

WYDZIAŁY POLITECHNICZNE KRAKÓW

BIBLIOTEKA GŁÓWNA



2766

L. inw.

Biblioteka Politechniki Krakowskiej



100000297455

xx
352/1

LEITFADEN
DER
WETTERKUNDE



~~3.39.~~
60.

LIBRARY

1831

W. T. R. K. F. A. G. E.



Ms. 22/2

LEITFADEN
DER
WETTERKUNDE

GEMEINVERSTÄNDLICH BEARBEITET

VON

DR. R. BÖRNSTEIN

PROFESSOR AN DER KÖNIGL. LANDWIRTSCHAFTLICHEN HOCHSCHULE ZU BERLIN

ZWEITE UMGEARBEITETE UND VERMEHRTE AUFLAGE

MIT 61 IN DEN TEXT EINGEDRUCKTEN ABBILDUNGEN
UND 22 TAFELN

F. Nr. 27908



BRAUNSCHWEIG

DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN

1906

Op. 39. 60.

X
35

Alle Rechte,
namentlich dasjenige der Übersetzung in fremde Sprachen, vorbehalten.

Published February 3, 1906.

Privilege of Copyright in the United States reserved under the Act
approved March 3, 1905 by Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig,
Germany.

**BIBLIOTEKA POLITECHNICZNA
KRAKÓW**

112766



Handwritten signature or initials in black ink.

Akc. Nr.

2145 / 49

VORWORT.

Dies Büchlein ist der Wahrnehmung entsprungen, daß das Interesse an der Wetterkunde neuerdings in langsamer Zunahme begriffen scheint. Aus Hörer- und anderen Kreisen ist mir häufig die Frage nach einem Lehrbuch vorgelegt, welches die wichtigsten atmosphärischen Gesetze mit Berücksichtigung neuerer Forschungen in gemeinverständlicher Form und in mäßigem Umfange enthielte. Gerade die Unsicherheit der bisherigen Wettervorhersagung legt mit der Erkenntnis des Übelstandes auch den Wunsch nach Abhilfe nahe, und aus dem Studium der Wetterkunde dürfen wir die tröstliche Erkenntnis herleiten, daß jeder, der mit offenen Augen die Witterung des eigenen Wohnortes verfolgt, beitragen kann zum Verständnis atmosphärischer Vorgänge und zur vermehrten Sicherheit ihrer Vorhersagung. Die Landwirte und alle jene, deren Tätigkeit vom Wetter abhängt, können auf Grund eigener meteorologischer Kenntnisse entweder selbst das Wetter voraussagen oder doch fremde Prognosen richtig deuten. Die Lehrer werden in der Witterungskunde vielerlei finden, das zur Belebung des naturwissenschaftlichen und namentlich des Physikunterrichtes dienen kann, denn oftmals wird Gelegenheit sein, Einprägung und Verständnis der vorgetragenen Naturgesetze durch Anwendung auf allgemein bekannte atmosphärische Vorgänge zu fördern und ohne Vermehrung des eigentlichen Lehrstoffes ein weites und schönes Wissensgebiet dem Unterricht zu erschließen. Indem ich vorzugsweise auf solche Leser hoffe, die der Wetterkunde bisher fernstanden und für dieselbe gewonnen werden sollen, habe ich mich bemüht, ein möglichst geringes Maß von Vorkenntnissen zugrunde zu legen. Selbstverständlich konnte nicht auf die

physikalische Darstellung der Witterungsvorgänge und die Vorführung des ursächlichen Zusammenhanges zwischen den Erscheinungen und den sie bedingenden Naturgesetzen verzichtet werden, doch sind die wissenschaftlichen Grundlagen des Vorgetragenen sorgfältig angegeben, und das recht ausführlich gehaltene alphabetische Register dürfte ausreichen, um etwa gesuchte Erklärungen rasch zu finden und auch denen zu dienen, welche das Buch nicht sowohl für zusammenhängendes Lesen wie zum Nachschlagen und zum Beantworten einzelner Fragen benutzen wollen.

Auch dem Meteorologen von Fach ist vielleicht die Zusammenstellung des in den verschiedenen Ländern vorhandenen Witterungsdienstes erwünscht, und ich benutze gern diese Gelegenheit, um allen denjenigen Kollegen herzlich zu danken, welche auf dem Internationalen Meteorologenkongreß zu Paris im September 1900 durch Schilderung ihrer heimischen Einrichtungen sowie später durch briefliche Ergänzungen aus Anlaß dieser Neuauflage mir jene Darstellung freundlichst ermöglicht haben. Sorgfältig beachtet habe ich ferner die Ergebnisse der wissenschaftlichen Luftfahrten, an deren Ausführung und Bearbeitung teilzunehmen mir seinerzeit vergönnt war.

Die zweite Auflage ist das Ergebnis einer sorgfältigen Durchsicht und vielfacher Ergänzungen, welche durch die reiche meteorologische Literatur der letzten 5 Jahre bedingt waren. Dabei wurden neben vielen anderen Dingen insbesondere berücksichtigt die neueren Studien über den Wärmeaustausch in Boden und Luft, die Beziehungen des Waldes zu Temperatur und Niederschlag, die Temperaturverhältnisse und Bewegungen der hohen Luftschichten, Sonnenscheindauer, Größe und Gestalt der Regentropfen, auf- und absteigende Luftströme, Entstehung der Blitze, Blitzgefahr, Elektrizitätshaushalt der Atmosphäre usw. Das Kapitel „Wetterdienst“ ist natürlich bis zur Neuzeit ergänzt und durfte mit dem hoffnungsvollen Ausblick auf einen im Entstehen begriffenen öffentlichen Wetterdienst für Norddeutschland geschlossen werden.

Wenn demnach inhaltlich das Buch zahlreiche Veränderungen aufweist, ist die Anordnung des Stoffes unverändert beibehalten. Hierzu entnehme ich die Berechtigung aus der Tatsache einer

nach kaum fünf Jahren erforderlich gewordenen Neuauflage, welche mich hoffen läßt, daß die bisherige Anordnung die Zustimmung der Leser gefunden hat.

Durch die Güte des Herrn Teisserenc de Bort in Paris, dem ich sehr zu Danke verpflichtet bin, war es möglich, außer den bereits in der ersten Auflage benutzten farbigen Bildern des Internationalen Wolkenatlas noch einige weitere Aufnahmen aus dem gleichen Werke zu verwenden. Das Literaturverzeichnis erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit, sondern enthält lediglich diejenigen Arbeiten, deren Erwähnung im Text zur Begründung des Vorgetragenen mir nötig schien, und bei welchen durch eingeklammerte Zahlen auf das Literaturverzeichnis verwiesen ist.

Endlich erfülle ich eine angenehme Pflicht, indem ich der Verlagsbuchhandlung für die reichliche Ausstattung mit guten Abbildungen meinen besten Dank sage. Es sind in dieser Auflage zahlreiche neue Textbilder hinzugekommen und die Tafeln durch Darstellungen der Meeresströmungen, einiger Wolkenformen, insbesondere Hagelturmwolken, sowie durch eine Niederschlagskarte von Europa vermehrt worden.

Berlin, im Januar 1906.

R. Börnstein.

INHALT.

Die eingefügten Ziffern bedeuten Seitenzahlen.

- Einleitung. Bestandteile der Atmosphäre 1. Ozon 2. Kohlensäure. Staub 3. Bakterien. Meteorologische Elemente. Witterung. Klima. Graphische Darstellung durch Kurven 5. Isolethen 6. Windrosen 8. Synoptische Karten. Isobaren, Isothermen 9.
- Temperatur. Wärmequellen. Mond- und Sternstrahlung 10. Sonnenstrahlung 11. Solarkonstante. Absorption und Zerstreuung in der Atmosphäre 12. Blaue Himmelsfarbe. Der Boden als Wärmequelle 13. Täglicher und jährlicher Gang 14. Mitteltemperatur. Abhängigkeit von der geographischen Breite 15. Klimatologische Mittelwerte der Breitenkreise 16. Meeresströmungen (Voraussagung von Petterson und von Meinardus) 18. Seehöhe. Isothermen 19. Temperaturschwankung, abhängig von der geographischen Breite 20, vom Wassergehalt des Bodens 21. (See- und Binnenklima 22. Waldklima 23), von der Oberflächenbeschaffenheit des Bodens, von der Bodengestalt 24, von der Jahreszeit, von der Bewölkung 25. Temperaturveränderlichkeit 26. Gestrenge Herren 27. Bodentemperatur 28. Wärmeaustausch 29. Einwirkung der Schneedecke. Heiße Salzseen. Temperatur der höheren Luftschichten 31. Dynamische Erwärmung und Abkühlung, stabiles, konvektives 33, labiles Gleichgewicht der Luft. Temperaturgefälle, Temperaturumkehr 34. Schichtenbildung 35. Verteilung der Temperatur und ihres Gefälles bis zu großen Höhen 36. Aufhören des jährlichen und täglichen Ganges in der Höhe. Thermometer 37. Deren Aufstellung 38. Schleuderthermometer 40. Aspirationspsychrometer 41.
- Luftfeuchtigkeit. Dampfdruck 41. Absolute, spezifische Feuchtigkeit, Mischungsverhältnis. Sättigung 42. Taupunkt. Relative Feuchtigkeit. Räumliche Verteilung der absoluten und relativen Feuchtigkeit 44. Jährlicher 45, täglicher Gang der Feuchtigkeit. Vertikale Verteilung 46. Physiologische Bedeutung 47. Nächtliches Temperaturminimum 48. Föhn 49. Andere Fallwinde. Verdunstung 53. Hygrometer und Psychrometer 54.
- Bewölkung. Übersättigung. Kondensation an Staubkernen 56. Nebeltröpfchen 57. Nebelbildung 58. Täglicher und jährlicher Gang der Nebelhäufigkeit. Wolkenbildung 59. Trocken-, Regen-, Hagel-, Schneestadium der aufsteigenden Luft 60. „Schweben“ der Wolken 62. Latente Wolken. Wolkenformen 63. Häufigkeit und Geschwindigkeit der Wolken in verschiedenen Höhen. Wärme- und Wirbelcumulus 66. Pilzform und Wirbelring. Hageltürme 67. Gewitterwolken 68. Einfluß des Bodens. Wogenwolken 69. Beobachtung des Wolkenzuges und der Höhe 71. Räumliche Verteilung 72. Täglicher, jährlicher Gang der Bewölkung. Höhe der verschiedenen Formen 73. Wolken Spiegel. Sonnenscheinautograph. Sonnen-

- scheindauer 74. Durchsichtigkeit der Atmosphäre. Atmosphärische Strahlenbrechung 75. Luftspiegelung. Dämmerung 76. Ausbrüche des Krakatau 77, des Mont Pelée. Leuchtende Nacht-, irisierende Wolken, grüner Strahl 79. Regenbogen 80. Nebelbogen. Brockengespenst. Lichtkranz. Halo 81. Nordlicht 82.
- Niederschlag 82. Tau. Reif. Beschlag. Glatteis. Rauhreif 83. Regen. Schnee 85. Graupeln. Hagel. Platzregen 89. „Wetterschießen“ 90. Eisregen. Räumliche Verbreitung des Niederschlages 92. Einfluß der Gebirge 93. Jährlicher, täglicher Gang 94. Schneegrenze. Regelation 95. Gletscher. Einwirkung des Waldes auf den Niederschlag 96. Regenmenge und Bodenertrag 98. Ausfrieren des Getreides. Regenhäufigkeit, -wahrscheinlichkeit, -dichtigkeit, -dauer 99. Regenmessung. Aufstellung des Regenmessers 100.
- Luftdruck. Luftdichte. Vertikale Verteilung des Druckes. Barometrische Höhenformel 102. Druckverteilung auf der Erde nach Breitengraden 103. Jährlicher und täglicher Gang 104. Gezeiten des Meeres 107, der Luft 109. Quecksilberbarometer 110. Reduktion auf 0°. Schwerekorrektion. Aneroid 111. Hypsometer. Reduktion auf Meeresebene 112.
- Wind. Entstehung aus Unterschieden in Luftdruck und Temperatur 113. Ablenkung durch Erddrehung 114. Barisches Windgesetz. Barometrischer Gradient. Ablenkungswinkel 116. Windstärke nach Beaufort-Skala 117. Allgemeines Windsystem der Erde 118. Kalmen. Passate. Polarwirbel 120. Meeresströmungen. Land und Seewind 121. Berg- und Talwind. Stärke und Richtung des Oberwindes 122. Täglicher Gang der Windstärke 124. Jährlicher Gang. Windfahne. Stärketafel. Schalenkreuz 125.
- Wetter. Aufsteigender Luftstrom 126. Böe 127. Böenwolken 128. Gewitternase 131. Böenlinie (Durand-Gréville) 132. Gewittersack. V-förmige Isobaren. Gewittersturm vom 9. August 1891 132. Aufrechter Luftwirbel, Windhose. Tornado. Gewitter. Franklins Drachenversuch 133. Donner 134. Aussehen der Blitze 135. Bandblitz. Mehrfache Blitzentladungen 136. Blitzspuren 137. Flächen-, Kugelblitz. Irrlichter. St. Elmsfeuer 138. Wetterleuchten 139. Blitzableiter. Blitzgefahr 140. Fortschreiten der Gewitter. Isobronten. Wärme- und Wirbelgewitter 142. Front- und erratische Gewitter 144. Einfluß der Gebirge und Flüsse auf das Fortschreiten der Gewitter 145. Ihre Höhe. Fortschrittgsgeschwindigkeit. Zugrichtung. Täglicher und jährlicher Gang der Gewitterhäufigkeit 146. Ursprung der Gewitter. Verteilung der luftelektrischen Spannung. Niveauflächen 147. Potentialgefälle 148. Ionentheorie 149. Radioaktivität des Bodens 150. Jährlicher und täglicher Gang der luftelektrischen Erscheinungen; Beziehungen zu den meteorologischen Elementen 151. Gleichgewicht der atmosphärischen Elektrizitätsbewegungen 152. Gewittertheorien von Sohncke, Exner, Arrhenius. Barometrische Minima und Maxima 153. Beziehungen zwischen Druckverteilung und Wind. Zyklonale und antizyklonale Luftbewegung 154. Einfluß der Zentrifugalkraft 155. Beziehungen der barometrischen Maxima und Minima zu Bewölkung und Niederschlag 157, zur Temperatur 158. Ortsveränderung der Minima 159. Rechtsdrehen und Krimpen des Windes. Bewölkung beim Herannahen einer Depression. Fortschrittgsgeschwindigkeit der Minima 160. Beziehungen der Depressionswege zur Verteilung von Temperatur und Druck 161. Troglinie. Depressionsbahnen 163. Übereinanderlagerung von Zyklonen. Beispiele zyklonaler Witterung (Sommerminimum, Winterminimum, Gewitter, Überschwemmung) 166. Ortsveränderung der Maxima 167. Wintertypen nach Hoffmeyer. Aktionszentra nach Teisserenc de Bort 168. Dessen Wintertypen. Wettertypen nach Köppen und van Bebbber 169. Örtliche Wetterregeln und Beobachtungen 177.

- Witterungsdienst. Bisherige Leistungen und Ziele 178. Gründung der Seewarte. Wettertelegraphie. Chiffriersystem 180. Isobarentelegramm 181. Prognosen der Seewarte. Sturmwarnung 182. Aufhören der Hamburger Prognosen 183. Abonnements-, Extra-, Ergänzungsdepeschen. Wetterdienst in Sachsen 184, in Bayern 185, Württemberg, Baden, Elsaß-Lothringen 186, in Magdeburg, Berlin 187, in Aachen, Weilburg 188, in Oberhessen usw., in Belgien, Canada 189, in Britisch-Columbia, Dänemark 190, England 191, in Frankreich, Holland 192, in Japan, Italien 193, in Mexiko, Norwegen 194, in Österreich, Ungarn, Pola, Rußland 195, in Schweden, Schweiz 196, in den Vereinigten Staaten von Amerika 197. Beratungen in Kassel 197, Dresden, Hamburg, Berlin 198. Plan eines öffentlichen Wetterdienstes für Norddeutschland 199.
- Tabellen. Psychrometertafel 201. Reduktion des Barometerstandes auf 0^o 204. auf Normalschwere 205, auf Meeresniveau 206. Vergleichung der Thermometerskalen 208.
- Literatur 209. Alphabetisches Register 223. Verzeichnis der Tafeln 231.
-

Einleitung.

Die Meteorologie (Wetterkunde) oder Physik der Atmosphäre hat als Ziel die wissenschaftliche Erkenntnis der in der Luft stattfindenden Vorgänge und die praktische Anwendung dieser Erkenntnis zur Vorhersagung der kommenden Witterung.

Die atmosphärische Luft besteht in ihren unteren Schichten hauptsächlich aus Sauerstoff und Stickstoff; dazu kommen noch Wasserstoff und die neuerdings entdeckten Gase Argon (1894), Helium (1895, vorher bereits als Sonnenbestandteil bekannt), Krypton, Neon und Xenon (1898), sowie wechselnde Mengen von Ozon, Wasserdampf, Kohlensäure, Ammoniak, schwefliger Säure, Schwefelwasserstoff usw.

Über die Menge der einzelnen Bestandteile gibt die folgende, nach Vorgang von Hann (1) zusammengestellte Tabelle Auskunft.

	Dichte, bezogen auf Luft	Gewicht von 1 Liter in 45° Breite und Meeres- niveau bei 0° und 760 mm Quecksilber- druck g	Volumen- procente		Barometer- konstante m
			an der Erdoberfläche		
			Proz.	mm	
Stickstoff . .	0,9673	1,2542	78,03	593,03	18 970
Sauerstoff . .	1,1053	1,4292	20,99	159,52	16 647
Argon . . .	1,379	1,782	0,937	7,121	13 351
Kohlensäure	1,529	1,9652	0,03	0,228	12 107
Wasserstoff	0,0696	0,0900	0,01	0,076	264 236
Neon . . .	0,674	0,893	0,001 5	0,011 4	26 643
Krypton . .	2,818	3,654	0,000 10	0,000 76	6 511
Helium . .	0,1382	0,1787	0,000 15	0,001 14	133 138
Xenon . . .	4,422	5,717	0,000 005	0,000 038	4 162
Luft, trocken u. kohlen- säurefrei .	1	1,2928	100	760	18 403

Die Volumenprocente von Argon, Neon, Helium, Krypton und Xenon sind nach Ramsay (2) angegeben. Den Wasserstoffgehalt der Atmosphäre fand Gautier (3) in Meeresluft zu 1,21 mg, in Waldluft zu 1,54 mg; in Gebirgsluft zu 1,97 mg auf 100 Liter, in Pariser Stadtluft noch größer. Dem entspräche ein Betrag von etwa 0,015 Volumenprozenten; mit Rücksicht auf den von Lord Rayleigh angegebenen geringeren Wasserstoffgehalt und nach Hanns Vorgang wurden nur 0,01 Volumenprocente in Rechnung gestellt. Unter „Barometerkonstante“ ist der in der barometrischen Höhenformel (s. u.) vorkommende Zahlenfaktor zu verstehen; er bedeutet diejenige Höhe, in welcher der Druck des betreffenden Gases einem Zehntel des am Boden herrschenden Betrages gleichkommt, wobei eine Temperatur von durchweg 0° angenommen ist. Dieser Darstellung liegt die Annahme zugrunde, daß jedes einzelne der genannten Gase eine gesonderte und von den übrigen Luftbestandteilen unabhängige Atmosphäre bilde; dann ist die Barometerkonstante umgekehrt proportional mit der Gasdichte, und die Atmosphäre eines Gases erreicht um so größere Höhe, je leichter das Gas ist. Hann berechnet die nachfolgenden Zahlen für eine Höhe von 100 km und unter der Annahme, daß die mittlere Temperatur dieser ganzen Luftmasse — 80° betrage.

	Volumenprocente	Partialdruck
	in 100 km Höhe	
Stickstoff	0,099	0,000 022
Wasserstoff	99,448	0,022 210
Helium	0,453	0,000 101

Also besteht in dieser Höhe die Atmosphäre fast nur noch aus Wasserstoff und Helium, und es kommt das Vorhandensein der „seltenen“ Gase zwar für das Verhalten der unteren Luftschichten und demnach für die eigentlichen Witterungserscheinungen nicht in Betracht; diejenigen Vorgänge aber, welche in größeren Höhen stattfinden, haben ihren Schauplatz in einer Atmosphäre, deren Zusammensetzung von der uns gewohnten Beschaffenheit der tieferen Schichten völlig abweicht. Und es ist hier nach wohl zu verstehen, wenn z. B. die spektroskopische Untersuchung eines leuchtenden Meteors vorzugsweise die Linien des Wasserstoffs und Heliums zeigte.

Auch das Ozon scheint keine eigentlich meteorologische Bedeutung zu haben. Seine oxydierende Kraft beschleunigt die Zerstörung etwaiger Fäulnisprodukte und begründet damit den hygienischen Wert des Ozons. Eine Vorstellung von der Menge des vorhandenen Ozons ergeben vergleichende Messungen von de Thierry (4), bei welchen im Herbste 1896 in Montsouris (Paris) 2,3 bis 2,4 mg, zugleich am Montblanc in Chamonix (1050 m hoch) 3,5 bis 3,9 mg und auf den Grands Mulets (3020 m hoch) 9,4 mg Ozon in je 100 cbm Luft gefunden wurden. Nach Beobachtungen

von Frh. Friesenhof (5) stehen auffällig geringe Ozonmengen mit benachbarten Gewittern in Zusammenhang und ist der Ozongehalt der Luft viel geringer nach Gewitterregen, als nach den meisten stillen Landregen. Über den in der Atmosphäre vorhandenen Wasserdampf handelt ausführlich das später folgende Kapitel „Luftfeuchtigkeit“.

Die Kohlensäure ist im durchschnittlichen Betrage von etwa 3 Raumteilen auf 10 000 vorhanden, schwankt aber nach Zeit und Ort erheblich. Quellen für die atmosphärische Kohlensäure sind Atmung, Verwesung, Verbrennung; Exhalationen aus dem Boden; Grundluft. Verbraucht wird andererseits Kohlensäure durch die Vegetation, namentlich unter Einwirkung des Lichtes, also bei Tage. Wie Ebermayer (6) berechnet hat, verbraucht ein erwachsener Mensch in einem Jahre zum Atmen so viel Sauerstoff, als eine bewaldete Fläche von 3 Ar produziert, und liefert in der ausgeatmeten Kohlensäure genügenden Kohlenstoff, um bei mittlerem Ertrage des gleichen Waldes die Holz- und Blattbildung zu unterhalten. An der Meeresoberfläche findet ein beständiger Austausch von Kohlensäure statt. Je nachdem deren Druck im Wasser oder in der Luft größer ist, wird Kohlensäure vom Wasser abgegeben oder aufgenommen. Die Luft ist in den Städten reicher an Kohlensäure als auf dem Lande; ferner ist im Freien der Gehalt an Kohlensäure nachts und bei trübem Wetter größer als am Tage und bei Sonnenschein, und in der Bodenluft größer als darüber in der freien Atmosphäre.

Die sonst noch vorkommenden Luftbestandteile sind meistens an örtliche Zustände gebunden und ohne wesentliche Bedeutung für die Witterungsverhältnisse.

Erwähnt seien endlich noch die nicht luftförmigen Beimengungen der Atmosphäre, die man als „Staub“ zu bezeichnen pflegt. Die Zählung der in einem gemessenen Luftvolumen vorhandenen Staubteilchen kann in der Weise geschehen, daß man eine eingeschlossene Luftmenge sich ausdehnen läßt und dadurch abkühlt. Dann bildet jedes Staubteilchen den Kern eines durch Kondensation entstehenden Wassertröpfchens und sinkt mit dieser Belastung auf den Boden des Gefäßes, wo man mit einer Lupe die Tröpfchen zählen kann. So bestimmte Aitken (7) die Stäubchenzahl und fand als untere Grenze auf hohen Bergen und bei günstiger Windrichtung 200, in der Nähe von Städten dagegen Tausende und im Innern der Städte Hunderttausende von Staubteilchen im Cubikcentimeter Luft. Derselbe Beobachter verglich auf dem Rigi den Staubgehalt der Luft mit den Färbungen des Sonnenunterganges; bei staubfreier Luft erschien die Beleuchtung kalt, aber klar und scharf, bei stauberfüllter Luft dagegen intensiver, wärmer und milder. Einen Begriff von der Gewichtsmenge des über einer Stadt schwebenden Staubes gibt die Beobachtung von Assmann (8), der 1882 über dem westlichen Teile von Magdeburg (also an der weniger staubreichen Windseite) in 31 m Höhe als Mittel zahlreicher Versuche 3 bis 4 mg Staub im Cubikmeter Luft fand und daraus berechnete, das über der etwa 2 qkm großen

Stadt in einer 50 m hohen Luftschicht mindestens 300 kg Staub (sechs Zentner!) schweben. Durch Regen wurde die Staubmenge auf ein Zehntel bis ein Zwanzigstel jenes Wertes herabgemindert. Welchen Einfluß die Höhe hierbei hat, zeigen Messungen, die Prim (9) in London anstellte, indem er auf horizontalen Flächen, die in verschiedenen Höhen je fünf Stunden lang ausgespannt waren, die angesammelte Substanz bestimmte. Die reinste Luft fand sich in 9 bis 12 m Höhe, darunter schwebt Staub, darüber Ruß. Gelegentlich einer Luftfahrt bestimmte Lüdeling (10) nach dem vorerwähnten Verfahren von Aitken den Staubgehalt der Luft in verschiedenen Höhen. Die Fahrt begann am 2. April 1903 um 8³/₄ Uhr früh in Reinickendorf bei Berlin; hier zählte man 4000 Staubkerne im Cubikcentimeter. Mit wachsender Höhe nahm ihre Zahl rasch ab und betrug in 3325 m über dem Meeresniveau nur noch 450, um dann bei wenig verminderter Höhe (2825 m) plötzlich auf 3600 zu wachsen, als der Ballon zur Mittagszeit (2^P 12') die Stadt Spremberg überflog. Daß hier nur eine örtliche Einwirkung durch den städtischen Rauch und Staub und den zur wärmsten Tageszeit emporsteigenden Luftstrom vorlag, war aus dem bei der weiteren Fahrt sogleich wieder abnehmenden Staubgehalt ersichtlich. In der größten an jenem Tage erreichten Höhe von 4700 m wurden weniger als 300 Staubkerne im Cubikcentimeter gefunden, und dieser Betrag ist wahrscheinlich noch etwas zu hoch, weil die Luft auch durch die Anwesenheit des Ballons ein wenig verunreinigt gewesen sein dürfte. Wie der Boden des festen Landes, so liefert auch die Meeressfläche Staubteilchen, denn von den Wassertröpfchen, die in den Wogen verspritzt und durch Wind fortgetragen werden, verdampfen um so mehr, je trockener die Luft ist, und jedesmal bleibt dann ein Salzkörnchen zurück. Gautier (11) untersuchte bei Seewind die Luft an dem 50 km von der Küste entfernten Leuchtturm von Rochedouvres und fand im Cubikmeter Seeluft 0,022 g Kochsalz, einen Betrag, den er als Maximum des dort vorkommenden Salzgehaltes ansieht.

Bei gewissen Wetterlagen kann es geschehen, daß Staubmassen vom Winde emporgehoben und fortgeführt werden, um dann in zuweilen recht großer Entfernung von der Ursprungsgegend den Boden wieder zu erreichen. Entweder geschieht dies als trockener Staubfall, oder indem die Staubteilchen durch Regen und Schnee aus der Luft herausgewaschen werden und dann gelegentlich als „Blutregen“ sonderbare Deutungen hervorrufen. Ein solcher Staubfall, der sich von Nordafrika aus über Süd- und Mitteleuropa erstreckte, fand vom 9. bis 12. März 1901 statt. Aus der sehr sorgfältigen, durch Hellmann und Meinardus (12) gelieferten Untersuchung des Vorganges ergibt sich, daß Staubmassen aus dem südalgerischen Wüstengebiet mit einer Geschwindigkeit von etwa 70 km in der Stunde (gegen 20 m in der Sekunde) vom Winde nordwärts getragen wurden und bis zu den süddänischen Inseln (2800 km weit), in einzelnen Ausläufern sogar bis nach Süd- und Mittelengland, Südschottland und den russischen Gouvernements Kostroma und Perm (über 4000 km weit) gelangten.

Bedenkt man, daß in freier Luft gerade wie bei der oben erwähnten Methode der Staubzählung die einzelnen Teilchen als Kondensationskerne wirken und Nebel oder Wolken erzeugen können (s. unten), so erscheint es verständlich, daß von so vielen Landbewohnern die Färbung des Sonnenauf- und -unterganges als Anzeichen für die Witterung des kommenden Tages angesehen wird, während zunächst ja nur der Staubgehalt der Luft es ist, den jene Färbungen anzeigen.

Es braucht wohl kaum erwähnt zu werden, daß im Staub sich vielerlei organische Bestandteile vorfinden und insbesondere auch krankheitserzeugende Bakterien. Auf dem Montblanc fand Binot (13) in 1000 Liter Luft nur 4 bis 11 Bakterien, dagegen ebendort im Innern des Observatoriums, welches der Beobachter mit seinen Begleitern bewohnte, 260 bis 540 Mikroben in 1000 Litern. Wahrscheinlich sind die gesundheitlichen Eigenschaften der Wald-, Berg- und Seeluft lediglich durch die Abwesenheit schädlicher Beimengungen bedingt, denn abgesehen von etwas mehr Ozongehalt hat man in den gasförmigen Bestandteilen keinen entsprechenden Unterschied finden können.

In dieser Atmosphäre spielen sich nun die Vorgänge ab, deren Gesamtheit das Wetter ausmacht. Zur Darstellung eines Witterungszustandes gehört die Kenntnis der sechs meteorologischen Elemente, nämlich Temperatur, Feuchtigkeit, Bewölkung, Niederschlag, Luftdruck und Wind; wir werden sie in gesonderten Kapiteln besprechen und wollen hier nur noch erwähnen, daß man die Gesamtheit jener Elemente für irgend einen Zeitpunkt oder Zeitabschnitt als Witterung im engeren Sinne bezeichnet, während die durchschnittlichen Werte der Elemente für einen Ort oder Landstrich, wie sie auf Grund langjähriger Beobachtungen hergeleitet werden können, das Klima der betreffenden Örtlichkeit bilden.

Soll nun das Klima eines Ortes durch die Beobachtungsergebnisse eines längeren Zeitraumes oder das Wetter eines Zeitpunktes durch die Beobachtungsergebnisse vieler Orte dargestellt werden, so tritt in beiden Fällen die Notwendigkeit ein, große Zahlenmassen übersichtlich zu gruppieren und zu einer Auffassung leicht zugänglichen Bilde zu vereinigen. Diesem Zweck dienen die verschiedenen Arten der graphischen Darstellung. Wo es gilt, ein einziges meteorologisches Element mit den zeitlichen Änderungen, welche an einem Beobachtungsorte stattfinden, darzustellen, kann man dies mittels einer einfachen Kurve bewirken, deren Abstände von einer horizontalen Geraden die für jeden einzelnen Zeitpunkt ermittelten Werte erkennen lassen. Soll z. B. das durchschnittliche Verhalten der Lufttemperatur während eines Tages durch eine solche Kurve aufgezeichnet werden, so wird man zunächst auf der horizontalen Geraden in Punkten gleichen Abstandes die sämtlichen Tages-(und Nacht-)Stunden anschreiben und in jedem dieser Punkte eine Senkrechte von solcher Länge errichten, wie es der mittleren Temperatur der betreffenden Stunde entspricht; verbindet man alsdann die

oberen Enden der Senkrechten durch eine Linie, so bezeichnet diese den täglichen Gang der Temperatur (Fig. 1). Wählt man statt der Tagesstunden die Monate des Jahres und benutzt die entsprechenden Temperaturwerte (Monatsmittel), so erhält man auf gleiche Art den jährlichen Gang der Temperatur. Dergleichen Kurven ermöglichen es, den Inhalt einer ganzen Zahlenreihe mit einem Blicke zu überschauen, insbesondere auch die Art der Schwankung, die Eintrittszeiten der Extreme (Maximum und Minimum) sowie deren Unterschied (Amplitude) zu erkennen. So lehrt z. B. der Anblick jener in Fig. 1 dargestellten Kurven, daß der mittlere tägliche Temperaturgang eine einmalige Schwankung hat (im Gegensatz dazu zeigt z. B. der durchschnittliche tägliche Gang des Luftdruckes eine zweimalige Schwankung, s. Fig. 24); ferner sehen wir die niedrigste Temperatur früh morgens etwa mit Sonnenaufgang eintreten, im Januar um 6^a 1) und im Juli zwischen 4 und

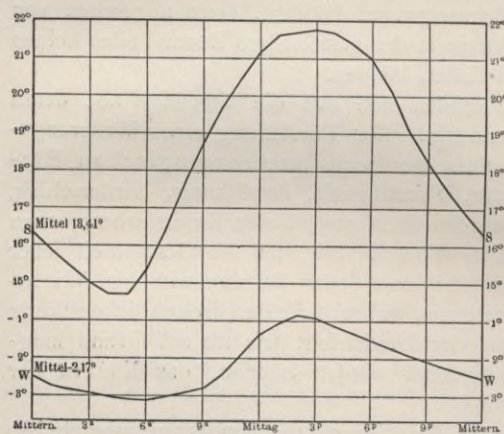


Fig. 1. Täglicher Gang der Temperatur in Berlin im Januar (W) und Juli (S).

Will man auf einem Blatte zugleich den täglichen und den jährlichen Gang eines Elementes zur Darstellung bringen, so kann dies durch sogenannte Isolethen geschehen. Man trägt dazu in horizontaler Richtung die Tagesstunden auf (wie in Fig. 1), in vertikaler Richtung die Monate und zieht in beiden Richtungen die den einzelnen Stunden und Monaten entsprechenden Parallelen, so daß jeder Kreuzungspunkt dieser Linien einer gewissen Stunde in einem gewissen Monate entspricht. Schreibt man nun an jeden Kreuzungspunkt den zugehörigen Wert des darzustellenden meteorologischen Elementes, z. B. der Temperatur, und verbindet die Punkte gleicher Temperatur durch krumme Linien, so erhält man das in Fig. 2 dargestellte Kurvensystem. Das gleiche Bild würde man auch auf folgende Art erhalten. In jedem

1) Die kleinen Buchstaben a und p sind international gebräuchliche Abkürzungen für Vormittag (ante meridiem) und Nachmittag (post meridiem).

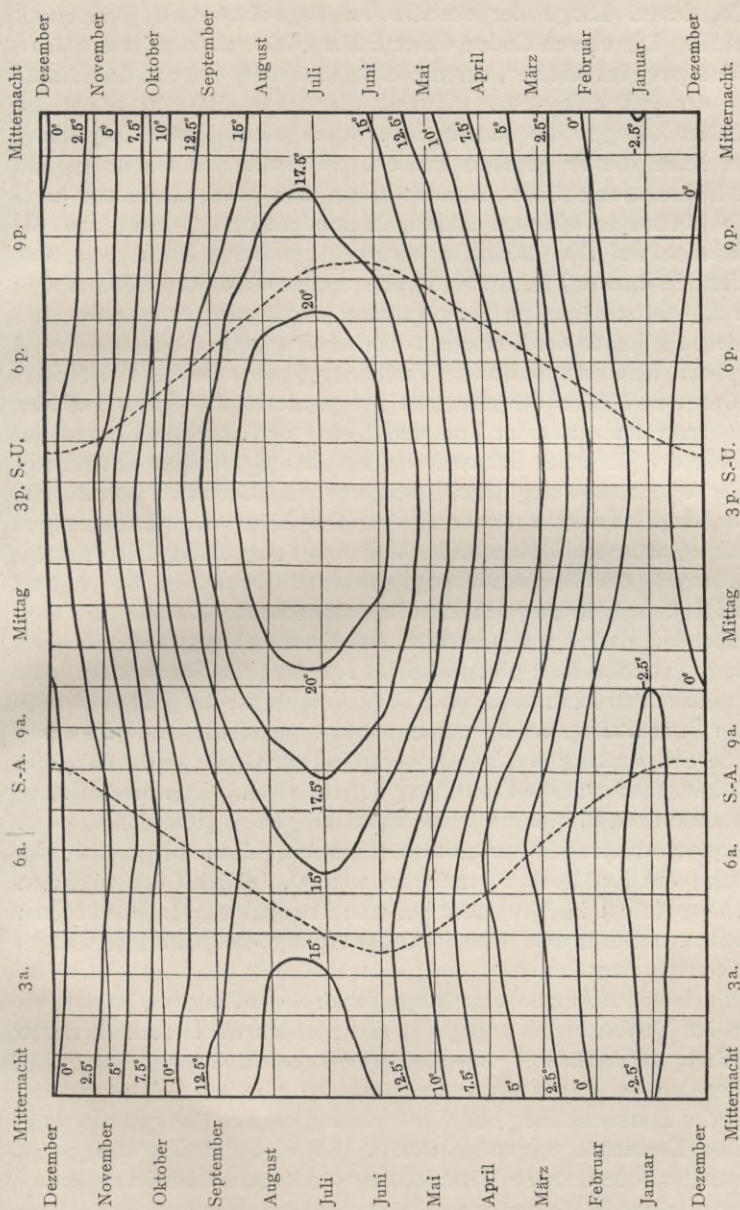


Fig. 2. Thermo-Isolethen (Temperaturfläche) von Berlin.

der Kreuzungspunkte sei senkrecht zur Zeichnungsebene ein Stab aufgestellt, dessen Länge der ebendasselbst angeschriebenen Temperatur entspricht. Die oberen Enden dieser Stäbe bilden alsdann eine Fläche, die „Temperaturfläche“, deren höchste (wärmste) Gegend dem Nachmittag des Juli entspricht, während die tiefste (kälteste) Stelle auf den frühen Morgen des Januar fällt. Eine ebene Darstellung dieser Fläche kann ebenso gegeben werden, wie man eine Gebirgsgegend durch Höhenlinien abbildet, nämlich indem man durch die Fläche horizontale Ebenen in gleichen Abständen hindurchgelegt denkt und die Schnittlinien auf die gleichfalls horizontal gedachte Zeichnungsebene projiziert. In unserer Fig. 2 (a. v. S.) entsprechen diese Schnittebenen den um je $2,5^{\circ}$ fortschreitenden Temperaturen; durch punktierte Linien sind außerdem die Zeiten des Sonnenauf- und -unterganges (S.-A. und S.-U.) angegeben. Man erkennt aus der Zeichnung ohne weiteres die Eintrittszeit, Dauer und Höhe der extremen Temperaturen des Jahres und des Tages; ferner kann aus der Zahl und Dichte der einzelnen Kurven auf die Größe der jährlichen Schwankung, aus dem Grade ihrer Krümmung auf die Tagesschwankung geschlossen werden. Lehrreich ist namentlich der Vergleich solcher für verschiedene Orte hergestellter Zeichnungen, weil die klimatischen Unterschiede dabei sofort augenfällig hervortreten. Darstellungen des Temperaturvorganges durch Isoplethen finden sich z. B. bei Erk (14), der zugleich über die entsprechende Literatur berichtet, für München, Madrid und Lissabon; bei Kassner (15) für Sofia; bei Kienast (16) für Königsberg; bei Knies (17) für Saarbrücken usw. Selbstverständlich kann auch diese Darstellungsweise auf jedes meteorologische Element angewendet werden, sofern nur nicht die tägliche und jährliche Schwankung von gar zu verschiedener Größe sind. Wo dies der Fall ist, muß sich die Darstellung auf eines von beiden beschränken; beim Luftdruck z. B. sind die Jahresschwankungen so groß, daß daneben die Tagesschwankungen verschwinden würden. Man pflegt also, wo Isoplethen des Luftdruckes gezeichnet werden, lediglich den täglichen Gang, ausgedrückt in Abweichungen vom Tagesmittel, für jeden Monat herzuleiten und hiernach ohne Berücksichtigung des jährlichen Ganges die Zeichnung auszuführen.

Ein einfaches Verfahren zur körperlichen Herstellung von Isoplethenflächen hat Verfasser (18) angegeben und zugleich die buchhändlerische Verbreitung der Berliner Temperaturfläche¹⁾ veranlaßt.

Erwähnt sei ferner noch die Darstellung mittels Windrosen, welche den Zusammenhang der Windrichtung mit den übrigen meteorologischen Elementen erkennbar macht. Es wird dabei vorausgesetzt, daß man für jede einzelne Windrichtung den durchschnittlichen Betrag des darzustellenden Elementes aus Beobachtungen berechnet hat. Dann zieht man von einem Mittelpunkt aus nach den einzelnen Himmels-

¹⁾ Berlin bei Dietrich Reimer.

richtungen gerade Linien von solcher Länge, als es der für die betreffende Windrichtung ermittelten Durchschnittszahl entspricht, verbindet die äußeren Punkte durch eine die ganze Figur umschließende, gebrochene Linie und erkennt alsdann aus der Form dieser Linie die Beziehung des für die Darstellung verwendeten meteorologischen Elementes zur Windrichtung. So können Windrosen der Temperatur, der Feuchtigkeit, der Bewölkung usw. gezeichnet werden. Man pflegt aber in neuerer Zeit diese Darstellungsweise selten zu benutzen.

Während die vorstehend geschilderten Methoden lediglich der Aufzeichnung klimatischer Verhältnisse dienen, haben wir nun das Verfahren zu beschreiben, welches die übersichtliche Darstellung eines Witterungszustandes ermöglicht, nämlich die Herstellung der synoptischen Wetterkarten. Dieselben dienen dazu, alle die Beobachtungsergebnisse, welche man in einem gewissen Augenblicke an vielen, über ein großes Gebiet verteilten Stationen gewonnen hat, zu einem Bilde zu vereinigen, und es ist dies Verfahren für den täglichen Dienst der praktischen, auf Wettersvoraussagung gerichteten Wetterkunde geradezu unentbehrlich geworden. Die Herstellung der für uns in Betracht kommenden Wetterkarte von Europa setzt voraus, daß aus einer hinreichend großen Zahl von Stationen, die über den ganzen Erdteil zerstreut liegen, telegraphische Nachrichten über die am Morgen angestellten Beobachtungen vorhanden sind. Man benutzt dann vorgedruckte Blätter, welche die Umrisse des Landes und an den Orten der Beobachtungsstationen kleine Kreise enthalten, und trägt an jeder Station das daselbst beobachtete Wetter ein. Hierbei bedient man sich international vereinbarter Zeichen, so daß die Wetterkarte unabhängig von der Sprache in jedem Lande verstanden wird. Luftdruck und Temperatur werden mit Ziffern eingetragen, die Bewölkung durch teilweises Ausfüllen der Stationskreise, der Wind durch Pfeile, deren Spitze im Stationsorte liegt, der Niederschlag durch einfache Zeichen, die auf jeder Wetterkarte (s. h. die Tafeln am Schluß des Buches) erklärt sind. Hierauf zieht man die Isobaren oder Linien gleichen Luftdruckes, indem man die Orte mit 760 mm, 765 mm usw. durch je eine gekrümmte Linie verbindet. Es empfiehlt sich, hierbei die Beziehung der Druckverteilung zum Winde zu beachten, nämlich die Regel, daß der Wind etwa in der Isobarenrichtung zu wehen pflegt, wobei er den höheren Druck rechts, den niederen links hat. Ferner werden die Isothermen oder Linien gleicher Temperatur gezogen, welche die Orte mit 0° , 5° usw. verbinden. Die von der Deutschen Seewarte täglich herausgegebenen Wetterkarten enthalten das Beobachtungsmaterial in zwei getrennten Teilen, nämlich auf einer Karte Luftdruck, Wind und Bewölkung, auf der anderen Isothermen, Niederschlag und Seegang. Die Karte ist dann ein Augenblicksbild der Witterung, deren räumliche Verteilung für den dargestellten Zeitpunkt leicht übersehen werden kann. Freilich ist das Wort „Augenblicksbild“ nicht ganz streng anwendbar, denn die Beobachtungen, welche der Karte zugrunde liegen, werden nach mittel-

europäischer Zeit in Deutschland, Großbritannien, Norwegen, Dänemark, Holland, Belgien, Schweden und Österreich (8 Uhr), ferner in Frankreich (7 Uhr 51 Minuten), der Schweiz (7 Uhr 30 Minuten) und Italien (7 Uhr) angestellt, dagegen um 7 Uhr Ortszeit in Finland und Rußland, und darin liegt bereits für Europa ein Unterschied begründet, der bis zu drei Stunden betragen kann.

Auf den folgenden Blättern werden wir nun die einzelnen meteorologischen Elemente besprechen, hierauf deren Wechselwirkung, das Wetter, und schließlich den Witterungsdienst, d. h. die Einrichtungen, durch welche man die Voraussagung des Wetters und deren Ausnutzung für praktische Zwecke zu ermöglichen sucht.

Temperatur.

Die Temperatur der uns umgebenden unteren Luftschichten wird durch zwei Wärmequellen beeinflusst: von unten her durch die tieferen Bodenschichten und von oben her durch die Sonne. Zur Erklärung der im Erdinnern vorhandenen hohen Temperaturen nehmen wir an, daß nach der Hypothese von Kant (Laplace) die Erde gleich den übrigen Körpern des Sonnensystems einst eine feurig-flüssige Masse gewesen und durch allmähliche Erkaltung in den heutigen Zustand gelangt sei. Da die Erkaltung naturgemäß durch Ausstrahlung von der Oberfläche in den Weltraum hinein geschah, so blieben die inneren Schichten heißer, als die äußeren, und es findet noch jetzt eine beständige Wärmebewegung aus den tieferen Bodenschichten nach der Oberfläche statt. In Tunneln, Bergwerken und dergleichen macht sich die höhere Temperatur deutlich genug bemerkbar, und der einzelne Ort erhält von dieser Erdwärme um so mehr, je tiefer, d. h. je näher den warmen Bodenschichten er liegt, während umgekehrt die hochgelegenen Plätze entsprechend kälter sind. Außer der Höhenlage kommt hierbei auch noch die Beschaffenheit des Bodens in Betracht; je besser er die Wärme leitet, um so höher wird an der Oberfläche die durchschnittliche Temperatur sein. Indessen ist nur der durchschnittliche Wert der Temperatur von diesen Dingen abhängig. Denn da die Wärme der tieferen Bodenschichten von Jahres- und Tageszeit nicht beeinflusst wird, kann sie auch keine zeitlichen Änderungen der Temperatur erzeugen. Diese Wärme übt also zwar einen merklichen Einfluß auf das Klima, nicht aber auf das Wetter.

Auch die Strahlung des Mondes und der Sterne ist so gering, daß eine irgend erhebliche Wärmewirkung dadurch auf der Erde nicht zustande kommt. Über die Größenordnung dieser Wärmequelle ergeben uns Messungen von Nichols (19) Aufschluß, welcher die Strahlung einiger Sterne mit derjenigen einer Kerze verglich. Bezeichnet man den hundertmillionsten Teil der von der Kerzenflamme in 1 m Abstand ausgeübten Wärmewirkung mit 1, so betrug die auf der Erde gemessene Strahlung der Wega 0,51, des Arkturus 1,14, des Jupiter 2,38, des Saturn 0,37.

Wir wenden uns nunmehr zu der mächtigsten und für unser Wetter überaus wichtigen Wärmequelle, der Sonne. Ihre Strahlung führt der

Erde beständig große Wärmemengen zu, welche, bevor sie den Erdboden treffen, in der Atmosphäre einen langen Weg zurücklegen und dort erheblichen Einflüssen ausgesetzt sind. Um diese Einwirkung der durchstrahlten Luftschichten zu erkennen, untersuchte man die Sonnenstrahlung in verschiedenen Höhen und benutzte den Umstand, daß diejenige Luftschicht, über welche der Beobachter sich erhoben hat, nicht von den ihn treffenden Strahlen durchlaufen zu werden braucht. So hat Langley (20) in der Stadt Allegheny und an zwei Punkten des Felsengebirges in 1146 und 3543 m Höhe sehr sorgfältige vergleichende Messungen der Sonnenstrahlung ausgeführt und daraus berechnet, daß die sogenannte Solarkonstante, nämlich die Wärmemenge, welche außerhalb der Atmosphäre auf eine zur Strahlenrichtung senkrechte Fläche von 1 qcm in jeder Minute gelangen würde, gleich 3,068 Grammkalorien ist. Das heißt, es würde diese Wärmemenge genügen, um 1 g Wasser um etwas mehr als 3° zu erwärmen. Spätere Messungen desselben Forschers (21) ergaben kleinere Werte für jene Konstante; im Februar 1903 fand er in Washington die Solarkonstante gleich 2,26, im August gleich 1,94, im Dezember 1,97, im Januar 1904 2,02 und im Februar wieder gleich 2,26. Er schließt aus seinen bei verschiedenen Sonnenhöhen ausgeführten Messungen, daß von Ende März 1903 ab die Sonnenstrahlung eine vorübergehende Schwächung um etwa 10 Proz. erlitten habe, vielleicht infolge zeitlich veränderter Durchlässigkeit der Sonnenatmosphäre. Außerdem aber lassen die Messungen auch erkennen, daß die Atmosphäre der Erde in der Zeit von Februar bis August 1903 eine verringerte Durchstrahlbarkeit besaß, welche möglicherweise dem Vorhandensein vulkanischer Staubmassen aus vorangegangenen Eruptionen, vielleicht unterstützt durch gleichzeitige Veränderungen in der Sonnenatmosphäre, zuzuschreiben sei.

Die der Sonne zugewendete Erdhälfte erhält auf die beschriebene Weise in einem Jahre so viel Wärme, als nötig wäre, um eine die ganze Erdoberfläche bedeckende Eisschicht von etwa 50 m Mächtigkeit zu schmelzen. Zugleich aber ließen jene Messungen auch erkennen, daß ein sehr bedeutender Teil der in die Atmosphäre eintretenden Strahlung nicht bis zum Erdboden hindurchdringt. In mittleren Breiten wird selbst bei ganz heiterem Himmel etwa die Hälfte der täglichen Sonnenstrahlung durch die Atmosphäre zurückgehalten. Beobachtungen, welche Ångström (22) in den Jahren 1895 und 1896 auf Teneriffa in verschiedenen Höhen ausführte, zeigten, daß die Gesamtstrahlung des Tages vom Meeresniveau bis zu 3700 m Höhe um nahezu 30 Proz. wuchs. Die Schwächung der Sonnenstrahlen beim Durcheilen der Luft geschieht auf zweierlei Art: durch Absorption und durch Zerstreuung; und hierbei zeigen sich erhebliche Verschiedenheiten unter den von der Sonne kommenden Lichtarten. Die am wenigsten brechbaren Strahlen, welche die längsten Wellen haben und von uns nicht gesehen, sondern nur mittels ihrer wärmenden Wirkung empfunden werden können, erleiden in der Luft vorzugsweise eine Absorption, d. h. werden von der

Atmosphäre verschluckt. Andererseits äußert die Luft eine zerstreuende Wirkung, besonders auf die brechbarsten (kurzwelligigen) Strahlen, die uns blau und violett erscheinen, und indem diese Strahlen in der Atmosphäre ihre Richtung ändern (diffus zerstreut werden), liefern sie das diffuse Tageslicht und machen das ganze Himmelsgewölbe für uns zu einer Licht- und Wärmequelle. Da diese Zerstreuung vorzugsweise die blauen Strahlen betrifft, so ist damit die blaue Himmelsfarbe verständlich [Lord Rayleigh (23)]. Die Schwächung der sichtbaren Sonnenstrahlen in der Atmosphäre ist am größten für blaues Licht; einem Beobachter, der sich über die ganze Atmosphäre erheben und ohne deren Einfluß die Sonne betrachten könnte, müßte dieselbe bläulich erscheinen [Langley (20)].

Wie wir eben sahen, wird den von der Sonne kommenden Strahlen ein erheblicher Betrag in der Luft entzogen; es begreift sich leicht, daß diese Schwächung der Sonnenstrahlen bereits beim Eintritt in die Atmosphäre beginnt und in den höchsten Luftschichten vor sich geht, daß aber die Strahlen, welche bis zu uns an den Boden des Luftmeeres gelangen, bereits fast aller derjenigen Bestandteile beraubt sind, die ihnen die Luft entziehen kann, und daher keine bedeutende Energiemenge mehr an dieselbe abgeben. Diese Erwägung führt zu einem wichtigen Schluß in betreff der Erwärmung der uns umgebenden Luftmassen, denn wir erkennen, daß diesen Luftschichten unmittelbar durch die Sonnenstrahlen kaum noch Wärme zugeführt werden kann. Vielmehr werden die Strahlen durch die unteren Luftschichten ohne erhebliche Wirkung hindurchgelassen, treffen den Boden und geben an diesen ihre Energie in Form von Wärme ab. Erst durch Vermittelung des Bodens, nämlich auf dem Wege der Wärmeleitung vom Boden in die Luft hinein, kann die von den Sonnenstrahlen herrührende Wärme eine Temperaturerhöhung der Luft bewirken, und also muß der Erdboden auch in betreff der von oben stammenden Sonnenwärme als eigentliche und unmittelbare Wärmequelle der uns umgebenden Luft angesehen werden.

Und nicht bloß als Wärmequelle wirkt der Boden, sondern in gleicher Weise auch als Kältequelle. Denn der Erdball ist allseitig von dem sehr niedrig temperierten Weltraum umgeben und verliert beständig Wärme durch Ausstrahlung in diese kalte Umgebung hinein, während außerdem von den langwelligigen Strahlen, die der Erdboden aussendet, ein erheblicher Teil in der Atmosphäre absorbiert wird. Je wärmer der Boden ist, um so mehr Wärme strahlt er aus, und so zeigt sich die jeweilige Temperatur des Bodens als gleichzeitiges Ergebnis zweier Strahlungen: von der Sonne wird am Tage Wärme dem Boden zugestrahlt, und vom Boden her beständig Wärme ausgestrahlt; der Unterschied dieser beiden Wirkungen ist in jedem einzelnen Augenblicke für die Temperatur des Bodens maßgebend. Mit dem Boden in Berührung sind die untersten Luftschichten; sie entziehen dem Boden Wärme, wenn dessen Temperatur höher ist, sie geben aber Wärme an ihn ab, wenn er kälter ist. Und weil

nun dieser Wärmeaustausch zwischen Boden und Luft durch Leitung geschieht und Zeit braucht, so hat jede Temperaturänderung des Bodens eine gleichsinnige und etwas später eintretende Änderung der Lufttemperatur zur Folge.

Zu diesen langsam verlaufenden Leitungsvorgängen kommt ferner die Wärmestrahlung der Luft, namentlich gegen den erkalteten Boden; sie führt dem Boden gerade zur Zeit seiner stärksten Abkühlung einen gewissen Wärmebetrag zu und mildert das Temperaturminimum.

Zur Bestätigung betrachten wir nochmals den in Fig. 1 (S. 6) dargestellten täglichen Gang der Temperatur in Berlin. Die Kurve beginnt mit Mitternacht und sinkt zunächst, denn während der Nacht gibt es keine Erwärmung durch Sonnenstrahlen, sondern nur die Abkühlung durch Ausstrahlung des Bodens. Die aufgehende Sonne sendet anfangs ihre Strahlen schräg und wenig wirksam auf die Erde, und erst nach einer gewissen Zeit ist ihre wärmende Kraft so weit gewachsen, daß die eingestrahelte Wärme mehr beträgt als die gleichzeitig ausgestrahlte Menge. Alsdann geht die Abkühlung des Bodens in Erwärmung über, und ungefähr um die gleiche Zeit beginnt auch die Lufttemperatur zu steigen. Im Winter des Binnenlandes pflegt der kälteste Augenblick des Tages kurz vor Sonnenaufgang einzutreten [sogenannte Wärmedämmerung; Beispiele sind Berlin, Fig. 2, und Königsberg nach Kienasts (16) Angaben]. Danach erzeugt die höher steigende Sonne durch ihre immer steiler eintreffenden Strahlen ein Anwachsen der Temperatur bis zur Mittagszeit. Obleich dann von 12 Uhr ab die Bestrahlung des Bodens wieder geringer wird, steigt die Lufttemperatur doch noch einige Zeit hindurch und zwar so lange, bis die Einstrahlung kleiner als die Ausstrahlung geworden ist. Diese Zwischenzeit vom höchsten Sonnenstande bis zum wärmsten Augenblick des Tages dauert um so länger, je größer die ganze Tagesschwankung ist. Wir sehen daher den wärmsten Zeitpunkt des Tages (Fig. 1) im Januar um 2 Uhr, im Juli erst um 3 Uhr nachmittags eintreten. Alsdann wird mit sinkender Sonne die Temperatur immer niedriger und bleibt auch nach Sonnenuntergang im Abnehmen.

Ähnlich gestaltet sich für den größten Teil der Erde der jährliche Gang der Temperatur. Mit der Tageslänge und der Mittagshöhe der Sonne steigt auch die Wärmewirkung, und so haben wir das Jahresmaximum der Temperatur im Juli, das Minimum im Januar (wenigstens auf der nördlichen Erdhälfte, auf der südlichen umgekehrt). Beide Extreme sind auch wieder etwas verspätet gegen den längsten und den kürzesten Tag. Abweichend davon hat man am Äquator eine doppelte jährliche Periode der Temperatur, zwei Maxima um die Zeit der Nachtgleichen, zwei Minima zur Zeit der Sonnenwendtage, jedoch besteht zwischen beiden Jahreshälften eine gewisse Ungleichheit, weil die Erde während unseres Winters der Sonne etwas näher ist, als in unserem Sommer; andererseits bewegt sie sich in der Sonnennähe rascher auf

ihrer Bahn, und darum ist der südliche Sommer etwas kürzer als der unserige. Mit wachsender Entfernung vom Äquator nähern sich die Jahresmaxima von beiden Seiten her der Sommersonnenwende, um schließlich bald nach dieser sich zu vereinigen, während ein Minimum bei der Wintersonnenwende bestehen bleibt.

Um diese Einzelheiten zahlenmäßig zu verfolgen, beginnen wir mit Betrachtung der Mitteltemperatur. Die wirksamste Wärmequelle, nämlich die Sonnenstrahlung, führt dem Boden Wärmemengen zu, welche mit der Dauer und der Steilheit der Strahlen wechseln. Die Dauer zwar kommt für Unterschiede der mittleren Jahrestemperatur nicht in Betracht, denn an jedem Orte der Erde steht während des Jahres die Sonne insgesamt ebenso lange über dem Horizont als unter demselben. Um so größere Verschiedenheiten entstehen aber durch die verschiedene Sonnenhöhe, denn je höher die Sonne über den Horizont steigt und je steiler ihre Strahlen den Boden treffen, um so größer ist ihre wärmende Kraft. Darum ist das Jahresmittel der Temperatur am größten in der Nähe des Äquators und nimmt von da nach Nord und Süd mit wachsender geographischer Breite ab. Aus den tatsächlichen Beobachtungen vieler Stationen berechnete Dove (24) die Mitteltemperaturen der Parallelkreise; später wurde auf Grund des inzwischen sehr vermehrten Beobachtungsmaterials von Spitaler (25) die Rechnung wiederholt. Die Ergebnisse sind in der nachfolgenden Tabelle enthalten, nämlich die durchschnittlichen Temperaturen der Parallelkreise für das ganze Jahr und für die extremen Monate Januar und Juli, gesondert für die nördliche (N) und die südliche (S) Erdhälfte.

Temperaturmittel.

Geogr. Breite	Jahr		Januar		Juli	
	N	S	N	S	N	S
0°	25,9 ⁰	25,9 ⁰	26,2 ⁰	26,2 ⁰	25,5 ⁰	25,0 ⁰
10	26,4	25,0	25,7	25,9	26,7	24,0
20	25,6	22,7	21,7	25,5	28,1	20,5
30	20,3	18,5	13,9	22,6	27,4	15,3
40	14,0	11,8	3,9	16,1	23,8	9,7
50	5,6	5,9	— 7,2	8,1	18,1	3,2
60	— 0,8	0,2	— 16,0	—	14,1	—
70	— 9,9	— 4,9	— 25,5	—	7,3	—
80	— 16,5	— 8,4	— 32,0	—	2,6	—
90	— 20,0	— 9,3	— 36,0	—	2,0	—

Bei dieser von 10 zu 10 Breitengraden fortschreitenden Darstellung entsteht freilich ein unrichtiges Bild, weil die verschiedenen Zahlen sich keineswegs auf gleich große Flächen beziehen. Die Zone von 0 bis 10°

Breite umfaßt 0,17 (d. i. etwa ein Sechstel) der ganzen Erdhälfte, die Zone von 80 bis 90° nur 0,015, also weniger als ein Zehntel jener erstgenannten Zone. Und zwischen 0 und 30° Breite liegt in unserer vorstehenden Tabelle ein Drittel aller Zahlen, auf der Erde aber die halbe Fläche der Hemisphäre. Diesen Ungleichheiten entgeht man, wenn man die Zonen nicht nach dem Winkelwerte der geographischen Breite einteilt, sondern nach dem Sinus derselben, weil alsdann zwischen den einzelnen Breitenkreisen, für welche die Mittelwerte angegeben sind, stets gleiche Flächen liegen. Auf diese Art hat v. Bezold (26) in der auf S. 17 wiedergegebenen Tabelle eine Zusammenstellung der folgenden Größen berechnet und dabei die von Hann (27) für die Breitenkreise angegebenen Werte benutzt, nämlich:

Sonnenstrahlung (nach Meech), d. h. diejenige Wärmemenge, welche in der betreffenden Breite dem Erdboden während des ganzen

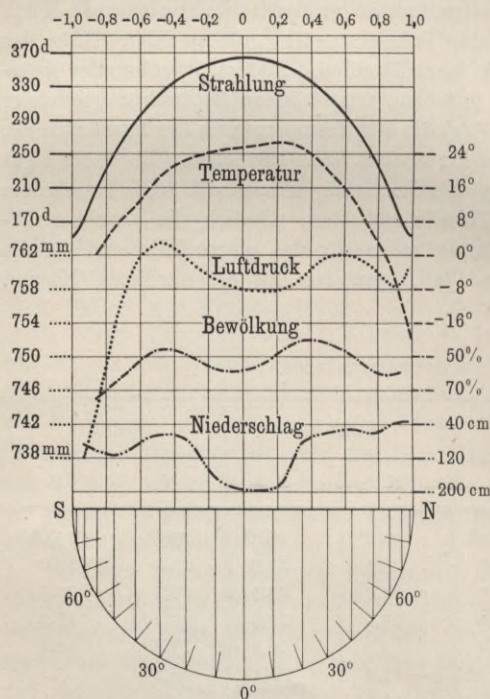


Fig. 3. Klimatologische Mittelwerte der Breitenkreise nach v. Bezold.

Jahres zugestrahlt würde, wenn keinerlei Bewölkung die Strahlung hinderte. Als Einheit ist dabei die Wärmemenge angenommen, welche ein unter dem Äquator liegender Ort durchschnittlich an einem Tage empfängt. Ferner: Temperatur (nach Spitaler) in Celsiusgraden; Luftdruck (nach Ferrel) in Millimetern Quecksilberhöhe; Niederschlag (nach John Murray) in Centimetern Regenhöhe; und Bewölkung (nach Arrhenius unter Benutzung einer kartographischen Zusammenstellung von Teisserenc de Bort), ausgedrückt in Prozenten der sichtbaren Himmelsfläche.

Das Gleiche ist in Fig. 3 von demselben Forscher zu anschaulicher Darstellung gebracht worden. Die unten im Halbkreis angeordneten Zahlen bedeuten die geographische Breite (links Süd, rechts Nord), die oben stehenden Zahlen geben den Sinus der Breite an. Bewölkung und Niederschlag sind durch nach abwärts wachsende Zahlen dargestellt, um die Beziehungen dieser Ele-

Klimatologische Mittelwerte der Breitenkreise.

Geographische Breite		Sonnenstrahlung	Temperatur	Luftdruck	Niederschlag	Bewölkung
Sinus	Winkel					
				mm	cm	Proz.
1,00	90° N	151,6 ^d	— 20,0°	—	—	—
0,95	71° 48'	169,2	— 11,3	758,7	35	—
0,90	64 9	189,8	— 4,6	758,4	40	60
0,85	58 13	215,3	0,4	758,8	50	61
0,80	53 8	237,0	3,5	759,9	58	60
0,75	48 35	255,6	6,8	760,9	58	57
0,70	44 26	272,2	10,6	761,6	55	53
0,65	40 38	286,7	13,7	762,0	53	50
0,60	36 52	299,4	16,1	762,0	53	47
0,55	33 22	311,0	18,3	761,9	55	44
0,50	30 0	321,0	20,3	761,7	60	42
0,45	26 45	330,1	22,2	761,1	64	39
0,40	23 34	337,6	23,9	760,3	69	38
0,35	20 30	344,3	25,4	759,3	80	39
0,30	17 28	349,8	26,0	758,7	109	42
0,25	14 29	354,8	26,2	758,1	159	45
0,20	11 32	358,6	26,4	757,9	185	48
0,15	8 38	361,9	26,4	757,9	195	52
0,10	5 44	363,6	26,3	757,9	196	54
0,05	2 52	364,8	26,1	758,0	196	57
0,00	0 0	365,24	25,9	758,0	195	58
— 0,05	— 2 52	364,8	25,7	758,3	191	60
— 0,10	— 5 44	363,6	25,4	758,5	186	60
— 0,15	— 8 38	361,9	25,2	758,8	178	58
— 0,20	— 11 32	358,6	24,8	759,5	162	56
— 0,25	— 14 29	354,8	24,2	760,2	130	53
— 0,30	— 17 28	349,8	23,4	761,0	97	51
— 0,35	— 20 30	344,3	22,7	761,8	71	48
— 0,40	— 23 34	337,6	21,5	762,6	65	46
— 0,45	— 26 45	330,1	20,3	763,2	65	45
— 0,50	— 30 0	321,0	18,5	763,5	66	46
— 0,55	— 33 22	311,0	16,2	763,0	72	49
— 0,60	— 36 52	299,4	13,9	761,7	83	53
— 0,65	— 40 38	286,7	11,5	759,9	97	57
— 0,70	— 44 26	272,2	9,2	757,2	110	61
— 0,75	— 48 35	255,6	6,7	754,0	116	65
— 0,80	— 53 8	237,0	4,2	750,0	113	69
— 0,85	— 58 13	215,3	1,2	744,5	105	74
— 0,90	— 64 9	189,8	—	740,3	95	—
— 0,95	— 71 48	169,2	—	—	—	—
— 1,00	— 90° S	151,6	—	—	—	—

mente zum Luftdruck augenfällig hervortreten zu lassen. Die rechts und links stehenden Ziffern geben die Ordinatenwerte der verschiedenen Kurven an.

Die Abweichung der Mitteltemperatur eines Ortes vom Mittel seines Breitengrades wird nach Dove die thermische Anomalie des Ortes genannt. Die Verteilung dieser Anomalie über den Erdboden kann man durch Linien darstellen, welche die Orte gleicher thermischer Anomalie verbinden und Isanomalien oder auch Isametralen genannt werden.

Wie man sieht, ist der eigentliche „Wärmeäquator“, d. h. der im Jahresdurchschnitt wärmste Parallelkreis in etwa 10° nördlicher Breite gelegen. Die nördliche Halbkugel ist bis zu 45° Breite wärmer, in höheren Breiten aber kälter als die südliche. Diese Verschiedenheit ist teilweise bedingt durch die ungleiche Verteilung von Wasser und Land, da die südliche Erdhälfte mehr Wasser-, die nördliche mehr Landfläche enthält.

Die Oberfläche des Wassers ist nach Köppen (28) durchschnittlich in niederen Breiten etwas kühler, in höheren bedeutend wärmer als die unterste Luftschicht, besonders bei Lufttemperaturen unter 0° über offenem Wasser. Als Ursachen dieser Verschiedenheit dürfte die große Befähigung des Wassers zur Aufspeicherung von Wärme und seine Beweglichkeit in Betracht kommen, weil hierdurch mehr wie über dem Festlande ein Ausgleich zwischen den verschiedenen Breiten erzeugt wird.

Außerdem aber sind von großer Wirkung die regelmäßigen Meeresströmungen, durch welche erhebliche Wärmemengen transportiert werden (s. Taf. IV). Für Europa kommt hier namentlich der Golfstrom in Betracht, welcher die vom Passatwind im Golf von Mexiko angesammelten Wassermassen durch die schmale Floridastraße in den Nordatlantischen Ozean führt und gegen Nordosten, also gegen die europäische Nordwestküste, treibt. Da dies Wasser vorher einen langen Weg unter den Tropen langsam zurückgelegt hat, dann aber rasch den Ozean durch-eilt, so bringt es recht große Wärmemengen an unsere Küsten und hebt deren Mitteltemperatur sehr merklich. Diesem Umstande ist z. B. die hohe Jahrestemperatur von Helgoland ($8,3^{\circ}$) zuzuschreiben, während Königsberg, obgleich in nahezu derselben geographischen Breite liegend, um fast 2° kälter ($6,6^{\circ}$) ist.

Die Wirkung des Golfstromes auf klimatische Verhältnisse ist neuerdings von Pettersson (29) untersucht worden, welcher fand, daß in gewissen Jahren Intensität und Richtung des Golfstromes Schwankungen aufwies, die wiederum mit dem Eintritte kalter oder warmer Winter in Nordeuropa zusammenfielen. Ferner zeigten die Temperaturverhältnisse des Meerwassers und die hiermit in naher Beziehung stehenden Lufttemperaturen der Küstenorte gleichartigen Verlauf in den Monaten Juli bis September und andererseits auch in den Monaten Dezember bis April, so daß dort der Wärmecharakter des Sommers schon im Juli, der des Winters im Dezember erkennbar ist. Im Anschlusse hieran hat

Meinardus (30) nachgewiesen, daß der Temperaturcharakter, welcher bei Beginn des Winters in Norwegen (Christiansund) herrscht, am Schlusse des Winters und im Beginne des Frühlings in Mitteleuropa zum Ausdrucke kommt. Wenn in Norwegen November und Dezember kälter (bzw. wärmer) sind als im Vorjahre, so sind wahrscheinlich in Deutschland die Monate Januar bis März gleichfalls kälter (bzw. wärmer) als im Vorjahre. Diese Wahrscheinlichkeit beträgt an den deutschen Küsten 85 bis 88 Proz., im Binnenlande weniger.

Durch weitere Untersuchungen fand Meinardus (31) eine nahe Beziehung zwischen den Werten, welche einerseits Luftdruck und Wind, andererseits Temperatur und Eisverhältnisse im Nordatlantischen Ozean annehmen. Als Maß für die Luftzirkulation dienten ihm die Unterschiede des Luftdruckes an mehreren in geeigneter Lage und Entfernung befindlichen Orten; namentlich erwiesen sich als wichtig die Luftdruckdifferenz, welche von September bis Januar zwischen Toronto (Kanada) und Ivigtut (Südwest-Grönland), sowie diejenige, welche von August bis Januar (oder Februar) zwischen Kopenhagen und Stykkisholm (Island) durchschnittlich stattfindet. Je höher diese Differenzen und je stärker also die nordatlantische Luftzirkulation ist, um so mehr Eis findet sich bei Neufundland, um so weniger Eis bei Island, und um so wärmer wird in Mitteleuropa das kommende Frühjahr (Februar bis April).

Endlich ist für die mittlere Jahrestemperatur eines Ortes noch die Höhenlage wesentlich, denn je weiter der Ort von den warmen Erdschichten der Tiefe entfernt liegt, um so weniger Wärme kann ihm von dort zukommen. Aus zahlreichen und an den verschiedensten Orten angestellten Vergleichen zwischen Berg und Tal berechnet Hann (32), daß vom Äquator bis zu etwa 60° nördlicher Breite im Gebirge durchschnittlich die Temperatur auf je 100 m Erhebung um etwa $0,57^{\circ}$ sinkt. Diese Abnahme beträgt in einzelnen Gegenden weniger als 0,5, in anderen bis 0,75 und scheint von der geographischen Breite nicht merklich abzuhängen. Wohl aber erwies sich die Bewölkung als einflußreich, denn wie Süring (33) gezeigt hat, ist der Temperaturunterschied zwischen Berg und Tal an heiteren Tagen durchschnittlich viel geringer als an trüben, weil die bei klarem Himmel morgens eintretende Temperaturumkehr (Herabfließen der kalten, schweren Luft in das Tal) der unteren Station Kälte, der oberen Wärme zuführt. Wesentlich geringer als im Gebirge ist die Wärmeabnahme mit der Höhe in allmählich anschwellenden Erhebungen, die mit den wärmespendenden Bodenschichten eine breitere Verbindung haben. Hier liegt nach Hann (34) die Änderung der Temperatur auf 100 m näher an $0,4$ als an $0,5^{\circ}$.

In Taf. I am Schluß des Buches ist die Verteilung der durchschnittlichen Jahrestemperatur über die Erde durch eine Darstellung der Isothermen ersichtlich gemacht. Es sind dies Linien gleicher mittlerer Jahrestemperatur, die von A. v. Humboldt zuerst angewendet wurden, und die auf unserer Figur die Wirkungen der Meeresströmungen, sowie

auch der Bodenerhebungen erkennen lassen. Denn ohne solche Wirkung müßten die Isothermen mit den Parallelkreisen zusammenfallen.

Zeichnet man die Isothermen für einzelne Jahreszeiten, so heißen diejenigen für den Sommer Isothermen, für den Winter Isochimenen.

Wenden wir uns nunmehr zur Größe der Temperaturschwankung (der sog. Amplitude) im jährlichen und täglichen Gange, so sind dafür teilweise die gleichen Ursachen maßgebend, welche wir bei der Betrachtung des Jahresmittels bereits kennen gelernt haben. In erster Linie kommt die geographische Breite in Betracht und die von ihr abhängige Dauer der Bestrahlung. Aus der wechselnden gegenseitigen Stellung der Erde und der Sonne folgt, daß die Tage im Sommer länger, im Winter kürzer als die Nächte sind, und daß dieser Unterschied, der am Äquator gleich Null ist, mit der geographischen Breite zunimmt. Am Äquator kommt die jährliche Temperaturschwankung nur durch den Wechsel der Sonnenhöhe zustande. Je weiter aber vom Äquator entfernt ein Ort liegt, um so länger sind seine Sommertage und Winter Nächte, um so kürzer seine Sommernächte und Wintertage, und um so größer erweist sich der Unterschied der Wärmemengen, welche dem Boden im Sommer und im Winter zugestrahlt werden. Demgemäß sehen wir in den auf S. 15 und 17 mitgetheilten Tabellen den Unterschied zwischen der Januar- und Julitemperatur mit wachsender geographischer Breite erheblich zunehmen und ebenso auf der Zeichnung Taf. II und III, welche die Januar- und Julisothermen von Europa darstellt, den Unterschied beider Zahlen nach Norden hin wachsen. Wie sehr die Tageslänge auch bei geringer Mittagshöhe der Sonne von Einfluß ist, zeigt eine Berechnung der am längsten Tage dem Boden zugeführten Wärme. Setzt man nämlich die größte Strahlenmenge, welche ein am Äquator liegender Ort erhalten kann, d. i. diejenige vom 20. März, gleich 1000, so beträgt nach Chr. Wiener (35) am 21. Juni die dem Boden eines Ortes zugeführte Strahlung

am Nordpol	1203
in 62° nördlicher Breite	1092
in 43 $\frac{1}{2}$ ° " "	1109
am Äquator	881
in 66 $\frac{1}{2}$ ° südlicher Breite	0

Der Nordpol erhält an diesem Tage also um über 20 Proz. mehr Wärme, als ein Ort des Äquators an seinem heißesten Tage. Und es gibt überhaupt im Sommer des Nordpols eine Zeit von 56 Tagen, an welchen dort die Strahlung stärker ist als gleichzeitig an irgend einem anderen Punkte der Erde. Von dieser großen Wärmemenge wird freilich ein sehr erheblicher Teil zum Schmelzen des in der kalten Jahreszeit entstandenen Eises verwendet, und in polaren Gegenden kann darum die Temperatur des Bodens, wenigstens soweit er mit Schnee oder Eis bedeckt ist, nicht über 0° steigen.

Einen erheblichen Einfluß auf die Größe der Temperaturschwankung übt ferner das Wasser aus; in dieser Hinsicht kommt zunächst seine große spezifische Wärme in Betracht. Unter spezifischer Wärme eines Körpers versteht man diejenige Wärmemenge, welche einem Kilogramm desselben zugeführt werden muß, um seine Temperatur von 0 auf 1° C zu erhöhen. Setzt man, wie gewöhnlich, die spezifische Wärme des Wassers gleich 1, so ist diejenige der festen Erdoberfläche etwa 0,2, d. h. ein Kilogramm trockenen Bodens braucht, um von 0 auf 1° erwärmt zu werden, nur etwa ein Fünftel derjenigen Wärmemenge, die für die gleiche Temperaturerhöhung eines Kilogramms Wasser erforderlich ist. Bedenkt man aber, daß die Strahlung nicht gleichen Gewichtsmengen, sondern gleichen Flächenstücken die nämlichen Wärmemengen zuführt, so kommt eher in Betracht, daß der trockene Erdboden zu einer Temperaturerhöhung etwa 0,6 von derjenigen Wärmemenge braucht, welche für die gleiche Temperaturerhöhung eines ebenso großen Volumens Wasser nötig ist. Das Wasser wird also durch Zuführung der gleichen Wärmemenge weniger erwärmt und umgekehrt durch Fortführung der gleichen Wärmemenge auch weniger abgekühlt als der trockene Erdboden.

Außer durch seine große spezifische Wärme wirkt das Wasser ausgleichend auf die Temperatur durch die Vorgänge, welche bei jeder Änderung des Aggregatzustandes stattfinden. Zur Überführung von Wasser in Dampf wird Wärme verbraucht, sie wird gebunden (latent), und umgekehrt wird die gleiche Wärmemenge bei der Verwandlung des Dampfes in Wasser wieder frei. Diese Menge beträgt ungefähr 600 Kalorien, d. h. um ein Kilogramm Wasser in Dampf von der gleichen Temperatur zu verwandeln, ist etwa 600 mal so viel Wärme erforderlich als zur Erwärmung der gleichen Wassermenge um 1°. Genauer beträgt diese Verdampfungswärme des Wassers nach Regnault (36):

bei 0°	606,5 Kal.	bei 20°	592,6 Kal.
„ 10°	599,55 „	„ 30°	585,65 „

Wird einem Gewässer Wärme zugeführt, so dient ein Teil derselben zur Verdampfung und wirkt gar nicht auf die Temperatur; wird umgekehrt einer Wasserfläche Wärme entzogen, so beginnt auch die darüber befindliche Luft sich abzukühlen, und ein Teil des darin enthaltenen Dampfes kondensiert sich zu Wasser unter Freiwerden einer entsprechenden Menge latenter Wärme, so daß die weitere Abkühlung verlangsamt wird.

Vollständig kann man die Wärmewirkung der Gewässer indessen erst verstehen, wenn man auch die Temperaturverhältnisse der tieferen Schichten mit berücksichtigt. Denn den festen Boden treffen und erwärmen die Sonnenstrahlen nur an der Oberfläche, in das Wasser aber dringen sie ein, und indem die oberste Wasserschicht freilich nur einen Teil der zugestrahlten Wärme erhält, kommt der Rest den tieferen Schichten zu und erhöht deren Temperatur.

So geschieht es, daß das Wasser an der Oberfläche geringere, in den unteren Schichten aber größere Temperaturschwankungen hat, als die entsprechenden Schichten des festen Bodens. Ein Beispiel dafür liefert Schubert (37), indem er die Schwankungen der Bodentemperatur von Königsberg (nach 14jährigen Beobachtungen berechnet von A. Schmidt) vergleicht mit den Wassertemperaturen des 57 ha großen, bei Stuhm in Westpreußen gelegenen Hintersees (nach einjährigen Angaben von Seligo) und der im Kattegat gelegenen dänischen Station Schultz' Grund (8jährige Beobachtungsreihe, mitgeteilt von der Seewarte).

Jährliche Temperaturschwankung.

Tiefe m	Land	Wasser	
	Königsberg	Hintersee	Kattegat
0	20,3 ^o	19,0 ^o	15,5 ^o
5	3,9	18,5 ^o	15,1
8	1,7	14,5	14,8
15	0,1	7,5	11,8
23	0,0	6,5	8,2
26	—	—	8,1

Noch deutlicher tritt dies Eindringen der Temperaturschwankungen in das Wasser hervor, wenn man die Größe der bewegten Wärmemengen berechnet. Es werde als jährlicher Wärmeaustausch diejenige Wärmemenge bezeichnet, welche im Frühling und Sommer einem Quadratcentimeter der Erdoberfläche zugeführt, im Herbst und Winter von der gleichen Fläche hergegeben wird. Dann beträgt im Kattegat dieser jährliche Wärmeaustausch 44 000 kleine Kalorien (deren jede 1 g Wasser um 1^o erwärmt); im freien Lande bei Eberswalde ist der Wärmeaustausch nur ein 24stel, im Kiefernwalde sogar nur ein 34stel jener Größe [Schubert (37)].

Aus allen diesen Gründen sind in der Bodenoberfläche und in der Luft wasserreicher Gegenden die Temperaturschwankungen (sowohl jährliche wie tägliche) viel geringer als in trockenen Landstrichen. Das Seeklima zeichnet sich vor dem Binnenklima durch größere Gleichmäßigkeit und verminderte Gegensätze aus, daneben auch durch etwas späteres Eintreten der Extreme. Unter sonst gleichen Verhältnissen, also namentlich in gleichen Breiten, ist das Land im Sommer wärmer und im Winter kälter als das Meer. Ein treffliches Beispiel für das Seeklima bietet uns Helgoland, dessen jährlicher Temperaturgang in Fig. 4 (S. 23) neben demjenigen der im ostpreußischen Binnenlande gelegenen Station Klaußen dargestellt ist. Beide Orte haben ungefähr die gleiche geographische Breite, dabei aber ganz verschiedene Wärmeverhältnisse. Helgoland verdankt dem Golfstrom seine hohe Jahrestemperatur und dem Seeklima die geringe jährliche Schwankung, welche nur 14,7^o beträgt, während

die letztere im Binnenklima von Klaußen auf $22,8^{\circ}$ wächst. In den Monaten November bis Januar sind die wegen „milden“ Klimas bekannten Orte Bozen, Meran, Montreux und Lugano kühler als Helgoland [Kremser (38)], wo das maritime Klima den Sommer kühler und den Winter milder, die Tage weniger warm und die Nächte weniger kalt werden läßt als im Binnenlande.

Nach v. Neergard (39) kann man in klaren Frühjahrsnächten Wiesen gegen Bodenfrost dadurch schützen, daß man sie während der Nacht von Wasser überrieseln läßt, und morgens, wenn auf die kalte Nacht ein warmer Tag folgt, das Wasser wieder zum Abfließen bringt.

Für die eben geschilderte klimatische Bedeutung der Gewässer ist hauptsächlich das Eindringen der Temperaturschwankungen in die Tiefe wirksam. Damit stimmt die weitere Erfahrung überein, daß das in den Pflanzen, namentlich im Walde massenhaft vorhandene Vegetationswasser keineswegs in gleicher Art die Temperatur beeinflusst wie das Meerwasser. Man hat früher allerdings dem Walde eine ähnliche Milderung der Temperaturgegensätze zugeschrieben wie der See, und diese Meinung auf zahlreiche Thermometerbeobachtungen gestützt. Indessen besteht bei derartigen vergleichenden Temperaturmessungen die Schwierigkeit, daß sowohl die Besonnung als auch die nächtliche Ausstrahlung in

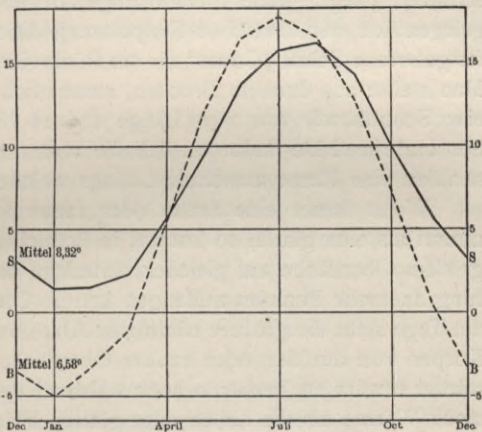


Fig. 4. Jährlicher Gang der Temperatur in Helgoland (S) und Klaußen (B).

den Feldstationen viel größer ist als im Walde. Man muß daher, um an beiden Stellen und trotz der verschiedenen Strahlungsverhältnisse die richtigen Lufttemperaturen zu erhalten, besondere Sorgfalt auf wirkliche Bestimmung der „Schattentemperatur“ verwenden. Dies ist mit Benutzung des Assmannschen Aspirationsthermometers neuerdings durch Schubert (40) geschehen und ergab, daß nur geringe Unterschiede der erwähnten Art auftreten. In der Zeit von Herbst 1899 bis Anfang März 1904 wurden auf sechs Stationen des Versuchsfeldes Karzig-Neuhaus nördlich von Landsberg a. W. Temperaturmessungen innerhalb des Waldes, in seiner Nachbarschaft und in größeren Abständen (1 bis 2 km) ausgeführt. In 2 m Höhe war es unter den Bäumen (Buchen mit eingesprengten Eichen und Kiefern) meistens kühler als im Freien; der größte Unterschied zeigte sich im September um 8° und betrug durchschnittlich $1,1^{\circ}$. Die übrigen Differenzen waren noch kleiner. Der

Waldboden hat, wie wir oben sahen, geringeren Wärmeaustausch als das freie Land und auch etwas geringere Temperaturschwankungen.

Unter den regelmäßig wirkenden Ursachen, von denen die Wärmeschwankung abhängt, ist nunmehr noch die Oberflächenbeschaffenheit des Bodens zu nennen. Die Erfahrung lehrt, daß hellfarbige oder glatte Flächen einen erheblichen Teil der darauffallenden Strahlung zurückwerfen, während dunkle oder rauhe Oberflächen mehr Strahlen absorbieren. Indem unserem Auge ein Gegenstand hell oder blank erscheint, erkennen wir, daß er uns mehr Strahlen zusendet als ein anderer, den wir dunkel sehen. Da beide aber keine eigene Strahlung haben, muß der erstere von den auf ihn gefallenen Strahlen des Tageslichtes mehr zurückwerfen. Der andere behält eine größere Strahlungsmenge und wird demgemäß wärmer. Dem entspricht es, daß man sich durch helle Kleider gegen die Wirkung starken Sonnenscheines zu schützen pflegt. Eine merkwürdige Anwendung dieser Tatsachen fand gelegentlich der deutschen Südpolarexpedition statt, als das im Packeis festgefrorene Schiff „Gauss“ für die Rückreise frei gemacht werden sollte. Man stellte aus dunkeln Brocken, namentlich Asche und Kohlenstücken, eine Schuttstraße von 2 km Länge und 10 bis 12 m Breite auf dem Eise her und bewirkte dadurch, daß die vermehrte Absorption der Sonnenstrahlen eine Rinne ausschmolz, längs welcher das Eis zerbrach.

Wenn ferner eine matte oder rauhe Fläche mehr Strahlung aufnimmt als eine glatte, so kommt in Betracht, daß erstere tatsächlich eine größere Oberfläche auf gleicher Unterlage besitzt und darum die Strahlung an mehr Punkten auffangen kann. Dieser vermehrten Erwärmung am Tage steht die größere nächtliche Abkühlung gegenüber; die gleichen Körper von dunkler oder rauher Oberfläche, die sich im Sonnenschein stärker erwärmen, verlieren auch während der Nacht durch Ausstrahlung mehr Wärme als die hellen oder glatten Flächen. Bekannt ist, daß Tau und Reif sich vorzugsweise auf Rasen zeigen. Die dunkle Farbe und die aus der Oberfläche sämtlicher Grashalme bestehende große Fläche erzeugen eben eine viel stärkere Abkühlung in dem mit Rasen bewachsenen Boden als auf glatter und heller Fläche, und als Folge dieser Abkühlung tritt dann Kondensation ein. Es ist also die tägliche Wärmeschwankung über dunklem oder rauhem Boden größer als über hellem oder glattem Grunde, und diese Verschiedenheit findet sich, weil sie von der Strahlung herrührt, vorzugsweise bei ungehinderter Strahlung, d. h. bei klarem Himmel.

Von erheblicher Bedeutung für die Wärmeschwankung erweist sich ferner die Bodengestalt. Unter sonst gleichen klimatischen Verhältnissen schwankt die Temperatur auf Gipfeln weniger und im Tale mehr als in der Ebene. Schon die bloße Höhenlage ist nicht ohne Einfluß, denn da ein höher gelegener Ort im allgemeinen der Einwirkung des Bodens weniger ausgesetzt ist als eine Station von geringer Seehöhe, so hat das Höhenklima eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Seeklima; die

Jahresextreme sind weniger voneinander verschieden und treten teilweise etwas später ein als in niedrig gelegenen Orten. Viel stärker aber als die absolute Seehöhe kommt hierfür in Betracht das Verhältnis eines Ortes zu seiner Umgebung (Gipfel- oder Tallage), und diese Beziehung beeinflußt namentlich die tägliche Wärmeschwankung. In Tälern und Mulden ist die Luft, wie gesagt, einer größeren Bodenfläche benachbart als an Gipfeln, und darum unten in höherem Grade der Einwirkung jeder Änderung der Bodentemperatur ausgesetzt. Dazu kommt aber noch während der Nacht das Herabfließen der an den Hügel- oder Talwänden erkalteten, schweren Luftmassen, welche namentlich in klaren und darum kalten Nächten sich in den Talsohlen ansammeln, während am Tage durch den meist stärker als nachts wehenden Wind die Gipfel vor stärkerer Erwärmung bewahrt werden. Woeikoff (41) drückt dies so aus: Eine konvexe Oberfläche (Hügel, Berg) verkleinert die Amplitude der Temperatur, und zwar um so mehr, je größer das Verhältnis der Höhe zur Breite ist; eine konkave Oberfläche (Tal, Mulde) vergrößert die Amplitude, aber nur bis zu einem gewissen Verhältnis der Höhe zur Breite.

Außer diesen beständig für die Amplitude maßgebenden Dingen haben wir nun noch die zeitweise Beeinflussung der Wärmeschwankung zu betrachten. Dahin gehört zunächst die Jahreszeit, welche im Sommer größere, im Winter geringere Amplituden erzeugt. Da der Boden um so mehr Wärme ausstrahlt, je höher seine Temperatur ist, so folgt, daß er in der wärmeren Jahreszeit nicht nur mehr Wärme empfängt, sondern auch mehr ausgibt wie in der kälteren und demnach eine größere tägliche Amplitude hat. Für Berlin ist dies in Fig. 1 (S. 6) erkennbar.

Ferner ist hier die Bewölkung zu nennen, weil sie für die Strahlung sowohl der Sonne wie der Erde von großer Bedeutung ist. Wenn, wie wir sahen, die Temperatur des Bodens und der Luft wesentlich vom Unterschiede der Wärmemengen abhängt, die der Boden durch Sonnenstrahlen empfängt und die er selbst ausstrahlt, so wird alles, was die Größe dieser beiden Mengen beeinflussen kann, auch den Betrag ihres Unterschiedes und also den Gang der Temperatur verändern. Bei klarem Himmel erhält der Boden am Tage viel Wärme und verliert andererseits auch viel in der Nacht; ist der Himmel durch eine Wolkendecke verhüllt, so sind beide Strahlungen gehindert und der Boden wird am Tage wenig Wärme erhalten, nachts wenig verlieren. Die tägliche Schwankung ist also bei klarem Wetter groß und wird durch Bewölkung verringert. Man hat es daher vielfach und mit Erfolg versucht, eine unerwünscht große Schwankung, namentlich starke nächtliche Abkühlung, durch Erzeugung einer künstlichen Wolkendecke zu vermindern, indem man bei Obst-, Wein- und ähnlichen Kulturen an solchen Abenden, die ein tiefes nächtliches Temperaturminimum befürchten ließen, stark rauchende Feuer an der Windseite entzündete und die entstehenden

Rauchwolken über die zu schützende Fläche ziehen ließ. Für diesen Zweck sind z. B. die von Lemström (42) angegebenen „Frostfackeln“ bestimmt, welche aus gut zerkleinertem und ausgetrocknetem Torf in Röhrenform (20 cm Höhe, 13 cm Durchmesser, 4,5 cm lichte Weite) hergestellt und im Bedarfsfall durch kleine aus Harz und Kohlenstaub gefertigte und mit Petroleum getränkte Zylinder (3 cm Höhe, 4,5 cm Durchmesser, 1 cm lichte Weite) entzündet werden. Auch Teer und andere Brennstoffe hat man zur Raucherzeugung benutzt. In Kärnten gehört das „Reifheizen“ im Frühjahr zu den Pflichten der Grundbesitzer (43). Anderwärts sucht man die gleiche Wirkung nicht durch Rauch, sondern durch Stroh zu erzielen, welches in einiger Höhe über dem Boden lose auf Drähte gelegt wird (44).

Eine andere Maßregel gegen die Schäden der Bodenfröste besteht in Trockenlegung feuchten Sumpfbodens und gleichzeitiger Erhöhung der Wärmeleitfähigkeit des Bodens durch Beimengen von Sand und Lehm. Dabei wird die Verdunstungskälte vermieden und die Zuleitung der Wärme von unten her gefördert.

Bemerkenswert ist eine von Hamberg (45) mitgeteilte Erfahrung, nach welcher in Schweden mit wenigen Ausnahmen einem frostreichen Herbst ein Mai (oder seltener Juni) vorangeht, dessen Mitteltemperatur unter dem normalen Wert liegt.

Indem wir vorstehend die Beziehungen der Temperatur zur Bewölkung betrachteten, haben wir bereits die regelmäßigen „periodischen“, d. h. von Tagesstunde und Jahreszeit abhängigen Temperaturschwankungen verlassen und uns zu den unperiodischen gewendet. Auch diese sind für das organische Leben von größter Bedeutung, und als ein Maß für die unperiodischen Temperaturänderungen kann die Größe dienen, welche nach Hann als Veränderlichkeit der Temperatur bezeichnet wird, nämlich die durchschnittliche Temperaturdifferenz benachbarter Monate und namentlich benachbarter Tage. Je nachdem diese Veränderlichkeit groß oder gering ist, nennen wir das Klima eines Ortes veränderlich oder gleichmäßig (in bezug auf die Temperatur). Für Norddeutschland hat Kremser (46) auf Grund 30jähriger Beobachtungen die Temperaturveränderlichkeit von Tag zu Tag hergeleitet; sie erreicht den größten Wert mit $2,0^{\circ}$ in den Gebirgslandschaften und in Masuren, beträgt in der norddeutschen Tiefebene $1,6$ bis $1,8^{\circ}$ (die Großstadt wirkt ausgleichend: Berlin $1,59^{\circ}$), an den Küsten $1,4$ bis $1,6^{\circ}$ mit Ausnahme der östlichen Ostseeküste (Königsberg $1,9^{\circ}$, Memel $1,7^{\circ}$) und hat ihr Minimum mit $1,1^{\circ}$ auf den Nordseeinseln. Interessant ist ein Vergleich dieser Zahlen mit denjenigen der Sterblichkeit. In den preußischen Provinzen wachsen beide Größen miteinander, und auch der jährliche Gang der Temperaturveränderlichkeit im Mittel aus 16 gleichmäßig verteilten Stationen zeigt ganz ähnliche Schwankungen wie derjenige der Sterbefälle für den preußischen Staat (diese auf Grund 10jähriger Erhebungen), wobei jedoch eine Verspätung von zwei Monaten in der Kurve der

Sterbefälle auftritt. Diese Zeit dürfte im Durchschnitt zwischen Ursache und Wirkung, Erkrankung und Tod, liegen; und die erwähnten Tatsachen lassen die hygienische Bedeutung der Temperaturveränderlichkeit klar genug erkennen.

Eine Witterungserscheinung, die wahrscheinlich mit dem Unterschiede zwischen See- und Binnenklima zusammenhängt, bilden die Kälterückfälle des Mai, im Volksmunde als die „gestrengen Herren“ oder „Eisheiligen“ bezeichnet. Erst 1839 durch Erman (47) und dann auf Grund ausgedehnteren Materials 1856 durch Dove (48) wurde nachgewiesen, daß in der Tat gegen Mitte Mai eine auffällige Abkühlung in Mitteleuropa einzutreten pflegt, und daß auch im langjährigen Durchschnitt der Tagesmittel dieser Kälterückfall erkennbar ist. Assmann (49) und v. Bezold (50) führten unabhängig voneinander den Vorgang darauf zurück, daß im Frühjahr das Land sich stärker als die See erwärmt und daß also zur fraglichen Jahreszeit im Innern unseres Kontinents eine kräftige Temperaturerhöhung auftritt. Damit ist alsdann eine Abnahme des Luftdruckes über Südosteuropa und andererseits das Auftreten hohen Druckes über dem kälteren Meere, namentlich im Nordwesten der britischen Inseln, verbunden, und nach dem Buys-Ballotschen Gesetz (siehe dieses) folgt hieraus für West- und Mitteleuropa Nord- oder Nordostwind, welcher Luft aus kälteren Gegenden herführt. Der alte Volksglaube bringt anscheinend diesen Umstand noch dadurch zum Ausdruck, daß in Norddeutschland der 11. bis 13. Mai (Mamertus, Pankratius, Servatius), in südlicheren Gegenden, wohin der kalte Nordwind später kommt, der 12. bis 14. Mai (Pankratius, Servatius, Bonifacius) im Rufe frostigen Wetters stehen. Daß indessen das Auftreten solcher Kälterückfälle keineswegs auf die unteren Luftschichten beschränkt ist, zeigen die von Hergesell (51) mitgeteilten Ballonbeobachtungen vom 13. Mai 1897. Aus Berlin, Straßburg, Petersburg usw. wurden an diesem Tage Luftballons emporgesandt, welche wertvolle Registrierungen der oben herrschenden Temperaturen mitbrachten. Es fand sich über West- und Mitteleuropa ein Kältegebiet, dessen Gegensatz zur Umgebung nach oben hin immer stärker hervortrat. In Petersburg war es am Boden um 12° wärmer als in Straßburg; in 5000 m Höhe betrug die Differenz 25°, in 7000 m 32°, in 10000 m 37°.

Neuerdings hat Kremser (52) gezeigt, daß die täglichen Temperaturminima für Berlin, Marggrabowa und Klausen (Ostpreußen) zwar einen deutlichen Kälterückfall im Durchschnitt der Jahre 1878 bis 1894 oder 1884 bis 1898 zeigen, daß aber die längeren Beobachtungsreihen 1848 bis 1898 in Berlin und Klausen Mittelwerte ergeben, aus welchen die Eisheiligen völlig verschwunden sind. Ähnliches fanden Rudel (53) für Bayern und Gautier und Duaine (54) für Genf, während Frh. Friesenhof (55) für das Neutratal (Ungarn) sechs verschiedene Kälterückfälle im Mai aus 30jährigen Beobachtungen herleitete und Marten (56) für 42 mitteleuropäische Orte mit zum Teil über mehr als 100 Jahre reichenden

Beobachtungen einen Kälterückfall nachwies, der ganz allgemein in der zweiten Junidekade stattfindet.

Wenn hiernach das Vorkommen der „Eisheiligen“ immer weniger gesichert erscheint, so ist darum der alte Glaube an sie doch nicht bedeutungslos. Ein Kälterückfall im Mai, der die Pflanzen schädigt und die Freude am Erwachen des Frühlings stört, prägt sich der Wahrnehmung und dem Gedächtnis viel tiefer ein, als eine gleichmäßige oder selbst ungewöhnlich hohe Temperatur der nämlichen Tage oder ein Kälterückfall in anderer Jahreszeit. Und wenn das langjährige Mittel wirklich keine Abkühlung zwischen dem 10. und 15. Mai erkennen läßt, so würden doch die in einzelnen Jahren eintretenden Kälterückfälle, obwohl nicht die Regel, sondern die Ausnahme bildend, in der Erinnerung wahrscheinlich gegen die weniger eindrucksvollen wärmeren Tage überwiegen.

Übrigens muß, worauf Hellmann (57) aufmerksam gemacht hat, diese ganze Erwägung auf die Geltungszeit des Gregorianischen Kalenders

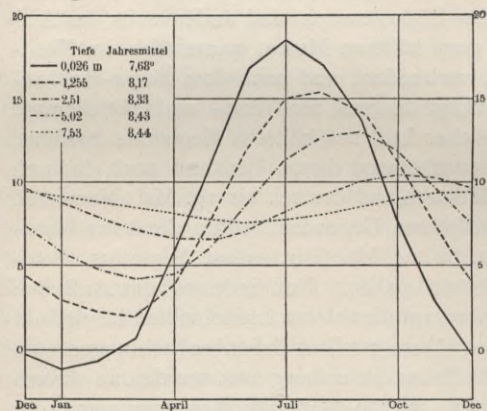


Fig. 5. Jährlicher Gang der Erdbodentemperatur verschiedener Tiefen in Königsberg.

beschränkt werden. Zu dessen Einführung wurde 1582 bestimmt, daß zehn Kalendertage ausfallen und auf den 4. Oktober jenes Jahres gleich der 15. folgen sollte. Tatsächlich eingeführt wurde aber die neue Zeitrechnung damals nur in einigen Ländern, in anderen zu voneinander verschiedenen späteren Zeiten, und soweit der üble Ruf der „gestrengen Herren“ in einem Lande älter ist als daselbst der Gregorianische

Kalender, bezieht er sich nach heutiger Benennung auf den 21. bis 23. (statt 11. bis 13.) Mai.

Wenden wir uns nunmehr zu den Temperaturen des Erdbodens und insbesondere der tieferen Schichten, so darf von vornherein aus unseren bisherigen Studien zweierlei gefolgert werden: Die Bodentemperatur muß nach unten hin, d. h. mit wachsender Annäherung an die heißen Schichten der Tiefe zunehmen; und die täglichen und jährlichen Änderungen müssen nach unten hin, d. h. mit wachsender Entfernung vom Ursprungsort jener Änderungen an Einfluß verlieren. In der Tat bestätigt dies die Erfahrung. Die tägliche Schwankung der Temperatur dringt je nach der Leitungsfähigkeit des Bodens einen bis mehrere Meter tief ein, natürlich im Sommer tiefer als im Winter, weil die Sommerschwankung an sich größer ist. Einigermaßen tiefliegende

Keller können der Tagesschwankung nahezu entzogen sein. In Königsberg betrug nach J. Franz (58) die Tagesschwankung:

	Januar	Juli
in 0,314 m Tiefe	0,06°	0,80°
„ 0,627 „ „	0,03°	0,13°

Verfolgen wir hierbei nicht bloß den Temperaturgang, sondern auch die im Boden bewegten Wärmemengen, so ergibt sich ein Fortführen der Wärme, das überall von der wärmeren zur kälteren Schicht gerichtet

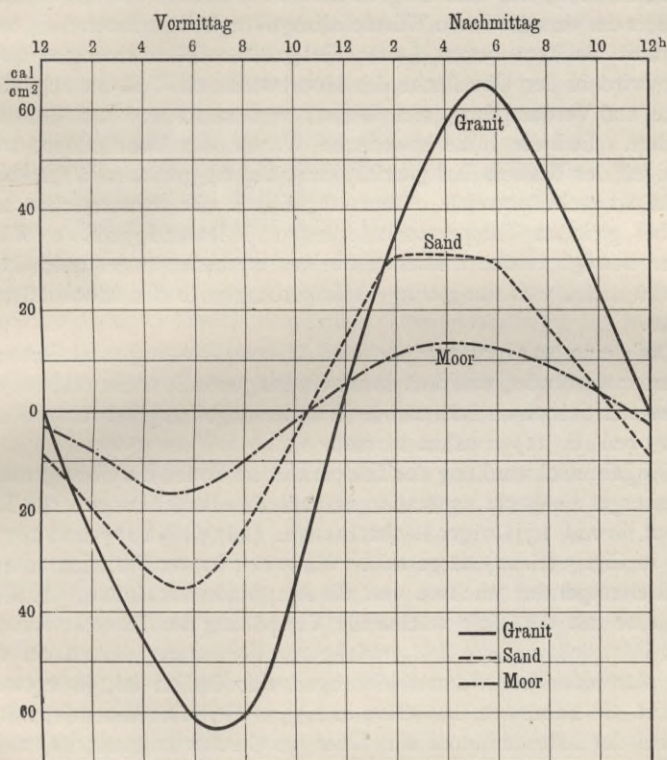


Fig. 6. Täglicher Gang des Wärmegehaltes in verschiedenen Bodenarten nach Schubert (Abweichung vom Tagesmittel).

ist. Entsprechend der regelmäßigen Temperaturschwankung der Oberfläche wird während der wärmeren Tageszeit nach abwärts, während der kälteren nach aufwärts eine Wärmemenge geleitet, deren Betrag nach der Tiefe hin immer kleiner wird. Die im Laufe des Tages durch die Bodenoberfläche einmal auf und nieder bewegte Wärmemenge heiße der tägliche Wärmeaustausch. Nach Beobachtungen von Schubert (37) zeigt in Eberswalde der Waldboden mäßigere Temperaturschwankungen und einen entsprechend geringeren Wärmeaustausch als freies Land.

