

Ueber die Regenverhältnisse

auf der Erdoberfläche.

Von

Dr. H. PICK.

Vortrag, gehalten am 30. November 1863.

In früheren Vorträgen habe ich mich bemüht, den Nachweis zu liefern, welchen Einfluss die Wärme auf die Erscheinungen des Luftoceanes ausübt. Für die wechsellvollen Erscheinungen des Wetters ist neben der Wärme nur noch das Wasser von gleich grosser Bedeutung. Der eben so kenntnis- als phantasievolle Helmes bezeichnet das Wasser recht treffend als das Blut im Organismus des Wetters, während die Wärme seinen Herzschlag und die Winde seine Adern darstellen.

Begreiflicherweise hat die Frage, ob es zu irgend einer Zeit Regen oder Sonnenschein geben werde, von jeher, nicht bloß vom specifisch-ökonomischen Standpunkte aus, das lebhafteste Interesse aller Welt in Anspruch genommen. Weniger begreiflich erscheint, dass man noch heutzutage, nachdem man endlich angefangen hat, mit unbefangenen Auge in dem seit Jahrtausenden vor der Menschheit aufgeschlagenen Buche der Natur zu lesen, so viel auf Wetterprophezeihungen hält. Ist uns aber auch, der Natur der Sache nach, eine Vorhersicht dieser so wechsellvollen Erscheinungen versagt, so dürfte desto mehr Grund vorhanden sein, durch eine nüchterne Auseinandersetzung der einschlägigen Vorgänge zur Einsicht und einem Verständnisse derselben zu gelangen.

Bekanntlich verdunstet Wasser bei jedem Temperaturgrade und verbreitet sich im Raume so lange, bis derselbe, wie man sich auszudrücken pflegt, damit gesättigt ist. Diese Sättigung tritt jedoch um so früher ein, je niedriger und um so später, je höher die Temperatur des Raumes ist, in welchem die Verdunstung statthat.

Nach August enthält 1 Cubikfuss Luft im Zustande der Sättigung bei nachstehend angegebenen Temperaturen folgende Gewichtsmengen Wasserdampf:

		Unterschied für je 5° Temp.	
Bei	— 25° C. . .	0·60 Gran	} . . . 0·29 Gran
„	— 20° . . .	0·89 „	
„	— 15° . . .	1·29 „	
„	— 10° . . .	1·85 „	
„	— 5° . . .	2·63 „	
„	0° . . .	3·65 „	
„	+ 5° . . .	5·01 „	
„	+ 10° . . .	6·82 „	
„	+ 15° . . .	9·41 „	
„	+ 20° . . .	12·11 „	
„	+ 25° . . .	15·88 „	
„	+ 30° . . .	20·60 „	
„	+ 35 . . .	26·47 „	

Aus vorstehenden Zahlen ergibt sich, dass nicht bloß im Allgemeinen bei höheren Temperaturen eine lebhaftere Verdunstung eintritt, sondern es erhellt daraus die wichtige Thatsache, dass die Capacität desselben Raumes für Wasserdampf in einem viel rascheren Verhältnisse als die Temperatur selbst zunimmt. Letzterer Umstand geht aus den in der letzten Columnne angeführten Daten schlagend hervor.

Nach dem bisher Gesagten dürfte unsehwer einzusehen sein, dass ein Raum, der bei einer gewissen Temperatur mit Wasserdampf gesättigt ist, sofort aufhören wird, es zu sein, sobald die Temperatur steigt, wenn nicht gleichzeitig für eine neue Zufuhr von Dämpfen gesorgt wird. Nicht minder einleuchtend ist, dass ein Raum, der für eine gewisse Temperatur mit Wasserdämpfen noch nicht gesättigt ist, in diesen Zustand einfach dadurch versetzt wird, dass man ihn abkühlt.

Haben wir daher einen allseitig abgeschlossenen Raum vor uns, in welchem bei irgend einer Temperatur noch tropfbares Wasser sich vorfindet, so können wir sicher behaupten, dass dieser Raum mit Dünsten gesättigt ist; befände sich dagegen in jenem Raume nicht zugleich tropfbares Wasser, so könnten wir erst dann mit Sicherheit behaupten, derselbe sei gesättigt, wenn die geringste Compression oder die geringste Abkühlung des Dampfes die Folge hätte, dass sofort ein

Theil desselben sich condensirt, d. h. tropfbar flüssig wird.

Die einer jeden Temperatur entsprechende grösste Dampfspannung wird (in ähnlicher Weise wie bei der atmosphärischen Luft) durch die Höhe jener Quecksilbersäule gemessen, welche durch den Dampfdruck in einem Torricelli'schen Rohre in Schwebelage erhalten wird.

