

## Zweites Capitel.

### Das Luftmeer, sein Druck und seine Strömungen.

160 Die Lufthülle der Erde. Die feste, zum Theil mit Wasser bedeckte Erdkugel ist mit einer gasförmigen Hülle umgeben, welche man mit dem Namen der Atmosphäre bezeichnet. Das Gasgemenge, aus welchem die Atmosphäre besteht, nennt man die Luft.

Die Hauptbestandtheile der atmosphärischen Luft sind Sauerstoffgas und Stickgas, deren Gemisch noch verhältnismäßig geringe Quantitäten von Kohlensäure und Wasserdampf beigemengt sind. In 100 Raumtheilen Luft sind 79 Raumtheile Stickgas und 21 Raumtheile Sauerstoffgas enthalten. Dieses Verhältniß ist fast ganz constant. Der Gehalt an Kohlensäure ist an und für sich sehr gering, unterliegt aber verhältnismäßig größeren Schwankungen als Sauerstoff und Stickstoff, indem 10,000 Raumtheile Luft 3,3 bis 5,3 Raumtheile Kohlensäure enthalten. Noch veränderlicher ist der Gehalt an Wasserdampf, wovon im folgenden Capitel ausführlicher gehandelt werden soll.

Der Luft kommt, wie dies in der Physik näher nachgewiesen wird, ebenso wie den festen und den tropfbar-flüssigen Körpern die Eigenschaft der Schwere zu. Die Lufttheilchen werden also von der Masse des Erdkörpers angezogen und dadurch auch verhindert, sich von der Erde aus in den Weltraum zu zerstreuen. Durch ihre Schwere wird die Atmosphäre zu einem integrierenden Theile der Erde, sie nimmt Theil sowohl an ihrer jährlichen wie an ihrer täglichen Bewegung.

Der Boden des Luftmeeres, welches wir Atmosphäre nennen, ist der Schauplatz alles organischen Lebens auf der Erde; nur durch Vermittelung der Luft wird das Thier- und Pflanzenleben unterhalten. Die Dichtigkeitsverhältnisse der Luft, ihre Bestandtheile, die Strömungen derselben, ihr Feuchtigkeitsgehalt und die durch denselben bedingten wässerigen Niederschläge, die Verbreitung der Wärme in der Atmosphäre sind also wesentliche Elemente für die Entwicklung der Flora sowohl wie der Fauna eines Landes.

Weil die Luft expansibel ist und das Volumen, welches eine gegebene Luftmenge einnimmt, von dem Drucke abhängt, welchem sie ausgesetzt ist, so ist klar,

daß die Atmosphäre nicht überall gleiche Dichtigkeit haben kann, daß dieselbe vielmehr von unten nach oben fortwährend abnehmen muß, weil ja die tieferen Luftschichten einem weit größeren Druck ausgesetzt sind als die höheren.

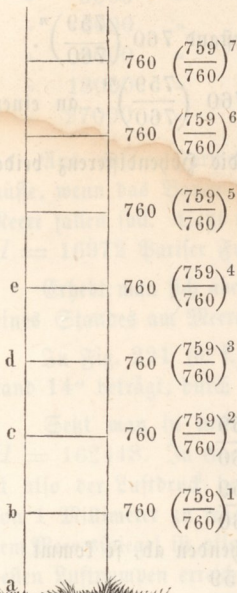
Daß die tieferen Luftschichten wirklich einen stärkeren Druck auszuhalten haben, das beweisen uns die in verschiedenen Höhen angestellten Barometerbeobachtungen. Am Meeresufer ist die Höhe der Barometersäule im Mittel 760 Millimeter; sobald man sich aber über den Meeresspiegel erhebt, sinkt das Barometer um so mehr, je höher man steigt; zu Potosi, in einer Höhe von 13220 Fuß, ist der mittlere Barometerstand nur noch 471 Millimeter (17,4 Zoll); in jener Höhe ist also der Luftdruck nur noch 0,62 von demjenigen, welcher am Ufer des Meeres stattfindet.

Daß die Luft in der Höhe weniger dicht ist als in der Tiefe, läßt sich gleichfalls durch Barometerversuche darthun. Vom Spiegel des Meeres aus muß man um 10,5 Meter steigen, wenn das Barometer um 1 Millimeter fallen soll; wenn man aber von Potosi aus noch höher steigt, so muß man sich um 16,8 Meter erheben, um ein Sinken des Barometers um 1 Millimeter zu erhalten. Die Dichtigkeit der Luft zu Potosi verhält sich also zu der Dichtigkeit der Luft am Ufer des Meeres wie 10,5 zu 16,8, d. h. im Niveau des Meeres ist die Luft 1,6mal dichter als zu Potosi, oder mit anderen Worten: die Dichtigkeit der Luft zu Potosi ist nur 0,62 von derjenigen, welche am Ufer des Meeres stattfindet.

### Barometrische Höhenmessung. Das Barometer ist dasjenige In-

161

Fig. 220.



strument, welches uns über die Dichtigkeitsverhältnisse der Luft in verschiedenen Höhen die beste Auskunft geben kann; um aber aus den Barometerbeobachtungen die gewünschten Resultate ziehen zu können, ist es nöthig, erst die Beziehungen kennen zu lernen, welche zwischen der Erhebung über den Meeresspiegel und dem entsprechenden Sinken des Barometers stattfindet.

Es ist soeben erwähnt worden, daß man von einem Orte aus, wo der Barometerstand 760 Millimeter beträgt, um 10,5 Meter steigen müsse, wenn das Barometer um 1 Millimeter, also bis auf 759 Millimeter (oder, was dasselbe ist, auf  $760 \frac{759}{760}$  Millimeter) fallen soll. Ohne merklichen Fehler können wir annehmen, daß die ganze Luftschicht von 10,5 Meter Höhe überall gleich dicht sei, wir können annehmen, daß sie so dicht sei als am Boden. Es sei *a*, Fig. 220, ein Punkt auf dem Boden, *b* ein 10,5 Meter höher gelegener Punkt, und jeder der folgenden Punkte *c*, *d*, *e* u. s. w. liege immer wieder um 10,5 Meter höher als der nächst tiefere. Da nach dem Mariotte'schen Gesetze die Dichtigkeit der Luft dem

Drucke proportional ist, unter welchem sie sich befindet, so muß die Luftschicht *bc* weniger dicht sein als *ab*, und zwar werden sich die Dichtigkeiten dieser Schichten verhalten wie die Barometerstände in *a* und *b*, d. h. die Dichtigkeit der Schicht *bc* ist  $\frac{759}{760}$  von der Dichtigkeit der Schicht *ab*. Wenn man also von *b* nach *c* steigt, so wird das Barometer nicht abermals um 1 Millimeter fallen, sondern nur um  $\frac{759}{760}$  Millimeter. Der Barometerstand in *c* ist demnach:

$$760 \frac{759}{760} - \frac{759}{760} = \frac{759}{760} (760 - 1) = \frac{759^2}{760} = 760 \left( \frac{759}{760} \right)^2 \text{ Millimeter.}$$

Auf diese Weise können wir weiter schließen, daß sich die Dichtigkeiten der Schichten *bc* und *cd* verhalten wie die Barometerstände in *b* und *c*, daß also die Schicht *cd*  $\frac{759}{760}$  mal leichter ist als die Schicht *bc*. Wenn also die Luftschicht *bc* einer Quecksilbersäule von  $\frac{759}{760}$  Millimetern das Gleichgewicht hält,

so kann die Schicht *cd* nur eine Quecksilbersäule von  $\frac{759}{760} \times \left( \frac{759}{760} \right) = \left( \frac{759}{760} \right)^2$  Millimeter tragen, und wenn man sich von *c* bis *d* erhebt, so muß das Barometer um  $\left( \frac{759}{760} \right)^2$  Millimeter fallen. In *d* ist also der Barometerstand

$$760 \left( \frac{759}{760} \right)^2 - \left( \frac{759}{760} \right)^2 = 760 \left( \frac{759}{760} \right)^3 \text{ Millimeter.}$$

Dies reicht hin, um das Gesetz zu übersehen: in *e* wird der Barometerstand  $760 \left( \frac{759}{760} \right)^4$ , in *f* wird er  $760 \left( \frac{759}{760} \right)^5$  sein zc. Wenn man sich also *n* mal 10,5 Meter über *a* erhebt, so ist der Barometerstand  $760 \left( \frac{759}{760} \right)^n$ .

Ist an einem Orte der Barometerstand  $B = 760 \left( \frac{759}{760} \right)^m$ , an einem anderen höher gelegenen  $b = 760 \left( \frac{759}{760} \right)^n$ , so ist die Höhendifferenz beider Orte  $(n - m)$  mal 10,5 Meter.

Aus den Gleichungen

$$B = 760 \left( \frac{759}{760} \right)^m$$

$$b = 760 \left( \frac{759}{760} \right)^n$$

folgt

$$\log. B = \log. 760 + m \cdot \log. \frac{759}{760}$$

$$\log. b = \log. 760 + n \cdot \log. \frac{759}{760}$$

Zieht man die letzte Gleichung von der vorhergehenden ab, so kommt

$$\log. B - \log. b = (m - n) \log. \frac{759}{760}$$

$$\log. B - \log. b = (n - m) 0,0005718$$

$$n - m = \frac{\log. B - \log. b}{0,0005718}$$

Da aber die Höhendifferenz  $H$  der beiden fraglichen Orte  $(n - m)$  10,5 Meter ist, so haben wir auch

$$H = 10,5 \frac{\log. B - \log. b}{0,0005718}$$

$$H = 18363 (\log. B - \log. b) \dots\dots 1)$$

Diese Formel giebt die Höhendifferenz  $H$  zweier Orte in Metern. Will man dieselbe in Pariser Fuß ausgedrückt haben, so hat man die Gleichung

$$H = 56521 (\log. B - \log. b) \dots\dots 2)$$

anzuwenden.

Da der Quotient  $\frac{B}{b}$  und folglich auch die Differenz  $\log. B - \log. b$  unverändert bleibt, mit welcher Einheit auch die Barometerstände  $B$  und  $b$  gemessen sein mögen, so kann man nach Belieben, sowohl in Gleichung 1) als auch in Gleichung 2) die Barometerstände  $B$  und  $b$  in Millimetern oder in Pariser Linien oder in irgend einem anderen Maße ausdrücken.

Nach dieser Formel ist der mittlere Barometerstand einer Höhe

von	1500	Pariser Fuß	über dem	Meere	715 <sup>mm</sup>	oder	26''	5'''	Par. M.
"	3000	"	"	"	673	"	24	10	"
"	6000	"	"	"	595	"	22	0	"
"	9000	"	"	"	527	"	19	6	"
"	18000	"	"	"	365	"	13	6	"
"	27000	"	"	"	252	"	8	5	"

Aus unserer Formel ergibt sich nun auch leicht, wie hoch man steigen müsse, wenn das Barometer auf die Hälfte des normalen Barometerstandes am Meere fallen soll. Setzt man  $B = 760$ ,  $b = 380$ , so folgt aus Gleichung 2)  $H = 16972$  Pariser Fuß.

Erhebt man sich abermals um 16972 Fuß, so muß das Barometer auf  $\frac{1}{4}$  seines Standes am Meere fallen u. s. w.

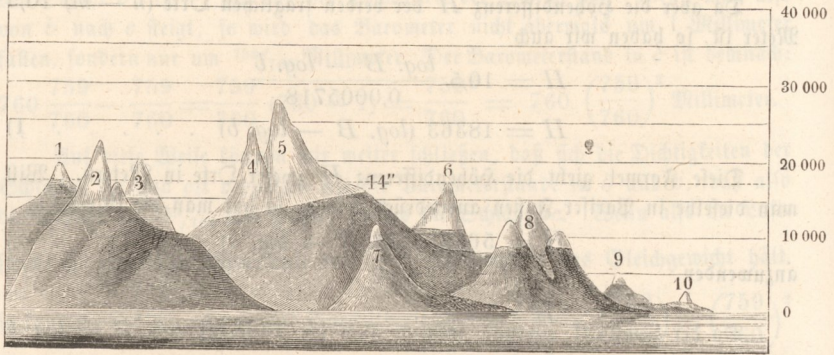
In Fig. 221 (a. f. S.) ist die Höhe, für welche der mittlere Barometerstand 14'' beträgt, durch eine punktirte Horizontallinie bezeichnet.

Setzt man in unserer Gleichung 2)  $B = 760$  und  $b = 1$ , so folgt  $H = 162448$ . In einer Höhe von 160000 Fuß, nahe 8 geographische Meilen, ist also der Luftdruck bereits so gering, daß er nur noch eine Quecksilbersäule von 1 Millimeter zu tragen im Stande ist; in einer Höhe von 8 Meilen über dem Meeresspiegel ist also die Luft schon so verdünnt, wie wir es kaum mit den besten Luftpumpen erreichen können.

In den unteren Schichten der Atmosphäre wiegen ungefähr 113 Cubikfuß

Luft 1 Pfund, eben so viel wiegen in einer Höhe von 8 Meilen erst 8600 Cubikfuß Luft.

Fig. 221.



**162** **Höhe der Atmosphäre.** So nimmt denn die Dichtigkeit der Luft mit zunehmender Erhebung über den Boden fortwährend ab, bis sie allmählig unmerklich wird und selbst auf die empfindlichsten physikalischen Instrumente nicht mehr zu wirken vermag. Was von Luft über die Höhe von 10 bis 12 geographischen Meilen hinausgeht, ist jedenfalls ein verschwindend kleiner Bruchtheil der übrigen Atmosphäre, und deshalb nimmt man in der Regel an, daß die Atmosphäre eine Höhe von 10 bis 12 geographischen Meilen habe.

Eben weil die Luft expansibel ist, kann sie nicht eine scharfe obere Gränze haben wie die Gewässer, welche die Erdoberfläche bedecken. Es findet eben in den höheren Luftregionen ein allmählicher Uebergang zur unendlichen Verdünnung Statt, und deshalb ist auch die Höhe der Atmosphäre keine absolut gegebene und präcis bestimmbare; man kann höchstens sagen, in welcher Höhe die Dichtigkeit der Luft unmerklich wird.

Nehmen wir in diesem Sinne die Höhe der Atmosphäre zu 10 bis 12 geographischen Meilen an, so sehen wir, daß diese Höhe sehr gering ist im Vergleich zum Durchmesser der Erde, welcher nahe 1700 geographische Meilen beträgt. Um sich ein klares Bild von dem Verhältniß der Erdkugel zu ihrer Atmosphäre zu machen, denke man sich eine Kugel von 1 Fuß Durchmesser, welche von einer nicht ganz 1 Linie dicken luftigen Hülle umgeben ist.

