universität innsbruck
Universitäts- und Landesbibliothek Tirol

Universitäts- und Landesbibliothek Tirol

Meteorologie

Trabert, Wilhelm

Berlin [u.a.], 1918

urn:nbn:at:at-ubi:2-5058

Sammlung Göschen

Meteorologie

Von

Dr. Wilhelm Trabert

o. ö. Professor an der Universität und Direktor der k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien a. D.

Mit 46 Abbildungen und Tafeln

Vierte, z. T. umgearbeitete Auflage

von

Dr. Albert Defant

Privatdozent an der Universität und Adjunkt der k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien

Bibliothek der Universitäts-Sternwarte Innsbruck.
Inv.-Nr. B 130/28
Syst. Sign.
Schrank II. 5.
GJG
Universitäts-Sternwarte * Innsbruck *
B.130

Neudruck

Berlin und Leipzig

G. J. Göschen'sche Verlagshandlung G. m. b. H.

1918

ulb.
Universitäts- und Landesbibliothek Tirol

Alle Rechte, insbesondere das Übersetzungsrecht,
von der Verlagshandlung vorbehalten.

Druck
der Spamerschen
Buchdruckerei in Leipzig.

Inhalt.

Seite

Literatur 5

Einleitung.

§ 1. Begriff der Meteorologie 7
§ 2. Die Atmosphäre 8
§ 3. Bestandteile der Luft 10
§ 4. Physikalische Eigenschaften der Luft 15
§ 5. Aufgabe der Meteorologie 18
§ 6. Die meteorologischen Beobachtungsnetze 20

Die Strahlung von Sonne und Himmel.

§ 7. Begriff der Strahlung 24
§ 8. Problem der Sonnenstrahlung 27
§ 9. Messung der Sonnenstrahlung 28
§ 10. Verteilung der Intensität auf die einzelnen Wellenlängen . . . 32
§ 11. Die Solarkonstante 36
§ 12. Der Energieverlust in der Atmosphäre 37
§ 13. Strahlung des Himmels und der Atmosphäre 39

Die Temperatur.

§ 14. Die Temperatur und ihre Messung 40
§ 15. Aufstellung der Thermometer; Assmanns Aspirationspsychrometer. 42
§ 16. Der tägliche Temperaturgang 46
§ 17. Mitteltemperaturen 48
§ 18. Jährlicher Gang der Temperatur 50

Wärmeverteilung über der Erdoberfläche.

§ 19. Die Isothermen 52
§ 20. Mitteltemperaturen der Parallelkreise 53
§ 21. Isanomalen 54
§ 22. Abnahme der Temperatur mit der Höhe 55

Der Luftdruck.

§ 23. Das Barometer 59
§ 24. Abnahme des Luftdrucks mit der Höhe 61
§ 25. Luftdruckverteilung 62
§ 26. Täglicher und jährlicher Gang des Luftdrucks 63
§ 27. Schwingungen der Atmosphäre 65

Bewegungserscheinungen der Atmosphäre.

§ 28. Windmessung 68
§ 29. Bewegende Kräfte 69
§ 30. Allgemeine Zirkulation der Atmosphäre 71
§ 31. Periodische Änderungen der Windrichtung und Stärke 73
§ 32. Lokale Winde 76
§ 33. Zyklonen und Antizyklonen 78

Feuchtigkeit.

Seite

§ 34. Absolute und relative Feuchtigkeit 85
§ 35. Psychrometer und Hygrometer 87
§ 36. Verdampfung 88
§ 37. Periodische Änderungen im Feuchtigkeitsgehalte der Luft und die Abnahme desselben mit der Höhe 90

Bewölkung.

§ 38. Kondensation 91
§ 39. Wolkenformen 93
§ 40. Wolkenbeobachtungen 98
§ 41. Verteilung der Bewölkung 100

Niederschlag.

§ 42. Regenmesser 101
§ 43. Arten des Niederschlags 102
§ 44. Verteilung und periodische Änderung des Niederschlags 106
§ 45. Tau und Reif 108

Luftelektrizität.

§ 46. Begriff der Luftelektrizität 110
§ 47. Das elektrische Feld der Erde und die Ionisation der Atmosphäre . 112
§ 48. Gewitterelektrizität. Blitz und Elmsfeuer 115

Atmosphärische Lichterscheinungen.

§ 49. Tageslicht, blaue Farbe des Himmels, Dämmerung 117
§ 50. Ringe, Höfe, Nebensonnen und -monde, Purpurlicht, Bishopscher Ring, leuchtende Wolken 119
§ 51. Der Regenbogen 123
§ 52. Das Polarlicht 126

Wetterprognose.

§ 53. Grundlage der wissenschaftlichen Prognose 127
§ 54. Das Wetter bei verschiedener Druckverteilung 128
§ 55. Luftdruck- und Temperaturänderungskarten 130
§ 56. Die Prognose und ihr gegenwärtiger Stand 131
§ 57. Kosmische Einflüsse auf das Wetter 134

Bedeutung der Atmosphäre für unsere Erde.

§ 58. Bedeutung der Atmosphäre und ihrer Zusammensetzung für das Leben der Tiere und Pflanzen 136
§ 59. Die Bedeutung der Atmosphäre im Energiehaushalte der Erde . . 138
§ 60. Beeinflussung des Wetters durch die Menschenhand 141

Namen- und Sachverzeichnis 144

Literatur.

Lehrbücher der Meteorologie.

H. Mohn, Grundzüge der Meteorologie. 5. Auflage. Berlin, D. Reimer, 1898. Allgemein verständliches Lehrbuch der Meteorologie.

J. Hann, Lehrbuch der Meteorologie. 3. unter Mitwirkung von R. Süring umgearbeitete Auflage. Leipzig, Tauchnitz, 1914. Ausführliche, streng wissenschaftliche Darstellung des Gegenstandes.

R. Börnstein, Leitfaden der Wetterkunde. 3. Auflage. Braunschweig, Vieweg u. S., 1913.

A. Sprung, Lehrbuch der Meteorologie. Hamburg, Hoffmann und Campe, 1885. Streng wissenschaftlich gehalten; behandelt die einzelnen Probleme mathematisch (z. T. bereits veraltet).

A. Wegener, Thermodynamik der Atmosphäre. Leipzig, Barth, 1911. Neuere Darstellung des Gegenstandes.

W. Köppen, Grundlinien der maritimen Meteorologie. Hamburg, Niemeyer, 1899. Ein Lehrbuch der Meteorologie vom Standpunkte des Seemanns aus.

W. Keßlitz und K. Rößler, Grundzüge der maritimen Meteorologie. Pola und Fiume 1904. Desgl. für die österr. naut. Schulen.

J. M. Pernter u. Felix Exner, Meteorologische Optik. Wien, Braumüller, 1910.

Wetterlehren.

R. Abercromby, Das Wetter. Deutsch von J. M. Pernter. Freiburg, Herder, 1894. Behandelt in gemeinverständlicher Sprache die Lehre vom Wetter, insbesondere die Wetterprognose auf Grund der Wetterkarten und der gewöhnlichen Wetterregeln (z. T. bereits veraltet).

W. J. van Bebber, Handbuch der ausübenden Witterungskunde. 2 Bände. Stuttgart 1885. Ausführliches Lehrbuch der Prinzipien der modernen Wetterlehre mit eingehender Behandlung aller Versuche, einen kosmischen Einfluß auf das Wetter nachzuweisen.

— Die Wettervorhersage. 2. Auflage. Stuttgart 1898. Eine gemeinverständliche Anleitung zum Verständnis und Gebrauch der modernen Wetterkarten.

Lehrbücher der Klimatologie.

J. Hann, Handbuch der Klimatologie. 3 Bände. 3. Auflage. Stuttgart, Engelhorn, 1909/1911.

W. Koeppen, Klimalehre. (Sammlung Göschen Nr. 114.) Berlin und Leipzig, G. J. Göschen'sche Verlagshandlung G. m. b. H.

A. Woeikof, Die Klimate der Erde. Jena, Costenoble, 1887.

Anleitung zu praktischen Beobachtungen.

A. Schlein, Anleitung zur Ausführung und Verwertung meteorologischer Beobachtungen. 6. Auflage von Jelineks Anleitung zur Anstellung meteorologischer Beobachtungen. I. Teil. F. Deuticke, Ausführliche Anleitung zur Aufstellung und Ablesung der Instrumente, mit Musterbeobachtungsbogen.

Sammlung von Hilfstafeln. 5. Auflage von Jelineks Anleitung zur Anstellung meteorologischer Beobachtungen. II. Teil. Wien 1910, Leipzig, W. Engelmann. Reiche Sammlung meteorologischer Hilfstafeln.

Periodiſche Werke.

Meteorologiſche Zeitſchrift. Herausgegeben von der Deutſchen meteorologiſchen Geſellſchaft und der k. k. Öſterr. Geſellſchaft für Meteorologie. Redigiert von J. v. Hann und R. Süring. Braunſchweig, Vieweg u. S.

Die führende meteorologiſche Fachſchrift. Ausführliche Beſprechung der neuen Literatur. Reichhaltigſte Fundgrube klimatologiſch wichtiger Beobachtungen.

Das Wetter. Monatsſchrift für Witterungskunde. Herausgegeben von R. Aſſmann, Berlin, Otto Salle. Mehr volkstümliche Zeitſchrift.

Beiträge zur Phyſik der freien Atmoſphäre. Herausgegeben von R. Aſſmann und H. Hergeſell. Leipzig, O. Nemnich. Zeitſchrift zur Erforſchung der höheren Luftſchichten.

Kartenſammlungen.

J. Hann, Atlas der Meteorologie. Gotha, Perthes, 1887.

A. Buchan, Report on Atmospheric Circulation. Zweiter Band des Report on the Scient. Results of the Voyage of H. M. S. Challenger 1889.

Reichhaltiges Tabellenwerk für alle meteorologiſchen Elemente und die Beobachtungsſtationen des ganzen Erdballs. Es enthält einen Atlas der Iſothermen- und Iſobarenkarten für jeden Monat.

Internationaler Wolkenatlas. Herausgegeben im Auftrage des internationalen meteorologiſchen Komitees von H. Hildebrandsſon und L. Teiſſerenc de Bort. Paris, Gauthiers-Villars, 1910.

Atlas mit 18 ſehr ſchönen, in Farben ausgeführten Wolkenbildern mit Text in 3 Sprachen (deutſch, franzöſiſch, engliſch).

Wolkentafeln. 12 Bilder in Kupferlichtdruck. In Verbindung mit mehreren Fachmännern herausgegeben von Dr. Karl Singer. München, Theodor Ackermann, 1892. Gleichfalls mit deutſchem, franzöſiſchem und engliſchem Text.

O. Freyhe, Wetterkartenatlas. Berlin, Verlag Gea, 1913.

Die Jahrbücher der Zentralanſtalten

enthalten die Beobachtungsergebniſſe aller Stationen von Jahr zu Jahr. Wir nennen unter dieſen Jahrbüchern jene

des Zentralbureau für Meteorologie und Hydrographie von Baden in Karlsruhe,

der Kgl. bayr. meteorologiſchen Zentralſtation in München,

der Meteorologiſchen Landesanſtalt von Elſaß-Lothringen in Straßburg i. E.,

der Kgl. württemb. Zentralſtation in Stuttgart,

des Kgl. preuß. meteorologiſchen Inſtituts in Berlin,

der Kgl. ſächſ. Landes-Wetterwarte in Dresden,

der Deutſchen Seewarte der Kaiſ. Marine in Hamburg,

der k. k. Zentralanſtalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien (für Öſterreich),

der Schweizeriſchen meteorologiſchen Zentralanſtalt in Zürich.

Einleitung.

§ 1. Begriff der Meteorologie.

Außer der Aſtronomie wird wohl von Seite der Öffentlichkeit keiner Naturwiſſenſchaft ein ſo lebhaftes Intereſſe entgegengebracht, wie der Meteorologie. Man wird jedoch kaum fehlgehen, wenn man dieſes Intereſſe weniger dieſer Wiſſenſchaft an und für ſich zuſchreibt, als vielmehr der mannigfachen Beziehung ihres Gegenſtandes, der Atmoſphäre und deren Veränderungen, zum praktiſchen Leben. Das Wetter iſt ja nicht bloß für den Spaziergänger von Wichtigkeit, iſt für den Touriſten nicht ſelten geradezu eine Lebensfrage: der Seemann, der Landwirt hängen in ihrer ganzen Exiſtenz von den Verhältniſſen der Atmoſphäre ab.

Was aber Meteorologie eigentlich iſt, und welches ihre Aufgabe, darüber ſind meiſt irrige Anſichten verbreitet. Man glaubt vielfach, Meteorologie ſei die Lehre vom Wetter und hält für ihr eigentliches Ziel die Wetterprognoſe. Tatſächlich iſt dieſer Wiſſenſchaft vielmehr die Aufgabe geſtellt, den Zuſammenhang der Erſcheinungen in unſerer Atmoſphäre aufzudecken, d. h. die in derſelben erfolgenden Veränderungen zu erklären. Meteorologie iſt, kurz geſagt, Phyſik der Atmoſphäre. Die Lehre vom Wetter, eine beſondere Anwendung der allgemeinen meteorologiſchen Geſetze, bildet allerdings vorläufig noch einen Zweig der Meteorologie, wird aber zweifellos gleich der Lehre vom Klima, der Klimatologie, ſich im Lauf der Zeit zu einer eigenen Wiſſenſchaft entwickeln.

§ 2. Die Atmosphäre.

Gegenstand der Meteorologie ist die Lufthülle unseres Erdballs, die Atmosphäre, nach des Aristoteles Ausdruck „ta Meteora“, die Dinge über der Erde. Was unsere Atmosphäre sei, davon konnte man sich erst eine richtige Vorstellung machen, als Torricelli den nach ihm benannten fundamentalen Versuch ausgeführt hatte.

Füllt man eine Flasche mit irgendeiner Flüssigkeit bis zum Rande an, verschließt die Öffnung mit dem Daumen, kehrt die Flasche sodann um und taucht deren Hals so weit in ein anderes mit derselben Flüssigkeit gefülltes Gefäß ein, daß die Öffnung der Flasche unter den Spiegel der Flüssigkeit M N (Fig. 1) zu liegen kommt, so wird, auch wenn man den Daumen von der Flaschenöffnung wegzieht, kein Tropfen aus derselben ausfließen. Man erklärte diesen Vorgang durch die Annahme eines „horror vacui“ (Abscheu vor dem leeren Raum). Man glaubte nämlich, die Körper hätten das Bestreben, jeden leeren Raum auszufüllen, und setzten deshalb dem Entstehen eines solchen einen Widerstand entgegen.

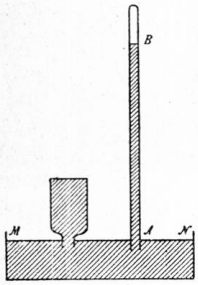


Fig. 1. Torricellis Versuch.

Diese Annahme erwies sich jedoch als ein Irrtum, der gründlich widerlegt wurde, als auf Veranlassung Torricellis Viviani im Jahre 1643 den Versuch derart abänderte, daß er statt der Flasche eine etwa 1 m lange, einseitig geschlossene Glasröhre und als Flüssigkeit Quecksilber anwandte. Es zeigte sich, daß dann allerdings ein Teil des Quecksilbers aus der Röhre austrete, daß aber das in derselben verbleibende nie unter einem gewissen Stand, B (Fig. 1), etwa 76 cm über dem Niveau A des Quecksilbers im Gefäß, sinke.

Der über dem Queckſilber in B befindliche Teil der Röhre iſt tatſächlich ein leerer Raum, das ſogenannte Torricelliſche Vakuum.

Viviani gab auch die Erklärung dieſer merkwürdigen Erſcheinung, indem er die ſeither durch unzählige Verſuche als richtig beſtätigte Vermutung ausſprach, daß die Luft ein ſchwerer Körper ſei, und daß der Druck, den die Luft auf die Flüſſigkeitsoberfläche M N ausübt, die Urſache ſei, daß das Queckſilber zu einer ſolchen Höhe im leeren Glasrohr emporgetrieben werde, bis das Gewicht der Queckſilberſäule dem Druck der Luft das Gleichgewicht zu halten vermöge.

Nehmen wir eine Röhre von 1 qcm Querſchnitt an, ſo würde eine Queckſilberſäule von 76 cm Höhe, da 1 ccm Queckſilber 13,60 g wiegt, $13{,}60 \times 76 = 1033$ g oder rund 1 kg wiegen. So ſtark wäre alſo der Druck, welchen die Atmoſphäre auf eine Fläche von 1 qcm ausübt.

Iſt dieſe Erklärung aber richtig, ſo ſchloß ſchon wenige Jahre nach dem Bekanntwerden des Torricelliſchen Verſuches (übrigens, wie es ſcheint, auf Veranlaſſung von Descartes) der berühmte Mathematiker und Philoſoph Pascal, dann müßte, wenn man dieſen Verſuch auf einem Berg anſtellen würde, wo ja ein großer Teil der Atmoſphäre unterhalb des Beobachters liegt, der Druck der Atmoſphäre ſchwächer, deshalb auch die Höhe der Queckſilberſäule geringer ſein.

Zur Entſcheidung dieſer Frage wurde von Clermont aus eine Expedition auf den Puy-de-Dôme unternommen. Mit größter Spannung ſah man dem von Périer, Pascals Schwager, angeſtellten Verſuch entgegen, und in der Tat fand man den Queckſilberſtand oben um etwa 10 cm niedriger als unten in Clermont.

Durch dieſen Verſuch war der zweifelloſe Beweis erbracht, daß die Atmoſphäre eine aus einem ſchweren Stoff beſtehende Hülle bildet, die den Erdball allſeitig umgibt.

§ 3. Beſtandteile der Luft.

Über die eigentliche Beſchaffenheit der Luft, jenes Stoffes, welcher die Hülle des Erdballs bildet, war man freilich zu Torricellis Zeiten noch ganz im unklaren. Erſt im nächſtfolgenden Jahrhundert, im Jahr 1773, gelang es Scheele, den Nachweis zu liefern, daß die reine, trockene Luft aus zwei verſchiedenen Gasarten beſtehe, welche wir heute mit dem Namen Sauerſtoff und Stickſtoff bezeichnen. Wie die Beobachtungen lehren, iſt die Miſchung dieſer beiden Gaſe eine ſehr gleichmäßige. Faſt überall in den unteren Schichten der Atmoſphäre und zu allen Zeiten wurde ein Verhältnis von 21 Raumteilen Sauerſtoff und 79 Raumteilen Stickſtoff gefunden, ſo daß das Gewicht eines Kubikmeters Luft etwa 1,293 kg beträgt.

In neuerer Zeit haben dann Lord Rayleigh und W. Ramſay gefunden, daß das, was man bisher Stickſtoff genannt hat, außer dem reinen Stickſtoff noch andere Gaſe enthält, das Argon, Neon und Krypton. Dieſelben machen etwa 1% des atmoſphäriſchen Stickſtoffes aus.

Außerdem zeigt die atmoſphäriſche Luft eine Reihe anderer gasförmiger und feſter Beſtandteile, wenn auch in geringer Menge. In erſter Linie kommt hier der Waſſerdampf in Betracht, der in ſehr wechſelnden Mengen von den kleinſten Werten bis zu etwa 4 Raumprozent in der Atmoſphäre vorkommt.

Geringer, aber gleichfalls von hoher Bedeutung namentlich für das Leben auf der Erdoberfläche iſt der Kohlenſäuregehalt der Luft. Im Mittel beträgt derſelbe etwa 0,03% des geſamten Volumens. Er iſt größer in den Nachtſtunden, kleiner im Laufe des Tages, da unter dem Einfluſſe der Sonnenſtrahlen die Pflanzen Kohlenſäure zerſetzen. Er iſt ebenſo größer bei fallender Temperatur und fallendem Luftdrucke, da dann das Austreten der Bodenluft, die durch die Zerſetzung

organiſcher Subſtanzen überreich an Kohlenſäure iſt, weſentlich gefördert iſt. Auch in Städten iſt der Kohlenſäuregehalt naturgemäß viel größer als auf dem Lande; in London z. B. erreicht er bei nebligem Wetter 0,14%. An manchen Orten iſt derſelbe oft noch weit größer: in Zigarrenfabriken iſt ein Kohlenſäuregehalt bis zu 0,44% beobachtet worden.

In weit geringeren Mengen kommen in der Luft Ammoniak, Ozon und verſchiedene Säuren vor. Ammoniak bildet ſich bei der Zerſetzung organiſcher Subſtanzen; nach neueren Beobachtungen in Montſouris entfallen davon auf den Kubikmeter Luft etwa 0,02 mg; an manchen Orten jedoch, beſonders in größeren Städten, wurden weit höhere Beträge gefunden. Durch den Niederſchlag gelangt es bald wieder zum Erdboden zurück.

Noch kleiner iſt der Gehalt eines Kubikmeters Luft an Ozon, einer beſonderen Modifikation des Sauerſtoffs, die ſich unter dem Einfluß elektriſcher Entladungen in der Atmoſphäre bildet. Es entfallen auf 1 cbm im Durchſchnitt nur 0,016 mg Ozon, nach Gewittern etwa 0,02 bis 0,03 mg.

Ebenſo bildet ſich unter dem Einfluß von Blitzentladungen durch Verbindung von Sauerſtoff und Stickſtoff, wohl aber auch infolge der Einwirkung von Ozon auf Ammoniak bei der Zerſetzung organiſcher Stoffe ſalpetrige Säure und Salpeterſäure. Außerdem finden ſich Spuren von ſchwefliger Säure, Schwefelſäure, Waſſerſtoffſuperoxyd und Waſſerſtoff. Die Anweſenheit des letztgenannten, ſehr leichten Gaſes in der Luft iſt deshalb von großem Intereſſe, weil es den größten Einfluß auf die Zuſammenſetzung der Luft in den höchſten Schichten der Atmoſphäre haben muß. In den größten Höhen der Atmoſphäre nimmt man jetzt die Anweſenheit eines noch leichteren Gaſes als Waſſerſtoff an, das man Geokoronium nennt und das ſich in der grünen Spektrallinie des Polarlichtes kundgibt.

Unſere Atmoſphäre enthält aber auch Fremdkörper der verſchiedenſten Art, die in ihr ſchweben und je nach ihrer Zahl und Größe eine Trübung der Luft hervorrufen. Die kleinen Fremdkörper bezeichnet man gewöhnlich mit dem Namen „Staubteilchen", obwohl ſie nach neueren Unterſuchungen vielfach nicht feſte Beſtandteile, ſondern z. T. flüſſiger Natur ſind. Die Zahl der Staubteilchen iſt eine ganz erſtaunlich große. Selbſt auf dem Lande und an der Meeresküſte ſind deren mehrere Tauſend in einem Kubikzentimeter Luft enthalten, in Städten natürlich weit mehr, z. B. in Edinburg bei trübem Wetter 250 000 pro Kubikzentimeter. Auch auf dem Eifelturm, auf dem Rigi und Ben Nevis in Schottland wurden, wenn der Wind nicht vom Tale her wehte, mehrere hundert Staubteilchen in dem gleichen Luftraum gemeſſen; kam der Wind aus dem Tale, ſo ſtieg auch hier deren Zahl auf viele Tauſend.

Beſonders ſtauberzeugend wirken Gasflammen. So fand man, daß in einem Zimmer, worin der Staubgehalt 426 000 pro Kubikzentimeter betrug, derſelbe bis zu etwa 46 Millionen ſtieg, als vier Gasflammen zwei Stunden lang gebrannt hatten! Wird gar noch geraucht, ſo ſteigt der Betrag ſchier ins Unmeßbare; die Zahl der Staubteilchen, die ein Zigarettenraucher in einem Zuge ausſendet, wird auf etwa 4000 Millionen geſchätzt.

Wie war es nun möglich, dieſe Zahlen zu ermitteln und die Staubteilchenzahl in einer ſo kleinen Luftmenge zu berechnen? Die Löſung dieſes Problems iſt erſt vor einigen Jahren dem engliſchen Phyſiker Aitken gelungen. Ein beſtimmtes Luftvolumen kann (vgl. § 34) bei einer gewiſſen Temperatur und unter einem gewiſſen Druck nur eine beſtimmte Menge Waſſerdampf aufnehmen. Iſt die Luft mit Waſſerdampf „geſättigt", ſo genügt eine geringe Abkühlung oder Ausdehnung, um eine Kondenſation des Waſſerdampfes

hervorzurufen. Eigentümlicherweiſe aber ſcheidet ſich dieſer Waſſerdampf nicht ohne weiteres aus der Luft aus, ſondern ſchlägt ſich an den Wänden des Gefäßes, worin die Luft eingeſchloſſen iſt, oder an darin enthaltenen Körperchen, vor allem an den „Stäubchen", nieder. Es genügt daher, die auf ihren Staubgehalt zu unterſuchende Luft mit Waſſerdampf zu ſättigen und dann durch eine kleine Ausdehnung mittels einer Luftpumpe Kondenſation eintreten zu laſſen. Jedes Staubteilchen wird dann zu einem Kondenſationskern, wächſt zu einem kleinen Tröpfchen an und ſinkt unter dem Einfluß der Schwere nieder. Läßt man dieſe Tröpfchen auf eine Platte, auf der ein Quadratmillimeternetz eingeätzt iſt, oder, wie dies Aitken tat, auf einen Silberſpiegel fallen, ſo iſt es nicht ſchwer, mit Hilfe eines Mikroſkops die Zahl der Tröpfchen zu ermitteln, welche aus einer Luftſäule von beſtimmter Höhe (etwa 1 cm) auf 1 qcm auffallen. Dies iſt dann die Anzahl, welche in einem Kubikzentimeter enthalten iſt. Dieſe Zahlen ſind ſo groß, daß die zu unterſuchende Luft nicht unmittelbar in den Apparat eingeführt werden darf; man muß vielmehr zuerſt einen Teil derſelben mit einer größeren, aber genau bekannten Menge reiner, vollkommen ſtaubfreier Luft aufs innigſte miſchen und nun mit dieſer verdünnten Staubluft die Meſſungen anſtellen. Sonſt wäre die Anzahl der Tröpfchen, welche auf 1 qmm entfallen, ſo groß, daß an eine Zählung derſelben nicht zu denken wäre.

Aitken hat mit dieſem ſinnreichen Verfahren bereits an den verſchiedenſten Orten Meſſungen unternommen, deren Ergebniſſe vollkommen übereinſtimmten. Aus den hohen Ziffern, wie wir ſie oben kennenlernten, kann man einen Begriff von der außerordentlichen Kleinheit dieſer „Stäubchen" gewinnen, die auch mit den beſten Mikroſkopen niemals wahrzunehmen wären. 100 000 Staubteilchen pro Kubikzentimeter ſind in Städten gar nichts Beſonderes, und in manchen Wohn-

räumen hat Aitken noch viel größere Zahlen gefunden. Trotzdem beträgt der Staubgehalt eines Kubikmeters Luft in einem Wohnzimmer durchschnittlich nur 1,6 mg. Hundert Staubteilchen würden hiernach noch weniger als ein Billiontel Gramm wiegen! In Fabrikräumen kommen allerdings größere Gewichtszahlen vor: in dem Putzraum eines Eisenwerks wurden 100 mg Staub pro Kubikmeter, in einer Filzschuhfabrik 175 mg ermittelt, und man darf annehmen, daß in solchen Räumen auch weit größere Staubteilchen vorhanden sind, welche die Luft verunreinigen.

Der Staub, der sich bis zu den Gipfeln unserer Berge, ja selbst auf dem Meere vorfindet und eine gewisse Trübung der Atmosphäre hervorruft, ist zweifelsohne auf die Zerreibung der festen Substanzen unserer Erdoberfläche und deren Verwehung, aber auch auf die Tätigkeit der Vulkane, welche (vgl. § 50) beträchtliche Mengen vulkanischen Staubs in ungeheure Höhen der Atmosphäre emporschleudern, zurückzuführen.

Die Frage nach der Natur der Aitkenschen „Stäubchen" ist erst in den letzten Jahren befriedigend beantwortet worden. Man hat beobachtet, daß unter gewissen Bedingungen auch bei sehr staubfreier Luft Kondensation eintreten kann; die Kondensation erfolgt hierbei an Kernen, die sich unter Einwirkung der Sonnenstrahlen rasch bilden. Die chemische Natur dieser Kondensationskerne steht jetzt ziemlich fest. In den hohen Schichten der Atmosphäre kommen hauptsächlich wässerige Tröpfchen von Stickstoffoxyden, von Wasserstoffsuperoxyd, ferner von Ammoniak und Nitraten in Betracht, in den unteren Schichten mehr hygroskopische Verbrennungsprodukte, die Oxyde des Schwefels und Rauch.

Der „Staub" mineralischer und organischer Natur spielt nach Wigand bei der Kondensation nicht jene wichtige Rolle, die ihm früher zugesprochen wurde; vor allem steht es fest,

daß man mit dem Aitkenſchen Apparat nicht dieſe Stäubchen zählen kann, die in ihm gar nicht zur Wirkung gelangen. Dem Apparat gebührt demnach mehr der Name „Kernzähler“ ſtatt Stäubchenzähler.

Nach Humphreys unterſcheidet man bei der Staubtrübung der Atmoſphäre drei Schichten. Die unterſte, die bis etwa 1 km Höhe reicht, enthält die gröbſten Teilchen, die durch Verwehung und Zerreibung feſter Subſtanzen entſtehen; die zweite erſtreckt ſich bis zu einer Höhe von 3 bis 4 km und iſt bedingt durch die während der Tageszeit auftretenden aufſteigenden Luftſtröme, welche die leichteren Teilchen weiter emportragen. Die dritte, welche die Schichte bis etwa 11 km umfaßt, hat ihren Grund in den großen Luftdruckſtörungen der Atmoſphäre.

In noch höheren Schichten finden ſich gelegentlich nur äußerſt feine Staubtrübungen vulkaniſchen und jene kosmiſch-meteoriſchen Urſprungs.

Nicht ſo beträchtlich als die Zahl der Staubteilchen, aber immerhin recht groß iſt die Zahl der die Luft bevölkernden Bakterien. Zu Montſouris und in Paris wird ſeit einigen Jahren der Gehalt der Luft an Bakterien gezählt, und die ſich ergebenden Zahlen weiſen deutlich auf den großen Unterſchied zwiſchen Stadt und Land. Während in Montſouris nur 300 auf den Kubikmeter entfallen, beträgt ihre Zahl im Innern von Paris über 5400, im Sommer ſogar noch viel mehr. Im Monat Auguſt entfallen auf Paris 8256, auf Montſouris 555, während im Januar nur 3074 bzw. 185 auf 1 Kubikmeter kommen.

§ 4. Phyſikaliſche Eigenſchaften der Luft.

Die atmoſphäriſche Luft iſt ſomit im weſentlichen ein Gemenge von verſchiedenen permanenten Gaſen und Waſſerdampf. Für die trockene Luft müſſen daher ganz dieſelben

Geſetze gelten wie für Gaſe überhaupt: es wird ſich auch die Luft, wenn die Temperatur bei gleichbleibendem Drucke um 1° C ſteigt, um etwa $^1/_{273}$ ihres Volumens ausdehnen, während ſich ihr Volumen vergrößern oder verkleinern wird, je nachdem der Druck ab- oder zunimmt. Temperatur, Druck und Volumen ſtehen eben bei jedem Gas in einer ganz beſtimmten, durch das Mariotte-Gay-Luſſacſche Geſetz ausgedrückten Beziehung, ſo daß durch zwei dieſer Größen (etwa die beiden erſten) der Zuſtand des Gaſes vollkommen beſtimmt iſt. Im allgemeinen iſt nun eine Zuſtandsänderung eines Gaſes nur durch Wärmezufuhr oder Wärmeentzug möglich, ſo daß, wenn man eine beſtimmte Wärmezufuhr eintreten läßt, dann nur noch eine der Größen willkürlich geändert werden kann. So iſt es möglich, jede Wärmezufuhr oder -abfuhr auszuſchließen und nur den Druck zu verändern. Damit iſt aber von ſelbſt eine Änderung der Temperatur gegeben.

Wir können ſomit auch ohne Wärmezufuhr die Temperatur eines Gaſes durch bloße Vermehrung des Druckes erhöhen. Dieſes letztere Geſetz iſt für die Phyſik der Atmoſphäre von außerordentlicher Wichtigkeit. Erhöht ſich der Druck derart, daß er nicht mehr bloß einer Queckſilberſäule von 76 cm Höhe, ſondern einer ſolchen von 77 cm das Gleichgewicht halten kann, ſo ſteigt ſchon deswegen die Temperatur der trockenen Luft um 1° C, und ſie fällt um ebenſoviel, wenn der Druck um dieſelbe Größe, kurz ausgedrückt: „um 1 cm (oder 10 mm)“, abnimmt.

Die feuchte Luft verhält ſich anders, und darin beſteht nun ein grundſätzlicher Unterſchied zwiſchen trockener und feuchter Luft, ein Unterſchied, welcher, wie beſonders von Hann klargelegt worden iſt, in der Meteorologie eine große Rolle ſpielt. Wir haben ja geſehen, daß eine gewiſſe Menge Luft bei einer beſtimmten Temperatur nur eine gewiſſe

Menge Waſſerdampf zu faſſen vermag. Es wird ſich alſo, ſobald wir mit Waſſerdampf geſättigte Luft abkühlen, notwendig ein Teil des Waſſerdampfes ausſcheiden müſſen. Was iſt aber die Folge dieſer Kondenſation des Waſſerdampfes? Die Phyſik lehrt, daß eine Verdampfung des Waſſers nicht möglich iſt, wenn nicht eine gewiſſe, ziemlich beträchtliche Wärmemenge dem zu verdampfenden Waſſer zugeführt wird. Rund 600 Kalorien[1]) ſind nötig, um 1 g Waſſer zu verdampfen; ebenſoviel Wärme wird aber auch wieder frei, wenn ſich 1 g Waſſer aus der Dampfform kondenſiert.

Laſſen wir alſo an Stelle der trockenen Luft 1 kg feuchter, mit Waſſerdampf geſättigter Luft treten und verringern wieder den Druck, ohne von außen Wärme zu- oder wegzuführen. Wird nun bei einer Druckabnahme um 10 mm die Temperatur wieder um 1° ſinken? Keineswegs! Denn, wenn das Kilogramm geſättigter Luft ſich um 1° abkühlt, ſo wird ein Teil, etwa 0,4 g, Waſſer kondenſiert. Da aber bei der Kondenſation von 1 g Waſſer 600 Kalorien, d. h. eine Wärmemenge frei wird, welche genügt, um 1 kg Luft um 2,5° C zu erwärmen, ſo muß in dem betrachteten Kilogramm geſättigter Luft eine Wärme frei werden, welche hinreicht, um dieſe Luftmenge um $0{,}4 \times 2{,}5 = 1°$ C zu erwärmen. Wenn wir nun den Fall vor uns haben, daß trotzdem durch Druckverminderung ſich die Luft um 1° C abgekühlt hat, ſo war offenbar hier die doppelte Druckabnahme nötig, um dieſe Wirkung hervorzubringen. Bei geſättigter Luft müſſen wir ſomit zuerſt den Druck um 10 mm verringern, bloß um die bei der Kondenſation freiwerdende Wärme, welcher ja eine Temperaturerhöhung von 1° entſpricht, aufzubrauchen, worauf wir zur eigentlichen Abkühlung um 1° noch eine weitere

[1]) Wärmeeinheiten. 1 Kalorie iſt jene Wärme, die nötig iſt, um 1 g Waſſer von 0° auf 1° C zu erhöhen.

Druckabnahme von 10 mm, alſo im ganzen eine ſolche von 20 mm, bedürfen. Dieſelbe Druckabnahme vermag alſo bei feuchter, geſättigter Luft nur eine Abkühlung um etwa den halben Betrag wie bei trockener Luft zu erzielen. Bei ſehr kalter, dampfarmer Luft iſt der Unterſchied viel geringer.

Erinnern wir uns an die Abnahme des Luftdrucks bei der Expedition Périers auf den Puy-de-Dôme! Um 100 mm war dort oben der Luftdruck geringer. Denken wir uns nun, es würde eine Luftmenge von der Erdoberfläche zur Höhe des Puy de Dôme erhoben. Infolge der Druckabnahme würde ſich dieſelbe, wenn ſie aus trockener Luft beſtünde, um 10° C abkühlen; dagegen würde, wenn ſie an der Erdoberfläche geſättigt wäre, der Druckabnahme um 100 mm nur eine Abkühlung von etwa 5° C, d. i. gerade die Hälfte, entſprechen. Eine Luftmenge, die vom Puy-de-Dôme herabgebracht würde, ſei ſie nun trocken oder feucht, wird ſich, da keine Kondenſation eintritt, umgekehrt um 10° C erwärmen. Unter dieſen Umſtänden erſcheint das Vorhandenſein des Waſſerdampfes in unſerem Luftmeere für die Dynamik der Atmoſphäre von der größten Wichtigkeit.

Bei trockener und feuchter Luft wird beim Abſteigen derſelben die Temperaturabnahme 1° pro 100 m betragen. Beim Aufſteigen haben wir für trockene Luft auch dieſen Betrag, aber für feuchte Luft iſt die Temperaturabnahme beim Aufſteigen nur etwa $^1/_2$° C, ſie iſt aber unter Umſtänden, wenn die Luft ſehr feucht iſt, noch geringer, wenn die Luft nur wenig Waſſerdampf enthält, dagegen etwas größer.

