



UNIVERSITÄTS-  
BIBLIOTHEK  
PADERBORN

## **Joh. Müller's Lehrbuch der kosmischen Physik**

**Müller, Johann Heinrich Jacob**

**Braunschweig, 1894**

Zweites Capitel. Das Luftmeer, sein Druck und seine Strömungen.

---

[urn:nbn:de:hbz:466:1-96939](https://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:hbz:466:1-96939)

## Zweites Capitel.

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

219 **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 Stickstoffgas, zu deren Gemisch noch verhältnissmässig geringe Quantitäten von Kohlensäure und Wasserdampf kommen. In 100 Raumtheilen Luft sind 79 Raumtheile Stickstoff und 21 Raumtheile Sauerstoff enthalten. Dieses Verhältniss ist fast ganz constant. Der Gehalt an Kohlensäure ist an und für sich sehr gering, unterliegt aber verhältnissmässig grösseren Schwankungen als Sauerstoff und Stickstoff, indem 10000 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 integrirenden 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 mm; sobald man sich aber über den Meeresspiegel erhebt, sinkt das Barometer um so mehr, je höher man steigt; zu Potosi, in einer Höhe von 3960 m, ist der mittlere Barometerstand nur noch 471 mm; in jener Höhe ist also der Luftdruck nur noch 0,62 von demjenigen, welcher am Ufer des Meeres stattfindet.

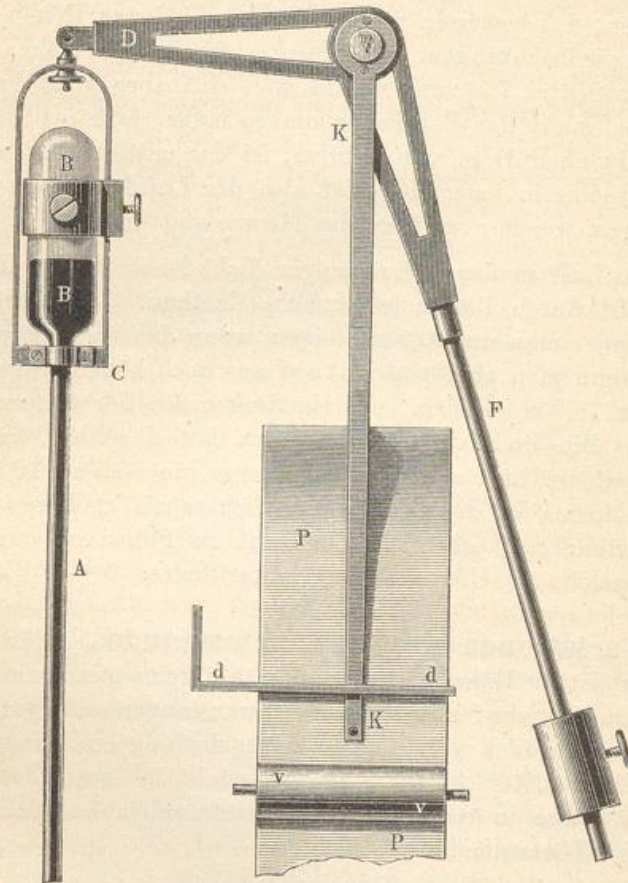
Dass die Luft in der Höhe weniger dicht ist als in der Tiefe, lässt sich gleichfalls durch Barometerversuche darthun. Vom Spiegel des Meeres aus muss man um 10,5 m steigen, wenn das Barometer um 1 mm fallen soll; wenn man aber von Potosi aus noch höher steigt, so muss man sich um 16,8 m erheben, um ein Sinken des Barometers um 1 mm 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 1,6 mal 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.

**Die Variationen des Barometerstandes.** Für einen und denselben Ort ist die Höhe der Barometersäule keine ganz unveränderliche Grösse, sie ist vielmehr fortwährenden Schwankungen unterworfen, welche auf den ersten Anblick vollkommen unregelmässig erscheinen. Um die Gesetze der Barometerschwankungen zu ermitteln, muss das Barometer in ähnlicher Weise in regelmässigen Zeitintervallen beobachtet werden, wie dies beim Thermometer geschieht. 220

Um den Gang des Barometers möglichst genau verfolgen zu können, sollten diese Zeitintervalle möglichst kurz sein, eine Vervielfältigung der Beobachtungsstunden ist aber, wenn es sich um länger fortgesetzte Beobachtungsreihen handelt, ohne zahlreiches Beobachtungspersonal nicht möglich, man hat deshalb in neuerer Zeit vielfach versucht, registrirende Barometer zu construiren. Anfänglich wandte man zu diesem Zweck Heberbarometer an, in deren offenem Schenkel ein eiserner Schwimmer in das Quecksilber eintauchte. Der Schwimmer hing mittelst einer Schnur an einer Rolle, welche nach der einen oder der anderen Seite gedreht wurde, wenn der Schwimmer gehoben wurde oder sank; an dieser Rolle aber war endlich der Zeiger befestigt, dessen freies Ende den schreibenden Stift trug.

Diese Einrichtung war aber mit mannigfachen Unvollkommenheiten behaftet, welche Hipp dadurch zu vermeiden suchte, dass er das Quecksilber-Barometer durch ein Aneroid-Barometer ersetzte. Secchi in Rom endlich, welcher auf der Pariser Industrieausstellung eine Reihe von ihm construirter ausgezeichnete meteorologische selbst-registrierender Instrumente ausgestellt hatte, brachte mit dem besten Erfolge ein so-

Fig. 344.



genanntes Waagebarometer in Anwendung, welches Wild auch für die Berner Sternwarte adoptirte.

Die Construction des Waagebarometers ist aus Fig. 344 ersichtlich. Der untere Theil *A* der Barometerröhre ist nur 6 mm weit, oben aber ist ein Gefäß *B* von 32 mm innerem Durchmesser und 60 mm Höhe angeschmolzen. Das unten zu einer Spitze ausgezogene Ende der Röhre *A* taucht in ein 120 mm hohes, 50 mm breites, halb mit Quecksilber gefülltes hölzernes Gefäß von quadratischem Querschnitt, an welchem zwei gegenüberstehende Wände durch Spiegelplatten gebildet werden. Mittelst des Bügels *C*, der den engeren Theil der Röhre umschliesst, ist die Barometerröhre an den einen Arm *D* eines Waagebalkens angehängt,

dessen anderer Arm  $F$  nach unten gebogen ist und in eine Stahlstange mit verschiebbarem Laufgewicht ausläuft. Der Waagebalken ist um die scharfe Kante einer Stahlschneide drehbar, welche auf Stahlpfannen ruht, die in einen scheerenförmigen Träger eingelassen sind. An dem Waagebalken ist endlich der dünne federnde Zeiger  $K$  befestigt, welcher an seinem Ende die markirende Nadel trägt.

Wenn das Barometer steigt, so wird die im Rohre befindliche Quecksilbersäule schwerer, der Waagebalken wird also auf der Seite von  $D$  etwas niedergezogen, während sich  $F$  mit dem Laufgewichte hebt; in Folge davon wird natürlich auch das untere Ende des Zeigers  $K$  nach der rechten Seite hin bewegt, während es nach der linken geht, wenn das Barometer fällt.

Die von zehn zu zehn Minuten erfolgende Markirung geschieht hier ganz in der Weise, welche wir bereits beim registrirenden Thermometer kennen lernten, mit dem einzigen Unterschiede, dass sich der Papierstreifen hier in verticaler Richtung von oben nach unten bewegt, wie dies auch aus Fig. 344 ersichtlich ist, wo durch die Buchstaben  $K$ ,  $P$ ,  $d$  und  $v$  die gleichen Stücke des Schreibapparates bezeichnet werden, wie in Fig. 282, Seite 489.

Von neueren registrirenden Barometern ist namentlich der Sprung'sche Barograph zu erwähnen, welcher auf einem ähnlichen Principe wie der Secchi'sche beruht. Doch wird bei demselben in einer sinnreichen Weise der Waagebalken, an welchem das Barometer hängt, durch ein selbstthätiges Laufgewicht, mit welchem die Registrirvorrichtung in Verbindung gebracht ist, immer in der horizontalen Lage gehalten, so dass also bei wechselndem Barometerstande das Laufgewicht nebst seiner Registrirvorrichtung seitliche Bewegungen ausführt.

**Tägliche Variationen des Barometers.** Um entscheiden 221 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 656 enthält die Resultate einer 20jährigen, von Bouvard auf der Sternwarte zu Paris angestellten Reihe von Barometerbeobachtungen; sie giebt die auf  $0^{\circ}$  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 höch-

Jahr	Höchster Stand		Tiefster Stand		Mittlere Barometerstände					
	H. St.	Tag Monat	T. St.	Tag Monat	9 Uhr Mrgs.	12 Uhr Mitt.	3 Uhr Nchm.	9 Uhr Abds.	Mittel	
	1819	770,89	1. Januar	738,00	1. März	754,104	754,863	754,389	754,789	754,786
1820	772,60	9. "	726,33	24. "	755,077	755,838	755,352	755,712	755,745	
1821	780,82	6. Februar	715,54	24. Decbr.	755,986	755,755	755,285	755,764	755,697	
1822	775,93	27. "	734,60	2. "	757,437	757,158	756,591	757,020	757,052	
1823	772,23	7. Decbr.	722,34	2. Februar	755,033	754,796	754,353	754,633	754,704	
1824	773,24	27. Mai	728,66	12. October	755,817	755,567	755,072	755,385	755,460	
1825	776,35	10. Januar	726,82	10. Novbr.	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. Decbr.	733,50	4. März	756,211	755,995	755,484	755,847	755,884	
1828	771,10	12. "	730,54	21. Februar	756,306	756,084	755,616	755,982	755,997	
1829	773,46	3. Februar	734,68	7. October	755,377	755,107	754,641	755,145	755,068	
1830	771,90	1. Januar	729,42	9. Decbr.	755,918	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. "	737,893	737,948	737,025	737,597	737,515	
1833	774,04	8. Januar	730,68	1. "	755,790	755,508	754,988	755,521	755,452	
1834	772,00	27. Decbr.	739,46	10. Januar	739,014	738,650	738,073	738,690	738,607	
1835	776,63	2. Januar	730,16	10. October	737,270	736,990	736,494	737,114	736,967	
1836	775,81	2. "	724,00	28. März	755,363	755,938	754,378	755,165	755,036	
1837	772,41	14. October	737,74	13. Septbr.	756,686	756,381	755,861	756,360	756,322	
1838	772,31	31. Decbr.	728,88	25. Februar	754,679	754,365	753,896	754,355	754,324	
1839	771,53	1. Januar	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	

sten 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 durchschnittlich 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 mm 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 mm, der niedrigste 731 mm, ihre Differenz also 42,5 mm, während die Differenz des täglichen Maximums und Minimums nur 0,775 mm beträgt.

Um den Gang der täglichen Barometerschwankungen gehörig verfolgen zu können, muss eine Zeit lang 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 658 enthält die Resultate solcher Beobachtungsreihen, welche an verschiedenen Orten angestellt wurden.

Nach dieser Tabelle ist in den Figuren (Taf. 17) der Gang der täglichen Barometervariationen für Cumana, Calcutta, Padua und Petersburg anschaulich gemacht.

Die Zeit ist zur Abscisse genommen; der Maassstab 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 Horizontalinien stellt  $\frac{1}{2}$  mm 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 der Tabelle auf Seite 659 ersehen kann, welche

O r t e	Gr. Ocean	Cumana	Ia Guayra	Calcutta	Padua	Halle	Abo	Petersburg
Entfernung vom Aequator	0° 0'	10° 28' n.	10° 36' n.	22° 35' n.	43° 24' n.	51° 29' n.	60° 57' n.	59° 66' n.
Beobachter	Horner	Humboldt	Boussingault	Balfour	Ciminello	Kämtz	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	759,38
2	751,55	755,47	758,41	758,39	756,67	752,99	759,27	759,32
3	751,15	755,14	758,12	758,12	756,54	752,89	759,25	759,31
4	751,02	754,96	758,06	757,91	756,47	752,84	759,27	759,32
5	751,31	755,14	758,10	757,93	756,46	752,86	759,27	759,31
6	751,71	755,41	758,40	758,01	756,50	752,91	759,29	759,34
7	751,93	755,81	758,90	758,02	756,63	753,02	759,39	759,32
8	752,35	756,21	759,19	758,54	756,79	753,14	759,44	759,36
9	752,74	756,59	759,69	759,24	756,92	753,24	759,47	759,47
10	752,85	756,87	759,93	759,33	757,02	753,31	759,47	759,35
11	752,86	757,15	759,98	759,09	757,02	753,29	759,41	759,32
Mitternacht	752,47	756,86	759,64	758,80	757,01	753,23	759,33	759,32
1	752,20	756,58	759,34	758,62	756,90	753,14	759,24	759,32
2	751,77	756,21	759,04	758,57	756,84	753,05	759,14	759,32
3	751,63	755,89	758,81	758,49	756,78	752,99	759,07	759,32
4	751,32	755,66	758,68	758,47	756,74	752,99	759,03	759,39
5	751,65	755,79	758,85	758,44	756,75	753,34	759,04	759,39
6	751,95	756,18	759,32	758,68	756,79	753,12	759,08	759,49
7	752,48	756,58	759,94	759,16	756,89	753,24	759,15	759,51
8	752,95	756,98	760,50	759,88	757,01	753,37	759,21	759,49
9	753,16	757,31	759,63	760,11	757,08	753,44	759,29	759,51
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	759,51

für Halle die Wendestunden in den verschiedenen Monaten des Jahres enthält.

Monate	Minimum	Maximum	Minimum	Maximum
Januar . . . . .	2,81 h. A.	9,17 h. A.	4,91 h. M.	9,91 h. 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. 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 „ Abends . . . . .	10 „ 11 „
Minimum „ Morgens . . . . .	3 „ 45 „
Maximum „ Morgens . . . . .	9 „ 37 „

Vergleicht 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 Cumana beträgt die Amplitude der täglichen Variationen 2,36, in Petersburg nur 0,2 mm.

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

222 **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 zehn Orte der nördlichen Hemisphäre:

Monate	Havanna	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	755,20	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	Petersburg
	mm	mm	mm	mm	mm
Januar . . . . .	758,86	751,62	754,64	761,91	760,00
Februar . . . . .	759,09	752,43	753,44	761,23	758,52
März . . . . .	756,33	751,19	751,62	759,90	758,38
April . . . . .	755,18	749,95	750,98	757,82	759,01
Mai . . . . .	755,61	750,49	752,57	759,88	759,21
Juni . . . . .	757,28	752,16	752,70	759,81	757,37
Juli . . . . .	756,52	751,64	753,27	759,58	756,53
August . . . . .	756,74	752,03	752,18	759,02	757,82
September . . . . .	756,61	752,59	753,42	760,53	759,35
October . . . . .	754,42	751,82	755,55	761,25	759,11
November . . . . .	755,75	751,28	753,27	759,43	758,42
December . . . . .	755,09	750,70	754,10	760,35	758,67

Um die Veränderungen des mittleren Barometerstandes im Laufe eines Jahres anschaulicher zu machen, folgt in Fig. 5 und 6 auf Tab. 17 die graphische Darstellung derselben für Calcutta und Macao, in Fig. 1 und 2, Tab. 18, für Paris und Petersburg.

In Calcutta, wo man eine achtjährige 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 mm; 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.

**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 Luftdruckes sehr unbedeutend werden. Dass die Erhebung über das Niveau des Meeres wirklich einen solchen Einfluss ausübt, geht aus den Barometerbeobachtungen hervor, welche Kämtz 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- schie- de	Zürich	Faulhorn	Unter- schie- de
	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 mm, während sie auf dem Faulhorn nur 1,09 mm ist. Ausser der Grösse der Schwankungen zeigt sich aber auch im Gange des Barometers eine grosse Verschiedenheit, wie man am besten aus Fig. 3, Tab. 18, 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 entschiedenes Maximum und ein entschiedenes Minimum wahrzunehmen.

**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 zwölf 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 mm 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 des 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 mm
Tivoli (St. Domingo) . . . . .	18 35 N.	4,11
Arica . . . . .	18 25 S.	4,99
Havanna . . . . .	32 9	6,38
Calcutta . . . . .	22 34 N.	8,28
Teneriffa . . . . .	28 26	8,48
Funchal (Madeira) . . . . .	22 37	10,42
Sydney . . . . .	33 52 S.	21,06
Capstadt . . . . .	33 55	12,45
Rom . . . . .	41 53 N.	17,15
Hobarton . . . . .	42 52 S.	29,59
Montpellier . . . . .	43 36 N.	18,02
Mailand . . . . .	45 28	19,24
Wien . . . . .	48 13	20,53
Paris . . . . .	48 50	23,66
Moskau . . . . .	55 46	24,05
Berlin . . . . .	52 31	25,24
New-Haven (Connecticut) . . . . .	41 10	25,29
Jakutsk . . . . .	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
Reykjavig . . . . .	64 8	34,76
Mosselbay (Spitzbergen) . . . . .	79 53	32,20
Polarisbay . . . . .	81 36	28,39

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 Parallelkreisen zusammenfallen. Sydney und Capstadt liegen nahe in gleicher Breite, und doch sind die Barometerschwankungen in Sydney 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° 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.

**Schwerecorrection der Barometerangaben.** Wenn ein 225  
Quecksilber- und ein Aneröidbarometer in einer bestimmten geographischen Breite bei gleichem Luftdruck die gleiche Ablesung liefern, so geben sie in einer anderen geographischen Breite, ebenfalls bei gleichem Luftdruck, verschiedene Ablesungen. Da nämlich, wie früher gezeigt worden ist, die Schwerkraft der Erde an verschiedenen Stellen ihrer Oberfläche eine verschiedene ist, so wird eine und dieselbe Quecksilbermenge in verschiedenen geographischen Breiten von der Erde mit verschiedener Stärke angezogen. Dies lässt sich allerdings nicht auf die Art nachweisen, dass man mit einer gewöhnlichen Waage eine und dieselbe Quantität Quecksilber wägt, da ja offenbar die Gewichte, welche hierbei zur Vergleichung dienen, genau in demselben Verhältniss in höheren Breiten von der Erde stärker angezogen werden als in niedrigeren; dagegen würde man den Unterschied des Gewichtes des Quecksilbers in verschiedenen Breiten mit Hilfe einer sehr vollkommenen Federwaage messen können, weil hierbei die Schwerkraft der Erde mit einer anderen von ihr unabhängigen Kraft, nämlich der Elasticität einer Feder, verglichen wird. Das Quecksilberbarometer kann nun ebenfalls als eine Waage angesehen werden, in welcher eine gewisse Quecksilbersäule sich mit einer entsprechenden Luftsäule im Gleichgewicht befindet. Denken wir uns nun am Beobachtungsorte die Schwerkraft verändert, so wird offenbar dieses Gleichgewicht nicht gestört, dagegen wird der Druck, welchen sowohl die Quecksilbersäule als auch die Luft auf die Unterlage ausüben, ein anderer werden, und ein Aneröidbarometer würde dies sofort ebenso anzeigen, wie durch eine Federwaage das veränderte Gewicht des Quecksilbers nachgewiesen werden würde.