Aber weit unter der angegebenen Gränze verschwindet die letzte Spur des organischen Lebens, welches weder eine solche Luftverdünnung, noch eine so niedrige Temperatur ertragen kann, wie sie in jenen Höhen herrscht, und welches schwerlich bis auf die Gipfel der höchsten Berge hinaufsteigt.

**163** **Tägliche Variationen des Barometers.** Der Luftdruck ist selbst an einem und demselben Orte eine sehr veränderliche Größe, welche fortwährenden Schwankungen unterworfen ist. Wenn man in unseren Gegenden einige Zeit lang mehrmals täglich das Barometer beobachtet, so sind die oft sehr be-

deutenden Schwankungen so unregelmäßig, daß man auf den ersten Anblick durchaus keine periodischen Veränderungen wahrnehmen kann, während selbst aus ganz rohen Beobachtungen des Thermometers sich alsbald sowohl eine tägliche als eine jährliche Periode im Gange der Temperatur nachweisen läßt.

Um entscheiden zu können, ob mitten in den beständig stattfindenden zufälligen Schwankungen des Barometers sich nicht auch ein periodisches Steigen und Fallen geltend macht, muß man die Mittelzahlen einer großen Reihe von Barometerbeobachtungen mit einander vergleichen, welche regelmäßig zu bestimmten Stunden des Tages angestellt worden sind. Wenn man einen Monat lang das Barometer an mehreren bestimmten Stunden des Tages beobachtet und das Mittel aus allen zu derselben Stunde gemachten Beobachtungen nimmt, so reicht dies hin, um die Existenz einer täglichen Periode der Barometerschwankungen auch für unsere Gegenden zu beweisen. Die Tabelle auf Seite 400 enthält die Resultate einer 20jährigen von Bouvard auf der Sternwarte zu Paris angestellten Reihe von Barometerbeobachtungen; sie giebt die auf 0° reducirten Barometerstände in Millimetern an. Die Beobachtungsstunden waren 9 Uhr Morgens, 12 Uhr Mittags, 3 Uhr Nachmittags und 9 Uhr Abends.

Die erste Columne dieser Tabelle enthält die Angabe der Beobachtungsjahre; dann folgt die Angabe des in jedem Jahre beobachteten höchsten und tiefsten Barometerstandes. Die für eine jede Beobachtungsstunde angegebenen Zahlen sind das Mittel aus allen zu dieser Stunde im Laufe eines Jahres gemachten Beobachtungen; so ist z. B. 754,389 das Mittel aus allen im Laufe des Jahres 1819 um 3 Uhr Nachmittags beobachteten Barometerständen.

Man sieht aus dieser Tabelle, daß die für die verschiedenen Beobachtungsstunden gefundenen jährlichen Mittel ungleich sind; sie haben durchgängig den höchsten Werth für 9 Uhr Morgens, den niedrigsten um 3 Uhr Nachmittags; es spricht sich darin entschieden ein periodisches Sinken und Steigen aus; die nicht periodischen Schwankungen unberücksichtigt gelassen, sinkt demnach das Barometer ungefähr von 9 Uhr Morgens bis 3 Uhr Nachmittags, um dann wieder zu steigen. Um 9 Uhr Morgens steht das Barometer im Durchschnitt um 0,775 Millimeter höher als um 3 Uhr Nachmittags.

Die Amplitude der periodischen Schwankungen ist dieser Tabelle zufolge sehr gering im Vergleich zu den unregelmäßigen nicht periodischen Schwankungen; denn im Durchschnitt ist der höchste Barometerstand im Laufe eines Jahres 773,5 Millimeter, der niedrigste 731 Millimeter, ihre Differenz also 42,5 Millimeter, während die Differenz des täglichen Maximums und Minimums nur 0,775 Millimeter beträgt.

Um den Gang der täglichen Barometerschwankungen gehörig verfolgen zu können, muß eine Zeitlang wenigstens bei Tage stündlich das Barometer beobachtet werden. Die meisten Beobachtungsreihen dieser Art sind jedoch des Nachts nicht fortgesetzt; man kann aber mit ziemlicher Sicherheit aus den am Tage gemachten Beobachtungen auf den Gang des Barometers in der Nacht schließen.

Die Tabelle auf Seite 401 enthält die Resultate solcher Beobachtungsreihen, welche an verschiedenen Orten angestellt wurden.

Jahr.	Höchster Stand.		Tiefster Stand.		Mittlere Barometerstände.				
	5. St.	Tag. Monat.	F. St.	Tag. Monat.	9 Uhr.	12 Uhr.	3 Uhr.	9 Uhr.	Mittel.
	1819	770,89	1. Jan.	788,00	1. März.	755,104	754,863	754,889	754,789
1820	772,60	9. »	726,38	24. »	756,077	755,888	755,352	755,712	755,745
1821	780,82	6. Febr.	715,54	24. Dec.	755,986	755,755	755,285	755,764	755,697
1822	775,93	27. »	784,60	2. »	757,437	757,158	756,591	757,020	757,052
1823	772,23	7. Dec.	722,34	2. Febr.	755,033	754,796	754,353	754,633	754,704
1824	773,24	27. Mai.	728,66	12. Oct.	755,817	755,567	755,072	755,385	755,460
1825	776,35	10. Jan.	726,82	10. Nov.	757,742	757,430	756,873	756,962	757,252
1826	774,79	17. »	731,53	13. »	757,367	757,047	756,509	756,868	756,948
1827	773,48	28. Dec.	733,50	4. März.	756,211	755,995	755,484	755,847	755,884
1828	771,10	12. »	730,54	21. Febr.	756,306	756,084	755,616	755,982	755,997
1829	773,46	3. Febr.	734,68	7. Dec.	755,977	755,107	754,641	755,145	755,068
1830	771,90	1. Jan.	729,42	9. Dec.	755,691	755,691	755,255	755,772	755,646
1831	772,40	8. »	733,80	30. April.	755,356	755,157	754,676	755,176	755,091
1832	771,02	4. April.	738,05	30. »	757,893	757,548	757,025	757,597	757,515
1833	774,04	8. Jan.	730,68	1. »	755,790	755,508	754,988	755,521	755,452
1834	772,00	27. Dec.	739,46	10. Jan.	759,014	758,650	758,073	758,690	758,607
1835	776,63	2. Jan.	730,16	10. Oct.	757,270	756,990	756,494	737,114	756,967
1836	775,81	2. »	724,00	28. März.	755,363	755,088	754,578	755,165	755,036
1837	772,41	14. Oct.	737,74	13. Sept.	756,686	756,381	755,861	756,360	756,322
1838	772,31	31. Dec.	728,88	23. Febr.	754,679	754,365	753,896	754,355	754,324
1839	771,53	1. Jan.	735,77	20. »	755,386	755,102	754,631	755,048	755,041
1840	772,37	11. »	731,70	4. »	756,492	756,135	755,628	756,198	756,113
Mittel	773,51		731,01		756,287	756,009	755,512	755,957	755,941

D r e.	Gr. Decan.	Gumana.	La Guayra.	Calcutta.	Padua.	Halle.	Alco.	Petersburg.
Entfernung vom Aequator.	0° 0'	10° 28' n.	10° 36' n.	22° 35' n.	45° 24' n.	51° 29' n.	60° 57' n.	59° 66' n.
Beobachter:	Görner.	Humboldt.	Boussingault.	Balfour.	Gimignano.	Ramh.	Hallström.	Kupfer.
Mittag	752,35	756,57	759,41	759,61	757,02	753,29	759,31	759,47
1	751,87	755,99	758,91	759,22	756,85	753,11	759,29	»
2	751,55	755,47	758,41	758,39	756,67	752,99	759,27	759,38
3	751,15	755,14	758,12	758,12	756,54	752,89	759,25	»
4	751,02	754,96	758,05	757,91	756,47	752,84	759,25	759,32
5	751,31	755,14	758,10	757,93	756,46	752,86	759,27	»
6	751,71	755,41	758,40	758,01	756,50	752,91	759,29	759,31
7	751,93	755,81	758,90	758,02	756,63	753,02	759,34	»
8	752,35	756,21	759,19	758,54	756,79	753,14	759,39	759,32
9	752,74	756,59	759,69	759,24	756,92	753,24	759,44	»
10	752,85	756,87	759,98	759,33	757,02	753,31	759,47	759,86
11	752,86	757,15	759,98	759,09	757,02	753,29	759,47	»
Mitternacht	752,47	756,86	759,64	758,80	757,01	753,23	759,41	759,35
1	752,20	756,53	759,34	758,62	756,90	753,14	759,33	»
2	751,77	756,21	759,05	758,57	756,84	753,05	759,24	759,32
3	751,63	755,89	758,81	758,49	756,78	752,99	759,14	»
4	751,32	755,66	758,68	758,47	756,74	752,99	759,07	759,32
5	741,65	755,79	758,85	758,44	756,75	753,34	759,03	»
6	751,95	756,18	759,32	758,68	756,79	753,12	759,04	759,39
7	752,48	756,58	759,94	759,16	756,89	753,24	759,08	»
8	752,95	756,98	760,50	759,88	757,01	753,37	759,15	759,49
9	753,16	757,31	759,68	760,11	757,08	753,44	759,21	»
10	753,15	757,32	760,50	760,19	757,14	753,46	759,29	759,51
11	752,80	757,01	759,99	760,09	757,07	753,40	759,32	»



Nach dieser Tabelle ist in den folgenden Figuren der Gang der täglichen Barometervariationen für Cumana, Calcutta, Padua und Petersburg anschaulich gemacht.

Fig. 222. Cumana.

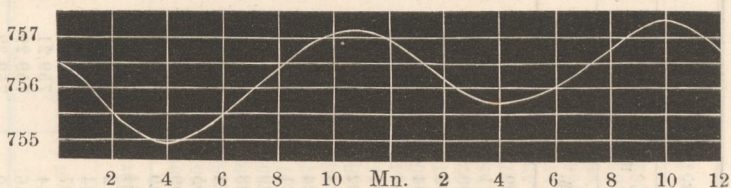


Fig. 223. Calcutta.

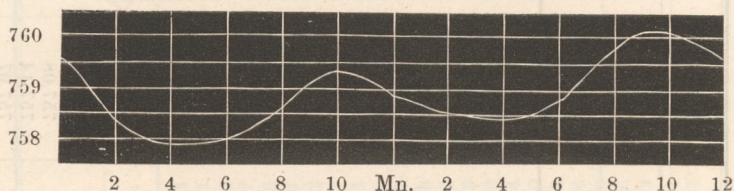


Fig. 224. Padua.

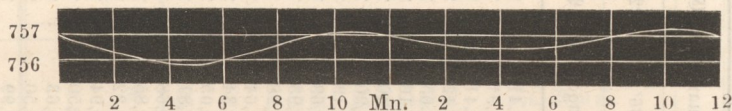
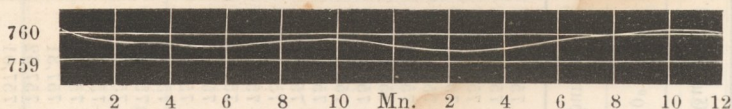


Fig. 225. Petersburg.



Die Zeit ist zur Abscisse genommen, der Maßstab der Ordinaten aber ist vergrößert, weil die Amplitude der täglichen Variationen namentlich in höheren Breiten sonst wegen ihrer Kleinheit nicht sichtbar geworden wäre; die Entfernung je zweier auf einander folgender Horizontallinien stellt  $\frac{1}{2}$  Millimeter dar.

Das Barometer sinkt also vom Mittag an und erreicht zwischen 3 und 5 Uhr sein erstes Minimum, es steigt dann und erreicht ein Maximum zwischen 9 und 11 Uhr Abends; ein zweites Minimum tritt gegen 4 Uhr Morgens, ein zweites Maximum gegen 9 Uhr Morgens ein.

Die Stunden, in welchen die tägliche Variation ein Maximum oder Minimum erreicht, nennt man Wendestunden.

Die Wendestunden sind bei uns nicht für alle Jahreszeiten dieselben, wie

man aus folgender Tabelle ersehen kann, welche für Halle die Wendestunden in den verschiedenen Monaten des Jahres enthält.

Monate.	Minimum.	Maximum.	Minimum.	Maximum.
Januar . . . . .	2,81h. M.	9,17h. M.	4,91h. M.	9,91h. M.
Februar . . . . .	3,43	9,46	3,86	9,66
März . . . . .	3,82	9,80	3,87	10,10
April . . . . .	4,46	10,27	3,53	9,53
Mai . . . . .	5,43	10,93	3,03	9,13
Juni . . . . .	5,20	10,93	2,83	8,73
Juli . . . . .	5,21	11,04	3,04	8,48
August . . . . .	4,86	11,66	3,06	8,96
September . . . . .	4,55	10,45	3,45	9,71
October . . . . .	4,17	10,24	3,97	10,07
November . . . . .	3,52	9,85	4,68	10,08
December . . . . .	3,15	9,11	3,91	10,18

Bestimmt man die Wendestunden, indem man das Mittel aus allen Monatszahlen nimmt, so ergeben sich für alle Orte sehr nahe dieselben Wendestunden. Wenn die Wendestunden nicht für alle Orte genau dieselben sind, so rührt vielleicht der Unterschied nur daher, daß nicht an allen Orten die Beobachtungsreihen lange genug fortgesetzt wurden; nimmt man alle auf der nördlichen Halbkugel angestellten Beobachtungen zusammen, so ergeben sich im Durchschnitt folgende Wendestunden:

Minimum des Nachmittags	4 Uhr	5 Minuten.
Maximum des Abends . . .	10 »	11 »
Minimum des Morgens . . .	3 »	45 »
Maximum des Morgens . . .	9 »	37 »

Bergleicht man die Amplitude der täglichen Variationen, so findet man, wie schon angeführt wurde, daß sie in den Tropen am größten ist, und daß sie um so mehr abnimmt, je weiter man sich von dem Aequator entfernt. In Cumaná beträgt die Amplitude der täglichen Variationen 2,36, in Petersburg nur 0,2 Millimeter.