Derselbe Forscher berechnete aus Beobachtungen von Homén (59) den täglichen Gang des Wärmegehaltes verschiedener Bodenarten am Lojosee in Finland während einer Augustwoche des Jahres 1893. Es fand sich für den regelmäßigen täglichen Wärmeaustausch im Granitfels 128, im Sandboden 67 und im Moorboden nur 31 kleine Kalorien auf den Quadratcentimeter. In Fig. 6 (a. v. S.) sind diese Verhältnisse durch graphische Darstellung des Wärmegehaltes für die einzelnen Tagesstunden zur Anschauung gebracht. Wenn der Wärmeaustausch sich im Granit doppelt, im Moor nur halb so groß als im Sandboden erweist, so ist dies besonders der verschiedenen Wärmeleitungsfähigkeit zuzuschreiben, welche im Granit als dem besten Leiter die größten Wärmemengen bewegt. Zudem wird in der Oberfläche des Moorbodens ein Teil der zugeführten Wärme zur Verdampfung von Wasser verbraucht und am Eindringen gehindert. Daß die hohe spezifische Wärme des Moorbodens, welche derjenigen des Wassers fast gleichkommt, keinen größeren Wärmeumsatz bewirkt, ist recht lehrreich. Denn obgleich in der wasserreichen Moorerde bei gleichen Temperaturänderungen bedeutend größere Wärmemengen bewegt werden würden als in den trockenen Bodenarten, kommt es hierzu nicht, weil nur geringe Wärmemengen in den Moorboden eindringen.

Daß eine ganz andere Art der Wärmeverteilung und Bewegung im Wasser stattfindet, weil dort durch eindringende Sonnenstrahlen gerade den tieferen Schichten bedeutende Wärmemengen zugeführt werden, ist bereits oben (S. 21) erwähnt worden.

Die Jahresschwankung der Temperatur im Boden der oben genannten Königsberger Beobachtungsstation ist nach den Berechnungen von Leyst (60) auf Grund 13jähriger Beobachtungen (1873 bis 1877 und 1878 bis 1886) in Fig. 5 (S. 28) dargestellt. Wir sehen in der Tat nach unten hin die Mitteltemperatur wachsen und die Amplitude abnehmen. Außerdem findet eine mit der Tiefe wachsende Verspätung der Extreme statt, wie es mit Rücksicht auf die Zeit, welche zur Fortleitung der an der Oberfläche stattfindenden Wärmeänderungen erforderlich ist, ja notwendig erscheint. So kommt es, daß schon in 7,53 m Tiefe Dezember der wärmste und Juni der kälteste Monat ist. Über die Geschwindigkeit, mit welcher die Wärmewellen des jährlichen Ganges im Boden fortschreiten, hat Okada (61) für den im mittleren Japan in einer Bucht des Stillen Ozeans gelegenen Ort Nagoya Beobachtungen angestellt. Der Boden besteht dort aus einem Gemisch von Sand und Lehm mit oberflächlicher Rasendecke. Es fanden sich folgende Zahlen:

Tiefe	0 bis 0,3	0,3 bis 1,5	1,5 bis 3	3 bis 6 m
Geschwindigkeit .	3,4	3,3	3,9	5,0 cm im Tage.

Die Jahresschwankung beträgt dort an der Oberfläche 25,6° und wird in 12 m Tiefe unmerkbar.

Bewölkung und Niederschlag haben auf die Bodentemperatur merklichen Einfluß. Das Vorhandensein einer Wolkendecke vermindert die

Strahlung und somit die Größe der Schwankungen. Niederschlag scheint nicht bloß durch seine eigene Temperatur diejenige des Bodens zu beeinflussen, sondern nach Leyst (60) außerdem auch in der Weise zu wirken, daß feuchte Bodenschichten besser als trockene die Wärme leiten, so daß bei feuchtem Erdreich die Temperaturunterschiede der verschiedenen Tiefenschichten abnehmen. Von ganz besonderem Einfluß sind ferner ausgedehnte Schneeflächen, weil deren rauhe Oberfläche trotz der hellen Farbe die Strahlung begünstigt, andererseits aber die eingeschlossene Luft den Schnee zu einem schlechten Wärmeleiter macht. Die am Tage eingestrahelte Wärme wird größtenteils zum Schmelzen der obersten Schneeschicht verbraucht und kann die Bodentemperatur nicht über 0° erheben. Nachts verliert die Schneefläche durch Ausstrahlung bedeutende Wärmemengen, und die schlecht leitende Schneeschicht hindert die Wärmeleitung aus dem Boden in die Luft. Also bringt, sofern man die Lufttemperatur betrachtet, eine zusammenhängende Schneefläche Kälte. Im Boden aber hält sie die Wärme zusammen und fördert das Gedeihen vieler Pflanzen, die im nackten Boden erfrieren würden.

Eine merkwürdige Aufspeicherung von Wärme findet sich in solchen Teichen, welche über salzigem Wasser eine Schicht süßen oder doch weniger salzhaltigen Wassers enthalten. Dergleichen wird aus Norwegen [Häpke (62)] und aus Ungarn [v. Kalecsinsky (63)] berichtet; namentlich die ungarischen heißen Salzwasserseen können durch die sommerliche Sonnenstrahlung in ihren tieferen Schichten bis zu 70° erwärmt werden und zeigen im Winter unter der Eisdecke noch 30 bis 32° . Der letztgenannte Forscher vermochte in Gefäßen mit entsprechend geschichteten Flüssigkeiten dieselbe Erscheinung künstlich hervorzurufen und gibt dazu die folgende Erklärung. Wenn, wie oben (S. 21) gezeigt, gerade den unteren Schichten eines von der Sonne bestrahlten Gewässers erhebliche Wärmemengen zugeführt werden, so pflegt der hieraus entstandene Temperaturunterschied zwischen oben und unten wenigstens teilweise durch Strömungen ausgeglichen zu werden, weil die erwärmte Flüssigkeit leichter geworden ist und über die kühleren Massen emporsteigt. Ist aber die untere Schicht durch ihren größeren Salzgehalt trotz des Erwärmens schwerer als die obere, so kann kein Aufsteigen der wärmeren Flüssigkeit und kein Ausgleich stattfinden, und die unten befindlichen salzigen Wasserschichten behalten den an sie gelangten großen Wärmebetrag.

In betreff der Temperaturverteilung in den höheren Luftschichten haben wir den in den letzten Jahren ausgeführten wissenschaftlichen Ballonfahrten und Drachenaufstiegen so wesentliche Aufklärung zu danken, daß man sich bereits gewöhnt hat, den Luftballon und den Drachen als unentbehrliche Hilfsapparate der wissenschaftlichen Wetterkunde anzusehen. Ursprünglich bediente man sich ausschließlich der bemannten Ballons, um meteorologische Ablesungen durch die mitfahrenden Beobachter ausführen zu lassen, doch ist die hierbei zu er-

reichende Höhe natürlich auf diejenigen Schichten beschränkt, in welchen Menschen noch atmen können. Die höchste derartige Fahrt, welche von Berson und Süring (64) am 31. Juli 1901 mit dem 8400 cbm großen Ballon „Preußen“ von Berlin aus unternommen wurde, lieferte persönliche Beobachtungen bis zu 10 500 m Höhe und erstreckte sich nach den Aufzeichnungen des mitgeführten Barographen wahrscheinlich bis über 10 800 m. Da aber in dieser Region bei 202 mm Luftdruck und -40° Temperatur beide Beobachter von Ohnmacht befallen wurden, ist die Grenze menschlicher Leistungsfähigkeit damit schon fast überschritten. Die Erforschung noch höherer atmosphärischer Schichten wird mittels

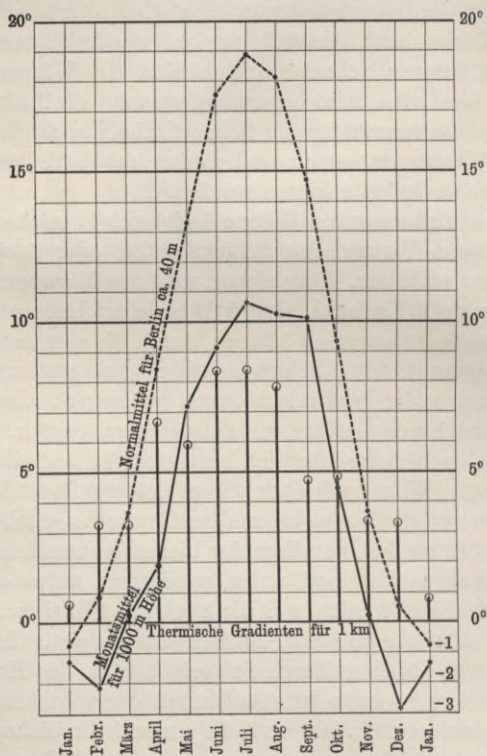


Fig. 7. Jährlicher Temperaturgang in Berlin und 1000 m darüber.

unbemannter „Registrierballons“ betrieben, kleiner Ballons, durch welche selbstregistrierende Apparate hinaufgehoben werden.

Vom Berliner Aeronautischen Observatorium aus wurde mit solcher Vorrichtung am 2. März 1905 die Höhe 21 730 m (65) erreicht, wobei ein Luftdruck von 30 mm und eine Temperatur von -56° aufgezeichnet wurden.

Daneben bedient man sich der gleichfalls mit Registrierapparaten ausgestatteten Fesselballons und Drachen, um zusammenhängende Beobachtungsreihen von einzelnen Orten zu gewinnen, und hat auch auf diese Art bereits recht erhebliche Höhen erreicht; in Berlin stieg eine von drei

kleinen Kugelballons getragene Registriervorrichtung am 30. Juni 1905 auf 4570 m (65), und Teisserenc de Bort (66) berichtet von einem im Mai 1902 unternommenen Drachenaufstieg, dessen Registrierungen bis zu 5908 m hinaufreichten.

Da die Sonnenstrahlen ohne erhebliche Wärmewirkung durch die uns zugänglichen Luftschichten hindurchgehen (s. S. 13), bildet für die untere Luft der Erdboden die einzige Wärmequelle, und es folgt hieraus,

daß nach oben hin mit wachsender Entfernung von dieser Wärmequelle die Temperatur sinken muß. Ein Beispiel hierfür bilden die in Fig. 7 nach Wegener (67) wiedergegebenen Kurven für den jährlichen Temperaturgang von Berlin am Boden (etwa 40 m über See) und in 1000 m Seehöhe, letzteres gemessen mittels Verwendung von Ballons und Drachen. Den Abstand beider Kurven, nämlich den Temperaturunterschied zwischen unten und oben oder den „thermischen Gradienten“ bezeichnen die stärkeren, oben mit kleinen Kreisen begrenzten Vertikallinien.

Es besteht aber zwischen der vom Boden kommenden Erwärmung der Luft und ihrer Abkühlung ein wesentlicher Unterschied. Während eine jede, beliebig starke Erkaltung des Bodens die entsprechende Abkühlung der unteren Luft nach sich zieht, und die Luftschichten um so sicherer am Boden verbleiben, je kälter und mithin schwerer sie geworden sind, ist die Erwärmung der unteren Luftschichten dadurch begrenzt, daß bei Überschreiten einer gewissen Temperatur die Luft emporsteigt. An sich und unter gleichem Druck ist ja natürlich kalte Luft stets schwerer als warme. Und nur weil nach oben hin der Druck abnimmt, und weil aus diesem Grunde die Dichte bei gleicher Temperatur oben geringer sein würde als unten, kann ohne Gleichgewichtsstörung die obere Luft um einen gewissen Betrag kälter sein. Es kommt ferner in Betracht, daß auf- oder abwärts bewegte Luft ihre Temperatur ändert. Bekanntlich ist eine charakteristische Eigenschaft der Gase die Expansivkraft, d. h. das Bestreben, sich stets so weit auszudehnen, als der verfügbare Raum oder der äußere Druck gestatten. Wenn nun Luft beim Emporsteigen unter geringeren Druck kommt und sich demgemäß ausdehnt, so leistet die Expansivkraft eine gewisse Arbeit, die als Energieverlust oder Wärmeverbrauch mit Abkühlung verbunden ist. Wenn umgekehrt Luft herabsinkt, unter größeren Druck kommt und auf einen kleineren Raum zusammengedrückt wird, so nimmt ihr Ausdehnungsbestreben zu, ihr Energievorrat wird vermehrt, es entsteht Erwärmung. Diese als dynamische Abkühlung oder Erwärmung bezeichnete Temperaturänderung beträgt $0,99^{\circ}$ beim Auf- oder Absteigen der Luft um je 100 m. Ist nun die Temperaturabnahme nach oben in der ruhenden Atmosphäre geringer als $0,99^{\circ}$ auf 100 m (was meistens zutrifft), so sagt man, die Luft sei in stabilem Gleichgewicht; denn wenn eine Luftmasse jetzt wärmer (oder kälter) als ihre Umgebung ist und deswegen zu steigen (oder zu sinken) beginnt, so erreicht sie in einer gewissen Höhe Luft der eigenen Temperatur, und die Bewegung hört auf. Beträgt die Temperaturabnahme in der Atmosphäre gerade $0,99^{\circ}$ auf 100 m, so heißt dieser Zustand „adiabatisch“ oder auch indifferentes (konvectives) Gleichgewicht. Das etwa vorhandene Bestreben einer Luftmasse, zu steigen oder zu sinken, wie es aus einer Temperaturdifferenz gegen die Umgebung entspringt, wird bei dieser Temperaturverteilung nicht durch Steigen oder Sinken geändert; ist eine Luftmasse irgendwo im Gleichgewicht, so wird sie es auch sein, nachdem man sie in eine

beliebige andere Höhe gebracht hat. Wenn ferner die Temperatur der Atmosphäre um mehr als $0,99^{\circ}$ auf 100 m nach oben hin abnimmt, so muß eine nach oben oder unten in Bewegung gebrachte Luftmasse mit immer steigender Kraft sich bewegen, denn je weiter sie kommt, um so mehr weicht ihre Temperatur von derjenigen der Umgebung ab. Ist sie wärmer als die umgebende Luft, so wird sie es im Aufsteigen noch mehr; ist sie kälter als die Umgebung, so wird sie es im Absteigen noch mehr, und jede einmal eingeleitete vertikale Bewegung wächst von selbst. Dieser Zustand heißt labiles Gleichgewicht. Ein freiwilliges Auf- und Absteigen der Luft ohne äußeren Anstoß kann erst stattfinden, wenn das spezifische Gewicht der oberen Schichten größer als dasjenige der unteren ist. Hierzu gehört eine Temperaturänderung in der Atmosphäre von $3,42^{\circ}$ auf 100 m. Bei Erwägungen dieser Art pflegt man nach v. Bezold (68) als potentielle Temperatur einer Luftmasse diejenige zu bezeichnen, welche die Luft annehmen würde, wenn sie ohne Zu- oder Ableitung von Wärme auf den Druck von 760 mm Quecksilberhöhe gebracht würde. Der Einfluß des in der Luft enthaltenen Wasserdampfes ist hier noch nicht berücksichtigt worden.

Wie wir oben sahen, ist die Einwirkung des Bodens auf die Temperatur der jeweils unten befindlichen Luftmassen verschieden je nach dem Sinne der Wärmebewegung. Abkühlung des Bodens teilt sich der Luft unbegrenzt mit, Erwärmung dagegen nur so lange, bis der aufsteigende Luftstrom die erwärmte Luft wegführt, und kältere an ihre Stelle tritt. Im Durchschnitt folgt daraus eine niedrigere Temperatur der unteren Luftschichten, als sie ohne Bewegung haben würden, und es entspricht dieser Erwägung, daß die Gebirge als Teile des Bodens, welche in die Atmosphäre hineinragen, erkältend auf die benachbarte Luft wirken. So fanden Shaw und Dines (69) in der Nähe der Westküste von Schottland, daß in gleicher Höhe die freie Atmosphäre während der Monate Juli und August 1902 durchschnittlich um $2,6^{\circ}$ wärmer war, als die Luft am Gipfel des Berges Ben Nevis. Aus demselben Grunde erweist sich an Gebirgsstationen das vertikale Temperaturgefälle größer als in den gleichen Schichten der freien Atmosphäre. Für Gebirge fand Hann (34), wie oben erwähnt, durchschnittlich $0,57^{\circ}$ Abkühlung auf 100 m, in den untersten 3000 m der Atmosphäre betrug bei den Luftfahrten die entsprechende Zahl nur $0,50$ bis $0,54^{\circ}$.

Noch deutlicher erscheint die abkühlende Wirkung des Bodens bei der sogenannten Temperaturumkehr (Inversion), d. h. wenn die Luft am Boden kälter ist als darüber. In klaren Nächten und namentlich zur Winterszeit tritt dieser Zustand sehr häufig ein und erstreckt sich je nach der Stärke der Bodenerkaltung mehr oder minder hoch hinauf. Beobachtungen vom Eiffelturm sowie vom Turm des Straßburger Münsters lassen dies deutlich erkennen. Hann (70) berechnete, daß im Mittel aller Witterungszustände am Straßburger Münster bei Nacht die Temperatur 136 m über dem Boden höher ist, als unten, sowie außerdem, daß

die Größe der täglichen Temperaturschwankung nach oben hin rasch abnimmt unter gleichzeitiger Verspätung der täglichen Extremtemperaturen. Assmann (71) beobachtete am Berliner Aeronautischen Observatorium, daß Umkehrungen der erwähnten Art vorzugsweise in Höhen zwischen 200 und 1000 m vorkommen, und daß sie ferner in Begleitung hohen Luftdruckes, namentlich in den Übergangsgebieten zwischen barometrischen Hochs und Tiefs aufzutreten pflegen. Dabei gingen der Inversion oftmals am Vortage starke Regenfälle im Westen, Südwesten oder Süden von Europa voraus, und vielleicht kann angenommen werden, daß die gleichen Luftmassen, welche im Niederschlagsgebiet aufstiegen, nachher in dem benachbarten Hochdruckgebiet wieder in die Nähe des Bodens herabkommen, und daß hierbei eine ähnliche Erwärmung auftritt, wie wir sie als Föhnwirkung im folgenden Kapitel kennen lernen werden.

Es kann auf solche Art geschehen, daß in Frostnächten die Baumwipfel verschont bleiben, während die unteren Zweige und Gesträuche erfrieren. Es kann unter entsprechenden Witterungsverhältnissen aber auch geschehen, daß die Inversion bis 3000 m hinaufreicht. Ähnlich wie der Erdboden vermag auch die obere Grenzfläche einer Wolke sich abzukühlen und dann in der darüber liegenden Luft Erkaltung und Inversion zu erzeugen. Eine solche Erscheinung beobachtete Berson (72) gelegentlich einer Ballonfahrt in nahezu 8000 m Höhe.

Was nun die mittleren Temperaturverhältnisse der Atmosphäre betrifft, so kann man mehrere sehr oft auftretende Schichten erkennen, welche durch die Temperatur und deren Gefälle, sowie mehr noch durch Feuchtigkeit, Wolkenbildung und Wind charakterisiert sind. Berson (73) unterscheidet:

1. eine „untere Störungsschicht“, vom Boden über mehrere Hundert bis zu 1000 m Höhe sich erstreckend und mit stark ausgeprägtem täglichem Temperaturgang, in welchem die störende, d. h. zur Inversion führende Wirkung des Bodens sich deutlich bemerkbar macht;

2. eine untere Zone vorherrschend vertikaler Luftbewegung; sie ist die Hauptzone der Kondensation, beginnt bei etwa 1200 bis 1500 m und findet in sehr wechselnder Höhe bis zu etwa 4000 m ihre Begrenzung durch

3. die eigentliche sogenannte „Störungsschicht“, eine Grenz- und Mischzone, meist durch Zusammenwirken der vorigen Schicht mit einem darüber fließenden trockenen und wärmeren Luftstrom entstanden, mit geringerem Temperaturgefälle und häufiger Temperaturumkehr, in allen Höhen zwischen etwa 1500 und 4000 m vorkommend.

An einzelnen Tagen fand man die zweite und dritte Schicht in mehrmaliger Wiederholung übereinander.

4. Hieran schließt sich eine obere Zone vertikaler Luftbewegung von 4000 m ab aufwärts; sie ist charakterisiert durch rasche Temperaturabnahme, denn in diesen Höhen spielt die Kondensation des Wasserdampfes nur eine geringe Rolle, und es kann also hier die dynamische

Abkühlung der aufsteigenden Ströme nur wenig durch Freiwerden der latent gewesenen Kondensationswärme beeinträchtigt werden.

Verfolgt man die Temperaturverhältnisse noch weiter hinauf, so findet sich nach Teisserenc de Bort (74) über der vierten, durch starkes Temperaturgefälle ausgezeichneten Schicht eine fünfte in etwa 10 000 m Höhe beginnende Zone, in welcher das Gefälle rasch abnimmt und, wie auch Assmann (75) fand, sogar die Temperatur wieder zu steigen beginnt, so daß also oberhalb 10 000 bis 12 000 m über der isothermen eine noch wärmere Schicht liegt.

Auf Grund der vorhandenen Ballon- und Drachenbeobachtungen berechnete Schubert (76) die folgenden, für Berlin geltenden Mittelwerte der Temperatur:

Höhe m	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
20	0,1 ⁰	7,9 ⁰	17,5 ⁰	8,9 ⁰	8,6 ⁰
500	— 0,4	5,6	14,8	7,3	6,8
1 000	— 1,5	3,0	11,8	5,4	4,7
1 500	— 3,0	0,5	8,9	3,7	2,5
2 000	— 4,9	— 2,3	5,8	1,6	0,0
2 500	— 7,0	— 5,1	2,8	— 0,5	— 2,4
3 000	— 9,4	— 8,0	— 0,3	— 2,7	— 5,1
4 000	— 14,8	— 14,0	— 6,3	— 7,8	— 10,7
5 000	— 20,7	— 20,5	— 12,6	— 13,5	— 16,8
6 000	— 27,0	— 27,2	— 19,1	— 19,5	— 23,2
7 000	— 33,7	— 34,0	— 25,8	— 26,4	— 30,0
8 000	— 40,7	— 40,9	— 32,7	— 33,6	— 37,0
9 000	— 47,9	— 47,7	— 39,7	— 41,3	— 44,2
10 000	— 55,4	— 54,6	— 47,1	— 49,3	— 51,6

Für größere Höhen seien die Zahlen hinzugefügt, welche Teisserenc de Bort (77) aus 141 Aufstiegen, die sämtlich 14 000 m Höhe erreichten, berechnete. Wie man sieht, schließen sie sich der vorigen Tabelle gut an.

Höhe m	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
10 000	— 54,0 ⁰	— 52,7 ⁰	— 45,3 ⁰	— 48,3 ⁰	— 50,1 ⁰
11 000	— 57,9	— 53,6	— 50,3	— 54,4	— 54,0
12 000	— 57,9	— 53,1	— 52,7	— 57,1	— 55,2
13 000	— 56,9	— 52,2	— 51,5	— 57,1	— 54,4
14 000	— 55,5	— 52,5	— 51,3	— 57,1	— 54,1

Die vertikale Abnahme der Temperatur auf je 100 m stellt Schubert (76) auf Grund der Berliner Beobachtungen durch folgende Zahlen dar:

Höhenstufen km	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
0— 1	0,17 ⁰	0,50 ⁰	0,58 ⁰	0,36 ⁰	0,40 ⁰
1— 2	0,34	0,53	0,60	0,38	0,47
2— 4	0,50	0,58	0,60	0,47	0,54
4— 6	0,61	0,66	0,64	0,58	0,62
6—10	0,71	0,68	0,70	0,74	0,71

Der jährliche Temperaturgang ist nach Teisserenc de Bort (78) noch in 10 000 m Höhe bemerkbar, und zwar derartig verspätet gegen den Boden, daß das Maximum gegen Ende des Sommers, das Minimum zu Ende des Winters fällt. Der tägliche Gang nimmt nach oben hin rasch ab und zeigt dabei wachsende Verspätung, beides namentlich in der warmen Jahreszeit. Am 8. Juni 1898 konnte aus den gleichzeitig in vier Luftballons angestellten Beobachtungen berechnet werden, daß von der am Boden stattfindenden Temperaturänderung in 700 m Höhe noch die Hälfte, in 1100 m ein Drittel, in 1400 m ein Viertel, in 1600 m ein Fünftel, in 2000 m ein knappes Siebtel, in 3000 m ein Zwanzigstel, darüber hinaus verschwindend wenig vom täglichen Gange erkennbar war. Neben diesen periodischen Temperaturänderungen zeigen sich in der Höhe sehr viel stärkere unperiodische Schwankungen. Einige solche Zahlen aus dem Mai 1897 wurden bereits oben (S. 27) angeführt. Ebenfalls hierher gehören die ungewöhnlich tiefen und zugleich niedrigsten bisher beobachteten Lufttemperaturen: am 25. Januar 1905 fand Rotch bei einem von St. Louis veranstalteten Aufstieg in 14 800 m Höhe — 85,6⁰ und am 2. März 1905 wurde in Wien in nur 9717 m Höhe — 85⁰ registriert [Nimführ (79)]. Ferner fand Teisserenc de Bort (78) die Temperatur von — 40⁰ vom 14. März 1899 in 8500 m Höhe, am 24. März desselben Jahres in nur 6600 m.

Zum Schluß dieses von der Temperatur handelnden Kapitels soll über die Thermometer und ihre Aufstellung berichtet werden. Bekannt ist, daß die beim Erwärmen stattfindende Ausdehnung des Quecksilbers es ist, welche in unseren Thermometern das Steigen hervorruft. Das erste Quersilberthermometer scheint nicht, wie meist angenommen wurde, um 1721 von Fahrenheit, sondern nach Abbé Maze (80) bereits 1659 von Ismael Bouillau hergestellt zu sein. Wenn man ein Thermometer rascher Erwärmung aussetzt, so beobachtet man zuerst ein kurzes Sinken und dann erst das Steigen des Quecksilbers, denn es erwärmt sich zuerst die Glashülle des Instrumentes und bewirkt durch ihre Ausdehnung, daß das Quecksilber so lange fällt, bis die Wärme durch das Glas hindurch zum Quecksilber gelangt ist. Dieser einfache Versuch läßt erkennen, wie sehr der Stand des Thermometers von der Ausdehnung des Glases abhängt, und beweist die Wichtigkeit der Auswahl einer geeigneten Glassorte. Viele ältere Apparate zeigen allmähliche Ände-

rungen im Verhalten des Glases, so daß ein solches Thermometer in regelmäßigen Zwischenräumen geprüft werden muß, um vertrauenswürdige Angaben zu liefern. Besonders günstige Eigenschaften haben die aus Jenenser Glas gearbeiteten Thermometer, welche an einem dunkeln Längsstreifen kenntlich sind. Um die Fehler eines Thermometers zu bestimmen, muß man zunächst seine festen Punkte prüfen, den Nullpunkt durch Einsenken in schmelzendes Eis, den Siedepunkt durch Eintauchen in den Dampf siedenden Wassers. Letzteres geschieht in geschlossenem Gefäß mit Dampfauflaß, und es ist dabei der Barometerstand zu beachten, denn bei Änderung des Luftdruckes um etwa 27 mm Quecksilberhöhe ändert sich im gleichen Sinne der Siedepunkt des Wassers um 1° . Ferner gehört zur Thermometerprüfung das Kalibrieren, d. h. die Feststellung etwaiger Ungleichmäßigkeiten in der Rohrweite. Trennt man einen Quecksilberfaden vom übrigen Quecksilber ab und verschiebt ihn durch Neigen des Rohres, so erscheint er in engeren Rohrteilen länger als in weiteren Stellen, und man kann danach eine Korrektionstabelle für die ganze Thermometerteilung herleiten. Einfacher ist es natürlich, eine solche Tabelle durch Vergleichen des Thermometers mit einem als zuverlässig anzusehenden Normalinstrument zu gewinnen, wobei die Vergleichung über alle in Betracht kommenden Temperaturen auszudehnen ist.

Um die Extremtemperaturen zu messen, d. h. die höchste und die tiefste Temperatur des Tages, benutzt man das Maximum- und das Minimumthermometer. Ersteres ist ein in horizontaler Lage befindliches Quecksilberthermometer „mit Abreißfaden“, nämlich mit einer Vorrichtung, durch welche bei sinkender Temperatur ein Teil des vorher gestiegenen Quecksilberfadens abreißt und liegen bleibt, so daß man die höchste Temperatur nachher noch erkennen kann. Nach deren Ablesung wird das Instrument in aufrechte Stellung gebracht, wobei der abgetrennte Quecksilberfaden sinkt und sich wieder mit dem übrigen Quecksilberfaden vereinigt. Das Minimumthermometer ist ein gleichfalls horizontal befestigtes Thermometer mit Toluolfüllung, in dessen Flüssigkeit ein dünnes Glasstäbchen mit verdickten Enden sich befindet. Beim Sinken der Temperatur wird das Stäbchen von der Flüssigkeitsoberfläche mitgeschoben und bleibt beim nachherigen Steigen an der niedrigsten Stelle, die es erreichte, liegen. Nach der Ablesung wird auch dies Instrument durch Aufrechtstellen wieder zu neuem Gebrauch vorgerichtet, indem man das Stäbchen bis zur Flüssigkeitsoberfläche gleiten läßt. Fig. 8 zeigt die gewöhnliche Anordnung des trockenen, feuchten (siehe unten Psychrometer), Maximum- und Minimumthermometers.

Für die Aufstellung der Thermometer ist der Zweck, „Schattentemperaturen“ zu beobachten, maßgebend. Sowohl an der „Thermometerhütte“, die frei auf dem Boden stehend angebracht wird, als auch an dem vor dem Fenster des Beobachters befindlichen „Gehäuse“ wird durch jalousieartige Form der aus Holz oder Blech bestehenden Wände

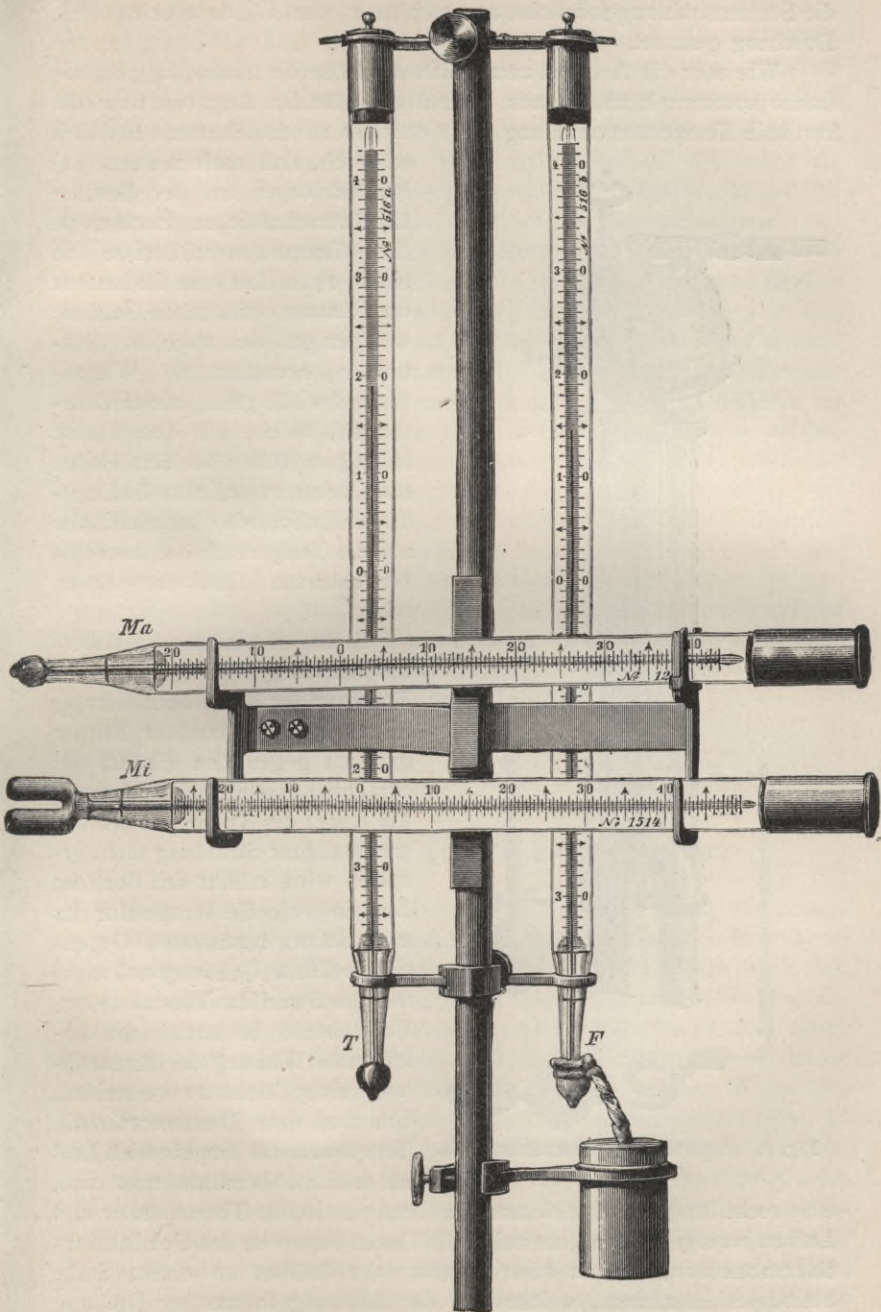


Fig. 8. Trocken-, feuchtes, Maximum-, Minimumthermometer.

die Sonnenstrahlung möglichst ausgeschlossen, dem Winde aber der freie Durchzug gestattet.

Wie sehr die Art und namentlich die Höhe der Aufstellung in Betracht kommen kann, ist aus unseren vorstehenden Angaben über die vertikale Temperaturverteilung ohne weiteres zu entnehmen. Erwähnt sei noch, daß nach meinen (81) Beobachtungen an der Berliner Landwirtschaftlichen Hochschule die Temperaturverhältnisse in einem 17 m über dem Boden vor dem Fenster befindlichen Gehäuse weniger gut den nahe am Erdboden herrschenden Wärmezustand wiedergaben, als die Messungen, welche auf dem Dache in 25,5 m Höhe über dem Boden stattfanden, so daß also die Dachfläche ähnlich wie die Bodenfläche auf die Temperatur der zunächst benachbarten Luft zu wirken schien.

Es hat sich indessen als überaus schwierig herausgestellt, ein Thermometer durch Beschirmung mittels schattengebender Körper gänzlich gegen den Einfluß der Strahlung zu schützen. Auch wenn die Kugel des Thermometers von unmittelbarer Strahlung nicht getroffen wird, erhöht sich doch im Sonnenschein die Temperatur der zum Schutz bestimmten Gegenstände (Hütte, Gehäuse) und wirkt auf den Stand des Thermometers. Und ebenso ist nachts die abkühlende Wirkung der Ausstrahlung nicht leicht zu vermeiden. Um nun dem Thermometer die Temperatur der umgebenden Luft zu erteilen, bemühte man sich,

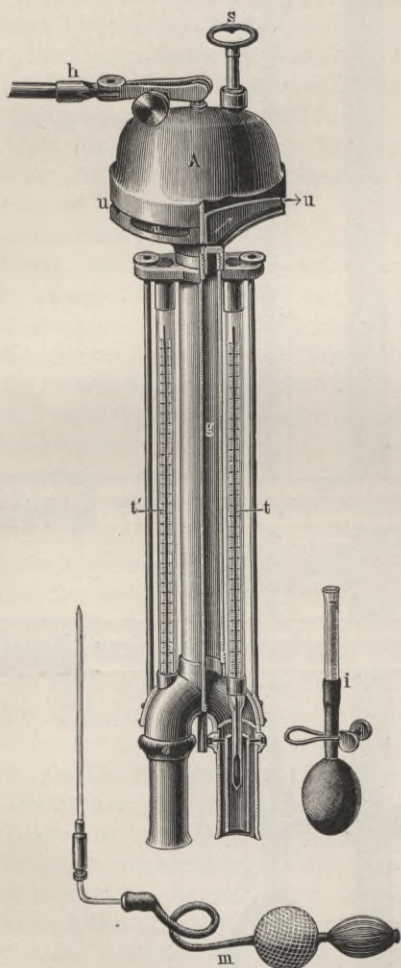


Fig. 9. Aspirationspsychrometer nach Assmann.

eine recht innige und wirksame Berührung zwischen Thermometer und Luft zu erzeugen. Man konstruierte in diesem Bestreben das Schleudermometer, ein an einer Schnur oder drehbar an einem Stabe befestigtes Instrument, welches vor der Ablesung in rascher Drehung herumgeschwungen und dabei mit beständig erneuerter Luft in Berührung

gebracht wird. Hierdurch wird die Temperaturabweichung des Thermometers gegen die Luft allmählich zum Verschwinden gebracht. Noch wirksamer erwies sich die Einrichtung des Aspirationspsychrometers, dessen von Assmann (82) herrührende Form in Fig. 9 wiedergegeben ist. Im oberen Teile des Apparates befinden sich zwei übereinander mit geringem Zwischenraum liegende horizontale Scheiben, die durch ein Uhrwerk in Drehung versetzt werden und mittels Zentrifugalkraft die zwischen ihnen befindliche Luft aus dem Spalt u ausschleudern. Dadurch wird in dem abwärts führenden Mittelrohre g und in den beiden Hüllrohren, die die Thermometerkugeln umgeben, die Luft angesaugt und äußere Luft an den Thermometerkugeln mit einer Geschwindigkeit von 2 bis 3 m in der Sekunde vorbeigeführt. Wenn das Uhrwerk versagen sollte, so kann auch das Handdruckgebläse m an das zwischen den Schenkeln des Apparates befindliche Rohr angesetzt und nach dem Prinzip des Ejektors zur Erzeugung eines ungefähr ebenso raschen Luftstromes benutzt werden. Von den beiden Thermometern des Apparates dient das eine „trockene“ (t) zur Bestimmung der Lufttemperatur, das zweite „feuchte“ (t') für Feuchtigkeitsmessungen, von denen im nächsten Kapitel die Rede ist. Man kann in der Tat dies Instrument im hellen Sonnenschein benutzen, ohne einen Einfluß der Strahlung zu bemerken. Das „trockene“ Thermometer zeigt genau die Temperatur derjenigen Luft, welche in die unteren Öffnungen der Hüllrohre hineingesaugt wird. Daß diese Luft nicht etwa von einem erwärmten Gegenstande (besonnte Wand, Körper des Beobachters usw.) herkommt, muß natürlich beachtet werden.

Luftfeuchtigkeit.

Unter den Beimengungen der atmosphärischen Luft ist von besonderer Wichtigkeit der Wasserdampf, weil von seinem Verhalten Bewölkung und Niederschlag abhängen. Man mißt die Luftfeuchtigkeit durch den in Quecksilberhöhe ausgedrückten Wert des Druckes, welchen der am Beobachtungsorte vorhandene Wasserdampf ausübt. Es ist aber dieser Dampfdruck nicht ohne weiteres vergleichbar mit dem vom Barometer gemessenen Luftdruck, denn während der letztere in der Tat das Gewicht der über dem Barometer befindlichen Luftsäule angibt, ist der Dampfdruck keineswegs ein Ausdruck für das Gewicht der über dem Beobachtungsort befindlichen Dampfmenge. Es wäre dies nur richtig, wenn man sich den Dampf als eine besondere und in sich im Gleichgewicht befindliche Atmosphäre vorstellen dürfte, und in diesem Falle könnte man (wie es Dove noch für zulässig hielt) die Differenz zwischen gesamtem Luftdruck und Dampfdruck als „Druck der trockenen Luft“ bezeichnen. Die Erfahrung hat aber gelehrt, daß nur für kleinere und abgeschlossene Räume,

innerhalb deren eine gleichförmige Verbreitung des Dampfes vorausgesetzt werden darf, jene Anschauung zutrifft, während der atmosphärische Wasserdampf durch Bewegung, Verdampfung und Kondensation beständigen Veränderungen unterliegt, welche bereits in den untersten Schichten seine gleichmäßige Verbreitung hindern. In der Tat ist die Abnahme des Dampfes nach oben hin eine viel raschere, als sie es in einer selbständigen Dampfatmosfera sein würde. Im letzteren Falle könnte man den in Quecksilberhöhe gemessenen Dampfdruck mit 13,6, dem spezifischen Gewicht des Quecksilbers, multiplizieren, um die Wasserhöhe zu erhalten, welche dem gesamten Dampfgehalt der Atmosphäre entspricht. Indessen hat Hann (83) auf Grund von Beobachtungen, die im Himalaja und bei vier Ballonfahrten stattfanden, berechnet, daß in einer ruhenden Dampfatmosfera dem am Boden gemessenen Dampfdruck etwa $4\frac{1}{2}$ mal so viel Dampfgehalt der gesamten Lufthülle entsprechen würde, als in Wirklichkeit vorhanden ist. Legt man die Ergebnisse der bei neueren Ballonfahrten ausgeführten Feuchtigkeitsmessungen zugrunde, so beträgt der wirkliche Dampfgehalt der Atmosphäre sogar nur wenig über ein Sechstel derjenigen Menge, welche der am Boden gemessenen Feuchtigkeit bei gleichförmiger Verbreitung entspräche.

Der Wert des Dampfdruckes in Millimetern Quecksilberhöhe ist nahezu ebensogroß als diejenige Zahl, welche angibt, wieviel Gramm Wasserdampf in 1 cbm Luft enthalten sind. Man bezeichnet den Dampfdruck auch als absolute Luftfeuchtigkeit. Eine andere Bezeichnungsweise für den Dampfgehalt der Luft ist durch v. Bezold (84) eingeführt: die spezifische Feuchtigkeit, nämlich die Anzahl der im Kilogramm feuchter Luft enthaltenen Gramme Wasserdampf, und nahezu gleichwertig damit das Mischungsverhältnis, d. h. die 1 kg trockener Luft beigemischten Gramme Wasserdampf. Wie leicht einzusehen, bilden auch diese Größen ein Maß für die absolute Feuchtigkeit.

Um die Beziehungen der Feuchtigkeit zu Temperatur- und Wärmehalt der Luft darzustellen, berechnet man nach Schubert (37) die entsprechende Temperatur, d. h. diejenige Temperaturerhöhung, welche eintreten müßte, wenn die in der Luft vorhandene Dampfmenge sich in Wasser verwandeln und die ganze hierbei frei werdende Wärmemenge der Luft zukommen würde. Ist t die Lufttemperatur und y die spezifische Feuchtigkeit, so ist die entsprechende Temperatur $t' = 2,5y$. Dann heißt die Summe $t + t'$ die ergänzte (nach v. Bezold die äquivalente) Temperatur der Luft und gibt also an, welche Temperatur die Luft durch Kondensieren ihres Dampfgehaltes annehmen würde.

In der folgenden Tabelle sind die der Sättigung entsprechenden Werte des Dampfdruckes und der für einen Barometerstand von 760 mm berechneten spezifischen Feuchtigkeit, hergeleitet aus Regnaults Messungen durch O. J. Broch (85) bzw. v. Bezold (86), zusammengestellt, nämlich für jede Temperatur die höchsten Werte, welche jene beiden Größen erreichen können.

Sättigungswerte des Dampfdruckes und der spezifischen Feuchtigkeit (für 760 mm Quecksilberdruck).

	Dampfdruck	Spezifische Feuchtigkeit		Dampfdruck	Spezifische Feuchtigkeit
	mm	g		mm	g
— 30°	0,38	0,31	6°	7,00	5,71
— 25	0,61	0,49	7	7,49	6,13
— 20	0,96	0,77	8	8,02	6,56
— 15	1,45	1,19	9	8,58	7,02
— 14	1,57	1,28	10	9,18	7,51
— 13	1,70	1,39	11	9,81	8,03
— 12	1,85	1,50	12	10,48	8,58
— 11	2,00	1,63	13	11,19	9,16
— 10	2,16	1,76	14	11,94	9,78
— 9	2,34	1,91	15	12,73	10,43
— 8	2,52	2,06	16	13,56	11,13
— 7	2,72	2,23	17	14,45	11,86
— 6	2,94	2,40	18	15,38	12,64
— 5	3,17	2,59	19	16,37	13,46
— 4	3,41	2,79	20	17,41	14,33
— 3	3,68	3,01	21	18,50	15,25
— 2	3,96	3,24	22	19,66	16,22
— 1	4,26	3,48	23	20,88	17,24
0	4,58	3,75	24	22,18	18,32
1	4,92	4,03	25	23,55	19,47
2	5,29	4,32	26	24,99	20,68
3	5,68	4,64	27	26,50	21,95
4	6,09	4,98	28	28,10	23,29
5	6,53	5,34	29	29,78	24,70
			30	31,56	26,18

Diese für die praktische Wetterkunde überaus wichtige Tabelle besagt folgendes. Wenn von einer wasserhaltigen Fläche (Gewässer, feuchter Boden, Pflanzendecke) Wasser verdunstet, so kann die Luft nur eine gewisse Dampfmenge aufnehmen, deren Betrag von der Temperatur abhängt und mit dieser in gleichem Sinne sich ändert. Ist dieser Betrag erreicht und enthält also die Luft so viel Feuchtigkeit, als sie bei der jeweiligen Temperatur höchstens aufnehmen kann, so nennt man sie gesättigt. Wird gesättigte Luft erwärmt, so entfernt sie sich vom Sättigungszustande und vermag neuen Dampf aufzunehmen. Ist Wasser mit ungesättigter Luft in Berührung, so findet Verdunstung statt, welche bei ungestörtem Fortgang bis zu erreichter Sättigung dauert. Wird aber ungesättigte Luft abgekühlt, so nähert sie sich derjenigen Temperatur, für welche die vorhandene Dampfmenge die Sättigung bedeutet. Diese

Temperatur heißt Taupunkt, denn wenn die Abkühlung bis zu dieser Grenze fortgeschritten ist und der nunmehr gesättigten Luft noch mehr Wärme entzogen wird, so beginnt die Kondensation, und der überschüssige Teil des Wassers, welcher als Dampf nicht mehr bestehen kann, fällt in tropfbarer (oder fester) Form nieder. Es enthält nun also die vorstehende Tabelle für jede Temperatur den zugehörigen Sättigungsdruck, und zugleich für jede Dampfmenge den zugehörigen Taupunkt. Erwähnt sei hierbei, daß die in der Tabelle angegebenen Zahlen für Sättigung sich auf solche Luft beziehen, die bei Anwesenheit flüssigen Wassers gesättigt ist, während Luft in Berührung mit Eis geringere Sättigungsdrucke zeigt.

Für praktische Witterungsstudien ist vorzugsweise die Frage von Bedeutung, wie nahe oder fern ein gegebener Feuchtigkeitszustand von beginnender Kondensation ist. Der Taupunkt würde zusammen mit der Lufttemperatur hierüber ein Urteil gestatten; einfacher ist es, für den gleichen Zweck eine einzige Zahl anzugeben, und dafür eignet sich die relative Feuchtigkeit. Sie drückt die vorhandene Dampfmenge in Prozenten derjenigen aus, welche bei der jeweiligen Temperatur zur Sättigung nötig wäre, und läßt also ohne weiteres erkennen, wie nahe oder fern der bestehende Feuchtigkeitszustand von der Sättigung ist. Es bedeutet demnach relative Feuchtigkeit von 100 Proz. völlige Sättigung, 0 Proz. völlige Trockenheit. Aus der Definition der relativen Feuchtigkeit ergibt sich, daß ihr Betrag von der Temperatur abhängt und sich mit dieser bei gleichbleibendem Dampfdruck ändert, denn zu jeder neuen Temperatur gehört ein neuer Sättigungsdruck, der bei Berechnung der relativen Feuchtigkeit in Betracht kommt. Man hat versucht, statt dieser einen anderen Begriff einzuführen, das Sättigungsdefizit. Darunter wird nach Wild (87) der Unterschied zwischen dem herrschenden Dampfdruck und dem für die Lufttemperatur berechneten Sättigungsdruck verstanden, also die Differenz der beiden Größen, deren Verhältnis in der relativen Feuchtigkeit zum Ausdruck kommt.

Die räumliche Verteilung der absoluten Feuchtigkeit ist in hohem Grade von derjenigen der Temperatur abhängig, denn je höher diese ist, um so mehr Dampf kann die Luft aufnehmen und um so mehr Wärme ist für die Verdampfung verfügbar (latente Verdampfungswärme, siehe S. 21). Demnach finden wir die größten Werte des Dampfdruckes in den Tropen, und von dort nach beiden Seiten mit wachsender geographischer Breite abnehmende absolute Feuchtigkeit. Ferner ist dieselbe im Innern der großen Kontinente etwas geringer als an der Küste und auf dem Meere.

Im Gegensatz dazu zeigt die relative Feuchtigkeit bei hoher Temperatur geringe Werte und umgekehrt, weil zur Sättigung um so mehr Dampf gehört und die Luft also bei bestimmtem Dampfgehalt um so weiter von der Sättigung entfernt ist, je wärmer sie ist. Demgemäß ist im Winter der mittleren und höheren Breiten die relative Feuchtigkeit

groß über den Kontinenten, weil hier größere Kälte als auf dem Meere herrscht; im Sommer dagegen und auch im verhältnismäßig warmen Winter der niederen Breiten ist die Luft des Binnenlandes relativ trockener. Aus Beobachtungen über die jährliche Verdunstungsmenge russischer Stationen, die Stelling (88) und Britzke (89) mitteilen, ergibt sich, daß dort die relative Feuchtigkeit von Nord nach Süd und von der Küste nach dem Innern stark abnimmt.

Der jährliche Gang der Feuchtigkeit schließt sich demjenigen der Temperatur sehr nahe an. Die absolute Feuchtigkeit schwankt im gleichen Sinne wie die Temperatur. Die relative Feuchtigkeit ändert sich in der Ebene umgekehrt wie die Temperatur, hat also im Sommer ihr Minimum und im Winter ihr Maximum, während sich auf Bergen und in höheren Schichten der freien Atmosphäre der entgegengesetzte Gang der relativen Feuchtigkeit bemerkbar macht. Die folgende Tabelle enthält [nach H. Meyer (90)] einige Beobachtungsergebnisse norddeutscher Stationen und dazu die von Hann (91) mitgeteilten Messungen auf dem 3100 m hohen Sonnblick:

Jährlicher Gang der Feuchtigkeit.

	Klaussen		Berlin		Helgoland		Emden		Sonnblick	
	Absol. mm	Relat. Proz.	Absol. mm	Relat. Proz.	Absol. mm	Relat. Proz.	Absol. mm	Relat. Proz.	Absol. mm	Relat. Proz.
Januar . . .	* 3,2	93	* 3,9	84	4,8	90	* 4,6	91	1,4	74
Februar . . .	* 3,2	91	4,1	80	* 4,7	88	4,7	88	* 1,2	73
März . . .	3,8	87	4,5	75	4,8	86	5,3	84	1,5	78
April . . .	5,3	78	5,3	69	5,7	83	6,0	79	2,4	84
Mai	7,2	73	7,1	* 64	7,0	* 78	8,2	* 74	3,1	87
Juni	9,8	* 72	9,6	66	9,7	83	9,8	75	3,3	89
Juli	10,7	74	10,7	67	11,4	83	11,2	77	4,8	86
August . . .	10,4	76	10,6	69	11,5	83	11,2	79	4,1	83
September .	8,4	80	8,8	73	9,9	83	9,8	82	3,5	86
Oktober . .	6,4	84	7,2	79	7,9	82	7,8	87	2,8	79
November .	5,4	89	5,1	83	5,8	82	5,6	90	2,0	79
Dezember .	3,4	93	4,2	84	5,8	87	4,9	91	1,4	* 67
Jahr	6,4	83	6,6	74	7,4	84	7,4	83	2,6	80
Amplitude .	7,5	21	6,8	20	6,7	12	6,6	17	3,6	22

Im Binnenlande zeigt sich also die Feuchtigkeit, namentlich die absolute, geringer, die Schwankung aber größer als am Meere, entsprechend den schon erwähnten Verhältnissen der Verdampfung und Temperatur. Die Beobachtungen vom Sonnblick mit dem gegen die Niederung umgekehrten jährlichen Gang der relativen Feuchtigkeit finden ihre Bestätigung in den weiter unten mitgeteilten Ballonbeobachtungen. Die Erklärung dürfte in vertikalen Luftbewegungen zu suchen sein.

Der tägliche Gang der Feuchtigkeit steht gleichfalls mit dem Temperaturgang in naher Beziehung. Der Dampfdruck zeigt an Küstenstationen ganz ähnlichen Gang wie die Temperatur, nämlich ein Maximum zur wärmsten Zeit, etwa 2 bis 3^p, und ein Minimum zur kältesten Zeit, früh morgens. Im Binnenlande tritt infolge der höheren Mittagstemperatur ein aufsteigender Luftstrom zur wärmsten Tageszeit auf, welcher Herabsinken trockener Luft erwirkt und ein sekundäres Minimum um so eher hervorbringt, je geringer die überhaupt vorhandene Dampfmenge ist. Demgemäß zeigt die Kurve in Fig. 10, welche Buchan (92) aus Beobachtungen von März bis Juli 1873 auf dem nordatlantischen Ozean herleitete, eine einfache, diejenige von Bukarest [nach Hepites (93)] 1886 bis 1890 eine doppelte Schwankung. Daß auf Bergen der

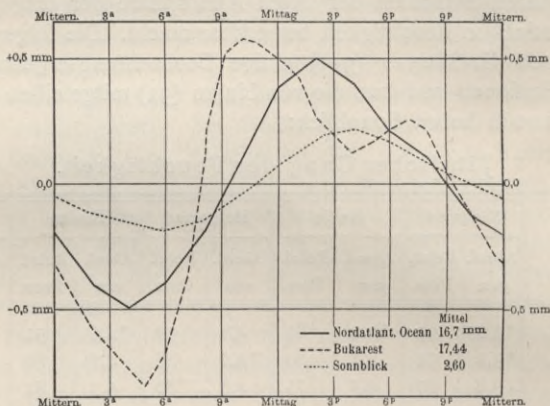


Fig. 10. Täglicher Gang des Dampfdruckes (Abweichung vom Tagesmittel) auf dem Ozean, in Bukarest und auf dem Sonnblick.

Dampfdruck zwar geringeren Betrag, aber ganz ähnlichen und nur etwas verspäteten Gang hat wie an den Küsten, zeigt die nach Hann (94) gezeichnete Kurve für den Sonnblick.

Die relative Feuchtigkeit hat in Ebenen und Tälern überall den entgegengesetzten täglichen Gang wie die Temperatur, auf Bergen dagegen und auch in entsprechender Höhe der freien Atmosphäre ähnliche Änderungen wie die Temperatur; dabei sind die Extreme der relativen Feuchtigkeit gegen diejenigen der Temperatur im Winter etwas verfrüht, im übrigen Jahre verspätet, wie Hann (94) aus Beobachtungen auf dem Sonnblick entnahm. Die Größe der Schwankung hängt von derjenigen der Temperatur ab.

Bei Untersuchung der vertikalen Verteilung der Feuchtigkeit fand Süring (95) ähnliche Schichten, wie wir sie bereits bei der Temperaturverteilung (S. 35) kennen lernten: die untere Störungszone (Dunst oder Nebel), das Gebiet der vorwiegend vertikalen Luftbewegung und die obere Störungszone. Diese letztere pflegt am oberen Rande der Kumulus-

wolken zu beginnen und ist für den emporsteigenden Luftschiffer durch plötzliche Temperaturzunahme, sprungweise Feuchtigkeitsabnahme und zuweilen auch durch starkes Anwachsen der Windgeschwindigkeit gekennzeichnet. Darüber nimmt die Feuchtigkeit zunächst wieder zu. Süring berechnete für die relative Feuchtigkeit die folgenden Zahlen:

Höhe m	Frühling Proz.	Sommer Proz.	Herbst Proz.	Winter Proz.
0	75,1	70,1	80,8	82,6
500	71,6	69,5	71,4	72,6
1000	69,3	77,3	75,6	58,0
2000	57,9	69,6	52,8	46,8
3000	61,1	55,6	50,7	49,5
4000	57,2	64,2	49,2	40,5
5000	—	—	56,9	—

Auf Grund der bei Ballonfahrten gewonnenen Beobachtungen berechnete Schubert (76) die folgende Tabelle für die Feuchtigkeit in und über Berlin:

Höhe m	Spezifische Feuchtigkeit Gramm im Kilogramm					Absolute Feuchtigkeit Gramm im Cubikmeter				
	Winter	Früh- ling	Sommer	Herbst	Jahr	Winter	Früh- ling	Sommer	Herbst	Jahr
20	3,34	4,77	8,46	5,79	5,59	4,31	5,89	10,23	7,23	6,92
500	2,89	4,07	7,33	4,88	4,79	3,52	4,85	8,46	5,78	5,65
1000	2,50	3,47	6,32	4,17	4,12	2,87	3,93	6,95	4,68	4,61
1500	2,15	2,94	5,44	3,57	3,52	2,33	3,16	5,70	3,79	3,74
2000	1,84	2,50	4,62	3,06	3,00	1,89	2,55	4,60	3,08	3,03
2500	1,56	2,12	3,91	2,63	2,56	1,51	2,05	3,71	2,51	2,44
3000	1,32	1,79	3,31	2,26	2,17	1,21	1,64	2,98	2,04	1,97
4000	0,92	1,28	2,34	1,64	1,54	0,76	1,05	1,90	1,33	1,26
5000	0,62	0,93	1,59	1,15	1,07	0,46	0,69	1,16	0,84	0,79
6000	0,40	0,61	1,03	0,75	0,70	0,26	0,41	0,68	0,49	0,46
7000	0,23	0,35	0,57	0,43	0,40	0,14	0,21	0,34	0,25	0,24
8000	0,11	0,15	0,27	0,20	0,18	0,06	0,08	0,14	0,10	0,10
9000	0,03	0,04	0,07	0,05	0,05	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02
10000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Für unser Empfinden ist die relative Luftfeuchtigkeit von besonderer Bedeutung, weil ihre physiologische Wirkung uns instand setzt, Änderungen im Feuchtigkeitszustande der Luft unmittelbar wahrzunehmen. Zu unserer Lebenstätigkeit gehört die Verdunstung einer gewissen Wassermenge von der Körperoberfläche, und hierbei wird die

entsprechende Verdampfungswärme verbraucht und also dem Körper entzogen. Da nun der Körper um so mehr Wasser verdampft und um so mehr Wärme verliert, je geringer die relative Feuchtigkeit der umgebenden Luft ist, d. h. je mehr Dampf diese Luft aufnehmen kann, so erzeugt eine ungewohnt geringe relative Feuchtigkeit bei uns Hauttrockenheit, Wärmeverminderung und ausgetrocknete Schleimhäute, vielleicht auch eine gewisse nervöse Reizbarkeit. Relativ feuchte Luft dagegen vermindert die Wärmeabgabe und bewirkt jene Empfindung, die wir mit dem Worte „Schwüle“ zu bezeichnen pflegen. Oftmals hält man irrtümlich diesen Zustand für eine Folge der hohen Temperatur, obwohl doch keineswegs das Thermometer hoch genug steht, um diese Meinung zu rechtfertigen; vielmehr wird erst durch Messung der relativen Feuchtigkeit die eigentliche Ursache der Schwüle aufgedeckt. Recht deutlich zeigt sich dieser Zusammenhang in der Schilderung, welche Cey (96) von dem Klima des persischen Ortes Bûshähr entwirft. „Dort, an der Küste des persischen Golfes, ist zur heißen Jahreszeit die Luft so mit Feuchtigkeit gesättigt, daß am Tage die leichteste Bewegung ein Ausbrechen des Schweißes über den ganzen Körper zur Folge hat. Nur wenige vermögen während der Sommermonate ruhigen Schlaf zu finden, und meistens wandert man, von der unerträglichen Schwüle geplagt, den größten Teil der Nacht schlummerlos auf dem flachen Dache herum, um dann zur Mittagszeit, wo infolge der steigenden Temperatur die Schwüle weniger bemerkbar ist, das Versäumte nachzuholen.“ Also trotz steigender Temperatur wird mittags die Schwüle geringer, weil die relative Feuchtigkeit abnimmt.

Eine nahe und seit langem [Anderson (97)] bekannte Beziehung besteht zwischen der Luftfeuchtigkeit und dem nächtlichen Minimum der Temperatur, denn wenn die am Nachmittage beginnende Abkühlung der Luft bis zum Taupunkt fortgeschritten ist, tritt im Falle noch weiter andauernder Wärmeentziehung Kondensation ein, und die nun frei werdende latente Wärme wirkt weiterem Sinken der Temperatur entgegen. Demnach kann man erwarten, daß das Temperaturminimum nicht erheblich unter den vorher bestimmten Taupunkt sinken wird, sofern nur seit der Taupunktsbestimmung keine Änderung in der absoluten Feuchtigkeit (Herbeiführung anderer Luft durch Wind) eintrat. Im Falle solcher Änderung würde freilich der Taupunkt gleichfalls einen anderen Wert erhalten. Für die Zwecke der praktischen Bodenkultur ist es oftmals wichtig, das nächtliche Temperaturminimum schon am Abend vorauszuberechnen, um namentlich im Falle einer Frostgefahr zarte Pflanzen zu schützen. Da dies vorzugsweise im Frühjahr von Bedeutung ist, und da die Nachtfröste alsdann meistens durch Bodenerkaltung in klaren, windstillen Nächten entstehen, so hat man in der Tat an solchen Tagen die Möglichkeit, aus der am Nachmittage oder Abend angestellten Taupunktsbestimmung die Grenze, bis zu welcher die Temperatur nachts sinken wird, ungefähr anzugeben.

Sehr merkbar ist der Einfluß atmosphärischer Feuchtigkeit bei den absteigenden Luftbewegungen, die man als „Fallwinde“ bezeichnet und deren bekanntester der Föhn ist. Man hat diesen Wind zuerst in der Nordschweiz genauer kennen gelernt und zwar als einen in großer Stärke auftretenden, heißen und trockenen Südwind, der vom Gebirge her in die Täler und das nördliche Alpenvorland herabstürzt, und die Erscheinung dem Herabkommen des oberen Passat zugeschrieben oder auch auf die vermutete Herkunft der Föhnluft aus der Wüste Sahara zurückzuführen gesucht. Indessen waren diese Meinungen nicht vereinbar mit dem allmählich auch am Südabhange der Alpen (als Nordwind) und in manchen anderen Gegenden nachgewiesenen Auftreten des Föhnwindes, sowie mit der Tatsache, daß gerade im Winter der Alpenföhn am wärmsten erscheint, während doch die Wüste Sahara im Sommer heißer ist. Diejenige Auffassung, welche mit allen bisherigen Erfahrungen in Einklang steht, scheint bereits im Anfange des 18. Jahrhunderts von Ebel (98) und dann von Espy (99) (1841 bis 1857) ausgesprochen zu sein; auch Helmholtz (100) deutet Ähnliches an, und endlich wurde durch Wild (101) sowie namentlich durch Hann (102) die jetzt geltende Annahme begründet. Um dieselbe zu verstehen, denken wir eine Luftmasse in vertikaler Bewegung. Beim Aufsteigen gelangt sie unter geringeren, beim Absteigen unter größeren Druck und muß also hierbei sich ausdehnen bzw. zusammengedrückt werden. Damit ist, wie auf S. 33 genauer angegeben, eine dynamische Abkühlung bzw. Erwärmung von $0,99^{\circ}$ auf je 100 m Höhe verbunden. Weht trockene Luft über ein Gebirge hin, so wird sie beim Aufsteigen an der Windseite um so viel abgekühlt, als der Höhe des Gebirges entspricht, und auf der Lee-seite im Herabsteigen wieder um ebensoviel erwärmt. Die Luft übersteigt also kalt den Gebirgskamm, langt aber am Fuße des Gebirges wieder ebenso warm an, als sie vor Beginn des Aufsteigens war. Während trockene Luft in dieser Weise das Gebirge ohne endgültige Temperaturänderung überschreitet, ist für dampfhaltige Luft das Gleiche nur möglich, solange keine Kondensation stattfindet, d. h. wenn der Taupunkt nicht erreicht wird. Zwar sinkt beim Heraufsteigen der Luft die Lage des Taupunktes, denn indem der Druck abnimmt und die Luft sich ausdehnt, erfüllt die gleiche Dampfmenge nun einen größeren Raum, es kommen auf einen Cubikmeter jetzt weniger Gramm Dampf oder (was etwa durch die gleiche Zahl ausgedrückt wird) der Dampfdruck ist beim Aufsteigen geringer geworden und mit ihm der Taupunkt gesunken. Immerhin wird aber bei fortgesetztem Emporsteigen auch dieser erniedrigte Taupunkt erreicht, und alsdann beginnt die Kondensation des überschüssig gewordenen Dampfes unter gleichzeitigem Freiwerden der latent gewesenen Wärme. Das kondensierte Wasser fällt als Regen (oder bei tieferer Temperatur als Hagel und Schnee) zu Boden, während der Luft die Kondensationswärme verbleibt und ihr eine entsprechende Temperaturerhöhung erteilt. Es ist demnach die dynamische Abkühlung

der aufsteigenden Luft um so weniger wirksam und die Luft kommt um so wärmer nach oben, je früher die Kondensation beginnt. Während aufsteigende Luft ohne Kondensation sich auf je 100 m um $0,99^{\circ}$ abkühlt, beträgt nach Hann (103) die Abkühlung auf je 100 m für Luft, die gesättigt von verschiedenen Seehöhen aus aufsteigt:

See- höhe m	-30°	-20°	-10°	0°	5°	10°	15°	20°	25°	Luft- druck mm
0	0,93 ⁰	0,86 ⁰	0,76 ⁰	0,63 ⁰	0,60 ⁰	0,54 ⁰	0,49 ⁰	0,45 ⁰	0,41 ⁰	760
700	0,93	0,85	0,74	0,62	0,59	0,53	0,48	0,44	0,40	700
1 900	0,92	0,83	0,71	0,58	0,55	0,49	0,44	0,40	0,37	600
3 300	0,91	0,80	0,68	0,55	0,52	0,46	0,41	0,38	—	500
5 100	0,89	0,77	0,63	0,50	0,47	0,42	0,38	—	—	400
7 300	0,87	0,72	0,57	0,44	0,42	—	—	—	—	300
10 600	0,84	0,64	0,49	0,37	—	—	—	—	—	200

Diese Zahlen gelten von Beginn der Kondensation an nach aufwärts, und da im Winter die relative Feuchtigkeit unten größer ist als im Sommer, so beginnt auch die Kondensation schon früher und die Abkühlung beim Aufsteigen ist im Winter noch geringer als im Sommer. Nun würde aber beim Herabsteigen der Luft der umgekehrte Vorgang mit Verdampfen der Kondensationsprodukte unter Verbrauch einer entsprechenden Wärmemenge nur dann zustande kommen, wenn auch wirklich das vorher entstandene Wasser noch in der Luft verblieben wäre. Es ist indessen als Regen, Hagel oder Schnee bereits während des Emporsteigens der Luft an der Windseite des Gebirges herabgefallen, und also findet das Absteigen der Luft ohne Änderung des Aggregatzustandes und ganz mit der gleichen dynamischen Erwärmung statt wie bei trockener Luft, nämlich im Betrage von $0,99^{\circ}$ auf 100 m. Der Unterschied in der auf- und abwärts gerichteten Bewegung führt dahin, daß die Luft unten wärmer und trockener ankommt, als sie beim Aufsteigen war: wärmer, denn sie ist beim Aufsteigen um die Kondensationswärme des entstehenden Niederschlages bereichert; trockener, denn eben dieser Niederschlag ist herausgefallen und der Dampfgehalt ist um dessen Betrag vermindert worden, während außerdem die relative Feuchtigkeit auch noch durch die geschehene Temperaturerhöhung merklich verringert ist.

Als Beispiel diene die in Fig. 11 gegebene Darstellung der in auf- und absteigender Luft herrschenden Temperaturverhältnisse. Wir nehmen an, daß Luft von 20° mit einem Dampfdruck von 15 mm, demnach 86 Proz. relativer Feuchtigkeit, zu steigen beginnt (Punkt *A*). In etwa 300 m Höhe (*B*) hat sie mit 17° ihre Sättigungstemperatur erreicht, und beim weiteren Steigen beträgt die dynamische Abkühlung nur noch etwa $0,5^{\circ}$ auf 100 m, weil die Kondensationswärme der entstehenden Wasser-

tropfen in die Luft übergeht. Ist in 1200 m Höhe der Gebirgskamm erreicht (*C*), so ist die Luft auf etwa $12,5^{\circ}$ abgekühlt und bei 10,7 mm Dampfdruck gesättigt. Im Herabsteigen (bis *D*) beträgt die dynamische Erwärmung 12° , während der Dampfdruck seinen Wert behält, und also kommt die Luft auf der anderen Seite dieses mäßig hohen Gebirges mit der Temperatur von $24,5^{\circ}$ und weniger als 50 Proz. relativer Feuchtigkeit wieder herab.

Für das Auftreten dieser Einzelheiten im Südföhn der Alpen sind die Vorbedingungen gegeben, sobald im Westen oder Nordwesten, vom Atlantischen Ozean her, ein barometrisches Minimum erscheint und ausgiebige Luftbewegung aus südlicher Richtung über Mitteleuropa erzeugt. Wo diese Bewegung am Boden durch das Gebirge gehindert wird, tritt ein um so kräftigeres Ansaugen der oberen Luftschichten auf, und das Herüberfließen der südlichen Luftmassen über die Alpenkämme geschieht stellenweise mit großer Heftigkeit, gemäß den örtlichen Einflüssen der Gebirgsform. Gerade diese rasche Luftbewegung hindert einen erheblichen Wärmeaustausch zwischen Luft und Boden. Während bei ruhigem Wetter die Temperatur in den Alpen von oben nach unten um etwa $0,5$ bis $0,6^{\circ}$ auf je 100 m (im Winter weniger, im Sommer mehr) zunimmt, wächst sie in der herabfließenden Luft um $0,99^{\circ}$; hat außerdem diese Luft beim Aufsteigen noch die Kondensationswärme des Niederschlages aufgenommen und bei raschem Übersteigen des Gebirges nicht an den Boden verloren, so kann, wie die Erfahrung bestätigt, am Nordfuß der Alpen die Temperatur mitten im Winter leicht auf 14 bis 17° steigen, während auf der Südseite Niederschlag eintritt. Durch seine Wärme und Trockenheit bewirkt der Föhn, daß man ihn im Frühjahr als „Schneefresser“, im Herbst als „Traubenkocher“ begrüßt. Er tritt ebenso wie die entsprechende Luftdruckverteilung im Sommer seltener, im Winter häufiger auf als im übrigen Jahre.

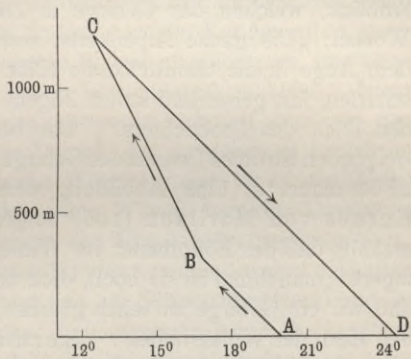


Fig. 11. Temperatur der auf- und absteigenden Föhnluft.

Über die Gegensätze, welche Luftdruck und Temperatur bei Föhn innerhalb geringer Abstände zeigen, berichtet Wild (104). Danach pflegt in 500 m Seehöhe über der ganzen Schweiz durchschnittlich der Luftdruck nicht um mehr als 2 mm verschieden zu sein, während bei Föhn dieser Unterschied für die Orte Faido und Altdorf mindestens 7 mm im Winter, 6 mm im Herbst und Frühling und 4 mm im Sommer beträgt. Und die Temperatur, welche ebenda im Jahresmittel nur um 2° differiert, zeigt zu Föhnzeiten bis zu 16° Unterschied.

Als Bestätigung der vorstehend dargestellten Föhntheorie muß erwartet werden, daß auch in anderen Gegenden die gleichen Ursachen zu der nämlichen Wirkung führen, und in der Tat konnte man bereits in zahlreichen Gebirgsgegenden warme und trockene Fallwinde von der Art des Alpenföhn nachweisen. Nicht bloß auf der Südseite der Alpen als Nordwind, sondern auch in den Vogesen, im Riesengebirge, im Thüringer Wald, in Sizilien und Algier (als Scirocco¹⁾), in Spanien, in Grönland, in Neuseeland, in Südgeorgien, in Japan, in Nordamerika (als Chinookwind auf der Ostseite des Felsengebirges) hat man die gleichen Erscheinungen gefunden.

Dazu gehören außer den erwähnten Kennzeichen noch einige andere Erscheinungen. Erwähnt sei zunächst die Durchsichtigkeit der herabsinkenden Luftmassen, welche beim Aufsteigen durch die Niederschlagsbildung vom Staube gereinigt wurden. Maurer (105) schildert den Anblick, welchen das Gebirge in Zürich bei Föhn gewährt, mit den Worten: „Die ganze Alpenkette, soweit sie bei uns sichtbar, ist dann dem Auge in die unmittelbarste Nähe gerückt und tritt in eigentümlich scharfen, fast geisterhaft kalten Zügen, ohne jegliche Luftperspektive, vor den Blick des Beobachters.“ Darüber erscheint als Wirkung des aufsteigenden Stromes (jenseit des Gebirges) eine Wolkenbank, die sogenannte „Föhnmauer“. Eine Abbildung derselben hat an der Tribulaunkette Kerner von Marilaun (106) aufgenommen; Fr. Treitschke (107) erzählt, daß die Föhnmauer im Winter häufig über dem Thüringerwald lagert: „manchmal ist sie hoch, dick und nach oben so scharf abgegrenzt, daß wir ein Gebirge zu sehen glauben, weit höher als dasjenige, welches den Kern der Wolke bildet“. Czermak (108) bemerkte in Graz an dem dort als „Jauk“ bezeichneten Tauwind meistens einen „eigentümlichen Frühlingsgeruch“, den er auch als Föhngeruch bezeichnet, da die charakteristischen Erscheinungen des Föhns dabei auftraten. Derselbe Beobachter (109) fand in Innsbruck bei Föhn die elektrische Leitfähigkeit der Luft stark vermehrt und ist geneigt, diesem Umstand das unbehagliche Befinden zuzuschreiben, welches bei vielen Menschen durch Föhn erzeugt zu werden pflegt.

Alle die Einzelheiten, welche wir so als Kennzeichen und Begleiter des Föhnwindes kennen lernten, sind indessen nur an die auf- und absteigende Luftbewegung gebunden. Das Vorhandensein eines Gebirges ist dabei keineswegs erforderlich, sondern wenn nur jene vertikalen Strömungen irgendwo auftreten, wird man die charakteristischen Föhnerscheinungen erwarten dürfen. In der Tat hat bereits vor einigen Jahren v. Bezold (110) auf die klimatische Bedeutung der auf- und absteigenden Luftströme hingewiesen, und wie R. Billwiller (111) sowie Rob. Billwiller jun. (112) an Beispielen aus der Schweizer Witterungs-

¹⁾ In Italien heißt „Scirocco“ auch ein im Winter auftretender warmer und feuchter Wind, der vom Föhn verschieden ist.

geschichte zeigen konnten, treten die Föhnerscheinungen wirklich auf, wenn in einem Hochdruckgebiet die Luftmassen herabfließen, welche an anderer Stelle bei niederem Druck emporgestiegen sind. Stellt sich eine solche Strömung über dem Alpengebiet ein, nachdem dort vorher niedrigerer Druck geherrscht hat, so kann der absteigende Luftstrom Anlaß zum gleichzeitigen Auftreten von Föhn auf beiden Seiten der Alpen geben. Indem wir die sonstigen Eigenschaften der Hochdruckgebiete („Antizyklonen“) späterer Darlegung vorbehalten, sei hier doch darauf hingewiesen, daß man in der Tat neben dem „Bergföhn“ auch den „antizyklonalen“ Föhn als tatsächliche Erscheinung ansehen muß.

Die eigentliche Wirkung solcher emporgehenden Bewegung von Luftmassen besteht, falls es dabei zur Kondensation kommt, im Hinaufführen von Wärme. Ähnliches geschieht, wenn mittels Dampfheizung ein Haus erwärmt wird: durch die Feuerung wird Wasser in Dampf verwandelt, nimmt dabei die latent werdende Wärme an sich und steigt mit dieser hinauf in die Heizkörper; indem dort die Kondensation stattfindet, wird dem Dampf die mitgebrachte Wärme abgenommen, und ohne sie fließt er als Wasser herab, um neuen Wärmeverrat zu holen. Nicht anders beladet sich die dem Boden anliegende Luft mit dem von den Gewässern und Pflanzen gelieferten Dampf; der aufsteigende Luftstrom führt ihn samt der in ihm gebundenen Wärme hinauf, bis in der Wolke die Kondensation geschieht und der seiner Wärme beraubte Dampf als Regenwasser herabfällt, um von neuem den Kreislauf zu beginnen.

Von diesen warmen und trockenen Winden verschieden sind die kalten Fallwinde, welche als Bora (am Karst und am Schwarzen Meere) und als Mistral (in der Provence) vorkommen. Im Gegensatz zum Föhn kommen hier die Luftmassen aus kaltem und hochgelegem Hinterland zur wärmeren Küste herab. Durch langsame Bewegung im Hochlande werden sie auf dessen Temperatur abgekühlt und verlieren die Kondensationswärme aus dem vorhergegangenen Aufsteigen. Beim Herabfließen beträgt die dynamische Erwärmung zwar auch $0,99^{\circ}$ auf 100 m, die Bodentemperatur aber wächst nach unten hin noch schneller [z. B. in Noworossisk am Schwarzen Meere nach Baron Wrangel (113) fast 2° auf 100 m], und so kommt die Luft in der Tat unten kälter an, als der dortige Boden ist.

In naher Beziehung zur Luftfeuchtigkeit steht die Verdampfung. Zu ihrer Untersuchung pflegt man als Verdunstungsmesser (Atmometer) ein flaches, mit Wasser gefülltes Gefäß anzuwenden, dessen Gewichtsänderung die von der bekannten Oberfläche verdampfte Wassermenge ergibt. Diese hängt, wie ja leicht einzusehen, von den meteorologischen Elementen derartig ab, daß die Verdunstung wächst mit wachsender Temperatur und Windstärke sowie mit abnehmender relativer Feuchtigkeit. Nach G. Schwalbe (114) kann die sogleich zu erwähnende psychrometrische Differenz als ein Maß für die Verdunstung ebenso wie für die Feuchtigkeit angesehen werden; diese Differenz im Stande des trockenen und feuchten Thermometers ändert sich von Ort

zu Ort und im Jahreslauf ebenso, wie die Verdunstungsmenge. Eine Vorstellung von der Größe der Verdunstung sowie zugleich von ihrer Beeinflussung durch den Wald liefern die folgenden von Bock (115) mitgeteilten Zahlen, in welchen die Verdunstung durch die Höhe der verdampften Wasserschicht angegeben ist. Die Werte sind Mittel aus den zehnjährigen Beobachtungen von 1886 bis 1895 in Hagenau (Rheinebene, 152 m über Meer), und die Feldstation liegt dort um 1270 m vom äußeren Rande des die Waldstation enthaltenden Kiefernwaldes entfernt.

	Verdunstung	Temperatur	Relative Feuchtigkeit
Feldstation . . .	342,4 mm	9,3 ⁰	78 Proz.
Waldstation . . .	146,8	8,2	85

Wie die Verdunstung in der trockenen Föhnluft wächst, zeigen Beobachtungen, die Okada (116) von der an der japanischen Ostküste gelegenen Station Maibaschi berichtet. Dort betrug die durchschnittliche Verdunstungsmenge eines Tages:

Gesamtmittel	3,32 mm
Vortage	3,43
Föhntage	5,52
Folgetage	2,75

Man mißt die Luftfeuchtigkeit mittels des Hygrometers oder Psychrometers. Die vorzugsweise als Hygrometer bezeichneten Apparate beruhen auf der Eigenschaft vieler organischer Körper, hygroskopisch zu sein, d. h. aus der Luft Wasserdampf aufzunehmen unter gleichzeitiger Verlängerung oder sonstiger Gestaltsänderung. Von derartigen Gegenständen (Holzstäbchen, Getreidegrannen, Federspulen, Membranen, Darmsaiten usw.) erwiesen sich besonders brauchbar menschliche Haare. Ein von Fett befreites Haar wird in einem geeigneten Rahmen um eine leicht drehbare Achse

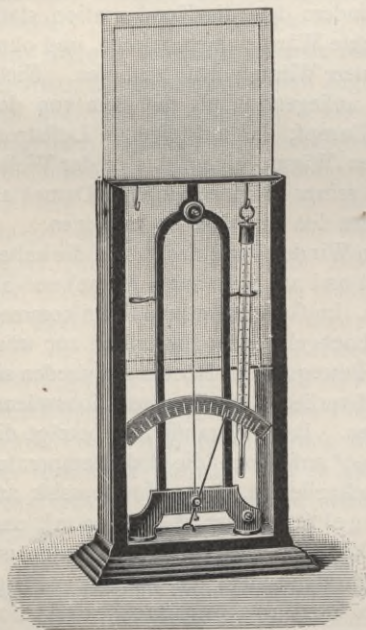


Fig. 12. Haarhygrometer.

geführt und mittels eines kleinen Gewichtes derartig gespannt, daß jede Verlängerung oder Verkürzung des Haares die Achse samt einem daran befestigten Zeiger dreht; an einer hinter dem Zeiger befindlichen Skala kann die relative Feuchtigkeit, welche der augenblicklichen Zeigerstellung entspricht, abgelesen werden, und zugleich an einem dem Apparate beigegebenen Thermometer die Lufttemperatur. Man braucht dann nur in einer geeigneten Tabelle (S. 43 oder Tab. 1 am Schluß des Buches) zu

der abgelesenen Temperatur den Sättigungsdruck zu suchen, um hieraus und aus der relativen die absolute Feuchtigkeit, und als deren Sättigungstemperatur den Taupunkt zu bestimmen. Ein solches Haarhygrometer (Fig. 12) kann wenigstens für höhere Beträge der relativen Feuchtigkeit geprüft und nach Bedarf berichtigt werden, indem man einen mit Musselin bezogenen Rahmen, der dem Instrument beigegeben ist, naß in das Gehäuse desselben einsetzt und dies dann verschließt. Alsdann ist die darin befindliche Luft bald mit Dampf gesättigt, und der Zeiger muß nun auf 100 Proz. stehen oder nötigenfalls dahin gedreht werden.

Weniger bequem in der Handhabung und Ablesung, aber meistens genauer als das Haarhygrometer, ist das Augustsche Psychrometer (Fig. 8, S. 39). Dasselbe besteht aus zwei gleichen und nebeneinander angebrachten Thermometern, deren eines, das „trockene“, die Lufttemperatur angibt, während das zweite, welches als das „feuchte“ bezeichnet wird, an seiner Kugel eine Hülle von Musselin trägt, die durch eine geeignete Vorrichtung dauernd mit Wasser versehen und feucht erhalten wird. Von dieser Hülle verdampft beständig Wasser, und zwar um so mehr, je mehr Dampf die umgebende Luft aufzunehmen vermag, also je geringer ihre relative Feuchtigkeit ist. Infolge des Wärmeverbrauchs beim Verdampfen hat das feuchte Thermometer einen tieferen Stand als das trockene, und der Unterschied beider, die psychrometrische Differenz, ist ein Maß für die Feuchtigkeit. Aus dieser Differenz und der Lufttemperatur kann mit Hilfe entsprechender Tabellen (siehe Tab. 1 am Schluß des Buches) die absolute und relative Feuchtigkeit, der Taupunkt usw. hergeleitet werden. Liegt die Temperatur unter 0° , so muß die Kugel des feuchten Thermometers mit einer dünnen Eisschicht umkleidet sein, welche man nötigenfalls (mindestens eine Stunde vor der Ablesung) durch Auftragen von Wasser mit einem Pinsel ergänzt. Dennoch zeigt das feuchte Thermometer alsdann etwas höhere Temperaturen, als der aus älteren Tabellen ermittelten Feuchtigkeit entspricht. Daher empfiehlt Ekholm (117) auf Grund von Versuchen, die am feuchten Thermometer abgelesene Zahl um $0,45^{\circ}$ zu vermindern, ehe man sie zur Berechnung der Feuchtigkeit benutzt. Für unsere Tab. 1 gilt diese Vorschrift indessen nicht.

Die verbesserte Form, welche Assmann (82) dem Psychrometer durch Hinzufügung der Aspiration gab, ist oben bereits erwähnt und in Fig. 9 (S. 40) abgebildet.

Ein gleichfalls zur Feuchtigkeitsmessung dienendes Instrument ist das Kondensationshygrometer. In einem mit blanker, metallischer



Fig. 13. Daniell'sches Hygrometer.

Oberfläche versehenen Gefäße wird Äther durch teilweises Verdampfen so lange abgekühlt, bis das Gefäß außen mit Wasser beschlägt. Da dies stattfindet, sobald die mit der Gefäßfläche in Berührung befindliche Luft auf ihren Taupunkt abgekühlt ist, kann man diesen an einem im Innern des Gefäßes befindlichen Thermometer ablesen, wobei aber natürlich genau derjenige Augenblick abzapassen ist, in welchem der Beschlag auf der blanken Fläche zuerst sichtbar wird. Ein zweites Thermometer ergibt die Lufttemperatur. Fig. 13 (a. v. S.) zeigt eine ältere Form dieses Instruments, das Daniellsche Hygrometer. Der Apparat wird in unseren Gegenden selten benutzt.

Bewölkung.

Wird Luft, welche mit Wasserdampf gesättigt ist, ohne Druckänderung abgekühlt, oder ohne Temperaturänderung unter höheren Druck gebracht, so gelangt sie in den Zustand der Übersättigung. Denn, wie im vorigen Kapitel (S. 43) gezeigt wurde, entspricht der bei Sättigung verringerten Temperatur ein kleinerer Dampfdruck als der vorhandene, und ebenso entspricht der erhöhte Druck, bei welchem die gleiche Dampfmenge in einen kleineren Raum gepreßt ist, einer höheren Temperatur als vorhanden. In beiden Fällen ist also mehr Dampf in der Luft enthalten, als zur Sättigung gehört. Wenn der Aggregatzustand des Wassers sich immer den herrschenden Temperatur- und Druckverhältnissen anpassen würde, könnte freilich keine Übersättigung zustande kommen. Die Erfahrung zeigt aber, daß dieser Zustand häufig eintritt, und daß zum Entstehen flüssiger Kondensationsprodukte das Vorhandensein flüssiger oder fester Ansatzkerne eine notwendige Vorbedingung ist. Arbeiten von Coulier (118), Aitken (119), Rob. v. Helmholtz (120), Melander (121) u. a. haben gezeigt, daß man Luft mittels langsamen Hindurchsaugens durch Watte reinigen oder auch in verschlossenem Gefäße stehen lassen kann, bis aller Staub zu Boden gefallen ist (was aber viele Tage dauern kann), und daß solche staubfreie Luft mit Wasserdampf gemischt zur Kondensation, d. h. zur Nebelbildung völlig unfähig ist. Wenn aber die Luft Staub enthält, so kann man durch ausreichende Abkühlung ganz leicht die Kondensation einleiten und das Entstehen von Wasserkügelchen (oder Eisnadeln) um die einzelnen Staubkerne hervorrufen. Daß auch in staubfreier Luft durch Ionisation die Bildung flüssiger Tröpfchen eingeleitet werden kann, soll in einem späteren Kapitel gezeigt werden.

Eine gewisse Übersättigung ist immerhin zur Kondensation notwendig, wie die Versuche von R. v. Helmholtz (120) zeigten. Nimmt man, wie üblich, an, daß der Druck des Dampfes den Stößen der gegen die Begrenzungsfläche fliegenden Moleküle zuzuschreiben ist, und daß

bei einer über Wasser befindlichen gesättigten Dampfmenge in gleicher Zeit gleich viele Moleküle aus dem Wasser heraus und in dasselbe hinein sich bewegen, so kann die Menge der in der Zeiteinheit aus der Flüssigkeit tretenden Teilchen als Maß für den Druck des Dampfes angesehen werden. Je leichter (oder schwerer) dies Austreten geschieht, um so größer (oder kleiner) muß zur Erhaltung des Gleichgewichtes der Sättigungsdruck des äußeren Dampfes sein. Die Kraft aber, mit welcher die Moleküle in der Flüssigkeitsoberfläche zurückgehalten werden, ändert sich nach Sir W. Thomson (122) mit der Gestalt der Oberfläche, denn in einer konvexen Fläche ist jedes Teilchen von viel weniger anderen Teilchen umgeben und zurückgehalten, als in einer ebenen oder gar konkaven Fläche. Es ist also, damit auf einer konvexen Fläche sich Dampf kondensiert, d. h. damit mehr Dampfteilchen zu dieser Fläche hin als von ihr weg sich bewegen, ein um so größerer Dampfdruck erforderlich, je stärker die konvexe Krümmung, je kleiner der Krümmungsradius ist. Bei einem Krümmungsradius von 0,001 mm würde der Sättigungsdruck etwa um ein Tausendstel seines normalen Wertes vergrößert sein.

Wenn nun in staubfreier feuchter Luft eine Kondensation eintritt, so müßten die aus Dampf entstehenden Wassertropfchen zuerst so winzig klein und darum so ungeheuer stark konvex gekrümmt sein, daß eine sehr große Übersättigung des Dampfes zu ihrem Bestehen erforderlich wäre.

Sind dagegen Staubkerne vorhanden, an deren Oberfläche die Kondensation beginnen kann, so ist um so weniger Übersättigung nötig, je größer die Ansatzkerne sind, d. h. je kleiner die Krümmung ihrer Oberfläche ist. Aus Messungen über die zur Nebelbildung erforderliche Übersättigung berechnete R. v. Helmholtz (120) für den Radius der zuerst gebildeten Nebelkugeln den Wert von etwa 0,0002 mm. Damit stehen nicht in Widerspruch die Beobachtungen von Assmann (123), welcher auf dem Brocken die Beschaffenheit der Nebeltropfchen durch mikroskopische Betrachtung studierte und beim Verdampfen der Tropfchen keinerlei Rückstand wahrnehmen konnte. Die angewandte Vergrößerung reichte nur aus, um Körperchen von 0,0005 mm Größe noch zu sehen.

Da nun überall in der Atmosphäre Wolken sich bilden können, müssen wir auf das Vorhandensein von Staub in allen Luftregionen schließen. Auch ist es begreiflich, daß die Anwesenheit reichlicher Staubmengen eine besonders starke Kondensation erzeugt, und daß auf dem Meere die in der Luft schwebenden Salzteilchen, in großen Städten der Rauch der Feuerstätten viel zur Nebelbildung beitragen.

Die einzelnen Wasserteilchen, aus welchen die Nebel- oder Wolkenmassen zusammengesetzt sind, pflegte man sich früher als kleine, hohle Bläschen vorzustellen. Diese von Halley und seinen Zeitgenossen (Anfang des 18. Jahrhunderts) herrührende, noch von Clausius (124) zur Erklärung optischer Erscheinungen benutzte Auffassung sollte vornehmlich das „Schweben“ der Wolken erklären. Indessen bedarf es, wie wir

weiter unten sehen werden, einer solchen Erklärung keineswegs, da das Schweben der Wolken nur ein scheinbares ist. Assmann (62) konnte bei Gelegenheit der vorgenannten Beobachtungen auf dem Brocken eine Anzahl von Nebeltröpfchen untersuchen, die auf den Objektträger des Mikroskops fielen und dort allmählich verdampften. Während eine Hohlkugel aus Wasser, etwa eine Seifenblase, beim Auftreffen auf einen ebenen Gegenstand zerplatzend einen benetzten Ring mit trockener Mitte zurückläßt, konnten dort ausnahmslos nur solche Tropfen wahrgenommen werden, welche auf dem Objektträger ruhend eine vom Rande konzentrisch nach der Mitte zunehmende Höhe hatten, und deren Volumen einer Kugel von 0,0059 bis 0,0169 mm Durchmesser entsprach. Und in gleichem Sinne spricht die von Kiessling (125) geltend gemachte Erwägung, daß Bläschen bei Vermehrung oder Verminderung des äußeren Luftdruckes an Volumen ab- oder zunehmen müßten, während erfahrungsmäßig die Lichterscheinungen in künstlichem Nebel vom Luftdruck nicht abhängig und daher auf das Vorhandensein massiver Wassertröpfchen zurückzuführen seien. Bei genügend tiefer Temperatur der Kondensation geht natürlich der Dampf nicht in Wasser, sondern in Eis über.

Man pflegt die Bewölkung als Nebel oder als Wolken zu bezeichnen, je nachdem sie am Boden oder in größerer Höhe auftritt, und beide Gebilde entstehen auf verschiedene Weise. Der Nebel hat als Ursache Abkühlung des Bodens oder der ihm anliegenden Luftschicht. Ist der Boden kälter, so wird die Temperatur der untersten Luftschicht durch Wärmeleitung gleichfalls sinken und kann bis unter den Taupunkt herabgehen, worauf die Kondensation beginnt. Dies findet oft in ruhigen, klaren Nächten statt, indem der Boden durch Ausstrahlung erkaltet und sich mit einer allmählich dicker werdenden Nebelschicht bedeckt. Das sogenannte „Steigen des Nebels“ ist dabei nur ein scheinbares, denn die Nebeltröpfchen sind schwerer als Luft und befinden sich vielmehr in langsamem Sinken. Aber die Abkühlung der Luft und die daraus folgende Kondensation erstrecken sich immer weiter hinauf, und wenn die zur Kondensation führende Kälte rascher emporsteigt, als die Nebeltröpfchen herabfallen, so hebt sich in der Tat die obere Nebelgrenze. Ähnlich kann auch Nebel entstehen, wenn der Wind feuchte und warme Luft über kälteren Boden hinführt.

Ist dagegen die Luft kälter, so kann dies über der Oberfläche wärmerer Gewässer oder wasserreichen Bodens zur Nebelbildung führen. Die Verdampfung an der Wasserfläche entspricht der Wassertemperatur und sendet also mehr Dämpfe herauf, als die kältere Luft aufnehmen kann. Demnach wird ein Teil des Dampfes in der Luft wieder zu Nebel kondensiert. Hierbei kann ein wirkliches Steigen des Nebels stattfinden, wenn die dem Wasser benachbarte unterste Luftschicht erwärmt wird und über die kältere und schwerere Luft emporsteigt, wobei durch Vermischen beider neue Kondensation erfolgt. Der Vorgang ist ganz ähnlich

wie das „Dampfen“ eines mit warmem Wasser gefüllten und im kühlen Zimmer stehenden Gefäßes.

Eine andere Entstehungsweise des Nebels folgert Elias (126) aus den am Berliner Aeronautischen Observatorium ausgeführten Drachen- und Ballonbeobachtungen. Hiernach geht der Nebelbildung voraus das Auftreten eines warmen Luftstromes, welcher in geringer Höhe über der feuchten und kalten Bodenluft und mit erheblicher relativer Geschwindigkeit gegen diese dahinfließt. Indem er durch seine Wärme aufsteigende Ströme und Wolkenbildung hindert, vermehrt er die dem klaren Himmel entsprechende nächtliche Abkühlung des Bodens und erzeugt an seiner Berührungsfläche mit der unteren Luftschicht Wogen, welche die verschiedenen Schichten miteinander mischen und zur Lufttrübung durch Kondensation führen können. Mit dieser Meinung wäre die Temperaturverteilung vereinbar, welche bei beginnendem Nebel Inversion (oben wärmer als unten) zu zeigen pflegt, während im fertigen Nebel der untere Teil die gewöhnliche Abnahme der Temperatur nach oben hin zeigt, darüber eine gleichmäßig temperierte Schicht auftritt, und an der oberen, noch in der Bildung begriffenen Grenze Inversion.

In betreff des täglichen Ganges der Nebelhäufigkeit berichtet Streun (127) aus der Schweiz, daß in tieferen Lagen überall das Maximum am Morgen auftritt, namentlich im September und Oktober, während auf den Gipfeln, wo freilich der Nebel auf ganz andere Art entsteht und wohl eher als Gewölk zu bezeichnen ist, gleichmäßige Verteilung über die Tagesstunden oder ein schwaches Nachmittagsmaximum sich findet.

Der jährliche Gang zeigt meistens ein Maximum im Winter oder Spätherbst, Minimum im Sommer. Doch wird durch besondere Windverhältnisse an manchen Orten auch eine andere Verteilung herbeigeführt; so hat z. B. die norwegische und die schottische Küste die größte Nebelhäufigkeit im Sommer, die geringste im Winter.

Entsteht die Kondensation höher als in den untersten Luftschichten, so bezeichnet man die entstehenden Gebilde als Wolken. Ihr Ursprung kann allenfalls durch Vermischung verschiedener Luftmassen gegeben sein, welche verschiedene Temperatur haben und mit Dampf nahezu gesättigt sind, indessen ist die hierbei zur Kondensation kommende Wassermenge überaus gering. So berechnet v. Bezold (128), daß durch Vermischen zweier bei 700 mm Quecksilberdruck gesättigter Luftmassen von 0° und von 20° höchstens 0,75 g Wasser für jedes Kilogramm der Mischung entstehen kann, wobei die Endtemperatur des Gemisches 11° betragen würde. Aus gesättigter Luft von 20° kann man die gleiche Wassermenge zur Ausscheidung bringen, wenn man die Luft ohne Druckänderung auf $19,2^{\circ}$ abkühlt, oder wenn man sie durch Druckverminderung bis auf $18,4^{\circ}$ dynamisch abkühlt, was einem Emporsteigen um etwa 310 m entspräche. Die für die zu mischenden Luftmassen angenommene Temperaturdifferenz von 20° dürfte aber in Wirklichkeit bei benachbarten Luftströmen verschiedener Richtung kaum jemals zutreffen, ebensowenig

die Voraussetzung, daß beide völlig gesättigt sind. Außerdem geschieht die Mischung nur in einer wenig mächtigen Grenzschicht, und es werden darum die durch Luftmischung entstehenden Wolken nicht eben häufig vorkommen.

Zur Bestätigung können die Zahlen dienen, welche Conrad (129) für den Wassergehalt fertiger Wolken gefunden hat, indem er ein gemessenes Volumen der von der Wolkenmasse erfüllten Luft in ein verschlossenes Gefäß brachte und die darin enthaltene Wassermenge mittels Durchsaugens durch Chlorcalciumröhren bestimmte. Die Gewichtszunahme der Röhren ergab das Gesamtgewicht des Wassergehaltes; wurde hiervon die mittels Hygrometers bestimmte Menge der dampfförmig in der untersuchten Luft enthaltenen Feuchtigkeit abgezogen, so erhielt man das Gewicht des flüssigen, d. h. in Form von Nebeltröpfchen in der aufgefangenen Luftmenge befindlich gewesenen Wassers. Die Beobachtungen fanden auf Berggipfeln statt: auf dem Schneeberg in Niederösterreich, dem Schafberg in Tirol (beide 1800 m hoch) und dem Sonnblick in den Tauern (3100 m). Im Mittel ergab sich für dichte Wolken, welche nur 20 m weit zu sehen gestatten, ein Wassergehalt von 4,5 g im Cubikmeter; weniger dichte Wolken mit 80 m Sehweite enthielten nur 0,4 g im Cubikmeter. Bei den angegebenen Höhen darf das Gewicht eines Cubikmeters Luft etwa zu 1 kg angenommen werden, so daß der Vergleich mit der obigen Berechnung der durch Mischen entstehenden Kondensation möglich wird und sich zeigt, wie in der Tat nur leichtes Gewölk durch Mischung entstehen kann.

Vielmehr ist es der aufsteigende Luftstrom, den man als gewöhnliche Veranlassung der Wolkenbildung ansehen muß. Wenn an einer Stelle der Druck am Boden geringer geworden ist als in der Umgebung (z. B. durch Erwärmung), so stellt das gestörte Gleichgewicht sich durch Bewegung wieder her, welche über der Stelle des geringsten Druckes emporführt und die aufgestiegene Luft durch am Boden heranströmende andere Luftmassen ersetzt, während in der Höhe ein Abfließen vom oberen Ende des aufsteigenden Stromes nach außen stattfindet. Wie hierbei die emporgestiegene Luft unter geringeren Druck kommt, sich beim Ausdehnen dynamisch abkühlt und zur Kondensation gelangen kann, ist bereits oben (S. 33, 49) geschildert worden. Nach Ferrel (130) kann man die Höhe der beginnenden Kondensation, d. h. der unteren Wolkengrenze, leicht berechnen; sie ist gleich $125 (t - \tau)$ Meter, wenn am Boden die Lufttemperatur t und der Taupunkt τ (beide in Celsiusgraden ausgedrückt) stattfinden.

Die Zustände, welche nacheinander in aufsteigender Luft eintreten, hat H. Hertz (131) als Trocken-, Regen-, Hagel- und Schneestadium bezeichnet. Dieselben werden von Mohn (132) an dem folgenden Beispiel erläutert. Eine Luftmasse habe am Boden bei 760 mm Quecksilberdruck die Temperatur 20° , der Dampfdruck sei gleich 15,0 mm. Da bei 20° zur Sättigung ein Dampfdruck von 17,4 mm gehört, beträgt die relative

Feuchtigkeit $1500/17,4 = 86$ Proz. Wenn diese Luft emporsteigt, so erkaltet sie zunächst auf je 100 m Erhebung um $0,99^{\circ}$, bis der Taupunkt erreicht ist. Dieser Teil des Vorganges, das Aufsteigen ohne Kondensation, heißt Trockenstadium, ihm folgt die als Regenstadium bezeichnete Fortsetzung vom Beginn der Kondensation bis zum Erreichen der Temperatur 0° . Mit Rücksicht darauf, daß unter vermindertem Druck der Wasserdampf einen größeren Raum ausfüllen muß und die absolute Feuchtigkeit also einen geringeren Wert hat, liegt der Taupunkt etwas tiefer, als dem anfänglichen Dampfdruck entspräche, nämlich bei $17,0^{\circ}$. Dieser samt dem zugehörigen Sättigungsdruck von 14,4 mm wird, entsprechend dem Temperaturgefälle von $0,99^{\circ}$, in 306 m Höhe (733,3 mm Druck) erreicht, und von hier ab beginnt nun das Regenstadium, die Luft steigt gesättigt weiter empor unter beständiger Kondensation des über die Sättigung hinaus vorhandenen Dampfes. In der Höhe von 3684 m ist die Temperatur auf 0° , der Druck auf 486,0 mm und der Dampfdruck auf 4,6 mm gesunken, das Temperaturgefälle in diesem Regenstadium beträgt wegen der frei werdenden Kondensationswärme nur etwa $0,5^{\circ}$ auf 100 m. Die im Kilogramm Luft enthaltene Dampfmenge beläuft sich jetzt nur noch auf 6,0 g gegen 12,5 g am Boden; 6,5 g Dampf sind aus jedem Kilogramm Luft als Wasser ausgeschieden, und dies Wasser bleibt entweder als Wolke im aufsteigenden Strome schweben, oder es fällt herab und gelangt, soweit es nicht im Sinken verdampft, als Regen zu Boden. Wenn die Wassermasse als „schwebende“ Wolke von der aufsteigenden Luft mitgerissen wird, so beginnt jetzt das Hagelstadium, in welchem die Luft, gemischt mit Wasser und Eis, die Temperatur von 0° unverändert beibehält. Denn der nunmehr stattfindende Wärmeverbrauch der sich ausdehnenden Luft wird durch die frei werdende Erstarrungswärme des gefrierenden Wassers so lange ausgeglichen, bis alles schwebende Wasser sich in Eis verwandelt hat. Da ein Kilogramm Eis bei 0° zum Schmelzen 80 Kalorien braucht (Definition S. 21) und beim Gefrieren eines Kilogramms Wasser ebensoviel Wärme frei wird, so kann man berechnen, daß das Hagelstadium in unserem Beispiele bis zur Höhe von 3860 m reicht, während die Temperatur auf 0° , der Dampfdruck auf 4,6 mm verbleibt und der Luftdruck auf 475,4 mm sinkt. In diesem Stadium wird kein Dampf kondensiert, vielmehr kommt, weil ohne Abkühlung der Luftdruck kleiner wird, ein gewisser Teil des Wassers wieder zur Verdampfung. Wenn aber die im Regenstadium entstandenen Tropfen nicht mit der Luft emporsteigen, sondern herabfallen, so bleibt das ganze Hagelstadium weg, und es beginnt sogleich das Schneestadium, in welchem die Luft unter weiterer Abkühlung emporsteigt, während die jetzt ausgeschiedenen Wasserdämpfe unmittelbar in feste Form übergehen und eine aus Eisnadeln bestehende Wolke bilden. Hierbei würde die Temperatur von -20° in 7117 m Höhe erreicht werden, so daß das Temperaturgefälle in diesem Stadium $0,61^{\circ}$ auf 100 m beträgt. Zugleich sinkt der Luftdruck auf 311,6 mm, der Dampfdruck auf 0,9 mm,

und ein Kilogramm Luft enthält nur noch 1,9 g Dampf, nachdem 4,1 g Eis ausgeschieden wurden.