Es geht hieraus hervor, dass man, wenn der thatsächlich stattfindende Luftdruck in verschiedenen Gegenden verglichen werden soll, auf die Verschiedenheit der Schwerkraft Rücksicht nehmen muss, sobald die Messungen mit einem Quecksilberbarometer, oder einem anderen, welches auf demselben Principe beruht, angestellt worden sind. Die Meteorologen sind daher in neuerer Zeit grossentheils übereingekommen, alle Barometerbeobachtungen auf die in einer bestimmten geographischen Breite, und zwar derjenigen von  $45^{\circ}$ , zu reduciren.

Aus Pendelbeobachtungen hat sich nun ergeben, dass die Grösse  $g$ , welche der Schwerkraft proportional und gleich der Geschwindigkeit ist, welche ein frei fallender Körper nach Verlauf der ersten Secunde seines Falles (im luftleeren Raume) erreicht, für einen Ort von der geographischen Breite  $\varphi$  folgende Grösse hat:

$$g = 9,7810 \text{ m} + 0,0503 \text{ m} \sin \varphi^2.$$

Da  $\sin^2 \varphi = \frac{1}{2} - \frac{1}{2} \cos 2\varphi$  ist, so können wir die Formel auch folgendermaassen schreiben:

$$g = 9,7810 \text{ m} + 0,02515 \text{ m} - 0,02515 \cos 2\varphi \\ = 9,80615 \text{ m} - 0,02515 \text{ m} \cos 2\varphi.$$

Für die geographische Breite  $45^\circ$  wird  $\cos 2\varphi = 0$ , und es ergibt sich also für diese Breite, wenn wir hier  $g_0$  für  $g$  setzen:

$$g_0 = 9,80615 \text{ m}.$$

Der Unterschied zwischen  $g$  und  $g_0$  ist also:

$$g - g_0 = - 0,02515 \cos 2\varphi.$$

$$\text{Nun ist } 0,02515 = g_0 \cdot \frac{0,02515}{9,80615} = g_0 \cdot 0,0026;$$

also können wir auch setzen:

$$g - g_0 = - 0,0026 \cdot \cos 2\varphi \cdot g_0,$$

oder

$$g = g_0 (1 - 0,0026 \cos 2\varphi).$$

In demselben Verhältniss, in welchem die Schwerkraft grösser wird, muss das Quecksilberbarometer im Vergleich zu einem Aneroidbarometer zu niedrig zeigen. Bezeichnet demnach  $b$  den Barometerstand am Beobachtungsorte,  $b_0$  denselben, aber auf die Schwerkraft von  $45^\circ$  Breite reducirt, so wird sein  $\frac{b_0}{b} = \frac{g}{g_0}$ . Wir haben also auch die Gleichung:

$$b_0 = b (1 - 0,0026 \cos 2\varphi),$$

und erhalten hiermit die Reduction des Barometerstandes auf die Schwere von  $45^\circ$ . Für  $b = 760 \text{ mm}$  ergibt sich danach die an den abgelesenen Barometerstand anzubringende Correction in verschiedenen geographischen Breiten folgendermaassen:

Geographische Breite	Correction
$0^\circ$	— 1,98 mm
10	— 1,86
20	— 1,51
30	— 0,99
40	— 0,34
50	+ 0,34
60	+ 0,99
70	+ 1,51
80	+ 1,86
90	+ 1,98

Es folgt aus dieser Tafel, dass bei gleichem Luftdruck ein Quecksilberbarometer an den Polen um beinahe 4 mm niedriger zeigt als am Aequator.

Selbstverständlich ist bei barometrischen Messungen auf Berg-  
höhen, soweit sie mit dem Quecksilberbarometer geschehen, auf die Ver-  
änderung der Schwerkraft mit der Höhe ebenfalls Rücksicht zu nehmen.  
Diese Veränderung setzt sich aus zwei Theilen zusammen. Denn eines-  
theils wird die Schwerkraft bei grösserer Entfernung vom Erdmittelpunkte  
im Verhältnisse des Quadrates der Entfernung verringert, andererseits  
übt aber die unter dem Barometer befindliche Gebirgsmasse ebenfalls  
eine Anziehung aus. Während der erstere Theil seiner Grösse nach ohne  
Schwierigkeit ermittelt werden kann, wenn nur die Höhe der Station  
über dem Meeresspiegel bekannt ist, so ist der zweite Theil meist un-  
bestimmt, weil dabei die nicht sicher bekannte Dichtigkeit der Gebirgs-  
masse sowie auch die meist complicirte Figur derselben von Einfluss ist.  
Am sichersten wird es immer sein, auf solchen Stationen entweder durch  
Pendelbeobachtungen die Grösse der Schwerkraft zu ermitteln, oder durch  
Vergleichung von Quecksilber- und Aneroidbarometern, welche in der  
Ebene und auf dem Berge angestellt werden, die Correction der Ablesungen  
direct zu ermitteln.

Betrachten wir nun zunächst den ersten Theil der Correction, der  
immer der grössere ist. Es sei  $R$  die Entfernung eines vertical unter  
dem Beobachtungsorte im Meeresniveau befindlichen Punktes vom Erd-  
mittelpunkte,  $r$  die Höhe der Station über dem Meeresniveau, so wird  
an diesen beiden Punkten die Beschleunigung der Schwerkraft nach  
Ablauf einer Secunde, die wir resp. mit  $g$  und  $g_r$  bezeichnen wollen, das  
Verhältniss haben:

$$\frac{g}{g_r} = \frac{(R + r)^2}{R^2} \\ = 1 + 2 \frac{r}{R} + \left(\frac{r}{R}\right)^2,$$

oder, wenn wir das letzte Glied, welches immer äusserst klein sein wird,  
vernachlässigen:

$$g = g_r \left(1 + 2 \frac{r}{R}\right),$$

und

$$g_r = \frac{g}{1 + 2 \frac{r}{R}}.$$

Die Division ergibt, wenn wieder die Glieder von der Ordnung  $\frac{r^2}{R^2}$   
vernachlässigt werden,

$$g_r = g \left(1 - 2 \frac{r}{R}\right).$$

Drückt man  $r$  und  $R$  in Metern aus, so wird, da  $R$  im Mittel etwa  
 $= 6\,371\,000$  m angenommen werden kann,

$$g_r = g(1 - 0,000\,000\,314 \cdot r).$$

In der Höhe  $r$  wird demnach der Barometerstand  $b'$ , den ein Quecksilberbarometer anzeigt, sich zu dem Barometerstand  $b$  eines richtig zeigenden Aneroidbarometers verhalten wie:

$$b' : b (1 - 0,000\,000\,314 \cdot r),$$

oder die Correction, welche an  $b'$  anzubringen ist, wird

$$= - 0,000\,000\,314 \cdot r \cdot b'$$

sein.

Diese Correction würde etwa für solche Barometerbeobachtungen gelten, welche in Luftballons ausgeführt sind; auf Bergstationen beträgt sie aber aus dem oben erwähnten Grunde weniger.

Für die meteorologische Station auf dem Säntis beträgt  $r = 2500$  m;  $b'$  (der mittlere Barometerstand) 565 mm; wir erhalten danach für die an das Quecksilberbarometer anzubringende Correction den Betrag 0,44 mm, doch ist dieselbe wegen der Anziehung des Berges selbst auf etwa 0,32 mm zu verringern.

226 **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 nach Ferrel die mittleren Barometerstände für verschiedene geographische Breiten angegeben sind. Dieselben sind auf das Meeresniveau und die Schwere von  $45^{\circ}$  reducirt.

Nördliche Breite	Mittlerer Barometerstand	Südliche Breite	Mittlerer Barometerstand
80 <sup>0</sup>	760,5 mm	5 <sup>0</sup>	758,3 mm
75	60,0	10	59,1
70	58,6	15	60,2
65	58,2	20	61,7
60	58,7	25	63,2
55	59,7	30	<b>63,5</b>
50	60,7	35	62,4
45	61,5	40	60,5
40	62,0	45	57,3
35	<b>62,4</b>	50	53,2
30	61,7	55	48,2
25	60,4	60	43,4
20	59,2	65	39,7
15	58,3	70	38,0
10	<b>57,9</b>		
5	58,0		
0	58,0		

Wir sehen aus dieser Tabelle, wie dies in Fig. 4 auf Tab. 18 auch graphisch dargestellt ist, dass der mittlere Barometerstand am Meere vom Aequator nach dem Nordpole erst ein wenig ab-, dann 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 wieder ein Minimum erreicht.

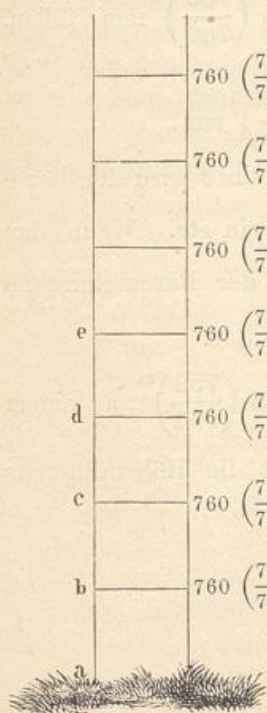
Auf der südlichen Halbkugel nimmt der Barometerstand vom Aequator nach Süden hin stark zu und erreicht den höchsten Stand unter dem 30. Breitengrade. Darauf nimmt er bedeutend ab und wird sein Minimum wohl etwa beim Südpole selbst finden.

Die Linien gleicher Barometerhöhe, von denen später noch die Rede sein wird, nennt man Isobaren. In Tab. XLV sind die Jahresisobaren, d. h. die Linien gleicher mittlerer Barometerhöhe (auf den Meeresspiegel reducirt), und in Tab. XLVI und XLVII die mittleren Isobaren für die Monate Januar und Juli gezeichnet.

**Barometrische Höhenmessung.** Es ist eine schon bald nach 227

Entdeckung des Barometers constatirte Thatsache, dass das Barometer

Fig. 345.



um so mehr sinkt, je mehr man sich mit demselben über den Spiegel des Meeres erhebt. Die Höhendifferenz zweier Orte ist also eine Function der gleichzeitig an denselben beobachteten Barometerstände oder mit anderen Worten: wenn man an zwei nicht allzuweit von einander entfernten Stationen zu gleicher Zeit den Stand des Barometers beobachtet hat, so kann man danach den Höhenunterschied der beiden Stationen berechnen. Suchen wir die dazu nöthige Formel zu entwickeln.

Es ist schon im §. 219 erwähnt worden, dass man von einem Orte aus, wo der Barometerstand 760 mm beträgt, um 10,5 m steigen müsse, wenn das Barometer um 1 mm, also bis auf 759 mm (oder, was dasselbe ist, auf  $760 \left(\frac{759}{760}\right)$  mm) fallen soll. Ohne merklichen

Fehler können wir annehmen, dass die ganze Luftschicht von 10,5 m Höhe überall gleich dicht sei, wir können annehmen, dass sie so dicht sei als am Boden. Es sei *a*, Fig. 345, ein Punkt auf dem Boden, *b* ein 10,5 m höher

gelegener Punkt, und jeder der folgenden Punkte *c*, *d*, *e* u. s. w. liege immer wieder um 10,5 m höher als der nächsttiefere. 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 Dich-

tigkeit 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 mm, sondern nur um  $\left(\frac{759}{760}\right)$  mm fallen. Der Barometerstand in  $c$  ist demnach:

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

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  $cd$   $\left(\frac{759}{760}\right)$  mal leichter ist als die Schicht  $bc$ . Wenn also die Luftschicht  $bc$  einer Quecksilbersäule von  $\frac{759}{760}$  mm das Gleichgewicht hält, so kann die Schicht  $cd$  nur eine Quecksilbersäule von  $\frac{759}{760} \times \left(\frac{759}{760}\right) = \left(\frac{759}{760}\right)^2$  mm tragen, und wenn man sich von  $c$  bis  $d$  erhebt, so muss das Barometer um  $\left(\frac{759}{760}\right)^2$  mm fallen. In  $d$  ist also der Barometerstand

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

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 etc. Wenn man sich also  $n$  mal 10,5 m 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 m.

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:

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

und

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

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

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

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

$$H = 18363 (\log B - \log b)$$

oder endlich

$$H = 18363 \log \frac{B}{b}^m \dots \dots \dots (A)$$

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 die Barometerstände  $B$  und  $b$  in Millimetern oder in Pariser Linien oder in irgend einem anderen Maasse ausdrücken.

Nach dieser Formel ist der mittlere Barometerstand einer Höhe

von	500 m	über dem Meere	714 mm
"	1000 "	" "	670 "
"	2000 "	" "	591 "
"	3000 "	" "	522 "
"	4000 "	" "	460 "
"	5000 "	" "	406 "
"	6000 "	" "	358 "
"	7000 "	" "	316 "
"	8000 "	" "	279 "
"	9000 "	" "	246 "
"	10 000 "	" "	217 "

Aus unserer Formel (A) 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  $H = 5528$  m.

Erhebt man sich abermals um 5528 m, so muss das Barometer auf  $\frac{1}{4}$  seines Standes am Meere fallen u. s. w.

Setzt man in unserer Gleichung  $B = 760$  und  $b = 1$ , so folgt  $H = 52900$ . In dieser Höhe von nahe 53 km ist der Luftdruck bereits so gering, dass er nur noch eine Quecksilbersäule von 1 mm zu tragen im Stande ist; in dieser Höhe von etwa 8 Meilen über dem Meeresspiegel

ist also die Luft schon so verdünnt, wie wir es kaum mit den besten Luftpumpen erreichen können.

228 **Höhe der Atmosphäre.** So nimmt denn die Dichtigkeit der Luft mit zunehmender Erhebung über den Boden fortwährend ab, bis sie allmählich 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 Grenze 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 m Durchmesser, welche von einer ungefähr 6 mm dicken luftigen Hülle umgeben ist.

Aber weit unter der angegebenen Grenze 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.

229 **Abweichung barometrisch berechneter Höhen von den wahren.** Die Gleichung (*A*) des §. 227 würde nur dann richtige Werthe für die Höhendifferenz *H* zweier nicht allzu weit von einander entfernten Orte geben, an welchen man gleichzeitig die Barometerstände *B* und *b* beobachtet hat, wenn die Temperatur der ganzen Luftsäule von der unteren Station bis zur Höhe der oberen gleich 0° wäre. Wäre die Temperatur dieser ganzen Luftsäule aber gleich *T*, d. h. gleich der Temperatur am unteren Beobachtungsorte, so würde die Höhendifferenz  $H = 18363 (1 + \alpha T) \log \frac{B}{b}$  sein, wenn  $\alpha$  den Ausdehnungscoefficienten der Luft bezeichnet. Ist aber nun *t* die Temperatur der Luft an der oberen Station, so würde die verticale Luftsäule von dem unteren Beobachtungsorte bis zur Höhe des oberen sich gerade so verhalten wie eine Luftsäule von gleicher Höhe und der mittleren Temperatur  $\frac{T + t}{2}$ , wenn man annehmen könnte, dass die Temperatur von der unteren

Grenze dieser Luftsäule bis zur oberen gleichförmig abnahme. Für diesen Fall hätte man dann

$$H = 18363 \left( 1 + \alpha \frac{T+t}{2} \right) \log \frac{B}{b} \text{ m} \dots \dots \dots (B)$$

Es ist dies die von Laplace aufgestellte Höhenformel, wenn man in derselben die unwesentliche Correction wegen der Veränderlichkeit der Schwere weglässt.

Ramond erhöhte den Coëfficienten dieser Formel auf 18393, wofür Rühlmann später 18400 annahm, so dass die Formel übergeht in

$$H = 18400 \left( 1 + \alpha \frac{T+t}{2} \right) \log \frac{B}{b} \text{ m} \dots \dots \dots (C)$$

wofür er endlich setzte

$$H = 18400 \left( 1,00157 + 0,00367 \frac{T+t}{2} \right) \log \frac{B}{b} \text{ m} \dots (D)$$

Wenn man nach einzelnen, gleichzeitig an zwei ungleich hohen Stationen angestellten Barometer- und Thermometerbeobachtungen die Höhendifferenz der beiden Stationen nach einer der obigen Formeln berechnet, so erhält man meist so stark von einander abweichende Resultate, dass die Differenzen weit über die durch Beobachtungsfehler erklärlichen Grenzen hinaus gehen. Ja selbst die aus mittleren Barometer- und Thermometerständen der beiden Stationen berechneten Höhenunterschiede weichen beträchtlich von den trigonometrisch genau bestimmten ab.

Schon Saussure's Beobachtungen am Col du géant zeigten, dass die aus Barometer- und Thermometer-Beobachtungen berechneten Höhen im Allgemeinen am Tage grösser sind als bei Nacht, dass sie also eine tägliche Periode zeigen. Ebenso ergaben die genauen Beobachtungen, welche Ramond in den Pyrenäen angestellt hatte, und auch die Vergleichung der gleichzeitig zu Clermont und zu Paris angestellten Beobachtungen, dass die barometrisch bestimmten Höhen sowohl von der Tageszeit als auch von der Jahreszeit abhängen.

Am eingehendsten hat R. Rühlmann diesen Gegenstand behandelt und die Resultate seiner Untersuchungen in einem Schriftchen „Die barometrischen Höhenmessungen u. s. w. Leipzig 1870“ publicirt. Als Beobachtungsmaterial benutzte er sowohl die Barometer- und Thermometerbeobachtungen, welche er gleichzeitig mit einem Freunde im September 1864 auf dem Valtenberg bei Bischofswerda in Sachsen und dem nahegelegenen Neukirch angestellt hatte, als auch die gleichzeitigen Beobachtungen an den schweizerischen meteorologischen Stationen St. Bernhard und Genf, deren trigonometrisch bestimmte Höhendifferenz 2070 m beträgt.