Auch die Jahreszeiten üben auf die Größe der täglichen Variationen einen Einfluß aus; selbst in den Tropen ist die Amplitude derselben während der Regenzeit geringer. Im Winter ist die Amplitude der täglichen Schwankungen ein Minimum; zu welcher Zeit sie ein Maximum ist, hat man bis jetzt noch nicht genügend ermittelt. Die folgende Tabelle giebt die Werthe der täglichen Amplitude zu Halle und Mailand für die 12 Monate des Jahres an.

Monate.	Halle.	Mailand.
	mm.	mm.
Januar . . .	0,393	0,738
Februar . . .	0,476	0,718
März . . .	0,488	0,871
April . . .	0,569	0,871
Mai . . .	0,546	0,801
Juni . . .	0,557	0,961
Juli . . .	0,566	0,952
August . . .	0,569	0,812
September . . .	0,546	0,817
October . . .	0,566	0,745
November . . .	0,426	0,727
December . . .	0,363	0,700

164 **Jährliche Periode der Barometerschwankungen.** Wenn man den mittleren Barometerstand für die verschiedenen Monate des Jahres bestimmt, so findet man bald, daß er sich von einem Monate zum anderen bedeutend ändert, und man erkennt in diesen Veränderungen auch bald eine jährliche Periode des Sinkens und Steigens. Die beiden folgenden Tabellen enthalten die mittleren Barometerstände der verschiedenen Monate für 10 Orte der nördlichen Hemisphäre.

Monate.	Havannah.	Calcutta.	Benares.	Macao.	Cairo.
	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.
Januar . . . . .	765,24	764,57	755,41	767,93	762,40
Februar . . . . .	760,15	758,86	752,91	767,01	»
März . . . . .	760,98	756,24	751,19	766,08	759,43
April . . . . .	759,58	753,83	747,33	761,93	760,10
Mai . . . . .	758,19	750,81	745,01	761,64	758,23
Juni . . . . .	760,67	748,10	741,13	757,31	754,42
Juli . . . . .	760,67	747,54	740,65	757,91	753,90
August . . . . .	757,33	748,53	743,31	757,91	754,06
September . . . . .	757,46	751,85	745,98	762,22	756,70
October . . . . .	758,19	755,25	750,35	763,37	759,70
November . . . . .	761,25	758,37	753,06	766,17	760,76
December . . . . .	763,62	760,59	755,57	768,65	761,82

Monate.	Paris.	Straß- burg.	Halle.	Berlin.	Peters- burg.
	mm.	mm.	mm.	mm.	mm.
Januar . . . . .	758,86	751,62	754,64	761,91	762,54
Februar . . . . .	759,09	752,43	753,44	761,23	763,10
März . . . . .	56,33	751,19	751,62	759,90	760,76
April . . . . .	755,18	749,95	750,98	757,82	761,19
Mai . . . . .	755,61	750,49	752,57	759,88	760,94
Juni . . . . .	757,28	752,16	752,70	759,81	759,83
Juli . . . . .	756,52	751,64	753,27	759,58	758,25
August . . . . .	756,74	752,03	752,18	759,02	759,94
September . . . . .	756,61	752,59	753,42	760,53	761,19
October . . . . .	754,42	751,82	755,55	761,25	760,82
November . . . . .	755,75	751,28	753,27	759,43	758,05
December . . . . .	755,09	750,70	754,10	760,35	760,22

Fig. 226. Calcutta.

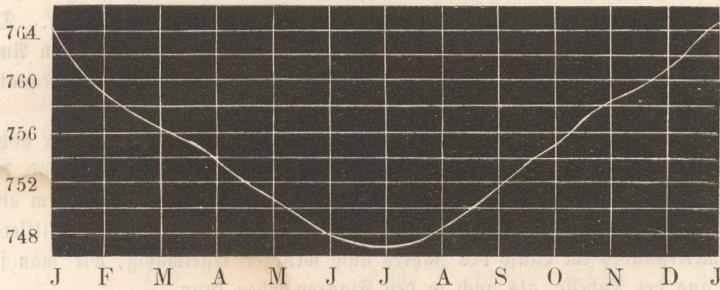


Fig. 227. Macao.

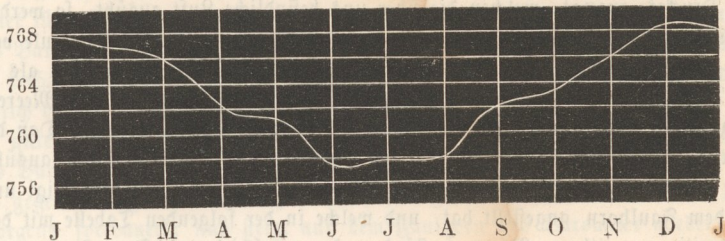


Fig. 228. Paris.

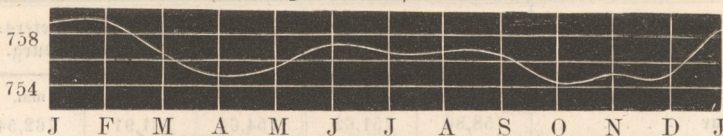
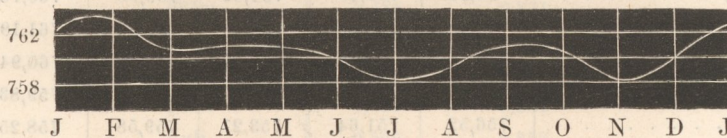


Fig. 229. Petersburg.



Um die Veränderungen des mittleren Barometerstandes im Laufe eines Jahres anschaulicher zu machen, folgt hierbei in Fig. 226 bis 229 die graphische Darstellung derselben für Calcutta, Macao, Paris und Petersburg. Die Entfernung zweier Horizontallinien entspricht einer Höhendifferenz von 2 Millimetern, in verticaler Richtung ist also der Maßstab dieser Figuren 4mal kleiner, als der Maßstab der Figuren 222 bis 225.

In Calcutta, wo man eine achthjährige Reihe von Beobachtungen angestellt hat, spricht sich die jährliche Periode am entschiedensten aus. Im Januar ist der mittlere Barometerstand am höchsten, er sinkt beständig bis zum Juli, wo er sein Minimum erreicht, und steigt dann wieder bis zum Januar. Die Amplitude der jährlichen Periode beträgt für Calcutta 17 Millimeter; in Amerika scheint diese Amplitude, welche ebenfalls mit der Entfernung vom Aequator abnimmt, geringer zu sein.

Auch in höheren Breiten ist der mittlere Barometerstand im Winter höher als in allen übrigen Jahreszeiten, allein die Differenz des größten und des kleinsten Monatsmittels ist weit geringer als in den Tropen. Außerdem aber ist in größerer Entfernung vom Aequator der periodische Gang des mittleren Barometerstandes im Laufe des Jahres auch weniger regelmäßig, wie man sowohl aus der Tabelle, als auch in den Figuren sehen kann.

**165 Einfluss der Höhe über dem Meeresspiegel auf die periodischen Schwankungen des Barometers.** Da das Barometer die Größe des Druckes anzeigt, welchen die über uns befindliche Luft ausübt, so werden die Schwankungen des Barometers auf hohen Bergen, wo eine Luftsäule von weit geringerer Höhe und Dichtigkeit drückt, auch geringer sein müssen als in der Tiefe, und es läßt sich erwarten, daß in gewissen Höhen über dem Meeresspiegel die Veränderungen des Luftdrucks fast ganz unmerklich werden. Daß die Erhebung über das Niveau des Meeres wirklich einen solchen Einfluß ausübt, geht aus den Barometerbeobachtungen hervor, welche Kämg auf dem Rigi und auf dem Faulhorn angestellt hat, und welche in der folgenden Tabelle mit den gleichzeitigen mittleren Barometerständen der verschiedenen Tagesstunden zu

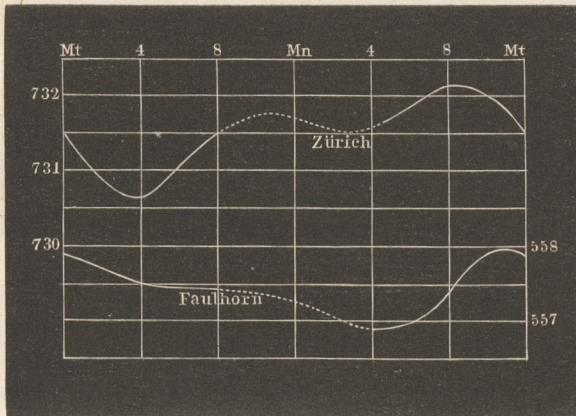
Zürich zusammengestellt sind. Die Zahlen von 10 Uhr Abends bis 5 Uhr Morgens sind durch Interpolation bestimmt.

Stunden.	Zürich.	Rigi.	Unter- schiebe.	Zürich.	Faulhorn.	Unter- schiebe.
	mm 720 +	mm 610 +	mm 100 +	mm 730 +	mm 550 +	mm 170 +
Mittag.	4,08	4,36	9,72	1,58	7,88	3,70
1	3,92	4,37	9,57	1,25	7,75	3,50
2	3,82	4,38	9,45	0,99	7,66	3,33
3	3,72	4,34	9,38	0,71	7,59	3,13
4	3,63	4,34	9,30	0,64	7,50	3,15
5	3,61	4,30	9,31	0,76	7,49	3,27
6	3,76	4,38	9,38	0,92	7,51	3,41
7	3,95	4,40	9,57	1,21	7,41	3,80
8	4,22	4,57	9,87	1,52	7,43	4,10
9	4,55	4,70	9,85	1,72	7,44	4,27
10	4,61	4,72	9,90	1,79	7,41	4,39
11	4,68	4,68	10,00	1,77	7,36	4,41
Mitternacht.	4,58	4,58	10,01	1,72	7,28	4,44
1	4,43	4,45	9,99	1,63	7,19	4,45
2	4,28	4,30	9,98	1,54	7,08	4,47
3	4,19	4,17	10,03	1,51	6,96	4,55
4	4,18	4,09	10,10	1,54	6,90	4,65
5	4,25	4,03	10,23	1,66	6,90	4,76
6	4,31	4,03	10,28	1,79	7,05	4,76
7	4,38	4,05	10,33	1,97	7,16	4,80
8	4,41	4,13	10,28	2,13	7,36	4,77
9	4,38	4,16	10,22	2,20	7,62	4,57
10	4,29	4,23	10,06	2,12	7,89	4,24
11	4,19	4,34	9,86	1,87	7,99	3,97

Hier zeigt sich der Einfluß der Höhe auf die Größe der täglichen Variationen entschieden. Die Differenz zwischen dem höchsten und niedrigsten Stande ist in Zürich 1,56 Millimeter, während sie auf dem Faulhorn nur 1,09 Millimeter ist. Außer der Größe der Schwankungen zeigt sich aber auch im Gange des Barometers eine große Verschiedenheit, wie man am besten aus Fig. 230 (a. f. S.) ersieht, in welcher die täglichen Variationen auf dem Faulhorn und in Zürich durch Curven anschaulich gemacht sind. Die Zahlen rechts beziehen sich auf die untere, die Zahlen links auf die obere Curve. Man sieht, daß am Nachmittag das Barometer an beiden Orten sinkt; in Zürich steigt es aber von 4 Uhr an bis gegen 10 Uhr Abends, während auf dem Faulhorn das Sinken bis 5 Uhr Morgens fortdauert; nun steigt auf dem Faulhorn das Barometer wieder bis gegen Mittag, während es in Zürich schon um 9 Uhr Morgens seinen höchsten

Stand erreicht; auf dem Faulhorn ist also im Laufe des Tages nur ein unterschiedenes Maximum und ein unterschiedenes Minimum wahrzunehmen.

Fig. 230.



166 **Mittlere monatliche Schwankungen.** Es ist bereits erwähnt worden, daß in unseren Gegenden die periodischen Schwankungen des Barometers durch die zufälligen, nicht periodischen maskirt sind, daß man die periodischen Schwankungen nur durch Mittelzahlen aus lange fortgesetzten Beobachtungsreihen nachweisen kann. Wir wollen uns jetzt zur Betrachtung der nicht periodischen Schwankungen wenden und zunächst den Einfluß der Jahreszeiten auf die Größe derselben kennen lernen.

Nach den vom physikalischen Vereine zu Frankfurt a. M. angestellten meteorologischen Beobachtungen sind Folgendes die Unterschiede des höchsten und tiefsten Tagesmittels für jeden der 12 Monate vom Jahre 1837 bis 1843 in Pariser Linien:

	1837	1838	1839	1840	1841	1842	1843	Mittel.
Januar . . .	9,5	10,5	15	13,5	15	10,5	18	13,1
Februar . . .	13	15	10,5	15,5	10	13	13	13
März . . . .	6,5	12,5	10	8,5	13	12	7,5	10
April . . . .	8,5	8	6,5	8	8	11,5	8	8,3
Mai . . . . .	6	7,5	7	11	7,5	6,5	7	7,5
Juni . . . . .	3,5	5,5	7,5	5,5	8,5	5	5	5,8
Juli . . . . .	4,5	5,5	4,5	6,5	7	7	8,5	6,2
August . . . .	8,5	7,5	8,5	6	8	7	5,5	7,3
September . .	8	9,5	9,5	9,5	6	8	9	8,3
October . . . .	11	8,5	4	13	11	13	11	10,2
November . . .	13	12	7,5	14	16,5	14	7	12
December . . .	9,5	9,5	9,5	12,5	10	8,5	7,5	9,6

Man ersieht aus dieser Tabelle, daß die Größe der nicht periodischen Schwankungen im Sommer kleiner ist als im Winter, besonders deutlich ersieht man dies aus den Mittelzahlen der letzten Columne. Nimmt man das Mittel aus den 12 Zahlen der letzten Columne, so erhält man den Werth 9,28 Pariser Linien oder 20,4 Millimeter als Durchschnittswerth für die Differenz der monatlichen Extreme.

Dies ist jedoch noch nicht der wahre Mittelwerth für die Größe der monatlichen Schwankungen; denn wir haben ja nicht die Differenz des im Laufe eines Monats beobachteten höchsten und niedrigsten Barometerstandes, sondern nur den Unterschied des höchsten und tiefsten mittleren täglichen Barometerstandes in Rechnung gebracht.

Die folgende Tabelle enthält die mittlere monatliche Amplitude der Barometerschwankungen an verschiedenen Orten der Erde.