Die beifolgenden Zahlen, welche den genauesten Regnault'schen Angaben entnommen sind, bedürfen wohl keiner besonderen Erläuterung:

Temp. nach Celsius.	Spannung im Millimeter.	Temp. nach Celsius.	Spannung im Millimeter.	Temp. nach Celsius.	Spannung im Millimeter.
— 25 ^o	0·586	0 ^o	4·600	+ 20 ^o	17·391
— 20 ^o	0·927	+ 5 ^o	6·534	+ 25 ^o	23·550
— 15 ^o	1·400	+ 10 ^o	9·165	+ 30 ^o	31·548
— 10 ^o	2·093	+ 15 ^o	12·699	+ 35 ^o	41·827
— 5 ^o	3·113				

Obschon die atmosphärische Luft mit jenem ungeheuren Wasserspiegel, der unsere Erdoberfläche zu 3 Viertheilen bedeckt, in steter Berührung ist, so ist sie doch, wegen der unaufhörlichen Bewegungen in ihr, nur äusserst selten und selbst dann nur innerhalb sehr enger Gebiete für die eben herrschende Temperatur mit Wasserdampf gesättigt. Sie

enthält im Allgemeinen viel weniger Dampf, als sie der herrschenden Temperatur nach enthalten könnte.

Wir finden deshalb in den meteorologischen Notizen stets zweierlei Angaben, die eine, welche sich auf die Spannung des zur Zeit und bei einer gewissen Temperatur wirklich vorhandenen Dampfquantums bezieht (gewöhnlich Dunstdruck benannt) und die zweite, welche das Verhältniß des wirklich vorhandenen zu jenem Quantum anzeigt, welches in der Luft bei voller Sättigung der herrschenden Temperatur nach vorhanden sein könnte (relativer Dampfgehalt benannt). Letztere Angabe, gewöhnlich in Procenten der möglichen Dampfmenge ausgedrückt, begründet unser Urtheil über den Feuchtigkeitsgrad der Luft. Die Aussprüche: die Luft ist feucht, die Luft ist trocken, sind keineswegs dahin zu verstehen, als ob im ersten Falle die Luft absolut mehr Dampf enthielte als im zweiten; das gerade Gegentheil ist wahr. Wenn z. B. an einem Julitage bei einer Temperatur von $+ 25^{\circ}$ in jedem Cubikfuss Luft 10 Gran Wasserdampf enthalten sind, nennen wir sie trocken, weil es einer Abkühlung bis auf etwa $+ 15^{\circ}$ bedürfe, um einen wässrigen Niederschlag (Regen) herbeizuführen. Dagegen nennen wir die Luft eines Novembertages, die beispielsweise bei einer Temperatur von $+ 2^{\circ}$ in jedem Cubikfusse nur 3 Gran Wasserdampf enthält, feucht, weil schon eine unbedeutende Temperaturverminderung Regen zur Folge haben wird.

Ich glaube dies besonders hervorheben zu sollen, weil diese so häufig gebrauchten Ausdrücke leicht zu Missverständnissen Anlass geben.

Sehen wir nun zu, wie sich in dieser doppelten Beziehung die Verhältnisse des (absoluten und relativen) Dampfgehaltes in den die Erdoberfläche zunächst einhüllenden Luftschichten genauen Beobachtungen zufolge darstellen. Schon a priori, wenn man nur die Abstufungen der Temperaturverhältnisse berücksichtigt, wie sie die verschiedene geographische Breite nothwendig mit sich bringt, lässt sich erwarten, dass, weil wärmerer Luft eine grössere, kälterere hingegen eine weit geringere Capacität für Wasserdampf zukömmt, der Dampfgehalt, absolut betrachtet, in den Luftschichten der heissen Zone grösser als in denen der gemässigten und kalten Zone sein wird. Und in der That ist dies der Fall; die Tafel I., welche die Verhältnisse des Dunstdruckes an 25 Orten zu beiden Seiten des Aequators auf Grundlage mehrjähriger Beobachtungen zur Anschauung bringen soll, lässt dies auf den ersten Blick errathen.

Zur Erläuterung dieser Tafel diene Folgendes: die unmittelbar über den Namen der Beobachtungsorte stehenden Zahlen (z. B. — 42 über Tasmania) geben ihre geographische Breite an; — bedeutet natürlich südliche, + hingegen nördliche Breite. Die in der zweiten Horizontalcolumnne stehenden Zahlen beziehen sich auf die mittleren Jahrestemperaturen (in Graden Celsius) der betreffenden Orte (z. B. Mad-

ras mit einer mittleren Temperatur von $+ 27.61^{\circ}$ C.) Die neben den in der scharf ausgezogenen Linie angebrachten Punkten stehenden Zahlen geben den Dunstdruck in Pariser Linien an, wie er im Mittel an den in derselben Verticalcolumnne unten benannten Orten beobachtet wurde (z. B. $10''$ im Zanzibar an der Ostküste Afrika's); die neben den vorigen in Klammern stehenden Zahlen (z. B. (15.18) bei Benares), geben an, wie viele Pariser Linien dem Dunste an Spannkraft zukommen würde, wenn an den betreffenden Orten die Luft der herrschenden Temperatur gemäss mit Dünsten gesättigt wäre.