Als Mittel aus den sechs Beobachtungsjahren 1860 bis 1866 ergeben sich für die beigeschriebenen Tagesstunden für Lufttemperatur und Barometerstand in den Monaten Januar und Juli die in folgender Tabelle zusammengestellten Werthe:

	Lufttemperatur		Barometerstand auf 0° red.		Berechn. Höhe	<i>D</i>	
	Genf	St. Bernh.	Genf	St. Bernh.			
	<i>T</i>	<i>t</i>	<i>B</i>	<i>b</i>	<i>H</i>		
J a n u a r	0h Mittag	+ 2,1 <sup>0</sup> C.	— 6,5 <sup>0</sup> C.	727,53	560,91	2069,2 m	— 0,8 m
	2	+ 2,65	— 6,4	726,85	560,70	2068,5	— 1,5
	4	+ 2,2	— 7,6	726,91	560,88	2059,2	— 10,8
	6	+ 1,15	— 8,2	727,15	561,00	2055,8	— 14,2
	8	+ 0,55	— 8,3	727,39	561,15	2053,5	— 16,5
	10	+ 0,1	— 8,35	727,49	561,21	2051,8	— 18,2
	12	— 0,3	— 8,5	727,34	561,08	2050,1	— 19,9
	14	— 0,5	— 8,6	727,10	560,78	2050,3	— 19,7
	16	— 0,6	— 8,6	726,96	560,55	2051,5	— 18,5
	18	— 0,8	— 8,7	727,15	560,66	2051,1	— 18,9
	20	— 0,7	— 8,4	727,42	560,93	2051,6	— 18,4
	22	+ 0,6	— 7,6	727,65	561,20	2058,5	— 11,5
Mittel	+ 0,50	— 7,97	727,24	560,93	2056,0	— 14,0	
J u l i	0h	+ 22,1	+ 8,8	727,66	568,52	2099,9	+ 29,9
	2	+ 23,0	+ 9,0	727,27	568,53	2099,1	+ 29,1
	4	+ 22,9	+ 8,5	727,00	568,53	2093,7	+ 23,7
	6	+ 21,8	+ 7,3	726,94	568,57	2084,2	+ 14,2
	8	+ 19,5	+ 6,1	727,36	568,73	2074,0	+ 4,0
	10	+ 17,5	+ 5,7	727,82	568,89	2068,3	— 1,7
	12	+ 16,0	+ 5,1	727,97	568,77	2064,0	— 6,6
	14	+ 14,5	+ 4,3	727,87	568,42	2059,3	— 10,7
	16	+ 13,8	+ 3,8	727,85	568,14	2059,2	— 10,8
	18	+ 15,0	+ 4,4	727,98	568,14	2067,0	— 3,0
	20	+ 18,4	+ 5,9	728,13	568,34	2083,7	— 13,7
	22	+ 20,4	+ 7,9	727,97	568,45	2094,8	+ 24,8
Mittel	+ 18,13	+ 6,56	727,71	568,0	2079,0	+ 9,0	

Das Rühlmann'sche Werkchen enthält die entsprechenden Tabellen für alle 12 Monate des Jahres.

Die sechste Verticalreihe obiger Tabelle enthält unter *H* die aus den in gleicher Horizontalreihe stehenden Daten berechnete Höhe von St. Bernhard über Genf, während die letzte Verticalreihe unter *D* angiebt, um wie viel die barometrisch berechnete Höhe grösser (+) oder kleiner (—) ist, als die trigonometrisch bestimmte.

In dieser Tabelle tritt nun die schon erwähnte tägliche Periode sehr deutlich hervor; das Maximum der berechneten Höhen fällt auf die Mittagsstunde, das Minimum dagegen auf die Nachtstunden und zwar in den meisten Monaten auf 4 Uhr Morgens. Ferner ergibt sich aus

der Betrachtung dieser Tabellen, dass in unseren Zonen die günstigsten Zeiten zur Anstellung barometrischer Höhenmessungen in den verschiedenen Monaten folgende sind:

Im Januar:	Mittags	12 <sup>h</sup>		
Februar	Vormittags	10 <sup>h</sup>	und Nachmittags	4 <sup>h</sup>
März	"	8	"	6
April	"	7	"	7
Mai	"	7	"	7
Juni	"	6	"	9
Juli	"	6	"	9
August	"	7	"	8
September	"	8	"	6
October	"	10	"	4
November	"	11	"	2
December	Nachmittags	1 <sup>h</sup>		

Der Unterschied zwischen dem täglichen Maximum und Minimum der berechneten Höhen beträgt für den Monat

Januar . . . . .	19,1 m	Juli . . . . .	40,7 m
Februar . . . . .	39,8 "	August . . . . .	40,6 "
März . . . . .	32,4 "	September . . . . .	35,7 "
April . . . . .	41,8 "	October . . . . .	26,1 "
Mai . . . . .	37,1 "	November . . . . .	18,5 "
Juni . . . . .	35,9 "	December . . . . .	11,1 "

Die Amplitude, um welche die berechneten Werthe der Höhendifferenz zwischen St. Bernhard und Genf schwanken, sind also am kleinsten in den Monaten December, November und Januar, am grössten im April, Juli und August.

Die aus den Tages- und Monatsmitteln der meteorologischen Beobachtungen berechneten Höhen zeigen eine jährliche Periode, wie man aus der folgenden Tabelle (S. 676) ersieht, welche auch zeigt, dass die Amplitude der jährlichen Periode viel kleiner ist, als die der täglichen.

Die Jahresmittel der meteorologischen Beobachtungen geben Höhen, welche sich von den wahren Werthen nur wenig entfernen.

Die Monatsmittel geben im Winter zu kleine, im Sommer zu grosse Höhen.

Weichen selbst die aus Mittelwerthen der Barometer- und Thermometer-Beobachtungen berechneten Höhenunterschiede nicht unbedeutend von den wahren ab, so lässt sich erwarten, dass dies für isolirte Beobachtungen noch weit mehr der Fall sein wird und zwar selbst für Orte, deren Entfernung in horizontaler Richtung nur gering ist. So finden wir z. B. im 4. Jahrgange der Schweizerischen meteorologischen Beobachtungen für den 26. December 1866 Morgens 7 Uhr

	Temperatur		Barometerstand		Berechn. Höhe	<i>D</i>
	Genf	St. Bernh.	Genf	St. Bernh.		
	<i>T</i>	<i>t</i>	<i>B</i>	<i>b</i>	<i>H</i>	
Januar . . . . .	+ 0,50	− 7,97	727,24	560,93	2056,0	− 14,0
Februar . . . . .	+ 0,91	− 9,12	727,23	560,37	2061,2	− 8,8
März . . . . .	+ 4,63	− 7,82	723,08	558,02	2069,2	− 0,8
April . . . . .	+ 9,82	− 2,56	726,69	563,52	2070,9	+ 0,9
Mai . . . . .	+ 14,50	+ 1,63	726,10	565,35	2072,4	+ 2,4
Juni . . . . .	+ 16,64	+ 3,82	727,07	566,83	2078,5	+ 8,5
Juli . . . . .	+ 18,75	+ 6,39	727,66	568,50	2079,5	+ 9,0
August . . . . .	+ 18,13	+ 6,56	727,71	568,71	2075,0	+ 5,0
September . . . . .	+ 14,62	+ 3,82	728,35	568,06	2068,0	− 2,0
October . . . . .	+ 10,56	+ 0,17	726,59	565,21	2059,8	− 10,2
November . . . . .	+ 5,20	− 4,64	725,60	561,64	2060,6	− 9,7
December . . . . .	+ 0,65	− 8,13	727,55	561,13	2056,7	− 13,3
Mittel . . . . .	+ 9,57	− 1,47	726,74	564,02	2067,2	− 2,8

in Zürich (Sternwarte)

$$B = 726,1 \text{ mm}$$

$$T = - 6,8^{\circ} \text{ C.}$$

auf dem Uetliberg

$$b = 692,2 \text{ mm}$$

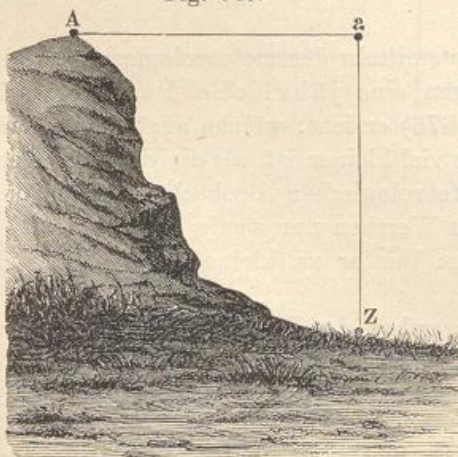
$$t = + 1,5^{\circ} \text{ C.}$$

woraus sich aus Gl. (C) Seite 673 ergibt

$$H = 377 \text{ m,}$$

während der wahre Höhenunterschied zwischen der Züricher Sternwarte und dem Uetliberg 394 m beträgt. Die berechnete Höhe ist also um

Fig. 346.



17 m, also um  $\frac{1}{23}$  des wahren Höhenunterschiedes zu klein, während der kleinste der in der Tabelle auf Seite 674 zusammengestellten berechneten Höhenunterschiede zwischen Genf und St. Bernhard nur um  $\frac{1}{133}$  des wahren Höhenunterschiedes falsch ist.

Die Ursache der Abweichung der barometrisch bestimmten Höhen von den wahren liegt, wie Rühlmann nachgewiesen hat, darin, dass die Wärme der Luftsäule über der unteren Beobachtungsstation sich nicht so rasch ändert, wie das arithmetische Mittel der Thermometerablesungen an den oberen und unteren Stationen. Es

sei  $A$ , Fig. 346, die obere,  $Z$  die untere der beiden Stationen und  $a$  ein Punkt, welcher mit  $A$  in gleicher Höhe vertical über  $Z$  liegt, so setzt man bei der Berechnung nach der Gleichung

$$H = 18400 (1 + \alpha \tau) \log \frac{B}{b} \dots \dots \dots (E)$$

voraus, dass

$$\tau = \frac{T + t}{2},$$

d. h. dass die mittlere Temperatur der Luftsäule  $Za$  gleich sei dem arithmetischen Mittel zwischen den beiden gleichzeitig in  $Z$  und in  $A$  beobachteten Temperaturen. Setzt man in Gl. (E) für  $H$  die wahre Höhe, so ergibt sich für die wahre mittlere Temperatur der Luftsäule  $Za$  der Werth:

$$\tau = \frac{1}{\alpha} \left( \frac{H}{18400 \log \frac{B}{b}} - 1 \right) \dots \dots \dots (F)$$

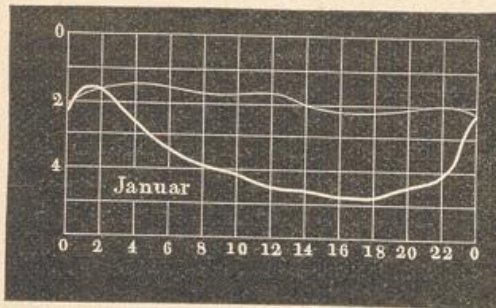
Die nach Gl. (F) berechneten Werthe von  $\tau$  weichen aber wesentlich von den entsprechenden Werthen von  $\frac{T+t}{2}$ , die wir als die beobachteten mittleren Temperaturen bezeichnen wollen, ab, wie man aus der folgenden Zusammenstellung für die Monate Januar und Juli ersieht:

Mittlere Lufttemperatur			Mittlere Lufttemperatur			
	Beobachtete	Wahre		Beobachtete	Wahre	
	$\frac{T+t}{2}$	$\tau$		$\frac{T+t}{2}$	$\tau$	
J a n u a r	0h	-2,2 <sup>0</sup> C.	J u l i	0h	15,5	11,4
	2	-1,8		2	16,0	12,0
	4	-2,7		4	15,7	12,4
	6	-3,5		6	14,5	12,6
	8	-3,8		8	12,8	12,3
	10	-4,1		10	11,6	11,9
	12	-4,4		12	10,5	11,4
	14	-4,5		14	9,4	10,9
	16	-4,6		16	8,8	10,3
	18	-4,7		18	9,7	10,1
	20	-4,5		20	12,1	10,3
22	-4,1	22	14,1	10,8		
Mittel	-3,7	-1,9	Mittel	12,5	11,3	

Nach dieser Tabelle ist in Fig. 347 und Fig. 348 (a. f. S.) der tägliche Gang der wahren und der beobachteten mittleren Lufttemperatur für die Monate Januar und Juli graphisch dargestellt und zwar stellt die stark

ausgezogene Curve den Gang der beobachteten, die fein ausgezogene dagegen den Gang der wahren Lufttemperatur dar. Die beiden Curven schneiden sich für diejenigen Stunden, für welche die barometrisch

Fig. 347.



berechnete Höhe mit der trigonometrisch bestimmten übereinstimmt.

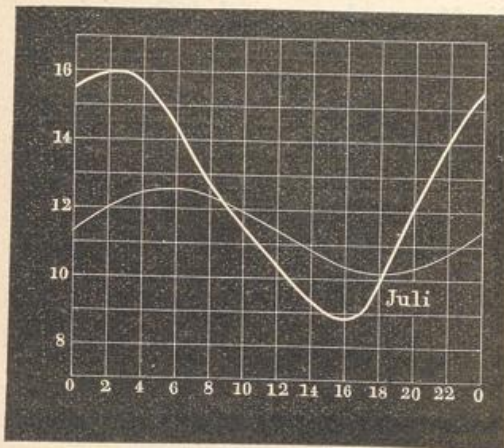
Vergleicht man auf die angegebene Weise die wahre mittlere Lufttemperatur der Monate mit der beobachteten, so findet man die Werthe der folgenden Tabelle (a. f. S.).

Man erkennt aus dieser Tabelle, dass sich die Luft

bei weitem nicht in dem Maasse und nicht so rasch erwärmt, wie es die Thermometer an den Beobachtungsstationen zeigen, sie nimmt nur wenig und gleichsam zögernd Antheil an den täglichen und jährlichen Schwankungen der Temperatur an der Erdoberfläche.

Die Maxima und Minima der Lufttemperatur treten sowohl bei der täglichen als auch bei der jährlichen Periode später ein, als die an den

Fig. 348.



Thermometern beobachteten Maxima und Minima. So sieht man z. B. in Fig. 348, dass das beobachtete tägliche Temperaturmaximum im Juli auf 2 Uhr, das Maximum der wahren Lufttemperatur aber erst auf 6 Uhr Nachmittags fällt, während die Zeit des wahren Minimums ungefähr um zwei Stunden später eintritt als die des beobachteten.

Der Grund dieser Erscheinung ist offenbar darin zu suchen, dass der Erdboden eine

sehr grosse Absorptionsfähigkeit für Wärmestrahlen besitzt, dass er sich also unter dem Einflusse der Sonnenstrahlen stark erwärmt, durch nächtliche Strahlung dagegen stark abkühlt, während die Luft, als ein sehr diathermaner Körper, sich unter dem directen Einfluss der Sonnenstrahlen nur wenig erwärmt, dagegen aber auch Nachts durch Strahlung wenig Wärme abgibt. Die an den Beobachtungsstationen angebrachten Thermometer sind nun sehr von der strahlenden Wärme des Erdbodens und der Umgebung influirt, sie werden also den bedeutenderen und rascheren Temperaturschwankungen der Erdoberfläche folgen müssen und können nicht den wahren Gang der Temperatur in höheren Luftschichten angeben.

M o n a t	Mittlere Lufttemperatur	
	Beobachtete	Wahre
	$\frac{T + t}{2}$	$\tau$
Januar . . . . .	— 3,6	— 1,8
Februar . . . . .	— 4,1	— 3,0
März . . . . .	— 1,6	— 1,5
April . . . . .	+ 3,1	+ 3,5
Mai . . . . .	+ 8,0	+ 7,7
Juni . . . . .	+ 10,2	+ 9,1
Juli . . . . .	+ 12,5	+ 11,3
August . . . . .	+ 12,3	+ 11,6
September . . . . .	+ 9,2	+ 9,5
October . . . . .	+ 5,3	+ 6,7
November . . . . .	— 0,3	+ 1,6
December . . . . .	— 4,4	— 2,0
Mittel . . . . .	+ 4,0	+ 4,39

**Ursachen der Barometerschwankungen.** Die letzte Ursache aller Barometerschwankungen ist in der ungleichen und sich stets 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.

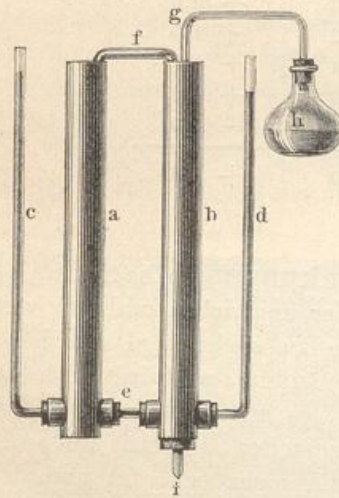
Im Allgemeinen kann man leicht darthun, dass die ungleiche stets sich ändernde Erwärmung der Luft beständige Veränderungen in der Grösse des Luftdrucks zur Folge haben muss.

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.

Es lässt sich dies durch den Apparat Fig. 349 anschaulich machen. *a* und *b* sind Blechröhren von etwa 60 cm 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

Fig. 349.



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 Blechrohr *b* von oben bis unten ein unten offenes 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 durchstreifenden 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 Maasse, 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.

Eine anderweitige wesentliche Ursache für die Barometerschwankungen liegt in dem wechselnden Feuchtigkeitsgehalt der Luft. Die Atmosphäre enthält immer mehr oder weniger Wasserdämpfe, und da diese specifisch leichter sind als die trockene Luft, so ist auch die mit Wasserdampf erfüllte Luft specifisch leichter als die trockene. Es wird also bei gleicher Höhe der Atmosphäre der Luftdruck um so geringer sein, je mehr Wasserdämpfe sich in der Atmosphäre befinden. Daraus würde folgen, dass jedesmal, wenn die Wasserdämpfe sich durch Wolken- oder Regenbildung condensiren, das Barometer steigt. Indessen kommt es häufig vor, dass die Condensation der Wasserdämpfe so rasch vor sich geht, dass ein sofortiger Ersatz durch trockene Luft nicht eintreten kann; in diesem Falle wird auch während der Condensation der Wasserdämpfe zunächst ein Fallen des Barometers bewirkt, und noch dadurch beschleunigt werden, dass durch die Condensation der Wasserdämpfe Wärme entwickelt wird.

**Atmosphärische Ebbe und Fluth und Einfluss des Mondes auf das Wetter.** Nachdem es Newton gelungen war, die Erscheinungen der Ebbe und Fluth der grossen Oeane auf die Massenanziehung der Sonne und des Mondes zurückzuführen, lag die Idee nahe, dass diese beiden Himmelskörper auch eine atmosphärische Ebbe und Fluth veranlassen müssen. Eine atmosphärische Fluth wird aber das Barometer steigen, eine atmosphärische Ebbe wird es sinken machen, das Barometer wird uns also Auskunft über das Vorhandensein der atmosphärischen Ebbe und Fluth und über den Einfluss geben, welchen dieselbe auf die Grösse des Luftdrucks ausübt.