Batavia . . . . .	6° 12' S.	2,98 <sup>mm</sup>
Tivoli (St. Domingo) . . . . .	18 35 N.	4,11
Havannah . . . . .	23 9	6,38
Calcutta . . . . .	22 34	8,28
Teneriffa . . . . .	28 26	8,48
Funchal (Madeira) . . . . .	22 37	10,42
Cap der guten Hoffnung . . . . .	33 55 S.	12,45
Rom . . . . .	41 53 N.	17,15
Montpellier . . . . .	43 36	18,02
Mailand . . . . .	45 28	19,24
Wien . . . . .	48 13	20,53
Prag . . . . .	50 5	21,54
Paris . . . . .	48 50	23,66
Mannheim . . . . .	48 29	23,66
Moskau . . . . .	55 46	24,05
Berlin . . . . .	52 31	25,24
New-Haven (Connecticut) . . . . .	41 10	25,29
Sakugt . . . . .	62 2	25,92
London . . . . .	51 31	27,88
Petersburg . . . . .	59 56	29,24
Nain (Labrador) . . . . .	57 8	32,35
Christiania . . . . .	59 55	33,05
Raes (Island) . . . . .	64 30	35,91

Die nicht periodischen Barometerschwankungen sind also nicht allein im Winter größer als im Sommer, sondern sie sind auch in kalten Ländern bedeutender als in heißen, d. h. sie nehmen im Allgemeinen um so mehr zu, je weiter man sich vom Aequator entfernt.

Solche Linien auf der Erdoberfläche, welche alle Orte mit einander verbinden, für welche die mittlere monatliche Amplitude der Barometerschwankungen dieselbe ist, heißen isobarometrische Linien.



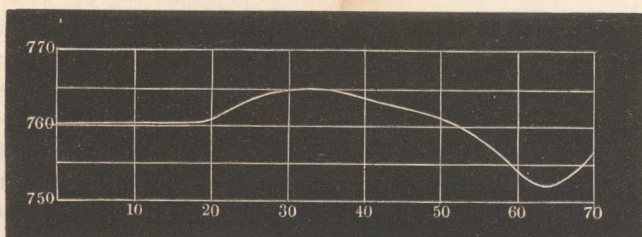
Wir können hier den Lauf der isobarometrischen Linien nicht weiter verfolgen und müssen uns auf einige allgemeine Bemerkungen beschränken. Aus der eben mitgetheilten Tabelle ersieht man, daß die isobarometrischen Linien durchaus nicht mit den Parallellkreisen zusammenfallen. Calcutta und Havannah liegen nahe in gleicher Breite, und doch sind die Barometerschwankungen in Calcutta weit bedeutender. An der Ostküste von Nordamerika sind die zufälligen Schwankungen des Barometers viel größer als an den Westküsten von Europa, sie sind in New-Haven und dem  $11^{\circ} 21'$  nördlicher gelegenen Berlin fast gleich, die isobarometrischen Linien steigen also von den Ostküsten Nordamerikas nach Europa und entfernen sich dann um so weiter vom Aequator, je weiter man ins Innere des Continents der alten Welt kommt.

167 **Mittlere Barometerhöhe im Niveau des Meeres.** Man glaubte früher, daß der mittlere Barometerstand am Meeresspiegel allenthalben derselbe sei; dies ist jedoch nicht der Fall, wie man aus folgender Tabelle ersehen kann, in welcher die mittleren Barometerstände verschiedener nicht merklich über dem Meeresspiegel gelegener Orte zusammengestellt sind.

Cap der guten Hoffnung . . . . .	33° S.	763,01 mm
Rio Janeiro . . . . .	23	764,03
Christianborg . . . . .	5° 30' N.	760,10
St. Thomas . . . . .	19	760,51
Macao . . . . .	23	762,99
Madeira . . . . .	32 30	765,18
Neapel . . . . .	41	762,95
Paris . . . . .	49	761,41
Edinburgh . . . . .	56	758,25
Reikiavig . . . . .	64	752,00
Spitzbergen . . . . .	75 30	756,76

Wir sehen aus dieser Tabelle, wie dies in Fig. 231 auch graphisch dargestellt ist, daß der mittlere Barometerstand am Meere vom Aequator nach dem

Fig. 231.



Nordpole hin erst wenig, dann rascher zunimmt, daß er zwischen dem 30. und 40. Breitengrade sein Maximum erreicht, dann weiter nach Norden hin wieder abnimmt und zwischen dem 60. und 70. Grade nördlicher Breite am kleinsten ist.

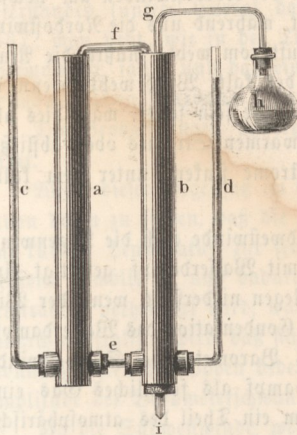
**Ursachen der Barometerschwankungen.** Die letzte Ursache aller Barometerschwankungen ist in der ungleichen und stets sich ändernden Wärmevertheilung auf der Erde zu suchen. Da sich die Wärmevertheilung auf der Erde beständig ändert, so wird auch das Gleichgewicht in jedem Augenblicke gestört, es entstehen Luftströmungen, welche das gestörte Gleichgewicht herzustellen streben, und so ist denn die Luft in beständiger Bewegung; bald mehr erwärmt und deshalb leichter, bald wieder erkaltet und deshalb dichter, bald mehr, bald weniger Wasserdampf enthaltend, wird auch der Druck der Luftsäule fortwährenden Veränderungen unterworfen sein, welche uns das Barometer anzeigt.

Daß wirklich Temperaturveränderungen die Ursache der Barometerschwankungen sind, geht schon daraus hervor, daß sie in den Tropen, wo die Temperatur so wenig veränderlich ist, auch am unbedeutendsten sind; in höheren Breiten dagegen, wo die Variationen der Temperatur immer bedeutender werden, ist auch die Amplitude der zufälligen Barometerschwankungen sehr groß; ja selbst im Sommer, wo die Temperatur im Allgemeinen weniger veränderlich ist, sind die Oscillationen des Barometers kleiner als im Winter.

Im Allgemeinen kann man leicht darthun, daß die ungleiche stets sich ändernde Erwärmung der Luft beständige Veränderungen in der Größe des Luftdrucks zur Folge haben muß.

Wenn an irgend einem Orte die Luft bedeutend erwärmt wird, so dehnt sie sich aus, die Luftsäule erhebt sich über die Luftmasse, welche auf den kälteren Umgebungen ruht, die in die Höhe gestiegene Luft wird also oben nach den Seiten hin abfließen, der Druck der Luft muß also an den wärmeren Orten abnehmen, das Barometer wird daselbst sinken müssen; in den kälteren Umgebungen aber muß das Barometer steigen, weil sich die in den oberen Regionen der erwärmten Gegenden seitwärts abfließende Luft über die Atmosphäre der kälteren Gegenden verbreitet.

Fig. 232.



Es läßt sich dies durch den Apparat Fig. 232, anschaulich machen. *a* und *b* sind Blechröhren von  $1\frac{1}{2}$  bis 2 Fuß Höhe, welche unten bei *e* durch ein Stück Thermometerrohr verbunden sind. Mit der Blechröhre *a* ist die Glasröhre *c*, mit der Röhre *b* ist die Glasröhre *d* in Verbindung. Wenn man in eine der Röhren *b* oder *a* Wasser gießt, so wird dasselbe nur langsam durch die enge Röhre bei *e* in die andere

Röhre fließen können. Wenn man beide Röhren *a* und *b* fast bis oben füllt und sie dann oben durch ein hinlänglich weites Heberrohr *f* in Verbindung setzt, so muß sich das Wasser in allen vier Röhren, *c*, *a*, *b* und *d*, gleich hoch stellen. Nun aber geht durch das Blechröhr *b* von oben bis unten ein unten offenes

201 Glasrohr *gi* hindurch, durch welches die in dem Kolben *h* mittelst einer Weingeistlampe entwickelten Wasserdämpfe hindurchgeleitet werden. In unserer Figur ist der Kolben *h* neben die Röhre *d* gezeichnet worden; es ist aber besser, wenn er, was sich in der Figur nicht so gut hätte darstellen lassen, hinter *b* sich befindet.

Da das Rohr *gi* mit kaltem Wasser umgeben ist, so werden die durchstreichenden Dämpfe verdichtet, und das Wasser in *b* wird erwärmt. Wenn nun zwischen *a* und *b* gar keine Verbindung wäre, so würde die Wassersäule in *b* steigen, ohne daß das Wasser in *d* steigt, weil *b* erwärmt wird, *d* aber kalt bleibt; da aber die Röhren *b* und *a* oben durch die Heberöhre *f* verbunden sind, so kann das Wasser in *b* nicht höher stehen als in *a*, ein Theil des in *b* erwärmten Wassers fließt nach *a* über, und in Folge dessen sinkt das Wasser in *d*, in *c* aber steigt es, weil zu dem schon in *a* vorhandenen Wasser noch neues durch den Heber *f* hinzukommt.

Wäre *e* eine hinlänglich weite Röhre, so würde das Wasser in allen vier Röhren stets gleich hoch bleiben, weil in dem Maße, als warmes Wasser durch *f* nach *a* fließt, unten umgekehrt kaltes Wasser durch *e* nach *b* fließen, weil sich also das gestörte Gleichgewicht in jedem Augenblicke wieder herstellen würde; dies ist aber nicht möglich, weil die Röhre *e* zu enge ist. Ebenso wird in erkalteten Gegenden der Luftdruck zu-, in erwärmten abnehmen, weil die Luft in den unteren Regionen nicht schnell genug der erwärmten Gegend zuströmen kann, um das gestörte Gleichgewicht sogleich wieder herzustellen.

Dadurch erklärt sich auch, warum in unseren Gegenden im Durchschnitte bei Südwestwinden das Barometer am tiefsten, bei Nordostwinden am höchsten steht; die Südwestwinde bringen uns warme Luft, während uns die Nordostwinde kältere Luft zuführen. Da wo ein warmer Luftstrom weht, müßte die Atmosphäre eine größere Höhe haben als da, wo der kalte Wind weht, wenn der Druck der ganzen Luftsäule an beiden Orten derselbe sein sollte; wäre dies aber auch wirklich der Fall, so würde die Luft des warmen Stromes oben abfließen, das Barometer also unter dem warmen Luftströme sinken, unter dem kalten dagegen steigen.

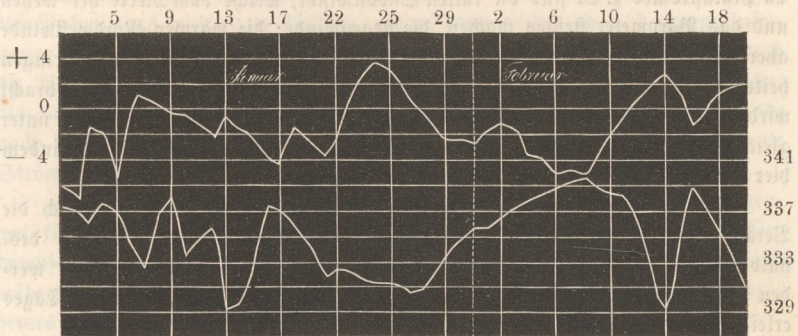
In Europa sind im Durchschnitte die Südwestwinde auch die Regenwinde, weil sie, von wärmeren Meeren kommend, mit Wasserdampf gesättigt sind, welcher sich nach und nach verdichtet und als Regen niederschlägt, wenn der Wind zu immer kälteren Gegenden gelangt. In dieser Condensation des Wasserdampfes ist ein zweiter Grund zu suchen, warum das Barometer bei Südwestwinden niedrig steht. So lange nämlich der Wasserdampf als förmliches Gas einen Bestandtheil der Atmosphäre ausmacht, ist ihm ein Theil des atmosphärischen Druckes zuzuschreiben, ein Theil der Quecksilbersäule im Barometer wird durch den Wasserdampf getragen; das Barometer muß also sinken, wenn der Wasserdampf aus der Atmosphäre durch Verdichtung ausgeschieden wird.

Dieser Umstand erklärt auch, daß der mittlere Barometerstand am Meere zwischen dem 60. und 70. Breitengrade so gering ist; die Luft, welche von

südlichen Gegenden herkommt, verliert mehr und mehr ihren Wassergehalt, der Druck, den sie ausübt, muß also nach und nach abnehmen.

Nach der eben entwickelten Ansicht ist das Sinken des Barometers eine Erscheinung, welche das Wehen warmer Winde begleitet, während kalte Winde ein Steigen des Barometers veranlassen; im Allgemeinen wird also das Thermometer steigen, wenn das Barometer fällt. Dies ist auch in der That der Fall, und zwar tritt dieser Gegensatz im Gange der beiden Instrumente am deutlichsten im Winter auf. Die Figur 233, welche den Beobachtungen des physikalischen Vereins zu Frankfurt a. M. entnommen ist, zeigt den Gang der

Fig. 233.



mittleren täglichen Temperatur (obere Curve) und des mittleren täglichen Barometerstandes (untere Curve) daselbst vom 1. Januar bis zum 20. Februar 1837; man sieht, wie in der That das Barometer gewöhnlich steigt, wenn das Thermometer fällt, und daß ein barometrisches Minimum meistens mit einem thermometrischen Maximum zusammenfällt.

Die Beobachtungen anderer Jahre und anderer Orte geben dasselbe Resultat.

Wenn dieser Gegensatz im Sommer nicht so rein austritt, so ist der Grund davon darin zu suchen, daß die an sich warmen Südwestwinde im Sommer doch eine kühlere Temperatur zur Folge haben, weil, wenn sie wehen, der Himmel meistens bewölkt ist und dadurch die Erwärmung des Bodens durch die Sonnenstrahlen verhindert wird, während die abkühlende Wirkung der Nordostwinde dadurch neutralisirt wird, daß sich bei heiterem Himmel durch die kräftig wirkenden Sonnenstrahlen der Boden bedeutend erwärmt. Damit hängt auch die geringe Amplitude der Barometerschwankungen im Sommer zusammen.

