



UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Joh. Müller's Lehrbuch der kosmischen Physik

Müller, Johann Heinrich Jacob

Braunschweig, 1894

Drittes Capitel. Die Hydrometeore.

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

Drittes Capitel.

Die Hydrometeore.

Verbreitung des Wasserdampfes in der Luft. Wenn man 244
an einem heissen Sommertage eine mit Wasser gefüllte Schale ins Freie stellt, so sieht man die Quantität des Wassers allmählich abnehmen; es verdunstet, das heisst: es geht in Dampfgestalt über und verbreitet sich in der Luft. Der Wasserdampf ist wie jedes andere farblose durchsichtige Gas für unsere Blicke nicht wahrnehmbar, das Wasser scheint, indem es verdunstet, gänzlich verschwunden zu sein.

Das in der Luft verbreitete Wasser wird erst wieder sichtbar, wenn es, in seinen flüssigen Zustand zurückkehrend, Nebel oder Wolken, Thau oder Reif bildet. Wenn man sich von der Existenz des Wasserdampfes in der Luft überzeugen will, muss man ihn auf irgend eine Weise verdichten.

Ganz unmittelbar erhält man die Menge des in einem bestimmten Volumen Luft enthaltenen Wasserdampfs, wenn man die Luft durch ein mit hygroskopischen Substanzen gefülltes Rohr saugt. Um ein regelmässiges Durchstreichen der Luft durch das Absorptionsrohr zu bewirken, wendet man einen Aspirator an. Es ist dies im Wesentlichen ein bis auf zwei Oeffnungen verschlossenes mit Wasser gefülltes Gefäss, wie man bei *D*, Fig. 373, S. 724, eines sieht. Aus der einen Oeffnung fliesst beständig Wasser ab, während die andere Oeffnung mit dem Absorptionsrohr in Verbindung steht, so dass hier ein dem ausfliessenden Wasser gleiches Volumen getrockneter Luft eintritt. Wie viel Wasserdampf in der durch das Absorptionsrohr gesaugten Luftmenge enthalten war, ergibt sich, wenn man dies Rohr vor und nach dem Versuche wägt.

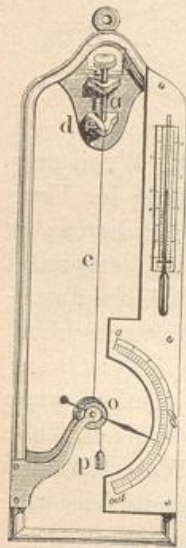
Die Bestimmungsweise des Wassergehaltes der Luft mit dem Aspirator, dem man verschiedene, bald mehr, bald weniger zweckmässige Formen gegeben hat, ist allerdings etwas umständlich und giebt auch nicht den Wassergehalt der Luft in einem bestimmten Momente, sondern den mittleren Wassergehalt während der ganzen Dauer des Versuches;

man hat deshalb kleinere, leichter transportable Apparate construirt, welche unter dem Namen der Hygrometer bekannt sind.

Es ist bekannt, dass viele organische Körper die Eigenschaft haben, Wasserdampf zu absorbiren und sich dabei verhältnissmässig zu verlängern. Unter anderen sind auch Haare, Fischbein u. s. w. solche hygroskopische Körper, und man benutzt sie deshalb zur Construction von Hygrometern. Ein Instrument der Art ist das von Saussure angegebene Haarhygrometer, welches Fig. 370 abgebildet ist.

Das Haar *c* ist mit seinem oberen Ende im Zängelchen *a* befestigt, das andere Ende desselben aber ist um eine mit zwei Rinnen versehene

Fig. 370.



Rolle geschlungen, während in der zweiten Rinne um die Rolle ein Seidenfaden geschlungen ist, der ein kleines Gewicht *p* trägt, durch welches das Haar beständig gespannt erhalten wird. An der Axe der Rolle ist ein Zeiger befestigt, welcher auf einem Gradbogen hin und her geht, wenn die Rolle durch die Verlängerung oder Verkürzung des Haares gedreht wird.

Die Schraube am oberen Theile des Apparates dient dazu, die Länge des wirksamen Theils des Haares zu reguliren.

Wenn sich das Instrument in feuchter Luft befindet, so absorbirt das Haar viel Wasserdampf und wird dadurch länger, in trockener Luft aber verkürzt es sich, wodurch natürlich der Zeiger bald nach der einen, bald nach der anderen Seite gedreht wird.

Die Graduierung des Instrumentes wird auf folgende Weise bewerkstelligt. Zuerst bringt man das Instrument unter eine Glocke, deren innerer Raum durch Chlorcalcium oder durch Schwefelsäure ausgetrocknet wird. Die Stelle der Scala, auf welcher sich der Zeiger unter diesen Verhältnissen feststellt, ist der Punkt der grössten Trockenheit; er wird mit 0 bezeichnet.

Nun bringt man das Instrument unter eine Glocke, deren Wände mit destillirtem Wasser befeuchtet sind, während auch auf dem Boden, auf welchem die Glocke steht, destillirtes Wasser ausgebreitet ist. Der Raum unter der Glocke sättigt sich bald mit Wasserdampf, und der Zeiger geht nach dem anderen Ende der Scala hin. Der Punkt, wo er sich jetzt feststellt, ist der Punkt der grössten Feuchtigkeit; er wird mit 100 bezeichnet.

Der Zwischenraum zwischen diesen beiden Punkten wird in hundert gleiche Theile getheilt, welche man Feuchtigkeitsgrade nennt.

Das auf diese Weise graduirte Hygrometer giebt zwar die äusserste Trockenheit oder Feuchtigkeit der Luft an, es zeigt, ob sich die Luft dem Sättigungspunkte mehr oder weniger nähert, man kann aber aus den Hygrometergraden keinen directen Schluss auf die Menge des Wasser-

dampfes in der Atmosphäre machen. Wie gross die jedem Hygrometergrade entsprechende Spannkraft des Wasserdampfes in der Luft ist, kann nur auf empirischem Wege ermittelt werden.

Gay-Lussac verfuhr folgendermaassen: Er bestimmte zunächst das Maximum der Spannkraft des Wasserdampfes, welcher sich bei einer Temperatur von 10° über verschiedenen Salzlösungen bilden kann. Als dann brachte er sein Instrument bei derselben Temperatur der Reihe nach mit diesen Flüssigkeiten unter die Glocke und notirte jedesmal die Grade, bei welchen sich das Instrument einstellte. Die folgende Tabelle enthält die Resultate dieser Versuche:

Namen der Flüssigkeit	Specifisches Gewicht bei 10° C.	Spannkraft des Dampfes, wenn man die Spannkraft des Wasserdampfes bei 10° mit 100 bezeichnet	Grade des Haarhygrometers, bei welchen sich der Zeiger für die verschiedenen Flüssigkeiten einstellte
Wasser	1,000	100,0	100,0
Lösung von Chlornatrium . .	1,096	90,6	97,7
desgl.	1,163	82,3	92,2
desgl.	1,205	75,9	87,4
Lösung von Chlorcalcium . .	1,275	66,0	82,0
desgl.	1,343	50,5	71,0
desgl.	1,397	37,6	61,3
Schwefelsäure	1,493	18,1	33,1
desgl.	1,541	12,2	25,3
desgl.	1,702	2,4	6,1
desgl.	1,848	0	0

Er fand also z. B., dass bei 10° die Wasserdämpfe über einer Auflösung von Chlorcalcium, deren specifisches Gewicht 1,275 ist, 66 Proc. von der Spannkraft der Wasserdämpfe besitzen, welche bei derselben Temperatur über reinem Wasser sich bilden; wenn aber das Hygrometer unter eine Glocke gebracht wird, deren Wände mit dieser Lösung befeuchtet sind, so stellt es sich auf 82° ; man kann daraus den Schluss ziehen, dass der Theilstrich 82 des Hygrometers einen Feuchtigkeitsgehalt der Luft anzeigt, welcher 66 Proc. des zur Sättigung nöthigen beträgt. Nach diesen Beobachtungen hat Gay-Lussac durch Interpolation eine Tabelle berechnet, welche den jedem einzelnen Hygrometergrade entsprechenden Feuchtigkeitsgehalt der Luft angiebt. Wir geben umstehend diese Tabelle nur von 10 zu 10° :

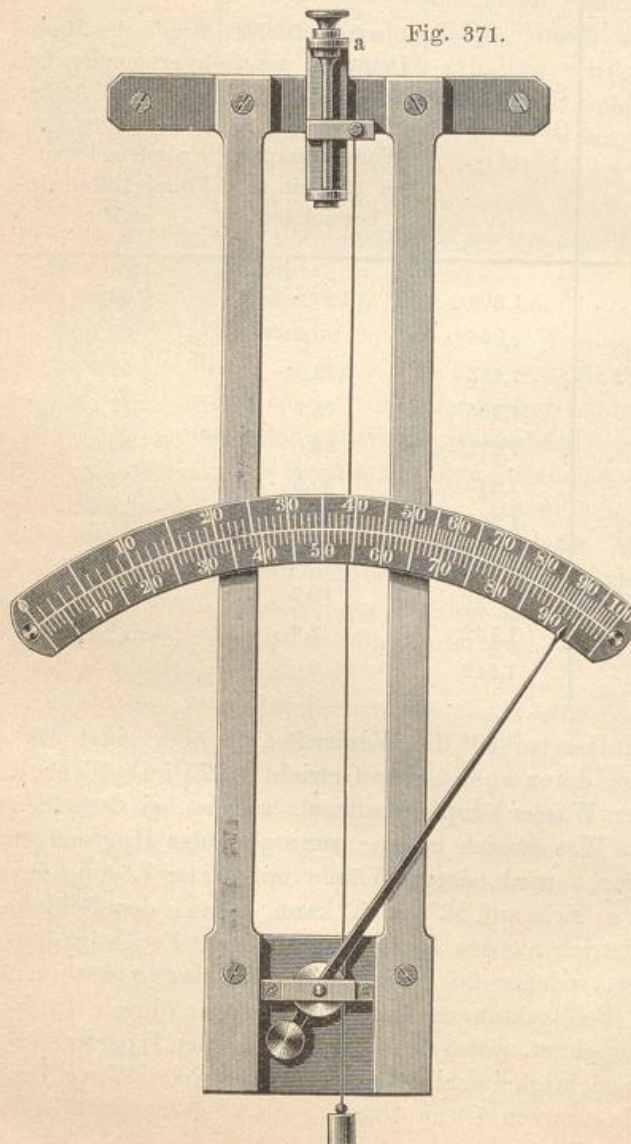
Hygrometergrade	Entsprechende Feuchtigkeit der Luft	Hygrometergrade	Entsprechende Feuchtigkeit der Luft
0	0	60	36,28
10	4,57	70	47,19
20	9,45	80	61,22
30	14,78	90	79,09
40	20,78	100	100,00
50	27,79		

Wenn also das Hygrometer auf 60 Grad steht, so enthält die Luft 36,28 Procent desjenigen Wasserdampfes, welchen sie enthalten müsste, um gesättigt zu sein.

Diese Tabelle ist jedoch nur für Temperaturen ganz zulässig, welche nicht viel von 10^0 verschieden sind.

Regnault hat gleichfalls Untersuchungen über das Haarhygrometer angestellt. Er fand es zweckmässiger, die Haare mit Aether zu entfetten, statt sie in einer Sodalösung zu kochen, wie es Saussure angegeben hatte.

Er fand, dass Hygrometer, mit einerlei Art von Haaren construirt, welche auf gleiche Weise entfettet wurden, zwar nicht streng übereinstimmend zeigen, dass sie aber für die meisten Beobachtungen als vergleichbar betrachtet werden können; dass dagegen Hygrometer mit Haaren von verschie-



dener Natur und verschiedener Zubereitung sehr grosse Unterschiede in ihren Angaben zeigen können, selbst wenn sie an den Endpunkten mit einander stimmen.

Daraus geht klar hervor, dass man nicht eine für alle Haarhygrometer gültige Tabelle berechnen könne, sondern dass man eigentlich für jedes Instrument der Art Versuche in obiger Weise anstellen und aus diesen eine Tabelle berechnen müsse.

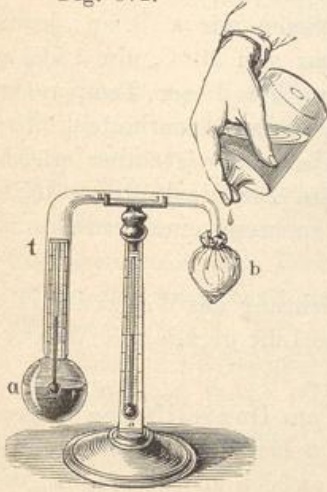
Fig. 371 stellt ein Haarhygrometer dar, wie dasselbe von Herrmann und Pfister in Bern gefertigt wird. Das Haar ist mit möglichster Sorgfalt von Fett befreit. Von ähnlicher Einrichtung ist das Koppe'sche Haarhygrometer.

Das Instrument ist mit zwei Scalen versehen, deren obere die relative Feuchtigkeit direct in Procenten angiebt, während bei der unteren der Zwischenraum zwischen dem Punkt der absoluten Trockenheit und dem der grössten Feuchtigkeit in 100 gleiche Theile getheilt ist.

Das registrirende Hygrometer der Berner Sternwarte ist ein Herrmann-Pfister'sches Haarhygrometer, dessen Scala allmonatlich mit Hülfe des Psychrometers controlirt wird. Die Markirung des Hygrometerstandes geschieht von zehn zu zehn Minuten auf galvanischem Wege ganz auf dieselbe Weise, wie die Markirung des Thermometerstandes, welches auf S. 490 besprochen wurde.

Daniell's Hygrometer ist in Fig. 372 dargestellt; es besteht aus einer gekrümmten Röhre, welche mit zwei Kugeln endigt; die eine, *a*,

Fig. 372.



ist entweder vergoldet oder mit einer ganz dünnen glänzenden Platinschicht überzogen, die andere ist mit einem Lappchen feiner Leinwand umwickelt. Die Kugel *a* ist zur Hälfte mit Aether gefüllt und enthält ein kleines Thermometer, dessen Theilung in die Röhre *t* hineinragt. Der Apparat ist vollkommen luftleer. Wenn man nun Aether auf die Kugel *b* tröpfelt, so wird sie durch die Verdampfung desselben erkaltet, in ihrem Inneren werden Aetherdämpfe condensirt und dadurch eine Verdampfung des Aethers in der Kugel *a* bewirkt, indem gewissermaassen der Aether aus der wärmeren Kugel *a* in die kältere *b* überdestillirt. Bei der Dampfbildung in der Kugel *a* wird aber ebenfalls Wärme gebunden und sie beschlägt sich endlich mit einem zarten Thau.

Die Entstehung dieses Thaues lässt sich leicht erklären. Die Physik lehrt, dass im leeren Raume die Spannkraft des Wasserdampfes für eine bestimmte Temperatur eine gewisse Grenze nicht übersteigen kann, dass

aber das Maximum der Spannkraft mit der Temperatur steigt. Für eine Temperatur von 20° z. B. ist das Maximum der Spannkraft des Wasserdampfes 17,4 mm und die entsprechende Dichtigkeit des Wasserdampfes 0,00001731; in einem luftleeren Raume von 1 cbm können also bei einer Temperatur von 20° höchstens 17,31 g Wasser in Form von Dampf enthalten sein.

Wir wissen aber ferner, dass in einem luftgefüllten Raume gerade ebensoviel Wasserdampf enthalten sein kann, als in einem gleich grossen luftleeren Raume, und dass sich in diesem Falle die Spannkraft der Luft und die Spannkraft des in ihr verbreiteten Wasserdampfes summiren. Bei einer Temperatur von 20° können also in einem Cubikmeter Luft ebenfalls 17,31 g Wasser als Dampf enthalten sein.

Man sagt, die Luft sei mit Wasserdampf gesättigt, wenn der in ihr verbreitete Wasserdampf das ihrer Temperatur entsprechende Maximum der Spannkraft und Dichtigkeit erreicht hat.

Bringt man in eine mit Feuchtigkeit gesättigte Luft einen kälteren Körper, so wird dieser die nächsten Luftschichten erkalten, ein Theil des in ihnen enthaltenen Wasserdampfes wird sich verdichten müssen und setzt sich in Form von feinen Tröpfchen an den kalten Körper an. Auf diese Weise bildet sich der Beschlag an den Fensterscheiben in einem bewohnten erwärmten Zimmer, wenn die Temperatur der äusseren Luft niedrig genug ist, um die Fensterscheiben hinlänglich zu erkalten.