§ 5. Aufgabe der Meteorologie.

Nach dem Bisherigen können wir nun auch die Aufgabe der Meteorologie näher beſtimmen. Wir beobachten nicht bloß örtlich, ſondern auch zeitlich beträchtliche Unterſchiede im Zuſtand der Atmoſphäre. Wir beobachten Unterſchiede in der

Temperatur, im Druck, in der Zuſammenſetzung, insbeſondere im Feuchtigkeitsgehalte, ſowie endlich den Ortswechſel der Luft auf der Erdoberfläche. Woher kommen denn dieſe örtlichen Unterſchiede und die Veränderungen im Laufe der Zeit? Die Auffindung ihrer Urſachen und der Geſetze, welche alle dieſe Unterſchiede und Veränderungen beſtimmen, ſowie die Erforſchung ihres Zuſammenhanges — das iſt die Aufgabe der Meteorologie.

Es iſt ein allgemein phyſikaliſches Geſetz, daß, wo immer fortlaufend und ohne Abſchwächung Veränderungen ſich zeigen, eine Zufuhr von Energie von außen in Form von Wärme oder in anderer Form ſtattfinden muß. Nach dieſer äußeren treibenden Kraft, nach dieſer Urquelle aller Verwandlungen im Luftmeer werden wir auch bezüglich der Atmoſphäre zu ſuchen haben. Der vielfach periodiſche Verlauf dieſer Veränderungen, wie die unmittelbare ſinnliche Wahrnehmung wieſen den Menſchen ſchon in den früheſten Zeiten auf die Sonne als auf dieſe Energiequelle und letzte Urſache aller Veränderungen in der Atmoſphäre hin.

Somit wird die Behandlung der Strahlung, anſcheinend des einzigen Weges, auf dem ein Energieaustauſch zwiſchen Himmelskörpern möglich iſt, ſpeziell der Strahlung der Sonne, unſere erſte Aufgabe ſein müſſen. Erſt dann, wenn wir die letzte Urſache der atmoſphäriſchen Vorgänge beſprochen, können wir daran gehen, auch die Wirkungen dieſer Energiezufuhr von der Sonne zu erörtern; wir können dann die Unterſchiede in der Strahlung mit den Unterſchieden in Temperatur und Druck in Zuſammenhang bringen. Wir können ferner die Bewegungserſcheinungen, den in letzter Linie gleichfalls auf Rechnung der Sonnenſtrahlung zu ſetzenden Kreislauf des Waſſers, ſeine Verdunſtung und Kondenſation, wie ſeine Rückkehr zur Erdoberfläche im Niederſchlag erörtern, worauf wir uns zum Schluß den optiſchen, den elektriſchen

Erſcheinungen und dem Wetter zuwenden werden. Bei jeder einzelnen Erſcheinung wird ſich uns die Frage nach dem Warum aufdrängen; auf jede derſelben die Antwort zu finden, das wird einen Teil unſerer Aufgabe bilden.

§ 6. Die meteorologiſchen Beobachtungsnetze.

Wie alle anderen Wiſſensfächer, ſo begann auch die Meteorologie ſich zur Wiſſenſchaft zu erheben, als die Möglichkeit gegeben war, die Veränderungen in der Atmoſphäre, die den Gegenſtand ihres Forſchens bilden, zu meſſen. Bald nach der Erfindung von Barometer und Thermometer um die Mitte des ſiebzehnten Jahrhunderts wurde das erſte meteorologiſche Beobachtungsnetz von dem Herzog Ferdinand II. von Toskana begründet. Es waren meiſt Privatleute Phyſiker, Geiſtliche, Lehrer u. a., welche ſich ſchon damals dem Beobachtungsdienſte unterzogen. Auch an den Sternwarten wurden meteorologiſche Beobachtungen angeſtellt; ihnen verdanken wir unſere längſten, bis über 200 Jahre zurückreichenden meteorologiſchen Beobachtungsreihen und die Pflege der Meteorologie, ehe ſich dieſelbe noch zu einer ſelbſtändigen Wiſſenſchaft entwickelt hatte.

Erſt als die Beobachtungsnetze ſich in allen Ländern erweiterten, als die Bearbeitung und Veröffentlichung der Beobachtungen die Kräfte der Sternwarten überſtiegen, ſtellte ſich das Bedürfnis heraus, eigene ſtaatliche meteorologiſche Zentralanſtalten zu begründen, welche die Stationen mit einheitlichen, geprüften Inſtrumenten zu verſehen, deren Beobachtungen zu ſammeln, zu prüfen, zu bearbeiten und zu veröffentlichen hatten.

Faſt in allen Ländern beſtehen heutzutage zahlreiche derartige Stationen, an denen dreimal im Laufe des Tages, gewöhnlich um 7 Uhr morgens, 2 Uhr nachmittags und 9 Uhr abends, entweder alle oder doch ein großer Teil der „meteo-

rologiſchen Elemente", d. ſ. Luftdruck, Temperatur, Feuchtigkeit, Windrichtung, Windſtärke, Bewölkung und Niederſchlag, beobachtet wird. Deutſchland beſitzt, abgeſehen von jenen Stationen, an denen bloß Regen oder Gewitter beobachtet werden, über 300, Öſterreich an 500, die Schweiz etwa 100 meteorologiſche Stationen, die anderen Staaten ſtehen darin den genannten durchaus nicht nach. Es iſt klar, daß eine ſo große Zahl von Stationen die Tätigkeit der meteorologiſchen Zentralanſtalten faſt ganz in Anſpruch nimmt; deshalb hat man vielfach den Wettervorherſagen- und Sturmwarnungsdienſt von dem Dienſte der Zentralanſtalten vollſtändig getrennt. Aber auch für ſolche Beobachtungen, die teils kompliziertere Apparate, teils wiſſenſchaftliche Vorbildung erfordern, wie die regelmäßige Beobachtung und Meſſung der Sonnenſtrahlung, der Luftelektrizität, der Polariſation des Himmelslichtes und anderer Erſcheinungen, welche für die Meteorologie unerläßlich ſind, verbleibt an unſeren Zentralanſtalten leider faſt keine Zeit.

Immer dringender ward daher das Verlangen nach eigenen meteorologiſchen *Beobachtungsinſtituten*; Preußen beſitzt in dem muſtergültig eingerichteten meteorologiſchen Obſervatorium in Potsdam, Rußland in dem Obſervatorium zu Pawlowſk bereits ein derartiges Inſtitut. Auch Frankreich hat einige ſehr tätige kleinere Obſervatorien. In Montpellier hat man regelmäßige Meſſungen der Sonnenſtrahlung vorgenommen, und in dem einzig daſtehenden ſtädtiſchen Obſervatorium in Montſouris bei Paris hat man auch regelmäßige Beobachtungen über die Zuſammenſetzung der Luft, ihren Gehalt an Bakterien und anderen ſchädlichen Beimengungen angeſtellt. Es iſt ſehr zu bedauern, daß nicht auch andere Städte derartige Obſervatorien beſitzen.

Wollen wir jedoch auch Aufſchlüſſe über die Vorgänge in höheren Luftſchichten erhalten, ſo dürfen wir uns nicht auf

Beobachtungen an der Erdoberfläche, wo ja örtlicher Verhältniſſe halber mannigfache Störungen unvermeidlich ſind, beſchränken, ſondern müſſen nach Möglichkeit Beobachtungen aus höheren Schichten unſerer Atmoſphäre zu gewinnen trachten. Man hat ſich deshalb in allen Ländern die Errichtung von Gipfelſtationen angelegen ſein laſſen; von dieſen iſt diejenige auf dem Sonnblick in den Hohen Tauern (3106 m) die höchſte ſtändig bewohnte Gipfelſtation Europas, welche vermöge ihrer günſtigen Lage, trefflichen Einrichtung und überraſchenden Ergebniſſe unſtreitig die erſte Stelle einnimmt. Aber auch die Beobachtungen auf der Zugſpitze (2965 m) in Bayern, dem Säntis (2467 m) in der Schweiz, dem Obir (2043 m) in Kärnten, dem Pic du Midi (2877 m) und Puy-de-Dôme (1463 m) in Frankreich, dem Wendelſtein (1728 m) in Bayern und dem jetzt leider eingegangenen Ben Nevis (1343 m) in Schottland, ja auch die auf dem nur 300 m hohen Eiffelturm in Paris haben unſere Kenntniſſe der Atmoſphäre merklich bereichert.

Dabei iſt unumgänglich erforderlich, daß auf einer ſolchen Station ein ſtändiger Beobachter weile; niemals hätte man aus den Beobachtungen auf dem Sonnblick ſo mannigfaltige, neue und wichtige Ergebniſſe zu erzielen vermocht, wenn nicht daſelbſt ein ſo tüchtiger und gewiſſenhafter Beobachter, wie der bekannte Peter Lechner, faſt ſieben Jahre hindurch jahraus jahrein die täglichen Beobachtungen angeſtellt und die Inſtrumente auf das beſte beſorgt hätte. Stationen, wie die auf dem Montblanc (in 4365 m Höhe und auf dem Gipfel in 4800 m), oder die noch höheren auf dem Charcani (5080 m) und Miſti (5850 m) in Peru, wo nur für kurze Zeit Beobachter weilen oder bloß ſelbſtſchreibende Apparate ihre Aufzeichnungen machen, haben einen weit geringeren Wert. Oft verſagen ja auch die beſten ſelbſtſchreibenden Apparate, und auf dem Miſti geſchah es, daß Indianer die wertvollen In-

ſtrumente ſtahlen und ſo die mit vielen Koſten errichtete Station lahmlegten.

Indes werden auch Beobachtungen auf möglichſt freiliegenden Berggipfeln die Verhältniſſe der freien Atmoſphäre nicht ganz richtig wiedergeben. Die Erhebung des Erdbodens wird ja manche Störungen mit ſich bringen; man war deshalb vielfach beſtrebt, die Beobachtungen auf Berggipfeln durch ſolche im Luftballon zu prüfen und zugleich Kunde aus noch höheren Schichten zu erhalten. Glaiſher hat ſolche wiſſenſchaftliche Fahrten, freilich mit völlig unzureichenden Inſtrumenten, in England angeſtellt; ſpäter ſind ſolche mit der ſorgfältigſten inſtrumentellen Ausrüſtung von Berlin aus unternommen worden. Etwa 10 000 m iſt die größte Höhe, bis zu welcher man bei künſtlicher Sauerſtoffatmung vordringen kann, ſchon in 8000 m wird der Aufenthalt für den Menſchen gefährlich.

Und doch hat man nicht darauf verzichten können, auch aus noch höheren Luftſchichten Beobachtungen zu erlangen. Man hat dieſes Ziel mit Hilfe von „Regiſtrierballons“, unbemannten, aber mit ſelbſtſchreibenden Inſtrumenten ausgerüſteten Ballons, zu erreichen geſucht und hierbei beſten Erfolg gehabt. Nahezu 30 000 m Höhe, woſelbſt der Luftdruck nur mehr wenige Prozente des Luftdruckes an der Erdoberfläche betrug, ſind ſolche Ballons ſchon emporgeſtiegen. Auch mit Hilfe von Drachen hat man ſelbſtſchreibende Apparate in die freie Atmoſphäre emporgeſandt. Viele tauſend Meter Höhe wurden ſchon von Drachen erreicht.

Ein weſentlicher Unterſchied beſteht aber doch zwiſchen den an den Berggipfelobſervatorien geſammelten und den durch die Ballons und Drachen gelieferten Beobachtungen. Die Bergſtationen ſind hoch in die freie Atmoſphäre emporgehobene Obſervatorien, an denen laufend, Stunde für Stunde die meteorologiſchen Elemente und ihre Verände-

rungen aufgezeichnet werden können. Die Ballon- und Drachenaufstiege haben, auch wenn sie täglich erfolgen, doch nur den Charakter von Einzelbeobachtungen, die uns für einen gegebenen Augenblick über den Zustand der Atmosphäre in verschiedenen Höhen orientieren.

Natürlich trachtet man danach, auch Drachen und Fesselballons womöglich täglich hochzulassen, so daß die Gründung eigener aerologischer Institute, wie z. B. jenes von Lindenberg bei Berlin, sich als immer dringendere Ergänzung der meteorologischen Anstalten herausstellt.

Die Strahlung von Sonne und Himmel.

§ 7. Begriff der Strahlung.

Wo immer ein wärmerer und ein kälterer Körper einander gegenüberstehen, beobachten wir, daß von dem ersteren auf den letzteren Wärme übergeht. In betreff der Art, wie dieser Übergang erfolgt, müssen wir zwei Vorgänge unterscheiden. Wir beobachten einmal, beispielsweise bei einer in einem Gefäß auf eine heiße Herdplatte gestellten Flüssigkeit, daß die von dem heißen Herde zur kälteren Flüssigkeit übergehende Wärme zuerst die dazwischenliegende Gefäßwand erwärmen muß, derart, daß eine stetige Abnahme der Temperatur von der Platte bis zur Flüssigkeit eintritt und die Wärme allmählich von Schichte zu Schichte „geleitet" wird.

Ein anderes Mal, wenn wir uns z. B. einem heißen Ofen nähern, beobachten wir einen Wärmeübergang auf unseren Körper, ohne daß deshalb die dazwischenliegende Luft eine besonders hohe Temperatur zu besitzen brauchte; ja wir können sogar ein plattenförmig gestaltetes Stück Eis zwischen uns und den Ofen einschalten: die Wärme geht ungehindert

hindurch, obwohl die Temperatur des Eiſes 0° nicht überſteigt. Wir können dagegen dadurch, daß wir einen Metallſchirm, der vielleicht viel wärmer iſt als das Eisſtück und etwa die Zimmertemperatur beſitzt, dazwiſchen ſtellen, ſofort den Übergang der Wärme abſchneiden. Hier haben wir es offenbar mit einem von dem Wärmeübergang durch „Leitung“ verſchiedenen Vorgang zu tun und ſagen, die Wärme gehe durch „Strahlung“ von dem einen Körper zum anderen über.

Beſonders deutlich beobachten wir den durch Strahlung erfolgenden Wärmeübergang, wenn wir uns einem glühenden Körper nähern. Wir machen hierbei die weitere wichtige Beobachtung, daß die durch Strahlung ausgeſandte Wärme in enger Beziehung ſteht zu dem Lichte, welches der glühende Körper ausſendet; daß gleich dieſem auch die ausgeſtrahlte Wärme ſich geradlinig ausbreitet, und daß die Intenſität der auf die Flächeneinheit entfallenden Strahlung ſo wie beim Licht $^1/_4$, $^1/_9$, $^1/_{16}$ ... wird, wenn die Entfernung um das Zwei-, Drei-, Vierfache wächſt.

Wie das Licht, läßt ſich auch die Wärmeſtrahlung durch Metallſpiegel zurückwerfen; wie dieſes, wird ſie von einem berußten Körper vollſtändig aufgeſogen, wie man ſich ausdrückt, „abſorbiert“. Kurz, ſie iſt vom Lichte nicht zu trennen und hat mit dieſem alle Eigenſchaften gemein. Nicht anders verhält es ſich mit der von einem nur erhitzten, noch nicht glühenden Körper ausgeſtrahlten Wärme: alle Eigentümlichkeiten der Strahlen finden wir hier wieder, nur die Wirkung auf unſer Auge, die Lichtwirkung, fehlt.

Die Beobachtung der Eigentümlichkeit der Lichtſtrahlen, ſich durch ein Glasprisma brechen und in ein farbiges, ſogenanntes Spektrum verwandeln zu laſſen, hat dahin geführt, unendlich viele Strahlenarten zu unterſcheiden. Da nun nach den Lehren der Phyſik jeder Strahl in einer wellenförmigen Bewegung eines außerordentlich feinen, überall

verbreiteten mutmaßlichen Stoffes, des „Äthers", beſteht, ſo kann dieſer Unterſchied der Strahlen und ihrer Qualität nur durch die Länge der Wellen, welche den Strahl ausmachen, bedingt ſein.

Wir haben es ſomit bei einem Strahle mit einer beſonderen Art der Energie zu tun: mit Energie in ſchwingender Form. Die Menge von Energie, welche ein Strahl enthält, beſtimmt ſeine Intenſität, die Wellenlänge ſeine Qualität.

In ihrem Weſen ſind alle Strahlen gleich, und es beſteht zwiſchen Wärme-, Licht- und chemiſchen Strahlen kein weſentlicher Unterſchied. Jeder Strahl wird von einem berußten Körper, auf den er fällt, aufgeſogen; ſeine Energie verwandelt ſich in Wärme. Inſofern ſind alle Strahlen Wärmeſtrahlen. Jedoch ſind nur gewiſſe Strahlen — jene, deren Wellenlängen zwiſchen 0,00036 mm (violett) und 0,00081 mm (rot) liegen — befähigt, die Netzhaut unſeres Auges zu erregen, hier als Licht zu wirken und den Eindruck dieſer oder jener Farbe hervorzurufen. Wiederum haben auch nur gewiſſe Strahlen die Eigenſchaft, bei einer beſtimmten Subſtanz chemiſche Veränderungen hervorzurufen.

Abgeſehen von dieſen durch die Wellenlänge beſtimmten Unterſchieden, verhalten ſich alle Strahlen gleich. Hinſichtlich der Fortpflanzung, Reflexion, Brechung, Beugung, Interferenz der Strahlen uſw. gelten dieſelben Geſetze, welche bezüglich der Lichtſtrahlen, die wir ſo leicht und bequem mit unſerem Auge verfolgen, allgemein bekannt ſind.

Auch den leeren Raum, inſoweit wir einen ſolchen herſtellen können und inſoweit ein ſolcher im freien Weltraume vorhanden iſt, vermag die Strahlung zu durchſetzen. Für den Energieaustauſch zwiſchen Himmelskörpern iſt dieſe Eigenſchaft ſomit von höchſter Bedeutung; ja es ſcheint, daß die Strahlung überhaupt der einzige Weg iſt, auf welchem ein ſolcher Austauſch tatſächlich vor ſich geht.

§ 8. Problem der Sonnenſtrahlung.

Es wurde ſchon hervorgehoben, daß die Strahlung der Sonne die letzte Urſache aller Veränderungen in der Atmoſphäre ſei. Es iſt aber auch nicht mehr daran zu zweifeln, daß dieſer Energieaustauſch in einem bedeutenden Temperaturgegenſatz zwiſchen Sonne und Erde ſeine Erklärung findet, daß mit anderen Worten die Sonne ein glühender Körper ſei. Es läßt ſich ſogar mit einiger Sicherheit die Temperatur ihrer Oberfläche angeben, wofern es nur gelingt, die Wärme zu ermitteln, welche an der Grenze der Atmoſphäre im Laufe einer Minute einem Quadratzentimeter zugeführt wird.

Die Beſtimmung dieſer letzteren Größe, der „Solarkonſtante", iſt nun aber durchaus keine leichte Aufgabe. Wir beobachten ja die uns von der Sonne zukommende Strahlung erſt, nachdem dieſelbe eine beträchtliche Strecke in der Atmoſphäre zurückgelegt hat; daß ſie auf dieſem Weg nicht ungeändert bleibt, dafür liefern die Beobachtungen auf hohen Bergen den beſten Beweis. Dort, wo die Sonnenſtrahlen erſt einen weit kürzeren Weg in der Atmoſphäre zurückgelegt haben, iſt die Intenſität der Strahlung unvergleichlich größer; mitten in Eis und Schnee empfindet man den Sonnenſchein als eine oft geradezu unangenehme Wärme. Sollte es nun nicht möglich ſein, aus dieſer mit der Höhe wachſenden Intenſität der Strahlung auf die Intenſität an der Grenze der Atmoſphäre zu ſchließen?

Das Problem iſt alſo das, den Energieſtrom, welcher ſich von der Sonne auf unſere Erde ergießt, ſeinen ganzen Weg entlang zu verfolgen. Was kommt an der Grenze der Atmoſphäre an? was an der Erdoberfläche? Was wird aus der Differenz längs des Weges durch die Atmoſphäre? Auf jede dieſer Fragen werden wir eine Antwort geben müſſen; ſowohl in betreff der quantitativen Beſtimmung der in dieſer

Strahlung der Erde zugeführten Wärmemenge, als auch der Qualität der Strahlen. Sollten sich vielleicht an der Grenze der Atmosphäre andere Wellenlängen vorfinden als unten an der Erdoberfläche? All diese Fragen müssen wir beantworten, denn erst, wenn wir die Geschichte jedes einzelnen Sonnenstrahls auf seinem Durchgange durch die Atmosphäre kennen, ist auch die Wirkung bestimmt, die er längs seines Weges auszuüben vermag.

§ 9. Messung der Sonnenstrahlung.

Vor allem bedarf man zu diesem Zweck eines Instrumentes, mit Hilfe dessen wir die gesamte Sonnenstrahlung auffangen und messen können. Wir haben im Ruß einen Körper kennen gelernt, welcher alle Strahlen fast vollständig auffaugt. Wenn wir also ein Thermometer mit einer Rußschichte überziehen, die Sonnenstrahlen darauffallen lassen, so wird, da sich die Energie der absorbierten Strahlen in Wärme verwandelt, eine Temperaturerhöhung eintreten, und wir werden aus der Temperatursteigerung auf die Wärme schließen können, die dem Thermometer zugeführt wurde. Die Bestimmung der Strahlungsintensität würde in der Tat gar keine Schwierigkeiten bieten, wenn nicht das geschwärzte Thermometer, sobald seine Temperatur die der Umgebung übersteigt, durch Strahlung, Leitung usw. Wärme an die Umgebung verlieren würde.

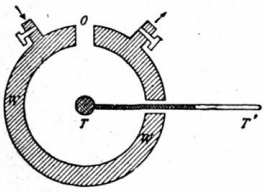


Fig. 2. Violles Aktinometer.

Man hat diese Schwierigkeit beispielsweise bei Violles Aktinometer (Strahlenmesser) dadurch behoben, daß man die geschwärzte Kugel des Thermometers T T′ (Fig. 2) im Mittelpunkt einer Hohlkugel anbrachte, die durch hindurchströ-

mendes Waſſer w w auf konſtanter Temperatur erhalten wird. Der Sonnenſtrahlung kann in einem gegebenen Momente der Zutritt durch eine Öffnung o geſtattet werden, und man beobachtet nun die Erwärmung unter dem Einfluſſe erſtlich der zugeführten Sonnenſtrahlung und zweitens des Wärmeverluſtes an die Umgebung von konſtanter, aber bekannter Temperatur. Das Thermometer wird ſich ſo lange erwärmen, bis ſich die Zufuhr und der Verluſt von Wärme das Gleichgewicht halten.

Es iſt nun aber durchaus nicht ſchwer, durch eine zweite Beobachtung den Verluſt an Wärme zu beſtimmen. Wir brauchen nur den Zutritt der Sonnenſtrahlung, wenn ſich das Thermometer erwärmt hat, wieder abzuſperren. Was werden wir dann beobachten? Die Temperatur des Thermometers wird langſam zu ſinken beginnen, wir beobachten ja jetzt allein den Wärmeverluſt an die kältere Umgebung. Kennen wir aber den letzteren, ſo können wir aus der Anfangsbeobachtung, bei welcher wir Einſtrahlung und Verluſt gemeſſen haben, den letzteren ausſcheiden und finden ſo den Betrag der Strahlung auf eine beſtimmte, durch den Durchmeſſer der Thermometerkugel gegebene Fläche.

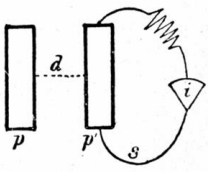


Fig. 3. Prinzip des Aktinometers von Ångſtröm.

In neuerer Zeit hat Ångſtröm eine weſentlich beſſere Methode bei der Konſtruktion ſeines Aktinometers angewandt. Der Hauptſache nach beſteht dasſelbe aus zwei, möglichſt gleichen, einſeitig geſchwärzten, ſehr dünnen Metallplättchen p p′, an deren Rückſeite in der Mitte ein Thermoelement angebracht iſt. In der Fig. 3 ſieht man bloß den Verbindungsdraht d.

Es kann nun abwechſelnd je ein Plättchen p von den Sonnenſtrahlen getroffen werden, das andere, p′, wird durch einen vorgeſetzten Schirm beſchattet.

Das beſonnte erhält nun durch Strahlung Wärme zugeführt und ſeine Temperatur ſteigt. Durch das beſchattete kann ein regulierbarer elektriſcher Strom s geſchickt werden, deſſen Intenſität i gemeſſen werden kann. Auch dieſes erwärmt ſich infolge des durchfließenden Stromes.

Man kann nun die Stromſtärke ſo ändern, daß das letztere Plättchen durch den Heizſtrom ebenſoviel Wärme bekommt, als das andere Plättchen durch die Sonnenſtrahlung.

Wenn dies der Fall iſt, ſind beide Plättchen gleichwarm, dann gibt das Thermoelement auf der Rückſeite der Plättchen keinen Thermoſtrom, was man wieder an einem Galvanometer erſehen kann. Man iſt ſo in der Lage, die Sonnenſtrahlung, die gleich der Wärme des Heizſtromes iſt, durch die Intenſität dieſes Stromes zu meſſen.

Andere z. T. nur für relative Meſſungen verwendbare Apparate ſind in neueſter Zeit von Michelſon und Abbot konſtruiert worden. Wir können hier nicht näher darauf eingehen.

Eine längere Beobachtungsreihe mit einem der älteren Apparate liegt von Montpellier vor. Dort hat man täglich, wofern es die Witterung geſtattete, die Intenſität der Sonnenſtrahlung gemeſſen.

Wir haben aber ſchon geſehen, daß die Intenſität der Strahlung weſentlich davon abhängt[1]), wie dick die Atmoſphärenſchicht iſt, welche die Strahlen zu durchſetzen haben. Es iſt deshalb ſelbſtverſtändlich, daß bei niedrigerem Sonnenſtand, wenn der Strahlenweg A′B (Fig. 4) größer iſt als AB bei hohem Sonnenſtande, die Intenſität in B, dem Beobachtungsort an der Erdoberfläche E E′, eine andere ſein wird; will man daher vergleichbare Meſſungen erhalten, ſo ſind dieſelben alle auf dieſelbe Sonnenhöhe zu beziehen.

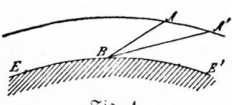


Fig. 4.

[1]) Bouguer hat für dieſe Abhängigkeit ſogar ein Geſetz gefunden.

Montpellier, geographiſche Breite 43° 36′.

Monat	Tageslänge Stunden	Sonnenſchein[1] Prozente	Intenſität d. St.[2] Kalorien	Wärme pro Tag Kalorien	Durchläſſigkeit[3] Prozente
Jan.	9,5	41	1,05	82	70
Febr.	10,5	47	1,09	127	64
März	12,0	48	1,12	184	57
April	13,2	46	**1,16**	229	57
Mai	14,7	53	1,14	296	51
Juni	**15,4**	56	1,14	311	48
Juli	15,0	62	1,13	**325**	47
Aug.	14,0	**67**	1,12	295	48
Sept.	12,6	54	1,12	225	56
Okt.	11,0	48	1,08	135	59
Nov.	9,8	38	1,05	90	67
Dez.	9,0	36	1,01*	61	**71**

Die in vorſtehender Tabelle (Kol. 3) angegebenen Intenſitäten der Sonnenſtrahlung ſind in Montpellier ſtets gegen Mittag beobachtet worden. Dieſe Zahlen geben an, wieviel Wärme einem Quadratzentimeter bei ſenkrechtem Einfallen der Strahlen in der Minute zugeführt wird. Dieſe Wärmemenge beträgt etwa 1 Kalorie, d. h. ſie iſt ſo groß, daß ſie 1 g Waſſer von 0° auf 1° C zu erwärmen vermag. Sie iſt im Winter kleiner, im Sommer größer.

Da man nun aber die Tageslänge in Stunden kennt, da man auch weiß, wie lange im Durchſchnitt die Sonne während des Tages wirklich ſcheint und nicht durch Wolken abgehalten wird, ſo kann man leicht ermitteln, wieviel Wärme im Lauf eines Tages auf 1 qcm des Erdbodens fällt. Dieſe Daten enthält die vierte Kolumne; dabei fällt uns ſofort der große Gegenſatz zwiſchen Sommer und Winter auf. Während des ganzen Sommers werden 1 qcm der Erdoberfläche in

[1] Verhältnis der wirklichen Sonnenſcheindauer zur möglichen: d. h. von je 100 Minuten, während welcher die Sonne tatſächlich am Himmel ſteht, ſcheint ſie 41, 47... Minuten.
[2] Mittel der Jahre 1883—1900.
[3] Wenn die Sonne tatſächlich im Zenit ſtünde.

Montpellier faſt 29 000, im Winter nur wenig über 8000, im Frühjahr etwa 22 000, im Herbſt faſt 14 000 Kalorien zugeführt; man kann ſomit die geſamte gegen 1 qcm geſandte Sonnenſtrahlung auf rund 72 000 Kalorien ſchätzen, d. h. ſie wäre imſtande, eine Eisſchichte von etwa 10 m Dicke zu ſchmelzen.

Wir ſtellen hier der Jahresſumme von Montpellier jene einiger anderer Orte in Tauſenden Kalorien gegenüber:

Wien	Davos	Kiew	Warſchau	Potsdam	Stockholm	Teurenberg (Spitzbergen)
52	78	61	47	54	55	17

Wie die letztere Kolumne der Tabelle für Montpellier zeigt, iſt auch die Durchläſſigkeit der Atmoſphäre, welche man durch Beobachtung der Strahlung bei niedrigem und hohem Sonnenſtand leicht ermitteln kann, im Lauf des Jahres verſchieden; im Sommer iſt ſie gering, im Winter größer, und im Mittel würden bei Zenitſtellung der Sonne nur etwa 58% der Sonnenſtrahlen an der Erdoberfläche anlangen.

Deutlich geht dieſer Einfluß der Atmoſphäre aus nachſtehender Überſicht hervor, welche Violle berechnet hat. Es gelangen nämlich, und zwar wieder, wenn die Sonne im Zenit ſtünde, von 100% an der Grenze auffallenden Strahlen bis

Montblanc (4810 m)	Grands Mulets (3040 m)	Boſſongletſcher (1220 m)	Grenoble (215 m)	Paris (60 m)
94%	89%	79%	71%	68%.

§ 10. Verteilung der Intenſität auf die einzelnen Wellenlängen.

Weit ſchwieriger, als die Beſtimmung der Geſamtintenſität der Sonnenſtrahlung, iſt die Ermittlung ihrer Qualität. Zu dieſem Behuf iſt feſtzuſtellen, wie ſich die Intenſität auf die einzelnen Strahlenarten, welche uns die Sonne zu-

ſendet, verteilt. Durch langjährige Meſſungen mit einem äußerſt feinen und empfindlichen Inſtrument, dem „Bolometer", iſt es dem Amerikaner Langley gelungen, in dieſe Frage Klarheit zu bringen. Man kann nämlich die Sonnenſtrahlung nicht bloß durch ein Prisma, ſondern auch durch ein auf einem Spiegel eingeritztes, äußerſt feines Gitter in ein Spektrum ausziehen. Langley verwendete dazu ein Gitter, das 68 000 Linien längs eines Zentimeters enthielt. Das Bolometer beſteht nun im weſentlichen aus einem ſehr dünnen, geſchwärzten Platindraht, der durch dieſes Spektrum hindurchbewegt wird und dabei die Wellenlängen abſorbiert, welche auf dem $^1/_2$ mm breiten, vom Draht ausgefüllten Raum ſich befinden. Durch die größere oder geringere Erwärmung des Drahtes wird nun ſeine Leitungsfähigkeit verändert, und da den Draht der Strom eines konſtanten galvaniſchen Elementes durchfließt, ſo wird man aus der Änderung der Stromſtärke auf die Energie der betreffenden Strahlenarten ſchließen können.

Schon bei ſeinen erſten Meſſungen konnte Langley nachweiſen, daß ſich in den Sonnenſtrahlen Wellenlängen von etwa 0,30 bis 3 Mikron (1 Mikron = 1 Tauſendſtel Millimeter) vorfinden. Später gelang es ihm, Wellen bis zu 18 Mikron nachzuweiſen; wahrſcheinlich enthält aber das Sonnenſpektrum Wellenlängen bis zu 30 Mikron. Die leuchtenden Strahlen machen ſomit nur etwa $^1/_{60}$ der ganzen Ausdehnung des Spektrums aus; da aber nach Fig. 5, welche die Energieverteilung im Sonnenſpektrum nach den Meſſungen Langleys darſtellt, gerade die Intenſität der leuchtenden Strahlen ſehr groß iſt, ſo macht die Energie derſelben etwa ein Drittel der Geſamtſtrahlung aus.

Wie aber im leuchtenden Teile an manchen Stellen dunkle Linien (die bekannten Fraunhoferſchen Linien) auftreten, ſo zeigt uns die Figur auch im dunklen Teile an manchen

Stellen Unterbrechungen, d. h. Wellenlängen, die, wenigſtens an der Erdoberfläche, im Sonnenſpektrum fehlen. Sollten dieſelben etwa von der Erdatmoſphäre abſorbiert worden ſein? Langley hat die auffallendſten dieſer „kalten Bänder" mit den griechiſchen Buchſtaben Φ, Ψ, Ω bezeichnet, ja ſpäter noch ein Band X bei 2,64, ein Band Y bei 4,25 und endlich ein breites Band zwiſchen 5 und 11 Mikron nachgewieſen.

Auch die Entſcheidung der Frage, ob dieſe Energieverteilung an der Grenze der Atmoſphäre dieſelbe ſei, hat Lang-

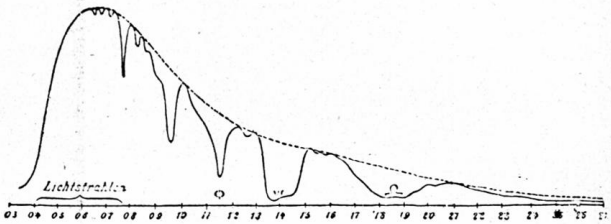
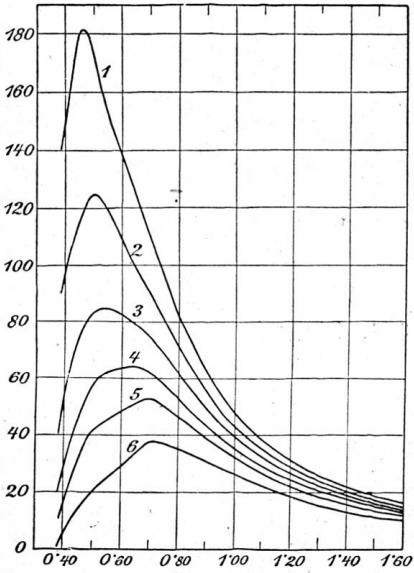


Fig. 5. Energieverteilung im Sonnenſpektrum. —— Beobachtete Intenſität .... Ideale Verteilung.

ley durch Bolometermeſſungen angebahnt und ſein Nachfolger Abbot erfolgreich fortgeſetzt. Man iſt dabei zu dem überraſchenden Ergebniſſe gelangt, daß die verſchiedenen Wellenlängen in ganz verſchiedenem Maße von der Atmoſphäre durchgelaſſen werden: im allgemeinen die längeren Wellenlängen viel leichter, die kürzeren weniger leicht. So würden, wenn die Sonne im Zenit ſtünde, z. B. von der Wellenlänge 0,39 Mikron 45%, von 0,50 Mikron 71%, von 0,80 Mikron 86% und endlich von 1 Mikron ſogar 90% von der Atmoſphäre durchgelaſſen. Neben dieſer, alle Wellenlängen umfaſſenden regelmäßigen Abſchwächung finden wir an manchen Stellen (das ſind eben die kalten Bänder) eine

unregelmäßige Abſchwächung, ja volle Auslöſchung gewiſſer Wellenlängen. Von dieſer hochbedeutſamen Erſcheinung werden wir ſpäter noch zu ſprechen haben.



1. Energieverteilung an der Grenze der Atmosphäre
2. E. verteilung an d. Erdoberfläche bei Zenitstand der Sonne
3. 4. 5. 6. „ „ „ „ „ „ „ bei Sonnenhöhe von 30°, 20°, 15° u. 10°

Fig. 6. Energieverteilung bei verſchiedenem Sonnenſtand.

Was iſt aber die Folge der regelmäßig mit der Verkürzung der Wellenlängen zunehmenden Schwächung der Strahlen? Offenbar die, daß, je länger der Weg iſt, den die Strahlen in der Atmoſphäre zurücklegen, um ſo mehr die kürzeren Wellenlängen geſchwächt werden, alſo das In-

tenſitätsmaximum, wie es Fig. 6 zeigt, immer weiter gegen das rote Ende gerückt wird. Bei einer Sonnenhöhe von bloß 10° liegt das Maximum bei 0,72 Mikron im Rot. Da die Strahlen kürzerer Wellenlänge raſch an Intenſität abnehmen, erſcheint uns, wenn die Sonne nahe dem Horizont ſteht, ihr Licht faſt rot. Mit zunehmender Höhe rückt das Maximum raſch vor; ſo finden wir es z. B. bei 30° Sonnenhöhe ſchon bei 0,56 Mikron im Gelb. An der Grenze der Atmoſphäre liegt das Maximum nach Abbots neueren Beſtimmungen bei 0,46 Mikron im Blau. Darauf bezieht ſich auch Langleys Ausſpruch, an der Grenze der Atmoſphäre würde die Sonne uns blau erſcheinen, weil eben die blauen und grünen Strahlen dort unverhältnismäßig ſtärker vertreten ſind als an der Erdoberfläche.