Da die Südwestwinde, welche in unseren Gegenden ein Sinken des Barometers bewirken, uns auch eine feuchte Luft zuführen und regnerisches Wetter bringen, während das Barometer steigt, wenn Nordostwinde wehen, welche die Luft trocken und den Himmel heiter machen, so kann man allerdings sagen, daß im Allgemeinen ein hoher Barometerstand schönes Wetter, ein tiefer aber schlechtes Wetter anzeigt. Dies ist aber, wie gesagt, nur eine Durchschnittsregel, denn

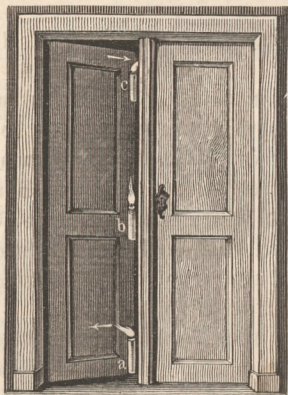
bei Nordostwind ist der Himmel auch öfters bewölkt, bei Südwestwind auch manchmal heiter; sie ist jedoch in derselben Ausdehnung wahr wie die, daß bei Nordostwind das Barometer hoch, bei Südwestwind dagegen tief steht; dies ist auch nicht immer, sondern nur im Durchschnitte wahr. Wir können uns von solchen Anomalien keine Rechenschaft geben, weil uns die mannigfachen Elemente nicht genügend bekannt sind, welche den Gleichgewichtszustand der Atmosphäre bedingen.

Daß ein hoher Barometerstand im Allgemeinen heiteres Wetter, ein tiefer aber trübes Wetter anzeigt, ist auch nur für solche Orte wahr, an welchen die warmen Winde zugleich die Regen bringenden sind. An dem Ausflusse des La Platastromes z. B. sind die kalten Südostwinde, welche vom Meere her wehen und das Barometer steigen machen, die Regenwinde; die warmen Nordwestwinde aber, bei welchen das Barometer sinkt, sind trockene Landwinde und bringen heiteres Wetter. Dem Umstande, daß dort der Regen durch kalte Winde gebracht wird, ist die geringere Regenmenge dieser Gegenden zuzuschreiben, während unter gleicher Breite an den Westküsten von Südamerika sehr viel Regen fällt, indem hier der warme Nordwestwind zugleich ein Seewind ist.

Die tägliche Periode der Barometerschwankungen ist wesentlich durch die Veränderungen im Feuchtigkeitszustande der Luft bedingt; wir werden deshalb auf diesen Gegenstand zurückkommen, wenn wir die Veränderungen werden kennen gelernt haben, welche der Wassergehalt der Luft im Laufe des Tages erleidet.

- 169 **Entstehung der Winde.** Wenn man im Winter die in einen kalten Raum führende Thür eines geheizten Zimmers etwas öffnet und eine brennende Kerze an das obere Ende des Spaltes hält, wie man Fig. 234 sieht, so zeigt

Fig. 234.



die nach außen gerichtete Flamme einen von dem warmen Zimmer nach dem kalten Raume gerichteten Luftstrom an. Rückt man nun mit der Kerze mehr und mehr herunter, so stellt sich die Flamme immer mehr aufrecht, ungefähr in der halben Höhe der Oeffnung steht sie ganz still, sie ist hier nicht durch Luftströmungen afficirt; bringt man sie aber noch weiter herunter, so wird die Flamme von außen nach innen getrieben. Man sieht also, daß die erwärmte Luft oben aus- und daß dagegen unten die kalte Luft in das Zimmer einströmt.

Wie hier im Kleinen die ungleiche Erwärmung der beiden Räume Luftströmungen veranlaßt, so ist auch die ungleiche stets wechselnde Erwärmung der Erdoberfläche und des über ihr schwebenden Luftmeeres die Ursache der Luftströmungen, die wir Winde nennen. Auch im Großen sieht man die Luft in den stärker erwärmten Gegenden aufsteigen und in der Höhe

nach den kälteren abfließen, während unten die Luft von den kälteren Gegenden den wärmeren zuströmt.

Ein einfaches Beispiel geben uns die Land- und Seewinde, welche man häufig an den Meeresküsten, namentlich aber auf den Inseln wahrnimmt. Einige Stunden nach Sonnenaufgang erhebt sich ein von dem Meere nach der Küste gerichteter Wind, der Seewind, weil das feste Land unter dem Einflusse der Sonnenstrahlen stärker erwärmt wird als das Meer; über dem Lande steigt die Luft in die Höhe und fließt oben nach dem Meere hin ab, während unten die Luft vom Meere gegen die Küsten strömt. Dieser Seewind ist anfangs schwach und nur an den Küsten selbst fühlbar, später nimmt er zu und zeigt sich dann auf dem Meere schon in größerer Entfernung von der Küste; zwischen 2 und 3 Uhr Nachmittags wird er am stärksten, nimmt dann wieder ab, und gegen Untergang der Sonne tritt eine Windstille ein. Dann erkaltet Land und Meer durch die Wärmestrahlung gegen den Himmelraum, das Land erkaltet aber rascher als das Meer, und nun strömt die Luft in den unteren Regionen vom Lande nach dem Meere, während in den oberen Luftregionen eine entgegengesetzte Strömung stattfindet.

Zu den Ursachen, welche Luftströmungen, ja die heftigsten Stürme erzeugen können, ist auch eine schnelle Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes zu zählen. Wenn man bedenkt, welch' eine ungeheure Wassermasse während eines Platzregens in wenigen Minuten zur Erde fällt, welch' ungeheures Volumen dieses Wasser eingenommen haben muß, als es noch in Dampfgestalt in der Atmosphäre schwebte, so ist klar, daß durch die plötzliche Condensation dieser Wasserdämpfe eine bedeutende Luftverdünnung bewirkt wird und daß die Luft von allen Seiten her mit Gewalt in den verdünnten Raum eindringen muß, um so mehr, als da, wo die Condensation der Wasserdämpfe stattfindet, die Temperatur der Luft durch die frei werdende Wärme erhöht und dadurch ein kräftig aufsteigender Luftstrom erzeugt wird. Daß auf diese Weise, also gleichsam durch Saugen, häufig Winde, und namentlich Stürme erzeugt werden, dafür sprechen zahlreiche Erfahrungen. Barentin bemerkt, daß der Westwind in der Regel zu Moskau eher als zu Ubo beobachtet wird, obgleich letztere Stadt bedeutend westlicher liegt als Moskau; auch bläst dieser Westwind in Finnland oft eher als in Schweden.

Franklin erzählt, daß, als er zu Philadelphia eine Mondfinsterniß beobachten wollte, er daran durch einen Nordoststurm verhindert wurde, welcher sich gegen 7 Uhr Abends einstellte und den Himmel mit dichten Wolken überzog; er war überrascht, einige Tage nachher zu erfahren, daß der Sturm zu Boston, welches ungefähr 300 englische Meilen nordöstlich von Philadelphia liegt, erst um 11 Uhr Abends angefangen hatte, nachdem schon die ersten Phasen der Mondfinsterniß beobachtet worden waren. Indem er alle Berichte aus den verschiedenen Colonien mit einander verglich, bemerkte Franklin durchgängig, daß dieser Nordoststurm an verschiedenen Orten um so später sich eingestellt hatte, je weiter sie nach Norden lagen.

Es ist bekannt, daß zwischen Häusern der Wind oft in anderer Richtung

weht als über den Gebäuden, weil durch diese die Windrichtung auf mannigfache Art modificirt wird. Gerade so wie die Häuser können aber auch Gebirge locale Störungen in der Windrichtung bewirken.

Oft sieht man die Wolken in anderer Richtung ziehen, als die ist, welche die Windfahnen zeigen, und oft ziehen die höheren Wolken in anderer Richtung als die tiefer schwebenden, woraus hervorgeht, daß in verschiedenen Höhen Luftströmungen nach verschiedener Richtung stattfinden.

**170** **Passatwinde und Moussons.** Als Columbus auf seiner Entdeckungsgreise nach Amerika seine Schiffe durch einen beständigen Ostwind fortgetrieben sah, wurden seine Gefährten mit Schrecken erfüllt, weil sie fürchteten, nimmer nach Europa zurückkehren zu können. Dieser in den Tropen beständig von Osten nach Westen wehende Wind, welcher so sehr das Erstaunen der Seefahrer des 15. Jahrhunderts erregte, ist der Passatwind. Die Schiffer benutzen diesen Wind, um von Europa nach Amerika zu segeln, indem sie von Madeira aus südlich bis in die Nähe des Wendekreises steuern, wo sie dann durch den Passat nach Westen getrieben werden. Diese Reise ist so sicher und die Arbeit der Matrosen dabei so gering, daß die spanischen Seeleute diesen Theil des atlantischen Oceans den Frauengolf (el golfo de las Damas) nannten. Auch in der Südsee weht dieser Wind; die spanischen Schiffer ließen sich durch ihn in gerader Linie von Acapulco nach Manilla treiben.

Im atlantischen Ocean erstreckt sich der Passatwind im Mittel bis zum 28., im großen Ocean nur bis zum 25. Grade nördlicher Breite. In der nördlichen Hälfte der heißen Zone ist die Richtung des Passatwindes eine nordöstliche; je mehr er sich aber dem Aequator nähert, desto mehr wird seine Richtung rein östlich. Die Gränze des Passats ist in der südlichen Halbkugel weniger genau bestimmt; dort aber hat der Passat eine südöstliche Richtung, die mehr und mehr östlich wird, je weiter er gegen den Aequator vordringt.

Diese Winde wehen rund um die ganze Erde, doch sind sie in der Regel erst 50 Meilen weit vom festen Lande entschieden merklich.

Da, wo der Nordostpassat der nördlichen und der Südostpassat der südlichen Hemisphäre zusammentreffen, combiniren sie sich zu einem rein östlichen Winde, der aber unmerklich wird, weil die horizontale Bewegung der durch die Intensität der Sonnenstrahlen stark erwärmten und deshalb mächtig aufsteigenden Luft eben durch diese verticale Bewegung neutralisirt wird. Es würde in diesen Gegenden eine fast vollkommene Windstille herrschen, wenn nicht die heftigen Stürme, welche die fast täglich unter Donner und Blitz stattfindenden Regengüsse begleiten, die Ruhe der Atmosphäre störten und das Wehen sanfter regelmäßiger Winde unmöglich machten.

Die Zone, welche die Passatwinde der beiden Hemisphären trennt, ist die Region der Calmen.

Auf der Karte Tab. XXIII sind die Gegenden, wo regelmäßige Winde herrschen, durch einen rothen Farbenton ausgezeichnet. Die Region der Calmen fällt, wie man sieht, nicht mit dem Aequator zusammen, sondern ihre Mitte liegt

ungefähr 6° nördlich von demselben. Während unserer Sommermonate ist der Gürtel der Calmen breiter und seine nördliche Gränze entfernt sich noch vom Aequator, während gleichzeitig auch die Region des Nordostpassats weiter nach Norden rückt; die Gränzen dieser Wanderung im atlantischen Ocean ersieht man aus der folgenden kleinen Tabelle:

	Nördliche Gränze des Nordostpassats.	Nördliche Gränze der Region der Calmen.	Südliche Gränze der Region der Calmen.
Winter . . . . .	24 $\frac{3}{4}$ <sup>0</sup> nördl. Br.	5 $\frac{3}{4}$ <sup>0</sup> nördl. Br.	2 $\frac{1}{2}$ <sup>0</sup> nördl. Br.
Frühling . . . . .	28     "     "	5 $\frac{3}{4}$ "     "	1 $\frac{1}{2}$ "     "
Sommer . . . . .	30 $\frac{3}{4}$ "     "	11 $\frac{1}{3}$ "     "	3 $\frac{1}{4}$ "     "
Herbst . . . . .	28 $\frac{1}{3}$ "     "	10     "     "	3 $\frac{1}{4}$ "     "
Jahresmittel . . . . .	28 <sup>0</sup> nördl. Br.	8 $\frac{1}{4}$ <sup>0</sup> nördl. Br.	2 $\frac{2}{3}$ <sup>0</sup> nördl. Br.

Man sieht aus dieser Tabelle auch, daß die Südgränze der Calmenregion ihre Lage im Laufe des ganzen Jahres nur wenig ändert.

Daß die Region der Calmen auf der nördlichen Hemisphäre liegt, rührt offenbar von der Configuration der Continente her.

Schon Halley hat die Grundursache der Passatwinde richtig erkannt. Die Luft, welche in den Aequatorialgegenden stark erwärmt in die Höhe steigt, erhebt sich über die kälteren Luftmassen zu beiden Seiten und strömt oben wieder nach den Polen hin ab. Daß aber der Passatwind auf der nördlichen Halbkugel nicht ein reiner Nord-, auf der südlichen Halbkugel nicht ein reiner Südwind, sondern vielmehr Nordost und Südost ist, das ist, wie Halley später zeigte, eine Folge der Umdrehung der Erde um ihre Ase.

Je näher ein Ort der Erdoberfläche den Polen liegt, desto langsamer wird er sich in dem während 24 Stunden zu beschreibenden Kreise fortbewegen, weil dieser Kreis um so kleiner ist, je weiter man sich vom Aequator entfernt. Demnach ist auch die Rotationsgeschwindigkeit der über der Erde ruhenden Luftmasse in der Nähe der Pole geringer als am Aequator; wenn nun eine Luftmasse aus höheren Breiten dem Aequator zugeführt wird, so gelangt sie mit geringerer Rotationsgeschwindigkeit über Ländern an, welche sich schneller von Westen nach Osten bewegen; in Beziehung auf diesen unter ihr sich fortbewegenden Boden hat also die Luft eine Bewegung von Osten nach Westen. Diese Bewegung combinirt sich mit der gegen den Aequator hin fortschreitenden Bewegung auf der nördlichen Halbkugel zu einem Nordost-, auf der südlichen aber zu einem Südostwinde.

Die in den Aequatorialgegenden aufsteigende Luft fließt in der Höhe nach beiden Seiten hin ab, um sich nach den Polen hin zu ergießen. Die Richtung dieses oberen Passats ist natürlich der des unteren gerade entgegengesetzt, sie ist in der nördlichen Halbkugel eine südwestliche, in der südlichen Halbkugel eine nordwestliche.



Daß in den oberen Luftregionen wirklich ein Passat weht, welcher dem unteren entgegengesetzt ist, läßt sich durch Thatfachen beweisen; so wurde z. B. am 25. Februar 1835 bei einem Ausbruche des Vulkans von Cosiguina im Staate Guatemala die Asche bis in die Höhe des oberen Passats geschleudert, der sie in südwestlicher Richtung fortführte, so daß sie auf der Insel Jamaica niederfiel, obgleich in den unteren Luftschichten der Nordostpassat herrschte.