Die durch die Sonnenmasse erzeugten Veränderungen des Barometerstandes fallen so vollständig mit den anderweitigen täglichen Variationen zusammen, dass sie nicht davon getrennt werden können. Die Mondfluth fällt aber zur Zeit der Syzygien mit der Sonnenfluth zusammen, während zur Zeit der Quadraturen die Mondebbe mit der Sonnenfluth zusammenfällt. Der Einfluss, welchen die Massenanziehung des Mondes auf den Barometerstand ausübt, wird also darin bestehen, dass derselbe zur Zeit der Syzygien etwas erhöht, zur Zeit der Quadraturen etwas erniedrigt erscheint.

Aus den von Bouvard auf der Pariser Sternwarte von 1815 bis 1823 dreimal täglich (9 Uhr Morgens, 12 Uhr Mittags und 3 Uhr Nachmittags) angestellten Beobachtungen berechnete La Place, dass der Betrag der atmosphärischen Mondfluth nur 0,0544 mm betrage, ein Werth, welcher sich noch auf 0,0176 mm reducirte, als Bouvard nach den La Place'schen Formeln diese Grösse aus den von 1815 und 1827 fortgesetzten Barometerbeobachtungen ableitete.

Auch O. Eisenlohr fand, 22 jährige Beobachtungen der Pariser Sternwarte zusammenstellend, dass der Einfluss des synodischen Mondumlaufs auf den Barometerstand sehr unbedeutend sei, ja nach seiner auf S. 185 des LX. Bandes von Poggendorff's Annalen gegebenen Zusammenstellung ist der mittlere Barometerstand für Neumond und Vollmond selbst noch um 0,008 mm tiefer, als für das erste und letzte Viertel.

Andere Untersuchungen über diesen Gegenstand sind von Kreil für Prag, Sabine für St. Helena, Elliot für Singapore, Neumayer für Melbourne, Bergsma für Batavia, Lüdicke für Gotha und Streintz für Greenwich ausgeführt. Das Gesamtergebniss geht dahin, dass in den Tropen die Mondfluth mit grösserer Sicherheit nachweisbar ist als in höheren Breiten, aber auch dort nur höchstens 0,1 mm beträgt. In mittleren und höheren Breiten verschwindet der kleine Einfluss der Mondfluth vollständig unter den übrigen Barometerschwankungen.

Hier dürfte wohl der geeignetste Ort sein, den Einfluss des Mondes auch auf andere meteorologische Erscheinungen zu betrachten. Von denjenigen, welche einen Einfluss des Mondes auf die Witterung behauptet haben, ist theilweise seine Anziehungskraft gegen die Atmosphäre, theilweise seine Wärmeausstrahlung als Ursache für Witterungsänderungen angesehen worden. Die Anziehungskraft sollte die Höhe der Atmosphäre und damit den Barometerstand beeinflussen, und da die Witterungsverhältnisse mit dem Barometerstande in engem Zusammenhange stehen, so glaubte man hieraus auf einen Einfluss des Mondes auf das Wetter schliessen zu müssen. Dass diese Ansicht eine irrige ist, geht aber offenbar schon aus dem äusserst geringen Betrage der Mondfluth in der Atmosphäre hervor.

Andererseits hat man geglaubt, dass die vom Monde reflectirte Sonnenwärme eine auflösende Wirkung auf die Wolken ausübe. Allerdings haben directe Versuche gezeigt, dass auf der Erdoberfläche die Wärmestrahlen des Mondes zwar nachweisbar, aber von äusserst geringem Betrage sind, indessen wurde hiergegen eingewandt, dass die Wärmestrahlen durch die Atmosphäre beinahe vollständig absorbirt werden und demnach in grösseren Höhen immerhin beträchtliche Wirkung ausüben können. Ob dies der Fall ist, darüber können nur zahlreiche meteorologische Beobachtungen Aufschluss geben. Eine sehr sorgfältige Zusammenstellung aller diese Frage betreffenden Untersuchungen ist von W. J. van Bebbber in seinem „Handbuche der ausübenden Witterungskunde“, Stuttgart 1885, I. Theil, gegeben, und als Endresultat gefunden worden, dass ein Einfluss des Mondes weder auf die Regenmenge, noch auf die Windrichtung, Bewölkung, Gewitterbildung und Temperatur ziffernmässig nachweisbar, und dass es demnach durchaus verfehlt und jeder Wissenschaftlichkeit widersprechend ist, auf Mondeinflüsse irgend welche Wetterprognosen zu gründen.

**Einfluss der Sonnenflecken auf die Witterung.** In früheren Zeiten nahm man an, entsprechend dem Glauben an den Einfluss des Mondes auf die Witterung, dass eine 19jährige Periode der Witterungserscheinungen stattfände, weil die gegenseitige Stellung des Mondes und der Sonne eine 19jährige Periode in der Weise hat, dass alle 19 Jahre die gleichen Mondviertel auf die gleichen Jahrestage fallen. In neuerer Zeit ist man dagegen vielfach zu der Ansicht übergegangen, dass die Witterungsverhältnisse eine 11jährige Periode haben, wie die Sonnenflecken und magnetischen Elemente.

In welcher Weise die Sonnenflecken das Wetter beeinflussen sollen, müssen wir zunächst dahingestellt sein lassen, da uns eine genaue Kenntniss über die wahre Natur der Sonnenflecken fehlt. Es müssen also zunächst möglichst viele statistische Zusammenstellungen gemacht werden, aus denen man darauf schliessen kann, ob wirklich ein Zusammenhang zwischen den Sonnenflecken und den Witterungsverhältnissen nachweisbar ist. Wie vorsichtig man aber bei der Verwerthung solcher Zusammenstellungen sein muss, und wie leicht aus ihnen falsche Schlüsse gezogen werden können, geht daraus hervor, dass einige Meteorologen die wärmeren Jahre mit einer geringeren, andere dagegen mit einer grösseren Zahl von Sonnenflecken in Verbindung gebracht haben. Besonders sorgfältige Untersuchungen über diesen Gegenstand sind von Köppen, Hahn und Fritz ausgeführt und eine sehr vollständige Zusammenstellung über alle nach dieser Richtung angestellten Untersuchungen in dem bereits im vorigen Paragraphen erwähnten Werke von v. Bebbber gegeben worden.

Köppen fand für die Jahre 1816 bis 1854 eine sehr gute Uebereinstimmung zwischen dem Gange der Temperatur und der Zahl der Sonnenflecken, in der Weise, dass die höchsten Jahrestemperaturen der geringsten Fleckenzahl entsprachen. In den Tropen trat das Maximum der Wärme  $\frac{1}{2}$  bis  $1\frac{1}{2}$  Jahre vor dem Fleckenminimum ein, während es sich ausserhalb der Wendekreise gegen das letztere verspätete, in den vierziger Jahren sogar bis zu drei Jahren. Dabei wurde die Uebereinstimmung in höheren Breiten eine geringere als in den Tropen und war zeitweise nicht mehr zu erkennen. Andere Jahre ergaben dagegen ein wesentlich hiervon verschiedenes Resultat; theilweise war ein Zusammenhang zwischen der Zahl der Sonnenflecken und der Jahrestemperatur gar nicht zu erkennen, und in der Zeit von 1779 bis 1816 fielen sogar die höchsten Temperaturen mit der grössten Zahl der Sonnenflecken zusammen.

Hahn untersuchte ausser den Jahrestemperaturen noch die Temperaturen der verschiedenen Jahreszeiten, und fand unter anderem, dass warme Sommer häufiger zur Zeit der Minima, kühlere zur Zeit der Maxima der Sonnenflecken stattfinden, dass aber die wärmeren Sommer den Minimis um mehrere Jahre nachfolgen, und dass überhaupt eine geringere Thätigkeit auf der Sonne eine höhere Temperatur auf der

Erdoberfläche bedingt. Auch er fand indessen, dass das Verhältniss am Ende des vorigen und Anfange des jetzigen Jahrhunderts ein umgekehrtes war.

Fritz berichtet in seinem Werke: „Die wichtigsten periodischen Erscheinungen der Meteorologie und Kosmologie“; Leipzig 1889, dass er unter Benutzung einer grossen Zahl von Beobachtungen gefunden habe, dass in mittleren Breiten niedrige Wintertemperaturen am häufigsten zur Zeit der Fleckenmaxima, am seltensten zur Zeit der Minima, die niedrigsten Sommertemperaturen dagegen etwas häufiger zur Zeit der Fleckenminima eintreten.

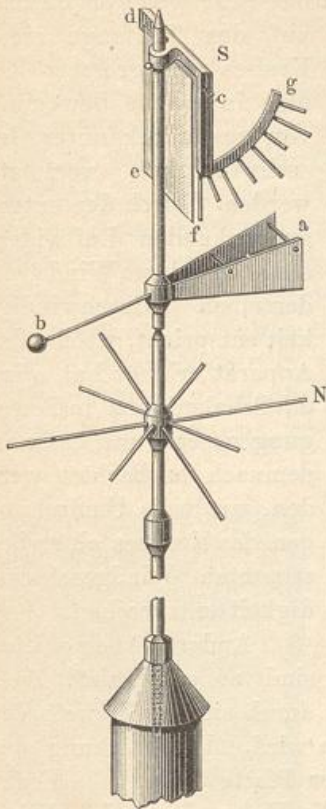
Bei so unsicheren und widersprechenden Resultaten, wie sie die directen Temperaturbeobachtungen ergeben, kann es nicht überraschen, wenn in Erscheinungen, welche nicht allein von der Temperatur, sondern auch von anderen Factoren abhängen, ein Zusammenhang mit der Periode der Sonnenflecken ebenfalls nicht nachweisbar ist. Dennoch hat man 11 jährige Perioden in der Qualität und Quantität der jährlichen Weinerträge, in guten und schlechten Ernten, der Ergiebigkeit der Fischerei, in Hungersnoth und Pestepidemien, ja selbst in politischen Umwälzungen und Cometenentdeckungen finden wollen. Wir werden auf diese phantasiereichen Speculationen hier nicht näher eingehen, sondern nur bemerken, dass man auch in der Höhe des Luftdruckes, in der Häufigkeit der Cyclonen, in den jährlichen Regenmengen, sowie Gewittern und Hagelfällen zuweilen einen Zusammenhang mit der Zahl der Sonnenflecken hat finden wollen, dass aber alle in dieser Richtung abgeleiteten Resultate höchst unsicher und von keiner praktischen Bedeutung sind.

233 **Messung der Richtung und Geschwindigkeit des Windes.** Zur Feststellung der Windrichtung bedient man sich allgemein der sogenannten Windfahnen, welche aus zwei Metallscheiben  $a$  (Fig. 350) bestehen, die einen nicht zu grossen Winkel mit einander bilden, sich leicht um eine verticale Axe drehen und durch ein Gegengewicht  $b$  vollständig balancirt sind. Diese Fahne muss natürlich möglichst hoch aufgestellt werden, damit der Wind von allen Seiten frei dagegen wehen kann, ohne dass durch Gebäude oder Bäume, welche sich in der Nähe befinden, seine Richtung abgelenkt wird. Unter der Fahne befindet sich häufig eine oder mehrere horizontale Eisenstangen, durch welche die hauptsächlichen Himmelsrichtungen bezeichnet werden.

Ueber der Fahne wird bisweilen noch eine Vorrichtung  $S$  angebracht, an welcher die Stärke des Windes abgelesen werden kann. Eine dünne Metalltafel  $cdef$  dreht sich leicht um eine Axe  $cd$ , und wird durch den Druck des Windes, welcher in der Richtung  $ba$  weht, um einen Winkel gehoben, dessen Grösse von der Stärke des Windes abhängt und an der Scala  $g$  abgelesen werden kann. Die Eintheilung der Scala ist gewöhnlich eine solche, dass eine einfache Relation zwischen ihr und der sogenannten

Beaufort-Scala der Windstärke stattfindet. Nach der letzteren wird die Windstärke in 12 Stufen, 1 bis 12 eingetheilt, während 0 der völligen Windstille entspricht. Es sind danach bezeichnet durch

Fig. 350.



	Windgeschwindigkeit in Metern pro Secunde
0. Windstille . . . . .	0
1. Leiser Zug . . . . .	2
2. Leichter Wind . . . . .	3 bis 4
3. Schwacher Wind . . . . .	5
4. Mässiger Wind . . . . .	7
5. Frischer Wind . . . . .	8 bis 9
6. Starker Wind . . . . .	10 „ 11
7. Harter Wind . . . . .	12
8. Stürmisch . . . . .	14
9. Sturm . . . . .	15 bis 16
10. Starker Sturm . . . . .	18
11. Heftiger Sturm . . . . .	25
12. Orkan . . . . .	40

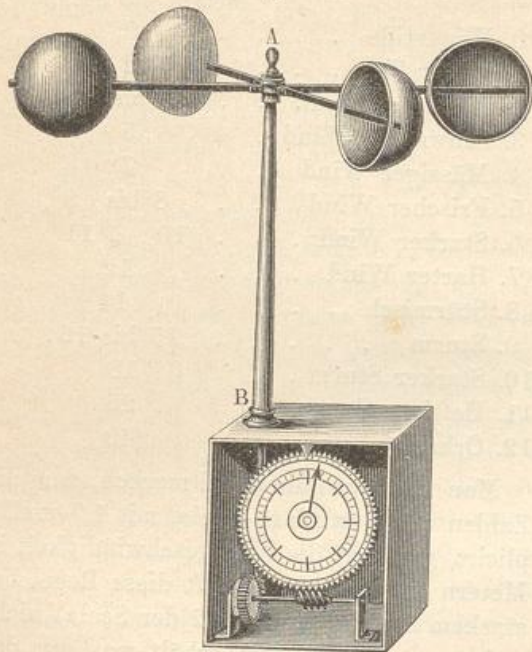
Man kann sich die Regel merken, dass die Zahlen der Beaufort-Scala, mit 1,7 multiplicirt, genähert die Windgeschwindigkeit in Metern angeben, doch trifft diese Regel bei starkem Sturme (10 bis 12 der Scala) nicht mehr zu. Umgekehrt erhält man aus der Windgeschwindigkeit in Metern pro Secunde durch Multiplication mit 0,6 die entsprechende Zahl der Beaufort-Scala,

während aus der Windgeschwindigkeit in Seemeilen pro Stunde die Zahlen der Beaufort-Scala durch Multiplication mit 0,3 erhalten werden.

Die beschriebene Windstärketafel kann nur ungenaue Resultate geben und versagt bei sehr starkem Winde, durch dessen Druck sie sich beinahe horizontal stellt, vollständig. Eine der einfachsten Registrirvorrichtungen für die Windstärke ist in Fig. 351 (a. f. S.) gezeichnet. Um eine verticale Axe *AB* dreht sich ein sogenanntes Schalenkreuz, d. h. ein Kreuz von vier eisernen Stäben, an deren Enden kupferne halbe Hohlkugeln derartig befestigt sind, wie die Figur zeigt. Von welcher Seite auch der Wind weht, so wird er immer das Schalenkreuz in derselben Richtung in Drehung versetzen, und zwar wird die Geschwindigkeit der Drehung von der Stärke des Windes abhängen. Die Axe *AB* ist durch ein Getriebe mit mehrfachen Uebersetzungen mit einer Welle in Verbindung, welche eine Schraube ohne Ende trägt, und mittelst derselben ein Zeigerwerk in Bewegung setzt, an welchem jederzeit die Zahl der seit der letzten Ablesung von dem Schalenkreuz ausgeführten Umdrehungen abgelesen werden kann. Um hieraus die Windgeschwindigkeit zu erhalten, ist

natürlich noch eine besondere Untersuchung des Apparates, oder wenigstens eine Vergleichung mit einem bereits untersuchten erforderlich. Auf der Seewarte in Hamburg wird die Untersuchung der Anemometer in der Weise ausgeführt, dass sie mittelst einer caroussel-artigen Vorrichtung

Fig. 351.



auf dem Umfange eines Kreises von grossem Radius in rasche Bewegung von genau bekannter Geschwindigkeit versetzt werden. Durch den entgegenwirkenden Luftwiderstand, der einem Winde von derselben Geschwindigkeit entspricht, welche der Apparat erlangt hat, wird das Schalenkreuz in Bewegung gesetzt und es kann demnach beobachtet werden, wie viele Umdrehungen des Kreuzes einer bestimmten Windgeschwindigkeit entsprechen.

Andere Anemometer sind so construirt, dass durch sie der Druck des

Windes gegen eine verticale Platte gemessen wird. Der Wirkung des Winddruckes wirkt eine an der Rückseite der Platte befindliche Feder entgegen, und aus der Grösse, um welche die Feder durch den Wind zusammengedrückt wird, schliesst man auf die Stärke des letzteren.

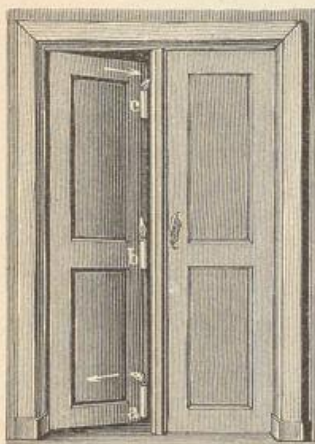
234 **Entstehung der Winde.** Wenn man im Winter die in einen kalten Raum führende Thür eines geheizten Zimmers etwas öffnet und eine brennende Kerze an das obere Ende des Spaltes hält, wie man Fig. 352 sieht, so zeigt die nach aussen gerichtete Flamme einen von dem warmen Zimmer nach dem kalten Raume 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 Himmelsraum, das Land erkaltet aber rascher als das Meer und nun strömt die Luft in den unteren Regionen vom

Fig. 352.



Lande nach dem Meere, während in den oberen Luftregionen eine entgegengesetzte Strömung stattfindet.

Dem eben Gesagten zufolge sind die Land- und Seewinde locale, an eine tägliche Periode gebundene Erscheinungen, welche nur dann rein auftreten können, wenn sie nicht durch die allgemein herrschenden Luftströmungen gestört oder doch modificirt werden.

Selbst den Ufern grösserer Landseen, z. B. denen des Bodensees, sind die Land- und Seewinde nicht fremd; sehr merklich treten sie auch an den grossen nordamerikanischen Landseen auf.

Die in Hochgebirgen auftretenden Morgen- und Abendwinde, welche man unter dem Namen der Thalwinde zusammenfassen kann, sind eine den Land- und Seewinden verwandte Erscheinung. Wenn in den Morgenstunden die Thalsohle und die sie einschliessenden Bergwände durch die Sonnenstrahlen mehr und mehr erwärmt werden, theilt sich diese Erwärmung zunächst den unteren Luftschichten mit, welche dadurch ausgedehnt längs der Bergabhänge aufsteigen und so den Morgenwind veranlassen, während nach Sonnenuntergang die an den rascher erkaltenden Berggipfeln abgekühlte Luft sich längs der Bergabhänge in das Thal herabsenkt.

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 dies 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.