Wie sich in herabsteigender Luft die entsprechenden Vorgänge gestalten, ist nach dem früheren ohne weiteres ersichtlich. Eine abwärts bewegte Luftmasse erwärmt sich dynamisch auf je 100 m um $0,99^{\circ}$. Ist ihr Wasser oder Eis beigemischt, so wird die Kompressionswärme zur Verdampfung verbraucht. Ein absteigender Luftstrom kann also wohl vorhandene Wolken durch Verdampfung zum Verschwinden bringen, niemals aber selbst zur Wolkenbildung führen.

Die vorstehend geschilderte Entstehungsweise der Wolken läßt uns erkennen, daß dieselben keineswegs als unveränderliche Gebilde von gleichbleibenden Bestandteilen anzusehen sind. Wo durch Bewegung die Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse sich ändern, finden sogleich die entsprechenden Änderungen des Aggregatzustandes statt, während unseren Augen nur das Wasser oder Eis der Wolke, nicht aber der Dampf sichtbar ist. Es kann also die Bewegung und Entwicklung der Wolken mit dem Auge nur unvollkommen verfolgt werden. Insbesondere beruht das scheinbare Schweben der Wolken auf Täuschung. In Wirklichkeit sind die Wassertropfchen oder Eiskristalle der Wolken schwerer als die Luft und sinken herab. Diese Bewegung ist langsam, teils wegen des großen Luftwiderstandes, den so kleine Körperchen finden, teils auch wegen der hebenden Kraft des aufsteigenden Stromes, in dem die Wolke „schwebt“. Sobald aber ein flüssiges oder festes Teilchen die untere Wolkengrenze erreicht hat, kommt es in ungesättigter Luft, verdampft und hört auf, sichtbar zu sein. Weht der Wind gegen einen Berg, so wird die Luft an der Windseite emporgeführt, um an der Lee-seite herabzusteigen. Auf der Windseite bildet sich über derjenigen Höhe, in welcher die Kondensation des aufsteigenden Stromes beginnt, eine Wolke, die etwa bis zu gleicher Höhe auf der Leeseite auch den absteigenden Strom erfüllt. Die Höhe der unteren Wolkengrenze hängt von Temperatur und Dampfgehalt der aufsteigenden Luft ab, und der Beobachter sieht bei genügendem Dampfgehalt eine scheinbar ruhende Wolkenkappe den Berggipfel umgeben, wie sie z. B. der Brocken oft genug zeigt. In Wirklichkeit sind die Wasserteilchen der Wolken aber natürlich keineswegs in Ruhe, sondern sie folgen der Windbewegung und sinken außerdem durch eigene Schwere herab. Bei Luftfahrten hat man oftmals bemerkt, daß der Ballon vom Winde in eine Wolke hinein oder aus einer solchen heraus in horizontaler Richtung bewegt wurde. Wäre die Wolke ein unveränderlicher Körper, wie der Ballon, so müßten beide durch den gleichen Wind auch gleiche Bewegung erhalten und könnten einander nicht wesentlich näher kommen noch sich voneinander entfernen, solange der Ballon nur durch Wind und nicht durch Ballastwerfen oder Ventilziehen bewegt wird. Da aber in der Tat die Wolken sich oftmals ganz anders zu bewegen scheinen als der Ballon, sehen wir auch hier, daß die Wolke nur der jeweilig sichtbare

Teil einer in Bewegung und beständiger Änderung befindlichen Masse ist. Das in der Luft vorhandene Wasser paßt seinen Aggregatzustand den wechselnden Verhältnissen von Bewegung, Druck und Temperatur an, und derjenige Raum, in welchem dies Wasser gerade flüssig oder fest ist, wird von uns als Wolke gesehen und bezeichnet.

Wie es scheint, kann ein Raum auch ohne sichtbaren Wolkengehalt diejenigen Besonderheiten der Temperatur- und Feuchtigkeitsverteilung zeigen, welche für Wolken charakteristisch sind. Berson (133) schildert mehrere bei Luftfahrten beobachtete Fälle „latenter Wolken“, in denen bei nahezu dampfgesättigter Luft die Temperaturabnahme nach oben hin zuerst mäßig, dann sehr rapide auftrat, während unmittelbar darüber eine andere, wärmere und trockenere Luftschicht erschien, wie sie als obere Begrenzung sichtbarer Wolken so oft beobachtet wird.

Die verschiedenen Wolkenformen lassen die Entstehungsweise erkennen. Im oberen Teile eines aufsteigenden Luftstromes befindet sich gewöhnlich eine Wolke, deren untere Grenze die Höhe des beginnenden Regenstadiums bezeichnet. Darum pflegen solche Wolken unten eine nahezu ebene Begrenzung zu haben. Nach oben hin läßt entweder die kugelförmig gerundete Gestalt der Wolke erkennen, daß und wie weit der aufsteigende Strom nahezu gerade emporführt, oder die Wolke ist streifenförmig auseinandergezogen und zeigt durch ihre geschichtete Lagerung, daß sie in verschieden gerichtete (bzw. verschieden rasch fließende) horizontale Luftströmungen eingedrungen ist. Im ersteren Falle wird sie als Haufen- oder Cumuluswolke bezeichnet, im letzteren als Schicht- oder Stratuswolke. Gelangt die Wolke in größere Höhen und wird von den hier strömenden Luftmassen erfaßt und mitgeführt, so erscheint sie in Form zarter Fäden oder Schleier auseinandergezogen und heißt dann Feder- oder Cirruswolke. Diese Form befindet sich in Höhen, deren Temperatur unter 0° liegt, die Cirruswolken bestehen darum aus Eisnadeln und geben durch Lichtbrechung die Veranlassung zu Sonnen- und Mondhöfen. Luke Howard (134), welcher bereits 1802 diese Grundformen beschrieb und benannte, fügt dazu noch die Regen- oder Nimbuswolke (die er zuerst auch Cumulocirrostratus nannte) und die Zwischenformen Cirrocumulus, Cirrostratus und Cumulostratus. Goethe (135) schlug zur Ergänzung vor, mit Paries oder Wand eine am Horizont gelegene dichte Wolkenbank zu bezeichnen. Man hat später vielfach die Benennung der Wolkenformen erweitert und einheitlich zu gestalten gesucht, insbesondere waren Cl. Ley, H. H. Hildebrandsson, R. Abercromby, W. Köppen, G. Neumayer, A. Riggenbach, L. Teisserenc de Bort u. a. in diesem Sinne tätig, und als ein wesentliches Ergebnis dieser Bestrebungen kann der auf Veranlassung des Internationalen Meteorologischen Komitees (Sitzungen 1891 in München und August 1894 in Upsala) von Hildebrandsson, Riggenbach und Teisserenc de Bort (136) 1896 herausgegebene Internationale Wolkenatlas angesehen werden. Um

nämlich durch Zusammenwirken der meteorologischen Beobachter und Anstalten aller Länder die Formen und Bewegungen der Wolken studieren zu können und vergleichbares Beobachtungsmaterial zu erlangen, hielt man es für notwendig, daß bei allen Beobachtungen die nämlichen Bezeichnungen und Methoden gebraucht würden, und schuf ein System der Wolkenformen, welches durch Zeichnung und Beschreibung in dem genannten Atlas dargestellt ist und ein einheitliches Verfahren des Wolkenstudiums allgemein herbeiführen soll. Die folgenden Einzelheiten (man vergleiche auch die Abbildungen Taf. V und folgende) sind jenem Werke entnommen.

- a) Durchbrochene oder kugelförmige Wolkenbildungen (vorwiegend bei trockenem Wetter).
- b) Ausgebreitete oder schleierförmige Bildungen (Wetter regnerisch).

A. Obere Wolken in mittlerer Höhe von 9000 m.

a) 1. Cirrus (Ci.). Vereinzelte zarte Wolken von faserigem Gewebe, in Form von Federn, im allgemeinen weiß, oft angeordnet in Banden, die einen Teil des Himmels in Bogen größter Kreise durchsetzen und im perspektivischen Bilde gegen einen oder auch zwei gegenüberliegende Punkte des Horizonts konvergieren.

b) 2. Cirrostratus (Ci.-S.). Feiner weißlicher Schleier, bald gleichförmig, bald mit mehr oder minder deutlicher Struktur eines Filzes von Fäden; gibt häufig Anlaß zu Halos (Ringern) um Sonne und Mond.

B. Mittelhohe Wolken, zwischen 3000 und 7000 m.

a) 3. Cirrocumulus (Ci.-Cu.), Schäfchenwolken. Kleine, zusammengeballte oder flockenförmige Massen, schattenlos oder mit sehr schwachen Schatten, angeordnet in Gruppen und oft in Reihen.

b) 4. Altcumulus (A.-Cu.). Dickere Ballen, weiß oder blaßgrau, mit schattigen Bestandteilen, in Gruppen oder in Reihen geordnet und oft so zusammengedrängt, daß ihre Ränder sich berühren. Die einzelnen Ballen sind meist in der Mitte der Gruppe dicker und massiger, am Raande bilden sie feinere Flocken. Oft erscheinen sie nach einer oder zwei Richtungen reihenförmig geordnet.

c) 5. Altostratus (A.-S.). Dichter Schleier von grauer oder bläulicher Farbe, der in der Nähe der Sonne oder des Mondes stärker leuchtet und, ohne Halos zu verursachen, die Bildung von Höfen bewirken kann; zeigt in der Form alle Übergänge zu Cirrostratus, schwebt aber nach Messungen von Upsala nur halb so hoch.

C. Untere Wolken, unterhalb 2000 m.

a) 6. Stratocumulus (S.-Cu.). Dicke Ballen oder dunkle Wolkenwülste, die häufig den ganzen Himmel bedecken, namentlich im Winter,

und ihm zuweilen ein wogenförmiges Ansehen geben; von geringer Mächtigkeit, so daß häufig das Himmelsblau durchbricht. Es finden sich alle möglichen Übergänge von dieser Form zu Altocumulus. Sie unterscheiden sich von Nimbus durch ihr ballen- oder walzenförmiges Aussehen und auch darin, daß sie keinen Regen herbeizuführen pflegen.

b) 7. Nimbus (N.), Regenwolke. Eine dichte Schicht dunkler, formloser Wolken mit zerfetzten Rändern, aus der im allgemeinen andauernd Regen oder Schnee fällt. Darüber und durch die Lücken sichtbar befindet sich fast immer eine Schicht Cirrostratus oder Altostratus. Zerreißt die Nimbusschicht in kleine Fetzen oder eilen unter dem breit ausgedehnten Nimbus sehr niedrig lose, kleine Wolken dahin, so heißen diese Fractonimbus („Scud“ der Seeleute).

D. Wolken aus den untermittags aufsteigenden Strömen.

a) 8. Cumulus (Cu.), Haufenwolke, Gipfel 1800 m, Grundfläche 1400 m. Dicke Wolken, deren Gipfel die Form einer Kuppel hat und mit Ansätzen umsäumt ist, während die Grundfläche wagerecht ist; sie scheinen am Tage durch aufsteigende Bewegung zu entstehen, die sich sehr regelmäßig beobachten läßt. Der Sonne gegenüber leuchten die Flächen, welche sich dem Beobachter senkrecht darbieten, heller als der Rand. Bei seitlicher Belichtung sind diese Wolken von tiefen Schatten durchzogen, vor der Sonne erscheinen sie dunkel mit heller Umrahmung. Der eigentliche Cumulus ist oben und unten scharf begrenzt. Häufig ist er durch heftige Winde zerrissen, und die einzelnen Teile bieten dann ununterbrochen Veränderungen dar: Fractocumulus.

b) 9. Cumulonimbus (Cu.-N.), Gewitterwolken. Gipfel 3000 bis 8000 m, Grundfläche 1400 m. Gewaltige Wolkenmassen, die sich in Form von Bergen, Türmen oder Ambossen erheben, im allgemeinen oben begleitet von einem Schleier oder Schirm aus faserigem Gewebe (falscher Cirrus) und unten von nimbusartigen Wolkenmassen. Aus der unteren Schicht gehen gewöhnlich lokale Regen- oder Schneeschauer nieder (zuweilen auch Hagel- oder Graupenschauer). Die oberen Ränder haben bald kompakte Cumulusform und bilden mächtige Köpfe, um welche zarte falsche Cirren ziehen, bald fasern die Ränder selbst in cirrusartigen Fäden aus, letzteres namentlich bei „Frühjahrsschauern“. Die Front weit ausgedehnter Gewitterwolken bildet zuweilen einen großen Bogen über einem Teile des gleichmäßig helleren Himmels.

E. Gehobene Nebel. Unter 1000 m.

10. Stratus (S.). Gehobener Nebel in wagerechter Schichtung. Ist derselbe durch Wind oder Berggipfel in unregelmäßige Fetzen zerrissen, so kann man diese als Fractostratus bezeichnen.

Den international vereinbarten Bezeichnungen seien noch einige weitere Einzelheiten über das Auftreten der Wolkenformen hinzugefügt.

Die Höhenangaben sind natürlich nur als Durchschnittswerte anzusehen; für sämtliche Wolkenformen findet man in der warmen Jahreszeit merklich größere Höhen als in der kalten, weil mit steigender Temperatur die Kondensation der aufsteigenden Luft höher hinauf verlegt wird. Indessen zeigen die Beobachtungen, daß es gewisse Höhenlagen gibt, in welchen die Wolken vorzugsweise entstehen. Nachdem dies bereits aus den von Vettin (137) angestellten Messungen zu entnehmen war, gewann man ein weit reicheres Erfahrungsmaterial, als in dem „internationalen Wolkenjahr 1896/97“ auf Grund vorausgegangener Vereinbarung und nach gemeinsamem Plane von zahlreichen Stationen die Höhe, Richtung und Geschwindigkeit der verschiedenen Wolkenformen gemessen wurde. Auf Grund dieser Messungen gibt Süring (138) für Potsdam die folgenden Höhenlagen größter und geringster Wolkenhäufigkeit und -geschwindigkeit an:

Größte Wolkenhäufigkeit	1600	4400	6800	8800	10000 m
Geringste Wolkenhäufigkeit . . .	4000	5200	7200	9600	m
Größte Wolkengeschwindigkeit . .	4000	6000	—	9200	m
Geringste Wolkengeschwindigkeit .	2000	4400	6800	—	10000 m

Es treten also im allgemeinen große Häufigkeit und geringe Geschwindigkeit etwa in den gleichen Höhen auf. An einigen Stationen wurde noch eine sechste Schicht großer Häufigkeit in 12000 bis 13000 m Höhe beobachtet.

Derselbe Forscher (139) hatte Gelegenheit, vom Luftballon aus die Bildung von Cumuluswolken zu beobachten, und unterscheidet danach zwei verschiedene Arten von Cumuli: den ruhigen, durch Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse der unteren Luftschichten bedingten, an die warme Jahres- und Tageszeit gebundenen Wärmecumulus, und den dynamischen oder Wirbelcumulus, welcher sich unabhängig von den am Erdboden herrschenden Witterungsverhältnissen zu allen Tageszeiten in der Höhe als Folge aufsteigender Bewegung bilden kann. Eine solche Wolkenbildung von überwältigender Großartigkeit wurde am 3. Oktober 1899 oberhalb 1200 m beobachtet: „Horizontal scheinbar unbeweglich quollen die Wolken gewaltig in die Höhe, kleinere Massen wichen vor größeren aus und stiegen nun auf Seitenarmen in wirbelförmigen Säulen in die Höhe; andere Wolkenteilchen lösten sich vom Hauptstamm ab, sanken aber bald als zierlich gewundene Schläuche abwärts und hatten sich bald aufgelöst. Einzelne Teilchen aber, die bis zu 2000 m hinaufgelangt waren, breiteten sich zu einem blendend weißen Schirm aus, dessen feines gestreiftes Gefüge in grellem Gegensatz stand zu den dicken, traubenförmig aufquellenden Massen. Je länger man dieses ungestörte, an immer neuen Wolken sich wiederholende Schauspiel ansah, desto unglaublicher mußte es erscheinen, daß sich dasselbe nicht etwa in ruhiger Luft, sondern bei einer horizontalen Windgeschwindigkeit von etwa 18 m in der Sekunde entwickelte, während die vertikale Geschwindigkeit höchstens 2 m betragen haben wird.“

Beim Emporsteigen eines Luftstromes macht sich die Reibung vorzugsweise am Rande bemerkbar, so daß also die rascheste Aufwärtsbewegung in der Mitte stattfindet und nach außen hin die Geschwindigkeit abnimmt. Dadurch kann es geschehen, daß die innen emporgestiegene Luft sich in der Höhe nach außen hin ausbreitet und dem Ganzen pilzförmige Gestalt gibt; bei weiterer Dauer der Bewegung kann der Rand des Pilzhutes in einen Wirbelring verwandelt werden, dessen Drehung um eine kreisförmige Achse geschieht. Zugleich kann durch seitlichen exzentrischen Luftzufluß oder durch die von der Erddrehung herrührende Ablenkung der Zuflußbahnen eine Drehung um die senkrechte Mittelachse zustande kommen. Alle diese Einzelheiten sind im kleinen leicht nachzuahmen, wenn man nach Vettins (140) Vorschlag in einen gegen Luftzug geschützten Glaskasten etwas Tabakrauch bringt und durch Erwärmen einer Stelle des Bodens einen aufsteigenden Luftstrom hervorruft. Ähnliche Versuche mit Anwendung von Flüssigkeiten schildert Mack (141). Derselbe führt außerdem eine Reihe von Beobachtungen (142) an, bei welchen in den Wolken sowohl die Pilzform wie auch der Wirbelring sichtbar waren, und deutet den Ring als entstanden aus dem Pilz bei Aufhören des von unten kommenden Nachschubes. Auch zylinder- und turmförmige Wolken werden dabei geschildert.

Hierher gehört auch das Auftreten eines turmförmigen Gebildes in Verbindung mit Hagel, welches von Baurat Streit (143) am 27. April 1895 in Venedig beobachtet wurde. Die Zeichnung dieses Wolkenturmes (s. Tafel XVI) dürfte um so eher der Wirklichkeit entsprechen, als der Verfasser nicht Meteorologe und also von vorgefaßten Meinungen frei, andererseits aber durch seinen Beruf an richtiges Sehen und Zeichnen gewöhnt war. Die Erscheinung begann etwa um 5 Uhr nachmittags mit dem Aufsteigen einer flachen zylindrischen Wolke aus der im Nordosten liegenden Wolkenbank; nach etwa 5 Minuten erhob sich über der ersten eine zweite Scheibe von gleicher Gestalt und geringerem Durchmesser, und bald lösten sich von den oberen Rändern beider Scheiben Streukegel ab, die wie leicht parabolisch gewölbte Schirme von deutlich strahlenförmiger Textur sich zu den tief lagernden Haufenwolken herabsenkten. Inzwischen erhob sich der Wolkenturm immer weiter, aus der Mitte seiner oberen Scheibe stieg eine kuppenförmige Erhebung rasch wachsend empor und neben dieser erschienen nach 10 Minuten noch zwei hornartige Wolken von grauer Färbung. Die schirmförmigen Schleier glitzerten an der Sonnenseite, waren vor der blendend weißen Wolkenfläche unsichtbar und erschienen im Schatten der Turmwolke leicht grau gefärbt. Sie waren ganz dünn, wurden durch die oberen Ränder der rotierenden Turmwolken ausgeschleudert und dürften aus Hagel bestanden haben. Um 8 $\frac{1}{2}$ Uhr abends fielen schwere Regentropfen, und gleich darauf entlud sich unter Gewitter ein furchtbarer Hagelschauer, dessen Schlossen von Erbsen- bis Haselnußgröße so

massenhaft fielen, daß noch am folgenden Morgen Reste im Freien zu finden waren.

Eine ähnliche Erscheinung beobachtete Kassner (144) während eines Gewitters am 13. Juli 1901 in Berlin. Aus einem garbenförmigen, scheinbar aus feinen Fäden bestehenden Wolkengebilde stieg zunächst eine Kuppe empor, darauf erschien plötzlich wie hingehaucht ein leichter Schleier in geringer Entfernung über ihr und deutlich von ihr getrennt. Sobald der Wolkenkopf den Schleier erreicht hatte und ihn zu durchdringen begann, schossen ganz momentan strahlenförmig weiße Fäden am Rande des Schleiers, der etwas dichter geworden zu sein schien, hervor. Das wiederholte sich, bis der Turm aus vier Teilen aufgebaut war und hinter einer anderen Wolke verschwand. Der ganze Vorgang dauerte etwa $3\frac{1}{2}$ bis 4 Minuten. Am Abend des gleichen Tages wurde bei einem nochmaligen Gewitter wiederum ein Wolkenturm beobachtet.

Groneman (145) schildert bei Beschreibung eines Gewitters gleichfalls das Aufquellen des Cumulus gegen eine darüber schwebende dünne Stratusschicht mit den Worten: „Der Stratus liegt wie eine wollene Decke auf dem buckeligen Cumuluskopf, dessen kleinere Erhebungen sich mehr und mehr durch die Decke hin accentuieren, und schließlich ist der Stratus einverleibt.“

Für solche Vorgänge gibt Mack (142) die folgende Erklärung: Wenn über dem ansteigenden Cumuluskopf eine dünne horizontale Wolkenschicht aus Wassertröpfchen oder Eisnadeln vorhanden war oder sich beim Emporquellen bildet, so wird sie in der Mitte gehoben und in einen immer dünner werdenden Schleier mit Ausbauchung nach oben verwandelt. Hierbei sowie durch das radiale Abfließen des aufsteigenden Wolkenkopfes entsteht eine gleichfalls radiale Bewegung, und indem die Wasser- oder Eisteilchen des Schleiers in einer rasch bewegten dünnen Schicht fortgeführt werden, vielleicht auch teilweise zusammenfließen oder zusammenfrieren, kommt das mehrfach beobachtete Hellerwerden des äußeren Randes zustande.

Eine andere, gleichfalls mit der Gewitterbildung in naher Beziehung stehende Wolkenform schildert Cl. Ley (146), nämlich Schichtwolken, aus deren oberen Flächen zahlreiche Erhöhungen und Türmchen entspringen. Sie pflegen nicht unter 4000 m Höhe vorzukommen und können in England als sicheres Anzeichen für ein bevorstehendes Gewitter gelten. Auch de Quervain (147) hat diese Form, welche er „genetischen“ oder „Gewitter-Altocumulus“ nennt und deren Entstehung er mit derjenigen der Wirbelcumuli (S. 66) vergleicht, als Vorboten des Gewitters erkannt.

Erwähnt sei ferner eine Bemerkung von Cl. Ley (146), dahin gehend, daß die Schichtwolken hauptsächlich nachts und im Winter, die Haufenwolken häufiger am Tage und im Sommer auftreten, ferner erstere mehr über dem Meere, letztere über dem Lande. Inseln geben in der warmen Jahreszeit, wo das Meer kühler als das Land ist, Anlaß zur Bildung aufsteigender Luftströmung und pflegen deshalb über sich eine Haufenwolke

zu haben. Sogar die Lage eines mit seichtem Wasser bedeckten Riffes im Meere soll durch einzelne darüber stehende Haufenwolken bezeichnet werden.

Wie groß der Einfluß des Bodens auf die Wolkenbildung sein kann, ergibt eine von Erk (148) mitgeteilte Beobachtung. Gelegentlich zweier Ballonfahrten am 31. Oktober und 14. November 1896 schwebten die Luftfahrer über einer niedrigen und weit ausgespannten Wolkendecke und konnten deren obere Grenzfläche betrachten. Dabei sah man die unten befindlichen Flußläufe mit allen ihren Krümmungen als leichte Täler in der oberen Wolkenfläche deutlich abgezeichnet. Bei späteren Fahrten im Winter wurde das gleiche noch mehrmals gesehen, während die nämliche Beobachtung in der warmen Jahreszeit bisher nicht sichergestellt ist. Die Wolkendecke lag dabei nicht am Boden, und es reichte die Wirkung des Flußlaufes mindestens bis zur Höhe von 600 bis 700 m hinauf.

Die gleiche Wahrnehmung machte auch von Bassus (149) bei einer Anzahl von Fahrten und konnte mehrmals durch photographische Aufnahmen die Erscheinung festlegen. Fig. 14 (a. fgd. S.) zeigt eine solche am 1. Oktober 1904 gewonnene Abbildung der Wolkendecke, in welcher als Vertiefungen die darunter befindlichen Flußläufe abgezeichnet sind; durch gleiche Nummern ist in dem daneben befindlichen Kärtchen auf die einzelnen Stellen hingewiesen. Auch bei dieser Fahrt reichte die Cumulusdecke, über welcher der Ballon schwebte, von etwa 600 bis zu 700 m über dem Boden. Ferner wird durch von Bassus (150) berichtet, daß nach Angabe von Maurer der Beobachter an der 7 km nordöstlich von Schaffhausen in 650 m Seehöhe gelegenen meteorologischen Station Lohn bei gut beleuchteter und unterhalb des Beobachtungsortes liegender Stratus-Wolkendecke die beschriebene Erscheinung über dem Rheinfall wiederholt feststellen konnte. Da solche Wahrnehmungen auch über schmalen Bächen und sogar über stehenden Tümpeln und Sümpfen gemacht wurden, kann die Erscheinung nicht durch eine von fließendem Wasser ausgehende Luftbewegung gedeutet werden, wie man anfangs versuchte, und es dürfte also zur Erklärung noch das Ergebnis weiterer Erfahrungen abzuwarten sein.

Bemerkenswert ist ferner das häufige Auftreten von Wogenwolken. H. von Helmholtz (151) hat nachgewiesen, daß namentlich in den tieferen Schichten der Atmosphäre Zustände eintreten können, bei denen Luftmassen von verschiedener Temperatur und Bewegung unmittelbar übereinander liegen. Die Grenzfläche ist meistens gegen den Äquator hin nach abwärts geneigt, kann aber auch anders gerichtet sein, und indem die untere Schicht durch geringeren Wärmegehalt oder geringere Umlaufgeschwindigkeit (oder beides) eine größere Schwere hat, entstehen in der Grenzfläche, ebenso wie auf einer freien Wasseroberfläche, regelmäßig fortschreitende Wogen. Sehen kann man dieselben nur dann, wenn die Luft der unteren Schicht Wasserdampf genug enthält, um beim Emporsteigen in den Wellenbergen Nebel zu bilden, und es erscheinen

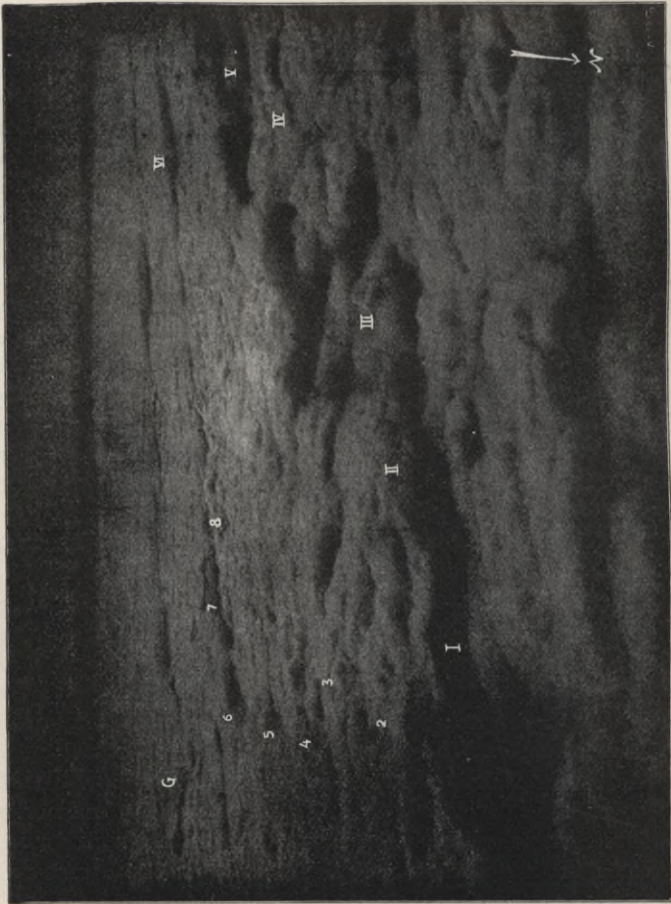
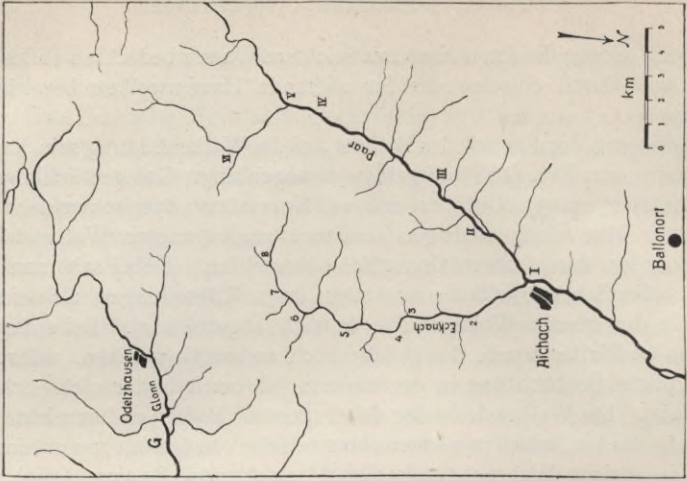


Fig. 14. Abbildung von Flußläufen in der Wolkendecke.

in solchem Falle streifige, parallele Wolkenzüge, welche senkrecht zu ihrer Längsrichtung fortschreiten, entsprechend den Wellenrücken und aufgeschwellt durch die Steigkraft der bei der Kondensation frei gewordenen latenten Wärme. Nicht nur kleine Wellen dieser Art können sich bilden, sondern auch solche von mehreren Kilometern Wellenlänge (d. h. Abstand zwischen den Rücken), die, wenn sie in Höhe von einem oder mehreren Kilometern über dem Erdboden hinziehen, die unteren Luftschichten stark in Bewegung setzen und böiges Wetter erzeugen. Windstöße, oft von Regen begleitet, kehren dann nach ziemlich gleichen Zwischenzeiten und in ziemlich gleichem Verlaufe mehrmals des Tages an demselben Orte wieder. Wie die Wasserwellen beim Anlaufen gegen ein seichtes Ufer branden, so haben diese atmosphärischen Wellen ein Ufer am Erdboden, wo die Schichten seicht auslaufen. Auch in den Wellenköpfen kann ein Branden durch allmähliche Steigerung des Windes entstehen, und die brandend verspritzenden Wogen bringen dann Mischung der Schichten hervor. Herrscht in der unteren Luftschicht Windstille, so wird unter den Wellenbergen eine Bewegung im Sinne des Fortschreitens der Wellen, unter den Tälern in entgegengesetzter Richtung stattfinden, und so weit als dieser Windwechsel nach unten hin bemerkbar ist, kann man gleichzeitige Schwankungen des Luftdruckes erwarten. Wirken mehrere Wellensysteme in der gleichen Fläche, so findet gegenseitiges Durchsetzen statt, entsprechend den bekannten Erscheinungen der Wasserwellen. Dies zeigt z. B. Taf. VIII.

Bei den vorher erwähnten (S. 66) Potsdamer Wolkenmessungen wurden Wogenwolken zwischen 500 und 10 400 m Höhe beobachtet, deren Wellenlängen zwischen 50 und 2040 m lagen; vorzugsweise kamen sie in der Höhenlage von 3000 bis 6000 m vor und hatten dort etwa 450 m Wellenlänge. Dabei betrug bis zu 2000 m Höhe die Wellenlänge durchschnittlich 218 m, von 2000 bis 8000 m zeigte sie kein regelmäßiges Anwachsen und war im Mittel gleich 456 m; über 9000 m Höhe waren die Wellen durchschnittlich 1016 m lang.

Ein einfaches Verfahren zur verkleinerten Nachbildung von Wogenwolken empfiehlt Geitel (152). Am Boden einer passenden Holzkiste werden drei kleine Gefäße aufgestellt, welche rauchende Salzsäure, konzentrierte Ammoniakflüssigkeit und irgend eine Säure enthalten, in welcher letztere etwas Natriumbicarbonat getan wird. Wenn die zugleich mit dem Salmiaknebel entstehende Kohlensäure die Kiste bis zum Rande erfüllt, bläst man über die Oberfläche aus einer etwas nach oben gerichteten Röhre von 3 bis 4 mm Öffnung einen leichten, gleichmäßigen Luftstrom, worauf die Wellenerscheinung sichtbar wird.

Die Beziehungen der Bewölkung zum Luftdruck sollen weiter unten erörtert werden. Hier sei indessen noch erwähnt, daß die Beobachtung des Wolkenzuges von besonderer Wichtigkeit für unsere Kenntnis der Luftbewegung ist, weil hierdurch die Ortsveränderung der oberen Luftmassen erkannt werden kann. Oftmals, namentlich bei kräftig ent-

wickelten und nicht zu hoch schwebenden Haufenwolken, genügt schon die Betrachtung der Wolkenform, um die Windrichtung zu erkennen. Da nämlich der Wind am Boden durch Reibung an voller Kraftentfaltung gehindert wird, so pflegt die Windgeschwindigkeit nach oben hin zu wachsen, und wenn eine Wolke der erwähnten Art mit dem Winde fortschreitet, so hat ihr Oberteil eine größere Geschwindigkeit und ragt über den Wolkenfuß in der Windrichtung hinaus. Anderenfalls kann man die Bewegungsrichtung der Wolken erkennen, indem man über irgend einen unbeweglichen Gegenstand (Baum, Dach) hin nach der Wolke blickt und den Kopf dabei durch Anlehnen gegen eigene Bewegung schützt, oder indem man über zwei feste Punkte (Bläschen in den Scheiben eines Doppelfensters) in unveränderlicher Richtung nach der Wolke visiert. Zur Erleichterung dient dabei auch ein Wolken Spiegel. (Fig. 15, S. 74.)

Um aber die in der beobachteten Wolkenregion herrschende Luftbewegung vollständig zu kennen, muß man außer der Zugrichtung auch die Geschwindigkeit und die Höhe der Wolke messen. Man bestimmt zunächst die scheinbare Geschwindigkeit durch Messen der Zeit, in welcher das auf der matten Scheibe einer Camera obscura aufgefangene Bild der Wolke einen gewissen Weg auf dieser Scheibe zurücklegt [Vettin (153)], oder in welcher die Wolke selbst den Durchmesser eines über dem Beobachter angebrachten horizontalen Drahtkreises zu durchlaufen scheint [Ekholm (154)], und berechnet daraus die wirkliche Geschwindigkeit mit Hilfe der außerdem ermittelten Höhe. Diese kann ein einzelner Beobachter bei niedrigen Wolken aus der gleichzeitig gemessenen Geschwindigkeit des auf dem Boden dahingleitenden Wolken-schattens herleiten. Vettin (153) hatte für solche Bestimmungen die von seinem Fenster aus sichtbare Fläche derartig ausgemessen, daß er die Geschwindigkeit der darüber hinziehenden Wolkenschatten unter gleichzeitiger Beobachtung der Uhr messend verfolgen konnte. Für höhere Wolken, namentlich Federwolken, benutzte er zur Höhenberechnung die Zeit, in welcher die Wolke zuerst vor Sonnenaufgang oder zuletzt nach Sonnenuntergang noch beschienen war. Wo zwei Beobachter für die Höhenmessung verfügbar sind, bedient man sich der trigonometrischen Bestimmung aus zwei in bekannter Entfernung voneinander liegenden Punkten oder auch der gleichzeitigen photographischen Aufnahme an zwei solchen Punkten unter genauer Feststellung der Richtungen, in welchen die zu untersuchende Wolke von beiden Stellen aus erscheint.

Einen ungefähren Anhalt für die Höhenregion einer Wolke bietet die Helligkeit derselben. Denn da nach oben hin die Dichte der Luft und mehr noch diejenige des Wasserdampfes abnimmt, so wird auch die Dichte der Wolkengebilde in der Höhe geringer werden, und da die minder dichte Wolke mehr Licht hindurchläßt, muß in der Regel die höhere Wolke heller erscheinen. Denn wir erblicken die Wolken nur im durchgelassenen, von jenseits darauffallenden Licht.

Die räumliche Verteilung der Bewölkung steht in sehr naher Beziehung zur Verteilung des Luftdruckes und zeigt wie diese die Neigung, sich parallel den Breitenkreisen in Zonen anzuordnen. Im ganzen kann man nach Teisserenc de Bort (155) eine Zone größter Bewölkung in der Nähe des Äquators (den sog. Wolkenring) unterscheiden, ferner zwei Gürtel geringer Bewölkung zwischen 15 und 35° nördlicher und südlicher Breite, zwei Maxima zwischen 35 und 50°, und in höheren Breiten wahrscheinlich wieder geringere Himmelsbedeckung. Es entsprechen also dem höheren Drucke und absteigenden Luftströme geringere, dem niederen Drucke und aufsteigenden Luftströme größere Wolkenmengen, wie es ja nach der Entstehung der Wolken zu vermuten ist und durch die auf S. 17 mitgeteilte Tabelle sowie durch Fig. 3 (S. 16) bestätigt wird.

Eine Reihe von Besonderheiten in der Wolkenverteilung beruht auf der Gestalt der Wasser- und der Landflächen. Im ganzen ist die Bewölkung auf den Meeren viel größer als über den Kontinenten. Durch Seewind, namentlich gegen eine hohe Küste wehend, wird die Bewölkung vermehrt, durch Landwind vermindert. Sie wächst durch Wind, der aus einer warmen in eine kalte Gegend weht. Die ganze Verteilung bewegt sich mit der Sonne in unserem Sommer gegen Norden, in unserem Winter gegen Süden hin.

Der tägliche Gang der Bewölkung hängt von der Temperatur in doppelter Weise ab. Das Temperaturminimum am Morgen bewirkt, weil dann die relative Feuchtigkeit eine hohe ist, die reichliche Bildung von Nebel und Schichtwolken in den Morgenstunden. Andererseits erzeugt das Temperaturmaximum einen aufsteigenden Luftstrom und führt zur Entstehung von Haufenwolken bald nach Mittag. Ersteres tritt vorzugsweise an der Küste (bei hohem Dampfdruck) und im Winter ein, letzteres eher im Binnenlande und im Sommer (mit starker Temperaturschwankung). Wir sehen also je nach der Lage des einzelnen Ortes Maxima der Bewölkung am Morgen oder Nachmittag, zuweilen auch beides eintreten, Minima meist am Abend. Liznar (156) unterscheidet viererlei Typen für den täglichen Gang der Bewölkung: Maximum mittags, Minimum abends (z. B. Madrid); Maximum morgens, Minimum mittags (z. B. Los Angeles); je zwei Extreme, Hauptmaximum morgens, Hauptminimum abends (z. B. Wien im Winter und Herbst, Tiflis und Washington im Winter, Bombay, Melbourne); je zwei Extreme, Hauptmaximum mittags, Hauptminimum abends (z. B. Wien im Frühling und Sommer, Tiflis im Frühling, Washington im Frühling, Sommer und Herbst, Zi-ka-wei im Frühling).

Der jährliche Gang der Bewölkung steht in enger Beziehung mit der Bewegung der barometrischen Maxima und Minima, so daß die Jahreszeiten an verschiedenen Orten mannigfache verschiedene Bewölkungsverhältnisse bringen. In Europa sind die Wintermonate die wolkenreichsten, die Sommermonate haben mehr klaren Himmel.

Die Höhe der einzelnen Wolkenformen hängt nach Sürings (138) Potsdamer Beobachtungen derartig mit dem Zustande der untersten Luft-

schicht zusammen, daß die Wolke um so höher schwebt, je höher am Boden die Temperatur (nur für die ganz niedrigen Wolken trifft dies nicht zu) und je niedriger ebenda die relative Feuchtigkeit ist. Eine Beziehung der Wolkenhöhe zur Luftdruckverteilung war dabei nicht erkennbar.

Von Apparaten, die zur Beobachtung der Wolken dienen, sei zunächst erwähnt der Wolken Spiegel, ein in Felder eingeteilter Spiegel (Fig. 15), der horizontal liegend das Bild des Himmels wiedergibt und die jeweilige Wolkenbewegung gegen die auf dem Spiegel befindlichen Linien deutlich erkennen läßt. Ferner bedient man sich zur Feststellung der Sonnenscheindauer eines einfachen Registrierapparates, des Sonnenscheinautographen. In einer viel benutzten Form desselben (Fig. 16) ist eine klare Glaskugel frei aufgestellt, welche wie ein Brennglas die Sonnenstrahlen sammelt und ein Zeichen in einen hinter der Kugel angebrachten Papierstreifen einbrennt, wenn die Sonne hell genug scheint.



Fig. 15. Wolken Spiegel.



Fig. 16. Sonnenscheinautograph.

Da der Papierstreifen eine Stundeneinteilung trägt, kann man nachher leicht feststellen, wann und wie lange die Sonne auf den Apparat geschienen hat. Vergleicht man die so erhaltene Sonnenscheindauer mit der Tageslänge (wirkliche mit möglichen Sonnenstunden), so erhält man eine Zahl, die zwar eigentlich nur angibt, in welchem Bruchteil der Tagesstunden die Sonne unverhüllt war, die aber mit den Schätzungen der ganzen Wolkendecke recht gut übereinstimmt. Bei Pflanzen, für deren Entwicklung der Sonnenschein besonders wichtig ist (Wein, Obst, Rüben usw.), kann aus den Angaben des Sonnenscheinautographen mancher wichtige Schluß über das Gedeihen sowie über die Möglichkeit des Anbaues gezogen werden.

Man drückt die Sonnenscheindauer entweder in Stunden aus oder auch in Prozenten der möglichen Dauer, d. h. der Tageslänge. In Europa liegen die Jahressummen dieser Werte nach Hann (187) etwa

zwischen 1150 Stunden (26 Prozent) im nördlichen Schottland und 2900 Stunden (66 Prozent) in Madrid. Einige andere Mittelwerte der im Jahre stattfindenden Sonnenscheindauer sind nach der gleichen Quelle für die britischen Inseln 30 Prozent, Deutschland 38, Italien 52, Batavia 54, Kimberley 74 Prozent. Die großen Städte haben infolge der großen Rauch- und Nebelbildung erheblich weniger Sonnenschein. Hamburg z. B. hatte nach Grünh (158) im Jahre 1898 1026,3 Sonnenscheinstunden (22,9 Prozent), während in Meldorf bei ganz ähnlicher geographischer Lage im gleichen Jahre 1332,8 Stunden (29,8 Prozent) beobachtet wurden. Im jährlichen Gang zeigt die Sonnenscheindauer entsprechende (nämlich umgekehrte) Änderungen, wie die Bewölkung; doch haben die hochgelegenen Orte, welche sich oberhalb des niedrigen Wintergewölks befinden, demgemäß eine verhältnismäßig größere Zahl von Sonnenscheinstunden im Winter.

Der tägliche Gang hat in Mitteleuropa ein Maximum, welches im Jahresdurchschnitt auf etwa 1 Uhr mittags, im Winter gleichfalls auf 1 bis 2 Uhr nachmittags fällt; im Sommer erzeugt der zur wärmsten Tageszeit entstehende aufsteigende Strom Trübungen, so daß das Maximum alsdann um 10 bis 11 Uhr vormittags auftritt, zuweilen ein sekundäres Maximum am Nachmittag.

Entnimmt man aus den Aufzeichnungen des Sonnenscheines die Zahl der sonnenlosen Tage, so fällt deren Mehrzahl auf den Winter; ihre Jahressumme beträgt nach Hann (157) in Pawlowsk 111, Kiel 106, Hamburg 109, Rostock 92, Brüssel 64, Bremen 74, Magdeburg 77, Kassel 84, Chemnitz 58, Wien 77, Zürich 78, Klagenfurt 86, Pola 38, Kimberley (Südafrika) 5; dagegen auf Bergen: Sonnblick 135, Ben Nevis (Schottland) 188.

Im Anschluß hieran seien noch einige optische Erscheinungen, die in der Atmosphäre auftreten, erwähnt. Was zunächst die Durchsichtigkeit der Luft betrifft, so kann sie durch mechanische oder durch optische Trübung verringert werden. Die erstere entsteht durch Staub, Dunst und Nebel und wirkt störend auf die Fernsicht nicht nur vermöge der verringerten Durchlässigkeit der Luft, sondern auch darum, weil diese mechanischen Trübungen einen Teil der auf sie fallenden Lichtstrahlen zurückwerfen und das Auge blenden, so daß es für die durchgelassenen Strahlen weniger empfänglich ist. Die optische Trübung ist der wechselnden Dichtigkeit zuzuschreiben, die in der Luft durch unregelmäßige Verteilung der Temperatur und der Feuchtigkeit entstehen kann und entsprechende Unregelmäßigkeiten in der Lichtbrechung hervorruft. Auch hier kann neben der Ablenkung solcher Strahlen, die nach dem Beobachter gerichtet sind, noch die Zurückwerfung der von seinem Platze ausgegangenen Strahlen an den Grenzflächen verschieden dichter Luftmassen auftreten und das Auge blenden. Lehrreiche Beispiele dieser optischen Trübung beobachtete Wilski (159) in der reinen Luft des Ägäischen Meeres.

Hiermit in naher Beziehung steht diejenige Lichtbrechung, welche beim Übergang zwischen den verschieden dichten Schichten der Atmosphäre stattfindet. In der Regel sind die unteren Schichten die dichteren, und ein von einem höheren Gegenstande zu unserem Auge gelangender Lichtstrahl wird alsdann dem Einfallslote zugebrochen, d. h. er weicht von der geraden Linie nach unten hin ab und beschreibt einen gekrümmten Weg, dessen konkave Seite nach unten gerichtet ist. Unwillkürlich suchen wir den gesehenen Gegenstand in der Verlängerung derjenigen Richtung, welche der Strahl beim Eintritt in unser Auge hat, und sehen also den Gegenstand an höherer Stelle, als er sich wirklich befindet. Diese atmosphärische Strahlenbrechung ist um so geringer, je steiler die Lichtstrahlen durch die Luftschichten gehen, und demnach ist der Fehler, um welchen uns die Höhe eines Gegenstandes über dem Horizont zu groß erscheint, um so beträchtlicher, je geringer diese Höhe ist. Hierauf ist es z. B. zurückzuführen, daß Sonne und Mond uns breiter als hoch erscheinen, namentlich bei niedrigem Stande. Denn der obere und der untere Rand erscheinen uns wegen der Strahlenbrechung beide zu hoch, besonders aber der untere Rand, und darum wird, weil der untere Rand stärker als der obere nach aufwärts verschoben erscheint, die ganze Höhe des Gestirns scheinbar verringert. Diese Strahlenbrechung hängt natürlich in hohem Grade von der Verteilung der Temperatur, Feuchtigkeit usw. in den verschiedenen Luftschichten ab. Ihre Beziehungen zur Wetterlage begann neuerdings Maurer (105) zu studieren.

Wenn ausnahmsweise die unteren Luftschichten derartig erwärmt sind, daß die optische Dichte nach oben zunimmt, so wird ein Lichtstrahl im umgekehrten Sinne, als vorher beschrieben, von der Geraden abweichen, nämlich seine konkave Seite nach oben wenden und das Auge in solcher Richtung treffen, daß seine rückwärtige Verlängerung unter dem gesehenen Gegenstande liegt und dieser also zu tief erscheint. Sind die Strahlen schräg genug gerichtet, so kann zuletzt Totalreflexion an einer unteren Luftschicht eintreten, und es werden von den gesehenen Gegenständen dann Spiegelbilder erblickt, umgekehrt und unter der wirklichen Lage. Diese Erscheinung ist unter dem Namen Luftspiegelung (Kimmung, *Fata morgana*) bekannt.

Wie die Sonnenstrahlen sich in der Atmosphäre verhalten, wurde bereits oben (S. 12) erwähnt. Die blaue Himmelsfarbe konnten wir darauf zurückführen, daß vorzugsweise die blauen Lichtstrahlen in der Luft zerstreut und zurückgeworfen werden. Dies verschiedene Verhalten der verschiedenfarbigen Sonnenstrahlen wird im einzelnen noch vielfach durch die der Atmosphäre beigemengten Substanzen beeinflusst, und es entsteht daraus die reiche Mannigfaltigkeit der Färbungen, welche man zusammen als Dämmerung bezeichnet. Nach v. Bezold (160) pflegt in unseren Gegenden die normale Dämmerung besonders deutlich während der Monate Oktober und November zu verlaufen und folgende Einzelheiten zu zeigen. Sobald an einem wolkenfreien Abend die Sonne sich dem

Horizont nähert, nimmt der unterste Teil des Himmels im Westen eine sehr transparente weiße, mit der Zeit in Gelb übergehende Färbung an, im Norden und Süden zeigt sich ein trüberer, erst schwach und dann stärker ockergelber Ton, während der Osten aus schmutzig ockergelber in trüb purpurne Farbe übergeht, die oben in das Blau des Himmels verläuft und von unten her durch den gewöhnlich als dunkles Segment bezeichneten Erdschatten allmählich verdeckt wird. Dies dunkle Segment erhebt sich aschfarbig am Osthimmel, sobald die Sonne unter den Horizont herabgesunken ist, und schiebt sich über den purpurnen Teil des Himmels, so daß dieser einen immer schmäler werdenden Gürtel, den ersten östlichen Dämmerungsbogens oder die „erste Gegen-dämmerung“, bildet. Ist dieser Gürtel überdeckt, so pflegt die obere Grenze des dunkeln Segments nicht mehr erkennbar zu sein. Inzwischen ist am westlichen Himmel der weißliche Schein hoch hinaufgestiegen und in einen um 8 bis 12° über den Horizont reichenden gelben, unten rot bis braunrot gefärbten Streifen übergegangen, welcher über der Sonne eine breite, helle und sehr transparente Stelle zeigt. Ist die Sonne untergegangen, so wird das Gelb intensiver und geht oft in Orange über, während jene helle Stelle breiter wird und in eine helle Zone, den Dämmerungsschein, übergeht. Die ganze gelbe Wand nennt v. Bezold (160) nach ihrer Form das erste helle Segment und dessen Grenze den ersten westlichen Dämmerungsbogen. Über diesen Erscheinungen des Westhimmels in etwa 25° Abstand vom Horizont entsteht zugleich ein runder, purpurner (auch als rosenfarbig bezeichneter) Fleck, der rasch wächst und seinen unteren Rand hinter das gelbe Segment zu schieben scheint, das erste Purpurlicht. Es erscheint, während die purpurnen Töne des Osthimmels verschwinden, und wächst rasch an Helligkeit, bis die Sonne etwa 4° unter dem Horizont steht. Gebäude, die eine Wand gegen Westen kehren und vorher schon ganz fahl erschienen, werden nun von neuem beleuchtet und erscheinen in rosafarbenem oder hell fleischrotem Ton. Auch das Alpen-glühen an schneebedeckten Bergen (oder auch an weißen Kalkstein-felsen) ist diesem ersten Purpurlicht zuzuschreiben, welches selbst da, wo man den Westhimmel gar nicht sieht, durch die nochmals wachsende Helligkeit wahrgenommen werden kann. Zu beiden Seiten des Purpurlichtes sieht man über dem hellen Segment zwei hell blaugrüne Stellen, welche auch nach Verschwinden des Purpurlichtes noch deutlich sind. Dieses nämlich sinkt allmählich unter gleichzeitiger Verbreiterung hinter das helle Segment hinab und bildet zuletzt an dessen oberer Grenze (dem ersten westlichen Dämmerungsbogen) einen schmalen, trüben Streifen. Bei nahezu 6° Sonnentiefe verschwindet auch dieser, und zugleich zeigt sich die auffallend rasche Abnahme der allgemeinen Tageshelle, mit deren Eintritt man die bürgerliche Dämmerung als beendet ansieht. Der obere Rand des hellen Segments steht jetzt etwa 8 bis 12° höher als die bereits untergegangene Sonne.

Ungefähr um diese Zeit sieht man zuweilen an dem wieder etwas heller gewordenen Osthimmel ein zweites dunkles Segment aufsteigen und allmählich verschwinden, während am westlichen Teile eine Wiederholung der dort schon einmal beobachteten Erscheinungen beginnt. Während der erste Dämmerungsbogen abwärts steigt, wird in nahezu derselben Höhe, die jener vorher einnahm, eine trüb grünlichgelbe Schicht sichtbar, aus welcher sich oben eine hellere Zone, der zweite Dämmerungsschein oder der zweite westliche Dämmerungsbogen, die Grenze des zweiten hellen Segments, abhebt. Über diesem entwickelt sich unter günstigen Umständen ein zweites Purpurlicht, vielleicht etwas weniger hoch als das erste und mit etwas mehr gelbroter Farbe, aber ganz ähnlich verlaufend. Alle diese Erscheinungen treten in umgekehrter Folge bei Sonnenaufgang ein.

Eine Reihe deutlicher Änderungen an diesen Vorgängen beobachtete man 1883 und in den folgenden Jahren (bis 1886), und es scheint, daß die Ursache in den vulkanischen Ausbrüchen zu suchen ist, welche vom 20. Mai 1883 ab auf der in der Sundastraße zwischen Java und Sumatra liegenden Insel Krakatau stattfanden und mit dem Einsturz der Insel am 27. August endeten. Hierbei wurden ungeheure Mengen von Lava, Bimsstein und anderem ausgeworfen und vermischt mit Gasen und Dämpfen in Höhen hinaufgeführt, die wahrscheinlich bis zu 30 000 m betragen. Die kleinsten Stäubchen dieser Massen hielten sich lange in der Luft und wurden von den in der Höhe fließenden atmosphärischen Strömungen weit fortgeführt. Die räumliche und zeitliche Verteilung der sogleich anzugebenden optisch-atmosphärischen Erscheinungen, sowie die Möglichkeit, Ähnliches experimentell durch künstliche Staub- und Nebelmassen hervorzurufen, machen es wahrscheinlich, daß in der Tat die vulkanischen Staubmassen von Krakatau es waren, denen man die folgenden, an vielen Orten gemachten Wahrnehmungen zuzuschreiben hat. Es traten zunächst gewisse Änderungen der Dämmerung auf, welche v. Bezold (161) folgendermaßen darstellte. Die bei sehr tiefem Sonnenstande in der Nähe der Sonne gewöhnlich sichtbare Steigerung der Helligkeit erschien sehr verstärkt; unmittelbar vor Sonnenaufgang oder gleich nach Sonnenuntergang zeigte der Himmel eine gelbe Farbe und dabei so diffuse Beleuchtung, daß die Begrenzung des dunkeln Segments nicht deutlich erkennbar war; das erste Purpurlicht war räumlich viel weiter ausgedehnt, dabei aber schlechter begrenzt, und namentlich das zweite Purpurlicht war sehr viel ausgedehnter, heller und stärker gefärbt als sonst. Zu diesen ungewöhnlichen Dämmerungserscheinungen gesellte sich ferner: der Dunstnebel, eine hohe cirrusähnliche Schicht, die in äquatorialen Gegenden dichter, in außertropischen Gegenden nur bei günstiger Beleuchtung sichtbar auftrat; der Bishopsche Ring, eine von S. Bishop in Honolulu am 5. September 1883 und später an vielen Orten (in Europa bis Juli 1886) beobachtete weißliche Kreisfläche, in deren Mitte die Sonne stand, und welche nach außen von einem rötlichbraunen Ring mit

etwa $10^{1/2}$ und 23^0 innerem und äußerem Radius begrenzt wurde; und endlich die blaue oder grüne Färbung der Sonne. Von Neumayer (162), Rollo Russel (163), Douglas Archibald (163), J. Kiessling (164) u. a. wurden die von vielen Orten und Beobachtern stammenden Einzelheiten dieser auffallenden Erscheinungen zusammengestellt und untersucht. Kiessling vermochte insbesondere einen großen Teil der beobachteten Färbungen durch künstlichen Nebel hervorzurufen und erklärte dieselben daraufhin für Wirkungen der Lichtbeugung. Unter dieser Voraussetzung ergibt sich für die Staubteilchen, welche den Bishopschen Ring erzeugen, eine Größe von 0,0018 bis 0,0034 mm.

Ganz ähnliche Wahrnehmungen machte man neuerdings von Juni 1903 ab und führte sie auf den am 8. Mai 1902 geschehenen Ausbruch des westindischen Vulkans Mont Pelée zurück. Die von M. Wolf (165), W. Láska (166), Forel (167), J. Maurer (168) u. a. ausgeführten Beobachtungen reichen bis in das Jahr 1905; sie zeigten die Erscheinungen nicht dauernd, sondern mit gewissen zeitlichen Unterbrechungen, welche man durch Annahme einzelner, getrennt schwebender Wolken vulkanischen Staubes zu erklären suchte.

Seit 1885 hat man mehrfach leuchtende Nachtwolken beobachtet, welche sich auf dem Dämmerungshimmel hell in bläulichem Weiß, näher zum Horizont in Rot oder Gelb abheben und die Form von Cirruswolken haben. Gewöhnliche Cirruswolken würden gegen denselben Dämmerungshimmel dunkel erscheinen. Diese Nachtwolken befinden sich in der Nähe des Horizontes und über demjenigen Teile, unter welchem die Sonne steht. Ihre Höhe betrug bis 1891 mit geringen Schwankungen 82 km [Jesse (169)]. Nachdem diese Wolken in den letzten Jahren des vorigen Jahrhunderts seltener und lichtschwächer geworden waren, traten sie seit 1899 wieder deutlicher auf. Bedingung ihrer Sichtbarkeit in unseren Breiten ist nicht nur freier Nordhorizont, der uns den Ausblick auf jene hoch schwebenden Gebilde ermöglicht, sondern es muß auch im höheren Norden der Weg von Wolken frei sein, damit die unter unserem Horizont stehende Sonne ihre Strahlen ungehindert den zu beobachtenden Wolken zusenden kann (170).

Im Sommer beobachtet man zuweilen irisierende Wolken, hochschwebende weißschimmernde Gebilde, deren Rand im Sonnenschein Regenbogenfarben zeigt.

Eine in tropischen und subtropischen Gegenden häufiger vorkommende, unter günstigen Umständen aber auch bei uns beobachtete Erscheinung ist der „grüne Strahl“. So nennt man das ganz kurz dauernde Aufleuchten eines smaragdgrünen Flämmchens an derjenigen Stelle des Horizontes, wo die untergehende Sonne gerade verschwunden ist oder die aufgehende Sonne soeben hervorbrechen will. Nach Julius (171) kann dieser Vorgang auf anomale Dispersion der grünblauen Strahlen in atmosphärischem Stickstoff und Sauerstoff zurückgeführt werden.

Das sogenannte Wasserziehen der Sonne, auch Dämmerungsstrahlen genannt, besteht aus strahlenförmigen, von der Sonne ausgehenden Streifen wechselnder Helligkeit und kann als Schattenwirkung einzelner Wolkenmassen, zwischen denen hellere Sonnenstrahlen hindurchdringen, angesehen werden. Dabei müssen wir uns die einzelnen Streifen als tatsächlich parallel denken; sie scheinen gegen die Sonne hin, von welcher sie in der Tat herkommen, einander näher zu rücken, ebenso wie aus Gründen der Perspektive die Baumreihen einer Landstraße scheinbar in der Ferne konvergieren.

Der Regenbogen entsteht durch Brechung und Spiegelung der Sonnenstrahlen in Regentropfen und ist an die Bedingung gebunden, daß der Beobachter hinter sich die Sonne, vor sich eine regnende Wolke hat. Wie in Fig. 17 bei *V* ersichtlich, kann ein Sonnenstrahl im Wassertropfen beim Eintritt gebrochen, an der Innenseite der Tropfen-

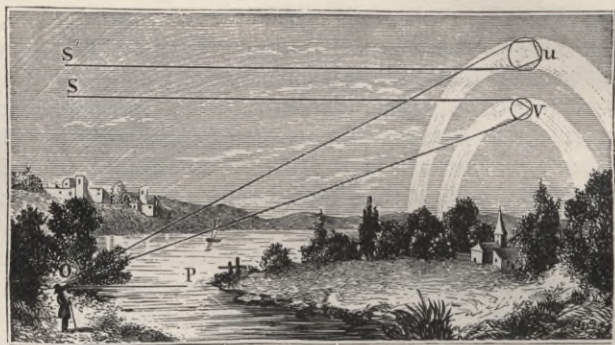


Fig. 17. Entstehung des Regenbogens.

wand gespiegelt und beim Austritt nochmals gebrochen werden, so daß er in das Auge *O* des Beobachters gelangt. Die auf die verschiedenen Punkte der Tropfenoberfläche parallel fallenden Strahlen werden beim Austritt im allgemeinen verschiedene Richtung haben, es ist aber diese Divergenz der Austrittsrichtung für benachbart eintretende rote Strahlen am geringsten und die gemeinsame Lichtwirkung also am größten bei denjenigen Strahlen, die beim Verlassen des Tropfens um etwa $42\frac{1}{2}^{\circ}$ gegen die Eintrittsrichtung geneigt sind. Für violette Strahlen beträgt infolge ihrer stärkeren Brechbarkeit der entsprechende Winkel nur etwa $40\frac{1}{2}^{\circ}$. Da die Sonne sich in einem Abstände befindet, gegen welchen alle irdischen Entfernungen sehr klein erscheinen, dürfen wir ihre Strahlen als unter sich parallel ansehen und können parallel dazu vom Auge des Beobachters *O* die Gerade *OP* ziehen; dann muß jede durch *O* gehende Gerade, welche gegen *OP* um $42\frac{1}{2}^{\circ}$ geneigt ist, die Eigenschaft haben, daß die von ihr getroffenen Wassertropfen rotes Licht in das Auge des Beobachters senden, und wenn man eine solche Gerade um *OP* als

Achse dreht, beschreibt sie im Raume einen Kegelmantel, dessen Schnitt mit dem Himmelsgewölbe dem roten Kreise des Regenbogens entspricht. Die verschiedenfarbigen Strahlen, aus welchen das Sonnenlicht zusammengesetzt ist, werden an den Grenzen des Regentropfens beim Eintritt und Austritt verschieden stark gebrochen, die roten am wenigsten, die übrigen um steigende Winkel in der Reihenfolge orange, gelb, grün, indigo, blau, violett. Für jede Farbe kann man einen Kegelmantel um OP beschreiben, dessen halbe Öffnung (Winkel POV) dabei immer kleiner ausfällt und für violettes Licht $40\frac{1}{2}^{\circ}$ beträgt. So ergibt sich die bekannte Tatsache, daß der Regenbogen außen rot, innen violett gefärbt ist und dazwischen die übrigen Spektralfarben zeigt. Ferner läßt unsere Zeichnung erkennen, daß der Mittelpunkt des Regenbogens in der Verlängerung von OP liegt, und daß also, je höher die Sonne steht, um so niedriger der Regenbogen auftreten muß. Er ist völlig unsichtbar, wenn die Sonnenhöhe mehr als $42\frac{1}{2}^{\circ}$ beträgt.

Außerhalb dieses Regenbogens kann man unter günstigen Umständen noch einen zweiten von umgekehrter Farbenfolge sehen, entstanden durch Brechung und zweimalige Spiegelung im Innern der Regentropfen, wie in Fig. 17 bei U gezeichnet. In diesem Falle sind die austretenden roten Strahlen um etwa 50° gegen die eintretenden Sonnenstrahlen geneigt, die violetten um etwa $53\frac{1}{2}^{\circ}$. Wiederholt man hier die vorige Konstruktion, so ist die Stellung und Farbenfolge leicht zu ersehen. Die Lichtstärke dieses zweiten Regenbogens ist geringer als die des ersten, denn er entsteht durch Strahlen, die eine Spiegelung mehr und dabei eine entsprechend größere Schwächung erlitten haben.

Im Einzelfall hängt die Breite des Regenbogens und seine einzelnen Farben sowie die Farbenfolge von der Größe der Regentropfen ab.

Ähnlich ist der, wiewohl seltener, bei Nebel auftretende Nebelbogen zu deuten, welcher mit einem Radius von etwa 38° bei 2° Breite durch Lichtbrechung in kleinen Nebeltröpfchen entsteht und wie der erste Regenbogen außen rot, innen violett gefärbt ist. Zuweilen erscheint auch der Schatten des Beobachters auf dem Nebel (Brockengespenst), der Kopf umgeben von einem farbigen Ring (Ulloas Ring, Aureole, zuweilen doppelt auftretend), und obgleich dieser Schatten ganz nahe bei dem Beobachter entsteht, pflegt er wegen seiner unscharfen Begrenzung den Eindruck größerer Entfernung hervorzurufen und darum sehr groß zu erscheinen. Besonders schön wird dies gelegentlich bei Luftfahrten beobachtet, wenn eine nahe Wolke den Ballonschatten samt Aureole sichtbar macht.

Die kleinen Ringe oder Höfe, auch Lichtkränze genannt, welche man um Sonne oder Mond zuweilen sieht, werden der Lichtbeugung in den Rändern der kleinen Wasserkügelchen von Wolken zugeschrieben. Größere Ringe (Sonnenring, Mondring, auch Halo genannt) erscheinen vorzugsweise mit 22° oder auch mit 46° Radius und werden auf Brechung und Spiegelung des Lichtes in den feinen Eis-

kristallen von Cirruswolken zurückgeführt, ebenso die über und neben den Ringen zuweilen sichtbaren Außenringe von 90° Radius, Lichtstreifen, Nebensonnen und Nebenmonde. Eine ausführliche Schilderung der Halophänomene hat Messerschmitt (172) zusammengestellt. Die photographische Aufnahme der Erscheinung ist schon mehrmals gelungen, neuerdings hat Sprung (173) eine solche veröffentlicht, welche zwei Sonnenringe mit $22^\circ 23'$ und $46^\circ 15'$ innerem Radius zeigt.

Das Nordlicht ist am häufigsten in nördlichen Gegenden, seltener in mittleren Breiten, sehr selten in den Tropen. Eine entsprechende Erscheinung sah man auf der südlichen Erdhälfte (in Australien) und nannte sie Südlicht. Die größte Häufigkeit und Schönheit zeigt das Nordlicht nach Mohn (174) in einer ovalen Zone, die über die Hudsonbai, Labrador, die grönländische Südspitze, Island, Finnmarken, das Karische Meer, Nordsibirien, das nördlich von der Behringstraße gelegene Meer und den nördlichsten Teil von Nordamerika sich hinzieht. Südlich von diesem Gürtel erscheint das Nordlicht meist im Norden, nördlich davon gewöhnlich am südlichen Himmel. Das Nordlicht tritt in Mitteleuropa am häufigsten in den Äquinoktien, am seltensten in den Solstitien auf, während im hohen Norden seine größte Häufigkeit auf das Wintersolstitium fällt. Außerdem hat es eine etwa elfjährige Periode der Häufigkeit, ähnlich wie die Sonnenflecken und die Erscheinungen des Erdmagnetismus. Doch fallen die einzelnen Phasen dieser Periode für verschiedene Gegenden nicht auf die gleichen Zeiten. Das Nordlicht besteht aus farbigen (weiß, rot, grün usw.) und beweglichen Lichtgebilden mannigfacher Form, man beobachtet Bögen, Bänder, Fäden, Krone, Dunst, Segment, Schein, Garbe, die entweder als Ganzes sich bewegen oder in Wellen und Blitzen ihre Gestalt ändern. Das Spektrum des Nordlichtes zeigt charakteristische grüne Linien, welche mit denjenigen des Kryptonspektrums übereinstimmen. Eine gesicherte Anschauung über Natur und Entstehung des Nordlichtes ist bisher noch nicht gewonnen worden.

Niederschlag.

Man bezeichnet als Niederschläge diejenigen Wassermengen, welche in flüssigem oder in festem Aggregatzustande aus der Luft an den Erdboden gelangen. Die Entstehung des Niederschlages ist an verstärktes Auftreten derselben Vorbedingungen gebunden, welche wir als Ursache der Bewölkung kennen lernten: wenn die durch Abkühlung erzeugte Kondensation eine reichliche ist, so können die erzeugten Wassertröpfchen oder Eisnadeln nicht im Herabsinken verdampfen, sondern schließen sich aneinander und fallen als Wasser oder Eis herab. Wie bei der Bewölkung unterscheiden wir auch hier die Kondensation am Boden

und in der Höhe. Die erstere läßt Tau, Reif und Glatteis, die letztere Regen, Schnee, Graupeln und Hagel entstehen.

Tau und Reif bilden sich infolge von Abkühlung des Bodens, ähnlich wie der Nebel, und zwar tritt Tau auf, wenn die Kondensation bei mehr als 0° , Reif, wenn sie unter 0° stattfindet. Indessen kann die hierbei kondensierte Dampfmenge nicht bloß aus der Luft stammen, denn wenn der Tau nur ein verstärkter Nebel wäre, so müßte die Taubildung stets mit Nebel beginnen, was doch bekanntlich nicht zutrifft. Vielmehr muß man aus zahlreichen Versuchen [z. B. von Badgley (175), R. Russell (176), Wollny (177)] schließen, daß der größere Teil des Taus aus dem Boden stammt. Die Abkühlung am Abend bewirkt, daß die stärkste Kälte bei unbewachsenem Boden in dessen oberster Schicht, bei einer Pflanzendecke an den höchsten Teilen der Pflanzen auftritt. Indem nun aus den darunter befindlichen wärmeren Schichten oder Pflanzenteilen Wasser verdampft, wird es an den kältesten Stellen sogleich wieder kondensiert. Demgemäß fand man die Unterseite von Steinen und anderen Körpern über Gras oder Sand stark betaut, ebenso das Innere umgestülpter Glasgefäße, sofern nur die nächtliche Abkühlung nicht gehindert war; dagegen zeigten solche Gefäße keinerlei Kondensation, wenn sie unter sonst gleichen Verhältnissen über undurchlässigen Platten aufgestellt waren. Es wird also Tau und Reif vorzugsweise dort entstehen, wo die örtlichen Verhältnisse sowohl die nächtliche Abkühlung als auch den Wassergehalt des Bodens begünstigen. Beides trifft bei vorhandener reichlicher Vegetation zu, denn die im Vergleich mit nacktem Boden viel größere Oberfläche der Pflanzen gibt Gelegenheit zu starker nächtlicher Ausstrahlung und Abkühlung, und das Vegetationswasser bringt die Bodenfeuchtigkeit auf einen erheblichen Wert. Ferner ist schlechte Wärmeleitung der obersten Bodenschicht günstig für Tau- und Reifbildung. So sieht man gelegentlich hölzerne Bretter, die am Boden liegen, bereift, während daneben befindliches Steinpflaster frei bleibt, denn die Steine erhalten als bessere Leiter mehr Wärme von unten als Holz, welches demnach an der Oberfläche stärker erkaltet und überdies auch in seinem Innern Feuchtigkeit enthält. Günstig für Tau- und Reifbildung ist ferner dasjenige Wetter, welches die nächtliche Abkühlung erleichtert, also sehen wir jene Erscheinungen vorzugsweise stark bei klarem Wetter eintreten.

Verschieden hiervon ist der aus der unteren Luft allein stammende Niederschlag. Ist bei Witterungsumschlag wärmere Luft über kälteren Boden gelangt, so bildet sich zuweilen ein Beschlag aus Wasser, wenn die Bodentemperatur über 0° liegt, anderenfalls Glatteis. Bei Nebel kann auch, namentlich unter Hinzutreten von Wind, Raureif eintreten. Diese, auch als Raufrost, Haarfrost, Anraum, Duftanhang bezeichnete Form des Niederschlages scheint an eine unter 0° liegende Temperatur des Bodens und der darauf befindlichen Gegenstände sowie an Auftreten von Nebel gebunden zu sein. Die Nebeltröpfchen können

dabei, auch wenn die Lufttemperatur gleichfalls unter 0° liegt, in flüssigem (überkaltetem) Zustande bestehen, werden aber zu klaren, nicht kristallinen Eisklumpchen, wenn sie mit einem festen Körper, namentlich mit Eis, in Berührung kommen. Wenn nun der Wind solche überkalteten Wassertropfen gegen einen Baum oder dergl. treibt, erstarren sie beim Auftreffen und bilden einen beständig an Dicke wachsenden Eisbelag. Hierzu tritt noch die Verschiedenheit des Sättigungsdruckes in der Nähe von Wasser und von Eis. Es beträgt der Dampfdruck in Luft, die mit Eis in Berührung ist, nach Juhlin (178) bei -5° etwa

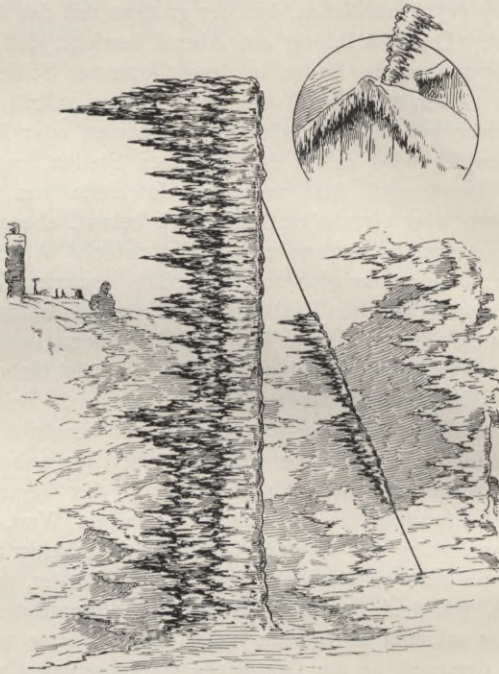


Fig. 18. Rauhreifbildung.

um 4 Proz., bei -10° etwa um 10 Proz., bei -15° um 13 Proz., bei -20° um 20 Proz. weniger als bei Berührung mit Wasser. Ist die mit flüssigen Nebeltröpfchen erfüllte Luft gesättigt, so enthält sie mehr Dampf, als sie bei Berührung mit Eis enthalten kann, darum kondensiert sich neues Eis gerade an denjenigen Stellen, welche schon mit Eis bedeckt sind, und denen der Wind immer neue Nebeltröpfchen zuführt. Nach Aitken (179) soll die Entstehung des Reifes überhaupt auf Vorgänge dieser Art zurückgeführt werden. Recht anschaulich schildert Assmann (180) die Rauhreifbildung auf dem Brocken. Bis zu -13° erwiesen sich die untersuchten Nebeltröpfchen flüssig, und der stets dem Winde entgegen wachsende Rauhreif bildete gelegentlich in 24 Stunden einen Ansatz von

mehr als 50 cm Länge. Telegraphenstangen waren bis zu 2,90 m Durchmesser von der Eiskruste bedeckt, an einem Telegraphendraht wurden auf der Länge nur eines Fußes 4 kg Eis gefunden, so daß es verständlich wird, wenn in solchen, dem Rauhref stark ausgesetzten Gegenden während des Winters nur im oder am Boden liegende Kabel zur Telegraphie oder Telephonie dienen können, weil frei ausgespannte Drähte durch die Last des sich anhängenden Eises zerrissen werden. Fig. 18 zeigt die Rauhrefbildung an einem Telegraphenpfahl und an einer Windfahne, beobachtet auf dem Brocken am Sylvesterabend 1901.

Die Bildung von Niederschlag in der Höhe ist an das vorausgegangene Entstehen von Wolken gebunden. Sobald deren Wassertropfchen oder Eisnadeln zahlreich und dicht genug geworden sind, so daß sie vielfach zusammenstoßen, bilden sich durch Vereinigung mehrerer Teilchen größere Tropfen oder Flocken, welche den Luftwiderstand besser überwinden und rascher herabfallen als die kleineren Gebilde der Wolken. Sie erreichen dann den Boden als Regen oder Schnee. Durch langsames Erstarren hat der Schnee kristallinische Struktur erlangt und zeigt die bekannten sechsstrahligen Formen (Fig. 19 a. fgd. S.).

Zur Entstehung solchen Niederschlages müssen also die gleichen Verhältnisse mitwirken wie zur Wolkenbildung. Die Mischung verschieden warmer Luftmassen trägt, wie oben gezeigt wurde, nur wenig zur Entstehung von Wolken bei und liefert also noch weniger Anlaß zur Niederschlagsbildung. Vielmehr ist es hauptsächlich das Emporsteigen der Luft, welches den Niederschlag hervorruft. Darum finden wir regenreiche Gegenden auf der Windseite der Gebirge, während auf deren Leeseite die ihres Dampfgehaltes teilweise beraubte und im Absteigen relativ trocken gewordene Luft eine Gegend trockenem Wetters, den bekannten Regenschatten der Gebirge, erzeugt. Ebenso ist an hochgelegenen Küsten der Seewind ein Regenbringer, namentlich im Winter, weil dann die See wärmer als das Land ist und dem mit Dampf gesättigten Wind mit der höheren Temperatur eine vermehrte Steigkraft gibt. Überhaupt führt derjenige Wind, welcher Luft aus wärmerer in kältere Gegend bringt, leicht Niederschlag herbei, weil über dem kälteren Boden die Wolken durch Ausstrahlung Wärme verlieren können, namentlich aber weil die herbeigeführte wärmere Luft in größere Höhe steigt, als sie vorher einnahm.

Wird nun Luft emporgeführt und zum Kondensieren ihrer Feuchtigkeit veranlaßt, so bilden sich zunächst kleine Tröpfchen, welche allmählich anwachsen und dann vermöge ihrer größeren Fallgeschwindigkeit mit den inzwischen neugebildeten kleinen Tröpfchen zusammenstoßen und sich zu noch größeren Tropfen vereinigen. Wo die kleinsten Tröpfchen zusammenstoßen, kann die Vereinigung nur stattfinden, falls die an den Oberflächen haftende und sie trennende Luftschicht Zeit zum Entweichen hat, und dies setzt das Vorhandensein einer wenn auch geringen Kraft voraus, welche die sofortige Trennung der Tröpfchen hindert. Eine solche Kraft findet Leonard (181) in der Anziehung zwischen

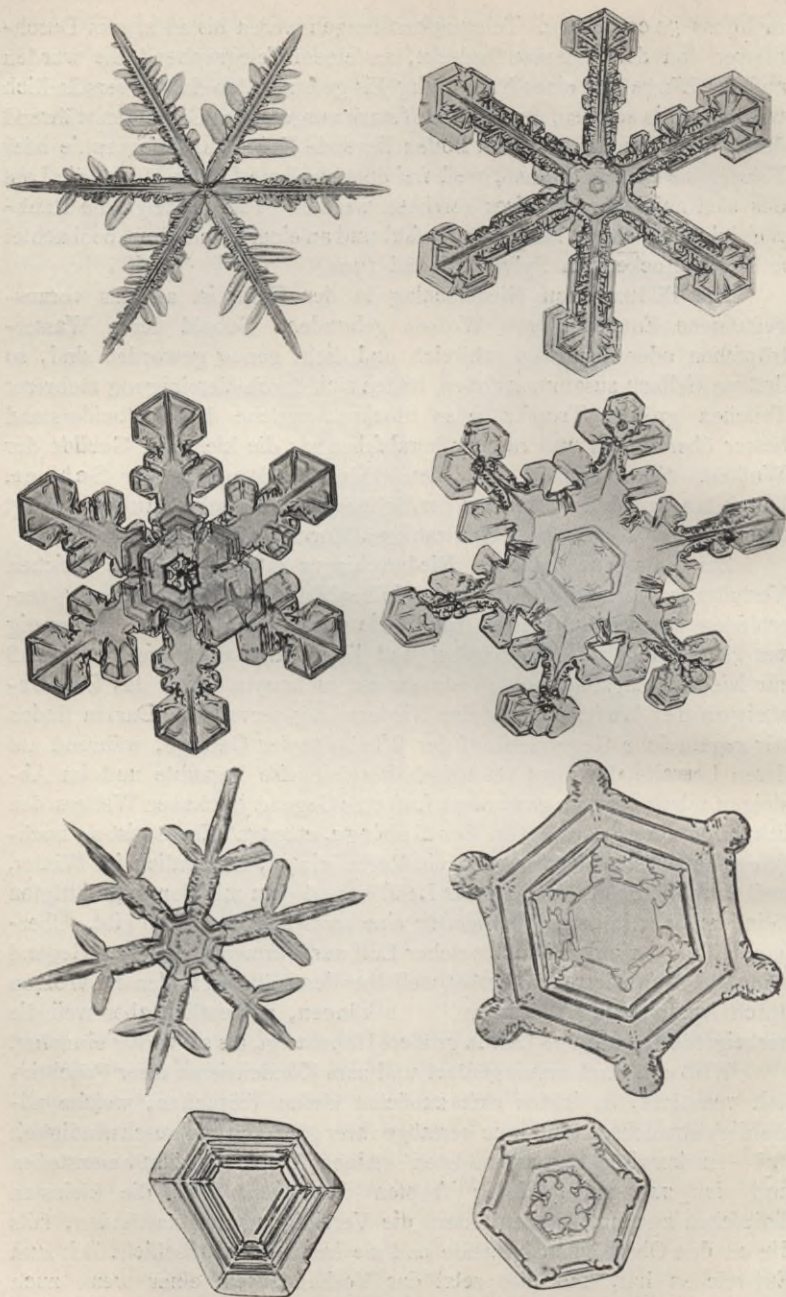


Fig. 19. Schneekristalle in 20- bis 30facher Linearvergrößerung;
aufgenommen von R. Neuhaus.

elektrisch geladenen und unelektrischen Regentropfchen unter Berücksichtigung des Umstandes, daß elektrische Ladung von Regentropfen stets beobachtet werden kann. Indem die Tropfen fallen und mit kleineren Tropfen zusammenfließen, wachsen sie zu einer Größe, welche der Zeit ihres Verweilens in der Wolke entspricht. Zugleich wächst auch die Fallgeschwindigkeit, und die beim Durcheilen der Luft entstehenden Reibungskräfte setzen die ganze Masse des Tropfens in wirbelnde Bewegung. Die gleichzeitige Formänderung konnte Lenard (182) sichtbar machen, indem er gelegentlich eines ausgiebigen nächtlichen Niederschlages die fallenden Tropfen durch elektrische Funken momentan beleuchtete und auf einem matten Projektionsschirm abbildete. Dabei zeigten sie zumeist flache Gestalt mit einer Zuspitzung nach unten. Wird bei weiterem Anwachsen des Tropfens die Fallgeschwindigkeit noch größer, so zerspringt er unter Einfluß der Luftreibung in mehrere (meist sieben bis neun) kleinere Tropfen. Zur messenden Untersuchung solcher Vorgänge bediente sich Lenard (181) eines Ventilators, welcher einen mit verschiedenen Geschwindigkeiten emporsteigenden Luftstrom erzeugen konnte, und ließ in dieser bewegten Luft Wassertropfen verschiedener Größe herabfallen. Er bestimmte so für jede Tropfengröße die Fallgeschwindigkeit, nämlich die Geschwindigkeit des Luftstromes, in welchem die Tropfen gerade schwebend verweilten, oder, was dasselbe ist, diejenige gleichmäßige Geschwindigkeit des fallenden Tropfens, bei welcher die Schwerkraftsbeschleunigung und die Luftreibung ihre entgegengesetzten Wirkungen gerade ausgleichen.

Es fanden sich folgende zusammengehörigen Werte für den Tropfendurchmesser $2r$ (Millimeter) und die Fallgeschwindigkeit v (Meter in der Sekunde):

$2r$	v	$2r$	v	$2r$	v	$2r$	v
—	—	0,1	0,32	1,0	4,4	3,5	7,4
0,01	0,0032	0,2	1,3	1,5	5,7	4,0	7,7
0,02	0,013	0,3	2,7	2,0	5,9	4,5	8,0
0,03	0,029	0,4	3,2	2,5	6,4	5,0	8,0
0,05	0,080	0,5	3,5	3,0	6,9	5,5	8,0

Tropfen von 5,5 mm oder noch größerem Durchmesser können nur für die Dauer weniger Sekunden bestehen und zerspringen alsbald durch Luftreibung. Mit „Tropfendurchmesser“ ist dabei der Durchmesser solcher Kugeln gemeint, welche gleiches Volumen mit den (nicht immer kugelförmigen) Tropfen haben.

Die vorstehenden Zahlen gewähren einen Einblick in die Beziehung zwischen Tropfengröße und aufsteigendem Luftstrom, denn es können natürlich nur solche Tropfen an den Boden gelangen, welche rascher fallen, als der Luftstrom hinaufsteigt. Die in der Tabelle nebeneinander stehenden Zahlen bedeuten also, daß bei der Geschwindigkeit v des auf-

steigenden Stromes der Tropfendurchmesser mindestens den zugehörigen Wert $2r$ haben muß, weil kleinere Tropfen emporgeführt werden. Und andererseits kann beim Vorkommen einer gewissen Tropfengröße $2r$ die Geschwindigkeit der Luft höchstens den dabei stehenden Wert v haben, denn bei größerer Luftgeschwindigkeit würden diese Tropfen nicht herabfallen.

Bei einer größeren Zahl von Regenfällen untersuchte Lenard die Größenverteilung der Tropfen durch Auffangen auf Löschpapier, welches in einem sehr flachen Holzkästchen kurze Zeit (1 bis 120 Sekunden, je nach der Niederschlagsstärke) dem Regen ausgesetzt und dann sogleich mit einem wasserlöslichen Farbstoff, z. B. Eosin, bestäubt wurde. Wurde dann das überschüssige Pulver abgeklopft, so hatte man auf dem Papier genaue und dauerhafte Tropfenbilder, die nach Größenklassen eingeteilt und gezählt wurden. Freilich waren dabei die kleinsten Tropfen nicht mehr erkennbar, sondern erst von 0,5 mm Durchmesser an konnte man die Tropfen sicher nachweisen. Diese Größe trat bei nahezu allen untersuchten Regenfällen so zahlreich auf, daß der aufsteigende Luftstrom dabei nicht über die entsprechende Geschwindigkeit von etwa 3 m in der Sekunde gestiegen sein kann und wahrscheinlich meistens viel langsamer verlief. Regenfälle, welche einer Luftgeschwindigkeit von 5 m und mehr entsprechen, wurden nicht beobachtet. Bei einer Geschwindigkeit der aufsteigenden Luft von 8 m in der Sekunde würde überhaupt alles Herabfallen von Regen verhindert werden.

Es darf indessen nicht außer acht gelassen werden, daß die vorstehend genannten Zahlen nur für die Dichte der am Boden und unter Atmosphärendruck befindlichen Luft gelten. In der Höhe ist die Luftdichte geringer, und die Fallgeschwindigkeiten der Regentropfen sind entsprechend größer.

Über die Größe der Regentropfen hat mittels ähnlicher Methode Defant (183) eine Reihe von Messungen angestellt und gefunden, daß bei allen Regenfällen gewisse Tropfengrößen in besonders großer Zahl auftreten. Vorzugsweise häufig sind Tropfengewichte, welche zueinander im Verhältnis der Zahlen 1:2:4:8 stehen, so daß es hiernach scheint, als wenn gleich große oder nahezu gleich große Tropfen viel häufiger und leichter zusammenfließen, als solche verschiedener Größe.

Wenn ein kräftig aufsteigender Luftstrom reichliche Kondensation erzeugt und die entstandenen Wassertröpfchen bis in Höhen emporführt, deren Temperatur erheblich unter 0° liegt, so tritt leicht Überkaltung ein, d. h. die Wolkentöpfchen bleiben trotz ihrer niedrigen Temperatur flüssig. Wird nun durch Herabfallen von Eiskristallen aus noch größeren Höhen oder auf andere Art diese Überkaltung ausgelöst und die Wasserwolke ganz oder teilweise zum plötzlichen Gefrieren gebracht, so bilden sich, wie beim Erstarren der Nebeltröpfchen, kleine strukturlose Eisklumpchen, welche sich vielfach miteinander vereinigen, auch wohl im Herabfallen andere überkaltete Tröpfchen zum Erstarren bringen und mit ihnen zusammenschmelzen. So entstehen [nach v. Bezold (184)]

die trüben, aus vielen kleinen Eisteilchen zusammengesetzten Graupelkörner. Beim Erstarren der überkalteten Wassertröpfchen wird latente Wärme frei, welche eine rasche Steigerung der Temperatur und des Druckes erzeugt und also neues Steigen der Luft und fortgesetzte Kondensation hervorruft. Indem hierbei Graupelkörnchen mit Wasser, das zu einer klaren Schicht gefriert, sich bedecken, dann vielleicht wieder emporgehoben und mit neuen überkalteten Teilchen in Berührung gebracht werden, die sich anlagern, kann die Zusammensetzung der Hagelkörner entstehen, welche bekanntlich einen undurchsichtigen Kern mit verschiedenen mehr oder minder klaren Eishüllen enthalten. Diese Niederschlagsgebilde sind, weil rasch entstehend, ganz verschieden von den sich langsam bildenden kristallinen Schneeflocken. Schmilzt der Hagel im Herabfallen, so kommt er unten als Platzregen an. Daß dies nicht ganz selten geschieht, kann vielleicht darum vermutet werden, weil Graupeln und Hagel an hochliegenden Orten durchschnittlich häufiger als im Tieflande beobachtet werden. So wird z. B. von Goutereau (185) berichtet, daß die Zahl der jährlichen Hagelfälle (nicht Graupeln) durchschnittlich in Paris (1876 bis 1900) 10,2, in Fécamp an der Kanal-küste (1853 bis 1872) 10,3 beträgt, dagegen in den Vogesen (1882 bis 1892) 22,5. Und wenn, was ja oft genug zu beobachten ist, ein Unwetter mit Platzregen beginnt und mit Hagel endet, so darf wohl vermutet werden, daß die anfänglich fallenden Regentropfen aus geschmolzenem Hagel bestehen, während die später herabkommenden Massen durch bereits abgekühlte Luft fallen und ungeschmolzen unten anlangen. Andererseits erscheint freilich auch die Annahme zulässig, daß die rasch emporgehobene Luft mit Dampf übersättigt wird, und daß beim plötzlichen Auslösen dieser Übersättigung eine massenhafte Kondensation zum Wolkenbruch führt.

Über die Dauer des Hagels gibt Plumandon (186) auf Grund von Beobachtungen im Departement Puy de Dôme an, daß in der Regel die Hagelfälle nur 4 bis 5 Minuten dauern, ausnahmsweise aber auch bis zu einer halben Stunde. Von den 125 Hagelfällen des Jahres 1901 haben 50 nur einige Hagelkörner geliefert, 31 dauerten 1 bis 5 Minuten, 24 6 bis 10 Minuten, 9 10 bis 15 Minuten, 5 16 bis 20 Minuten und 6 21 bis 30 Minuten. Eine mehrfach gemachte Beobachtung erwähnt Prohaska (187), nämlich daß Wolken oder Nebelmassen dem herankommenden Hagelwetter in tieferen Schichten entgegenziehen. Meistens ist Hagel von Gewitter begleitet, doch sind Ausnahmen bekannt, z. B. wurde am 22. Mai 1902 in Wien ein gewitterloser Hagel beobachtet [Pernter (188)]. Bemerkenswert ist, daß anscheinend der Wald vom Hagel verschont und das Fortschreiten eines heranziehenden Hagelwetters oftmals durch Waldbestand abgelenkt oder gehindert wird. Einige derartige Fälle beschreibt Rörig (189).

Neuerdings hat man versucht, ein in alter Zeit empfohlenes Schutzmittel gegen den Hagel wieder in Anwendung zu bringen: das Wetter-

schießen. Dies wie das sogenannte „Wetterläuten“ war seiner Zeit in den österreichischen Alpenländern sehr verbreitet, und man scheint dem Schall der Kirchenglocken oder der Kanonenschüsse die unschädliche Zerteilung der Hagelwolken zugeschrieben zu haben. Seit 1896 hat Bürgermeister Albert Stiger (190) in Windisch-Feistritz (Untersteiermark) begonnen, durch systematisches Schießen für die Weinberge seiner Heimat Hagelschutz zu erstreben. Der Ort liegt am Südabhange des Bachergebirges, auf welchem die Hochwälder abgetrieben wurden, so daß sich jetzt schon daselbst Hochmoore bilden. Seit dieser Zeit (Anfang der 70er Jahre) datiert eine jährliche Zunahme der Hagelwetter, die Gewitter bilden sich meist über dem Bacher und ziehen nach Südosten. Vielleicht wäre also ein erheblicher Teil des dortigen Hagelschadens vermieden worden, wenn man einfach das Abholzen des Gebirges unterlassen hätte. Die von Stiger begonnenen Versuche wurden von G. Suschnig (191) auf dem Schießplatze des der Firma Karl Greinitz Neffen in Graz gehörigen Hammerwerkes in St. Katharein fortgesetzt; man schoß aus aufrecht stehenden „Pöllern“ von etwa 450 mm Höhe mit zylindrischer Bohrung und aufgesetztem „Schießtrichter“ von ungefähr 4 m Länge, unter Verwendung von 180 g normalen Sprengpulvers des österreichischen Pulvermonopols. Dabei wurden Rauch und Explosionsgase in einem Wirbelring herausgeschleudert, welcher bei den oben genannten Größen von Pöller und Ladung die größte Anfangsgeschwindigkeit hatte und durchschnittlich mit etwa 57 m Geschwindigkeit sich aufwärts zu bewegen begann. Der sehr ausführliche Bericht, welchen Pernter und Trabert (192) über die im Jahre 1900 zu St. Katharein angestellten Versuche lieferten, gibt an, daß diese Wirbelringe bis zu 300 m, ausnahmsweise auch vielleicht bis 400 m Höhe aufstiegen. Oberstleutnant R. Szutsek (193) hat bei Windisch-Feistritz noch etwas größere Höhen erreicht. Da die Wetterkanonen auf Hügeln von 550 bis 750 m Seehöhe aufgestellt waren, konnten die Wirbelringe bis zu denjenigen Höhen aufsteigen, in welchen nach Angabe der einheimischen Beobachter die hagelführenden Gewitter ziehen sollen. Man hat größere Gebiete durch Aufstellen zahlreicher Wetterschießapparate (etwa je einen auf ein Quadratkilometer) zu schützen gesucht und behauptete in Steiermark, sowie in Ungarn, Frankreich, Spanien und Italien, daß durch Schießen aus diesen Apparaten die heranziehenden Hagelwolken zerteilt oder „zum Regnen gezwungen“, Hagelfälle aber verhindert würden. Einen sicheren Schluß über die Wirksamkeit solcher Vorrichtungen kann man natürlich erst aus den Erfahrungen einer größeren Zahl von Jahren ziehen, doch wird immerhin so viel schon jetzt feststehen, daß eine etwa vorhandene Wirkung an den Wirbelring und sein Eindringen in die Wolke gebunden ist. Daß durch die Schallwellen oder durch eine sonstige Erschütterung die überkalteten Wassertröpfchen der Wolke zum Erstarren gebracht werden, ehe sie zu größeren Tropfen zusammenfließen und dann im Erstarren Hagelkörner bilden, ist nicht eben wahrscheinlich.

Denn wie Dufour (194) gezeigt hat, können überkaltete Wassertröpfchen, die in einer anderen Flüssigkeit von gleicher Dichte schwimmen, nur durch Berühren mit Eis zum Erstarren gebracht werden, nicht aber durch Erschütterungen. Auch müßte, falls Schallwellen eine solche Wirkung haben könnten, der Donner einen viel besseren Hagelschutz abgeben, als das Abschießen der Wetterkanonen, was aber bekanntlich nicht zutrifft. Vielleicht wirken [nach Bombicci (195) und nach Dorn (196)] die mit dem Wirbelring in die Wolke eindringenden Rauchteilchen als Kondensationskerne und erzeugen frühere Kondensation oder Vereinigung der Wassertröpfchen, so daß dem Hagel das Material entzogen wird und als unschädlicher Regen herabfällt. Bei dieser Annahme müßte aber der Wirbelring, um wirksam zu sein, jedenfalls bis in die Höhe der Wolken getrieben werden, und das scheint, wo man die Kanonen nicht auf ausreichend hohe Berge stellen kann, unausführbar.

Eine andere Wirkungsweise des Hagelschießens, auf deren Möglichkeit Mack (197) hinweist, sei hier noch erwähnt. Wenn der Hagel im aufsteigenden Luftstrom entsteht, und dieser sich durch starke Erwärmung des Bodens und labiles Gleichgewicht der unteren Luftschichten bildet, so würde das gleichzeitig an vielen Stellen begonnene Schießen und Emportreiben der Wirbelringe zur Bildung ebenso vieler kleiner aufsteigender Luftströme führen und vielleicht das labile Gleichgewicht zerstören und unschädlich machen, bevor es zur Hagelbildung kommt. Aber freilich läßt die geringe Höhe, bis zu welcher die Wirbelringe aufsteigen, solche Wirkung unsicher erscheinen.

Zur Besprechung des Hagelschießens und seiner vermeintlichen Wirkung berief das österreichische Ackerbauministerium eine „internationale Expertenkonferenz“, welche vom 21. bis 24. Juli 1902 in Graz tagte. Die 68 Teilnehmer, Vertreter der beteiligten Behörden, der Wissenschaft und der praktischen Bodenkultur, erklärten auf die ihnen vorgelegten Fragen mit großer Mehrheit, daß zwar die Wirkung des Wetterschießens durchaus zweifelhaft, weitere Untersuchung der Sache aber wünschenswert sei. Und dies letztere, nämlich die fortschreitende wissenschaftliche Erforschung von Hagel und Gewitter, wird hoffentlich einen durch das Wetterschießen veranlaßten dauernden Gewinn zeitigen.

Ob überhaupt das Auftreten von Hagel und Gewitter durch Kanonenschüsse beeinflußt werden kann, sollte durch eine besondere Untersuchung festgestellt werden, über welche Lachmann (198) berichtet. Während der Jahre 1898 bis 1900 verglich man die Aufzeichnungen von 12 meteorologischen Stationen, die in der Nähe von Schießplätzen liegen, mit denjenigen anderer Orte, welche die Schießplatzstationen allseitig in möglichst gleicher Entfernung umgeben. Die dreijährigen Beobachtungen zeigten in betreff des Hagels gar keinen Unterschied, während die Gewitterhäufigkeit an den Schießplätzen geringer erschien, als an den Vergleichsstationen. Ein sicherer Schluß ergibt sich daraus aber nicht, denn es muß mit der Tatsache gerechnet werden, daß in der Nähe der

Schießplätze die Beobachter an das Geräusch der Schüsse gewöhnt sind und solche gewiß oftmals auch dann zu hören glauben, wenn in Wirklichkeit der Donner fernen Gewitters erklingt.

Eine selten auftretende Art des Niederschlages ist der Eisregen, welcher alle getroffenen Gegenstände mit einer mehr oder minder dicken Schicht klaren Eises überzieht. In Mittel- und Ostdeutschland kam ein solcher Vorgang am 20. Oktober 1898 zur Beobachtung und richtete durch Belastung und Brechen der Pflanzen großen Schaden an. In Potsdam hat man an jenem Tage einen Weigeliastweig gefunden, der für sich 8 g, mit seiner Eisbelastung 65 g wog, und einen Grashalm, der sogar das Achthundertfache seines eigenen Gewichtes an Eis trug. Die von Meinardus (199) gelieferte Untersuchung der Wetterlage ergab, daß eine obere, feuchte Luftschicht von über 0° , eine untere von weniger als 0° , und eine zur Kondensation führende aufsteigende Bewegung zusammenwirkten, um Regen zu erzeugen, der im Herabfallen überkaltet wurde und demnach beim Auftreffen sogleich erstarrte. Ein Fall gefrorenen Regens kam am 12. und 13. August 1902 auf dem Brocken zur Beobachtung. Da nach Stade (200) die Lufttemperatur 4° betrug, scheint zwischen dem Brockengipfel und einer oberen regnenden und gleichfalls über 0° warmen Luftschicht eine andere Schicht von großer Mächtigkeit gelegen zu haben, in welcher die Temperatur unter 0° betrug und die fallenden Regentropfen nicht bloß überkaltet, sondern auch zur Erstarrung gebracht wurden.

Was die Verbreitung des Niederschlages auf der Erde betrifft, so zeigt zunächst die Verteilung nach der geographischen Breite ganz ähnliche Verhältnisse, wie wir sie oben (S. 72) bei der Bewölkung kennen lernten: hohe Niederschlagswerte um den Äquator und in mittleren Breiten, geringe dazwischen in den Gegenden hohen Luftdruckes (siehe Fig. 3, S. 16). Im Durchschnitt beträgt auf dem Lande (da man von den Meeren keine Niederschlagsmessungen hat) die Niederschlagshöhe für die verschiedenen Breiten nach Murray (201):

Geogr. Breite	Niederschlagshöhe		Geogr. Breite	Niederschlagshöhe	
	Nördliche Hemisphäre	Südliche Hemisphäre		Nördliche Hemisphäre	Südliche Hemisphäre
	mm	mm		mm	mm
0 bis 10°	1970	1885	50 bis 60°	550	1045
10 " 20	950	1230	60 " 70	370	} 765?
20 " 30	675	655	70 " 80	355	
30 " 40	555	700	80 " 90	340	
40 " 50	570	1055			

Die nämlichen Zahlen für gleich große Zonen umgerechnet sind in der auf S. 17 mitgeteilten Tabelle enthalten.

Hierbei ist, wie gewöhnlich, als Niederschlagshöhe diejenige Höhe angegeben, bis zu welcher das herabgefallene Wasser den Boden bedecken würde, wenn es weder verdunsten noch ablaufen könnte. Von diesen Durchschnittswerten gibt es natürlich zahlreiche örtliche Abweichungen. Die Menge und die Häufigkeit des Niederschlages nehmen im allgemeinen von der Küste nach dem Binnenlande hin ab. An den Polargrenzen der Passate finden sich die subtropischen Regen im Winter solcher Küstenstriche, an welchen die Passate gegen den Äquator hin verschoben sind und feuchten, regenbringenden Seewinden Platz gemacht haben, während ebendort im Sommer die Passate als trockene Landwinde wehen. Dies trifft z. B. für die atlantische Küste von Nordafrika und Spanien (28 bis 42° Breite) zu, wo der Winter regenreiche Südwestwinde bringt, und ähnlich in den Mittelmeerländern Südeuropas. An der europäischen Westküste herrschen die Südwestwinde im Herbst vor und machen diese Jahreszeit zur regenreichsten. Im Inneren Europas dagegen fällt die größte Niederschlagsmenge im Sommer, veranlaßt durch höhere Wärme und die häufige Entstehung aufsteigender Luftströme.