Nicht immer ist die Luft mit Feuchtigkeit gesättigt, d. h. es ist nicht immer in derselben gerade soviel Wasserdampf enthalten, als sie bei ihrer Temperatur aufnehmen könnte. Nehmen wir z. B. an, jedes Cubikmeter Luft enthielte bei einer Temperatur von 20° C. nur 13,63 g Wasserdampf, so ist sie nicht gesättigt; denn bei dieser Temperatur könnte ja jedes Cubikmeter Luft 17,31 g Wasserdampf enthalten. Die Dichtigkeit des gesättigten Wasserdampfes bei 16° ist aber gleich 0,00001363; für eine Temperatur von 16° wäre also die Luft gesättigt. Man müsste also die Luft bis unter 16° erkalten, wenn eine Verdichtung von Wasserdampf stattfinden sollte.

Die Temperatur, für welche eben die Verdichtung des Wasserdampfes beginnt, die Temperatur also, für welche die Luft gerade mit Wasserdampf gesättigt ist, heisst der Thaupunkt.

Der Thaupunkt ist es nun, welchen man am Daniell'schen Hygrometer beobachtet; sobald nämlich die Kugel *a* bis zur Temperatur des Thaupunktes erkalten ist, fängt diese Kugel an sich zu beschlagen; die Temperatur des Thaupunktes liest man unmittelbar an dem in die Kugel *a* hineinragenden Thermometer ab.

Die folgende Tabelle giebt den Wassergehalt der mit Dampf gesättigten Luft für den Thaupunkt von -20° bis $+29^{\circ}$ C. an.

Temperatur des Thaupunktes	Entsprechende Spannkraft des Wasserdampfes	Gewicht des Wasserdampfes in 1 cbm Luft	Temperatur des Thaupunktes	Entsprechende Spannkraft des Wasserdampfes	Gewicht des Wasserdampfes in 1 cbm Luft
Grad	mm	g	Grad	mm	g
— 20	0,927	1,2	13	11,162	11,2
— 15	1,400	1,8	14	11,908	11,9
— 10	2,093	2,5	15	12,699	12,6
— 5	3,113	3,5	16	13,536	13,5
0	4,600	4,8	17	14,421	14,3
1	4,940	5,2	18	15,357	15,2
2	5,302	5,6	19	16,346	16,1
3	5,687	5,9	20	17,391	17,0
4	6,097	6,3	21	18,495	18,1
5	6,534	6,7	22	19,659	19,3
6	6,998	7,2	23	20,888	20,4
7	7,492	7,7	24	22,184	21,5
8	8,017	8,3	25	23,550	22,7
9	8,574	8,8	26	24,988	24,2
10	9,165	9,3	27	26,505	25,9
11	9,792	10,0	28	28,101	27,5
12	10,457	10,6	29	29,782	30,0

Wenn uns das Hygrometer für den Thaupunkt 12°C . anzeigt, so ersehen wir aus dieser Tabelle, dass jedes Cubikmeter Luft 10,6 g Wasserdampf enthält; wäre der Thaupunkt 17°C ., so enthielte jedes Cubikmeter 14,3 g Wasserdampf u. s. w.

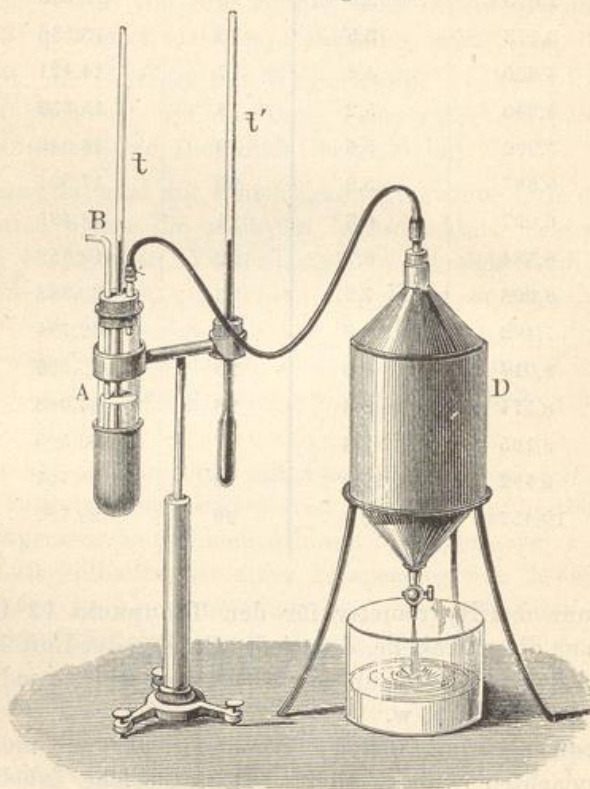
Zur Bequemlichkeit für die Berechner der auf meteorologischen Stationen gemachten Beobachtungen hat man solche Tabellen berechnet, welche die Spannkraft des gesättigten Wasserdampfes für alle Temperaturen von -24 bis $+35^{\circ}\text{C}$. jeweils um $0,1^{\circ}$ fortschreitend angeben.

Gegen die Genauigkeit der Angaben des Daniell'schen Hygrometers lassen sich mit Recht folgende Einwendungen machen: Der Aether in der Kugel *a* ist an der Oberfläche kälter als an den tieferen Stellen; die Handhabung des Apparates erfordert eine längere Anwesenheit des Beobachters in der Nähe desselben, wodurch sowohl die Temperatur als auch der Feuchtigkeitsgehalt der Luft modificirt wird; die Menge des Aethers, welche auf der Kugel *b* verdampft, äussert ebenfalls einen Einfluss auf den hygrometrischen Zustand der Luft, welcher noch dadurch verschlimmert wird, dass der käufliche Aether nie ganz wasserfrei ist.

Schon lange hat Döbereiner auf die Schwierigkeit aufmerksam gemacht, mit dem Daniell'schen Hygrometer genaue Resultate zu erhalten; er construirte ein anderes, auf demselben Principe beruhendes Instrument, welches jedoch nicht so beachtet worden zu sein scheint, wie es verdient.

Später hat Regnault ein Instrument angegeben, welches als eine Vervollkommnung des eben erwähnten Döbereiner'schen angesehen werden kann. Am unteren Ende der Glasröhre *A*, Fig. 373, ist ein

Fig. 373.



fingerhutartiges Gefäß von dünnem polirtem Silberblech befestigt, welches ungefähr 20 mm Durchmesser hat und 45 mm hoch ist. Oben ist die Glasröhre *A* mit einem Kork verschlossen, welcher drei Löcher hat. Durch das eine derselben geht die Röhre *B* hindurch, welche fast bis auf den Boden des Silbergefäßes reicht; durch die zweite Oeffnung geht die Röhre eines Thermometers, dessen Gefäß sich ungefähr in der Mitte des Silbergefäßes befindet. Ein kurzes Glasröhrchen, welches nur eben bis unter den Kork reicht, steckt in der dritten Oeffnung. Von diesem Röhrchen führt ein Gummischlauch zu dem mit Wasser gefüllten Aspirator *D*.

Das silberne Gefäss und die Glasröhre sind ungefähr so weit mit Aether gefüllt, wie die Figur zeigt. Wird nun der Hahn des Aspirators geöffnet, so fließt hier das Wasser aus, in gleichem Maasse aber muss Luft durch das Rohr *B* einströmen, welche durch den Aether in *A* in Form von Bläschen aufsteigt, und dadurch eine rasche Verdunstung desselben bewirkt, in Folge deren sich das Silbergefäss von aussen beschlägt.

Die Temperatur des Thaupunktes wird am Thermometer *t*, die der umgebenden Luft am Thermometer *t'* abgelesen.

Der Beobachter steht am Aspirator *D* und beobachtet das Silbergefäss und die Thermometer durch ein Fernrohr.

Wenn das Silbergefäss die Temperatur des Thaupunktes erreicht hat, so reicht die geringste Verzögerung des Wasserausflusses hin, um den Beschlag verschwinden zu machen, während eine Beschleunigung des Ausflusses ihn vermehrt.

Das Döbereiner'sche Instrument unterscheidet sich von dem Regnault'schen im Wesentlichen nur dadurch, dass bei ersterem die Luft mittelst einer Druckpumpe durch den Aether des Silbergefässes hindurch getrieben wird.

August's Psychrometer ist in Fig. 374 (a. f. S.) dargestellt; es besteht aus zwei an einem und demselben Gestelle befestigten Thermometern; die Kugel des einen (in unserer Figur die des Thermometers links) ist vollkommen frei, so dass dieses Thermometer die Temperatur der Luft angiebt. Die Kugel des zweiten Thermometers ist mit einem Musselinläppchen umwickelt, welches mit destillirtem oder Regenwasser befeuchtet sein muss. Die Befeuchtung geschieht entweder, wie dies z. B. auf den Stationen des preussischen Beobachtungsnetzes der Fall ist, dadurch, dass man $\frac{1}{4}$ Stunde vor der Beobachtung ein Gefäss voll Wasser von unten her über die Kugel schiebt und dann nach Entfernung des Gefässes den noch an der Kugel hängenden Tropfen wegnimmt, oder es hängt von dem die Kugel umgebenden Läppchen bis in ein untergestelltes Glasgefäss ein Docht hinab, wie dies Fig. 374 erläutert, so dass das Musselinläppchen, welches die Kugel umgiebt, durch Haarröhrchenwirkung beständig feucht erhalten wird. Fig. 375 (a. f. S.) zeigt eine andere Form des Psychrometers, welche wohl ohne weitere Erläuterung verständlich ist.

246

Das Wasser in der Kugelhülle wird nun verdunsten, und zwar um so rascher, je weiter die Luft von ihrem Sättigungspunkte entfernt ist. Die Verdunstung des Wassers ist aber von einer Wärmebindung begleitet, in Folge deren das umwickelte Thermometer tiefer steht als das trockene. Wenn die Luft vollkommen mit Feuchtigkeit gesättigt ist, wie dies bei starkem Nebel der Fall ist, so wird kein Wasser verdampfen können, die beiden Thermometer stehen alsdann gleich hoch; ist aber die Luft nicht mit Wasserdampf gesättigt, so wird das Quecksilber in dem umwickelten Thermometer sinken, und zwar um so tiefer, je weiter die Luft

von ihrem Sättigungspunkte entfernt ist. Aus der Temperaturdifferenz der beiden Thermometer kann man auf den Feuchtigkeitszustand der Luft schliessen.

Behufs der Psychrometerbeobachtungen ist auf den deutschen meteorologischen Stationen in demselben Gehäuse, welches das zur Beobachtung der Lufttemperatur dienende Thermometer enthält, noch

Fig. 374.

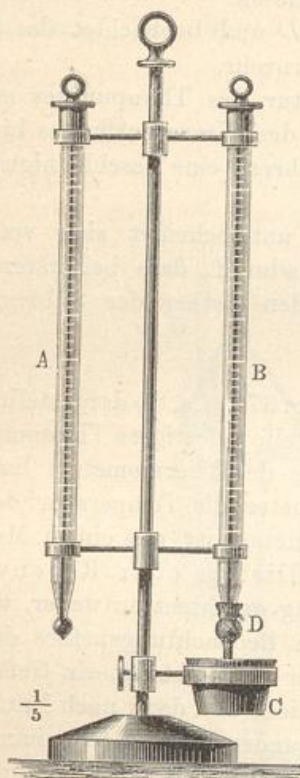
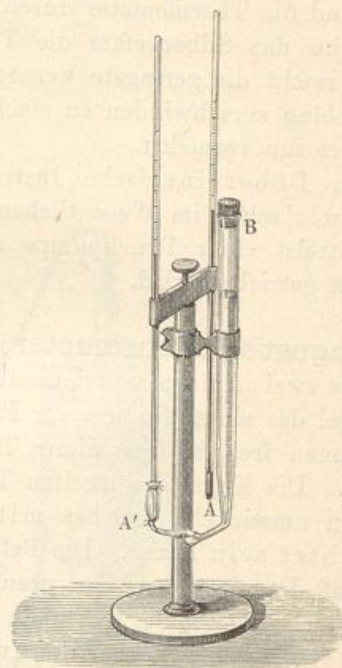


Fig. 375.



ein zweites mit unwickelter Kugel angebracht, wie man dies auch in Fig. 277, Seite 483, sieht.

Wenn ein hinreichend starker Luftzug stattfindet, so wird sich die an der nassen Thermometerkugel vorbeistreichende Luft mit Wasserdampf sättigen, sie wird aber einen Theil ihrer Wärme zur Dampfbildung abgeben; das nasse Thermometer zeigt die Temperatur an, bis zu welcher die Luft an dieser Kugel erkaltet und für welche sie sich mit Wasserdampf sättigt. Nehmen wir an, das nasse Thermometer zeige 16° , so sehen wir daraus, dass die Luft, welche an der unwickelten Kugel vorbeistreicht, auf 16° erkaltet wird, und dass sie dieselbe für diese Temperatur gesättigt verlässt. Wäre die ganze Luftmasse für die Temperatur von 16° mit Wasserdampf gesättigt, so würde jedes Cubikmeter Luft 13,5 g Wasserdampf enthalten; so viel Wasserdampf enthält sie aber in der That nicht, denn sie nimmt ja an der nassen Kugel, bis zu 16° erkaltend,

Temperatur der Luft in Graden nach Celsius	Differenz des trockenen und befeuchteten Thermometers												
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
- 20	0,9												
- 19	1,0												
- 18	1,1												
- 17	1,2	0,6											
- 16	1,3	0,8											
- 15	1,4	0,9											
- 14	1,5	1,0											
- 13	1,6	1,1											
- 12	1,8	1,2											
- 11	1,9	1,4											
- 10	2,1	1,5											
- 9	2,3	1,7											
- 8	2,5	1,8	1,0										
- 7	2,7	2,0	1,2										
- 6	2,9	2,2	1,4										
- 5	3,1	2,5	1,7										
- 4	3,4	2,7	1,9										
- 3	3,7	3,0	2,2	1,3									
- 2	4,0	3,2	2,4	1,6									
- 1	4,3	3,5	2,7	1,8									
0	4,6	3,8	3,0	2,1	1,3								
+ 1	4,9	4,1	3,3	2,4	1,6								
+ 2	5,3	4,4	3,5	2,7	1,9	1,0							
+ 3	5,7	4,8	3,8	3,0	2,2	1,3							
+ 4	6,1	5,2	4,2	3,3	2,4	1,6							
+ 5	6,5	5,6	4,6	3,5	2,6	1,8							
+ 6	7,0	6,0	5,0	4,0	2,9	2,0							
+ 7	7,5	6,5	5,4	4,4	3,3	2,3	1,4						
+ 8	8,0	7,0	5,9	4,8	3,7	2,7	1,7						
+ 9	8,6	7,5	6,4	5,3	4,1	3,1	2,1						
+ 10	9,2	8,1	6,9	5,8	4,7	3,5	2,5	1,5					
+ 11	9,8	8,7	7,5	6,3	5,2	4,0	2,9	1,9					
+ 12	10,5	9,3	8,1	6,9	5,7	4,5	3,4	2,3	1,3				
+ 13	11,2	9,9	8,7	7,4	6,3	5,0	3,9	2,8	1,7				
+ 14	11,9	10,7	9,3	8,1	6,8	5,6	4,4	3,3	2,2	1,1			
+ 15	12,7	11,4	10,0	8,7	7,5	6,1	5,0	3,8	2,7	1,6			
+ 16	13,5	12,2	10,8	9,5	8,1	6,9	5,5	4,3	3,2	2,1			
+ 17	14,4	13,1	11,6	10,2	8,8	7,5	6,2	4,9	3,7	2,6	1,5		
+ 18	15,4	13,9	12,4	11,0	9,6	8,2	6,8	5,5	4,3	3,1	2,0		
+ 19	16,4	14,8	13,3	11,8	10,4	9,0	7,5	6,2	4,9	3,7	2,5	1,5	
+ 20	17,4	15,8	14,2	12,7	11,2	9,7	8,3	6,9	5,6	4,3	3,1	1,9	
+ 21	18,5	16,9	15,2	13,6	12,1	10,6	9,1	7,6	6,3	5,0	3,7	2,5	
+ 22	19,7	17,9	16,3	14,6	13,0	11,5	10,0	8,4	7,0	5,7	4,4	3,1	1,9
+ 23	20,9	19,1	17,4	15,6	14,0	12,4	10,9	9,2	7,8	6,4	5,1	3,8	2,5
+ 24	22,2	20,3	18,5	16,7	15,0	13,4	11,8	10,1	8,7	7,2	5,8	4,5	3,2
+ 25	23,6	21,7	19,7	17,9	16,1	14,4	12,7	11,1	9,5	8,0	6,6	5,2	3,9
+ 26	25,0	22,9	20,9	19,1	17,2	15,5	13,8	12,1	10,5	8,9	7,4	6,0	4,6
+ 27	26,5	24,4	22,3	20,3	18,4	16,6	14,8	13,1	11,5	9,9	8,3	6,8	5,4
+ 28	28,1	25,9	23,8	21,7	19,7	17,8	16,0	14,2	12,5	10,8	9,2	7,7	6,2
+ 29	29,8	27,5	25,3	23,1	21,1	19,1	17,2	15,4	13,6	11,9	10,2	8,6	7,1
+ 30	31,6	29,2	26,9	24,7	22,5	20,5	18,5	16,6	14,7	13,0	11,3	9,6	8,0
+ 31	33,4	30,9	28,5	26,2	24,0	21,9	19,8	17,9	16,0	14,1	12,4	10,6	9,0
+ 32	35,4	32,8	30,3	27,9	25,6	23,4	21,3	19,2	17,3	15,4	13,5	11,7	10,0
+ 33	37,4	34,7	32,2	29,7	27,3	25,0	22,8	20,6	18,6	16,6	14,8	12,9	11,1
+ 34	39,6	36,8	34,2	31,5	29,0	26,7	24,5	22,2	20,0	18,0	16,1	14,1	12,3
+ 35	41,8	39,0	36,2	33,5	30,9	28,4	26,1	23,8	21,6	19,4	17,4	15,4	13,5

Man findet in dieser Tabelle den Wassergehalt eines Cubikmeters Luft, in Grammen ausgedrückt, für die jedesmalige Lufttemperatur und die gleichzeitig beobachtete Differenz der beiden Thermometer, wenn man in der Horizontalreihe, deren äusserste Ziffer links die Lufttemperatur angiebt, bis zu der Verticalreihe herübergeht, welche mit der beobachteten Differenz der beiden Thermometer überschrieben ist. So findet man z. B. für die Lufttemperatur von 20° , wenn das nasse Thermometer auf 15° steht, wenn also die Temperaturdifferenz der beiden Thermometer 5° ist, den Wassergehalt der Luft gleich 9,7, d. h. in diesem Falle enthält jedes Cubikmeter Luft 9,7 g Wasserdampf.