Wir wollen nun zunächst untersuchen, ob allein durch die Wirkung der Erdrotation Bewegungen in der Atmosphäre oder in den Meeren entstehen können. Da jedes Luft- oder Wassertheilchen eine Drehung auf dem Umfange eines Kreises in je 24 Stunden Sternzeit ausführt, dessen Radius der kürzeste Abstand des Theilchens von der Erdaxe ist,

Fig. 353.

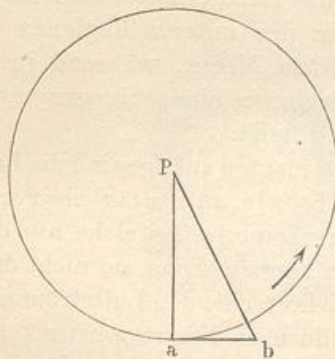
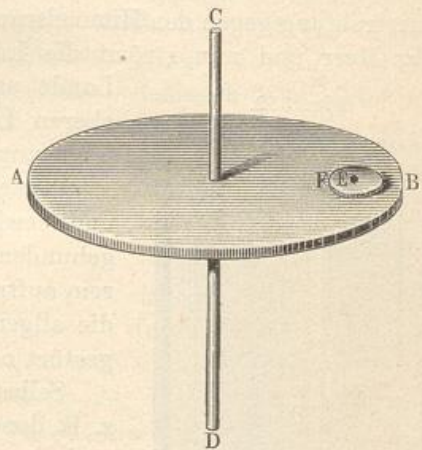


Fig. 354.



so könnte man denken, dass die Centrifugalkraft eine allmähliche Fortbewegung des Theilchens hervorrufen müsste. Es sei z. B. *a* (Fig. 353) ein in der Nähe des Nordpols *P* befindliches Luft- oder Wassertheilchen, so würde man glauben können, dass dasselbe nicht das Bestreben hat, sich in der durch den Pfeil bezeichneten Richtung im Kreise fortzubewegen, sondern in der Richtung der Tangente *ab*, nachdem es einmal in *a* diese Bewegungsrichtung erhalten hat, weiterzugehen. Folgendes Experiment zeigt, dass diese Voraussetzung unrichtig ist, und dass das Theilchen in der That nur das Bestreben hat, die Bewegung im Kreise einzuschlagen.

Es sei *AB* (Fig. 354) eine genau horizontale Platte, welche mittelst einer Centrifugalmaschine um die genau verticale Axe *CD* in Rotation versetzt werden kann. Auf der Platte befestigt man ein Stück Plan-  
glas *F*, dessen Oberfläche ebenfalls genau horizontal ist, und legt auf dasselbe eine gut abgedrehte leichte Kugel *E*. Sobald man die Platte in Rotation versetzt, wird man bemerken, dass die Kugel *E* auf der Glasplatte sich fortbewegt, und zwar sich von der Axe *CD* entfernt.

Ersetzt man nun die Glasplatte  $F$  durch ein Quecksilbergefäß, und lässt die Kugel auf der Oberfläche desselben schwimmen, so bemerkt man selbst bei der stärksten Drehung des Apparates keine Fortbewegung der Kugel  $E$ , und man sieht auch sofort die Ursache davon. Die Oberfläche des Quecksilbers bleibt nämlich während der Drehung nicht horizontal, sondern stellt sich schräge in der Art, dass ihre tiefste Stelle bei  $F$ , d. h. der Axe  $CD$  am nächsten ist. Der Centrifugalkraft, welche bestrebt ist, die Kugel von der Axe  $CD$  zu entfernen, wirkt nunmehr die Schwerkraft entgegen, welche die Kugel nach dem tiefsten Punkte der Quecksilberoberfläche, d. h. in der Richtung nach der Axe  $CD$  zu treiben strebt, und die vollständige Unbeweglichkeit der Kugel zeigt, dass diese beiden Kräfte sich genau das Gleichgewicht halten.

Ganz dasselbe, was hier im Kleinen auf der Oberfläche des Quecksilbers geschieht, findet im Grossen in den Oceanen und der Atmosphäre statt. Da die Erde in Folge ihrer Rotation abgeplattet ist, so hat jedes Luft- und Wassertheilchen das Bestreben, sich in der Richtung nach dem nächsten Pole fortzubewegen, um sich dem Erdmittelpunkte mehr zu nähern; diesem Bestreben wird aber durch die Centrifugalkraft vollständig das Gleichgewicht gehalten. Die Folge davon ist, dass jedes Luft- und Wassertheilchen, falls keine störenden Ursachen stattfinden, sich in Kreisen um die Pole herum bewegt, und nicht das Bestreben hat, sich von ihnen zu entfernen oder sich ihnen zu nähern.

Jetzt wollen wir aber die Voraussetzung machen, dass irgend ein Lufttheilchen einen seitlichen Impuls erhalten habe, in Folge dessen es das Bestreben hat, sich auf einem grössten Kreise der Erdkugel fortzubewegen. Das Lufttheilchen befinde sich in  $a$  (Fig. 355 a. f. S.);  $xz$  sei der zu  $a$  gehörige Parallelkreis und das Lufttheilchen bewege sich in der Richtung  $rp$ . Nach Verlauf einer Zeit, die wir als äusserst klein annehmen wollen, ist der Punkt  $a$  nach  $b$  gerückt und das Lufttheilchen wird sich in einer Richtung  $tu$  bewegen, welche parallel mit der früheren Richtung  $rp$  ist.

Es sei ferner  $N$  der Nordpol,  $Nm$  ein Theil der Erdaxe, und  $m$  der Mittelpunkt des Parallelkreises  $xz$ . Es seien ausserdem  $ao$  und  $bo$  Tangenten an die durch  $a$  und  $b$  gehenden Meridiane, dann wird der Winkel  $aom = bom =$  der geographischen Breite von  $a$  und  $b$  sein, die wir mit  $\varphi$  bezeichnen wollen. Während sich nun die Erde um ihre Axe um den Winkel  $amb = \alpha$  dreht, wird sich die Richtung des Meridians von  $a$  um den Winkel  $aob = \beta$  verändern, und es erhält also scheinbar das Lufttheilchen in seiner ursprünglichen Bewegung eine Ablenkung im Betrage des Winkels  $\beta$ . Von dem Mittelpunkte  $p$  des Bogens  $ab$ , welchen letzteren wir seiner Kleinheit wegen als eine gerade Linie ansehen wollen, denken wir uns noch zwei Gerade nach  $o$  und  $m$  gezogen. Es wird dann offenbar  $\frac{1}{2}ab = ob \sin \frac{1}{2}\beta = bm \sin \frac{1}{2}\alpha$  sein. Da wir  $\beta$  und  $\alpha$  äusserst klein voraussetzen, können wir für die Sinusse ihrer halben Bogen diese letzteren selbst setzen, und erhalten daraus die Gleichung:

$$\alpha : \beta = ob : bm;$$

es ist aber

$$bm = ob \cdot \sin bom = ob \sin \varphi,$$

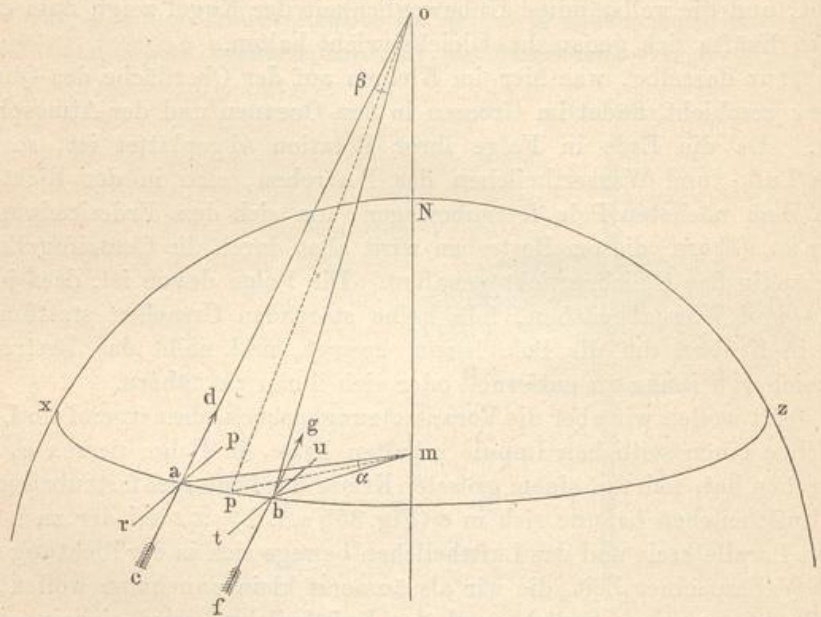
folglich haben wir:

$$\alpha : \beta = ob : ob \sin \varphi,$$

oder

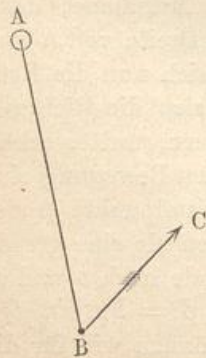
$$\beta = \alpha \sin \varphi.$$

Nehmen wir als Zeiteinheit etwa  $1^s$  Sternzeit an, so wird  $\alpha = 15''$  sein, und wir haben  $\beta = 15'' \sin \varphi$ . Das heisst also, dass ein Lufttheilchen, Fig. 355.



welches einen seitlichen Impuls erhalten hat, sich über der Erdoberfläche in einer Bahn bewegt, welche scheinbar in jeder Secunde um  $15'' \sin \varphi$

Fig. 356.



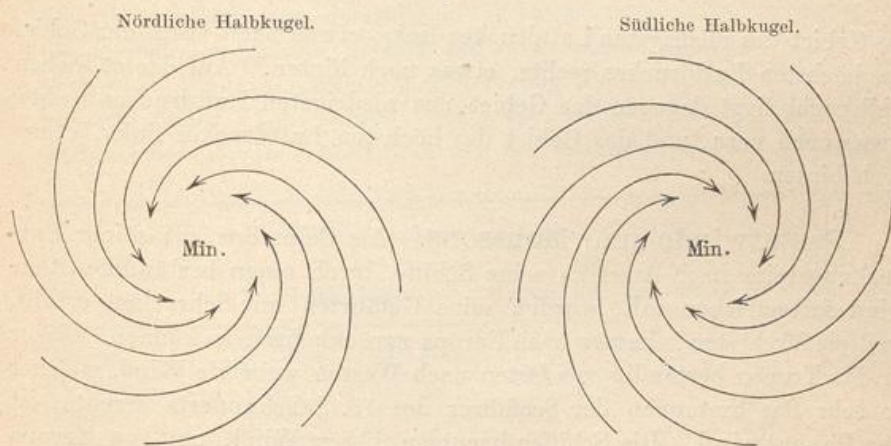
von der geraden Linie abgelenkt wird. Bei gleichbleibender Geschwindigkeit würde also offenbar das Lufttheilchen eine Kreisbahn beschreiben, wenn nicht  $\varphi$  veränderlich wäre.

Wir sehen hieraus, dass auf der nördlichen Halbkugel die Luftströmungen das Bestreben haben, nach rechts hin ihre Richtung abzulenken; auf der südlichen Halbkugel geschieht offenbar die Ablenkung nach links. Die Grösse der Ablenkung beträgt, wie wir gesehen haben, in einer Secunde  $15'' \sin \varphi$ , demnach in einer Stunde  $15^0 \sin \varphi$  und in 24 Stunden  $360^0 \cdot \sin \varphi$ . Es ist dies genau dieselbe Ablenkung, welche die Schwingungsebene des Foucault'schen Pendels erleidet.

Die gewöhnlichste Ursache für die Luftbewegung besteht in localen Luftdruckdifferenzen. Gesetzt, in einem Punkte *A* (Fig. 356) auf der nördlichen Halbkugel befände sich ein besonders niedriger Luftdruck, der sich durch tiefen Barometerstand kennzeichnet, so wird ein Lufttheilchen *B* das Bestreben haben, sich in der Richtung *BA* fortzubewegen. Da wir aber gesehen haben, dass auf der nördlichen Halbkugel die Bewegung der Lufttheilchen immer nach rechts abgelenkt wird, so wird die Bewegung etwa in der Richtung des Pfeiles *BC* erfolgen.

**Das Buys-Ballot'sche Gesetz.** Wir haben bisher die Reibungen ganz ausser Acht gelassen, welchen die Lufttheilchen in ihren Bewegungen unterworfen sind. Solche Reibungen werden in der Regel der Richtung der Bewegung genau entgegenwirken und dieselbe verzögern. Dagegen können sie nicht fortdauernd wirkende Kräfte beeinflussen, wie z. B. diejenigen, welche bestrebt sind, das Lufttheilchen *B* nach dem Orte *A* des Luftdruckminimums zu führen. Die Folge davon wird sein, dass

Fig. 357.



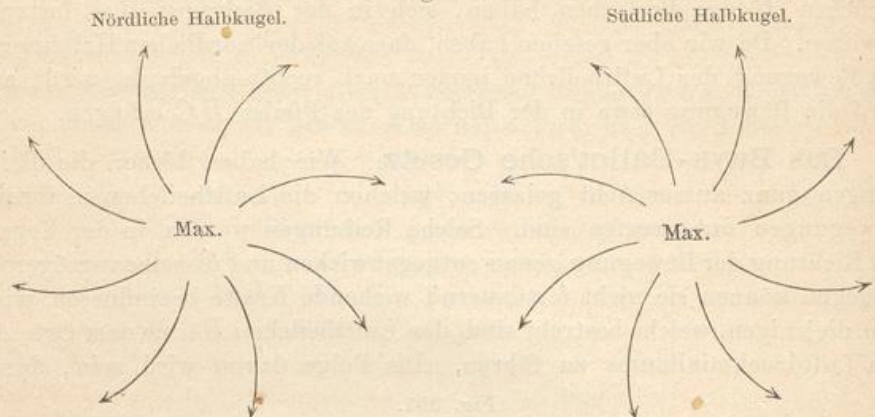
die Bahn, in welcher *C* sich bewegt, sich mehr und mehr nach links krümmen, und zuletzt nach *A* selbst hinführen muss.

Es werden demnach um den Ort eines barometrischen Minimums von allen Seiten Luftströmungen in spiraligen Bahnen stattfinden, welche auf der nördlichen Halbkugel nach links, auf der südlichen dagegen nach rechts gekrümmt sind, wie Fig. 357 zeigt.

Betrachten wir nun die Bewegung der Lufttheilchen in der Nähe eines barometrischen Maximums, d. h. eines Ortes, an dem der Luftdruck besonders hoch ist. Von diesem werden die Lufttheilchen sich radial nach allen Richtungen entfernen, dabei wird aber auf der nördlichen Halbkugel eine Ablenkung nach rechts, auf der südlichen nach links erfolgen. Es werden also um ein barometrisches Maximum ebenfalls spiralige Strömungen stattfinden, in der Weise, wie in Fig. 358 (a. f. S.) dargestellt ist.

Obigen Ausführungen entsprechend lautet das Buys-Ballot'sche Gesetz: Stellt man sich mit dem Gesetz nach derjenigen Richtung, nach welcher der Wind weht, so befindet sich auf der nördlichen Halbkugel

Fig. 358.



das Gebiet des niedrigsten Luftdruckes links, etwas nach vorn, das Gebiet des höchsten Luftdruckes rechts, etwas nach hinten. Auf der südlichen Halbkugel liegt dagegen das Gebiet des niedrigsten Luftdruckes rechts, etwas nach vorn, und das Gebiet des höchsten Luftdruckes links, etwas nach hinten.

236 **Passatwinde und Moussons.** Als Columbus auf seiner Entdeckungsreise 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 golfa 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 Grenze 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 treten sie in der Regel erst 50 geographische Meilen weit vom festen Lande ganz ungestört auf.

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 den Karten Tab. XLVI und XLVII sind die hauptsächlichsten Windrichtungen durch Pfeile bezeichnet. Die Region der Calmen fällt nicht genau 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 Grenze entfernt sich noch vom Aequator, während gleichzeitig auch die Region des Nordostpassats weiter nach Norden rückt; die Grenzen dieser Wanderung im Atlantischen Ocean ersieht man aus der folgenden kleinen Tabelle:

	Nördliche Grenze des Nordostpassats	Nördliche Grenze der Region der Calmen	Südliche Grenze der Region der Calmen
Winter . . . . .	24 <sup>3</sup> / <sub>4</sub> ° nördl. Br.	5 <sup>3</sup> / <sub>4</sub> ° nördl. Br.	2 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> ° nördl. Br.
Frühling . . . . .	28 " "	5 <sup>3</sup> / <sub>4</sub> " "	1 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> " "
Sommer . . . . .	30 <sup>3</sup> / <sub>4</sub> " "	11 <sup>1</sup> / <sub>3</sub> " "	3 <sup>1</sup> / <sub>4</sub> " "
Herbst . . . . .	28 <sup>1</sup> / <sub>3</sub> " "	10 " "	3 <sup>1</sup> / <sub>4</sub> " "
Jahresmittel . . .	28° nördl. Br.	8 <sup>1</sup> / <sub>4</sub> ° nördl. Br.	2 <sup>2</sup> / <sub>3</sub> ° nördl. Br.

Man sieht aus dieser Tabelle auch, dass die Südgrenze 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.

Die Ursachen der Passatwinde sind nunmehr leicht zu erkennen. In der Nähe des Aequators wird die Luft bedeutend erwärmt, sie dehnt sich aus, wird specifisch leichter und erhebt sich in ihren oberen Theilen über das Niveau der nördlich und südlich befindlichen Theile der Atmosphäre. Sie wird daher in ihren oberen Regionen in der Richtung nach den Polen abfließen müssen, wodurch der Luftdruck in der Nähe des

Aequators verringert wird. Diesen geringeren Luftdruck zu ersetzen, strömen in den unteren Theilen der Atmosphäre die Lufttheile sowohl von Norden als von Süden nach dem Aequator hin, und würden, wenn die Erde nicht rotirte, an der Erdoberfläche auf der nördlichen Halbkugel nördliche, und auf der südlichen Halbkugel südliche Winde hervorrufen. Wir haben aber gesehen, dass auf der nördlichen Halbkugel jede Windrichtung eine Ablenkung nach rechts und auf der südlichen Halbkugel nach links erfährt, und die Folge davon ist, dass in der Nähe des Aequators auf der Nordseite nordöstliche, und auf der Südseite südöstliche Winde wehen, welche eben mit dem Namen der Passatwinde bezeichnet werden.