In größerer Entfernung vom Aequator senkt sich der obere Passat mehr und mehr gegen die Erdoberfläche. Auf dem Gipfel des Pils von Teneriffa herrschen fast immer Westwinde, während am Meerespiegel der untere Passat weht.

Im indischen Ocean ist die Regelmäßigkeit der Passatwinde durch die Configuration der Ländermassen, welche dieses Meer umgeben, namentlich aber durch den asiatischen Continent, gestört. Im südlichen Theile des indischen Oceans, zwischen Neuhoiland und Madagaskar, herrscht noch das ganze Jahr hindurch der Südostpassat, in dem nördlichen Theile dieses Meeres aber weht während der einen Hälfte des Jahres ein beständiger Südwest-, während der anderen Hälfte des Jahres ein beständiger Nordostwind. Diese regelmäßig abwechselnden Winde werden Moussons oder Monsuns genannt.

Der Südwestwind weht vom April bis zum September, während der übrigen Monate des Jahres weht der Nordostwind.

Während in den Wintermonaten der asiatische Continent erkaltet, die Sonne aber in südlicheren Gegenden eine größere Wärme erzeugt, muß natürlich ein Nordostpassat von dem kälteren Asien nach den heißeren Gegenden wehen. In dieser Zeit ist auch im indischen Ocean der Nordostpassat von dem Südostpassat durch die Region der Calmen getrennt.

Das Wehen des Südostpassats wird zwischen Neuhoiland und Madagaskar nicht gestört, in den nördlichen Theilen des indischen Oceans aber, in welchen im Winter ein Nordostwind geherrscht hatte, wird dieser in einen Südwestwind verwandelt, weil sich nun der asiatische Continent so stark erwärmt und also eine Luftströmung nach Norden hin veranlaßt, welche durch die Rotation der Erde in einen Südwestwind verwandelt wird.

In kleinerem Maßstabe wiederholt sich die Erscheinung der Moussons an den Küsten von Oberguinea in Afrika und an der Westküste von Südamerika vom 5. Grade südlicher Breite bis zur Landenge von Panama.

**171 Winde in höheren Breiten.** Der obere Passat, welcher die Luft von den Aequatorialgegenden zurückführt, senkt sich, wie schon erwähnt wurde, immer mehr und erreicht endlich als Südwestwind den Boden; außerhalb der Region der Passatwinde gehen daher die beiden Luftströmungen, welche die Luft von den Polen zum Aequator und vom Aequator zurück nach den Polen führen, nicht mehr über einander, sondern neben einander her, sie streben einander gegenseitig zu verdrängen; bald erlangt der Südwest, bald der Nordost die Ueberhand und bei dem Uebergange aus einer dieser Windrichtungen in eine andere sehen wir die Zwischenwinde nach allen Richtungen der Windrose wehen.

Obgleich auch in höheren Breiten Südwest und Nordost die herrschenden

Winde sind, so findet zwischen ihnen doch keine so regelmäßige periodische Abwechslung Statt wie bei den Mouffons im indischen Oceane.

Die folgende Tabelle giebt die Häufigkeit der Winde in verschiedenen Ländern an; sie giebt nämlich an, wie oft im Durchschnitt unter je 1000 Tagen ein jeder der acht Hauptwinde weht.

Länder.	N.	N.=D.	D.	S.=D.	S.	S.=W.	W.	N.=W.
England . . . .	82	111	99	81	111	225	171	120
Frankreich . . .	126	140	84	76	117	192	155	110
Deutschland . .	84	98	119	87	97	185	198	131
Dänemark . . .	65	98	100	129	92	198	161	156
Schweden . . .	102	104	80	110	128	210	159	106
Rußland . . . .	99	191	81	130	98	143	166	192
Nordamerika . .	96	116	49	108	123	197	101	210

Wir sehen aus dieser Tabelle, daß im westlichen Europa die Südwestwinde entschieden vorherrschen; besonders ist dies in England der Fall. In Rußland dagegen sind die Nordost- und Nordwestwinde vorherrschend.

Der Südwestwind, welcher im westlichen Europa vorherrscht, ist auch auf dem atlantischen Ocean zwischen Europa und Nordamerika der herrschende Wind, und daher kommt es, daß die Ueberfahrt von England nach Nordamerika in der Regel länger dauert als die Rückfahrt. Die Packetboote, welche zwischen Liverpool und New-York fahren, legen den Hinweg durchschnittlich in 40, den Rückweg in 23 Tagen zurück.

Dem im westlichen Europa vorherrschenden Südweststrome, welcher über die warmen Gewässer des atlantischen Oceans gestrichen ist und sich dadurch mit Wasserdämpfen beladen hat, verdankt dieses Land sein Küstenklima. Auch tritt in Europa der Charakter des Seeklimas, nämlich milde Winter und kühle Sommer mit häufigem Regen, in solchen Jahren entschiedener auf, in welchen der Südwestwind häufiger weht; in solchen Jahren hingegen, in welchen die nordöstliche Strömung länger herrscht als gewöhnlich, nähert sich der Charakter der Witterung mehr dem des Continentalklimas. So wehten z. B. im Jahre 1816 zu Paris die Nord-, Nordost-, Ost- und Südostwinde 111 Tage, die übrigen Regen bringenden Winde aber 255 Tage lang, und dieses Jahr war bekanntlich ein ungemein feuchtes; die Regenmenge betrug 54,5<sup>cm</sup>, die mittlere Temperatur des wärmsten Monats war nur 15,6°, die des kältesten 2,6°. Im Jahre 1826 wehten dagegen zu Paris die Nord-, Nordost-, Ost- und Südost-Winde 156 Tage, die übrigen 209 Tage lang; die Regenmenge betrug in diesem Jahre nur 47,2<sup>cm</sup>, die mittlere Temperatur des wärmsten Monats war 21,2°, die des kältesten — 1,7°. Das Jahr 1826 war also trockener, sein Sommer heißer, und sein Winter kälter als im Jahre 1816.

Wenn in gewissen Gegenden der nördlichen Hemisphäre die Südwestwinde die herrschenden sind, so sollte man meinen, daß in anderen Gegenden der Nordoststrom vorherrschen müsse, da doch die Luft zum Aequator zurückkehren muß. Dove meint, daß die Krümmung der Isothermen darauf hindeutet, daß über die Continente der alten und neuen Welt auf der nördlichen Halbkugel zwei nördliche Ströme gehen, über die zwischenliegenden Oeane aber zwei südliche, die sich eine gewisse Strecke weit über die Continente ausbreiten.

Die Existenz eines vorherrschenden Nordoststroms im Inneren der Continente ist jedoch von Anderen in Zweifel gezogen worden, und in der That zeigen alle bis jetzt gemachten Erfahrungen, daß in höheren Breiten der nördlichen Hemisphäre entweder Südwest- oder Westwinde vorherrschen. Es scheint darin aber ein Widerspruch zu liegen; es scheint nämlich, als ob auf diese Weise dem Pole mehr Luft zuströmt, als nach dem Aequator zurückkehrt. Dieser Widerspruch läßt sich aber heben, wenn man bedenkt, daß der Südweststrom wärmere, weniger dichte Luft mit sich führt, besonders aber, daß er eine Menge von Wasserdämpfen nach höheren Breiten bringt, welche, hier condensirt, als Regen oder Schnee niederfallen; nach dem Aequator strömt aber nur die ihres Wasserdampfes beraubte Luft in nordöstlicher Richtung zurück; es muß also in der That dem Pole eine größere Gasmenge zuströmen, weil ein Theil dieser Gase, nämlich der Wasserdampf, nicht in Gasform nach dem Aequator zurückströmt.

172 **Gesetz der Winddrehung.** Obgleich bei einer oberflächlichen Betrachtung in unseren Gegenden die Aenderungen in der Windrichtung ganz regellos zu sein scheinen, so haben doch aufmerksamere Beobachter schon lange die Bemerkung gemacht, daß die Winde in der Regel in folgender Ordnung auf einander folgen:

Süd, Südwest, West, Nordwest, Nord, Nordost, Ost, Südost, Süd.

Am regelmäÙigsten läßt sich diese Drehung des Windes während des Winters beobachten; die mit diesem Umschlagen zusammenhängenden Veränderungen des Barometers und des Thermometers hat Dove sehr schön mit folgenden Worten geschildert:

»Wenn der Südwest, immer heftiger wehend, endlich vollkommen durchgedrungen ist, erhöht er die Temperatur über den Gefrierpunkt; es kann daher nicht mehr schneien, sondern es regnet, während das Barometer seinen niedrigsten Stand erreicht. Nun dreht sich der Wind nach West, und der dichte Flockenschnee beweist ebenso gut den einfallenden kälteren Wind als das rasch steigende Barometer, die Windfahne und das Thermometer. Mit Nord heitert der Himmel sich auf, mit Nordost tritt das Maximum der Kälte und des Barometers ein. Aber allmählig beginnt dieses zu fallen, und seine Cirri zeigen durch die Richtung ihres Entstehens den eben eingetretenen südlicheren Wind, den das Barometer schon bemerkt, wenn auch die Windfahne noch nichts davon weiß und noch ruhig Ost zeigt. Doch immer bestimmter verdrängt der südliche Wind den Ost von oben herab, bei entschiedenem Fallen des Quecksilbers wird die Windfahne Südost, der Himmel bezieht sich allmählig immer mehr, und mit

steigender Wärme verwandelt sich der bei Südost und Süd fallende Schnee bei Südwest wieder in Regen. Nun geht es von Neuem an, und höchst charakteristisch ist der Niederschlag auf der Ostseite von dem auf der Westseite gewöhnlich durch eine kurze Aufhellung getrennt. «

Nicht immer läßt sich die Drehung des Windes so rein beobachten, wie es eben angeführt wurde, indem häufig ein Zurückspringen des Windes stattfindet; ein solches Zurückspringen wird aber weit häufiger auf der Westseite der Windrose beobachtet als auf der Ostseite. Eine vollständige Umdrehung des Windes in entgegengesetzter Richtung, nämlich von Süd nach Ost, Nord, West, wird in Europa höchst selten beobachtet.

Dove hat das Gesetz der Winddrehung auf folgende Weise erklärt:

Wird die Luft durch irgend eine Ursache von den Polen nach dem Aequator getrieben, so kommt sie von Orten, deren Rotationsgeschwindigkeit geringer ist, an solche Orte, welche eine größere Rotationsgeschwindigkeit besitzen; ihre Bewegung erhält dadurch eine östliche Richtung, wie wir schon beim Passatwinde gesehen haben. Auf der nördlichen Halbkugel gehen deshalb die Winde, welche als Nordwinde entstehen, bei ihrem allmäligen Fortrücken durch Nordost in Ost über. Ist auf diese Weise ein Ostwind entstanden, so wird dieser, wenn die Ursache fort dauert, welche die Luft nach dem Aequator hintreibt, hemmend auf den Polarstrom wirken, die Luft wird die Rotationsgeschwindigkeit des Ortes annehmen, über welchem sie sich befindet, und wenn nun die Tendenz, nach dem Aequator zu strömen, immer noch fort dauert, so springt der Wind nach Norden zurück, und dieselbe Reihe von Erscheinungen wiederholt sich.

Wenn aber, nachdem die Polarströme eine Zeitlang geherrscht haben und die Windrichtung östlich geworden ist, Aequatorialströme eintreten, so wird der Ostwind durch Südost nach Süd umschlagen. Wenn die Luft von Süden nach Norden fortströmt, so gelangt sie mit der größeren Rotationsgeschwindigkeit derjenigen Parallelkreise, welche dem Aequator näher liegen, an Orte, welche eine geringere Rotationsgeschwindigkeit haben; sie wird also der von Westen und Osten rotirenden Erdoberfläche mit noch größerer Rotationsgeschwindigkeit gleichsam voraneilen, die südliche Windrichtung wird allmähig südwestlich und dann westlich werden müssen. Bei fort dauernder Tendenz der Luft, nach dem Pole zu strömen, wird der Wind alsbald wieder nach Süd zurückspringen, gerade so, wie der Ost nach Norden zurückspringt; wenn aber die Aequatorialströmung durch eine Polarströmung verdrängt wird, so schlägt der Westwind durch Nordwest nach Norden um.

Auf der südlichen Halbkugel muß der Wind in entgegengesetzter Richtung umschlagen.

Wo in den Tropen die Passatwinde wehen, giebt es an der Erdoberfläche selbst gar keine vollständige Drehung, die Richtung des Passats wird nur bei seinem Vordringen immer mehr östlich.

In der Region der Moussons findet im Laufe eines ganzen Jahres nur eine einzige Drehung Statt. Man sieht also, daß die Windverhältnisse der Tropen der einfachste Fall des Drehungsgesetzes sind.

173 **Barometrische und thermometrische Windrose.** Es ist schon mehrfach erwähnt worden, daß die Windrichtung einen wesentlichen Einfluß auf die Höhe der Quecksilbersäule im Barometer hat. Die folgende Tabelle giebt die mittlere Barometerhöhe für jeden der acht Hauptwinde an mehreren Orten Europas in Millimetern an.

Winde.	London.	Paris.	Berlin.	Moskau.
Nord . . . . .	759,20	759,09	758,68	743,07
Nordost . . . . .	760,71	759,49	759,36	745,06
Ost . . . . .	758,93	757,24	758,77	743,90
Südost . . . . .	756,83	754,03	754,69	741,74
Süd . . . . .	754,37	753,15	751,33	740,63
Südwest . . . . .	755,25	753,52	752,57	740,34
West . . . . .	757,28	755,57	756,00	741,06
Nordwest . . . . .	758,03	757,78	756,62	741,76

Indem man die mittlere Temperatur aller derjenigen Tage nimmt, an welchen im Laufe des Jahres ein und derselbe Wind weht, erhält man die mittlere Temperatur dieses Windes. Die folgende Tabelle giebt die mittlere Temperatur der Hauptwinde für mehrere Orte an.