§ 11. Die Solarkonſtante.

Durch Langleys ſchöne Arbeiten, die in den Unterſuchungen ſeines Nachfolgers Abbot eine erfolgreiche Fortſetzung fanden, ſind jene Fragen, die das Problem der Sonnenſtrahlung enthielt, teilweiſe bereits beantwortet. Wir kennen die Geſamtenergie der Sonnenſtrahlung an der Erdoberfläche wie ihre Verteilung auf die einzelnen Strahlenarten; da wir aber geſehen haben, wie jede einzelne Wellenlänge beim Durchgang durch die Atmoſphäre geſchwächt wird, ſo haben wir auch auf die Energieverteilung an der Grenze der Atmoſphäre ſchließen können. Damit iſt aber, und zwar durch Summation der Energien der einzelnen Strahlenarten, die Geſamtſtrahlung, welche an der Grenze der Atmoſphäre bei ſenkrechtem Auffallen der Strahlen auf 1 qcm in der Minute entfällt, alſo die „Solarkonſtante“, gegeben. Nach Abbots zahlreichen Meſſungen in verſchiedenen Höhen der Atmoſphäre wurde ihr mittlerer Wert zu 1,93 Kalorien gefunden. Wir wollen ſie zu rund 2 Kalorien annehmen.

Dieſe Größe wird je nach der Entfernung der Erde von der Sonne größer oder kleiner ſein; erſt in der neueſten Zeit ſind die Meſſungen genau genug geworden, um ſo geringe Unterſchiede feſtſtellen zu können. Durch die eingehenden Unterſuchungen Abbots iſt es nun auch gelungen, einen Unterſchied in der Strahlung je nach dem Stande der Sonnenflecken nachzuweiſen. Einer Zunahme der Sonnenfleckenrelativzahl um 100 entſpricht nach Abbots Ergebniſſen eine Zunahme der Intenſität der Strahlung um 0,07 Kalorien. Es konnte auch unzweideutig feſtgeſtellt werden, daß die „Solarkonſtante“ keine konſtante Größe iſt, ſondern kleinen, unregelmäßigen Schwankungen unterliegt, die ungefähr eine Periode von 10 Tagen beſitzen.

Es bereitet nunmehr keine Schwierigkeiten anzugeben, wieviel Energie 1 qcm der Sonnenoberfläche pro Minute ausſendet. Man kann dieſelbe auf etwa 150000 Kalorien ſchätzen, d. h. ſie iſt ſo groß wie die Strahlung eines glühenden Kohlenkörpers von etwa 6000° C. Da das Emiſſionsvermögen der Sonne kaum viel geringer ſein dürfte als dasjenige des Rußes oder der Kohle, ſo wird man etwa 6000° C als Temperatur der Sonnenoberfläche annehmen dürfen.

§ 12. Der Energieverluſt in der Atmoſphäre.

Wir ſtehen nun vor der Frage, was denn aus der Energie der Strahlen wird, welche bei deren Durchgang durch die Atmoſphäre ſcheinbar verloren geht. Die nächſtliegende Annahme wäre wohl die, daß dieſelben von der Luft abſorbiert und zur Erwärmung der letzteren verwendet werden. Wenn wir aber an die Erſcheinung denken, daß ein in ein dunkles Zimmer fallender Lichtſtrahl uns an den Staubteilchen der Luft dadurch ſichtbar wird, daß an jedem einzelnen dieſer Teilchen das Licht nach allen Seiten hin „diffus“ reflektiert wird, ſo muß man auch die Möglichkeit zugeben, daß die

Schwächung der Strahlen in der „diffusen Reflexion" an den Luft- oder den Staubteilchen der Atmosphäre ihren Grund haben könnte.

In der Tat haben Theorie und Versuch gelehrt, daß die eine Art, die regelmäßig mit abnehmender Wellenlänge wachsende Schwächung, allein auf Rechnung der diffusen Reflexion der Strahlen zu setzen ist, und daß hierin die Ursache liegt, warum, wenn die Sonne über dem Horizont steht, auch der Himmel uns hell erscheint und uns einen beträchtlichen Anteil an Licht und Wärme zusendet. Es steht heute fest, daß es die Luftmoleküle sind, welche die zurückbehaltene Strahlung nach allen Seiten zerstreuen.

Wie aber steht es mit der ganz unregelmäßig gerade an bestimmten Stellen des Spektrums auftretenden Auslöschung der Strahlen, die wir als die „kalten Bänder" Langleys kennengelernt haben? Sollte dieser Erscheinung nicht eine andere Ursache, etwa wirkliche Absorption, zugrunde liegen? Die Untersuchungen Ångströms, Paschens und in neuerer Zeit Fowles, haben auch diese Frage bejaht; ja es gelang, im Wasserdampf und in der Kohlensäure direkt die Bestandteile der Atmosphäre festzustellen, welche diese Strahlenarten auffangen und so zur Entstehung der einzelnen Bänder Veranlassung geben. Es zeigt nämlich der Wasserdampf bei jenen Strahlenarten Absorptionsmaxima, wo Langley die Bänder Ψ, Ω, X und das Band zwischen 5 und 11 Mikron nachwies. Das Band X kommt übrigens zum Teil auch auf Rechnung der Kohlensäure, welche gleichfalls hier und bei Band Y ein Absorptionsmaximum aufweist. Damit ist die hohe Wichtigkeit dieser beiden Gase für die Atmosphäre klargelegt, und wir verstehen jetzt auch, warum im Winter bei trockener Luft die Durchlässigkeit der Atmosphäre eine viel größere ist als im Sommer.

§ 13. Strahlung des Himmels und der Atmoſphäre.

Außer der eben beſprochenen diffuſen Strahlung des Himmels, die ja im Grunde nur eine nach allen Seiten zerſtreute Sonnenſtrahlung iſt, hat man früher auch an eine wirkliche Strahlung des Himmels gedacht, da man vielfach dem Weltraum eine beſtimmte Temperatur, gewöhnlich etwa —150° C, zuſchrieb. Heute wiſſen wir, daß wir dem Weltraum, wenn wir überhaupt von einer „Temperatur" desſelben ſprechen wollen, nur die des abſoluten Nullpunktes zuſchreiben können; als dieſe pflegen wir —273° C anzunehmen. Es kann alſo nicht von einer Strahlung des Weltraumes, ſondern nur von einer Ausſtrahlung der Erde in den Weltraum die Rede ſein. Die Sterne kommen als Wärmeſpender für die Erde nicht in Betracht; nur an der beleuchteten Mondoberfläche hat man das Vorhandenſein einer allerdings minimalen und praktiſch nicht in Betracht kommenden Strahlung nachzuweiſen vermocht.

Wenn trotzdem auch in den Nachtſtunden, in denen bloß die Ausſtrahlung in den kalten Weltraum erfolgt, die Temperatur an der Erdoberfläche nur ſehr langſam ſinkt, ſo hat dies ſeinen Grund darin, daß die Atmoſphäre ſelbſt eine bedeutende Strahlung gegen jeden Punkt der Erdoberfläche ausſendet. Maurer und andere haben direkte Meſſungen dieſer Strahlung der Atmoſphäre vorgenommen und gefunden, daß dieſelbe im Durchſchnitte 0,38 Kalorien pro Minute und qcm beträgt. Die Wärmemenge, die 1 qcm des Erdbodens von der Atmoſphäre im Lauf eines Tages zugeht, kann alſo zu rund 550 Kalorien veranſchlagt werden. Eine Unterſuchung der in dieſer Strahlung vorkommenden Wellenlängen wurde bisher noch nicht ausgeführt. Doch iſt wohl nicht daran zu zweifeln, daß dieſe Strahlung von dem Waſſerdampf und der Kohlenſäure in der Atmoſphäre herrührt, und daß darin gerade jene Strahlenarten vorkommen,

die uns in der Sonnenſtrahlung (in den kalten Bändern) fehlen. Es iſt ja ein phyſikaliſches Geſetz, daß ein Körper, wenn er ſelbſt ſtrahlt, gerade jene Wellenlängen ausſendet, die er ſonſt abſorbiert.

Die Temperatur.

§ 14. Die Temperatur und ihre Meſſung.

Unter allen Veränderungen in der Atmoſphäre machen ſich die der Temperatur, d. h. des Zuſtandes, der ſich für uns in der Empfindung von Wärme und Kälte äußert, am allermeiſten fühlbar. Wir bedienen uns zu ihrer Meſſung des Thermometers, deſſen Weſen auf der Eigenſchaft der Flüſſigkeiten und anderer Körper beruht, ſich bei ſteigender Temperatur auszudehnen und umgekehrt ſich zuſammenzuziehen, wenn die Temperatur fällt.

Es iſt an ſich gleichgültig, welche Flüſſigkeit dabei als thermometriſche Subſtanz zur Verwendung kommt; doch beſitzt Queckſilber wegen ſeiner regelmäßigen Ausdehnung und als guter Wärmeleiter mannigfache Vorzüge. Da es aber bei —38,5° C feſt wird, ſo wendet man zur Meſſung tieferer Temperaturen vielfach das Alkoholthermometer an, das freilich die große Schattenſeite hat, daß der Alkohol bei hoher Temperatur verdunſtet und ſich bei folgender Abkühlung an dem oberen Ende des Thermometerrohres wieder kondenſiert.

Zur Beſtimmung eines Ausgangspunktes und zur Wahl einer Einheit hat man ſich für zwei Fixpunkte entſchieden: die Temperatur des ſchmelzenden Eiſes und die des ſiedenden Waſſers. Man hat ſich geeinigt, bei den zu wiſſenſchaftlichen Zwecken verwendeten Thermometern dieſen Abſtand,

den „Fundamentalabſtand", in 100 Teile zu teilen. Da nun zuerſt Celſius dieſe Einteilung gewählt hat, ſo nennt man einen ſolchen Teil einen „Grad Celſius", wobei der Eispunkt als Ausgang der Zählung gilt. Da aber vielfach auch tiefere Temperaturgrade zu beſtimmen ſind, ſo ſah man ſich gezwungen, die Teilung unterhalb des Nullpunktes fortzuſetzen. Zum Unterſchied von den emporſteigenden Graden bezeichnet man dieſe Temperaturgrade durch den Strich —, das ſogenannte Minuszeichen, z. B. —10° C, d. h. 10 Grad Kälte nach Celſius.

Neben dem genannten Thermometer ſind noch andere in Gebrauch: das Reaumurſche, bei welchem der Fundamentalabſtand in 80 Teile geteilt iſt; ferner, beſonders in England, das Fahrenheitſche Thermometer, bei welchem dieſer Abſtand in 180 Teile geteilt iſt, aber der Eispunkt nicht mit 0, ſondern mit 32° Fahrenheit bezeichnet iſt. Der Nullpunkt liegt alſo hier viel tiefer.

Nach dieſer Auseinanderſetzung iſt es nicht ſchwer, dieſe drei Thermometerſyſteme aufeinander zu reduzieren; denn es ſind:

$$x° \text{ Celſius} = \frac{4}{5} x° \text{ Reaumur} = \left(32 + \frac{9}{5} x\right)° \text{ Fahrenheit}$$

$$x° \text{ Reaumur} = \frac{5}{4} x° \text{ Celſius} = \left(32 + \frac{9}{4} x\right)° \text{ Fahrenheit}$$

$$x° \text{ Fahrenheit} = \frac{5}{9} (x - 32)° \text{ Celſius} = \frac{4}{9} (x - 32)° \text{ R.}$$

Von weſentlicher Bedeutung für die Konſtruktion von Thermometern iſt die Glasſorte, weil manche Glasarten die Eigenſchaft haben, nachdem ſie geblaſen wurden, ſich im Lauf der Zeit zuſammenzuziehen, ſo daß bei den daraus gefertigten Thermometern, deren Nullpunkt urſprünglich richtig beſtimmt war, durch die Kontraktion der Glaskugel dieſer all-

mählich hinaufgerückt wird. So kann es kommen, daß nach Jahren ein ſolches Thermometer einen vollen Grad oder mehr zu hoch zeigt. Das „Jenaer“ Glas, an einem blauvioletten Streifen auf der Rückſeite der Glasröhren kenntlich, hat dieſe unangenehme Eigenſchaft nicht und wird deshalb jetzt bei genauen Thermometern allgemein angewendet.

Um auch zu Zeiten, wo man nicht gerade ableſen kann, Temperaturangaben zu erhalten, hat man „Maximum- und Minimumthermometer“ und „ſelbſtſchreibende“ Thermometer (Thermographen) konſtruiert. Die Einrichtung der erſteren iſt verſchieden, doch kommt meiſt ein Indexſtift zur Verwendung, der durch die thermometriſche Subſtanz bis zu einer höchſten bzw. tiefſten Stelle getrieben wird, dort aber liegenbleibt und nach der Ableſung durch einen Magnet wieder eingeſtellt werden muß.

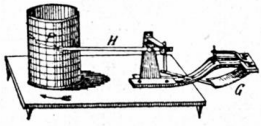


Fig. 7. Thermograph.

Bei den Thermographen dient als thermometriſche Subſtanz Alkohol, der in einem flachen, halbmondförmig gebogenen Metallgefäß G (Fig. 7) eingeſchloſſen iſt und durch ſeine Ausdehnung die Krümmung dieſes Gefäßes verändert. Ein Hebelwerk überträgt dieſe Änderung auf einen Schreibhebel H, der mit der Temperatur ſteigt und fällt, und deſſen Stand auf einem durch ein Uhrwerk vorüberbewegten Papierſtreifen P kontinuierlich eingezeichnet wird.

§15. Aufſtellung der Thermometer; Aſſmanns Aſpirationspſychrometer.

Wo ſollen wir nun die Temperatur der Luft meſſen? Wie die Erfahrung lehrt, finden wir faſt identiſche Werte, ob wir die Temperatur der Luft in 2, 3, 5, ja ſelbſt 10 m Höhe über dem Erdboden meſſen. Nur dann finden wir

wesentlich abweichende Werte, wenn wir uns dem Erdboden bedeutend nähern. Aus diesem Grunde hat man eine Thermometerhöhe von mindestens 2 m über dem Boden als Regel aufgestellt.

Da aber auch das Glas einen großen Teil der Sonnenstrahlen zu absorbieren vermag, so ist das Instrument so aufzustellen, daß jeder Sonneneinfluß abgehalten ist. Sonst wirkt jedes Thermometer als Aktinometer, d. h. es erwärmt sich unter dem Einfluß der absorbierten Strahlen bis zu jener Temperatur, bei welcher der Wärmeverlust an die kältere Umgebung der Wärmezufuhr durch die Sonnenstrahlung das Gleichgewicht hält. Ein solches Thermometer zeigt also notwendigerweise immer zu hoch. Nicht minder schädlich ist die Benetzung der Thermometer durch den Regen, da ja sofort nach dem Regen die Feuchtigkeit an der Thermometerkugel verdunsten, dazu aber Wärme verbrauchen, also die Temperatur des Quecksilbers unbedingt unter die Lufttemperatur herabdrücken würde.

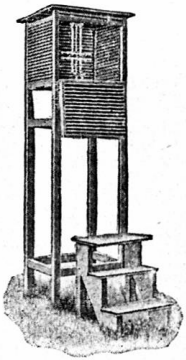


Fig. 8.
Thermometerhütte.

Man hat deshalb zum Schutz gegen Sonne und Regen möglichst luftige Jalousiehütten (Fig. 8) zur Aufstellung der Thermometer verwendet, die sich freilich unter dem Einfluß der Sonnenstrahlen auch erwärmen. Oder man verwendet Blechgehäuse (Fig. 9) im Nordschatten des Hauses, etwa $^1/_2$ m von der Wand entfernt; aber, wenn auch diese Aufstellung im ganzen recht gut ist, so werden doch auch diese Beschirmungen im Hochsommer oft von der Sonne erwärmt und die Thermometer dadurch beeinflußt.

Das Problem der Thermometeraufstellung besteht also

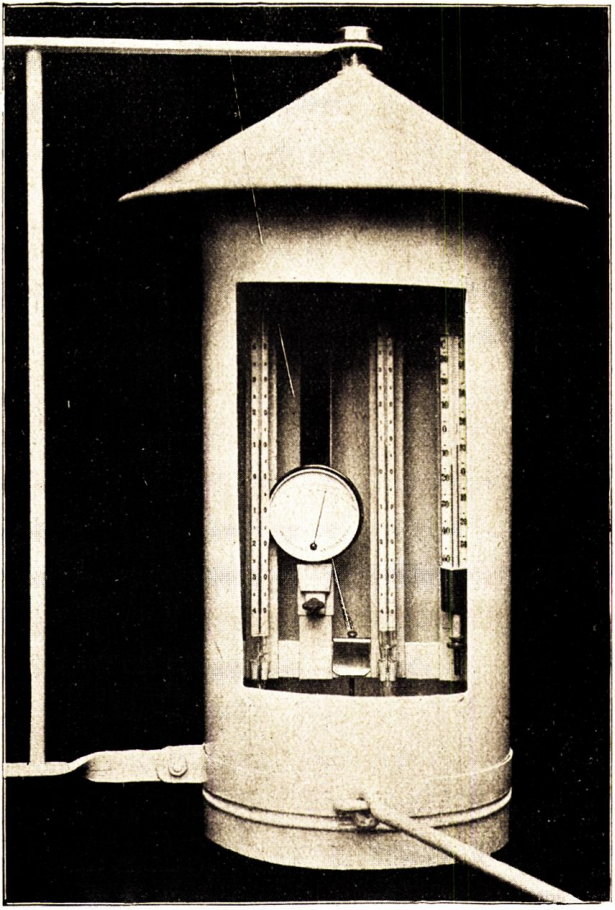


Fig. 9. Große Blechbeschirmung mit Instrumenten

offenbar darin, eine Beſchirmung zu konſtruieren, die ſelbſt ſchon die Lufttemperatur hat und deshalb das Thermometer nicht mehr beeinfluſſen kann. Dieſes Problem iſt nun im Aſſmannſchen Aſpirationspſychrometer[1]) auf das beſte gelöſt worden. Aſſmann ſchließt jedes Thermometer[2]) in eine zylindriſche, glänzend polierte, doppelwandige Hülle Hh hH (Fig. 10) ein, durch welche in der Richtung der Pfeile mittels eines durch ein Uhrwerk getriebenen Aſpirators A die Luft, deren Temperatur gemeſſen werden ſoll, hindurchgeſaugt wird. Mag nun auch dieſes Inſtrument im vollen Sonnenſchein verwendet werden und die äußere Hülle H H ſich um mehrere Grade über die Lufttemperatur erwärmen, ſo weicht, da einerſeits die Strahlung der äußeren blanken Hülle doch nicht ſo beträchtlich iſt, andererſeits aber fortwährend neue Luft an der inneren Hülle h h vorübergeführt wird, die Temperatur dieſer letzteren nicht einmal um $^1/_{10}$° C von der Lufttemperatur ab. Das eingeſchloſſene Thermometer wird ſomit nicht mehr merklich beeinflußt. Wofern nur die Geſchwindigkeit des durchgeſaugten Luftſtromes nicht weniger als 2,3 m pro Sekunde beträgt, vermag man mit Hilfe eines ſolchen Apparates in der Tat die wahre Lufttemperatur zu ermitteln. Die angeſtellten Verſuche haben gelehrt, daß wir mit demſelben im Schatten, wie in der Sonne dieſelbe Temperatur beobachten. Es iſt ſomit ganz unrichtig, von einer Temperatur „in der Sonne“ zu ſprechen, denn die Luft hat das die gleiche Temperatur wie im Schatten; vielmehr zeigt hier Thermometer, das von der Sonne beſtrahlt wird, un-

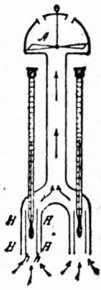


Fig. 10. Aſſmanns Aſpirations-pſychrometer.

[1]) Dieſes Inſtrument wird von Fueß in Berlin konſtruiert.

[2]) Er verwendet zwei, deren eines zur Feuchtigkeitsbeſtimmung (vgl. § 35) benützt wird.

richtig, nämlich zu hoch, aber je nach der Glassorte in verschiedenem Maße. Es verhält sich ein Thermometer ähnlich wie unser Körper: unsere Empfindung von Wärme und Kälte hängt nicht allein von der Lufttemperatur ab, sondern wird wesentlich bedingt von der Wärmezu- oder -abfuhr. So können wir es besonders in dunkler Kleidung bei intensiver Sonnenstrahlung ganz angenehm warm finden, wenn auch die Lufttemperatur vielleicht mehrere Grade unter Null beträgt.

§ 16. Der tägliche Temperaturgang.

Schon ein flüchtiger Blick auf ein beliebiges Thermogramm (Fig. 11 siehe Tafel) läßt uns einen gewissen Gang der Temperatur während des Tages erkennen. Um jedoch die mannigfachen Unregelmäßigkeiten, wie sie einzelne Tage aufweisen, zu entfernen, pflegt man aus einer größeren Zahl von Tagen für jede Stunde ein Mittel zu ziehen: erst dieser „mittlere" tägliche Gang ist es, den man zur Grundlage weiterer Betrachtungen macht.

Fast überall sehen wir (vgl. Fig. 12 für Paris), daß das Minimum der Temperatur, je nach der Jahreszeit und Witterung verschieden, zwischen 4 und 8 Uhr früh eintritt, daß hierauf ein rascher Anstieg bis zu einem Maximum zwischen 2 und 4 Uhr nachmittags erfolgt, worauf die Temperatur allmählich und immer langsamer bis zum Minimum wieder abfällt.

Die Differenz zwischen dem höchsten und tiefsten Werte der Temperatur eines Tages, die „Amplitude", zeigt sich jedoch nicht bloß nach der Jahreszeit und dem Wetter, sondern auch nach der Örtlichkeit sehr verschieden: wir sehen sie (Fig. 13) groß auf dem Kontinent (besonders in engen Tälern), klein auf dem Ozean und auf hohen Bergen.

Die Ursache dieses Ganges kann nur auf dem Wechsel von Tag und Nacht beruhen; und doch, wenn wir an den

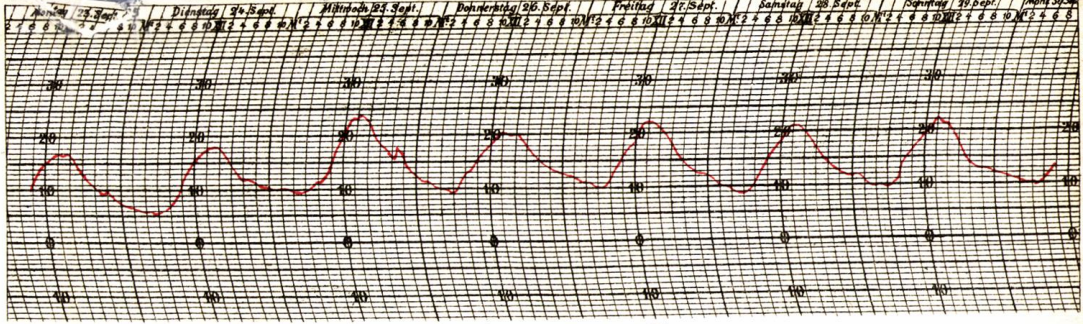


Fig. 11. Thermogramm von Wien.

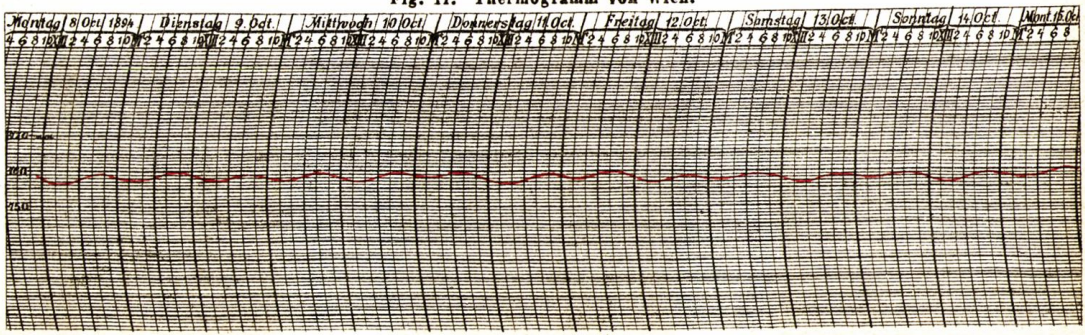


Fig. 24. Barogramm von Jaluit. (Marshall-Inseln).

geringen Betrag der direkten Absorption der Sonnenstrahlen durch die Luft denken, werden wir diese Ursache nur zur Erklärung der kleinen Amplituden auf dem Meere und in höheren Luftschichten herbeiziehen können, während wir die Ursache der großen Amplituden auf dem Kontinente in dem durch die Sonnenstrahlung erhitzten Erdboden zu suchen haben. Von diesem steigt die erwärmte Luft in Form feinster

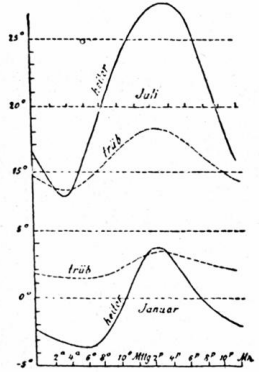


Fig. 12. Täglicher Temperaturgang zu Paris.

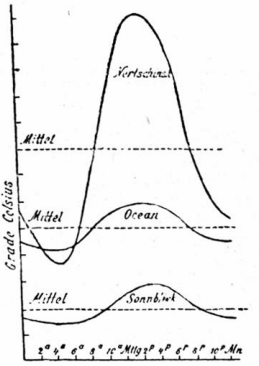


Fig. 13. Täglicher Temperaturgang von Nertschinsk, Ozean, Sonnblick.

Strömchen empor, während dafür eine entsprechende Menge kalter Luft aus der Höhe herabsinkt. Dieser nicht mit der Wärmeleitung zu verwechselnde Vorgang, die „Konvektion", dieses Wechselspiel auf- und absteigender Luftströmchen, das man über erhitzten Flächen als ein eigentümliches Flimmern direkt beobachten kann, vermag sich nur auf dem Lande zu bilden, wo sich der Erdboden oft bedeutend über die Lufttemperatur erwärmt. Über dem Lande ist die Konvektion zweifellos die Hauptursache der Lufterwärmung während des Tages. Auf dem Meere, das nur ein wenig wärmer

iſt als die über ihm lagernde Luftſchicht, fällt dieſe Urſache weg (vgl. § 22).

Die Höhe, bis zu welcher ſich dieſe Wärmezufuhr durch Konvektion erſtreckt, wird man in der freien Atmoſphäre im Sommer auf etwa 1000 m veranſchlagen dürfen. Oberhalb derſelben, wo ſich nur noch der Einfluß der Abſorption geltend macht, werden wir daher auch über dem Lande in der freien Atmoſphäre[1]) nur eine Temperaturſchwankung von etwa 1° C zu erwarten haben. In der Tat iſt es Hann gelungen, aus dem wechſelnden Gewicht der zwiſchen je zwei Berggipfeln gelegenen Luftſchicht auf den Temperaturgang derſelben zu ſchließen: er hat hier eine Schwankung von etwa 1° C, aber überraſchenderweiſe eine Verſpätung des Maximums bis auf 6 Uhr abends gefunden. Auch aus den Ergebniſſen zahlreicher Drachenaufſtiege ergab ſich die Tatſache, daß die tägliche Schwankung der Temperatur mit der Höhe raſch abnimmt und in rund 1000 m nur noch etwa 1° C beträgt.

§ 17. Mitteltemperaturen.

Bei der großen Verſchiedenheit der Temperatur während der einzelnen Tagesſtunden iſt eine Vergleichung der Temperatur einzelner Tage oder auch ganzer Monate nur möglich, wenn man die Temperaturen der Einzelſtunden zu einem Mittel, dem „Tagesmittel", vereinigt. Da jedoch nicht überall ein Thermograph zur Hand iſt, ſo handelt es ſich darum, wie man durch paſſende Wahl der Beobachtungsſtunden doch Werte zu erhalten vermag, welche dem wahren Tagesmittel möglichſt nahekommen. Es hat ſich herausgeſtellt, daß man ſchon mit täglich dreimaliger Beobachtung recht verläßliche Werte erhalten kann, und daß die Kombinationen 7^ha, 2^hp und 9^hp, aber auch 7^ha, 1^hp und 9^hp, ſowie

[1]) Auf Bergen werden die Temperaturbeobachtungen durch die Bodenerhebung vielfach geſtört ſein.

6^ha, 1^hp, 10^hp zu den beſten gehören. Bequemer iſt die Kombination 8^ha, 2^hp und 8^hp, die jedoch im allgemeinen ziemlich ſtark vom wahren Mittel abweichende Temperaturen liefert.

Wie die Beobachtungen lehren, zeigen aber auch die wahren Mitteltemperaturen der einzelnen Monate, ja ſelbſt das Jahresmittel in den verſchiedenen Jahren beträchtlich voneinander abweichende Werte. Wieviel Beobachtungsjahre ſind alſo wohl notwendig, um wirkliche Mittelwerte zu erlangen?

Hann hat nachgewieſen, daß, um die Mitteltemperatur eines Monats bis auf 0,1° C genau zu erhalten, eine Beobachtungsreihe von mehreren hundert Jahren (z. B. 480 Jahre für ein Dezembermittel am Nordfuße der Alpen) erforderlich wäre. Es ſtünde fürwahr um manche Probleme der Meteorologie recht ſchlimm, wenn man nicht ein Mittel gefunden hätte, auch aus kürzeren Reihen verläßliche Daten zu gewinnen. Beſonders Lamont, Dove und Hann lieferten den Nachweis, daß die Temperatur benachbarter Orte in verſchiedenen Jahren immer im gleichen Sinne abweiche, ſo daß die Differenzen zwiſchen den einzelnen Orten ſo ziemlich dieſelben bleiben. Wenn dem ſo iſt, ſo iſt es nicht ſchwer, wenn wir nur von einem Orte A eine recht lange Beobachtungsreihe beſitzen und das Normalmittel T kennen, von jedem beliebigen Orte B eine kürzere Reihe auf die lange von A zu reduzieren. Sei t′ das Mittel dieſer kürzeren, vielleicht nur 10jährigen Reihe von B, dann brauchen wir nur aus ebendenſelben Jahren das Mittel t auf unſerer Normalſtation A zu ermitteln. Iſt dann die Differenz $t' - t = d$ auch für eine längere Reihe dieſelbe, ſo würde auch das langjährige Normalmittel T′ der Station B von T um d° C verſchieden ſein: wir brauchen deshalb nur dieſe Differenz an das langjährige Mittel der Normalſtation A anzubringen, um jenes

zu finden, das man in B bei einer gleichen Zahl von Jahren würde erhalten haben[1]). Bei 100 km Entfernung zweier Stationen voneinander genügen bei dieser Methode schon 12 Jahre, um bis auf 0,1° C genaue Mittel zu bekommen.

§ 18. Jährlicher Gang der Temperatur.

Auch der jährliche Gang, den die so erhaltenen Monatsmittel der Temperatur zeigen, weist (vgl. Fig. 14) bedeutende Verschiedenheiten auf. Kann man sich einen größeren Gegensatz denken, als den zwischen der jahraus jahrein fast unveränderlichen Temperatur der tropischen Insel Jalouit und jenem Temperaturgegensatz von beinahe 50° C zwischen Sommer und Winter, wie ihn das kontinentale Nertschinsk zeigt?

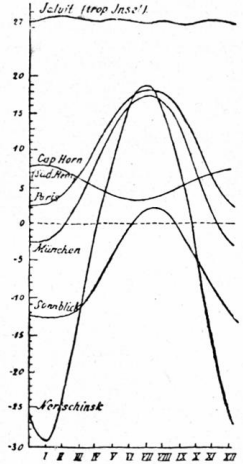


Fig. 14. Jährlicher Gang der Temperatur.

Die Ursachen der jährlichen Temperaturschwankung sind die Schiefe der Erdachse und die dadurch bedingte Sonnenhöhe und Tageslänge: diese schwankt (vgl. S. 31) in unseren Breiten zwischen 9,0 und 15,4 Stunden, bleibt aber in den Tropen das ganze Jahr hindurch dieselbe, wogegen am Pol ein halbjähriger Tag mit einer halbjährigen Nacht wechselt.

Mit der längeren Tagesdauer ist aber gleichzeitig auch eine größere Erhebung der Sonne über den Horizont verbunden. Im Sommer scheint die Sonne nicht bloß viel länger, sie steht auch viel höher am Himmel, so daß ihre Strahlen weit weniger schief den Boden treffen, als im Winter.

[1]) $T' = T + d$.

Je ſchiefer die Sonnenſtrahlen auffallen, um ſo größer wird die Fläche AB (Fig. 15), auf welche ſich ein Strahlenbündel von beſtimmtem Querſchnitte AA′, etwa 1 qcm, verteilt, und um ſo weniger entfällt davon auf die Flächeneinheit des Bodens. Je höher die Sonne ſteht und je länger ſie ſcheint, um ſo mehr Wärme wird daher der Boden erhalten (vgl. die vorletzte Kolumne auf S. 31). Im Sommer wird darum eine intenſivere Erwärmung des Erdbodens eintreten, während bei niedrigem Stand im Winter die Ausſtrahlung des Bodens überwiegt.

Je ärmer die Atmoſphäre an Waſſerdampf, je geringer alſo die Abſorption der Strahlung wird, um ſo ſtärker macht ſich dieſer Gegenſatz fühlbar, um ſo intenſiver iſt die Einſtrahlung im Sommer und ebenſo intenſiver wird auch die Ausſtrahlung im Winter. Auch im jährlichen Gange wird ſich ſomit der Gegenſatz zwiſchen Meer und Feſtland wie beim täglichen Gange ſelbſt in derſelben geographiſchen Breite geltend machen. Dieſer Gegenſatz wird aber noch verſchärft durch die Eigenſchaft des Waſſers, ſich vermöge ſeiner hohen ſpezifiſchen Wärme nur langſam zu erwärmen, die aufgenommene Wärme aber ſehr lange zu erhalten. Dazu kommt noch weiter der Umſtand, daß die Sonnenſtrahlen verhältnismäßig tief eindringen, alſo die von ihnen gelieferte Wärme ſich auf eine große Waſſermenge verteilt, und daß im Winter bei der Abkühlung das kalte ſchwerere Waſſer zu Boden ſinkt und dafür wieder wärmeres aus der Tiefe emporſteigt. Aus dieſen Eigenſchaften wie aus ſeinem geringen Abſorptions- und Ausſtrahlungsvermögen erklärt ſich die Tatſache, daß ſich das Meer nur ſchwer erwärmt, aber die einmal aufgenommene Wärme ſehr lange behält, alſo im Sommer verhältnismäßig kalt, im Winter verhältnismäßig warm bleibt.

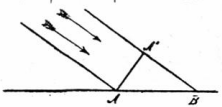


Fig. 15.

Wärmeverteilung über der Erdoberfläche.

§ 19. Die Isothermen.

Im Lauf der Zeit hat sich ein riesiges Material von Temperaturbeobachtungen aus allen Gebieten der Erde aufgehäuft. Wir vermögen auch die einzelnen Werte durch Reduktion auf eine bestimmte 30- oder 50jährige Epoche untereinander zu vergleichen. Niemand würde jedoch imstande sein, dieses an sich tote Zahlenmaterial zu überblicken, wenn nicht Alex v. Humboldt durch Einführung der „Isothermen", d. h. jener Linien, welche alle Punkte von gleicher Temperatur auf der Erdoberfläche miteinander verbinden, ein Mittel geschaffen hätte, mit einem Blick die Gesetzmäßigkeit in der scheinbaren Regellosigkeit zu erkennen.

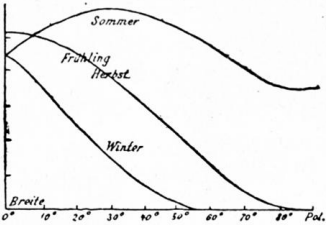


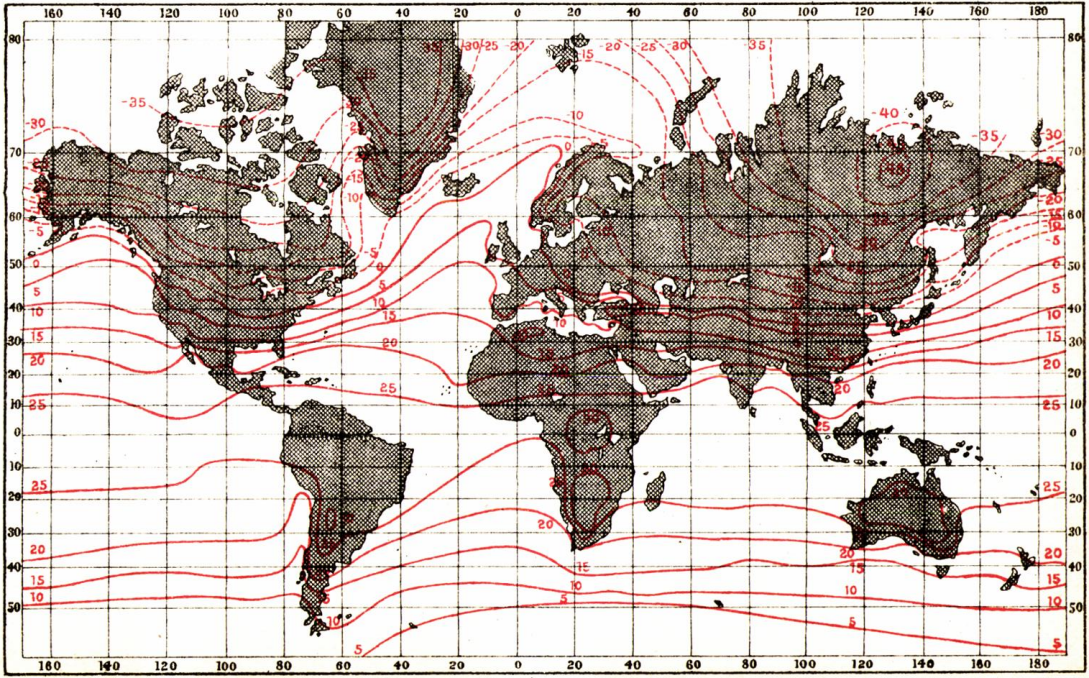
Fig. 18. Jährliche Strahlenmenge in den verschiedenen Breiten.