Die dunkel ausgezogene Linie dieser Tafel würde natürlich weit weniger scharfe Ecken darbieten, wenn sie sich auf eine bedeutend grössere Zahl von Beobachtungsorten ausdehnen liesse. Die auffallenden Abstürze, welche sich bei Dodabetta (Plateau von Dekkan), Darjiling (südöstl. Himalaya) und Faulhorn (Schweiz) zeigen, sind genügend motivirt durch die bedeutende verticale Erhebung dieser Orte über der Meeresfläche, welcher Umstand eine entsprechende Depression in der mittleren Jahrestemperatur und deshalb auch eine geringere Dampfcapacität im Gefolge hat.

Diese Tafel bietet zugleich ein Mittel, den mittleren Feuchtigkeitsgrad der Luft der betreffenden Beobachtungsorte zu erfahren. Nach dem früher Gesagten hat man zu diesem Behufe blos die Zahl, welche den Druck des wirklich vorhandenen Dampfes

angibt (z. B. 4·21 für Tasmania) zu dividiren durch die (neben jener Angabe in Klammer stehende) Zahl, welche den der herrschenden Temperatur entsprechenden grössten Dampfdruck angibt (in unserem Falle $4·21 : 5·55 = 0,76$, d. h. 76 ‰). — Führt man dies durchweg aus, so ergibt sich, dass im Allgemeinen der relative Dampfgehalt vom Aequator gegen die Pole zunimmt, während der absolute Dampfgehalt einen gegentheiligen Gang einschlägt.

Was nun die eigentliche Bildung von atmosphärischen Niederschlägen betrifft, so sind es wesentlich drei Vorgänge, welche für sich oder in mannigfacher Wechselverbindung dazu Anlass geben; 1) der aufsteigende Luftstrom, 2) der horizontale, von einer wärmeren nach einer kälteren Gegend hin gerichtete Luftstrom, endlich 3) der Kampf des äquatorialen mit dem polaren Luftstrom.

Behufs einer richtigen Einsicht in diese verwickelten Verhältnisse muss vor Allem daran erinnert werden, dass in Folge der grossen Temperaturdifferenz zwischen den Polen und dem Aequator eine stete Luftcirculation unterhalten wird, als deren Hauptergebnisse sich der (polare) Passat und (äquatoriale) Antipassat herausstellen; dass wegen der Rotation der Erde um ihre Axe in westöstlicher Richtung der Passat oder untere Luftstrom schliesslich (auf der nördlichen Hemisphäre) eine nordöstliche, der obere Luftstrom hingegen eine südwestliche Richtung annimmt;

dass zwischen den äquatoriellen Grenzen der beiden unteren Passate sich rings um die Erde der sogenannte Calmengürtel hinzieht, wo die aufsteigende Luftströmung am kräftigsten unterhalten wird und daher am höchsten reicht; dass endlich durch die Küstenconfiguration und die horizontale Ausdehnung der Continente, durch die Richtung grosser Gebirgsketten, insulare Lage, hohe Lage ausgedehnter Länderstrecken u. dgl. die Hauptluftströmungen mannigfache locale Ablenkungen erfahren und daher zu topographischen Luftzügen sich umbilden.

Im Calmengürtel wird sich wegen des verticalen Sonnenstandes und der dadurch bedingten intensivsten Insolation der aufsteigende Strom sehr dampfreicher Luft mit Macht erheben, gelangt dadurch in Höhen, welche eine bedeutend niedrigere Temperatur haben und in Folge dessen müssen heftige Regengüsse gewöhnlich von gewaltigen elektrischen Explosionen begleitet, eine regelmässig eintretende fast tägliche Erscheinung sein.

In der eigentlichen Passatzone, welche sich zu beiden Seiten des Calmengürtels erstreckt, kann, da in ihr die Luft von kälteren Gegenden nach wärmeren strömt und deshalb die Dampfcapazität derselben sich stets erhöht, keine Veranlassung zu Niederschlägen vorhanden sein; in ihr wird also ein regenloser Gürtel liegen müssen.

Während diese beiden Extreme die Typen der Regelmässigkeit der heissen Zone kennzeichnen, wird

die gemässigte Zone der Schauplatz des Kampfes des Passates und Antipassates und in Folge dessen häufiger Niederschläge, welche sich mehr oder weniger über alle Jahreszeiten vertheilen, weshalb diese Zone auch die der veränderlichen Niederschläge genannt wird. [Der obere (oder rückkehrende Südwest) Passat, da er in immer kühlere Gegenden vordringt, wird nämlich immer mehr verdichtet, schwerer und erreicht den Boden schon in der südlicheren Hälfte der gemässigten Zone und trifft nun in seinem weiteren Vordringen mit dem polaren Ströme zusammen; diese beiden Ströme suchen sich nun wechselseitig zu verdrängen (Dove's Drehungsgesetz) und geben in ihrer Wechselwirkung zu Niederschlägen Anlass.]