Den Instructionen für die meteorologischen Stationen der Schweiz, Russlands, Deutschlands und anderer Länder sind ähnliche psychrometrische Tafeln von viel grösserem Umfang beigegeben, in welchen die Temperaturen des trockenen Thermometers sowie die Temperaturdifferenzen oder die Temperaturen des feuchten Thermometers nicht von Grad zu Grad, sondern von zehntel zu zehntel Grad fortschreiten, welche also (weil auf weitere Temperaturgrenzen berechnet) eine mehr als 100 Mal grössere Ausdehnung haben, als die Tabelle auf Seite 728.

Kennt man den absoluten Wassergehalt der Luft, so erhält man die relative Feuchtigkeit derselben, wenn man den absoluten Wassergehalt durch das Maximum des Wasserdampfes dividirt, welches die Luft bei der Temperatur des trockenen Thermometers aufnehmen kann.

So finden wir z. B. in unserem Beispiel für $+20^{\circ}\text{C.}$ aus der ersten Columne, indem wir also die Angaben der beiden Thermometer als gleich, und somit die Luft als mit Feuchtigkeit gesättigt ansehen, den Wassergehalt der Luft = 17,4. Wir haben demnach für die relative Feuchtigkeit den Betrag $\frac{9,7}{17,4} = 0,56$, wofür man aber 56 annimmt,

da die relative Feuchtigkeit in Procenten ausgedrückt wird. Den Thaupunkt erhält man, wenn man mit dem Dunstdruck als Argument in die zweite Columne der Tafel auf S. 723 eingeht, und die entsprechende Zahl aus der ersten Columne entnimmt. So ergibt sich für den Dunstdruck 9,7 der Thaupunkt = $10,8^{\circ}$.

Die grösseren psychrometrischen Tafeln enthalten nicht allein den absoluten, sondern auch den relativen Wassergehalt der Luft, welcher den Psychrometerablesungen entspricht.

Die aus den Psychrometer-Beobachtungen abgeleiteten Werthe des Wassergehaltes der Luft sind jedoch nur dann der Wahrheit entsprechend, wenn am Instrumente ein genügender Luftwechsel stattfindet, wenn dasselbe also nicht von einer stagnirenden Luftmasse umgeben ist.

Tägliche Variationen im Wassergehalte der Luft. Da 247 bei hoher Temperatur mehr Wasserdampf in der Luft verbreitet sein kann, da mit steigender Wärme das Wasser an der Oberfläche der Gewässer und vom feuchten Boden mehr und mehr verdunstet, so lässt

sich wohl erwarten, dass der Wassergehalt der Luft im Laufe eines Tages ab- und zunehmen wird. Die Gesetze der täglichen Variationen des Wassergehaltes der Atmosphäre sind besonders durch lange Versuchsreihen von Neuber in Apenrade, von Kupffer in Petersburg und von Kämtz in Halle und auf den Alpen ermittelt worden.

Die folgende Tabelle giebt für Halle die mittlere Spannkraft für die einzelnen Tagesstunden in den Monaten Januar, April, Juli und October in Millimetern an.

Stunden	Januar mm	April mm	Juli mm	October mm
Mittag	4,29	6,15	11,62	8,27
1	4,32	6,05	11,42	8,29
2	4,34	6,08	11,32	8,23
3	4,33	6,09	11,22	8,15
4	4,28	6,09	11,18	8,10
5	4,25	6,09	11,25	8,06
6	4,24	6,12	11,36	8,10
7	4,22	6,15	11,68	8,07
8	4,20	6,13	11,76	7,96
9	4,18	6,10	11,75	7,88
10	4,15	6,05	11,67	7,80
11	4,14	6,03	11,52	7,72
Mitternacht	4,11	6,02	11,33	7,66
1	4,09	5,99	11,15	7,59
2	4,09	5,93	11,05	7,52
3	4,08	5,88	11,07	7,43
4	4,08	5,84	11,21	7,36
5	4,07	5,87	11,44	7,34
6	4,06	5,96	11,68	7,44
7	4,06	6,08	11,96	7,49
8	4,05	6,25	12,11	7,75
9	4,07	6,34	12,05	8,06
10	4,12	6,35	11,89	8,23
11	4,21	6,28	11,72	8,28
Mittel	4,17	6,08	11,52	7,87

Nach dieser Tabelle sind die Variationen des Wassergehaltes der Luft während eines Tages für den Monat Juli in Figur 1, Tabelle 20, graphisch, und zwar in der unteren Curve, dargestellt. Die Abscissen sind der Zeit, die Ordinaten der Spannkraft des Wasserdampfes proportional aufgetragen, und zwar so, dass einer Spannkraftsdifferenz von 1 mm eine Höhendifferenz von 3 mm entspricht. Man sieht, dass der Wassergehalt der Luft zwei Maxima hat, eines gegen 9 Uhr Abends und ein zweites gegen 9 Uhr Morgens. Ferner zeigt der Wassergehalt der

Luft zwei Minima, eines um 4 Uhr Nachmittags und eines kurz vor Sonnenaufgang.

Wenn mit Sonnenaufgang die Temperatur steigt, vermehrt sich auch die Menge des Wasserdampfes in der Luft, jedoch dauert dies nur bis 9 Uhr, wo ein durch die starke Erwärmung des Bodens veranlasster aufwärtssteigender Luftstrom die Dämpfe mit in die Höhe nimmt, so dass der Wassergehalt der unteren Luftschichten geringer wird, obgleich bei immer zunehmender Wärme die Bildung der Dämpfe fort dauert; diese Abnahme dauert bis gegen 4 Uhr; von hier an nimmt der Wassergehalt der unteren Luftschichten wieder zu, weil jetzt die nach oben gerichtete Luftströmung aufhört, den sich bildenden Wasserdampf wegzuführen; jedoch dauert diese Zunahme nur bis gegen 9 Uhr Abends, weil nun die immer mehr sinkende Temperatur der Luft der ferneren Dampfbildung eine Grenze setzt.

Im Winter, wo die Wirkung der Sonne weniger intensiv ist, verhält sich die Sache anders; im Januar beobachtet man nur ein Maximum des Wassergehaltes der Luft um 2 Uhr Nachmittags und ein Minimum zur Zeit des Sonnenaufganges.

Die obere Curve der Fig. 1, Tab. 20, zeigt uns das Maximum der Spannkraft, welches der Wasserdampf bei der, jeder Tagesstunde des Monats Juli entsprechenden mittleren Temperatur erreichen könnte. Da die beiden Curven für die Zeit des Sonnenaufganges sich einander sehr nähern, so ist also um diese Zeit die Luft sehr nahe mit Feuchtigkeit gesättigt. Mit steigender Temperatur nimmt nun zwar anfangs die absolute Menge des Wasserdampfes in der Luft zu, doch nicht im Verhältniss der Temperaturzunahme, der Wassergehalt der Luft entfernt sich also immer mehr von dem ihrer Temperatur entsprechenden Sättigungspunkte oder auch, mit anderen Worten, die Differenz zwischen der Temperatur der Luft und dem Thaupunkte wird immer grösser.

Die relative Feuchtigkeit hat sich in Königsberg aus 45jährigen Beobachtungen für die einzelnen Monate des Jahres und der Stunden 7a, 2p und 9p folgendermaassen ergeben:

	7a	2p	9p	Mittel
Januar	89,2	85,2	89,0	87,8
Februar	88,6	81,1	87,0	85,4
März	87,1	74,1	85,1	82,1
April	82,1	62,0	80,0	74,6
Mai	78,0	56,8	77,8	70,8
Juni	78,7	58,3	79,8	72,3
Juli	81,6	60,2	81,7	74,6
August	84,9	61,5	82,5	76,3
September	88,2	66,4	85,1	79,9
October	89,0	74,3	86,3	83,2
November	89,6	83,2	88,5	87,1
December	89,3	85,7	88,7	87,9
Jahr	87,2	70,7	84,3	80,1

Hieraus ergibt sich, dass die relative Feuchtigkeit immer um zwei Uhr mittags am geringsten ist, dass sie ferner im Mai ihr Minimum und im December und Januar ihr Maximum erreicht.

Wir sagen „die Luft ist trocken“, wenn das Wasser rasch verdunstet und wenn befeuchtete Gegenstände durch dieses rasche Verdunsten schnell trocken werden; dagegen sagen wir „die Luft ist feucht“, wenn befeuchtete Gegenstände an der Luft nur langsam oder gar nicht trocknen, wenn die geringste Temperaturerniedrigung feuchte Niederschläge bewirkt, und wenn etwas kältere Gegenstände sich mit Feuchtigkeit überziehen. Wir nennen also die Luft trocken, wenn sie weit von ihrem Sättigungspunkt entfernt ist, feucht dagegen, wenn der Thaupunkt der Temperatur der Luft sehr nahe liegt; mit diesem Urtheile über die Trockenheit oder Feuchtigkeit der Luft verbinden wir also durchaus kein Urtheil über den absoluten Wassergehalt der Luft. Wenn an einem heissen Sommertage bei einer Temperatur von 25°C . jedes Cubikmeter Luft 13 g Wasserdampf enthält, so sagen wir, die Luft sei sehr trocken, denn bei dieser Temperatur könnte jedes Cubikmeter Luft 23,6 g Wasserdampf enthalten (siehe die Tabelle S. 728) oder die Luft müsste bis auf 15°C . erkaltet werden, um bei unverändertem Wassergehalte gesättigt zu sein. Wenn sie dagegen im Winter bei einer Temperatur von $+4^{\circ}\text{C}$. nur 6 g Wasserdampf enthält, so ist die Luft sehr feucht, weil die Luft für die herrschende Temperatur beinahe vollständig mit Wasserdampf gesättigt ist und die geringste Temperaturerniedrigung schon einen Niederschlag zur Folge hat.

In diesem Sinne können wir also sagen, dass zur Zeit des Sonnenaufganges die Luft am feuchtesten ist, obgleich der absolute Wassergehalt geringer ist als zu jeder anderen Tageszeit. Gegen drei Uhr Nachmittags ist im Sommer die Luft am trockensten.

Die Zeit der beiden Maxima und der beiden Minima des Wassergehaltes der Luft fällt nahe mit den Wendestunden der täglichen Periode des Barometers zusammen, so dass man offenbar sieht, wie diese Perioden durch die Variationen des Wassergehaltes der Luft bedingt sind.

Auf hohen Bergen befolgen die Veränderungen im Dampfgehalte der Luft ein anderes Gesetz, weil der aufsteigende Luftstrom die Wasserdämpfe aus der Tiefe in die Höhe führt. Die unterste der beiden Curven Fig. 2, Tab. 20, stellt nach den Beobachtungen von Kämtz die Veränderungen dar, welche die Spannkraft des atmosphärischen Wasserdampfes im Laufe eines Julitages auf dem Rigi erleidet. Man übersieht aus dieser Curve, dass der absolute Wassergehalt der Luft in der Höhe nur ein tägliches Maximum und nur ein tägliches Minimum hat. Auch in der Höhe nimmt der Wassergehalt der Luft von Sonnenaufgang an zu, diese Zunahme dauert aber bis Mittag, während in der Tiefe der Wassergehalt von 9 Uhr an schon wieder abnimmt, weil der aufsteigende Luftstrom, welcher die Abnahme des Wassergehaltes in der Tiefe veranlasst, die dort weggeführten Dämpfe in die Höhe bringt. Von drei

Uhr Nachmittags an, wenn die Stärke des aufsteigenden Luftstroms nachlässt, nimmt der Wassergehalt in der Tiefe wieder zu, in der Höhe nimmt er aber fortwährend ab, weil bei stets abnehmender Temperatur kein Wasserdampf mehr in die Höhe gebracht wird, sondern umgekehrt die Wasserdämpfe sich in die Tiefe senken. Die obere der beiden Curven in Fig. 2, Tab. 20, giebt an, wie gross im Juli auf dem Rigi zu jeder Stunde die Spannkraft des atmosphärischen Wasserdampfes in Millimetern ausgedrückt sein würde, wenn die Luft stets vollkommen gesättigt wäre. In der Höhe ist dieser Beobachtungsreihe zufolge die Luft viel feuchter, d. h. sie ist ihrem Sättigungspunkte viel näher als in der Tiefe; denn die beiden Curven sind für den Rigi fast parallel und nicht weit von einander entfernt, während, wie man aus Fig. 1, Tab. 20, sieht, diese beiden Curven für tiefer gelegene Orte einen sehr ungleichen Lauf haben, und für die Stunden vor und nach Mittag sehr weit von einander abstehen.

Die Fig. 3 und 4 auf Tab. 20 stellen nach dem fünften Jahrgange der schweizerischen meteorologischen Beobachtungen den mittleren täglichen Gang der relativen Feuchtigkeit zu Bern und beim Simplon-Hospiz (574 und 2008 m über dem Meeresspiegel) für die Monate Januar und Juli im Jahre 1868 dar. Diese Curven zeigen, dass Winters und Sommers die relative Feuchtigkeit der Luft fast für alle Tagesstunden in der Höhe viel bedeutender ist als in der Tiefe, obgleich der absolute Wassergehalt der Luft mit ihrer Temperatur um so mehr abnimmt, je höher man sich über den Meeresspiegel erhebt.

Jährliche Variationen des Wassergehaltes der Luft. 248

Die Tabelle (a. f. S.) giebt den mittleren Wassergehalt der Luft für die einzelnen Monate des Jahres zu Halle.

Der absolute Wassergehalt der Luft ist wie die mittlere Lufttemperatur im Januar ein Minimum; er nimmt bis zum Juli zu, wo er sein Maximum erreicht, dann aber nimmt er wieder ab bis zu Ende des Jahres.

Die letzte Columne dieser Tabelle unter der Ueberschrift „Relative Feuchtigkeit“ giebt an, wie viel Procente des bei der mittleren Temperatur des Monats möglichen Maximums des Wassergehaltes im Durchschnitt in der Luft enthalten sind. Im December ist also im Durchschnitt die Luft am feuchtesten, d. h. sie ist ihrem Sättigungspunkte am nächsten; im August aber ist die Luft am trockensten, obgleich ihr absoluter Wassergehalt in diesem Monate sehr gross ist, weil sie sehr weit von ihrem Sättigungspunkte entfernt ist. Im August ist der Wassergehalt der Luft im Durchschnitt nur 61 Proc. von der Quantität Wasserdampf, welche in der Luft enthalten sein müsste, wenn sie bei der mittleren Temperatur dieses Monats gesättigt sein sollte. In diesem Sinne sind also November, December, Januar und Februar die feuchtesten, Mai, Juli und August die trockensten Monate des Jahres.