Welchen Einfluß Bodenerhebungen auch bei geringer Höhe haben können, zeigen die von Kremser (202) für das Weichselgebiet mitgeteilten Zahlen. Dort haben die an der Windseite, nämlich auf dem Nordwestabhang des preußischen Höhenzuges in mehr als 100 m Seehöhe gelegenen Stationen bei durchschnittlicher Höhenlage von 129 m eine mittlere jährliche Niederschlagsmenge von 592 mm, dagegen beträgt der auf der Südostseite in durchschnittlich 146 m Höhe gefundene entsprechende Wert nur 557 mm. Die auf der Windseite entstehenden aufsteigenden Ströme erzeugen vermehrten Niederschlag, welchem als notwendige Ergänzung auf der Leeseite eine verhältnismäßig trockene Gegend, der Regenschatten des Gebirges, entspricht. Außerdem erzeugt das Gebirge auch bei windstillem Wetter Temperaturunterschiede und vertikalen Luftaustausch, wodurch der Gesamtbetrag des Niederschlages vermehrt wird. Für Mitteldeutschland hat Assmann (203) diese Wirkungen im einzelnen dargelegt; Hann (204) berechnet für die deutschen Mittelgebirge die folgenden durchschnittlichen jährlichen Regenmengen:

Seehöhe . .	100—200	200—300	300—400	400—500	500—700	700—1000 m
Regenhöhe	580	650	700	780	850	1000 mm

Diese mit wachsender Seehöhe eintretende Steigerung der Niederschlagsmenge ist auch sonst vielfach beobachtet, scheint aber nur bis zu etwa 1000 m Höhe zu reichen und weiter hinauf in Abnahme überzugehen. Aus Beobachtungen am Nordabhange der bayerischen Alpen entnimmt Erk (205), daß dort die Höhenregion des größten Niederschlages eine jahreszeitliche Schwankung zeigt, im Winter zwischen 600 und 1000 m Höhe auftritt, im Sommer aber bis zu 1700 m emporsteigt.

Für Deutschland hat H. Meyer (206) aus Beobachtungen der Jahre 1876 bis 1885 die mittlere jährliche Niederschlagshöhe an der Nordsee zu 770 mm, an der Ostsee zu 660 mm, im norddeutschen Flachlande zu

590 mm (mit deutlicher Abnahme von West nach Ost), in Süddeutschland mit großen, meist durch die Gebirge veranlaßten örtlichen Verschiedenheiten zu 1230 mm festgestellt. Dabei sind in Norddeutschland die Niederschläge häufiger und kürzer, in Süddeutschland dagegen ergiebiger. Regenarme Gebiete mit weniger als 500 mm jährlicher Niederschlagshöhe gibt es in Norddeutschland nach Hellmann (207) wahrscheinlich drei: in Westpreußen nordöstlich von Thorn (Kulmer Land), wo im Kreise Straßburg sogar unter 450 mm beobachtet ist, im Anhaltischen um Bernburg und bei Riesa an der Elbe. In Süddeutschland hat der westliche Teil von Rheinhessen den geringsten Niederschlag. Die regenreichsten Stationen liegen im Gebirge, so z. B. Kreuth in Bayern mit etwa 2000 mm jährlichem Niederschlag, Schweigmatt im Schwarzwalde und der Brockengipfel mit je 1670 mm, die Schneekoppe mit etwa 1500 mm usw. Die Niederschlagsverteilung in Europa ist aus der Regenkarte, Taf. XVII, zu ersehen.

Der jährliche Gang der Niederschlagshöhe zeigt zweierlei Typen, entsprechend der vorher mitgeteilten Verschiedenheit zwischen den europäischen Küsten- und Binnenländern. An der Nordsee liegt das Maximum im Herbst und das Minimum im Frühling, während die Binnenlandstationen das Maximum im Sommer, das Minimum im Winter haben. Die Ostseeküste zeigt mehr Ähnlichkeit mit dem Binnenlande. Die gleiche jährliche Verteilung tritt auch in der Regenhäufigkeit auf. Der Sommer zeichnet sich durch kurze, ergiebige, der Winter durch andauernde schwache Niederschläge aus. Der April scheint seinen Ruf hierbei nicht voll zu rechtfertigen, denn er hat eine geringe Niederschlagsmenge und eine kleine Zahl von Tagen mit Niederschlag. Es scheint, daß es in diesem Monat zwar selten, dann aber lange regnet.

Ebenso wie der jährliche zeigt auch der tägliche Gang der Niederschlagsmenge mannigfach verschiedene und mit der Örtlichkeit wechselnde Einzelheiten. Ein Maximum tritt an manchen Orten zur wärmsten Tageszeit, etwa um 3 Uhr nachmittags, auf, besonders in der warmen Jahreszeit, und darf dem aufsteigenden Luftstrome zugeschrieben werden. Ein zweites Maximum findet sich (an Küstenorten als Hauptmaximum) frühmorgens zur kältesten Tageszeit, vielleicht veranlaßt durch das gleichzeitige Maximum der relativen Feuchtigkeit, welches die Kondensation erleichtert. Diese Maxima sind während des Sommers in Potsdam [Sprung (208)] und auch in Berlin [Börnstein (209)] erkennbar, doch tritt in Berlin dazu noch ein drittes Maximum etwa um 6 Uhr abends, welches sich ähnlich auch in Chemnitz [Schreiber (210)] und in Basel [Riggenbach (211)] vorfindet und nach Less (212) wahrscheinlich den vorzugsweise am Nachmittag herabgehenden Platzregen zugeschrieben werden darf. In Wien und Klagenfurt zeigt sich dagegen [nach Hann (213) und Topolansky (214)] in der warmen Jahreszeit das Hauptmaximum der Regenmenge am Abend, ebenso mit Ausnahme der Regenzeit (Juni bis Oktober) in Kalkutta und Simla [Blanford (215)].

Je höher ein Ort liegt, um so größer ist derjenige Bruchteil des Niederschlages, welcher in Form von Schnee herabfällt. Diejenige Höhengrenze nun, oberhalb welcher im Laufe des Jahres mehr Schnee fällt, als während der warmen Jahreszeit geschmolzen wird, bezeichnet man als Schneegrenze. Sie liegt im allgemeinen um so höher, je geringer die geographische Breite ist, doch wird ihre Lage außer von Temperatureinflüssen auch sehr wesentlich durch die Niederschlagsverhältnisse bedingt. In den Alpen findet man die Schneegrenze in 2500 bis 2800 m Höhe, in Norwegen bei 700 bis 1900 m, auf Franz-Josephsland bei 100 bis 300 m; in der nördlichen Polargegend hat man sie nirgend bis zum Meeresniveau herabsteigen sehen, wohl aber in südlichen hohen Breiten, wo neben dem milden Winter ein kalter Sommer auftritt [Hann (216)].

Die oberhalb der Schneegrenze niederfallenden Schneemassen werden durch die Sommerwärme nur zum Teil geschmolzen; der Rest würde sich zu immer größerer Höhe anhäufen, wenn nicht ein beständiges Herabgleiten durch den Vorgang der Regelation bewirkt würde. Es besitzt nämlich das Eis (und ebenso der aus Eiskristallen bestehende Schnee) die Eigenschaft, daß der unter gewöhnlichen Verhältnissen bei 0° liegende Schmelzpunkt durch Druck erniedrigt wird, und daß also Eis unter genügend starkem Druck bei weniger als 0° in flüssigen Zustand übergeht, bei Aufhören des Druckes aber wieder fest wird. Eben dies Wiedergefrieren ist es, welches man als Regelation bezeichnet. Ein einfacher Versuch, der diesen ganzen Vorgang ersichtlich macht, besteht darin, daß man über einen Eisklotz einen Draht legt und dessen herabhängende Enden mit Gewichten belastet. Dann wird an den Stellen, welche durch den aufliegenden Draht Druck erfahren, das Eis geschmolzen, das entstandene Wasser wird vom Draht verdrängt, tritt über diesen und geht, da es nun nicht mehr unter Druck steht, sogleich wieder in den festen Zustand über. Auf solche Art sinkt der Draht langsam tiefer und tiefer in das Eis hinein, ohne dasselbe aber zu zerschneiden, weil über ihm die Masse immer wieder zusammenfriert, und schließlich tritt der Draht an der Unterseite des zusammenhängend gebliebenen Eisklotzes wieder heraus. Ganz ähnlich sind die Vorgänge beim Schlittschuhlaufen; das Eis wird unter der Schlittschuhkante durch die ganze Körperlast des Laufenden gedrückt und hierdurch verflüssigt, um beim Fortgleiten des Schlittschuhes sogleich wieder zu gefrieren. Der Schlittschuhläufer bewegt sich also tatsächlich auf einer zwischen Eis und Schlittschuh befindlichen dünnen Wasserschicht. Ist die Temperatur des Eises zu niedrig, so reicht der vorhandene Druck zu seiner Verflüssigung nicht aus und der Schlittschuhläufer findet in der Tat bei großer Kälte das Eis „hart“. Entsprechend diesen Vorgängen tritt die Regelation auch in großem Maßstabe auf, wo die angesammelte Schneedecke mächtig genug ist, um durch ihren Druck die unterste Schicht zu schmelzen und das Wasser hervorquellen zu lassen. Sobald aber diese untere Masse dem Druck der

darüber lastenden Schneeschicht entzogen ist, erstarrt sie alsbald zu Eis. Durch den Druck der von neuem nachdrängenden Wasser- und Schneemassen kann das entstandene Eis wieder geschmolzen werden, um als Wasser jenem Druck Raum zu geben und dann von neuem zu erstarren. Die großen Ansammlungen von Schnee in den oberhalb der Schneegrenze liegenden Gebirgsgegenden senden auf diese Art Eisströme herab, die anfangs noch eine körnige Struktur („Firn“) deutlich erkennen lassen, nachher aber mit wachsender Korngröße in klares Eis sich verwandeln und als Gletscher bezeichnet werden. Die Bewegung dieser Massen geschieht ähnlich wie diejenige flüssiger Ströme, nur langsamer. So ist die Geschwindigkeit an der Oberfläche und in der Mitte größer, am Boden und am Rande kleiner, und zu der Abwärtsbewegung kommt, wie v. Drygalski (217) am grönländischen Inlandeis fand, noch ein Einsinken der dickeren und ein Aufquellen der dünneren (Rand-) Gebiete. Derselbe Beobachter maß am großen Karajak-Eisstrom in Grönland horizontale Geschwindigkeiten, welche von wenigen Decimetern am oberen Ende des Gletschers bis zu 19m in 24 Stunden an der Meeresküste wuchsen. Trifft der Gletscherstrom auf entgegenstehende Felsmassen, so wird entweder durch deren Druck das Eis geschmolzen, umgeht als Wasser das Hindernis und erstarrt dann wieder, oder der Fels wird vom Eise mitgerissen. Die Form des herabgehenden Eisstromes ist daher bedingt durch die Bodenform, über die er hinfließt, und am unteren Rande bildet sich ein Saum von Steintrümmern, die beim Abfließen des Schmelzwassers liegen bleiben, die sogenannte Moräne. Die Lage des unteren Gletscherrandes hängt von den Temperatur- und Niederschlagsverhältnissen ab. Der Gletscher reicht im Winter und in kalten Perioden tiefer herab als im Sommer und in wärmeren Zeiten, und die Lage dieses Randes, aus welchem das Schmelzwasser als Bach oder Fluß abwärts strömt, ist ein wichtiges Kennzeichen für klimatische Verhältnisse. Wo ein Gletscher bis zur Küste hinabreicht (z. B. in Grönland und Spitzbergen), schiebt er seinen unteren Rand auf das Meer hinaus, und da Eis leichter als Wasser ist, schwimmen die von der See abgebrochenen Gletscherstücke mit der Strömung davon (der Gletscher „kalbt“). Solche Eisberge legen im Meere oft sehr weite Entfernungen zurück und können, da zu ihrer Schmelzung große Wärmemengen verbraucht werden, die Meerestemperatur merklich erniedrigen.

Von großer Bedeutung ist die Einwirkung des Waldes auf den Niederschlag. Da er nicht ohne Einfluß auf die Temperatur und die Feuchtigkeit ist, so erscheint die Vermutung berechtigt, daß auch der Betrag des Niederschlages durch Wald verändert werde. Allerdings stellen sich der genauen Vergleichung der Niederschläge in Wald- und Feldstationen erhebliche Schwierigkeiten entgegen, denn durch die Waldbäume wird der Wind aufgehalten und teilweise nach oben abgelenkt; ein Regenschirm auf kleiner Waldblöße müßte also, weil um ihn meist Windstille herrscht, bei völlig gleichem Regen mehr Tropfen auffangen,

als ein zweiter, der im freien Felde dem Winde ausgesetzt ist. Zur Erörterung dieser Frage eignen sich vorzugsweise solche Fälle, in denen der Waldbestand einer Gegend verändert und die Niederschlagsmengen zugleich regelmäßig gemessen wurden. So hat Blanford (218) für ein im Inneren von Indien liegendes Gebiet von etwa 61 000 englischen Quadratmeilen, welches früher entwaldet war und aufgeforstet wurde, regelmäßige Zunahme der jährlichen Niederschlagshöhe von 45,3 englischen Zoll im Jahre 1869 bis zu 58,6 Zoll im Jahre 1883 gefunden, während die entsprechenden Zahlen für den Durchschnitt von ganz Indien in den gleichen Jahren zwischen 41,0 und 43,5 Zoll lagen. In Deutschland fand sich Gelegenheit zur Verfolgung der Sache, als im Jahre 1900 im Regierungsbezirk Oppeln ein forstliches Regenmeßfeld eingerichtet wurde, welches die Oberförstereien Proskau, Schelitz und Tillowitz samt dem angrenzenden freien Gelände umfaßt. Die dortigen Messungen aus der Zeit von September 1900 bis Juni 1904 sind von Schubert (219) bearbeitet und führten ihn zu der Meinung, daß in der Tat eine Vermehrung des Niederschlages durch den Wald stattfindet, und daß diese Wirkung im wesentlichen zustande komme, weil die Bäume dem Winde ein Hindernis bieten und das Aufsteigen der Luft hervorrufen oder befördern. Unter Berücksichtigung der möglichen Einwirkungen des Windes auf den Regenmesser sowie der Höhenlage ergibt sich schätzungsweise, daß in Schlesien der Wald eine Niederschlagsvermehrung von gleicher Größe bewirkt, wie etwa eine Bodenerhebung von doppelter Baumhöhe.

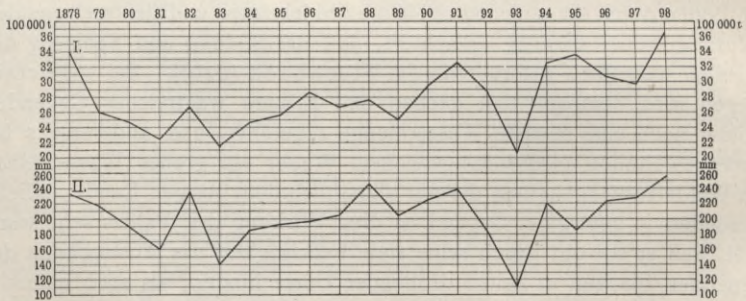
Deutlicher als die bloße Vermehrung des Niederschlages tritt eine andere Wirkung des Waldes überall hervor, nämlich die Regulierung des im Boden befindlichen Wassers. Durch Beschattung sowie durch verringerte Windstärke hindert der Wald die Austrocknung des Bodens und vermehrt dessen Wassergehalt. Zugleich wird die Bewegung des Wassers im Boden durch die ungeheuere Menge des lebenden und des verwesenden Wurzelgewebes derartig erleichtert, daß die Bildung und Speisung der Quellen wesentlich gefördert ist [v. Fischbach (220)]. Bei spärlichem Regen wird demnach den Bächen und Flüssen waldreicher Gegenden immer noch eine gewisse Wassermenge zugeführt, und andererseits bei außergewöhnlich niederschlagsreichem Wetter ein großer Wasserbetrag im Walde zurückgehalten, der nur allmählich dem übrigen Lande zufließt. Besonders in gebirgiger Gegend ist diese Wirkung des Waldes sehr wertvoll, weil er sowohl durch seine stete Feuchtigkeit das Austrocknen der geneigten Flächen in Zeiten drohender Dürre hindert, als auch namentlich bei Wolkenbruch oder Schneeschmelze das Abschwemmen der fruchtbaren Humusdecke, das massenhafte Herabfließen des Wassers und die Überschwemmung der Täler verhütet. Der Segen des Waldes besteht also, beim Niederschlag viel mehr noch wie bei der Temperatur, im Mildern der Gegensätze.

Daß nicht nur der Wald, sondern überhaupt jede Vegetationsdecke in dieser ausgleichenden Weise wirkt, zeigten neuere Studien von

Wollny (221). Danach erhalten die Flüsse insgesamt weniger Wasser von den mit Pflanzen bedeckten Flächen als von kahlen oder schwach bewachsenen Bodenstücken, weil der Boden unter den Pflanzen mehr Wasser aufspeichert und durch die Pflanzen mehr verdunstet als ohne Vegetation. Die lebenden Pflanzen verzögern durch mechanische Hinderung die oberirdische Wasserableitung und erzeugen dadurch eine gleichmäßigere Zufuhr des Wassers zu den Flüssen. Auf geneigten Bodenflächen wird die Abschwemmung von Erde und Gesteinsschutt durch Vegetation sehr stark verringert, am meisten durch Wald, in ähnlicher Weise durch dicht stehende Gräser und perennierende Futtergewächse, wesentlich weniger durch Ackergewächse.

Zur Kenntnis der Niederschlagsverhältnisse einer Gegend gehört, wie wir sahen, die Höhe des Niederschlages, d. h. diejenige Höhe in Millimetern, welche die gefallene Wassermenge (nötigenfalls nach vorausgegangener Schmelzung) ohne Abfließen und Verdunsten einnehmen würde. Als ein Beispiel für die klimatologische Wichtigkeit dieser Größe sei die Beziehung angeführt, welche in den Weidebezirken von Australien und Argentinien zwischen der Regenhöhe und dem Ertrag (ausgedrückt durch die Zahl der gehaltenen Schafe) nach Wills (222) besteht.

	Regenhöhe engl. Zoll	Schafe auf einer engl. Quadratmeile
Südaustralien	8 bis 10	8 bis 9
Neu-Südwest (1)	13	96
" " (2)	20	640
Buenos Aires	34	2630



I. Hafererträge in Preußen (März bis Juni). II. Niederschläge in Preußen.
Fig. 20. Hafererträge und Niederschläge in Preußen 1878 bis 1898.

Nicht minder lehrreich ist die von Meinardus (223) gelieferte Vergleichung der Hafererträge in Preußen mit den Niederschlägen der Monate März bis Juni in den Jahren 1878 bis 1898, wie sie in Fig. 20 zur Darstellung kommt.

Die Wichtigkeit der als Wirkung vorausgegangener Niederschläge im Boden vorhandenen Wassermenge zeigt eine Untersuchung von P. Holdefleiß (224) über das Ausfrieren des Getreides. Dieser Übelstand trat auf weiten Flächen Deutschlands in den Wintern 1900/01 und 1902/03 ein, nachdem auf eine Zeit warmer und trockener Witterung bei beginnendem Winter plötzlich klares Frostwetter gefolgt war. Die oberste Bodenschicht war gefroren und konnte den Pflänzchen des Wintergetreides keine Feuchtigkeit abgeben, während andererseits unter Einfluß des Sonnenscheines der Wasservorrat der Pflanzen immer mehr verdampfte. So trat eine massenhafte Schädigung der Saaten ein, nicht durch Erfrieren, sondern vielmehr durch Vertrocknen, weil die tiefere und wärmere Bodenschicht, aus welcher in regenreicheren Jahren die Wurzeln noch flüssiges Wasser entnehmen können, damals wegen der vorausgegangenen Trockenheit und des entsprechend niedrigen Grundwasserstandes keine Feuchtigkeit zu liefern vermochte. Als Gegenmittel wird frühe Aussaat empfohlen, damit bei Eintritt des Frostes die Wurzeln bereits tief genug eingedrungen sind, um die Wasserversorgung der Pflanzen zu sichern.

Außer der Höhe des Niederschlages ist von erheblicher Bedeutung die Häufigkeit, Dauer und Ergiebigkeit der einzelnen Niederschläge. Die Häufigkeit kann beurteilt werden aus der Zahl der Niederschlagstage, d. h. derjenigen Tage, an welchen die gemessene Niederschlagshöhe einen gewissen Wert (0,1 oder 0,2 mm) überschritt, und genauer noch aus den entsprechenden Zahlen für weitere Schwellenwerte (1,5, 10 mm usw.).

Als Regenwahrscheinlichkeit eines Monats bezeichnet man das Verhältnis der mittleren Anzahl der Niederschlagstage zur Gesamtzahl der Tage, als Regendichtigkeit das Verhältnis der gesamten Niederschlagshöhe zur Zahl der Niederschlagstage. Über die Dauer des Niederschlages sicheres Erfahrungsmaterial zu gewinnen, ist sehr schwierig, denn selbst die zur Aufzeichnung des Regens an einzelnen Stationen tätigen selbstregistrierenden Apparate pflegen die schwächsten Niederschläge nicht anzuzeigen. Indessen hat Köppen (225) eine Methode

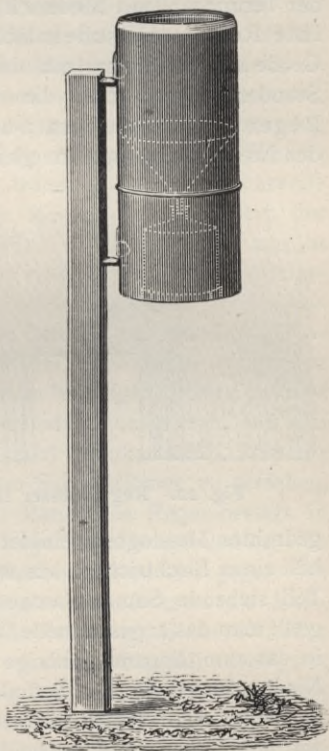


Fig. 21. Regenmesser.

angegeben, welche ohne Registrierapparat eine Berechnung der Niederschlagsdauer auf Grund der dreimal täglich ausgeführten Terminbeobachtungen ermöglicht. Wie man aus wenigen Beobachtungen an jedem Tage die mittlere Temperatur, Bewölkung usw. herleitet, so wird auch bezüglich des Verhältnisses von Regen und Trockenheit angenommen, daß die übrige Zeit durchschnittlich denselben Charakter gehabt habe wie jene herausgegriffenen Beobachtungstermine. Wenn nun an jedem dieser Beobachtungstermine festgestellt ist, ob bei der Beobachtung am Stationsorte Niederschlag fiel oder nicht, so kann man das Verhältnis der Terminzahl mit Niederschlag zur Gesamtzahl der Termine als absolute Regenwahrscheinlichkeit bezeichnen; multipliziert man diese Größe mit der Gesamtzahl der Stunden eines Monats, so erhält man, in Stunden ausgedrückt, die wahrscheinliche Gesamtdauer des Regens in diesem Monat; und das Verhältnis dieser Zahl zur Anzahl der Niederschlagstage im gleichen Monat ergibt, gleichfalls in Stunden

ausgedrückt, die durchschnittliche Dauer des Niederschlages an einem Niederschlagstage.

Die Messung des Niederschlages geschieht mittels des Regenmessers (Fig. 21), eines zylindrischen Blechgefäßes, meist mit 200 qcm großer Öffnung, dessen oberer Rand durch einen scharfkantigen, konisch ab-

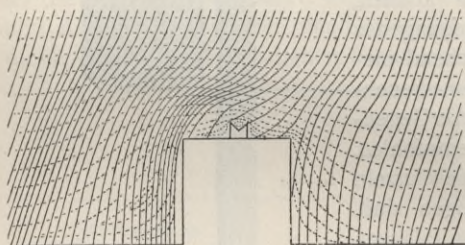


Fig. 22. Regenmesser im Winde.

gedrehten Messingreif gebildet wird. Der obere Teil dieses Apparates enthält einen Blechtrichter, aus welchem das Regenwasser in die im unteren Teil stehende Sammelflasche gelangt. Um die Messung auszuführen, gießt man das angesammelte Wasser (gewöhnlich bei der Morgenablesung) in das zum Apparat gehörige Meßglas und liest auf dessen Teilung die Niederschlagshöhe ab. Befindet sich im Regenmesser Schnee oder Hagel, so bringt man behufs Schmelzung den ganzen Apparat zunächst in ein warmes Zimmer und befestigt an seiner Stelle den an den Stationen hierfür vorhandenen Reserveapparat. Erst nach vollständigem Schmelzen kann die Niederschlagsmenge bestimmt werden.

Sehr sorgfältig muß bei Aufstellung des Regenmessers verfahren werden, damit ihm nicht durch Gebäude, Bäume oder sonstige Gegenstände ein Teil des Niederschlages entzogen wird. Dergleichen störende Dinge sollen mindestens um ihre eigene Höhe vom Regenmesser entfernt sein, womöglich nach allen Richtungen hin, jedenfalls aber auf der Windseite. Die Auffangefläche des Regenmessers pflegt man in 1 m Höhe über dem Boden anzubringen, nur in schneereichen Gegenden (Ostpreußen, Gebirgsstationen) etwas höher, damit kein „Stöberschnee“ vom

Boden hineingeweht wird. Auf dem Dache eines Hauses den Regenmesser aufzustellen, ist nur dann zulässig, wenn das Dach geräumig genug ist, um den Apparat in erheblichem Abstände von sämtlichen Dachrändern unterzubringen. Es wird nämlich der Wind derartig durch das Haus abgelenkt, daß die Luft an der Windseite hinaufsteigt und mit beschleunigter Bewegung über das Dach zu fließen beginnt, nach der Leeseite hin aber die Geschwindigkeit stark abnimmt, weil hier die Luftströmung sich wieder nach unten hin ausbreiten kann. Infolgedessen sind die vom Winde in schräge Richtung gebrachten Bahnen der auf das Dach fallenden Regentropfen an der Windseite noch schräger und an der Leeseite steiler, als es ohne die Wirkung des Hauses sein würde, und die niedergehende Wassermenge muß daher auf der Windseite zu gering, auf der Leeseite zu groß erscheinen; nur in der Mitte kann, wenn die Größe des Daches ausreicht, ein normaler Wert gefunden werden. Diese Verhältnisse, welche nach einer Zeichnung von Jevons (226) in Fig. 22 dargestellt sind, haben früher nicht die gebührende Beachtung gefunden und gelegentlich die Meinung erzeugt, daß der Niederschlag nach oben hin geringer werde. In Wirklichkeit war es lediglich die zu hohe Aufstellung, welche vielfach zu geringe Niederschlagswerte ergab. Übrigens wirkt auch schon das Gefäß des Regenmessers selbst ablenkend auf den Wind, so daß die zur Messung gelangende Niederschlagsmenge um einen mit der Windstärke steigenden Betrag zu klein wird. Um diesen Übelstand zu beseitigen, schlug Jevons (226) vor, einen Regenmesser so tief in den Boden einzugraben, daß sein Rand nur wenig hervorragt und den Wind nicht ablenken kann. Nipher (227) empfahl, den Regenmesser mit einem Schutztrichter zu versehen, dessen breite obere Öffnung den oberen Rand des Regenmessers in gleicher Höhe umgibt, während der untere enge Trichterrand den unteren Teil des Regenmessers eng umschließt. Hierdurch wird der gegen den Apparat gerichtete Wind nach unten abgelenkt und kann die Luftbewegung über der Auffangeöffnung nicht beeinflussen. Beide Methoden der Niederschlagsmessung sind freilich für starken Schneefall ungeeignet, weil dann leicht Schnee aus der Umgebung bzw. aus dem Schutztrichter in den Regenmesser geweht werden kann. Über die Niphersche Vorrichtung habe ich eine Reihe von Versuchen angestellt (228) und stets größere Niederschlagsmengen gefunden als im ungeschützten Regenmesser. Der Unterschied stieg nicht bloß mit der Windstärke, sondern erwies sich auch besonders groß bei denjenigen Formen des Niederschlages, welche vom Winde vorzugsweise leicht abgelenkt werden können, nämlich bei Schnee und feinem Regen.

Luftdruck.

Wie im flüssigen Meere das Gewicht des Wassers einen Druck erzeugt, dessen Betrag an den einzelnen Punkten der Höhe der darüber lastenden Wassersäule entspricht, so haben wir auch am Boden des Luftmeeres den Druck auszuhalten, welcher dem Gewichte der über dem einzelnen Punkte lastenden Luftsäule entspricht. Es beträgt nämlich bei 0° und bei einem Barometerstande von 760 mm, im Meeresniveau und unter 45° geographischer Breite das Gewicht eines Liters trockener, von Kohlensäure und Ammoniak befreiter Luft nach den Angaben von Leduc (229) und von Lord Rayleigh (230) umgerechnet (231) 1,2928 g. Die Luftsäule, deren Gewicht am Boden wirkt, ist so hoch, daß ihr Druck durchschnittlich demjenigen einer Quecksilbersäule von 760 mm Länge gleichkommt und auf jeden Quadratcentimeter mit einer Kraft 1033,266 g wirkt. Wie jeder Flüssigkeits- oder Gasdruck ist auch der Atmosphärendruck stets senkrecht gegen die Begrenzung gerichtet, steht also überall senkrecht zur Oberfläche aller derjenigen Gegenstände, die mit der Luft in Berührung sind, unabhängig von der Richtung dieser Oberfläche. Nimmt man die Größe der äußeren Körperoberfläche eines Menschen zu 1,60 qm an, so lastet auf dieser also ein Druck von insgesamt mehr als 16500 kg. Die Frage, wie wir eine solche Last ertragen können, ist leicht durch den Hinweis zu beantworten, daß ja der nämliche Druck auch im Inneren des Körpers wirkt und dem äußeren Drucke das Gleichgewicht hält.

Je höher ein Punkt über dem Erdboden liegt, um so kleiner ist die über ihm befindliche Luftsäule und um so geringer der Luftdruck. Die Luftschicht, deren Druck demjenigen eines Millimeters Quecksilberhöhe gleichkommt, hat bei 760 mm Luftdruck und 0° eine Höhe von 10,51 m. Diese Zahl wächst mit abnehmendem Druck und mit steigender Temperatur, weil in beiden Fällen die Dichte der Luft geringer wird und also das gleiche Luftgewicht einen größeren Raum erfüllt. Demnach entsprechen am Boden (d. h. für 760 mm Barometerstand) einem Millimeter Quecksilberdruck bei 10° und bei 20° Luftschichten, deren Höhen 10,94 und 11,36 m betragen; in 1000 m Höhe über dem Boden (für etwa 670 mm Luftdruck) wird der Druck eines Millimeters Quecksilber durch Luftsäulen ausgeübt, die bei 0° 11,93 m, bei 10° 12,41 und bei 20° 12,89 m hoch sind.

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

die Schwerkraftsbeschleunigung daselbst g und dieselbe in 45° Breite und Meeresniveau $g_{0,45} = 980,617$ cm, so ergibt sich der in Metern ausgedrückte Höhenunterschied beider Orte aus der Formel:

$$h = 18401,2 (1 + 0,003670 t) (1 + 0,378 e/p) \frac{g_{0,45}}{g} \log \frac{P}{p},$$

wobei

$$g = g_{0,45} (1 - 0,002644 \cos 2 \varphi + 0,000007 \cos^2 2 \varphi - 0,0000003147 H).$$

Beim Zeichnen von Wetterkarten oder bei sonstiger Verwendung der an verschiedenen Orten gemessenen Barometerstände pflegt man, um vergleichbare Werte zu haben und sofern nicht ein besonderer Anlaß zu anderem Verfahren vorliegt, den Barometerstand auf Meeresniveau zu reduzieren, d. h. man berechnet denjenigen Luftdruck, welcher im Meeresniveau unter (bzw. über) dem Beobachtungsorte stattfindet. Hierfür können die Angaben unserer Tabelle 4 dienen.

Die Verteilung des Luftdruckes auf der Erdoberfläche ist im wesentlichen durch die Temperaturverteilung bedingt. Jede erhebliche Verschiedenheit der Temperatur erzeugt eine im entgegengesetzten Sinne auftretende Druckverschiedenheit, weil kalte Luft schwerer, warme Luft leichter ist. Da nun die mittlere Temperatur in der Nähe des Äquators (etwa bei 10° nördlicher Breite) ihren höchsten Wert hat und gegen beide Pole hin abnimmt, so finden wir an der Nordseite des Äquators eine Zone niederen Luftdruckes, beiderseits umgeben von Gegenden mit erheblicher Druckzunahme. Aus der Temperaturverteilung entstehen regelmäßige Luftströmungen, von denen im nächsten Kapitel die Rede sein wird, und welche, durch die Achsendrehung der Erde beeinflusst, das Auftreten je eines Gürtels mit hohem Druck in mittleren Breiten erzeugen; an diese schließen sich polwärts wieder Gegenden niederen Druckes (namentlich auf der südlichen Erdhälfte). Die beiden Zonen hohen Druckes liegen etwa zwischen 30 und 40° nördlicher Breite und zwischen 20 und 30° südlicher Breite; letztere Gegend wird als Roßbreiten-Maximum bezeichnet (s. Fig. 3, S. 16 u. Taf. XVIII).

Daraus ergibt sich eine Verteilung des Luftdruckes nach Breitengraden, welcher im Jahresmittel nach Ferrel (232), im Januar und Juli (auf Grund anderer Quellen) nach Baschin (233) folgende, auf Meeresniveau reduzierten Werte zukommen (s. Tabelle a. f. S.).

Für gleiche Zonenflächen umgerechnet finden sich die Jahresmittel außerdem in der auf S. 17 mitgeteilten Tabelle.

Von diesen für die Breitengrade berechneten Mittelwerten finden aber in den einzelnen Gebieten sehr erhebliche Abweichungen statt, welche der Verteilung von Land und Meer, sowie der hieraus entstehenden Temperaturverteilung entsprechen. Da nämlich das Binnenland im Sommer wärmer und im Winter kälter ist als die See (s. S. 22), so bilden sich über den Kontinenten im Sommer Gegenden geringen Luft-

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

druckes, im Winter solche hohen Druckes, während umgekehrt die Meere im Sommer hohen, im Winter niederen Druck haben. Und weil der Januar auf der nördlichen Erdhälfte in den Winter, auf der südlichen in den Sommer fällt, so haben im Januar auf der Nordhemisphäre die Kontinente hohen, die Meere niederen Druck, auf der Südhemisphäre umgekehrt; im Juli dagegen auf der Nordhälfte der Erde die Meere hohen, die Kontinente niederen Druck, und auf der Südhälfte wiederum umgekehrt. Diese Verteilung des (auf Meeresniveau reduzierten) Luftdruckes tritt recht deutlich hervor, wenn man die in Tafel XVIII wiedergegebenen Isobaren zeichnet, d. h. die Orte gleichen Luftdruckes durch Linien verbindet. Der jährliche Gang des Luftdruckes entspricht diesen Verhältnissen wenigstens insoweit, als im Inneren der Kontinente der Winter hohen, der Sommer niederen Luftdruck bringt. Auf dem Meere sind die jährlichen Druckschwankungen geringer und an vielen zwischen Küste und Binnenland gelegenen Orten treten lokale Einflüsse auf, welche Jahreskurven des Luftdruckes von keineswegs einfacher Form erzeugen.

Der tägliche Gang des Luftdruckes zeigt gleichmäßigeres Verhalten, nämlich zwei an Größe und Form etwas verschiedene Schwankungen. Als Beispiel diene der in Fig. 23 durch Abweichungen vom Mittel dargestellte tägliche Gang des Luftdruckes in Berlin, bei welchem zwei Maxima (10^a und 11^p) und zwei Minima (4^a und 5^p) erkennbar sind, und der Unterschied der beiden Hauptextreme 0,68 mm beträgt. Nach Untersuchungen von Hann (234) findet sich diese Form der mittleren täglichen Barometerkurve mit geringen Abweichungen in allen Teilen der Erde wieder. Man kann die Kurve entstanden denken durch Übereinanderlagerung mehrerer einfach gestalteter Einzelkurven, so daß jeder für irgend eine Stunde ermittelte Wert des Luftdruckes gleich der Summe der Einzelwerte ist, die den verschiedenen Kurven für dieselbe Stunde entsprechen würden. Hann (234) hat die Luftdruckverhältnisse zahlreicher Stationen in solcher Weise untersucht, daß für jede derselben die tatsächlich aus den Beobachtungen hergeleitete Tageskurve als Summe

dreier verschiedener und regelmäßig gestalteter Einzelkurven dargestellt wurde, welche einer einmaligen, zweimaligen und dreimaligen Druckschwankung entsprechen. Eintrittszeiten und Größe dieser Schwankungen sind so berechnet, daß, wenn gleichzeitig diese in je 24 und je 12 und je 8 Stunden verlaufenden Druckwellen stattfinden, ihr gemeinsames Auftreten diejenigen Druckänderungen bewirken muß, welche tatsächlich beobachtet werden. Die einmalige (ganztägige, in 24 Stunden verlaufende) Druckschwankung zeigt vielerlei örtliche Verschiedenheiten, jedoch von solcher Art, daß eine Beziehung zum täglichen Wärmegang hervortritt. Die zweimalige (halbtägige, in 12 Stunden verlaufende) Schwankung bietet viel regelmäßigeren Verhältnisse. Ihre Extreme treten an allen Stationen nahezu in den gleichen Stunden auf, nämlich die Maxima durchschnittlich um 9^a 50' und 9^p 50', die Minima um 3^a 50' und 3^p 50', und die Höhe dieser Schwankung, welche erheblich größer als die der ganztägigen ist, nimmt regelmäßig ab mit wachsender Seehöhe und mit wachsender nördlicher oder südlicher geographischer Breite. Die dreimalige (dritteltägige, in 8 Stunden verlaufende) Schwankung endlich ist die kleinste von allen

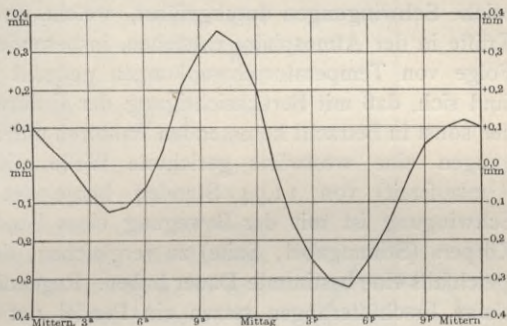


Fig. 23. Täglicher Gang des Luftdruckes in Berlin.

drei. Ihre Größe und ihre Eintrittszeit zeigen im Jahresmittel ganz auffallend übereinstimmende Werte an allen Stationen, von welchen Beobachtungsmaterial vorlag.

— Während man früher diese Schwankungen auf verschiedene Ursachen glaubte zurückführen zu dürfen, scheint es jetzt möglich, den Temperaturgang allein für die Herleitung und Erklärung der täglichen Druckänderungen heranzuziehen. Die ganztägige Druckschwankung entspricht in der Tat dem täglichen Gang der Temperatur derartig, daß eine nahe Beziehung beider längst erkannt wurde. Noch deutlicher zeigt sich dies, wenn man auch den Temperaturverlauf in mehrere Einzelkurven zerlegt, denn nun haben in der Tat die beiden ganztägigen Schwankungen des Druckes und der Temperatur ihre größten Werte im Sommer, die kleinsten im Winter; auch die täglichen Extreme beider fallen nahezu auf die gleichen Zeiten derartig, daß hoher Druck mit niederer Temperatur zusammentrifft und umgekehrt. Während also ohne Schwierigkeit die ganztägige Druckschwankung als eine Äußerung des täglichen Temperaturganges der unteren Luftschichten angesehen werden kann, trug man bisher Bedenken, das Gleiche auch in betreff der halbtägigen Druckschwankung anzunehmen, denn wenn auch eine

halbtägige Schwankung im Temperaturgange deutlich nachgewiesen werden kann, so ist doch ihr Betrag viel geringer als derjenige der ganz-tägigen, während beim Druck umgekehrt die halbtägige Schwankung weitaus die größere ist und außerdem durch ihre Beziehungen zu See-höhe und geographischer Breite sowie durch die gleichmäßige Eintritts-zeit der Extreme eine so große Regelmäßigkeit zeigt, daß sie von ört-lichen Vorgängen unabhängig erscheint. Die Deutung dieser Einzelheiten wurde eingeleitet durch die von Sir William Thomson [Lord Kelvin (235)] herrührende Bemerkung, daß man die Atmosphäre als ein Ganzes betrachten und die freien Schwingungen, deren sie fähig ist, berechnen müsse. Dann würde wahrscheinlich gefunden werden, daß die Dauer solcher freien Schwingungen viel näher bei 12 als bei 24 Stunden liege. Diese Rechnung wurde von Margules (236) für solche Schwingungen durchgeführt, welche unter dem Einflusse äußerer Kräfte in der Atmosphäre entstehen, insbesondere diejenigen, welche als Folge von Temperaturschwankungen gedacht werden können. Dabei fand sich, daß mit Berücksichtigung der Erddrehung, der Reibung und der sonst in Betracht kommenden Faktoren unter den möglichen Schwin-gungen eine westwärts gerichtete Welle mit der Schwingungsdauer (Umlaufzeit) von 11,94 Stunden hergeleitet werden kann. Diese Schwingung ist mit der Bewegung eines Pendels oder eines tönenden Körpers (Stimmgabel, Saite) zu vergleichen, deren Eigenschwingungen gleichfalls eine bestimmte Dauer haben. Regelmäßig aufeinander folgende kleine Erschütterungen setzen ein Pendel nur dann in erhebliche Be-wegung, wenn sie ebenso rasch aufeinander folgen, wie die Schwingungen, deren das Pendel fähig ist. Stimmgabel oder Saite beginnen zu tönen, wenn sie durch Schallwellen getroffen werden, deren Zahl in der Sekunde ebenso groß ist, wie bei dem Eigenton der Stimmgabel oder Saite. Wirken dagegen auf das Pendel Erschütterungen, welche rascher oder langsamer als die Eigenschwingungen des Pendels erfolgen, so gerät dies nur in geringes Schwanken. Ebenso bleibt die Stimmgabel und die Saite ruhig, wenn ein anderer Ton als der ihnen eigene erklingt. Und demgemäß können wir uns auch vorstellen, daß Erschütterungen, die in der Atmosphäre mit 12stündigem Abstände erregt werden, eine starke Schwingungsbewegung erzeugen, weil ihr Zeitunterschied sehr nahe mit der Dauer 11,94 Stunden einer möglichen Eigenschwingung der Atmo-sphäre zusammenfällt, während die in anderer Zeitfolge geschehenden Erschütterungen, welche nicht mit dem Rhythmus einer möglichen Eigen-schwingung zusammenfallen, von geringerer Wirkung sind. Es würde demnach, so schließt Hann (237) aus solchen Erwägungen, „eine ganz geringe halbtägige Temperaturwelle genügen, um eine sehr große Druck-welle derselben Periode zu erzeugen“. Diese Meinung hat neuerdings eine weitere Bestätigung erfahren durch die von mir (238) bewirkte Vergleichung der für den täglichen Gang des Druckes und der Temperatur in Berlin fest-gestellten Einzelwerte. Dabei zeigte sich eine bisher noch nicht hervor-

gehobene Beziehung zwischen den halbtägigen Schwankungen beider Elemente, sofern nämlich die Größe dieser beiden Schwankungen im Laufe des Jahres nahezu gleichzeitig wächst und abnimmt. Beide haben ihre Maxima im Frühjahr und im Herbst, ihre Minima im Winter und Sommer. Für zahlreiche andere Orte hat sich das Gleiche gefunden, so daß hier wohl ein ursächlicher Zusammenhang vermutet und die Meinung ausgesprochen werden darf, daß die gantz tägige und die halbtägige Druckschwankung der gleichen physikalischen Ursache, nämlich dem täglichen Temperaturgang der unteren Luftschichten entstammt.

Auf diese Art kann man das Entstehen und die Größe der halbtägigen Luftdruckschwankung vielleicht erklären. Nicht vorstellen darf man sich aber, daß diese Schwankung etwa der atmosphärischen Flut und Ebbe zuzuschreiben sei. Bei der weit verbreiteten Neigung, in dieser und allen möglichen anderen Witterungserscheinungen eine Wirkung des Mondes zu suchen, ist es vielleicht zweckmäßig, einige diesbezügliche Erwägungen hier folgen zu lassen. Die als „Gezeiten“ des Meeres bezeichneten Erscheinungen der Flut und Ebbe werden in der Tat der Mondwirkung zugeschrieben, nämlich denjenigen Änderungen der Schwere, welche aus der wechselnden Stellung des Mondes zur Erde sich ergeben. Es seien in Fig. 24 E und M die Mittelpunkte der Erde und des Mondes, der Kreis $abcd$ bedeute den Umfang der vom Monde nicht beeinflussten Erde, welche wir uns zunächst völlig mit Wasser bedeckt denken wollen. Zwischen Erde und Mond findet gegenseitige Anziehung statt, und die Erde weicht um einen gewissen Betrag gegen den Mond hin von derjenigen Bahn ab, die sie ohne Mondwirkung beschreiben würde. Da

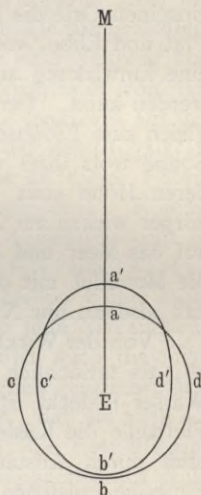


Fig. 24. Flut und Ebbe.

aber die Stärke der Anziehung von der Entfernung abhängt und mit wachsender Entfernung abnimmt, so wird die dem Monde zugewendete und nächste Stelle a der Erdoberfläche stärker als die ganze übrige Erde gegen den Mond hingezogen und gelangt nach a' . Umgekehrt ist an der vom Monde abgewendeten, von ihm am weitesten entfernt liegenden Stelle b der Erdoberfläche die Anziehung nach dem Monde hin geringer als an der ganzen übrigen Erde; diese Stelle wird also am wenigsten gegen den Mond hingezogen, nämlich nur bis b' . Die Erdkugel wird dabei zum Ellipsoid gedehnt, wie es (zwecks größerer Deutlichkeit übertrieben) in der Figur dargestellt ist. An den beiden Stellen a und b bilden sich Erhöhungen, Anhäufungen des Wassers, welches nach unserer Annahme den Erdball bedeckt, und demnach wird von den dazwischenliegenden Teilen der Erdoberfläche c und d eine entsprechende Wassermasse abfließen, so daß die Oberfläche dort bis

c' und d' sinkt. Mit anderen Worten: An denjenigen beiden Stellen der Erdoberfläche, welche die geringste und die größte Entfernung vom Monde haben, ist Flut, an den dazwischenliegenden Teilen Ebbe. Berücksichtigt man die Massen der Erde und des Mondes, ihren Abstand und die Größe der Erde, so ist es leicht zu berechnen, daß, wo der Mond im Zenit oder im Nadir, d. h. senkrecht über oder unter dem Beobachter steht, die Schwere um ein Zehnmillionstel ihrer Größe verringert ist, und daß hieraus eine Flut entstehen muß, bei welcher die Wasseroberfläche etwa 60 cm höher als zur Ebbezeit steht. Wo der Mond nicht bis zum Zenit steigt, ist auch die Fluthöhe entsprechend geringer. Da nun der Mond in etwa 24 Stunden 50 Minuten seinen scheinbaren täglichen Umlauf um die Erde vollendet, muß in der gleichen Zeit an jedem einzelnen Orte die ganze Reihe der Erscheinungen, nämlich zweimalige Flut und Ebbe, vorübergehen. Wie der Mond, so hat auch die Sonne eine Einwirkung auf das Meer, welche auf die nämliche Art berechnet werden kann. Der Abstand der Sonne von der Erde ist aber im Vergleich zum Erddurchmesser so viel größer als der Mondabstand, daß die Sonne trotz ihrer viel bedeutenderen Masse nur Fluten erzeugen kann, deren Höhe etwa zwei Fünftel der Mondfluten beträgt. Beide Weltkörper wirken zur Zeit des Vollmondes und des Neumondes gleichsinnig auf das Meer und erregen die Springfluten, während bei Halbmond die Mondflut mit der Sonnenebbe (und umgekehrt) zusammentrifft, so daß alsdann nur Nippfluten entstehen.

Von der Wirklichkeit weichen unsere Annahmen nun aber insofern ab, als tatsächlich nicht, wie wir voraussetzten, die Erde völlig mit Wasser bedeckt ist. Wo die mit dem Mond von Osten heranziehende Flutwelle die Küste eines Erdteiles erreicht und gegen dieselbe brandet, muß durch Anstauen des nachdrängenden Wassers eine viel größere Fluthöhe entstehen als im offenen Meere. Aus diesem Grunde sehen wir, wie auf einsamen Inseln die Fluthöhe 60 bis 70 cm, an ausgedehnten Küsten aber mehrere (stellenweise bis 20) Meter beträgt. Geht man nun von diesen Erscheinungen des Meeres zu denjenigen der Atmosphäre über, so ist eine entsprechende Einwirkung des Mondes auch da zu erwarten, und man kann für die Berechnung diesmal die vorher vorübergehend gemachte Annahme, daß der Erdball überall von Flüssigkeit bedeckt sei, aufrecht erhalten, denn das Luftmeer umgibt in der Tat die ganze Erde und wird in seinen Bewegungen nicht merklich gehemmt durch die an seinem Grunde stehenden Gebirge. Darum dürfen wir auch ohne weiteres die vorher erwähnte Fluthöhe von etwa 60 cm (für Mondkulmination im Zenit) als Höhe der atmosphärischen Flut annehmen. Denn ein Unterschied zwischen Wasser und Luft besteht für diesen Teil der Betrachtung nicht. Um dies zu verstehen, denken wir uns die an der Erdoberfläche wirkenden Kräfte durch Niveauflächen dargestellt, d. h. durch solche Flächen, welche in jedem ihrer Punkte senkrecht zu der daselbst wirkenden Gesamtkraft gerichtet sind. Die Bezeichnung dieser Flächen

rührt daher, daß eine Flüssigkeit, welche sich im Gleichgewicht befindet, stets durch eine solche Niveaulfläche begrenzt wird. Denn wenn auf irgend eine Stelle der Oberfläche eine anders als senkrecht gerichtete Kraft wirkte, würde die Flüssigkeit dadurch bewegt werden, und es würden die Flüssigkeitsteilchen so lange gegeneinander verschoben werden, bis die Oberfläche in allen Teilen zu den wirkenden Kräften senkrecht steht und die Kräfte nun überall gleich stark auf die Flüssigkeit wirken, sich also gegenseitig im Gleichgewicht halten. Ohne Mondwirkung und ohne Erddrehung würden die Niveaulflächen, welche die Erdanziehung darstellen, konzentrische Kugelschalen sein, deren eine die Meeresoberfläche wäre. Die tägliche Erddrehung erzeugt durch Zentrifugalkraft eine Verringerung der Schwere gegen den Äquator hin; die bei ruhender Erde überall radial nach dem Erdmittelpunkte hin gerichtete Anziehung erleidet eine Richtungsänderung im Sinne einer Neigung von der Erdachse weg, weil die hinzugekommene Zentrifugalkraft von der Erdachse fort gerichtet ist. Die Niveaulflächen, welche senkrecht auf der Richtung der Kraft stehen, werden in der Richtung der Zentrifugalkraft auseinander getrieben, auch die Meeresfläche nimmt an dieser Formänderung teil, und die Erde erscheint demnach abgeplattet. Kommt hierzu noch die Mondwirkung, so verstärkt sie die Anziehungskraft in der Richtung der Verbindungslinie Erde—Mond und erzeugt eine Dehnung der Niveaulflächen in derselben Richtung; an den Stellen *a* und *b* der Fig. 24, wo die Flutberge auftreten, liegt jetzt eine jede Niveaulfläche um etwa 60 cm höher als ohne Mondwirkung, darunter auch diejenige Niveaulfläche, mit welcher die Oberfläche der Flüssigkeit zusammenfällt.

Aus der Definition der Niveaulflächen folgt ferner, daß sie auch als Flächen gleichen Druckes bezeichnet werden können; die freie Flüssigkeitsoberfläche hat in allen ihren Punkten den Flüssigkeitsdruck Null, darunter liegen weitere Flächen, welche je einen konstanten Druck enthalten, dessen Wert nach abwärts immer größer wird. Ebenso darf man auch in der Luft die Niveaulflächen als Flächen gleichen Druckes ansehen, und indem dieselben zur Flutzeit um 60 cm gehoben werden, herrscht an jeder einzelnen Stelle jetzt derjenige Druck, welcher bei Ebbe um 60 cm tiefer stattfindet. Die hierbei entstehende Änderung des Druckes kann daher nicht mehr betragen, als dem Gewichte einer Luftschicht von 60 cm Mächtigkeit entspricht. Da nun bei mittlerer Temperatur am Boden einem Millimeter Quecksilberdruck nach S. 102 das Gewicht einer Luftschicht von etwa 11 cm Dicke gleichkommt, so üben 60 cm Luftdicke nicht mehr Druck aus als etwa 0,05 mm, d. i. ein zwanzigstel Millimeter Quecksilberhöhe. Und dies ist also die Änderung des Luftdruckes, welche durch den Wechsel atmosphärischer Flut und Ebbe höchstens entstehen kann.

Daß eine so geringfügige Druckänderung von merklicher Einwirkung auf das Wetter sein sollte, ist recht unwahrscheinlich; noch viel unwahrscheinlicher aber ist die Möglichkeit, dergleichen Vorgänge bei der Vor-

aussagung des Wetters zu benutzen. Beschränkt man sich auf die Form der Kurve, welche den täglichen Gang des Luftdruckes darstellt (z. B. Fig. 23, S. 105), so könnte dabei wohl an die atmosphärische Flut und Ebbe als Ursache dieser Druckschwankungen gedacht werden, wobei freilich nicht sowohl dem Monde, als vielmehr der Sonne die beobachteten Änderungen zugeschrieben werden müßten, da diese während des Sonnentages verlaufen. Wird aber außer der Form auch die Größe der Druckschwankungen beachtet, so kommt einerseits in Betracht, daß die Sonne, wie oben erwähnt, nur etwa zwei Fünftel der vom Monde erzeugten Fluthöhe hervorbringen, also den Barometerstand höchstens um ungefähr 0,02 mm ändern kann, während andererseits die in Wirklichkeit beobachteten täglichen Schwankungen des Luftdruckes, z. B. in Berlin, Beträge erreichen, deren mehrjähriger Durchschnitt 0,68 mm ist. Zerlegt man, wie oben beschrieben, diese Schwankungen in ganztägige, halbtägige usw. Wellen, so beträgt deren Höhe für Berlin im Jahresmittel 0,112, 0,232, 0,037, 0,014 mm. An einigen anderen Orten ist ferner die Höhe der halbtägigen Welle (deren Form freilich an atmosphärische Gezeiten erinnert) nach Hann (234) für Wien 0,306 mm, für Batavia sogar 0,950 mm, und nach meiner Berechnung (239) für Hamburg 0,507 mm, zeigt also überall viel höhere Werte, als sie atmosphärischen Fluterscheinungen zugeschrieben werden können.

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

Als Abschluß dieses Kapitels seien einige auf die Messung des Luftdruckes bezügliche Einzelheiten zusammengestellt. Man bedient sich dazu des Barometers, dessen älteste und zugleich zuverlässigste Form das Quecksilberbarometer ist. Ursprünglich als „Torricelli'sche Röhre“ bezeichnet, wurde es zuerst 1665 von R. Boyle mit den Worten „Baroskop“ und „Barometer“ benannt [Bolton (240) und Rotch (241)]. Es besteht aus einer oben geschlossenen und zum größeren Teil mit Quecksilber gefüllten Glasröhre, welche in aufrechter Stellung so befestigt ist, daß ihr unteres offenes Ende in einem gleichfalls mit Quecksilber gefüllten Gefäße steht, während der vom Quecksilber freie oberste Teil luftleer (Torricellis Vakuum) ist; oder das Rohr ist unten derartig gebogen, daß der offene Teil als kürzerer Schenkel nach aufwärts gerichtet ist. Im ersteren Falle heißt es Gefäß-, im letzteren Heberbarometer. Auf beide Formen kann das Gesetz der kommunizierenden Röhren angewendet werden, denn der gesamte Druck, welcher im Gefäße oder im offenen Schenkel des Barometers durch das Quecksilber und durch den auf dessen Oberfläche lastenden Atmosphärendruck ausgeübt wird, muß im Gleichgewichte gehalten werden durch den im geschlossenen Schenkel allein wirksamen Quecksilberdruck. Diejenige Länge, um welche das Quecksilber im geschlossenen Schenkel höher

steht als im offenen, ist ein Maß für den Luftdruck; eine am Instrumente angebrachte Millimetertheilung gestattet, diese Länge zu messen. Um aber die zu verschiedenen Zeiten abgelesenen Werte miteinander vergleichen zu können, muß für jede Ablesung des Quecksilberbarometers die Reduktion auf 0° stattfinden, d. h. es muß ausgerechnet werden, welches der Barometerstand sein würde, wenn das ganze Instrument die Temperatur von 0° hätte. Da sowohl das Quecksilber wie die Millimeterskala sich bei steigender Temperatur ausdehnen, so erscheint bei mehr als 0° die einem gewissen Luftdrucke gleichwertige Quecksilbersäule zu lang infolge ihrer eigenen Ausdehnung, außerdem aber auch zu kurz wegen der gleichzeitigen Ausdehnung der Skala. Indessen dehnt das Quecksilber sich stärker aus als das Material der Skala (meist Messing, zuweilen auch Glas), und so besteht die Reduktion auf 0° bei Temperaturen über 0° im Abziehen, unter 0° im Addieren einer gewissen Größe, die beispielsweise bei 760 mm Luftdruck für je 1° etwa 0,12 mm beträgt. Genaueres enthält Tabelle 2 am Schlusse des Buches.

Ferner muß die Schwerekorrektion an dem abgelesenen Barometerstande angebracht, d. h. derselbe auf dasjenige spezifische Gewicht des Quecksilbers reduziert werden, welches in 45° geographischer Breite und im Meeresniveau stattfindet. Da nämlich die Schwerkraft so gedacht werden kann, als ginge sie vom Erdmittelpunkte aus, so wird ihr Betrag sich mit dem Abstände von jenem Punkte ändern, auf Bergen kleiner und im Tale größer sein. Und wegen der Erdabplattung, welche den Abstand vom Erdmittelpunkte an den Polen verringert, nach dem Äquator hin aber vermehrt hat, nimmt die Größe der Schwerkraft vom Äquator nach beiden Polen hin zu. Das Gleiche findet außerdem auch noch statt infolge der aus der Erddrehung entstehenden Zentrifugalkraft, welche von der Erdachse weg gerichtet und also am Äquator der Schwerkraft gerade entgegengesetzt ist, mit wachsender geographischer Breite aber von dieser immer mehr abweicht (s. d. Formel S. 103). Die berechnete Schwerekorrektion beträgt bei 760 mm Luftdruck und in mittleren Breiten für 10° Breitenunterschied etwa 0,66 mm, für 100 m Höhenunterschied etwa 0,014 mm (s. Formel S. 103 u. Tabelle 3). Übrigens scheint an vielen Orten die wirkliche Schwerkraft von diesem berechneten Werte etwas abzuweichen, vermutlich infolge unregelmäßiger Massenverteilung.

Eine andere Form des Barometers ist diejenige des Aneroid- oder Metallbarometers. Es besteht hauptsächlich aus einer dünnwandigen und allseitig verschlossenen Metalldose von ungefähr zylindrischer Gestalt, deren Inneres verdünnte Luft enthält, während auf die Außenfläche der Luftdruck wirkt. Die Unterseite dieser Dose ist in einem Gehäuse befestigt, die Oberseite hingegen kann den Änderungen des Luftdruckes folgen, denn indem dieser die ganze Dose zusammendrücken sucht, wird deren Oberseite mit wachsendem Drucke nach innen, mit abnehmendem Drucke nach außen sich biegen. Ihre Bewegungen werden durch geeignete Vorrichtungen auf einen Zeiger übertragen und von diesem an

einer Skala sichtbar gemacht. Das Aneroid ist, namentlich auf Reisen, sehr viel bequemer als das Quecksilberbarometer, steht diesem aber an Genauigkeit bedeutend nach. Um sichere Ablesungen von einem Aneroid zu ermöglichen, muß es tunlichst häufig durch Vergleichen mit einem einwandfreien Quecksilberbarometer kontrolliert werden.

Als Ersatz für das Barometer kann in vielen Fällen das Hypsothermometer dienen, bestehend aus einem Metallgefäß samt Erhitzungsvorrichtung zum Sieden von Wasser und einem zuverlässigen Thermometer, mittels dessen man die Siedetemperatur des Wassers bestimmt. Da diese vom Luftdruck abhängt, kann sie als Maß für den Druck dienen. Bei den in folgender Tabelle genannten Siedetemperaturen sind die zugehörigen Werte des Luftdruckes nach Broch (85) angegeben:

100°	760,00 mm	96°	657,69 mm	92°	567,19 mm
99	733,24 "	95	634,01 "	91	546,27 "
98	707,29 "	94	611,04 "	90	526,00 "
97	682,11 "	93	588,77 "		

Die Genauigkeit dieses Instrumentes ist groß genug, um beispielsweise die Schwerekorrektion des Quecksilberbarometers zu bestimmen oder verschiedene und weit voneinander entfernte Stationsbarometer miteinander zu vergleichen [Mohn (242)]. Im letzteren Falle kommt in Betracht, daß das Siedethermometer viel leichter transportiert werden kann, als das Quecksilberbarometer.

Sollen die an einem Orte gewonnenen Luftdruckbeobachtungen mit denjenigen eines anderen Ortes verglichen werden, so müssen sie auf Meeresniveau reduziert werden. Beispielsweise muß eine solche Umrechnung dem Zeichnen einer Wetterkarte vorhergehen, weil sonst dabei Unregelmäßigkeiten erscheinen würden, die nicht in der Luftdruckverteilung, sondern bloß in der verschiedenen Höhenlage der Stationen ihren Ursprung haben. Die Reduktion des Barometerstandes auf Meeresniveau geschieht durch Hinzufügen desjenigen Betrages, welcher dem Druck einer Luftsäule gleichkommt, die vom Meeresniveau bis zur Höhe der Quecksilberoberfläche im offenen Schenkel des Barometers reichen würde. Man muß also die Seehöhe des Barometers (d. h. seine Höhe über Meeresniveau), sowie Temperatur und Feuchtigkeit der Luft kennen und kann sich für die Berechnung der barometrischen Höhenformel (S. 103) bedienen, in welcher dann die Höhendifferenz zweier Orte sowie der Barometerstand des oberen von ihnen bekannt, derjenige des unteren (Meeresniveau) zu berechnen ist. Siehe auch Tab. 4.

Wind.

Unter Wind verstehen wir horizontale Bewegung der Luft. Die vielfach vorkommenden auf- und absteigenden Bewegungen pflegen wir, wenigstens am Boden ebener Gegenden, nicht zu empfinden. Hervorgerufen wird der Wind durch Verschiedenheit des Luftdruckes in benachbarten Landstrichen und durch das in der elastischen Luft vorhandene Streben nach Ausgleich solcher Unterschiede, welches in der Gegend hohen Druckes auf Verminderung und in der Gegend niederen Druckes auf Vermehrung der vorhandenen Luftmassen gerichtet ist. Die Druckunterschiede aber sind wiederum auf Verschiedenheit der Temperatur zurückzuführen, und man kann die Beziehungen zwischen Temperatur, Druck und Bewegung etwa in folgender Art sich vorstellen. Eine Luftsäule von großer Höhe werde in ihrem unteren Teile erwärmt. Die auf höhere Temperatur gebrachte Luft wird leichter als vorher, sie dehnt sich aus, und zwar sowohl nach den Seiten wie auch nach oben. Dabei wächst die Größe der Luftsäule in jeder einzelnen Richtung und für jeden Grad der Erwärmung um etwa $\frac{1}{800}$ des anfänglichen Betrages, entsprechend der Größe des kubischen Ausdehnungskoeffizienten für Luft: 0,003670, von welchem ein Drittel für die lineare Ausdehnung in Betracht kommt. Die seitliche Ausdehnung bewirkt, daß der untere Teil der Säule nun breiter ist, als vor der Erwärmung, und seinen Druck über eine größere Grundfläche verteilt. Die ursprüngliche Grundfläche hat daher jetzt einen geringeren Druck zu ertragen und ebenso alle anderen Stellen der Säule, welche innerhalb des erwärmten Teiles liegen, weil über einer jeden solchen Stelle die Verbreiterung der Säule noch wirkt. Der Betrag dieser Druckverminderung ist am größten in der Grundfläche der Säule und nimmt nach oben hin ab. Außerdem hat die mit der Temperaturerhöhung eingetretene Ausdehnung nach oben zur Folge, daß die ganze Säule länger wird, insbesondere gelangt auch der obere, nicht erwärmte Teil in eine etwas größere Höhe, und also findet sich in diesem Teile jeder einzelne Druckwert jetzt an etwas höherer Stelle, als derselbe Druck vorher war, und auch höher als der gleiche Druck in der unverändert gebliebenen Umgebung der Säule. Die Erwärmung des unteren Teiles einer Luftsäule bewirkt demnach, daß der Druck im unteren Teile kleiner, im oberen Teile größer ist als ringsumher. Befindet sich die Grundfläche der Säule nicht am Boden, sondern in freier Luft, so wird ihre nach unten gerichtete Verlängerung die gleiche Druckverminderung erfahren, wie sie in der Grundfläche der Säule stattfindet.

Nimmt man, was ja freilich in Wirklichkeit nicht zutrifft, an, daß im unteren Teil der Säule die Erwärmung soweit, wie sie sich überhaupt erstreckt, ganz gleichmäßig erfolge, und vernachlässigt man außerdem die Unterschiede in der Dichte der verschiedenen hohen Luftmassen, so ist leicht zu berechnen, daß in Zweidrittelhöhe dieses unteren Teiles diejenige

Schicht liegt, deren Druck unverändert bleibt, während er darunter kleiner, darüber größer wird. Denn die Druckverminderung im unteren Teil entsteht aus der Verbreiterung der Luftsäule, und dabei wirkt die Ausdehnung in zwei Dimensionen; die oben eintretende Druckvermehrung aber wird durch die Höhengausdehnung erzeugt, welche nur in einer Richtung stattfindet. Wird die nach oben abnehmende Luftdichte in Rechnung gezogen, so findet sich die Schicht des unveränderten Druckes etwas tiefer als in Zweidrittelhöhe. Die so entstandene neue Druckverteilung stellt nun aber eine Gleichgewichtsstörung dar und erzeugt diejenigen Bewegungen, welche das Gleichgewicht wieder herzustellen vermögen: unten wird durch den höheren Druck der Umgebung Luft nach der Säule hingetrieben, oben durch den höheren Druck der Säule Luft nach außen getrieben. Indem hierbei das Gleichgewicht in horizontaler Richtung sich herzustellen beginnt, entsteht eine Störung des vertikalen Gleichgewichtes, denn in der Säule wird der Druck unten durch Einströmung der Luft größer, oben durch Abströmen der Luft kleiner als vorher, und in der Umgebung tritt das Umgekehrte ein. Daraus bildet sich in der Säule ein aufsteigender, rings um sie ein absteigender Strom. Die ganze Bewegung dauert so lange, wie die sie erzeugende Ursache, nämlich die Temperaturdifferenz zwischen der Säule und ihrer Umgebung samt den hieraus entstandenen Druckdifferenzen. Bilden kann sich eine solche Störung des atmosphärischen Gleichgewichtes durch örtliche Erwärmung des Bodens und der ihm anliegenden Luft oder auch durch Erwärmung einer Stelle in der freien Atmosphäre, etwa infolge von Kondensation gesättigten Dampfes unter Freiwerden latenter Wärme. Ohne weiteres klar dürfte zugleich die Möglichkeit des entgegengesetzten Vorganges sein, nämlich der örtlichen Abkühlung, welche unten Druckvermehrung und Abströmen der Luft nach allen Seiten, oben Druckverminderung und Zusammenströmen von allen Seiten, in der Mitte absteigende und ringsum aufsteigende Strömung erzeugt.

Wendet man diese Erwägungen auf die tatsächlichen Witterungsvorgänge an, so scheint daraus hervorzugehen, daß überall, wo Gegenden verschiedenen Druckes aneinander grenzen, der Wind am Boden vom hohen zum niederen Druck und in der Höhe umgekehrt wehen und also stets eine Richtung haben muß, welche auf den Isobaren senkrecht steht. Da aber ein solcher Schluß mit der Erfahrung keineswegs übereinstimmt, muß unsere vorstehende Betrachtung unvollständig sein. Und in der Tat ist ein sehr wesentlicher Umstand noch nicht erwähnt, nämlich die Einwirkung der Erddrehung auf die Windrichtung. Die Wirkung besteht in der Ablenkung, die einem jeden in irgend einer Richtung bewegten Körper erteilt wird, und welche auf der nördlichen Erdhälfte nach rechts, auf der südlichen nach links gerichtet ist. Den Nachweis solcher Ablenkung führt man zweckmäßig getrennt für Bewegungen von nördlicher oder südlicher und solche von östlicher oder westlicher Richtung. Wir denken uns daher zunächst auf der nördlichen Erdhälfte zwei

Punkte A und B , die auf dem gleichen Meridian liegen, und zwar B genau nördlich von A . Ein in A befindlicher ruhender Körper nimmt Teil an der von seiner Umgebung ausgeführten täglichen Drehung um die Erdachse und schreitet also nach Osten mit solcher Geschwindigkeit fort, daß der durch A gehende Parallelkreis in 24 Stunden durchlaufen wird. Treibt irgend eine Kraft diesen Körper von A gegen Norden, so behält er außerdem seine ostwärts gerichtete Bewegung bei, gelangt aber nach nördlicheren Gegenden, in welchen die ostwärts gerichtete Geschwindigkeit geringer ist, weil mit wachsender geographischer Breite die Größe des täglich zu durchlaufenden Parallelkreises abnimmt. Darum wird der nach Norden hin getriebene Körper seiner neuen Umgebung nach Osten vorausseilen und also östlich, d. h. rechts, von derjenigen Bahn abweichen, die er ohne Erddrehung zurücklegen würde. Geschieht dagegen die Bewegung südwärts von B nach A , so wird der Körper umgekehrt in Gegenden getrieben, welche rascher nach Osten fortschreiten als die Orte, aus welchen er herkommt; er bleibt also gegen diese zurück und weicht von der ursprünglich gegen Süden gerichteten Bewegung westwärts, d. i. ebenfalls rechts ab.

Zur Betrachtung entsprechender Vorgänge bei östlicher oder westlicher Bewegung muß die aus der Erddrehung entstehende Zentrifugalkraft berücksichtigt werden. Ihre Richtung führt von der Erdachse weg und bildet die Verlängerung für einen Radius des Parallelkreises, auf welchem der gerade beobachtete Punkt liegt. Auf der nördlichen Erdhälfte ist die Zentrifugalkraft also schräg aufwärts und gegen Süden gerichtet. Beschränken wir uns auf Betrachtung horizontaler Bewegungen, so können wir sagen, daß jeder Vorgang, welcher die Zentrifugalkraft vermehrt (oder vermindert), dem Auftreten einer südwärts (oder nordwärts) gerichteten Kraft gleichgeachtet werden kann. Da nun ein auf dem Parallelkreise nach Osten getriebener Körper rascher die Erdachse umkreist, als wenn er auf der Erdoberfläche ruhte, so wird durch seine Bewegung die auf ihn wirkende Zentrifugalkraft vermehrt, und er weicht darum nach Süden (rechts) ab. Wird er dagegen nach Westen getrieben, so umkreist er die Erdachse langsamer als auf der Erde ruhend, erleidet also eine verminderte Zentrifugalkraft und weicht demnach von seiner Bewegungsrichtung nach Nord (ebenfalls rechts) ab.

Ganz in derselben Weise kann für die südliche Erdhälfte eine entsprechende, dort aber nach links gerichtete Ablenkung hergeleitet werden. Führt man die Betrachtung rechnermäßig durch, so ergibt sich die gleiche Größe der Ablenkung für nördliche oder südliche wie für östliche oder westliche Bewegung, und da aus den vier Richtungen jede beliebige Bewegung zusammengesetzt werden kann, ist die Größe der Ablenkung unabhängig von der Bewegungsrichtung des betrachteten Körpers. Sie erweist sich ferner proportional mit der Geschwindigkeit des bewegten Körpers und mit dem Sinus der geographischen Breite, wobei nördliche Breite positiv, südliche negativ in Rechnung zu ziehen

ist. Demnach wird ein jeder auf der Erdoberfläche bewegte Körper durch die Erddrehung abgelenkt, auf der nördlichen Erdhälfte nach rechts, auf der südlichen nach links, und um einen Betrag, der am Äquator Null ist und mit wachsender geographischer Breite zunimmt.

Dies schon vorher bekannte Gesetz wurde von Ferrel (243) auf die Bewegung der Luft und des Meeres angewendet; die Form des vorstehenden Beweises rührt von Thiesen (244) her. Schon vorher hatte man die Entstehung der Winde in ähnlichem Sinne studiert. Bereits Brandes (245) kannte die ursächliche Beziehung der Stürme zu den Druckunterschieden benachbarter Orte; Espy (246) machte auf die Bedeutung des aufsteigenden Luftstromes und der allseitig gegen das Sturmzentrum gerichteten Winde aufmerksam; besonders aber zeigte Buys-Ballot (247) an den Beobachtungsergebnissen holländischer Stationen, welcher Zusammenhang zwischen Luftdruck und Wind besteht. Das nach ihm genannte Buys-Ballotsche Gesetz (auch als barisches Windgesetz bezeichnet) ergibt sich ohne weiteres aus den vorstehenden Erwägungen. Die zwischen Gegenden verschiedenen Luftdruckes auftretenden und auf Herstellung des gestörten atmosphärischen Gleichgewichtes gerichteten Kräfte, sowie die aus der Erddrehung resultierende Ablenkung als gegeben annehmend, können wir daraus das genannte Gesetz herleiten, welches lautet:

Der Wind weht aus den Gegenden höheren nach denjenigen tieferen Druckes, jedoch nicht in der zu den Isobaren senkrechten (kürzesten) Bahn, sondern von dieser auf der nördlichen Erdhälfte nach rechts, auf der südlichen nach links abgelenkt.

Daraus ergibt sich die ganz allgemeine Regel, daß der Wind auf der nördlichen Erdhälfte den höheren Druck rechts und etwas rückwärts, den niederen links und etwas vorwärts hat, auf der südlichen Erdhälfte entsprechend mit Vertauschung von rechts und links.

Was ferner die Werte der in Betracht kommenden Größen anbetrifft, so ist die Windstärke natürlich von der den Wind erzeugenden Ursache abhängig, d. h. von der Verschiedenheit des Luftdruckes in benachbarten Gegenden. Als Maß für diese Verschiedenheit dient der barometrische Gradient, d. i. der Unterschied des Luftdruckes zweier Orte, deren Verbindungslinie zu den Isobaren senkrecht steht, und deren Abstand 111 km (einen Äquatorgrad) beträgt. Je größer der Gradient ist, um so näher liegen die Isobaren aneinander, und um so stärker muß der Wind sein. Die Richtung des Gradienten ist, wie leicht einzusehen, diejenige, welche der Wind haben müßte, wenn die ablenkende Kraft der Erddrehung nicht wirkte. Da diese Kraft aber tatsächlich auftritt, besteht zwischen den Richtungen des Gradienten und des Windes ein gewisser Winkel, der Ablenkungswinkel, welcher (wie die Ablenkung selbst) am Äquator gleich Null ist und von da nach beiden Seiten mit wachsender geographischer Breite zunimmt. Er wächst mit abnehmender

Reibung, ist also auf dem Meere, wo die Luft weit geringere Reibung hat, größer als auf dem Lande und kann dort bis zu 90^0 betragen. Nach Hann (248) ist sein Wert durchschnittlich in West- und Nordeuropa 68^0 , in Mitteleuropa 44^0 , und überall bei Nord-, Nordost- und Ostwinden geringer, als bei Südwest- und Westwind.

Windstärke nach Beaufort-Skala	Bezeichnung	Gradient mm	Geschwindigkeit m p s	Kennzeichen
0	Windstille	—	—	Vollkommene Windstille.
1	Leiser Zug (Sehr leicht)	—	1,7	Der Rauch steigt fast gerade empor.
2	Leicht	1,19	3,1	Für das Gefühl eben bemerkbar.
3	Schwach	1,44	4,8	Bewegt einen leichten Wimpel, auch die Blätter der Bäume.
4	Mäßig	1,81	6,7	Streckt einen Wimpel, bewegt kleine Zweige der Bäume.
5	Frisch	2,14	8,8	Bewegt größere Zweige der Bäume, wird für das Gefühl schon unangenehm.
6	Stark	2,61	10,7	Wird an Häusern und anderen festen Gegenständen hörbar, bewegt große Zweige der Bäume.
7	Steif	—	12,9	Bewegtschwächere Baumstämme, wirft auf stehendem Wasser Wellen auf, welche oben überstürzen.
8	Stürmisch	—	15,4	Ganze Bäume werden bewegt; ein gegen den Wind schreitender Mensch wird merklich aufgehalten.
9	Sturm (Voller Sturm)	—	18,0	Leichtere Gegenstände, wie Dachziegel usw., werden aus ihrer Lage gebracht.
10	Starker Sturm	—	21,0	Bäume werden umgeworfen.
11	Schwerer Sturm	—	—	Zerstörende Wirkungen schwerer Art.
12	Orkan	—	—	Verwüstende Wirkungen.

Die Beobachtung des Windes hat dessen Richtung und Stärke festzustellen. Als Windrichtung benennt man diejenige, aus welcher der Wind weht, und bedient sich zum Bezeichnen der Himmelsrichtungen Nord, Ost, Süd, West der Buchstaben N, E, S, W. Das Zeichen E (vom englischen East) ist namentlich im internationalen Verkehr für Ost deshalb gewählt, weil O im Französischen West (Ouest) bedeuten würde und außerdem mit Null verwechselt werden könnte. Die Windstärke wird bei den täglichen Witterungsbeobachtungen meist schätzungsweise angegeben und zwar nach der sogenannten Beaufort-Skala unter Be-

nutzung der in vorstehender Tabelle erwähnten Kennzeichen. Die dazu in Millimetern Quecksilberdruck angegebenen Werte des Gradienten sind von Sprung (249) aus Schätzung der Windstärke und Messung des zugehörigen Gradienten an deutschen Küstenstationen hergeleitet, die Windgeschwindigkeiten (Meter pro Sekunde) durch Köppen (250) aus Vergleichen entnommen, welche zwischen geschätzten Windstärken und den Angaben von Meßinstrumenten auf See sowie an Küstenstationen ausgeführt wurden. Für die Stärken 11 und 12 nimmt Hann (251) 30 und 50 m als etwa entsprechende Geschwindigkeiten an. Die „Bezeichnung“ der Windstärken ist die an der deutschen Seewarte übliche (252), die „Kennzeichen“ sind der Instruktion für die Beobachter des Königlich Preußischen Meteorologischen Instituts entnommen.

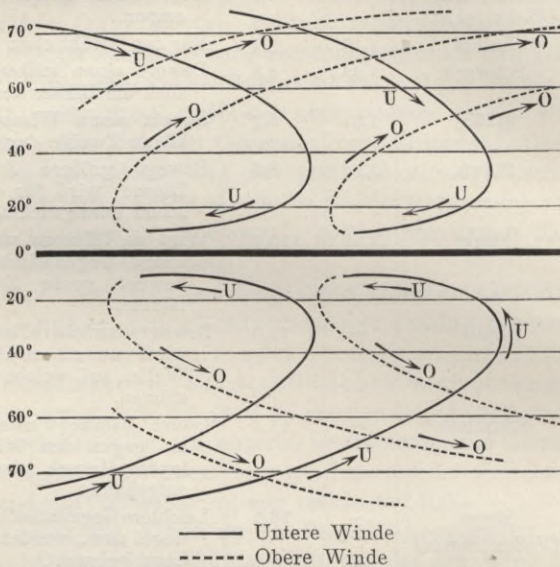


Fig. 25. Allgemeines Windsystem der Erde nach Oberbeck.

Die Entstehung des Windes aus der Temperaturverteilung und der ablenkende Einfluß der Erddrehung bilden die Grundlage für eine von Oberbeck (253) gegebene Herleitung der auf der gesamten Erde herrschenden Windzirkulation. Ohne Erddrehung würden die vorhandenen Temperaturunterschiede der verschiedenen Breiten dahin führen, daß am Äquator zwischen $35^{\circ} 16'$ nördlicher und südlicher Breite ein aufsteigender Strom, in höheren Breiten eine absteigende Strömung herrschte, außerdem in Richtung der Meridiane eine unten gegen den Äquator, oben gegen die Pole gerichtete Bewegung. Diese letztere horizontale Strömung müßte weitaus die stärkere sein und sich zu der vertikalen verhalten wie der Erdradius zur Höhe der Atmosphäre. Tritt hierzu nun die mit der geographischen Breite wechselnde Wirkung der Erddrehung, welche den

Wind auf der nördlichen Erdhälfte nach rechts, auf der südlichen nach links ablenkt, so entsteht das in Fig. 25 dargestellte Windsystem. Die am Äquator aufgestiegene Luft wird auf der nördlichen Halbkugel in der Höhe gegen Norden getrieben und gewinnt durch die Rechtsablenkung eine aus Südwest kommende Bewegung. Nachdem sie mit zunehmender Drehung in Westwind übergegangen und zugleich bis zu hohen Breiten gelangt ist, steigt sie dort herab und fließt unten mit fortdauernder Rechtsdrehung zuerst als Nordwest-, dann als Nord- und Nordostwind gegen den Äquator zurück, um hier von neuem den Kreislauf zu beginnen.

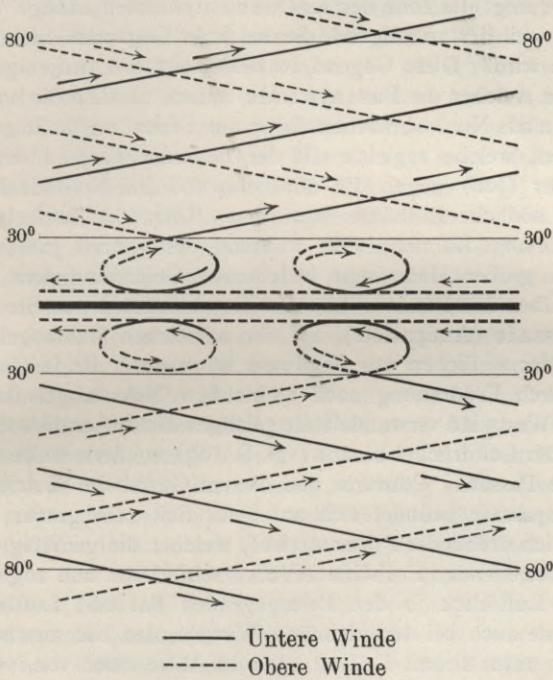


Fig. 26. Allgemeines Windsystem der Erde nach Hildebrandsson.

Die obere, vom Äquator kommende Strömung nennt man Äquatorialstrom, die untere, vom Pol kommende, Polarstrom. Entsprechend ist, wie auf der Zeichnung ersichtlich, das Windsystem der südlichen Halbkugel beschaffen. Die obere Westströmung hat auf beiden Hemisphären einen längeren Weg zurückzulegen und ist von erheblich größerer Stärke als der untere Wind.

Mit den herrschenden Druckverhältnissen erscheint diese Windverteilung vereinbar. Bedenkt man noch, daß die in der Höhe nach den Polen hin strömenden Luftmassen mit wachsender geographischer Breite immer engere Bahnen finden und in den langsamer fließenden Unterwind zum Teil hineindringen, so erscheint auch das Auftreten

höheren Druckes in etwa 30° nördlicher und südlicher Breite (S. 103) verständlich.

Indessen weichen von diesen theoretisch abgeleiteten Vorstellungen recht erheblich die Beobachtungsergebnisse der letzten Jahre ab. Aus den Wolkenmessungen sowie aus Ballonbeobachtungen entnimmt Hildebrandsson (254), daß zwar ein atmosphärischer Kreislauf der eben geschilderten Art besteht, jedoch auf die Zone zwischen etwa 30° nördlicher und südlicher Breite beschränkt ist. Fig. 26 (a. v. S.) gibt einen Überblick über dieses Windsystem. In dem jeweils heißesten Erdgürtel am Äquator liegt die Zone der Kalmen, in welchen häufige Windstillen herrschen, weil der aufsteigende Strom jener Gegenden nicht als Wind empfunden wird. Diese Gegend ist beiderseits von denjenigen Streifen begrenzt, in welchen die Passatwinde wehen, nämlich die nördlich von den Kalmen aus Nordost, südlich davon aus Südost regelmäßig fließenden Strömungen, welche zugleich mit der heißesten Gegend der Erde im Nordsommer (Juli) gegen die nördliche und im Nordwinter (Januar) gegen die südliche Erdhälfte vorrücken. Über den heißesten Breiten, den äquatorialen Kalmen, weht während des ganzen Jahres Ostwind, welcher in großer Höhe sehr bedeutende Geschwindigkeit zu haben scheint. Über den Passaten herrscht die zurückfließende Strömung der Gegenpassate (Antipassate), auf der nördlichen Halbkugel aus Südwest, auf der südlichen aus Nordwest kommend. Beide Gegenpassate werden durch Erddrehung nach rechts bzw. links abgelenkt und allmählich in Westwind verwandelt; sie gelangen nicht über die subtropischen Gürtel hohen Luftdruckes hinaus (vgl. S. 103), sondern sinken herab und nähren die Passate. Polwärts von diesem Gürtel der Kalmen, Passate und Gegenpassate befindet sich auf jeder Seite ein großer, von West nach Ost sich drehender Polarwirbel, welcher die gemäßigte und kalte Zone der betreffenden Erdhälfte bedeckt, seine Mitte und zugleich seinen niedersten Luftdruck in den Polargegenden hat und Luftbewegungen zeigt, wie sie auch bei den kleineren Wirbeln, den barometrischen Tiefs, stattfinden: unten strömt die Luft nach der Mitte, oben von innen heraus. Nur die untersten Luftschichten nehmen nicht regelmäßig an dieser Bewegung teil. Die Drehungsrichtung des Wirbels zeigt sich in den westlichen Winden, welche namentlich in der Höhe vorwiegend auftreten. So hat Berson (255) gelegentlich der Berliner wissenschaftlichen Luftfahrten aus zahlreichen Einzelfällen schließen können, daß, wenn am Boden westlicher Wind herrscht, dieser nach oben hin an Stärke zunimmt; weht dagegen unten der Wind aus Osten, so wächst seine Stärke nur bis zur Höhe weniger hundert Meter, um dann abzunehmen und oftmals weiter oben in westliche Bewegung überzugehen. Die Isobarenkarten, Taf. XVIII, lassen auch die Windverteilung der Erde erkennen.

Die regelmäßig wehenden Winde, insbesondere die Passate, führen entsprechende Bewegungen des Seewassers herbei. Die beständige Reibung dieser Luftströme gegen die Meeresoberfläche und der obersten Wasser-

schichten gegen die tieferen erzeugt ein ebenso regelmäßiges System von Meeresströmungen, welche unter den Passatwinden von Nordost und von Südost her gegen den Äquator gerichtet sind; am Äquator strömen die Wassermassen dann nach Westen, werden durch die Ostküsten der großen Kontinente genötigt, polwärts umzubiegen, und so entstehen in den großen Meeren die regelmäßigen Strömungen, welche in niederen Breiten gegen Westen bis zum nächsten Kontinent, an dessen Küste nach beiden Seiten polwärts, dann in höherer Breite nach Osten und an der Ostküste des Ozeans wieder zum Äquator führen (s. Taf. IV). Eine dieser Strömungen finden wir im nordatlantischen Ozean, und einen Teil derselben bildet der Golfstrom, dessen starke Wirkung auf europäische Temperaturverhältnisse bereits oben (S. 18) erwähnt wurde.

Die Verteilung von Wasser und Land, welche bei den vorstehend geschilderten Studien nicht berücksichtigt wurde, veranlaßt natürlich vielerlei örtliche Abweichungen des Windes von jener einfachen Anordnung. Im allgemeinen nimmt nach Hellmann (256) die Windgeschwindigkeit mit wachsender geographischer Breite zu, von der Küste nach dem Innern der Länder jedoch ab. Wichtiger ist die Abhängigkeit der Temperaturverteilung von der Größe und Form der Kontinente und die hieraus entstehenden Windverhältnisse. Es wurde bereits oben (S. 22) erörtert, daß die Temperaturschwankung des Meeres kleiner als die des festen Landes ist. Im Sommer ist also das Land wärmer, und im Winter die See; und hieraus ergibt sich eine Windbewegung, welche in den unteren Luftschichten von der kälteren zur wärmeren Gegend führt, d. h. im Sommer Seewind, im Winter Landwind. An den Küsten der großen Kontinente tritt diese Erscheinung so kräftig auf und werden von den hierbei entstandenen Winden so weite Wege zurückgelegt, daß die Ablenkung der Windbahn durch Erddrehung recht merkbar wird. Man bezeichnet diese Art von Winden als Monsune; charakteristisch ist für sie der Umstand, daß sie in der warmen und kalten Jahreszeit aus entgegengesetzten Richtungen wehen. In Asien, und zwar namentlich an den Süd- und Ostküsten, schwächer auch an der Nordküste, wehen Monsune; weniger bekannt und schwächer sind die Monsune von Australien, Westafrika und Nordamerika. Auch am Kaspischen Meer hat man Monsun nachweisen können. Diese Winde pflegen nicht über die Höhe der unteren oder mittleren Wolken hinaufzureichen.

Wie die jährliche Periode der Temperatur zusammen mit der Verschiedenheit von Wasser und Land diese mit den Jahreszeiten wechselnden Winde hervorruft, so wirkt auch der tägliche Temperaturgang und erzeugt im täglichen Wechsel Seewind und Landwind. Wir sehen an der Küste bei Tage den Wind von der kühleren See, nachts von dem jetzt kühleren Lande wehen, wobei die von der Erddrehung herrührende Ablenkung ebenfalls mitwirkt, sofern es sich nicht um ganz eng begrenzte örtliche Vorgänge handelt. Auch diese Winde pflegen nur bis zu mäßiger Höhe hinaufzureichen, darüber weht der Wind meist umgekehrt.

Einen anderen regelmäßigen Wechsel der Windrichtung findet man in Gebirgstälern, wo am Tage die Luft aufwärts gegen den Berg, nachts abwärts zu Tal strömt. Die von Hann (257) gegebene Erklärung führt diese Berg- und Talwinde auf die Druckverteilung zurück, welche in einer von unten her erwärmten Luftsäule eintritt. Wie oben (S. 113) gezeigt wurde, wird in solchem Falle der Luftdruck unten geringer, oben aber größer als vorher. Befinden sich nun die Grundflächen solcher Luftsäulen in der Sohle eines Tales, und daneben andere Luftsäulen an der Wand des Berges, so wird im unteren Teile jeder einzelnen Säule bei Eintritt der Tageswärme bis zu einer gewissen Höhe der Luftdruck abnehmen, darüber aber wachsen. Die auf der Bergwand stehenden Säulen haben ihren Fuß in gleicher Höhe mit dem Oberteil der im Tale stehenden; am Berge nimmt der Luftdruck ab, während er in gleicher Horizontalebene über dem Tale wächst. Daraus ergibt sich am Tage die vom Tal gegen den Berg gerichtete Strömung, und in der Nacht auf Grund der durch Abkühlung des Bodens erzeugten entgegengesetzten Druckverteilung der vom Berge nach dem Tale wehende Wind. Ein Beispiel dafür bildet der in Freiburg i. Br. nach Schultheiss (258) während der Nacht kräftig aus den Bergen durch das Höllental herabwehende Südostwind, welcher am Tage durch nordwestlichen Talwind abgelöst wird.

Was die Entfaltung des Windes in den höheren Schichten der Atmosphäre betrifft, so ist von vornherein eine Zunahme der Geschwindigkeit mit wachsender Höhe zu erwarten, denn die Reibung der Luft an den Unebenheiten des Bodens fällt in der Höhe fort, und mit abnehmender Dichte der bewegten Luftmassen wird auch ihre gegenseitige (innere) Reibung geringer, während zugleich die Beweglichkeit wächst. In der Tat fand Berson (259) aus den Ergebnissen der Luftfahrten, daß die Windgeschwindigkeit durchschnittlich den folgenden Verhältniszahlen, bezogen auf die am Boden beobachtete Geschwindigkeit, entsprach:

Mittlere Höhe . . .	Erde	500	1500	2500	3500	4500	5500 m und höher
Geschwindigkeit . . .	1	1,75	1,95	2,15	2,5	3,1	4,5

Dabei war in der Gegend der barometrischen Minima sowohl der Betrag der Windstärke wie auch ihre vertikale Zunahme größer als in den Hochdruckgebieten.

Daß indessen die Windstärke nicht stetig und ununterbrochen nach oben hin wächst, zeigen die oben (S. 66) mitgeteilten Wolken- geschwindigkeiten, bei denen mehrmalige Zu- und Abnahme mit wachsender Höhe auftritt.

Erwähnt sei ferner die Beschleunigung, mit welcher die Luftströmung über ein Gebirge fließt. Hierfür finden wir ein recht deutliches Beispiel in den Aufzeichnungen, die bei der Alpenfahrt des Ballons „Vega“ am 3. Oktober 1898 gewonnen wurden und von Maurer (260) mitgeteilt sind. Ein kurzer Auszug lautet:

Höhenlage m	Windgeschwindigkeit m in der Sekunde
2900 bis 3800	3,3 bis 6,5
4000	8,8
4200	14,6
4300	21,7 bis 25,8 (Überfliegen der Diablerets)
4700	14,0
4900	16,7 bis 18,0
4900 bis 5800	13,0 bis 14,0
5800 bis 4100	8,2 bis 10,0

Die etwa 3200 m hohen Diablerets verengen das Bett des Luftstromes derartig, wie es in der gewaltigen Zunahme der Windgeschwindigkeit zum Ausdruck kommt.

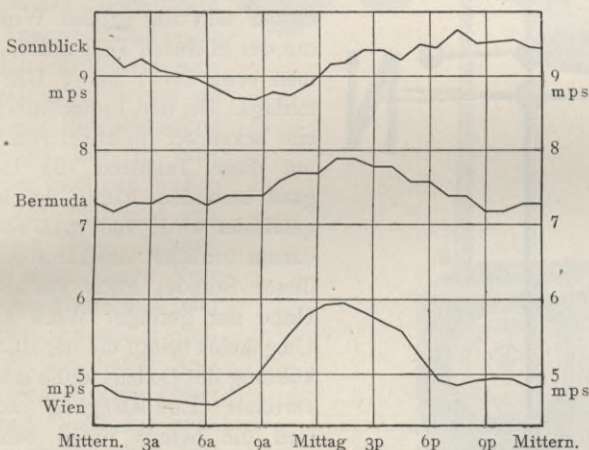


Fig. 27. Täglicher Gang der Windgeschwindigkeit in Wien, Bermudas und auf dem Sonnblick.

Die Richtung des Windes weicht in der Höhe von der am Boden beobachteten Richtung meistens nach rechts ab, d. h. im Sinne der Uhrzeigerdrehung. Berson (259) berechnet im Durchschnitt aus 58 Luftfahrten die Rechtsdrehung für die untersten 1000 m zu 15° , für das zweite Höhenkilometer zu $12\frac{1}{2}^\circ$, für das dritte zu $11\frac{1}{2}^\circ$, für das vierte nur zu 1° , für das fünfte zu 3° , für das sechste und siebente zu je 6° . Die Hochdruckgebiete zeigten diese Rechtsdrehung mit zunehmender Höhe anhaltend und stark, mit alleiniger Ausnahme der Höhenregion zwischen 3000 und 4000 m, während in den Depressionsgebieten die Rechtsdrehung beträchtlich geringer war und mit wachsender Höhe nur wenig zunahm. Auch hier fand sich ein Minimum der Rechtsdrehung in 3000 bis 4000 m Höhe.

Die eben erwähnte Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe läßt uns den täglichen Gang der Windstärke verstehen. Dieselbe hat ein Maximum zur Zeit der höchsten Tagestemperatur und zeigt ihre geringsten Werte und nur geringe Schwankungen während der Nacht. Eine Erklärung dafür gab schon Espy (261) und später in gleichem Sinne nochmals Köppen (262) durch die Erwägung, daß infolge der Erwärmung des Bodens aufsteigende Luftströme entstehen und einen

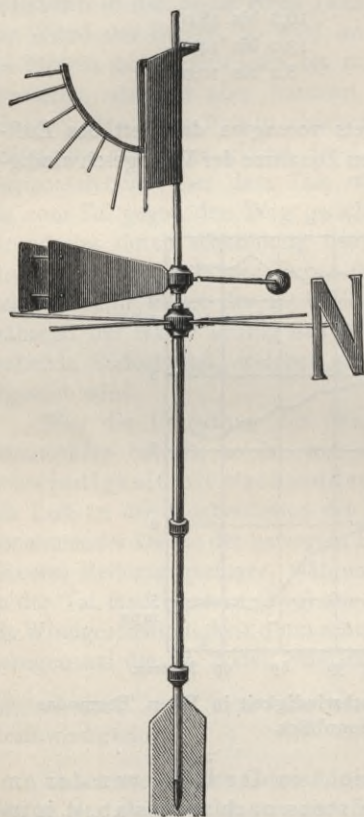


Fig. 28. Windfahne mit Stärketafel.

Austausch zwischen unteren und oberen Luftmassen herbeiführen müssen. Die größere horizontale Windgeschwindigkeit, welche die oberen Schichten mit sich herunterbringen, wird dabei unten um so deutlicher hervortreten, je stärker die vertikalen Luftbewegungen vor sich gehen, und darum fällt die größte Windstärke mit der höchsten Temperatur zusammen etwa auf 2 bis 3 Uhr nachmittags. Bei den Luftschiffen ist es ein bekannter Erfahrungssatz, daß um diese Tageszeit die Landung ganz besonders häufig durch Wind gefährdet wird, und man vermeidet darum tunlichst das Herabgehen in dieser Stunde, auch wenn in der Höhe nur geringer Wind herrscht. Umgekehrt bringt die nächtliche Abkühlung des Bodens keine erhebliche vertikale Luftbewegung zustande, weil die bereits unten befindliche Luft durch Abkühlung noch schwerer gemacht und also am Boden festgehalten wird, und darum herrscht in der Nacht die geringste Windstärke. Diese Auffassung läßt aber erwarten, daß in der Höhe das umgekehrte Verhalten der Windstärke

während der Tagesstunden eintreten müsse, weil mit dem aufsteigenden Ströme die geringere horizontale Geschwindigkeit der unteren Luftschichten nach oben gelangt. In der Tat zeigen die Windmessungen auf hohen Bergen das hiernach zu vermutende Minimum der Windgeschwindigkeit zur Zeit der höchsten Temperatur. Auf dem Meere, wo die Temperaturunterschiede gering sind und die Windstärke mit der Höhe nur wenig zunimmt, hat man auch keine erhebliche Tagesperiode der Windstärke gefunden. In Fig. 27 (a. v. S.) sind diese Verschiedenheiten

ersichtlich gemacht durch die Kurven des täglichen Ganges der Windgeschwindigkeit in Wien, auf dem Gipfel des 3100 m hohen Sonnblick [beide nach Hann (263)] und auf den Bermudasinseln [nach Köppen (264)], wo ähnliche Windverhältnisse wie auf dem Meere herrschen.

Der jährliche Gang der Windstärke hängt ebenso wie die jährlichen Änderungen der Windrichtung mit der Druckverteilung eng zusammen. Nach Hellmann (256) fällt das Jahresmaximum in höheren Breiten und in Küstengebieten, die dem Winde ausgesetzt sind, auf die kalte Jahreszeit, im Binnenlande auf einen der Monate März bis Juli. Das Jahresminimum liegt bei den binnenländischen Stationen, die ein Frühjahrsmaximum haben, gewöhnlich im August oder September, an Küstengebieten mit winterlichem Maximum im Juni oder Juli.

Zur Beobachtung der Windrichtung dient die Windfahne. Sie muß in ausreichender Höhe dem Winde ausgesetzt und leicht beweglich sein; insbesondere hat man darauf zu achten, daß die Windfahne bei ruhiger Luft in jeder beliebigen Stellung stehen bleiben kann und nicht etwa nach einer Seite „hängt“. Bei ungleichmäßiger Verteilung des Gewichtes oder nicht ganz aufrechter Stellung der die Fahne tragenden Stange kann dieser Übelstand leicht das häufigere Eintreten einer einzelnen Windrichtung vortäuschen. Um auch die

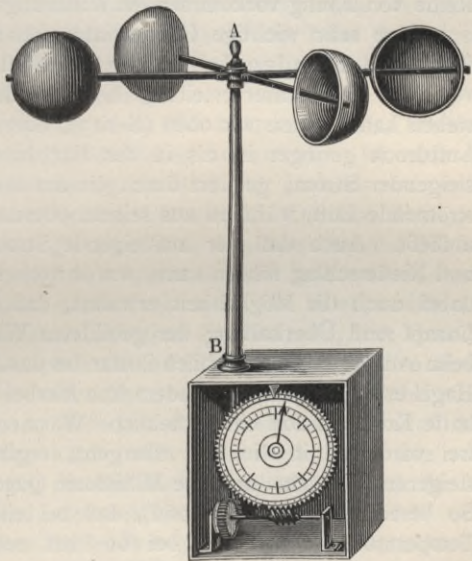


Fig. 29. Robinsons Schalenkreuz.

Windstärke genauer als nach den auf S. 117 angegebenen Kennzeichen zu bestimmen, kann man sich der Wildschen Stärketafel bedienen. Dies ist eine, wie Fig. 28 zeigt, mit der Windfahne verbundene und mit ihr sich drehende Platte, welche demnach stets senkrecht gegen die Windrichtung gestellt ist. Sie ist um ihre Oberkante drehbar und läßt also durch ihre Abweichung aus der senkrechten Lage die Windstärke erkennen, wobei der Hebungswinkel (nicht etwa die Nummer der Windstärke!) an den Stiften des Kreisbogens abgelesen werden kann.

An reichlicher ausgestatteten Beobachtungsstationen dient zum Messen der Windgeschwindigkeit das Robinsonsche (265) Schalenkreuz (Fig. 29). Auf die halbkugeligen Schalen desselben wirkt der Wind an der hohlen Seite stärker als an der gewölbten, so daß eine Drehung im gleichen

Sinne bei jeder Windrichtung erfolgt. Die Schalenmitten bewegen sich alsdann mit einer Geschwindigkeit, welche zwischen einem Drittel und der Hälfte der Windgeschwindigkeit liegt. Das mit der Achse des Schalenkreuzes verbundene Zählwerk gestattet, die mittlere Geschwindigkeit des Windes (eigentlich den Windweg) für jede Zeitdauer zu bestimmen.

Wetter.

Aus der Wechselwirkung der meteorologischen Elemente entsteht das Wetter. Wir werden seine Darstellung durch Schilderung einer Reihe von häufig vorkommenden Witterungsvorgängen zu geben suchen.

Eine sehr wichtige Gruppe atmosphärischer Erscheinungen ist an den aufsteigenden Luftstrom geknüpft. Daß ein solcher aus den von der Temperaturverteilung herrührenden Druckunterschieden entstehen kann, sahen wir oben (S. 113); über der Gegend, in welcher der Luftdruck geringer ist als in der Nachbarschaft, bildet sich ein aufsteigender Strom, genährt durch die am Boden von allen Seiten herzuströmende Luft, während aus seinem oberen Teile Luft nach allen Seiten abfließt. Auch daß der aufsteigende Strom zur Bildung von Wolken und Niederschlag führen kann, wurde vorher (S. 60) bereits erörtert, und dabei auch die Möglichkeit erwähnt, daß Übersättigung der Luft mit Dampf und Überkaltung der gebildeten Wassertropfen vorkommen und beim Aufhören dieses labilen Zustandes das Auftreten von Platzregen und Hagel erzeugen können. Indem nun hierbei durch plötzliche und massenhafte Kondensation eine erhebliche Wärmemenge, die bisher latent war, frei wird und in die Luft übergeht, ergibt sich eine örtliche Drucksteigerung, welche mehrere Millimeter Quecksilberdruck betragen kann. So berechnet v. Bezold (266), daß bei einer am Boden herrschenden Temperatur von 25° und bei 66 Proz. relativer Feuchtigkeit ein aufsteigender Strom bereits in 806 m Höhe zur beginnenden Kondensation und in 3988 m zur Erreichung des Gefrierpunktes führt. Wird aber das vorhandene Wasser um noch weitere 300 m gehoben, ohne zu erstarren, und gefriert dann in plötzlichem Aufhören der Überkaltung, so tritt eine Vermehrung des Druckes um 3,2 mm ein; erfolgt das Erstarren erst in 4636 m Höhe bei einer Überkaltung um $3,8^{\circ}$, so beträgt die Druckzunahme sogar 5,9 mm.