Da bei einem eintretenden Niederschlage nicht die Wolken allein, aus denen der Regen scheinbar kömmt, sondern die ganze zwischen der Wolke und der Erdoberfläche liegende Luftschichte durch allmälige Vergrösserung der fallenden Tropfen zu der herabgefallenen Wassermenge beitragen, so leuchtet ein, dass im Allgemeinen die fallende Regenmenge vom Aequator gegen die Pole hin und ebenso an einem und demselben Orte vom Sommer gegen den Winter hin abnehmen muss. Kein Wunder also, dass die Regenfälle in den Tropen so ausgiebig sind, dass ihre Mächtigkeit jede Vorstellung übertrifft, „es sind Wassergüsse, die sich ununterbrochen herabstürzen.“ Eine Reihe der grössten herabgefallenen Regenmengen, wie

sie in diesem Jahrhunderte nicht bloß in den Tropen beobachtet worden sind, mag hier sogleich folgen:

Zu Catskill am Hudson bei New-York fielen am

26. Juli 1819 in $7\frac{1}{2}$ Stunden 18 engl. Zoll, also stündlich $2\cdot40''$ *).

„ Genf fielen am 20. Mai 1827 in 3 Stunden $6''$ also stündlich $2''$.

„ Bombay fielen am 1. Juli 1844 in 70 Minuten $1\cdot99''$, also stündlich $1\cdot72''$.

„ Gibraltar fielen am 25. November 1826 in 26 Stunden $33''$, also stündlich $1\cdot27''$.

„ Joyeuse fielen am 9. October 1827 in 22 Stunden $29''\ 3'''$, also stündlich $1\cdot33''$.

„ Genua fielen am 25. October 1822 in 24 Stunden $30''$, also stündlich $1\cdot25''$.

„ Bourbon fielen am 20.—21. December 1844 in 27 Stunden $32\cdot13''$, also stündlich $1\cdot19''$.

*) Man wird die Bedeutung dieser Zahlenangaben erst dann gehörig würdigen, wenn man in Erwägung zieht, dass eine Autorität wie Colonel Sykes auch in den regenreichsten Gegenden Hindostans Regen für sehr stark erklärt, wenn sie stündlich einen halben englischen Zoll ergeben; wenn man bedenkt, dass in Deutschland die in 24 Stunden herabfallende Regenmenge wohl niemals $3''$ erreicht, dass sehr starke Wolkenbrüche, wie sie in den Sommermonaten einzutreten pflegen, kaum einen Zoll Regenhöhe liefern und dass alle unsere Flüsse aus ihren Ufern treten und grosse Ueberschwemmungen verursachen, sobald die 24stündige Regenhöhe $1\frac{1}{2}$ Zoll überschreitet.

- Zu Cayenne fielen am 14.—15. Februar 1820 in
10 Stunden 10·25'', also stündlich 1·02''.
- „ Montpellier fielen am 28. September 1857 in
6 Stunden 130 Millimeter, also stündlich 0·85''.
- „ Viviers fielen am 6. September 1801 in 18
Stunden 13''·2''', also stündlich 0·73''.
- „ Perth fielen am 3. August 1829 in $\frac{1}{2}$ Stunden
0·2'', also stündlich 0·4''.
- „ Neapel fielen am 22. November 1826 in 37
Minuten 0·1'', also stündlich 0·16''.

Ich füge dem bei, dass in Cherraponjee (am Abhange der Cossiahils) im Juni 1851 eine Regenmenge von 148 engl. Zoll fiel; halten wir dem entgegen, dass in Wien die mittlere jährliche Regenmenge 17'' beträgt, so fiel dort in einem einzigen Monate soviel Regen, als hier in etwa $8\frac{7}{10}$ Jahren. Zu Uttray Mullay fielen am 14. October 1845 15 engl. Zoll Regen, sonach an einem einzigen Tage nahezu so viel als bei uns in einem Jahre!

Fragen wir nach einer Gesetzmässigkeit in dem auftreten der wässrigen Niederschläge, so gibt sich diese namentlich in der Eintrittszeit überhaupt oder doch wenigstens in dem auftreten eines gewissen Maximums der Regenmenge in einer bekannten Jahreszeit kund.

Betrachten wir vor Allem die tropischen Regen.