Monate	Spannkraft des Wasser- dampfes	Relative Feuchtigkeit
	mm	Proc.
Januar	4,509	85,0
Februar	4,749	79,9
März	5,107	76,4
April	6,247	71,4
Mai	7,836	69,1
Juni	10,843	69,7
Juli	11,626	66,5
August	10,701	61,0
September	9,560	72,8
October	7,868	78,9
November	5,644	85,3
December	5,599	86,2
Im Mittel		75,2

249 Feuchtigkeit der Luft in verschiedenen Gegenden.

Die Bildung des Wasserdampfes ist vorzugsweise von zwei Bedingungen abhängig, nämlich von der Temperatur und von der Gegenwart von Wasser. Bei einem unbegrenzten Wasservorrathe werden sich um so mehr Wasserdämpfe bilden, je höher die Temperatur ist; bei gleicher Temperatur aber werden sich in wasserreichen Gegenden mehr Dämpfe bilden können als in wasserarmen. Daraus folgt nun, dass der absolute Wassergehalt der Luft unter sonst gleichen Umständen von dem Aequator nach den Polen hin abnehmen muss und dass sie im Inneren der grossen Continente trockener, d. h. weiter von ihrem Sättigungspunkte entfernt ist, als auf dem Meere und an den Meeresküsten. Wie sehr die Trockenheit der Luft mit der Entfernung vom Meere zunimmt, beweist schon die Heiterkeit des Himmels der Binnenländer. Die Hygrometerbeobachtungen, welche Humboldt und G. Rose in verschiedenen Gegenden von Sibirien gemacht haben, beweisen ebenfalls die ausserordentliche Trockenheit der Atmosphäre in diesen Gegenden. In der Steppe von Platowskaya fanden sie, dass bei einer Temperatur von $23,7^{\circ}\text{C}$. die Differenz der beiden Thermometer des Psychrometers $11,7^{\circ}$ betrug, dass also die Luft ungefähr nur 16 Proc. des Wasserdampfes enthielt, den sie für diese Temperatur möglicher Weise aufnehmen könnte.

Ein anderes Beispiel ausserordentlicher Trockenheit beobachtete d'Abbadie in Abyssinien. Zu Abbay am Blauen Nil zeigte das trockene Thermometer des Psychrometers $37,1^{\circ}\text{C}$., das feuchte $19,9^{\circ}\text{C}$.; die Differenz der beiden Thermometer, $17,2^{\circ}$, geht also über die Grenzen der Tabelle auf S. 728 hinaus. Mit Hülfe der Gl. 1) auf S. 727 ergibt

sich aber, dass das Cubikmeter Luft nur 7 g Wasserdampf enthielt, während es bei 37,1°C. 42,5 g Wasserdampf enthalten könnte. Der Thaupunkt lag bei + 6°C.

Während eines Samums fand derselbe Beobachter am Ufer des Rothen Meeres die Temperatur der Luft im Schatten 42,7°C., während das feuchte Thermometer 20,6°C. zeigte. Ein Cubikmeter Luft enthielt demnach nur noch 4 g Wasserdampf, also nur $\frac{1}{15}$ des bei 42,7°C. möglichen Wassergehaltes (Poggend. Annal. Bd. LXVIII).

Von einzelnen extremen Fällen ganz abgesehen, ist auch die mittlere relative Feuchtigkeit der Luft für verschiedene Gegenden sehr ungleich; sie beträgt, wie wir im vorigen Paragraphen gesehen haben, für Halle 75,2 Proc.

Als Mittel aus vierjährigen Beobachtungen fand Möhl für Cassel 79,4 Proc.

Als Mittel aus zwölfjährigen Beobachtungen fand Lose für Crefeld 73 Proc., während daselbst die mittlere tägliche Schwankung 19 Proc. beträgt. Das absolute Minimum der relativen Feuchtigkeit, welches während dieser Periode beobachtet wurde, betrug nur 12 Proc.

Nach Karsten beträgt die mittlere relative Feuchtigkeit der Luft zu Kiel 82,1 Proc., das absolute Minimum geht daselbst nicht unter 24 Proc. herab.

Nach den Beobachtungen des Physikalischen Vereins zu Frankfurt a. M. betrug daselbst die

mittlere relative Feuchtigkeit		niedrigste relative Feuchtigkeit	
1870	63,88 Proc.	20,3 Proc.	am 9. Juli.
1871*	67,40 "	27,0 "	" " 24. Mai
1872	67,86 "	27,4 "	" " 12. April
1873	67,68 "	31,0 "	" " 15. April
Mittel		66,7 Proc.	

Nach den Ergebnissen der badischen meteorologischen Stationen betrug die mittlere relative Feuchtigkeit für

	Höhe über dem Meere	1870	1871	1872
Meersburg	447 m	76 Proc.	78 Proc.	— Proc.
Höhenschwand	1012 "	81 "	84 "	85 "
Freiburg	293 "	72 "	73 "	— "
Mannheim	116 "	71 "	76 "	77 "

* Für die Jahre 1865 und 1866 fand man die mittlere relative Feuchtigkeit für

	Höhe über d. Meere	
St. Theodul	3330 m	82 Proc.
Beatenberg	1150 "	79 "
Genf	408 "	78 "
Basel	278 "	75 "

Nach diesen Zusammenstellungen ist die relative Feuchtigkeit der Luft für höher gelegene Stationen eine grössere als an benachbarten tiefer liegenden. Dagegen haben Saussure in den Alpen und Humboldt in Centralamerika die Luft in grossen Höhen trockener gefunden als in der Ebene. Wir werden weiter unten sehen, wie dieser Gegensatz für die Nähe von Gletschern und Firnfeldern seine Erklärung findet.

In den östlichen Theilen von Nordamerika ist die relative Feuchtigkeit der Luft geringer als an den Westküsten von Europa; sie beträgt nach den Publikationen des „Smithsonian Institution“ nur

67 Proc.	für New-York
68 „ „	Philadelphia
68 „ „	St. Louis.

Nach den Annalen des physikalischen Centralobservatoriums zu Petersburg ergiebt sich als Mittel aus mehreren Jahren die relative Feuchtigkeit für

Tiflis	67 Proc.
Nertschinsk	68 „
Orenburg	76 „
Petersburg	82 „
Sitka	84 „

Auf der schweizerischen Naturforscherversammlung, welche im Jahre 1853 zu Pruntrut gehalten wurde, hielt Desor einen Vortrag über das Klima der Vereinigten Staaten von Nordamerika und seinen Einfluss auf die Sitten und Gebräuche ihrer Bewohner, aus welchem sich die hohe Bedeutung ergiebt, welche der Wassergehalt der Atmosphäre auf die klimatischen Verhältnisse eines Landes ausübt.

Bei gleicher mittlerer Jahreswärme und nahezu gleichem jährlichen Gange der Temperatur zeigt doch das Klima eines Ortes in Nordamerika noch grosse Verschiedenheiten von dem der Westküste von Europa, welche den deutschen Auswanderern sehr auffallend sind und sie zu manchen Aenderungen ihrer Gewohnheiten nöthigen. — Die Wäsche trocknet rascher; die Brotvorräthe, welche man in Europa mehrere Wochen lang aufbewahren kann, werden dort in wenigen Tagen ungeniessbar, weil das Brot zu rasch austrocknet. — Die Ernten sind in Nordamerika weniger unsicher als in Europa. — In Nordamerika kann man ohne Nachtheil für die Gesundheit in ein eben erst vollendetes Haus einziehen, man hat nicht nöthig, erst auf das Austrocknen der Wände zu warten; dagegen haben die Schreiner mit grossen Schwierigkeiten zu kämpfen, indem Holz, welches man in Europa für hinlänglich ausgetrocknet halten würde, um es für Möbel zu verwenden, zu Boston und New-York in kurzer Zeit reisst; auch müssen die Schreiner in Amerika viel stärkeren Leim anwenden als in Europa.

Alle diese Erscheinungen deuten darauf hin, dass die Luft an den Ostküsten von Nordamerika im Durchschnitt weit trockener ist als an den Westküsten von Europa.

Da nun aber weder die Regenmenge noch die Anzahl der Regentage in Nordamerika geringer ist als in Europa, so kann der erwähnte Unterschied nur dadurch bedingt sein, dass dort bei schönem Wetter die Atmosphäre weniger mit Feuchtigkeit beladen ist als bei uns. Die Luft bleibt nicht, wie in England und Westeuropa, immer ihrem Sättigungspunkte nahe. Sobald es aufgehört hat zu regnen und der Wechsel des Windes schönes Wetter bringt, geht das Hygrometer augenblicklich herunter und der Thaupunkt sinkt bedeutend unter die Temperatur der Luft.

Die Ursache dieser grösseren Trockenheit ist leicht zu erklären. In Amerika ist Südwest der herrschende Wind, wie in Europa; an den Westküsten von Europa kommt aber dieser Wind mit Feuchtigkeit beladen an, weil er bei seiner Berührung mit dem Atlantischen Ocean viel Wasserdampf aufnehmen konnte, der Südwest ist bei uns also Regenwind. Anders an den Ostküsten von Nordamerika; dort kommen die Südwestwinde erst an, nachdem sie einen weiten Weg über Land und über ziemlich hohe Gebirge zurückgelegt haben, wo sie sich ihrer Feuchtigkeit entledigen, weshalb sie nur selten Regen bringen.

Der Thau. Wenn man an einem schwülen Sommertage aus einem 250
kühlen Gewölbe eine Flasche kalten Wassers ins Freie bringt, so beschlägt sie, d. h. sie wird in kurzer Zeit mit zarten Wassertröpfchen bedeckt, es setzt sich Thau auf derselben ab.

Der Grund dieser Erscheinung ist leicht anzugeben. Die mit der Flasche zunächst in Berührung tretenden Luftschichten werden erkaltet; da die kältere Luft aber nicht so viel Wasserdampf aufnehmen kann, wie die wärmere, so muss diese Erkaltung nothwendig die Ausscheidung eines Theiles des bisher in jenen Schichten enthaltenen Wasserdampfes zur Folge haben, die condensirten Wasserdämpfe setzen sich aber in Form von Thau auf dem Körper ab, von welchem die Erkaltung ausgeht.

Eine ganz analoge Erscheinung ist das Beschlagen der Fensterscheiben eines bewohnten warmen Zimmers, wenn dieselben von Aussen her erkaltet werden.

Die starke Erkaltung, welche alle Körper der Erdoberfläche in heiteren windstillen Nächten in Folge der nächtlichen Strahlung erleiden (s. §. 198), muss aber in gleicher Weise eine Ausscheidung von Wasserdämpfen in den untersten Luftschichten zur Folge haben, welche sich in Form von Thautropfen auf dem Erdboden, auf Steinen, Gras, Laub etc. ansetzen.

Da nicht alle Körper gleiches Wärmestrahlungsvermögen haben, so erkalten auch einige stärker als andere und so kommt es, dass manche Körper stark mit Thau überzogen sind, während andere fast ganz trocken

bleiben. Gras und Blätter erkalten besonders stark durch die nächtliche Strahlung, theils weil sie ein sehr starkes Strahlungsvermögen besitzen, theils aber auch, weil sie frei in die Luft hineinragen, so dass vom Boden aus nur wenig Wärme zugeleitet werden kann; man findet sie deshalb stärker bethaut als die Steine und den nackten Boden.

Bei der französischen Expedition nach Constantine im October 1836 litten mehr als 100 Mann an erfrorenen Füßen, Händen und Lippen, obgleich das Thermometer nie unter den Gefrierpunkt sank. Der Boden aber, auf welchem man sich nächtlich lagerte, erkaltete viel tiefer.

Alles, was die nächtliche Strahlung hindert oder vermindert, hindert oder vermindert auch die Thaubildung. Wells legte auf ein Brett, welches in horizontaler Lage durch vier Stützen 1 m hoch über dem Boden gehalten wurde, 10 Gran Wolle und befestigte eine gleiche Quantität Wolle auf der unteren Fläche des Brettes. Nach einer heiteren Nacht ergab sich, dass das obere Wollbüschel 14 Gran, das untere nur 4 Gran Feuchtigkeit aufgenommen hatte.

Wenn man über einer Wiese in der Höhe von zwei bis drei Fuss ein Leintuch ausspannt, so wird der durch das Tuch gegen die nächtliche Strahlung geschützte Theil der Wiese nicht bethaut, während in der ganzen Umgebung eine starke Thaubildung stattfindet.

Dadurch erklärt sich auch, warum bei bewölktem Himmel keine Thaubildung stattfindet.

Dass der Thau nicht etwa, wie man früher meinte, ähnlich dem Regen, aus der Luft herabfällt, hat Wells durch folgenden Versuch bewiesen. Auf den Boden eines oben offenen Cylinders von gebranntem Thon, welcher $\frac{1}{3}$ m Durchmesser und 1 m Höhe hatte, wurde ein Bündel von 10 Gran Wolle gelegt. Obgleich nun dieses Bündel nach oben hin in keiner Weise geschützt war, so nahm es doch im Laufe einer heiteren Nacht nur 2 Gran Feuchtigkeit auf, während ein in der Nähe ganz frei auf den Boden gelegtes Bündel Wolle in der gleichen Zeit durch Thau um 16 Gran schwerer wurde.

Selbst bei heiterem Himmel thaut es nicht, wenn ein etwas lebhafter Wind weht, weil er stets von Neuem warme Luft mit dem Boden in Berührung bringt und so theilweise wenigstens den Wärmeverlust ersetzt, welcher durch die nächtliche Strahlung veranlasst wird.

Der Reif ist nichts Anderes als ein gefrorener Thau. Wenn der Körper, an welchem sich der condensirte Wasserdampf absetzt, unter 0° erkaltet ist, so kann er sich nicht mehr in flüssiger Gestalt, sondern nur in Form von Eiskrystallen absetzen.

251 **Einfluss der Gletscher auf die atmosphärische Feuchtigkeit.** Wenn die atmosphärische, nicht ganz mit Wasserdampf gesättigte Luft mit irgend einem feuchten Körper in Berührung ist, so wird an dieser feuchten Oberfläche entweder Verdampfung stattfinden, wenn die Temperatur derselben höher ist, oder es wird eine der Thau-

bildung entsprechende Condensation von atmosphärischem Wasserdampf stattfinden, wenn die Temperatur desselben niedriger ist als der Thaupunkt der Luft.

Aus langjährigen Beobachtungen, welche zu Genf angestellt worden sind, haben Chr. Dufour und Forel ermittelt, dass die mittlere Temperatur des Wassers an der Oberfläche des Sees meist namhaft höher ist, als der Thaupunkt der darüber streichenden Luft. Im Mai und Juni ist die Temperatur des Seewassers durchschnittlich um 3° höher, als der Thaupunkt der Luft. Vom Juli an wird die Differenz grösser, um im December ihr Maximum zu erreichen, wenn der Thaupunkt der Luft 8° unter der Temperatur des Seewassers liegt. Im Allgemeinen wird also an der Oberfläche des Sees Wasser verdampfen. Nur ausnahmsweise steigt an einzelnen sehr feuchten Tagen der Thaupunkt der Luft über die Temperatur des Seewassers, so dass eine Condensation von Wasserdampf an der Oberfläche des Sees stattfindet. Im Jahre 1867 war dies nur an 21 Tagen der Fall, während an 344 Tagen Verdampfung stattfand.

Gerade umgekehrt gestaltet sich die Sache im Hochgebirge, wo die Luft mit ausgedehnten Schnee- und Firnfeldern, sowie mit Gletschern in Berührung kommt, deren Temperatur nicht so veränderlich ist, wie die des Sees, indem dieselbe nie über 0° steigen und nur im Winter unter 0° sinken kann, während der Thaupunkt der Luft, welche über die Schnee- und Eisfelder hinzieht, meist über dem Gefrierpunkt liegt.

An der Oberfläche der Gletscher, sowie der Schnee- und Firnfelder, wird also im Allgemeinen Condensation von Wasserdampf stattfinden müssen, welche die Luft trocken macht und nur in seltenen Fällen, wenn der Thaupunkt der Luft unter 0° gesunken ist, kann eine, wenn auch nur unbedeutende Verdampfung eintreten.