Der nämliche Forscher (110) macht darauf aufmerksam, daß die auf- und absteigenden Ströme dampfhaltiger Luft allein schon genügen würden, um zu erklären, daß die Temperatur mit wachsender Höhe langsamer abnimmt, als es in trockener und gegen Strahlungswirkungen geschützter Luft geschähe, nämlich langsamer als um $0,99^{\circ}$ auf 100 m. Denn indem die aufsteigende Luft einen Teil ihrer Feuchtigkeit als Wasser oder Eis ausscheidet und herabfallen läßt, verbleibt ihr die frei gewordene

Kondensationswärme und erzeugt eine minder tiefe Temperatur, als sie in gleicher Höhe ohne vorausgegangene Kondensation herrschen würde. Die absteigenden Ströme nehmen diese Kondensationswärme mit sich herunter. Gegenden mit vorwiegend absteigender Luftbewegung sind darum wärmer, als sie es sonst wären. Beispielsweise finden wir dies in den beiden Streifen hohen Luftdruckes, welche in etwa 30° nördlicher und südlicher Breite die Passatzzone nach der Polseite hin begrenzen, und deren Temperatur in Fig. 3 (S. 16) in der Tat eine gegen die benachbarten Breiten etwas erhöhte ist.

Bezeichnet man als potentielle Temperatur einer Luftmasse diejenige, welche sie annehmen müßte, wenn sie ohne Zu- oder Ableitung von Wärme in das Meeresniveau versetzt würde, so erweist sich die potentielle Temperatur einer ohne Kondensation aufsteigenden oder einer absteigenden Luftmasse unveränderlich, während sie beim Aufsteigen mit Kondensation zunimmt. Die potentielle Temperatur der Atmosphäre wächst also im Durchschnitt mit der Höhe.

Aufsteigende Ströme pflegen entweder über langen, schmalen Streifen oder über rundlich gestalteten Bodenflächen aufzutreten. Im ersteren Falle bezeichnen wir die Erscheinung als Böe oder auch als rotierende Luftwalze, im letzteren als aufrechten Luftwirbel. Die Böe liegt gewöhnlich mit ihrer Längsrichtung senkrecht zu dem herrschenden Winde, und da dieser sie mit sich fortführt, schreitet die Böe senkrecht zu ihrer Längsrichtung fort. Man kann daher auch sagen, sie bewege sich mit breiter Front und geringer Tiefe. Über dem Streifen, den ihre Grundfläche bildet, steigt die Luft empor, vor und hinter diesem Streifen fließt sie herab und am Boden von beiden Seiten gegen die Böe. Dabei sind die Windwege kurz genug, so daß von dem ablenkenden Einfluß der Erddrehung abgesehen werden kann. Am Boden wirkt außer den von vorn und von hinten her gegen die Böe fließenden Strömen noch der in der Gegend herrschende Wind, mit welchem die Böe fortschreitet. An der Vorderseite ist als Differenz beider Bewegungen der zur Beobachtung kommende Wind nur schwach, an der Rückseite, wo die Summe beider Wirkungen auftritt, um so stärker. Dieser von rückwärts gegen die Böe wehende Wind führt Luftmassen heran, welche soeben aus höheren und kälteren Gegenden herabgekommen sind und dabei mit Regen oder Hagel vermischt waren. Durch solche Beimischung von Wasser oder Eis wird die aus dynamischer Erwärmung sonst zu erwartende Temperaturerhöhung größtenteils verhindert und also bewirkt, daß die hinter der Böe heranfließenden Luftmassen merklich kälter sind, als die Umgebung. Die dynamische Erwärmung dieser herabgeflossenen Luft macht sich indessen dadurch bemerkbar, daß die Luft trotz des beigemengten Wassers von der Sättigung mit Dampf erheblich entfernt ist. Das ganze, an der Rückseite des aufsteigenden Stromes entstandene Gebilde ist also ein Luftwirbel mit horizontaler Achse. Vettin (267) bezeichnet es als „eine sich weithin erstreckende Luftwalze, die um ihre horizontale

Achse rotierend mit der sich fortbewegenden Luft fortschreitet“. Dieselbe enthält vorn wärmere, hinten kältere Luft; bei ihrem Fortschreiten beschreiben die einzelnen Teilchen Cykloiden, im unteren Teile herrscht sehr schnelle Bewegung, im oberen Teile fast Stillstand, vielleicht sogar Rückbewegung. Ein Beobachter, über dessen Standpunkt das Ganze fortschreitet, macht dabei folgende Wahrnehmungen: Aus der Herkunftsrichtung des herrschenden Windes steigt bei langsam sinkendem Luftdruck Gewölk herauf, welches am vorderen Rande zuweilen wulstförmig erscheint oder schlauchähnliche Spitzen herabhängend läßt (Taf. XI). Kurz bevor es den Zenit erreicht hat, flaut der Wind ab oder springt wohl auch vorübergehend in die entgegengesetzte Richtung um, hört, während die Wolkenmassen über dem Beobachtungsorte anlangen, ganz auf und beginnt dann plötzlich in der früheren Richtung mit großer Stärke zu wehen. Zugleich oder kurz vorher ist der Luftdruck sehr rasch um ein oder mehrere Millimeter Quecksilberhöhe gestiegen („Gewitternase“), beginnt



Fig. 30. Vorderansicht einer Regenböe nach Köppen.

aber alsbald wieder langsamer zu fallen, und sein Gang schließt sich dann allmählich dem vor dem plötzlichen Steigen liegenden Teile an. Mit dem Einfallen des starken Windes ist eine deutliche Abkühlung eingetreten und zugleich oder bald darauf (um die Dauer des Herabfallens verzögert) ein Platzregen oder Hagelschauer niedergegangen. Reicht die Kraft des aufsteigenden Stromes nicht aus, um die Luft bis zur Kondensationsgrenze emporzuheben, so fällt mit der Bewölkung der Niederschlag weg, demnach auch die Abkühlung, und man beobachtet lediglich eine Staubböe. Ist andererseits der Vorgang kräftig ausgebildet, so tritt zu den schon erwähnten Einzelheiten noch Blitz und Donner hinzu. Man spricht in solchen Fällen von Regenböe, Hagelböe, Gewitterböe u. dgl. Oftmals zieht eine Reihe solcher Böen in nahezu gleicher Richtung hintereinander über eine Gegend hin und gibt Gelegenheit zur wiederholten Beobachtung der eben geschilderten Einzelheiten.

Den Anblick, welchen in solchem Falle die Wolken bieten, hat Köppen (268) durch die in Fig. 30 und 31 wiedergegebenen Zeichnungen dargestellt. Die erste der Figuren wurde nach der Natur skizziert und zeigt die Vorderseite einer gegen den Beschauer heranrückenden Böe.

Unter einem Cirrostratusschirm, dessen vorderer, aus verschiedenen Formen von Cirrus und Cirrocumulus bestehender Rand eben den Zenit passierte, kam ein etwa vom Nordwest- bis zum Südwestpunkte des Horizontes reichender dunkler Wolkenwulst rasch heraufgezogen, unter bzw. hinter welchem ein gleichmäßig lichtgraues Segment sich zeigte. Etwa 10 Minuten später, als die Mitte des Wolkenwulstes den Zenit passiert hatte, kamen die ersten Tropfen, welche bald in einen kräftigen Regen von einer halben Stunde Dauer übergingen. Das lichtgraue Segment war die Regenmasse selbst und erschien hellfarbig, weil die mitgerissene Luft im Absteigen und also nebelfrei war. In der Tat kann man ja bekanntlich durch starken Regen viel weiter hindurchsehen, wie durch mäßigen Nebel. Der in Fig. 31 abgebildete Längsschnitt einer regnenden Wolke (von vorn nach hinten) ist eine auf Grund zahlreicher Einzelbeobachtungen entworfene typische Darstellung. Drei hintereinander von der linken zur rechten Seite der Zeichnung fortschreitende Regenböen sind erkennbar; von der Wolke hängen drei Regenstreifen herab, die dunkler als die da-

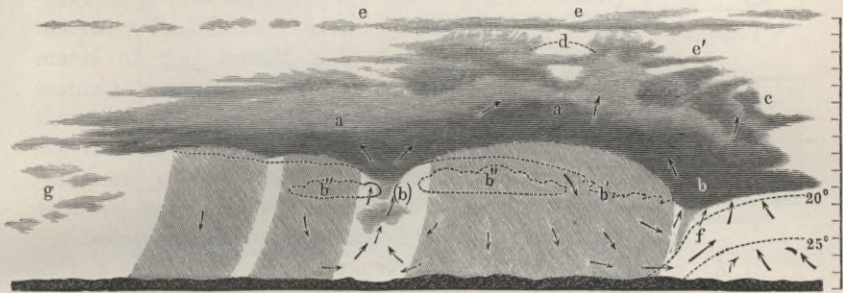


Fig. 31. Seitenansicht einer Regenböe nach Köppen.

zwischen aufsteigende Luft, aber heller als die darüber liegende Wolke erscheinen. Sie sind am oberen Ende mehr oder weniger — besonders der vorderste (rechte) — von Wolkenwülsten umgeben, die bei *b* und (*b*) vom Längsschnitt getroffen werden, bei *b'* und *b''* aber aus der Ebene eines der seitlichen Ränder auf den Medianschnitt projiziert und in gestrichelten Umrissen angegeben sind. Steht man unter *b*, so kann man unter günstigen Umständen in den Teil der Wolke, aus dem der Regen kommt, wie in ein riesiges Gewölbe hineinsehen. Die dicke Wolkenmasse *bc* ist es, welche auf Fig. 30 von vorn (bzw. auf Fig. 31 von rechts) gesehen als dunkler Bogen erscheint, was natürlich eine bedeutende seitliche Ausdehnung des Regenschauers zur Voraussetzung hat. Dagegen ist bei *aa* die Wolke viel dünner. Statt der geballten Cumulusformen von *c* finden wir über dem vorderen *a* einige Gipfel mit schleierartigen Ausströmungen *d*, während nach hinten die Wolke mehr und mehr bankförmige Bildung annimmt. Bei *ee* ist der obere Cirrostratusschirm angedeutet, welchen wir auch auf Fig. 30 sehen; tiefere Lagen ähnlicher, aber nur stückweise vorhandener Schirme, die von den Cumulusköpfen durchbrochen werden,

finden wir bei e' und unter c angedeutet. Die am rechten Rande der Fig. 31 befindliche Skala, deren Teile je 100 m bedeuten, gilt auch für horizontale Abstände und soll die in der Natur vorkommende ungefähre Größe der Erscheinung veranschaulichen.

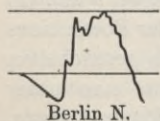
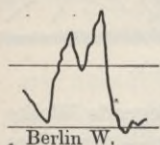
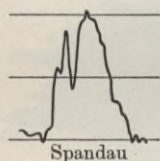
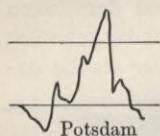
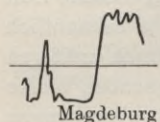
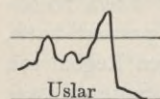


Fig. 32.
Gewitternasen
vom 22. Juni
1898.

Die während einer Böe stattfindende Änderung des Luftdruckes ist schon oben erwähnt und bildet ein sicheres und höchst charakteristisches Kennzeichen, aus welchem das Vorübergehen einer Böe entnommen werden kann. So wurde z. B. am 4. Mai 1904 eine sehr starke Böe auf einem großen Gebiet wahrgenommen. Das in der Nähe von Pola kreuzende österreichische Kriegsschiff „Nautilus“ beobachtete fast gleichzeitig mit der Böe das Eintreten außergewöhnlich hohen Seeganges, wobei es den Anschein hatte, „als wenn eine hohe Welle vor der Böe einhergelaufen wäre“ (269). Einen ähnlichen Vorgang schildert Wilson (270). Am 12. Juli 1902 wurde in Süd-Keewatin (Kanada) ein starkes Gewitter mit schwerem Hagelfall beobachtet. Man befand sich in einem Walde, dessen Boden fast ganz mit einer dichten, wolligen Schicht von Moos (*Hypnum triquetum*) und Wurzeln bis zu 1 Fuß (englisch) Dicke bedeckt ist. Während des Gewitters war kein Wind zu bemerken, die Moosdecke aber hob sich wellenförmig vor und unter dem Zelt der Beobachter, so daß unmittelbar vor der Zelttür der Wellenkamm manchmal bis 1 Fuß über die normale Lage stieg. Die Wellenbewegung schritt in der Richtung des Gewitters weiter; zwei Wellenberge gleichzeitig wurden keinmal gesehen, doch war die Aussicht auf etwa 30 Fuß beschränkt. Nachdem die Erscheinung bemerkt war, dauerte sie noch ungefähr 5 bis 10 Minuten. Nach dem Gewitter war der Raum zwischen Moosdecke und Boden, welcher vorher nur Luft enthalten hatte, mit Wasser gefüllt. Die schon erwähnten Schwankungen des Luftdruckes, welche mit der Böe fortschreiten, lassen uns verstehen, wie die eben geschilderten Vorgänge zustande kommen konnten.

Es ist schon oftmals gelungen, diese Luftdruckschwankungen messend zu verfolgen, denn die in vielen Orten bereits vorhandenen Barographen zeichnen dauernd den Luftdruck mit allen seinen Änderungen in einer zusammenhängenden Linie auf und liefern bei vorüberziehenden Böen eine Form der Druckkurve, für welche die Bezeichnung „Gewitternase“ üblich geworden ist. Ein Gewitter ist freilich nicht immer dabei beteiligt, denn jede einfache Regen- oder

Graupelböe erzeugt am Barographen eine Gewitternase. Fig. 32 zeigt nach meiner Zusammenstellung (271) die an sechs verschiedenen Orten durch ein Gewitter am 22. Juni 1898 hervorgebrachten Nasen, wobei die Zeit von links nach rechts gerechnet ist, der linke Teil also zuerst gezeichnet wurde. Die horizontalen Striche geben durch ihren Abstand den Wert je eines Millimeters Quecksilberdruck an, die gleiche Länge in horizontaler Richtung entspricht dem Fortschreiten um eine Stunde.

Benutzt man die Aufzeichnungen des Druckes und der Temperatur zur Darstellung der horizontalen Verteilung dieser Elemente, so findet sich als Grundriß der Böe ein Streifen niederen Druckes; ebendasselbst oder auch in der Fortschreitungsrichtung etwas nach vorn hin verschoben liegt ein Streifen höherer Temperatur, und hinter dem niederen Druck folgt das Gewitter, wenn solches vorhanden, sowie ein Streifen hohen Druckes. Das Ganze hat zur Achse eine „Böenlinie“, welche ungefähr



Fig. 33. Böenlinien in den Isobaren vom 27. August 1890.

senkrecht zu den Isobaren zu liegen und in deren Richtung fortzuschreiten pflegt. Die hierbei auftretende charakteristische Ausbuchtung der Isobaren an allen von der Böenlinie durchsetzten Stellen hat Durand-Gréville (272) durch die in Fig. 33 wiedergegebene Zeichnung dargestellt, für welche die während eines Gewitters am 27. August 1890 gewonnenen Beobachtungen benutzt wurden. Denkt man diese Druckverteilung von links nach rechts fortschreitend, so ergibt sich für den an einem Orte verbleibenden Beobachter nach langsamem Sinken des Druckes eine beim Vorübergang der Böenlinie auftretende plötzliche Drucksteigerung von 2 bis 3 mm Quecksilberhöhe: die Gewitternase. Da die Isobaren hier mit je einem Millimeter Unterschied gezeichnet sind, während sie auf unseren gewöhnlichen Wetterkarten von 5 zu 5 mm fortschreiten, so kommt in den letzteren die gleiche Erscheinung mit geringerer Deutlichkeit zur Wahrnehmung, ist aber immerhin auch leicht auffindbar. Beachtet man in Fig. 33 nur die stärker gezeichneten

Isobaren von 745, 750, 755 und 760 mm, so ergibt sich dasjenige Bild, unter welchem die Böenlinie in gewöhnlichen Wetterkarten erscheint. Oftmals sind in der Umgebung einer barometrischen Depression, namentlich im Grenzgebiete zwischen einer solchen und einem barometrischen Maximum, mehrere verschiedene Böenlinien erkennbar, welche hintereinander fortschreiten. Da sie die Isobaren nahezu senkrecht durchsetzen, und da die Isobaren den Kern der Depression d. h. die Gegend niedersten Luftdruckes umgeben, so haben die Böenlinien solche Richtung, daß ihre Verlängerung den Depressionskern trifft. Man kann also auch sagen: Die Böenlinien erstrecken sich strahlenförmig vom Depressionskern heraus und bewegen sich um diesen als Mittelpunkt. Die an den umgebenden Isobaren erkennbare Ausbuchtung wird als „Gewittersack“ bezeichnet. (S. die Wetterkarte Taf. XXI.) Man hat auf die eben geschilderte Luftdruckverteilung auch die Benennung „V-förmige Isobaren“ angewendet. Vielleicht kann die vermehrte Beachtung der Böenlinien auf Grund der ausgebuchteten Isobaren und der von dem Barographen gelieferten Gewitternasen dahin führen, daß die Voraussagung der Böen und Gewitter sicherer und früher als bisher gelingt.

Für die Entstehung und das Fortschreiten einer Böe bildet ein recht charakteristisches Beispiel der von Köppen (273) sorgfältig untersuchte Gewittersturm vom 9. August 1881, dessen ausführlicher Schilderung wir die folgenden Einzelheiten entnehmen. Eine barometrische Depression lag über der Nordsee und erstreckte ihren südöstlichen Teil über Norddeutschland. Der hier aus West und Südwest wehende Wind brachte, den Isobaren folgend, Luftmassen herbei, die aus nördlicheren Gegenden stammten und daher Kälte mit sich führten. Durch Sonnenstrahlung entstand morgens an der Südseite der Depression ein Gebiet hoher Wärme, welches bis zu einigen Hundert Meter hinauf die Lufttemperatur erhöhte und zugleich den Druck verminderte. Dadurch wurde die kühle Westströmung abgelenkt und floß (nach dem barischen Windgesetz, S. 116) südostwärts an der gegen Südwest gerichteten Seite der Ausbuchtung entlang, während auf deren nordöstlicher Seite eine langsame Südostströmung sich bewegte. Indem nun ein kaltes und ein warmes Gebiet in dieser Ausbuchtung unmittelbar nebeneinander lagen, getrennt durch eine von Nordwest nach Südost gerichtete Grenzlinie, entstand durch Aufsteigen der wärmeren Luft Regen, welcher beim Niederfallen das kalte Gebiet nach der Seite des wärmeren hin ausdehnte und die schon vorhandene Temperaturstufe (d. h. den starken Gegensatz der Temperaturen an der Grenzlinie) noch verstärkte. Die hieraus sich ergebende Druckstufe mußte dann eine außerordentliche Stärke des Windes auf der ganzen Breite der Stufe erzeugen, und so fanden sich die Vorbedingungen für eine vom kalten zum warmen Gebiet (oder vom hohen gegen den niederen Druck) fortschreitende Böe vereinigt. In der Tat ist dieselbe gegen Nordost und Ost bis an die Grenzen Deutschlands



Fig. 34. Isobaren im Gewittergebiet vom 9. August 1881.

gelangt und hat bei ihrem etwa 10 Minuten dauernden Vorübergang an vielen Stellen durch Hagel und Sturm Zerstörungen angerichtet. In Fig. 34 ist die Verteilung des Druckes und die Lage des Gewittergebietes an jenem 9. August 1881 um 2 Uhr mittags dargestellt.

Bildet sich der aufsteigende Strom nicht, wie bei der Böe, über einem Streifen, sondern über einem mehr rundlich geformten Bodenstück, so fließt am Boden die Luft gleichzeitig von allen Seiten herbei und pflegt einen aufrechten Luftwirbel zu bilden. Die Verschiedenheiten der Bodenform sowie die Temperaturverteilung bewirken es, daß die herbeiströmenden Luftmassen verschiedene Geschwindigkeit haben. Diejenige Richtung, in welcher das Herbeifließen der unteren Luft am raschesten geschieht, überwiegt dann im Vergleich zu den übrigen Seiten, und der aufsteigende Strom schreitet seitlich im Sinne der stärksten Luftzuführung, also in der Richtung des etwa herrschenden Windes fort. Im kleinen bilden sich solche Erscheinungen oft in ruhender und stark erwärmter Luft, fast ausschließlich in der warmen Jahreszeit, und schreiten als Tromben oder Windhosen (Wasserhosen, Sandhosen) mit dem Winde fort, indem sie Wasser, Sand und sonstige leichte Gegenstände emporheben. Teilweise zeigen sie wirbelnde Bewegung, welche bei der Kürze der zugehörigen Windbahnen auf die ablenkende Kraft der Erddrehung um so weniger zurückgeführt werden kann, als dergleichen Wirbel keinen bestimmten Drehungssinn aufweisen. Wahrscheinlich ist die Richtung der Drehung nur durch die zufällig von den ersten herbeiströmenden Luftmassen gezeigte Bewegungsrichtung bedingt. Zuweilen treten auch Windhosen von größerer Stärke auf und hinterlassen einen „Zerstörungstreifen“, an dem man die geringe Breite und die große Windstärke der Trombe erkennen kann. In unseren Gegenden pflegt dergleichen seltener vorzukommen, während in Nordamerika die als Tornados bezeichneten Wirbelstürme häufiger sind. Sie entstehen dort vorzugsweise in der wärmeren Zeit des Jahres und des Tages, bestehen aus kräftigem, aufsteigendem Luftstrom, welcher gegen den Uhrzeiger um eine aufrechte Achse sich dreht, und zeigen die mit raschem Emporsteigen gewöhnlich verbundenen Erscheinungen, nämlich dunkles Gewölk, Platzregen, Hagel, Gewitter, Sturm samt den entsprechenden Zerstörungen.

Von sehr viel größerer Bedeutung für unsere Witterungsverhältnisse sind die ausgedehnten aufrechten Luftwirbel, welche die barometrischen Minima bilden. Wir werden dieselben etwas später und im Zusammenhange mit den absteigenden Luftströmen zur Besprechung bringen.

Hier sei zunächst eine besondere Erscheinung dargestellt, die gleichfalls dem aufsteigenden Luftstrome angehört, das Gewitter. Daß Blitz und Donner als elektrische Vorgänge anzusehen seien, wurde in der Mitte des 18. Jahrhunderts von Benjamin Franklin (274) aus seinen berühmt gewordenen Drachenversuchen geschlossen. Er gibt für deren Ausführung die folgende Anweisung: „Man mache aus zwei leichten Stückchen von Zedernholz ein Kreuz, dessen Arme so lang sein müssen,

daß sie in die vier Ecken eines großen, aber dünnen, seidenen Schnupftuches, wenn dasselbe ausgespannt ist, reichen. Man knüpfe die Ecken des Schnupftuches an die Spitzen des Kreuzes fest; so hat man den Körper eines Drachen. Versieht man diesen gehörig mit einem Schwanze, Band und Schnur, so wird derselbe, wie diejenigen, so aus Papier gemacht werden, in die Luft hinaufsteigen. Weil er aber von Seide gemacht ist, wird er geschickter sein, den Wind und die Nässe der Gewitter, ohne zu zerreißen, auszuhalten. An der Spitze des aufrecht stehenden Stabes, in dem Kreuze, muß man eine sehr scharfe Spitze von Draht befestigen, welche einen Fuß und mehr vor dem Holze hervorragt. An das Ende des Bindfadens, zunächst der Hand, knüpft man ein seidenes Band, und an dieser Stelle, wo die Schnur und die Seide zusammenkommen, kann man einen Schlüssel befestigen. Diesen Drachen läßt man steigen, wenn es das Ansehen hat, als wolle ein Gewitter entstehen. Der Mensch, welcher die Schnur hält, muß in einer Türe oder Fenster, oder sonst unter einer Bedeckung stehen, damit das seidene Band nicht naß werden kann. Auch muß hierbei in acht genommen werden, daß die Schnur den Tür- oder Fensterrahmen nicht berühre. Sobald nun Gewitterwolken über den Drachen kommen, zieht die Spitze das elektrische Feuer aus denselben, und hierdurch wird der Draht und die ganze Schnur elektrisiert. Die lose hängenden Fäden stehen nach allen Seiten auseinander und werden von einem sich nähernden Finger angezogen. Sobald der Regen den Drachen und die Schnur naß gemacht hat, daß selbige das elektrische Feuer freier zuleiten können, so wird man finden, daß dasselbe bei Annäherung eines Knöchels haufenweise aus dem Schlüssel herausströmt. An diesem Schlüssel können die Gläser geladen werden, und mit dem auf diese Weise überkommenen elektrischen Feuer kann man Weingeist zünden und alle übrigen elektrischen Erfahrungen, die man sonst gewöhnlich durch Hilfe einer geriebenen Glaskugel oder Röhre zuwege bringt, anstellen. Wodurch also die Übereinstimmung der elektrischen und der Materie des Blitzes vollkommen bewiesen ist.“

Ist hiernach die elektrische Natur des Blitzes festgestellt, so kann auch der gleiche Ursprung des Donners nicht zweifelhaft sein. Die Entladungsfunken unserer Elektrisiermaschinen lassen freilich nur einen kurzen Knall hören, und wenn die Blitzentladungen sich von jenen Funken allein durch die Stärke unterscheiden, so muß auch bei ihnen ein zwar lauter, aber gleichfalls kurz dauernder Knall auftreten. Dieser Knall entsteht aber am Orte des Blitzes und also gleichzeitig auf der ganzen langen Bahn, welche die Blitzentladung durchläuft; die verschiedenen Teile dieser Bahn sind vom Beobachter verschieden weit entfernt, und es muß der Schall des Donners sowohl auf dem geraden Wege von allen Punkten der Blitzbahn zum Beobachter gelangen, wie auch außerdem durch Zurückwerfung an Wolken, Bergen usw. Da nun der Schall in Luft nur mit einer Geschwindigkeit von etwa 330 m in der Sekunde fortschreitet, so machen sich die Unterschiede der Weglänge durch die

verschiedene Zeitdauer, in welcher diese Wege durchlaufen werden, bemerkbar, und man hört den einmaligen Knall des Donners ebenso oft wiederholt, als verschieden lange Wege von den Schallwellen zurückgelegt werden müssen. Dies empfinden wir dann als Rollen des Donners. Bekanntlich kann durch den kurzen Knall eines Schusses im Gebirge, wo das Echo ähnliche Wirkungen erzeugt, das Geräusch des Donners ebenfalls hervorgebracht werden. Wie aber der Schuß nur als kurzer Knall gehört wird, wo die Vorbedingungen für die Zurückwerfung der Schallwellen nicht gegeben sind, so kann auch beim Donner unter entsprechenden Umständen das gleiche stattfinden. Ein am 27. Juli

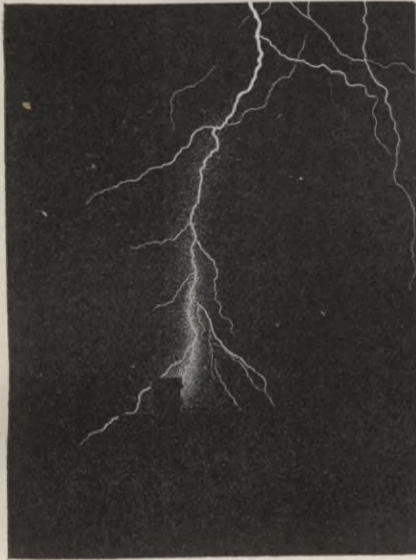


Fig. 35. Blitz.

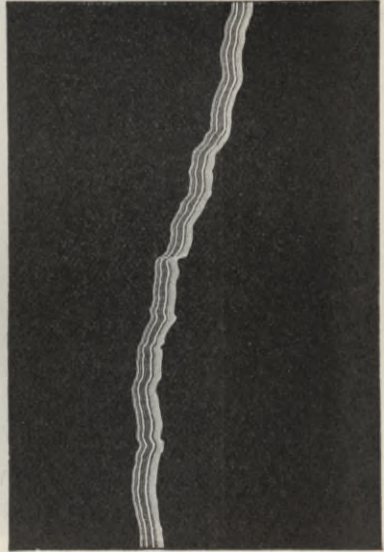


Fig. 36. Bandblitz.

1900 aufgestiegener Luftballon geriet in 700 m Höhe, wie Bacon (275) erzählt, in eine Gewitterwolke, und man beobachtete plötzliche Abkühlung, Hagelschauer und lebhafte Blitze, denen kurzer, scharfer Donner ohne jedes Rollen folgte.

Über Gestalt und Aussehen der Blitze ist merkwürdigerweise eine ganz unrichtige Vorstellung verbreitet. Von alters her pflegt man allgemein den Blitz in Form einer Zickzacklinie mit sehr spitzen Winkeln darzustellen und glaubt diese Form auch bei Gewittern zu erblicken. Daß dies Selbsttäuschung ist, hat die photographische Aufnahme zahlreicher Blitze erwiesen, denn auf diesen durch keine persönliche Voreingenommenheit beeinflussten Abbildungen zeigt der Blitzstrahl nur runde Biegungen und außerdem zahlreiche Verästelungen, die vom Hauptstrahl etwa wie die Nebenflüsse eines großen Stromes sich abzweigen.

Als Beispiel solcher Formen mag der von Precht (276) vom 25. Juli 1894 aufgenommene und in Fig. 35 (a. v. S.) wiedergegebene Blitz dienen. Eine besondere zuerst von Kayser (277) 1884 bemerkte Form ist die des „Bandblitzes“, wie sie Fig. 36 nach einer von Rümker (278) am 23. August 1898 in Hamburg gemachten Aufnahme zeigt. Diese letztere Form scheint ziemlich selten aufzutreten und dadurch bedingt zu sein, daß der Blitz aus mehreren, nacheinander stattfindenden Entladungen besteht, und daß in den Zwischenzeiten die Blitzbahn vom Winde verschoben wird, die Wege der einzelnen Entladungen also nebeneinander

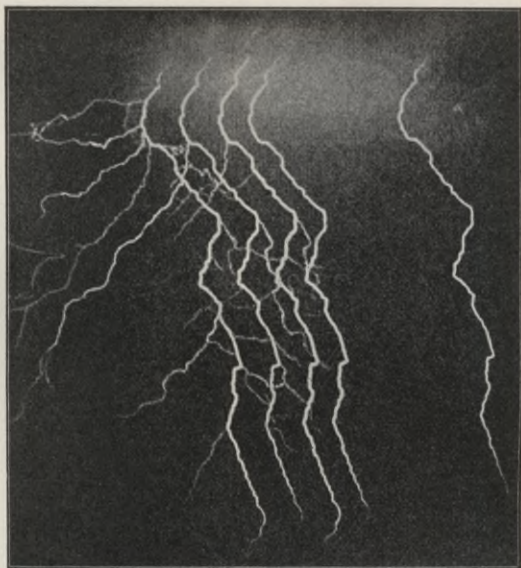


Fig. 37. Blitzaufnahme mit (von links nach rechts) bewegter Camera.

liegen. Der zuletzt erwähnte Blitz schlug in die Seewarte ein, genau in 500 m Abstand von dem photographischen Apparat, und dadurch wurde es möglich, die wirkliche Breite der leuchtenden Blitzbahn im Betrage von etwa 10 m zu berechnen. Ähnliche Umstände führten bei einer am 17. August 1902 in Ungarn durch v. Szalay (279) aufgenommenen Blitzphotographie dazu, für ein 182 m langes Stück der Blitzbahn die Breite zwischen 12,3 und 14,3 m zu bestimmen.

Daß die Blitze oftmals nicht bloß einmalige Entladungen von kurzer Dauer sind, beweisen zahlreiche Aufnahmen, bei welchen die photographische Camera bewegt wurde. Namentlich wenn die Bewegung nahezu senkrecht zur Blitzbahn geschieht, erscheint diese entweder verbreitert oder auch in mehrere ungefähr gleichlaufende Lichtstreifen zerlegt. Ist die Bewegungsgeschwindigkeit der Camera dabei bekannt, so

kann man auch die Zeiten berechnen, welche zwischen den einzelnen Teilen der Erscheinung lagen. Eine solche Aufnahme ist in Fig. 37 nach Walter (280) dargestellt, herrührend von einem am 30. Mai 1902 in Hamburg beobachteten Gewitter. Die fünf Blitzbahnen rühren von Entladungen her, zwischen welchen Pausen von 0,0360, 0,0364, 0,0283, 0,1140 Sekunden lagen, so daß die ganze Dauer des Blitzes 0,2447 Sekunden betrug. Aus derartigen Blitzphotographien und aus Aufnahmen künstlicher elektrischer Entladungen zieht der genannte Forscher den Schluß, daß der elektrische Funke keineswegs mit einem Schläge fertig ist, sondern daß ihm sein Weg erst durch mehrere, stufenweise aufeinanderfolgende und jedesmal länger werdende „Vorentladungen“ (die namentlich bei künstlichen Funken deutlich an Länge wachsen) gebahnt wird.

Die Strömungsrichtung der Blitzentladungen konnte in vielen Fällen nachträglich an den magnetisierenden Wirkungen erkannt werden, welche in Basalt, Phonolit, Dolerit und anderen häufig vorkommenden Gesteinsarten durch die elektrische Strömung zustande kommen. Indem der Blitz namentlich an Felskuppen und Klippen, die auf Anhöhen liegen, längs der Oberfläche entlang gleitet, um sich dann in feuchten Felspalten u. dgl. zu verteilen, wirkt er auf die seinem Wege benachbarten magnetisierbaren Körper nach der bekannten „Daumenregel“, nämlich:

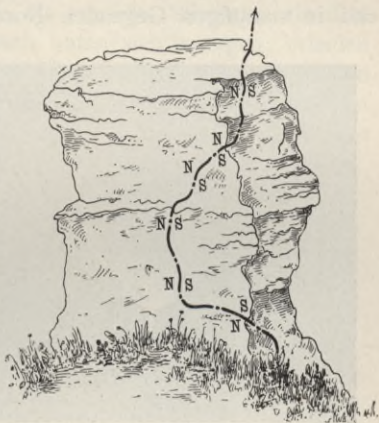


Fig. 38. Blitzbahn an einem Felsen.

„Hält man die rechte Hand derartig, daß die Richtung des elektrischen Stromes vom Arm zu den Fingerspitzen führt und daß die Handfläche einem drehbaren Magneten zugewendet ist, so wird dessen Nordpol nach der vom ausgestreckten Daumen bezeichneten Richtung abgelenkt.“ Vermittelst einer kleinen Magnetnadel untersuchte M. Töpler (281) solche Stellen, welche durch Blitzspuren an Bäumen oder durch Angaben von Einwohnern als Orte früherer Blitzschläge erkennbar waren, und fand zahlreiche Blitzbahnen durch Gesteinsmagnetismus gekennzeichnet, wie es z. B. in Fig. 38 dargestellt ist. Von 92 derartig untersuchten Blitzspuren zeigten 59 die in der Figur gezeichnete Richtung — bei welcher die positive elektrische Strömung vom Boden nach aufwärts führt — und nur 33 die umgekehrte Strömungsrichtung. Daß auch die Mehrzahl der Blitze nach aufwärts gerichtet sei, folgt daraus noch nicht; der Beobachter selbst hält es für wahrscheinlicher, daß die abwärts gerichteten Blitze stärker verzweigt sind und bei ihren zahlreicheren und schwächeren Entladungen geringere Spuren zurücklassen, als die vom Boden aufsteigenden.

Für die bei Blitzentladungen wirksam gewesene Stromstärke berechnet Pockels (282) aus der Magnetisierung von Basaltstücken, die der Blitzbahn benachbart waren, eine obere Grenze von etwa 20000 Ampere.

Man sieht den Blitz sowohl von Wolke zu Wolke, wie auch zwischen Wolken und Erde sich entladen. Ist dem Beobachter der Blitzstrahl selbst nicht sichtbar, so kann die von ihm herrührende Beleuchtung von Wolkenflächen als Flächenblitz zur Wahrnehmung kommen. Eine zuweilen auftretende Entladungsform scheint der Kugelblitz zu sein, welcher als runde Lichterscheinung geschildert wird, langsam sich bewegend und zuweilen mit Geräusch endend. Erwähnt sei ferner die Erscheinung der Irrlichter, welche als kleine, auf dem Boden ruhende oder auch bewegte weiße oder bläuliche Flämmchen geschildert werden und in sumpfigen Gegenden Nordeuropas vorkommen sollen. Besser

bekannt und ganz sicher bezeugt ist das Sanct Elmsfeuer, eine auf Bergen sowie auf dem Meere oft beobachtete Art der Elektrizitätsentladung. An Spitzen von Blitzableitern,

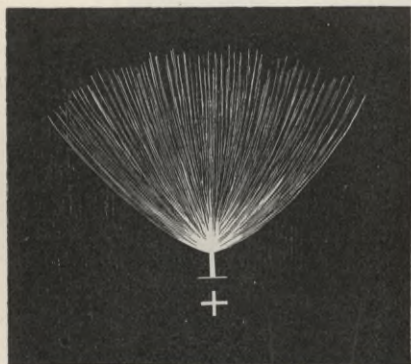


Fig. 39. Positives St. Elmsfeuer.



Fig. 40. Negatives St. Elmsfeuer.

Dächern u. dgl., an aufwärts gestreckten Fingern, ferner an Mastspitzen und Raanocken erblickt man unter zischendem Geräusch eine ruhende, büschelförmige Lichterscheinung, in welcher positive oder negative Elektrizität ausströmt. Nach v. Obermayer (283) haben die positiven Büschel (Fig. 39) einen deutlich ausgebildeten, rötlichweißen Stiel, der sich in das Büschel fortsetzt. Die Verzweigungen des Stieles sind ausgesprochen feinstrahlig und gegen die Enden violett. Der Kegel, welchen die Strahlen des Büschels am Stiele bilden, hat einen Öffnungswinkel, der in der Regel größer als ein rechter Winkel ist. Die einzelnen Strahlen haben 1,5 bis 3 cm Länge, können aber auch 5 bis 6 cm lang werden. Die negativen Büschel dagegen (Fig. 40) sitzen auf einem feinen Lichtpunkte auf und sind von so zarter Struktur, daß die einzelnen Strahlen nicht unterschieden werden können. Der Lichtpunkt ist von einer sehr zarten Lichthülle umgeben, welche sich wie ein Blütenkelch zum Büschel erweitert. Die Öffnung dieser Büschel ist viel kleiner als

die der positiven, etwas über 45° , und die Länge des gesamten Büschels bleibt stets unter einem Centimeter.

Oftmals nimmt man von einem fernen Gewitter nur den Blitz wahr, ohne den Donner zu hören, und es ist diese Erscheinung als Wetterleuchten bekannt. Die Ursache dafür, daß der Blitz so viel weiter gesehen, als der Donner gehört wird, liegt in den Gesetzen der Schallfortpflanzung. Dieselbe geschieht nämlich mit einer Geschwindigkeit, welche zwar vom Luftdruck unabhängig ist, aber mit der Temperatur und mit dem Dampfgehalt der Luft wächst. Da nun die unteren Luftschichten in der Regel wärmer und feuchter als die oberen sind, und also die Schallwellen unten rascher als oben fortschreiten, so ist ihr Weg demgemäß gekrümmt. Denn wie die Lichtstrahlen, so werden auch die Schallstrahlen beim Übergang zwischen verschiedenen Schichten gebrochen, und solche Schallstrahlen, die von der Blitzbahn als dem Ursprungsorte des Donners schräg nach unten sich bewegen, erleiden beim Eintritt in die wärmere und feuchtere Luft der unteren Schichten eine Ablenkung, welche „vom Einfallslote weg“, d. h. nach oben gerichtet ist. Die Schallstrahlen sind demnach derartig gekrümmt, daß sie ihre

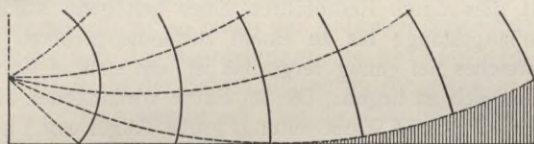


Fig. 41. Weg der Schallstrahlen beim Donner.

hohle Seite nach oben und die konvexe Seite nach unten richten, umgekehrt also, wie die durch atmosphärische Strahlenbrechung abgelenkten Lichtstrahlen (S. 76). Denken wir uns nun die sämtlichen vom Orte des Blitzes ausgehenden Schallstrahlen, soweit sie in einer senkrechten Ebene liegen, gezeichnet, so sind sie nach oben hin gekrümmt, wie die punktierten Linien in Fig. 41; nur ein Teil derselben schneidet den Boden (links) und wird von diesem schräg nach aufwärts zurückgeworfen, die übrigen Schallstrahlen treffen den Boden überhaupt nicht, sondern verlaufen lediglich in der Luft. Zwischen den beiden Scharen der Schallstrahlen, die den Boden erreichen oder nicht, liegt als Grenze derjenige, welcher den Boden eben noch streifend berührt, und dessen zweiter, schräg aufwärts gerichteter Teil die obere Grenze des in der Zeichnung schraffierten „Schallschattens“ bildet, d. h. desjenigen Raumes, in welchen die Schallwellen überhaupt nicht eindringen, und in welchem man also den Donner nicht hören kann. Diese von Mohn (284) herrührende Überlegung wurde zuerst gelegentlich einer Untersuchung über die Hörweite von akustischen Nebesignalen angestellt und erklärte zugleich die mitunter gemachte Wahrnehmung, daß dergleichen Signale bei Nacht weiter als bei Tage hörbar zu sein schienen. Denn sobald nachts Temperaturumkehr (S. 34) eintritt (unten kalt,

oben wärmer), sind die Schallstrahlen in den unteren Luftschichten nach abwärts gekrümmt und müssen, soweit sie die abgekühlte Luftschicht überhaupt erreichen, sämtlich auch bis zum Boden gelangen.

Daß Wetterleuchten nur nach Dunkelwerden gesehen wird, und daß es um so leichter und daher auch um so häufiger sichtbar ist, je dunkler die Nächte sind, bedarf wohl nicht der Erwähnung. Aber wenn man demgemäß die Wahrnehmung macht, daß Wetterleuchten in den dunkeln Nächten der Neumondszeit häufiger zur Beobachtung kommt, als in den hellen Vollmondsnächten, so wird man hieraus keineswegs den Schluß ziehen dürfen, daß auch bei Neumond häufiger als bei Vollmond Wetterleuchten stattfindet.

Zum Schutz gegen Blitzschäden dient der Blitzableiter, d. i. eine am höchsten Teile des zu schützenden Gebäudes angebrachte aufrechte Metallstange, welche durch metallische Leitung sowohl mit dem Boden wie auch mit allen größeren oder weit ausgedehnten Metallmassen des Gebäudes verbunden sein muß. Die Stange leitet den Ausgleich zwischen der in den Gewitterwolken angesammelten Elektrizität und dem Erdboden ein und muß deshalb in leitender Verbindung mit dem Boden stehen. Man erwirkt dies durch Herabführen eines genügend starken Drahtes von der Auffangstange bis zu einem zusammengerollten Blech oder Drahtnetz, welches tief genug vergraben ist, um stets in feuchtem (d. h. leitendem) Erdreich zu liegen. Die im Hause vorhandenen Metallmassen (Bedachungen, Gas- und Wasserleitung, große Träger usw.) können auch ihrerseits, wenn sie isoliert sind, durch Wolkenelektrizität in den Zustand elektrischer Verteilung gebracht werden und ein Überspringen des Blitzes aus der Wolke oder aus dem Blitzableiter herbeiführen. Sogar die an sich schlecht leitende Dachfläche wird bei Benetzung durch Regen zu einem Leiter. Um solcher Gefahr zu begegnen, ist es zweckmäßig, alle dergleichen leitenden Massen mit dem Blitzableiter zu verbinden und dadurch zur Erde abzuleiten. Ausgedehnte Gebäude pflegt man durch mehrere Auffangstangen zu schützen. Nach den „Leitsätzen des Elektrotechnischen Vereins über den Schutz der Gebäude gegen den Blitz“ (285) sind emporragende Gebäudeteile, die erfahrungsmäßig dem Blitzschlag besonders stark ausgesetzt sind, am besten selbst als Auffangevorrichtungen auszubilden oder mit solchen zu versehen. Von den Auffangevorrichtungen führen die Gebäudeleitungen, welche das Gebäude und namentlich das Dach möglichst allseitig umspannen, auf kürzesten Wegen und unter tunlichster Vermeidung schärferer Krümmungen zur Erde. Der Querschnitt soll bei verzweigten Leitungen aus Eisen mindestens 50, bei unverzweigten mindestens 100 qmm betragen. Für Kupfer genügt die Hälfte, bei Zink ist der anderthalbfache, bei Blei der dreifache Querschnitt wie bei Eisen erforderlich. Eine Vergrößerung der Blitzgefahr durch Unvollkommenheiten des Blitzableiters ist im allgemeinen nicht zu fürchten.

Die Blitzgefahr hat nach Hellmann (286) die gleiche jährliche und tägliche Periode wie die Gewitterhäufigkeit. Gebäude mit weicher

Dachung sind stärker gefährdet als solche mit harter Dachung; Windmühlen und Kirchen sind besonders hoher Gefahr ausgesetzt; geschlossene Ortschaften unterliegen kleinerer Blitzgefahr als einzelne Gehöfte. In betreff der Bodenarten fanden sich bei Kalkboden die geringsten, bei Lehmboden die meisten Blitzschläge; ferner traf der Blitz am seltensten Buchen, am häufigsten Eichen [nach Monné (287) noch häufiger Pappeln], außerdem besonders leicht kranke oder besonders freistehende oder besonders hohe Bäume.

Die Blitzgefahr verschiedener Gegenden miteinander zu vergleichen, ist überaus schwierig, weil lange nicht alle einschlagenden Blitze zur Beobachtung kommen. Blitzschläge im Walde werden unvollständig, solche in Äckern, Wiesen oder Gewässern nur ausnahmsweise wahrgenommen, und außerdem ändert sich die Wahrscheinlichkeit und Häufigkeit solcher Wahrnehmungen mit der Dichte der Besiedelung. Auch die Häufigkeit der Gewitter kann nicht als Maßstab dienen, weil bei der Zählung zu verschiedenartig verfahren wird. Beschränkt man sich auf Untersuchung derjenigen Blitzschläge, welche in Gebäuden Schaden angerichtet haben und deren Zahl demnach aus den Aufzeichnungen der Feuerversicherungsanstalten zu ermitteln ist, so hängt das Auftreten dieser Schadenblitze in doppelter Weise von der Besiedelungsdichte ab. Zunächst ist in jedem Bezirk die Gesamtzahl der Schadenblitze um so größer, je mehr Häuser vorhanden sind; diese Gesamtzahl, für die Flächeneinheit berechnet, würde also derartig von der Besiedelungsdichte beeinflusst sein, daß sie beim Vergleich verschiedener und verschieden stark bevölkerter Gegenden nicht als Maß der Blitzgefahr dienen kann. Andererseits ist aber die Wahrscheinlichkeit, daß das einzelne Haus vom Blitz getroffen wird, um so geringer, je mehr Häuser vorhanden sind. Und wenn in einer Gegend die Gewitterverhältnisse völlig unverändert bleiben, während die Besiedelungsdichte zunimmt, so verringert sich dabei die Blitzgefahr für jedes Haus oder die Anzahl der Schadenblitze, welche durchschnittlich im Jahre auf eine Million Gebäude kommen. Wenn aber trotz wachsender Besiedelungsdichte in einer Gegend die Zahl der Schadenblitze für die Million Gebäude im Wachsen ist, so kann man daraus allerdings auf Zunahme der Blitzgefahr schließen. Zu einem solchen Schluß wurde v. Bezold (288) bei Untersuchung der entsprechenden Verhältnisse in Bayern geführt; Steffens (289) hat für Deutschland das gleiche gefunden. Er gibt an, daß die Blitzgefahr, d. h. die Zahl der jährlichen Schadenblitze, berechnet für je eine Million versicherter Gebäude, in Deutschland von 1876 bis 1901 durchschnittlich 271,1 betrug; im Mittel der Jahre 1854 bis 1860 war sie gleich 90, in den Jahren 1891 bis 1900 dagegen 318. Von 1857 bis 1895 betrug die Zunahme der Blitzgefahr in Norddeutschland 185 Proz., in Süddeutschland 260, in Mitteldeutschland sogar 366 Proz., ferner in Westpreußen 112, in der Rheinprovinz 559 Proz.

Diese ungeheure Zunahme der Blitzgefahr tritt in ganz Deutschland auf und bildet vielleicht den aufsteigenden Teil einer langjährigen

Schwankung. Kürzere Schwankungen von etwa $5\frac{1}{2}$ jähriger Dauer (halb so lang, als die Schwankungen der Sonnenfleckenhäufigkeit) sind sehr deutlich zu erkennen. Die Industriebezirke Deutschlands treten bezüglich der Blitzgefährdung kaum merklich hervor.

Über das Fortschreiten der Gewitter vermochte man Aufschluß zu erlangen durch Benutzung von gleichzeitig an vielen Stationen ausgeführten Beobachtungen. Es sind nämlich zahlreiche „Gewitterstationen“ über das Land verteilt (in Preußen etwa 1450), deren Beobachter den jedesmaligen Ausbruch eines Gewitters samt allen damit verbundenen Witterungserscheinungen sorgfältig verfolgen und mit genauen Zeitangaben schriftlich der Zentralanstalt (für Preußen dem Königlichen Meteorologischen Institut in Berlin) melden. Durch Verwendung vorgedruckter Postkarten wird das Verfahren recht einfach gestaltet, so daß man ohne erhebliche Belastung der Beobachter ein ausführliches Beobachtungsmaterial über jedes Gewitter an der Zentralstelle gewinnt. Zur Verfolgung ferner Gewitter kann auch das Aufzeichnen der Hertzschen elektrischen Wellen dienen, welche von dem Gewitter ausgehen. Man benutzt dazu nach Boggio-Lera (290) einen ähnlichen Apparat, wie bei der drahtlosen Telegraphie, bestehend aus Auffangedraht, Fritter, Batterie und Relais, und läßt durch die ankommenden Strahlen elektrischer Kraft eine Glocke betätigen, einen Schreibstift bewegen oder dergleichen. Durch J. Schreiber (291) wurde die Einrichtung noch vereinfacht, indem er als Fritter zwei gekreuzte Nähnadeln verwendete. In der Tat vermag diese Vorrichtung das Auftreten weit entfernter Gewitter anzuzeigen.

Mit besonderer Sorgfalt wird die Zeit des ersten Donners beobachtet und notiert, sowie die Zugrichtung des Gewitters, denn diese Angaben dienen zur Festlegung des Weges, welchen das Gewitter nahm. Man trägt zu diesem Zwecke die genannten Einzelheiten in eine Landkarte ein, welche die Stationsorte enthält, und zieht alsdann die als Isobronten bezeichneten Linien des gleichzeitigen ersten Donners, indem man diejenigen Punkte der Karte durch je eine Linie verbindet, in welchen der durch den ersten Donner gekennzeichnete Ausbruch des Gewitters gleichzeitig stattfand. Werden für jede volle Stundenzahl solche Isobronten gezogen, so bezeichnen sie die jeweilige vordere Grenze des vom Gewitter gerade eingenommenen Gebietes und lassen dessen Fortschreiten nach Richtung und Geschwindigkeit deutlich erkennen.

Indem man so die Lebensgeschichte der einzelnen Gewitter verfolgt, sind zwei Hauptformen derselben zu unterscheiden, welche man nach Mohn (292) als Wärmegewitter und Wirbelgewitter bezeichnen kann. Es ist merkwürdig, wie dieser Gegensatz von verschiedenen Forschern gleichmäßig bemerkt und dargestellt wurde. Schon Kämtz (293) unterscheidet Sommer- und Wintergewitter und fügt hinzu, die ersteren entstanden in unseren Gegenden bei ruhigem und heiterem Wetter, die letzteren bei lebhaften Stürmen; auch pflegten die Sommergewitter mehrere Stunden anzuhalten, während bei den Wintergewittern meist nur wenige

Blitze stattfinden. Hellmann (294) findet, daß in Mittel- und Nord-europa die Wintergewitter stets in Begleitung von Wirbelstürmen und mit Vorliebe bei Nacht auftreten, und daß sie meist auf kleinere Gebiete, als die Sommergewitter, beschränkt und von kurzer Dauer, sowie von

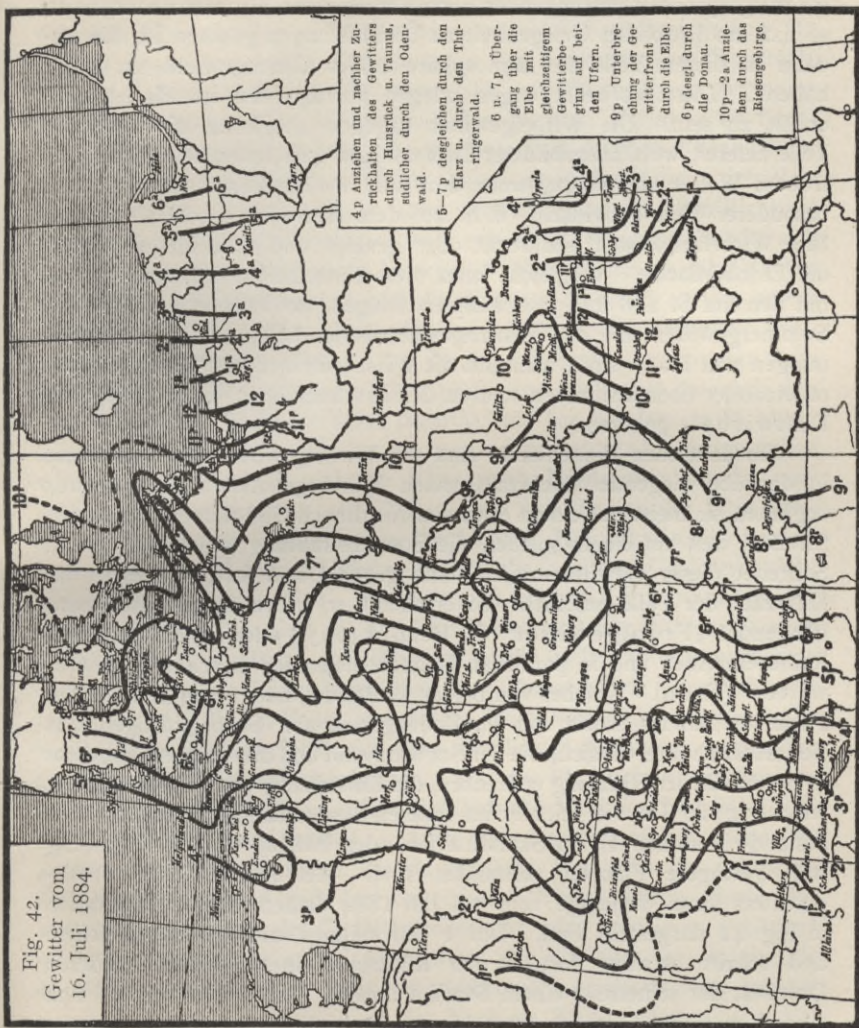


Fig. 42.
Gewitter vom
16. Juli 1884.

einigen wenigen Blitz- und Donnerschlägen begleitet sind, welche erstere wegen der geringen Höhe der sie entsendenden Wolkengebilde häufiger als im Sommer zünden. Derselbe Forscher kommt zu dem Ergebnis: die Wirbelgewitter treten am häufigsten in der kalten Jahres- und Tages-

zeit, die Wärmegewitter am häufigsten in der warmen Jahres- und Tageszeit auf. Eine jeden Zweifel ausschließende Unterscheidung beider Arten gibt v. Bezold (295), indem er die Wärmegewitter als Wirbel mit horizontaler, die Wirbelgewitter als solche mit vertikaler Achse bezeichnet. Die ersteren „entstehen in Gebieten, über welchen weder ein ausgesprochen aufsteigender noch absteigender Strom vorhanden ist, so daß am Erdboden Gelegenheit zu Überhitzungen geboten ist, die alsdann in diesem Teile der Atmosphäre labiles Gleichgewicht zur Folge haben“. Diese Vorbedingungen pflegen vorzugsweise im Binnenlande erfüllt zu sein. Die Wirbelgewitter dagegen „begleiten die zentralen Teile tieferer, wohl ausgebildeter Depressionen“, sie treten bei unruhigem, trübem Wetter und vorzugsweise dort auf, wo die Depressionen sich zu besonderer Tiefe entwickeln, d. h. auf dem Meere bis an die Küste hin. Ihre Wirbelachse steht senkrecht oder geneigt und schneidet jedenfalls die Erdoberfläche. Vergleicht man diese Einzelheiten miteinander und mit den auf S. 128 u. 133 erwähnten Dingen, so leuchtet ein, daß die Sommergewitter mit den Wärmegewittern identisch und Begleiterscheinungen von Böen sind, während die Wintergewitter und Wirbelgewitter miteinander übereinstimmen und zu den Erscheinungen des aufrechten Luftwirbels gehören.

Im deutschen Binnenlande sind die Wirbelgewitter überaus selten; in der überwiegenden Mehrzahl treten Wärmegewitter auf, und zwar beginnen sie meist auf einem etwa von Nord nach Süd sich erstreckenden Streifen, weil auf einem solchen die Sonnenstrahlung gleichzeitig wirkt. Schreitet dieser Gewitterstreifen dann gegen Osten fort, wie es in der Mehrzahl der Fälle geschieht, so erscheint er entweder als zusammenhängendes „Frontgewitter“ [v. Bezold (295)] oder besteht aus einer Reihe einzelner und in parallelen Bahnen ziehender „erratischer Gewitter“ (Fron). Welches von beiden stattfindet, hängt zum Teil von der Form des Landes, sowie von der Bodengestalt ab. So begünstigen z. B. Terrainabschnitte, die sich, wie der Schwarzwald und die Vogesen, ungefähr in nordsüdlicher Richtung erstrecken, die Entstehung von Frontgewittern, welche in der Tat viel leichter im Inneren Deutschlands und Frankreichs zustande kommen als in Skandinavien oder Italien, wo zur Entfaltung weit geringere Flächen vorhanden sind. Als Beispiel eines Frontgewitters kann dasjenige vom 16. Juli 1884 dienen, dessen Isobronten in Fig. 42 dargestellt sind. Um 1 Uhr mittags entstand es am Rhein und schritt ostwärts fort an der Rückseite eines Streifens niederen Druckes, der seinerseits einem Streifen höherer Temperatur folgte. Am Abend war dies Gewitter etwa bis zu der Linie Stettin-Passau gelangt und fand infolge der inzwischen eingetretenen Abkühlung nicht mehr die Vorbedingungen zum weiteren Fortschreiten, sondern erlosch auf dem größten Teile der Frontlänge; nur zwei schmale Fronten an der Ostsee und in Schlesien schritten noch bis zum Morgen fort. Jener Tag gehörte zu einer gewitterreichen Woche, bei deren Untersuchung ich (296)

mehrere bemerkenswerte Einzelheiten wahrnehmen konnte. So war von Interesse die Anziehung, welche auf die Gewitter von den Gebirgen ausgeübt zu werden schien. Lag das Gebirge vor der Gewitterfront, so erlangte diese an der zunächst gelegenen Stelle eine Ausbiegung nach vorn, entsprechend einem Vorseilen gegen das Gebirge; lag dies aber hinter der Front, so war die Ausbiegung nach rückwärts gerichtet und drückte ein nach Überschreiten des Gebirges verzögertes Fortschreiten aus. In Fig. 42 kann man solche Krümmungen der Isobronten am Hunsrück, Taunus, Odenwald, Harz, Thüringerwald und Riesengebirge erkennen. Ähnliches schildert Kämtz (297) mit den Worten: „Nicht selten findet man, daß ein Gewitter, welches sich in einem Tale auf einer Ebene bildete und von dem herrschenden Winde gegen einen Bergkamm getrieben wird, hier plötzlich stehen bleibt, dann nach einer ganz anderen Richtung fortzieht oder auch sich mehrfach teilt, worauf die einzelnen Stücke sich nach verschiedenen Richtungen bewegen.“ Eine Erklärung gibt Vettin (298) durch die Überlegung, daß die Gebirge hindernd auf die untere Luftströmung einwirken und also die zur Gewitterböe hinfließenden Luftmassen verlangsamen müssen. Auf der vom Gebirge abgewandten Seite der Böe strömt die Luft ungehindert herbei und überwiegt demnach den vom Gebirge kommenden Wind derartig, daß das Gewitter in Richtung dieser überwiegenden Strömung, also gegen das Gebirge hin fortgetrieben wird. Ferner erwiesen sich die Flüsse als Hindernisse für die vorschreitende Gewitterfront. In Fig. 42 zeigt sich dies an der Elbe oberhalb Torgau, sowie namentlich an der Donau. Hiermit stimmt die vielfach verbreitete Meinung überein, daß Flüsse von den Gewittern nicht leicht überschritten werden. Bedenkt man, daß in der warmen Jahreszeit die Flüsse kälter sind als der feste Boden und also kühlere Streifen in wärmerer Umgebung darstellen, so ergibt sich das Vorhandensein eines absteigenden Luftstromes über dem Flusse sowie entsprechender Luftbewegung, die am Boden von beiden Ufern weg und in einigem Abstände nach aufwärts führt, um oben von beiden Seiten her gegen den absteigenden Strom zurückzukehren. Hat der Fluß, wie es in Deutschland ja meistens zutrifft, ungefähr südnördliche Richtung und ist er also der Gewitterböe etwa parallel, so trifft diese im Heranziehen zuerst den äußeren aufsteigenden Strom, der sie verstärkt, dann aber den entgegenfließenden Unterwind und den absteigenden Strom, durch welche das weitere Fortschreiten des Gewitters verzögert oder auch ganz gehindert wird, je nachdem der aufsteigende Strom der Böe oder der absteigende des Flusses höher hinaufreicht. Es scheint auch vorzukommen, daß der untere Teil eines Gewitters durch den Fluß am Weiterschreiten gehindert wird, während der obere Teil in der Höhe darüber hinwegzieht und sich nach Überschreiten des Flusses wieder zum Boden hin ausdehnt, vielleicht angezogen durch den aufsteigenden Strom des jenseitigen Ufers. Ein solcher Fall lag wahrscheinlich vor bei einem am 8. Juni 1900 in der Nähe von Berlin beobachteten Gewitter (299), welches aus Westsüdwest

heranzog und dessen Anfang (erster Donner) auf dem linken Ufer der Oder zwischen 10¹/₂ und 11 Uhr vormittags, auf dem rechten Ufer meist zwischen 12 und 1 Uhr bemerkt wurde, während auf einem von der Oder durchflossenen breiten Streifen zwar die sonstigen Kennzeichen der Böe, aber keine Gewittererscheinungen zur Beobachtung kamen. Nur die Insassen eines Luftballons, welcher zufällig in 700 m Höhe über jenem gewitterfreien Streifen schwebte, nahmen mehrmaligen Donner und eine elektrische Entladung wahr, so daß also in der Höhe der obere Teil der Gewitterböe mit unverminderter Stärke über den Fluß gegangen zu sein und sich dann erst wieder nach abwärts ausgebreitet zu haben scheint.

Über die geringsten Höhen, in welchen Gewitterwolken vorkommen können, sind mehrfach Beobachtungen auf Berggipfeln angestellt. So wurden auf der Schneekoppe (1600 m) oftmals Gewitter wahrgenommen, bei denen das dunkle Gewölk unterhalb des Beobachters schwebte, während dieser sich in heiterer Luft befand und über sich den blauen Himmel sah, nach welchem zahlreiche Blitze aus der Wolke hinaufschlugen. Viele Fälle dieser Art werden von Reimann (300) geschildert. Andererseits erwähnt Hess (301) auf Grund von schweizerischen Beobachtungen Gewitterzüge, welche ungeachtet der Bodenverhältnisse sich geradlinig über Berg und Tal, Alpen und Seegebiet ausbreiten und die er, da sie offenbar den höheren Schichten der Atmosphäre angehören, als „Hochgewitter“ bezeichnet.

Die Geschwindigkeit, mit welcher die Gewitter fortschreiten, ist sehr verschieden; starke Gewitter pflegen rascher als schwache über das Land zu ziehen, und durchschnittlich beträgt in Nordeuropa die Fortschrittgsgeschwindigkeit der Gewitter gegen 40 km in der Stunde oder etwa 11 m in der Sekunde, ist also ungefähr gleich der Geschwindigkeit des als „frisch“ bezeichneten Windes. Im Winter und nachts schreiten die Gewitter etwas rascher fort, als im Sommer und bei Tage.

Die Zugrichtung ist in Deutschland vorzugsweise gegen Ost oder Nordost gerichtet, in Norditalien gegen Ost, in Mittel- und Süditalien gegen Süd oder Südost, in Ungarn gegen Süd, in Steiermark, Kärnten und Oberkrain sowie in Holland, in Schweden und Norwegen gegen Nordost.

Der tägliche Gang der Gewitterhäufigkeit zeigt in unseren Gegenden ein Maximum zur wärmsten Tageszeit und außerdem in einigen Landstrichen ein zweites bald nach Mitternacht. Untersucht man die Häufigkeitszahlen nach Jahreszeiten gesondert, so ergibt sich, daß das zweite, nächtliche Maximum hauptsächlich der kalten Jahreszeit angehört, und daß, wie bereits oben (S. 143) mitgeteilt wurde, die Wintergewitter vorzugsweise nachts auftreten. Der jährliche Gang der Gewitterhäufigkeit hat in Deutschland ein sehr deutliches Maximum im Sommer, welches vielfach in zwei durch ein kleines Minimum getrennte Teile gespalten ist.

Über den Ursprung der Gewitter fehlt es noch an einer alle bisherigen Erfahrungen umfassenden Erklärung. Gesichert scheint zunächst nur die Tatsache, daß die Erde eine negativ elektrische Ladung hat, und daß also die außerhalb des Bodens liegenden Punkte positiv elektrisch im Vergleiche zum Erdboden erscheinen. Um dergleichen zu untersuchen, benutzt man elektrische „Kollektoren“, d. h. Vorrichtungen, die sich stets mit der in ihrer unmittelbaren Umgebung vorhandenen elektrischen Spannung laden. Diese Eigenschaft besitzen Flammen, glimmende Lunten u. dgl., ferner Flüssigkeitsstrahlen an derjenigen Stelle, wo sie sich in Tropfen auflösen; auch Radiumpräparate hat man als Kollektoren zu benutzen versucht, aber wenig geeignet gefunden. Verbindet man einen solchen Apparat mit einem zur Wahrnehmung und Messung der elektrischen Spannung dienenden Elektroskop, so kann aus dessen Angaben die am Orte des Kollektors herrschende und mit dessen Fortbewegung sich ändernde Spannung untersucht werden. Schon Erman (302) zeigte 1803, daß die in solcher Weise gemessene Spannung bei klarem, ruhigem Wetter in der Luft positiv gegen den Boden erscheint, und um so stärker, je höher der Kollektor gehoben wird, während dessen horizontale Bewegung keine Änderung herbeiführt. Schloß man den Kollektor durch eine Glashülle von der äußeren Luft ab, so verliefen die Versuche in ganz unveränderter Weise. Dies und die Tatsache, daß Bewegung der Luft keinen erheblichen Einfluß auf die Elektrizitätsverteilung zu äußern schien, lassen erkennen, daß man unter „Luftelektrizität“ nicht sowohl eine der Luft erteilte elektrische Ladung zu verstehen habe, als vielmehr die induzierende Fernwirkung der im Erdboden, in den Wolken usw. enthaltenen Elektrizität. Eine Bestätigung dieser Auffassung liefern namentlich die zahlreichen von F. Exner (303) angestellten Messungen, bei welchen das von ihm konstruierte und überaus zweckmäßige Elektroskop diente. Dasselbe enthält an einem teilweise metallischen Gehäuse einen isoliert hineingeführten Metallstab, von welchem innen zwei dünne Aluminiumblättchen herabhängen, während der Stab an seinem oberen (äußeren) Ende einen Metallknopf trägt. Verbindet man den Knopf mit dem Kollektor und das Gehäuse mit der Erde, so ist die Divergenz der Blättchen ein Maß für die Spannungsdifferenz zwischen dem Orte des Kollektors und dem Erdboden. Mit Hilfe dieses für den Transport hergerichteten Instrumentes sind von Exner (303, 304) und anderen Beobachtern ausgedehnte Untersuchungen über die Verteilung der luftelektrischen Spannung angestellt. Zur Darstellung der Ergebnisse bedient man sich der „Flächen gleicher Spannung“, die auch als luftelektrische Niveauflächen oder Äquipotentialflächen bezeichnet werden, indem man die Punkte gleicher Spannung durch Flächen verbunden denkt. Dieselben bilden über dem ebenen Erdboden horizontale Ebenen, deren obere bei ruhigem, hellem Wetter stets höhere positive (oder, was dasselbe ist, geringere negative) Spannung enthalten als die unteren. Unebenheiten des Bodens,

in welchen natürlich die gleiche Spannung wie im übrigen Erdboden herrscht, bewirken entsprechende Krümmungen der darüber liegenden Niveaulflächen, jedoch so, daß die Wirkung der unregelmäßigen Bodenform nur bis zu einer begrenzten Höhe hinaufreicht. Ein Berg z. B. erzeugt zwar eine Auftreibung in den unteren Niveaulflächen, aber von einer nach oben hin abnehmenden Stärke, und daraus ergibt sich, daß über dem Gipfel des Berges die Niveaulflächen näher aneinander liegen als in gleicher Höhe über dem ebenen Boden. Ebenso liegen umgekehrt über einer Vertiefung die Niveaulflächen weniger dicht aneinander als daneben. In Fig. 43 ist nach Exners (304) Messungen die Form der Niveaulflächen an einem Hause dargestellt. Diese Erwägung führt zu dem wichtigen Schlusse, daß Beobachtungen auf Bergen keineswegs geeignet sind, die elektrischen Verhältnisse der höheren Luftschichten zu ergründen.

Zur Bezeichnung und Messung der vertikalen Verteilung der elektrischen Spannung dient ferner der Begriff des Spannungs- oder Potentialgefälles.

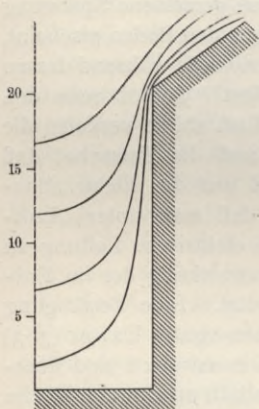


Fig. 43. Äquipotentialflächen an einem Hause.

So bezeichnet man die senkrecht zu den Niveaulflächen gemessene Änderung der Spannung, berechnet für die Entfernung eines Meters. Es ist also dies Gefälle unter gewöhnlichen Verhältnissen positiv, und außerdem über einer Erhöhung des Bodens größer, über einer Vertiefung kleiner, als in gleicher Höhe über ebenem Boden. Mit Rücksicht auf diese Umstände hat man sich bemüht, Messungen des atmosphärischen Potentialgefälles zu erlangen, deren Verlauf nicht durch unregelmäßige Bodenform beeinflußt werden konnte, und man fand ein geeignetes und verhältnismäßig leicht ausführbares Verfahren, indem man die Messungen vom Korbe des Luftballons aus vornahm.

Da die Benutzung von Flammen durch die Gasfüllung des Ballons verboten schien, bediente man sich der Wasserkollektoren, indem man aus zwei isoliert angebrachten Gefäßen Schnüre herabhängen und an diesen Wasser (bei großer Kälte Alkohol) herunterlaufen ließ. Das untere Schnurende, an welchem das Wasser sich in Tropfen auflöst, ist diejenige Stelle, deren Spannung sich dem Wasser und dem Gefäße mitteilt, und wenn man den Schnüren verschiedene Länge gab und die Gefäße mit dem Knopfe bzw. mit dem Gehäuse des isoliert aufgestellten Elektroskops verband, zeigte dessen Ausschlag den Spannungsunterschied der beiden Stellen, an welchen die Schnurende sich befanden. Solche Messungen wurden auf Exners Veranlassung von Lecher (304) und von Tuma (305) ausgeführt, ferner auf Andrés (306) Veranlassung von Le Cadet (307), gelegentlich der Berliner

wissenschaftlichen Luftfahrten auf meine Veranlassung von Baschin (308) und von mir (309), sowie später noch von vielen anderen Beobachtern.

Diese am Boden und in der Höhe unternommenen Messungen lehrten, daß unter normalen Verhältnissen, d. h. bei ruhigem, hellem Wetter, das Potentialgefälle nach oben positiv ist, und daß sein Wert nach oben rasch abnimmt. Während das Gefälle am Boden durchschnittlich einige hundert Volt beträgt, macht es in etwa 3000 m Höhe höchstens 10 bis 20 Volt auf je einen Meter aus. Abweichungen hiervon und oftmals recht unregelmäßige Verteilung der Spannung finden sich vor, sobald Wolken oder gar Niederschläge auftreten. Wolken pflegen wie negativ elektrisierte Körper zu wirken, das Vorzeichen der Niederschlagselektrizität ist vielfach wechselnd.

Ist aus den Beobachtungen der normalen sog. „Schönwetter-Elektrizität“ eine negativ elektrische Ladung des Erdbodens zu folgern, so genügt diese Annahme doch nicht zur Erklärung aller Wahrnehmungen. Wäre nur die Ladung des Bodens wirksam, so könnte das Potentialgefälle sich innerhalb der bei den Luftfahrten erreichbaren Höhe nicht merklich ändern, denn die Wirkung der elektrisch geladenen Erdkugel auf einen äußeren Punkt kommt derjenigen gleich, welche die gleiche und im Erdmittelpunkte befindliche Elektrizitätsmenge ausüben würde, und da die Steighöhe des Ballons sehr gering im Vergleiche zum Erdradius ist, der Beobachter also beim Emporsteigen seinen Abstand vom Erdmittelpunkte nur um einen ganz geringen Betrag vergrößert, so kann auch das Potentialgefälle hierbei keine erhebliche Abnahme zeigen. Wäre ferner in der Luft negativ elektrische Ladung vorhanden, so würde der im Ballon aufsteigende Beobachter eine zunehmende Elektrizitätsmenge unter sich haben und müßte das nach oben hin positive Potentialgefälle wachsen sehen. Da nun aber bei normaler Elektrizitätsverteilung das Gefälle nach oben hin abnimmt, so muß in solchem Falle die Luft positive Elektrizität enthalten.

Demgemäß haben Elster und Geitel (310) versucht, die luftelektrischen und Gewittererscheinungen auf das Vorhandensein sogenannter Ionen in der Luft zurückzuführen. Mit diesem Namen bezeichnet Giese (311) Atome oder Atomgruppen, welche für sich keine geschlossenen Moleküle bilden, einzelne Stickstoff- und Sauerstoffatome, die sich unter Einfluß elektrischer Kräfte bewegen und elektrische Ladungen mit sich führen können. „Ionisierte Luft“ ist demnach solche Luft, deren Moleküle teilweise in positive und negative Ionen zerfallen sind. Auf Grund neuerer Erfahrungen ist man geneigt anzunehmen, daß bei der Trennung negative elektrische Teilchen („Elektronen“) von den mit positiver Ladung zurückbleibenden Restatomen abgespalten werden, und daß sich an beide nachher neutrale Massen anlagern können. Man erkennt die geschehene Ionisierung an der vermehrten Leitfähigkeit für Elektrizität. Stellt man nämlich einen elektrisch geladenen Körper mittels

isolierender Stützen in Luft auf, so wird seine Ladung allmählich durch Abgabe an die umgebende Luft zerstreut. Die Geschwindigkeit dieser Zerstreung und mithin die Leitfähigkeit der Luft kann durch Ionisieren stark vermehrt werden. Denn im Gegensatz zu den elektrisch neutralen geschlossenen Molekülen tragen die einzelnen Ionen elektrische Ladung bestimmten Vorzeichens und erleiden entsprechende Einwirkungen durch den geladenen Leiter. Ist dieser z. B. negativ elektrisch, so stößt er die negativ geladenen Ionen ab, zieht die positiven zu sich heran und wird durch diese entladen. Die Geschwindigkeit der Elektrizitätszerstreung entspricht also dem Grade der Ionisierung und kann zu deren Messung dienen. Man benutzt dabei nach Elster und Geitel (310) ein Elektroskop der eben beschriebenen Art, dessen Gehäuse zur Erde abgeleitet wird, während an Stelle des Knopfes ein zylindrischer, leitender „Zerstreungskörper“ aufgesetzt ist und mißt die Zeit, in welcher die umgebende Luft einen bestimmten Bruchteil von der dem Zerstreungskörper mitgeteilten Ladung fortgeführt hat. Oder man bestimmt nach Ebert (312) den Ionengehalt der Luft durch den Aspirationsapparat. Dieser enthält einen weiteren, mit dem Elektrometergehäuse und der Erde verbundenen Metallzylinder und darinnen einen zweiten engeren Zylinder, der mit den Blättchen des Elektrometers verbunden wird und eine gewisse (z. B. positive) Anfangsladung erhält. Wird dann die zu untersuchende Luft durch den Zwischenraum der beiden Zylindermäntel gesogen, so gelangen die einen (z. B. positiven) Ionen an den äußeren Zylinder, die anderen (z. B. negativen) werden zum inneren Zylinder gezogen und vermindern seine Ladung um einen meßbaren Betrag, der alsdann den Ionengehalt erkennen läßt.

Zum Herbeiführen der Ionisierung dürften verschiedene Ursachen wirken. In großer Höhe wird wahrscheinlich durch kurzwellige, namentlich ultraviolette Sonnenstrahlen beständige Ionisierung erzeugt. Bis zu den unteren Luftschichten dringen diese Strahlen indessen nicht, sondern hier sind die radioaktiven Bestandteile des Erdbodens wirksam. Durch Elster und Geitel (313), sowie nach ihnen durch zahlreiche andere Forscher wurde nachgewiesen, daß die in Kellern oder Erdhöhlen eingeschlossene Luft in hohem Grade ionisiert ist; das gleiche gilt auch von solcher Luft, welche durch ein in die Erde gestecktes Rohr aus den Poren des Bodens gesaugt wird; und am Wasser zahlreicher Quellen wurde die Eigenschaft bemerkt, daß Luft, welche man in kleinen Blasen durch das Wasser hindurchperlen läßt, dabei ionisiert wird. Man führt diese Beobachtungen auf die als Radioaktivität bezeichnete Eigenschaft von Bodenbestandteilen zurück, bestehend in dem beständigen Aussenden gewisser Arten von Strahlen, die beim Durcheilen der Luft ionisierend wirken. Es bedarf dazu nur des Vorhandenseins sehr geringer Mengen der radioaktiven Substanz, und die bisherigen Untersuchungen machen es wahrscheinlich, daß es Verbindungen des Radiums, außerdem vielleicht des Thoriums und anderer Körper sind, welche sich im Erd-

boden in starker Verdünnung weit genug verbreitet vorfinden, um die tatsächlich beobachtete Ionisierung und Leitfähigkeit der Bodenluft zu erzeugen. Durch solche Einwirkung kann auch die Luft selbst radioaktiv werden und zum Hervorrufen vorübergehender („induzierter“) Radioaktivität in anderen Körpern dienen. Denn wenn ein Leiter, z. B. ein Metalldraht, an gut isolierenden Stützen befestigt und während etwa zwei bis drei Stunden in radioaktiver Luft auf einer negativ elektrischen Spannung von einigen tausend Volt gehalten wird, so ist er nachher selbst radioaktiv, d. h. er sendet Strahlen aus, welche die Luft leitend machen und photographisch wirksam sind.

Wird ionisierte Luft sich selbst überlassen, so vereinigen sich die Ionen allmählich wieder, und die größere Leitfähigkeit verschwindet.

Der jährliche und tägliche Gang der luftelektrischen Erscheinungen sowie ihre Beziehungen zu den meteorologischen Elementen sind nicht sehr deutlich ausgeprägt und außerdem erst auf einem recht kleinen Teil der Erdoberfläche untersucht. Dabei zeigt sich eine derartige zeitliche und räumliche Verteilung, daß Potentialgefälle und Ionisierung meistens die entgegengesetzte Anordnung aufweisen: wo das eine wächst, nimmt das andere ab. Das ist ja auch von vornherein zu erwarten, denn mit der Ionisierung der Luft wächst ihre Leitfähigkeit und wirkt also ausgleichend auf diejenige Ungleichmäßigkeit der Elektrizitätsverteilung, deren Ausdruck das Potentialgefälle ist. Aber andererseits läßt eine Messung der Ionisierung uns nur den Zustand der am Orte der Messung vorhandenen Luft erkennen, während das Gefälle durch Fernwirkung der umgebenden Elektrizitätsmengen zustande kommt. Auf dieser Verschiedenheit beruhen die tatsächlich vorkommenden Abweichungen vom entgegengesetzten Gang beider Größen. Das Potentialgefälle zeigt ein Jahresmaximum im Winter, Minimum im Sommer. Im Tageslauf pflegt es während des Winters ein Maximum am Tage, ein Minimum in der Nacht zu haben; an Sommertagen dagegen treten zwei Maxima, vormittags und abends auf, ein Minimum dazwischen, das zweite nachts. Jedoch kommen auch viele Abweichungen hiervon vor. Eine Beziehung der relativen Luftfeuchtigkeit zum Gang des Potentialgefälles ist nicht erkennbar; mit der absoluten Feuchtigkeit sowie mit der Windstärke scheint das Gefälle durch entgegengesetzte Änderungen verknüpft zu sein. Von deutlichem Einfluß sind Trübungen der unteren Luftschichten durch Nebel, Staub oder Dunst, unter welchen das Gefälle hohe Werte anzunehmen pflegt. Vielleicht wirkt eine solche Dunstschicht hindernd auf die Wanderung der positiven Ionen, die von oben her durch Anziehung der negativen Erdladung herabkommen und, durch „Absorption“ in den Dunstmassen festgehalten, eine positiv geladene Schicht bilden. Vorgänge dieser Art schildert z. B. Linke (314) auf Grund von Ballonbeobachtungen.

Bemerkenswert ist ferner, daß in zyklonalen (Tiefdruck-)Gebieten mehrfach das Potentialgefälle klein und die Leitfähigkeit groß, in Anti-

zyklonen (Gegenden hohen Druckes) dagegen das Gefälle groß und die Ionisierung klein gefunden wurde. Namentlich zeigte sich bei niedrigem Luftdruck hohe Radioaktivität der Luft.

Um alle diese Einzelheiten zu einem anschaulichen Gesamtbilde zu vereinigen, müssen wir nun danach streben, in dem tatsächlich vorhandenen Zustande das Gleichgewicht zu erkennen und also den Nachweis zu liefern, daß die gesamten Bewegungen der atmosphärischen Elektrizität keine Änderung des mittleren Zustandes herbeiführen können. Aus der Tatsache des positiven Potentialgefälles ergibt sich mit Notwendigkeit das Vorhandensein einer Strömung, welche die positive Elektrizität von oben gegen den Erdboden führt, und deren Stärke aus den Beträgen des Gefälles und der Leitfähigkeit leicht berechnet werden kann, wie es neuerdings Gerdien (315) auf Grund seiner am 11. Mai 1905 gewonnenen Ballonmessungen versucht hat. Also muß es auch eine umgekehrte Strömung geben, welche die gleiche positive Elektrizitätsmenge wieder aus dem Boden in die Luft befördert. Um diese Gegenströmung nachzuweisen oder, was dasselbe sagt, die stete Erneuerung der negativen Erdladung zu erklären, nehmen wir noch von einigen weiteren Beobachtungsergebnissen Kenntnis. Durch Schuster (316), J. J. Thomson (317), Zeleny (318) u. a. wurde gezeigt, daß unter Einwirkung derselben elektrischen Kräfte die Geschwindigkeit eines negativen Ions wesentlich größer ist, als die eines positiven. Treffen bewegte Ionen auf einen isolierten Leiter, so geben sie zwar im allgemeinen ihre Ladung nicht ab, wohl aber geschieht dies, wenn die ionisierte Luft aus einem Gebiete mit höherer Ionenkonzentration in ein solches mit niedriger Ionenkonzentration durch enge Röhren überströmt, wie die Versuche von Villari (319), Townsend (320), Simpson (321) zeigen. Dabei wird, wenn die hindurchgehende Luft gleichviel positive und negative Ionen hat, vorwiegend negative Elektrizität an die Röhrenwände abgegeben. Dies trifft, wie Ebert (322) hervorhebt, zu, wenn bei sinkendem Luftdruck aus den Poren des Bodens Luftmassen, die dort ionisiert wurden, emporsteigen, und so kann vielleicht angenommen werden, daß ein Teil der negativen Erdladung auf diese Weise zustande komme. Um einen anderen Teil nachzuweisen, benutzen wir eine Beobachtung von Wilson (323), welcher fand, daß die Kondensation von Wasserdampf, welche durch Ausdehnung und dynamische Abkühlung dampfhaltiger Luft erzeugt wird, verschieden verläuft je nach der Anwesenheit vorwiegend positiver oder vorwiegend negativer Ionen. Sind die vorhandenen Ionen meistens positiv, so beginnt die Kondensation erst, wenn die Luft auf beinahe vier Drittel ihres anfänglichen Volumens ausgedehnt ist; sind die Ionen meistens negativ, so genügt schon die Ausdehnung auf fünf Viertel des Anfangsvolumens, um Tröpfchen entstehen zu lassen. Die zum Anfange der Kondensation erforderliche Übersättigung ist bei vorwiegend positiven Ionen sechsfach, bei vorwiegend negativen Ionen vierfach. Wenn nun bei der Niederschlagsbildung der aufsteigende Luftstrom zur Kondensation

führt, so beginnt diese an den negativen Ionen und erzeugt in der Wolke zuerst ein Gemisch von negativ geladenen Tropfen mit Luft, welche freie positive Ionen enthält. Die Tropfen fallen mit ihrer negativen Ladung heraus, und erst bei fortschreitender Kondensation wirken auch die positiven Ionen als Kondensationskerne. Im Durchschnitt dürfte auch hierbei mehr negative als positive Elektrizität an den Boden gelangen.

Ob und welche sonstigen Vorgänge noch zur Erhaltung der negativen Erdladung mitwirken, muß künftigen Untersuchungen überlassen werden.

Von den in neuerer Zeit aufgestellten Theorien der Gewitterbildung seien einige hier kurz erwähnt. Sohncke (324) nahm an, daß die Reibung der die tieferen Wolken bildenden Wassertropfen mit den Eisteilchen der höheren Wolken die wesentliche Quelle der Gewitterelektrizität sei. Exner (325) schrieb dem vom Boden aufsteigenden Wasserdampf die Eigenschaft zu, negative Elektrizität mit sich in die Atmosphäre hinaufzuführen. Arrhenius (326) vermutete, daß durch die im Sonnenlicht enthaltene ultraviolette Strahlung die Luft leitend gemacht würde, und daß alsdann negative Elektrizität aus dem Boden zu den Wolken gelangen könne. Gegen diese Hypothesen sind aber erhebliche Bedenken aus dem seither gewonnenen und oben angeführten Erfahrungsmaterial hergeleitet worden. Die beobachteten Erscheinungen der Niederschlagslektrizität können vielleicht durch eine von Elster und Geitel (327) herrührende Darstellung erklärt werden, welche an den Vorgang der Regenbildung anknüpft. Von den eine gewisse Größe überschreitenden Regentropfen werden im Fallen durch die Reibung der Luft kleine Tröpfchen abgelöst, und da diese sich namentlich vom oberen Teile der großen Tropfen abtrennen und durch die Influenzwirkung des negativ elektrischen Erdbodens die negative Elektrizität im oberen Teil der großen Tropfen angesammelt wird, geht sie hier auf die kleinen, langsamer fallenden Tröpfchen über. Auch durch die soeben geschilderte Verschiedenheit des Kondensationsvorganges an negativen und positiven Ionen wird das Auftreten wechselnder elektrischer Ladungen sowohl in Niederschlägen wie in Wolken verständlich.

Hiernach sollen nun die großen, aufrechten Luftwirbel beschrieben werden, welche die barometrischen Minima und Maxima bilden. Man bezeichnet als barometrisches Minimum, Depression, Zyklone oder Tief eine Gegend, in welcher der Luftdruck kleiner ist als ringsum. Eine solche Druckverteilung kann entstehen durch gleichzeitige oder gesonderte Einwirkung mehrerer Ursachen. Dahin gehören: örtliche Erwärmung, Kondensation, wobei außer der frei werdenden latenten Wärme auch die Verminderung des Dampfdruckes um den herausfallenden Niederschlag den gesamten Luftdruck verringert, und Bewegung der Luft, weil eine bewegte Luft- (oder Wasser-)Masse geringeren Druck nach allen Seiten ausübt als eine ruhende, und weil also eine mit wechselnder Geschwindigkeit bewegte Luftströmung in und neben ihrer Bahn wechselnde

Werte des Luftdruckes erzeugen muß. Wenn nun an irgend einer Stelle der Druck sinkt und Luft von allen Seiten herbeiströmt, nimmt in der Höhe über derselben Stelle der Druck größere Werte an, als ringsherum, und bewirkt oben ein Abfließen der Luft nach allen Seiten. Um dies zu verstehen, denken wir uns ein durch eine aufrechte Zwischenwand in zwei Hälften geteiltes Gefäß, dessen einer Teil Wasser, der andere Öl enthält. Die Flüssigkeiten sollen gleich hoch stehen, und darum ist am Boden des Wassers der Druck größer als am Boden des Öles, in der Oberfläche beider Flüssigkeiten gleich groß. Wird nun die Scheidewand plötzlich entfernt, so strömt unten das Wasser nach der Seite des Öles herüber, während oben das Öl über die tiefer sinkende Oberfläche des Wassers sich verbreitet. Und diese Bewegung, welche unten vom Wasser zum Öl und oben umgekehrt gerichtet ist, dauert so lange, bis keinerlei Druckunterschied in irgend einer Höhe mehr vorhanden ist, d. h. bis das Wasser

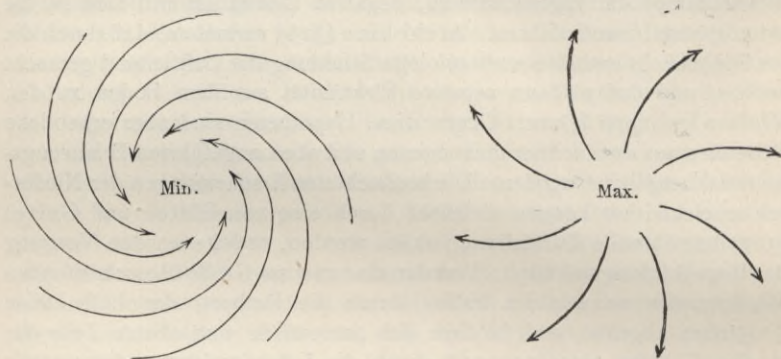


Fig. 44. Barometrisches Minimum und Maximum der nördlichen Erdhälfte. (Unterwind.)

den unteren Teil des Kastens ausfüllt und das Öl darüber steht. Stellt man sich vor, daß inmitten eines mit Wasser gefüllten Kastens ein zylindrisches Gefäß mit Öl steht, und daß dieser Zylindermantel plötzlich entfernt wird, so fließt unten von allen Seiten das Wasser herbei, während das Öl emporsteigt und sich oben ausbreitet. Solche Bewegung findet bei einem barometrischen Minimum statt.

Und stellt man sich umgekehrt inmitten eines mit Öl gefüllten Kastens einen Zylinder vor, der Wasser enthält und dessen Wand plötzlich fortgenommen wird, so folgt, daß unten aus dem Zylinder heraus, nämlich vom hohen Drucke zum niederen, oben dagegen von allen Seiten heran die Flüssigkeit strömt, bis das Wasser unter dem Öl den Boden des ganzen Gefäßes bedeckt. Dieser letztgenannte Vorgang veranschaulicht die Bewegung in der Nähe des barometrischen Maximums, auch Antizyklone oder Hoch genannt, d. h. einer Gegend, deren Luftdruck höher ist als ringsherum. Solche Druckverteilung kann zustande kommen durch Abkühlung, durch Schmelzen von Hagel oder Schnee mit Wärme-

bindung, und durch Bewegungsvorgänge. Wie aus dem vorstehenden ersichtlich, enthält also das barometrische Minimum einen aufsteigenden Strom und Winde, welche am Boden Luft von allen Seiten herbeiführen, während oben die Luft aus der Mitte heraus abfließt; das Maximum dagegen hat einen absteigenden Strom und dazu Winde, die unten von der Mitte hinweg, oben nach der Mitte hin führen. Mit Rücksicht auf die Ablenkung der Windbahnen durch Erddrehung (S. 114) ergibt sich hieraus ein Windsystem mit folgenden Einzelheiten. Auf der nördlichen Erdhälfte, wo die Ablenkung nach der rechten Seite hin stattfindet, würde ohne Einfluß der Erddrehung am Boden der Wind von allen Seiten geradlinig und radial zum Minimum hinströmen. Die Ablenkung nach rechts erzeugt Windbahnen, welche spiralförmig nach innen führen und derartig gekrümmt sind, daß der Wind dem in der Mitte befindlichen niederen Druck seine linke Seite zuwendet und also eine dem

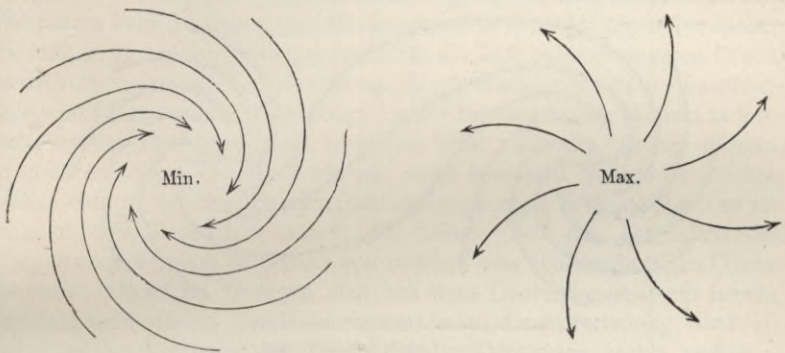


Fig. 45. Barometrisches Minimum und Maximum der südlichen Erdhälfte.
(Unterwind.)

Uhrzeiger entgegengesetzte Drehung um die Mitte ausführt. Diese Drehungsrichtung bezeichnet man als zyklonal, und das barometrische Minimum wird auch Zyklone genannt. Umgekehrt würde aus dem Maximum ohne Erddrehung der Wind am Boden nach allen Seiten herausströmen und fließt in Wirklichkeit vermöge der Rechtsablenkung spiralförmig um das Maximum herum, wobei die Windbahnen ihre rechte Seite dem innen befindlichen hohen Drucke zuwenden und denselben im Sinne des Uhrzeigers umkreisen. Man nennt diese Drehungsrichtung antizyklonal und bezeichnet das barometrische Maximum auch als Antizyklone. Auf der südlichen Erdhälfte wirkt die Erddrehung nach links ablenkend, darum ist der Drehungssinn umgekehrt und der Wind weht um das barometrische Minimum im Uhrzeigersinne, um das Maximum umgekehrt. In Fig. 44 und 45 sind diese Windbahnen dargestellt, und zugleich ist die verschiedene Windstärke in der Nähe des Minimums und des Maximums durch die größere und geringere Zahl der gezeichneten Windbahnen angedeutet. Dieser Unterschied ist auf Zentrifugalkraft

zurückzuführen und kann folgendermaßen begründet werden. Wie bei jeder krummlinigen Bewegung entsteht auch bei der Luftströmung auf gekrümmten Windbahnen das durch Trägheit des bewegten Körpers erzeugte Bestreben, die Bewegung geradlinig fortzusetzen. In jedem einzelnen Punkte der Bahn ist dies Streben, die Zentrifugalkraft, vorhanden und nach der äußeren (konvexen) Seite gerichtet, und indem nun zu der ablenkenden Kraft der Erddrehung die Zentrifugalkraft hinzutritt, wirken beide im unteren Windsysteme des barometrischen Minimums gleichsinnig, in demjenigen des Maximums entgegengesetzt. Bei dem Minimum wird die Luft aus der geradlinig nach innen führenden Bahn durch die Erddrehung nach rechts (bzw. links auf der südlichen Erdhälfte) auf einen längeren Weg gedrängt und durch die Zentrifugalkraft noch weiter von der geraden Straße fort und zur spiraligen Krümmung hingeführt. Dadurch wird der Weg, auf welchem die Luft zur Ausgleichung des ge-

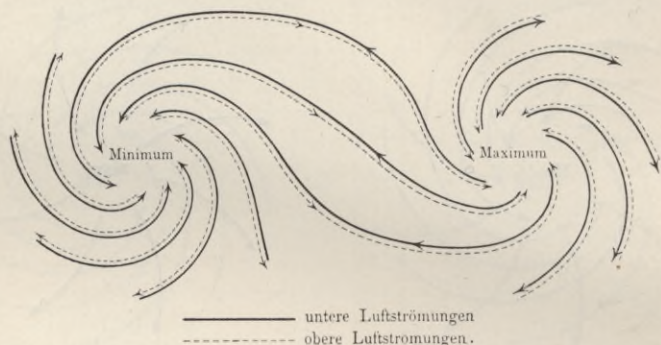


Fig. 46. Untere und obere Luftströmungen im barometrischen Maximum und Minimum der nördlichen Erdhälfte.

störten Gleichgewichtes und des Druckunterschiedes strömt, verlängert und demgemäß die Geschwindigkeit vermehrt, der Wind verstärkt. In der Nähe des Maximums wirkt die Zentrifugalkraft gleichfalls nach der konvexen Seite der Windbahnen, und also unten im entgegengesetzten Sinne, wie die Erddrehung, nämlich auf der nördlichen Erdhälfte nach links und auf der südlichen nach rechts. Demnach wird hierbei die von der Erddrehung erzeugte Ablenkung durch das Hinzutreten der Zentrifugalkraft verringert, die Bahnen, auf welchen die Ausgleichung des Druckunterschiedes beim Maximum stattfindet, werden verkürzt, und der Wind tritt mit entsprechend geringerer Stärke auf. Diese Verschiedenheit der Windstärke beim Tief und beim Hoch folgt auch aus einer von v. Bezold (328) angestellten Betrachtung über den Einfluß der Luftdichte. Sieht man, wie es S. 113 erörtert wurde, den Wind als eine zum Ausgleich der vorhandenen Luftdruckdifferenzen führende Bewegung an, so entspricht der gleichen Verteilung des Luftdruckes eine um so größere Windgeschwindigkeit, je geringer die Dichte der Luft ist. Die

von der Verschiedenheit des Luftdruckes erzeugte Beschleunigung ist der Luftdichte umgekehrt proportional und wächst also bei gleichbleibendem Gradienten mit zunehmender Temperatur und mit abnehmender Dichte. Im Tief ist entsprechend dem geringeren Druck die Dichte kleiner und also der Wind stärker, als im Hoch. In der Tat gehört erfahrungsmäßig zu den Eigenschaften des barometrischen Minimums stärkerer, zu denjenigen des Maximums schwächerer Wind. Insbesondere liegt dem Auftreten von Stürmen stets die Nähe einer Depression zugrunde.

Die Richtung der oberen Winde führt aus dem Minimum heraus und in das Maximum hinein. Eine schematische Darstellung der untersten und der obersten Winde gibt für die nördliche Erdhälfte Fig. 46. Daß man beim Emporsteigen den oberen Wind meist nach rechts gegen den unteren gedreht findet, wurde bereits S. 123 mitgeteilt.

Bewölkung und Niederschlag zeigen gleichfalls charakteristisches Verhalten beim Minimum und Maximum. Was zunächst die Depressionen betrifft, so bringt der aufsteigende Strom die Luft unter geringeren Druck, erwirkt also dynamische Abkühlung (S. 33), wachsende relative Feuchtigkeit und führt zur Wolkenbildung. Da die barometrischen Minima in fortschreitender Bewegung, und zwar von West nach Ost, zu sein pflegen, und da der obere Teil des Minimums meist vorausseilt, so daß die Wirbelachse eine in der Fortschreitungsrichtung geneigte Stellung hat, so erscheint dem Beobachter zuerst der höhere Teil des heranziehenden Depressionsgewölkes in Gestalt von streifen- oder schleierförmigen Cirruswolken. Dieselben bewegen sich aus dem Depressionszentrum heraus, entsprechend der in der Höhe herrschenden Druckverteilung, und erscheinen als Vorboten der herannahenden Depression rechts und vorwärts von deren Weg. Kommt dieselbe näher, so tritt in vielen Fällen vorübergehendes Aufklaren ein, dann überzieht eine tieferliegende und dichtere Wolkenschicht den Himmel, unter dieser Hülle erscheinen dunkle Regenwolken, und es fallen ausgedehnte und dauernde Niederschläge, bis der Depressionskern vorübergezogen ist. Hierauf folgt unter Auffrischen des beim Druckminimum schwach gewordenen Windes wechselnde Bewölkung mit einzelnen Regen-, Schnee- oder Hagelschauern, und bei steigendem Luftdruck und Aufklaren zieht das Minimum ab. Wenn ein tiefes Minimum starke Winde hervorruft, so beobachtet man zuweilen inmitten der Wolkendecke eine Lücke, durch welche der blaue Himmel sichtbar wird. Diese als „Auge des Sturmes“ bezeichnete Erscheinung ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß die im Minimum herrschende starke Wirbelbewegung eine entsprechend große Zentrifugalkraft erzeugt und demgemäß im Depressionskern eine Druckverminderung, welche von oben her Luft ansaugt. Wenn auf diese Art in der Wirbelachse ein schmaler absteigender Strom entsteht, bewirkt er durch dynamische Erwärmung das örtliche Verdampfen der Wolkenmasse und die erwähnte Wolkenlücke.

Im Gegensatz zur Depression erzeugt das barometrische Maximum klaren Himmel, denn der absteigende Strom führt die Verdampfung der etwa hineingerateten Wasser- oder Eisteilchen herbei und schließt demnach das Auftreten von Niederschlag im Gebiete der Antizyklone völlig aus. Die Luft ist klar und relativ trocken, wie es der absteigenden Bewegung entspricht.