Schon zu Anfang des vorigen Jahrhunderts machte Dampier auf den Unterschied der Eintrittszeit der

Regen unter den Tropen und in den gemässigten Himmelstrichen aufmerksam: „Ausserhalb der Tropen, sagt er, wird die Luft um so heiterer, trockener und wärmer, je mehr sich die Sonne dem Scheitel nähert, in der heissen Zone hingegen wird die Luft um so trockener, je weiter sich die Sonne vom Scheitel entfernt. Wie die Sonne sich ihrem höchsten Stande nähert, bedeckt sich der Himmel mit Wolken und die Regenzeit beginnt, denn die Regen folgen der Sonne. Auf jeder Seite der Linie fangen sie an bald nach dem Aequinoctium und dauern bis zu seiner Wiederkehr. Nördlich vom Aequator beginnt die Regenzeit im April und Mai und dauert bis zum September oder October. Die trockene Zeit beginnt im November und December und dauert bis zum April oder Mai. In den südlichen Breiten ändern sich die Jahreszeiten in denselben Monaten, aber mit dem Unterschiede, dass die trockenen Monate hier die sind, welche in den nördlichen die Regenmonate sind und umgekehrt“

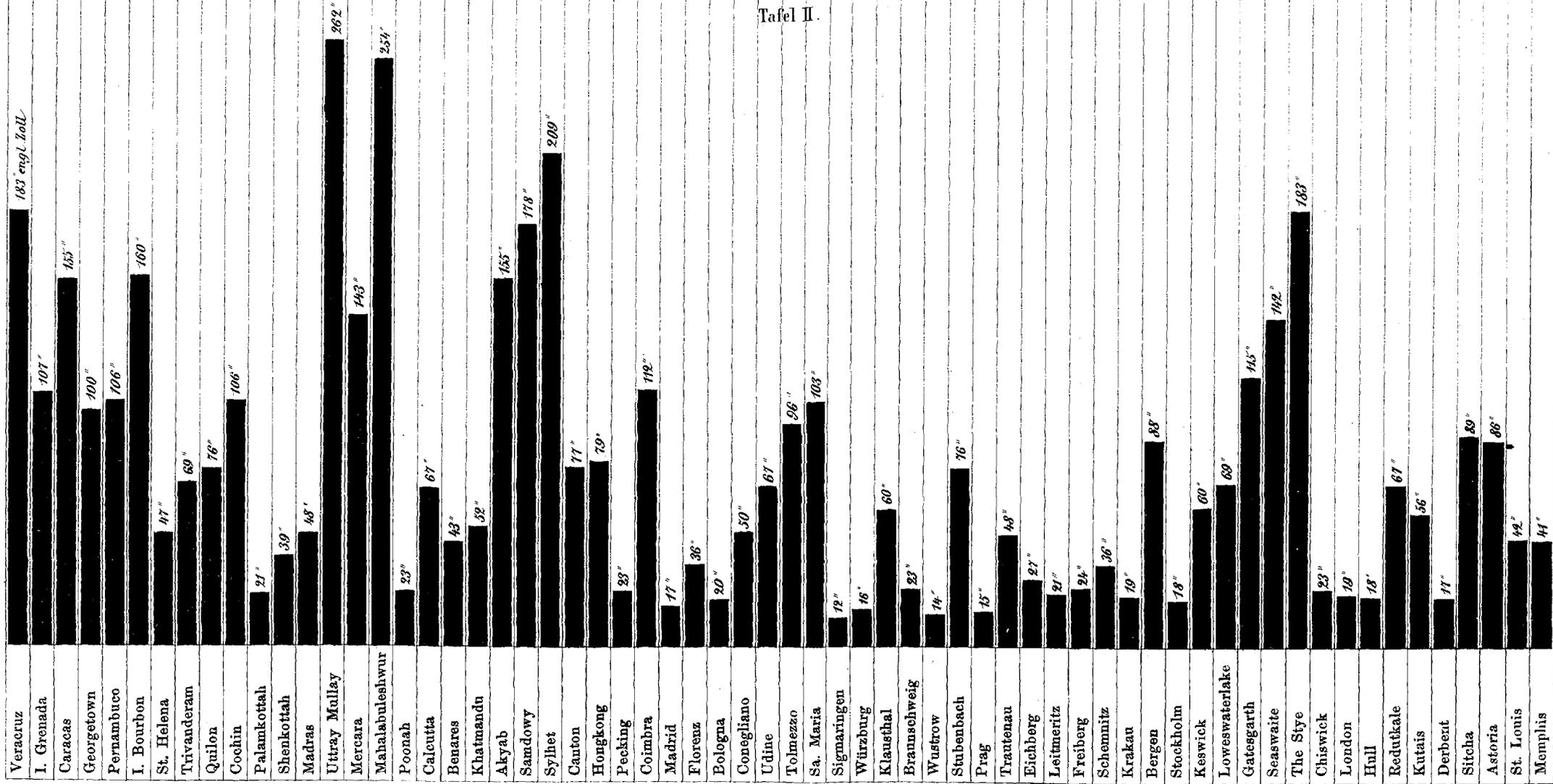
Dove gibt in seiner bekannten präzisen Weise die richtige Erklärung dieser allen Naturforschern längst auffälligen Thatsachen. Er macht darauf aufmerksam, dass der Calmngürtel nichts Feststehendes ist, sondern mit der Abweichung der Sonne entsprechend herauf und herunterrückt. Dies geschieht aber nicht rings um die Erde in gleicher Ausdehnung; der Calmngürtel verschiebt sich vielmehr im äquatorialen Amerika innerhalb der engsten Grenzen, zwi-