Dufour und Forel haben diese theoretischen Consequenzen durch Versuche bestätigt, von denen wir nur einige anführen wollen. Am 5. März 1870, Nachmittags 2 Uhr, wurde in einem Garten zu Morges eine Schüssel von 20 cm Durchmesser, welche mit Schnee gefüllt 711 g wog, ins Freie gestellt. Nach einer Stunde war der Schnee zum Theil geschmolzen, das Gewicht der Schüssel hatte aber um 3 g zugenommen. Nach psychrometrischen Bestimmungen war der Thaupunkt der Luft während jener Zeit $4,4^{\circ}$ C. und ihre Temperatur $10,3^{\circ}$.

Bei einem ähnlichen Versuch, welcher im Mai angestellt, und bei welchem gestossenes Eis statt Schnee angewandt wurde, betrug der Thaupunkt der Luft im Durchschnitt 13° und es ergab sich, dass die Quantität des auf einer Eisfläche von 1 qm Oberfläche in einer Stunde niedergeschlagenen Wassers 410 g betrug, was auf eine geographische Quadratmeile (55 000 000 qm) die enorme Wassermenge von 22 550 cbm ausmacht.

Allerdings sind die thermischen und hygrometrischen Verhältnisse der über den Gletschern und Schneefeldern schwebenden Luft andere

als in einem Garten in der Nähe des Genfer Sees; im Hochgebirge ist die Luft weniger warm und ihr Thaupunkt liegt tiefer als in der Ebene; immerhin muss aber auch dort eine bedeutende Condensation stattfinden, und um diese zu constatiren, stellten Dufour und Forel im Juli und August 1870 ähnliche Versuchsreihen auf der Oberfläche des Rhonegletschers an.

Die Temperatur der Luft schwankte während dieser Versuche zwischen $4,2$ und $10,8^{\circ}\text{C}$., ihr Thaupunkt zwischen $0,6$ und $3,5^{\circ}$ und die Menge des stündlich niedergeschlagenen Wassers zwischen 50 und 360 g für 1 qm . Nehmen wir im Mittel die stündliche Condensation für 1 qm zu 150 g an, so macht dies für eine Schnee- und Eisfläche von einer Quadratmeile schon 8250 cbm Wasser in der Stunde. Die Oberfläche aller Gletscher, Schnee- und Firnfelder des Rhonegebietes bis zum Genfer See beträgt aber 18 Quadratmeilen, sie liefern also unter den angegebenen Verhältnissen durch Condensation $150\ 000\text{ cbm}$ Wasser in der Stunde und $3\ 600\ 000\text{ cbm}$ in 24 Stunden.

Da die Gletscher und Schneefelder der Luft durch Condensation bedeutende Mengen von Wasserdampf entziehen, so tragen sie wesentlich zu ihrer Trockenheit in den Regionen des ewigen Schnees bei, die Allen bekannt ist, welche das Hochgebirge durchwandern und welche sich durch rasches Trocknen nasser Kleider, durch schnelles Austrocknen der Lebensmittel, durch unbedeutende Absonderung von Schweiss u. s. w. bemerklich macht. Die Trockenheit der Luft, welche auf Schneefeldern und Gletschern ruht, wird auch durch psychrometrische Versuche bestätigt, welche Dufour und Forel im Juli und August 1870 zu allen Tagesstunden, theils bei dem Gasthaus zum Rhonegletscher, theils in einer Entfernung von 900 m von demselben auf dem Gletscher selbst anstellten. Jedes Cubikmeter Luft enthielt beim Gasthaus im Durchschnitt 8 g , auf dem Gletscher dagegen nur $5,5\text{ g}$ Wasserdampf.

Die oben besprochene massenhafte Condensation von Wasserdampf durch Schneefelder und Gletscher bewirkt aber auch ein bedeutendes Wegschmelzen von Schnee und Eis. Durch Condensation von 1 g Wasserdampf werden nämlich 540 Wärmeeinheiten frei, d. h. so viel Wärme als nöthig ist, um die Temperatur von 540 g Wasser um 1°C . zu erhöhen. Diese frei werdende Wärme kann aber keine Erwärmung der umgebenden Luft bewirken, weil sie nur zur Schmelzung von Schnee und Eis verbraucht wird. Zur Schmelzung von 1 g Schnee oder Eis sind aber nur 80 Wärmeeinheiten nöthig, die Wärme, welche durch Condensation von 1 g Wasserdampf frei wird, reicht also hin, um $\frac{540}{80}$, also $6,7\text{ g}$ Eis zu schmelzen, die Condensation des Wasserdampfes vermehrt also in kolossaler Weise die Wassermenge, welche den Schneefeldern und Gletschern entströmt und trägt also wesentlich zu ihrem Abschmelzen und ihrem Rückgang bei.

Die Condensation des Wasserdampfes durch Schnee und Eis erklärt auch den Nutzen des Winterschnees für die Ernährung der Quellen.

Es ist eine bekannte Erfahrung, dass nach schneerreichen Wintern die Quellen reichlicher fließen als nach regnerischen. Das Wasser, welches als Regen herabfällt, dringt nur theilweise in den Boden ein, ein grosser Theil desselben verdampft an der Oberfläche des feuchten Bodens. Das Wasser dagegen, welches in Form von Schnee herabfällt, bewirkt eine namhafte Condensation von Wasserdampf aus der Luft und die dadurch vermehrte Wassermenge kann bei allmählichem Wegschmelzen des Schnees viel vollständiger in den Boden eindringen als das rasch abfliessende Regenwasser.

Nebel und Wolken. Wenn die Wasserdämpfe, aus einem Topf 252 mit kochendem Wasser aufsteigend, sich in der kälteren Luft verbreiten, so werden sie alsbald verdichtet, es entsteht der Schwaden, welcher aus einer Menge kleiner hohler Wasserbläschen besteht, die in der Luft schweben. Man nennt diese Schwaden auch öfters Dampf, doch ist es kein eigentlicher Dampf mehr, wenigstens kein Dampf im physikalischen Sinne des Wortes; denn es ist ja ein verdichteter Dampf.

Wenn die Verdichtung der Wasserdämpfe nicht durch Berührung mit kalten festen Körpern, sondern durch die ganze Masse der Luft hindurch vor sich geht, so entstehen Nebel, welche im Grossen dasselbe sind wie der Schwaden, den wir über kochendem Wasser sehen.

Die Nebel entstehen häufig, wenn das Wasser der Seen und Flüsse oder der feuchte Boden wärmer sind als die schon mit Feuchtigkeit gesättigte Luft. Die Dämpfe, welche in Folge der höheren Temperatur des Wassers oder des feuchten Bodens gebildet werden, verdichten sich alsbald wieder, wenn sie sich in der kälteren, schon mit Wasserdämpfen gesättigten Luft verbreiten. Bei gleicher Temperaturdifferenz des Wassers und der Luft bilden sich keine Nebel, wenn die Luft trocken ist, so dass sich alle die Wasserdämpfe, welche am Boden aufsteigen, in ihr verbreiten können, ohne sie zu sättigen.

Nach dem, was soeben über die Bildung des Nebels gesagt wurde, erklärt sich leicht, dass sich die Nebel vorzugsweise im Herbst über Flüssen und Seen und über feuchten Wiesen bilden. In England sind die Nebel besonders häufig, weil es von einem warmen Meere umspült ist; ebenso sind die warmen Gewässer des Golfstromes, welcher theilweise bis nach Neufundland hinaufströmt, die Ursache der dort so häufigen dichten Nebel.

Manchmal beobachtet man Nebel unter scheinbar ganz verschiedenen Umständen; so sieht man dichte Nebel über den Flüssen, während die Luft wärmer ist als das Wasser oder das Eis. In diesem Falle ist die warme Luft mit Feuchtigkeit gesättigt, und wenn sie sich mit den Luftschichten mischt, welche durch die Berührung mit dem kalten Wasser oder dem Eise schon eine niedrigere Temperatur erlangt haben, so muss nothwendig eine Condensation des Wasserdampfes erfolgen.

Auf dieselbe Weise entstehen auch im Sommer nach Gewitterregen die Nebel über Flüssen und Seen. Die Luft ist wärmer als die Oberfläche des Wassers, aber sie ist mit Feuchtigkeit gesättigt, und sobald sie sich an Orte verbreitet, an welchen die Frische des Wassers fühlbar ist, wird durch die Erkaltung der Wasserdampf verdichtet.

Der Nebel bildet sich jedoch nicht allein über Flüssen und Seen, sondern auch mitten im Lande, sobald durch Luftströmungen wärmere feuchte Luftmassen mit kälteren gemischt und ihre Temperatur unter den Thaupunkt erniedrigt wird.

Die Wolken sind nichts anderes als Nebel, welche in den höheren Luftregionen schweben, sowie denn Nebel nichts sind als Wolken, welche auf dem Boden aufliegen. Oft sieht man die Gipfel der Berge in Wolken eingehüllt, während die Wanderer auf diesen Bergspitzen sich mitten im Nebel befinden.

Auf den ersten Anblick scheint es unbegreiflich, wie die Wolken in der Luft schweben können, da sie doch aus Bläschen bestehen, welche offenbar schwerer sind als die umgebende Luft. Da das Gewicht dieser kleinen Wasserbläschen im Vergleich zu ihrer Oberfläche sehr gering ist, so muss die Luft ihrem Fall einen bedeutenden Widerstand entgegenzusetzen, sie können sich also nur sehr langsam herabsenken, wie ja auch eine Seifenblase, welche überhaupt mit unseren Dunstbläschen eine grosse Aehnlichkeit hat, in ruhiger Luft nur langsam fällt. Demnach müssen aber doch die Dunstbläschen, wenn auch noch so langsam, sinken, und man sollte demnach meinen, dass bei ruhigem Wetter die Wolken doch endlich bis auf den Boden herabkommen müssten.

Die bei ruhigem Wetter allerdings herabsinkenden Dunstbläschen können aber den Boden nicht erreichen, weil sie bald in wärmere, nicht mit Dämpfen gesättigte Luftschichten gelangen, in welchen sie sich wieder in Dampf auflösen und dem Blicke verschwinden; während sich aber unten die Dunstbläschen auflösen, werden an der oberen Grenze neue gebildet, und so scheint die Wolke unbeweglich in der Luft zu schweben.

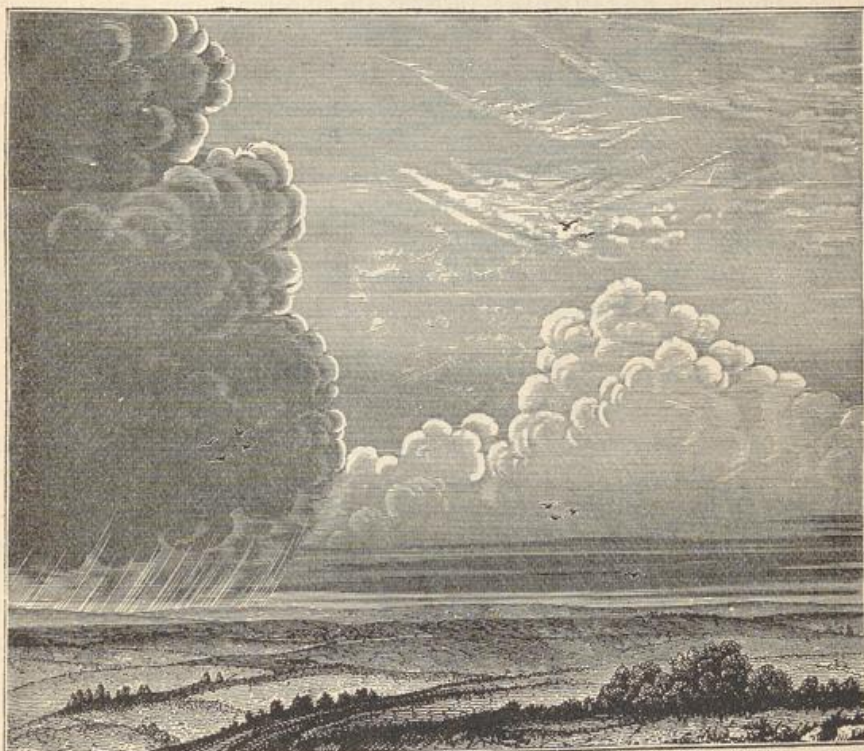
Wir haben eben die Dunstbläschen in ganz ruhiger Luft betrachtet; in bewegter Luft werden sie der Richtung der Luftströmung folgen müssen. Ein Wind, welcher sich in horizontaler Richtung fortbewegt, wird die Wolken auch in horizontaler Richtung fortführen, und ein aufsteigender Luftstrom wird sie mit in die Höhe nehmen, sobald seine Geschwindigkeit grösser ist als die Geschwindigkeit, mit welcher die Dampfbläschen in ruhiger Luft herabfallen würden. Sehen wir ja doch auch, wie die Seifenblasen durch den Wind fortgeführt und über Häuser hinweg getragen werden. So erklärt sich denn auch durch die aufsteigenden Luftströme das Steigen des Nebels.

Das Ansehen der Wolken ist, je nachdem sie höher oder tiefer schweben, je nachdem sie mehr oder weniger dicht, auf diese oder jene Weise beleuchtet sind u. s. w., gar mannigfaltig. Howard hat unter den verschiedenen Wolken folgende Hauptarten unterschieden:

1) Die Federwolke, *cirrus*, besteht aus sehr zarten, bald mehr streifigen, bald mehr locken- oder federartigen Fasern, welche nach schönem Wetter zuerst am Himmel erscheinen. In unserer Fig. 376 sieht man sie in der Ecke oben rechts bis herunter, wo die zwei Vögel schweben. Bei trockenem Wetter sind die Federwolken mehr streifig, bei feuchtem mehr verwaschen.

2) Die Haufenwolke, *cumulus*, welche in unserer Figur gerade unter der Federwolke gezeichnet ist, bildet grosse halbkugelförmige Massen, welche auf horizontaler Basis zu ruhen scheinen; diese Wolken

Fig. 376.



erscheinen vorzugsweise im Sommer; manchmal thürmen sich Haufenwolken zu malerischen Gruppen zusammen und bieten dann, von der Sonne beschienen, den Anblick ferner Schneegebirge.

3) Die Schichtwolken, *stratus*, sind horizontale Wolkenstreifen (in unserer Figur unter den *cumulus*), welche vorzugsweise bei Sonnenuntergang mit ausserordentlicher Farbenpracht erscheinen.

Diese Grundformen gehen auf mannigfaltige Weise in einander über; Howard hat diese Uebergangsformen durch die Namen *cirro-cumulus*, *cirro-stratus*, *cumulo-stratus* und *nimbus* bezeichnet.

Die fedrige Haufenwolke, *cirro-cumulus*, ist der Uebergang der Federwolke zur Haufenwolke; es sind die kleinen weissen,

runden Wölkchen, welche unter dem Namen Schäfchen allgemein bekannt sind.

Wenn die Federwolken nicht einzeln zerstreut, sondern zu Streifen von bedeutender Ausdehnung verbunden sind, so bilden sie die fedrige Schichtwolke, *cirro-stratus*, welche, wenn sie nahe am Horizonte stehen, den Anblick ausgedehnter Schichten bieten; oft überziehen die *cirro-stratus* den ganzen Himmel mit einem Schleier.

Wenn die Haufenwolken dichter werden, so gehen sie in die streifige Haufenwolke, *cumulo-stratus*, über, welche oft den ganzen Horizont mit einem blauschwarzen Farbentone überziehen und endlich in die eigentliche Regenwolke, *nimbus* (in unserer Figur links), übergehen.

In dem 1890 erschienenen Wolkenatlas von Hildebrandsson, Köppen und Neumayer sind die Wolkenformen folgendermaassen classificirt:

1) *Cirrus*, Federwolke. Federige, zarte, isolirte Wolken, gewöhnlich von weisser Farbe. Manchmal in Banden angeordnet, welche meridianartig einen Theil des Himmelsgewölbes überziehen und nach einem oder zwei entgegengesetzten Punkten des Horizontes perspectivisch convergiren (an der Bildung solcher Banden nehmen oft auch *cirro-stratus* und *cirro-cumulus* theil).

2) *Cirro-stratus*, Schleierwolke. Feiner, weisslicher Schleier, bald ganz diffus, dem Himmel nur ein weissliches Aussehen verleihend (von Manchem als *cirrus*-Dunst bezeichnet), bald mehr oder weniger deutliche Structur von in einander verworrenen Fasern erkennen lassend. Häufig zeigt der Schleier leuchtende Ringe um Sonne und Mond.