Die Richtung, nach welcher die in den Aequatorialgegenden aufgestiegene Luft abfließt, also die Richtung des oberen Passats (des Gegenpassats), ist im Wesentlichen der des unteren 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 Thatsachen 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 Pics von Teneriffa herrschen fast immer Westwinde, während am Meeresspiegel 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 Neuholland 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 Neuholland und Madagaskar nicht gestört, in den nördlichen Theilen des Indischen Oceans

aber, in welchen im Winter ein Nordostwind geherrscht hatte, wird dieser im Sommer in einen Südwestwind verwandelt, weil sich nun der asiatische Continent sehr stark erwärmt und also eine Luftströmung nach Norden hin veranlasst, welche durch die Rotation der Erde in einen Südwestwind verwandelt wird.

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

Mit Regelmässigkeit sind die Passatwinde nur über den Oceanen zu beobachten, weil hier die Erwärmung der Luft eine sehr gleichmässige und die sich dem Wehen des Windes entgegengesetzte Reibung an der Wasserfläche eine geringe ist; dagegen geht über grösseren Ländermassen die Regelmässigkeit der Passate vollständig verloren. Ueberall aber, wo in Folge einer Ungleichmässigkeit der Erwärmung oder anderer Ursachen sich Verschiedenheiten im Luftdrucke zeigen, treten ähnliche Erscheinungen ein, wie im Grossen bei den Passatwinden, d. h. es entstehen Luftströmungen, auf deren Richtung das vorhin erwähnte Buys-Ballot'sche Gesetz seine Anwendung findet. Im Grunde ist nämlich auch die Aequatorialgegend diejenige eines barometrischen Minimums, nach welchem von allen Seiten die Lufttheilchen sich hinbewegen, nur ist dieses Minimum ein permanentes, und wird nicht ausgefüllt, weil durch die Wirkung der Sonne eine fortwährende starke Erwärmung beim Aequator stattfindet.

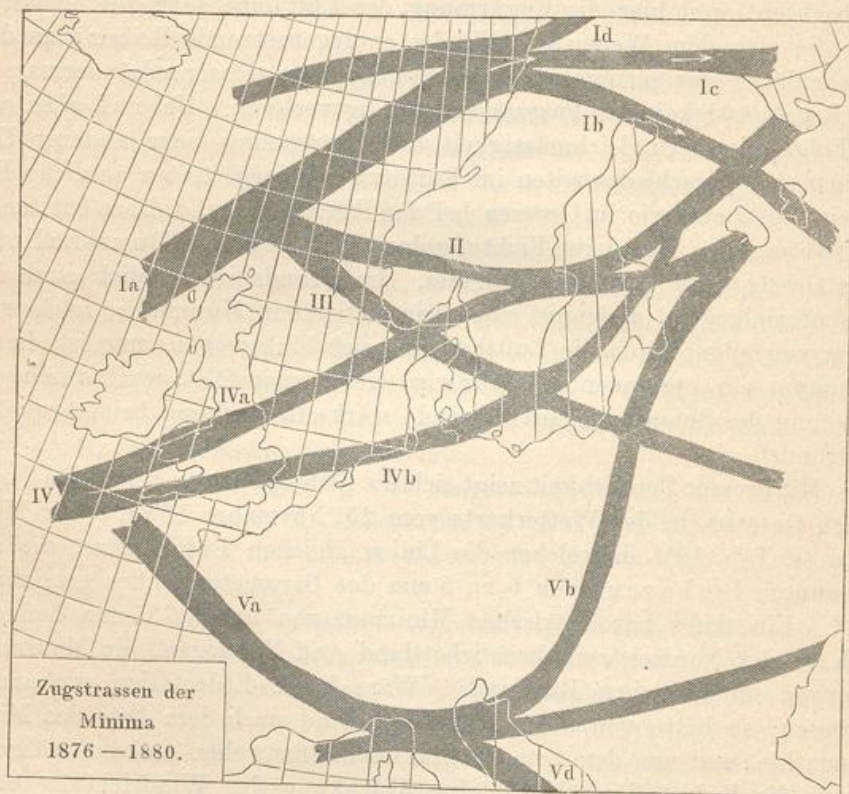
Mit grosser Deutlichkeit zeigt sich die Richtigkeit des Buys-Ballot'schen Gesetzes in der Wetterkarte vom 25. November 1889, 8 Uhr Morgens (s. Tab. 19), in welcher die Linien gleichen Luftdruckes, die sogenannten Isobaren, von 5 zu 5 mm des Barometerstandes gezeichnet sind. Ein tiefes barometrisches Minimum von unter 735 mm befindet sich in der Nordsee zwischen Schottland und Norwegen, ein Maximum dagegen im südlichen Russland. Wäre keine Erdrotation vorhanden gewesen, so hätte von allen Seiten der Wind nach dem Orte des Minimums hin, und von dem Orte des Maximums fortwehen müssen, während durch die Erdrotation überall eine Ablenkung der Windrichtung nach rechts stattfindet, die sich auf der Karte mit grösster Bestimmtheit ausprägt.

**Ortsveränderungen der barometrischen Minima.** Die 237  
Luftdrucks-Minima und -Maxima bleiben in der Regel keineswegs lange an demselben Orte der Erdoberfläche stehen, und namentlich bewegen sich tiefe Minima häufig mit grosser Geschwindigkeit fort. Doch ist die Geschwindigkeit der Bewegung eine sehr verschiedene. Für den Zeitraum von 1876 bis 1880 fand v. Beber die mittlere Fortpflanzungsgeschwindigkeit der barometrischen Minima für Europa zu etwa 27 km pro Stunde, oder 7,4 m pro Secunde, während Loomis für die Vereinigten Staaten 1872 bis 1884 die Geschwindigkeit zu 46 km pro Stunde fand.

Im mittleren Atlantischen Ocean ist die mittlere Geschwindigkeit der Minima kleiner als in Nordamerika, aber grösser als in Europa, so dass sie also von Nordamerika bis Europa allmählich abnimmt.

Die barometrischen Minima schlagen zum Theil mit grosser Regelmässigkeit dieselben Zugstrassen ein, ein Umstand, der für die Wetterprognose von der höchsten Bedeutung ist. In Nordamerika geht eine solche Zugstrasse vom Oberen See genau ostwärts nach Canada und Neu-Braunschweig, und auf dieser bewegen sich weit mehr Minima fort,

Fig. 359.



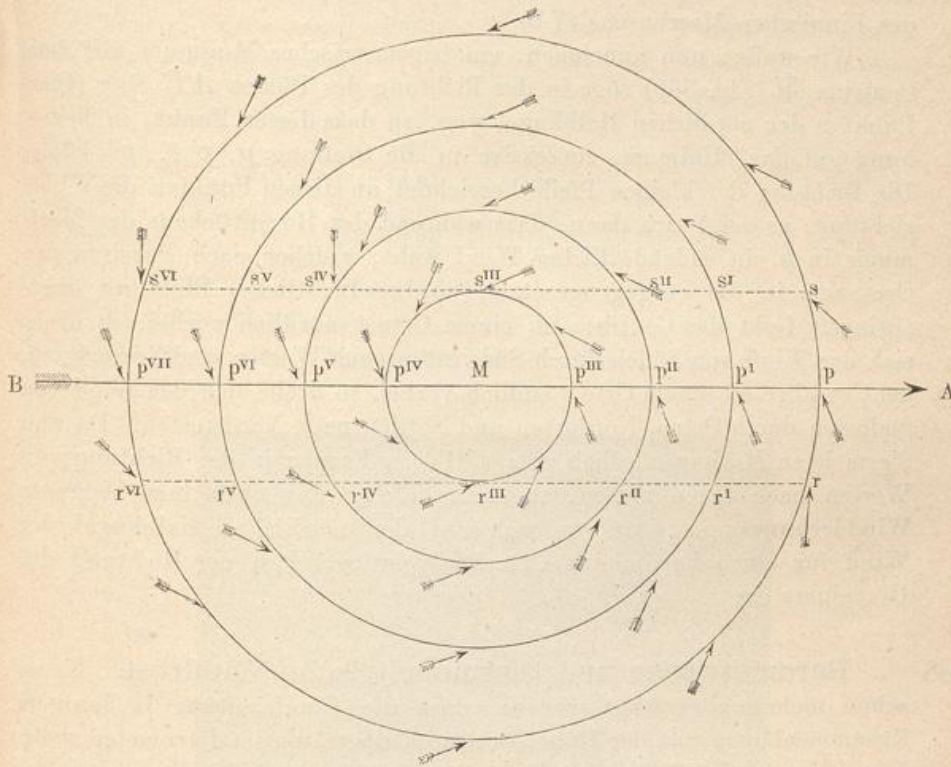
als in irgend welchen anderen Richtungen. In Europa befindet sich dagegen eine ganze Reihe von Zugstrassen, die in ungefähr der gleichen Häufigkeit eingeschlagen werden. Hierdurch wird die Wetterprognose sehr erschwert, indessen zeigen die regelmässigen Wetterberichte der Seewarte in Hamburg, welchen hohen Grad von Zuverlässigkeit die Prognosen bei aufmerksamer Beobachtung der unter verschiedenen Verhältnissen eingeschlagenen Zugstrassen erlangen können.

Nach van Bebbler\*) finden vorwiegend in Europa folgende Zugstrassen der Minima statt (s. Fig. 359):

\*) Lehrbuch der Meteorologie. Stuttgart 1890.

1. Zugstrasse I. „Diese, ausser im Frühjahr, sehr häufig besuchte und für die Witterungsverhältnisse unserer Gegenden wichtigste Zugstrasse beginnt im Nordwesten Schottlands, zieht sich der norwegischen Küste entlang nordostwärts über den Polarkreis hinaus nach Finnmarken, hier die Minima noch aufnehmend, die hauptsächlich von Island und Umgebung kommen, und theilt sich dann in zwei bis drei Zugstrassen, von denen die eine nordwärts zum Eismeere (Id), die zweite (Ic), häu-

Fig. 360.



figer besuchte, zum Weissen Meere und die dritte (Ib) südostwärts nach dem Innern Russlands führt.“

2. Zugstrassen II, III und IV. „Weitere drei Zugstrassen führen von der Umgebung der britischen Inseln quer über das Nordseegebiet und Südschweden hinaus nach Finnland und den russischen Ostseeprovinzen. Die aus dem Meere nördlich und östlich von Schottland kommenden Minima bewegen sich theils nach Ost (II), theils nach Südost (III), die vor dem Canal zuerst erscheinenden hauptsächlich der Küste entlang in ostnordöstlicher Richtung (IV), theils über die Helgoländer Bucht (IV b), theils über das Skagerrak (IV a) hinaus nach Finnland, wobei Südschweden die Convergenzstelle dieser Zugstrasse nach Zugstrasse III bildet. Diese Zugstrassen sind in allen Jahreszeiten vertreten, nur im Frühjahr und Sommer scheint die nordöstliche Richtung seltener zu sein.“

3. Zugstrasse V. „Vom Südwesten der britischen Inseln führt eine andere Zugstrasse, die im Frühjahr stark besucht ist, jedoch auch im Winter und Herbst nicht selten eingeschlagen wird, dagegen im Sommer fast gänzlich fehlt, südostwärts über Frankreich nach dem Mittelmeerbecken hin (Va). Hier vereinigt sie sich mit einer Zugstrasse, welche aus dem westlichen Theile des Mittelmeeres kommt, und verläuft dann südostwärts an der Ostküste Italiens entlang (Vd), theils, wie es im Frühjahr am häufigsten ist, nordost- und nordwärts nach der Gegend des Finnischen Meerbusens (Vb).“

Wir wollen nun annehmen, ein barometrisches Minimum mit dem Centrum  $M$  (Fig. 360) zöge in der Richtung des Pfeiles  $AB$  über einen Punkt  $p$  der nördlichen Halbkugel weg, so dass dieser Punkt, in Beziehung auf das Minimum, successive in die Stellung  $p, p' \dots p''$  käme. Die Richtung der kleinen Pfeile bezeichnet an diesen Punkten die Windrichtung; es zeigt sich dann, dass während des Heranrückens des Minimums in  $p$  ein südsüdöstlicher Wind weht, welcher nach Passiren des Centrums in die entgegengesetzte (nordnordwestliche) Richtung überspringt. Geht das Centrum an einem Orte  $r$  nördlich vorbei, so dreht sich der Wind von Süden durch Südwesten nach Westen und Nordwesten, geht es aber an einem Orte  $s$  südlich vorbei, so dreht sich der Wind von Südosten durch Osten, Nordosten und Norden nach Nordwesten. Da nun die meisten Minima nördlich vom mittleren Europa in der Richtung von Westen nach Osten ziehen, so stellte Dove das nach ihm benannte Winddrehungsgesetz auf, wonach auf der nördlichen Halbkugel der Wind für einen bestimmten Ort sich vorwiegend in der Richtung des Uhrzeigers dreht.

238 Barometrische und thermometrische Windrose. Es ist schon mehrfach erwähnt worden, dass die Windrichtung in innigem Zusammenhange mit der Höhe der Quecksilbersäule im Barometer stehe. Die folgende Tabelle giebt die mittlere Barometerhöhe für jeden der acht Hauptwinde an mehreren Orten Europas in Millimetern an:

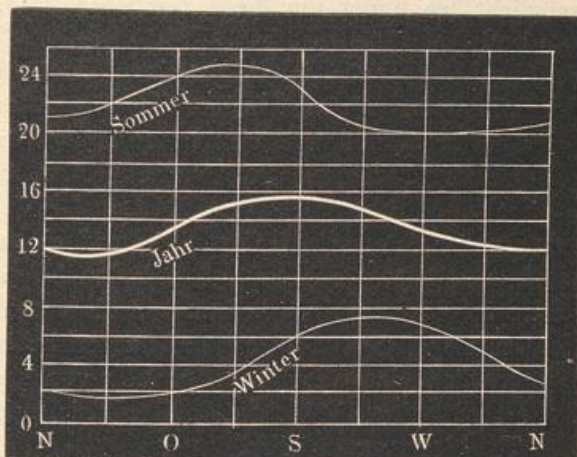
Winde	London	Paris	Berlin	Moskau
Nord . . . . .	759,20	759,09	758,68	743,37
Nordost . . . . .	760,71	759,49	759,36	745,06
Ost . . . . .	758,93	757,24	758,77	743,90
Südost . . . . .	756,83	754,03	754,69	741,74
Süd . . . . .	754,37	753,15	751,33	740,63
Südwest . . . . .	755,25	753,52	752,57	740,34
West . . . . .	757,28	755,57	756,00	741,06
Nordwest . . . . .	758,03	758,78	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. 361 construirt. Man sieht, wie für Paris, sowie für die anderen

Fig. 361.



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 zwischen 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 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.

239 **Heisse Winde.** Da die Luft ihre Wärme grossentheils von dem Boden empfängt, 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 absorbirt 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 (fünfzig), an den westlichen Grenzen 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 keine

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  $62^{\circ}\text{C}$ . 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  $42$  bis  $47^{\circ}\text{C}$ . 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.

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 Sirocco in Italien, welcher zu Palermo öfters das Thermometer im Schatten bis auf  $45^{\circ}\text{C}$ . steigen macht. Dieser Wind entsteht auf der östlichen Seite der barometrischen Minima in Italien, und bringt, da er von südlich gelegenen Theilen des Mittelländischen Meeres weht, sehr warme und feuchte Luft mit sich. Ferner weht in Italien, namentlich in Sicilien, häufig ein sehr trockener und heisser Wind, welcher von Afrika herüberkommt und nicht selten einen rothen feinen Sand mit sich führt, der vermuthlich der Sahara entstammt. Auch im Atlantischen Ocean weit von der Küste entfernt, sowie in Spanien kommen diese trockenen, Staub mit sich führenden Winde vor.

Ein in neuerer Zeit vielfach besprochener warmer und zugleich trockener Wind ist der Föhn, welcher als eine locale Erscheinung vorzugsweise in den nordöstlichen Abhängen der schweizerischen Alpen auftritt. Das eigentliche Föhngebiet umfasst den unteren Theil des Vorderrheinthals, den Prättigau, das Rheinthal von Chur bis gegen Altstätten hin, das Thal von Bludenz (Vorarlberg), die Kantone Appenzell, Glarus, Uri, Schwyz, die östliche Hälfte von Unterwalden und theilweise das Berner Oberland und das obere Rhonethal. Manchmal werden auch noch dem eigentlichen Föhngebiete benachbarte Gegenden von föhnartigen Winden getroffen.

Die eigentlichen Föhnzeiten sind Herbst, Winter und Frühling. Im Sommer erscheint der Föhn am seltensten und am schwächsten.

Nach den Aussagen der Einwohner der genannten Gegenden frisst der Föhn im Winter den Schnee weg, er bringt die warmen Frühlingstage, er trocknet das Heu auf den Alpen und reift die Trauben in den

Bündner Thälern. In den Häusern wird das Feuer des Heerdes oder des Ofens sorgsam gelöscht. In vielen Thälern ziehen die Feuerwachen von Haus zu Haus, um sich von jenem Auslöschen zu überzeugen, da bei der Ausdörrung alles Holzwerkes durch den Wind ein einziger verwahrloster Funke grosses Brandunglück stiften kann. Die beste Auskunft über die physikalische Natur des Föhns verdankt man den innerhalb des Föhngebietes gelegenen schweizerischen meteorologischen Stationen.

Trotz der grossen Trockenheit, welche während eines Föhnsturmes in den Thälern herrscht, ist der Himmel doch bewölkt und mit dem Nachlassen des Föhns stellt sich Regen- oder Schneefall ein.

Das Barometer fällt während eines Föhnsturmes tief unter seinen mittleren Stand. Die Richtung der Föhnstürme geht vorzugsweise von Süd nach Nord oder von Südost nach Nordwest.

Die hohe Temperatur und die Trockenheit des Föhns hat die Meinung hervorgerufen, als sei er ein die Alpen überschreitender trockener Wüstenwind und demzufolge suchte man den Ursprung des Föhns in der Sahara. Diese Meinung erhielt eine weitere Stütze dadurch, dass nach den geologischen Untersuchungen von Desor und Escher von der Linth die Sahara jüngeren Alters ist, d. h. dass sie sich erst in einer späteren geologischen Periode über das Niveau des Meeres erhob, was dann eine Erhöhung der Temperatur Europas und die Reduction der früher viel ausgedehnteren Gletscher in den Alpen zur Folge gehabt haben soll; kurz man brachte den Föhn mit dem Aufhöreu der Eiszeit in einen causalen Zusammenhang.