schen dem Wüstengürtel Asiens und dem tropischen Neuholland innerhalb der weitesten; er schwingt pendelartig um einen Punkt im äquatorialen Amerika und hat die grösste Amplitude im indischen Meere und im westlichen Theile des stillen Oceans. Ueberall aber sind die tropischen Regen nicht auf den Calmengürtel allein beschränkt, sondern da nur am reichlichsten und von abnehmender Stärke weit darüber hinaus verbreitet. Werden Orte, welche vordem in der Passatregion lagen, vorübergehend in den Calmengürtel aufgenommen, so geniessen sie den Wechsel zwischen trockener und Regenzeit, jene bei tiefem, diese bei höchstem Sonnenstande. Bleibt ein Ort, trotz der Verschiebung des Calmengürtels stets in der Passatregion, so muss er der Niederschläge ganz entbehren und dem regenlosen Gebiete angehören. Bleibt endlich ein Ort stets im Calmengürtel, so muss es das ganze Jahr hindurch permanente Regengüsse geben. Aber die seitliche Verschiebung des Calmengürtels ist auch nicht Jahr für Jahr von gleicher Ausdehnung, daher bleiben die tropischen Regen in solchen Jahren, in welchen diese Verschiebung nur gering ist, an manchen nach der Mitte der Passatzone zu gelegenen Orten, welche sonst von ihnen betroffen wurden, ganz aus. Darum kümmert sich der westindische Pflanzer weniger um das Thermometer, als um den Eintritt der Regenzeit, da von dieser allein reiche Ernten abhängen. Bei uns hingegen tritt, weil die Regen mehr im Jahre ver-

theilt sind und nur Extreme in den Feuchtigkeitsverhältnissen schädlich wirken, die Wärme unbedingt als das Hauptmoment hervor.

Die tropischen Regen tragen sonach entschieden das Gepräge der Wirkung des aufsteigenden Luftstromes und folgen nicht nur in der jährlichen, sondern auch in der täglichen Periode dem höchsten Sonnenstande.

Betrachten wir die Monsoon-Regen. Das Monsoon-Gebiet reicht im Süden bis zum Wendekreis des Steinbocks, im Norden weit über den Wendekreis des Krebses, fast bis zum 40° N.B., im Osten bis zur Gruppe der Carolinen und im Westen bis zu den Quellen des Nils. Dieses Gebiet ist bekanntlich dadurch ausgezeichnet, dass nördlich vom Aequator vom April bis October Südwest-, vom October bis April hingegen Nordostwinde wehen, während auf der südlichen Hälfte vom April bis October Südost und vom October bis April Nordwestwinde wehen. Hier beginnen die ausgiebigen Regenfälle stets mit dem Umsetzen der östlichen in die westliche Windrichtung (was dem raschen Wandern des Calmngürtels in höhere Breiten entspricht) und dauern an, so lange diese Windrichtung anhält. Dabei verliert der Südwestmonsoon am Westabhange der terrassenförmig ansteigenden Westghates und an dem Südabhange des Himalaya, weil er eben durch diese Gebirgsmauern genöthigt wird, höher, also in kältere Regionen hinaufzusteigen, den ihn begleitenden Wasserdampf in immer



erneuerten Niederschlägen und veranlasst dadurch Regengüsse, gegen deren Mächtigkeit (s. Tafel II.) selbst die tropischen Regen bedeutend zurücktreten. Es ist daher begreiflich, dass die Regenverhältnisse auf den beiden Küsten Hindostans entgegengesetzt sein müssen und dass die dem Südwestmonsoon zugewendete (westliche) Malabar-Küste überhaupt viel stärkere Regengüsse empfangen muss, als die (östliche) Coromandelküste, weil der Wasserdampf, sowie er auf das beide Küsten scheidende Plateau von Dekan gelangt, sich bereits erschöpft. Wenn im October der Südwest- in den Nordostmonsoon umsetzt, erst dann kann die Coromandelküste Regen bekommen, die aber (Tafel II.) im Vergleich zu den auf der Malabarküste fallenden nur spärlich genannt werden können, weil dabei der Wind einfach ein Nordostpassat wird und von ihm in Bezug auf die Dampfcapazität all das gilt, was schon oben bei den Passaten erwähnt worden ist.

Aus dem Angeführten geht hervor, dass die Monsoonregen, da sie stets bei höchstem Sonnenstande eintreten, sich genau an die tropischen Regen anschliessen.

Von den tropischen Regen durchaus verschieden sind die sogenannten subtropischen Regen, wie sie an den Nordküsten Afrikas, zu Funchal auf Madera, zu St. Michael auf den Azoren, im südlichen Italien, zu Gibraltar und Algarve, auf der Kette von Mokkaten zwischen dem Nil und dem rothen Meere, im südlichen Palästina, in Californien, Oregon und

an den Westküsten Neuhollands beobachtet werden. Alle diese Gebiete zeigen übereinstimmend das Eigenenthümliche, dass das Maximum des Regens im Winter fällt, während die Sommer (also die Zeiten des höchsten Sonnenstandes) fast regenlos sind.