3) *Cirro-cumulus*, Schäfchen, Lämmergewölk. Kleine, weisse Bällchen und Flocken, ohne Schatten, welche in Heerden und manchmal in Reihen angeordnet sind.

4) *Alto-cumulus* oder *cumulo-cirrus*, grobe Schäfchen. Grössere weissgraue Bällchen mit schattigen Theilen, in Heerden gruppirt, häufig so dicht, dass ihre Ränder zusammenfliessen. Die einzelnen Bällchen sind in der Regel nach der Mitte zu grösser und derber (in *strato-cumulus* übergehend), nach den Rändern derselben hin feiner flockig (in *cirro-cumulus* übergehend). Sehr häufig sind sie in Reihen nach einer oder zwei Richtungen angeordnet.

5) *Alto-stratus* oder *strato-cirrus*. Dichter Schleier von grauer oder bläulicher Farbe, welcher in der Gegend der Sonne und des Mondes einen helleren Fleck, aber keine Lichtringe darbietet. Diese Form zeigt allmähliche Uebergänge zum *cirro-stratus*, hat aber nach den Messungen in Upsala nur die halbe Höhe.

6) *Strato-cumulus*. Grosse Ballen oder Wülste dunkler Wolken, welche den Himmel häufig, besonders im Winter, ganz bedecken und ihm bisweilen ein gewelltes Aussehen verleihen. Die Schicht der *strato-cumuli* ist gewöhnlich nicht sehr dick, in den Lücken erscheint oft blauer

Himmel. Zwischen dieser Form und den *alto-cumuli* finden sich alle möglichen Zwischenglieder. Vom *nimbus* unterscheiden sie sich durch die geballte oder gerollte Form und die mangelnde Neigung zu Niederschlägen.

7) *Nimbus*, Regenwolke. Dichte Lage von dunkeln, formlosen Wolken mit zerrissenen Rändern, aus welchen gewöhnlich anhaltender Regen oder Schnee fällt. In gelegentlichen Lücken zeigt sich fast stets eine gleichförmige *alto-stratus*-Decke. Zerreisst die *Nimbus*lage ganz in kleinere Fetzen oder schweben unter dem grossen *nimbus* tiefhängende kleine Wolkenstückchen einher, so können diese als *fracto-nimbus* unterschieden werden.

8) *Cumulus*, Haufenwolke. Dichte, im beständigen Emporwachsen begriffene Wolke, deren Gipfel kuppelförmig und mit Zapfen besetzt, deren Basis dagegen horizontal ist. Bei seitlicher Beleuchtung zeigt diese Wolke kräftige, wirkliche Schatten, auf der Sonnenseite des Himmels erscheint sie dagegen finster mit hellen Säumen. Der echte *cumulus* zeigt oben und unten scharfe Begrenzung. Stets, und besonders bei windigem Wetter, unterliegen jedoch seine Theile fortwährender Auflösung.

9) *Cumulo-nimbus*, Gewitterwolke, Schauerwolke. Mächtige Wolkenmassen, die sich wie Berge aufthürmen, gewöhnlich oben mit Schleier oder Schirm von faseriger Textur („falsche Cirren“) und unten mit *nimbus*-ähnlichen Wolkenmassen („Wolkenkragen“) umgeben, aus deren Mitte gewöhnlich Schauer von Platzregen oder Hagel (bezw. Graupeln) fallen. Die Ränder sind entweder von festeren *cumulus*-artigen Umrissen und bilden gewaltige *cumulus*-Gipfel von zarten „falschen Cirren“ umschwebt, oder die Ränder fliessen selbst in eine zarte, *cirrus*-artige Zerfaserung aus. Die letzte Form ist besonders beim „Aprilwetter“ gewöhnlich. Howard hat den regnenden *cumulo-nimbus* und unseren *nimbus* zusammen als *nimbus* bezeichnet, den nichtregnenden *cumulo-nimbus* aber als *cumulo-stratus*. Die Bezeichnung *cumulo-nimbus* ist zuerst von Weilbach angewandt worden.

10) *Stratus*, gehobener Nebel. Condensationen in den untersten Schichten, welche nicht direct bei Regenwetter auftreten und nicht direct dem Boden aufliegen; denn im ersteren Falle sind sie als *nimbus* oder *fracto-nimbus*, im letzteren als Nebel schlechtweg zu bezeichnen.

Die horizontalen gleichmässigen Wolkenlager von geringer Dicke in der Atmosphäre oberhalb 1000 m, welche häufig als *stratus* bezeichnet werden, sind nach der Classification von Abercromby und Hildebrandsson theils mit *alto-stratus*, theils mit *strato-cumulus* zu bezeichnen.

Wenn man bedenkt, wie ausserordentlich mannigfaltig an Gestalt sowohl als auch an Farbe die verschiedenen Wolken sein können, so begreift man wohl, dass es oft schwierig ist, zu entscheiden, ob das Ansehen einer Wolke sich mehr dem einen oder dem anderen Typus nähert.

Unter allen bisher genannten Wolkenarten sind die Federwolken die höchsten, denn auf hohen Bergen bieten sie noch denselben Anblick

wie im Thale, und erreichen nach Ekholm und Hagström die Höhe von etwa 13 km. Es ist höchst wahrscheinlich, dass die *cirri* nicht aus Nebelbläschen, sondern aus Eisnadelchen bestehen.

Die Haufenwolken bilden sich gewöhnlich, wenn durch den aufsteigenden Luftstrom die Wasserdämpfe in die Höhe geführt, und dort, wegen der geringeren Temperatur verdichtet werden. Daher kommt es, dass sich oft gegen Mittag Wolken bilden, während die Sonne am heiteren Himmel aufgegangen ist. Gegen Abend wird der Himmel wieder heiter, weil die Wolken sich wieder senken, wenn der aufsteigende Strom aufhört; in tieferen, wärmeren Regionen angekommen, lösen sich dann die Wolken wieder auf, wenn die Luft nicht mit Dämpfen gesättigt ist. Wenn aber der Südwestwind mehr und mehr Wasserdämpfe herbeiführt, während die Luft schon mit Dämpfen gesättigt ist, so können die sich senkenden Wolken nicht wieder aufgelöst werden, sie werden dichter und dunkler, während oft hoch über den unteren Wolken eine Schicht von Federwolken schwebt. Die unteren Haufenwolken gehen dann mehr und mehr in *strato-cumuli* über, und man hat alsdann Regen zu erwarten.

Wenn durch fortwährende Condensation von Wasserdämpfen die einzelnen Dunstbläschen grösser und schwerer werden, wenn endlich einzelne Bläschen sich nähern und zusammenfliessen, so bilden sich förmliche Wassertropfen, welche nun als Regen herabfallen. In grosser Höhe sind die Regentropfen vermuthlich noch sehr klein, sie werden aber während des Fallens grösser, weil sie wegen ihrer geringeren Temperatur die Wasserdämpfe der Luftschichten verdichten, durch welche sie herabfallen.

Ein besonderes Interesse haben seit dem Jahre 1885 die leuchtenden Nachtwolken erregt, welche in den Sommermonaten Mai bis Juli theilweise am nördlichen Himmel sichtbar waren. Sie unterscheiden sich wesentlich von allen anderen uns bekannten Wolkenarten durch ihre grosse Höhe über dem Erdboden, und die Geschwindigkeit, mit der sie sich in horizontaler Richtung bewegen. Die Beobachtungsmethode, welche zu der Bestimmung ihrer Positionen benutzt ist, beruht auf der Anwendung der Photographie, indem gleichzeitig von verschiedenen, weit unter einander entfernten Standorten photographische Aufnahmen von ihnen nebst den in der Nähe befindlichen Fixsternen ausgeführt werden. Mit der Untersuchung der leuchtenden Nachtwolken hat sich namentlich O. Jesse in Steglitz beschäftigt, der sie regelmässig und in Gemeinschaft mit dem Uhrmacher Bäker in Nauen photographirt. Auch werden solche Photographien in Rathenow, der Urania-Sternwarte in Berlin und Moskau ausgeführt.

Die Ausmessungen der gewonnenen Bilder haben nun Herrn O. Jesse zu dem überraschenden Resultate geführt, dass die leuchtenden Wolken sich durchschnittlich in einer Höhe von 83 km über der Erdoberfläche befinden, während bei den *cirrus*-Wolken bisher noch keine grössere Höhe als 13 km nachgewiesen worden ist. Die Geschwindigkeit, mit der sie sich

horizontal fortbewegen, übertrifft die der stärksten Orkane um mehr als das Doppelte; sie beträgt etwa 100 m in der Secunde, ist der Hauptsache nach immer von Osten nach Westen gerichtet, mit einer kleinen nach Süden gerichteten Componente.

Während kein Zweifel darüber ist, dass die Erleuchtung dieser Wolken durch die Sonne geschieht, welche sich in gemässigten Breiten während der Sommermonate verhältnissmässig wenig tief unter dem Horizonte befindet, so besteht doch die Eigenthümlichkeit, dass nicht etwa um Mitternacht, also während der grössten Dunkelheit, ihre Leuchtkraft die intensivste ist, sondern während der frühen Morgenstunden. Es liegt hier der Gedanke nahe, dass dieser Erscheinung eine ähnliche Ursache zu Grunde liegt, wie dem stärkeren Auftreten der Meteoriten in den Morgenstunden, von welchen früher (§. 100) die Rede war, dass also die Stoffe, welche die leuchtenden Wolken bilden, ähnlich wie die Sternschnuppen, kosmischer Natur seien. Vor dem Auftreten der leuchtenden Nachtwolken, d. h. vom August 1883 bis etwa zum Jahre 1885, erregte ein anderes eigenthümliches Phänomen die allgemeinste Aufmerksamkeit, nämlich sehr lebhaft rothe Dämmerungserscheinungen. Man hat diese mit den leuchtenden Nachtwolken, sowie beide mit dem Krakatoa-Ausbruche des Jahres 1883 in Verbindung bringen wollen, bei welchem feine Staub- und Gastheile in enorme Höhen der Atmosphäre geschleudert worden seien, doch lassen sich hiergegen manche Einwendungen erheben, die nicht völlig haben widerlegt werden können. Jedenfalls bilden die leuchtenden Wolken ein höchst interessantes Phänomen, welches die genaueste Untersuchung verdient. Es sei noch kurz bemerkt, dass ähnliche Erscheinungen während der letzten Jahre auch auf der südlichen Halbkugel während der Sommermonate beobachtet sind.

Regenmenge. Die Menge des Regens, welcher an irgend einem 253 Orte der Erde im Laufe eines Jahres fällt, ist für die Meteorologie ein höchst wichtiges Element. Die Instrumente, deren man sich zu diesem Zwecke bedient, werden Regenmesser, Ombrometer, Udometer oder auch Hyetometer genannt. Fig. 377 (a. f. S.) stellt einen Regenmesser dar, wie dieselben auf den deutschen meteorologischen Stationen in Anwendung sind. Der Regen fällt in ein Blechgefäss *A*, dessen obere freie Oeffnung einen Flächeninhalt von 500 qcm hat. Aus *A* fällt das Wasser durch eine Oeffnung von 1 cm Durchmesser in das Reservoir *B*, auf welches das Gefäss *A* so aufgesetzt ist, dass es leicht abgenommen werden kann. Das in *B* gesammelte Wasser wird jeden Tag um acht Uhr Morgens durch den Hahn *h* abgelassen und in einem graduirten Glascylinder (Fig. 378) aufgefangen, der so getheilt ist, dass das Wasser, welches den Zwischenraum zwischen zwei auf einander folgenden Theilstriehen ausfüllt, auf einer Fläche von 500 qcm ausgebreitet, dieselbe mit einer $\frac{1}{10}$ mm hohen Wasserschicht bedecken würde. Wenn also die in einer bestimmten Zeit gefallene Regenmenge den Cylinder bis zum *n*ten

Theilstrich (von unten an gezählt) füllt, so ist in dieser Zeit so viel Regen gefallen, dass er den Boden bis zu einer Höhe von $\frac{n}{10}$ mm mit Wasser bedeckt haben würde, wenn kein Wasser in den Boden eingedrungen, oder abgeflossen oder verdunstet wäre.

Die Tabelle auf nebenstehender Seite giebt die Régenhöhe einer Reihe von Orten für die verschiedenen Monate in Procenten und für das ganze Jahr in Centimetern.

Aus der Betrachtung solcher Tabellen, die in grosser Vollständigkeit in dem schon erwähnten Werke von Woeikof „Die Klimate der Erde“ gegeben sind, ergibt sich, dass sich Europa in Beziehung auf die Vertheilung des Regens in drei Provinzen theilen lässt.

In England, Frankreich und Norwegen sind die Herbstregen vorherrschend.

In Deutschland, den westrheinischen Gegenden, Dänemark und Schweden herrschen die Sommerregen vor.

Fig. 377.

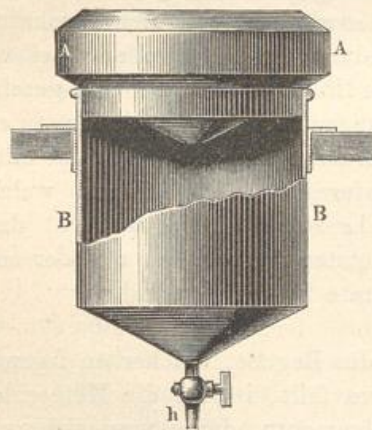
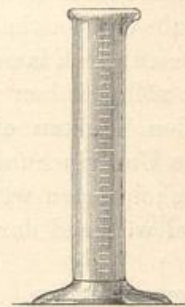


Fig. 378.



Die Sommerregen treten im südöstlichen Frankreich, Italien, dem südlichen Portugal, überhaupt in dem Theile Europas, welcher Afrika zunächst liegt, bedeutend zurück.

Im Allgemeinen nimmt die Regenmenge mit der Entfernung vom Meere ab; bezeichnen wir die jährliche Regenmenge in Petersburg mit 1, so ist die jährliche Regenmenge

in den Ebenen von Deutschland	1,2
im Inneren von England	1,4
an den Küsten von England	2,1

Die Regenmenge nimmt mit der Höhe der Orte über der Meeresfläche zu, weil die Berge einen Niederschlag veranlassen, wenn sie von einem Strome feuchter Luft getroffen werden; daher die bedeutende Regenmenge in den Alpen.