Auf die Temperatur wirken die barometrischen Minima und Maxima in zweifacher Weise, durch die Wärmeverhältnisse der vom Winde herbeigeführten Luftmassen und durch Beeinflussung der Strahlung. Der erstere Umstand kommt namentlich bei Depressionen infolge ihrer stärkeren Luftbewegung zum Ausdruck und kann für unsere Gegenden dahin ausgesprochen werden, daß auf der (meist vorangehenden) Ostseite der Minima die Winde aus südlicheren Gegenden kommen und steigende Temperatur bewirken, während in dem (meist die Rückseite bildenden) westlichen Teil die aus nördlicheren Gegenden kommenden Winde zur Abkühlung führen. Die entsprechenden Vorgänge in der Umgebung der Maxima sind leicht herzuleiten, kommen aber wenig in Betracht, weil es sich dort immer nur um schwache Winde handelt. Andererseits wird ein sehr wesentlicher Einfluß der Druckverteilung auf die Temperatur durch Strahlung erzeugt. Wie oben (S. 13) erörtert, ist die Bodentemperatur und die von ihr abhängige Lufttemperatur das Ergebnis der zweifachen Strahlung, welche von der Sonne her dem Boden Wärme zuführt und vom Boden aus Wärme in den Weltenraum hinein zerstreut. Wenn die Wärmezufuhr der ersteren Strahlung überwiegt, wie am Tage und im Sommer, dann steigt die Temperatur; ist dagegen, wie bei Nacht und im Winter, die Ausstrahlung größer, so wird es kälter. Diese Vorgänge treten um so wirkungsvoller auf, je freier die gesamte Strahlung geschehen kann, und werden andererseits um so weniger merkbar sein, je mehr die Strahlung durch Wolken gehindert ist. Der klare Himmel des barometrischen Maximums bringt also im Sommer Wärme, im Winter Kälte mit sich und vergrößert außerdem in jeder Jahreszeit die Tagesschwankung der Temperatur. Die zum Minimum gehörende Wolken- decke dagegen verringert die Strahlung, verringert auch die Größe der Tagesschwankung und bringt im Sommer kühles, im Winter warmes Wetter. Während der dazwischen liegenden Jahreszeiten Frühling und Herbst überwiegt durchschnittlich keine der beiden Strahlungen, im Einzelfall aber kommt dann in Betracht, ob die gerade herrschende Temperatur über oder unter dem langjährigen Mittel der Jahreszeit liegt. Denn je mehr Wärme der Boden hat, um so mehr kann er abgeben und um so stärker ist seine Ausstrahlung. Darum werden bei einer über dem Mittel liegenden Temperatur die Strahlungsverhältnisse denjenigen des Winters gleichen, bei Temperaturen unter dem Mittel denen des Sommers. Und hieraus ergibt sich die Regel: Im Frühling und Herbst bringt, wenn die Temperatur über dem Durchschnittswert der Jahreszeit liegt, das Minimum Erwärmung, das Maximum Abkühlung, dagegen bei unter dem Durchschnitt liegender Temperatur das Minimum Abkühlung, das Maximum Erwärmung.

Für die vertikale Abnahme der Temperatur auf je 100 m berechnet Berson (329) aus Ballonbeobachtungen folgende Werte:

Höhe m	Barometrisches	
	Maximum	Minimum
0 bis 1000	0,38 ⁰	0,61 ⁰
1000 „ 2000	0,40	0,55
2000 „ 3000	0,53	0,57
3000 „ 4000	0,54	0,53
4000 „ 5000	0,64	0,65
5000 „ 6000	0,72	0,67
6000 „ 7000	0,71	0,64
7000 „ 8000	0,77	0,62

Also bis 3000 m ist das Temperaturgefälle im Hoch kleiner als im Tief, dann bis 5000 etwa gleich und darüber im Tief kleiner.

Indem wir uns nun einer ausführlicheren Schilderung der Minima zuwenden, ist vor allem über deren Ortsveränderung zu berichten, weil diese von ganz besonderer Wichtigkeit für den Verlauf der Witterungserscheinungen und also auch für deren Voraussagung ist. Die Richtung, nach welcher die Minima fortschreiten, ist vorzugsweise die östliche. Nur in den Tropen pflegen sie umgekehrt gegen Westen sich zu bewegen. Dabei ergibt sich für die Verteilung der Witterungselemente an der Vorder-(Ost-)Seite und an der Rück-(West-)Seite folgendes, von Mohn (330) aufgestellte Schema:

Vorderseite.

Wind von östlich bis südöstlich, südlich, südwestlich bis westlich; alle diese Winde kommen aus südlicheren Gegenden.

Temperatur steigend.

Dampfmenge zunehmend.

Bewölkung zunehmend und dicht.

Niederschlag zunehmend und stark.

Barometer fallend.

Rückseite.

Wind von westlich bis nordwestlich, nördlich, nordöstlich bis östlich; alle diese Winde kommen aus nördlicheren Gegenden.

Temperatur fallend.

Dampfmenge abnehmend.

Bewölkung abnehmend.

Niederschlag in Schauern und abnehmend.

Barometer steigend.

Hieraus wie auch aus Fig. 44 und 45 (S. 154 und 155) ergibt sich die allmähliche Änderung der Windrichtung beim Vorüberziehen einer Depression. Wenn diese, wie gewöhnlich, gegen Osten sich bewegt, so beginnt ihr Vorübergang mit südlichen und endet mit nördlichen Winden, die inzwischen erfolgende Drehung der Windfahne geschieht im verschiedenen Sinne, je nachdem der Beobachter auf der rechten oder linken Seite des vom Depressionszentrum beschriebenen Weges sich befindet. Zieht das Tief nördlich vom Beobachter vorüber, und befindet dieser sich also auf der rechten Seite, so beginnt der Wind mit Süd oder Südwest und geht über West nach Nordwest oder Nord herum; die Windfahne

dreht sich alsdann im Sinne des Uhrzeigers, und man bezeichnet diese Richtungsfolge als Rechtsdrehen oder Ausschließen des Windes. Wenn dagegen das Tief südlich vom Beobachter vorbeizieht, so geht der Wind von Süd oder Südost über Ost nach Nordost oder Nord herum, und die Windfahne dreht sich gegen den Uhrzeiger; dies nennt man Zurückdrehen oder Krimpen des Windes. Nord- und namentlich Mitteleuropa liegen auf der rechten Seite der allermeisten Depressionsbahnen, welche für uns in Betracht kommen. Darum ist in unseren Gegenden das Rechtsdrehen des Windes viel häufiger als das Gegenteil, und der Westwind tritt besonders häufig auf. Vielleicht ist es diesem Umstande zuzuschreiben, daß so viele großen Städte nach Westen hin wachsen und daß die neuesten und elegantesten Stadtteile auf dieser Seite zu liegen pflegen, denn hier ist erfahrungsmäßig die reinste (von außen hergewehte) Luft zu finden, und die westlichen Quartiere bieten günstigere gesundheitliche Bedingungen als die übrigen, welchen der Westwind bereits verbrauchte und mit Rauch und städtischem Staub verunreinigte Luft zuführt.

Die Annäherung einer Depression macht sich gewöhnlich zuerst durch sinkenden Luftdruck und langsames Auffrischen des nach Süd herumgehenden Windes bemerkbar, dann erscheint am westlichen Horizont der rechts vorwärts vom Minimum befindliche (oben S. 157 schon erwähnte) Cirrusschirm, nachts oftmals die Erscheinung des Mondhofes erzeugend, während der Wind in dem bereits beschriebenen Sinne weiter herumgeht. Zugleich pflegt in der Höhe die absteigende Strömung sich bemerkbar zu machen, welche durch die im Inneren des Tief emporgestiegenen Luftmassen genährt wird und eine dynamische Erwärmung (vgl. S. 53 „antizyklonaler Föhn“) erzeugt. An Pariser Beobachtungen, die zugleich auf dem Eiffelturm und am Boden stattfanden, zeigt Süring (331), wie beim Herannahen eines Tief dieser herabsinkende Luftstrom zuerst das Temperaturgefälle in der Höhe verringert und oftmals umkehrt; alsdann werden die unteren Wolken aufgelöst — unmittelbar vor dem Nahen einer Depression ist der Himmel ganz besonders klar —, und endlich zeigt die Erwärmung des absteigenden Stromes sich auch am Boden. Die Temperaturumkehr in der Höhe ist also eines der Vorzeichen für das Herannahen einer Depression und wird, wo man durch Drachen oder Fesselballon Kenntnis der oberen Temperaturverhältnisse gewinnen kann, gewiß oftmals als nützliche Ankündigung dienen. Es darf aber dieser Vorgang nicht verwechselt werden mit derjenigen Temperaturumkehr, die im Hochdruckgebiet (nicht als Vorzeichen) stattfindet und am steigenden Luftdruck zu erkennen ist. Es kommt nicht ganz selten vor, daß der absteigende Strom des Hoch nicht bis zum Boden reicht, und daß alsdann über einer zusammenhängenden Decke niedriger Wolken die charakteristische Temperaturumkehr auftritt.

Die Geschwindigkeit, mit welcher die Depressionen fortschreiten, ist sehr verschieden und beträgt für Europa im Mittel etwa 7 bis 8 m in

der Sekunde, entsprechend der Geschwindigkeit eines mäßigen Windes. Nach van Bebbber (332) ist sie am größten über Frankreich, dem südlichen Nordseegebiet, Deutschland und Österreich-Ungarn, am geringsten über Südschweden, Finland und Nordwestrußland, während sie über Italien etwa dem Mittelwerte entspricht. Beim Erreichen der europäischen Küsten nimmt die Geschwindigkeit merklich ab. Hann (333) stellt die folgenden mittleren Geschwindigkeiten der Minima für verschiedene Jahreszeiten und Gegenden zusammen:

	Meter in der Sekunde:					
	Vereinigte Staaten	Japan	Europäisch-Rußland	Nordatlantischer Ozean	Westeuropa	Beringsmeer
Winter	14,2	12,4	10,8	8,2	8,0	8,5
Frühling	11,5	11,1	9,2	8,3	7,2	8,5
Sommer	9,7	7,8	8,0	7,4	6,6	10,3
Herbst	11,1	10,6	9,6	8,3	8,2	9,3
Jahr	11,6	10,5	9,4	8,05	7,5	9,1

Die Geschwindigkeit ist am größten in den Richtungen, welche am häufigsten von den Tiefs eingeschlagen werden. Diejenigen Depressionen, welche von stürmischen Winden begleitet sind, schreiten rascher als andere fort.

Es scheint, daß die meisten barometrischen Minima nicht als selbstständige Vorgänge aufzufassen sind, sondern als Begleiterscheinungen der großen atmosphärischen Strömungen, über welche oben (S. 120) berichtet wurde. Hildebrandsson (254) weist darauf hin, daß die Richtung der oberen Luftströmungen ungefähr mit der mittleren Zugstraße der Tiefs zusammenfällt, und daß es zur Erzeugung eines Wirbels genügt, wenn ein Teil des oberen Stromes rascher fließt, als die unmittelbar voraufgehende Masse. Dementsprechend hat man auch wirklich die obere Strömung hinter den Tiefs stärker als vor ihnen gefunden. Die Abhängigkeit der Depressionsbewegung von der allgemeinen und namentlich der oberen Luftbewegung zeigt sich auch, wenn man nach Bigelow (334) die Verteilung des Luftdruckes in höheren Schichten untersucht. Derselbe zeichnete Isobarenkarten für Meeresniveau, 1050 und 3000 m Höhe, und fand die für die nächsten 24 Stunden bevorstehende Depressionsbewegung gewöhnlich schon durch die Lage des Tiefs in 3000 m Höhe angedeutet, auch seine Geschwindigkeit und „Eindringungskraft“, sowie in mehreren Fällen die Neubildung von Zyklonen, konnten durch Vergleichung der drei Karten frühzeitig hergeleitet werden; Regenfälle zeigten sich vorzugsweise da, wo die Isobaren der beiden oberen Niveaus sich ungefähr rechtwinklig kreuzten.

Das Fortschreiten der Depressionen mit dem herrschenden Winde führt zu einer Regel, welche aus dem in der Wetterkarte gegebenen

Augenblicksbilde die zu erwartende Bewegungsrichtung des einzelnen Tiefs meistens erkennen läßt. Aus dem Sinne der zyklonalen Drehung ergibt sich, daß stets auf der rechten (für die südliche Erdhälfte linken) Seite des Tiefs die Drehungsrichtung mit derjenigen des Fortschreitens übereinstimmt, und daß also durch Zusammenwirken beider Bewegungen auf der rechten Seite die stärksten Winde entstehen müssen. Zieht nun das Tief mit dem herrschenden Winde, so hat dieser nach dem barischen Windgesetz rechts den höheren, links den kleineren Luftdruck, und also zieht auch die Depression so, daß sie den höheren Druck oder den stärksten Wind oder den größten Gradienten (was alles dasselbe bedeutet) rechts behält. Liegt außerdem auf der Seite des höheren Druckes auch die höhere Temperatur, so wird die Fortbewegung des Tiefs noch verstärkt, denn die wärmere und darum leichtere Luft, welche am Boden die rechte Seite einnimmt, gelangt alsbald auf die Vorderseite und verstärkt durch ihre Steigkraft die Verlängerung des Depressionskernes nach vorne.

Diese Erwägungen finden sich bestätigt in den von Cl. Ley (335) gegebenen Regeln über das Fortschreiten der Minima, von welchen wir die folgenden anführen:

Gebiete niederen Druckes haben die Neigung, in außertropischen Breiten mehr oder weniger schnell ostwärts sich zu bewegen. In Westeuropa schwankt die Richtung gewöhnlich zwischen Nordnordost und Südsüdost. Zugleich hat jedes Depressionsgebiet die Neigung, mit einem Winkel von etwa 45° gegen die niederen Isothermen fortzuschreiten. Die Minima wandern ferner am leichtesten in solcher Richtung, daß der höchste allgemeine Druck rechts bleibt (auf der nördlichen Erdhälfte; auf der südlichen links).

Hiernach haben in unseren Gegenden die Minima also die Neigung, beim Fortschreiten die höhere Temperatur rechts hinter sich und den höheren Druck gleichfalls rechts zu behalten. Die Seite des höheren Druckes oder größten Gradienten ist in der Wetterkarte sofort an den dichter zusammengedrängten Isobaren erkennbar.

In betreff der Einwirkung, welche hiernach die Verteilung von Temperatur und Druck auf die Bewegung der Minima hat, sind durch van Bebbler (336) noch ferner die folgenden Regeln aus der Erfahrung hergeleitet worden:

Ist die Verteilung des Druckes und diejenige der Temperatur in der Umgebung der Depression nach demselben Sinne gerichtet, so schreitet die Depression nahezu senkrecht zum Druck- und Temperaturgradienten fort, d. h. in Richtung der Isobaren und Isothermen.

Sind Druck und Temperatur in entgegengesetztem Sinne verteilt, so wird die Bewegung der Depression gehemmt oder ganz aufgehoben (stationäre Depression); dabei nimmt die Depression eine längliche, verzerrte Form an und verflacht sich, wobei die Längsachse meist in die

Richtung der Isobaren und Isothermen fällt. An dem Ende dieser Achse lösen sich häufig Teilminima ab und folgen dann der Luftströmung.

Ist keiner dieser beiden Fälle vorhanden oder kreuzen sich die Isothermen und Isobaren unter einem größeren Winkel, so pflegt die Depression der Verteilung sowohl von Druck wie auch von Temperatur Rechnung zu tragen und eine mittlere Richtung einzuschlagen.

Ein anderes Verfahren zum Vorhersagen der Richtung, welche eine Depression einschlagen wird, knüpft an die von Abercromby untersuchte Troglinie oder Rinne an. Zieht man durch den Grundriß eines Tiefs eine Anzahl gerader Linien in Richtung der Fortschreitungsrichtung und bezeichnet auf jeder den Punkt geringsten Luftdruckes, so sind damit also diejenigen Punkte hervorgehoben, welche bei der augenblicklichen Lage der Depression kleineren Druck haben, als vor- und nachher; ihre Gesamtheit bildet die Troglinie. Ihr gehören alle diejenigen Punkte an, in welchen die Isobaren von den zur Fortschreitungsrichtung parallelen Geraden berührt werden. Wären die Isobaren Kreise, so stünden die Troglinien auf der Fortschreitungsrichtung senkrecht; wären sie Ellipsen, so bildeten jene beiden Linien konjugierte Durchmesser. In Wirklichkeit pflegt die Gestalt der Isobaren nicht so regelmäßig zu sein, und die Troglinie ist meistens gekrümmt und gegen die Fortschreitungsrichtung unter spitzem Winkel geneigt. Aus Untersuchung der Zyklonenbewegung in den Vereinigten Staaten von Nordamerika, auf dem nordatlantischen Ozean und in Rußland entnimmt Kossatsch (337) die Vermutung, daß beim Fortschreiten der Depression diejenige Richtung bevorzugt wird, deren Winkel mit der Troglinie möglichst klein wird.

Die Verfolgung der Depressionsbewegungen hat gelehrt, daß dieselben vorzugsweise auf gewissen Straßen verlaufen, und zur Herleitung dieser bevorzugten Depressionsbahnen geführt. Sie treten je nach der Jahreszeit in verschiedener Häufigkeit hervor, bilden aber keineswegs die einzigen Wege, auf welchen die Minima fortschreiten, sondern nur etwa der vierte Teil aller Depressionen schlägt diese Bahnen ein und verweilt längere Zeit darauf. Die übrigen Minima ziehen teilweise und für kurze Strecken auf einzelnen Depressionsbahnen oder bewegen sich auch als „erratische“ Minima ganz unabhängig von diesen.

In Fig. 47 (a. fgd. S.) ist eine Übersicht der verschiedenen Depressionsbahnen nach Köppen und van Bebber (336) dargestellt, wobei die Breite ein Maß für die Häufigkeit ihres Vorkommens bildet. Auf Grund der Erfahrungen der 15 Jahre 1876 bis 1890 können die einzelnen Zugstraßen folgendermaßen geschildert werden.

Zugstraße I beginnt nordwestlich von Schottland, führt nordostwärts, dann an der Küste Norwegens entlang über den Polarkreis hinaus und teilt sich hier in vier Straßen, von denen eine zum Eismeere, die zweite (Ic) zum Weißen Meere, die dritte südostwärts nach dem

Inneren Rußlands verläuft. Die in unseren Wetterkarten vorkommenden Minima dieser Straßen sind meist nur Randbildungen (Teilminima) solcher Depressionen, deren Kern in der Nähe von Island sich nach Nordosten bewegt. Im Winter und im Herbst ist diese Zugstraße am häufigsten, im Frühjahr am seltensten besucht. Der Einfluß der hier fortschreitenden Minima auf das Wetter unserer Gegenden hängt meist auch von der gleichzeitigen Lage des barometrischen Maximums ab; durchschnittlich bringen solche Minima uns warmes, ziemlich heiteres Wetter und wenig Niederschläge.

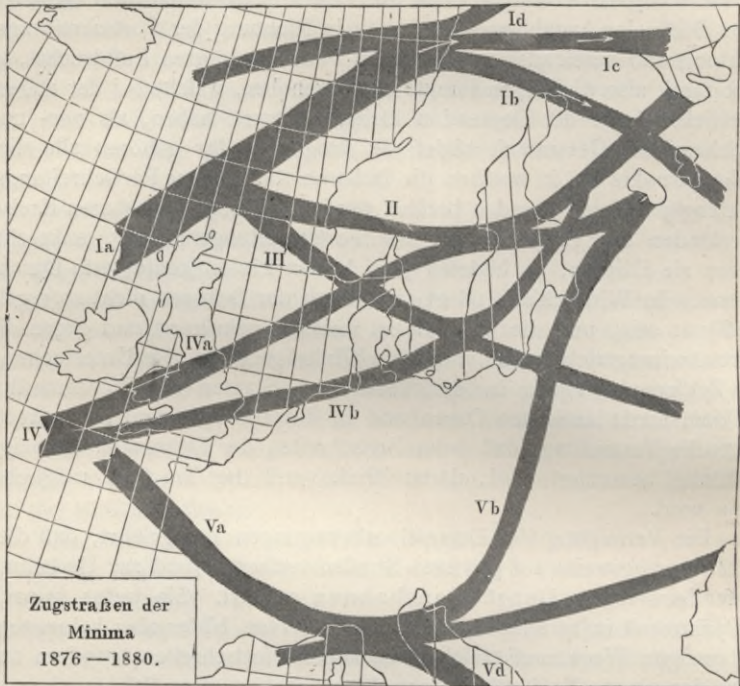


Fig. 47. Depressionsbahnen nach Köppen und van Bebber.

Zugstraße II führt vom Meere zwischen den Faröer und Schottland fast rein östlich über Skandinavien nach dem Finnischen Busen; dort biegt ein Teil der Depressionen nach Nordosten um, ein anderer zieht ostwärts weiter nach dem Inneren Rußlands. Diese Zugstraße ist vorzugsweise in der kälteren Jahreszeit bemerkbar, und die auf ihr fortschreitenden Depressionen pflegen unser Wetter viel mehr zu beeinflussen, als die Minima der Zugstraße I. Stärkere, mitunter stürmische Luftbewegung, größere Bewölkung und größere Regenwahrscheinlichkeit zeichnen Zugstraße II aus.

Zugstraße III gehört gleichfalls und noch mehr als Zugstraße II der kälteren Jahreszeit an. Sie verläuft von den Shetlandinseln südost-

wärts nach dem Skagerrak und Südschweden, um dann entweder nach Osten umzubiegen oder südostwärts nach dem inneren oder südlichen Rußland fortzuschreiten. Die hier wandernden Depressionen bringen starke Bewölkung, außerordentlich große Regenhäufigkeit, ferner Abkühlung und böiges Wetter im Westen, Erwärmung und starke Luftbewegung im Osten.

Zugstraße IV. Diese im Sommer und auch im Herbst häufig besuchte Zugstraße beginnt im Südwesten der Britischen Inseln und führt ostnordostwärts entweder über das Skagerrak oder über die Helgoländer Bucht nach Finland und dem Weißen Meere. Die Depressionen dieser Straße bringen unseren Gegenden raschen Witterungswechsel, zuerst starke Erwärmung, nachher vielfach ebenso starke Abkühlung, starke Bewölkung, große Regenwahrscheinlichkeit und in der wärmeren Jahreszeit häufige und umfangreiche Gewitterscheinungen. Einige unserer schwersten Stürme bewegten sich auf dieser Zugstraße.

Zugstraße V führt ungefähr parallel mit Zugstraße III von den Britischen Inseln südostwärts durch Frankreich nach dem Mittelmeer und teilt sich hier, die aus Westen kommenden Minima aufnehmend, hauptsächlich in drei Arme. Von diesen geht einer südostwärts nach Griechenland, ein zweiter ostwärts nach dem Nordufer des Schwarzen Meeres, und der dritte, für uns wichtigste, nordostwärts zum Finnischen Meerbusen. Die südostwärts durch Frankreich wandernden Depressionen bringen für Deutschland südöstliche und östliche Winde, im Winter kaltes Wetter, im Frühjahr nicht selten Nachtfröste; die zum Finnischen Busen ziehenden Minima erzeugen in Deutschland nördliche Winde, im Osten starke Niederschläge und zuweilen Überschwemmung, sowie im Winter mitunter Schneestürme, und im Westen im Winter trockenes Frostwetter, im Frühjahr Nachtfröste. Der erste Teil dieser Zugstraße (Va) ist in der kälteren Jahreszeit am häufigsten besucht und fehlt im Sommer fast vollständig, der andere Teil (Vb) zeigt im Frühjahr die größte Häufigkeit.

Die folgende Tabelle enthält Angaben über die Häufigkeit der Minima auf den einzelnen Zugstraßen in den Jahren 1876 bis 1889 nach van Bebber (338) und läßt die jahreszeitliche Verschiedenheit der Zugstraßen erkennen:

Zugstraße	I	II	III	IV	Va	Vb	Summe
Winter	46	32	23	10	15	12	138
Frühjahr	29	11	16	11	11	21	99
Sommer	37	12	3	34	1	14	101
Herbst	50	19	14	23	11	25	142
Oktober bis März . .	86	52	46	34	28	37	283
April bis September .	76	22	10	44	10	35	197
Jahr	162	74	56	78	38	72	480

Eine viel besuchte Zugstraße findet sich, wie Shaw (339) angibt, auf der südlichen Erdhälfte in etwa 72° Breite zugleich mit einer Zone niedrigen Luftdruckes.

In der Praxis sucht man die Frage, welchen Weg eine heranziehende Depression nehmen wird, auf Grund dieser Angaben sowie besonders nach den auf S. 162 gegebenen Regeln zu beantworten, also unter Beachtung der Verteilung von Druck und Temperatur. In der wärmeren Jahreszeit liegt die größere Wärme im Binnenlande, darum sind alsdann die Zugstraßen II, III und Va wenig besucht, auf deren linker Seite ausgedehnte Kontinentalflächen liegen. Dagegen zeigt die Zugstraße IV im Sommer und Herbst ihre größte Häufigkeit, denn sie hat auf der rechten Seite das nordeuropäische Binnenland.

Haben sich Druck- und Temperaturverteilung einmal günstig für eine bestimmte Zugstraße gestaltet, so pflegen die Depressionen auf dieser hintereinander fortzuschreiten, bis die Wetterlage sich geändert hat und eine andere Depressionsbahn bevorzugt. In vielen Fällen ist die Reihe der aufeinander folgenden Tiefs als Teil einer größeren Gesamterscheinung aufzufassen, wenn nämlich eine große Zyklone nahezu unbewegt verharret und an ihrem Rande viele kleinere Teilminima oder Randtiefs sich bilden, die alsdann an den Isobaren des Haupttiefs entlang gleiten. Solche Übereinanderlagerung von Zyklonen hat Wundt (340) untersucht und vergleicht die Erscheinung mit den Stauungen, welche beim Hinwegströmen von Wasser über Hindernisse entstehen und zur Ausbildung von Wellenbewegungen führen. Wie ein Blatt, das in einen Bach eintaucht, eine Strecke mitgerissen wird und dann zurückschnellt, um seine Wanderung aufs Neue zu beginnen, und wie bei Platzregen ein plötzlicher Windstoß in den herabfallenden Regenstrahlen regelmäßige Verdichtungen und Verdünnungen hervorrufft, die sich rasch in der Windrichtung weiterbewegen, so geht die Windströmung, deren gleichmäßigem Fließen sich ein Widerstand entgegenstellt, in einzelnen Stößen über das Hindernis hinweg. Ein solcher Widerstand kann durch ungleiche Erwärmung des Bodens entstehen, indem gesonderte Luftströme sich bilden, die der allgemeinen Windbewegung hinderlich sind; oder es kann durch unregelmäßige Bodenform, durch Gebirge, Wald und beim Übergang zwischen Wasser und Land eine Reibung erzeugt werden, welche gleichfalls den Luftstrom aufhält. Geschieht dergleichen in einem Luftwirbel, so entsteht eine entsprechende Störung des regelmäßigen Fließens; namentlich sind solche Hindernisse von großer Wirksamkeit, welche auf einem Radius in den Wirbel hineinragen und dahin führen, daß eine Reihe radial verlaufender Böenlinien das Haupttief umkreisen, in den Isobaren Ausbiegungen verursachend, welche als Randtiefs ihre gesonderten Erscheinungsgruppen mit sich führen.

Einige Beispiele der durch barometrische Minima regierten Witterung sind in unseren Abbildungen enthalten. So gibt Taf. XIX die von der Seewarte verbreitete Wetterkarte vom 14. Juni 1899 wieder und zeigt ein

tiefes Minimum über Westrußland mit trübem, nassem und windigem Wetter und, der warmen Jahreszeit entsprechend, Abkühlung. In Taf. XX sehen wir ein am 29. Dezember 1899 über Westeuropa liegendes winterliches Minimum, welches Erwärmung brachte. Bemerkenswert ist hier auch die winterliche Wärme über der Ostsee. Taf. XXI zeigt die am 19. Juni 1899 bemerkbaren „Gewittersäcke“ südlich von Irland und über Nordwestfrankreich, dazwischen ein Temperaturmaximum, davor (östlich) viele Gewitter. Und Taf. XXII enthält die am 30. Juli 1897 über Südosteuropa liegende flache und ausgedehnte Depression, welche ergiebige und weitverbreitete Regengüsse samt nachfolgender Überschwemmung mit sich brachte.

Wenn zum Überschauen der Wetterlage und ihrer bevorstehenden Änderungen die eben geschilderten Eigenschaften der Minima von Wichtigkeit sind, so hat man es andererseits auch nicht unterlassen, ähnliche Studien an das Erscheinen und Fortschreiten der barometrischen Maxima zu knüpfen. Sie haben zwar wegen der geringen Windstärke weniger Mannigfaltigkeit und Veränderlichkeit, als die Depressionen, sind aber doch für viele Witterungslagen derartig maßgebend, daß man auch sie oftmals der Prognose zugrunde legen kann. Brounow (341), der die europäischen Maxima der vier Jahre 1876 bis 1879 untersuchte, unterscheidet konstante Maxima, die während des ganzen Jahres mit geringen Schwankungen an einer Stelle verbleiben, halbjährige Maxima, die in der gemäßigten Zone zur warmen Jahreszeit über dem Meere, zur kalten Jahreszeit über dem Lande entstehen und keine bestimmte Ortsveränderung zeigen, sowie endlich temporäre Maxima, die, kleiner als die vorigen, in der gemäßigten und kalten Zone bei fortschreitender Bewegung schnell entstehen und verschwinden. Von dieser letzteren Art wurden aus der genannten Zeit 132 Maxima mit ihren Bahnen studiert; die häufigste Richtung des Fortschreitens war im Winter und Frühling gegen Ostsudost, im Sommer gegen Ostnordost, im Herbst gegen Ost, überhaupt im ganzen Jahre gegen Ostsudost gerichtet. Für die Minima hatte derselbe Forscher die Hauptzugrichtung gegen Ostnordost gefunden. Die mittlere Tagesgeschwindigkeit der Maxima wurde a) als wirkliche Geschwindigkeit auf den krummen Bahnen der Zentra, und b) als geradliniger Betrag der von einem Morgen zum anderen erfolgten Ortsveränderung untersucht. Man fand:

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
a)	610,5	654,9	621,6	654,9	643,8
b)	588,3	632,7	610,5	632,7	621,6

Kilometer für den Tag. Dem zu b) angegebenen Jahresmittel von 621,6 km (7,2 m in der Sekunde) entspricht für die Minima etwa der nämlichen Jahre die Tagesgeschwindigkeit von 666 km (7,7 m in der Sekunde).

Einzelne, besonders häufige und charakteristische Lagen barometrischer Minima oder Maxima hat man als Wettertypen bezeichnet und

genauer beschrieben. So sind von Hoffmeyer (342) Wintertypen für den Nordatlantischen Ozean hergeleitet worden, indem er aus vieljährigen Durchschnittswerten die mittleren Isobaren des Monats Januar zeichnete und darin drei Minima fand; deren bedeutendstes lag südwestlich von Island und je ein sekundäres auf der Ostseite gegen das Eismeer und auf der Westseite gegen die Davisstraße hin. Jedes derselben kann dazu kommen, „die Hauptrolle zu spielen“, d. h. auf das Wetter von Europa einen maßgebenden Einfluß zu üben.

Als recht bedeutungsvoll nennt Woeikoff (343) das sommerliche Minimum, welches den Süden Asiens und einen großen Teil Nordafrikas einnimmt.

Ferner hat Teisserenc de Bort (344) ähnliche Studien veröffentlicht, welche besonders an die von ihm als „Aktionszentra“ bezeichneten Stellen anknüpfen. Dies sind solche Gegenden, deren physikalische Beschaffenheit oder Bodenform die gleichmäßige Verteilung von Druck und Temperatur stören und das Auftreten großer barometrischer Maxima oder Minima, der „Aktionszentra der Atmosphäre“, herbeiführen. Solche Zentra, deren Verlagerungen den größten Einfluß auf das Wetter ausüben, sind in der kalten Jahreszeit:

1. Ein Maximum zwischen Azoren, Madera und Spanien, welches sich nach Osten (Südwestwinde und milder Winter), nach Nordosten bis Frankreich oder Mitteleuropa (ruhiges, heiteres und kaltes Wetter daselbst), nordwärts nach dem Biscayischen Golf (Nordwestwinde und naßkaltes Wetter für Frankreich und das westliche Mitteleuropa) oder noch weiter nördlich über die Britischen Inseln hinaus (Schnee im westlichen Mitteleuropa) verschieben kann.

2. Das sibirische Maximum, welches über Mittelasien seine größte Beständigkeit hat und sich in einen östlichen und einen westlichen, bis Skandinavien reichenden Teil (kontinentale Winde und kalter Winter) oder derartig zerlegen kann, daß der westliche Teil bis nach Mitteleuropa gelangt und dort mit dem Maximum von Madera sich vereinigt („Strahlungswinter“, kalt und klar). Drittens kann das Maximum auch südwärts sich verlagern und tritt dann an Intensität zurück.

3. Das ozeanische Minimum, auf welches auch Hoffmeyer (342) schon hingewiesen hat, und das sich bei Island zu befinden pflegt. Folgende Besonderheiten seiner Lage kommen in Betracht. Ein Minimum liegt über dem Eismeer und Finnmarken, ein zweites an der grönländischen Küste (in Nordeuropa warmer Winter, in Mitteleuropa Witterung je nach Lage des Maximums); oder das Minimum liegt südlicher, über der Nordsee und Skandinavien, während zugleich das Maximum der Roßbreiten (S. 103) nach Norden verschoben sein kann (naßkaltes Wetter in Mitteleuropa als Wirkung der von Nordwesten ziehenden Teildepressionen); oder das Minimum befindet sich über den Britischen Inseln und zugleich meist hoher Druck über Nordrußland (milde, zuweilen unruhige Witterung in Westeuropa); oder es liegen Minima an der französischen

Westküste und über dem Mittelländischen Meere, zugleich ein Maximum über Nordwesteuropa (Abkühlung durch Kontinentalwinde); oder endlich ein übrigens seltener vorkommendes Minimum liegt südlich von den Azoren (anhaltende Kälte und Trockenheit im westlichen Mitteleuropa).

Hiernach hat Teisserenc de Bort (344) folgende Wintertypen hergeleitet:

Typus A. Kalt und trocken. Von dem in zwei Teile zerspaltenen sibirischen Maximum liegt das westliche Stück über Westsibirien, Nordrußland und Finland.

Typus B. Strahlungswinter, klar und kalt. Das Maximum von Madera liegt in Frankreich und Deutschland.

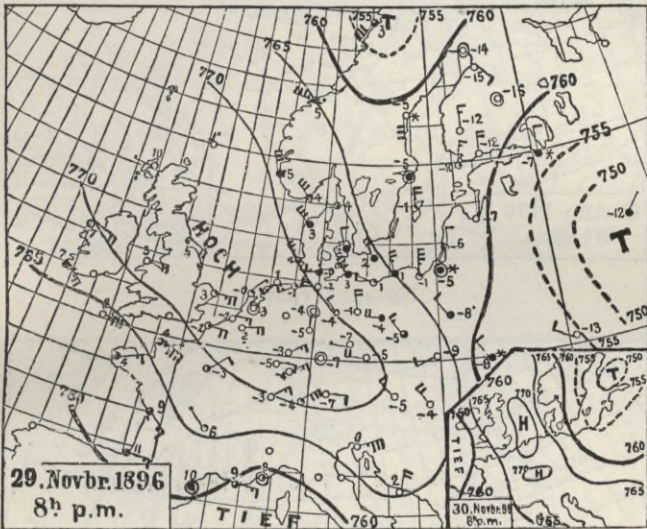


Fig. 48. Typus I.

Typus C. Feuchtkalt, häufig Schneefälle. Das ozeanische Minimum ist nach Norden verschoben, relativ niedriger Druck liegt über Zentraleuropa und Mittelmeer.

Typus D. Milder Winter. Das Maximum von Madera liegt über Spanien und einem Teil des Mittelmeeres, niedriger Druck über Nordeuropa.

Typus E. Gleichfalls milder Winter. Das ozeanische Minimum liegt über den Britischen Inseln, zuweilen auch Frankreich, das sibirische Maximum reicht bis nach Nordrußland.

Während die vorstehenden Typen sich auf die kalte Jahreszeit beschränken, hat man seither auch Wettertypen für das ganze Jahr aufgestellt, ausgehend von der Erwägung, daß gewisse ähnliche und durch Lage der barometrischen Maxima und Minima definierbare Wetter-

lagen häufig wiederkehren, daß sie dabei eine gewisse Erhaltungstendenz sowie eine jährliche Periode zeigen und daß aus ähnlichen Wetter-

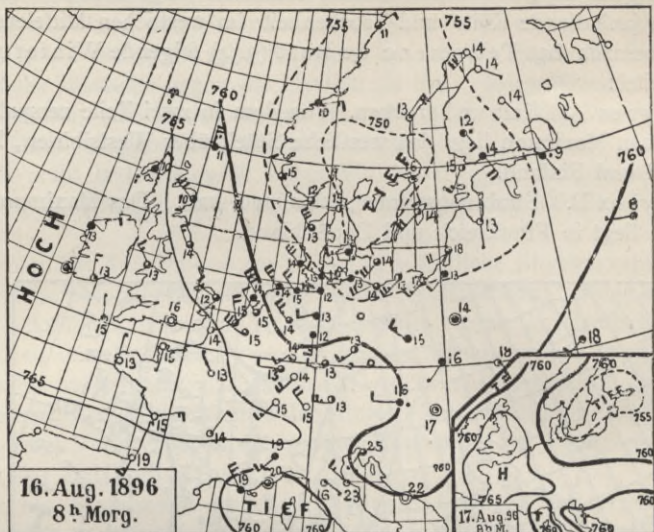


Fig. 49. Typus I.

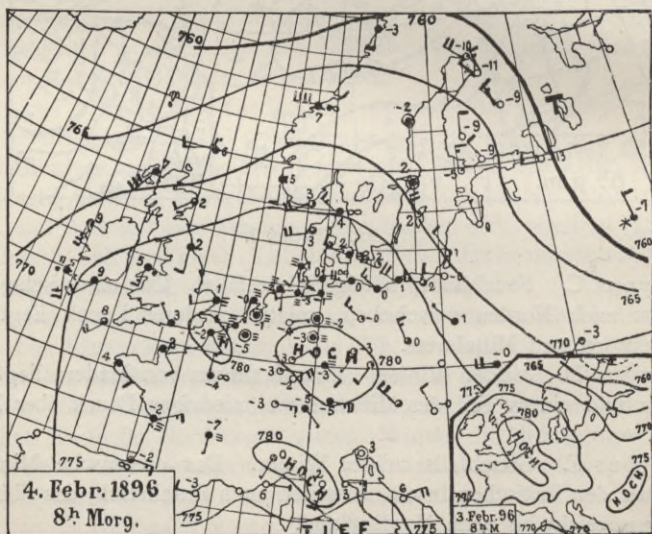


Fig. 50. Typus II.

lagen sich auch ähnliche Witterungserscheinungen entwickeln. Durch van Beber und Köppen (345) wurden 20 Wettertypen, die sich durch

die Lage des höheren Druckes voneinander unterscheiden, definiert. Bald darauf stellte van Bebber (346) fünf Hauptwetterlagen für Europa

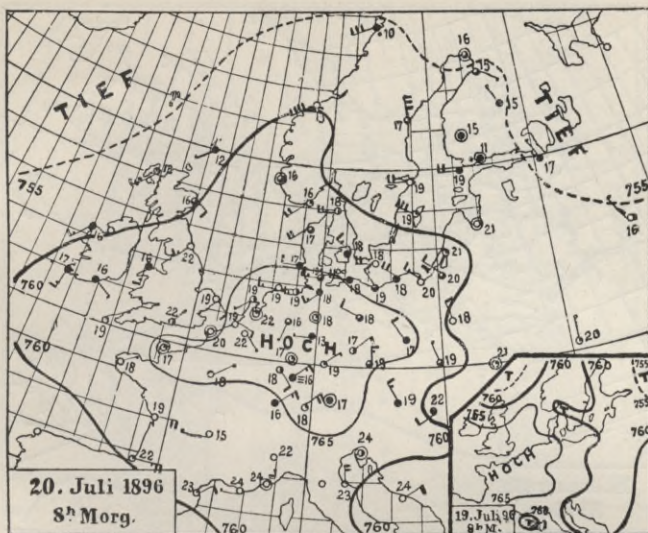


Fig. 51. Typus II.

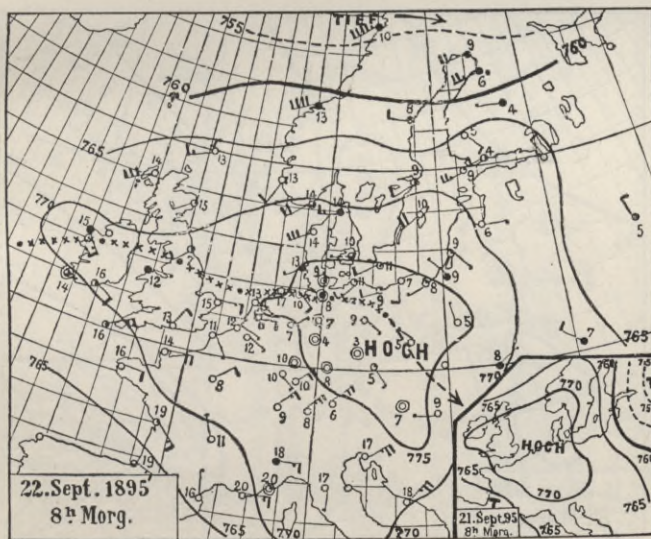


Fig. 52. Typus II.

auf, die maßgebend für die Witterung Deutschlands und seiner Umgebung sind und sich dem Gedächtnis leicht einprägen. Es sind die folgenden:

Typus I. Hochdruckgebiet über West- und Nordwesteuropa, etwa über den Britischen Inseln und deren Nachbarschaft, Depressionen

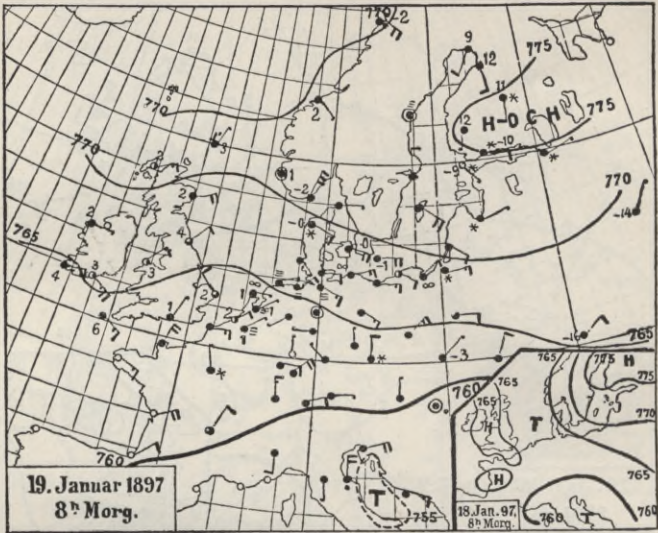


Fig. 53. Typus III.

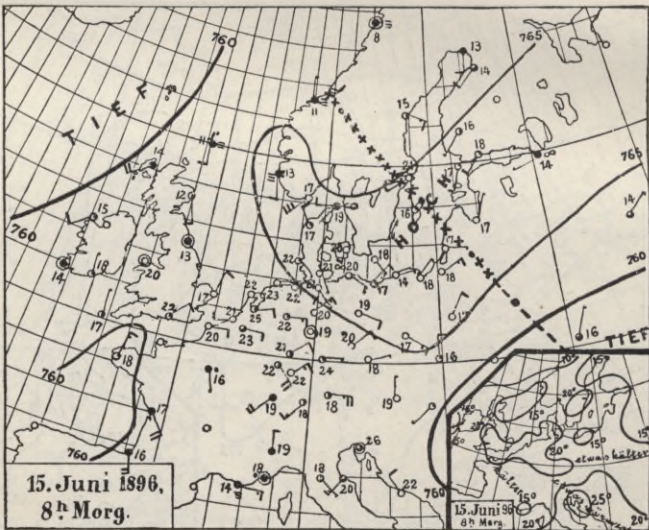


Fig. 54. Typus III.

über östlicheren Gegenden. In unseren Gegenden wehen böige, feuchte, kalte Winde aus nördlichen Richtungen, namentlich aus Nordwest. Der

Typus kommt hauptsächlich in der wärmeren Jahreszeit vor, dauert ziemlich lange und bewirkt (in Verbindung mit Typus V), daß unsere

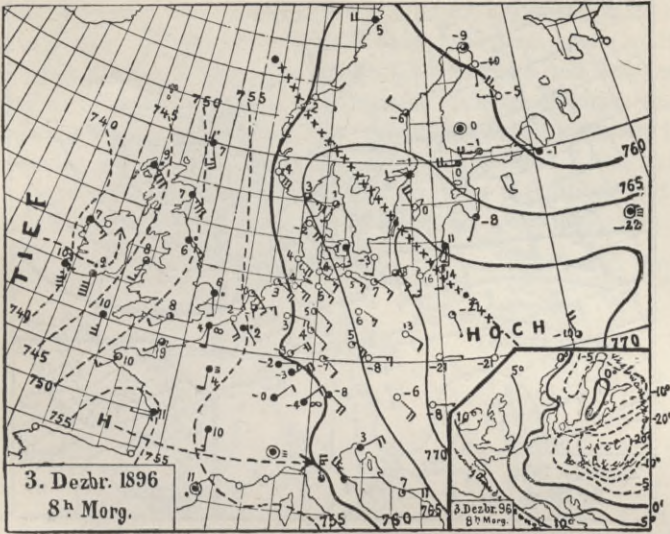


Fig. 55. Typus IV.

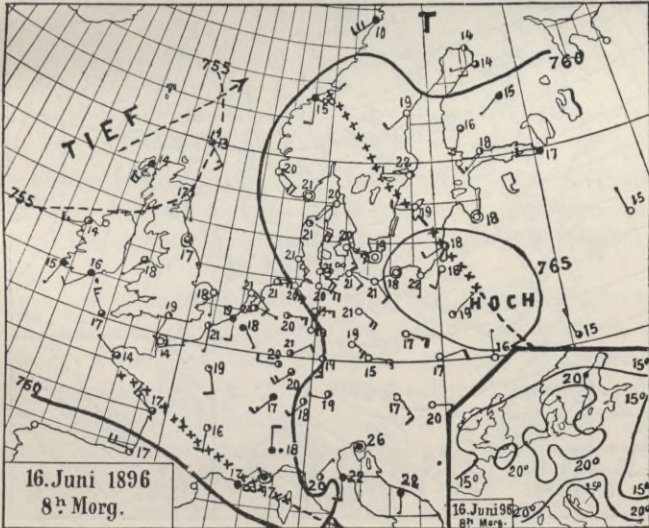


Fig. 56. Typus IV.

Sommer häufig so kühl sind und so oft verregnen. Er bringt häufig rasche und starke Temperaturwechsel, im Winter zusammenhängende,

ausgebreitete Schneedecke mit folgender strenger Kälte, im nordwestlichen Deutschland nicht selten Überschwemmung, sowie ebenda Winter-

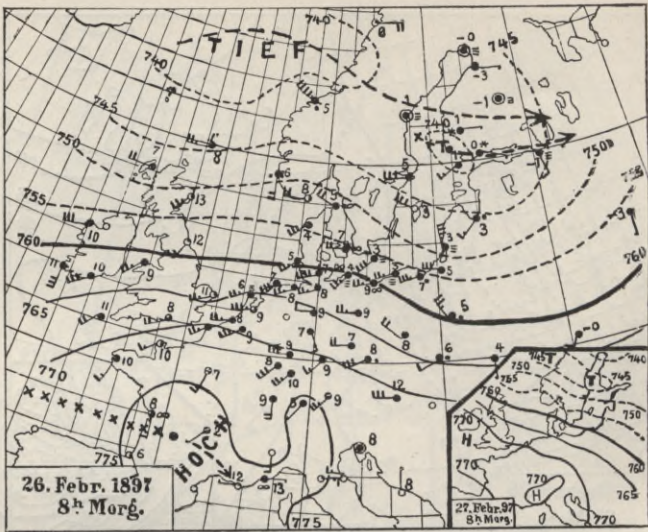


Fig. 57. Typus V.

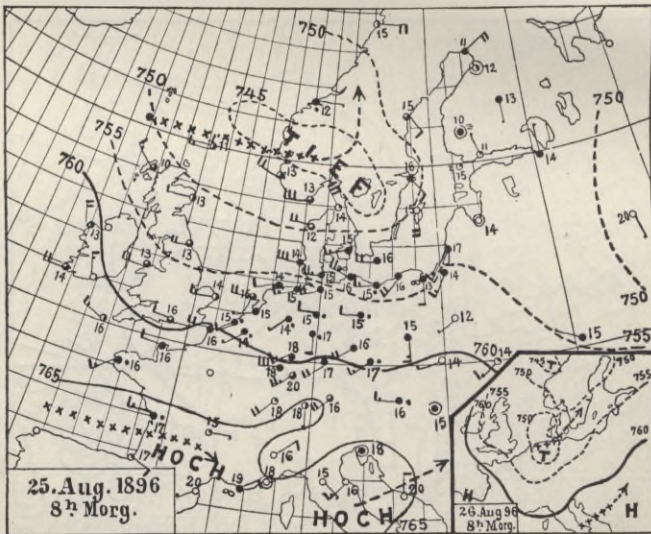


Fig. 58. Typus V.

gewitter. Ihm folgt vorzugsweise im Winter und Frühling Typus V, im Sommer meist Typus II, selten V.

Typus II. Hochdruckgebiet über Mitteleuropa, speziell über Deutschland, Depressionen erst in größerer Entfernung (Strahlungstypus). Dieser Typus ist namentlich in den Sommermonaten und im Frühherbst (Altweiber-Sommer) häufig, seltener im Winter und zeichnet sich aus durch schwachen und veränderlichen Wind, vielfach heitere oder (im Herbst und Winter) neblige Witterung, geringe Niederschläge und Temperaturverhältnisse, die der Strahlung entsprechen, d. h. im Sommer bis zum September sonnige und warme Tage mit Trockenheit, zuweilen bis zu Dürperioden gesteigert, im Winter und Herbst Nebel und Kälte, im Spätfrühjahr und Frühherbst bei klaren Nächten öfters Nachtfrost und Reif, namentlich wenn Typus I in Typus II übergeht. Gewitter, und zwar

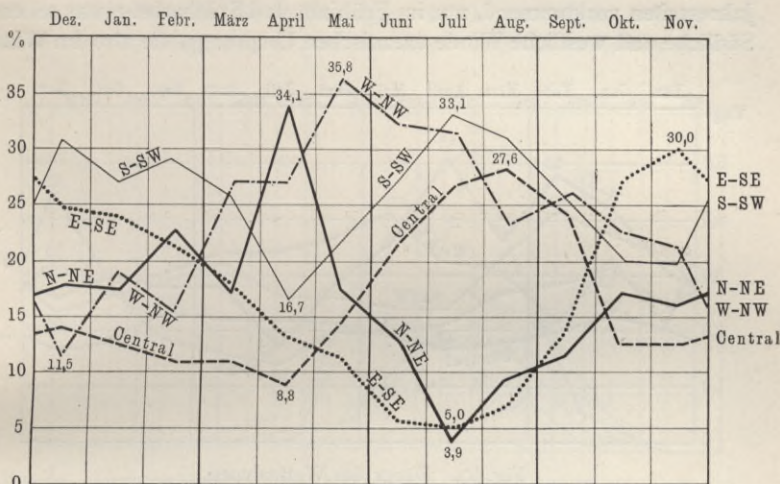


Fig. 59. Häufigkeit der Wettertypen.

Wärmegewitter, sind nur im Sommer häufige Begleiter dieses Typus. Er entwickelt sich gewöhnlich aus Typus I und macht nachher einer Depression Platz oder wird im Sommer von Typus V, im Winter von IV abgelöst.

Typus III. Hochdruckgebiet über Nord- oder Nordosteuropa, Depressionen südlich davon, namentlich über dem Mittelmeere oder der Biscayasee. Es wiegen östliche und nordöstliche Winde vor, meist Landwinde und daher trocken, im Winter kalt, im Sommer meist warm. Dieser Typus gehört hauptsächlich der kälteren Jahreszeit an und pflegt (zusammen mit Typus II) unsere strengen Winter zu erzeugen; er bringt im Winter meist trübes Wetter, aber geringe Niederschläge, im Sommer und Frühling vorwiegend heiteres Wetter, im Juli und August häufig, sonst selten Gewitter. Dieser Typus entwickelt sich vorzugsweise aus Typus I, bildet aber zuweilen auch die Rückseite einer ostwärts ziehenden Depression. Meist folgt ihm Typus IV, nur im Sommer V, häufig auch eine Depression.

Typus IV. Hochdruckgebiet über Osteuropa, Depression über Westeuropa. Ein vorwiegend dem Winter und Herbst angehöriger Typus mit südöstlichen und südlichen, im allgemeinen trockenen Landwinden. Das Wetter ist im Winter kalt, namentlich im Januar und Februar, in den übrigen Monaten warm. Die Gewitterhäufigkeit ist größer als bei allen anderen Typen, und besonders erheblich im Juli. Der Typus entsteht gewöhnlich aus Typus II oder III, namentlich in der kälteren Jahreszeit; ihm folgt meistens V, und im April I, häufig auch eine Depression.

Typus V. Hochdruckgebiet über Südeuropa, Depressionen über nördlicheren Gegenden. Dies ist der häufigste aller Wettertypen, in allen Jahreszeiten vorkommend, nur im Frühjahr und Spätherbst etwas seltener. Südliche und westliche Winde ozeanischen Ursprungs, die also im Winter

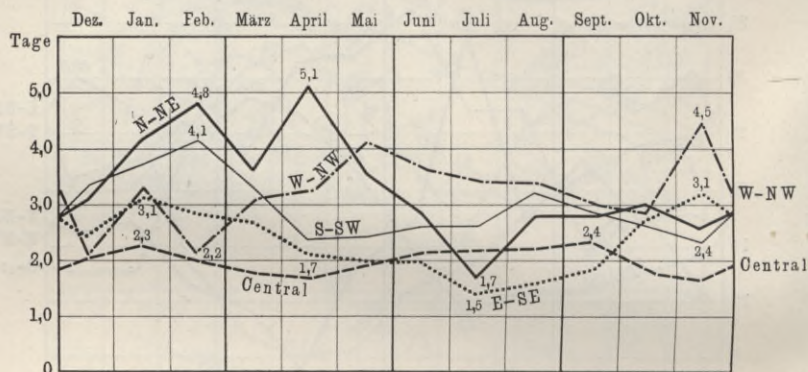


Fig. 60. Dauer der Wettertypen.

warm und im Sommer kühl sind, mildern die Winterkälte wie die Sommerhitze. Im eigentlichen Sommer ist dieser Typus besonders häufig und bringt dann windiges, naßkühles Wetter. Unter seiner Herrschaft kommen in unserer Gegend die meisten Stürme vor, und namentlich wenn das barometrische Maximum über Frankreich liegt, ist unruhige Witterung am wahrscheinlichsten. Ihm geht meist Typus IV voraus oder (im Sommer) II. Gefolgt wird er am häufigsten von Typus I und II, welch letzterer nach ihm namentlich im Spätfrühling und Sommer bis September erscheint.

Zur weiteren Erläuterung dieser Typen sind in Fig. 48 bis 58 einzelne Wetterlagen nach van Bebbler (346) dargestellt, welche jeden der fünf eben geschilderten Hauptwettertypen durch Beispiele aus der kalten und aus der warmen Jahreszeit mit Hinzufügung je eines benachbarten Tages oder der Isothermen (auf den Nebenkärtchen in der rechten unteren Ecke) anschaulich machen. Die Temperaturen sind durch Zahlen angegeben, die Zugrichtungen der Maxima und Minima durch gekreuzte oder gestrichelte Linien und Pfeile.

Ferner ist gleichfalls nach van Bebbler (346) und auf Grund der fünfundsingzigjährigen Aufzeichnungen von 1876 bis 1900 durch Fig. 59 die Häufigkeit der einzelnen Wettertypen, bezogen auf je 100 Tage, angegeben, und durch Fig. 60 ihre durchschnittliche Dauer in Tagen. Fig. 61 stellt die Gewitterhäufigkeit in Deutschland dar, nämlich die Zahl der Tage, an welchen auf dem ganzen Gebiete in größerer Zahl Gewitter stattfanden, bezogen auf je 100 Tage des einzelnen Typus.

Ein Vorschlag zur weiteren Ausgestaltung der Wetterkarten ist bereits früher von P. Brounow gemacht und neuerdings von Ekholm (347) wieder aufgenommen worden. Derselbe geht dahin, nicht nur den Zustand der Atmosphäre für einzelne Zeitpunkte durch Karten darzustellen, sondern auch die Änderungen, welche von einem solchen Zeitpunkt bis zum folgenden eingetreten sind. Dazu ist es freilich erforder-

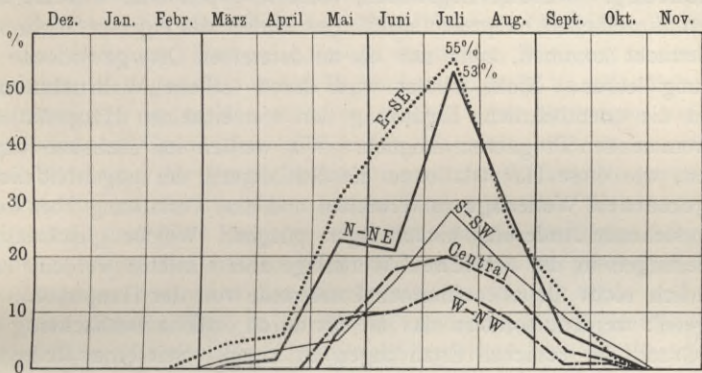


Fig. 61. Gewitterhäufigkeit in Deutschland, bezogen auf je 100 Tage des einzelnen Typus.

lich, daß die Zeitpunkte der mittels Karten angestellten Beobachtungen nicht durch je 24 Stunden getrennt sind; sondern nur je 12 oder besser nur je 6 Stunden sollten zwischen den Terminen liegen, für welche die Karten als Augenblicksbilder gezeichnet werden. Wenn dann in besonderen Karten die Linien gleicher Änderung, z. B. des Luftdruckes, gezogen sind, umschließen sie Steigungsgebiete und Fallgebiete, deren Anordnung und Bewegung als nützliche Kennzeichen der atmosphärischen Vorgänge dienen können.

So umfangreich sich auch die vorstehende Darlegung der Regeln, Zugstraßen und Typen gestaltete, gehört doch zu ihrer Vervollständigung und Ausnutzung noch etwas: die örtlichen Wetterregeln. Überall begegnet man denselben in der Bevölkerung, und namentlich die im Freien betriebenen und vom Wetter abhängigen Berufsarten sind reich an Erfahrungssätzen dieser Art. Solche Regeln vornehm als Aberglauben zu bezeichnen, wäre ebenso verkehrt wie ihre kritiklose Anwendung. Sie knüpfen an Himmelsfärbung, Wolkenformen, Verhalten der Tiere,

Funkeln der Sterne, Summen der Telegraphendrähte an, ferner an Eintreffen und Verschwinden der Zugvögel, Entwicklung der Pflanzen usw. Oftmals mag in diesen Meinungen die Erfahrung vieler Generationen ausgesprochen sein, nicht selten freilich auch eine mißverständene Erfahrung, und wer eine derartige Überlieferung ernsthaft ausnutzen will, muß sie vorher an der eigenen Erfahrung prüfen. Dabei dürfte es zur Vermeidung von Selbsttäuschung notwendig sein, das Eintreffen oder Ausbleiben eines vermuteten Zusammenhanges jedesmal schriftlich zu notieren und erst nach ausreichend langer Zeit die gewonnenen Aufzeichnungen zu prüfen. Auf solche Art kann das Ergebnis frei von vorgefaßten Meinungen erkannt werden.

Und noch viel wichtiger als die hergebrachten Regeln ist für denjenigen, welcher das Wetter voraussehen will, die eigene, örtliche Beobachtung. Welche Zugstraßen, welche Typen oder welche sonstigen Einzelheiten hauptsächlich für das Wetter des eigenen Wohnortes in Betracht kommen, kann nur die an demselben Orte gewonnene Erfahrung lehren. Nicht minder wird durch örtliche Wahrnehmungen allein die unentbehrliche Ergänzung der von einzelnen Hauptstationen herkommenden Prognosen möglich. Wir werden im nächsten Kapitel sehen, wie diese Hauptstationen die Schilderung der augenblicklichen allgemeinen Wetterlage zu verbreiten und eine Vermutung über deren bevorstehende Änderung hinzuzufügen pflegen. Welche gleichzeitigen Änderungen in der örtlichen Wetterlage aber eintreten werden, kann natürlich nicht für alle einzelnen Landesteile von der Hauptstation aus mitgeteilt werden, sondern das ist nur durch örtliche Beobachtung und auf Grund der örtlichen Erfahrungen zu sagen. Seit einer Reihe von Jahren pflegt die Kritik der aufgestellten Prognosen zu dem Ergebnis zu führen, daß etwa vier Fünftel der Voraussagungen eintreffen. Trotz der zweifellosen und großen Fortschritte, welche die wissenschaftliche Erkenntnis der Witterungserscheinungen zu verzeichnen hat, ist an den meisten Wetterdienststellen diese Zahl von 80 Trefferprozenten nicht merklich gestiegen, sondern es scheint damit die Grenze der Leistungsfähigkeit für die bisherige Art der Wettervoraussagung erreicht zu sein. Eine weitere Förderung darf aber vielleicht von der Zukunft erwartet werden, sofern es gelingt, die Empfänger der Prognosen an eigenes Nachdenken über dieselben und an deren Ergänzung auf Grund der örtlichen Beobachtungen und Erfahrungen zu gewöhnen.

Witterungsdienst.

Unter diesem Namen faßt man diejenigen Einrichtungen und Leistungen zusammen, welche das Voraussagen des Wetters ermöglichen sollen. Bisher ist es erst gelungen, mit einem durchschnittlichen Erfolg

von wenig über 80 Proz. Treffern (d. h. Eintreffen von vier Fünfteln) die Witterung des nächsten Tages zu vermuten. Für die Voraussagung auf mehrere Tage sind zwar höchst beachtenswerte Bestrebungen und Studien in Gang gebracht, doch bisher noch nicht mit demjenigen Erfolg, welcher eine allgemeine Einführung solcher Methoden rechtfertigen könnte. Um nun das für morgen bevorstehende Wetter zu beurteilen, muß man das heutige Wetter kennen und aus diesem unter Benutzung der in den bisherigen Kapiteln dieses Werkes angegebenen Regeln und Gesetze die Prognose herleiten. Wie man die Beobachtungen vieler Stationen in der Wetterkarte zu einem übersichtlichen Gesamtbilde vereinigt, wurde in der Einleitung dargelegt. Der Umstand, daß nur für den nächsten Tag eine Voraussagung ausführbar ist, zwingt zu möglichster Beschleunigung des ganzen Verfahrens, damit die Prognose noch früh genug verbreitet werden kann, um den Beteiligten Nutzen zu bringen.

Demnach hat der Witterungsdienst folgende Aufgaben zu lösen. An den einzelnen, über ganz Europa zerstreuten Stationen werden Beobachtungen angestellt, deren Ergebnisse sogleich an alle diejenigen Hauptstationen zu melden sind, in welchen man Prognosen aufstellt. Hier wird auf Grund des einlaufenden Materials, und zwar meistens unter Benutzung der Morgenbeobachtungen, die Wetterkarte gezeichnet, die Einzelheiten des für den nächsten Tag vermuteten Wetters werden hergeleitet, und diese Prognose muß dann an die Beteiligten mitgeteilt werden. Alles dies hat so zeitig und so rasch zu geschehen, daß die Prognose spätestens am Nachmittag verbreitet wird und den für den nächsten Tag zu treffenden Anordnungen zugrunde gelegt werden kann. Es erscheint darum leicht begreiflich, daß die Einrichtung eines solchen Witterungsdienstes erst möglich wurde, als man die Mitteilung der Beobachtungsergebnisse auf telegraphischem Wege bewirken konnte. Den ersten Anstoß dazu gab während des Krimkrieges ein schweres Unwetter, welches am 14. November 1854 auf und an dem Schwarzen Meere tobte und der englischen und französischen Flotte sowie dem am Lande lagernden Heere großen Schaden zufügte. Dieser vielgenannte „Sturm von Balaklava“ war von Westen herangezogen und an vielen anderen Orten Europas wahrgenommen, ehe er den Kriegsschauplatz erreichte. Eine telegraphische Warnung hätte dem Unwetter vorauslaufen und namentlich die Schiffe zum Aufsuchen sicherer Ankerplätze veranlassen, also viel Unheil verhüten können. Solche Erwägungen führten dahin, daß zuerst in Frankreich und dann allmählich auch in anderen Ländern mit der Einrichtung eines Witterungsdienstes begonnen wurde. Man verbreitete zunächst nur täglich eine „Übersicht“, d. h. die telegraphisch von den Stationen des Landes an eine Zentralstelle gemeldeten Beobachtungsergebnisse, und fügte später noch eine Vermutung über das kommende Wetter hinzu.

In Deutschland hatte G. Neumayer (348) auf einer Versammlung deutscher Geographen zu Frankfurt a. M. im Juli 1865 die Gründung

einer Anstalt empfohlen, welche die Ausnutzung wissenschaftlicher Arbeit für die seemännische Praxis zur Aufgabe haben sollte. Am 1. Januar 1868 wurde durch W. v. Freedon mit Staatsunterstützung in Hamburg die Norddeutsche Seewarte ins Leben gerufen; von den geplanten zwei Abteilungen, für Seefahrt und für Meteorologie, wurde aus Mangel an Geldmitteln nur die erste eingerichtet; ihre Arbeit bestand in Förderung der maritimen Meteorologie durch Bearbeitung der von zahlreichen Schiffsführern eingelieferten Beobachtungsbücher, Ausgabe von Segelanweisungen, Diskussion verschiedener Seewege über den Nordatlantischen Ozean, überhaupt Sicherung und Kürzung der Seewege. Am 2. bis 6. September 1873 tagte in Wien der Meteorologenkongreß und erklärte es für wünschenswert, daß Zentralstellen für die Pflege der maritimen Meteorologie in allen Staaten eingerichtet würden, in welchen die Interessen es erheischten und solche Anstalten noch nicht beständen. Alsdann begann die als Reichsanstalt begründete Deutsche Seewarte zu Hamburg am 1. Januar 1875 ihre Tätigkeit unter Leitung von G. Neumayer, der mehr als ein Vierteljahrhundert an der Spitze des Instituts segensreich gewirkt hat. Von den jetzt fünf Abteilungen der Seewarte (maritime Meteorologie; Instrumente, namentlich Sextanten und Kompass; Witterungskunde und Sturmwarnung; Chronometerprüfung; Bearbeitung von Küstenbeschreibungen) interessiert uns hier namentlich die dritte, welcher der Prognosendienst obliegt. Schon vor Gründung der Seewarte hatte ein telegraphischer Witterungsdienst in Berlin bestanden, indem täglich aus 20 deutschen und einigen französischen, norwegischen, schwedischen, niederländischen, belgischen, russischen und türkischen Stationen Beobachtungsergebnisse einliefen und zum Teil nach Paris, Brüssel, Pera, Christiania, Kopenhagen, Petersburg, Stockholm ausgingen, außerdem auch den wichtigsten Häfen, sowie den Zeitungen und sonstigen Abonnenten mitgeteilt wurden. Dieser wettertelegraphische Verkehr wurde am 1. Januar 1876 vom Berliner Haupttelegraphenamt auf die Seewarte übertragen, zugleich aber namentlich der Inlandsverkehr neu organisiert durch Einrichtung neuer Stationen und Annahme der im Auslande bereits eingeführten Skalen, Zeiten und Depeschenformen. Luftdruck und Temperatur, die bisher von den deutschen Stationen in Pariser Linien und Réaumurgraden angegeben waren, wurden nun ebenso wie im Auslande durch Millimeter- und Celsiusgrade ausgedrückt. Die Beobachtungen, welche der telegraphischen Berichterstattung zugrunde lagen, fanden um 8 Uhr morgens (Ortszeit) statt, ergänzt durch einige am Nachmittag (anfangs 4 Uhr, seit 1. Januar 1877 2 Uhr) und am Abend ausgeführten Ablesungen. Und für den Inhalt der Depeschen wurde die am 14. September 1874 in Utrecht vereinbarte Chiffreschrift, welche bei den ausländischen Depeschen vorher schon meistens benutzt war, eingeführt. Diese Schrift ermöglicht es, unabhängig von der Sprache der Beteiligten durch 10 Ziffern den gesamten Inhalt einer einmaligen Beobachtung auszudrücken, und zwar nach dem Schema BBBWW SHTTT.

Darin bedeutet B den durch die ersten drei Ziffern mitgeteilten Barometerstand, unter Weglassung der 7 und des Kommas durch Zehner, Einer und Zehntel Millimeter ausgedrückt, selbstverständlich nach geschehener Reduktion auf 0^0 und auf Meeresniveau. Die vierte und fünfte Ziffer (W) gibt die Windrichtung an, indem man die Zahlen von 00 bis 32 derartig im Kreise angeordnet denkt, daß sie von Nord (32) über Ost (08), Süd (16) und West (24) herumgehen. Demnach bedeutet 04 Nordost, 06 Ostnordost usw. Die sechste Ziffer (S) bedeutet die Windstärke in Beaufortskala, die siebente (H) den Himmelszustand, nämlich 0 wolkenlos, 1 heiter, 2 halbbedeckt, 3 wolkig, 4 bedeckt, 5 Regen, 6 Schnee, 7 Dunst, 8 Nebel, 9 Gewitter. Durch die drei letzten Ziffern wird die Temperatur in Celsiusgraden (Ganze und Zehntel) ausgedrückt; beträgt sie weniger als 10^0 , so lautet die achte Ziffer 0, bei Minustemperaturen wird die Zahl der Grade um 50 vermehrt angegeben. Es bedeutet also z. B. in den drei letzten Ziffern 038 eine Temperatur von $3,8^0$ und 624 die Temperatur $-12,4^0$.

Neuerdings fügt man zu diesen Nachrichten auch noch Angaben über den letztvergangenen Tag. Es bedeutet RR die in zwei Ziffern mitgeteilte, seit 24 Stunden gefallene Niederschlagsmenge, abgerundet auf ganze Millimeter; also 15 oder 04 heißt 15 oder 4 mm Niederschlag, ferner 99 beobachteten aber nicht gemessenen, und 00 weniger als 0,5 mm Niederschlag. Ferner bedeutet V den Witterungsverlauf der letzten 24 Stunden, nämlich 0 vorwiegend heiter, 1 ziemlich heiter (Cirrusgewölk), 2 meist bewölkt (tiefere Wolken), 3 Wetterleuchten (mehr als ein Blitz), 4 vormittags Niederschlag, 5 nachmittags Niederschlag, 6 nachts Niederschlag, 7 Gewitter (mindestens ein Donner und ein Blitz oder mehrfacher Donner ohne Blitz; erfordert stets kurzen Wortzusatz), 8 Niederschläge in Schauern; böig, veränderlich, zeitweises Aufklaren, Sonnenblicke, 9 anhaltend Niederschläge, während eines großen Teils des Tages; Landregen bei meist trübem Himmel. Bei 0 bis 3 wird höchstens 0,4 mm Niederschlag angenommen und ist die Bewölkung des Nachmittags besonders maßgebend; bei 4 bis 6 wird mehr als 0,4 mm Niederschlag angenommen und kein Gewitter, höchstens ein Donner ohne Blitz.

Von den deutschen Stationen wird dem Utrechter Schema noch RRV hinzugefügt, von den ausländischen meist nur RR. Werden die Beobachtungen mehrerer Stationen zu einer „Sammeldepesche“ vereinigt, so geschieht dies in fest bestimmter Reihenfolge und ohne Nennung der einzelnen Ortsnamen. Sind von einem Orte die Nachrichten ausgeblieben, so schreibt man dafür „fehlt“ oder nennt den Namen der Station, aus welcher die nachfolgenden Ziffern stammen.

Das bei der Seewarte telegraphisch einlaufende Nachrichtenmaterial wurde von vornherein an Häfen, Zeitungen und einzelne Privatleute gesandt. Auch für die telegraphische Übermittlung von Form und Verlauf der Isobaren wurde ein Ziffernsystem eingeführt. Die Karte von Europa war durch senkrechte und wagerechte Linien in kleine Quadrate

geteilt, deren je 100 zu größeren Quadraten zusammengefaßt waren. Durch eine Ziffer für das größere Quadrat und zwei weitere Ziffern für Vertikal- und Horizontalreihe in demselben konnte ein jedes kleine Quadrat bezeichnet werden. Man wählte so viel Punkte auf den Isobaren, als zu deren Wiedergabe erforderlich schien, und konnte jeden derselben durch drei Ziffern des Isobarentelegramms übermitteln. Außerdem begann man am 1. September 1876 mit der Ausgabe von Prognosen. Zunächst wurden dieselben nur auf den täglich erscheinenden autographierten Wetterkarten mitgeteilt, seit dem Sommer 1877 an die in Hamburg und Altona erscheinenden Blätter ausgegeben (mit Gültigkeit für den nordwestlichen Küstenstrich von Schleswig bis Holland), später aber auch an die Weserzeitung usw. telegraphiert.

Ferner wurde der teilweise schon seit 1864 bestehende Sturmwarnungsdienst an den Küsten neu eingerichtet, so daß von Hamburg aus die Tätigkeit der Signalstellen geregelt und das Zeigen der weithin sichtbaren Sturmwarnungssignale in jedem Einzelfalle telegraphisch angeordnet werden kann. Die Signale sind folgende: Eine Kugel („Sturmball“) bedeutet: „Atmosphärische Störung vorhanden, Telegramm an der Signalstelle“. Aus Kegeln bestehen die Signale für Sturm, und zwar bedeutet:

ein Kegel,	Spitze oben:	Nordweststurm,
zwei „	„	„ Nordoststurm,
ein „	„ unten:	Südweststurm,
zwei „	„	„ Südoststurm.

Daneben bedeutet eine Flagge Rechtsdrehen, zwei Flaggen Linksdrehen des Windes. Während der Dunkelheit ersetzt eine rote Laterne alle übrigen Sturmsignale. An der Nordseeküste bestehen jetzt 38, an der Ostseeküste 73 Sturmwarnungsstellen dieser Art, außerdem einige Sturmwarnungsnebenstellen, an welchen lediglich die Warnungsdepeschen ausgehängt werden.

Die Windsemaphore der Seewarte haben die Aufgabe, durch weithin sichtbare Signale die Richtung und Stärke des Windes, welcher an zwei benachbarten Küstenorten herrscht, bekannt zu geben. An der linken und rechten Seite des Signalmastes wird für je einen der betreffenden Orte durch die Stellung eines drehbaren Zeigers die Richtung, durch die Zahl der ausgestreckten horizontalen Arme die Stärke des Windes ausgedrückt; die erforderlichen Nachrichten werden der Semaphorstation telegraphisch dreimal täglich und im Bedarfsfalle außerdem durch Extrapdeschen mitgeteilt. Auf solche Art wird auf Hoheweg-Leuchtturm und in Cuxhaven der Wind von Borkum und Helgoland, auf Hela, in Schiewenhorst und in Pillau der Wind von Rixhöft und Brüsterort, sowie in Memel der Wind von Brüsterort und Libau signalisiert.

In zahlreichen Hafenorten werden täglich die um 9¹/₂ Uhr früh aus Hamburg abgehenden Hafentelegramme ausgehängt, enthaltend Angaben über die Verteilung von Luftdruck und Wind samt gelegentlichen Mit-

teilungen über den wahrscheinlichen Verlauf der Witterung. An einigen mehr geschützt liegenden Küstenorten werden außerdem Windmelde-telegramme ausgehängt, welche dreimal täglich von einigen (meist zwei) exponierten Stationen eingehen; und neuerdings wird versuchsweise an mehreren pommerschen Orten mittels zweier roten Flaggen signalisiert, sobald Winde der Stärke 6 und darüber an je einer nach West und Ost gelegenen exponierten Station eintreten.

Endlich wurden autographierte Wetterkarten, welche Übersicht und Prognosen enthielten, mit der Post versendet; sie gehen jetzt mit den Nachmittagsschnellzügen aus Hamburg ab und können längs der ganzen Küste spätestens am folgenden Morgen zum Aushang gelangen. Der Abonnementspreis beträgt jährlich 60 M.

Während die Sturmwarnungen zur dauernden Einrichtung wurden, haben die telegraphisch von Hamburg an die Zeitungen gesandten Prognosen nach einigen Jahren wieder aufgehört. Es hatten diese Depeschen zwar an vielen Orten Deutschlands Aufnahme und günstige Beurteilung gefunden, doch waren die entgegenstehenden Schwierigkeiten von vornherein seitens der Direktion der Seewarte erkannt und gewürdigt worden. Die Sammlung und Bearbeitung meteorologischer Beobachtungen, deren Ausnutzung für Herausgabe von Segelanweisungen und für klimatologische Untersuchungen, der sich stetig entwickelnde Sturmwarnungsdienst und manche andere Aufgabe nahmen die verfügbaren Kräfte der Seewarte reichlich in Anspruch. Dazu kam die Erwägung, daß die Verteilung von Luftdruck und Wind samt ihren jeweiligen Änderungen sehr viel sicherer aus der Wetterkarte beurteilt und vorhergesagt werden kann, als die von örtlichen Einwirkungen stark und mannigfach modifizierten Erscheinungen der Temperatur und des Niederschlages, und daß also die Sturmwarnung, bei welcher Druck und Wind vorwiegend in Betracht kommen, unter wesentlich günstigeren Bedingungen bearbeitet werden kann, als die auf Temperatur und Niederschlag gerichtete Prognose, welche doch gerade für die Bedürfnisse der Landwirtschaft von besonderer Wichtigkeit ist. Gerade die vielen örtlichen Einflüsse und Besonderheiten, die für die Prognose des Binnenlandes beobachtet werden müssen, können unmöglich an einer einzigen und für das ganze Land gemeinsamen Zentralstelle die gebührende Berücksichtigung finden, und es ist von vornherein eine wesentlich größere Sicherheit des Eintreffens bei denjenigen Prognosen zu erwarten, welche nur für ein kleineres Gebiet aufgestellt wurden, und bei deren Herleitung man sowohl die Besonderheiten des örtlichen Klimas wie auch den jeweiligen örtlichen Witterungszustand beachten konnte. Durch solche Überlegungen wird es begreiflich, daß im Frühjahr 1884 die telegraphischen Prognosen der Seewarte zunächst aufhörten, um so begreiflicher, da ein Ersatz wenigstens für einige Staaten durch inzwischen geschaffene besondere Einrichtungen geboten wurde. Beibehalten wurde indessen diejenige Tätigkeit der Seewarte, welche der Versorgung in-

ländischer Abonnenten mit dem telegraphisch verbreiteten tatsächlichen Beobachtungsmaterial gewidmet war, und neuerdings ist hierfür sogar eine wesentliche und sehr dankenswerte Verbesserung hinzugekommen. Während bis dahin täglich zwei Hamburger Sammeldepeschen mittags 12 Uhr und nachmittags 2 Uhr (teilweise auch noch später) an die Empfänger gelangten und voll bezahlt werden mußten, ist jetzt die Einrichtung getroffen, daß jede deutsche Postanstalt mit Telegraphenbetrieb täglich zu den nachstehend genannten Preisen die folgenden Depeschen liefern kann:

1. Die erste Abonnementsdepesche, enthaltend das telegraphisch übermittelte Ergebnis der Morgenbeobachtung (8^a) von 50 Stationen (17 deutschen, 7 englischen, 4 französischen, 2 niederländischen, 3 dänischen, 3 norwegischen, 5 schwedischen, 4 russischen, 2 österreichischen und 3 italienischen). Dies Telegramm geht aus Hamburg um 9¹/₄ Uhr früh ab und kostet monatlich 20 M.

2. Die zweite Abonnementsdepesche, enthaltend eine kurze Übersicht der Witterung und eine Prognose; sie verläßt Hamburg gegen 9¹/₂ Uhr und kostet monatlich 10 M.

3. Die Extradepesche; sie bringt die Morgenbeobachtungen von 18 weiteren Stationen und außerdem die in der ersten Abonnementsdepesche fehlenden Nachrichten, soweit sie bis zur Abgangszeit dieses Telegrammes, nämlich bis 9³/₄ Uhr, eingelaufen sind. Preis monatlich 8 M.

4. Die Ergänzungsdepesche enthält die Morgenbeobachtungen zweier Stationen sowie alle in den vorausgegangenen Telegrammen noch fehlenden Wetternachrichten. Sie wird zwischen 11 und 12 Uhr vormittags abgesendet und kostet monatlich 5 M.

Die Zahl der Abonnenten betrug Ende Mai 1905 für die vier Depeschen 43, 101, 25, 13. Infolge dieser Neuerungen ist es jetzt möglich geworden, die Prognosen so früh fertig zu stellen, daß sie nicht bloß in den Abendzeitungen erscheinen, sondern auch an die Landbewohner rechtzeitig ausgegeben und bei den wirtschaftlichen Anordnungen für den nächsten Tag berücksichtigt werden können. Ehe wir die Hoffnungen und Wünsche besprechen, welche sich an diese neuesten Änderungen knüpfen, soll der jetzige Stand des Witterungsdienstes verschiedener Länder kurz dargelegt werden.

Was zunächst Deutschland betrifft, so hat das Königreich Sachsen bereits 1878 ein „Meteorologisches Bureau für Wetterprognosen“ eingerichtet, zuerst in Leipzig, später nach Chemnitz, 1905 nach Dresden verlegt. Man empfängt dort die erste Abonnements- und die Extradepesche der Seewarte zwischen 9 Uhr 36 Minuten und 10 Uhr 11 Minuten; beide werden der Dienststelle durch Fernsprecher übermittelt und dienen samt Nachrichten aus dem Lande zur Herstellung der Wetterkarte sowie einer durch fünf Ziffern ausgedrückten Prognose. Von diesen Ziffern bezeichnet die erste den Witterungscharakter (Bewölkung und Niederschlag) des Berichtstages, die vier anderen geben den

mutmaßlichen Verlauf für den kommenden Tag an, nämlich Witterungscharakter, Temperatur, Windrichtung und Druck. Ein einfacher Schlüssel läßt die Bedeutung der an den fünf Stellen befindlichen Ziffern erkennen. Um 10 Uhr 18 Minuten wird die Prognose telephonisch an die Dresdener Agentur des Wolffschen Telegraphenbureaus sowie von dort an die Agenturen in Leipzig und Chemnitz übermittelt, welche sie an 69 Zeitungen in fast allen Teilen des Landes weitergeben. Um 10 Uhr 38 Minuten werden Auszüge aus den Beobachtungen, Übersicht und Prognose an die in Chemnitz befindliche Hilfsstelle telephoniert und dort hektographisch an die drei großen Chemnitzer Zeitungen übermittelt; von ebenda erhalten noch 10 andere Zeitungen und Privatpersonen die Prognose teils telephonisch, teils durch gestempelte Postkarten. Mit den zwischen 11 Uhr 40 Minuten und 12 Uhr 25 Minuten von Dresden abgehenden Eisenbahnzügen werden hektographierte größere Mitteilungen an Zeitungen in Leipzig, Freiberg und Chemnitz, sowie gleichfalls hektographierte Postkarten mit kleiner Wetterkarte, Übersicht und Prognose abgesendet. Um 1 Uhr beginnt der Druck (Steindruck) des großen autographischen Wetterberichts samt Karte, dessen Versendung von 2 Uhr 36 Minuten ab geschieht. Die Auflage beträgt jetzt 125, der Preis ist jährlich 8 M.

Von der ursprünglich eingerichteten telegraphischen Verbreitung der Prognose hat man bereits 1887 Abstand genommen.

In Bayern hat die Königl. bayerische meteorologische Zentralstation zu München seit dem 1. Mai 1881 die Herausgabe von Prognosen besorgt. Dieselben werden auf Grund der einlaufenden Beobachtungsnachrichten aufgestellt, zwischen 2 $\frac{1}{2}$ und 3 Uhr telephonisch an das Telegraphenamt abgegeben und von diesem im vollen Wortlaut kostenlos durch das ganze Königreich verbreitet. Dies ist ermöglicht durch die Verlegung des telegraphischen „Zeitzeichens“ auf 3 Uhr nachmittags, welchem die Prognose unmittelbar angeschlossen wird. Alle Post- und Verkehrsanstalten sind demnach 5 Minuten nach 3 Uhr im Besitz der Prognose und bringen sie durch Anschlag zur öffentlichen Kenntnis. Die „Münchener Neuesten Nachrichten“ bringen im Vorabendblatt einen meteorologischen Vorbericht ohne Prognose, enthaltend die Nachrichten aus Bayern, Schweiz, Tirol und Österreich, den eigentlichen Wetterbericht samt Prognose erst am folgenden Morgen. Eine Wetterkarte erschien früher während einiger Jahre in der „Allgemeinen Zeitung“. Jetzt wird eine solche, und zwar eine größere über Luftdruckverteilung und eine kleinere über Temperaturverteilung, nur noch in dem Wetterberichte der Zentralstation verbreitet, welcher in schwarzem, autographischem Überdruck auf blauem Unterdruck außer den Karten eine tabellarische und textliche Übersicht der Witterung, sowie die Prognose für den folgenden Tag enthält. Dieser Bericht kommt um 4 Uhr nachmittags zur Versendung und kostet bei Zustellung durch die Post jährlich 18 M.; für Abonnenten, die den Wetterbericht in der lithographischen Anstalt

abholen lassen, ist der Preis auf 14,40 M. und für die meteorologischen Stationen auf nur 8 M. ermäßigt. Der für Herausgabe des Wetterberichtes geleistete Staatszuschuß beträgt 600 M.

In Württemberg besteht seit Sommer 1881 ein Prognosendienst. Die Königliche meteorologische Zentralstation in Stuttgart gibt seit 1903 vormittags im Interesse der Landwirtschaft eine aus höchstens sieben Worten bestehende Prognose aus, welche um 10¹/₂ Uhr mit dem „Zeitstrom“ telegraphisch verbreitet und an allen Telegraphen- und Telephonstationen des Landes öffentlich angeschlagen wird. Diese Prognose wird an Private gegen eine geringe Gebühr besonders weiter befördert. Zwischen 10 und 11 Uhr wird eine motivierte Vorprognose festgestellt, welche einige Zeitungen im Abonnement beziehen, unter Beigabe einer Auswahl von Nachrichten in- und ausländischer Stationen. Um 2 Uhr nachmittags wird eine Wetterkarte mit der endgültigen Prognose, jedoch ohne Tabelle, fertiggestellt, welche um 3 Uhr zur Versendung gelangt und sonach fast in allen Teilen des Landes, hauptsächlich an den Eisenbahnstationen, noch am gleichen Tage erhältlich ist. Die Auflage der Wetterkarte beträgt etwa 80 Exemplare. An öffentliche Institute werden Freixemplare abgegeben. Bezugspreis einschließlich Versandkosten jährlich 13 M.

In Baden hat man, veranlaßt durch Anregungen aus landwirtschaftlichen Kreisen, 1882 ein Wetternachrichtenbureau zu Karlsruhe eingerichtet und von dort Wetterkarten mit Prognosen verbreitet, sowie auch telegraphische Vorhersagen ausgesendet. Das Interesse daran wurde immer geringer, und schon 1884 nahm man vom telegraphischen Aussenden der Prognosen Abstand. Die Wetterkarte wurde mehrere Jahre hindurch von der Karlsruher Zeitung täglich veröffentlicht, doch hat auch dies aufgehört. Auf Grund der Hamburger Nachrichten wird die Karte jetzt regelmäßig gezeichnet und an einem öffentlichen Platz in Karlsruhe angeschlagen. Dazu wird ein erläuternder Text abgefaßt, in dem seit 1891 Witterungsvorhersagen eingeflochten sind, und welcher von fünf Karlsruher Zeitungen abgedruckt wird. Der raschen Verbreitung von Wetterkarten ist die langgestreckte Form des Landes hinderlich.

Für Elsaß-Lothringen ist ein meteorologischer Landesdienst in Straßburg eingerichtet. Aus der Witterung des Vortages, aus Depeschen benachbarter Stationen, welche die um 8 Uhr früh gemachten Beobachtungen enthalten, und aus örtlichen Beobachtungen wird am Morgen die Prognose hergeleitet und um 9 Uhr telephonisch an die Mittagszeitungen abgegeben, deren Versand um 10¹/₂ Uhr vormittags beginnt. Diese Prognose ist meist bis 4 Uhr im ganzen Lande verbreitet. Karten werden nicht ausgegeben.

Neben diesen staatlichen Einrichtungen bestehen in Deutschland auch private Anstalten zur Ausübung des Witterungsdienstes. So hat die den Herren A. und R. Faber gehörige „Magdeburgische Zeitung“

schon seit April 1881 an ihrer Wetterwarte eine mit den besten Registrier- und sonstigen Apparaten versehene Dienststelle eingerichtet. Man empfängt von der Seewarte die erste Abonnements-, die Extra- und die Ergänzungsdepesche, von denen aber die letztere nicht mehr für die Karte Verwendung findet. Denn die Wetterkarte wird bereits um 11 Uhr in 50 Exemplaren hektographisch hergestellt. Sie wird in der Stadt und Provinz öffentlich ausgehängt und unter anderen allen Magdeburger Gymnasien seit etwa drei Jahren gratis zugestellt; außerdem wird diese Karte an Abonnenten versandt und kostet einschließlich Porto jährlich 24 M.

Um 12¹/₂ Uhr mittags gelangt das Abendblatt der Magdeburgischen Zeitung zur Ausgabe, welches die Karte enthält. Vom Frühjahr 1906 gedenkt man die Karte durch nähere Angaben über die in der Provinz gefallenen Niederschlagsmengen zu erweitern, nachdem solche Wünsche verschiedentlich ausgesprochen sind. Zugleich soll die schon jetzt stattfindende telephonische Verbreitung der Prognose (Ausgabezeit 10¹/₂ Uhr vormittags) in größerem Umfange als bisher ins Werk gesetzt werden. Die zuerst von R. Assmann eingerichtete und geleitete Wetterwarte hat jetzt zum Leiter Herrn R. Weidenhagen.

In Berlin werden seit 1884 von dem Berliner Wetterbureau Karten und Prognosen für die Zeitungen geliefert. Man empfängt dort die täglichen vier Hamburger Telegramme, ferner etwaige Sturmwarnungen der Seewarte, und dazu tägliche Mitteilungen vom Aëronautischen Observatorium in Lindenberg und von der Landesanstalt für Gewässerkunde in Berlin. Auf Grund dieses Materials, von dem die Zeitungen Auszüge nebst textlichen Witterungsübersichten erhalten, wird eine Prognose aufgestellt, welche in zahlreichen Berliner Abendzeitungen erscheint und auch von Morgenzeitungen sowie von auswärtigen Blättern übernommen wird. Außerdem wird nach einem besonderen Verfahren eine Wetterkarte hergestellt, welche in der Abendausgabe verschiedener Berliner Zeitungen abgedruckt wird. Die technische Herstellung dieser im Rotationsdruck zu vervielfältigenden Zeitungskarten wird dadurch erschwert, daß vom Eingange des letzten Materials bis zur Ablieferung der druckfertigen Karte durchschnittlich nur 1¹/₄ Stunden zur Verfügung stehen. Ferner wird vom Berliner Wetterbureau im Auftrage des preußischen Landwirtschaftsministeriums eine autographierte Wetterkarte herausgegeben, die außerdem eine Witterungstabelle, eine Übersicht über den Verlauf der Witterung seit dem vorhergehenden Morgen, Mitteilungen des Aëronautischen Observatoriums und eine für das mittlere Norddeutschland geltende, kurz begründete Ankündigung der Wetterausichten bis zum folgenden Abend enthält. Diese Veröffentlichung hat besonders auch in Schulen und anderen Lehranstalten viel Verbreitung gefunden, sie kommt nachmittags gegen 5 Uhr zur Versendung durch das Berliner Postzeitungsamt und kostet jährlich 18 M. Endlich gibt das Wetterbureau eine durch graphische Darstellungen illustrierte Wetter-

Monatsübersicht heraus, die von einer Anzahl Zeitungen, landwirtschaftlicher und anderer Zeitschriften in Berlin und auswärts veröffentlicht wird. Die wissenschaftliche Leitung des Berliner Wetterbureaus wird seit dessen Begründung durch Dr. E. Less geübt.

In Aachen besteht seit 1900 ein meteorologisches Observatorium, dessen Besitzer und Leiter Dr. P. Polis ist. Die auf Grund der Hamburger Depeschen aufgestellte Prognose wird auf 18 Telegraphenlinien durch die mittlere und nördliche Rheinprovinz bis nach Westfalen hinein so zeitig verbreitet, daß sie an allen beteiligten Telegraphenämtern täglich um 12 Uhr mittags zum öffentlichen Anschlag gelangt. Je nach der Wetterlage werden auch getrennte Prognosen für die verschiedenen Gebiete ausgegeben. Eine in Steindruck hergestellte Wetterkarte samt Tabelle, Übersicht und Prognose, welche die Beobachtungen von 62 europäischen Stationen enthält, gelangt vormittags zur Versendung, meistens zwischen $11\frac{1}{2}$ und $11\frac{3}{4}$ Uhr, und kostet jährlich 16 M. Die Prüfung der Prognosen geschieht in den verschiedenen Gebietsteilen durch geeignete Vertrauenspersonen, welche regelmäßig das wirklich eingetretene Wetter aufzeichnen und mit den Vorhersagungen vergleichen.

In Weilburg a. d. Lahn besteht seit 1900 ein von Oberlehrer Freybe begründeter und geleiteter Wetterdienst, welcher ursprünglich nur die nächste Umgebung (Oberlahnkreis) mit Wetternachrichten versah und neuerdings ein etwas weiteres Gebiet bearbeitet. Als Grundlagen dienen die Hamburger Depeschen sowie tägliche, auf Postkarten eingehende Beobachtungsergebnisse aus dem Prognosegebiet. Diese letzteren erwiesen sich bereits als sehr nützlich und führten zu der Erkenntnis, daß als einheitliches Wettergebiet dasjenige des nassauischen Rheins, der unteren Mosel und der Lahn, also etwa die Gegend von Koblenz bis Marburg anzusehen ist, an welche sich nördlich ein regenreicheres, südlich des Taunus ein regenärmeres Gebiet anschließt. Die Prognose wird um $10\frac{1}{4}$ Uhr ausgegeben und sogleich durch Fernsprecher sowie im Sommer (Juni bis September) telegraphisch verbreitet. Im Sommer 1905 wurden diese Depeschen an etwa 600 Stationen versendet. Außerdem wird die Prognose von den meisten Zeitungen des Gebietes abgedruckt. Eine Wetterkarte samt Übersicht und Prognose wird mittels einfacher Druckvorrichtung vervielfältigt, weniger schön als Steindruck, aber rascher herstellbar. Die sonst übliche Tabelle ist behufs Ersparung von Raum und Zeit fortgelassen, dafür aber die Weilburger Barographenkurve sowie Angaben über Wind und Niederschlag aus den letzten 24 Stunden aufgenommen. Diese Karte ist um $10\frac{1}{2}$ Uhr fertig und wird von da ab in zusammen 210 Exemplaren (1905) mit den durch Weilburg kommenden Bahnzügen versendet; sie kostet jährlich 9,60 M.

Durch Vertrauenspersonen wird das Eintreffen der Prognosen regelmäßig überwacht und ergab merklich größere Sicherheit für die nähere als für die weitere Umgebung von Weilburg. Auch fand sich nach-

träglich, daß die meisten Fehlprognosen hätten vermieden werden können, wenn rechtzeitig diejenigen Tatsachen bekannt gewesen wären, welche in den von der Seewarte herausgegebenen Wetterkarten des Atlantischen Ozeans sowie in den Hamburger und Berliner Drachenbeobachtungen enthalten sind. Der Gesamtetat des Weilburger Dienstes beträgt im Jahre 1905 gegen 12000 M. und wird zum allergrößten Teil von den im Gebiet vorhandenen Beteiligten aufgebracht, nämlich durch Beiträge der Kreise, Gemeinden, landwirtschaftlichen Vereine, Abonnenten und Zeitungen.

Für Oberhessen hat man 1903 in Gießen einen unter Leitung des Herrn A. Peppler stehenden Wetterdienst eingerichtet, welcher im folgenden Jahre an das Gießener landwirtschaftliche Universitätsinstitut angegliedert wurde. Die Prognose wird vormittags auf Grund der Hamburger Depeschen und der täglichen Meldungen von 15 hessischen Beobachtungen hergeleitet und telephonisch an 13 Zeitungen und eine Gutsverwaltung mitgeteilt. Die Wetterkarte wird in gleicher Weise wie in Weilburg hergestellt, täglich mit den Mittagzügen versandt und in etwa 100 Orten öffentlich angeschlagen, außerdem auf Veranlassung der Bahnverwaltung an fünf Bahnhöfen ausgehängt. Im Sommer 1905 betrug die Auflage der Karte 180 Exemplare und sank im Herbst auf 120. Der Abonnementspreis der Karte beträgt jährlich 12 M.

Ähnliche Einrichtungen finden sich noch mehrfach, teils für städtische Interessenten und meist in Verbindung mit größeren Zeitungen (Köln, Frankfurt a. M., Königsberg i. Pr.), teils auch ausdrücklich für landwirtschaftliche Zwecke (Hoya in Hannover, Caaschwitz in Reuß j. L. usw.).

Von außerdeutschen Einrichtungen können wir, nach Ländernamen alphabetisch geordnet, folgende Angaben zusammenstellen.

Belgien. Das Königliche Observatorium in Uccle bei Brüssel empfängt eine Hamburger Sammeldepesche mit Nachrichten von 23 Stationen zwischen 9 und 9 $\frac{1}{2}$ Uhr morgens, außerdem noch andere Nachrichten, im ganzen täglich die Beobachtungen von 52 Stationen und zuweilen außerdem noch von einigen anderen. Das ganze Material ist bis gegen 11 Uhr beisammen, und dann wird eine Übersicht der Witterung an die Häfen telegraphiert. Wenn die südöstliche Kanalküste Englands von London her eine Sturmwarnung erhalten hat, wird dieselbe Warnung auch nach Uccle und von dort an die belgischen Häfen übermittelt. Seit 1903 werden für die Zwecke der Landwirtschaft telegraphische Prognosen ausgegeben, welche um 11 Uhr vormittags zur Absendung gelangen. Die gezeichnete Wetterkarte wird in Brüssel um 1 $\frac{1}{2}$ Uhr mittags zur Druckerei gebracht und mit blauem Vordruck und schwarzen Zeichen autographisch hergestellt. Die Auflage geht um 4 Uhr 20 Minuten mit der Bahn ab. Der Abonnementspreis der Karte ist 12 Francs jährlich.

Canada hat in Toronto eine Zentralstelle für den Witterungsdienst. An 68 nordamerikanischen, 37 canadischen Stationen wird täglich

zweimal, um 8 Uhr morgens und um 8 Uhr abends (Simultanzeit, bezogen auf den 75. Meridian), beobachtet. Die canadischen Depeschen sind um 9 $\frac{1}{2}$ Uhr in Toronto und werden meistens sogleich nach Washington im Austausch gegen die dortigen Nachrichten übermittelt. Um 9 $\frac{3}{4}$ Uhr morgens und abends ist die Karte gewöhnlich vollendet; um 10 $\frac{1}{4}$ Uhr werden die Prognosen für alle ostwärts vom Felsengebirge liegenden Landesteile ausgegeben und gratis an etwa 2000 Stationen telegraphiert. Etwa 100 Exemplare der Morgenkarte werden mittels des Mimeographen hergestellt und gratis an Firmen, Schulen und Einzelpersonen versendet, welche die Karte öffentlich ausstellen. Nur wer für persönlichen Gebrauch die Karte wünscht, hat den „nominellen“ Abonnementspreis von 4 Dollar (17 M.) zu zahlen. Im Sommer veröffentlichen 22 „Extrastationen“ in Manitoba und im Nordwesten tägliche Wetterberichte, enthaltend Angaben über Temperatur und Witterungscharakter einiger Orte des betreffenden Bezirks als Ergänzung der Prognose. Für die Hissung von Sturmsignalen bestehen an den großen Seen 31, an der St. Lorenzbai und der Atlantischen Küste 44 Sturmwarnungsstationen, welche die wahrscheinliche Richtung und Stärke des gefährlichen Windes ankündigen.

Für Britisch-Columbia ist in Victoria (an der pazifischen Küste) seit November 1898 ein besonderer Dienst tätig. Aus Manitoba, den nordwestlichen Gebieten und Britisch-Columbia sowie von 12 Stationen aus dem westlichen Teil der Vereinigten Staaten laufen Depeschen ein, welche zur Herstellung der Morgen- und Abendkarte dienen. Die Sturmwarnungsstationen dienen der Schifffahrt.

Dänemark. In Kopenhagen werden auf Grund der telegraphischen Witterungsberichte aus Dänemark und den Nachbarländern dreimal täglich Übersichtskarten der Witterung von Nordwest- und Mitteleuropa veröffentlicht, welche sich auf 8^a, 2^p und 7^p beziehen und außer der synoptischen Darstellung noch tabellarische und graphische Angaben samt einem erläuternden Text enthalten. In 600 Exemplaren kommen diese Karten um 10 $\frac{1}{2}$ ^a, 6^p, 10 $\frac{1}{2}$ ^p zur Ablieferung an die Post; die Nachmittags- und Abendkarte wird im Laufe der Nacht an sämtliche staatlichen Bahnhöfe und Telegraphenanstalten versendet und dort öffentlich angeschlagen. Ändert sich das Wetter anders, als im Text der Karte vorgedruckt ist, so sendet das Kopenhagener Meteorologische Institut ein „Unruhetelegramm“ an alle diejenigen Stellen, welche die Karte empfangen haben. Der Abonnementspreis für jede der drei Karten beträgt (monatlich?) 1,50 bis 1,55 Kronen (1,68 bis 1,74 M.); auch auf die Unruhetelegramme kann man abonnieren, und zahlt dann für jede dieser Depeschen 0,25 Kronen (0,28 M.). An diejenigen Telegraphenstationen, welche zu weit von Kopenhagen entfernt sind, um die Wetterkarte noch am Vormittag mittels Post zu erhalten, wird ein kurzer Wetterbericht samt Prognose (etwa 30 Worte) täglich um 10^a telegraphiert, den sie alsdann öffentlich aushängen. Die Kopenhagener

Zeitung „Nationaltidende“ druckt die Morgen- und Nachmittagskarte in ihrer Abend- und Morgenausgabe ab.

An der Küste sind acht Sturmwarnungsstationen mit den Einrichtungen für Tages- und Nachtsignale nach deutschem Muster eingerichtet. Ihnen wird täglich um 10^a der vorher schon erwähnte kurze Wetterbericht telegraphiert; außerdem empfangen die von Kopenhagen entfernten Signalstellen ein besonderes Code-Telegramm, welches in abgekürzter Form eine Witterungsübersicht enthält und die Hafenbehörden instand setzt, eine Wetterkarte zu zeichnen und zwischen 11 und 11^{1/2}^a öffentlich anzuschlagen. Zwischen der Kopenhagener Zentralstelle und den Sturmwarnungsstationen werden nach Bedarf Telegramme befördert, nötigenfalls auch der Depeschendienst während der Nacht fortgesetzt. In Skagen ist während des Tages ein Windsemaphor tätig, wie er oben gelegentlich der deutschen Einrichtungen beschrieben wurde.

England. Das Meteorological Office in London empfängt täglich zwischen 8^{1/2} und 10 Uhr morgens 58 Wetterdepeschen, nachmittags 16, abends 28. Dreierlei Prognosen für Großbritannien werden daraufhin ausgegeben:

1. Um 11 Uhr vormittags für 24 Stunden, d. h. bis zum Mittag des folgenden Tages gültig, namentlich für die frühen Ausgaben der Abendzeitungen bestimmt, außerdem für Klubs, Behörden (House of Commons, House of Lords, Board of Trade usw.). Diese Prognose wird telegraphisch an die Admiralität in Davenport übermittelt und gilt für die westliche Kanalmündung und den Meerbusen von Biscaya.

2. Während der Monate Juni bis September wird um 3^{1/2} Uhr nachmittags auf Grund der Morgen- und Nachmittagsdepeschen eine Prognose für den ganzen folgenden Tag aufgestellt, im Meteorological Office öffentlich angeschlagen und an die Abonnenten telegraphiert. Diese haben lediglich die Depeschekosten (12 Worte, wovon zwei die Adresse bilden) mit 1 Sixpence, d. i. etwa 0,50 M., täglich zu zahlen.

3. Um 8^{1/2} Uhr abends wird auf Grund aller eingegangenen Nachrichten eine Prognose für den nächsten Tag hergeleitet und gratis an die Zeitungen und deren Agenturen gegeben.

Man kann für jährlich 10 Schilling und die Übermittlungskosten auf eine an jedem Werktag einmal zu übermittelnde Prognose abonnieren. Auch ist es gängig, durch Depesche mit bezahlter Antwort die neueste Prognose für den eigenen Distrikt telegraphisch (Adresse und 10 Worte) zu erhalten, wofür außer den Depeschekosten 1 Sixpence zu zahlen ist. Sturmwarnungen werden nach Bedarf telegraphisch zur Küste gesandt.