Das Verdienst, diese Erscheinungen zuerst erläutert zu haben, gebührt L. v. Buch, welcher schon 1825 in seiner „physikalischen Beschreibung der canarischen Inseln“ sich darüber folgendermassen ausspricht: „Die canarischen Inseln empfinden nichts mehr, was an tropische Regen erinnern könnte. — Die Regen dieser Klimate erscheinen erst dann, wenn die Temperatur im Winter bedeutend sinkt und die Temperaturdifferenz gegen die Aequatorialgegenden grösser und bedeutender wird. Die Ursache dieser Regen scheint dann keine andere zu sein, als die, welche sie bis zum Pol hinauf bewirkt, die Erkältung der von Südwest aus tropischen Gegenden oder niederen Breiten heraufdringenden warmen Luft und mit ihr des Dampfes. Da aber diese Luft in der Temperatur der Herbstmonate auf den canarischen Inseln noch nicht sogleich bis zum Condensationspunkt des Dampfes sich erkälten wird, so ist begreiflich hier der Eintritt des Regens viel später, als in Spanien oder Italien, oder mehr noch als in Frankreich oder Deutschland.“

„Höchst merkwürdig, belehrend und für die ganze Meteorologie von der grössten Wichtigkeit ist die Art, wie der Nordostpassat gegen den Winter von

den Südwestwinden vertrieben wird. Nicht im Süden fangen diese zuerst an und gehen nach Norden hinauf, wie man ihrer Richtung gemäss Anfangs wohl glauben könnte, sondern an den portugiesischen Küsten eher als auf Madeira und hier früher als auf Teneriffa und Canaria, und auf gleiche Art, wie von Norden her, kommen diese Winde allmählig von oben herab, und in diesen oberen Regionen waren sie schon immer, selbst während des Sommers, selbst während der Nordostpassat auf der Meeresfläche mit grosser Heftigkeit wehte. Diese oberen Winde kommen langsam aus der Höhe der Atmosphäre an den Bergen herab. Man sieht es deutlich an den Wolken, welche im October die Spitze des Pic von Süden her einhüllen, sie senken sich immer tiefer und endlich lagern sie sich auf dem etwa 6000' hohen Kamme des Gebirges zwischen Orotawa und der südlichen Küste und brechen hier in furchtbaren Gewittern aus. Es vergeht dann vielleicht eine Woche, oft noch mehr, ehe sie an der Meeresküste empfunden werden, dann bleiben sie monatelang herrschend. Regen fallen nun auf den Abhängen der Berge und der Pic bedeckt sich mit Schnee.“

Der scharfsinnige Dove acceptirte diese Erläuterung und verwerthete sie in allgemeinerer Auffassung zur Erklärung der Herbst- und Frühlingsregen Italiens, der Herbstregen Westeuropa's und der Sommerregen Deutschlands. Er machte nämlich

darauf aufmerksam, dass, gleichwie die Calmenregion mit der wechselnden Declination der Sonne in der Jahresperiode herauf und herunterrückt, ebenso das Gebiet, in welchem der Antipassat (rückkehrender Südwestpassat auf der Nordhemisphäre) herabkommend die Erde erreicht, nach Norden und Süden sich verückt. Schon im Jahre 1835 sprach er sich in folgender Weise aus:

„Wenn man mit Herrn v. Buch annimmt, dass die an den Grenzen der tropischen Zone im Winter herabfallenden Regen und die im südlichen Europa regelmässig eintretenden Herbstregen ihre Entstehung einer gemeinschaftlichen Ursache verdanken, nämlich den an den äusseren Grenzen der Passate herabkommenden Aequatorialströmen, so liegt es nahe, die Sommerregen Mitteleuropa's auf dieselbe Ursache zurückzuführen, und anzunehmen:

1. dass bei nördlicher Abweichung der Sonne (Sommersonnenwende), wo die ganze Erscheinung des Passates am weitesten nördlich liegt, jene oberen Ströme in grösster Mächtigkeit den Boden erst im mittleren Europa berühren und daher dann hier im Kampfe derselben mit nördlichen Strömen das meiste Wasser herabfällt;

2. dass zur Zeit der Herbstnachtgleiche diese Ströme erst südlicher den Boden fassen und daher die nördlichen Küstenländer des mittelländischen Meeres in den Herbstmonaten die mächtigsten Niederschläge haben;

3. dass bei südlicher Declination der Sonne (Wintersonnenwende) dieses südliche Herabrücken dieser Ströme im Extrem vorhanden sein wird und daher die Regen der subtropischen Zone in Nord-Afrika Winterregen sind.