	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	December	Jahr
Gibraltar	16	11	11	8	6	2	0	1	4	10	16	14	76
Madrid	10	8	9	7	13	8	1	4	10	12	11	8	38
Palermo	13	9	12	8	4	2	1	1	7	14	14	15	60
Rom	11	9	9	7	6	4	2	4	8	14	14	12	77
Bologna	5	7	7	8	10	9	6	6	11	12	11	8	63
Marseille	10	8	7	7	9	4	2	4	12	16	13	7	51
Paris	8	7	7	8	8	9	9	9	9	9	9	8	58
London	9	6	7	8	7	8	9	9	10	12	9	8	61
Manchester	11	8	7	6	6	8	7	9	9	11	9	10	91
Portree	12	9	7	6	5	7	7	9	8	10	9	12	260
Dublin	11	7	8	7	7	8	7	9	8	10	9	10	74
Hamburg	7	6	7	6	7	10	10	11	10	8	8	8	69
Berlin	6	5	6	6	8	10	12	13	10	8	8	7	59
Königsberg	6	5	5	5	8	9	11	13	13	10	9	7	63
Harz	7	8	8	7	8	11	12	10	8	8	8	9	106
Dresden	6	6	7	7	9	6	12	11	7	8	8	8	54
München	6	5	6	8	10	11	14	13	8	8	5	5	80
Genf	6	6	6	7	9	9	9	11	9	2	9	7	80
Innsbruck	5	4	7	8	9	12	13	12	9	7	7	7	87
Simferopol	6	5	7	7	8	13	13	8	8	6	8	10	44
Kiew	5	5	6	8	9	11	15	10	9	8	6	7	51
Tiflis	3	4	6	10	15	14	11	8	11	7	5	3	49
Moskau	5	4	5	7	10	10	10	13	10	7	7	5	55
Petersburg	5	5	5	5	9	9	14	14	10	9	8	7	47
Nordschweden	6	4	5	6	7	9	11	13	10	12	10	7	41
Florö (Norwegen)	9	8	6	7	5	5	8	9	11	11	10	10	187
Barnaul	3	2	3	4	11	14	17	18	9	8	7	5	24
Jenisseisk	5	4	3	4	7	14	15	16	11	8	6	6	35
Tokio	3	4	8	8	8	13	9	9	16	12	6	4	186
Peking	0	0	1	2	6	13	36	26	11	3	1	0	64
Shanghai	4	6	8	9	10	17	10	11	13	6	4	2	111
Hongkong	1	2	3	6	14	18	14	14	16	7	4	1	214
Calcutta	1	1	2	3	8	18	20	22	16	8	1	0	166
Bombay	0	0	0	0	1	28	33	21	14	2	1	0	192
Mahabaleshwar	0	0	0	0	1	18	38	28	12	2	0	0	657
Tscherrapunshi	0	0	2	6	10	24	27	16	11	3	0	0	1252
Sydney	8	10	9	13	10	10	9	6	5	7	6	6	129
Sitka	9	8	6	6	5	4	5	9	12	14	11	9	207
S. Francisco	20	14	16	8	4	0	0	0	1	2	11	24	55
New-York	8	7	8	8	9	8	9	10	8	8	9	9	120
Halifax	10	8	9	7	7	7	8	8	8	10	10	8	149
St. Mexico	1	1	1	2	4	8	16	17	22	17	9	3	58
Trinidad	4	2	2	3	8	11	13	16	11	11	10	9	172
Para	9	15	16	17	14	8	5	4	3	1	4	3	179
Rio Janeiro	11	11	10	12	7	10	3	3	6	7	8	12	121
Buenos Ayres	7	9	11	8	10	8	5	5	7	11	7	11	86
Cordoba	20	24	11	3	2	2	1	5	3	9	9	12	69
Santiago	0	1	1	3	13	24	25	15	12	4	2	1	33
Maghellanstrasse	7	8	8	9	7	14	13	7	6	8	7	7	54
Capstadt	3	3	3	7	15	19	14	13	10	6	4	2	63
Sansibar	3	3	7	19	24	7	6	15	4	8	7	7	250

An einem und demselben Orte nimmt nach manchen Beobachtungen die Regenmenge mit der Höhe über dem Boden ab; so fallen z. B. im Hofe des Observatoriums zu Paris im Laufe eines Jahres 57 cm, auf der 28 m höher liegenden Terrasse nur 50 cm Regen. Doch sind solche Beobachtungen gewöhnlich sehr unsicher, weil in der Höhe die Windstärke im Durchschnitt zunimmt, und bei starkem Winde leicht ein Theil der Regenmenge weggeweht wird, welcher bei ruhigerer Luft in den Regenmesser hineinfallen würde. Dass die Regentropfen während ihres Fallens an Grösse häufig zunehmen, ist eine sicher beobachtete Thatsache, doch scheint dabei der gegenseitige Abstand der Tropfen sich zu vergrössern, so dass man wohl annehmen kann, dass zum Theil kleinere Tropfen verdunsten, und sich dafür Feuchtigkeit an den grösseren niederschlägt.

Die Anzahl der Regentage während eines Jahres nimmt in Europa im Allgemeinen von Süden nach Norden zu. Im Durchschnitt kommen auf das Jahr

im südlichen Europa	120	Regentage
im mittleren " 	146	"
im nördlichen " 	180	"

Dass die Regenmenge nicht allein von der Zahl der Regentage abhängen kann, ist klar; denn es kommt ja nicht allein darauf an, an wie vielen Tagen es regnet, sondern auch, wie viel es regnet. Wenn in den nördlicheren Gegenden die Zahl der Regentage zunimmt, so nimmt dagegen die Intensität des Regens im Allgemeinen ab, und so erklärt es sich z. B., dass in Petersburg die Zahl der Regentage zwar grösser, die Regenmenge aber geringer ist als in Rom.

Mit der Entfernung vom Meere nimmt sowohl die Regenmenge als auch die Zahl der Regentage ab; so kommen z. B. im Durchschnitt

in Petersburg	168
in Kasan	90
in Jakutzk	60

Regentage auf das ganze Jahr.

So wie unter sonst gleichen Umständen der Regen in wärmeren Gegenden intensiver ist als in kälteren, so ist er auch in der warmen Jahreszeit intensiver als in der kalten. Im Durchschnitt kommen in Deutschland auf den Winter 38, auf den Sommer 42 Regentage; die Zahl der Regentage ist also im Sommer kaum etwas bedeutender als im Winter, und doch ist die Regenmenge im Sommer ungefähr doppelt so gross als im Winter. In den Sommermonaten fällt oft bei einem einzigen Gewitter mehr Regen, als sonst in mehreren Wochen.

Von der aus einer langen Reihe von Beobachtungsjahren abgeleiteten mittleren jährlichen Regenmenge eines Ortes weicht die Regenmenge einzelner Jahre in weit auffallenderem Verhältniss ab, als die Mitteltempe-

ratur eines bestimmten Jahres von dem allgemeinen Jahresmittel der Temperatur. Als Mittel aus 30 Jahren (1837 bis 1867) beträgt die jährliche Regenmenge zu Frankfurt a. M. 25,9 Pariser Zoll. Im Jahre 1864 betrug die gesammte Regenmenge nur 13,5", im Jahre 1867 dagegen betrug sie 53,2". Die Regenmenge des Juli 1867 betrug zu Frankfurt a. M. allein 8,9", im Juli 1863 hingegen nur 0,7".

Sehr ungleich ist auch oft die gleichzeitige Regenmenge verschiedener nicht weit von einander entfernter Orte, wie man aus Fig. 3 der Tab. 21 ersieht, in welcher dem 5ten Jahrgang der Schweizerischen Meteorologischen Beobachtungen zufolge die Regenmenge der einzelnen Tage vom 10. September bis zum 11. October 1868 für den Bernhardin, den Gotthard und Altdorf zusammengestellt sind. Die Regenhöhen sind in dieser Figur nur in $\frac{1}{10}$ der wirklichen Grösse aufgetragen, 1 mm also für 1 cm Regenhöhe.

Für den 28. September betrug die Regenhöhe für Altdorf 20 mm, für den Gotthard 34 mm, für den Bernhardin aber 250 mm oder ungefähr 9,1 Pariser Zoll. Zu Frankfurt a. M. betrug die gesammte Regenmenge des ganzen September 1868 nur 1,6 Pariser Zoll. Die enormen Regenmassen, welche in der letzten Hälfte des Septembers 1868 auf dem Kamme der Alpen fielen, veranlassten furchtbare Ueberschwemmungen.

Regen zwischen den Wendekreisen. Da, wo die Passat- 254
winde mit grosser Regelmässigkeit wehen, ist der Himmel meistens heiter, und es regnet selten, namentlich wenn die Sonne auf der anderen Hemisphäre steht. Auf den Continenten aber wird die Regelmässigkeit des Passats gestört durch die Intensität des aufsteigenden Luftstromes, sobald sich die Sonne dem Zenith nähert; um diese Zeit stellt sich auch ein mehrere Monate andauerndes heftiges Regenwetter ein, während die andere Hälfte des Jahres hindurch der Himmel heiter und die Luft trocken ist.

Humboldt hat uns die Erscheinungen der nassen Jahreszeit im nördlichen Theile von Südamerika beschrieben. Vom December bis zum Februar ist die Luft trocken und der Himmel heiter. Im März wird die Luft feuchter, der Himmel weniger rein, der Passatwind weht weniger stark, und oft ist die Luft ganz ruhig. Mit Ende März beginnen die Gewitter; sie bilden sich des Nachmittags, wenn die Hitze am grössten ist, und sind von heftigen Regengüssen begleitet. Gegen Ende April fängt eigentlich die nasse Jahreszeit an; der Himmel überzieht sich mit einem gleichförmigen Grau, und es regnet täglich von 9 Uhr Morgens bis 4 Uhr Nachmittags; des Nachts ist der Himmel meistens rein. Der Regen wird am heftigsten, wenn die Sonne im Zenith steht. Allmählich wird die Zeit des Tages, in welcher es regnet, immer kürzer, und gegen Ende der Regenzeit regnet es nur Nachmittags.

Die Dauer der Regenzeit ist in verschiedenen Gegenden nicht dieselbe; sie beträgt drei bis fünf Monate.

In Ostindien, wo die Regelmässigkeit der Passatwinde durch örtliche Verhältnisse gestört ist und wo statt ihrer die Moussons wehen, finden wir ebenfalls regelmässige Regenverhältnisse; an der steilen Westküste von Vorderindien fällt die Regenzeit mit der Zeit unseres Sommers zusammen, sie fällt nämlich in die Zeit, zu welcher die Südwestmoussons wehen und, mit Feuchtigkeit beladen, an die hohen Gebirge anstossen. Während es auf der Küste Malabar regnet, ist auf der Ostküste Coromandel der Himmel heiter; hier stellt sich die Regenzeit mit dem Nordostpassat, also gerade zu der Zeit ein, in welcher auf der Westküste die trockene Jahreszeit herrscht.

In der Region der Calmen findet man diese periodischen Regen nicht, es finden hier fast täglich heftige Regengüsse statt. Der aufsteigende Luftstrom führt eine Menge von Wasserdämpfen in die Höhe, welche sich in den kälteren Regionen wieder verdichten. Die Sonne geht fast immer bei heiterem Himmel auf, gegen Mittag aber bilden sich einzelne Wolken, welche dichter und dichter werden, bis ihnen endlich, meist unter heftigen Windstössen und elektrischen Entladungen, eine ungeheure Regenmenge entströmt. Gegen Abend zerstreut sich das Gewölk und die Sonne geht wieder bei heiterem Himmel unter.

Die jährliche Regenmenge ist im Allgemeinen in den Tropen sehr gross, sie beträgt z. B. in Bombay 192, in Kandy 126, auf Borneo 301, zu Rio Janeiro 121, auf St. Domingo 155, zu Havana 118 und in Colon 289 cm.

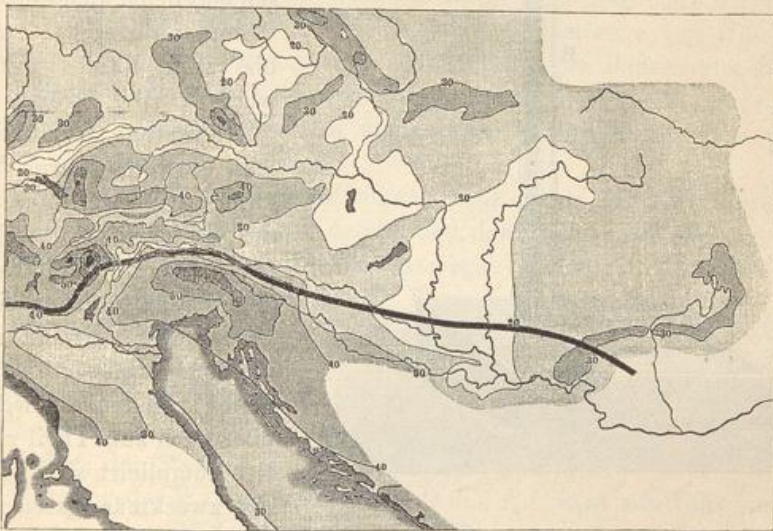
In Tscherrapunshi fielen am 14. Juni 1876, also an einem Tage, 104 cm Regen, ein Betrag, der an den meisten Orten Europas nicht einmal in einem Jahre erreicht wird. Bedenkt man nun, dass der Regen meist nur auf wenige Monate vertheilt ist und dass es nur an wenigen Stunden des Tages regnet, so ist klar, dass der Regen sehr stark sein muss. Die Regentropfen sind dann sehr gross und fallen mit solcher Geschwindigkeit nieder, dass sie auf der nackten Haut ein schmerzhaftes Gefühl erzeugen.

Die Karte Tab. XLVIII soll dazu dienen, ein Bild der Vertheilung des Regens auf der Erdoberfläche zu geben und zwar ist die Schattirung um so dunkler, je grösser die Regenmenge eines Ortes ist. Man übersieht z. B. aus dieser Karte, dass in der Region der Calmen die Regenmenge theilweise sehr bedeutend ist, dass es auf den Inseln und an den meisten Küsten der grösseren Continente mehr regnet als in den Binnenländern u. s. w.

255 **Hyetographische Karten** sind solche, welche die Regenverhältnisse eines Landes anschaulich machen. In diesem Sinne ist Tabelle XLVIII des Atlas eine hyetographische Erdkarte. Dass eine solche die Regenverhältnisse der Erde nur im Grossen und Ganzen darstellt, dass man aus ihr nicht die speciellen Regenverhältnisse einzelner Länder entnehmen kann, versteht sich von selbst; zu diesem Zwecke

muss man Specialkarten der fraglichen Länder von um so grösserem Maassstabe zur Hand nehmen, je mehr man in die Details der Regenvertheilung einzugehen beabsichtigt. In der That sind bereits hyetographische Karten verschiedener Länder ausgeführt worden, von denen wir als Beispiel v. Sonklar's Regenkarte der österreichischen Monarchie (im 4. Bande der Mittheilungen der königl. kaiserl. geograph. Gesellschaft) anführen wollen. Fig. 379 ist eine verkleinerte Copie dieser interessanten Karte, welche sehr deutlich die Beziehungen zwischen Boden-

Fig. 379.



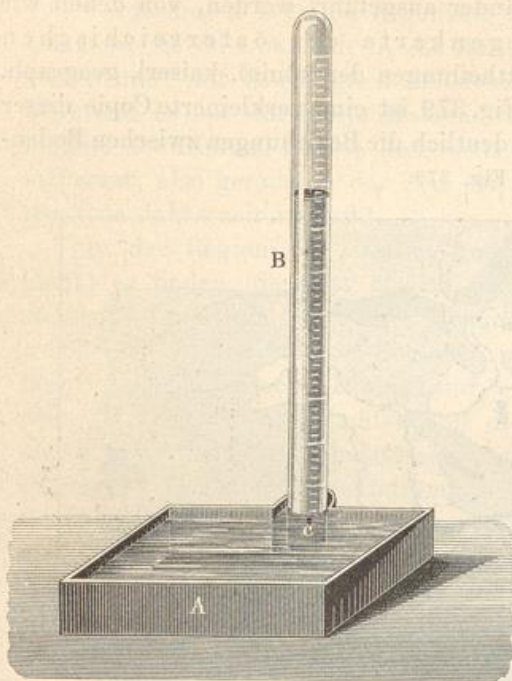
gestalt und Niederschlag versinnlicht. Unser Kärtchen zeigt den Verlauf der Isohyeten, d. h. der Linien gleicher jährlicher Regenmenge von 10 zu 10 Pariser Zoll. Die Curve von 20 Pariser Zoll jährlicher Regenmenge schliesst die in der Karte weisgelassenen Gegenden ein, deren jährliche Regenmenge im Durchschnitt unter 20 Zoll beträgt. Die in sich zurücklaufenden Curven von 40" schliessen die Räume ein, deren mittlere jährliche Regenmenge über 40" beträgt. Innerhalb der Curven von 40" liegen die Curven von 50", 60" u. s. w. Die grösste Regenmenge des auf unserem Kärtchen dargestellten Gebietes hat Santa Maria am Stilfser Joch; sie beträgt 92 Pariser Zoll.

Nördlich von der starken dunkeln Linie sind die Sommerregen vorherrschend.

Die Verdunstung. Zu den wichtigsten meteorologischen Daten 256 gehört neben der Regenmenge ohne Zweifel die bis jetzt noch verhältnissmässig wenig berücksichtigte und beobachtete Verdunstung, durch welche von einer freien Wasserfläche sowohl, wie von einem feuchten, nackten oder mit Pflanzen bedeckten Boden eine nach Umständen grössere oder kleinere Quantität Wasser als Dampf in die Atmosphäre übergeht.

Die Vorrichtungen, welche man construiert hat, um die Grösse der Verdunstung zu messen, hat man *Atmometer* oder *Evaporimeter* genannt.

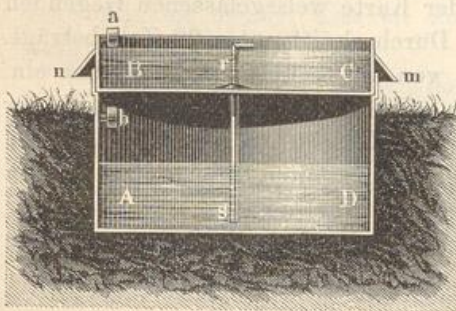
Fig. 380.