Das ganze Land (England, Schottland und Irland) ist in 11 Bezirke geteilt, für welche die meist verschieden lautenden Prognosen sämtlich in London aufgestellt werden.

Die Wetterkarte wird um 12 Uhr zur Druckerei gebracht, lithographiert und um 2 Uhr fertig der Post und den Boten übergeben. Sie

wird in etwa 500 Exemplaren verbreitet und kostet jährlich 1 Pfund Sterling (20 M.). In der Morgenausgabe der „Times“ erscheint die Wetterkarte des Vorabends, in der Abendausgabe die Morgenkarte. Außerdem veröffentlicht das meteorologische Institut auch noch Wochenberichte mit Karten, monatliche Karten des Nordatlantischen Ozeans, klimatologische Studien u. a.

Frankreich. Das in Paris befindliche Bureau Central Météorologique de France empfängt die französischen Wetterdepeschen zwischen 8 und 9 Uhr, die übrigen bis 12 Uhr mittags. Für Marinezwecke wird an vier Küstendistrikte (Manche, Bretagne, Océan, Méditerranée) täglich um 10 $\frac{1}{2}$ Uhr eine auf Windrichtung und -stärke bezügliche Prognose und eine Übersicht der Druckverteilung in Worten sowie nötigenfalls eine Sturmwarnung gratis telegraphiert. Zur nämlichen Zeit kommt eine für die landwirtschaftliche Bevölkerung bestimmte telegraphische Prognose zur Ausgabe, welche sich auf Windrichtung, Himmelszustand einschließlich Niederschlag und Temperatur bezieht und für sämtliche acht Distrikte des Landes in Paris aufgestellt wird. Die Gemeinden, welche auf diese Depesche abonnieren, zahlen für die sechs Sommermonate 20 Francs, für das Jahr 40 Francs. Um 5 Uhr nachmittags kommt die fertige Wetterkarte zur Ausgabe und kostet in Frankreich 36 Francs, im Auslande 52 Francs jährlich.

Neben diesen staatlichen Einrichtungen werden in einzelnen Bezirken auch private Prognosen verbreitet, so von Abbé Reclot in Haute-Marne.

Holland. An dem zu De Bilt bei Utrecht befindlichen Königlich Niederländischen Meteorologischen Institut gehen folgende Wetterdepeschen ein: von vier holländischen Stationen um 8 bis 8 $\frac{1}{4}$ Uhr; eine zweite Depesche etwa 10 $\frac{1}{2}$ Uhr Ortszeit; von 26 Stationen im radialen europäischen Verkehr um 9 bis 9 $\frac{1}{4}$ Uhr; von drei englischen Stationen, die für diese Depeschen extra um 7 Uhr (westeuropäische Zeit) beobachten, um 8 bis 8 $\frac{1}{4}$ Uhr; von zwei weiteren englischen Stationen samt Niederschlagsbeobachtungen von sieben Stationen um 10 Uhr; von zwei belgischen Stationen um 8 bis 10 Uhr; von 9 französischen Stationen um 8 $\frac{1}{4}$ bis 9 $\frac{3}{4}$ Uhr; schließlich von Horta (Azoren) etwa 9 Uhr; eine Depesche aus Vigo (Spanien) trifft fast nie rechtzeitig für die Prognose ein. Mittags und abends werden Depeschen aus einer beschränkten Zahl von Stationen empfangen.

Die Prognose wird um 10 bis 10 $\frac{1}{2}$ Uhr aufgestellt und direkt an die Abonnenten telegraphiert. Die Abonnementsbedingungen für Zeitungen sind folgende: Die vollständige Wetterdepesche, bestehend aus 23 mal zwei Gruppen zu fünf Ziffern für 23 Stationen, Übersicht und Prognose in etwa 15 Worten kostet jährlich 10 Gulden (etwa 17 M.), Übersicht und Prognose allein 5 Gulden. Einzelpersonen erhalten die Wetterdepeschen nur gegen Zahlung der vollen Telegrammkosten, können aber auch durch Vorauszahlung von 10 Gulden die Depeschen an den von ihnen anzugebenden Tagen zur späteren Abrechnung erhalten.

Die Hauptstationen des Instituts und einige Marineautoritäten erhalten die Depeschen auf Kosten des Instituts.

Eine Wetterkarte wird in etwa 160 Exemplaren zwischen 12³/₄ und 1¹/₄ Uhr mittags von Utrecht versendet. Nur das Porto wird berechnet.

Der Signaldienst an der Küste wird von der Filialanstalt in Amsterdam besorgt.

Japan. Der dortige Witterungsdienst ist 1882 von einem Deutschen, E. Knipping, eingerichtet worden. An das meteorologische Zentralobservatorium in Tokio berichten 95 japanische Stationen telegraphisch über ihre um 6 Uhr früh, 2 Uhr mittags und 10 Uhr abends (Simultanzeit des 135. Meridians) angestellten Beobachtungen. Davon melden 66 ihre Beobachtungen dreimal täglich, die 29 übrigen telegraphieren morgens alle drei Beobachtungen. Ferner senden 11 koreanische und mandschurische Stationen dreimal, 7 chinesische zweimal (früh und mittags) täglich ihre Beobachtungen nach Tokio, und über besondere Erscheinungen, Sturm usw. wird von den inländischen Stationen nach Bedarf telegraphisch berichtet. Alle diese Depeschen sind chiffriert nach dem internationalen Ziffernsystem und werden gratis sowie mit Vorrang vor sonstigen Depeschen befördert. An der Zentralstelle in Tokio trägt man die eingehenden Nachrichten sogleich in eine Wetterkarte ein und stellt für die zehn Bezirke, in welche das Land geteilt ist, Prognosen auf, die von abends 6 Uhr bis zur gleichen Stunde des folgenden Tages gelten. Diese allgemeinen Prognosen werden gewöhnlich um 8 Uhr früh samt einer Wetterübersicht an die Bezirksstationen telegraphiert, welche ihrerseits unter Berücksichtigung der eigenen Beobachtungen eine Prognose für den Bezirk aufstellen. Von 11 Uhr ab wird diese durch die Polizeibehörden sowie durch Telephon, Telegraph und Zeitungen verbreitet, außerdem auch unter Anwendung von 13, nach Form und Farbe verschiedenen Flaggen durch Signale. Ferner hat man Semaphorstationen und Sturmwarnungsstellen, welche durch besondere Signale (Sturmball, Zylinder, Kegel, Doppelkegel; nachts Laternen) bevorstehenden Sturm und Unwetter verkünden; am Ende des Jahres 1902 gab es 360 solche Sturmwarnungsstationen. Eine lithographierte Wetterkarte erscheint täglich etwa um 1 Uhr mittags, sie wird in ungefähr 200 Exemplaren an die Bezirksstationen, Behörden, Zeitungen usw. durch die Post versendet. Außer der synoptischen Karte vom Morgen des gleichen Tages enthält sie auch diejenigen vom Mittag und Abend des Vortages, dazu Tabelle, Übersicht und Prognose in japanischer und englischer Sprache. Im Abonnement kostet die Karte täglich 3 Sen (0,06 M.).

Italien. Die europäischen Wetterdepeschen kommen in Rom bis 10 Uhr morgens an. Von dort wird eine auf Himmelszustand, Niederschlag und Gewitter, Wind, Seegang, zuweilen auch auf Temperatur (besonders Frühjahrsfröste) bezügliche Prognose um 2¹/₂ Uhr telegraphisch an die meteorologischen Stationen, Häfen, Signalstationen und

an die abonnierten Gemeinden abgesandt und in den letzteren durch Aushang bekannt gemacht. Der Preis beträgt täglich 50 Cent. (0,40 M.). Eine lithographierte Wetterkarte, welche den Witterungszustand von 8 Uhr früh im Winter, von 7 Uhr im Sommer wiedergibt, wird um 7 Uhr abends ausgegeben und kostet 16 Lire (12,80 M.) jährlich.

Mexiko. Das meteorologische Zentralobservatorium in Mexiko empfängt täglich zweimal von allen Observatorien und Stationen des Landes telegraphische Mitteilung der um 6 Uhr 23 Minuten früh und abends (Simultanzeit von Mexiko, gleich 8 Uhr des 75. Meridians) angestellten Beobachtungen, außerdem zwei Depeschen aus Galveston, enthaltend Beobachtungen und Übersicht aus dem Gebiet der Vereinigten Staaten, und zwei Depeschen aus Havana mit den dortigen Beobachtungen. Alle diese Telegramme werden gratis befördert. Die Morgenbeobachtungen werden in einer Wetterkarte dargestellt, welche in 250 Exemplaren hektographisch vervielfältigt und gratis an die Stationen sowie auf Wunsch an einzelne Personen und Körperschaften und an einige auswärtige Observatorien geschickt wird. Außerdem wird diese und die Abendkarte in der Hauptstraße von Mexiko öffentlich angeschlagen. Auf der Morgenkarte ist die Prognose enthalten und gilt für die 24 Stunden, welche um 6 Uhr 23 Minuten früh am folgenden Tage beginnen. Also gilt z. B. die heute veröffentlichte Prognose für die Zeit von morgen früh bis übermorgen früh. Verbreitet wird diese Prognose außerdem seit April 1903 durch Abstempelung aller Briefe. Das Zentralobservatorium teilt den örtlichen Postverwaltungen die Prognose mit, und darauf wird den auszugehenden Briefen ein Stempel aufgedrückt, der in wenigen Worten die Vorhersagung enthält. Im ganzen sind 32 verschiedene Stempel in Gebrauch.

In den Häfen des Landes wird seit August 1904 mittels zahlreicher Flaggensignale (nachts durch eine kleinere Zahl von Lampenkombinationen) der zu erwartende Wind nach Richtung und Stärke verkündet, außerdem benutzt man nach Bedarf Sturmwarnungssignale.

Norwegen. Die in Christiania befindliche Zentralstelle erhält täglich Depeschen aus Nord- und Westeuropa, und auf Grund dieser Nachrichten wird bis 12 $\frac{1}{2}$ Uhr mittags die Wetterkarte gezeichnet. Die daraus hergeleitete Prognose wird um 1 Uhr telegraphisch und telephonisch verbreitet, außerdem in Christiania an den Bahnhöfen und Eisenbahnzügen durch optische Signale (Dreieck: trocken; Dreieck über Viereck: unsicher; Viereck: Regen; Viereck über Dreieck: Aufklärung, vielleicht böig). Die Wetterkarte wird nicht besonders gedruckt, erscheint aber in Abendzeitungen. Alle diese Leistungen des Königlichen Meteorologischen Instituts geschehen gratis.

Seit Anfang des Jahres 1904 ist die früher in Christiania befindliche Leitung der Sturmwarnungen an die neu gegründete Station Bergen übergegangen, welche selbständig auf Grund der telegraphischen Wetternachrichten das Zeigen der Signale (Kegel, Kugel, Flaggen) anordnet. Eine Funkspruchverbindung mit Island wird angestrebt.

Österreich. Die k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien erhält im Laufe eines jeden Vormittags von 163 meteorologischen Stationen in Europa gebührenfreie Nachrichten, abgefaßt nach dem internationalen Schema. Auf Grund dieser Daten werden für den Morgen und auch für den vorhergehenden Abend die Wetterkarten gezeichnet und die Prognose für acht Bezirke, in welche Österreich eingeteilt wurde, aufgestellt. Für die Häfen der Adria gibt das k. k. astronomisch-meteorologische Observatorium in Triest die Nachrichten ab. Das Wetterprognosetelegramm, welches um 1 $\frac{1}{2}$ Uhr nachmittags abgegeben wird, enthält acht chiffrierte Worte (für jeden Prognosenbezirk eines von je fünf Buchstaben) und wird als Anhang zum Kurstelegramm an alle k. k. Staatstelegraphenämter unentgeltlich abgegeben, welche dasselbe neben dem zur Entzifferung dienenden Schlüssel allgemein zugänglich auszuhängen haben. Die Wetterkarte gelangt mit den Abendpostzügen zur Versendung und kostet monatlich 3 Kronen (etwa 2,55 M.).

In Ungarn wird von Budapest aus eine Prognose durch Wetterbericht und Zeitungen sowie außerdem telegraphisch verbreitet. Das Haupttelegraphenamt erhält etwa um 1 Uhr mittags die Prognose, worauf sie an sämtliche Telegraphenlinien weitergegeben und an 370 Postämtern öffentlich ausgehängt wird. Dies alles geschieht amtlich und gratis. Nach Bedarf lautet für den Norden, Osten, Süden, Westen des Landes die Vorhersagung verschieden, indessen ohne feste Abgrenzung der Prognosenbezirke.

Für die Marinestation zu Pola ist bei dem dortigen hydrographischen Amte ein besonderer Dienst eingerichtet. Um 11 $\frac{1}{2}$ Uhr vormittags erscheint die Adria-Wetterkarte, welche aus den im Laufe des Vormittags von 20 inländischen (hiervon 14 Küsten- und 6 Binnenstationen), 12 italienischen und einer griechischen Station (Korfu) direkt einlangenden Depeschen zusammengestellt wird, und wobei die Isobaren von Millimeter zu Millimeter eingezeichnet werden. Ein Nebenkärtchen bringt die Verteilung des Luftdruckes und der Hydrometeore für 9^h p. des vorhergehenden Tages. Um 4^h p. gelangt sodann die Europa-Wetterkarte zur Ausgabe. Für diese werden außer den obengenannten direkten Depeschen noch die Daten von zwei bis gegen 2 Uhr mittags aus Wien einlaufenden Sammeltelegrammen, ferner die Daten von Einzeltelegrammen aus 11 russischen Stationen und aus Madrid und Alexandrien benutzt, zusammen von 30 inländischen und 51 ausländischen Stationen. Seit 1900 enthält diese Karte auch eine Prognose für die nächsten 24 Stunden.

Rußland. Ein gedruckter Wetterbericht erscheint in Petersburg täglich etwa um 3 Uhr nachmittags und enthält Beobachtungen von 200 Stationen, Übersicht, Wetterkarte von 7 Uhr früh und vom Vorabend 9 Uhr sowie eine Prognose für den folgenden Tag, die nötigenfalls verschiedenen Wortlaut für die einzelnen Teile des Landes hat.

Gegen 2 Uhr werden allgemeine Prognosetelegramme an größere Städte und einige meteorologische Stationen abgesendet. Außerdem kommen jährlich gegen 4000 örtliche Prognosen zur telegraphischen Beförderung an einzelne Behörden und Personen, und zwar entweder tägliche Depeschen oder nur im Fall vermuteten Wetterumschlages oder endlich auf besondere Anfragen. An Behörden gehen diese Telegramme meist gratis, an Privatpersonen gegen die Kosten der Übermittlung (etwa 0,10 M. für das Wort).

Für Sturmwarnungen bestehen an der Ostsee mit ihren Buchten 10 Stationen, am Schwarzen Meer 12, Asowschen Meer 5, Weißen Meer 1, Onegasee 1, Ladogasee 4, zusammen 33 Stationen, außerdem im Winter Astrachan an der Wolgamündung. Im Winter 1902/03 wurde zum erstenmal ein Warnungsdienst für Hochwassergefahr eingerichtet; auch vor starkem Schneefall werden die gefährdeten Bahnstationen gewarnt.

Schweden. In Stockholm treffen täglich Telegramme mit den Abend- und Morgenbeobachtungen von 15 inländischen und 54 ausländischen Stationen ein, in den Monaten Juli bis September außerdem von weiteren 6 inländischen und 1 ausländischen, sowie Nachmittagsdepeschen von 17 inländischen und 19 ausländischen Stationen. Prognosen werden im ganzen Jahre um 12 Uhr mittags, außerdem in den Monaten Juli bis September für die Zwecke der Landwirtschaft um 6 Uhr abends ausgegeben und telegraphisch (Jahresabonnement zu 100 Kronen = 112,50 M.) sowie durch Zeitungen verbreitet. Die früher daneben verwendeten Signale sind nicht mehr in Gebrauch. Die Prognosen werden in Stockholm aufgestellt, für die verschiedenen Gegenden nach Bedarf verschieden. Wetterkarten erscheinen täglich in vier Stockholmer Zeitungen und werden außerdem in Blaukopien an vier Stellen der Stadt öffentlich angeschlagen.

Sturmwarnungen sind für die ganze Westküste geplant und sollten noch im Jahre 1905 beginnen.

Schweiz. Die Meteorologische Zentralanstalt in Zürich empfängt etwa um 8 Uhr früh von 8 schweizerischen Stationen telegraphisch die am Vorabend und am Morgen (7 Uhr Berner Ortszeit) beobachteten Zahlen, etwa um 1 $\frac{1}{2}$ Uhr von 16 schweizerischen Stationen die Ergebnisse der Morgen- und Mittagsbeobachtung (1 Uhr Berner Zeit), außerdem Sammeldepeschen: aus Hamburg von 16 nordwesteuropäischen Stationen um 10 Uhr, aus München von 4 bayerischen Stationen um etwa 10 $\frac{1}{4}$ Uhr, aus Wien von 10 österreichischen und ungarischen Stationen um 11 Uhr, aus Rom von 10 italienischen Stationen zwischen 11 $\frac{1}{2}$ und 1 Uhr, aus Paris von 9 französischen Stationen gegen 12 Uhr (früheres Eintreffen dieser Depesche wird angestrebt), sowie aus Petersburg die dortigen Beobachtungen. Die schweizerischen Depeschen werden „offiziell“, d. h. gratis befördert, die ausländischen gleichfalls gratis im internationalen Austausch.

Die Prognose wird für West-, Ost- und Südschweiz getrennt um 2 Uhr gestellt und durch die Telegraphenverwaltung verbreitet. Die

den Abonnenten zugestellte Prognosendepesche kostet 15 Francs für drei Monate, 30 Francs für sechs Monate; es gibt jetzt etwa 50 solche Abonnenten, darunter etwa 15 Zeitungen. Die telegraphische Übermittlung der Prognose samt Übersicht der Witterung kostet 20 Francs monatlich. An die Observatorien von Bern, Lausanne und Genf wird etwa um $1\frac{3}{4}$ Uhr ein Isobarentelegramm und eine die Westschweiz speziell berücksichtigende Prognose abgesandt. Die letztere wird zu dem vorerwähnten Preise an die Abonnenten des Bezirks abgegeben, nötigenfalls abgeändert auf Grund örtlicher Wahrnehmungen. Diese örtliche Abänderung geschieht aber erfahrungsmäßig nur selten, und einzelne Abonnenten ziehen die Züricher Prognose vor. Ähnliche Einrichtungen für die Südschweiz werden erwogen. Die Verbreitung der Prognosen in den einzelnen Orten ist den Gemeindeorganen und landwirtschaftlichen Korporationen überlassen und wird verschiedenartig gehandhabt. Die in Zürich etwa um 6 Uhr erscheinenden Zeitungen bringen Übersicht und Prognose noch am gleichen Tage in weitem Umkreise zur Kenntnis der Leser. Außerdem enthält seit Juni 1905 die „Neue Züricher Zeitung“ täglich die synoptische Karte. Die autographisch (blauer Vordruck mit schwarzem Überdruck) hergestellte Wetterkarte samt Übersicht und Prognose ist um $4\frac{1}{2}$ Uhr zur Versendung fertig und gelangt zum Teil noch abends in die Hände der Empfänger. Es gibt etwa 200 zahlende Abonnenten auf diese Karte, welche 8 Francs für sechs Monate, 12 Francs jährlich kostet.

Vereinigte Staaten von Amerika. Etwa 150 Stationen erster Ordnung melden täglich nach der Zentralanstalt in Washington ihre um 8 Uhr früh und abends (Simultanzeit des 75. Meridians) angestellten Beobachtungen. Ferner beobachten etwa 550 Stationen Niederschlag, Temperatur und Wasserstand der Flüsse und melden die Ergebnisse in gewissen Jahreszeiten den Bezirkshauptstellen. Morgens und abends steht ein Teil der von Washington ausgehenden Telegraphenlinien zur Verfügung des Wetterdienstes, so daß binnen $1\frac{1}{4}$ Stunden alle Beobachtungen sowohl in Washington wie auch in den wichtigeren Städten des Landes angelangt sind und nach einer weiteren Viertelstunde die Wetterkarte überall gezeichnet ist. Die Prognosen sowie etwaige Sturm- und Frostwarnungen werden zwischen $9\frac{1}{2}$ und 10 Uhr früh und abends abgesendet und durch Telegraph, Telephon, Post und Zeitungen verbreitet. Eine Wetterkarte (24×19 Zoll) wird täglich in Washington gedruckt, kleinere Karten (7×11 Zoll) in etwa 100 anderen Stellen, insbesondere den größeren Städten.

Was endlich den in Deutschland künftig einzurichtenden und insbesondere für die landwirtschaftlichen Bedürfnisse bestimmten Witterungsdienst betrifft, so wurde bereits im Oktober 1876 von dem preussischen Landwirtschaftsministerium eine Konferenz zur Erörterung dieser Frage berufen und stellte ein Programm für die zu schaffenden Einrichtungen auf. Es folgte im Jahre 1878 eine gelegentlich der zu Kassel

stattfindenden Naturforscherversammlung abgehaltene Beratung, an welcher Meteorologen, Vertreter landwirtschaftlicher Behörden und Vereine, Vertreter der Presse, land- und forstwirtschaftliche Interessenten sowie sonstige Freunde dieser Bestrebungen teilnahmen. Unter dem Vorsitz des Landes-Ökonomierates (jetzt Wirklichen Geheimen Ober-Regierungsrates und Ministerialdirektors) Herrn Dr. Thiel wurde beschlossen, die möglichst rasche und möglichst billige Beförderung der Wetterdepeschen sowie die Einrichtung von „Lokalzentren“ für wünschenswert zu erklären. Die letzteren waren als meteorologische Nebenstellen gedacht, welche auf Grund der Hamburger Sammeldepeschen und einer von der Seewarte gegebenen allgemeinen Prognose sowie unter Zuhilfenahme örtlicher Berichte und Beobachtungen täglich („also auch an Sonn- und Feiertagen“) eine Prognose für den eigenen Bezirk ausgeben sollten. Als geeignete Stellen dafür wurden Vororte ländlicher Distriktsvereine u. dgl. bezeichnet, sofern diese Orte an Telegraphenleitung und Eisenbahn liegen, die Möglichkeit lithographischen oder sonstigen Druckens bieten und geeignete Personen für den Witterungsdienst aufweisen.

Im Januar 1880 beschloß ferner der zu seiner achten Plenarversammlung vereinigte Deutsche Landwirtschaftsrat, bei der Reichsregierung im Sinne einer Ausführung der Kasseler Vorschläge vorstellig zu werden, und da ein praktisches Ergebnis nicht erlangt wurde, faßte der Deutsche Landwirtschaftsrat gelegentlich seiner 27. Plenarversammlung in Dresden am 22. Februar 1899 den einstimmigen Beschluß, „bei dem Herrn Reichskanzler zu beantragen, daß zum Zwecke der Einführung eines wettertelegraphischen Dienstes für die deutsche Landwirtschaft tunlichst bald eine Konferenz aus den Direktoren der meteorologischen Zentralstellen im Deutschen Reiche, aus Kommissaren der Reichsregierung und der größeren Staatsregierungen und aus Vertretern der Landwirtschaft einberufen werde; sowie dem Herrn Reichskanzler als den Ort der Konferenz Hamburg, den Sitz der deutschen Seewarte, zu empfehlen“.

Diesem Beschlusse entsprechend fand am 29. und 30. Mai 1900 auf der Seewarte zu Hamburg eine Beratung statt, zu welcher durch den Herrn Staatssekretär des Innern Vertreter der beteiligten Reichs- und Staatsbehörden, meteorologischen Anstalten und landwirtschaftlichen Körperschaften sowie Sachverständige und Interessenten geladen waren. Die wesentlichsten Beschlüsse dieser Versammlung waren auf die Erlangung eines Witterungsdienstes mit folgenden Einzelheiten gerichtet:

1. Die meteorologische Berichterstattung soll als Angelegenheit allgemeinen, öffentlichen Interesses angesehen und im wesentlichen auf Staatskosten übernommen werden.

2. Indem eine Voraussagung für mehrere Tage oder für noch längere Zeit der weiteren Erforschung empfohlen wird, soll eine vermehrte Sicherheit der Eintagsprognose angestrebt werden durch wissenschaftliche Untersuchungen über den Zustand der höheren Luftschichten

(Gipfelstationen, Drachen, Ballons) und über die Beziehungen der Niederschläge und Gewitter zu den Wittertypen, den Jahreszeiten und den örtlichen Bedingungen, sowie durch Ausdehnung des wettertelegraphischen Dienstes auf Island, die Azoren und die Iberische Halbinsel.

3. Zur Beschleunigung der telegraphischen Berichterstattung soll das seit dem 1. Mai 1900 bestehende schnelle System der Depeschbeförderung auf die übrigen Stationen des Nordwestens sowie auf den Süden und Osten Europas ausgedehnt und außerdem die Verlegung der Morgenbeobachtung auf einen um eine Stunde früheren Zeitpunkt angestrebt werden, falls auf andere Art die Ausgabe der Prognose an die Empfänger bis 12 Uhr mittags nicht zu erlangen ist.

4. Örtliche Nebenstellen (Lokalzentren) sollen eingerichtet werden, an welchen durch Personen von geeigneter Vorbildung auf Grund der nach 3. erweiterten Hamburger Abonnementsdepeschen und von Beobachtungen aus der Nachbarschaft Wetterkarten und Prognosen hergeleitet werden. Diese sollen allen Postanstalten auf Staatskosten zugehen und dort öffentlich angeschlagen werden, wobei die Verbreitung der Prognosen unabhängig von derjenigen der Karten und möglichst rasch zu erfolgen hat.

5. Es ist rechtzeitig dafür zu sorgen, daß Personen von ausreichender fachmännischer Vorbildung und in genügender Zahl für diese Zwecke vorhanden sind.

Die unter 2. erwähnte Beschleunigung der telegraphischen Berichterstattung ist seitens der Seewarte inzwischen durchgeführt worden. Ferner hat man auch mit der unter 5. genannten Vorbereitung geeigneter Kräfte für den Wetterdienst begonnen, namentlich durch Einrichtung des seit 1900 alljährlich an der Landwirtschaftlichen Hochschule stattfindenden „Berliner Wetterkursus“.

Bald danach beschloß der Deutsche Landwirtschaftsrat in seiner 30. Plenarversammlung zu Berlin am 6. bis 8. Februar 1902 wiederum, den Herrn Reichskanzler um Förderung der Wettersache sowie insbesondere um Einsetzung einer „permanenten Kommission für landwirtschaftliche Witterungskunde“ zu bitten, in welcher die beteiligten Behörden nebst Landwirtschaft und Meteorologie vertreten sein sollten.

Auf Veranlassung des preußischen Ministeriums für Landwirtschaft hatten inzwischen Kommissionsberatungen stattgefunden, als deren Ergebnis eine „Denkschrift über die Organisation des Wetternachrichtendienstes“ am 1. Juni 1903 von dem genannten Ministerium herausgegeben wurde. In dieser wird empfohlen, das ganze Land in Prognosenbezirke, welche etwa eine bis zwei Provinzen umfassen, einzuteilen, und in jedem Bezirk eine Dienststelle zu errichten, welcher die Ausgabe gedruckter Wetterkarten und die telegraphische Verbreitung von Prognosen obliegt. In Betreff der Kosten wird vorgeschlagen, daß die Einrichtung und Unterhaltung der Dienststellen von den Einzelstaaten bestritten werden soll, gegebenenfalls mit Beteiligung von Provinzial-

verbänden, Landwirtschaftskammern usw. Für die telegraphische Übermittlung der Prognosen von den Dienststellen zu den Telegraphenstationen solle durch das Reich, für die weitere Beförderung an die Interessenten durch diese gesorgt werden. Dementsprechend ist ein Plan ausgearbeitet worden, welcher für die norddeutschen Staaten acht Dienststellen vorsieht (Königsberg, Bromberg, Breslau, Berlin, Magdeburg, Hamburg, Weilburg, Aachen). Wenn, wie zu hoffen, bei den Etatsberatungen des Reichstages und des preußischen Landtages die nötigen Bewilligungen stattfinden, wird bereits im Sommer 1906 die neue Einrichtung erprobt werden.

Tabelle 1. Psychrometertafel.

Es bedeuten t und f die Temperatur des trockenen und des feuchten Thermometers, m_f den der Temperatur f entsprechenden Sättigungsdruck, a die absolute, r die relative Feuchtigkeit, T den Taupunkt, b den Barometerstand. Die absolute Feuchtigkeit ist berechnet nach der Formel $a = m_f - \frac{1}{2}(t - f) \frac{b}{755}$, wobei der Faktor $\frac{b}{755}$ vernachlässigt wurde. Für negative f wurden die dem Eisdampf entsprechenden Werte von m_f benutzt und also das Vorhandensein einer Eishülle am feuchten Thermometer angenommen.

t	Psychrometrische Differenz											
	0°			1°			2°			3°		
	a	r	T	a	r	T	a	r	T	a	r	T
Grad	mm	Proz.	Grad	mm	Proz.	Grad	mm	Proz.	Grad	mm	Proz.	Grad
— 30	0,3	100	— 30	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— 25	0,5	100	— 25	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— 20	0,8	100	— 20	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— 15	1,3	100	— 15	0,6	55	—22,0	—	—	—	—	—	—
— 10	2,0	100	— 10	1,3	66	—14,5	0,6	33	—22,0	—	—	—
— 9	2,2	100	— 9	1,5	68	—13,2	0,8	37	—19,8	—	—	—
— 8	2,3	100	— 8	1,7	70	—12,0	1,0	42	—17,8	—	—	—
— 7	2,6	100	— 7	1,8	72	—10,7	1,2	45	—15,9	0,5	18	—25,2
— 6	2,8	100	— 6	2,1	74	— 9,5	1,3	48	—14,2	0,7	22	—21,9
— 5	3,0	100	— 5	2,3	75	— 8,3	1,6	51	—12,6	0,8	28	—19,2
— 4	3,3	100	— 4	2,5	77	— 7,1	1,8	54	—11,1	1,1	32	—16,9
— 3	3,6	100	— 3	2,8	78	— 5,9	2,0	57	— 9,7	1,3	36	—14,8
— 2	3,9	100	— 2	3,1	79	— 4,8	2,3	59	— 8,2	1,5	39	—12,8
— 1	4,2	100	— 1	3,4	80	— 3,7	2,6	61	— 6,9	1,8	43	—11,0
0	4,6	100	0	3,7	81	— 2,5	2,9	63	— 5,6	2,1	46	— 9,4
1	4,9	100	1	4,1	83	— 1,4	3,2	65	— 4,3	2,4	49	— 7,8
2	5,3	100	2	4,4	84	— 0,4	3,6	68	— 3,0	2,7	52	— 6,3
3	5,7	100	3	4,8	84	0,6	3,9	69	— 1,9	3,1	54	— 4,8
4	6,1	100	4	5,2	85	1,7	4,3	70	— 0,8	3,4	56	— 3,6
5	6,5	100	5	5,6	86	2,8	4,7	72	0,3	3,8	58	— 2,3
6	7,0	100	6	6,0	86	3,9	5,1	73	1,5	4,2	60	— 1,1
7	7,5	100	7	6,5	87	4,9	5,5	74	2,6	4,6	61	0,0
8	8,0	100	8	7,0	87	6,0	6,0	75	3,8	5,0	63	1,3
9	8,6	100	9	7,5	88	7,0	6,5	76	4,9	5,5	64	2,5
10	9,2	100	10	8,1	88	8,1	7,0	76	6,1	6,0	65	3,8
11	9,8	100	11	8,7	88	9,2	7,6	77	7,2	6,5	66	5,0
12	10,5	100	12	9,3	89	10,2	8,1	78	8,3	7,1	68	6,2
13	11,2	100	13	10,0	89	11,3	8,8	79	9,4	7,7	69	7,3
14	11,9	100	14	10,7	90	12,3	9,5	79	10,5	8,3	70	8,5
15	12,7	100	15	11,4	90	13,3	10,1	80	11,6	9,0	70	9,7

Tabelle 1. Psychrometertafel. (Fortsetzung.)

<i>t</i>	Psychrometrische Differenz											
	0°			1°			2°			3°		
	<i>a</i>	<i>r</i>	<i>T</i>	<i>a</i>	<i>r</i>	<i>T</i>	<i>a</i>	<i>r</i>	<i>T</i>	<i>a</i>	<i>r</i>	<i>T</i>
Grad	mm	Proz.	Grad	mm	Proz.	Grad	mm	Proz.	Grad	mm	Proz.	Grad
16	13,6	100	16	12,2	90	14,4	10,9	81	12,6	9,7	71	10,8
17	14,4	100	17	13,1	90	15,4	11,7	81	13,7	10,4	72	11,9
18	15,4	100	18	14,0	91	16,4	12,6	82	14,8	11,2	73	13,0
19	16,4	100	19	14,9	91	17,5	13,4	82	15,9	12,1	74	14,2
20	17,4	100	20	15,9	91	18,5	14,4	83	16,9	13,0	74	15,3
21	18,5	100	21	16,9	91	19,5	15,4	83	18,0	13,9	75	16,4
22	19,7	100	22	18,0	92	20,6	16,4	83	19,0	14,9	76	17,5
23	20,9	100	23	19,2	92	21,6	17,5	84	20,1	15,9	76	18,5
24	22,2	100	24	20,4	92	22,6	18,7	84	21,1	17,0	77	19,6
25	23,5	100	25	21,7	92	23,6	19,9	84	22,2	18,2	77	20,7
26	25,0	100	26	23,0	92	24,6	21,2	85	23,2	19,4	78	21,8
27	26,5	100	27	24,5	92	25,7	22,5	85	24,3	20,7	78	22,8
28	28,1	100	28	26,0	93	26,7	24,0	85	25,3	22,0	78	23,9
29	29,8	100	29	27,6	93	27,7	25,5	86	26,3	23,5	79	25,0
30	31,6	100	30	29,3	93	28,7	27,1	86	27,4	25,0	79	26,0
	4°			5°			6°			7°		
— 4	0,3	11	—28,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— 3	0,6	16	—23,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— 2	0,8	20	—20,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— 1	1,0	24	—17,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0	1,3	28	—14,6	0,5	12	—24,0	—	—	—	—	—	—
1	1,6	32	—12,4	0,8	16	—19,8	—	—	—	—	—	—
2	1,9	36	—10,5	1,1	21	—16,6	—	—	—	—	—	—
3	2,2	39	— 8,7	1,4	25	—13,9	0,6	10	—23,0	—	—	—
4	2,6	42	— 6,9	1,7	28	—11,5	0,9	15	—18,7	—	—	—
5	2,9	45	— 5,4	2,1	32	— 9,4	1,2	19	—15,3	0,4	6	—27,1
6	3,3	47	— 4,0	2,4	35	— 7,6	1,6	23	—12,5	0,7	10	—20,9
7	3,7	49	— 2,7	2,8	37	— 6,0	1,9	26	—10,3	1,1	14	—16,7
8	4,1	51	— 1,4	3,2	40	— 4,5	2,3	28	— 8,3	1,4	18	—13,6
9	4,5	53	— 0,1	3,6	42	— 3,0	2,7	31	— 6,5	1,8	21	—11,1
10	5,0	54	1,2	4,0	44	— 1,6	3,1	34	— 4,8	2,2	24	— 8,9
11	5,5	56	2,5	4,5	46	— 0,2	3,5	36	— 3,2	2,6	26	— 6,9
12	6,0	57	3,8	5,0	48	1,2	4,0	38	— 1,7	3,0	29	— 5,0
13	6,6	59	5,3	5,5	49	2,6	4,5	40	— 0,2	3,5	31	— 3,3
14	7,2	60	6,3	6,1	51	4,0	5,0	42	1,3	4,0	33	— 1,7
15	7,8	61	7,6	6,7	52	5,3	5,6	44	2,8	4,5	36	— 0,1
16	8,5	62	8,8	7,3	54	6,6	6,2	45	4,2	5,1	37	1,5
17	9,2	63	10,0	8,0	55	7,9	6,8	47	5,6	5,7	39	3,1
18	9,9	64	11,2	8,7	56	9,2	7,5	48	7,0	6,3	41	4,5

Tabelle 1. Psychrometertafel. (Fortsetzung.)

<i>t</i>	Psychrometrische Differenz											
	4°			5°			6°			7°		
	<i>a</i>	<i>r</i>	<i>T</i>	<i>a</i>	<i>r</i>	<i>T</i>	<i>a</i>	<i>r</i>	<i>T</i>	<i>a</i>	<i>r</i>	<i>T</i>
Grad	mm	Proz.	Grad	mm	Proz.	Grad	mm	Proz.	Grad	mm	Proz.	Grad
19	10,7	65	12,3	9,4	57	10,4	8,2	50	8,3	7,0	42	6,0
20	11,6	66	13,5	10,2	59	11,6	8,9	51	9,6	7,7	44	7,4
21	12,4	67	14,7	11,1	60	12,8	9,7	52	10,9	8,4	46	8,7
22	13,4	68	15,8	12,0	61	14,0	10,6	54	12,1	9,2	47	10,1
23	14,4	69	16,9	12,9	61	15,2	11,4	55	13,4	10,1	48	11,4
24	15,4	69	18,0	13,9	62	16,4	12,4	56	14,6	11,0	49	12,7
25	16,5	70	19,1	14,9	63	17,5	13,4	57	15,8	11,9	50	13,9
26	17,7	71	20,2	16,0	64	18,7	14,4	58	17,0	12,9	50	15,2
27	18,9	71	21,3	17,2	65	19,8	15,5	58	18,1	13,9	52	16,4
28	20,2	72	22,4	18,4	65	20,9	16,7	59	19,3	15,0	53	17,6
29	21,6	72	23,5	19,7	66	22,0	17,9	60	20,4	16,2	54	18,0
30	23,0	73	24,6	21,0	67	23,1	19,2	61	21,6	17,4	55	20,0
	8°			9°			10°			11°		
8	0,6	7	-23,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9	0,9	11	-18,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10	1,3	14	-14,7	0,4	4	-26,4	—	—	—	—	—	—
11	1,7	17	-11,8	0,8	8	-20,0	—	—	—	—	—	—
12	2,1	20	-9,4	1,2	11	-15,7	—	—	—	—	—	—
13	2,5	23	-7,1	1,6	14	-12,4	0,7	6	-21,6	—	—	—
14	3,0	25	-5,1	2,0	17	-9,7	1,1	9	-16,6	—	—	—
15	3,5	27	-3,3	2,5	19	-7,3	1,5	12	-12,8	0,6	4	-23,0
16	4,0	30	-1,6	3,0	22	-5,1	2,0	15	-9,9	1,0	8	-17,2
17	4,6	32	0,0	3,5	24	-3,2	2,5	17	-7,3	1,5	10	-13,1
18	5,2	34	1,7	4,1	26	-1,4	3,0	20	-5,0	2,0	13	-9,9
19	5,8	35	3,3	4,7	28	0,3	3,6	22	-3,0	2,5	15	-7,2
20	6,5	37	4,9	5,3	30	2,1	4,2	24	-1,1	3,1	18	-4,8
21	7,2	39	6,4	6,0	32	3,7	4,8	25	0,7	3,7	20	-2,7
22	7,9	40	7,8	6,7	34	5,3	5,5	28	2,5	4,3	22	-0,8
23	8,7	42	9,2	7,4	35	6,9	6,2	29	4,2	5,0	24	1,2
24	9,6	43	10,6	8,2	37	8,4	6,9	31	5,9	5,7	25	3,0
25	10,4	44	12,0	9,1	38	9,8	7,7	33	7,4	6,4	27	4,8
26	11,4	45	13,2	9,9	40	11,2	8,6	34	9,0	7,2	29	6,5
27	12,4	46	14,6	10,9	41	12,6	9,4	35	10,4	8,1	30	8,1
28	13,4	48	15,8	11,9	42	13,9	10,4	37	11,9	8,9	32	9,6
29	14,5	49	17,1	12,9	43	15,2	11,4	38	13,2	9,9	33	11,1
30	15,7	50	18,3	14,0	44	16,5	12,4	39	14,6	10,9	34	12,6

Tabelle 2. Reduktion des Barometerstandes auf 0°.

Vom abgelesenen Barometerstande sind bei Temperaturen über 0° die Zahlen der Tabelle abzuziehen, wenn die Teilung aus Messing besteht. Ist eine Glasteilung verwendet, so werden außerdem auch noch die Zahlen der letzten Kolumne in Abzug gebracht.

Liegt die Temperatur des Barometers unter 0°, so gelten die Zahlen der Tabelle ohne merklichen Fehler mit umgekehrten Vorzeichen und sind also zum abgelesenen Barometerstande zu addieren.

Temperatur	Abgelesener Stand in Millimetern (Messingteilung)							Glas- teilung
	660	680	700	720	740	760	780	
1	0,11	0,11	0,11	0,12	0,12	0,12	0,13	0,01
2	0,22	0,22	0,23	0,24	0,24	0,25	0,25	0,01
3	0,32	0,33	0,34	0,35	0,36	0,37	0,38	0,02
4	0,43	0,44	0,46	0,47	0,48	0,50	0,51	0,03
5	0,54	0,56	0,57	0,59	0,60	0,62	0,64	0,04
6	0,65	0,67	0,69	0,71	0,72	0,74	0,76	0,05
7	0,75	0,78	0,80	0,82	0,85	0,87	0,89	0,05
8	0,86	0,89	0,91	0,94	0,97	0,99	1,02	0,06
9	0,97	1,00	1,03	1,06	1,09	1,12	1,15	0,06
10	1,08	1,11	1,14	1,17	1,21	1,24	1,27	0,07
11	1,18	1,22	1,26	1,29	1,33	1,36	1,40	0,08
12	1,29	1,33	1,37	1,41	1,45	1,49	1,53	0,09
13	1,40	1,44	1,48	1,53	1,57	1,61	1,65	0,10
14	1,51	1,55	1,60	1,64	1,69	1,73	1,78	0,11
15	1,61	1,66	1,71	1,76	1,81	1,86	1,91	0,11
16	1,72	1,77	1,82	1,88	1,93	1,98	2,03	0,12
17	1,83	1,88	1,94	1,99	2,05	2,10	2,16	0,13
18	1,93	1,99	2,05	2,11	2,17	2,23	2,29	0,13
19	2,04	2,10	2,17	2,23	2,29	2,35	2,41	0,14
20	2,15	2,21	2,28	2,34	2,41	2,47	2,54	0,15
21	2,26	2,32	2,39	2,46	2,53	2,60	2,67	0,16
22	2,36	2,43	2,51	2,58	2,65	2,72	2,79	0,17
23	2,47	2,54	2,62	2,69	2,77	2,84	2,92	0,18
24	2,58	2,66	2,73	2,81	2,89	2,97	3,05	0,18
25	2,68	2,77	2,85	2,93	3,01	3,09	3,17	0,19
26	2,79	2,88	2,96	3,04	3,13	3,21	3,30	0,20
27	2,90	2,99	3,07	3,16	3,25	3,34	3,42	0,20
28	3,00	3,10	3,19	3,28	3,37	3,46	3,55	0,21
29	3,11	3,21	3,30	3,39	3,49	3,58	3,68	0,22
30	3,22	3,32	3,41	3,51	3,61	3,71	3,80	0,22

Tabelle 4. Reduktion des Barometerstandes auf Meeresniveau.

Die Zahlen der Tabelle sind zu dem auf 0° reduzierten Barometerstand zu addieren.

Seehöhe des Baro- meters m	Baro- meter- stand red. auf 0° mm	Lufttemperatur										
		—20° mm	—15° mm	—10° mm	—5° mm	0° mm	5° mm	10° mm	15° mm	20° mm	25° mm	30° mm
10	720	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8
	740	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	0,8
	760	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
	780	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
20	720	2,0	1,9	1,9	1,8	1,8	1,8	1,7	1,7	1,7	1,6	1,7
	740	2,0	2,0	1,9	1,9	1,9	1,8	1,8	1,7	1,7	1,7	1,7
	760	2,1	2,0	2,0	1,9	1,9	1,9	1,8	1,8	1,8	1,7	1,7
	780	2,1	2,1	2,0	2,0	2,0	1,9	1,8	1,8	1,8	1,8	1,7
30	720	2,9	2,9	2,8	2,8	2,7	2,6	2,6	2,5	2,5	2,5	2,4
	740	3,0	3,0	2,9	2,8	2,8	2,7	2,7	2,6	2,6	2,5	2,5
	760	3,1	3,0	3,0	2,9	2,9	2,8	2,7	2,7	2,6	2,6	2,5
	780	3,2	3,1	3,1	3,0	2,9	2,9	2,8	2,8	2,7	2,7	2,6
40	720	3,9	3,8	3,7	3,7	3,6	3,5	3,5	3,4	3,3	3,3	3,2
	740	4,0	3,9	3,8	3,8	3,7	3,6	3,6	3,5	3,4	3,4	3,3
	760	4,1	4,0	3,9	3,9	3,8	3,7	3,7	3,6	3,5	3,5	3,4
	780	4,2	4,1	4,0	4,0	3,9	3,8	3,8	3,7	3,6	3,6	3,5
50	720	4,9	4,8	4,7	4,7	4,5	4,4	4,3	4,3	4,2	4,1	4,0
	740	5,0	4,9	4,8	4,8	4,6	4,5	4,5	4,4	4,3	4,2	4,1
	760	5,2	5,1	4,9	4,9	4,8	4,7	4,6	4,5	4,4	4,3	4,2
	780	5,3	5,2	5,1	5,0	4,9	4,8	4,7	4,6	4,5	4,4	4,4
100	710	9,7	9,5	9,3	9,1	8,9	8,8	8,6	8,4	8,3	8,1	8,0
	730	10,0	9,8	9,6	9,4	9,2	9,0	8,8	8,7	8,5	8,4	8,2
	750	10,2	10,0	9,8	9,6	9,3	9,2	9,1	8,9	8,7	8,6	8,4
	770	10,5	10,3	10,1	9,9	9,7	9,5	9,3	9,1	9,0	8,8	8,6
200	710	19,6	19,1	18,8	18,4	18,0	17,6	17,3	17,0	16,7	16,4	16,1
	730	20,1	19,7	19,3	18,8	18,5	18,1	17,8	17,5	17,1	16,8	16,5
	750	20,6	20,2	19,8	19,5	19,0	18,6	18,3	17,9	17,6	17,3	17,0
	770	21,2	20,8	20,3	19,9	19,5	19,1	18,7	18,4	18,1	17,7	17,4
300	700	29,1	28,5	27,9	27,3	26,8	26,1	25,6	25,2	24,7	24,2	23,8
	720	30,0	29,3	28,7	28,1	27,5	26,9	26,4	25,9	25,4	24,9	24,5
	740	30,7	30,0	29,4	28,8	28,3	27,6	27,1	26,6	26,1	25,6	25,1
	760	31,5	30,8	30,2	29,6	29,0	28,3	27,8	27,3	26,8	26,2	25,9

Tabelle 4. Reduktion des Barometerstandes auf Meeresniveau.
(Fortsetzung.)

Seehöhe des Baro- meters m	Baro- meter- stand red. auf 0° mm	Lufttemperatur										
		-20° mm	-15° mm	-10° mm	-5° mm	0° mm	5° mm	10° mm	15° mm	20° mm	25° mm	30° mm
400	690	38,0	37,7	36,9	36,1	35,4	34,7	34,0	33,4	32,8	32,1	31,6
	710	39,6	38,8	38,0	37,2	36,4	35,7	35,0	34,8	33,7	33,1	32,5
	730	40,7	39,8	38,9	38,1	37,4	36,7	36,0	35,3	34,7	34,0	33,4
	750	41,8	40,8	40,0	39,2	38,4	37,6	36,9	36,2	35,6	34,9	34,3
500	680	47,7	47,0	45,6	44,8	43,9	43,0	42,2	41,4	40,7	39,9	39,2
	700	49,1	48,0	47,0	46,1	45,1	44,3	43,4	42,6	41,8	41,0	40,3
	720	50,4	49,3	48,3	47,3	46,4	45,5	44,6	43,8	42,9	42,2	41,4
	740	51,7	50,6	49,6	48,6	47,6	46,7	45,8	45,0	44,1	43,3	42,5
600	670	57,5	56,2	54,4	53,4	52,3	51,2	50,3	49,3	48,4	47,5	46,7
	690	58,5	57,3	56,1	54,9	53,8	52,4	51,7	50,8	49,8	48,9	48,0
	710	60,2	58,9	57,6	56,4	55,3	54,1	53,2	52,2	51,2	50,2	49,3
	730	61,5	60,4	59,1	57,9	56,8	55,7	54,6	53,6	52,6	51,6	50,7
700	670	66,6	65,7	63,8	62,5	61,3	60,1	59,0	57,8	56,8	55,7	54,7
	690	68,6	67,1	65,7	64,4	63,1	61,8	60,6	59,5	58,4	57,3	56,3
	710	70,5	69,0	67,5	66,1	64,8	63,5	62,3	61,1	60,0	58,9	57,8
	730	72,2	70,7	69,3	67,9	66,5	65,2	64,0	62,8	61,6	60,5	59,4
800	660	75,8	74,6	72,3	70,9	69,5	68,1	66,7	65,4	64,1	62,9	61,6
	680	77,2	76,5	74,8	73,1	71,6	70,1	68,7	67,4	66,1	64,8	63,6
	700	80,6	78,6	76,9	75,3	73,8	72,1	70,8	69,4	68,0	66,8	65,6
	720	82,6	80,8	79,0	77,3	75,8	74,1	72,8	71,3	70,0	68,6	67,3
900	640	83,5	81,5	79,7	78,1	76,3	74,8	73,2	71,7	70,4	69,0	67,7
	660	86,0	84,5	82,1	80,4	78,6	77,0	75,4	74,0	72,6	71,1	69,8
	680	87,4	85,4	83,5	82,9	81,1	79,4	77,8	76,2	74,7	73,0	71,9
	700	91,2	89,2	87,2	85,3	83,5	81,7	80,1	78,5	76,9	75,4	74,1
1000	650	94,7	92,4	90,5	88,4	86,7	85,0	83,2	81,4	79,9	78,4	76,8
	670	97,8	95,4	93,3	91,3	89,5	87,6	85,8	84,0	82,3	80,8	79,2
	690	100,7	98,4	96,2	94,1	92,1	90,2	88,2	86,6	84,9	83,3	81,7

Tab. 5. Vergleichung der Thermometerskalen.

$$\begin{aligned}
 n^{\circ} \text{ Celsius} &= \frac{4}{5} n^{\circ} \text{ Réaumur} = (32 + \frac{9}{5} n)^{\circ} \text{ Fahrenheit.} \\
 n^{\circ} \text{ Réaumur} &= \frac{5}{4} n^{\circ} \text{ Celsius} = (32 + \frac{9}{4} n)^{\circ} \text{ Fahrenheit.} \\
 n^{\circ} \text{ Fahrenheit} &= \frac{n - 32^{\circ}}{1,8} \text{ Celsius} = \frac{n - 32^{\circ}}{2\frac{1}{4}} \text{ Fahrenheit.}
 \end{aligned}$$

<i>C</i>	<i>R</i>	<i>F</i>	<i>C</i>	<i>R</i>	<i>F</i>	<i>C</i>	<i>R</i>	<i>F</i>
— 40	— 32	— 40	— 7	— 5,6	19,4	17	13,6	62,7
— 37,5	— 30	— 35,5	— 6,7	— 5,4	20	18	14,4	64,4
— 37,2	— 29,8	— 35	— 6,25	— 5,0	20,75	18,3	14,6	65
— 35	— 28	— 31	— 6	— 4,8	21,2	18,75	15	65,75
— 34,4	— 27,5	— 30	— 5	— 4,0	23,0	19	15,2	66,2
— 31,7	— 25,4	— 25	— 4	— 3,2	24,8	20	16,0	68,0
— 31,25	— 25	— 24,25	— 3,9	— 3,1	25	21	16,8	69,8
— 30	— 24	— 22	— 3	— 2,4	26,6	21,1	16,9	70
— 28,9	— 23,1	— 20	— 2	— 1,6	28,4	22	17,6	71,6
— 26,1	— 20,9	— 15	— 1,1	— 0,9	30	23	18,4	73,4
— 25	— 20	— 13	— 1	— 0,8	30,2	23,9	19,1	75
— 24	— 19,2	— 11,2	0	0	32,0	24	19,2	75,2
— 23,3	— 18,6	— 10	1	0,8	33,8	25	20,0	77,0
— 23	— 18,4	— 9,4	1,7	1,4	35	26	20,8	78,0
— 22	— 17,6	— 7,6	2	1,6	35,6	26,7	21,4	80
— 21	— 16,8	— 5,8	3	2,4	37,4	27	21,6	80,6
— 20,6	— 16,5	— 5	4	3,2	39,2	28	22,4	82,4
— 20	— 16	— 4	4,4	3,5	40	29	23,2	84,2
— 19	— 15,2	— 2,2	5	4,0	41,0	29,4	23,5	85
— 18,75	— 15	— 1,75	6	4,8	42,8	30	24,0	86,0
— 18	— 14,4	— 0,4	6,25	5	43,25	31	24,8	87,8
— 17,8	— 14,2	0	7	5,6	44,6	31,25	25	88,25
— 17	— 13,6	1,4	7,2	5,8	45	32	25,6	89,6
— 16	— 12,8	3,2	8	6,4	46,4	32,2	25,8	90
— 15	— 12,0	5,0	9	7,2	48,2	33	26,4	91,4
— 14	— 11,2	6,8	10	8,0	50	34	27,2	93,2
— 13	— 10,4	8,6	11	8,8	51,8	35	28,0	95
— 12,5	— 10	9,5	12	9,6	53,6	36	28,8	96,8
— 12,2	— 9,8	10	12,5	10	54,5	37	29,6	98,6
— 12	— 9,6	10,4	12,8	10,2	55	37,5	30	99,5
— 11	— 8,8	12,2	13	10,4	55,4	37,8	30,2	100
— 10	— 8,0	14,0	14	11,2	57,2	38	30,4	100,4
— 9,4	— 7,5	15	15	12,0	59,0	39	31,2	102,2
— 9	— 7,2	15,8	15,6	12,5	60	40	32	104,0
— 8	— 6,4	17,6	16	12,8	60,8	—	—	—

Literatur.

- (1) S. 1. J. Hann. Zusammensetzung der Atmosphäre in verschiedenen Höhen. Met. ZS. 20, 122—126; 1903. Die in der Tabelle S. 1 enthaltenen Zahlen für Dichte und Gewicht der Gase sind entnommen aus: Landolt-Börnstein, Physikalisch-chemische Tabellen, 3. Aufl., herausgeg. von R. Börnstein und W. Meyerhoffer, Berlin, 1905.
- (2) S. 2. W. Ramsay. Seltene Gase. Nature 65, 161—164; 1901—02.
- (3) S. 2. A. Gautier. Wasserstoffgehalt der Atmosphäre. C. R. 131, 13—18, 86—90; 1901. Ann. chim. phys. (7) 22, 5—110; 1901.
- (4) S. 2. Maurice de Thierry. Ozon. C. R. 124, 460; 1897.
- (5) S. 3. Frh. Gregor Friesenhof. Dasselbe. Met. ZS. 21, 380—382; 1904.
- (6) S. 3. Ebermayer. Kohlensäure. Wollny, Forsch. a. d. Geb. d. Agrrikulturphys. 13, 424—474; 1890.
- (7) S. 3. J. Aitken. Staub. Proc. Roy. Soc. Edinb. 16, 135—172; 1888—89. Trans. Roy. Soc. Edinb, 35, 1—19; 1890.
- (8) S. 3. R. Assmann. Dasselbe. Festschr. d. Stadt Magdeburg, gewidmet der 57. Naturforschervers. 1884, S. 210.
- (9) S. 4. W. J. Prim. Dasselbe. Pall Mall Gazette. Met. ZS. 9, 118—119; 1892.
- (10) S. 4. G. Lüdeling. Dasselbe. Illustr. aeronaut. Mitt. 7, 321—329; 1903.
- (11) S. 4. A. Gautier. Salzgehalt der Seeluft. C. R. 128, 715—716; 1899.
- (12) S. 4. G. Hellmann und W. Meinardus. Staubfall vom 9. bis 12. März 1901. Abh. d. Kgl. Preuß. Met. Inst. 2, Nr. 1; 1901. Auszug: Met. ZS. 19, 180—184; 1902.
- (13) S. 5. J. Binot. Bakterien auf dem Mont Blanc. C. R. 134, 673—676; 1902.
- (14) S. 8. F. Erk. Isoplethen. Met. ZS. 2, 281—298; 1885.
- (15) S. 8. C. Kassner. Dasselbe. Met. ZS. 20, 100—103; 1903.
- (16) S. 8, 14. H. Kienast. Dasselbe. Das Klima von Königsberg II. Der Gang der Lufttemperatur nach Stundenwerten der Jahre 1890—1903. Königsberg 1904.
- (17) S. 8. E. Knies. Dasselbe. Met. ZS. 22, 83—85; 1905.
- (18) S. 8. R. Börnstein. Dasselbe. Met. ZS. 15, 329; 1898. ZS. f. phys.-chem. Unter. 18, 149; 1905.
- (19) S. 11. E. F. Nichols. Sternstrahlung. The Astrophys. Journ. 13, 101—141; 1901.
- (20) S. 12, 13. S. P. Langley. Sonnenstrahlung. Researches on solar heat and its absorption by the earth's atmosphere. Profess. Papers Sign. Serv. No. 15, Washington 1884.
- (21) S. 12. Derselbe. Dasselbe. The Astrophys. Journ. 19, 305—321; 1904. Sillim. Amer. Journ. of Science (4) 19, 246; 1905.
- (22) S. 12. Knut Ångström. Dasselbe. Nova Acta Reg. Soc. Upsal. (3) 1900.
- (23) S. 13. J. W. Strutt (Lord Rayleigh). Himmelsfarbe. Phil. Mag. (4) 41, 107—120, 274—279, 447—454; 1871.

- (24) S. 15. H. W. Dove. Mitteltemperatur der Parallelkreise. Berlin. Monatsberichte 1852, S. 196—205.
- (25) S. 15. R. Spitaler. Dasselbe. Wien. Denkschr. math.-naturw. Kl. 51 [2], 1—20; 1886.
- (26) S. 16. W. v. Bezold. Klimatologische Mittelwerte der Breitenkreise. Berlin. Sitzber. 1901, S. 1330—1343.
- (27) S. 16. J. Hann. Dasselbe. Klimatologie, 2. Aufl. 1, 103, 200; 217.
- (28) S. 18. W. Köppen. Temperaturunterschied zwischen Wasser und Land. Klimalehre, Leipzig, Göschen, 1899. Met. ZS. 17, 183; 1900.
- (29) S. 18. Otto Pettersson. Golfstrom und Lufttemperatur. Met. ZS. 13, 285—321; 1896.
- (30) S. 19. Wilh. Meinardus. Dasselbe. Met. ZS. 15, 85—105; 1898. Naturw. Rdsch. 12, 105—107, 209—213; 1898. ZS. d. Ges. f. Erdk. Berlin 33, 183—200; 1898.
- (31) S. 19. Derselbe. Nordatlantische Luftzirkulation und FrühjahrsTemperaturen in Mitteleuropa. Ann. d. Hydr. 32, 353—362; 1904. Met. ZS. 22, 398—412; 1905.
- (32) S. 19. J. Hann. Vertikale Temperaturverteilung im Gebirge. Hann, Klimatologie, 2. Aufl., 1, 241; 1897.
- (33) S. 19. R. Süring. Dasselbe. Diss. Berlin 1890.
- (34) S. 19. J. Hann. Dasselbe. Klimatologie, 2. Aufl., 1, 242; 1897.
- (35) S. 20. Chr. Wiener. Sonnenstrahlung. Österr. ZS. f. Met. 14, 113—130; 1879.
- (36) S. 21. V. Regnault. Verdampfungswärme des Wassers. Mém. de l'Acad. 21, 635; 1847.
- (37) S. 22, 29, 36. J. Schubert. Wärmewirkung der Gewässer. Der Wärmeaustausch im festen Erdboden, in Gewässern und in der Atmosphäre. Berlin, Jul. Springer, 1904.
- (38) S. 23. V. Kremser. Klima von Helgoland. Ann. d. Hydr. 19, 177—188, 217—229; 1891.
- (39) S. 23. Th. v. Neergard. Schutz gegen Bodenfrost mittels Bewässerung. Landwirtsch. Wochenbl. f. Schleswig-Holstein 23, 152—153; 1883.
- (40) S. 23. J. Schubert. Waldtemperatur. ZS. f. Forst- u. Jagdwesen 1897, S. 575—588. Met. ZS. 21, 303—304; 1904.
- (41) S. 25. A. Woeikoff. Wärmeschwankung von Berg und Tal. Klimate d. Erde 1, Kap. 8. Österr. ZS. f. Met. 18, 211—220, 241—248; 1883.
- (42) S. 26. Selim Lemström. Frostfackeln. Om nattfrosterna och medlen att förekomma deras härjningar. Helsingfors 1893. Acta Soc. Scient. Fennicae 30, Nr. 3. Referat Met. ZS. 13, (37—39); 1896.
- (43) S. 26. Reifheizen. L. Fischer. Met. ZS. 19, 425; 1902.
- (44) S. 26. Stroh gegen Bodenfrost. Mitteilung des Herrn Ökonomierat Späth in Berlin.
- (45) S. 26. H. E. Hamberg. Sommernachtfröste in Schweden. Kongl. Svenska Vet.-Akad. Handl. 38, Nr. 1, 66; 1904.
- (46) S. 26. V. Kremser. Temperaturveränderlichkeit. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Met. Inst. 1, Nr. 1, 1888.
- (47) S. 27. A. Erman. Maifröste. Pogg. Ann. 48, 582—601; 1839.
- (48) S. 27. H. W. Dove. Dasselbe. Abh. d. Akad. d. W. Berlin 1856, phys. Kl., S. 121—192.
- (49) S. 27. R. Assmann. Dasselbe. Magdeb. Ztg. 1883. Österr. ZS. f. Met. 18, 146—148; 1883.
- (50) S. 27. W. v. Bezold. Dasselbe. Abh. math.-phys. Kl. Akad. d. W. München 14 [2], 69—108; 1883. Österr. ZS. f. Met. 18, 268—274; 1883.
- (51) S. 27. H. Hergesell. Dasselbe. Met. ZS. 17, 16; 1900.
- (52) S. 27. V. Kremser. Dasselbe. Met. ZS. 17, 209—214; 1900.

- (53) S. 27. K. Rudel. Dasselbe. *Met. ZS.* **17**, 373—375; 1900.
- (54) S. 27. Raoult Gautier u. Henry Duaimé. Dasselbe. *Arch. sc. phys.* (4) **15**, 545; 1903.
- (55) S. 27. Friesenhof. Dasselbe. *Met. ZS.* **21**, 232—235; 1904.
- (56) S. 27. Wilh. Marten. Kälterückfälle im Juni. *Diss. Berlin* 1892. *Abh. d. Kgl. Preuß. Met. Inst.* **2**, Nr. 3.
- (57) S. 28. G. Hellmann. Dasselbe. *Met. ZS.* **17**, 333—335; 1900.
- (58) S. 29. J. Franz. Bodentemperatur in Königsberg. *Schr. d. phys.-ökon. Ges. Königsberg* **36**, 51—66, 1895.
- (59) S. 30. Th. Homén. Bodentemperaturen. Om Nattfroster. Helsingfors 1893. Bodenphysikalische und meteorologische Beobachtungen mit besonderer Berücksichtigung des Nachtfrostphänomens. Berlin, Mayer u. Müller, 1894.
- (60) S. 30. Ernst Leyst. Dasselbe. *Schr. d. phys.-ökon. Ges. Königsberg* **33**, 1—67; 1892.
- (61) S. 30. T. Okada. Dasselbe. *Journ. of the Met. Soc. of Japan*, Sept. 1904. *Met. ZS.* **22**, 87—88; 1905.
- (62) S. 31. Häpke. Warmwasserteiche. *Himmel und Erde* **12**, 316—321; 1900.
- (63) S. 31. Al. v. Kaleczinsky. Dasselbe. *Ann. d. Phys.* (4) **7**, 408—416; 1902. **14**, 843—847; 1904.
- (64) S. 32. A. Berson u. R. Süring. Hochfahrt. *Ergebn. d. Arb. am Aeronaut. Obs. i. d. Jahren 1900 u. 1901*, S. 224—234; 1902. III. *aeronaut. Mitt.* 1900, S. 114 (Ballonbeschreibung); 1901, S. 117—119.
- (65) S. 32. Registrier- und Fesselballons. Persönliche Mitteilung des Herrn A. Berson.
- (66) S. 32. L. Teisserenc de Bort. Drachenaufstieg. *Annu. Soc. Mét. de France* **51**, 203; 1903. In neuester Zeit hat ein mittels sechs verbundener Drachen gehobener Registrierapparat des Aeronautischen Observatoriums Lindenberg am 25. November 1905 die Höhe von 6430 m erreicht und dort einen Luftdruck von 330 mm und eine Temperatur von $-25,0^{\circ}$ (am Boden $4,9^{\circ}$) aufgezeichnet. *Wetter* **22**, 262, H. 11; 1905.
- (67) S. 33. Kurt Wegener. Temperaturgang 1000 m über Berlin. *Met. ZS.* **21**, 273—276; 1904.
- (68) S. 34. W. v. Bezold. Potentielle Temperatur. Berlin. *Sitzber.* 1888, S. 1189—1206.
- (69) S. 34. Shaw u. Dines. Temperatur höherer Luftschichten. *Proc. Roy. Soc.* **72**, 13—15; 1903.
- (70) S. 34. J. Hann. Inversion. *Met. ZS.* **18**, 211—216; 1901.
- (71) S. 35. R. Assmann. Dasselbe. Berlin. *Sitzber.* 1903, S. 298—306.
- (72) S. 35. A. Berson. Dasselbe. *Wissensch. Luftfahrten* **3**, 127; 1900.
- (73) S. 35. Derselbe. Schichten der Atmosphäre. *Ebenda* S. 66.
- (74) S. 36. L. Teisserenc de Bort. Dasselbe. *Annu. Soc. Mét. de France* **50**, 49—52; 1902. *C. R.* **134**, 987—989; 1902.
- (75) S. 36. R. Assmann. Dasselbe. Berlin. *Sitzber.* 1902, S. 495—504.
- (76) S. 36, 47. Joh. Schubert. Mitteltemperatur u. a. in höheren Luftschichten. 21. *Jahresber. d. Berlin. Zweigver. d. D. Met. Ges.* 1904.
- (77) S. 36. L. Teisserenc de Bort. Dasselbe. *C. R.* **138**, 43—45; 1904.
- (78) S. 37. Derselbe. Jährlicher Gang der Temperatur in höheren Luftschichten. *C. R.* **129**, 417—420; 1899.
- (79) S. 37. R. Nimführ. Tiefe Temperatur. *Met. ZS.* **22**, 289—299; 1905.
- (80) S. 37. Abbé Maze. Erstes Quecksilberthermometer. *C. R.* **120**, 732—733; 1895.
- (81) S. 40. R. Börnstein. Berliner Temperaturverhältnisse. 15. *Jahresber. d. Berlin. Zweigver. d. Deutsch. Met. Ges.* 1898; vgl. auch R. Börnstein u. E. Less. *Met. ZS.* **15**, 321—332; 1898.

- (82) S. 41. R. Assmann. Aspirationspsychrometer. Berlin. Sitzber. 1887 [2], S. 938—945.
- (83) S. 42. J. Hann. Vertikale Dampfdruckverteilung. Österr. ZS. f. Met. 9, 193—200; 1874.
- (84) S. 42. W. v. Bezold. Spezifische Feuchtigkeit (Definition). ZS. f. Luftschiff. u. Phys. d. Atm. 13, 1—9; 1894.
- (85) S. 42. O. J. Broch. Sättigungsdruck. Trav. et Mém. Bur. Internat. des Poids et Mes. 1 A, 33; 1881. Umgerechnet nach Wiebe und für Wasserstoffskala durch Scheel, Landolt-Börnstein, Physikalisch-chemische Tabellen, 3. Aufl., S. 118—120, 1905.
- (86) S. 42. W. v. Bezold. Spezifische Feuchtigkeit (Zahlenwerte). Berlin. Sitzber. 1890, S. 355—390.
- (87) S. 44. H. Wild. Sättigungsdefizit. Wild Repert. f. Met. 4, Nr. 7, 5; 1875.
- (88) S. 45. G. Ed. Stelling. Verdunstung. Wild Repert. f. Met. 7, Nr. 6, 1—75; 1880.
- (89) S. 45. O. Britzke. Dasselbe. Ebenda 17, Nr. 10, 1—54; 1894.
- (90) S. 45. H. Meyer. Jährlicher Gang der Luftfeuchtigkeit. Met. ZS. 2, 153—162; 1885.
- (91) S. 45. J. Hann. Dasselbe. Wien. Ber. 104 [2a], 351—401; 1895.
- (92) S. 46. A. Buchan. Dampfdruck auf dem Nordatlantischen Ozean. Siehe J. Hann. Met. ZS. 8, 281—293; 1891.
- (93) S. 46. St. Hepites. Dasselbe in Bukarest. Ann. Inst. Mét. Roman. 9, C. 320; 1893.
- (94) S. 46. J. Hann. Dasselbe auf dem Sonnblick. Wien. Ber. 104 [2a], 351—401; 1895.
- (95) S. 46. R. Süring. Vertikale Verteilung der Feuchtigkeit. Wissensch. Luftfahrten 3, 133—175; 1900.
- (96) S. 48. A. J. Ceyp. Schwüle. Himmel u. Erde 1, 596—602; 1889.
- (97) S. 48. A. Anderson. Taupunkt und nächtliches Temperaturminimum. Edinb. Phil. Journ. 11, 161—169; 1824.
- (98) S. 49. Ebel. Föhn. Mitt. d. naturf. Ges. Zürich 2, 24 und
- (99) S. 49. James P. Espy. Philosophy of storms, Boston 1841. Fourth Met. Rep., Febr. 1857, zit. von J. Hann. Met. ZS. 2, 393; 1885.
- (100) S. 49. H. v. Helmholtz. Dasselbe. Populäre Vorträge 1, 97; 1876.
- (101) S. 49. H. Wild. Dasselbe. Über Föhn und Eiszeit. Bern 1868; Der Schweizer Föhn. Bern 1868.
- (102) S. 49. J. Hann. Dasselbe. Außer anderen Arbeiten, die in Hann, Klimatologie 1, 332; 1897 zusammengestellt sind; Wien. Ber. 85 [2], 416—440; 1882. Met. ZS. 2, 393—399; 1885.
- (103) S. 50. Derselbe. Dynamische Abkühlung feuchter Luft. ZS. d. österr. Ges. f. Met. 9, 326; 1874.
- (104) S. 51. H. Wild. Föhn. Denkschr. d. Schweiz. naturf. Ges. 38, 2. Hälfte; 1901.
- (105) S. 52, 76. J. Maurer. Föhn. Atmosphärische Strahlenbrechung. Met. ZS. 22, 49—63; 1905.
- (106) S. 52. Kerner v. Marilaun. Dasselbe. ZS. d. D.-Österr. A. V. 23, 1892. Titelbild.
- (107) S. 52. Friedr. Treitschke. Dasselbe. Jahrb. d. Königl. Akad. d. gemeinnützigen Wissensch. Erfurt (n. F.), H. 29; 1903.
- (108) S. 52. P. Czermak. Dasselbe. Met. ZS. 20, 35—37; 1903.
- (109) S. 52. Derselbe. Dasselbe. Wien. Anz. 1901, S. 310—315. Phys. ZS. 3, 185—187; 1902. Met. ZS. 19, 75—78; 1903.
- (110) S. 52, 126. W. v. Bezold. Klimatische Bedeutung vertikaler Luftströme. Berlin. Sitzber. 1900, S. 356—372.

- (111) S. 52. R. Billwiller. Bergföhn und antizyklonaler Föhn. Met. ZS. 16, 204—215; 1899.
- (112) S. 52. Rob. Billwiller jun. Dasselbe. Diss., Bern 1904. Ann. d. Schweiz. met. Zentralanst. 1902.
- (113) S. 53. Baron F. Wrangel. Bora. Wild Repert. f. Met. 5, Nr. 4; 1876. ZS. der österr. Ges. f. Met. 11, 238—240; 1876.
- (114) S. 53. G. Schwalbe. Verdunstung. Met. ZS. 19, 49—59; 1902.
- (115) S. 54. O. Bock. Dasselbe. Beitr. z. Geophysik 6. Auszug Met. ZS. 21, 82—83; 1904.
- (116) S. 54. T. Okada. Dasselbe. Met. ZS. 19, 339—342; 1902.
- (117) S. 55. N. Ekholm. Psychrometer unter 0°. Exploration internat. des régions polaires. Observ. faites au Cap Thordsen, Spitzberg, par l'expéd. suéd. publ. par l'acad. roy. des sc. de Suède 1, Stockholm; 1891.
- (118) S. 56. Coulier. Staubkerne bei der Nebelbildung. Journ. de pharm. et de chim. (4) 22, 165—173, 254—255; 1875.
- (119) S. 56. John Aitken. Dasselbe. Proc. Roy. Soc. Edinb. 11, 14—18, 122—126; 1880—81. Nature 23, 195—197; 1881, und spätere Arbeiten.
- (120) S. 56, 57. Rob. v. Helmholtz. Dasselbe. Diss., Berlin 1885. Wied. Ann. 27, 508—543; 1886. Naturw. Rundsch. 1, 69—71; 1886. Met. ZS. 3, 263—265; 1886.
- (121) S. 56. Gust. Melander. Dasselbe. Sur la condensation de la vapeur d'eau dans l'atmosphère. Helsingfors 1897.
- (122) S. 57. Sir William Thomson. Abhängigkeit des Dampfdrucks von der Form der Flüssigkeitsoberfläche. Proc. Roy. Soc. Edinb. 7, 63—68; 1870. Phil. Mag. (4) 42, 448—452; 1871.
- (123) S. 57. R. Assmann. Nebeltröpfchen. Met. ZS. 2, 41—47; 1885.
- (124) S. 57. R. Clausius. Dunstbläschen. Crelles Journ. 34. 36, 185. Wied. Ann. 72, 294—314; 1847. 76, 161—188, 188—195; 1849.
- (125) S. 58. Joh. Kiessling. Nebeltröpfchen. Met. ZS. 1, 121; 1888.
- (126) S. 59. H. Elias. Nebelbildung. Ergebn. d. Arb. am Aeronaut. Obs. Okt. 1901 bis Dez. 1902. Berlin 1904.
- (127) S. 59. Gottfr. Streun. Nebelverhältnisse der Schweiz. Diss., Bern 1899. Ann. d. Schweiz. Met. Zentralanst. 1899.
- (128) S. 59. W. v. Bezold. Geringe Kondensation durch Luftmischung. Berlin. Sitzber. 1890, S. 355—390.
- (129) S. 60. Victor Conrad. Wassergehalt der Wolken. Wien. Denkschr. math.-phys.-Kl. 73; 1901. Met. ZS. 16, 566—567; 1901. 10. Jahresber. d. Sonnblick-Ver. f. d. Jahr 1901, S. 7—9.
- (130) S. 60. Will. Ferrel. Untere Wolkengrenze. A popular treatise on the winds. Newyork 1889, 33 S.
- (131) S. 60. Heinr. Hertz. Feuchtigkeitsstadien aufsteigender Luft. Met. ZS. 1, 421—431, 474—475; 1884.
- (132) S. 60. H. Mohn. Dasselbe. Mohn, Grundzüge der Meteorologie, 5. Aufl. 1898, S. 211.
- (133) S. 63. A. Berson. Latente Wolken. Wissenschaftl. Luftfahrten 2, 158, 284; 1900.
- (134) S. 63. Luke Howard. Wolkenformen. An essay of the modifications of clouds, London 1802; neu aufgelegt, London 1865. Die Wolkenformen sind auch beschrieben in: Tilloch Phil. Mag. Nr. 62. Bibl. britann. Sc. and Arts 27, 185. Gilb. Ann. 21, 137—159; 1805 und Nicholson's Journ. 1811. Gilb. Ann. 51, 1—48; 1815.
- (135) S. 63. W. v. Goethe. Wandwolke. Goethes sämtliche Werke, Cottasche Ausgabe von 1840—58, 40, 316.
- (136) S. 63. H. Hildebrandsson, A. Riggenbach, L. Teisserenc de Bort. Atlas international des nuages. Paris, Gauthier-Villars et fils, 1896.

- (137) S. 66. F. Vettin. Wolkenhöhen. Österr. ZS. f. Met. **17**, 275; 1882.
- (138) S. 66, 73. R. Süring. Dasselbe. Met. ZS. **21**, 358—371; 1904. (Potsdamer Beobachtungen.) Ill. Aeronaut. Mitt. 1901, S. 97.
- (139) S. 66. Derselbe. Cumulusbildung. Met. ZS. **17**, 177—179; 1900. Vgl. auch Wissensch. Luftfahrten **3**, 190; 1900.
- (140) S. 67. F. Vettin. Rauchversuche. Pogg. Ann. **102**, 246—255; 1857. Met. ZS. **1**, 227—230, 271—276; 1884. Vgl. auch R. Börnstein, ZS. f. phys. u. chem. Unterr. **18**, 152; 1905.
- (141) S. 67. K. Mack. Wirbelbewegungen. Met. ZS. **15**, 280—298; 1898.
- (142) S. 67, 68. Derselbe. Wolkenformen. Met. ZS. **20**, 289—306; 1903.
- (143) S. 67. Streit. Hagelturmwolke. Met. ZS. **13**, 14—15; 1896.
- (144) S. 68. C. Kassner. Dasselbe. Met. ZS. **18**, 526—528; 1901.
- (145) S. 68. H. I. H. Groneman. Dasselbe. Met. ZS. **18**, 176—177; 1901.
- (146) S. 68. Clement Ley. Wolken und Wetterzeichen. Die moderne Meteorologie. Sechs Vorlesungen, gehalten auf Veranlassung der Meteor. Gesellsch. zu London. Deutsche Origin.-Ausg. Braunschweig, Friedr. Vieweg u. Sohn, 1882, S. 152.
- (147) S. 68. A. de Quervain. Gewitter-Altocumulus. Met. ZS. **21**, 137—138; 1904.
- (148) S. 69. F. Erk. Flußläufe auf einer Wolkendecke abgebildet. Illustr. Mitt. d. Oberrhein. Ver. f. Luftschiff. 1898, H. 2, 3; Met. ZS. **15**, 216—225, 1898.
- (149) S. 69. K. v. Bassus. Dasselbe. Ill. Aeronaut. Mitt. **9**, 9—17; 1905. Jahrb. d. Deutsch. Luftsch.-Verb. 1905, S. 149—156.
- (150) S. 69. Derselbe. Gleiche Erscheinung über dem Rheinfl. Prometheus **16**, Nr. 808, 441; 1905.
- (151) S. 69. H. v. Helmholtz. Wogenwolken. Berlin. Sitzber. 1889 [2], S. 761—780; Verh. Physik. Ges. **8**, 61—76; 1889.
- (152) S. 71. H. Geitel. Nachahmung der Luftwogen. Met. ZS. **17**, 426—427; 1900.
- (153) S. 72. F. Vettin. Messung der Wolkenbewegung. Österr. ZS. f. Met. **17**, 267—275, 351—358; 1882. **18**, 92—97, 162—165; 1883.
- (154) S. 72. N. Ekholm. Dasselbe. Met. ZS. **5**, 125—132; 1888.
- (155) S. 73. L. Teisserenc de Bort. Räumliche Verteilung der Bewölkung. Ann. Bur. Centr. Mét. de France 1884, **1**.
- (156) S. 73. J. Liznar. Täglicher Gang der Bewölkung. Österr. ZS. f. Met. **20**, 241—250; 1885.
- (157) S. 74, 75. J. Hann. Sonnenscheindauer. Lehrb. d. Met. 2. Aufl. 1905, S. 220.
- (158) S. 75. Grünh. Dasselbe. Met. ZS. **17**, 135—136; 1900.
- (159) S. 75. P. Wilski. Durchsichtigkeit der Luft. Diss., Rostock 1902.
- (160) S. 76, 77. W. v. Bezold. Dämmerung. Pogg. Ann. **123**, 240—276, 1864.
- (161) S. 78. Derselbe. Dämmerungserscheinungen nach dem Krakatauausbruch. Österr. ZS. f. Met. **19**, 72—73; 1884.
- (162) S. 79. G. Neumayer. Staub vom Krakatau. Met. ZS. **1**, 1—4, 49—65, 156—163, 181—198, 277—282, 311—319; 1884.
- (163) S. 79. E. A. Rollo Russel u. E. Douglas Archibald. Optische Erscheinungen infolge des Krakatauausbruches. In: The eruption of Krakatoa and subsequent phenomena. Report of the Krakatoa-Committee of the Royal Society. Edited by G. J. Symons, London 1888, besprochen von J. M. Pernter. Met. ZS. **6**, 329—339, 409—418, 447—466; 1889.
- (164) S. 79. Joh. Kiessling. Untersuchungen über Dämmerungserscheinungen zur Erklärung der nach dem Krakatauausbruch beobachteten atmosphärisch-optischen Störung. Hamburg und Leipzig, Leop. Voss, 1888.

- (165) S. 79. M. Wolf. Staub vom Mont Pelée. Vierteljahrsschr. d. Astron. Ges. **38**, 1117. Met. ZS. **20**, 377; 1903.
- (166) S. 79. W. Láska. Dasselbe. Met. ZS. **20**, 568—569; 1903. **21**, 514—516; 1904.
- (167) S. 79. F. A. Forel. Dasselbe. Met. ZS. **20**, 519—520; 1903. C. R. **138**, 688—690; 1904. **140**, 694; 1905. Met. ZS. **21**, 225—226; 1904, **22**, 170; 1905.
- (168) S. 79. J. Maurer. Dasselbe. Met. ZS. **22**, 91—92; 1905.
- (169) S. 79. O. Jesse. Leuchtende Nachtwolken. Met. ZS. **9**, 413—417; 1892. Astron. Nachr. **140**, 161—168; 1896.
- (170) S. 79. Dasselbe. Gaea **35**, 634; 1899. Met. ZS. **17**, 182; 1900.
- (171) S. 79. W. H. Julius. Grüner Strahl. Arch. Néerl. (2) **6**, 385—389; 1901. Auszug bei A. Schmidt, Deutsche Revue, Aprilheft 1902. Met. ZS. **19**, 337—338; 1902.
- (172) S. 82. J. B. Messerschmitt. Halophänomene. Ann. d. Hydr. **28**, 32—41; 1900. Met. ZS. **18**, 120—131; 1901.
- (173) S. 82. A. Sprung. Halophotographie. Met. ZS. **19**, 345—348; 1902.
- (174) S. 82. H. Mohn. Nordlicht. Mohn, Grundzüge der Meteorologie, 5. Aufl. 1898, S. 386.
- (175) S. 83. W. F. Badgley. Taubildung. Quart. Journ. Met. Soc. **17**, 80—87; 1891.
- (176) S. 83. R. Russel. Dasselbe. Observations on dew and frost, publ. by Mr. Edward Stanford. Auszug: Nature **47**, 210—213; 1892—93; Met. ZS. **10**, 390—393; 1893.
- (177) S. 83. E. Wollny. Dasselbe. Wollny, Forsch. a. d. Geb. d. Agrikulturphys. **15**, 111—151; 1892.
- (178) S. 84. J. Juhlin. Dampfdruck über Wasser und Eis. Bihang Kongl. Svenska Vetensk.-Akad.-Handl. **17** [1], Nr. 1; 1891.
- (179) S. 84. J. Aitken. Reif. Proc. Roy. Soc. Edinb. **14**, 121; 1886—1887.
- (180) S. 84. R. Assmann, Rauhreif. Wetter **2**, 25—32; 1886.
- (181) S. 85, 87. P. Lenard. Regentropfen. Met. ZS. **21**, 249—262; 1904.
- (182) S. 87. Derselbe. Deformation der fallenden Tropfen. Wied. Ann. **30**, 230; 1887.
- (183) S. 88. Alb. Defant. Größe der Regentropfen. Wien. Sitzber. **114**, 585; 1905. Auszug Met. ZS. **22**, 321—324; 1905.
- (184) S. 88. W. v. Bezold. Berlin. Sitzber. 1892, S. 306 u. 307.
- (185) S. 89. Ch. Goutereau. Dasselbe. Annu. Soc. Mét. de France **50**, 106—108; 1902. Met. ZS. **19**, 312—313; 1902.
- (186) S. 89. J. R. Plumandon. Dasselbe. Met. ZS. **19**, 376; 1902.
- (187) S. 89. K. Prohaska. Dasselbe. Met. ZS. **8**, 125; 1891. **22**, 178; 1905.
- (188) S. 89. J. M. Pernter. Dasselbe. Met. ZS. **19**, 378; 1902.
- (189) S. 89. Ad. Rörig. Dasselbe. Naturw. Wochenschr. (n. F.) **1**, 572—573; 1902. Met. ZS. **19**, 580—581; 1902.
- (190) S. 90. Albert Stiger. Hagelschießen. Met. ZS. **14**, 32—33, 148—151; 1897.
- (191) S. 90. G. Suschnig. Dasselbe. Referat über die Erfolge und Beobachtungen beim Wetterschießen in Österreich, erstattet dem 2. internat. Wetterschießkongreß in Padua (25. bis 29. Nov. 1900). Graz, Carl Greinitz Neffen.
- (192) S. 90. J. M. Pernter u. W. Trabert. Dasselbe. Met. ZS. **17**, 385—414; 1900. Man vergleiche auch: J. M. Pernter. Met. ZS. **18**, 25—28; 1901 und Das moderne Wetterschießen in: Die Kultur, herausgeg. v. d. österr. Leo-Gesellschaft in Wien, 1901.

- (193) S. 90. Rud. Szutsek. Das praktische Wetterschießen. Graz, Hans Wagner, 1900.
- (194) S. 91. L. Dufour. Erstarren überkalteter Wassertröpfchen. C. R. **52**, 750—752; 1861. Arch. sc. phys. (2) **10**, 346—371; 1861. Pogg. Ann. **114**, 530—554; 1861.
- (195) S. 91. Luigi Bombicci. Hagelschießen. Spari contro le grandinate. Notizie e consiglie. Bologna tipogr. Mareggiani, Luglio 1899, 36 S.
- (196) S. 91. E. Dorn. Dasselbe. Met. ZS. **17**, 280—281; 1900.
- (197) S. 91. K. Mack. Dasselbe. Jahreshefte d. Ver. vaterl. Naturk. in Württemb. **56**, 481; 1900.
- (198) S. 91. G. Lachmann. Gewitter und Hagel an den Schießplätzen. Met. ZS. **18**, 559—566; 1901.
- (199) S. 92. Wilh. Meinardus. Eisregen. Wetter **15**, 247—260; 1898.
- (200) S. 92. H. Stade. Gefrorener Regen. Wetter **19**, 189—190; 1902.
- (201) S. 92. John Murray. Niederschlagshöhe der verschiedenen Breiten. Scot. Geogr. Mag. **3**, Nr. 2, Febr. 1887. Auszug mit Umrechnung auf Metermaß Met. ZS. **4** [63—64]; 1887.
- (202) S. 93. V. Kremser. Niederschlagshöhe am preußischen Höhenzuge. In: Die klimatischen Verhältnisse des Memel-, Pregel- und Weichselstromgebietes. Berlin 1900, 57. Auszug Met. ZS. **17**, 289—317, 337—355; 1900.
- (203) S. 93. R. Assmann. Gebirge und Niederschlag. In: Der Einfluß der Gebirge auf das Klima von Mitteldeutschland. Forsch. z. deutsch. Landes- u. Volkskunde, herausgeg. v. R. Lehmann, **1**, H. 6, 315—318. Stuttgart, Engelhorn, 1886.
- (204) S. 93. J. Hann. Dasselbe. Hann, Klimatologie, 2. Aufl., **1**, 296; 1897.
- (205) S. 93. F. Erk. Höhenregion der größten Niederschlagsmenge. Met. ZS. **4**, 55—69; 1887.
- (206) S. 93. Hugo Meyer. Niederschlagsverhältnisse Deutschlands. Archiv der Seewarte **11**, Nr. 6; 1888.
- (207) S. 94. G. Hellmann. Regenarme und regenreiche Gebiete Deutschlands. Met. ZS. **3**, 429—437, 473—485; 1886. Regenkarte d. Provinzen Westpreußen und Posen. Berlin, Dietrich Reimer, 1900.
- (208) S. 94. A. Sprung. Täglicher Gang des Regens. Anhang z. Jahresber. d. Berl. Zweigver. d. Deutsch. Met. Ges. 1899.
- (209) S. 94. R. Börnstein. Dasselbe. Ebenda **14**, 1897. Met. ZS. **14**, 209—214; 1897.
- (210) S. 94. P. Schreiber. Dasselbe. Jahrb. d. K. Sächs. Met. Inst. **12** [1], 138, 1894. Zusammengerechnet von E. Less. Met. ZS. **17**, 55—56; 1900.
- (211) S. 94. Alb. Riggenbach. Dasselbe. Ergebnisse siebenjähriger Niederschlagsregistrierungen in Basel. Karlsruhe 1898.
- (212) S. 94. E. Less. Met. ZS. **17**, 49—71; 1900.
- (213) S. 94. J. Hann. Dasselbe. Met. ZS. **6**, 221—224, 229; 1889.
- (214) S. 94. M. Topolansky. Dasselbe. Met. ZS. **22**, 113—119; 1905.
- (215) S. 94. Henry E. Blanford. Dasselbe. Indian Met. Memoirs **4**, 39—46, abgedruckt in Met. ZS. **6**, 110—112; 1889.
- (216) S. 95. J. Hann. Schneegrenze. Hann, Klimatologie, 2. Aufl., **1**, 313; 1897.
- (217) S. 96. E. v. Drygalski. Gletscherbewegung. Grönlandexpedition d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1891—93, unter Leitung von Erich v. Drygalski. 2 Bde. Berlin, W. H. Kühl, 1897. Vgl. Verh. d. physik. Ges. zu Berlin **17**, 62—65; 1898.
- (218) S. 97. Henry F. Blanford. Wald und Regen. Journ. Asiatic Soc. of Bengal **1**; 1887. Auszug: Met. ZS. **5**, 235—237; 1888.

- (219) S. 97. J. Schubert. Dasselbe. Wald und Niederschlag in Schlesien. Eberswalde 1904.
- (220) S. 97. K. v. Fischbach. Dasselbe. Münch. Allg. Ztg. 1900, Nr. 72, 73, 107. Met. ZS. 18, 183—185; 1901.
- (221) S. 98. E. Wollny. Vegetation und Wasserführung der Flüsse. Met. ZS. 17, 491—504; 1900.
- (222) S. 98. Wills. Weideertrag und Regenhöhe. Scottish Geogr. Mag. 3, zitiert bei Hann, Klimatologie, 2. Aufl., 1, 65; 1897.
- (223) S. 98. Wilh. Meinardus. Haferernte und Niederschlagshöhe. Verh. d. VII. internat. Geogr.-Kongr. Berlin 1900, S. 421—428.
- (224) S. 98. P. Holdefleiß. Ausfrieren des Getreides. Fühlings Landwirtsch. Ztg. 52, H. 24; 1903. Met. ZS. 21, 314—315; 1904.
- (225) S. 99. W. Köppen. Niederschlagsdauer. Met. ZS. 2, 10—24; 1885.
- (226) S. 101. W. S. Jevons. Aufstellung des Regenmessers. Phil. Mag. (4) 22, 421—433; 1861.
- (227) S. 101. F. E. Nipher. Schutztrichter für Regenmesser. Proc. Amer. Assoc. for the Adv. of Sc., St. Louis Meeting, 1878. Österr. ZS. f. Met. 14, 250—254; 1879.
- (228) S. 101. R. Börnstein. Dasselbe. Met. ZS. 1, 381—387; 1884.
- (229) S. 102. A. Leduc. Gewicht von 1 Liter Luft. Ann. chim. phys. (7) 15, 26; 1898.
- (230) S. 102. Lord Rayleigh. Dasselbe. Proc. Roy. Soc. 53, 147; 1893.
- (231) S. 102. Dasselbe. Landolt-Börnstein, Physikalisch-chemische Tabellen, 3. Aufl., 1893, S. 11.
- (232) S. 103. Wilh. Ferrel. Luftdruckverteilung nach geographischer Breite. Meteor. Researches 1; Appendix 20 zu: Report of the Superintendent of the U. St. Survey 1875, S. 400.
- (233) S. 103. O. Baschin. Dasselbe. ZS. d. Ges. f. Erdkunde Berlin 30, 368—374; 1895.
- (234) S. 104, 110. J. Hann. Täglicher Gang des Luftdrucks. Wien. Denkschr. Math.-phys. Kl., 55, 73 S., 1889.
- (235) S. 106. Sir William Thomson. Dasselbe. Proc. Roy. Soc. of Edinburgh 11, 396; 1882. Die betreffende Stelle ist wörtlich angeführt bei Hann, Met. ZS. 15, 364; 1888.
- (236) S. 106. M. Margules. Dasselbe. Wien. Ber. 99 [2a], 204—227; 1890. 101 [2a], 597—626; 1892. 102 [2a], 11—56, 1369—1420; 1893. Ausführlicher Auszug durch Trabert, Met. ZS. 20, 481, 544; 1903.
- (237) S. 106. J. Hann. Dasselbe. Met. ZS. 15, 368; 1898.
- (238) S. 106. R. Börnstein. Dasselbe. Wien. Ber. 113 [2a], 721—738; 1904. Met. ZS. 22, 299—305; 1905.
- (239) S. 110. Derselbe. Dasselbe. Met. ZS. 8, 161—170; 1891.
- (240) S. 110. H. C. Bolton. Erstmaliges Vorkommen des Wortes „Barometer“. Science (N. F.) 17, 547; 1903. Met. ZS. 20, 332; 1903.
- (241) S. 110. A. Lawr. Rotch. Dasselbe. Science (N. F.) 17, 708; 1903. Met. ZS. 20, 332—333, 368—369; 1903.
- (242) S. 112. H. Mohn. Hypsothermometer. Vidensk. Selsk. Skr. Christiania 1, Nr. 2, 1—69; 1899. Referat Met. ZS. 16, 333—335; 1899.
- (243) S. 116. William Ferrel. Ablenkende Wirkung der Erddrehung. The Mathem. Monthly, ed. by J. D. Runkle, New York, 1, 140—148, 210—216, 300—307, 366—373, 397—406; 1859. 2, 89—97, 339—346, 374—390; 1860. Auszug: The Nashville Journal and Surgery, ed. by W. K. Bowling, etwa 1857, und Sillim. Amer. Journ. (2) 31, 27—51; 1861.
- (244) S. 116. M. Thiesen. Dasselbe. Österr. ZS. f. Met. 14, 203—206; 1879.
- (245) S. 116. H. W. Brandes. Beziehungen zwischen Druck und Wind. In: Beiträge zur Witterungskunde. Leipzig 1820, 78 S.

- (246) S. 116. James P. Espy. Dasselbe. The philosophy of storms. Boston, Charles C. Little and James Brown, 1841. Fourth Meteorological Report, Washington 1837. Das Wesentlichste aus dem Inhalt dieser Arbeiten wurde bereits der British Association for the Advancement of Science im September 1849 vorgetragen.
- (247) S. 116. C. H. D. Buys-Ballot. Barisches Windgesetz. Archiv f. holländ. Beitr. zur Natur- u. Heilkunde, herausgeg. von Donders u. Berlin, Utrecht, 3, 85—109; 1864. Auszug: Versl. en Meded. d. Kon. Acad. van Wet. Amsterdam 7, 75—76; 1858. C. R. 45, 765—768; 1857. Wien. Ber. 42, 299—300; 1860. Ausführlicher in: La Science, 3. année no. 87, p. 459. Ein an Poggendorffs Annalen im August 1860 eingesandter Bericht über die Arbeit wurde nicht aufgenommen (Donders Arch. l. c. S. 95). Die hier angewandte Schreibweise Buys-Ballot findet sich auf der Dissertation (1844) und auf den meisten anderen Arbeiten des holländischen Meteorologen, sowie auch auf dem Denkmal, welches ihm an der Stätte seines Wirkens in De Bilt bei Utrecht errichtet wurde. Doch scheint diese Form aus Zusammensetzung des ursprünglichen Familiennamens Ballot mit dem Vornamen Buijs unter Ersetzung des ij durch y entstanden zu sein. Wie Herr Dr. J. D. van der Plaats in Utrecht mir freundlichst mitteilte, ist in den Akten des Standesamtes zu Kloetinge bei Goes in Zeeland der am 10. Oktober 1817 geborene Sohn des dortigen reformierten Pfarrers Ballot mit den Vornamen Christophorus Henricus Dedericus Buijs eingetragen. Ein Bruder des Meteorologen nannte sich gleichfalls nur Ballot.
- (248) S. 117. J. Hann. Ablenkungswinkel. Lehrbuch der Meteorologie, 2. Aufl., 1905, S. 371.
- (249) S. 118. A. Sprung. Gradienten. Arch. d. Seewarte 2, Nr. 2, 1879.
- (250) S. 118. W. Köppen. Windgeschwindigkeiten. Arch. d. Seewarte 21, Nr. 5, 1898. Die Zahlen sind abgedruckt bei E. Knipping, Met. ZS. 21, 196—197; 1904.
- (251) S. 118. J. Hann. Dasselbe. Lehrbuch d. Meteorologie, 2. Aufl., S. 281; 1905.
- (252) S. 118. Bezeichnung der Windstärken an der Seewarte. Ann. d. Hydr. 31, 1—6; 1903.
- (253) S. 118. A. Oberbeck. Windsystem der Erde. Berlin. Sitzber. 1888, S. 383—395, 1129—1138. Auszug: Naturw. Rundsch. 3, 289—292; 1888. 4, 169—172; 1889. Auszug aus der ersten Abhandlung auch Met. ZS. 5, 305—310; 1888.
- (254) S. 120, 161. H. H. Hildebrandsson. Dasselbe. Rapport sur les observations internationales des nuages au comité international météorologique. I. Historique. Circulation générale de l'atmosphère. Upsala 1903. Auszug Met. ZS. 20, 225—227; 1903.
- (255) S. 120. A. Berson. Windrichtung in der Höhe. Wissensch. Luftf. 3, 208; 1900.
- (256) S. 121, 125. G. Hellmann. Verteilung der Windstärke. Met. ZS. 14, 321—340; 1897.
- (257) S. 122. J. Hann. Berg- und Talwind. Österr. ZS. f. Met. 14, 444—448; 1879.
- (258) S. 122. Chr. Schultheiss. Dasselbe. Wetter 13, 131—134, 149—153; 1896.
- (259) S. 122, 123. A. Berson. Wachsen der Windstärke nach oben hin. Wissensch. Luftf. 3, 206, 215, 221; 1900.
- (260) S. 122. J. Maurer. Vermehrte Windstärke beim Überschreiten der Alpen. Met. ZS. 16, 110—114; 1899.
- (261) S. 124. James P. Espy. Täglicher Gang der Windstärke. The philosophy of storms, Boston 1842, Introduction XIV.

- (262) S. 124. W. Köppen. Dasselbe. Österr. ZS. f. Met. **14**, 333—349, 377—378; 1879.
- (263) S. 125. J. Hann. Dasselbe. Wien. Ber. **102** [2a], 119—195; 1893. Für den Sonnblickgipfel: Wien. Ber. **103** [2a], 619—690; 1894.
- (264) S. 125. W. Köppen. Dasselbe für Bermuda. Ann. d. Hydr. **11**, 625—643; 1893.
- (265) S. 125. T. R. Robinson. Schalenkreuz. Transact. Roy. Irish Acad. **22**, 155—178; 1852.
- (266) S. 126. W. v. Bezold. Plötzliche Druckzunahme beim Erstarren überkalteter Regentropfen. Berlin. Sitzber. 1892, S. 291.
- (267) S. 127. F. Vettin. Walzenform der Böen. Verh. Physik. Ges. Berlin **5**, 94—96; 1886.
- (268) S. 128. W. Köppen. Regenböen. Ann. d. Hydr. **10**, 730; 1882.
- (269) S. 130. W. Kesslitz. Fortschreiten einer Böe auf dem Meere. Met. ZS. **21**, 292—294; 1904.
- (270) S. 130. Alfred W. G. Wilson. Dasselbe auf Moosboden. Met. ZS. **20**, 90—91; 1903.
- (271) S. 131. R. Börnstein. Gewitternasen. Met. ZS. **16**, 1—5; 1899.
- (272) S. 131. E. Durand-Gréville. Böenlinie. Ann. Bur. Centr. Mét. de France. Mémoires B 249—272; 1892. C. R. **118**, 829—832; 1894. Met. ZS. **11**, 312—314; 1894.
- (273) S. 132. W. Köppen. Gewittersturm vom 9. August 1881. Ann. de Hydr. **10**, 595—619, 714—737; 1882.
- (274) S. 133. Benjamin Franklin. Drachenversuch. In: Des Herrn D. Benjamin Franklin (folgen Franklins Titel) sämmtl. Werke, aus dem Englischen und Französischen übersetzt. Nebst des französischen Übersetzers, des Herrn Barbey-Dubourg, Zusätzen und mit einigen Anmerkungen versehen von G. T. Wenzel-Dresden, Waltherische Buchhandlung, 1780. In Bd. 1, S. 169, findet sich der von Benjamin Franklin Esqu. an einen nicht genannten Empfänger am 19. Oktober 1752 aus Philadelphia gerichtete „elfte Brief“ mit der Beschreibung des Drachenversuches.
- (275) S. 135. John M. Bacon. Donner ohne Rollen. Met. ZS. **19**, 72; 1902.
- (276) S. 136. J. Precht. Blitzphotographie. Himmel und Erde **7**, 177—185; 1895.
- (277) S. 136. H. Kayser. Dasselbe. Berlin. Sitzber. 1884, S. 1119—1123. Wied. Ann. **25**, 130—136; 1885.
- (278) S. 136. George A. L. Rümker. Dasselbe. Himmel und Erde **11**, 134—136; 1899.
- (279) S. 136. Lad. v. Szalay. Dasselbe. Met. ZS. **20**, 341—347; 1903.
- (280) S. 137. B. Walter. Dasselbe. Jahrb. d. Hamburg. wissensch. Anst. **20**; 1902—03. Ann. d. Phys. (4) **10**, 393—407; 1903.
- (281) S. 137. Max Töpler. Blitzspuren an Felsen. Met. ZS. **18**, 481—486; 1901.
- (282) S. 138. F. Pockels. Maximalstromstärke von Blitzen. Met. ZS. **15**, 41—46; 1898. **18**, 40—41; 1901.
- (283) S. 138. A. von Obermayer. St. Elmsfeuer. Met. ZS. **5**, 324—325; 1888. Versuche darüber sind beschrieben Wien. Ber. **97** [2a], 247—258; 1888.
- (284) S. 139. H. Mohn. Schallfortpflanzung. Ann. d. Hydr. **30**, 85—96; 117—126; 1892.
- (285) S. 140. Elektrotechnischer Verein. Leitsätze betreffend Blitzschutz. Elektrotechn. ZS. **22**, 390; 1901.
- (286) S. 140. G. Hellmann. Blitzgefahr. ZS. d. Königl. Preuß. Statist. Bur. 1886, S. 177—190.