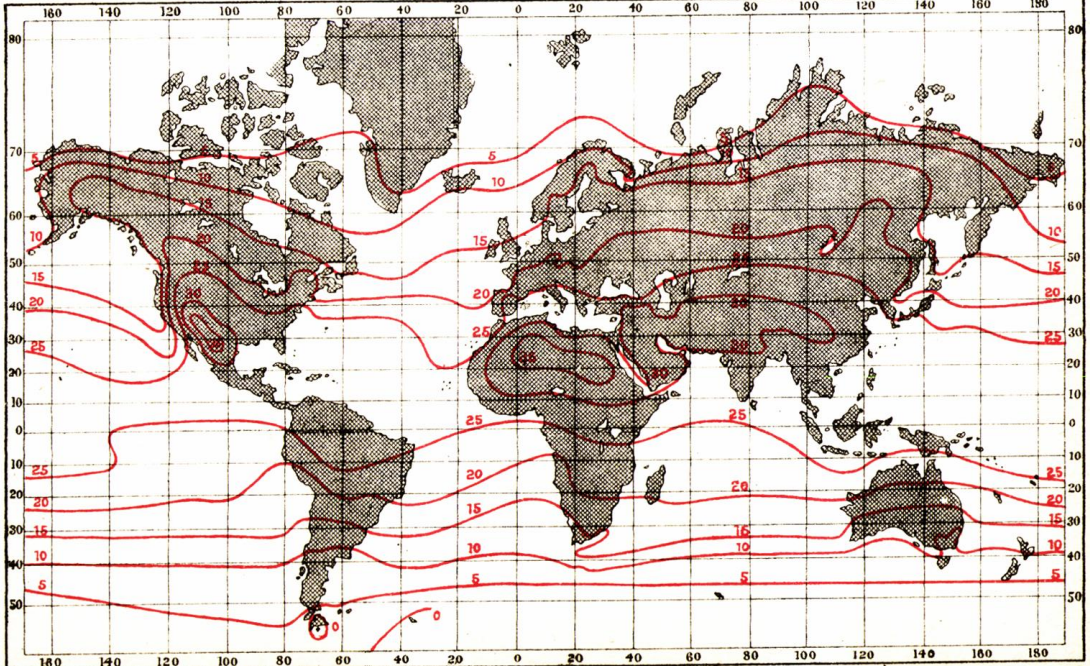
Dove, Hann, Buchan u. a. haben derartige Isothermenkarten sowohl für das Jahr, als für die einzelnen Monate entworfen.

Ein Blick auf dieselben (Fig. 16 und 17, siehe Tafeln) lehrt uns die Temperaturabnahme vom Äquator zum Pol, die hohen Temperaturen des Landes im Sommer, die niedrigen im Winter, die großen Temperaturgegensätze auf der nördlichen Hemisphäre in der kalten Jahreszeit und die weit gleichmäßigere Temperaturverteilung in allen Jahreszeiten auf der südlichen Wasserhemisphäre.

Nicht bloß die geographische Breite und die durch sie bedingte Menge der Sonnenstrahlung[1]), welche auf einen Par-

[1]) Deren Betrag für die einzelnen Breiten ist in Fig. 18 nach Angot graphisch dargestellt.


160 140 120 100 80 60 40 20 0 20 40 60 80 100 120 140 160 180
80 70 60 50 40 30 20 10 0 10 20 30 40 50
-35 -30 -25 -20 -15 -10 -5 0 5 10 15 20 25 30 35 40


180 140 120 100 80 60 40 20 0 20 40 60 80 100 120 140 160 180
80 70 60 50 40 30 20 10 0 10 20 30 40 50
5 10 15 20 25 30 0

allelkreis entfällt, ſondern auch die Land- und Meeresverteilung zeigt ſich ſomit als ein weſentlicher Grund für die Verteilung der Wärme auf der Erde.

§ 20. Mitteltemperaturen der Parallelkreiſe.

Wo immer verſchiedene Urſachen ſich als wirkſam erweiſen, dort iſt es ein Gebot der Wiſſenſchaft, dieſelben zu trennen, um ſo die Wirkung jeder einzelnen überſehen zu können.

So hat man denn auch bei dem Problem der Wärmeverteilung zunächſt den Einfluß der geographiſchen Breite für ſich darzuſtellen verſucht. Schon Dove hat für die einzelnen Parallelkreiſe Mitteltemperaturen gebildet; zum gleichen Zweck iſt das neuere Beobachtungsmaterial von Spitaler und Bachelder verwendet worden. Die von Spitaler ermittelten Temperaturen ſollen von 15 zu 15° hier Platz finden.

Breite:	0°	15°	30°	45°	60°	75°
	Mitteltemperaturen in ° C.					
Nordhem.	25,9	26,3	20,3	9,6	—0,8	—13,3
Südhem.	25,9	24,2	18,5	8,9	0,2	(— 6,8)

Spitaler und Zenker haben auch den Verſuch gemacht, aus dieſen Werten die Temperaturverteilung auf einer reinen Land- und einer reinen Waſſerhemiſphäre zu berechnen. Spitaler hat dies getan, indem er mit Hilfe einer aus den Mitteltemperaturen gewonnenen empiriſchen Formel die Beziehung zwiſchen der Temperatur T, der Breite φ und dem Verhältnis n von Land und Meer auf dem betreffenden Parallelkreis darſtellte[1]).

Fig. 19 gibt eine überſichtliche Darſtellung der Temperaturverteilung auf einer Land- und einer Waſſerhemiſphäre: ſie zeigt zugleich den Grund für die Verſchiedenheiten zwi-

[1]) $T = -2{,}43 + 17{,}6 \cos \varphi + (7{,}1 + 19{,}3\,n) \cos 2\varphi$.

ſchen der Nord- und der Südhemiſphäre und die Urſache der Verſchiebung des Wärmeäquators auf die nördliche Hemiſphäre. In den niederen Breiten, wo die Einſtrahlung der Sonne die Ausſtrahlung überwiegt, wirkt eben das Land temperaturerhöhend, in den höheren Breiten, wo es ſich umgekehrt verhält, erniedrigend. Das Land verſchärft mit einem Wort die Extreme, aber ohne das Geſamtmittel zu verändern; und ſo zeigt ſich denn auch, ſo weit unſere Beobachtung reicht, daß die Nord- und Südhemiſphäre eine gleiche Mitteltemperatur von etwa 15° C beſitzen.

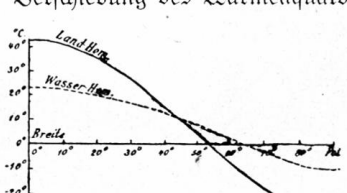


Fig. 19. Temperaturverteilung auf einer Land- und Waſſerhalbkugel.

§ 21. Iſanomalen.

Nicht minder deutlich gibt ſich der Einfluß der Land- und Meeresverteilung kund, wenn man, wie dies zuerſt Dove getan hat, die Abweichung der Temperatur jedes einzelnen Ortes von der Mitteltemperatur ſeines Parallelkreiſes ermittelt oder, wie dies neuerdings von Precht geſchehen iſt, die Abweichung von jener Temperatur ſucht, die der betreffende Polarkreis bei gleichmäßiger Land- und Meerverteilung beſitzen würde[1]). Man hat die Punkte mit gleicher Abweichung („Anomalie") durch Linien, die Iſanomalen, verbunden; auch dieſe Linien (Fig. 20, ſiehe Tafeln) laſſen recht deutlich[2]) in höheren Breiten (etwa oberhalb 40° Breite) das Land als zu kalt, das Meer als zu warm erkennen. Sie

[1]) Auch dieſe kann man ja aus der Spitalerſchen Formel berechnen, indem man n = 0,2443, d. i. das Verhältnis von Land und Meer für die geſamte Erde, ſetzt.

[2]) Wir verdanken es der Güte des Herrn Dr. W. Precht, daß wir die von ihm entworfene Iſanomalenkarte in Fig. 20 hier zum erſtenmal veröffentlichen können.

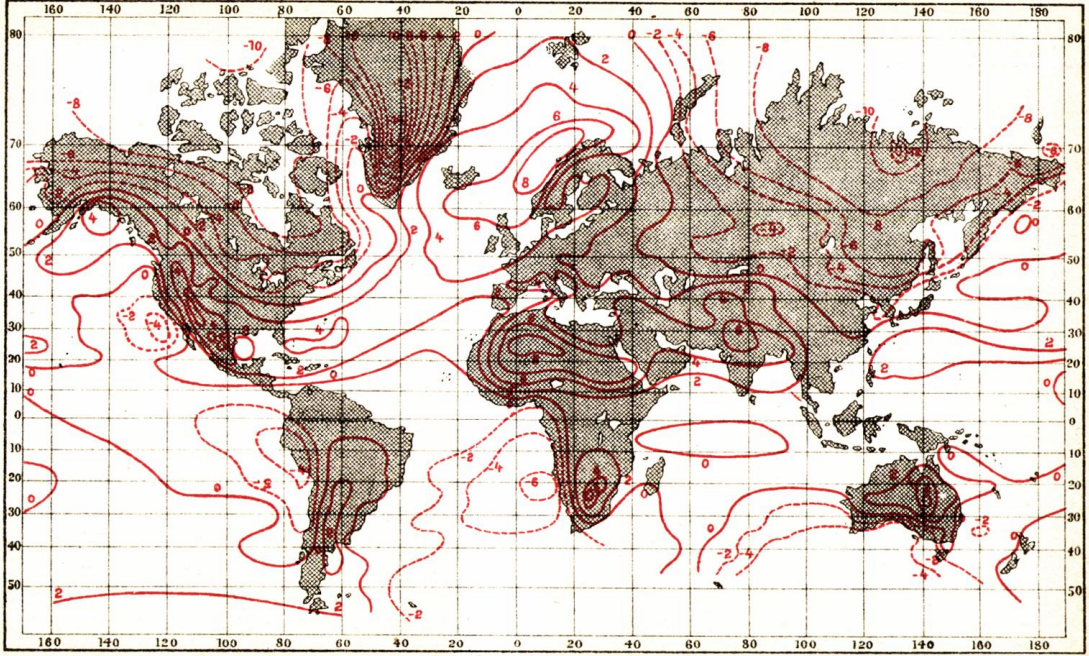


Fig. 20. Isanomalen der Jahrestemperatur nach Precht.
—— Temperaturen über dem Normalen. ------- Temperaturen unter dem Normalen.

zeigen aber auch die wichtige, uns jedoch erſt ſpäter durch die allgemeine Windverteilung verſtändliche Erſcheinung, daß hier die Weſtküſten der Kontinente zu warm, die Oſtküſten zu kalt ſind. Die niederen Breiten verhalten ſich dagegen in jeder Hinſicht umgekehrt. Auch den Einfluß der Meeresſtrömungen, wie z. B. des warmen Golfſtromes an der Weſtküſte Skandinaviens, laſſen ſie leicht erkennen.

§ 22. Abnahme der Temperatur mit der Höhe.

Bezüglich der vertikalen Temperaturverteilung haben die Beobachtungen bis zu den Höhen, wohin unſere Bergſtationen reichen, als regelmäßige Erſcheinung eine Temperaturabnahme mit zunehmender Höhe, und zwar um rund einen halben Grad pro 100 m ergeben. Dieſe Abnahme iſt ſtärker am Nachmittag, geringer in der Nacht, am größten in den Monaten Mai oder Juni (etwa 0,65° C pro 100 m), am kleinſten im Dezember oder Januar (etwa 0,35° C). Unmittelbar über dem Boden bis zu den Höhen von einigen hundert Metern pflegt aber nachts und im Winter die Temperatur ſogar mit der Höhe zuzunehmen, es ſtellt ſich die ſogenannte „Temperaturumkehr“ ein. Beſonders im Gebirge, wo ſich die kalten, ſchwereren Luftmaſſen in Tälern und Keſſeln anſammeln, alſo gerade die tiefſten Lagen im Winter abnorm niedrige Temperaturen aufweiſen, iſt dieſe Erſcheinung ſehr ſchön ausgeprägt. Die Temperatur wächſt dann, zu je höheren Lagen man emporſteigt. In den Salzburger Tauern und in Kärnten tritt dieſe Umkehr ſo oft ein, daß im Dezember- und Januarmittel die Temperaturabnahme nur 0,15° pro 100 m beträgt.

Umgekehrt zeigen im Hochſommer in den Nachmittagsſtunden die dem erhitzten Erdboden unmittelbar benachbarten Schichten bis zu etwa 2 m Höhe oft eine außerordentlich raſche Temperaturabnahme.

Auch in den Tropen hat man eine Abnahme der Temperatur um etwa $^1/_2$° C pro 100 m gefunden, so daß sich die Nullgradisotherme in etwa 5100 m Höhe befindet. Fig. 21 gibt eine übersichtliche Darstellung des Ansteigens der einzelnen Isothermen vom Pol zum Äquator.

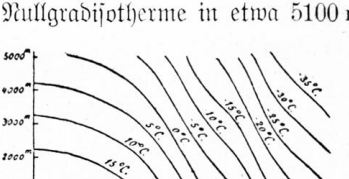


Fig. 21. Isothermen in einem Querschnitt durch die Atmosphäre.

Doch nicht bloß im Gebirge hat man diese Temperaturabnahme gefunden: auch in der freien Atmosphäre ist die vertikale Temperaturverteilung eine nicht wesentlich andere.

Nach Ballonfahrten, bei welchen durchaus mit einem Aspirationspsychrometer die Temperatur abgelesen wurde, und nach den Angaben der mit selbstschreibenden Instrumenten ausgerüsteten Ballons ergaben sich für die Temperaturabnahme pro 100 m in °C in den einzelnen Höhenschichten über Mitteleuropa die folgenden Werte:

Schichte:	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10 km
Temp.-Abn.:	0,45	0,52	0,60	0,62	0,71	0,73	0,75	0,64	0,50°

Die Temperatur nimmt bis zu 8 km Höhe um so rascher ab, je höher man steigt.

Von 10 000 km an beobachtet man wieder eine Zunahme der Temperatur, oder doch eine isotherme Schichte. Die Bearbeitung von 380 Ballonaufstiegen in Europa ergab für die Luftschichten oberhalb 9 km Höhe folgende mittlere Temperaturen:

Höhe:	9	10	11	12	13	14	15	16 km
Temperatur	—44	—50	—53	—54	—54	—54	—54	—54° C

Oberhalb 11 km scheint die Temperatur nahezu konstant zu sein oder sehr langsam zuzunehmen.

Die Erklärung der normalen Temperaturabnahme mit der Höhe hat früher den Meteorologen große Schwierigkeiten bereitet; heute wissen wir (im § 4 haben wir dies des näheren erörtert), daß jede vertikale Luftzirkulation in diesem Sinne wirken muß. Aufsteigende Luft kühlt sich ab, herabsinkende erwärmt sich. Trockene Luft kühlt sich beim Emporsteigen um 1° pro 100 m ab, gesättigte feuchte Luft etwa um $^1/_2$°. Darum liegen auch die beobachteten Werte der Temperaturabnahme zwischen diesen Grenzen. Bezold konnte daraus auch die raschere Temperaturabnahme in den größeren Höhen erklären. Hier kommt Wasserdampf nur in sehr geringen Beträgen vor, dann wird aber auch die Temperaturabnahme, welche feuchte Luft beim Emporsteigen zeigt, nicht mehr viel von jener bei trockener Luft verschieden sein, d. h. in größeren Höhen muß sich die Temperaturabnahme mehr und mehr dem Betrage von 1° pro 100 m nähern.

Oberhalb von 11 km fehlen offenbar die vertikalen Luftbewegungen. Man nennt jetzt meistens jenen Teil der Atmosphäre, der vom Erdboden bis 11 km reicht, die Troposphäre, jenen oberhalb 11 km die Stratosphäre. In der Troposphäre nimmt die Temperatur mit der Höhe ab; in ihr spielt sich alles das ab, was wir unter dem Begriff „Wetter" zusammenfassen. Auch die später zu besprechende allgemeine Zirkulation zwischen Äquator und Pol ist zum größten Teil auf diese Zone beschränkt. In der Stratosphäre herrscht dagegen überall dieselbe Temperatur von etwa —54° C; diese entspricht dem Temperaturgleichgewicht zwischen Ein- und Ausstrahlung; vertikale Luftströmungen, die in der Troposphäre von außerordentlicher Wichtigkeit sind, fehlen hier; die Schichten befinden sich nahezu im statischen Gleichgewicht.

Wir sehen gleichzeitig, welche Rolle die vertikalen Bewegungen für die Temperaturabnahme mit der Höhe spielen.

Die eigentliche Urſache dieſer letzteren iſt aber der Umſtand, daß die Wärme, welche der Luft durch direkte Abſorption der Sonnenſtrahlen zugeführt wird, nur ſehr gering iſt und ganz in den Hintergrund tritt, während als erſte Wärmequelle für die Atmoſphäre die durch die Sonnenſtrahlen erwärmte Erdoberfläche in Betracht kommt. Je weiter wir uns von der Wärmequelle entfernen, um ſo tiefer wird die Temperatur ſinken. Hiermit ſtimmt die Beobachtung überein, daß auch die Temperatur des Landes wie des Ozeans im Durchſchnitt um etwa 1° C wärmer iſt als die unterſte Luftſchichte. Im Sommer, beſonders nachmittags, ſteigt über dem Lande dieſer Temperaturunterſchied zwiſchen Oberfläche und Luft oft zu ſehr beträchtlichen Werten, ſelbſt in unſeren Gegenden bis zu 15° und mehr an. Wir wiſſen aber auch, daß nicht die Leitung die Wärme vom Erdboden in die oberen Luftſchichten emporführt (die Luft iſt dazu ein viel zu ſchlechter Wärmeleiter), ſondern daß das Aufſteigen der warmen, das Herabſinken der kalten Luft dieſen Wärmeaustauſch vermittelt. Auch die Rolle, welche hierbei der Waſſerdampf ſpielt, haben wir ſchon (vgl. S. 17) kennen gelernt. Wo immer feuchte, geſättigte Luft aufſteigt, da tritt Kondenſation ein, und die Wärme, welche der Waſſerdampf bei ſeiner Verdampfung an der Erdoberfläche verbraucht hat, wird hierbei wieder frei und ſo an die oberen Luftſchichten abgetreten. Außer bei der Konvektion, die wir ſchon kennen gelernt haben, findet im großen ein ſolches Aufſteigen feuchter Luft in den Zyklonen ein Abſteigen trockener Luft in den Antizyklonen ſtatt. Hierauf kommen wir noch zu ſprechen.

Der Luftdruck.

§ 23. Das Barometer.

Schon im Jahre 1644 wußte Torricelli die Tragweite des in § 2 beſprochenen Verſuches wohl zu würdigen. Er erkannte, daß er in ſeiner Röhre ein Mittel entdeckt hatte, um die „Veränderungen der Luft, welche bald ſchwerer und dicker, bald leichter und dünner ſei, zu meſſen".

In der Tat unterſcheiden ſich ja auch unſere gewöhnlichen Stationsbarometer (Fig. 22a) im weſentlichen gar nicht von dem Apparate Torricellis. Nur iſt zum Zweck bequemeren Ableſens ſchon das als Schutz der Glasröhre dienende Meſſingrohr mit einer meiſt in Millimeter geteilten Skala verſehen. Wenn nun auch bei einem beſtimmten Luftdruck der Nullpunkt der Skala mit dem Niveau des unteren, weiteren Gefäßes übereinſtimmt, ſo muß doch, ſobald der Luftdruck zunimmt und das Queckſilber im Barometerrohre ſteigt, das Niveau des Queckſilbers im weiteren Gefäße ſinken und ſtimmt alſo nicht mehr mit dem Nullpunkt der Skala überein. Es iſt bei ſolchen Inſtrumenten alſo nötig, wegen der Niveauänderung im weiteren Gefäße eine Korrektion anzubringen. Um nun dieſer Unbequemlichkeit auszuweichen, hat Fortin Barometer konſtruiert, bei welchen durch einen beweglichen Lederboden das Queckſilber gehoben und geſenkt und auf eine Elfenbeinſpitze, den Nullpunkt der Skala, eingeſtellt werden kann (Fig. 22b). In anderer Weiſe geht man beim Heberbarometer (Fig. 22c) einer einfachen, u-förmig gebogenen Glasröhre, dieſer

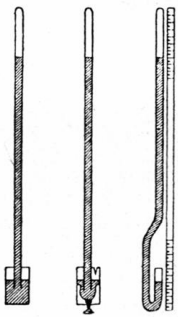


Fig. 22a, 22b, 22c. Barometer.

Schwierigkeit aus dem Wege, indem man durch zwei Ablesungen den Stand in der längeren und der kürzeren Röhre ermittelt und durch die Differenz wieder die Höhe der Queckſilberſäule erhält, welche der Luftdruck zu tragen vermag.

Da aber die Länge der Queckſilberſäule auch von der Temperatur abhängig iſt, andererſeits auch wegen der Verſchiedenheit der Schwerkraft auf den verſchiedenen Parallelkreiſen das Gewicht des Queckſilbers nicht überall dasſelbe iſt, ſo iſt, um genaue Daten zu erhalten, noch nötig, die „Temperaturkorrektion" auf 0° C und die „Schwerekorrektion" auf den 45. Breitenkreis anzubringen[1]).

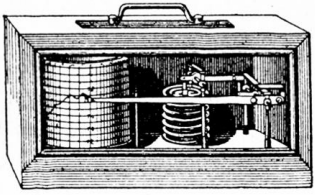


Fig. 23. Barograph.

Selbſtverſtändlich kann man nicht bloß die Schwere, ſondern auch andere Kräfte, z. B. die Elaſtizität einer luftleer gepumpten Blechdoſe, welche durch den Luftdruck mehr oder weniger zuſammengepreßt wird, zu ſeiner Meſſung verwenden. In den Aneroidbarometern und den vielverbreiteten Richardſchen ſelbſtſchreibenden Barometern iſt dieſes Prinzip zur Anwendung gebracht. Durch die Veränderungen der Doſe wird ein Zeiger oder ein Schreibſtift bewegt, an welchem ein Papierſtreifen in beſtimmter Zeit vorüberbewegt wird (Fig. 23). An Genauigkeit ſtehen übrigens dieſe Inſtrumente hinter dem Queckſilberbarometer zurück.

Ebenſo hat man die Eigenſchaft des Waſſers, unter niedrigem Drucke ſchon bei tieferen Temperaturen zu ſieden, benützt, um aus der Siedetemperatur, welche man mit wohlgeprüften Thermometern ſehr genau beſtimmen kann, den

[1]) Tabellen, in denen dieſe Größen angegeben ſind, finden ſich in den Anleitungen zur Ausführung meteorologiſcher Beobachtungen.

Luftdruck zu meſſen. In der Tat ſind denn auch ſolche Siedethermometer ziemlich verläßliche Barometer.

§ 24. Abnahme des Luftdrucks mit der Höhe.

Die wichtigſte, zuerſt von Pascal oder vielleicht von Descartes erkannte Eigenſchaft des Luftdrucks, welche auch bei der barometriſchen Höhenmeſſung von großer praktiſcher Bedeutung iſt, iſt deſſen Abnahme mit wachſender Höhe. Da die Dichte der Luft in bekannter Weiſe von Temperatur und Druck abhängt, ſo iſt es nicht ſchwer, das Gewicht einer beſtimmten Luftſäule zu ermitteln, und man iſt dabei zu der Formel gelangt:

$$h = 18\,400 \left(1{,}00157 + 0{,}003667 \frac{T + t}{2}\right) \log \frac{B}{b},$$

welche genähert die Beziehung zwiſchen Höhe h, den Temperaturen (T unten und t oben) und den Barometerſtänden B (unten) und b (oben) darſtellt.

In der folgenden Tabelle iſt unter Annahme einer Temperaturabnahme von 0,5° C pro 100 m der Barometerſtand einzelner Höhen für verſchiedene Temperaturen berechnet worden.

Luftdruck in verſchiedenen Höhen.

Temp. im Meeresniveau:	−15° C	0° C	15° C	30° C
Höhe:		Millimeter:		
10 000 m	176	193	209	224
5 000	380	395	410	424
4 000	439	453	466	479
3 000	505	517	528	539
2 000	581	590	598	606
1 000	665	670	675	679
500	711	713	715	718
Meeresn.	760	760	760	760

Da eine warme Luftſäule leichter iſt, ſo muß hier die Differenz zwiſchen Unten und Oben geringer ſein. Iſt ſo-

mit innerhalb zweier verſchieden warmer Luftſäulen der Luftdruck unten derſelbe, ſo wird in der wärmeren Säule der Druck oben allein wegen der höheren Temperatur viel größer ſein. Die obige Tabelle läßt dieſe Erſcheinung deutlich erkennen.

Bei überall gleicher Temperatur herrſcht in einer zur Erdoberfläche parallelen Ebene natürlich gleicher Druck; bei ungleicher Temperatur ſteigen aber die Flächen, in welchen der Druck derſelbe iſt, die „Flächen gleichen Druckes“, gegen das wärmere Gebiet hin an.

In einer Höhe von 64 km beträgt der Druck nur noch etwa 0,05 mm; die Luft iſt hier ſo dünn, daß ſie die Strahlen nicht mehr zu brechen vermag. Dieſe Höhe kann man praktiſch als die Grenze der Atmoſphäre betrachten. Nach dem Aufleuchten der Sternſchnuppen, nach der Höhe einzelner Nordlichtſtrahlen und anderen Erſcheinungen zu ſchließen, muß aber eine Ausdehnung der Atmoſphäre noch bis mindeſtens 300 km Höhe angenommen werden.

§ 25. Luftdruckverteilung.

Auch am Meeresniveau herrſcht keineswegs immer und überall der normale Luftdruck von 760 mm. Nach den Iſobarenkarten, Karten, welche die Linien gleichen Barometerſtandes darſtellen, werden die Hauptunterſchiede durch die Land- und Meeresverteilung bedingt. (Vgl. Fig. 29 und 30, Tafeln.) Im Sommer hat das Land niedrigen, das Meer hohen Luftdruck, im Winter iſt das Verhältnis umgekehrt; denn die Luft dehnt ſich über erwärmten Gebieten aus und fließt zum Teil nach den Seiten ab. Abgeſehen von dieſen Unterſchieden laſſen die mittleren Luftdrucke der einzelnen Parallelkreiſe an der Erdoberfläche deutlich einen Gürtel niedrigen Luftdrucks am Äquator erkennen und in etwa 35° Breite ſowohl auf der Nord- als auf der Südhemi-

ſphäre einen Gürtel hohen Druckes. Von hier aus nimmt der Druck bis etwa zum 60. Breitenkreis ab, von da bis zum Pol wahrſcheinlich wieder zu.

Übrigens ſind im Niveau des Meeres, wie die folgende Tabelle lehrt, dieſe Unterſchiede keineswegs groß; in den höheren Luftſchichten werden wir dagegen nach den Geſetzen des mit wachſender Höhe abnehmenden Luftdrucks, wegen des großen Temperaturgegenſatzes zwiſchen Äquator und Pol, in den niederen Breiten hohen, in den höheren in demſelben Niveau weit niedrigeren Luftdruck zu erwarten haben. Die Beobachtungen beſtätigen dieſen Schluß auf das Vorhandenſein eines beträchtlichen Druckgefälles in den oberen Luftſchichten von Wärmeäquator bis zum Pol. Die folgende Tabelle gibt eine überſichtliche Darſtellung davon.

Luftdruckverteilung auf der Nordhemiſphäre.

Breite:	0°	20°	40°	50°	60°	80°
Im Meeresniv.	758,0	759,2	**762,0**	760,7	758,7	760,5 mm
In 2000 m	**601,1**	600,9	598,0	593,0	587,6	582,0 mm
In 4000 m	**471,0**	469,9	463,6	457,0	451,9	445,2 mm

§ 26. Täglicher und jährlicher Gang des Luftdrucks.

Während bei uns die Schwankungen des Luftdrucks von Tag zu Tag außerordentlich beträchtlich ſind, zeigt in den Tropen das Barometer einen ganz überraſchend regelmäßigen Gang. Auf dem in Fig. 24 (ſiehe Tafel) wiedergegebenen, aus einer längeren Reihe willkürlich herausgegriffenen Barogramm von Jaluit ſehen wir dieſe regelmäßige, Tag für Tag ſich wiederholende doppelte Welle mit dem tieferen Minimum um etwa 3^h nachmittags, dem weniger tiefen um 3^h nachts und den beiden Maximis um etwa 9^h abends und 9^h früh. Wir haben es mit einer doppelten Welle zu tun, die aber — das zeigt uns die ungleiche Größe der beiden Minima — noch von einer einfachen Welle (mit einem Maximum und

einem Minimum im Tage) überlagert ist. Es läßt sich diese Welle durch die Formel darstellen:

$$a_1 \sin (A_1 + x) + a_2 \sin (A_2 + 2x),$$

wobei a_1 die Amplitude der einfachen, a_2 jene der doppelten Welle ist[1]), A_1 und A_2 gewisse von der Lage der Maxima abhängige Winkelkonstanten sind, und x für Mitternacht 0, für 1^h nachts 15°, für 2^h..30°, für 3^h..45° usw. zu setzen ist.

Hann hat gezeigt, daß auf der ganzen Erde der Gang des Luftdrucks sich aus zwei derartigen Wellen zusammensetze, und daß insbesondere die doppelte, meist auch größere Welle überall eine merkwürdige Gesetzmäßigkeit aufweise. Ihre Amplitude[2]) nimmt regelmäßig mit der Breite und (proportional dem Luftdruck) mit der Seehöhe ab; die Eintrittszeit der Maxima fällt aber fast überall auf etwa 10^h vormittags und abends.

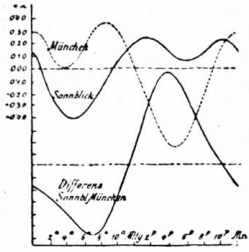


Fig. 25. Täglicher Gang des Luftdruckes.

Weit weniger regelmäßig verhält sich die einfache Welle; doch ist es Hann gelungen, nachzuweisen, daß sich alle Unterschiede durch den Einfluß des täglichen Temperaturganges erklären lassen. Auf hohen Bergen ist der tägliche Gang des Luftdrucks wesentlich entstellt; das Nachtminimum zeigt sich bedeutend vertieft[3]), während von dem Nachmittagsminimum fast nichts mehr zu sehen und an seine Stelle das beträchtlich verspätete Vormittagsmaximum getreten ist. Nur die Erwärmung der Luft und die dadurch bewirkte Druck-

[1]) Hiernach ist also 2a, d. i. die doppelte Amplitude, die Differenz zwischen Maximum und Minimum. Man bezeichnet aber auch vielfach (vgl. S. 46) diese Differenz schlechtweg als Amplitude.

[2]) Am Äquator beträgt die Schwankung (doppelte Amplitude) etwa 2 mm.

[3]) Vgl. die Gegenüberstellung des Ganges von München und Sonnblick Fig. 25.

steigerung[1]) ist die Ursache dieser Erscheinung; und die Differenz des Luftdruckganges Sonnblick-München zeigt denn auch ganz den Charakter einer Temperaturkurve. Wir verstehen jetzt, wie es Hann möglich war, aus der Differenz des Luftdrucks oben und unten (vgl. S. 48) den Gang der Temperatur der zwischenliegenden Luftschicht zu berechnen.

Sehen wir von diesen durch die Temperaturdifferenzen hervorgerufenen Unterschieden ab, so ist das eigentlich Charakteristische des Luftdruckganges eine regelmäßige doppelte tägliche Welle! Woher kommt sie? Die hervorragendsten Physiker und Meteorologen haben sich vergebens um eine Erklärung derselben bemüht, aber in neuerer Zeit ist, wie wir im nächsten Paragraphen sehen werden, doch ein Anhaltspunkt zur Erklärung derselben gewonnen worden.

Von einem jährlichen Gang des Luftdrucks ist in unseren Gegenden wenig zu merken. Auf Bergen dagegen haben wir, auch wieder wegen der Temperaturunterschiede, hohen Druck im Sommer, geringen im Winter. Aber auch manche Orte an der Erdoberfläche, besonders im Innern der Kontinente, z. B. Sibirien, und in den zentralen Teilen der Ozeane, z. B. Island, weisen, wie ein Blick auf die Isobarenkarten lehrt (Fig. 29 und 30), große Druckunterschiede zwischen Sommer und Winter auf.

§ 27. Schwingungen der Atmosphäre.

Wo immer in einer abgeschlossenen Luftmenge auf irgendeine Weise eine Druck- oder Dichteänderung hervorgebracht wird, gleicht sich diese Gleichgewichtsstörung nicht sofort wieder aus, sondern es treten, je nach der Reibung, mehr oder weniger schnell erlöschende Schwingungen ein, aber stets nur Schwingungen gewisser Art, die durch die Gestalt der Luft-

[1]) Nach der Tabelle auf S. 61 bewirkt ja eine Temperatursteigerung um 1° C in 3000 m Höhe schon eine Drucksteigerung von fast 1 mm.

menge beſtimmt ſind. Die Orgelpfeifen bieten uns diesbezüglich ein anſchauliches Beiſpiel; durch ihre Länge ſind die möglichen Schwingungen (Töne) vollſtändig beſtimmt. Auch die Atmoſphäre iſt eine abgegrenzte Luftmaſſe in Form einer Kugelſchale; wird nicht auch ſie auf gewiſſe Schwingungen „abgeſtimmt“ ſein?

Rayleigh hat dieſe Frage aufgeworfen, und Margules hat ſie mit Berückſichtigung der Erdrotation und Reibung gelöſt. In der Tat ſtellte ſich denn heraus, daß auch in unſerer Atmoſphäre nur gewiſſe Schwingungen (d. i. wellenförmige Bewegungen) möglich ſind. Es würde uns zu weit führen, dieſe möglichen Wellen einzeln zu beſprechen, und für unſere Zwecke genügt es auch, einige wenige herauszugreifen; ſo ſind z. B. Wellen mit einem Dichtemaximum und einem Minimum, welche in weſtlicher Richtung längs der Parallelkreiſe die Erde umkreiſen, möglich, aber unter ihnen nur ſolche von ganz beſtimmter Schwingungsdauer. Margules hat die Schwingungsdauer dieſer möglichen Wellen zu 13,87, 9,22, 6,63... Stunden berechnet[1]). Aber auch doppelte Wellen (zwei Maxima und Minima) ſind möglich und wieder unter ihnen nur beſtimmte Schwingungsdauern, wie 11,94 uſw. (alle folgenden kleiner).

Was bedeutet das nun? Zunächſt haben wir es allerdings mit einer zwar intereſſanten, aber nur theoretiſchen Unterſuchung zu tun, obwohl es denkbar wäre, daß durch einen beſonders heftigen Vulkanausbruch auch tatſächlich ſolche Schwingungen der Atmoſphäre angeregt würden. Im Hinblick auf die tägliche Luftſchwankung aber hat dieſe Unterſuchung auch ein großes praktiſches Intereſſe.

Es iſt höchſt wahrſcheinlich, daß die Urſache des täglichen Barometerganges in der täglichen Temperaturſchwankung zu ſuchen iſt. Dieſe letztere können wir ja als eine Wärmewelle

[1]) Alle folgenden haben kleinere Schwingungsdauer.

auffaſſen, die mit der Sonne um die Erde wandert. Die Rechnung lehrt nun in der Tat, daß, wenn eine Temperaturwelle die Erde umkreiſt, durch dieſelbe auch eine Druckwelle von gleicher Geſtalt und Schwingungsdauer erzeugt wird, eine Welle, die wir — im Gegenſatz zu den früheren „freien" — als „erzwungene" Schwingung bezeichnen wollen. Eine einfache Temperaturwelle erzeugt eine einfache Druckwelle, eine doppelte wieder eine doppelte uſw.

Wir wiſſen, daß die tägliche Temperaturſchwankung der Hauptſache nach eine einfache Welle iſt; betrachten wir ſie aber näher, ſo erkennen wir, daß ſie keineswegs eine reine einfache Sinuswelle iſt, ſondern daß auch ſie ſich mathematiſch als Übereinanderlagerung verſchiedener Wellen

$$a_1 \sin (A_1 + x) + a_2 \sin (A_2 + 2x) + \ldots$$

darſtellen läßt, nur überwiegt a_1 die Amplitude der einfachen Welle beträchtlich.

Jede dieſer Temperaturwellen wird nun eine entſprechende Druckwelle erzeugen, wir werden alſo eine ſolche von 24 Stunden und eine ſolche von 12 Stunden zu erwarten haben.