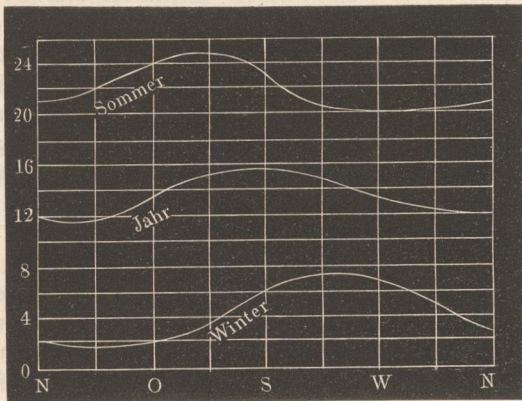
Winde.	Paris.	Carlsruhe.	London.	Moskau.
Nord . . . . .	12,03	9,88	8,00	1,21
Nordost . . . . .	11,76	8,30	7,63	1,44
Ost . . . . .	13,50	8,51	8,38	3,53
Südost . . . . .	15,25	12,20	9,50	4,63
Süd . . . . .	15,43	12,61	10,00	5,96
Südwest . . . . .	14,93	11,00	10,13	5,69
West . . . . .	13,64	12,20	9,25	5,49
Nordwest . . . . .	12,39	11,50	8,38	3,33

Nach dieser Tabelle ist für Paris die mittlere der drei Curven in Fig. 235 construirt. Man sieht, wie für Paris, sowie für die anderen angeführten Orte, die Temperatur der Luft im Durchschnitt für die nördlichen Winde niedriger ist als für die südlichen.

Die oberste und unterste der drei Curven zeigen, wie sich im Durchschnitt die mittlere Temperatur im Sommer und im Winter zu Paris (und im westlichen Europa überhaupt) mit der Windrichtung ändert. Es zeigt sich hier zwi-

sehen Sommer und Winter ein entschiedener Gegensatz. Im Sommer bringen Südwest-, West- und Nordwestwinde die niedrigste Temperatur, während im Winter gerade die Südwest- und Westwinde eine Erhöhung der Lufttemperatur

Fig. 235.



zur Folge haben, und die größte Kälte bei Nord-, Nordost- und Ostwinden stattfindet. Der Grund davon ist leicht einzusehen. Die westlichen Winde kommen über das Meer zu uns und überziehen den Himmel meistens mit einer Wolkendecke, welche sowohl die Erwärmung des Bodens durch die Sonnenstrahlen bei Tag, als auch die Erkaltung desselben durch Ausstrahlung der Wärme bei Nacht verhindert. Im Sommer ist die Wirkung der Sonnenstrahlen bei Tag, im Winter dagegen ist die nächtliche Strahlung überwiegend, die Wolkenhülle hindert also im Sommer die stärkere Erwärmung, im Winter die stärkere Erkaltung des Bodens. Dagegen werden im Sommer diejenigen Winde eine größere Wärme bringen, welche den Himmel heiter machen, während im Winter gerade bei heiterem Himmel die größte Kälte eintreten muß.

**Heisse Winde.** Da die Luft ihre Wärme von dem Boden empfängt, 174 auf welchem sie ruht, so ist es begreiflich, daß die Temperatur der Winde von der Beschaffenheit der Gegenden abhängt, von welchen sie herkommen. Winde, welche von den mit Schnee und Eis bedeckten Polar-Gegenden kommen, bringen eine niedrige Temperatur mit, und selbst im Sommer ist in unseren Gegenden der erkaltende Einfluß der Nordostwinde nicht ganz verwischt. Obgleich der Nordost den Himmel heiter macht und die kraftvolle Einwirkung der Sonnenstrahlen in dieser Jahreszeit ermöglicht, so findet um diese Zeit doch die größte Hitze Statt, wenn Ost- und Südostwinde wehen.

Die Meeresoberfläche wirkt im Allgemeinen ermäßigend auf die Temperatur der Luft, weil das Wasser selbst die Wärmestrahlen weniger absorbiert als das Festland, und weil eine bedeutende Wärmemenge bei der auf dem Meere fortwährend stattfindenden Verdunstung gebunden wird.

Wo die Sonnenstrahlen nahe rechtwinklig auf einen nicht durch eine Pflanzendecke geschützten Fels- oder Sandboden fallen, da wird der Boden außerordentlich stark erhitzt werden, und diese hohe Temperatur wird sich auch der Luft mittheilen, welche auf dem erhitzten Boden ruht; es ist deshalb begreiflich, daß die Winde, welche von vegetationslosen Wüsten der Tropen oder ihren benachbarten Landstrichen kommen, sich durch eine hohe Temperatur auszeichnen.

Die von der Wüste her wehenden heißen und trockenen Winde führen in verschiedenen Gegenden verschiedene Namen. In Arabien, Persien und den meisten Gegenden des Orients wird dieser heiße Wind Samum (Giftwind) genannt; in Aegypten, wo er im Frühjahr ungefähr 50 Tage lang weht, heißt er Chamsin (fünzig), an den westlichen Gränzen der Sahara in Senegambien und Guinea führt er den Namen Harmattan.

Alle Berichte stimmen darin überein, daß sich die Annäherung der Wüstenwinde schon durch eine Verdüsterung des sonst in jenen Gegenden reinen Horizontes ankündigt. Die Luft verliert ihre Durchsichtigkeit, die Sonne ihren Glanz und, blasser als der Mond, wirft sie keinen Schatten mehr, das Grün der Bäume erscheint als schmutziges Blau. Es rührt dies von den Sand- und Staubtheilchen her, welche der Sturm in die Höhe jagt und mit sich fortführt. Gerade dieser Umstand aber trägt dazu bei, die Temperatur der Luft so sehr zu erhöhen; denn wenn der oft bis zu 50° R. erhitzte Sand in die Höhe gejagt wird, so geben die einzelnen Sandkörnchen bald einen Theil ihrer Wärme an die Luft ab, deren Temperatur dadurch auf 34 bis 38° R. steigt. Dazu ist die Luft ungemein trocken; deshalb verschwindet rasch der Schweiß von der Oberfläche des Körpers, der Gaumen wird trocken, die Respiration schwierig. Ebenso ist das Wasser, welches die Reisenden der Wüste in Schläuchen mit sich führen, unter dem Einfluß des Samums einer raschen Verdunstung ausgesetzt. Nur durch diese Trockenheit, nicht etwa durch eigenthümlich giftige Bestandtheile, wie man wohl früher glaubte, ist der Samum gefährlich. (Kämß, Meteorologie, 1. Bd. S. 267.)

In ähnlicher Weise wie bei den Sandwüsten von Asien und Afrika zeigen sich heiße Winde überall da, wo mehr oder weniger vegetationslose Landstriche eine starke Erhitzung des Bodens gestatten. So sind in Neuholland die vom Lande her kommenden Winde fast immer sehr trocken und heiß.

Im südlichen Europa finden wir noch sehr heiße Winde, so den Solano im südlichen Spanien und den Sirocco in Italien, welcher zu Palermo öfters das Thermometer im Schatten bis auf 36° R. steigen macht. Diese Winde kommen von Afrika her. Auf dem Wege über das Meer verlieren sie zwar etwas von ihrer hohen Temperatur und namentlich von ihrer Trockenheit, allein in den Ebenen von Andalusien und über den nackten Felsen von Sicilien werden sie aufs Neue erhitzt, und so kommt es denn, daß der Sirocco zu Palermo weit heißer ist als an den Südküsten von Sicilien und auf der Insel Malta. Bis zu den Alpen hin, wo er unter dem Namen des Föhn bekannt ist, behält dieser Wind eine ungemein hohe Temperatur, vermöge welcher er bedeutend zum Schmelzen der Schneemassen in jenen Gebirgen beiträgt.

**Stürme.** Die Geschwindigkeit des Windes ist eine sehr veränderliche Größe. Ein Wind, dessen Geschwindigkeit nicht über 4 Fuß in der Secunde beträgt, ist kaum merklich. Bei einer Geschwindigkeit von 6 bis 8 Fuß in der Secunde ist der Wind angenehm. Ein starker Wind hat 30 bis 40, ein heftiger Wind hat 40 bis 60 Fuß Geschwindigkeit in der Secunde. Geht die Geschwindigkeit des Windes über diese Gränze hinaus, so wird er Sturm genannt. Die stärksten Stürme, deren Geschwindigkeit 120 bis 150 Fuß in der Secunde (30 bis 37 deutsche Meilen in der Stunde) beträgt, werden mit dem Namen Orkane bezeichnet.

Von der mechanischen Gewalt eines solchen Orkanes kann man sich einen Begriff machen, wenn man bedenkt, daß er bei der angegebenen Geschwindigkeit gegen eine Oberfläche von 1 Quadratfuß, welche der Richtung des Sturmes rechtwinklig entgegengesetzt ist, einen Druck von 30 bis 50 Pfunden ausübt.

Furchtbar sind in der That die Verheerungen, welche solche Stürme anrichten. Der große Sturm, welcher in der Nacht vom 26. auf den 27. November 1703 Frankreich, England und die Niederlande heimsuchte, stürzte in England 800 Häuser und 400 Windmühlen um; durch denselben wurden 250,000 mächtige Baumstämme zersplittert oder entwurzelt, 100 Kirchen abgedeckt und der Leuchthurm von Eddystone umgeworfen; 300 Schiffe gingen an der Küste zu Grunde.

Im November 1836 wüthete ein Sturm an den Küsten von Frankreich und Belgien. In Ostende war kaum ein Haus, welches nicht entdacht gewesen wäre, und so groß war der Bedarf an Ziegeln, daß ihr Preis von 16 auf 30 Gulden fürs Tausend stieg.

Noch weit furchtbarer ist die Gewalt der Orkane in der heißen Zone. Westindien wird sehr häufig von Stürmen heimgesucht, welche unter dem spanischen Namen Tornados (Drehstürme) oder dem englischen Hurricanes bekannt sind. Nach einem Sturme, welcher am 2. August 1837 einen Theil der westindischen Inseln verwüstete, sperreten die Trümmer von 36 Schiffen den Hafen von St. Thomas; das Fort am Eingang desselben war so zerstört, als ob es durch eine Batterie eingeschossen worden wäre; Vierundzwanzigpfünder waren von den Wällen heruntergerissen. In St. Bartholome wurden durch diesen Sturm 250 Gebäude zerstört, und von den 33 in Portorico vor Anker liegenden Schiffen konnte keines gerettet werden, obschon man, durch das bedeutende Sinken des Barometers gewarnt, alle möglichen Vorsichtsmaßregeln getroffen hatte.

Am 10. August 1831 wurde Barbadoes von einem Sturm getroffen, welcher die Umgebung von Bridgetown in eine Wüste verwandelte. Bis auf einige Flecken welken Grüns war alle Vegetation vernichtet. Einige wenige Bäume, welche stehen geblieben waren, gewährten, ihrer Blätter und Zweige beraubt, einen kalten winterlichen Anblick und die zahlreichen Landfische in der Nähe von Bridgetown, vorher von dichten Gebüschern beschattet, lagen nun frei in Trümmern.



176 Verminderung des Luftdrucks bei Stürmen. Der tiefste Punkt der Bitterungsscala an unseren gewöhnlichen Zimmerbarometern ist mit »Sturm« bezeichnet, und in der That sind die Stürme stets von einer bedeutenden Verminderung des Luftdrucks begleitet. Während des erwähnten Sturmes vom 2. August 1837 sank zu Portorico das Barometer um 18, zu St. Thomas um 21 Linien. Auf St. Mauritius stand das Barometer am 6. März 1836 Morgens 5 Uhr noch auf 337<sup>'''</sup> und fiel bis zum 8. März um 8 Uhr bis auf 318<sup>'''</sup>, während ein furchtbarer Orkan auf der Insel hauste.

Am 18. Januar 1818 fiel das ohnehin schon tief stehende Barometer zu Königsberg um 8 Linien, während ein Sturm von den englischen Küsten bis Memel, auf einer Strecke von 240 Meilen Länge und 41 Meilen Breite, seine verwüstende Kraft äußerte.

Am Weihnachtsabend des Jahres 1821 sank während eines heftigen Sturmes das Barometer zu Brest um 22, zu London um 22, zu Harlem und Paris um 18, zu Straßburg um 16, zu Berlin und Genf um 13 Linien unter den mittleren Stand.

Scoressby empfiehlt den Seeleuten dringend den Gebrauch des Barometers. Durch ein Fallen seines Schiffsbarometers um 9,3 Linien aufmerksam gemacht, entrann er am 5. April 1819 in der Bassinsbai den Gefahren eines zwei Tage lang wüthenden Sturmes.

Jedenfalls sind die Stürme stets die Folge einer bedeutenden Störung im Gleichgewicht der Atmosphäre, und höchst wahrscheinlich rührt diese Störung von einer raschen Condensation der Wasserdämpfe her. Durch eine solche Condensation wird aber nicht bloß unmittelbar eine Luftverdünnung erzeugt, sondern auch, weil bei Rückkehr der Dämpfe aus dem gasförmigen in den tropfbar flüssigen Zustand stets viel Wärme frei wird, ein mächtig aufsteigender Luftstrom, in Folge dessen dann von allen Seiten die Luft mit Gewalt nach den Orten der Verdünnung hinströmt, während das Minimum des Luftdruckes selbst eine fortschreitende Bewegung hat.

Dies ist die Erklärung, welche Brandes von der Entstehung der Stürme gegeben hat. Dove hat aber nachgewiesen, daß diese Theorie einer wesentlichen Modificirung bedarf, wenn sie mit der Erfahrung in Uebereinstimmung gebracht werden soll; er hat gezeigt, daß die Windrichtung, wie man sie zu Anfang und zu Ende des Sturmes beobachtet, nicht mit der Annahme eines einfachen, geradlinigen Hinströmens der Luft nach dem Orte der größten Luftverdünnung harmonirt, daß vielmehr die Luft um das im Raum fortschreitende barometrische Minimum rotirt, kurz, daß die Stürme Wirbel im großartigsten Maßstabe sind.

Während des Sturmes vom 24. auf den 25. December 1821 schritt das Minimum des Luftdrucks von Brest bis zum Cap Lindenäs (an der Südspitze von Norwegen), also in der Richtung des Pfeils AC, Fig. 236, vor. Nach der früheren Theorie hätte also in London zu Anfang des Sturmes ein Nordost, zu Ende desselben ein Südwest wehen müssen, während in der That zu London die Windfahne anfangs Südost zeigte und dann rasch in Nordwest umschlug.

Nach Dove's Sturmtheorie schreiten in der nördlichen gemäßigten Zone bei Stürmen die barometrischen Minima, also die Mittelpunkte der Wirbelbewegung in der Richtung von Südwest nach Nordost vorwärts, wobei die Rotationsrichtung die in der Figur angedeutete ist, nämlich entgegengesetzt dem Laufe des Zeigers einer Uhr. — Nach dieser Theorie mußte in der That London Südostwind haben, als die Luft um den Punkt *A* wirbelte, dagegen mußte in London Nordwest wehen, nachdem *B* und später *C* der Mittelpunkt der Wirbelbewegung geworden war.