Man sieht leicht ein, dass zu diesen drei Fällen ein vierter hinzuzufügen ist, nämlich

4. dass zur Zeit der Frühlingsnachtgleiche die Erscheinungen denen der Herbstnachtgleiche ähnlich sein werden, also den Herbstregen Süd-Europa's eine Frühlingsregenzeit entsprechen wird.

Die Gesammtheit der Regenverhältnisse der gemässigten Zone (auf der europäischen Seite) kann daher unter folgendem Gesichtspunkte zusammengefasst werden: Die Winterregenzeit an den Grenzen der Tropen tritt, je weiter wir uns von diesen entfernen, immer mehr in zwei durch schwächere Niederschläge verbundene Maxima auseinander, welche in Deutschland in einem Sommermaximum wieder zusammenfallen, wo also temporäre Regenlosigkeit vollkommen aufhört.“

Das Vorhandensein der Wüstenregion der alten Welt erklärt Dove in ganz ungezwungener Weise wie folgt: Da die Stelle, wo die Luft aufsteigt (Calmenregion, Gebiet der tropischen Regen), von der, wo sie herabkömmt (Gebiet der subtropischen Regen, polare Grenze des Passat), nothwendig durch Gegenden getrennt sein muss, über welche die Luft in

horizontaler Richtung nach der Auflockerungsstelle (also von kälteren zu wärmeren Stellen) hinfließt, so müssen die beiden Stellen des mächtigsten Niederschlags durch eine regenlose Zone getrennt sein, welche in der jährlichen Periode mit jenen und der ganzen Verbreitung des Passates herauf- und herunterrückt. Bei der gegen die Breite der Passatzone nicht erheblichen Grösse der Verschiebung bleibt die Mitte zwischen den Gebieten der tropischen und subtropischen Regen das ganze Jahr hindurch regenlos, und natürlich findet sich von den Rändern zur Mitte hin ein allmäliger Uebergang durch stets abnehmende Regenmengen bis zur vollen Regenlosigkeit. Diese regenlose Grenzscheide trennt in fast ununterbrochenem Zusammenhange sowohl die tropischen als auch die Monsoonregen von den subtropischen. Wegen des weit nördlichen Hinaufgreifens des Monsoons nimmt diese regenlose Zone daher die Gestalt eines grossen mit seiner hohlen Seite Nordwest zugewendeten Bogens an und erstreckt sich von der Sahara (Meer ohne Wasser der Araber) durch Oberegyp ten und Iran nach den Wüsten Centralasiens.“

Ungleich weniger Regelmässigkeit als in der Eintrittszeit herrscht in der Regenmenge nach Zeit und Ort. Constant scheint nur die Steigerung der Regenmenge mit der Gebirgserhebung, dagegen ihre Abnahme mit der Entfernung von der Küste. Unverkennbar ist aber auch der Einfluss der Ge-

birgsrichtung, ja häufig genug die eines vereinzeltten Berges, z. B. Brocken, Tanargue bei Joyeuse. Da allerorts die Quelle des Regens in den Luftströmen zu suchen ist, welche vom Aequator gegen die Pole strömen (also auf der Nordhemisphäre im Südwestpassat, auf der südlichen Erdhälfte im Nordwestpassat), so werden Gebirgsketten, welche eine meridionale Richtung verfolgen, eher einen ablenkenden, als hemmenden Einfluss ausüben, nur dass der Westabhang solcher Gebirgszüge mehr Niederschläge darbieten wird, als ihr Ostabhang; noch viel geringeren Einfluss werden Gebirge ausüben, welche (auf der nördlichen Erdhälfte) von Südwest gegen Nordost streichen (z. B. Erzgebirge, kleine Karpathen etc.). Dagegen müssen Gebirge, die in der Richtung der Parallelkreise, und noch viel mehr solche, die (auf der nördlichen Erdhälfte) von Nordwest gegen Südost hinziehen (z. B. die Steilküsten von Portugal, Oregon, die Ketten des Kaukasus u. dgl. m.) den entschiedensten Einfluss auf die Menge der an beiden Abhängen niederfallenden Regenmengen ausüben.

Die Tafel II. soll die vorstehenden Auseinandersetzungen illustriren; es finden sich auf ihr 65 Orte aus allen Zonen mit den in engl. Zollen ausgedrückten Regenmengen angeführt. Da die Längen der dunklen Streifen genau im Verhältnisse zu den beobachteten Regenmengen stehen, so ist sowohl der

allgemeine Ueberblick als die specielle Vergleichung sehr erleichtert. Die Orte sind nicht nach der Menge des gefallenen Regens aneinander gereiht, sondern absichtlich sind Extreme zur Anschauung gebracht worden. Wer das Frühere mit einiger Aufmerksamkeit gelesen, wird zur Erklärung der Extreme Anhaltspunkte genug gefunden haben.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Schriften des Vereins zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse Wien](#)

Jahr/Year: 1865

Band/Volume: [4](#)

Autor(en)/Author(s): Pick Hermann

Artikel/Article: [Ueber die Regenverhältnisse auf der Erdoberfläche. 135-159](#)