Wie kommt es nun, daß, obwohl bei der Temperatur die einfache Welle überwiegt, doch beim Luftdruck die doppelte Welle die Haupterſcheinung iſt?

Für die Beantwortung dieſer Frage iſt nun die obige Unterſuchung ſehr lehrreich. Es geht nämlich aus der Rechnung hervor, daß die Amplitude einer erzwungenen Druckwelle um ſo größer wird, je näher ihre Schwingungsdauer der Schwingungsdauer einer möglichen freien Welle liegt.

Bei der erzwungenen einfachen Druckwelle iſt nun die Schwingungsdauer 24 Stunden, dieſe liegt weit weg von 13,87, der größten Schwingungsdauer der möglichen einfachen Wellen; die Schwingungsdauer von 12 Stunden bei

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

Bewegungserscheinungen der Atmosphäre.

§ 28. Windmessung.

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

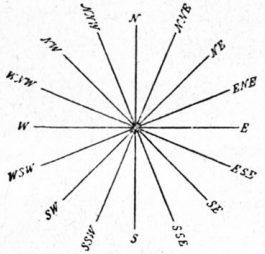


Fig. 26. Windrose.

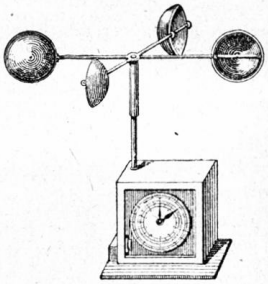


Fig. 27. Anemometer.

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

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

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

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

§ 29. Bewegende Kräfte.

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

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

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

Der Druckunterſchied iſt aber keineswegs die einzige wirkende Kraft. Eine gleichfalls höchſt wichtige Kraft, die lediglich deshalb eintritt, weil die Bewegungen der Luft auf einer Kugeloberfläche, und zwar einer rotierenden Kugel, vor ſich gehen, iſt die „ablenkende Kraft der Erdrotation“. Dieſe bewirkt, daß jeder bewegte Körper auf der Erdoberfläche, alſo auch jede Luftbewegung auf der Nordhemiſphäre nach rechts, auf der Südhemiſphäre nach links, und zwar um ſo ſtärker abgelenkt wird, je näher man dem Pole rückt. Ihr iſt es ſomit zuzuſchreiben, daß die Bewegung der Luft ſtets ſchief (Fig. 28) gegen die Richtung des Druckgefälles vor ſich geht. Daher wird jeder Nordwind gegen Weſten, jeder Oſt gegen Norden, jeder Süd gegen Oſten uſw. abgelenkt. Aus einem Nordwind wird ein nordöſtlicher, aus einem Südwind ein ſüdweſtlicher Wind entſtehen. Aber nicht bloß die horizontalen Luftbewegungen, auch die vertikalen ſind dieſer ablenkenden Kraft unterworfen: jeder aufſteigende Luftſtrom wird eine Ablenkung nach Weſten, jeder abſteigende eine ſolche nach Oſten erfahren. Nach neueren Unterſuchungen wirkt in den unterſten Luftſchichten die Reibung nicht, wie in Fig. 28 angegeben iſt,

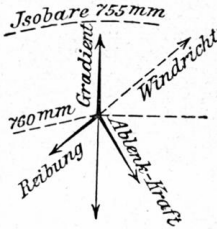


Fig. 28.

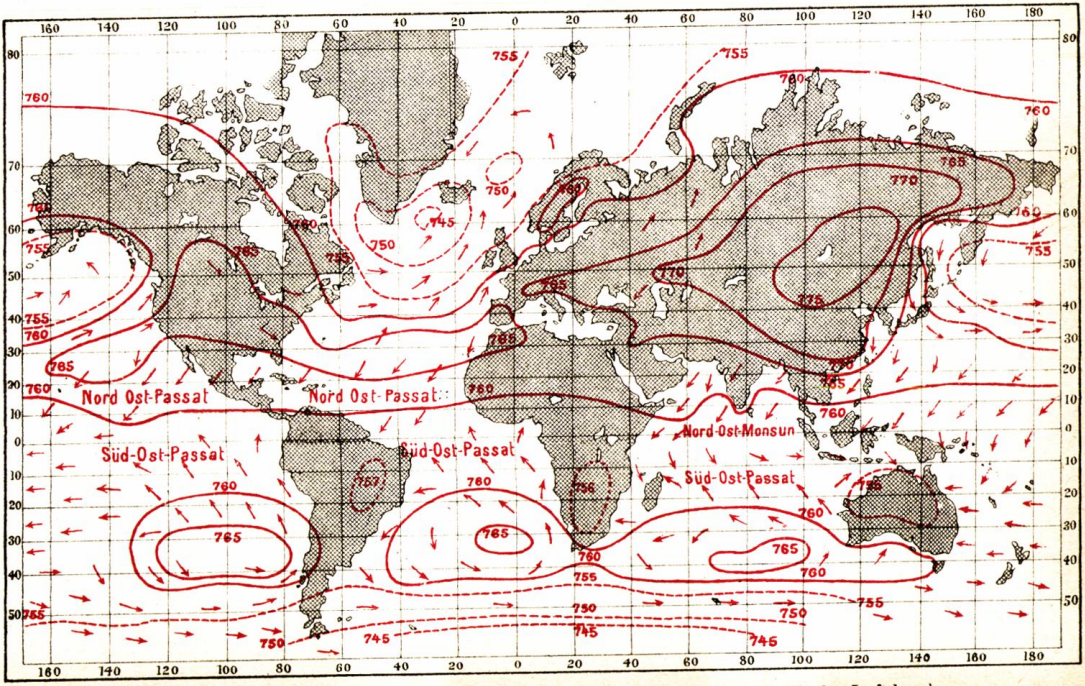


Fig. 29. **Isobaren und Winde im Januar.** ——— Hoher Luftdruck. ------ Tiefer Luftdruck.

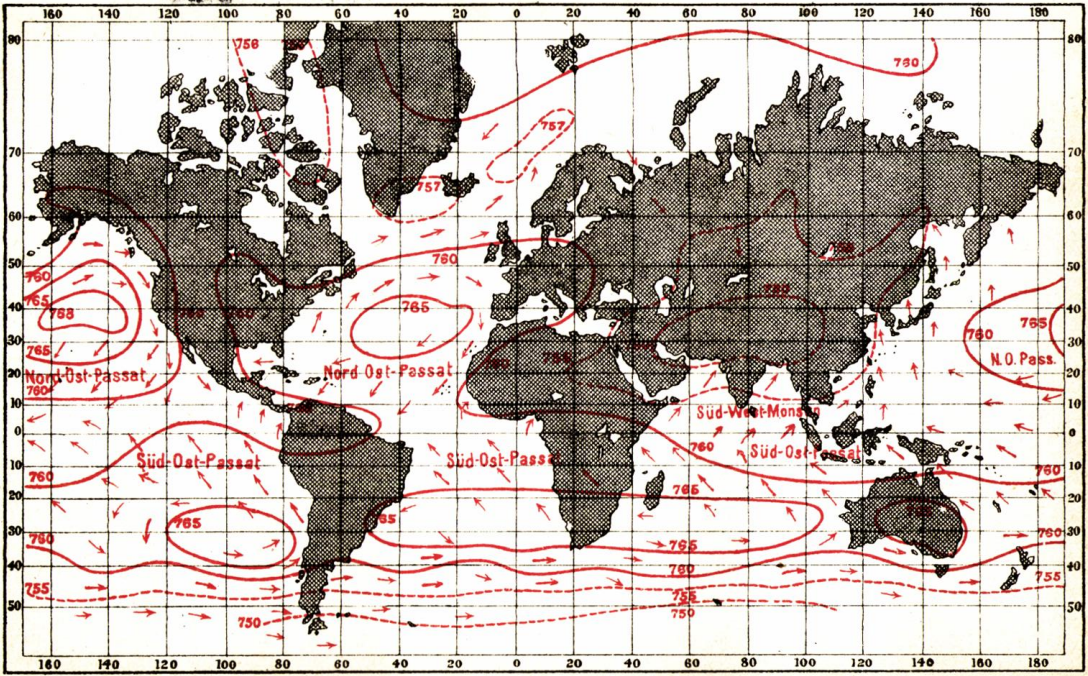


Fig. 80. Isobaren und Winde im Juli. —— Hoher Luftdruck. ------ Tiefer Luftdruck.

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

§ 30. Allgemeine Zirkulation der Atmosphäre.

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

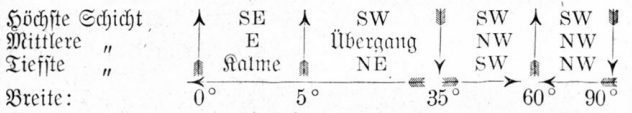
Am Äquator selbst herrscht verhältnismäßige Windstille. Über dem wenige Grade breiten Gürtel der dortigen „Kalmenzone" hat die Luft allein eine aufsteigende Bewegung; nur in den höheren Schichten geht dieselbe wegen der ablenkenden Kraft in einen Ostwind über. Dagegen treffen wir auf beiden Seiten des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

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

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

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

Windverteilung auf der Nordhemiſphäre.



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

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

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

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

§ 31. Periodiſche Änderungen der Windrichtung und Stärke.

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

Wird ſich aber nicht dieſelbe Erſcheinung an den Meeres-

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

Ein ganz ähnliches Verhältnis beobachten wir in Gebirgstälern. Auch hier haben wir es mit einer periodiſchen Luftverlagerung zu tun, die ſich nach Hann auf folgende Weiſe erklärt. Es ſtelle Fig. 31 den Querſchnitt eines Tales vor, deſſen Talboden bei M liegt und gegen N und N′ anſteigt. MC und MC′ ſind die das Tal auf beiden Seiten begleitenden Bergabhänge. Da es in den höheren Lagen eine viel kürzere Luftſäule NB iſt, die ſich bei der Erhöhung der Temperatur im Laufe des Vormittags ausdehnt, als in den tieferen Tallagen und im Talboden, etwa bei M, ſo wird auch über das Niveau ABC um ſo weniger Luft hinaufrücken, je mehr wir uns den Bergkämmen und dem Talſchluſſe nähern. Es wird alſo im Niveau ABC der Druck von C gegen A fortlaufend zunehmen, und die Flächen gleichen Druckes A′B′C werden ſich im Tale heben. Die Luft ſtrömt deshalb in allen Höhen dem Bergabhange und dem Talende zu und bewirkt während des Temperaturanſtieges einen talaufwärts wehenden Wind, den Talwind. Der Abfluß der Luft in der Höhe über einem Talbecken gegen die dasſelbe ſeitlich umfaſſenden Berg-

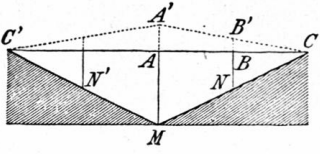


Fig. 31. Berg- und Talwind.

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

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

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

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

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

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

§ 32. Lokale Winde.

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

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

denſation eintritt, daß alſo an der Luvſeite eines Gebirges jeder Wind, wenn er nicht ſchon an und für ſich einen hohen Trockenheitsgrad beſitzt, zu Niederſchlägen Veranlaſſung geben muß, alſo hier feucht und kalt erſcheinen wird. Was aber wird an der Leeſeite eintreten, wo die Luft ſich von den Kämmen des Gebirges herabſenkt? Denken wir uns, ein feuchter, geſättigter Luftſtrom von 15° Temperatur habe einen nur 2000 m hohen Gebirgsrücken zu überſchreiten. Da bei Kondenſation die aufſteigende Luft ſich um etwa $^1/_2$° C pro 100 m abkühlt (vgl. S. 18), ſo wird die Luft in 2000 m Höhe mit einer Temperatur von etwa 5° C anlangen. Was aber geſchieht nun an der Leeſeite des Gebirges? Da bei dem Herabſinken, wo keine Kondenſation erfolgt, die Luft ſich viel raſcher erwärmt, nämlich um 1° C pro 100 m, ſo muß unſer Luftſtrom unten mit einer Temperatur von 25° C, d. h. um 10° wärmer ankommen als an der Vorderſeite des Gebirges. Weil er aber unterwegs den größten Teil ſeiner Feuchtigkeit verloren hat, ſo wird er nicht bloß warm, ſondern auch außerordentlich trocken erſcheinen.

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

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

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

§ 33. Zyklonen und Antizyklonen.

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

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

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

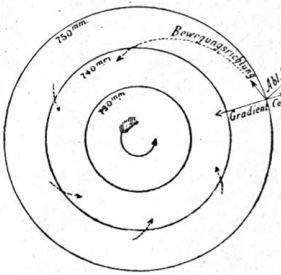


Fig. 32. Luftbewegung in der Zyklone.

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

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

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

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

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

Die Eigentümlichkeit, daß bei den Tromben und Tornados die *Zentrifugalkraft* so wichtig ist, rührt daher, daß die Gradienten und die Windgeschwindigkeiten in diesen Gebilden weit höhere Werte erreichen als in unseren Zyklonen. So sank bei der sogenannten Falsepoint-Zyklone am 21. September 1885 das Barometer vom Abend bis um $6^1/_2$ Uhr morgens, in nicht ganz sieben Stunden, von einem Stand von 750 mm bis zu 689,2 mm: also um volle 61 mm; schon um 4 Uhr nachmittags stand es wieder auf 750 mm. Da sich diese Zyklone mit einer Geschwindigkeit von 13—14 englischen Meilen fortbewegte, so muß in derselben ein Gefälle von etwa 33 mm pro 100 km vorhanden gewesen sein.

Ein anderer heftiger Tornado, von welchem genauere

Daten vorliegen, ist derjenige, welcher am 29. April 1892 die Insel Mauritius heimgesucht hat. Auch hier fiel das Barometer in nur vier Stunden um 38 mm; die Windgeschwindigkeit stieg bei diesem Orkan auf 195 km pro Stunde; dieser Geschwindigkeit entsprachen auch die Verwüstungen, die der Orkan auf Mauritius anrichtete. Ein Drittel der Stadt Port-Louis wurde zerstört; mehr als 1500 Personen wurden erschlagen, an 3000 verwundet, ja große Schiffe aus dem Meer gehoben und in die Stadt geschleudert. Als nach wenigen Stunden wieder ein sternenheller Himmel auf die Verwüstungen herniederblickte, standen gegen 25000 Leute obdachlos zwischen den Trümmern.

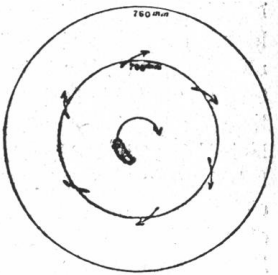


Fig. 33. Luftbewegung in der Antizyklone.

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

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

Wir werden später sehen, daß es gerade diese Tiefdruck-

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

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

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

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

Temperaturverhältniſſe in Hoch- und Tiefdruckgebieten.

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

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

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

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

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

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

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

Feuchtigkeit.

§ 34. Abſolute und relative Feuchtigkeit.

In dem Kapitel über die Beſtandteile der Atmoſphäre haben wir von dem Betrag des Waſſerdampfes und deſſen Bedeutung Kenntnis erhalten. Dieſen Betrag, den Gehalt einer beſtimmten Menge Luft an Waſſerdampf etwa in Grammen ausgedrückt, welcher von geringen Mengen bis zu etwa 25 g pro Kubikmeter Luft wechſelt, nennt man die abſolute Feuchtigkeit der Luft. Da nun aber dieſer in der Luft ſchwebende Waſſerdampf zu jenem Druck der Atmoſphäre beiträgt, welchen wir mit dem Barometer meſſen, ſo kann man dieſe abſolute Feuchtigkeit auch durch den Anteil beſtimmen, welchen ſie an dem Luftdruck hat, und in dieſem Sinne ſpricht man ſtatt von „abſoluter Feuchtigkeit“ von dem „Dampfdruck“ und gibt denſelben, wie den Luftdruck, in Millimetern Queckſilberhöhe an.

Mit dem Begriffe dieſer abſoluten Feuchtigkeit ſind aber die Feuchtigkeitsverhältniſſe der Luft noch keineswegs vollſtändig beſtimmt. Speziell ihre Bedeutung für die Organismen auf der Erdoberfläche wird weit mehr durch jene Menge Waſſerdampfes beſtimmt, welche die Luft noch zu faſſen vermag. Je nach der Temperatur iſt nämlich der Betrag des Waſſerdampfes, welchen die Luft bis zu ihrer vollen Sättigung aufnehmen kann, ein verſchiedener, aber, wie die folgende Tabelle lehrt, ein feſtbeſtimmter:

Menge des Waſſerdampfs bei Sättigung.

Temperatur:	−10°	0°	10°	20°	30°
Betrag in g pro m³:	2,3	4,9	9,4	17,2	30,1
Dampfdruck in mm	2,2	4,6	9,1	17,4	31,5

Da es alſo vornehmlich darauf ankommt, wie weit die Luft von der Sättigung entfernt iſt, ſo ſah man ſich genötigt,

einen neuen Begriff einzuführen: die relative Feuchtigkeit, d. i. das Verhältnis des tatsächlichen Waſſerdampfgehaltes zu dem bei der betreffenden Temperatur möglichen. Dieſe Verhältniszahl pflegt man in Prozenten anzugeben.

Gerade dieſer letztere Begriff beſtimmt in erſter Linie die Trockenheit eines Klimas. Die Schnelligkeit der Verdunſtung und des Trocknens feuchter Körper, die Tranſpiration durch die Haut und damit unſer Durſtgefühl — alles dies rührt von dem geringen Betrag der relativen Feuchtigkeit her.

Der Unterſchied zwiſchen beiden Begriffen zeigt ſich in folgenden Erſcheinungen. In den feuchten Polargegenden legt man die feuchtgewordenen Pelze auf den Schnee, und ſie trocknen über Nacht; ja getrocknete Körper enthalten hier bei der geringen abſoluten Feuchtigkeit weit weniger Waſſer als ſolche, die in warmen Klimaten bei großer abſoluter Feuchtigkeit getrocknet wurden. Trotz des häufigen Nebels fand der Nordpolfahrer Payer zu ſeinem Erſtaunen eine aufbewahrte Zigarre zu Staub verwandelt; faſt alle Feuchtigkeit war ihr entzogen worden. Wir haben es hier mit zwei ganz verſchiedenen Dingen zu tun: die Schnelligkeit der Verdunſtung wird durch die relative Feuchtigkeit beſtimmt, die Fähigkeit der Luft aber, den Körpern den Waſſergehalt zu entziehen, alſo die Intenſität der Austrocknung, hängt auch von der abſoluten Feuchtigkeit ab.

Mit dieſen beiden Begriffen iſt aber der Feuchtigkeitszuſtand der Luft auch vollſtändig und auf das einfachſte beſtimmt. Sie beide ſind notwendig, aber auch hinreichend zu ſeiner Charakteriſierung. Für manche Zwecke iſt es allerdings von Vorteil, etwa den „Taupunkt“ einzuführen, d. i. die Bezeichnung der Temperatur, bei welcher Sättigung bei der gegebenen Waſſerdampfmenge eintreten würde, oder das ſogenannte „Sättigungsdefizit“, d. i. jene Menge Waſſer-

dampf, die ein beſtimmtes Luftquantum bis zur Sättigung noch zu faſſen vermag. Ein neuer phyſikaliſcher Begriff wird aber damit nicht eingeführt.

§ 35. Pſychrometer und Hygrometer.

Wie meſſen wir nun den Feuchtigkeitsgehalt der Luft? Am gewöhnlichſten mit Hilfe des Auguſtiſchen „Pſychrometers", d. h. eines Doppelthermometers, von dem das eine Thermometer die gewöhnliche Lufttemperatur angibt, während das zweite (Fig. 34) durch eine ſehr dünne Muſſelinhülle, von welcher das untere Ende in ein Gefäß mit Waſſer taucht, fortwährend feucht erhalten wird. Iſt die Luft verhältnismäßig trocken, ſo wird beſtändig Waſſer verdampfen, und da zur Verdampfung Wärme verbraucht wird, wird dieſes befeuchtete Thermometer notwendig tiefer zeigen als das trockene. Stehen beide Thermometer gleich, ſo beweiſt dies offenbar, daß von der Waſſerſchicht nichts verdampft, alſo die Luft bereits geſättigt iſt; je größer dagegen die Pſychrometerdifferenz iſt, um ſo trockener die Luft. In den ſogenannten Pſychrometertafeln[1]) iſt ein für allemal berechnet, welche Feuchtigkeit jeder einzelnen Pſychrometerdifferenz entſpricht.

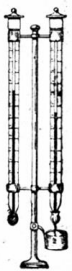


Fig. 34. Pſychrometer.

Da die Verdampfung aber auch von der Windgeſchwindigkeit abhängt, ſo iſt es von großem Vorteil, daß Aſſmann auch das befeuchtete Thermometer bei ſeinem Aſpirationspſychrometer in den ſtets konſtanten Luftſtrom eingefügt hat; nicht bloß die Angaben der Lufttemperatur, ſondern auch die der Feuchtigkeit ſind alſo mit Aſſmanns Inſtrument weit verläßlicher[2]).

[1]) Jelinek's Pſychrometertafeln und Hygrometertafeln. 6. Auflage. Wien 1911. W. Engelmanns Verlag in Leipzig.

[2]) Aſpirations-Pſychrometertafeln, herausgegeben vom Kgl. preuß. Meteor-Inſtitut. Verlag Vieweg und Sohn, Braunſchweig 1908.

Man kann die Feuchtigkeit auch mit Hilfe der „Hygrometer“ messen. Wir besprechen hier nur jene, die auf der Eigenschaft der sogenannten hygroskopischen Körper beruhen, Feuchtigkeit aus der Luft anzuziehen und sich dadurch zu verlängern. Die Haarhygrometer (Koppes Haarhygrometer, Lambrechts Polymeter) beruhen hierauf. Durch die Verkürzung oder Verlängerung eines einzelnen Haares oder eines Bündels derselben wird ein Zeiger, oder bei selbstschreibenden Apparaten (Hygrograph von Richard) ein Schreibstift bewegt, welcher direkt die relative Feuchtigkeit angibt.

Solange die Wasserschicht des Psychrometers nicht gefroren ist, sind seine Angaben wohl verläßlicher; bei tiefen Temperaturen aber ist ein gutes Haarhygrometer dem Psychrometer vorzuziehen, wenn letzteres nicht sehr sorgfältig behandelt wird. Auch die Haarhygrometer bedürfen öfterer Nachprüfungen.

§ 36. Verdampfung.

Woher rührt nun aber der fortwährende Wechsel im Feuchtigkeitsgehalte der Luft? Ursache desselben ist die größere oder geringere Verdampfung des Wassers, welches sich überall auf der Erdoberfläche vorfindet, und der Wechsel der Luftströmungen, die uns Luft bald aus feuchten, bald aus trockeneren Gegenden zuführen.

Die Verdampfung findet nun aber keineswegs allein über Wasserflächen statt, wenn sie auch über diesen am intensivsten ist: vor allem ist es der bewachsene Erdboden, welcher durch die pflanzlichen Organismen eine bedeutende Menge Wasser an die Atmosphäre abgibt, aber auch von unbewachsenem, feuchten Erdreich verdampft sehr viel. Besonders der Wind begünstigt die Verdampfung ungemein.

Zur Messung der Verdunstung bedient man sich der „Verdunstungswagen“ (Fig. 35, Verdunstungswage nach Wild),

an deren Zeiger die Veränderungen des Gewichts eines flachen, mit Waſſer gefüllten Gefäßes abzuleſen ſind. Das Inſtrument zeigt unmittelbar an, wie viele Millimeter die verdampfte Waſſerſchicht hoch war. Übrigens geben dieſe Meßinſtrumente je nach der Größe der verdunſteten Fläche verſchiedene Reſultate; denn wenn rings um eine verdunſtende Fläche ſich gleichfalls Waſſer befindet, alſo von der Seite ſchon feuchte Luft zuſtrömt, ſo verdampft natürlich weniger Waſſer.

Der Betrag der Verdampfung in einer gewiſſen Zeit iſt je nach der Temperatur ſehr verſchieden; ſo verdunſten in Maſſaua bei einer mittleren Jahrestemperatur von etwa 30° C im Mittel pro Tag etwa 7 mm, im Jahr 2300 mm. Nach den in Montpellier angeſtellten Beobachtungen iſt die Verdampfung in den Sommermonaten etwa dreimal ſo groß wie in den Wintermonaten, ebenſo im Lauf des Tages etwa viermal größer als in der Nacht.

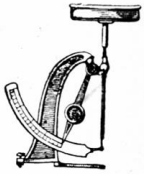


Fig. 35. Verdunſtungswage.

Beſonders wichtig iſt, worauf beſonders Bezold aufmerkſam gemacht hat, die Verdampfung für die Bewegung der Wärme in der Atmoſphäre. Mit jedem verdampfenden Millimeter (d. i. pro Quadratmeter 1 kg Waſſer) werden an der Erdoberfläche etwa 600 Großkalorien[1]) verbraucht und mit dem Waſſerdampf in höhere Luftſchichten emporgeführt. Daß bei dem Wärmetransport durch Konvektion die Verdampfungswärme eine große Rolle ſpielt, haben wir im Kapitel über die Temperaturabnahme mit der Höhe geſehen. Durch die Verdampfung wird aber Wärme nicht bloß in die höheren Schichten, ſondern auch vom Ozean zum Land und von heißeren Gegenden in kältere geführt.

[1]) Eine große Kalorie iſt jene Wärme, die nötig iſt, um 1 kg Waſſer von 0° auf 1° C zu erhöhen; ſie iſt 1000 mal größer als die kleine Kalorie. Siehe S. 17 Anmerkung.

§ 37. Periodiſche Änderungen im Feuchtigkeitsgehalte der Luft und die Abnahme desſelben mit der Höhe.

In engem Zuſammenhang mit der Verdampfung ſtehen die periodiſchen Änderungen der abſoluten Feuchtigkeit. In der heißen Jahreszeit erreicht dieſelbe ihr Maximum, im Winter ihr Minimum.

Nicht ganz ſo regelmäßig iſt der tägliche Gang der abſoluten Feuchtigkeit. Auf Berggipfeln geht derſelbe, wie Hann gezeigt hat, zwar nahezu parallel mit der Temperatur, und ähnlich verhalten ſich auch manche Stationen der Niederung. Meiſtens aber wird an den letzteren von 9^h vormittags an der Dampfdruck wieder ſinken, da um dieſe Zeit unter dem Einfluß der Bodenerwärmung die aufſteigende Bewegung der Luft beginnt, wobei die Feuchtigkeit von den tieferen Schichten in die Höhe geführt wird. Das „normale“ Maximum iſt ſomit durch dieſes von der Konvektion herrührende Minimum um etwa 4^h nachmittags in zwei Maxima geſpalten, welche ungefähr auf 9^h früh und 9^h abends fallen. Der Eiffelturm zeigt nach Angot nur ein ausgeſprochenes Maximum um 9^h früh und ein Minimum um 5^h abends.

Da die Schwankungen der abſoluten Feuchtigkeit im Laufe des Jahres im allgemeinen nicht ſo groß ſind als die der Temperatur, ſo gibt bei der relativen Feuchtigkeit, welche von Dampfdruck und Temperatur abhängt, der Gang dieſer letzteren den Ausſchlag, ſo daß die relative Feuchtigkeit im Winter und am Morgen ihr Maximum, im Sommer und nachmittags ihr Minimum erreicht. Dies gilt jedoch nicht mehr für höhere Luftſchichten. Da dieſen gerade in der warmen Tages- und Jahreszeit der meiſte Waſſerdampf zugeführt wird, ſo iſt hier der Gang ein umgekehrter. Zur beſſeren Überſicht dieſer Verhältniſſe folgen hier für Wien und Sonnblick (3106 m) der jährliche Gang der relativen und abſoluten Feuchtigkeit. Der tägliche Gang iſt weit geringer.

	Jan.	März.	Mai.	Juli.	Sept.	Nov.
Jährlicher Gang der relativen Feuchtigkeit.						
Wien:	84	73	67	71	76	84%
Sonnblick:	84	90	91	93	89	82%
Jährlicher Gang der abſoluten Feuchtigkeit.						
Wien:	3,4	4,4	9,2	11,3	9,5	4,8 mm
Sonnblick:	1,5	1,5	3,3	4,4	3,8	1,9 mm

Dieſes Beiſpiel belehrt uns auch über die vertikale Verteilung: die relative Feuchtigkeit nimmt zu, die abſolute ab, da ja die Temperatur oben eine viel geringere iſt, alſo die Luft weniger Feuchtigkeit zu faſſen vermag. Nach dem von Hann gefundenen Geſetz für die Abnahme des Dampfdruckes[1]) gibt folgende Tabelle den Dampfdruck für die verſchiedenen Höhen unter der Vorausſetzung an, daß der Dampfdruck am Meeresniveau 10 mm beträgt.

Dampfdruck.

Höhe:	0	500	1000	2000	3000	5000 m
Dampfdr.:	10,0	8,4	7,0	4,9	3,5	1,7 mm

Die horizontale Verteilung der Feuchtigkeit hängt in erſter Linie vom Vorhandenſein größerer Waſſerflächen ab; im übrigen iſt der Dampfdruck am größten in den Tropen, in den höheren Breiten am kleinſten.

Bewölkung.

§ 38. Kondenſation.

Durch die „Konvektion" wird, wie früher gezeigt worden iſt, die warme, feuchte Luft vom Erdboden in höhere Schichten geführt. Da ſich die Luft beim Aufſteigen in höhere

[1]) $\log e_h = \log e_0 - \frac{h}{6300}$, wo e_0 der Dampfdruck unten, e_h derſelbe in der Höhe h iſt. Dieſe Formel gilt in dieſer Form nur für die Abnahme des Dampfdruckes im Gebirge; für die freie Atmoſphäre nimmt die Konſtante den Wert 5250 an (bis zu Höhen von 4,5 km).

Schichten abkühlt, so wird sich dieselbe immer mehr dem Sättigungspunkte nähern und denselben schließlich erreichen.

Was geschieht dann? Es tritt nicht sofort Kondensation, d. i. Ausscheidung des Wasserdampfes ein; in der Regel erfolgt in der Atmosphäre „Übersättigung". Wo sich der gesättigten Luft Wände darbieten, schlägt sich der Dampf wohl sofort nieder; in der freien Atmosphäre aber, in welcher die Kondensation nur in Form von Tröpfchen erfolgen kann, ist dies deshalb nicht der Fall, weil stark gekrümmte Kugeloberflächen, wie es Tröpfchen sind, viel leichter verdampfen als ebene Flächen, und die Dampfspannung, wenn sich der Dampf auf Kugelflächen niederschlagen soll, größer sein muß als auf ebenen Flächen.

Sehr wichtig ist übrigens (vgl. S. 12) für die Kondensation des Dampfes in der Luft, also für die Wolkenbildung, die Anwesenheit von Staubteilchen, welche die Kerne abgeben, um die sich der Dampf kondensiert. Als Menge flüssigen Wassers, das 1 cbm Wolkenluft im allgemeinen faßt, kann man nach Conrad und Wagner etwa 1 bis 4 g annehmen.

Ist die Temperatur tiefer als 0°, so erfolgt die Kondensation sofort in Form von Eiskristallen. Dagegen ist es möglich, daß Tröpfchen, die sich bereits gebildet haben, auch bei Temperaturabnahme unter 0° sich zwar abkühlen, aber nicht erstarren: es tritt „Unterkaltung" ein. Aßmann bemerkte auf dem Gipfel des Brocken bei Anwendung des Mikroskops, daß bei einer Temperatur von —10° noch flüssige Wassertröpfchen in der Luft schwebten, die aber sofort bei Berührung eines festen Körpers zu Eisklümpchen ohne kristallinische Struktur erstarrten.

Nach Huttons Regentheorie nahm man als Ursache der Sättigung der Luft und damit der Kondensation und Regenbildung die Mischung von kalter und warmer Luft an. Hann hat jedoch den Nachweis geliefert, daß die Ursache der Sät-

tigung vielmehr das Aufſteigen der Luft iſt, und Pernter hat durch Berechnung gezeigt, daß die bei Miſchung kalter und warmer Luft eintretende Kondenſation weitaus nicht hinreicht, um die tatſächlich kondenſierten Dampfmengen zu erklären.

Eine gleichfalls irrige Anſicht iſt die, daß ſich der Dampf in Waſſerbläschen niederſchlage. Es ſteht feſt, daß die Kondenſation nur in Tröpfchen erfolgt, und zwar in Tröpfchen von einem Durchmeſſer von 0,006 mm bis zu 0,017 mm (nach Aſſmanns Meſſungen); Dines beobachtete ſogar einen Durchmeſſer von 0,035 mm, ja bei dichtem Nebel ſogar von 0,127 mm. Neuere Meſſungen von Kähler, Conrad, Wagner u. a. ergaben ähnliche Ergebniſſe.

Wie erklärt ſich nun das Schweben dieſer Tröpfchen? Dieſe Erſcheinung iſt zweifellos nur eine ſcheinbare.

Wenn die Luft nicht bewegt iſt, fallen alle Tröpfchen unter dem Einfluß der Schwerkraft abwärts; da aber dieſe Bewegung wegen des Luftwiderſtandes eine geringe iſt[1]), da ferner die fallenden Tröpfchen, welche in trockenere Schichten gelangen, ſofort verdampfen, andererſeits in der Höhe immer neue Tröpfchenbildung erfolgt, ſo macht ein ſolches Konglomerat von Tröpfchen, d. i. eine Wolke, den Eindruck, als ſei ſie ein wenig veränderlicher, ſchwebender Körper. In Wahrheit herrſcht alſo in der Wolke fortwährende Bewegung, ein ſtetes Neubilden und Wiedervergehen.

§ 39. Wolkenformen.

So einfach nun aber auch die Entſtehung einer Wolke ſcheint, ſo ungemein verſchieden und mannigfach ſind ihre Formen. Man hat verſucht, dieſe letzteren nach ihrer Entſtehung in gewiſſe Klaſſen einzuteilen. Eine ſolche orga-

[1]) Selbſt Tropfen von 0,5 mm Durchmeſſer haben eine Fallgeſchwindigkeit von etwa 4 m pro Sekunde; mit abnehmender Tropfengröße nimmt dieſe ſehr raſch ab.

niſche Klaſſifikation ſcheiterte aber, weil wir über die Urſachen der verſchiedenen Arten zu wenig wiſſen. Da indeſſen eine international vereinbarte Klaſſifikation immer dringenderes Bedürfnis wurde, ſo hat man auf die alte Howardſche, durch Goethe populär gemachte willkürliche Einteilung zurückgegriffen, welche die vier Grundformen annimmt:

1. Zirrus, d. i. die aus feinen weißen Faſern beſtehende Federwolke;

2. Kumulus, d. i. die vorzugsweiſe im Sommer vorkommende maſſige, geballte, oft glänzend weiße Haufenwolke mit ihren zahlreichen, abgerundeten Kuppen;

3. Stratus, d. i. die niedrige, weitausgedehnte, zuſammenhängende Schichtwolke;

4. Nimbus, d. i. jene Wolke, aus welcher bereits Regen herabfällt.

Durch Kombination dieſer Hauptformen können entſtehen:

5. Zirroſtratus, ein feiner, weißlicher Schleier, in welchen der Zirrus bei zunehmender Bewölkung übergeht; er verleiht dem Himmel ein gewiſſes weißliches Ausſehen und gibt häufig Anlaß zur Bildung von Ringen um Sonne und Mond;

6. Zirrokumulus, die bekannten „Schäfchen", kleine weiße, vielfach in Reihen angeordnete Ballenwölkchen;

7. Altokumulus (oder Kumulozirrus), eigentlich dieſelbe Form, aber gröber, weißlichgrau mit beſchatteten Teilen;

8. Altoſtratus (oder Stratozirrus), dichte, graue Wolkenſchleier, ſozuſagen die gröbere Form des Zirroſtratus;

9. Stratokumulus, Wolken, die eine Schichte bilden, aber nicht genug zuſammenhängen, um als Kumulus bezeichnet zu werden; beſitzen oft die Form von großen Wülſten;

10. Kumulonimbus, die dunkle, maſſige Gewitterwolke mit kumulusartigen Umriſſen, aus welcher der Regen in dichten Strömen niederfällt.

Dies ſind die zehn Wolkenformen, welche von dem internationalen Meteorologenkongreſſe zu Paris 1889 angenommen worden ſind. Damit aber auch überall unter demſelben Worte dieſelbe Form verſtanden werde, wurde die Herausgabe eines Atlaſſes von charakteriſtiſchen Wolkenbildern beſchloſſen. Die in Fig. 36 wiedergegebenen Wolkenformen ſind dem von Singer im Verein mit anderen Fachleuten herausgegebenen Atlaſſe entnommen[1]).

Streng genommen wäre noch eine Form anzuführen: der Nebel, d. i. eine Wolke, in der wir uns befinden; meiſtens iſt es eine Wolke, welche auf der Erdoberfläche aufliegt. Beſonders intereſſant iſt eine ſpezielle Wolkenform, die Wogenwolken. Sie entſtehen durch Wellenbildung an der Grenze zweier Luftſchichten verſchiedener Dichte (alſo auch Temperatur) und fallen durch die ſymmetriſche, reihenförmige Anordnung der Wolkenſtreifen auf. Die Wolken entſprechen in den Wellen den Wellenbergen; die Lücken ſind die Täler. Wogenwolken kommen in allen Höhenlagen vor.