Gegen diese Ansicht trat zuerst Dove auf, indem er darauf hinwies, dass die von der Sahara aufsteigende trockene Luft in Folge der Rotation der Erde im Allgemeinen nicht nach Norden, sondern nach Nordosten hin abfliessen müsse, also nicht die Alpen, sondern das östliche Europa und Westasien treffen müsse, dass nur in Ausnahmefällen die Luft von der Sahara nach den Alpen gelangen könne, dass also der Föhn auf einen vom Atlantischen Ocean her über Europa dahin wehenden Aequatorialstrom zurückzuführen sei. Nach den sorgfältigen Untersuchungen, welche namentlich von Hann über die Ursachen des Föhns angestellt worden sind, müssen wir ihn als eine Folge der über Mittel- und Nordeuropa in west-östlicher Richtung ziehenden barometrischen Depressionen ansehen. Wir haben gesehen, dass bei dem Herannahen einer nördlich vorüberziehenden Depression der Wind zunächst von Norden weht. Wenn dieses in den Alpenländern der Fall ist, so wird aus den nördlich der Alpen liegenden Gegenden die Luft nach Norden hingezogen, und zum Ersatz muss aus den südlichen Thälern die Luft über die Alpenkämme sich hinweg, und dann in die Thäler hinunterbewegen, wobei aber zunächst das Barometer auf der Nordseite der Alpen tief unter seinen gewöhnlichen Stand heruntersinkt. Auf den Südabhang der Alpen kann sich aber dieses Sinken des Barometers nicht erstrecken, weil die Partien des Wirbelsturmes, welche über Norditalien gegen den Wall der Alpen

anprallen, hier in ihrem Fortgang aufgehalten, eine Stauung der Luft veranlassen werden.

Sehr schön wird dies durch die Untersuchungen Dufours über den Föhnsturm vom 23. September 1866 erläutert. Nach seinen Zusammenstellungen stand das Barometer an jenem Tage

an den Nordwestküsten Europas um . . . . .	15 bis 22	mm	} unter dem Mittel
im mittleren und südlichen Deutschland um	10	" 17	
in der ebenen Schweiz um . . . . .	6	" 14	
in den nördlichen Alpenthälern um . . . . .	4	" 10	
auf den hochgelegenen Stationen der Alpen-			} über dem Mittel
kette um . . . . .	0,7 bis	1,4 mm	
zu Athen um . . . . .	4	" 5	

Auf der einen Seite der Alpenkette stand also an jenem Föhntage das Barometer unter, auf der anderen Seite stand es über dem Mittel.

Auch über die Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse während jenes Föhnsturmes geben uns Dufour's Untersuchungen Auskunft. In der folgenden kleinen Tabelle (ein Auszug aus der weit umfassenderen von Dufour gegebenen) findet man angegeben, wie hoch an den genannten Orten das Thermometer über und um wie viel Procent der Feuchtigkeitsgehalt während des Föhns am 23. September unter dem Mittel aus den drei vorhergehenden und den drei folgenden Tagen stand.

	Temperatur	Feuchtigkeit
Basel . . . . .	+ 3,8° C.	— 9 Proc.
Schwyz . . . . .	+ 6,5	— 29 "
Altdorf . . . . .	+ 6,6	— 16 "
Gotthard . . . . .	+ 0,9	
Faido . . . . .	— 0,7	+ 14 "

Zu Faido im Ticinothal, südlich vom Gotthard, war also am 23. September 1866 während des Föhnsturmes die Temperatur der Luft niedriger, der Feuchtigkeitsgehalt aber bedeutender als an den drei vorhergehenden und den drei folgenden Tagen, während nördlich vom Gotthard entschieden das Gegentheil stattfand. Während des fraglichen Föhntages war die Temperatur und der Barometerstand im Mittel zu

	Thermometer	Barometer
Altdorf . . . . .	21,8° C.	719 mm
St. Gotthard . . . . .	5,2	593 "
Faido . . . . .	14,0	701 "

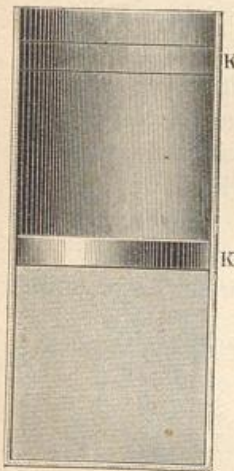
es war also zu Altdorf um 16,6° C. wärmer als auf dem Gotthard, während die mittlere Jahrestemperatur für Altdorf die des Gotthard nur um 10° C. übertrifft.

Die hohe Temperatur und Trockenheit des Föhns in den nördlichen Alpenthälern ist, wie dies von mehreren Naturforschern angedeutet, na-

mentlich aber von Wild und von Hann ausgeführt worden ist, auf den Umstand zurückzuführen, dass die vom Kamm des Gebirges sich rasch ins Thal hinabsenkende Luftmasse eine namhafte Verdichtung und in Folge der dabei frei werdenden Wärme eine Temperaturerhöhung erfährt.

Wir wollen dies an einem speciellen Beispiel nachweisen. Die von Süden her gegen die Alpen anstürmende Luftmasse ist genöthigt, an dem Südabhange des Gebirges in die Höhe zu steigen, mit diesem Aufsteigen ist aber eine Ausdehnung, also auch eine Wärmebindung und eine Temperaturerniedrigung verbunden, welche aber zum Theil dadurch neutralisirt wird, dass die Abkühlung der mit Feuchtigkeit gesättigten Luft eine theilweise Condensation von Wasserdämpfen, also

Fig. 362.



auch ein Freiwerden der Wärme zur Folge hat. So kommt es denn, dass an dem genannten Föhntage die Temperatur-Differenz zwischen Faïdo (nur wenig höher gelegen als Altdorf) und dem Gotthard nur  $14 - 5,2 = 8,8^{\circ} \text{C.}$  beträgt. Auf dem Kamme des Gotthards ist die Luft bei  $5,2^{\circ} \text{C.}$  unter einem Barometerstand von 593 mm mit Feuchtigkeit gesättigt. Bis Altdorf herabstürzend wird die Dichtigkeit dieser Luft im Verhältniss von 539 zu 719 vermehrt und wir wollen nun berechnen, welche Temperaturerhöhung eine solche Verdichtung zur Folge haben muss.

Denken wir uns 1 Liter Luft von 593 mm Spannkraft in einem hohlen Cylinders, Fig. 362, von 1 qdm Basis durch einen bewegten Kolben *K* abgesperrt, welcher sich 1 dm hoch über dem Boden befindet, so müsste der Kolben um 1,75 cm, oder was dasselbe ist, um 0,0175 m hinabgedrückt werden, wenn die

Spannkraft der eingeschlossenen Luft bis zu 719 mm gesteigert werden soll. Die Arbeit, welche durch dieses Niederdrücken des Kolbens geleistet wird, ist nahezu dieselbe, als ob für den ganzen vom Kolben zurückgelegten Weg die Spannkraft der Luft nicht eine von 593 bis 719 mm wachsende, sondern eine gleichbleibende, dem Mittel aus den beiden Grenzwerten gleiche, also 656 mm betragende, wäre. — Um aber der abgesperrten Luft, wenn ihre Spannkraft 656 mm betrüge, das Gleichgewicht zu halten, müsste der von aussen gegen den Kolben auszuübende

Druck  $103,3 \frac{656}{760} = 89 \text{ kg}$  betragen. Demnach ist die Arbeit, welche geleistet wird, wenn man den Kolben unter den erwähnten Umständen um 0,0175 m niederdrückt,

$$89 \cdot 0,0175 = 1,56 \text{ mkg.}$$

Dieser Arbeit entspricht aber eine Wärmemenge von

$$\frac{1,56}{425} = 0,00367 \text{ Wärmeeinheiten.}$$

Wenn einer Luftmenge von  $q$  Kilogrammen eine Wärmemenge von  $w$  Calorien mitgetheilt wird, so beträgt die dadurch hervorgebrachte Temperaturerhöhung

$$t = \frac{w}{q \cdot c} \dots \dots \dots 1)$$

in welcher Gleichung man in unserem Falle für  $c$  die specifische Wärme der Luft bei constantem Volumen, also 0,17, zu setzen hat. Setzen wir in Gl. 1) ferner  $w = 0,00367$ , für  $q$  das Gewicht eines Liters Luft von 593 mm Spannkraft, also  $q = 0,001293 \frac{593}{760} = 0,001$  kg, so kommt

$$t = \frac{0,00367}{0,001 \cdot 0,17} = 21,5^{\circ} \text{C.},$$

indem also die Luft vom Gotthard bis Altdorf herunterstürzend im angegebenen Verhältniss comprimirt wird, müsste ihre Temperatur um  $21,5^{\circ} \text{C.}$  erhöht werden, wenn alle durch diese Verdichtung entwickelte Wärme nur der comprimirten Luft selbst zukäme. Obgleich dies aber nicht der Fall ist, bleibt doch noch eine Temperaturerhöhung von  $21,8 - 5,2 = 16,6^{\circ}$  für die niederstürzende Luftmasse übrig. Diese Luftmasse muss aber eine sehr trockene sein, da sie nur für  $5,2^{\circ}$  mit Wasserdampf gesättigt ist.

Eine dem Föhn ganz ähnliche Erscheinung tritt an den südwestlichen Küsten des Caspischen Meeres auf (Jelinek, Zeitschrift für Meteorologie II, 161). Ein im Winter plötzlich auftretender Südwest steigert, obgleich er von dem schneebedeckten Elbrusgebirge herabweht, nicht nur die Temperatur gewaltig, sondern er trocknet alles Holz dermaassen aus, dass der Feuersgefahr wegen jedes Feuer im Lande ausgelöscht werden muss. Ein ähnliches Beispiel eines Fallwindes haben wir in der an der istrischen und dalmatischen Küste wehenden Bora. Dieselbe entsteht durch nördliche Winde, welche von den mit Schnee bedeckten nördlichen Bergen herunterwehen.

**Stürme.** Die Geschwindigkeit des Windes ist eine sehr veränderliche Grösse. Ein Wind, dessen Geschwindigkeit nicht über 1 m in der Secunde beträgt, ist kaum merklich. Bei einer Geschwindigkeit von 2 bis 3 m in der Secunde ist der Wind angenehm. Ein starker Wind hat 10 bis 11, ein heftiger Wind hat etwa 12 m Geschwindigkeit in der Secunde. Geht die Geschwindigkeit des Windes über diese Grenze hinaus, so wird er Sturm genannt. Die stärksten Stürme, deren Geschwindigkeit 40 bis 50 m in der Secunde (30 bis 37 geographische Meilen in der Stunde) beträgt, werden mit dem Namen Orkane bezeichnet.

Von der mechanischen Gewalt eines solchen Orkans kann man sich einen Begriff machen, wenn man bedenkt, dass er bei der angegebenen Geschwindigkeit gegen eine Oberfläche von 1 qm, welche der Richtung

des Sturmes rechtwinklig entgegengesetzt ist, ein Druck von 150 bis 250 kg 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 zerspittert oder entwurzelt, 100 Kirchen abgedeckt und der Leuchtthurm von Eddystone umgeworfen; 390 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, sperren 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 Vorsichtsmaassregeln getroffen hatte.

Am 10. August 1831 wurde Barbadoes von einem Sturme 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 Landsitze in der Nähe von Bridgetown, vorher von dichten Gebüschen beschattet, lagen nun frei in Trümmern.

241 **Barometrische Gradienten.** Alle Punkte der Erdoberfläche, welche auf derselben Isobare liegen, stehen unter dem gleichen Luftdrucke. Diejenigen Linien, welche senkrecht auf den Isobaren stehen, geben auf der Isobare die Richtung der stärksten Aenderung im Barometerstande an; man nennt diese Linien die Richtungen der barometrischen Gradienten, und zwar wird die Grösse des Gradienten gewöhnlich durch die Anzahl von Millimetern bezeichnet, um welche der Luftdruck sich ändert, wenn man sich um 15 geographische Meilen oder einen Aequatorgrad in der Richtung des Gradienten fortbewegt. Je schneller der Luftdruck sich demnach in einer bestimmten Richtung

ändert, je grösser ist der barometrische Gradient, und um so schneller ist auch regelmässig die Bewegung des Windes.

Wir haben gesehen, dass durch locale Erwärmungen, aber auch durch locale Niederschläge das Gleichgewicht der Atmosphäre gestört wird, und dass hierin die hauptsächlichste Ursache der Luftbewegungen liegt. So wird z. B. alljährlich am Anfange des Mai durch starke Einwirkung der Sonnenwärme auf diejenigen Gegenden Europas, welche sehr weit von der See entfernt liegen, also z. B. die ungarische Ebene, dort ein aufsteigender Luftstrom hervorgerufen, der die Entstehung eines barometrischen Minimums im Gefolge hat. Hierdurch wird aber, wie wir gesehen haben, in Norddeutschland eine nordöstliche Windrichtung bewirkt, durch welche die kalte Luft aus dem nördlichen Russland dorthin geführt wird. Diesem Umstande hat man die bekannten Kälterückfälle im Mai zugeschrieben, bei deren Entstehung aber vermuthlich mehrere Ursachen zusammenwirken.

Eine grössere Einwirkung auf die Bildung localer barometrischer Depressionen ist indessen im Allgemeinen plötzlichen Condensationen der in der Luft befindlichen Wasserdämpfe zuzuschreiben, und diese sind es auch wohl, welche die tiefsten Depressionen und somit die heftigsten Stürme hervorrufen. Doch können gewöhnlich die wirklichen Ursachen der besonders tiefen Depressionen mehr gemüthmaasst als mit Sicherheit nachgewiesen werden.

Die tiefsten Depressionen finden sich in den Tropen, sie bringen die gefürchteten Orkane oder Cyklone hervor und zeigen, allerdings in bedeutend erhöhtem Maasse, dieselben Erscheinungen wie die barometrischen Minima, welche über Europa hinwegziehen. Auch hier findet dasselbe Windgesetz statt, nach welchem die Lufttheilchen sich auf der nördlichen Halbkugel in der Richtung gegen den Uhrzeiger, auf der südlichen Halbkugel dagegen mit dem Uhrzeiger um das Minimum herumbewegen. Damit ist aber dem Seemann, dessen Schiff in die grösste Gefahr kommt, wenn das Centrum des Orkans sich dem Schiffe sehr nähert, ein Mittel gegeben, um unter Benutzung des Windes dem Orkane zu entweichen. Im Allgemeinen kann man nämlich annehmen, dass die Richtung nach dem Centrum eines sehr heftigen Sturmes sich sehr nahe rechtwinklig gegen die Richtung des Windes befindet, und zwar, wenn man sich mit dem Gesicht gegen den Wind dreht, auf der nördlichen Halbkugel rechts, und auf der südlichen Halbkugel links. Hiermit ist also genähert die Richtung nach dem Centrum gegeben, ausserdem kann man aber aus der Stärke des Barometerfalles einen beiläufigen Schluss auf die Entfernung des Centrums vom Schiffe ziehen. Nach einer von Piddington aufgestellten Regel hat man folgende Tabelle aufgestellt:

Ein Barometerfall pro Stunde von 0,5 bis 1,5 mm	zeigt eine Entfernung des Centrums vom Schiffe von 250 bis 150 Seemeilen
„ 1,5 „ 2,0	„ 150 „ 100 „
„ 2,0 „ 3,0	„ 100 „ 80 „
„ 3,0 „ 3,8	„ 80 „ 50 „

Diese Tafel giebt zwar natürlich nur einen ungefähren Anhalt, kann sich aber doch sehr nützlich erweisen. Gesetzt z. B., der Seemann zeichne zu mehreren Tageszeiten den Ort seines Schiffes in eine Seekarte, und vermerke darauf zugleich nach seinen Beobachtungen der Windrichtung und des Barometerstandes den Ort des Centrums eines Orkanes, so erhält er die Zugbahn des letzteren, und kann sich mit Hülfe von

Fig. 363.



Dampfkraft oder Segeln, unter Benutzung des herrschenden Windes, möglichst weit seitlich entfernen. Er wird also z. B., wenn auf der nördlichen Halbkugel der Cyklon sich westwärts in der Richtung nach dem Schiffe bewegt, nach Süden, wenn er sich ostwärts bewegt, nach Norden ausweichen, und auf der südlichen Halbkugel umgekehrt. In manchen Fällen ist zwar ein solches Ausweichen nicht möglich; wenn z. B. ein Schiff sich im Golf

von Aden befindet, und es naht ein Cyklon von Indien her, so kann es nicht südlich ausweichen, weil dort die afrikanische Küste ist, und muss den Orkan über sich ergehen lassen. Unter solchen Umständen wurde z. B. vor einigen Jahren das deutsche Kriegsschiff „Augusta“ im Golf von Aden vernichtet.

Das Herannahen eines Orkanes macht sich nicht allein durch das Fallen des Barometers, sondern auch durch die Unruhe der See bemerkbar. Da nämlich um das Centrum herum der Wind in allen möglichen Richtungen tobt, so erregt er viele sich kreuzende, und zum Theil gegenseitig bedeutend verstärkende Wellensysteme, und diese Unruhe der See ist namentlich dem Dampfschiffe gefährlich, weil unvermuthet ungeheure Wellen sich über das Schiff stürzen und das Feuer in den Maschinen auslöschen können, hierdurch aber die Möglichkeit des Entfliehens gehindert wird. Es ist immer rathsam, sich dem Centrum nicht mehr als auf 150 Seemeilen zu nähern, denn auf 100 Seemeilen Ent-

fernung verliert der Seemann gewöhnlich schon alle Macht über sein Schiff, und auf 50 Seemeilen Entfernung muss es sich willenlos seinem

Fig. 364.



Schicksale ergeben, das fast immer zum Untergange des Schiffes führt.

Die Zugstrassen der Orkane gehen übrigens keineswegs immer geradlinig fort, sondern haben öfters die Tendenz, seitlich auszubiegen und darauf fast die entgegengesetzte Richtung einzuschlagen. So bieten z. B. die Figuren 363 und 364 die gewöhnlichen Typen der Bahnen derjenigen Orkane dar, welche bei den Westindischen Inseln und dem Südindischen Ocean stattfinden.

Die unter dem Namen der Tyfoons in den chinesischen Meeren bekannten Stürme bieten ähnliche Erscheinungen. Sie ziehen von dem nördlichen Theile der Philippinen westnordwestlich oder nordwestlich, und biegen im Lande häufig wieder um, so dass sie wieder das Meer erreichen.

**Tromben und Wasserhosen.** Wir haben bisher nur Wirbelwinde im grossartigsten Maassstabe betrachtet; ganz ähnliche Erscheinungen finden aber auch im kleinsten Maassstabe statt. Oft sieht man an heissen Sommertagen bei sonst ruhigem Wetter, dass Sand und Staub durch den Wind in wirbelnder Bewegung fortgeführt werden. Bei heranahenden 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 *Wettersäulen* 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 Staub 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 es entstehen die *Wassertromben* oder *Wasserhosen*. 242

Zwischen den Wendekreisen kommen die Wasserhosen nur in der Region der Calmen vor und zwar am häufigsten im Ostindischen Archipel und an der Guineaküste; doch sind sie auch im Rothen und Mittelländischen Meere nicht selten. Auch auf den Alpanseen und auf

dem Rheine erscheinen zuweilen Wasserhosen und ebenfalls in der Ostsee sind sie keineswegs selten.