- (287) S. 141. A. J. Monné. Dasselbe. *Met. ZS.* **19**, 297—302; 1902.
- (288) S. 141. W. v. Bezold. Dasselbe. Berlin, Sitzber. 1899, S. 291—300.
- (289) S. 141. O. Steffens. Dasselbe. Diss., Berlin 1904. *ZS. f. d. gesamte Versicherungs-Wissensch.* **4**, H. 4.
- (290) S. 142. E. Boggio-Lera. Signalapparat für ferne Gewitter. *Atti Accad. Gioenia di Catania* (4a) **13**: 1901. *Met. ZS.* **18**, 139—140; 1901.
- (291) S. 142. Pater Joh. Schreiber. Dasselbe. *Met. ZS.* **18**, 321—323; 1901.
- (292) S. 142. H. Mohn. Wärme- und Wirbelgewitter. Mohn, Grundzüge der Meteorologie, 5. Aufl., 1898, S. 379.
- (293) S. 142. Ludw. Friedr. Kämtz. Sommer- und Wintergewitter. Kämtz, Lehrbuch der Meteorologie, Halle, Gebauer, 1832, **2**, 464, 480.
- (294) S. 143. G. Hellmann. Wärme- und Wirbelgewitter. *Met. ZS.* **2**, 433—445; 1885.
- (295) S. 144. W. v. Bezold. Dasselbe. Berlin, Sitzber. 1892, S. 296, 299.
- (296) S. 144. R. Börnstein. Gewitter im Juli 1884. *Arch. d. Seewarte* **8**, Nr. 4, 1885.
- (297) S. 145. Kämtz. Einfluß der Gebirge auf Fortschreiten der Gewitter. *Meteorologie* (siehe 293) **2**, 474.
- (298) S. 145. F. Vettin. Dasselbe. *Met. ZS.* **2**, 172—173; 1885.
- (299) S. 145. R. Börnstein. Gewitterbeobachtung bei einer Luftfahrt. *Met. ZS.* **17**, 377—378; 1900.
- (300) S. 146. E. Reimann. Niedrig schwebende Gewitter. *Met. ZS.* **3**, 249—256; 1886. **4**, 164—178; 1887. *Progr. d. Gymn. zu Hirschberg* 1888.
- (301) S. 146. Cl. Hess. Hochgewitter. *Mitt. d. Thurgauischen Naturf. Ges.* **15**, 1—19; 1902. *Auszug Met. ZS.* **20**, 522—523; 1903.
- (302) S. 147. Erman. Negativ elektrische Ladung des Erdbodens. *Gilb. Ann.* **15**, 385—418; 1803.
- (303) S. 147. F. Exner. Elektroskop. *Wien. Ber.* **95** [2], 1089—1100; 1887.
- (304) S. 147. Derselbe. Lechers luftelektrische Messungen im Ballon. *Wien. Ber.* **93** [2], 267; 1886. **96** [2], 1—57; 1888. *Exner Repert. d. Phys.* **22**, 469; 1886.
- (305) S. 148. J. Tuma. Luftelektrische Messungen im Ballon. *Wien. Ber.* **101** [2a], 1556—1559; 1892. **108** [2a], 227—260; 1899.
- (306) S. 148. Ch. André (Le Cadet). Dasselbe. *C. R.* **117**, 729—732; 1893.
- (307) S. 148. G. Le Cadet. Dasselbe. *C. R.* **124**, 761—762. **125**, 494—496; 1897. *Annales de l'Univ. de Lyon*, fasc. 35, 1898.
- (308) S. 149. O. Baschin. Dasselbe. *Wissensch. Luftf.* **2**, 247—255; 1900.
- (309) S. 149. R. Börnstein. Dasselbe. *Ebenda* **2**, 165—166, 181—183, 375. **3**, 271—282; 1900.
- (310) S. 149, 150. Elster u. H. Geitel. Ionentheorie. *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity* **4**, 213—234; 1899.
- (311) S. 150. W. Giese. Ionisierte Luft. *Wiedem. Ann.* **17**, 1—41, 237—257, 519—550, insbes. S. 538; 1882.
- (312) S. 150. H. Ebert. Aspirationsapparat zur Bestimmung der Ionisierung. *Phys. ZS.* **3**, 662—664; 1901. *Illustr. aeronaut. Mitt.* 1902, H. 4. *Verh. d. Deutschen phys. Ges.* **7**, 35—38; 1905. Eine verbesserte Form des Apparates schildert H. Gerdien. *Nachr. d. Götting. Ges. d. Wiss.* 1905, H. 3.
- (313) S. 150. J. Elster u. H. Geitel. Leitfähigkeit der Höhenluft. *Phys. ZS.* **2**, 560—563; 1901. **3**, 574—577; 1902.
- (314) S. 151. F. Linke. Dunstschichten. *Abh. d. Götting. Ges. d. Wiss.* (n. F.) **3**, Nr. 5, 1904.
- (315) S. 152. H. Gerdien. Vertikaler Leitungsstrom in der Atmosphäre. *Nachr. d. Götting. Ges. d. Wiss.* 1905, H. 3.

- (316) S. 152. A. Schuster. Raschere Bewegung der negativen Ionen. Proc. Roy. Soc. **47**, 526—561; 1890.
- (317) S. 152. J. J. Thomson. Dasselbe. Phil. Mag. (5) **40**, 511—544; 1895.
- (318) S. 152. J. Zeleny. Dasselbe. Phil. Mag. (5) **46**, 120—154; 1898.
- (319) S. 152. E. Villari. Ladung durch diffundierende Ionen. Rend. Napoli (3) **6**, 46—48; 1900.
- (320) S. 152. J. S. Townsend. Dasselbe. Proc. Roy. Soc. **65**, 192—196; 1899. Phil. Trans. A **195**, 259—278; 1901.
- (321) S. 152. G. C. Simpson. Dasselbe. Phil. Mag. (6) **6**, 589—618; 1903.
- (322) S. 152. H. Ebert. Ursprung der negativen Erdladung. Met. ZS. **21**, 201—213; 1904. Phys. ZS. **5**, 135—140; 1904.
- (323) S. 152. C. T. R. Wilson. Leichtere Kondensation an negativen Ionen. Proc. Roy. Soc. **65**, 289—290; 1899.
- (324) S. 153. Leonhard Sohncke. Gewittertheorie. In: Der Ursprung der Gewitterelektrizität und der gewöhnlichen Elektrizität der Atmosphäre. Jena, Gust. Fischer, 1885.
- (325) S. 153. F. Exner. Dasselbe. Wien. Ber. **93** [2], 222—286; 1886. Exner Repert. d. Phys. **22**, 412—440, 451—479; 1886.
- (326) S. 153. Svante Arrhenius. Dasselbe. Met. ZS. **5**, 297—304, 348—360; 1888.
- (327) S. 153. J. Elster u. H. Geitel. Niederschlagslektrizität. Wien. Ber. **99** [2a], 421—450; 1890. Exner Repert. d. Phys. **27**, 69—98; 1891. Verh. Ges. Deutsch. Naturf. u. Ärzte, Halle 1891.
- (328) S. 156. W. von Bezold. Gradientenbeschleunigung und Luftdichte. Arch. Néerl. (2) **6**, 563—574; 1901.
- (329) S. 159. A. Berson, Temperaturgefälle im Hoch und Tief. Wissensch. Luftf. **3**, 110; 1900.
- (330) S. 159. H. Mohn. Verteilung der Witterungselemente an der Vorder- und Rückseite der Depressionen. Mohn, Grundzüge der Meteorologie, 5. Aufl., 1898, S. 302.
- (331) S. 160. R. Süring. Aufklaren vor dem Tief. Met. ZS. **9**, 471—474; 1892.
- (332) S. 161. W. J. van Bebber. Fortschreitungs geschwindigkeit der Minima. Van Bebber, Wettervorhersage, 2. Aufl. 1898, S. 36.
- (333) S. 161. J. Hann. Dasselbe. Lehrbuch der Meteorologie, 2. Aufl., 1905, S. 374.
- (334) S. 161. Franz H. Bigelow. Fortschreitungs geschwindigkeit der Minima. Monthly Weather Rev. **21**, 72—84 (Februar); 1903.
- (335) S. 162. Clement Ley. Fortschreitungsrichtung der Minima. The laws of the winds prevailing in Western Europe. Stanford 1872, **1**, 14—16.
- (336) S. 162. W. Köppen. Zugstraßen. Monatl. Übers. d. Seewarte 1877 u. flgd. Österr. ZS. f. Met. **17**, 257—267; 1882. Ann. d. Hydr. **10**, 336—344; 1882. W. J. van Bebber. Dasselbe. Met. ZS. **8**, 361—366; 1891. Van Bebber, Wettervorhersage, 2. Aufl., 1898, S. 42 u. f.
- (337) S. 163. Michael Kossatsch. Dasselbe. Met. ZS. **20**, 337—340; 1903.
- (338) S. 165. W. J. van Bebber. Häufigkeit der Zugstraßen. In: Die Wettervorhersage, 2. Aufl., 1898, S. 44.
- (339) S. 166. H. Shaw. Zugstraßen. Quart. Met. Journ. **26**, 138; 1900.
- (340) S. 166. Walter Wundt. Barometrische Teildepressionen und ihre wellenförmige Aufeinanderfolge. Diss., Berlin 1904. Auszug Met. ZS. **22**, 26—27; 1905.
- (341) S. 167. P. Brounow. Bewegung der Maxima. Wild Repert. f. Met. **10**, Nr. 8, 1887.
- (342) S. 168. N. Hoffmeyer. Wintertypen. Österr. ZS. f. Met. **22**, 337—347; 1878.
- (343) S. 168. A. Woeikoff, Sommertypus. Met. ZS. **21**, 502—510; 1904.

- (344) S. 168. L. Teisserenc de Bort. Wintertypen. C. R. **95**, 524—527; 1882. **97**, 1092—1095; 1883. Ann. Bur. Centr. Mét. de France 1881, **4**, 17—63, Paris 1883. Besprechung durch W. J. van Bebbber, Met. ZS. **1**, 22—29, 70—78; 1884.
- (345) S. 170. W. J. van Bebbber u. W. Köppen. Wettertypen für das ganze Jahr. Arch. d. Seewarte **18**, Nr. 4, 1895.
- (346) S. 171, 176, 177. W. J. van Bebbber. Dasselbe. Arch. d. Seewarte **22**, Nr. 5, 1899. **24**, Nr. 2, 1901. Die erstere Arbeit samt den zugehörigen Wetterkarten auch: Wetter **16**, 207—221, 241—245; 1899.
- (347) S. 177. Niels Ekholm. Änderungskarten. Met. ZS. **21**, 345—357; 1904. Auch Brounow ist daselbst zitiert.
- (348) S. 179. G. Neumayer. Ein Vorschlag zur Gründung eines nautisch-meteorologischen Instituts für Norddeutschland. Hamburg 1865.

BIBLIOTEKA POLITECHNICZNA
KRAKÓW

ALPHABETISCHES REGISTER.

- Aachen, Witterungsdienst 188.
Abercromby 63, 163.
Abkühlung, dynamische 33.
Ablenkung des Windes durch Erddrehung 114.
Ablenkungswinkel 116.
Abonnementsdepeschen 184.
Absolute Luftfeuchtigkeit 42.
Absorption, atmosphärische 12.
Absteigender Luftstrom 62.
Adiabatische Temperaturverteilung 33.
Änderungskarten 177.
Äquatorialstrom 119.
Äquipotentialflächen 147.
Äquivalente Temperatur 42.
Aitken 3, 4, 56, 84.
Aktionszentra 168.
Alpenglühen 77.
Alto cumulus 64.
Alto stratus 64.
Amerika, Vereinigte Staaten, Witterungsdienst 197.
Amplitude 6.
— der Temperatur 20.
Anderson 48.
André 148.
Aneroidbarometer 111.
Angström 12.
Anomalie, thermische 18.
Anraum 83.
Ansatzkerne bei der Kondensation 56.
Antipassat 120.
Antizyklonaler Föhn 53.
Antizyklone 154, 159.
Archibald 79.
Argon 1.
Arrhenius 16, 153.
Aspirationspsychrometer 41.
Assmann 3, 27, 35, 36, 41, 55, 57, 58, 84, 93, 187.
Atmometer 53.
Atmosphäre, Bestandteile 1.
Atmosphärische Absorption und Zerstreuung 12.
Atmosphärische Strahlenbrechung 76.
Aufforstung 97.
Aufrechter Luftwirbel 133.
Aufsteigender Luftstrom 60, 85, 126.
Aufstellung des Regenmessers 100.
— des Thermometers 38.
Aufzeichnung von Ferngewittern 142.
Auge des Sturmes 157.
Augustsches Psychrometer 55.
Aureole 81.
Ausfrieren des Getreides 99.
Ausschießen des Windes 160.
B
Bacon 135.
Baden, Witterungsdienst 186.
Badgley 83.
Bakterien in der Luft 5.
Balaklava, Sturm von 179.
Ballonhöhen, größte 32.
Ballot, siehe Buys-Ballot.
Bandblitz 136.
Barbey-Dubourg 219.
Barisches Windgesetz 116.
Barometer 110.
Barometerkonstante 2.
Barometerstand, Reduktion 111, 204—206.
Barometrischer Gradient 116.
Barometrische Höhenformel 103.
Barometrisches Maximum 154, 159.
Barometrisches Minimum 153, 159.
Baschin 103, 149.
v. Bassus 69.
Bayern, Witterungsdienst 185.
Beaufortskala 117.
van Beber 161, 162, 163, 165, 170, 171, 176, 177.
Belgien, Witterungsdienst 189.
Bergföhn 53.
Bergwind 122.
Berliner Wetterbureau 187.
Berson 32, 35, 63, 120, 122, 123, 159, 211.
Beschlag 83.
Bewölkung 56.
Bewölkung u. Temperaturschwankung 25.
Bewölkung in Tief und Hoch 157.
v. Bezold 16, 27, 34, 42, 52, 59, 76, 77, 78, 88, 126, 141, 144.
Bigelow 161.
Billwiller sen. und jun. 52.
Binnenklima 22.
Binot 5.
Bishop 78.

- Blanford 94, 97.
 Blaue Himmelsfarbe 13.
 Blitz 135.
 Blitzableiter 140.
 Blitzbahn an Steinen 137.
 Blitzgefahr 140.
 Bock 54.
 Bodengestalt und Temperaturschwankung 24.
 Bodenluft, ionisiert 150.
 Bodenoberfläche, Wärmewirkung 24.
 Bodenstrahlung 13.
 Bodentemperatur 28.
 Böe 127.
 Böenlinie 131.
 Böenwolken 128.
 Börnstein 8, 40, 94, 101, 106, 110, 131, 144, 149.
 Boggio-Lera 142.
 Bolton 110.
 Bombicci 91.
 Bora 53.
 Bouillau 37.
 Boyle 110.
 Brandes 116.
 Breitenkreise, Mittelwerte 16.
 Britisch-Columbia, Witterungsdienst 190.
 Britzke 45.
 Broch 42, 112.
 Brockengespenst 81.
 Brockenhaube 62.
 Brounow 167.
 Buchan 46.
 Buys-Ballot 116.
Caaschwitz, Witterungsdienst 189.
 Canada, Witterungsdienst 189.
 Celsiusskala 208.
 Ceyp 48.
 Chiffrieren der Prognosen 180.
 Chinookwind 52.
 Cirrocumulus 63, 64.
 Cirrostratus 63, 64.
 Cirrus 63, 64.
 Cirrusschirm 157, 160.
 Clausius 57.
 Conrad 60.
 Coulier 56.
 Cumulocirrostratus 63.
 Cumulonimbus 65.
 Cumulostratus 63.
 Cumulus 63, 65.
 Czermak 52.
Dämmerung 76.
 Dämmerungsbogen 77.
 Dämmerungsstrahlen (Wasserziehen) 80.
 Dänemark, Witterungsdienst 190.
 Dampfdruck 41.
 Daniell'sches Hygrometer 55.
 Daumenregel 137.
 Defant 88.
 Denkschrift von 1903 199.
 Depression 153, 159.
 Depressionsbahnen 163.
 Deutschland, künftiger Witterungsdienst 197.
 Diffuses Tageslicht 13.
 Dines 34.
 Donner 134.
 Dorn 91.
 Dove 15, 18, 27, 41.
 Drachenhöhe, größte 32.
 Drachenversuche (Franklin) 133.
 v. Drygalski 96.
 Duaimé 27.
 Dufour 91.
 Duftanhang 83.
 Dunkles Segment 77, 78.
 Dunstnebel 78.
 Dunstschicht und Potentialgefälle 151.
 Durand-Gréville 131.
 Durchsichtigkeit der Luft 75.
 Durchstrahlung des Wassers 21.
 Dynamischer Cumulus 66.
 Dynamische Erwärmung u. Abkühlung 33.
Ebbe 107.
 Ebel 49.
 Ebermayer 3.
 Ebert 150, 152.
 Eisberge 96.
 Eisheilige 27.
 Eisregen 92.
 Ekholm 55, 72.
 Elektrizität, atmosphärische 147.
 Elektronen 149.
 Elektroskop 147.
 Elemente, meteorologische 5.
 Elias 59.
 Elmsfeuer 138.
 Elsaß-Lothringen, Witterungsdienst 186.
 Elster und Geitel 149, 150, 153.
 England, Witterungsdienst 191.
 Entsprechende Temperatur 42.
 Erdbodentemperatur 28.
 Erdschatten 77.
 Ergänzte Temperatur 42.
 Ergänzungsdepesche 184.
 Erk 8, 69, 93.
 Erman 27, 147.
 Erratische Depressionen 163.
 Erratisches Gewitter 144.
 Erwärmung, dynamische 33.
 Espy 49, 116, 124.
 Exner 147, 148, 153.
 Expansivkraft 33.
 Extradepesche 184.
 Extreme 6.
 Extremthermometer 38.
Faber 187.
 Fahrenheit 37.
 Fallwinde 49.
 Falscher Cirrus 65.
 Fata morgana 76.

- Federwolke 63.
 Ferngewitter, Aufzeichnen 142.
 Ferrel 16, 60, 103, 116.
 Feuchtigkeit der Luft 41.
 Firn 96.
 v. Fischbach 97.
 Fischer 210.
 Flächenblitz 138.
 Flammenkollektor 147.
 Flüsse, Einfluß auf Gewitter 145.
 Flußläufe, in der Wolkendecke abgebildet 69.
 Flut 107.
 Föhn 49.
 Forel 79.
 Fortschreiten der Gewitter 142.
 — der barometrischen Maxima 167.
 — der barometrischen Minima 159.
 Fractocumulus 65.
 Fractonimbus 65.
 Fractostratus 65.
 Frankfurt a. M., Witterungsdienst 189.
 Franklin 133.
 Frankreich, Witterungsdienst 192.
 Franz 29.
 v. Freeden 180.
 Freybe 188.
 Friesenhof, Frh. 3, 27.
 Fron 144.
 Frontgewitter 144.
 Frostfackeln 26.
Gautier, A. 2, 4.
 —, R. 27.
 Gebirge, Einfluß auf Gewitter 145.
 Gebundene Wärme 21.
 Gefäßbarometer 110.
 Gefrorener Regen 92.
 Gegendämmerung 77.
 Gegenpassat 120.
 Gehobene Nebel 65.
 Geitel 71, siehe auch Elster.
 Genetischer Altocumulus 68.
 Gerdien 152, 220.
 Geschwindigkeit der Gewitter 146.
 — der Maxima 167.
 — der Minima 161.
 Gestrenge Herren 27.
 Gewitter 133.
 Gewitter-Altocumulus 68.
 Gewitterböe 128.
 Gewitternase 128, 130.
 Gewittersack 132.
 Gewitterstationen 142.
 Gewittersturm vom 9. August 1881 132.
 Gewittertheorien 153.
 Gewitterwolke 65.
 Gezeiten 107.
 Giese 149.
 Gipfelklima 25.
 Glatteis 83.
 Gleichgewicht der Luft 33.
 Gletscher 96.
 Goethe 63.
 Golfstrom 16.
 Goutereau 89.
 Gradient, barometrischer 116.
 Graphische Darstellung 5.
 Graupeln 89.
 Gregorianischer Kalender 28.
 Greinitz 90.
 Groneman 68.
 Grünh 75.
 Grüner Strahl 79.
Haarfrost 83.
 Hápke 31.
 Häufigkeit der Gewitter 146.
 Haferertrag und Niederschlag 99.
 Hagel 89.
 Hagelböe 128.
 Hagelschießen 89.
 Hagelstadium 60.
 Hageltürme 67.
 Halbjährige Maxima 167.
 Halley 57.
 Halo 81.
 Hamberg 26.
 Hamburger Beratung 1900 198.
 Hann 1, 2, 19, 26, 34, 42, 45, 46, 49, 50, 74, 75, 93, 94, 95, 104, 106, 110, 118, 122, 125, 161.
 Haufenwolke 63, 65.
 Heberbarometer 110.
 Heiße Salzseen 31.
 Helium 1.
 Helles Segment 77.
 Hellmann 4, 28, 94, 121, 124, 140, 143.
 v. Helmholtz, H. 49, 69.
 —, Rob. 56, 57.
 Hepites 46.
 Hergesell 27.
 Hertz 60, 142.
 Hess 146.
 Hildebrandsson 63, 120.
 Himmelsfarbe 13.
 Hoch 154, 159.
 Hochfahrt von Berson und Süring 32.
 Hochgewitter 146.
 Höhe der Gewitter 146.
 Höhenformel, barometrische 103.
 Höhenlage und Temperaturmittel 19.
 Höhenthermometer 112.
 Höhere Luftschichten, Temperatur 31, 33.
 —, Feuchtigkeit 46.
 —, Wind 118, 122.
 Höllentalwind 122.
 Hoffmeyer 168.
 Holdefleiß 99.
 Holland, Witterungsdienst 192.
 Homén 30.
 Howard 63.

- Hoya, Witterungsdienst 189.
 v. Humboldt 19.
 Hygrometer 54.
 Hypsothermometer 112.
Indifferentes Gleichgewicht 33.
 Inversion 34.
 Ionen 149.
 Ionisation 56.
 Irisierende Wolken 79.
 Irrlichter 138.
 Isametralen 18.
 Isanomalen 18.
 Isobaren 9, 104.
 Isobarentelegamm 182.
 Isobronten 142.
 Isochimenen 20.
 Isoplethen 6.
 Isotheren 20.
 Isothermen 9, 19.
 Italien, Witterungsdienst 193.
Jährlicher Gang 6.
 — der Bewölkung 73.
 — des Druckes 104.
 — der Feuchtigkeit 45.
 — der Gewitterhäufigkeit 146.
 — der Luftelektrizität 151.
 — des Nebels 59.
 — des Niederschlages 94.
 — des Sonnenscheines 75.
 — der Temperatur 14, 37.
 — der Windstärke 125.
 Japan, Witterungsdienst 193.
 Jauk (Föhn) 52.
 Jenenser Thermometer 38.
 Jesse 79.
 Jevons 101.
 Juhlin 84.
Kälterückfälle im Mai 27.
 Kämtz 142, 145.
 Kalben des Gletschers 96.
 v. Kalecsinsky 31.
 Kalibrieren des Thermometers 38.
 Kalmen 120.
 Kalorie 21.
 —, kleine 12, 22.
 Kanada, Witterungsdienst 189.
 Kant 11.
 Kasseler Beratung 1878 197.
 Kassner 8, 68.
 Kayser 136.
 Kellerluft, ionisiert 150.
 Kelvin, Lord 106.
 Kerner von Marilaun 52.
 Kesslitz 130.
 Kienast 8, 14.
 Kiessling 58, 79.
 Kimmung 76.
 Klima 5.
 Klimatologische Mittel der Breitenkreise 16.
 Knies 8.
 Knipping 193, 218.
 Köln, Witterungsdienst 189.
 Königsberg i. Pr., Witterungsdienst 189.
 Köppen 18, 63, 99, 118, 124, 125, 128, 132, 163, 170.
 Kohlensäure 3.
 Kollektor 147.
 Kondensationshygrometer 55.
 Kondensationskerne 56.
 Konstante barometrische Maxima 167.
 Konvektives Gleichgewicht 33.
 Kossatsch 163.
 Krakatauausbruch 78.
 Kremser 23, 26, 27, 93.
 Krimpen 160.
 Krypton 1.
 Künstliche Wolken 25.
 Kugelblitz 138.
 Kurven 5.
Labiles Gleichgewicht 34.
 Lachmann 91.
 Landwind 121.
 Landwirtschaftsrat 198.
 Langley 12, 13.
 Laplace 11.
 Láska 79.
 Latente Dampfwärme des Wassers 21.
 Latente Wolken 63.
 Le Cadet 148.
 Lecher 148.
 Leduc 102.
 Leitsätze betr. Blitzableiter 140.
 Lemström 26.
 Lenard 85, 87, 88.
 Leß 94, 188, 216.
 Leuchtende Nachtwolken 79.
 Ley 63, 68, 162.
 Leyst 30, 31.
 Lichtkranz 81.
 Lichtstreifen 82.
 Linke 151.
 Liznar 73.
 Lüdeling 4.
 Luftballon 32.
 Luftdichte 102.
 Luftdruck 102.
 —, Reduktionen 111, 112, 204, 205, 206.
 Luftdruckverteilung auf der Erde 103.
 Luftelektrizität 147.
 Luftfeuchtigkeit 41.
 Luftgewicht 1.
 Luftspiegelung 76.
 Luftwalze 127.
Mack 67, 68, 91.
 Magdeburg, Witterungsdienst 187.
 Maifröste 27.
 Margules 106.
 Marten 27.
 Maurer 52, 69, 76, 79, 122.

- Maximum (Extrem) 6.
 —, barometrisches 154, 159.
 Maximumthermometer 38.
 Maze, Abbé 37.
 Meech 16.
 Meeresströmungen 18, 121, Taf. IV.
 Meinardus 4, 19, 92, 98.
 Melander 56.
 Messerschmitt 82.
 Metallbarometer 111.
 Meteorologenkongreß Wien 180.
 Mexiko, Witterungsdienst 194.
 Meyer, Hugo 45, 93.
 Minimum (Extrem) 6.
 —, barometrisches 153, 159.
 Minimumthermometer 38.
 Mischungsverhältnis 42.
 Mistral 53.
 Mitteltemperatur 15.
 Mohn 60, 82, 112, 139, 142.
 Mondhof 81, 160.
 Mondring 81.
 Mondstrahlung 11.
 Monné 141.
 Monsun 121.
 Mont Pelée 79.
 Moräne 96.
 Murray 16, 92.
Nächtliches Temperaturminimum 48.
 Nachtwolken, leuchtende 79.
 Nebel 59.
 —, gehobener 65.
 Nebelbogen 81.
 Nebelkappe der Berge 62.
 Nebelsignale, Hörbarkeit 139.
 Nebenmonde 82.
 Nebensonnen 82.
 v. Neergard 23.
 Neon 1.
 Neumayer 63, 79, 179, 180.
 Nichols 11.
 Niederschlag 82.
 — im Maximum und Minimum 157.
 Niederschlagsdichte 99.
 Niederschlagshäufigkeit 99.
 Niederschlagsmessung 100.
 Niederschlagswahrscheinlichkeit 99.
 Nimbus 63, 65.
 Nimföhr 37.
 Nippflut 108.
 Niveauflächen der Erdanziehung 108.
 —, luftelektrische 147.
 Nordlicht 82.
 Normalschwere, Reduktion des Barometerstandes 111, 205.
 Norwegen, Witterungsdienst 194.
Oberbeck 118.
 Obere Luftschichten, Temperatur 31, 33.
 — —, Feuchtigkeit 46.
 — —, Wind 18, 122.
 Oberhessen, Witterungsdienst 189.
 v. Obermayer 138.
 Oberwind, Stärke 122.
 —, Rechtsabweichung 123.
 Örtliche Wetterregeln 177.
 Österreich, Witterungsdienst 195.
 Okada 30, 54.
 Optische Erscheinungen 75.
 Ortsveränderung der Maxima 167.
 — — Minima 159.
 Ozon 2.
Paries 63.
 Passate 120.
 Peppler 189.
 Periodische Schwankungen 26.
 Pernter 89, 90.
 Pettersson 18.
 Physiologische Wirkung der Luftfeuchtigkeit 47.
 Pilzförmige Wolken 67.
 van der Plaats 218.
 Platzregen 89.
 Plumandon 89.
 Pockels 138.
 Pola, Witterungsdienst 195.
 Polarstrom 119.
 Polarwirbel 120.
 Polis 188.
 Potentialgefälle 148.
 Potentielle Temperatur 34, 127.
 Precht 136.
 Preußen, künftiger Witterungsdienst 199.
 Prim 4.
 Prohaska 89.
 Psychrometer 41, 54.
 Psychrometertafel 201.
 Purpurlicht 77, 78.
 de **Q**uervain 68.
Radioaktivität 150.
 Radium 150.
 Rächern gegen Nachtfrost 25.
 Ramsay 2.
 Randtiefs 163, 166.
 Rauchversuche nach Vettin 67.
 Raufrost 83.
 Raufreif 83.
 Rayleigh, Lord 2, 13, 102.
 Réaumurkala 208.
 Rechtsdrehen des Windes 160.
 Reduktion des Barometerstandes 111,
 112, 204, 205, 206.
 Refraktion, atmosphärische 76.
 Regelation 95.
 Regeln für d. Fortschreiten d. Minima 162.
 Regen 85.
 Regenböe 128.
 Regenbogen 80.
 Regendauer 99.
 Regendichte 99.
 Regenhäufigkeit 99.
 Regenschirm 100.

- Regenschatten der Gebirge 85, 93.
 Regenstadium 60.
 Regenwahrscheinlichkeit 99.
 Regenwolke 63, 65.
 Registrierballons 32.
 Regnault 21, 42.
 Reif 83.
 Reifheizen 26.
 Reimann 146.
 Relative Feuchtigkeit 44.
 Riegenbach 63, 94.
 Rinne 163.
 Robinsons Schalenkreuz 125.
 Rollen des Donners 135.
 Roßbreiten-Maximum 103.
 Rotch 37, 110.
 Rudel 27.
 Rümker 136.
 Russel 79, 83.
 Rußland, Witterungsdienst 195.
Sachsen, Witterungsdienst 184.
 Sättigung 43.
 Sättigungsdefizit 44.
 Sammeldepesche 181.
 Sandhose 133.
 Sauerstoff, atmosphärischer 1.
 Schäfchenwolken 64.
 Schalenkreuz 125.
 Schallschatten 139.
 Schattentemperatur 38.
 Scheel 212.
 Schichten der Atmosphäre 35, 46.
 Schichtwolke 63.
 Schleuderthermometer 40.
 Schlittschuhlaufen, Regelation 95.
 Schmelzwärme 61.
 Schmidt, Ad. (Potsdam) 22.
 Schmidt, A. (Stuttgart) 215.
 Schnee 85.
 Schneedecke, Wärmewirkung 31.
 Schneegrenze 95.
 Schneekristalle 86.
 Schneestadium 69.
 Schönwetter-Elektrizität 149.
 Schreiber, Joh. 142.
 Schreiber, Paul 94.
 Schubert 22, 23, 29, 36, 42, 47, 97.
 Schultheiss 122.
 Schuster 152.
 Schutztrichter des Regenmessers 101.
 Schwalbe, G. 53.
 „Schweben“ der Wolken 57, 62.
 Schweden, Witterungsdienst 196.
 Schweiz, Witterungsdienst 196.
 Schwerekorrektur 110, 205.
 Schwerkraft 103.
 Schwingungen der Atmosphäre 106.
 Schwüle 48.
 Scirocco 52.
 Scud 65.
 Seeklima 22.
 Seeluft 24.
 Seewarte 180.
 Seewind 121.
 Segment (dunkles, helles) 77.
 Seligo 22.
 Semaphor 182.
 Shaw 34, 166.
 Siedetemperatur des Wassers bei verschiedenen Drucken 112.
 Simpson 152.
 Sohncke 153.
 Solarkonstante 12.
 Sommergewitter 142.
 Sonnenhof 81.
 Sonnenlose Tage 75.
 Sonnenring 81.
 Sonnenscheinautograph 74.
 Sonnenscheindauer 74.
 Sonnenstrahlung 11.
 Späth 210.
 Spannungsgefälle 148.
 Spezifische Feuchtigkeit 42.
 Spezifische Wärme 21.
 Spitaler 15, 16.
 Springflut 108.
 Sprung 82, 94, 118.
 Stabiles Gleichgewicht 33.
 Stade 92.
 Stärketafel 125.
 Stanford 215.
 Stationäre Depression 162.
 Staub 3, 56, 75.
 Staubböe 128.
 Staubkerne bei der Kondensation 56.
 Steffens 141.
 Steigen des Nebels 58.
 Stelling 45.
 Sterblichkeit und Temperaturveränderlichkeit 26.
 Sternstrahlung 11.
 Stickstoff, atmosphärischer 1.
 Stiger 90.
 Stöberschnee 100.
 Störungsschichten 35, 46.
 Strahlenbrechung, atmosphärische 76.
 Strahlung der Sonne 11.
 Strahlungstypus 175.
 Stratocumulus 64.
 Stratus 63, 65.
 Streit 67.
 Streun 59.
 Strutt siehe Lord Rayleigh.
 Sturm 157.
 Sturm von Balaklava 179.
 Sturmwarnung 182.
 Subtropische Regen 93.
 Südlicht 82.
 Süring 19, 32, 46, 66, 73, 160.
 Suschnig 90.
 Synoptische Wetterkarten 9.
 v. Szalay 136.
 Szutsek 90.

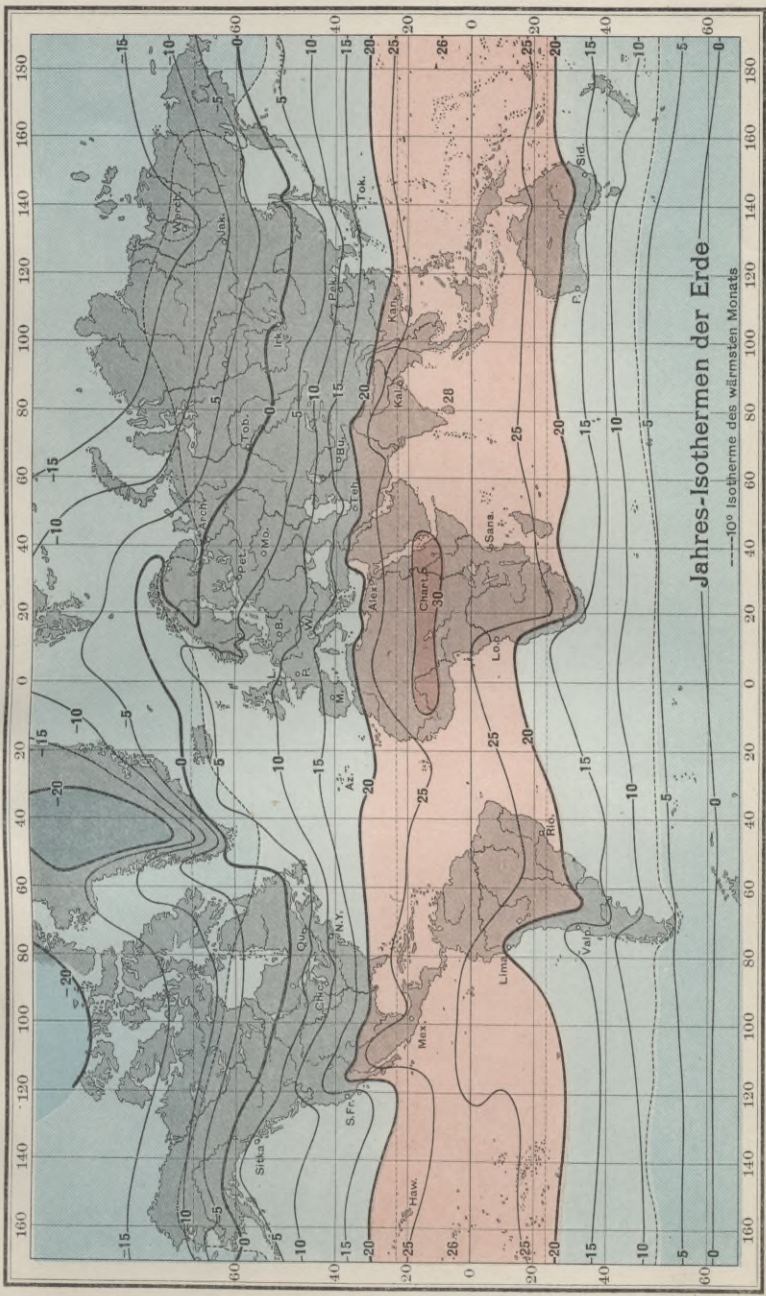
- Täglicher Gang** 6.
 — der Bewölkung 73.
 — des Druckes 104.
 — der Feuchtigkeit 46.
 — der Gewitterhäufigkeit 146.
 — der Lufterktrizität 151.
 — des Nebels 59.
 — des Niederschlages 94.
 — des Sonnenscheines 75.
 — der Temperatur 14, 37.
 — der Windstärke 124.
Tageslicht, diffuses 13.
Talklima 25.
Talwind 122.
Tau 83.
Taupunkt 44.
Teilminima 163, 166.
Teisserenc de Bort 16, 32, 36, 37, 63, 73, 168, 169.
Temperatur 11.
Temperaturfläche 8.
Temperaturgefälle 34, 36.
Temperatur im Maximum und Minimum 158.
Temperaturminimum und Luftfeuchtigkeit 48.
Temperaturschwankung 20.
Temperaturumkehr 34.
Temperaturveränderlichkeit 26.
Temporäre Maxima 167.
Thermische Anomalie 18.
Thermometer 37.
Thermometergehäuse 38.
Thermometerhütte 38.
Thermometerprüfung 38.
Thermometerskalen 208.
Thiel 198.
de Thierry 2.
Thiesen 116.
Thomson, J. J. 152.
Thomson, Sir W. 57, 106.
Thorium 150.
Tief 153, 159.
Töpler 137.
Topolansky 94.
Tornado 133.
Torricelli 110.
Townsend 152.
Trabert 90, 217.
Treitschke 52.
Trockenstadium 60.
Troglinie 163.
Trombe 133.
Tropfengröße des Regens 87.
Trübung der Luft 75.
Tuma 148.
Übersättigung 56.
Ulloas Ring 81.
Umkehr der Temperatur 34.
Ungarn, Witterungsdienst 195.
Unperiodische Schwankungen 26.
Unperiodische Temperaturschwankungen in der Höhe 37.
Vega, Ballonfahrt 122.
Vegetation und Regen 96.
Veränderlichkeit der Temperatur 26.
Verdampfungswärme des Wassers 21.
Verdunstung 45, 53.
Vereinigte Staaten von Amerika, Witterungsdienst 197.
Vettin 66, 67, 72, 127, 145.
V-förmige Isobaren 132.
Villari 152.
Vorentladungen (Blitz) 136.
Wärmeäquator 18.
Wärmeaustausch 22, 29.
Wärmecumulus 66.
Wärmegewitter 142.
Wärmequellen 11.
Wald und Niederschlag 96.
Waldklima 23.
Waldluft 2, 5.
Walter 137.
Wandwolke 63.
Wasser, spezifische und Verdampfungswärme 21.
Wassergehalt der Wolken 60.
Wasserhose 133.
Wasserkollektor 147.
Wasserstoff, atmosphärischer 2.
Wassertemperaturen 21.
Wasserziehen der Sonne 80.
Wegener 33.
Weidenhagen 187.
Weilburg, Witterungsdienst 188.
Wenzel 219.
Westwind vorwiegend 120, 160.
Wetter 126.
Wetterdienst 178.
Wetterkarten 9.
Wetterläuten 90.
Wetterleuchten 139.
Wetterregeln, örtliche 177.
Wetterschießen 89.
Wettertypen 167.
Wiebe 212.
Wiener 20.
Wiener Meteorologenkongreß 180.
Wild 44, 49, 51.
Wildsche Stärketafel 125.
Wills 98.
Wilski 75.
Wilson 130, 152.
Wind 113.
Wind im Maximum und Minimum 155, 157.
Windfahne 125.
Windgesetz, barisches 116.
Windhose 133.
Windrichtung 117.
Windrichtung und Wolkenform 71.
Windrosen 8.

- Windsemaphor 182.
 Windstärke 117.
 Windsystem der Erde 118.
 Wintergewitter 142.
 Wintertypen 168.
 Wirbelachse, geneigte Stellung bei Depressionen 157.
 Wirbelcumulus 66.
 Wirbelgewitter 142.
 Wirbelsturm 133.
 Witterung 5.
 Witterungsdienst 178.
 Woeikoff 25, 168.
 Wogenwolken 69.
 Wolf, M. 79.
 Wolken, Wassergehalt 60.
 Wolkenatlas 63.
 Wolkenbildung 59.
 Wolkenbruch 89.
 Wolkenformen 63.
 Wolkengeschwindigkeit 66, 72.
 Wolkenhäufigkeit 66.
 Wolkenhöhe 73.
 Wolkenhöhe, berechnete 60.
 Wolkenjahr, internationales 66.
 Wolkenkappe am Berggipfel 62.
 Wolkenring am Äquator 73.
 Wolken Spiegel 74.
 Wolkentürme 67.
 Wolkenzug 71.
 Wollny 83, 98.
 Wrangel, Baron 53.
 Württemberg, Witterungsdienst 186.
 Wundt 166.
Xenon 1.
Zeleny 152.
 Zentrifugalkraft 111, 115, 155, 157.
 Zerstörungstreifen 133.
 Zerstreuung, optische, in der Atmosphäre 13.
 Zerstreuungsmessung, elektrische 150.
 Zugrichtung der Gewitter 146.
 Zugstraßen 163.
 Zurückdrehen des Windes 160.
 Zyklone 153, 159.

VERZEICHNIS DER TAFELN.

Tafel	I.	Jahresisothermen der Erde.
"	II.	Isothermen des Januar (Europa).
"	III.	" des Juli (Europa).
"	IV.	Meeresströmungen.
"	V.	Cirrus.
"	VI.	Cirrostratus.
"	VII.	Cirrocumulus.
"	VIII., IX.	Alto cumulus.
"	X.	Stratocumulus.
"	XI., XII.	Nimbus.
"	XIII.	Cumulus.
"	XIV., XV.	Cumulonimbus.
"	XVI.	Hagelturmwolken.
"	XVII.	Niederschlagskarte von Europa.
"	XVIII.	Isobaren und Winde im Januar und im Juli.
"	XIX.	Wetterkarte: Sommer-Minimum.
"	XX.	" Winter-Minimum.
"	XXI.	" Gewittersäcke.
"	XXII.	" Landregen und Überschwemmung.

BIBLIOTEKA POLITECHNICZNA
KRAKÓW



Jahres-Isothermen der Erde

---10° Isotherme des wärmsten Monats

Jahres-Isothermen der Erde.

BIBLIOTEKA POLITECHNICZNA
KRAKÓW



BIBLIOTEKA POLITECHNICZNA
KRAKÓW

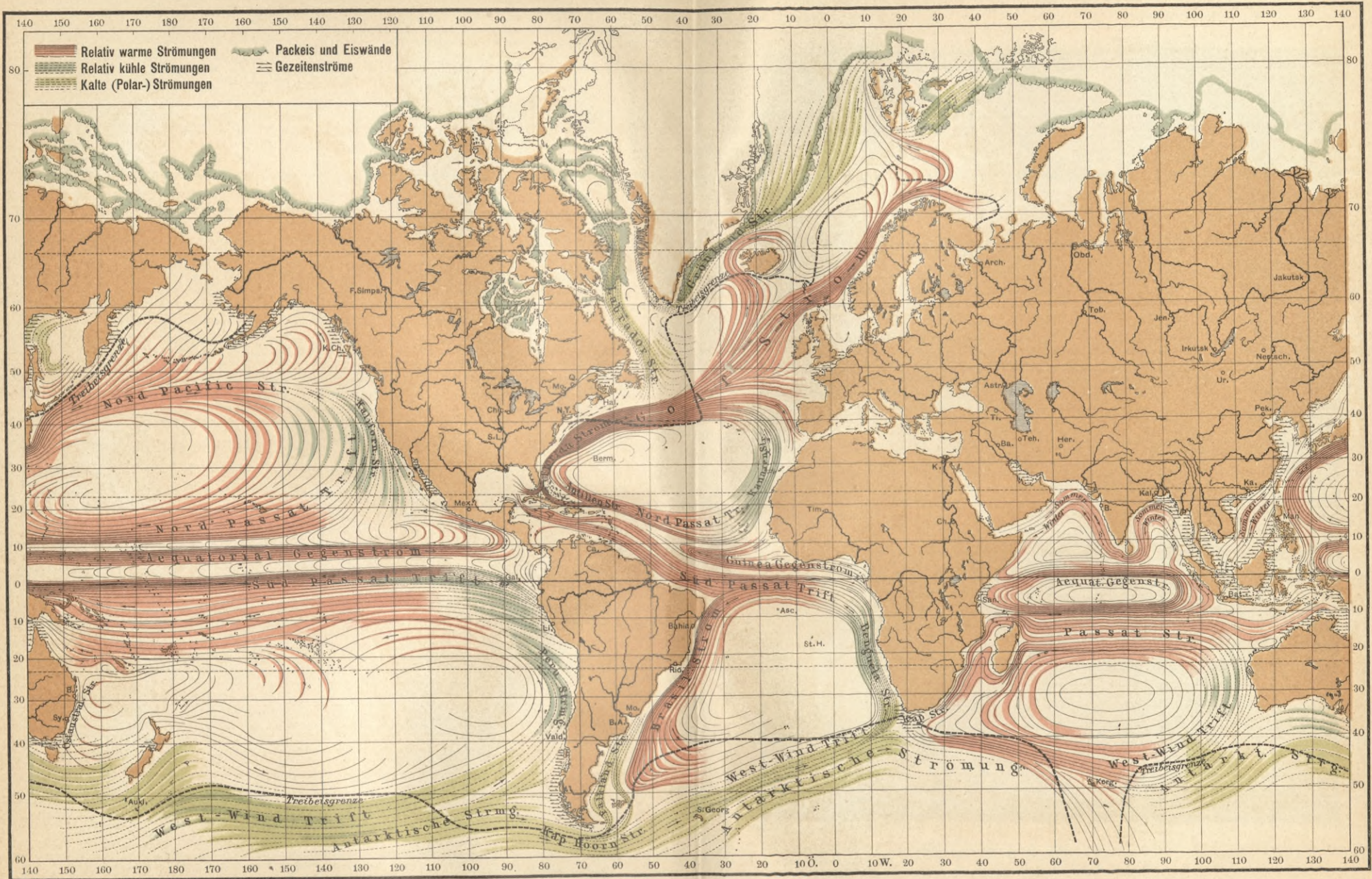


0 200 400 600 800 1000 Kilometer

Maßstab 1:28.000.000

0 50 100 150 Deutsche Meilen.

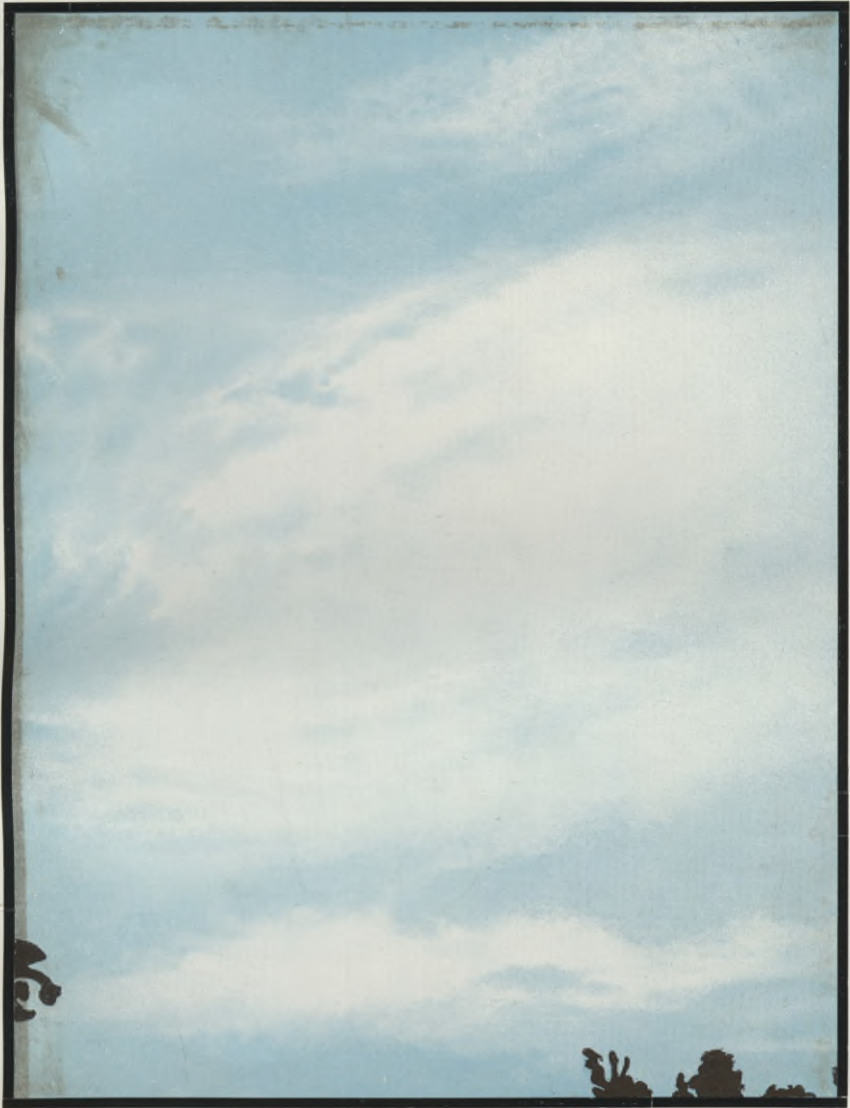
Isothermen des Juli.



Meeresströmungen.



Cirrus. Aufgenommen von A. Riggenbach auf dem Säntisgipfel am 28. Juli 1890, 6 P 30'.



Cirrostratus. Aufgenommen von G. Raymond in Ablon am
28. Oktober 1893, 10^a 45', gegen NW.



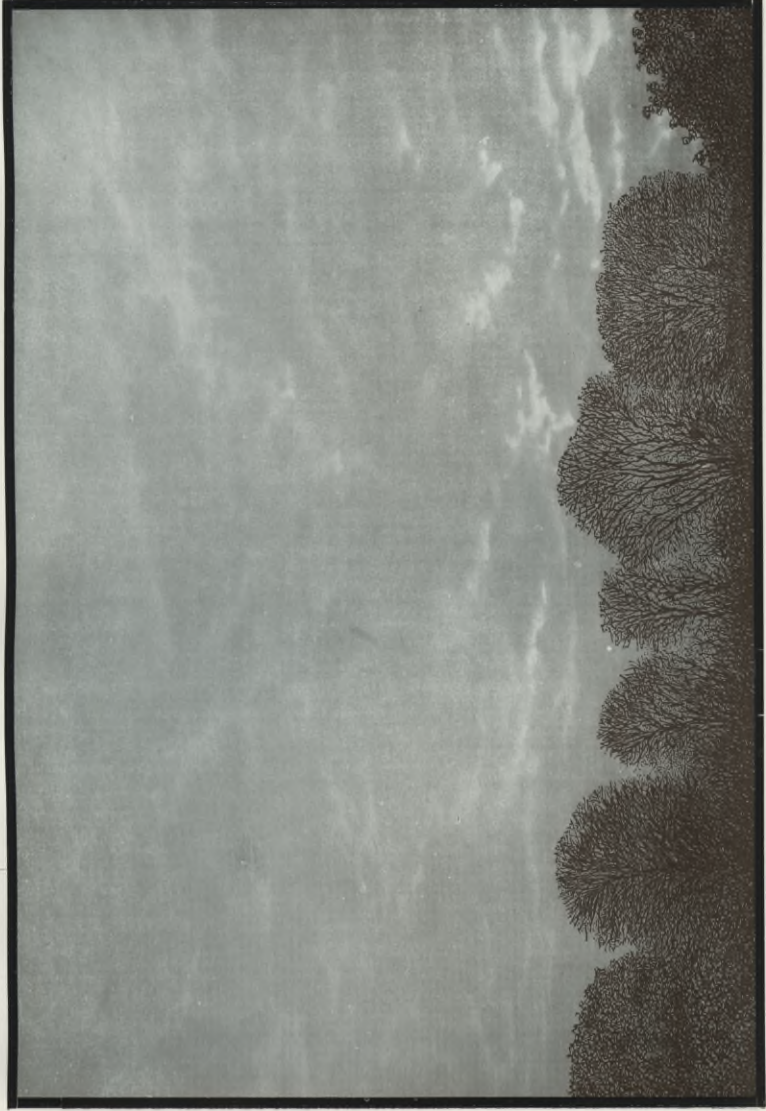
Cirrocumulus. Aufgenommen von H. H. Hildebrandsson in Upsala.



Altocumulus (Wogen). Aufgenommen von A. Sprung in Potsdam am 2. Februar 1892
um 11^a 50' im Zenit.

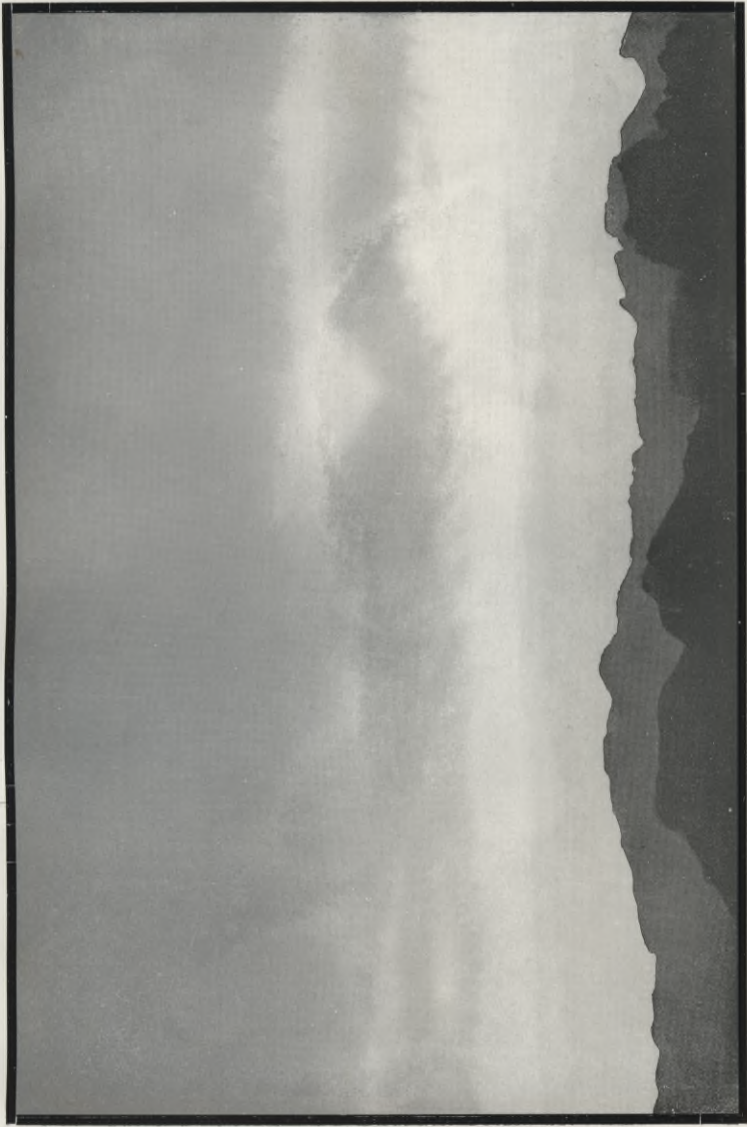


Altocumulus (Wogen). Aufgenommen von A. Riggenbach in Basel
am 9. Januar 1894, 1 P 50', gegen S.



Stratocumulus. Aufgenommen von H. H. Hildebrandsson 1890.

BIBLIOTEKA
KRAKÓW



Nimbus. Aufgenommen von A. Riggenbach auf dem Säntisgipfel
am 28. Juli 1890, 7^a 45', gegen E.



Nimbus, regnend. Aufgenommen von A. Bayer in Pawlowsk.



Cumulus. Aufgenommen von A. Sprung in Potsdam am 31. August 1893, 5 P 30', gegen N.



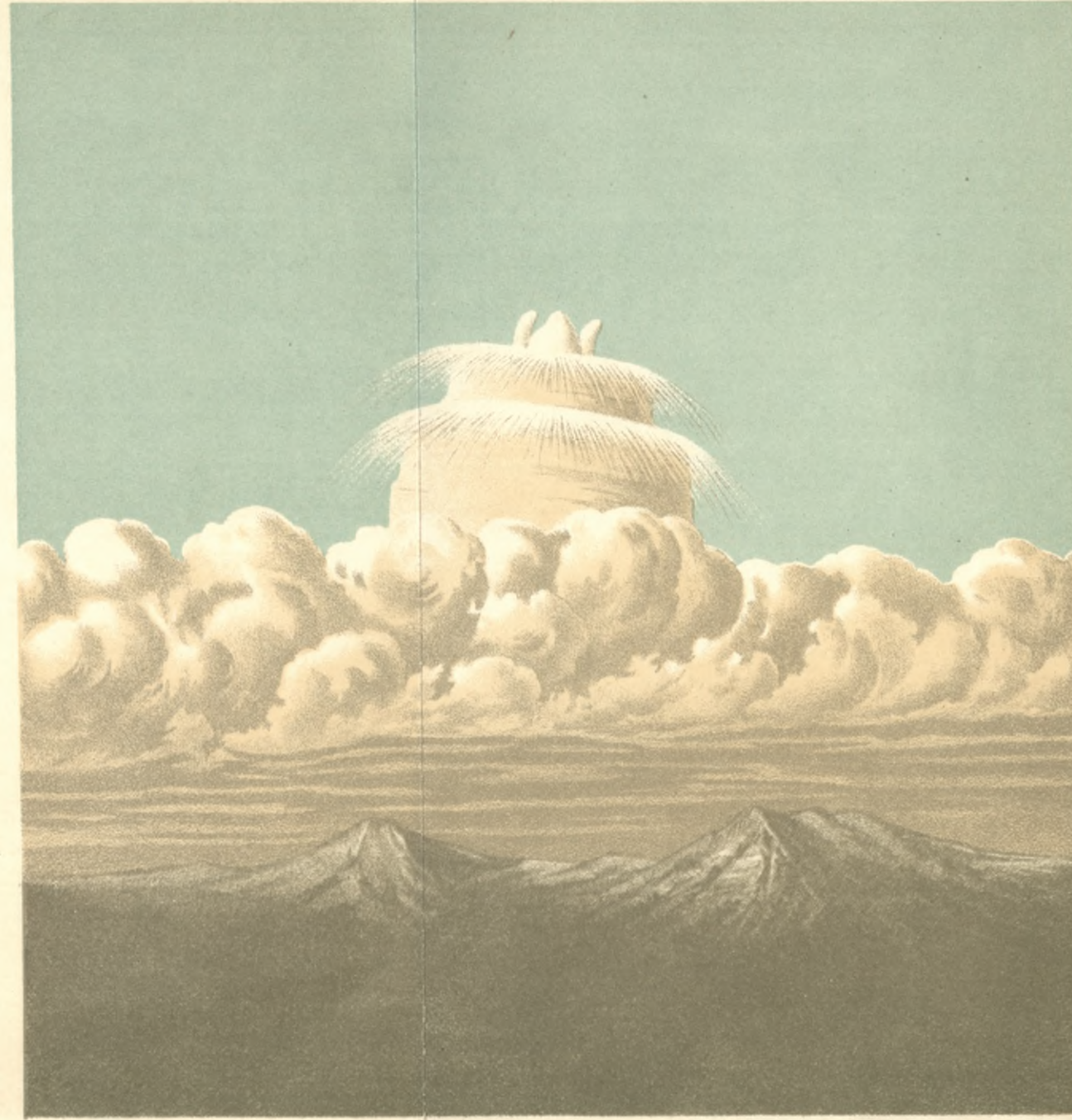
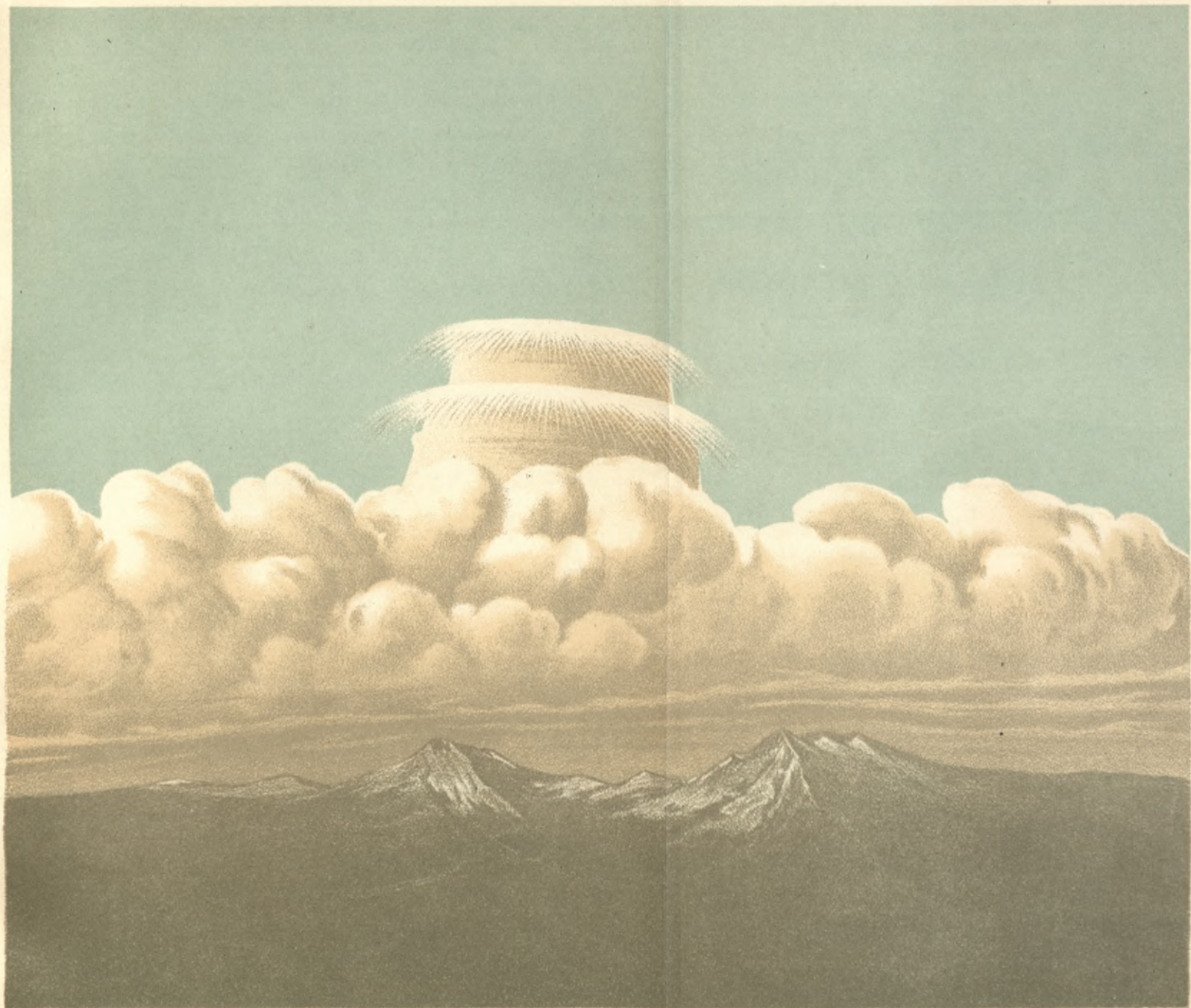
Cumulonimbus, oben in falschen Cirrus übergehend.

Aufgenommen von P. Garnier in Boulogne-sur-Seine am 12. Juli 1889, 5 P 20', gegen N $\frac{1}{4}$ NE.



Cumulonimbus. Aufgenommen von van der Stok in Batavia.

BIBLIOTEKA POLITECHNICZNA
KRAKÓW



Hagelturmwolke über den Julischen Alpen, beobachtet und gezeichnet von Streit in Venedig am 27. April 1895.
5 Uhr 15 Minuten nachmittags.

Dieselbe Wolke 5 Uhr 40 Minuten.

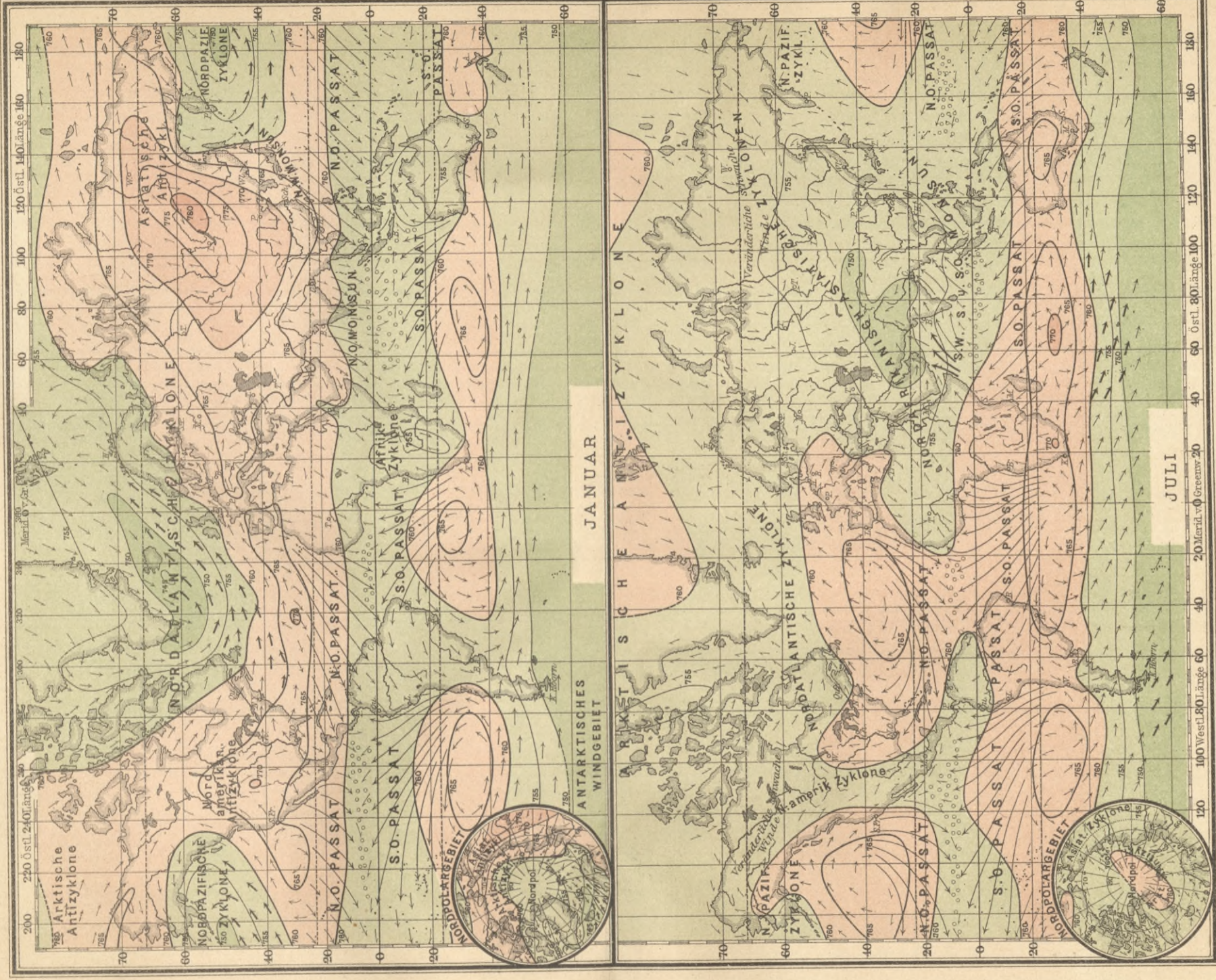
Dieselbe Wolke 5 Uhr 50 Minuten.



Jahreshöhe und jahreszeitliche Verteilung des Niederschlags in Europa.

VERTEILUNG DES LUFTDRUCKS U. DER WINDE

Tafel XVIII.

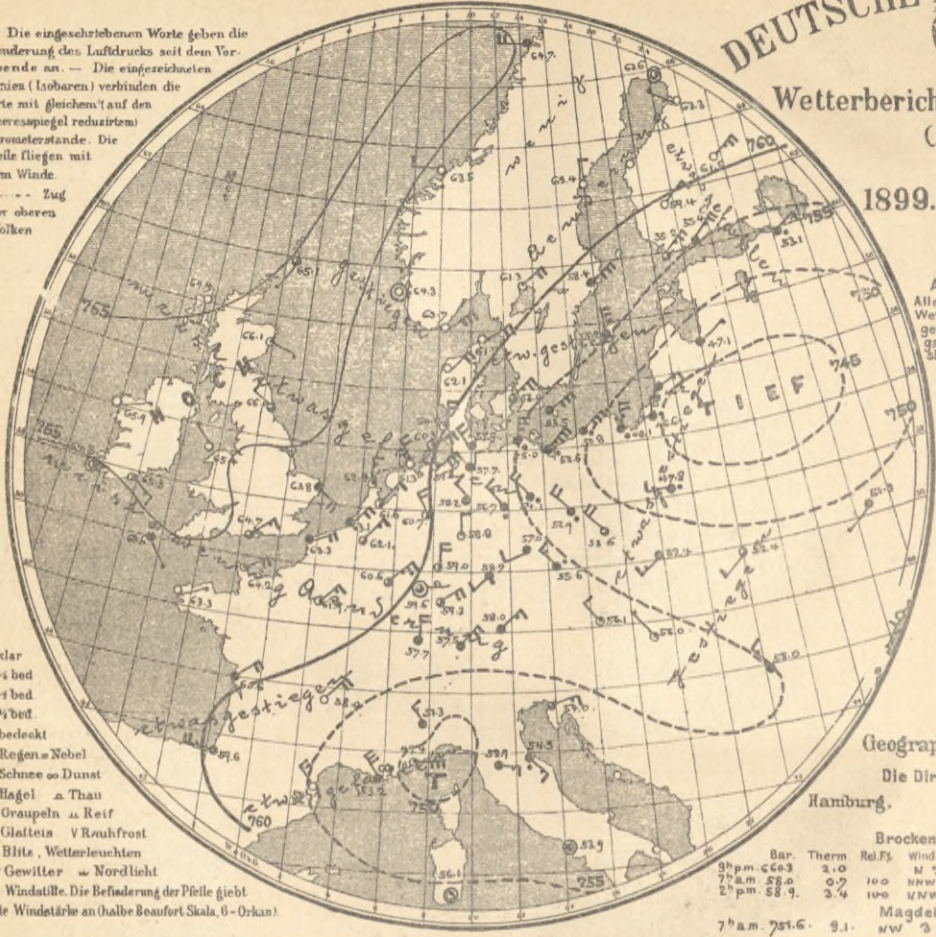


— Isobaren oder Linien gleichen Luftdrucks. Barometerstände (760) in Millimetern. → Vorherrschende Windrichtung. → stürmische Winde, → häufige Windstiller.
 — schwache Winde, → beständige Winde, → häufige Windstiller.

a. LUFTDRUCK, WIND UND BEWÖLKUNG um 8, resp. 7 Uhr Morgens.

Die eingeschriebenen Worte geben die Aenderung des Luftdrucks seit den Vorabende an. — Die eingezeichneten Linien (Isobaren) verbinden die Orte mit gleichem (auf den Meeresspiegel reduziert) Barometerstande. Die Pfeile fliegen mit dem Winde. - - - - Zug der oberen Wolken

- klar
○ ¼ bed
○ ½ bed
○ ¾ bed
● bedeckt
. Regen & Nebel
* Schnee ∞ Dunst
▲ Hagel ▲ Thau
△ Graupeln ∆ Reif
~ Glatteis V Raufrost
† Blitz , Wetterleuchten
T Gewitter ∞ Nordlicht
○ Windstille. Die Befiederung der Pfeile giebt die Windstärke an (halbe Beaufort Skala, 6 - Orkan)



DEUTSCHE SEEWARTE.

Wetterbericht vom 14. Juni (Mittwoch)

1899. Jahrg. XXIV. No 165.

Anmerkung. Alle im Schema des Wetterberichtes vorgedruckten Zeitangaben beziehen sich auf Ortszeit.

Geographische Übersicht.

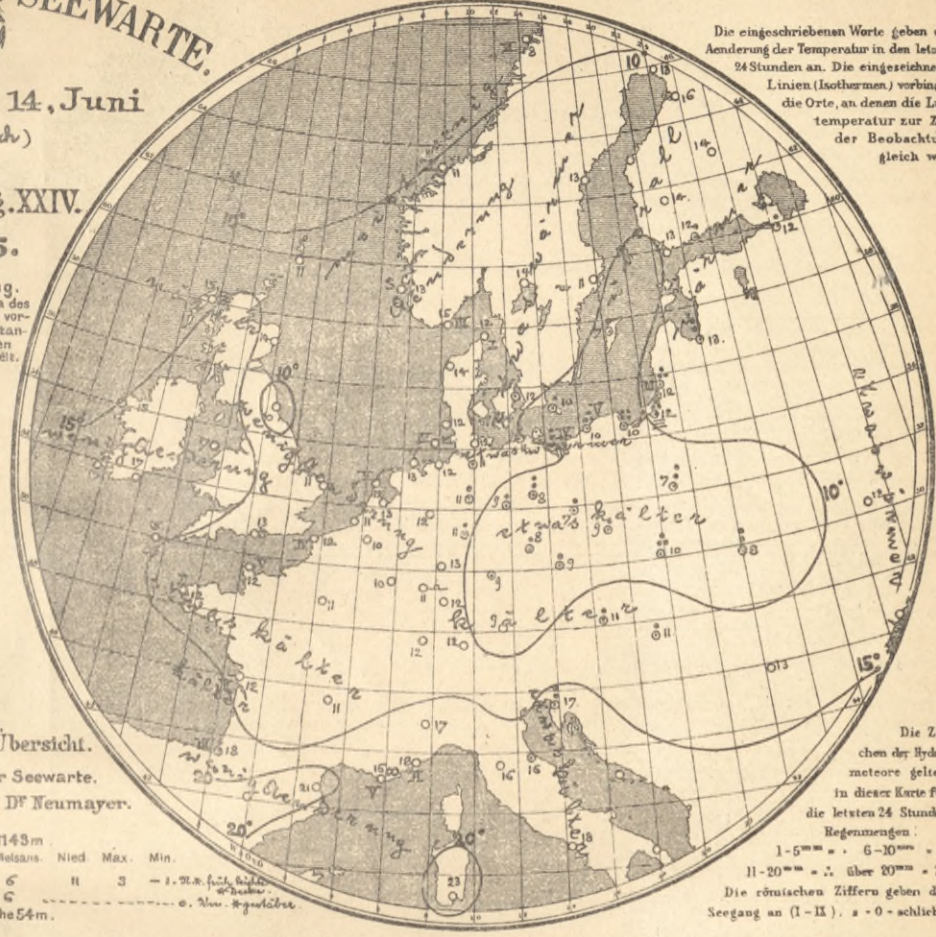
Die Direction der Seewarte.

Hamburg. Dr Neumayer.

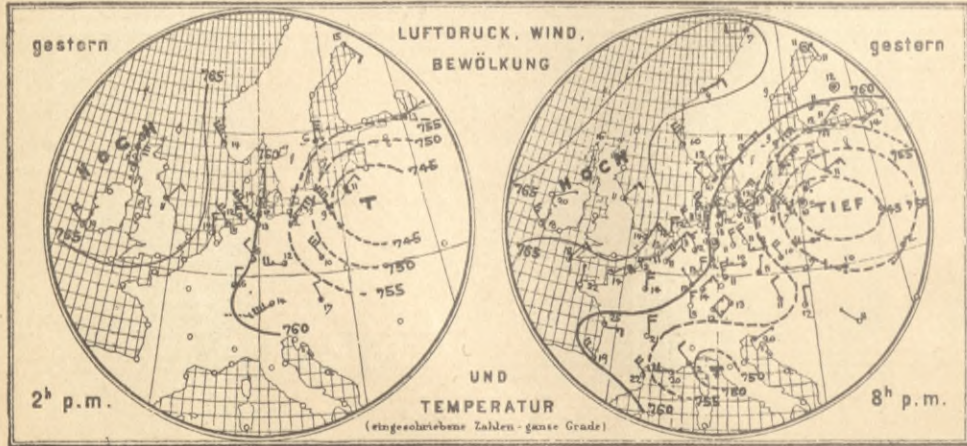
Table with columns: Bar., Therm., Rel. F., Wind, Wied., Mittelsaus., Nied., Max., Min. Data for Hamburg and Magdeburg.

b. TEMPERATUR, NIEDERSCHLAG, SEEGANG 8, resp. 7 Uhr Morgens.

Die eingeschriebenen Worte geben die Aenderung der Temperatur in den letzten 24 Stunden an. Die eingezeichneten Linien (Isothermen) verbinden die Orte, an denen die Lufttemperatur zur Zeit der Beobachtung gleich war.



Die Zeichen der Hydro-meteore gelten in dieser Karte für die letzten 24 Stunden. Regenmenge: 1-5mm = 6-10mm = 11-20mm = über 20mm = Die römischen Ziffern geben den Seegang an (I - II), a - 0 - schlicht



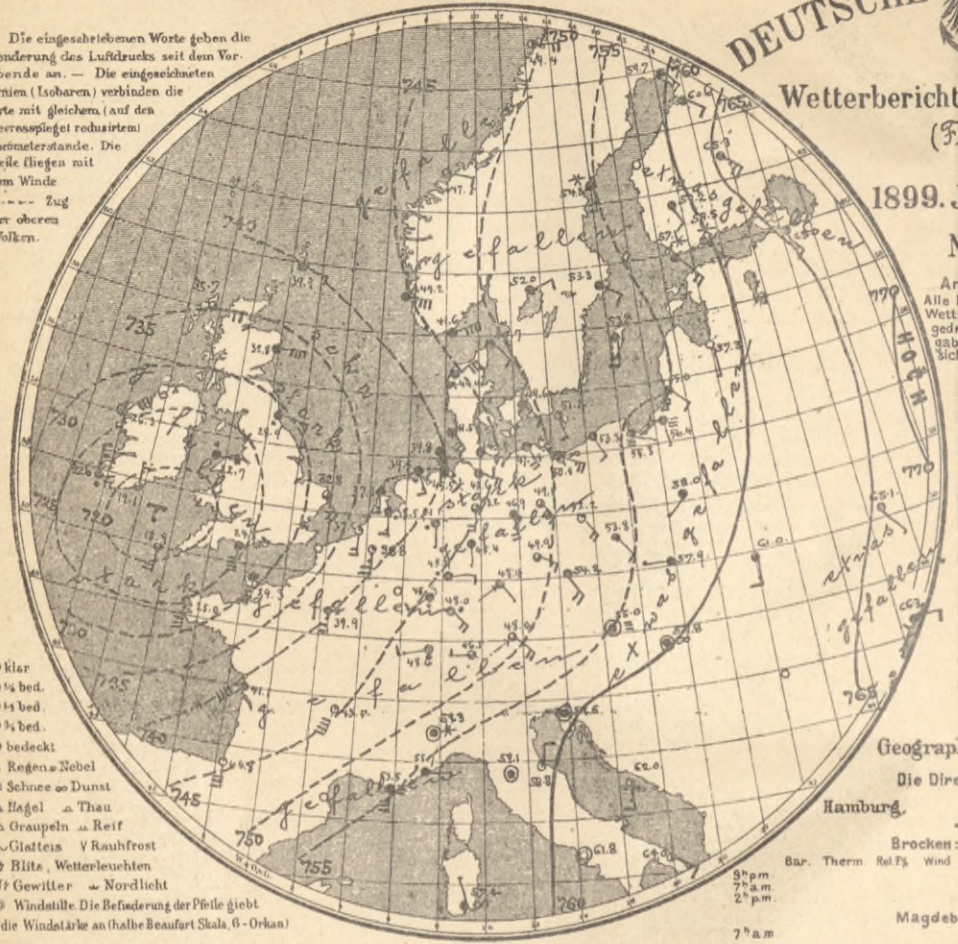
Allgemeine Uebersicht der Witterung am 14. Juni, 8(7) Uhr Morgens. Wenig verändert liegt der höchste Luftdruck über den Britischen Inseln... Aussichten für die Witterung des 15. Juni in: Nordwestdeutschland, Ostdeutschland, Süddeutschland.

BIBLIOTEKA POLITECHNICZNA
KRAKÓW

a. LUFTDRUCK, WIND UND BEWÖLKUNG um 8, resp. 7 Uhr Morgens.

Die eingeschriebenen Worte geben die Aenderung des Luftdrucks seit dem Vor- abende an. — Die eingeschriebenen Linien (Isobaren) verbinden die Orte mit gleichem (auf den Meeresspiegel reduzierten) Barometerstande. Die Pfeile fliegen mit dem Winde
 - - - - - Zug der oberen Wolken.

○ klar
 ○ ¼ bed.
 ○ ½ bed.
 ○ ¾ bed.
 ○ bedeckt
 ☁ Regen = Nebel
 ❄ Schnee ∞ Dunst
 ▲ Hagel ▲ Thau
 △ Graupeln ∞ Reif
 ~ Glatteis V Raufrost
 ⚡ Blitz, Wetterleuchten
 ⚡ Gewitter ∞ Nordlicht
 Ⓢ Windstille Die Befiederung der Pfeile giebt die Windstärke an (halbe Beaufort Skala, 6 - Orkan)



DEUTSCHE SEEWARTE.

Wetterbericht vom 29. Dezember (Freitag)

1899. Jahrg. XXIV. №363.

Anmerkung. Alle im Schema des Wetterberichtes vordruckten Zeitangaben beziehen sich auf Ortszeit.

Geographische Übersicht.

Die Direction der Seewarte.

Hamburg.

Dr. Neumayer.

Brocken: Seehöhe 1143 m

Bar. Therm. Rel. F. Wind Wet. Rittelsatz. Nied. Max. Min.

9^h p.m.
 7^h a.m.
 2^h p.m.

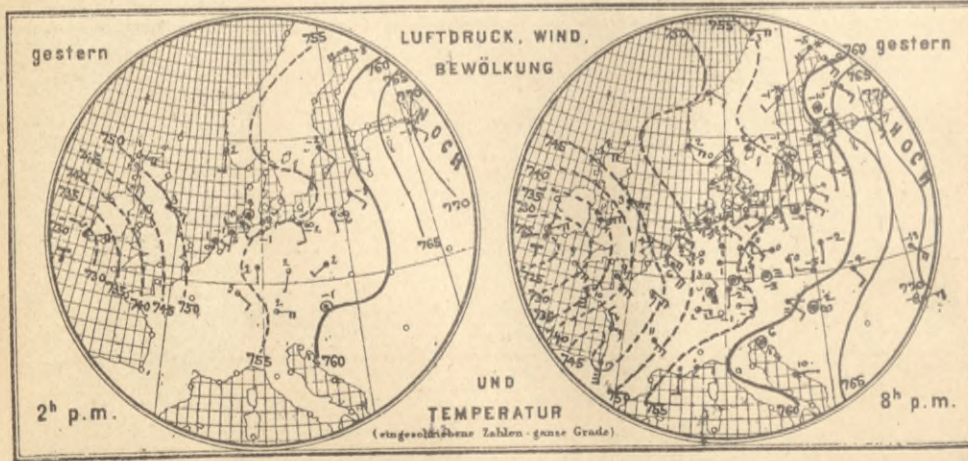
Magdeburg: Seehöhe 54 m.

b. TEMPERATUR, NIEDERSCHLAG, SEEGANG 8, resp. 7 Uhr Morgens.

Die eingeschriebenen Worte geben die Aenderung der Temperatur in den letzten 24 Stunden an. Die eingeschriebenen Linien (Isothermen) verbinden die Orte, an denen die Lufttemperatur zur Zeit der Beobachtung gleich war.



Die Zeichen der Hydro-meteorologie gelten in dieser Karte für die letzten 24 Stunden.
 Regenmengen:
 1-5^{mm} - - - 6-10^{mm} - - -
 11-20^{mm} - - - über 20^{mm} - - -
 Die römischen Ziffern geben das Seegang an (I-IX). ∞ - 0 - achlicht.



Allgemeine Uebersicht der Witterung am 29. Dezember, 8(7) Uhr Morgens.
 Ein Minimum von etwa 715 mm, im Kanal stürmische Südwinde verursachen liegt südlich von Island und beherrscht Wind und Wetter von Westeuropa. Das Hochdruckgebiet über Russland hat an Höhe abgenommen. In Deutschland, wo vielfach geringe Niederschläge stattgefunden haben, ist das Wetter kräftig und im Westen regnerisch, die Morgen-temperatur liegt im Westen fast überall über dem Gefrierpunkte und dem Mittelwerthe.
 Z.B.: Um 4 ¼ h. Am. Hüte von Borkum bis Lingen gewarnt.
 Aussichten für die Witterung des 30. Dezember, in:
 Nordwestdeutschland: Mildes, meist kräftiges Wetter mit Niederschlägen und stark auffrischenden südlichen und südwestlichen Winden.
 Ostdeutschland: Mildes, meist kräftiges Wetter mit Niederschlägen und auffrischenden südlichen Winden.
 Süddeutschland: wie Nordwestdeutschland.
 Abth. III. Dr. J. von Beber.

BIBLIOTEKA POLITECHNICZNA
KRAKÓW

a. LUFTDRUCK, WIND UND BEWÖLKUNG um 8, resp. 7 Uhr Morgens.



DEUTSCHE SEEWARTE.

Wetterbericht vom 19. Juni

(Montag)

1899. Jahrg. XXIV.

N^o 170.

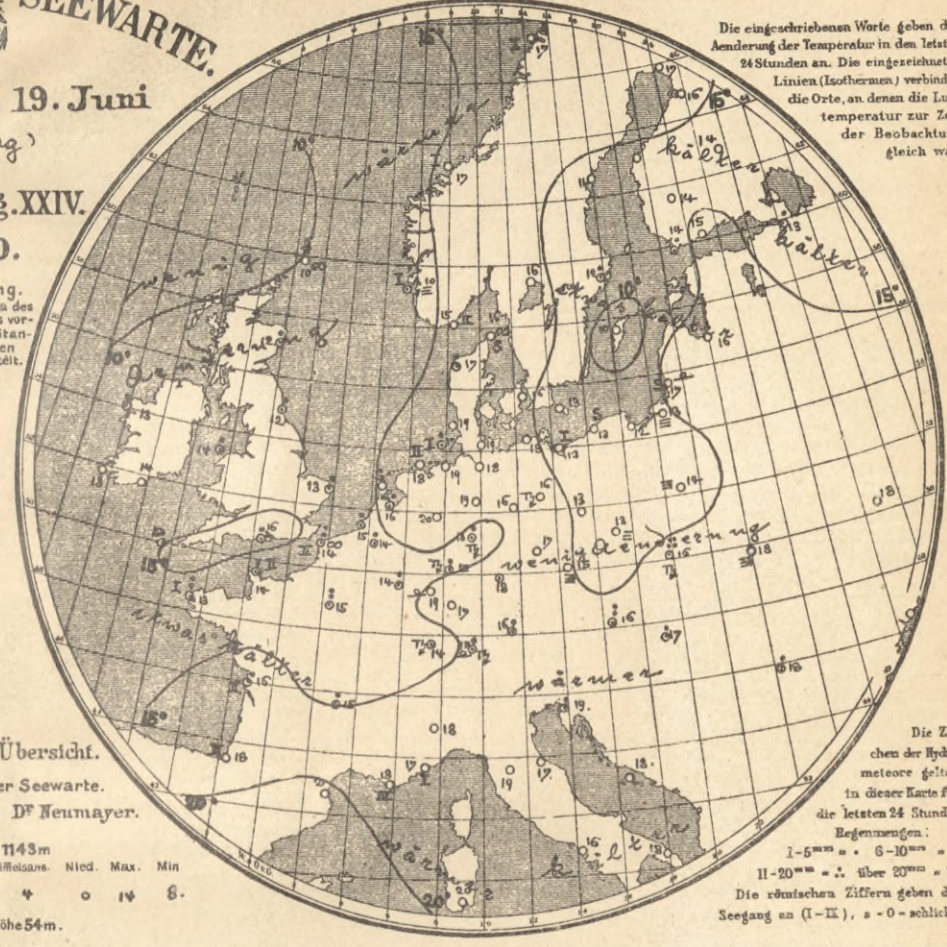
Anmerkung.
Alle im Schema des
Wetterberichtes vor-
gedruckten Zeitangab-
en beziehen sich auf Ortszeit.

b. TEMPERATUR, NIEDERSCHLAG, SEEGANG 8, resp. 7 Uhr Morgens.

Die eingeschriebenen Werte geben die
Aenderung der Temperatur in den letzten
24 Stunden an. Die eingeschriebenen
Linien (Isothermen) verbinden
die Orte, an denen die Luft-
temperatur zur Zeit
der Beobachtung
gleich war.

Die eingeschriebenen Werte geben die
Aenderung des Luftdrucks seit dem Vor-
abende an. -- Die eingeschriebenen
Linien (Isobaren) verbinden die
Orte mit gleichem (auf den
Meeresspiegel reduzierten)
Barometerstande. Die
Pfeile (liegen mit
dem Winde.
--- Zug
der oberen
Wolken

- klar
- 1/2 bed.
- 1/3 bed.
- 1/2 bed.
- bedeckt
- * Regen = Nebel
- * Schnee ∞ Dunst
- ▲ Hagel ∆ Thau
- △ Graupeln ∆ Reif
- ~ Glätteis V Raufrost
- ⚡ Blitz, Wetterleuchten
- ⚡ Gewitter ∞ Nordlicht
- ⊙ Windstille. Die Befestigung der Pfeile giebt die Windstärke an (halbe Beaufort Skala, 6 - Orkan)



Geographische Übersicht.

Die Direction der Seewarte.

Hamburg.

Dr. Neumayer.

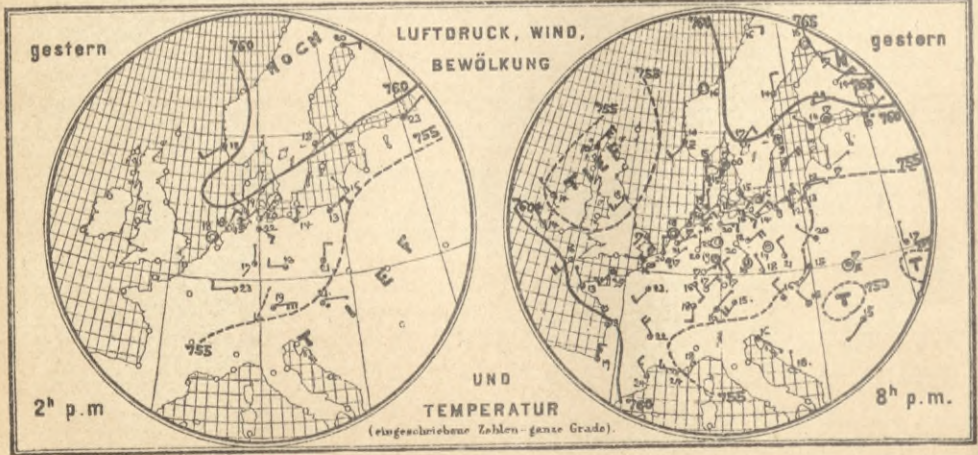
Brocken: Seehöhe 1143 m

Bar.	Therm.	Rel. F.	Wind	Wet.	Nilwasser.	Nied.	Max.	Min.
9 1/2 p.m. 661.4	10.2		NNE 2	0				
7 1/2 p.m. 661.4	14.1		SE 4	1		0	14	8.
2 1/2 p.m. 57.8	15.0							

Magdeburg: Seehöhe 54 m
SE 1 R

7 1/2 a.m. 781.9. 14.5.

Die Zei-
chen der Hydro-
meteore gelten
in dieser Karte für
die letzten 24 Stunden.
Regenmengen:
1-5 mm = . 6-10 mm = :
11-20 mm = ∴ über 20 mm = ∴∴
Die römischen Ziffern geben den
Seegang an (I-III), a - 0 - schlicht.



Allgemeine Uebersicht der Witterung am 19. Juni, 8(7) Uhr Morgens.
Die gleichmäßige Luftdruckvertheilung dauert auf dem ganzen Gebiete fort. Ein Hochdruckgebiet
hat sich über Nordamerika ausgebildet, während eine flache Depression mit schwacher Luftbewe-
gung die Britischen Inseln überdeckt. In Deutschland ist das Wetter ruhig, vorwiegend heiter
ohne erhebliche Wärmeänderung; in den nördlichen und südlichen Gebietszweilen fanden
Gewitter statt, stellenweise ist etwas Regen gefallen.

Aussichten für die Witterung des 20. Juni in:
Nordwestdeutschland: Vorwiegend trübes Wetter mit schwacher Luftbewegung und
springender Tagestemperatur. Vielfach Gewitter.
Ostdeutschland:
Süddeutschland: } wie Nordwestdeutschland.

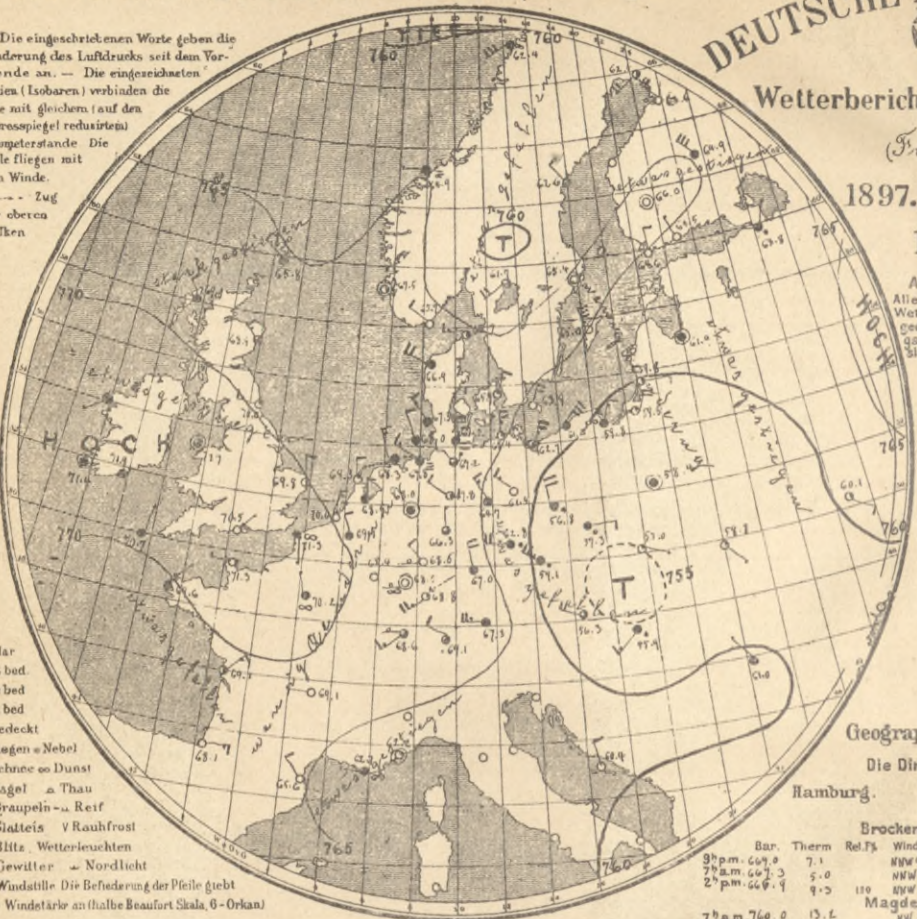
Abth. III. Dr. J. von Heiber.

BIBLIOTEKA POLITECHNICZNA
KRAKÓW

a. LUFTDRUCK, WIND UND BEWÖLKUNG um 8, resp. 7 Uhr Morgens.

Die eingeschriebenen Worte geben die Änderung des Luftdrucks seit dem Vor- oder Abend an. — Die eingeschriebenen Linien (Isobaren) verbinden die Orte mit gleichem (auf dem Meerespiegel reduzierten) Barometerstande. Die Pfeile fliegen mit dem Winde.
 - - - - Zug über oberer Wolken

○ klar
 ○ ¼ bed.
 ○ ½ bed.
 ○ ¾ bed.
 ○ bedeckt
 * Regen * Nebel
 * Schnee ∞ Dunst
 ▲ Hagel ▲ Thau
 △ Graupeln - Reif
 ~ Glatteis v Raufrost
 ⚡ Blitz Wetterleuchten
 ⚡ Gewitter ∞ Nordlicht
 ○ Windstille Die Befiederung der Pfeile giebt die Windstärke an (halbe Beaufort Skala, 6 - Orkan)



DEUTSCHE SEEWARTE.

Wetterbericht vom 30. Juli

(Freitag)

1897. Jahrg. XXII

Nº 211.

Anmerkung. Alle im Schema des Wetterberichtes vordruckten Zeitangaben beziehen sich auf Ortszeit.

Geographische Übersicht.

Die Direktion der Seewarte.

Hamburg.

Dr. Neumayer.

Brocken: Seehöhe 1143 m

	Bar.	Therm.	Rel. F.	Wind	Wett.	Wolken	Nied.	Max.	Min.
9 ^h p.m.	669.8	7.1		NW 9	3				
7 ^h a.m.	667.3	5.0		NW 9	3				
2 ^h p.m.	669.4	9.5	100	NW 8	3	6	0	10	4

Magdeburg: Seehöhe 54 m
 7^h a.m. 760.0 13.2
 8^h 74

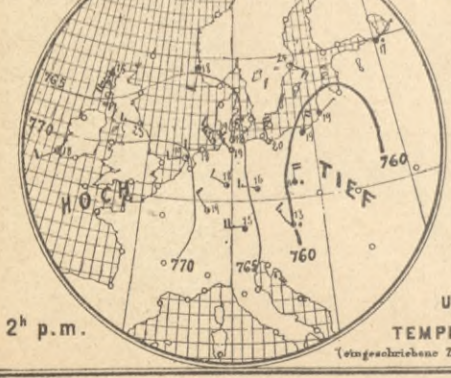
b. TEMPERATUR, NIEDERSCHLAG, SEEGANG 8, resp. 7 Uhr Morgens.

Die eingeschriebenen Worte geben die Änderung der Temperatur in den letzten 24 Stunden an. Die eingeschriebenen Linien (Isothermen) verbinden die Orte, an denen die Lufttemperatur zur Zeit der Beobachtung gleich war.

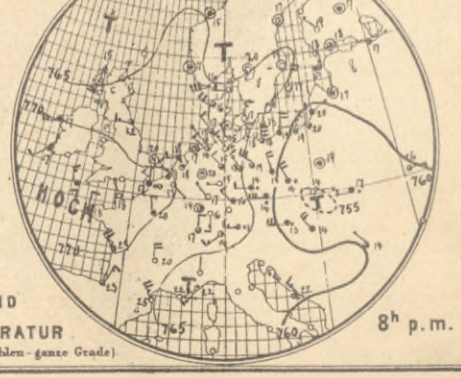


Die Zeichen der Hydro-meteorologie gelten in dieser Karte für die letzten 24 Stunden.
 Regenmenge:
 1-5 mm = . . 6-10 mm = :
 11-20 mm = ∴ über 20 mm = ∴∴
 Die römischen Ziffern geben den Seegang an (I - IX) . a - 0 - schlecht.

gestern LUFTDRUCK, WIND, BEWÖLKUNG gestern



2^h p.m.



8^h p.m.

UND TEMPERATUR (eingeschriebene Zahlen - ganze Grade)

Allgemeine Übersicht der Witterung am 30. Juli, 8(7) Uhr Morgens.

Zwischen Hochdruckgebieten über dem Innern Rußlands und der Westküste des Erbkits, wo der Luftdruck über den britischen Inseln und Nordfrankreich, 770 mm übersteigend, am grössten ist, liegt eine umfangreiche Depression zwischen der Ostsee und dem Schwarzen Meer. Bei schwachen, im Osten mäßigen bis starken, westlichen bis nördlichen Winden ist das Wetter in Deutschland im Süden mehrfach heiter, sonst meist trübe, die Morgen-temperaturen liegen außer im Nordosten unter der Normale; im Osten und im Süden fiel Regen, in Chemnitz 26, Gumburg 36 Breslau 56 mm. Auch Nordostreich hatte starke Regenfälle, Wien 83, Prag 57, Lemberg 51 mm.

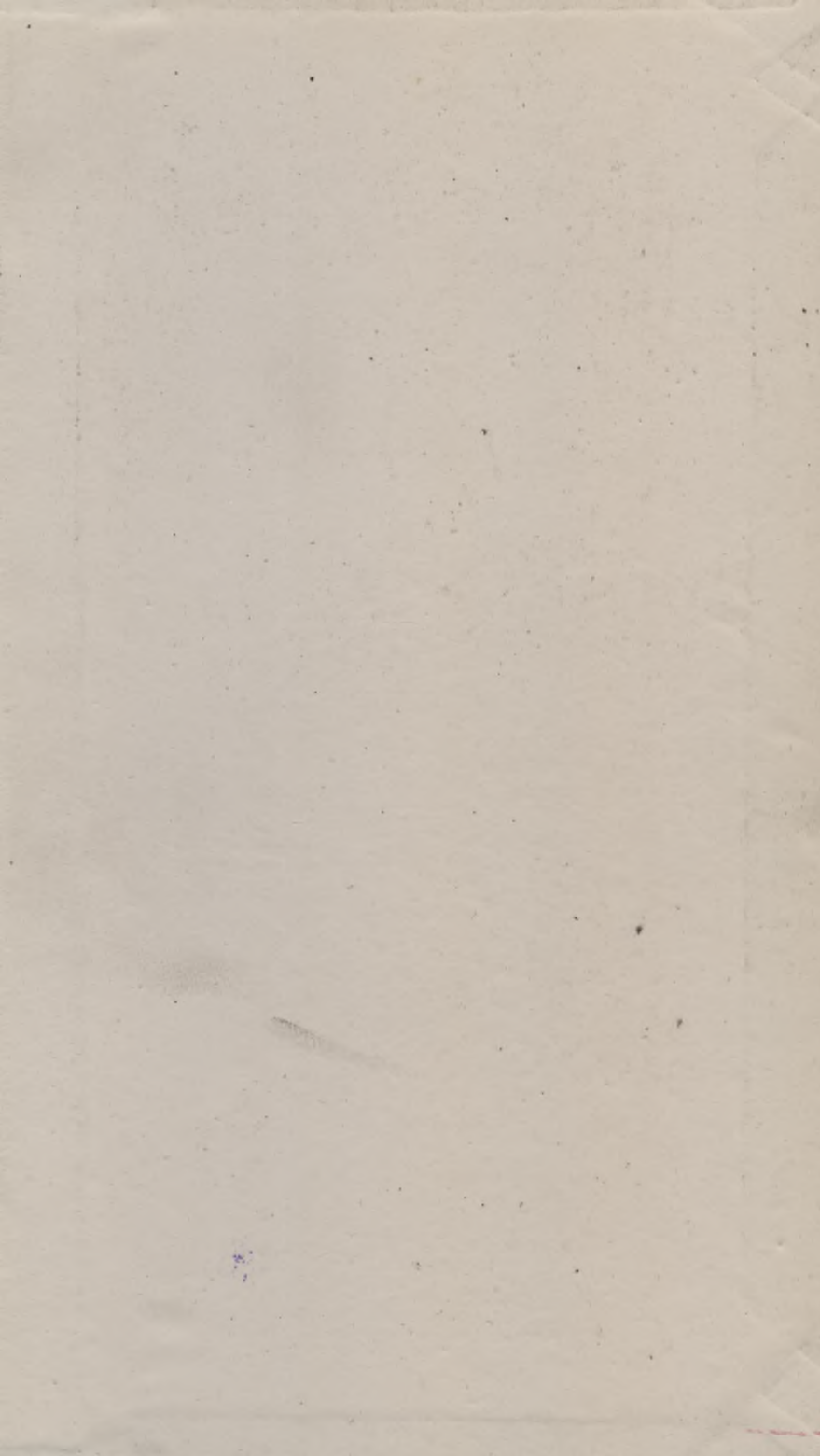
Aussichten für die Witterung des 31. Juli in:
 Nordwestdeutschland: Etwas kühleres Wetter mit zunehmender Bewölkung und mäßigen nördlichen Winden, stellenweise Regen.
 Ostdeutschland: Veränderliches, meist kühles Wetter mit Regenfällen und vorwiegend schwacher Luftbewegung.
 Süddeutschland: Wie Ostdeutschland.

Abth. III. F. V. Köppen.

S. 61

39-2

S-96



Biblioteka Politechniki Krakowskiej



100000297455