Über die Entſtehung der verſchiedenen Wolkenformen wiſſen wir wenig Sicheres. Gewiß iſt nur, daß ſich die Kumuluswolken am oberen Ende eines aufſteigenden Luftſtromes bilden. Was das eigenartige Aufblähen und Vorſtoßen der Kumulusköpfe betrifft, ſo hat Bezold dieſelben als durch plötzlich auftretende Erwärmungen entſtanden erklärt, deren Urſache er in der Überſättigung des Dampfes findet. Da in dem Augenblick, wo Kondenſation eintritt, eine beträchtliche Wärmemenge frei wird, ſo muß mit der plötzlichen Kondenſation auch eine plötzliche Ausdehnung verbunden ſein. In Kumuluswolken erkennen wir in der Tat eine fortwährende Bewegung.

[1]) Die Photographien ſind uns von der Direktion der k. bayr. meteorol. Zentralanſtalt in der liebenswürdigſten Weiſe zur Reproduktion überlaſſen worden.

Fig. 36a. Kumuluswolke.

Fig. 36c. Stratokumulus.

Fig. 36b. Zirruswolke.

Fig. 36d. Altostratus.

Wenn nun an der Oberſeite ſolcher Kumuli die Tröpfchen unter dem Einfluß der Sonnenſtrahlung abermals verdampfen und die Luft von neuem in höhere Luftſchichten emporgeführt wird, ſo kann abermals Kondenſation eintreten, und es entſtehen die Zirruswolken. Da dieſe Wolken Eiskriſtalle enthalten, ſo erklärt ſich ihr dünnes, haarförmiges, lockiges Gefüge.

Ebenſo iſt zweifellos, daß der Stratus durch Abkühlung infolge von Ausſtrahlung entſteht. Stratus iſt ein in gewiſſen Höhen ſchwebender Nebel.

§ 40. Wolkenbeobachtungen.

Eine ſyſtematiſche Beobachtung der Wolken iſt erſt in der neueren Zeit angebahnt worden. Man begnügte ſich mit der Schätzung der Bewölkung, d. h. man gab an, wie viele Teile des Himmelsgewölbes zu der betreffenden Zeit mit Wolken bedeckt waren. Es geſchieht dies meiſt nach einer zehnteiligen Skala oder in Prozenten.

Man iſt ſogar in den Stand geſetzt, mit Hilfe eines ſelbſtſchreibenden Apparates für jede Stunde des Tages die Bewölkung anzugeben. Pernter und ſpäter Billwiller haben nämlich den Nachweis erbracht, daß ſich Bewölkung und Sonnenſcheindauer ſo ziemlich ergänzen. Scheint z. B. die Sonne während 65 Hundertſtel (0,65) einer gewiſſen Zeit, ſo iſt die Bewölkung faſt genau 1—0,65 = 0,35, alſo 35%. Dieſe Beziehung gilt aber nur im Durchſchnitte einigermaßen genau und nur für unſer Klimagebiet.

Behufs der Regiſtrierung der Sonnenſcheindauer bedient man ſich des Campbell-Stokesſchen Sonnenſcheinautographen (Fig. 37), einer Glaskugel, die als Brennglas wirkt und in einen Papierſtreifen ein Loch einbrennt. Rückt die Sonne am Himmel weiter, ſo bewegt ſich der Brennpunkt in umgekehrter Richtung über das Papier, und in dasſelbe

wird ein Strich eingebrannt, ſolange die Sonne ſcheint, während es unverſehrt bleibt, wenn Wolken vor die Sonne treten. Die Empfindlichkeit des Apparates läßt etwas zu wünſchen übrig; ſie hängt natürlich von der Glasſorte der Kugel und von der Art des Papierſtreifens ab.

Was nun den täglichen Gang der Bewölkung anlangt, ſo zeigt ſich auf Berggipfeln um Sonnenaufgang ein Minimum der Bewölkung, und nun nimmt die Bewölkung bis gegen Abend ſtetig zu. Urſache hiervon ſind die Nebelhauben auf den Berggipfeln, welche ſich in dem längs derſelben den Tag über aufſteigenden Luftſtrom bilden. Hört der Talwind auf und beginnt der Bergwind, ſo ſinkt die Luft längs der Berggipfel herab und bewirkt eine allmähliche Auflöſung dieſer Wolkenmaſſen.

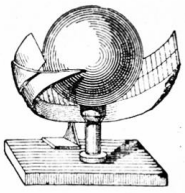


Fig. 37. Sonnenſcheinautograph.

Viel unregelmäßiger iſt der tägliche Gang der Bewölkung in der Ebene. Morgens findet überall eine größere Bewölkung ſtatt (Einfluß der Nebelbildung), ebenſo um etwa 2^h nachmittags, um welche Zeit die aufſteigende Luftbewegung am intenſivſten wird. Am Abend iſt die Bewölkung meiſtens am geringſten.

Im Laufe des Jahres zeigt der Winter die größte, der Sommer die kleinſte Bewölkung.

Erſt in neuerer Zeit iſt dem Zuge der Wolken, deſſen Richtung und Geſchwindigkeit mehr Beachtung geſchenkt worden; mit Hilfe eines Spiegels, der in Felder eingeteilt iſt, des „Wolkenſpiegels“, iſt die Beſtimmung der Zugrichtung leicht möglich. Weit ſchwieriger iſt die Beſtimmung der Höhe der Wolken, ſie erfordert genaue Meßinſtrumente und zwei Beobachter. Erſt aus neuerer Zeit liegen ſolche Meſſungen vor, und es ergaben ſich:

Zirrus und Zirroſtratus	7000—13 000 m
Zirrokumulus	5000— 6 000 m
Altoſtratus und Altokumulus	3000— 5 000 m
Stratokumulus, Kumulus, Kumulonimbus, Nimbus	1000— 4 000 m
Stratus	500— 1 000 m

Im Sommer und in wärmeren Gegenden iſt ihre Höhe größer, im Winter und in kälteren Gegenden geringer. Sehr raſch wächſt die Geſchwindigkeit der Wolken mit ihrer zunehmenden Höhe. Nach Fergusſon und Clayton beträgt dieſelbe in den verſchiedenen Höhen:

Höhe:	200 bis 1000	1000 bis 3000	3000 bis 5000	5000 bis 7000	7000 bis 9000	9000 bis 11 000	
im Sommer:	7,5	8,2	10,6	19,1	23,5	31,1	Meter
im Winter:	8,8	14,7	21,6	49,3	54,0	—	pro Sek.

§ 41. Verteilung der Bewölkung.

Die Verteilung der Bewölkung ſteht in innigem Zuſammenhang mit der allgemeinen Zirkulation. Teiſſerenc de Bort, welcher durch Verbindung aller Punkte mit gleicher Bewölkung „Iſonephen", Bewölkungskarten für die Erde entworfen hat, konnte damit nachweiſen, daß überall, wo die Luft eine aufſteigende Bewegung hat, die Bewölkung größer iſt, geringer, wo die Luft im Abſteigen begriffen iſt. Abſteigende Luft wird wärmer und damit trockener; Wolken in ihr müſſen ſomit verdampfen und ſich allmählich auflöſen.

Wir haben ſomit einen Gürtel großer Bewölkung um den Äquator, woran ſich zwei Zonen geringer Bewölkung in den ſogenannten Roßbreiten (etwa 35° Br.) anſchließen. In den höheren Breiten wächſt die Bewölkung wieder.

Da die oberen Teile der Wolken, die von der Sonne beſchienen werden, einen großen Teil des Lichtes reflektieren, ſo würde die Erde, von außen geſehen, geſtreift erſcheinen,

wie manche Planeten. Wo viele Bewölkung iſt, dort hätten wir lichte Streifen.

Teiſſerenc de Bort glaubt, aus den Flecken eines Planeten, die ja zweifellos von Kondenſationsprodukten herrühren, auf die Zirkulation in der Atmoſphäre desſelben ſchließen zu dürfen. Wo wir darauf helle Flecken ſehen, ſchließt er, dort befinden ſich kondenſierte Dämpfe, dort iſt die Atmoſphäre ſicher in aufſteigender Bewegung begriffen.

Niederſchlag.

§ 42. Regenmeſſer.

Sobald die Kondenſation ſo ſtark vor ſich geht, daß die Tröpfchen, welche durch Ineinanderfließen oft bis zu großen Tropfen anſchwellen können, oder die Eiskriſtalle, welche ſich gleichfalls häufig zu größeren Flocken aufeinanderlegen, bei ihrem Falle nicht vollſtändig verdampfen, ſondern den Erdboden erreichen, ſo tritt Niederſchlag ein.

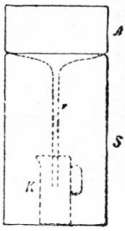


Fig. 38. Regenmeſſer.

Zur Meſſung desſelben bedient man ſich des „Regenmeſſers“ oder „Ombrometers“, eines Auffanggefäßes von beſtimmter Oberfläche. In den Einzelheiten weichen die verſchiedenen Syſteme von Regenmeſſern vielfach voneinander ab. Der in Fig. 38 abgebildete Regenmeſſer beſteht aus zwei Teilen. Der obere Teil, das Auffanggefäß A, beſteht aus einem nach unten in eine Röhre auslaufenden Zylinder, der einen Querſchnitt von z. B. $^1/_{20}$ qm beſitzt. Der auf dieſe Fläche entfallende Regen fließt durch die Röhre r in den zweiten Teil, das Sammelgefäß S, in welches man übrigens zur Erleichterung des Herausgießens

meiſt noch eine Kanne K hineinſtellt. Der Aufſatz A hat vorzugsweiſe den Zweck, das im Sammelgefäß A oder in der Kanne K geſammelte Waſſer von der äußeren Luft abzuſchließen und ſo vor Verdunſtung zu bewahren.

Im Winter nimmt man den Aufſatz A und die Kanne K weg und verwendet allein den unteren Teil, den etwa $^3/_4$ m hohen Sammelzylinder, als Schneemeſſer.

Man mißt nun den Niederſchlag in Millimetern, d. h. man gibt an, wieviel Millimeter hoch das Waſſer über einer Fläche ſtünde, wenn nichts verſickern und nichts verdunſten würde. Das Meßglas, in welches man den aufgefangenen Niederſchlag aus der Kanne zum Zweck der Meſſung zu gießen hat, iſt ſo eingerichtet, daß es die Millimeterzahl an einer im Glaſe eingeritzten Skala direkt abzuleſen geſtattet. Da auf 1 qm, wenn das Waſſer 1 mm hoch ſteht, eine Million Kubikmillimeter, d. i. 1 kg oder 1 l Waſſer entfallen, ſo wird 1 mm Niederſchlag auf eine Fläche von $^1/_{20}$ qm offenbar 0,05 l ergeben; d. h., wenn z. B. im Meßglas $^1/_2$ l Waſſer enthalten iſt, ſo muß es bis zum Teilſtrich 10 reichen, alſo 10 mm angeben.

Bei anderer Auffangfläche iſt ſelbſtverſtändlich auch ein anderes Meßglas nötig. Für $^1/_{10}$ qm Auffangfläche ergibt 1 mm Regen 0,1 l, d. h. $^1/_2$ l Waſſer fällt auf dieſe Fläche ſchon bei 5 mm Niederſchlagshöhe; wenn das Meßglas $^1/_2$ l Waſſer enthält, muß ſomit das Waſſer bis zum Teilſtrich 5 reichen.

Fällt der Niederſchlag in Form von Eis, ſo muß dasſelbe vor der Meſſung geſchmolzen werden.

§ 43. Arten des Niederſchlags.

Man unterſcheidet mehrere Arten von Niederſchlag: Regen (●), wenn er in Tropfen, Schnee (✻), wenn er in Eiskriſtallen, Hagel (▲) und Graupeln (△), wenn er in nichtkriſtalliniſchen Eisklümpchen fällt.

Als die ursprünglichen Formen sind der Regen und Schnee anzusehen. Der letztere zeigt eine große Mannigfaltigkeit der Formen. Einzelne Flocken weisen nach mikro-

Fig. 39. Schneeflocken.

photographischen Aufnahmen von Sigson oft eine ganz wunderbare, geradezu künstlerische Gestaltung auf (Fig. 39)[1]).

[1]) In Fig. 39 geben wir eine Reproduktion einiger von Hellmann veröffentlichter Proben der Sigsonschen Aufnahmen, die wir der Güte des Herrn Geheimrat Hellmann verdanken.

Vielfach werden Regentropfen bei ihrem Falle zur Erdoberfläche kältere Luftſchichten zu durchfallen haben und dabei erſtarren, oder es werden ſich einzelne Schneeflocken und Nebeltröpfchen zu Eisklümpchen zuſammenballen. Dies iſt wohl die Entſtehung der Graupeln. Von dieſen letzteren unterſcheidet ſich der Hagel (Fig. 40) dadurch, daß bei ihm klare, feſte Eisſchichten meiſt in konzentriſchen Hüllen um einen ſchneeigen Kern vorkommen, und daß die Hagelkörner viel beträchtlichere Dimenſionen erreichen. Man hat ſchon Hagelkörner von mehr als 1 kg Gewicht gefunden.

In bezug auf die Entſtehung des Hagels ſind die Anſichten noch nicht geklärt. Sicher iſt, daß hier wie bei jedem heftigen Regen eine ſehr plötzliche und intenſive Kondenſation, alſo ein raſches Aufſteigen von feuchter Luft eintritt, daß das Hagelwetter ein Gewitter iſt, bei welchem der Niederſchlag zum Teil in Form von Eis fällt. Sicher iſt auch, daß ſich die Hagelkörner aus einzelnen Eiszellen zuſammenſetzen, alſo durch Zuſammenfließen von Tröpfchen entſtehen, die im Moment des Zuſammenfließens wenigſtens teilweiſe erſtarren. Nur bei unterkühlten Tröpfchen iſt dies möglich. Wird unterkühltes Waſſer lebhaft geſchüttelt oder — mit Eis berührt, dann nimmt ein Teil der ganzen Maſſe, je nach dem Grade der Unterkühlung, plötzlich feſte Form an, während der übrige Teil Waſſer von 0° bleibt.

Fig. 40. Hagelkörner.

Aber warum erfolgt nun dieſes Zuſammenfließen zahlloſer Tröpfchen zum großen Hagelkorn? und woher die Kälte, durch welche auch das Waſſer ſchließlich zum Erſtarren gebracht wird?

Was dieſe letztere Frage anbelangt, ſo haben uns die Temperaturmeſſungen bei Ballonaufſtiegen gezeigt, daß dieſe

Kälte in stets geringer Höhe über uns zu finden ist. Schon in 4 km Höhe ist die mittlere Temperatur des Frühjahrs —13°, des Sommers —5° C. Bei Hagelwettern können diese Werte noch in erheblich geringeren Höhen auftreten. Gerade im Frühjahr ist der Temperaturunterschied zwischen den hohen Luftschichten und dem stark erwärmten Erdboden am größten. Das Aufsteigen der Luft in einem Hagelwetter ist übrigens so heftig und lebhaft, daß Regentropfen, ja selbst größere Hagelkörner in sehr hohe, kalte Regionen mitgerissen werden können.

Die Frage nach dem Grund des Zusammenfließens der Tropfen oder dem gewaltigen Anwachsen der Hagelkörner dürfte dagegen mit der bekannten Erscheinung zusammenhängen, daß an einem kleinen Springbrunnen der Wasserstrahl sich zusammenzieht, sobald man ihm eine geriebene Siegellackstange nähert. Jeder elektrische Feldwechsel — und jeder Blitz bedeutet ja einen solchen — wird ein Zusammenfließen der Tropfen bewirken. Wenn aber in der Tat die Hagelkörner durch die Luft emporgerissen, also lange in der Atmosphäre zurückbehalten werden, dann hat auch das Anwachsen zu so bedeutender Größe nichts Verwunderliches mehr an sich.

Welch enorme Eismassen ein Hagelwetter zu liefern vermag, das zeigte das Hagelwetter vom 7. Juni 1894, welches sich in den ersten Frühstunden dieses Tages über Wien entlud. Im Zentrum der Stadt fielen 43,5 mm Niederschlag, meist in Form von Hagelkörnern, d. h. beinahe 1 Zentner pro Quadratmeter! Wien glich nach diesem Wetter einer bombardierten Stadt; über eine Million Fenstertafeln waren in wenigen Minuten zerschlagen worden, die Bäume ihres Laubschmuckes beraubt, und noch in den späten Abendstunden lagen Eishaufen in den Straßen der Stadt, über welche man nicht hinwegsehen konnte.

§ 44. Verteilung und periodische Änderung des Niederschlags.

Während wir bei allen bisher behandelten meteorologischen Elementen auf wesentliche Unterschiede nur dann gestoßen sind, wenn wir größere Teile der Erdoberfläche in Betracht zogen, zeigt der Niederschlag schon auf kleineren Gebieten große Unterschiede.

Der Berliner Zweigverein der deutschen Meteorologischen Gesellschaft hat ein eigenes Versuchsfeld eingerichtet, um über die Genauigkeit der Regenmessungen Aufschluß zu erhalten; und hier bestätigt es sich, daß selbst bei Regenmessern, die nicht sehr weit voneinander entfernt sind, die Ergebnisse der Messungen sehr weit auseinandergehen. Wenn wir z. B. die jährliche Niederschlagsmenge von Charlottenburg = 100 setzen, so ergab Plötzensee 99,0, Martiniquefeld 91,8, Botanischer Garten 89,7 und Steglitz 88,4. Die Differenzen sind sehr groß, je nach dem größeren oder geringeren Windschutz, in welchem der Regenmesser aufgestellt ist. Auch *zeitlich* ist der Niederschlag sehr ungleich: an manchen Orten fallen an einem Tage oft Regenmengen, welche andere Stationen nicht in einem Jahre aufweisen. So fielen z. B. in Cherapunjie in Bengalen am 14. Juni 1876 binnen 24 Stunden 1036 mm, ja vom 12.—15. Juni, d. i. in vier Tagen, 2591 mm beinahe 26 hl pro Quadratmeter! Große Regenmassen fielen auch vor der 1893 in Queensland eingetretenen Überschwemmung. Da fielen vom 31. Januar bis zum 3. Februar auf einer Station 1903 mm, in zwölf Tagen 2670 mm.

Auch unsere Gegenden haben hier und da ähnliche Wolkenbrüche aufzuweisen. So hatte Fiume am 30. September 1892 in $8^1/_2$ Stunden 208 mm, d. i. pro Stunde 24,5 mm; in 48 Stunden fielen dort 515 mm.

Auch in Schleſien fielen während des Wolkenbruches vom 2./3. Auguſt 1888 in 15—18 Stunden Regenmengen bis zu 260 mm. Auf das Quellgebiet des Queis allein kamen rund 10000 Millionen Liter Waſſer. Im Mittel beträgt der Niederſchlag für Deutſchland etwa 660 mm pro Jahr.

Auch in der Jahresſumme gibt es ganz beträchtliche Abweichungen: einem Niederſchlag in Biſhop Creek (in Kalifornien) von 33 mm pro Jahr ſteht im Küſtengebiet von Braſilien ein ſolcher von 3612 mm gegenüber; Oſtbengalen und Aſſam weiſen 3689 mm, Konkan und Ghats 3342 mm und Arakan gar 4386 mm auf. Selbſt in Europa kommen ſolche Jahresſummen vor: Crkvice in Dalmatien z. B. hat einen jährlichen Niederſchlag von 4240 mm. Die größte beobachtete Jahresſumme fällt auf das ſchon erwähnte Cherapunjie: 14800 mm nach einem zehnjährigen Mittel!

Maßgebend für die Verteilung iſt vor allem die Meeresnähe, welche naturgemäß den Niederſchlag verſtärkt, ferner alle Urſachen einer aufſteigenden Bewegung, durch welche Kondenſation herbeigeführt wird. Wir ſehen deshalb einen ſehr regenreichen Gürtel in der Kalmenzone ſich um die Erde ſchlingen, weil dort die Luft in aufſteigender Bewegung begriffen iſt. Auch dort findet ſich reichlicher Niederſchlag, wo ſich oft Depreſſionen mit ihrer gleichfalls aufſteigenden Luftbewegung einſtellen, endlich an der Luvſeite der Gebirge, wo die Luft gleichfalls zum Emporſteigen gezwungen wird. Im allgemeinen wächſt an der Luvſeite der Gebirge der Niederſchlag bis zu einer gewiſſen mittleren Höhe und nimmt dann wieder bis zum Kamme ab. Auf der Leeſeite, wo die Luft herabſinkt, zeigt ſich Föhnbildung und damit ein weſentlich geringerer Niederſchlag. Loomis führt als ein lehrreiches Beiſpiel hierfür, die paziſiſche Küſte von Nordamerika an. Wir laſſen hier die Jahresſummen der dortigen Niederſchlagsmengen folgen:

Station:	Luvſeite: Sakramento	Auburn	Colfax	Cisko	Gipfel	Leeſeite: Truckee	Carſon-City	Winnemucca
Seehöhe in m	11	415	738	800	2139	1774	1411	1328
Niederſchläge in mm	520	840	1150	1460	1220	750	300	220

Hill hat aus den Beobachtungen der Stationen am Himalaja den Nachweis erbracht, daß die Höhe, bis zu welcher an der Luvſeite der Niederſchlag zunimmt, zuſammenfällt mit jener Höhe, wo in der aufſteigenden Luft die Kondenſation beginnt. Auf tieferliegende Stationen entfällt weniger, weil während des Falles ein Teil der Tropfen verdampft, auf höherliegende gleichfalls weniger, weil ein Teil der regnenden Wolke ſchon darunter liegt.

Dabei kommt übrigens auch die Neigung des Bergrückens in Betracht, welchen die Luft zu überſchreiten hat; Riggenbach hat ſogar eine beſtimmte Beziehung zwiſchen Regenmenge und Böſchungswinkel gefunden. Bei 45° Böſchung ſteigt die Niederſchlagsmenge auf das Doppelte vom ebenen Terrain.

§ 45. Tau und Reif.

Wir haben bisher nur jenen Niederſchlag betrachtet, der ſich in der Luft ſelbſt kondenſiert und aus dieſer zur Erde herabfällt. Es tritt aber auch an der Erdoberfläche und an darauf befindlichen Gegenſtänden, insbeſondere an den Pflanzen, Kondenſation ein: je nach der Temperatur in flüſſiger Form als Tau oder in kriſtalliniſcher, ſchneeartiger Struktur als Reif.

Tau und Reif treten immer und überall ein, wenn in klaren Nächten die auf der Erdoberfläche befindlichen Körper durch Ausſtrahlung ſich ſo ſtark abkühlen, daß ihre Temperatur bis zum „Taupunkte“ (vgl. § 34) der ſie umgebenden Luft ſinkt.

Dies iſt die Theorie der Taubildung von Wells. Dieſer letztere nimmt auch an, der im Tau niedergeſchlagene Waſſerdampf ſtamme allein aus der Luft. Demgegenüber hat Aitken auf die Erſcheinung hingewieſen, daß Steine bei Taubildung nicht oben, ſondern an ihrer Unterſeite naß ſeien, daß alſo der Waſſerdampf aus dem Boden ſtamme. Durch Verſuche von Wollny und Ruſſell iſt nun erwieſen worden, daß wirklich der Tau in erſter Linie von der Bodenfeuchtigkeit herrührt. Insbeſondere ſind es die Pflanzen, welche während der Nacht Waſſer aus dem Boden aufnehmen und durch Tranſpiration an die benachbarten Luftſchichten abgeben. Dieſer Dampf ſcheidet ſich bei Abkühlung der Pflanzen durch Ausſtrahlung an ihnen als Tau oder Reif wieder aus. Ruſſell hat gezeigt, daß über dem Erdboden, namentlich über bewachſenem Boden, im Innern von umgeſtülpten Gefäßen ſich reichlich Tau ausſcheide. Hier kann die Feuchtigkeit nicht aus der Luft ſtammen, und es bleibt auch die Taubildung aus, ſobald man die Gefäße über Metallplatten ſtülpt.

Houdaille hat die Taubildung fortgeſetzt gemeſſen. Im Juli iſt dieſelbe am geringſten = 0,19 mm, im November am größten, beträgt jedoch nur 1,24 mm. Im ganzen Jahr wird ſie ſich auf 6—7 mm belaufen; das iſt nur 1% der Regenmenge.

Viel ausgiebiger iſt vielfach der Reif, welcher ſich als „Rauhreif“ oft in dicken Klumpen an die Bäume anſetzt. Bührer bemerkte in einem Falle einen Anſatz von Eiskriſtallen, welcher einem Niederſchlag von 4,8 mm entſprach; der Verfaſſer fand an einem niedrigen Tannenbaum und an einem etwa 2 m hohen Strauch je 3,5 mm. Da der Rauhreif ſehr reich an Stickſtoff iſt (in Ammoniak), offenbar wegen der großen Abſorptionsfläche, die er der umſpülenden Luft darbietet, ſo iſt er im Pflanzenleben gewiß von nicht geringer Bedeutung.

Luft-Elektrizität[1].

§ 46. Begriff der Luft-Elektrizität.

Um die Mitte des vorigen Jahrhunderts wurde fast gleichzeitig in Europa und in Amerika, im ersteren von De Romas und Abbé Mazeas, im letzteren durch Benjamin Franklin, der Versuch gemacht, aus einer Gewitterwolke mit Hilfe eines Drachen, der mit einer Spitze und einer die Elektrizität leitenden Schnur versehen war, Elektrizität herabzuholen und so direkt den Nachweis zu erbringen, daß die im Blitze sich äußernde Kraft in der Tat Elektrizität sei. Diese Versuche gelangen vollkommen und führten zu der Idee, durch Blitzableiter sich vor den Gefahren des Gewitters zu schützen.

Weiter wurde in Europa, und zwar durch Lemonnier, die wichtige Entdeckung gemacht, daß auch bei wolkenlosem Himmel Elektrizität aus der Luft gezogen werden könne; und er stellte schon regelmäßige Beobachtungen dieser Erscheinung an.

Ist nun wirklich in der Atmosphäre beständig Elektrizität aufgehäuft, derart, daß man dieselbe durch Spitzen auffangen und zur Erde leiten kann? Diese Annahme ist durchaus nicht nötig. Bekanntlich wird jeder Metallkörper in einem Raume, in welchem sich elektrische Massen befinden (d. h. in einem „elektrischen Feld"), durch „Influenz" elektrisch, d. h. es scheidet sich in ihm die positive und die negative Elektrizität voneinander ab und sammelt sich an den entgegengesetzten Seiten des Körpers. Hat gar ein solcher Körper an der einen Seite eine Spitze, dann kann aus ihr die Elektrizität der einen Art ausströmen, und der Körper hat dann nur noch die Elektrizität der anderen Art.

[1] Man sehe Nr. 649 dieser Sammlung: Dr. K. Kähler, Luftelektrizität.

Erman und Peltier haben nun bewieſen, daß wir es in der Tat mit dieſem Vorgange zu tun haben, wenn wir durch einen Drachen oder eine mit einer Spitze verſehene lange Metallſtange ſcheinbar Elektrizität aus der Luft herausziehen. Denn in Wahrheit braucht zu dieſem Zweck in der Luft ſelbſt gar keine Elektrizität vorhanden zu ſein; aber ein elektriſches Feld iſt ſicher vorhanden. Dann aber ſind die Fragen zu beantworten: welche Änderungen beobachten wir in dieſem Felde? Wo befinden ſich die elektriſchen Maſſen, die dieſes Feld erzeugen? Sitzen ſie auf der Erdoberfläche, auf der Sonne oder einem anderen Himmelskörper? Oder ſind ſie in der Atmoſphäre ſelbſt vorhanden?

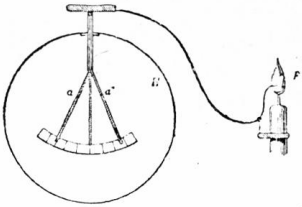


Fig. 41. Exners Elektroſkop.

Dieſe Fragen laſſen ſich nur durch ſyſtematiſche Beobachtungen beantworten. Dazu bedarf es vor allem eines handlichen Inſtrumentes; dann aber müſſen wir zuerſt die ungeſtörte Erſcheinung bei ſchönem Wetter ſtudieren. Wir dürfen auch nicht an Häuſern oder auf Berggipfeln beobachten oder müſſen, wenn wir dies tun, die dort gewonnenen Ergebniſſe auf die Ebene reduzieren.

Dieſe grundlegenden Forderungen hat zuerſt Franz Exner aufgeſtellt und erfüllt. Mit ſeinem Elektroſkop wurden faſt alle verwendbaren Meſſungen angeſtellt. Dieſes Inſtrument beſteht aus zwei in einer Hülſe H (Fig. 41) iſoliert angebrachten Aluminiumblättchen a und a', welche um einen beſtimmten Winkel ausſchlagen, ſobald ſie elektriſch geladen ſind. Will man nun das elektriſche Feld rings um die Erde erforſchen, ſo braucht man nur eine Spitze oder beſſer eine Flamme F in bekannter Entfernung von der Erdoberfläche

isoliert aufzustellen und durch einen gutleitenden Draht, immer isoliert, mit den beiden Aluminiumplättchen zu verbinden, wobei die Metallhülse H zur Erde abgeleitet sein muß. Man kann aber auch eine Tropfelektrode oder eine Radiumverbindung als Elektrode verwenden. Die Spitze oder kurz die Elektrode nimmt immer das Potential des betreffenden Punktes, wo sie sich befindet, an.

Je nach dem Ausschlag der beiden Plättchen erhält man so das „Potentialgefälle" pro Meter. Dieses ist die Kraft, mit welcher eine positiv-elektrische Masse bewegt würde, wenn sie an den betreffenden Ort gebracht würde. Finden wir nun auf der Erdoberfläche nach oben ein positives Potentialgefälle, so ist die Kraft eine anziehende, d. h. zum Erdmittelpunkt gerichtete, bei negativem eine abstoßende.

Wir messen das Potentialgefälle pro m in Volt, einer Einheit, welche 0,89 Teile jener Kraft bedeutet, die in einem Daniellschen Element (Kupfer-Zink) wirksam ist.

§ 47. Das elektrische Feld der Erde und die Jonisation der Atmosphäre.

Wenn die Atmosphäre ein elektrisches Feld darstellt, dann muß die Erde eine elektrische Ladung besitzen.

Die Beobachtungen haben nun gelehrt, daß bei schönem Wetter überall das Potentialgefälle ein positives ist, d. h. die Kraft, welche auf eine positiv-elektrische Masse ausgeübt wird, ist zur Erdoberfläche gerichtet, die Erde ist also negativ geladen. Die Beobachtungen zeigten aber auch, daß das Potentialgefälle und damit jene Kraft durchaus nicht konstant sei, daß sie sich von Ort zu Ort ändert, daß sie im Laufe des Tages und im Laufe des Jahres verschieden groß sei.

Die Dichte der elektrischen Ladung der Erde ist also gewiß nicht überall und zu jeder Zeit konstant, und es fragt sich nun, wo denn jene influenzierenden Massen ihren Sitz haben, ob

auf der Sonne, auf dem Monde oder etwa in der Atmoſphäre, durch welche jene Änderungen verurſacht werden.

Mit dem beobachteten täglichen und jährlichen Gang würden wir nun ſofort in Widerſprüche kommen, wenn wir elektriſche Maſſen von beträchtlicher Größe auf der Sonne oder auf dem Monde annehmen wollten.

Es zeigt ſich, daß nur einigermaßen voneinander entfernte Orte im täglichen Gange des Potentialgefälles durchaus nicht übereinſtimmen. Dasſelbe hat einen rein lokalen Charakter. Gewöhnlich tritt um 4^h morgens ein Minimum auf, nur Höhenſtationen zeigen aber von da an eine kontinuierliche Zunahme des Potentialgefälles bis gegen Abend, während die Stationen der Ebene, beſonders im Sommer, um die Mittagszeit eine ſekundäre Depreſſion haben. An dieſen Stationen zeigen ſich zwei Maxima, morgens und abends, getrennt durch eine Depreſſion zur Zeit, da die aufſteigenden Luftſtrömchen am kräftigſten ſind.

Gerade umgekehrt zeigt ſich im jährlichen Gang, der ſehr kräftig entwickelt iſt, ein Maximum zur kalten, ein Minimum zur warmen Jahreszeit, und zwar übereinſtimmend auf der Nord- und Südhemiſphäre. Wie es ſcheint, iſt auch das Potentialgefälle in den Tropen klein und wächſt gegen die höheren Breiten.

Weiter erſcheint das Potentialgefälle abhängig von der abſoluten Feuchtigkeit, von der Temperatur, der Sonnenſtrahlung, Luftreinheit und wohl auch vom Luftdruck.

Vorausſetzung aller dieſer Beziehungen iſt aber, daß nur heitere oder leichtbewölkte Tage zur Unterſuchung genommen werden und daß geſtörte Tage (Tage mit Regen, Gewitter und Nebel) eliminiert werden.

Sicher iſt wohl, daß all dieſe Veränderlichkeiten mit der Höhe abnehmen. In Sonnblickhöhe iſt der jährliche Gang ſo gut wie verſchwunden. Nach Beobachtungen im Ballon

wird das Potentialgefälle in der freien Atmosphäre mit zunehmender Höhe kleiner; es ist in großen Höhen sicherlich sehr klein.

Aus alledem folgt aber, daß die störenden elektrischen Massen in den unteren Schichten der Atmosphäre sitzen, daß durch diese der tägliche und der jährliche Gang hervorgerufen wird.

Wenn aber, wie es scheint, in großen Höhen das Potentialgefälle fast verschwindet, dann müssen die positiven elektrischen Massen in der Atmosphäre so groß sein wie die negativen, die auf der Erdoberfläche ihren Sitz haben.

Wir kommen also zu dem weiteren Resultate, daß in der Atmosphäre ebensoviel positive Massen ihren Sitz haben als negative auf der Erdoberfläche.

Findet nun gar nie ein Ausgleich zwischen diesen Massen statt? Oder anders ausgedrückt, ist die Atmosphäre ein vollständiger Nichtleiter?

Schon der Wechsel in den unteren Schichten lehrt, daß das nicht der Fall ist. Es haben auch schon Versuche von Linß gezeigt, daß die Atmosphäre eine gewisse Leitfähigkeit habe. Wir wissen heute, worin überhaupt die Leitfähigkeit der Gase besteht.

Wenn die Gase eine gewisse Leitfähigkeit besitzen, dann enthalten sie immer kleinste positiv und negativ elektrische Partikel, sogenannte „Jonen".

Ist die Atmosphäre leitend, enthält sie also auch Jonen, und zwar, da sie positiv geladen ist, positive Jonen in Überschuß.

Da aber die Jonen die Tendenz haben, sich immer zu unelektrischen Teilen zu vereinigen, besteht offenbar das Problem der Luftelektrizität in der Frage: Wodurch entstehen immer von neuem in der Atmosphäre Jonen?

Als eine der Hauptquellen der Jonisation von Gasen hat man nun radioaktive Substanzen anzusehen und solche ent-

hält unſere Atmoſphäre wirklich. Sie gelangen in dieſelbe hauptſächlich durch die Bodenluft.

Man nimmt an, daß hierin die Hauptquelle der Joniſation der Atmoſphäre gelegen iſt.

Sind auch manche Einzelheiten noch nicht aufgeklärt, ſo ſtimmt dieſe Theorie doch ſo gut mit den zum Teile ſehr verwickelten Tatſachen, daß im Weſen die Jonentheorie der Luftelektrizität gewiß richtig iſt.

§ 48. Gewitterelektrizität. Blitz und Elmsfeuer.

Sobald ſich Wolken zeigen, iſt das normale Potentialgefälle bedeutend geſtört; beim Nahen von Gewitterwolken ſteigt dasſelbe nach Exner bis auf —8000 Volt/m und höher. In den Wolken ſind alſo große Elektrizitätsmengen aufgeſpeichert. Auch hiefür beſitzen wir noch keine völlig ſichere Erklärung. Man nahm an, daß das Zuſammenfließen der Tropfen die Urſache iſt. Lenard hat nämlich gezeigt, daß, wenn Tropfen zuſammenfließen, die Tropfen und die ſie umgebende Luft entgegengeſetzte Elektrizitäten annehmen.

Nach der Jonentheorie liegt die Urſache daran, daß, nachdem durch die Kondenſation alle Staubteilchen ausgefällt ſind, beim weiteren Aufſteigen Überſättigung eintritt, und ſchließlich die Kondenſation an den negativen Jonen eintritt, ſo daß mit dem Regen im Gewitter ſehr viel negative Elektrizität zur Erde herabgeführt wird.

Hat ſich in den Wolken ſo viel Elektrizität aufgehäuft, daß die Spannung zwiſchen Erde und Wolke oder zwiſchen zwei verſchiedenen Wolken genügend groß iſt, ſo kann die Elektrizität den Widerſtand der Luft überwinden und überſpringen. Es entſteht der Blitz; und in ſeiner Begleitung tritt das mit der Entladung verbundene Geräuſch, der Donner, ein. Geht die Entladung zur Erde hin, ſo entſteht der „Zickzackblitz“; findet ſie zwiſchen den Wolken ſtatt, ſo ſehen wir

nur einen hellen Schein, den Flächenblitz, ähnlich dem Wetterleuchten, dem Widerschein von Blitzen entfernterer Gewitter. Die Kugelblitze, Feuerbälle, die oft mit geringer Geschwindigkeit, scheinbar regellos über der Erde dahinziehen, scheinen verzögerte Entladungen zu sein.

Zwischen dem Niederschlag und der Elektrizität beim Gewitter besteht hiernach kein engerer Zusammenhang. Der heftige Gewitterregen ist eine Erscheinung für sich und findet seine Erklärung in der plötzlich auftretenden reichlichen Kondensation; der Blitz ist nur eine Begleiterscheinung.