Die Wettersäulen 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 Coblenz 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 heranwuchs, 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 rechte 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 drei bis viermal so gross war. An Höhe hatte sie bald alle nahe gelegenen Häuser weit überstiegen.

Die Bewegung dieser Trombe war von einem fürchterlichen Sausen begleitet. Der erste höhere Gegenstand, welchen sie traf, war eine Saffianfabrik. 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 herumgestreut. 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 Wasserspiegel 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 die Trombe einige Augenblicke still zu stehen, setzte aber alsbald ihren Weg in gerader Richtung über den Rhein gegen Ehrenbreitstein hin fort.

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

Fig. 365.

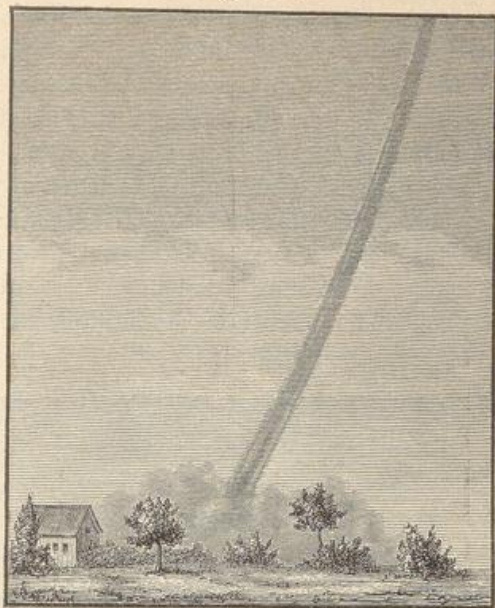
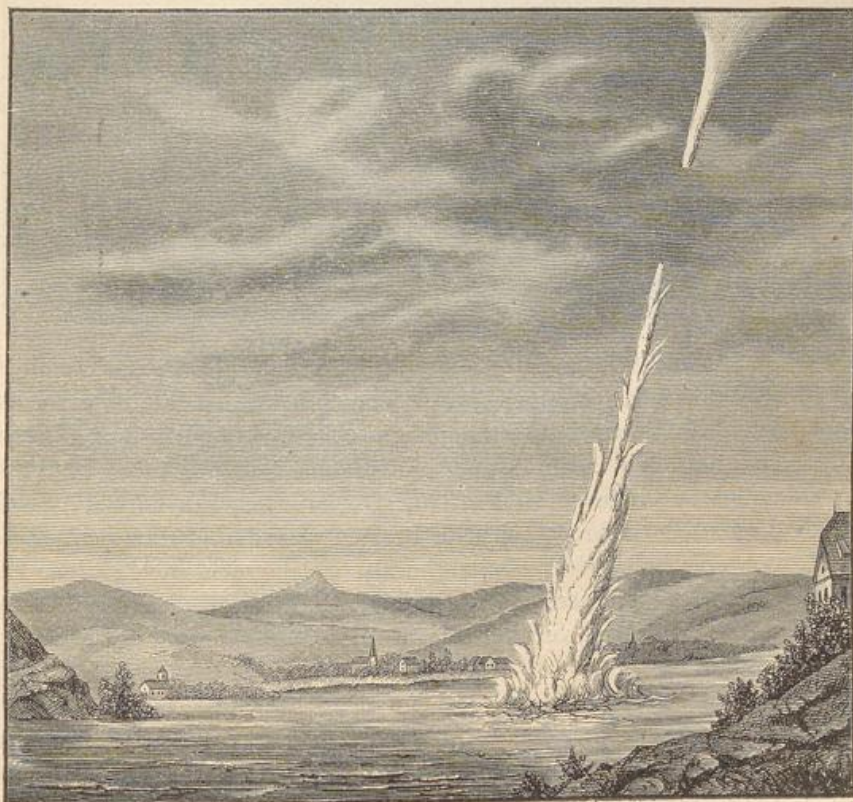


Fig. 366.

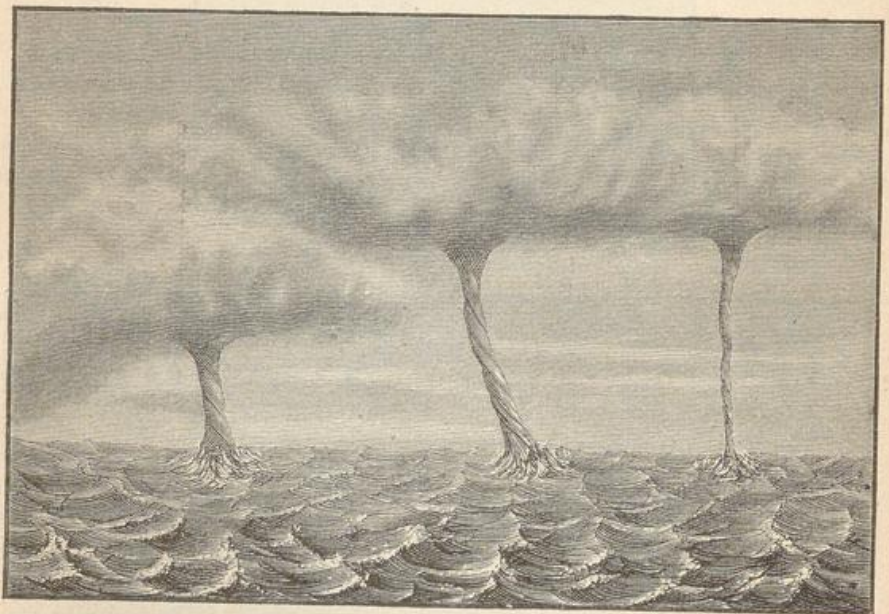


von der Bleiche hoch in die Luft, so dass man es wie eine Bandschleife umherflattern sah. Sieben Bäume von 6 bis 8 Zoll Durchmesser wurden abgebrochen, Aeste von 4 bis 6 Zoll Dicke abgerissen und umhergeschleudert, womit dann das Phänomen so ziemlich sein Ende erreichte.

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

Fig. 365 u. 366 (a. v. S.) stellen eine Wasserhose dar, welche G. vom Rath am 10. Juni 1858 oberhalb Königswinter beobachtete (Poggend. Ann. CIV, 631). Die Wettersäule bildete sich zuerst bei dem Dorfe Honnef als Landtrombe, ungeheure Staubmassen aufwühlend; aus den feineren Staubtheilchen bildete sich eine als dunkler Streif erscheinende

Fig. 367.



Säule, Fig. 365, deren Höhe Rath auf 2000 Fuss schätzte. Als die Trombe in ihrer fortschreitenden Geschwindigkeit den Spiegel des Rheins erreichte, erhob sich das Wasser im Umfange eines Kreises, dessen Durchmesser 50 Schritte betragen mochte, und bildete eine Schaumsäule, Fig. 366, deren Anblick an einen gothischen Thurm erinnerte. Ein mittlerer Strahl sprang hoch über mehrere seitliche hervor, aus der Wolkenmasse aber senkte sich eine helle Wolken Spitze herab, welche 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.

Zu Mentone wurden am 12. November 1872 gleichzeitig drei Wasserhosen beobachtet, deren Abbildung, Fig. 367, den „*illustrated London news*“ entnommen ist. Die „*Leipziger illustrierte Zeitung*“ vom 7. September 1872 enthielt eine Abbildung und Beschreibung eines ganz ähnlichen Phänomens, welches sich am 4. Juli auf dem Bodensee bildete.

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 drei englische Meilen östlich von Calcutta vorüber und legte in einem Zeitraume von 4 Stunden einen Weg von 15 englischen Meilen zurück. Er warf über 1200 Fischerhäuser um und tödtete 215 Menschen.

**Telegraphische Witterungsberichte.** Bereits im Eingange 243 des dritten Buches ist erwähnt worden, welcher grosser Unterschied zwischen der Sicherheit astronomischer und meteorologischer Vorausbestimmungen besteht. Unter vielen anderen Ursachen, welche diese Verschiedenheit bedingen, spielt aber auch jedenfalls der Umstand eine Rolle, dass die zu einer bestimmten Stunde an irgend einer einzelnen meteorologischen Station gemachten Beobachtungen die Data gar nicht enthalten, aus welchen man etwa auf die Veränderungen schliessen könnte, welche sich im Zustande der Atmosphäre vorbereiten.

Zu diesem Zwecke ist für den Zeitpunkt, in welchem man die zunächst zu erwartenden Witterungsänderungen ermitteln will, die Kenntniss der gleichzeitig über einem grösseren Umkreise herrschenden Witterungsverhältnisse unumgänglich nöthig, eine solche Kenntniss kann aber nur durch den elektrischen Telegraphen vermittelt werden.

Der erste, welcher diese Idee realisirte, dürfte wohl Le Verrier gewesen sein, welcher der Pariser Akademie nach den auf telegraphischem Wege eingegangenen meteorologischen Beobachtungen von verschiedenen Stationen eine Karte vorlegte, welche den atmosphärischen Zustand Frankreichs für den 26. Februar 1855 darstellte. Aus diesem Anfang gingen dann später die telegraphischen Witterungsberichte hervor, welche in dem *Bulletin international de l'Observatoire de Paris* zusammengestellt für jeden Tag eine Uebersicht des Zustandes der Atmosphäre von fast ganz Europa lieferten.

Seitdem hat sich in vielen Ländern die Wettertelegraphie sehr entwickelt. In Amerika wurden seit dem 1. September 1868 von Cleveland Abbe, Director der Sternwarte in Cincinnati, tägliche Wetterbulletins herausgegeben, und im Jahre 1870 das „*Signal Service*“ gegründet, durch dessen Thätigkeit die Wettertelegraphie zu grosser

Vollkommenheit gelangt ist. Abweichend von Europa, werden in Amerika die Beobachtungen nicht um die gleiche Ortszeit, sondern zur absolut gleichen Zeit angestellt, ein System, welches zwar einige Vorzüge, dafür aber auch den Nachtheil hat, dass über solche Witterungserscheinungen, welche mit dem Stande der Sonne zusammenhängen, kein einheitliches Bild gewonnen wird. Von europäischen Staaten haben sich namentlich Frankreich, England, die Niederlande, Oesterreich, Italien, Russland, Schweden, Norwegen, Dänemark und Deutschland um die Ausbildung der täglichen Witterungsberichte verdient gemacht.

Einen Hauptantheil an dieser Ausbildung hat die Deutsche Seewarte in Hamburg gehabt, welche, aus kleinen Anfängen unter der Leitung v. Freedens hervorgegangen, nach ihrer Uebernahme durch das Deutsche Reich im Jahre 1875, sich unter der Leitung G. Neumayer's zu einem grossartigen Institut entwickelt hat. Sie besteht aus folgenden vier Abtheilungen:

Abtheilung I. Die Organisation der meteorologischen Arbeit zur See innerhalb der deutschen Handelsmarine und die Verwerthung der durch diese Organisation zusammengetragenen Beobachtungen für die Wissenschaft überhaupt und zum Vortheile des deutschen Seeverkehrs insbesondere, bildet den Kern der dieser Abtheilung gestellten Aufgabe.

Abtheilung II. Diese Abtheilung befasst sich mit der Beschaffung und Prüfung sämmtlicher (mit Ausschluss der Chronometer) für die Zwecke des Institutes, der Zweigorgane desselben und dessen Mitarbeiter erforderlichen Instrumente. Eine besondere Aufgabe dieser Abtheilung bildet die Pflege der Wissenschaft der Deviation der Kompassse an Bord eiserner Schiffe, deren Anwendung in der praktischen Navigation und Weiterentwicklung:

Abtheilung III functionirt als Centralstelle für Wettertelegraphie, Küstenmeteorologie und das deutsche Sturmwarnungswesen, und entwickelt sich nach und nach zur Centralstelle für die ausübende Witterungskunde in Deutschland.

Abtheilung IV oder das Chronometer-Prüfungs-Institut hat sowohl die Aufgabe, in alljährlichen Concurrenz-Prüfungen die deutschen und schweizerischen Fabrikate auf dem Gebiete der Chronometermacherkunst zu prüfen, als auch die im Gebrauche befindlichen Instrumente der Handelsmarine den üblichen Untersuchungen zu unterwerfen.

An die Seewarte gehen täglich morgens gegen 100 Witterungs-Depeschen ein, 30 aus dem Inlande und 70 aus dem Auslande, ausserdem nachmittags 14 Depeschen aus dem Inlande und 11 aus dem Auslande, und abends (von Mitte September bis Mai) noch 10 aus dem Inlande und 11 aus dem Auslande. Die vollständigsten sind die Morgendepeschen; dieselben geben an:

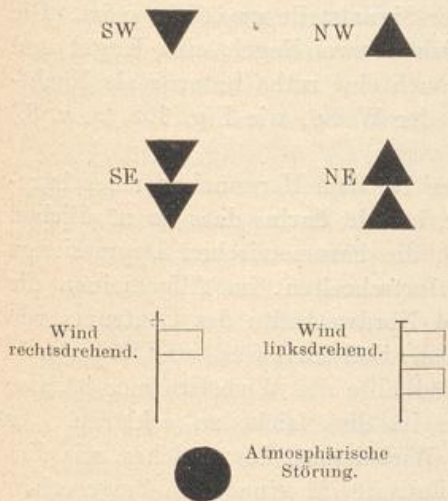
1. den Barometerstand;
2. die Windrichtung;
3. die Windstärke;

4. den Grad der Bewölkung;
5. die Angabe des trockenen Thermometers;
6. die Angabe des feuchten Thermometers;
7. die Regenhöhe innerhalb der letzten 24 Stunden;
8. die Maximaltemperatur
9. die Minimaltemperatur
10. die vorwiegende Form der Himmelsbedeckung;
11. die Form der oberen Wolken;
12. die Richtung der oberen Wolken;
13. die Richtung, in welcher die Wolken gestreift erscheinen.

Diese sämtlichen Angaben lassen sich durch das angewandte Chiffrensystem durch fünf Zahlengruppen von je fünf Ziffern ausdrücken.

Auf Grund der täglichen Witterungsdepeschen werden nun auf der Seewarte tägliche Wetterberichte hergestellt, welche für 8 Uhr morgens,

Fig. 368.



2 Uhr nachmittags und 8 Uhr abends die Isobaren für Europa nebst Bezeichnung der Windrichtungen und des Grades der Bewölkung, sowie für 8 Uhr morgens die Isothermen, ausserdem eine tabellarische Uebersicht der eingegangenen Witterungsnachrichten enthalten. Ferner ist eine allgemeine Uebersicht der Witterung für 8 Uhr morgens, und eine kurze Wetterprognose für den folgenden Tag gegeben. Sobald Anzeichen für das Herannahen eines Sturmes vorhanden sind, erhalten die Küstenstationen telegraphische Anweisung zum Signalisiren derselben. Solche

Signalstellen sind an folgenden Orten eingerichtet und stehen unter directer Leitung der Seewarte<sup>1)</sup>:

Memel, Brüsterort, Pillau, Neufahrwasser, Hela, Rixhöft, Leba\*, Stolpmünde, Rügenwaldermünde, Colbergermünde, Swinemünde, Albeck\*, Thiessow\*, Arkona, Wittower Posthaus\*, Stralsund, Greifswalder-Oie, Darserort, Warnemünde, Wismar, Travemünde, Marienleuchte, Schleimünde, Friedrichsort, Flensburg\*, Aarösund, Keitum\*, Tönning, Altona, Glückstadt, Brunshausen\*, Geestemünde, Brake\*, Weserleuchtthurm, Cuxhaven, Bremerhaven, Neuwerk, Nesserland-Emden, Wilhelmshaven, Wangerooge, Karolinensiel\*, Norderney, Borkum, Schillingshorn.

Orte ohne Signalapparate, welche Sturmwarnungen erhalten, sind:

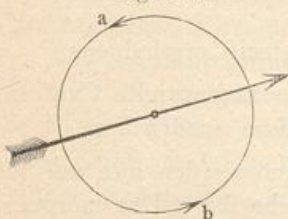
<sup>1)</sup> v. Bebbber, Lehrb. der Meteorologie.

Stettin, Freiburg in Hannover, Fredrikkoog, Meyers-Legde, Helgoland, Burgstaken, Ort und Lübeck.

Ferner sind von den Regierungen in Königsberg, Stettin und Schleswig, sowie von Privaten, noch Signalstationen an folgenden Orten errichtet:

Neukrug, Balga, Cranz, Rossitten, Nidden, Palmnicken, Schwarzort, Fischhausen\*, Windenburg, Inse\*, Wehrdamm\*, Nest\* (bei Gross-Mölln), Neuendorf, Coserow, Heisternest (auf Hela), Oxhöft, Sarkau\*, Göhren (Rügen), Rostock, Kiel, Labö\*, Bülk, Ellerbeck\*, Husum, Amrum, Ellenbogen (Sylt), Drochtersen\*, Neuhaus\* a. d. Oste, Otterndorf\*, Dorum\*.

Fig. 369.



Alle Stationen haben einen Signalmast; an den mit einem \* bezeichneten Stationen wird nach Einlauf einer Warnungsdepesche eine Kugel aufgezogen, welche anzeigt, dass eine Depesche der Seewarte eingelaufen ist, deren Wortlaut auf der Signalstelle zu erfahren ist. Die übrigen Stationen haben zum Signalisiren zwei Kegel, eine Kugel und zwei rothe Flaggen, nach Bedürfniss auch eine rothe Laterne als Nachsignal. Das Signalisiren geschieht in der Weise, wie Fig. 368 (a. v. S.) zeigt.

Eine wichtige Bemerkung, welche bei dem Herannahen eines barometrischen Minimums zu beachten ist, besteht darin, dass im nördlichen Europa, wo, wie wir gesehen haben, die barometrischen Depressionen vorwiegend von Westen nach Osten fortschreiten, im Allgemeinen die Winde auf der Nordost-, Nord- und Nordwestseite des Centrums von mässiger Stärke sind, während sie auf der Südwest-, Süd- und Südostseite mit grosser Heftigkeit wehen. Die Südhälfte des Wirbelsturmes ist also gefährlicher als die Nordhälfte. Es ist dies leicht zu erklären. In Fig. 369 stelle der kleine Kreis einen Wirbelsturm dar, welcher, wie dies ja für die europäischen Stürme der Fall ist, in einer dem Zeiger einer Uhr entgegengesetzten Richtung rotirt, und dessen Centrum in der Richtung des gefiederten Pfeiles fortschreitet, so ist klar, dass bei *a* die Rotationsrichtung des Wirbels der Richtung entgegengesetzt ist, nach welcher er fortschreitet, dass also hier der Wind nur mit der Differenz der beiden Geschwindigkeiten auftreten kann, während er bei *b* mit der Summe dieser beiden Geschwindigkeiten wüthet.