Südöstlich von dem Wege, auf welchem die Mittelpunkte der Wirbel fortschreiten, muß nach Dove's Theorie, wie man aus der Betrachtung des Punk-

Fig. 236.



tes *o*, Fig. 236, erfieht, der Wind zu Anfang des Sturms mit SSO einsegen und dann durch S, SW, W nach WNW umschlagen, wie es zu Harlem wirklich stattfand. In Orten, welche von dem Mittelpunkte des Sturms entfernter liegen, wie *r* oder *s*, muß der Wind nach der Theorie zu Anfang des Sturms S

oder SSW, zu Ende desselben WSW sein, und in der That drehte sich zu Karlsruhe während des Sturmes die Windsfahne von S nach SW.

Auf der Nordwestseite des Sturmes schlägt der Wind von OSO durch O, NO, N nach NNW um.

Für die Seefahrer ergeben sich daraus folgende praktische Regeln, um in der nördlichen gemäßigten Zone so viel als möglich dem Bereich eines sie treffenden Wirbelsturmes zu entgehen: Wenn bei stark fallendem Barometer der Wind als Südost einsetzt und sich durch Süd nach West hindreht, so muß das Schiff nach Südost hinsteuern; setzt hingegen der Wind in östlicher Richtung ein, um nach Nord hin umzuschlagen, so muß das Schiff nach Nordwesten steuern (Dove in Poggend. Annal. LII).

Redfield in New-York ist durch sorgfältige Untersuchung der Erscheinungen, welche die an den Küsten der Vereinigten Staaten häufigen Stürme begleiten, ganz zu denselben Resultaten gelangt, welche Dove für Europa erhalten hatte.

**177** **Richtung der Stürme in der heissen Zone.** Ueber die tropischen Stürme hat Reid, Gouverneur der Bermudas-Inseln, ein reiches Material in einem Werke niedergelegt, welches im Jahre 1838 zu London unter dem Titel: »An attempt to develop the law of storms« u. s. w. erschien. Aus Reid's Untersuchungen ergibt sich, daß auch die Stürme der tropischen Zone Wirbel sind.

Die Richtung, in welcher die Wirbel rotiren, ist für die nördliche Hälfte der heißen Zone dieselbe, wie die im vorigen Paragraphen betrachtete; dagegen schreiten die westindischen Hurrikans in der Richtung von Südost nach Nordwest vor, so lange sie in der tropischen Zone

Fig. 237.



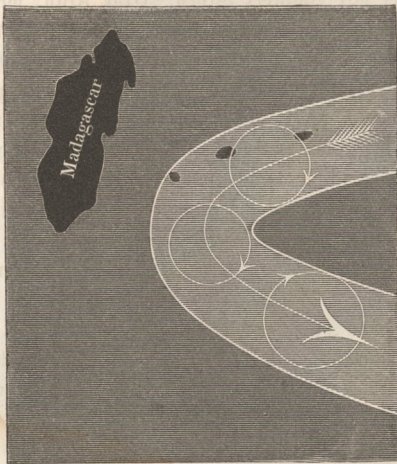
bleiben; sobald sie aber in die gemäßigte Zone gelangen, biegen sie fast rechtwinklig um und gehen nun von Südwest nach Nordost, wie man dies auf dem Kärtchen Fig. 237 sieht, welches den Verlauf des Sturmes darstellt, welcher in der Mitte August 1837 die östlichsten der westindischen Inseln traf.

Von den zahlreichen Beispielen, welche Reid für dieses Verhalten der westindischen Stürme beibringt, wollen wir nur noch eines anführen. Der zieht bei den kleinen Antillen vor-

beistreifende Sturm vom August 1830 traf St. Thomas am 12., war am 13. in der Nähe der Turks-Inseln, am 14. bei den Bahamas, am 15. an den Küsten von Florida, am 16. längs der Küste von Georgien und Carolina, am 17. an denen von Virginien, Maryland und New-York, am 18. auf der Georgsbank und Cap Sable, am 19. auf der New-Foundlandsbank. Das Fortrücken dieses Sturmes betrug also im Durchschnitt  $13\frac{1}{2}$  deutsche Meile in der Stunde. Die Geschwindigkeit, mit welcher der Sturm überhaupt fortschreitet, ist übrigens wohl zu unterscheiden von der ungleich größeren Geschwindigkeit, mit welcher die Luft in den Wirbeln fortgerissen wird.

Auf der südlichen Hemisphäre ist die Richtung der Sturmwirbel die ent-

Fig. 238.



gegengesetzte von der bisher betrachteten. Innerhalb der tropischen Zone geht das Minimum des Luftdrucks in der Richtung von Nordost nach Südwest voran, biegt aber beim Uebergang in die südliche gemäßigtere Zone in die nordwestliche Richtung um, wie das Kärtchen Fig. 238 zeigt, welches den Verlauf eines Sturmes darstellt, welcher im März 1809 die Insel St. Mauritius traf.

Die unter dem Namen der Tyfoons in den chinesischen Meeren bekannten Stürme schreiten von O nach W oder von OSO nach WNW fort, während die Rotationsrichtung der Wirbel die-

selbe ist wie auf dem nördlichen atlantischen Ocean.

**Tromben und Wasserhosen.** Wir haben bisher nur Wirbelwinde **178** im großartigsten Maßstabe betrachtet; ganz ähnliche Erscheinungen finden aber auch im kleinsten Maßstabe Statt. Oft sieht man an heißen Sommertagen bei sonst ruhigem Wetter, daß Sand und Staub durch den Wind in wirbelnder Bewegung fortgeführt werden. Bei herannahenden Gewittern sieht man schon größere Luftwirbel der Art, welche außer Staub und Sand noch Blätter, Stroh, kleine Baumzweige u. s. w. mit in die Höhe nehmen. Wirbelwinde von größeren Dimensionen und größerer mechanischer Gewalt werden Wetterssäulen oder Tromben genannt. Wahrscheinlich werden sie durch den Kampf zweier in den oberen Luftregionen in entgegengesetzter Richtung wehenden Winde erzeugt. Wenn solche Wirbel über Land hinwegziehen, so bilden sie aus dem aufgewühlten Sand einen oben an Breite abnehmenden Kegel, welcher den Weg des Wirbels von weitem sichtbar macht; zieht aber das Meteor über das Meer,

über Seen oder Flüsse hin, so wird in gleicher Weise das Wasser in wirbelnder Bewegung mit in die Höhe gerissen, und so entstehen die Wassertromben oder Wasserhosen.

Solche Tromben sind im Stande, Bäume zu entwurzeln, Häuser abzudecken, Balken mehrere hundert Schritte weit fortzuschleudern. Mohr giebt im 36. Bande von Poggendorff's Annalen eine sehr instructive Beschreibung einer am 1. Mai 1835 zu Koblenz beobachteten Trombe, welcher wir Folgendes entnehmen.

Um halb drei Uhr bildete sich am Fuße des Alexander-Forts, im Felde von Neuendorf, ein Wirbelwind, der rasch zu einer fürchterlichen Stärke heranzuwuchs, Sand und Staub aufwühlte und mit sich fortführte. Er nahm seine Richtung von Nordwest nach Südost, gerade auf die Landspitze zu, welche das linke Rhein- und das linke Moselufer mit einander bilden. Eine Frau, welche mit einem Korbe auf dem Kopfe aus dem Felde kam, wurde durch die Trombe zu Boden geworfen und der Korb hoch durch die Luft auf die andere Rheinseite fortgeführt. Die Staubwolke, welche wirbelnd über die Erde fortzog, war grau von Farbe und undurchsichtig. Sie hatte eine schräge Lage nach der Strömung des Windes, in den höheren Regionen mit dem oberen und breiteren Theile nach vorn, den unteren schmälern gleichsam nach sich ziehend. Sie hatte die scheinbare Form eines Trichters, dessen Spitze nach unten gekehrt einen Durchmesser von 30 bis 40 Fuß hatte, dessen oberer Durchmesser aber 3- bis 4mal so groß war. An Höhe hatte sie bald alle nahe gelegenen Häuser weit überstiegen.

Die Bewegung dieser Trombe war von einem fürchterlichen Säusen begleitet. Der erste höhere Gegenstand, welchen sie traf, war eine Cassianfabrik. Unter fürchterlichem Geprassel wurde das Dach des hinteren Gebäudes losgerissen und über das Hauptgebäude hinweg etwa 40 Schritte weit ins Feld geschleudert. Fenster wurden zertrümmert, Laden und Fensterflügel herausgerissen und Alles weit umhergestreut. Die auf dem Speicher aufgehängenen Häute wurden von der Trombe fortgerissen, so daß man sie wie schwarze Vögel hoch in den Lüften dahinfliegen sah.

Von da bewegte sich die Trombe rasch gegen die etwa noch 100 Schritte entfernte Mosel hin, wo sich das ganze Schauspiel veränderte. Die Erdtrombe wurde nämlich eine Wasserhose; sie wühlte das Wasser in so wildem Brausen auf, daß es auf der ganzen Basis schäumend auf eine bedeutende Höhe wirbelnd hinaufgezogen wurde, während außerhalb des Wirkungskreises der Wasserpiegel weder gestört noch getrübt wurde. Der Durchmesser des Trichters nahm über die Hälfte des Flußbettes ein. Auf der Landspitze angekommen, welche das rechte Mosel- mit dem linken Rheinufer bildet, an der Ecke des ehemaligen deutschen Hauses, schien das Meteor einige Augenblicke stille zu stehen, setzte aber alsbald seinen Weg in gerader Richtung über den Rhein gegen Ehrenbreitstein hin fort.

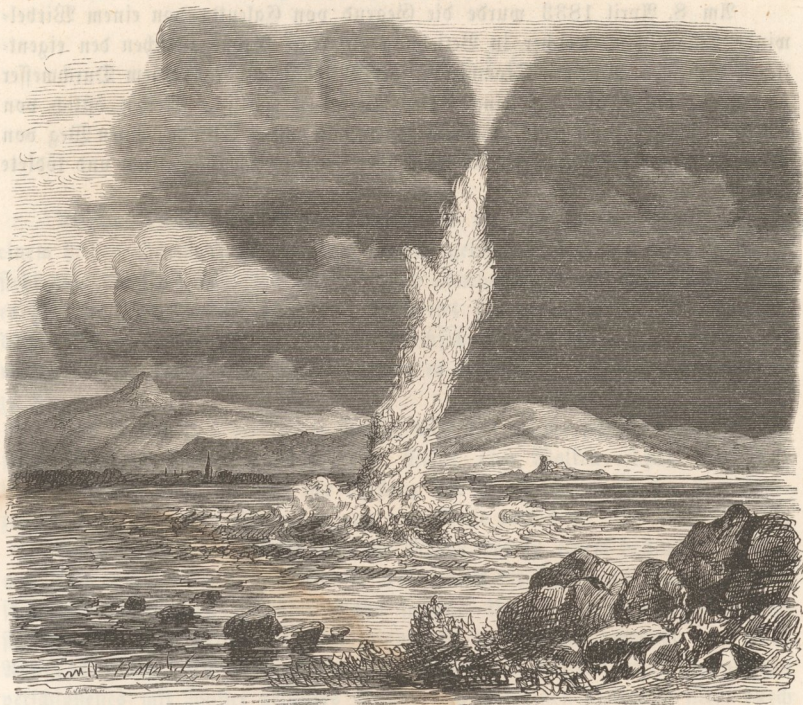
Auf der rechten Rheinseite angekommen, warf es das Wasser 8 bis 10 Fuß hoch auf das Land, nahm ein 60 Ellen langes Stück Leinen von der

Bleiche hoch in die Luft, so daß man es wie eine Bandschleife umherflattern sah. Sieben Bäume von 6 bis 8 Zoll Durchmesser wurden abgebrochen, Aeste von 4 bis 6 Zoll Dicke abgerissen und umhergeschleudert, womit dann das Meteor so ziemlich sein Ende erreichte.

Wenige Minuten nach dem Aufhören desselben fiel ein heftiger Platzregen mit starkem Hagel.

Fig. 239 stellt eine Wasserhose dar, welche G. van Rath am 10. Juni 1858 oberhalb Königswinter beobachtete (Poggend. Ann. CIV, 631). Die

Fig. 239.



Wettersäule bildete sich zuerst bei dem Dorfe Honnef als Landtrombe, ungeheure Staubmassen aufwühlend; aus den feineren Staubtheilchen bildete sich eine als dunkler Streif erscheinende Säule, deren Höhe Rath auf 2000 Fuß schätzte. Als die Trombe in ihrer fortschreitenden Geschwindigkeit den Spiegel des Rheins erreichte, erhob sich das Wasser im Umfang eines Kreises, dessen Durchmesser 50 Schritte betragen mochte, und bildete eine Schaumsäule, deren Anblick an einen gothischen Thurm erinnerte. Ein mittlerer Strahl sprang hoch über mehrere seitliche hervor, aus der Wolkenmasse aber senkte sich eine helle Wolkenspitze

herab, welcher sich nach einiger Zeit mit der Spitze der Wassersäule vereinigte, worauf dann der den Wasserspiegel mit den Wolken verbindende Streif seiner ganzen Länge nach in gleicher Breite erschien.

Zwischen Rolandseck und Mehlem erreichte die Trombe das linke Rheinufer, um alsbald wieder auf den Rhein zurückzukehren. Das Phänomen endete, nachdem es ungefähr 35 Minuten gedauert hatte, bei Rhöndorf auf dem rechten Rheinufer.

Von den Häusern, welche die Wettersäule traf, wurden die Ziegel heruntergeworfen, starke Aeste wurden von den Bäumen gerissen und die Saaten niedergelegt. Die Breite der so bezeichneten Bahn betrug im Durchschnitt 50 Schritt.

Am 8. April 1833 wurde die Gegend von Calcutta von einem Wirbelwinde heimgesucht, welcher in Beziehung auf seine Größe zwischen den eigentlichen Stürmen und den Tromben in der Mitte steht. Bei einem Durchmesser von 1200 bis 2500 Fuß ging dieser Wirbel 3 englische Meilen östlich von Calcutta vorüber und legte in einem Zeitraume von 4 Stunden einen Weg von 16 englischen Meilen zurück. Er warf über 1200 Fischerhäuser um und tödtete 215 Menschen.