Es unterliegt keinem Zweifel, daß dem Gewitterregen eine plötzliche Störung des Gleichgewichts der Atmosphäre, ein rasches Aufsteigen der dampfreichen, erwärmten Luft zugrunde liegt. Darum treten die Gewitter am häufigsten zur warmen Tages- und Jahreszeit auf, teils lokal, teils ziehen sie in schmalen Bändern, mit der Breitseite voran, westöstlich oft über ganz Europa dahin, vielfach mit einer Geschwindigkeit von 100 und mehr Kilometern in der Stunde und begleitet von einem plötzlichen Auf- und Absteigen des Barometers, den „Gewitternasen", so genannt nach der Form, die ein Barogramm um diese Zeit erkennen läßt.

Ein anderer Ausgleich der Elektrizität zwischen Wolke und Erde geht am schönsten und intensivsten auf Bergspitzen vor sich, die unmittelbar in die Wolken eintauchen: im Elmsfeuer. Auf dem Sonnblick hat man diese Erscheinung vielfach studiert. Besonders nach Gewittern beobachtete man bläuliche, helleuchtende Flämmchen, die sich unter summendem Geräusch am Blitzableiter, an Hausecken, ja am Menschen zeigen.

Entfernt man sich nur ein wenig vom Hause, so bilden sich oft 5 cm lange Feuerbüschel an den Fingern der ausgestreckten Hand, an den Schnurrbartspitzen, an den Fasern des Lodenhuts, kurz überall, wo eine Spitze vorhanden ist.

Bei dieſer zauberhaften Erſcheinung geht gleichfalls ein Ausſtrömen der Elektrizität vor ſich, nur in verſchiedener Weiſe, je nachdem die ausſtrömende Elektrizität poſitiv oder negativ iſt. v. Obermayer wies experimentell nach, daß, wenn die Büſchel lang ſind und auf rötlichen Stielen aufſitzen (Fig. 42a), die Elektrizität poſitiv iſt, bei kleinen Büſcheln, die Blütenkelchen gleichen (Fig. 42b), dagegen negativ. Im Winter überwiegt nach den Beobachtungen P. Lechners auf dem Sonnblick das negative, im Sommer das poſitive Elmsfeuer. Verfaſſer, der zahlreiche Elmsfeuer auf dem Sonnblick zu ſehen Gelegenheit hatte, nahm wahr, daß die Blitze bei poſitivem Elmsfeuer rot, bei negativem blau waren. Lechners Beobachtungen beſtätigen dieſe Wahrnehmung. Was die Blitzſchläge betrifft, ſo fügen wir die tröſtliche Mitteilung bei, daß nach der Statiſtik der Blitzſchläge in Belgien auf 470 000 Menſchen jährlich nur ein Todesfall durch Blitzſchlag zu rechnen iſt.

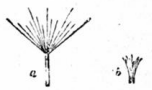


Fig. 42. Elmsfeuer: a) poſitiv, b) negativ.

Atmoſphäriſche Lichterſcheinungen.

§ 49. Tageslicht, blaue Farbe des Himmels, Dämmerung.

In § 12 haben wir erfahren, daß ein Teil der Sonnenſtrahlung, welche in der Atmoſphäre ſcheinbar verloren geht, durch diffuſe Reflexion nach allen Seiten zerſtreut wird und uns den Himmel hell erſcheinen läßt. Ferner wiſſen wir, daß insbeſondere die kurzwelligen, die blauen und violetten Strahlen der diffuſen Reflexion unterworfen ſind; deshalb muß unter den Strahlen, welche uns vom Himmel reflektiert werden, das Blau überwiegen.

Lord Rayleigh war der erſte, welcher auf dieſe Urſache der blauen Farbe des Himmels hinwies; Euler hatte gemeint, die Luft ſei an ſich blau. Wäre letztere Anſicht richtig, ſo müßten Sonne und Mond uns ebenſo blau erſcheinen, wie wenn wir ſie durch ein blaues Glas betrachteten.

Wie alles diffus reflektierte Licht, ſo zeigt ſich auch das Himmelslicht *polariſiert*, und nur zwei Punkte in der Nähe der Sonne, einer etwa 20° oberhalb (der Babinetſche), einer 20° unterhalb (der Brewſterſche) und endlich ein dritter (der Aragoſche) 20° oberhalb des Gegenpunktes der Sonne ſind neutral. Die Unterſuchung dieſer neutralen Punkte iſt von großer Wichtigkeit.

Auch wenn ſich die Sonne noch nicht über den Horizont erhoben hat oder ſchon untergegangen iſt, werden die Strahlen die oberen Atmoſphärenſchichten treffen, und ſo werden wir, ſolange die Sonne nicht mehr als 16° unter dem Horizont ſteht, den Himmel in der Nähe der auf- oder untergehenden Sonne noch erleuchtet ſehen[1]). Das iſt das Phänomen der *Dämmerung*.

Je ſteiler die Sonnenbahn gegen den Horizont geneigt iſt, um ſo kürzer währt die Dämmerung; am längſten dauert deshalb die Dämmerung in den höheren Breiten. Während am Äquator die Nacht durch dieſelbe um $2^3/_4$ Stunden verkürzt wird, beträgt dieſe Verkürzung im Winter unter dem 70. Breitenkreis 10—11 Stunden.

Die *optiſchen Erſcheinungen*, welche die Dämmerung charakteriſieren, beginnen übrigens ſchon, wenn ſich die Sonne bis auf 4 oder 5° dem Horizont genähert hat. Battelli, der in Cagliari regelmäßige Beobachtungen über die Dämmerung angeſtellt hat, unterſcheidet dabei *vier Phaſen* der Abenddämmerung. Die erſte Phaſe wird charakteriſiert durch das

[1]) Es iſt die „*aſtronomiſche Dämmerung*“. Sie hört auf, ſobald die Sterne 6. Größe erſcheinen.

Auftreten eines glänzenden, weißen Hofes um die Sonne, während gleichzeitig eine gelbliche Färbung am Horizont eintritt. Sobald die Sonne den Horizont berührt, beginnt die zweite Phase: der untere Teil der gelben Färbung geht ins Rötliche über, der obere färbt sich schön orange. Etwa 20 Minuten nach Sonnenuntergang haben wir die dritte Phase: das „erste Purpurlicht", eine kreisförmige purpur- bis rosarote Scheibe mit horizontaler Basis von etwa 30—40° Breite.

Mit dem Verschwinden dieser Purpurfärbung im Westen beginnt dann die vierte Phase: der rötliche Grund im Westen nimmt zu, und die obere gelbliche Schichte wird immer goldiger. Ist die Sonne bis auf 7° unter den Horizont gesunken, dann beginnt manchmal noch das zweite Purpurlicht, das aber nie die Intensität des ersten erreicht.

Wir können das Auftreten dieser verschiedenen Farben nicht durch die bloße diffuse Reflexion erklären: die Ursache liegt teils in der Brechung, teils in der Beugung, welche Lichtstrahlen stets erleiden, sobald sie durch ein Medium hindurchgehen, in welchem kleine Körperchen, wie Tröpfchen, Eiskristalle oder Staubteilchen, schweben.

§ 50. Ringe, Höfe, Neben-Sonnen und -Monde, Purpurlicht, Bishopscher Ring, leuchtende Wolken.

Die wichtigsten Erscheinungen, welche der Störung der Lichtstrahlen durch Tröpfchen und Eiskristalle ihre Entstehung verdanken, sind die Höfe und Ringe. Man gebraucht diese beiden Ausdrücke vielfach für einander. Die meist übliche Ausdrucksweise ist im folgenden zugrunde gelegt.

Bei einem Hofe (oder, wie Pernter vorschlägt, der Korona oder einem Kranze; Pernter verwirft direkt den Ausdruck Halo) erscheint Sonne oder Mond inmitten eines bläulich-weißen Feldes, das stets deutlich rot gesäumt ist. An dieses Rot aber schließen sich die Farben des Regenbogens, ein

blauer, grüner, blaßgelber und ein roter Ring an. Bisweilen zeigt sich aber diese Farbenfolge noch ein zweites oder drittes Mal; oder ist schon die erste Folge vermischt, dann haben wir ein weißlich-blaues, rotumsäumtes Feld vor uns.

Gerade umgekehrt ist die Reihenfolge der Farben bei den Ringen oder, wie sie Pernter nennt, den Haloerscheinungen. Bei ihnen beginnt die Farbenfolge auch mit Rot, diesem aber folgt Orange, Gelb und Grün, während Blau den Ring nach außen abschließt.

Die Ringe sind aber auch meistens viel größer und zeigen ganz bestimmte Halbmesser von 22°, 45° oder 90°; Höfe haben meist nur Halbmesser von wenigen Graden.

Schon die umgekehrte Farbenfolge deutet auf den Unterschied in der Entstehung der Höfe und der Ringe. Die ersteren entstehen durch Beugung der Strahlen an den kleinen Tröpfchen, und Fraunhofer hat sogar künstlich durch Anbringung von durchsichtigen Kügelchen auf einer Glasplatte solche Höfe erzeugt. Karl Exner aber hat theoretisch gezeigt, daß in der Tat durch Tröpfchen solche Erscheinungen entstehen müssen, und gelehrt, wie man sogar aus dem Halbmesser der Höfe die Größe der Tröpfchen berechnen kann. Nach Kämtz' Messungen wäre ihr Durchmesser auf etwa 0,0215 mm zu veranschlagen. Sind die Tröpfchen aber von sehr verschiedener Größe, dann lagern sich die einzelnen Farbenringe übereinander, und wir werden allein den roten Saum zu sehen bekommen.

Die Ringe dagegen, welche ausnahmslos nur im Zirrusgewölke vorkommen, entstehen durch Brechung der Strahlen in den Eiskristallen. Dies lehrt schon die Farbenfolge.

Fig. 43 stellt einen vollkommen ausgebildeten Sonnenring dar, wie er 1661 zu Danzig beobachtet worden ist. Man kann an ihm drei Arten von Ringen unterscheiden: solche, deren Mittelpunkt die Sonne ist, solche, welche durch die

Sonne gehen, und ſolche, welche gegen die Sonne konvex ſind. Dort aber, wo zwei Ringe einander ſchneiden, entſtehen die Nebenſonnen bzw. Nebenmonde. Alle Einzelheiten dieſer Erſcheinungen laſſen ſich durch die Brechung der Strahlen in den in der Luft ſchwebenden kleinen ſechsſeitigen Eisprismen erklären, ebenſo die Größe der Radien und der weiße „Horizontalkreis", welcher durch die Sonne geht und den ganzen Himmel parallel zum Horizonte umſpannt. Er verdankt ſeine Entſtehung der Reflexion der Strahlen an den äußeren Flächen der Eiskriſtalle.

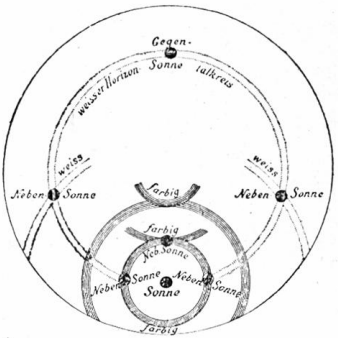


Fig. 43. Sonnenring.

Hellmann hat auch den jährlichen Gang der Ringe unterſucht und dabei gefunden, daß Sonnenringe am häufigſten im Mai, am ſeltenſten im Dezember ſind, während Mondringe am häufigſten im Februar, am ſeltenſten im Auguſt beobachtet werden. Für dieſen Gang iſt in erſter Linie die Tages- und Nachtlänge entſcheidend: je länger der Tag, je länger alſo die Sonne ſichtbar iſt, um ſo öfter wird man Ringe an ihr beobachten. Ebenſo maßgebend iſt die Häufigkeit der Eiskriſtalle: faßt man Sonnen- und Mondringe zuſammen, ſo zeigt ſich ein Maximum im Februar, ein Minimum im Auguſt.

Verwandt mit den Höfen iſt das „erſte Purpurlicht". Man hat dieſe Erſcheinung beſonders ſeit den abnormen Dämmerungserſcheinungen des Jahres 1883 ſtudiert, wie denn ſeither die atmoſphäriſche Optik einen großen Auf-

ſchwung genommen hat. Die damaligen Erſcheinungen zeichneten ſich durch die außerordentliche Pracht des Abendrots, eben des Purpurlichtes, und das Auftreten des „Biſhopſchen Ringes“ aus. Die Sonne erſchien inmitten einer glänzendweißen Scheibe, welche in etwa 10° von dem Geſtirn in einen 6—8° breiten, rötlich-braunen Ring überging.

Dieſe abnormen Erſcheinungen hat Lockyer auf den Ausbruch des Vulkans Krakatau in der Sundaſtraße zurückgeführt, durch welchen eine ungeheure Maſſe von Staub im Zuſtande feinſter Zerteilung bis in die höchſten Atmoſphärenſchichten emporgeſchleudert worden iſt. Der Biſhopſche Ring wäre hiernach nichts anderes als ein gewöhnlicher Sonnenhof, hervorgebracht durch die feinen Staubteilchen, von denen nach Pernters Berechnung die größten einen Durchmeſſer von 0,00342 mm, die kleinſten einen ſolchen von 0,00185 mm haben ſollen.

Der unwiderlegliche Beweis für die Richtigkeit dieſer Annahme iſt jedoch erſt durch Kießling erbracht worden, welcher das geſamte Beobachtungsmaterial verarbeitet und gezeigt hat, daß in der Tat dieſe optiſche Störung vom Krakatau aus über die ganze Erde verbreitet worden iſt.

Aber auch das Purpurlicht ſteht in engem Zuſammenhang mit dem Biſhopſchen Ring. Nach Riggenbachs Meſſungen ſtimmen die Dimenſionen beider genau überein; beide ſind eine und dieſelbe Erſcheinung, und man hat ſomit auch das erſte Purpurlicht als eine Beugungserſcheinung aufzufaſſen.

Während nun aber das Purpurlicht eine bleibende Erſcheinung iſt und ſchon vor und nach 1883, wenn auch weniger ſtark, beobachtet wurde, iſt der Biſhopſche Ring allmählich verblaßt und 1886 unſichtbar geworden. Er verſchwand in dem Maße, als ſich die Staubteilchen unter dem Einfluſſe der Schwere zu Boden ſenkten. Man vermochte auch wirklich

die Höhe der Staubſchicht aus der Dämmerung zu berechnen und hat dabei nachgewieſen, daß von Auguſt 1883 bis Januar 1884 die Schicht ſich aus etwa 30 000 m Höhe bis auf rund 16 000 m Höhe, d. i. um etwa 14 000 m geſenkt hat.

Nach Pernter muß trotzdem der Biſhopſche Ring, wenn er mit dem Purpurlicht im Weſen identiſch iſt, doch fortwährend vorhanden ſein, um wahrgenommen werden zu können. Es ſcheint, daß die „neutralen“ Punkte mit ihm im Zuſammenhang ſtehen, denn auch die Polariſation des Himmelslichtes war 1883—1886 geſtört; der Babinet- und Aragoſche Punkt ſtand nach Meſſungen von Buſch viel weiter von der Sonne ab, näherte ſich ihr aber von 1886—1899 wieder regelmäßig (beim Babinetſchen Punkt von 23,9° bis 16,8°). Überhaupt äußert ſich nach Buſch jede atmoſphäriſch-optiſche Störung ſofort an dem Abſtand der neutralen Punkte, und von 1891 an ſcheint eine ſchwache Erneuerung der Störung, verbunden mit abnormen Dämmerungserſcheinungen, aufgetreten zu ſein.

Auch die „leuchtenden Nachtwolken“, leichte, zirrusartige, bis tief in die Nacht hinein leuchtende Gebilde, welche man zuerſt 1885 wahrgenommen hat, und von denen 1891 nur noch ſchwache Spuren zu ſehen waren, hat man mit dem Krakatauausbruch in Verbindung gebracht. Jeſſe, der ſie eingehend unterſuchte, iſt zu dem Schluſſe gekommen, daß ſich ihr ſpätes Leuchten durch ihre ungeheure Höhe erkläre, in welcher die Sonnenſtrahlen ſie noch zu treffen vermögen. Er ermittelte mit großer Sicherheit Höhen von 70 bis 80 km!

§ 51. Der Regenbogen.

Auch der Regenbogen verdankt ſeine Entſtehung der Anweſenheit von Tröpfchen in der Atmoſphäre. Er erſcheint, ſobald bei vollem Sonnenſchein in einer der Sonne gegenüberliegenden Richtung Regentropfen fallen. Die Farben-

folge in ſeinem farbigen Band iſt dieſelbe wie die der Höfe: rot auswärts, violett nach innen.

Der Regenbogen entſteht durch die Brechung der Sonnenſtrahlen in den Regentropfen. Verfolgen wir einen Strahl S a (Fig. 44), ſo wird derſelbe ſofort bei ſeinem Eintritt in den Tropfen gebrochen und in ſeine farbigen Beſtandteile zerlegt. An der Rückſeite des Tropfens in b wird der Strahl reflektiert und gelangt nach abermaliger Brechung beim Austritt in c in der Richtung c A in das Auge des Beobachters. Betrachten wir nun nicht bloß einen einzelnen Strahl, ſondern ein Büſchel paralleler Strahlen, welche auf einen Tropfen auffallen, ſo fällt natürlich jeder Strahl unter einem anderen Winkel auf: die einen faſt ſenkrecht zur Tropfenoberfläche, die anderen mehr oder weniger ſchief, und dementſprechend wird dann auch der Winkel, um welchen der Strahl abgelenkt wird, ein verſchiedener ſein. Rechnung und Experiment lehren nun, daß dieſer Winkel um ſo kleiner wird, je ſchiefer der Strahl auffällt, ſeinen kleinſten Wert für einen Auffallwinkel von etwa 60° erreicht, und dann wieder für noch größere Winkel kleiner wird. Die parallel auftretenden Strahlen treten alſo aus dem Tropfen nicht mehr parallel, ſondern zerſtreut aus, aber diejenigen, welche unter jenem Winkel von etwa 60° auffallen, die treten am wenigſten zerſtreut, faſt parallel aus.

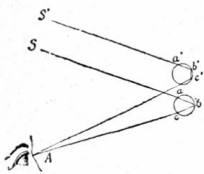


Fig. 44. Regenbogen.

Die gewöhnliche, aber nicht ſtrengrichtige Descarteſſche Theorie des Regenbogens ſagt nun: dieſe nahezu parallel austretenden Strahlen treffen konzentriert unſer Auge und deshalb nur ſind ſie „wirkſam“.

Da nun jener Winkel von etwa 60° für jede Strahlenart einen etwas anderen Wert hat, ſo ſehen wir in all den zahl-

losen Tröpfchen, aus welchen die Sonnenstrahlen in unser Auge reflektiert werden, ein Farbenband, den „Hauptregenbogen". Da es aber auch Strahlen S′ a′ gibt, welche nach zweimaliger Reflexion in b′ und c′ in unser Auge gelangen, so erblicken wir häufig noch einen zweiten, den Nebenregenbogen; in ihm ist die Farbenfolge die umgekehrte. Nach dieser Theorie von Descartes sollte nun, da jede Farbe ein bestimmtes Brechungsverhältnis besitzt, der Regenbogen nicht bloß eine bestimmte Farbenfolge aufweisen, sondern auch eine bestimmte Breite besitzen, während die Erfahrung lehrt, daß dies nicht richtig ist.

In der Tat muß denn auch die richtige Theorie des Regenbogens, jene von Airy, nicht bloß die „wirksamen" Strahlen in Betracht ziehen, sondern auch die benachbarten, zerstreut austretenden Strahlen.

Tut man dies, dann erkennt man, daß Beugungserscheinungen auftreten müssen, und daß diese sehr wesentlich von der Tropfengröße abhängen. Es tritt eine Übereinanderlagerung der verschiedenen Farben ein und die sich daraus zusammensetzende Farbe hängt ganz von der Tropfengröße ab. Daraus erklärt sich die große Veränderlichkeit in der Breite und Farbenfolge des Regenbogens, auch die innerhalb des ersten und außerhalb des zweiten Bogens auftretenden roten und grünen Bögen, die „sekundären" oder „überzähligen" Regenbogen finden darin ihre Erklärung.

Pernter hat die Airysche Theorie weiter ausgebaut und für alle möglichen Tropfengrößen Breite und Farbenfolge berechnet.

Bei sehr kleinen Tröpfchen tritt Übereinanderlagerung aller Farben schon beim Hauptregenbogen auf. Es entsteht dann der „weiße Regenbogen".

§ 52. Das Polarlicht[1]).

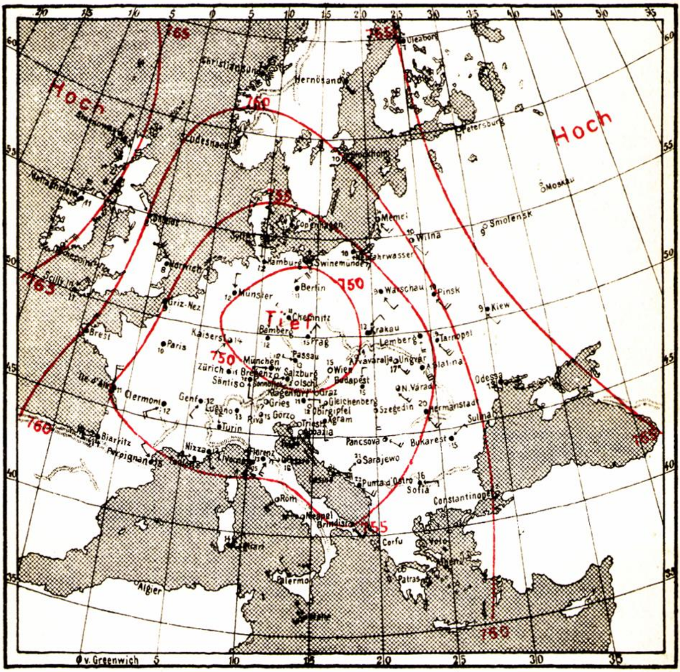
Eine prächtige Lichterſcheinung der Atmoſphäre in den höheren Breiten, jedoch von rein elektriſcher Natur, iſt das Polarlicht. Es erſcheint teils als Lichtbogen am Horizont, unter welchem der Himmel dunkler zu ſein ſcheint als ringsum, teils in aufflackernden Strahlen und vorhangartig ausgebreiteten Bändern. Seine Farben ſind weiß bis rot. Dieſe Erſcheinung ſteht in innigem Zuſammenhang mit dem Erdmagnetismus und gehört deshalb erſt in zweiter Linie in das Gebiet der Meteorologie.

Nach den neueſten Verſuchen von Birkeland und nach den theoretiſchen Unterſuchungen von Störmer iſt das Polarlicht auf Kathodenſtrahlen der Sonne, die durch den Magnetismus der Erde abgelenkt werden, zurückzuführen. Die Störmerſche Theorie erklärt nicht nur das Aufleuchten der Luft, ſondern auch alle anderen Einzelheiten des farbenprächtigen Phänomens, vor allem die Geſtalt des Polarlichtes, die verſchiedenen Formen desſelben, ſeine Höhe und den Zuſammenhang mit dem Erdmagnetismus.

Der Sitz des Nordlichtes in der Atmoſphäre iſt ſehr verſchieden. Nach den neueſten photogrammetriſchen Meſſungen zu Boſſekop treten Nordlichterſcheinungen zwiſchen 40 und über 300 km Höhe mit einem deutlichen Häufigkeitsmaximum in der Höhenſtufe von 100 bis 150 km auf. Niedere Polarlichter ſind von der Natur der Glimmentladungen gleich dem Elmsfeuer.

[1]) Man ſehe Nr. 175 dieſer Sammlung: Dr. A. Nippolt, Erdmagnetismus, Erdſtrom und Polarlicht.

Fig. 45. Wetterkarte.



Die Linien (Isobaren) verbinden die Orte mit gleichem (aufs Meeres-Niveau reduziertem) Barometerstande. Die Pfeile fliegen mit dem Winde; deren Befiederung gibt die Windstärke an. ←—ı schw. Wind. ←ıııı Orkan. Die Ziffern bei den Stationen bedeuten die Temperatur. Bewölkung ○ klar bis ● bedeckt. ●: Regen. ●★ Schnee. ●≡ Nebel. ●K Gewitter.

Allgemeine Uebersicht:

Ueber Mitteleuropa ist der Luftdruck rapid gefallen und befindet sich ein tiefes Depressionszentrum über Nordböhmen, unter dessen Einfluss in ganz Zentraleuropa zumeist trübes, zu Gewitterbildungen geneigtes Wetter mit ausgebreiteten und vielfach sehr ergiebigen Niederschlägen herrscht. Maximalgebiete bedecken den Nordwesten und Nordosten von Europa. Die Temperatur ist im Westen teilweise etwas gesunken, im Osten gestiegen. (26. Mai 1894.)

Wetterprognoſe.

§ 53. Grundlage der wiſſenſchaftlichen Prognoſe.

Wir verſtehen unter „Wetter“ die Geſamtheit aller einzelnen meteorologiſchen Elemente, als Temperatur, Feuchtigkeit, Bewölkung, Niederſchlag uſw., welche jeweilig unſer natürliches Empfinden beeinflußt. In den Tropen und in der Gegend der Monſune verläuft auch das Wetter ungemein regelmäßig und gleichförmig, während es in unſeren Breiten einen ſprichwörtlich wechſelvollen Charakter hat.

Die Lehre von dieſen Geſetzen und Änderungen, die „Wetterlehre“ mit ihrer praktiſchen Anwendung, der Wetterprognoſe, kann bis jetzt kaum als ſelbſtändige Wiſſenſchaft gelten, muß vielmehr vorläufig noch als ein Zweig der Meteorologie betrachtet werden. Eine wiſſenſchaftliche Behandlung derſelben wurde überhaupt erſt um die Mitte des vorigen Jahrhunderts, hauptſächlich durch die Arbeiten von Buys-Ballot, angebahnt, als man entdeckte, daß das Wetter, der Geſamtkomplex der einzelnen meteorologiſchen Faktoren, zum großen Teil beſtimmt iſt, ſobald man nur von einem derſelben, dem Luftdruck, die Verteilung über einem größeren Gebiete in der betreffenden Zeit kennt. Nun begann man mit der Entwerfung der „Wetterkarten“, deren erſte 1861 durch Leverrier veröffentlicht wurde. Dieſelben beruhen auf den Beobachtungen, welche an verſchiedenen Stationen in ganz Europa um 7 bzw. 8 Uhr früh angeſtellt und von dort telegraphiſch an eine Zentrale berichtet werden. Es handelt ſich dabei vor allem darum, die von allen Stationen gemeldeten Beträge des Luftdruckes auf das Meeresniveau zu reduzieren und alle Punkte gleichen Luftdruckes durch Iſobaren zu verbinden. Die Wetterkarten (Fig. 45 ſ. Tafel) enthalten auch durch beſondere Zeichen die Temperatur, die Bewöl-

kung und die Windverhältnisse an den einzelnen Stationen, sie geben neben einem vollständigen Bilde der Luftdruckverteilung auch eine Übersicht über die im betreffenden Zeitpunkte herrschenden Witterungsverhältnisse. Sie eignen sich dadurch ausgezeichnet zur Untersuchung der Beziehungen zwischen Luftdruckverteilung und Witterung.

Das Problem der Wettervorhersage zerfällt in zwei Grundfragen; die erste lautet: Welches sind die Faktoren, die das Wetter bestimmen? zu welcher die zweite ergänzend hinzutritt: Wie lassen sich diese Faktoren auf eine gewisse Zeit voraussehen? Erst die Lösung dieser Fragen gibt uns den Schlüssel zum Problem der Wettervorhersage.

Die erste Frage enthält auch die Frage nach dem Einfluß der Druckverteilung auf das Wetter.

§ 54. Das Wetter bei verschiedener Druckverteilung.

So mannigfaltig sich nun die Druckverteilung gestalten kann, so verschieden ist auch das Wetter; gleichwohl hat man gewisse charakteristische Typen der Druckverteilung ermittelt. Wir geben im folgenden einige Beispiele, aus denen der Zusammenhang zwischen Druckverteilung und Wetter erhellt.

Vor allem fassen wir das Hochdruckgebiet oder das barometrische Maximum ins Auge. Wir wissen, daß innerhalb eines solchen die Luft in absteigender Bewegung begriffen ist, sich dabei erwärmt und dadurch immer trockener wird. Im Gebiete eines Maximums lösen sich somit alle Wolken auf: wir haben heiteren Himmel und schönes Wetter. Da der heitere Himmel und die trockene Luft vor allem eine Vergrößerung der Ein- und Ausstrahlung bedingen, so haben wir hier große tägliche Temperaturschwankungen: warm am Tage, kühl bei Nacht. Im Sommer, wo bei hohem Sonnenstand die Einstrahlung bedeutend überwiegt, haben wir daher durchgehends im Maximum sehr warmes, dagegen im

Winter bei vergrößerter Ausstrahlung in den langen Nächten umgekehrt abnorm kaltes Wetter. Einen ganz anderen Charakter hat dagegen das Wetter in einem Minimum: da ist, wie wir wissen, die Luft in aufsteigender Bewegung begriffen, also zu Wolken- und Niederschlagsbildung sehr geneigt.

Fig. 46 bringt schematisch nach Abercromby das Wetter zur Darstellung, wie es sich in den verschiedenen Teilen eines Tiefdruckgebietes (Depression) gestaltet. Wir bemerken vor allem eine ausgesprochene Verschiedenheit auf der Vorder- und Rückseite einer solchen Depression. Ein charakteristischer Unterschied von dem Maximum besteht ja für Europa auch darin, daß sich die Depression in einer bestimmten Richtung bewegt. Wir gewahren im Innern des Tiefdruckgebiets, etwas gegen vorn vorgeschoben, ein Niederschlagsgebiet, auf der Vorderseite ein Überwiegen der Stratus-, auf der Rückseite ein solches der Kumulusbildung. Dieses Schema lehrt uns aber auch den wahren Wert und die wissenschaftliche Bedeutung so mancher populären Wetterregel würdigen. So sehen wir, daß für einen Ort, über welchen eine Depression hinzieht, sich zuerst ein Zirrusschleier mit Sonnen- und Mondringen einstellt; der Rheumatismus, neuralgische Schmerzen machen sich bemerkbar; es nahen immer niedrigere Isobaren, das Barometer fällt. Darin findet das Volk mit Recht Vorzeichen von Niederschlägen und unruhigem Wetter, denn dieses letztere tritt ja ein, sobald das Zentrum der Depression über den Beobachter hinwegzieht.

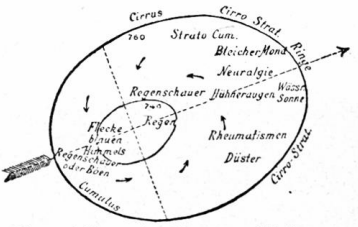


Fig. 46. Wetter im Barometer-Minimum.

Doch auch davon überzeugen wir uns, daß derartige

Wetterregeln nicht auf volle Zuverlässigkeit Anspruch machen können. Denn es braucht nur das Tiefdruckgebiet von ihrer ursprünglich eingeschlagenen Bahn seitlich abzuweichen, so bleibt der Niederschlag vielleicht ganz aus. Oder wir beobachten ein fortwährendes Fallen des Barometers: trotzdem handelt es sich gar nicht um eine eigentliche Depression, sondern nur um eine Furche tiefen Druckes.

Alle diese Wetterregeln haben somit, wenn ihnen auch ein ganz gesunder Kern innewohnt, stets nur teilweise Richtigkeit, und nur an der Hand der Wetterkarten können sie zu guten Prognosen verwendet werden.

Es würde uns zu weit führen, wollten wir in der gleichen Weise das Wetter für den Keil (ein Gebiet hohen Druckes, das sich zwischen zwei Tiefdruckgebieten einschiebt) oder den Sattel (ein Hochdruckgebiet, das zwei Maxima verbindet) oder die Furche usw. besprechen. Für verschiedene Örtlichkeiten liegen ja auch die Verhältnisse vielfach verschieden; die von Abercromby hauptsächlich für England ermittelten Verhältnisse passen manchmal nur schlecht auf andere Gegenden. Für jedes Land müßte somit vor allem die Beziehung zwischen den einzelnen Isobarentypen und dem entsprechenden Wetter nach dem vorliegenden Beobachtungsmateriale untersucht werden. Diese Aufgabe ist bisher nur zum Teil ausgeführt worden und nur für die allerwichtigsten Formen kennen wir die in ihnen durchschnittlich herrschenden Witterungsverhältnisse.

§ 55. Luftdruck- und Temperaturänderungskarten.

Neben der Druckverteilung besitzen aber auch noch andere Faktoren einen Einfluß auf die Witterung. In neuerer Zeit hat man auch Änderungskarten des Luftdrucks, sogenannte Isallobarenkarten, entworfen, in denen alle jene Orte durch Linien verbunden werden, die während desselben Zeitraumes

die gleiche Druckänderung aufweiſen. Man erhält geſchloſſene Gebiete, in denen der Luftdruck geſtiegen (Steiggebiete) oder gefallen (Fallgebiete) iſt. Es zeigt ſich, daß dieſe Iſallobarengebiete zum großen Teil ein von den Hoch- und Tiefdruckgebieten unabhängiges Daſein führen; ebenſo wie dieſe vorzugsweiſe von Weſten nach Oſten, jedoch in Bahnen wandeln, die viel regelmäßiger und beſtändiger ſind als die der Hoch- und Tiefdruckgebiete. Zur Beurteilung der Wetterlage und zum Studium der herrſchenden Witterungsverhältniſſe ſind ſie ebenſo wichtig wie die Luftdruckkarten ſelbſt; denn ſie geben, während letztere nur den abſoluten Stand des Druckes aufweiſen, die Änderungstendenz desſelben, auf die es häufig beſonders ankommt.

Auch Änderungskarten der Temperatur (Iſallothermenkarten) können gezeichnet werden; ſie zeigen uns nicht bloß in überſichtlicher Weiſe an, wo die Temperatur geſtiegen oder gefallen iſt; ſie ſind in Verbindung mit den Windverhältniſſen der Druckkarte wichtig zur Ermittlung der kommenden Temperaturänderungen.

Noch ein Faktor, der einen großen Einfluß auf den Witterungsverlauf nimmt, möge hier nicht unerwähnt bleiben: die orographiſchen Verhältniſſe des betrachteten Gebietes. Als Beiſpiel dafür möge der mächtige Einfluß der Alpenkette angeführt werden, die durch das erzwungene Ab- und Aufſteigen der Luft beim Überwehen des Gebirges eine weſentliche Störung im normalen Lauf der Witterungserſcheinungen hervorruft.

§ 56. Die Prognoſe und ihr gegenwärtiger Stand.

Denken wir uns alle die Fragen nach den wetterbeſtimmenden Faktoren für jede Örtlichkeit und in allen Einzelteilen beantwortet, ſo ſind wir in der Erkenntnis der Beziehungen der Druckverteilung und der Witterung ſchon ziemlich weit

und es wird keine größere Schwierigkeiten haben, für jeden einzelnen Fall die Urſachen der eingetretenen Witterungsänderungen anzugeben, eine richtige Diagnoſe des vorliegenden Falles vorzunehmen. Wie aber ſollen wir daraus das künftige Wetter erſchließen?

Dies iſt nur möglich, wenn es uns gelingt auf die zweite der oben erwähnten Fragen eine Antwort zu geben. Wir wollen gleich erwähnen, daß es auch hier vor allem darauf ankommt, zu wiſſen, wie ſich die Luftdruckverteilung in den kommenden Stunden ändern wird. Die Löſung dieſer zweiten Frage, die der ſpringende Punkt des Prognoſenproblems iſt, bietet weit größere Schwierigkeiten. Die Umwandlung der Iſobarenformen von einem Tag zum nächſten, die Bewegungs- und Intenſitätsänderungen der Hoch- und Tiefdruckgebiete, das Auftreten neuer barometriſcher Störungsgebiete uſw., ſind überaus ſchwierige Probleme. Sie ſetzen eine vollkommene Kenntnis der Geſetze der Atmoſphäre voraus; es ſind Probleme, an denen ſchon ſeit längerer Zeit von den Meteorologen gearbeitet wird; doch war es bisher nur möglich, über einzelne der wichtigſten Punkte eine Orientierung zu gewinnen.

Von wirklichen *Geſetzen*, nach denen die Änderungen der Luftdruckverteilung von einem Tag auf den nächſten vor ſich gehen, iſt bisher nur ſehr wenig bekannt; wir ſtützen die Kenntniſſe der Verlagerung und Umwandlung der Iſobarenformen nur auf *Regeln* und *Erfahrungsſätze* und dieſe ſind, wie wohl niemand anders erwarten kann, von beſchränkter Gültigkeit. Daraus ergibt ſich von ſelbſt der Schluß, daß derjenige, welcher ſich am längſten und eingehendſten mit der Verfolgung der Luftdruckverlagerungen in Verbindung mit dem Studium des laufenden Wetters befaßt hat, derjenige, der am längſten und eingehendſten die täglichen Wetterkarten ſtudiert und das Gewicht der empiriſchen Regeln

am beſten kennt, am eheſten die eintretenden Änderungen vorausſehen und dementſprechend die richtigſte Wettervorherſage ſtellen wird. Bei den Prognoſen ſpielt die langjährige Erfahrung und Übung des Prognoſenſtellers eine große Rolle. Die Anwendung der empiriſchen Regeln und der meiſten Erfahrungsſätze und ihrer Modifikationen kann nicht „ſtudiert" werden; dazu gehört längere Praxis und nicht zuletzt auch eine gewiſſe Eignung zur Sache.

Auf die einzelnen Regeln und Erfahrungsſätze können wir hier unmöglich eingehen; es möge nur erwähnt werden, daß wir jetzt einige beſitzen, denen ein großer praktiſcher Wert zukommt (Regeln von Guilbert, Exner, Defant, Großmann u. a.).

Den Prognoſenſtellern kommt vielfach der Umſtand zugute, daß im allgemeinen dem Wetter eine Tendenz zur Beſtändigkeit innewohnt. Derjenige, der auf dieſe „Erhaltungstendenz" der Witterung allein hin jeden Tag vorausſagt: „Das Wetter wird morgen genau ſo ſein, wie es heute iſt", erreicht bereits einen gewiſſen ſcheinbaren Erfolg; denn in ungefähr 70% der Fälle wird er das Richtige treffen. Ein höherer Wert kommt aber dieſen Prognoſen nicht zu; denn gerade die Witterungsumſchläge ſind es, die zumeiſt intereſſieren und für die hätte der naive Wetterprophet nie einen Treffer aufzuweiſen.

Die Wettervorherſagen beziehen ſich meiſtens auf die Zeit vom Abend des Tages, an denen ſie ausgegeben werden, bis zum Abend des darauffolgenden Tages, alſo für die folgenden 24 Stunden. Wettervorherſagen auf längere Zeit ſind äußerſt unſicher und entſprechen im allgemeinen nicht dem jetzigen Stande der Wiſſenſchaft.

Es muß davor gewarnt werden, in den wiſſenſchaftlichen Wettervorherſagen unfehlbare Orakelſprüche zu ſehen; jede Prognoſe hat immer nur einen gewiſſen Grad von Wahr-

ſcheinlichkeit für ihr volles Eintreffen; bei manchem Wettertypus iſt dieſer größer, bei anderen geringer. Im allgemeinen ſind die wiſſenſchaftlichen Prognoſen beſſer als ihr Ruf; denn unter 100 Fällen weiſen ſie im Durchſchnitte doch über 80 Treffer auf.

Die objektive Berechnung der Trefferprozente, welche die Meteorologen durchführen, hat übrigens, wie Schmauß hervorhebt, für das Publikum keinen großen Wert, da dieſes die Prognoſe rein *ſubjektiv* auffaßt. Das Publikum legt bald auf den einen, bald auf den anderen Faktor beſonderen Wert und derjenige, der die Prognoſe benützt, läßt ſich meiſtens von ſeinen Empfindungen, von ſeinem Optimismus oder Peſſimismus im weiteſten Sinne beeinfluſſen.

Die Güte der Wettervorherſagen will deshalb Schmauß nicht durch Trefferprozente, ſondern vielmehr durch die perſönliche Wertſchätzung, die der einzelne den Prognoſen entgegenbringt, feſtgelegt wiſſen.

Wenn auch der Wetterdienſt, dem auch die Ausgabe der Wettervorherſagen obliegt, nicht überall bisher Anerkennung gefunden hat, ſo zeigt ſich doch, daß in den letzten Jahren große Fortſchritte im Verſtändnis der Witterungsvorgänge gemacht wurden.

§ 57. Kosmiſche Einflüſſe auf das Wetter.

Da man die Sonne in erſter Linie als Urheberin aller Veränderungen in der Atmoſphäre erkannt hatte (vgl. S. 19), ſo lag es nahe, auch dem Monde eine gewiſſe Einwirkung auf das Wetter zuzuſchreiben. Dieſe Anſicht iſt auch uralt; durch Falb iſt dieſelbe weit verbreitet, aber auch — in Mißkredit gebracht worden.

Falb nennt bekanntlich jeden auf die Neumonds- oder Vollmondszeit fallenden Tag einen „kritiſchen“ und behauptet, daß in dieſen Tagen irgendwo irgend etwas Beſonderes

vorgehe: Wolkenbrüche, Gewitter im Winter, Schlagwetter, Stürme, Überſchwemmungen uſw. ſollen an dieſen „kritiſchen Tagen“ vornehmlich zu erwarten ſein.

Da aber nach ſeiner Meinung auch an den drei dem kritiſchen Tage vorausgehenden oder nachfolgenden Tagen ſolche Ereigniſſe eintreffen dürfen, ſo ſind während eines Mondumlaufes von 28 Tagen zweimal ſieben Tage belegt, und es wird ſchon nach den Geſetzen der Wahrſcheinlichkeit von je zwei derartigen Ereigniſſen eines auf einen jener 14 Tage fallen müſſen, alſo als Treffer gezählt werden können. Daß ſolchen „Treffern“ die gleiche Zahl von Nichttreffern entgegenſteht, das pflegt man vornehm zu ignorieren. Pernter hat nachgewieſen, daß all dieſe Erſcheinungen, die allerdings an „kritiſchen“ Tagen vorkommen, genau ebenſo oft auch an den anderen Tagen eintreten.

Damit ſoll nun aber freilich nicht geſagt ſein, daß der Mond keinen Einfluß auf das Wetter habe: dieſer iſt vielmehr ſehr wohl möglich; worin er aber beſteht, falls derſelbe vorhanden iſt, wiſſen wir noch nicht; auf jeden Fall iſt er verdeckt durch viel größere Einflüſſe anderer Faktoren.

Und in der Tat ſcheint ein ſolcher Einfluß des Mondes auf die Luftdruckverteilung zu exiſtieren. Vielleicht ändert derſelbe die Lage der Zugſtraßen der Depreſſionen, vielleicht bewirkt er auch Änderungen in der allgemeinen Zirkulation. Je nach dem Orte, um den es ſich handelte, wäre aber der Mondeinfluß ein ganz verſchiedener; wo der hohe Druck zur Zeit des Vollmondes verſtärkt würde, da wäre der Niederſchlag geringer; an jenem Orte, von wo dieſer Luftüberſchuß weggeſtrömt und gleichzeitig der Druck verringert würde, da müßte umgekehrt um dieſe Zeit eine Neigung zu Niederſchlag eintreten. Vielleicht erklären ſich ſo die widerſprechenden Ergebniſſe verſchiedener Örtlichkeiten, die bisher keine Deutung gefunden haben.

Nicht viel anders steht es mit dem Einfluß der Sonnenflecken auf das Wetter. Zweifellos ist ein Einfluß derselben auf die Luftdruckverlagerung anzunehmen, zu sicheren Ergebnissen ist man jedoch noch nicht gelangt. Wir wissen jetzt, daß einer Zunahme der Sonnenfleckenanzahl eine Zunahme der Sonnenstrahlung entspricht und diese muß auch zu einer Änderung in der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre führen. Erst die Zukunft wird lehren, ob dieser Zusammenhang zu Prognosenzwecken ausgenützt werden kann.

Bedeutung der Atmosphäre für unsere Erde.

§ 58. Bedeutung der Atmosphäre und ihrer Zusammensetzung für das Leben der Tiere und Pflanzen.

Wenn wir einen Rückblick werfen auf die letzten Ursachen all jener wechselvollen Erscheinungen, die sich in der Atmosphäre abspielen, so führten sie uns überall in letzter Linie zu der Sonne, als dem Urquell aller Verwandlungen auf unserer Erde.

Für die Form, wie sich unter dem Einfluß der Sonne die atmosphärischen Vorgänge abspielen, ist die Kugelgestalt, die Achsenstellung und Rotation unserer Erde, aber auch die besondere Zusammensetzung der Atmosphäre maßgebend. Diese, durch die Schwerkraft an die Erde gefesselt, breitet sich als schützende Hülle, Lebensmedium und Verteilerin von Licht und Wärme um unseren Erdball.

Dem Sauerstoffgehalt der Luft verdanken wir die Möglichkeit organischen Lebens auf der Erdoberfläche, sowie auch die Möglichkeit der Verbrennungsprozesse, ohne welche wir eine Tätigkeit auf der Erde gar nicht denken können. Das Leben des Menschen und der Tiere ist ja übrigens auch

weſentlich ein Verbrennungsprozeß; der in der Nahrung aufgenommene Kohlenſtoff verbindet ſich mit dem eingeatmeten Sauerſtoff zu Kohlenſäure, die durch die Lungen an die Atmoſphäre abgegeben wird.

Der Sauerſtoff muß ſomit als der wichtigſte Beſtandteil unſerer Atmoſphäre bezeichnet werden. Jedoch iſt der Wechſel im Sauerſtoffgehalt der Luft nicht von großer Bedeutung. Spricht man von einer beſonders ſauerſtoffreichen Luft und bezeichnet man dieſelbe als eine hygieniſch beſonders wertvolle, ſo kann damit nur gemeint ſein, daß in ſolcher Luft ſchädliche Beimengungen fehlen und deren Kohlenſäuregehalt gering iſt. Ebenſo muß es als ein Vorteil bezeichnet werden, wenn man ozonreiche Luft als beſonders geſund bezeichnet. Ozon iſt allerdings ein giftiges Gas, aber inſofern heilſam, als es die in der Luft ſchwebenden Bakterien vermindert.

Von ebenſo hohem Wert als der Sauerſtoff iſt für den Kreislauf des Naturlebens der Kohlenſäuregehalt der Atmoſphäre. Er iſt dasſelbe für das Pflanzenleben, was der Sauerſtoff für das Tierleben iſt. Das Tier verzehrt Sauerſtoff und erzeugt Kohlenſäure, die Pflanze verzehrt Kohlenſäure und gibt Sauerſtoff von ſich, indem ſie unter dem Einfluß der Sonnenſtrahlen die Kohlenſäure in Kohlenſtoff und Sauerſtoff zerlegt.

Man hat die Frage aufgeworfen, ob ſich Verbindung und Zerſetzung ſtets das Gleichgewicht halten; oder ob nicht durch ein Überwiegen der Kohlenſäureproduktion die Luft im Laufe der Zeit allmählich immer reicher an Kohlenſäure werden müſſe. Es ſcheint, daß dieſe Gefahr eine ſehr geringe iſt, ſchon weil das Meer diesbezüglich ausgleichend wirkt, indem es beim Überwiegen der Kohlenſäure beträchtliche Mengen derſelben abſorbiert.

Nicht minder wichtig als die Kohlenſäure iſt für das

Pflanzenleben ferner der Wasserdampf und die Fremdkörper in der Luft. „Wäre kein Staub in der Luft," sagt Aitken, „so gäbe es weder Nebel noch Dunst, und wahrscheinlich auch keinen Regen; jedes Ding auf der Erdoberfläche würde sich in einen Kondensator verwandeln, jeder Grashalm, jeder Baumzweig würde von Wasser triefen, unsere Kleider wären durchnäßt und selbst das Innere unserer Häuser würde mit Feuchtigkeit überzogen sein." Den geordneten Wechsel von Trockenheit und Niederschlag verdanken wir also hauptsächlich den Kondensationskernen.

Auch der Kreislauf des Wassers vom Ozean, über dem es verdampft, zum Lande, über dem es im Niederschlage zur Erde zurückkehrt, wäre somit in der Form, in welcher er sich abspielt, ohne die eigentümliche Zusammensetzung der Atmosphäre nicht möglich. Indem sich der Wasserdampf an den einzelnen Staubteilchen, die ja größtenteils Ammoniak als Nitrat oder Nitrit enthalten, niederschlägt und so diese zur Erde führt, erfüllt er gleichzeitig die wichtige Aufgabe, den Erdboden durch Stickstoffzufuhr zu düngen. Nach den angestellten Beobachtungen enthält 1 l Regenwasser in unseren Gegenden etwa 0,5 mg Ammoniak[1]), über Städten noch viel mehr; auch in den Tropen haben Müntz und Marcano mehr, nämlich 1,55 mg pro Liter, gefunden, ein Reichtum, der eine Folge der zahlreichen elektrischen Entladungen ist.

§ 59. Die Bedeutung der Atmosphäre im Energiehaushalte der Erde.

Einen tiefgreifenden Einfluß übt die Zusammensetzung unserer Atmosphäre auch auf den Wärmehaushalt unserer Erde. Wie oben (S. 37) gezeigt, sind bei dem Durchgang

[1]) Zu Montsouris, wo man regelmäßige Messungen angestellt hat, fand man im Jahresmittel 0,71 mg pro Liter, d. i. bei der beobachteten Niederschlagsumme 391 mg pro Quadratmeter.

der Sonnenstrahlen durch die Atmosphäre zwei Vorgänge zu unterscheiden: die diffuse Reflexion, welcher besonders die kurzwelligen Strahlen unterworfen sind, und die Absorption, welche sich nur auf gewisse langwellige Strahlen erstreckt und speziell dem Wasserdampf und der Kohlensäure zuzuschreiben ist. Unterscheiden wir nur die sichtbaren und die dunklen Strahlen, so machen die ersteren etwa 45% der Gesamtenergie an der Grenze der Atmosphäre, die letzteren etwa 55% aus. Bei dem Durchgang durch die Atmosphäre nun verhalten sich beide Strahlenarten ganz verschieden. Von den leuchtenden, die allein der diffusen Reflexion unterworfen sind, gelangen etwa 52% durch die Atmosphäre hindurch, die restlichen 48% werden als diffuses Tageslicht nach allen Seiten zerstreut; ein bedeutender Teil derselben gelangt auf diesem Wege auch noch zur Erdoberfläche. Von den dunklen Strahlen gelangen dagegen etwa 73% bis zur Erdoberfläche, der Rest wird fast ganz in der Atmosphäre absorbiert.

Betrachten wir nun aber die Ausstrahlung! Diese besteht durchwegs aus dunklen Strahlen, gerade denen, welche von der Kohlensäure und dem Wasserdampf absorbiert werden. Somit verhält sich die Erde mit ihrer Atmosphäre ähnlich wie ein Glashaus. Glas läßt ja auch die Lichtstrahlen ziemlich leicht durch, absorbiert aber die dunklen Strahlen, es läßt somit die Sonnenstrahlen leicht eintreten, verhindert aber den Austritt der dunklen Strahlen. Genau so ist es bei der Erde. Wir verdanken es der „selektiven" Absorption, daß die Sonnenstrahlen zum überwiegenden Teile auf die Erde gelangen und deren Oberfläche wie die darüber befindliche Atmosphäre erwärmen, daß aber jene Strahlen, welche nun die Erdoberfläche und die Atmosphäre aussendet, von dieser letzteren zurückgehalten werden.

Es wird so eine fortwährende Aufspeicherung von Energie auf unserer Erdoberfläche ermöglicht: in den Waldungen

und Kohlenflözen besitzen wir solche durch Jahrhunderte aufgespeicherte Sonnenenergie. Aller Kulturfortschritt beruht auf dieser Aufspeicherung von Energie. Welche bedeutende Arbeitsleistung repräsentiert z. B. ein Buch. Wir meinen nicht in geistiger Hinsicht, sondern nach der mechanischen Leistung, die erforderlich ist, um das Blei zu gewinnen, dieses in Letternform zu gießen, letztere passend anzuordnen und endlich auf dem Papier zum Abdruck zu bringen, zu dessen Gewinnung abermals eine riesige Arbeit geleistet werden mußte. In letzter Linie ist es die Sonne, die das alles leistet; die fertig vorliegenden Ergebnisse sind aufgespeicherte, kapitalisierte Sonnenenergie.

Und welche Wohltaten spendet der Menschheit das diffuse Tageslicht! Auch dieses wäre ohne die durch die Zusammensetzung bedingten besonderen Eigentümlichkeiten der Atmosphäre nicht möglich!

Die Fähigkeit der letzteren als schützende Hülle zu dienen, wird durch die Bewegungen der Luft ungemein gefördert. Die Atmosphäre wirkt auf der Erdoberfläche auch als Wärmeverteilerin. Durch die Konvektion werden die Luftschichten in vertikaler, durch die allgemeine Zirkulation in horizontaler Richtung gemischt. Welch große Rolle dabei der Wasserdampf spielt, haben wir genügend erörtert. Mit jedem Millimeter Wasser, das pro Quadratmeter über dem Meere verdampft und als Niederschlag auf dem Lande niederfällt, wird vom Meere zum Land eine Wärmemenge übertragen, welche hinreicht, um etwa 2400 cbm Luft um 1° C zu erwärmen. Die über dem Lande stattfindende verstärkte Ausstrahlung wird dadurch wieder vollständig ausgeglichen.

So erkennen wir, daß jeder der einzelnen Hauptbestandteile der Atmosphäre eine Grundbedingung für das Leben bildet, wie es sich auf unserem Erdballe abspielt, und daß die Frage, ob auch auf diesem oder jenem Planeten ein orga-

nisches Leben möglich sei, mit der Frage zusammenfällt, ob derselbe eine Atmosphäre besitzt und wie dieselbe beschaffen sei.

§ 60. Beeinflussung des Wetters durch die Menschenhand.

Auch beim Wetter hat der Mensch versucht, durch künstliche Mittel dasselbe in einer ihm günstigen Richtung zu beeinflussen. So aussichtslos einerseits ein solcher Versuch gegenüber den gewaltigen Kräften der Atmosphäre erscheint, so groß ist doch andererseits auch wieder die Versuchung dazu. Was kann es Schlimmeres für den Landwirt geben, als untätig zusehen müssen, wenn ein einziger Maifrost oder Hagelschlag oder abnorme Trockenheit seine schönsten Hoffnungen vernichtet?

In der Tat ist denn auch eine Bekämpfung der Frostgefahr nicht bloß möglich, sondern auch in der Praxis in Amerika, Österreich, in Frankreich usw. mit dem besten Erfolge durchgeführt worden.

Wir haben als Ursache des Temperaturfalles bei Nacht die Ausstrahlung des Erdbodens kennen gelernt. Der Boden kühlt sich vor allem ab und erst mittelbar die darüberliegende Luft, und so kommt es denn auch, daß in der Regel in der Nacht — und besonders an Frosttagen — die Luft unmittelbar über dem Boden sehr kalt ist, dagegen in 2, 3 oder 4 m über dem Erdboden um mehrere Grade wärmer ist. Der Nachtfrost ist eine Erscheinung, die sich auf einen ungemein kleinen Teil der Atmosphäre beschränkt, und darum ist auch von vornherein seine Bekämpfung durchaus nicht aussichtslos.

Man hat nun mehrerlei Methoden dazu ersonnen. Man kann es versuchen, die abnorm kalte Luft direkt zu erwärmen durch Anfachung von Feuern; man kann es versuchen, die Ausstrahlung zu verhindern durch Erzeugung künstlicher Wol-

ken; und man kann es endlich versuchen, die kalte Luft vom Boden zu entfernen, sei es durch eine Art Luftdränage, sei es durch künstliche Mischung der untersten Schichten mit der wärmeren, darüber befindlichen Luft.

Die zweifellos beste Methode, welche eigentlich alle drei besprochenen Arten der Bekämpfung in sich vereinigt, ist die, mit Hilfe kleiner qualmender Feuer, in denen möglichst wasserreiche Stoffe, wie Stallmist, nasses Laubwerk, Stroh, Teer usw. verbrannt werden, Wolken zu erzeugen, die sich unmittelbar über dem Boden bilden und den untersten Luftschichten Wärme zuführen.

Denken wir uns ein großes Kohlenfeuer, so würde die darüber befindliche Luft ungemein erhitzt, sie würde emporsteigen und die ganze Wärme ginge verloren und käme den unteren Schichten, die der Wärme am meisten bedürfen, fast gar nicht zugute.

In vielen kleinen, qualmenden Feuern wird die Luft nicht sehr erwärmt, die meiste Wärme wird verbraucht zur Verdampfung des Wassers. In unmittelbarer Nachbarschaft, knapp über dem Boden, wird sich das Wasser sofort in Dampfwolken wieder kondensieren, und schützt nicht bloß als Wolke vor der weiteren Ausstrahlung, es wird auch, da bei der Kondensation die ganze Wärme wieder frei wird, gerade den unteren kalten Schichten einen großen Teil der erzeugten Wärme wirklich zuführen. Außerdem wird aber durch die vielen kleinen Feuer auch eine kräftige Mischung der Luft angeregt.

In Amerika hat man dies „Frosträuchern" meist so angestellt, daß man schon im voraus in entsprechenden Entfernungen Säcke mit Mist u. dgl. aufgestellt hat und dann bei Frostgefahr eine kleine Menge Petroleum darauf schüttete und das Feuer entflammte. In Österreich verwendet man meist Teer.

Es iſt übrigens ein alter Brauch, den, wie A. v. Humboldt berichtet, ſchon die Indianer Perus anwendeten.

Gleichfalls alt und in manchen Gegenden tief in die Volksſeele eingewurzelt iſt der Brauch des „Wetterſchießens“ oder „Hagelſchießens“ zur künſtlichen Bekämpfung der Hagelgefahr. Man ſchoß urſprünglich mit gewöhnlichen Böllern, in neueren Zeiten hat der Bürgermeiſter von Windiſch-Feiſtritz, A. Stiger, durch Aufſetzen eines koniſchen Eiſenblechtrichters die Wirkung zu verſtärken verſucht und dieſe neuen „Wetterwehrapparate“ haben ſich dann in ganz Steiermark, überhaupt in den Alpenländern, wo Wein gezogen wird, ganz beſonders aber in Italien ungemein raſch ausgebreitet. Das Eigentümliche bei dieſem Apparate iſt das Auftreten eines den Rauchringen ähnlichen Luftwirbelringes, der beim Schuß den Apparat verläßt und, wie ein Geſchoß pfeifend, bei den beſten Apparaten etwa 400 m hoch emporſchießt. Ihm wird die Wirkung zugeſchrieben.

Heute kann man wohl mit Sicherheit ſagen, daß dem Wetterſchießen kein Erfolg zuzuſchreiben iſt, und tatſächlich hat auch in der Bevölkerung die urſprüngliche Begeiſterung für das Schießen ſtark nachgelaſſen.

Nicht anders ſteht es bei der Erzeugung künſtlichen Regens. Bei Trockenheit kann künſtlicher Regen als unmöglich bezeichnet werden, weil uns die Kräfte nicht zur Verfügung ſtehen, die zu dieſem Behufe aufgewendet werden müßten. Die Verſuche, welche in Texas angeſtellt wurden, um durch Exploſionen künſtlich Regen zu erzeugen, ſind denn auch recht kläglich geſcheitert.

Namen- und Sachverzeichnis.

Abbot 30, 34, 36, 37.
Abendrot 121, 122.
Abercromby 130.
Ablenkende Kraft der Erdrotation 70, 79, 80.
Abnahme des Luftdrucks mit der Höhe 9, 61.
Abnahme der Temperatur mit der Höhe 17, 55.
Absolute Feuchtigkeit 85.
Absorption 25, 35, 38, 139.
Aerologische Institute 24.
Airy 125, 138.
Aitken 12, 109.
Aktinometer 28.
Alkoholthermometer 40.
Altokumulus 94.
Altostratus 94, 97.
Ammoniak 11, 138.
Amplitude 46, 64.
Anemometer 69.
Aneroidbarometer 60.
Angot 52.
Angström 38.
Angströms Aktinometer 29.
Anomalie 54.
Antizyklonen 58, 78, 81.
Aragoscher Punkt 118, 123.
Assmann 87, 92.
Assmanns Aspirationspsychrometer 43.
Asymmetrie der Tiefdruckgebiete 83.
Atmosphäre 8.
— Bedeutung derselben 136, 138.
— elektrische Ladung derselben 114.
— Grenze derselben 62.
— Höhe derselben 62.
— Schwingungen derselben 65.
— Strahlung derselben 39.
— Trübung derselben 12, 15.
Atmosphärische Lichterscheinungen 117.
Aufspeicherung von Energie 139.
Aufsteigen der Luft, Bedeutung desselben 17, 55, 57, 91, 100, 128.
Aufstellung der Thermometer 42, 43.
Augustisches Psychrometer 87.
Ausstrahlung der Erde 39, 139.

Babinetscher Punkt 118, 123.
Bakterien, Zahl derselben in der Luft 15.
Ballonfahrten 23, 56.
Barographen 60.
Barometer 59.
Barometerdepressionen 79.
Barometermaxima 81.
Barometerminima 79.
Batchelder 53.
Beeinflussung des Wetters durch Menschenhand 141.
Bekämpfung der Frostgefahr 141.
— der Hagelgefahr 143.
Beobachtungsinstitute 21.
Beobachtungsnetze 20.
Beobachtungsstunden 20.
Berggipfelobservatorien 22, 23.
Bergwinde 74.
Bewölkung 91.
— jährlicher Gang 99.
— täglicher Gang 99.
— Schätzung 98.
— Verteilung auf der Erde 100.
Bezold 57, 89.
Bigelow 84.
Billwiller 98.
Birkeland 126.
Bishopscher Ring 122.
Blau des Himmels 117.
Blitz 115.
Blitzschläge 117.
Bolometer 33.
Bora 77.
Bouguer 30.
Brewsterscher Punkt 118.
Buchan 52.
Bühler 109.
Busch 123.
Buys-Ballot 127.
Buys-Ballotsches Gesetz 80.

Campbell-Stokesscher Sonnenscheinautograph 98.
Celsiusskala 41.
Chamsin 78.
Clayton 100.
Coffin 80.
Conrad 93.

Dämmerung 118.
Dampfdruck 85.
— bei Sättigung 85.
Dampfdruckabnahme mit der Höhe 91.
Defant 123.
Depressionen 79, 129.
De Romas 110.
Descartes 9, 61.
Descartessche Theorie des Regenbogens 124.
Diffuse Reflexion 38 139.
Donner 115.
Dove 52, 53, 73.
Drachenbeobachtungen 23.
Druckgefälle 70.
Durchlässigkeit der Atmosphäre 31, 32.

Eiskristalle 92, 102.
Elektrische Ladung der Atmosphäre 114.
— der Erde 112.
Elektroskop 111.

Elemente, meteorologische 21.
Elmsfeuer 116, 126.
Energie der Stürme 84.
Energiehaushalt der Erde 138.
Energieverluste in der Atmosphäre 37.
Erdrotation 70.
Erfahrungssätze bei der Wettervorhersage 132.
Erhaltungstendenz des Wetters 133.
Erman 111.
Espy 75.
Exner, Franz 111, 115.
— F. M. 133.
— Karl 120.

Fahrenheitskala 41.
Falb 134.
Fallgebiete des Luftdrucks 131.
Falsepoint-Zyklone 80.
Fergusson 100.
Ferrel 73, 80.
Feuchtigkeit 85.
— jährlicher Gang 90.
— täglicher Gang 90.
Flächen gleichen Druckes 62.
Flächenblitz 116.
Föhn 76.
Fortinbarometer 59.
Fowle 38.
Franklin 110.
Fraunhofer 120.
Fraunhofersche Linien 33.
Frostgefahr, Bekämpfung derselben 141.
Frosträuchern 142.
Fundamentalabstand 41.
Furche tiefen Druckes 130.

Geokoronium 11.
Gewitter 116.
Gewitterelektrizität 115, 117.
Gewitternasen 116.
Gipfelstationen 22.
Glaisher 23.
Gradient 69.
Graupel 102, 104.
Grenze der Atmosphäre 62.
Großmann 133.
Guilbert 133.

Haarhygrometer 88.
Hadley 73.
Hagel 102, 104.
Hagelgefahr, Abwehr derselben 143.
Hagelschießen 143.
Halo 120.
Hann 16, 48, 49, 52, 64, 73, 74, 76, 82, 83, 91, 92.
Harmattan 78.
Hauptregenbogen 125.
Heberbarometer 59.
Hellmann 103, 121.
Hill 108.
Himmel, blaube Farbe desselben 117.
Hochdruckgebiete 81.
— Wetter in denselben 128.
Hof von Sonne und Mond 119.
Höhe der Atmosphäre 62.
— der Wolken 100.
Höhenmessung, barometrische 61.
Houdaille 109.
Humboldt, A. v. 52, 143.
Humphreys 15.
Hutton 92.
Hygrograph 88.
Hygrometer 87.

Jalousiehütte 43.
Jenaer Glas 42.
Jesse 123.
Jonen 114.
Isanomalen 54.
Isallobaren 130.
Isallothermen 131.
Isobaren 62, 127.
Isobarenkarten 62.
Isobarentypen 130.
Isonephen 100.
Isothermen 52.

Kähler 93.
Kalmenzone 71.
Kalte Bänder im Sonnenspektrum 34, 38, 40.
Kämtz 120.
Kathodenstrahlen der Sonne 126.
Keil hohen Druckes 130.
Kießling 122.
Klimatologie 7.
Kohlensäure 10, 38, 137.
Kondensation 92.
Kondensationskerne 14.
Konvektion 47, 58.
Köppen 75.
Koppes Haarhygrometer 88.
Kosmische Einflüsse auf das Wetter 134.
Krakatauausbruch 122, 123.
Kranz um Sonne und Mond 119.
Kreislauf des Wassers 138.
Kritische Tage Falbs 135.
Kugelblitz 116.
Kumulonimbus 94.
Kumulus 94, 96.
Künstliche Beeinflussung des Wetters 141.
Künstlicher Regen 143.

Lambrechts Polymeter 88.
Lamont 49.
Landwinde 73.
Langley 33, 34, 36.
Lechner, Peter 22, 117.
Leeseite der Gebirge 107.
Leitfähigkeit, elektrische, der Luft 114.
Lemonnier 110.
Lenard 115.
Leuchtende Nachtwolken 123.
Leveche 78.
Leverrier 127.
Linß 114.
Lochner 122.
Lokalwinde 76.
Loomis 107.
Luft, Ausdehnung derselben 16.
— Bedeutung ihrer Zusammensetzung 136.
— Bestandteile 10.
— Erwärmung durch Druck 17.
— Fremdkörper in ihr 12.
— physikalische Eigenschaften derselben 15.
— spezifisches Gewicht 10.
Luftballonbeobachtungen 23.
Luftdruck 9, 59.
— Abnahme mit der Höhe 9, 61.
— jährlicher Gang 65.
— täglicher Gang 63.

Luftdruckänderungskarten 130.
Luftdruckverteilung 62, 128.
Luftdruckwellen 63, 67.
Luftelektrizität 110.
Luftmoleküle 38.
Luftwirbel 79.
Luvseite der Gebirge 107.

Marcano 138.
Margules 66, 68, 84.
Mariotte-Gay-Lussacsches Gesetz 16.
Maurer 39.
Mauritius-Zyklone 81.
Maximum-Minimumthermometer 42.
Mazeas, Abbé 110.
Meeresströmungen 55.
Meteorologische Institute 6, 21, 24.
Michelson 30.
Mistral 77.
Mitteltemperaturen 48, 49.
— der Parallelkreise 53.
Möller 73.
Mondeinfluß auf das Wetter 134, 135.
Monhöfe und -ringe 119, 121.
Mondstrahlung 39.
Monsune 73.
Müntz 138.

Nachtwolken, leuchtende 123.
Nebel 95.
Nebenregenbogen 125.
Nebensonnen und -monde 121.
Neutrale Punkte 123.
Niederschlag 101.
— Abhängigkeit vom Terrain 107.
— Arten 102.
— Höhe desselben 102, 106, 107.
— Verteilung desselben 107.
Nimbus 94.
Nordlicht 126.
— Höhe desselben 126.
Normalmittel der Temperatur 49.
Nullpunktverschiebung bei Thermometern 41.

Oberbeck 73.
Obermayer, v. 117.
Ombrometer 101.
Ozon 11.

Pascal 9.
Paschen 38.
Passatwinde 71.
Peltier 111.
Pernter 73, 93, 98, 119, 120, 122, 125, 135.
Physik der Atmosphäre 7.
Polarisation des Himmelslichtes 118.
Polarlicht 11, 126.
Polymeter 88.
Potentialgefälle 112.
— Abnahme mit der Höhe 114.
— bei Gewitter 115.
— jährlicher Gang 113.
— täglicher Gang 113.
Precht 54.
Psychrometer 45, 87.
Purpurlicht 119, 120, 121.

Radioaktive Substanzen in der Atmosphäre 114.
Ramsay 10.
Rauhreif 109.
Rayleigh 10, 66, 118.
Reaumurskala 41.
Regen 102, 103.
— künstlicher 143.
Regenbogen 123, 124.
— Haupt- 125.
— Neben- 125.
— überzählige (sekundäre) 125.
— weiße 125.
Regenmenge 106.
Regenmesser 101.
Regentröpfchen 93.
— Schweben derselben 93.
Registrierballons 23.
Reif 108.
Relative Feuchtigkeit 86.
Richard 88.
Riggenbach 108, 122.
Ringe um Sonne und Mond 120.
Russell 109.

Samum 78.
Sattel hohen Druckes 130.
Sättigung, Dampfspannung 85, 88.
Sättigungsdefizit 86.
Sauerstoff 10, 137.
Scheele 10.
Schirokko 78.
Schmauß 134.
Schnee 102.
Schneeflocken 103.
Schweben der Wolkentropfen 93.
Schwerekorrektion beim Barometer 60.
Schwingungen der Atmosphäre 65.
Seewinde 73.
Sekundäre Regenbogen125.
Selektive Absorption 139.
Siedethermometer 61.
Siemens 73.
Sigson 103.
Singer 95.
Solarkonstante 27, 36.
Sonne, Temperatur derselben 37.
— Wichtigkeit für die Erde 139.
Sonnenflecken, Einfluß auf das Wetter 136.
— und Solarkonstante 37.
Sonnenhöfe und -ringe 119, 121.
Sonnenscheinautographen 98.
Sonnenscheindauer 31, 98.
Sonnenspektrum, Intensität 34.
Sonnenstrahlung 27.
— Jahressummen derselben 32.
— Intensität derselben 31.
— Messung derselben 28.
— Verteilung derselben auf die einzelnen Wellenlängen 32.
Spitaler 53.
Sprung 73.
Stationen, Anzahl 21.
— auf Bergen 22.
Stationsbarometer 59.
Staubteilchen 12, 38.
— Natur derselben 14.
— Zahl derselben 12.
Staubteilchenzähler (Kernzähler) 13.

Staubtrübung der Atmosphäre 15.
Steiggebiete des Luftdrucks 131.
Sterne als Wärmespender 39.
Stickstoff 10.
Stiger, A. 143.
Störmer 126.
Strahlenmesser 28.
Strahlung 24.
Strahlung der Atmosphäre 39.
— des Mondes 39.
Stratokumulus 93, 96.
Stratosphäre 57.
Stratus 94.

Tageslicht 117, 139.
Tagesmittel der Temperatur 48.
Taifune 79.
Talwinde 74.
Tau 108.
Taupunkt 86, 108.
Teisserenc de Bort 101.
Temperatur 40.
— auf Landhemisphäre 53.
— auf Wasserhemisphäre 53.
— der Luft 42.
— der Sonne 37.
— des Weltraums 39.
— „in der Sonne" 45.
Temperaturabnahme mit der Höhe 17, 55, 57.
Temperaturänderungskarten 131.
Temperaturgang, jährlicher 50.
— täglicher 46.
— in der Höhe 48.
Temperaturkorrektion beim Barometer 60.
Temperaturumkehr 55.
Temperaturverteilung über 9 km Höhe 56.
Thermographen 42.
Thermometer 40.
Thermometerbeschirmung 43, 44.
Thermometerhütte 43.
Tiefdruckgebiet 79.
— Wetter in demselben 129.
Tornado 79.
Torricellis Versuch 8.
Tromben 79.
Troposphäre 57.

Übersättigung 92.
Überzählige Regenbogen 125.
Unterkaltung 92.

Verdampfung 86, 88.
Verdunstung 86, 88.
Verdunstungswage 88.
Violle 32.
Violles Aktinometer 28.
Viviani 8.

Wagner 93.
Wärmeverteilung über der Erdoberfläche 52.
Wasserdampf 10, 138.
— Absorption der Strahlung durch denselben 38, 39.
— Rolle desselben in der Atmosphäre 138, 139, 140.
Wasserstoff 11.
Wellen in der Atmosphäre 66.
Wellenlängen im Sonnenspektrum 32, 33.
Wells 109.
Weltraum, Temperatur desselben 39.
Wetter 57, 127.
— Erhaltungstendenz 133.
Wetterbestimmende Faktoren 128, 131.
Wetterkarten 127.
Wetterlehre 7, 127.
Wetterleuchten 116.
Wetterprognose 7, 127, 128, 131.
— Erfolge 133, 134.
Wetterregeln 129, 130, 132.
Wetterschießen 143.
Wettervorhersage 128.
Wetterwehrapparate 143.
Wigand 14.
Wildsche Verdunstungswage 88.
Wind 68.
Windfahne 68.
Windgeschwindigkeit 69.
— jährlicher Gang 76.
— täglicher Gang 75.
Windrichtung 68.
Windrose 68.
Windskala 69.
Windstärke 69.
Wirbel, atmosphärische 79.
Wogenwolken 95.
Wolken 93.
— Formen 94.
— Geschwindigkeit 100.
— Höhe 100.
— Schweben 93.
Wolkenspiegel 99.
Wolkentröpfchen, Größe derselben 93.
Wollny 109.

Zenker 53.
Zentralanstalten, meteorologische 6, 20.
Zentrifugalkraft 80.
Zickzackblitze 115.
Zirkulation der Atmosphäre 57, 71, 100.
— Störungen derselben 84.
Zirrokumulus 94.
Zirrostratus 94.
Zirrus 94, 97.
Zusammensetzung der Atmosphäre 10.
— Bedeutung derselben 139.
Zyklonen 58, 78, 129.

ulb tirol
Universitäts- und Landesbibliothek Tirol