Ursprünglich bestanden sie einfach aus oben offenen runden oder quadratischen Gefässen, welche an einem vor Regen geschützten, sonst aber den atmosphärischen Einflüssen möglichst ausgesetzten Orten aufgestellt, nahe bis zum Rande gefüllt wurden. Die Grösse der Verdunstung ermittelte man entweder durch Wägung oder durch Messung der Erniedrigung, welche der Wasserspiegel in Folge der Verdampfung erleidet.

In neuerer Zeit hat man vielfach verbesserte *Atmometer* construiert, welche aber auch zum Theil ziemlich complicirt sind. Eine der zweckmässigsten Formen des *Atmometers* dürfte wohl das in Fig. 380 dargestellte *Prestel'sche* sein (Jelinek, Zeitschrift für Meteorologie I.). An einem Blechgefäss *A* von quadratischem Querschnitt ist auf der einen Seite eine Nebenkammer angebracht und in diese eine graduirte Glasröhre *B* eingesetzt, in welche unten bei *c* eine seitliche Oeffnung eingebohrt ist, welche sich dicht unter dem Wasserspiegel im Gefäss *A* befindet, so dass, wenn das Niveau in *A* etwas gesunken ist, eine Luftblase durch *c* in die Glasröhre *B* eintreten und dagegen eine solche Menge Wasser austreten kann, dass der Wasserspiegel in *A* bis auf ganz kleine Schwankungen unverändert erhalten wird. Die Quantität des in einer bestimmten Zeit von der Oberfläche in *A* verdunsteten Wassers lässt sich mit grosser Genauigkeit an der Theilung des Rohres *B* ablesen.

Fig. 381.



Du four hat ein Instrument construiert, welches er *Siccimeter* nennt

(Bull. de la Soc. vaudoise des sciences naturelles, tom. X, 1869) und dessen Zweck der ist, die Differenz zwischen Regenmenge und Verdunstung anzugeben. Fig. 381 stellt das Siccimeter im Durchschnitt dar. Das aus Zinkblech gefertigte Gefäss AD , welches zum Theil in den Boden eingegraben ist, hat einen Durchmesser von 50 und eine Höhe von 25 cm. Oben ist in dasselbe das Gefäss BC eingesetzt, welches bei gleichem Durchmesser nur 8 cm hoch ist und welches gewissermaassen einen Deckel für AD bildet. Das Gefäss BC ist von einem conischen, gleichsam ein Dach bildenden Ringe nm umgeben, welcher verhindert, dass das Wasser längs dem äusseren Umfange von BC in das untere Gefäss eindringen kann. In der Mitte des Bodens von BC ist eine $1\frac{1}{2}$ cm weite Röhre rs eingelöthet, welche, wie die Figur zeigt, an ihrem oberen Ende horizontal umgebogen ist und unten nahe am Boden von AD mündet.

Um den Apparat in Gang zu setzen, wird er bis zur oberen Mündung des Rohres rs mit Wasser gefüllt und dann sich selbst überlassen. Durch Verdampfung wird sich der Wasserspiegel im oberen Gefäss senken, während er in Folge von Regen steigt. Wenn innerhalb einer gegebenen Periode die Regenmenge grösser ist als die Verdunstungsmenge, so wird dieser Ueberschuss des gefallenen Wassers durch das Rohr rs in das untere Gefäss AD abfliessen. Nach zwei, drei, vier Tagen wird das Niveau des Wassers in BC , und alsdann, nachdem man das Gefäss BC abgehoben hat, der Stand des Wassers in AD gemessen.

Die Messung des Wasserstandes in AD und BC wird mit Hülfe einer Millimeterscala ausgeführt, welche innerhalb der an der Wand des oberen und des unteren Gefässes befestigten Hülsen a und b auf- und abgehoben werden kann. Die Maassstäbchen werden in ihrer Hülse so weit herabgeschoben, dass ihr unteres, in eine feine Spitze auslaufendes Ende gerade den entsprechenden Wasserspiegel berührt. Zieht man von der Höhe R , um welche der Wasserspiegel im unteren Gefässe während mehrerer auf einander folgender Tage in Folge von Regen gestiegen ist, die Höhe V ab, um welche der Wasserspiegel des oberen Gefässes in Folge der während derselben Zeit stattgefundenen Verdunstung gefallen ist, so erhält man den Ueberschuss der Regenhöhe über die Verdunstungshöhe. Die Differenz $R - V$ wird negativ, wenn während der fraglichen Periode die Verdunstungsmenge grösser ist als die Regenmenge. Wir werden später noch auf die von Dufour mit dem Siccimeter zu Lausanne erhaltenen Resultate zurückkommen.

Den wahren Betrag der Wasserverdunstung für eine Gegend zu ermitteln, ist mit grossen Schwierigkeiten verbunden. Er ist nämlich abhängig von der Boden-Gestaltung und -Beschaffenheit, von dem Betrage und der Art der Vegetation und manchen anderen Verhältnissen, woraus folgt, dass die Grösse der Verdunstung häufig für zwei Orte, welche nahe bei einander liegen, erheblich verschieden ist. Einige beiläufige Angaben über die Grösse der jährlichen Verdunstung in Centimetern sind folgende:

Jährliche Verdunstung nach Centimetern.

Cumana	352	Cardillau	85
Marseille	230	Sens	81
Madras	232	Paris	80
St. Helena	213	La Rochelle	71
Madeira	203	Würzburg	69
Rom	198	Holland	60 bis 80
Nagpur	186	Dijon	67
Mannheim	186	London	65
Augsburg	163	Tübingen	65
Bordeaux	160	Breda	63
Montrijau	123	Rotterdam	62
Sydney	120	Auxerre	56
Manchester	112	Bar-le-Duc	53
Azoren	100	Breslau	40
Engl. Küsten	90	Tegernsee	40

Die Verdunstung vertheilt sich sehr ungleich auf die verschiedenen Monate des Jahres. Nach Schübler's dreijährigen Beobachtungen beträgt die tägliche Verdunstung im Schatten zu Tübingen durchschnittlich im

Januar	0,18 Par. Linien	Juli	1,67 Par. Linien
Februar	0,24 " "	August	1,33 " "
März	0,67 " "	September	0,98 " "
April	0,97 " "	October	0,54 " "
Mai	1,16 " "	November	0,23 " "
Juni	1,35 " "	December	0,19 " "

Dass die Luftbewegung auf die Verdunstung von bedeutendem Einflusse ist, versteht sich von selbst.

Ist das Erdreich durch Regen völlig durchnässt, so verdunstet von ihm während der ersten Stunden nach dem Regen oft mehr Wasser, als von einer freien Wasserfläche, während in den späteren Stunden die Verdunstung rasch abnimmt.

Einen sehr wesentlichen Einfluss übt die Vegetation auf die Verdunstung aus. Schübler fand z. B., dass von einer mit *Poa annua* dicht bewachsenen Grasfläche während der kräftigsten Vegetationsperiode doppelt, ja dreimal so viel Wasser verdampfte, als von einem danebenstehenden Wasserspiegel. Mit eintretender Reife vermindert sich die Verdunstung.

Sehr instructiv sind die leicht graphisch darstellbaren Resultate, welche Dufour mit Hülfe des Siccimeters erhalten hat. Fig. 1 auf Tab. 21 stellt die im Jahre 1866, Fig. 2 stellt die im Jahre 1868 erhaltenen Resultate dar. Ein Aufsteigen der Curve bedeutet einen Ueber-

schuss der Regenmenge, ein Absteigen dagegen einen Ueberschuss der Verdunstung. So sehen wir z. B., dass schon für die ersten Tage des December 1865 der Ueberschuss der Regenmenge 4 mm, dass er bis zum ersten Drittel des Januar 1866 bereits 8 mm betrug. Bis zu Anfang des Juni 1866 betrug der Ueberschuss der Regenmenge bereits 44 mm, im Laufe des Juni 1866 aber betrug der Ueberschuss der Verdampfung 4 mm.

Zu Lausanne betrug der Ueberschuss der Regenmenge für das meteorologische Jahr

1865	85 mm	
1866	690	Fig. 1 Tab. 22
1867	430	
1868	— 278	Fig. 2 Tab. 22

Im meteorologischen Jahre 1868 (von Anfang December 1867 bis zu Ende November 1868) war also die Verdunstung überwiegend, in den drei vorhergehenden Jahren dagegen die Regenmenge. Im Laufe von vier Jahren betrug also der Ueberschuss der Regenmenge über die Verdampfung 927 mm oder 491 Pariser Linien.

Gegen diese an den Ufern des Genfer Sees stattfindenden Verdunstungsverhältnisse bilden die von Schenzl zu Ofen beobachteten einen auffallenden Gegensatz. In einer dreijährigen Periode (Anfang Juni 1863 bis Ende Mai 1866) betrug die zu Ofen beobachtete Gesamtverdunstung 2187 Pariser Linien, die gesammte Regenmenge dieser Periode aber nur 567", also ein Verdunstungsüberschuss von 1620 Pariser Linien oder 365 cm, eine Erscheinung, welche durch die grosse Trockenheit bedingt ist, welche in einem grossen Theile von Ungarn herrscht.

Der Schnee. Die Wolken, aus welchen Schneeflocken herabfallen, ²⁵⁷ bestehen nicht aus Dunstbläschen, sondern aus feinen Eiskryställchen, welche durch fortwährende Condensation von Wasserdämpfen während ihres Herabfallens wachsen und durch Aneinanderhängen einzelner Schneekryställchen die Schneeflocken bilden. Sind die unteren Luftschichten zu warm, so schmelzen die Schneeflocken, ehe sie den Boden erreichen, es regnet unten, während es oben schneit.

Wenn bei ruhiger Luft nur spärliche Schneeflöckchen fallen, so zeigen sie überraschend schöne und regelmässige Kryställchen, welche man am besten beobachten kann, wenn man sie auf einem dunkeln unter 0° erkalteten Körper auffängt. Schon Kepler hat auf diese Schneesternchen aufmerksam gemacht. — Scoresby, welcher auf seinen Polar-Expeditionen reichlich Gelegenheit hatte, Schneeflocken zu beobachten, giebt in seiner „Reise auf den Walfischfang“ die Abbildung von 100 verschiedenen Schneefiguren, welche bei aller Mannigfaltigkeit doch demselben Krystallsysteme angehören, nämlich dem drei- und einaxigen,

dessen bekannteste Repräsentanten Bergkrystall und Kalkspath sind, und welches vorzugsweise durch reguläre sechsseitige Gestalten und deren Ableitungen charakterisirt ist.

Auch das Eis, wie es sich auf der Oberfläche ruhiger Gewässer bildet, hat eine diesem Krystallsysteme entsprechende Structur, wie sich dies durch die optischen Eigenschaften desselben nachweisen lässt, obgleich sich an demselben äusserlich keine Krystallflächen auffinden lassen.

Fig. 382.

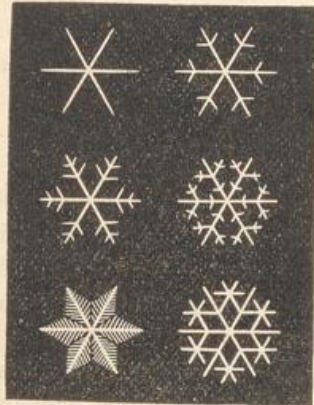


Fig. 383.

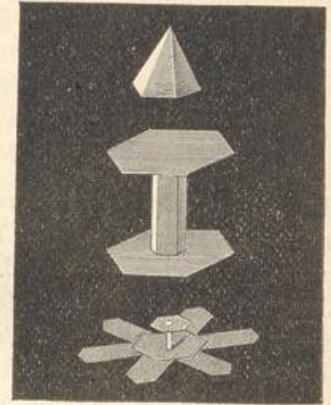


Fig. 384.

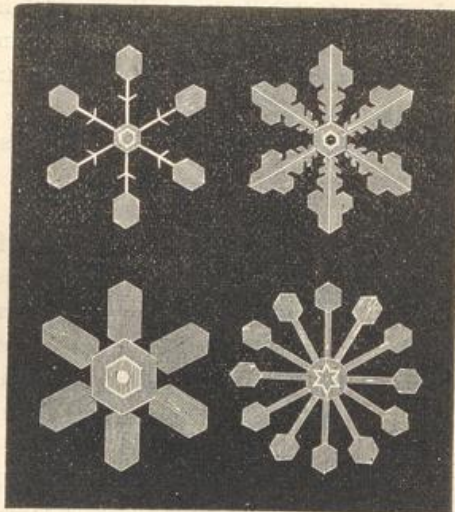


Fig. 382, 383 und 384 zeigen einige Schneefiguren, welche man bisweilen zu beobachten Gelegenheit hat. — Bei genauerer Betrachtung findet man bald, dass die Bestandtheile, aus welchen sich die Schneesternchen zusammensetzen, theils feine Eisnadelchen, theils durchsichtige ganz dünne Eisblättchen sind, welche meist die Gestalt eines regulären Sechsecks haben. Auf diese durchsichtigen Eisblättchen erscheinen dann häufig gleichsam Verstärkungsrippen aufgesetzt, welche nicht wenig zur

Verschönerung dieser zierlichen Gestalten beitragen, und welche in dem centralen Theile bald ein regelmässiges Sechseck, bald einen sechsseitigen Stern bilden, wie man dies in Fig. 384 sieht.

Die Eisnadeln und die aus solchen gebildeten Combinationen, wie man sie in Fig. 382 sieht, beobachtet man in der Regel, wenn die Temperatur der Luft während des Schneefalls nur wenig unter den Gefrierpunkt gesunken ist; bei niedrigeren Temperaturen werden die Eisblättchen und die aus ihnen gebildeten Combinationen, wie Fig. 384, häufiger. — Unter einer Temperatur von 12° findet wohl kaum mehr ein Schneefall statt.

Die bisher betrachteten Schneesternchen, Fig. 382 und Fig. 384, sind durchaus flächenhafte Gebilde, da sie senkrecht zur Ebene des Sternes nur sehr dünn sind. Körperhaftere Gestalten treten auf, wenn mehrere solcher Schneesternchen den Gesetzen der Zwillingsbildung entsprechend sich so verbinden, dass ihre Ebenen unter Winkeln von 60° sich schneiden, oder auch wenn zwei parallele Schneeblättchen durch eine auf ihrer Ebene senkrechte Säule oder Nadel verbunden sind. Gestalten dieser Art sind die beiden unteren in Fig. 383. Bei der ersten dieser Figuren sind zwei sechsseitige Eistäfelchen durch eine sechsseitige Säule verbunden; diese Form gehört jedenfalls zu den äusserst selten vorkommenden. Die unterste Combination der Fig. 383, bei welcher ein grösserer Schneestern mit einem kleineren Eistäfelchen durch eine Eisnadel verbunden ist, kommt anscheinend häufiger vor; die oberste dieser drei Gestalten, die sechsseitige Pyramide, welche an die gewöhnliche Form des Bergkrystalls erinnert, wurde von Scoresby beobachtet; diese Form ist aber gleichfalls eine höchst seltene.

Bei stürmischem Schneefall, wenn die Schneeflocken dicht fallen und in der Luft durcheinander wirbeln, lassen sich die oben besprochenen zierlichen Figuren nicht mehr beobachten; die unter solchen Umständen fallenden Schneeflocken bestehen aus unregelmässig zusammenhängenden Eisnadelchen.

Die Oberfläche des Schnees zeigt eine rein weisse Farbe; wo aber der reine Schnee zu etwas grossen Massen angehäuft ist, zeigt sich in Höhlungen und Spalten desselben eine schöne blaugrüne Färbung, welche namentlich deutlich hervortritt, wenn der Schnee durch theilweise Schmelzung etwas mit Wasser durchtränkt ist. Es ist dies dieselbe schöne Färbung, welche man in den Spalten und Höhlen des Gletschereises bewundert.

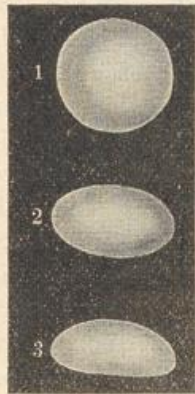
Die Niederschläge der stürmisch bewegten Uebergangszeit vom Winter in den Frühling oder auch vom Herbst zum Winter erscheinen oft in Form von Graupeln, d. h. in Form körnig zusammengeballter Eisnadelchen.

Der Hagel unterscheidet sich von den Graupelkörnern dadurch, 258 dass er nicht aus geballten Eisnadelchen, sondern aus dichtem, meist durchsichtigem Eise besteht.

Die gewöhnliche Grösse der Hagelkörner ist die einer Haselnuss; sehr häufig fallen kleinere, sie werden aber als weniger gefährlich nicht sonderlich beachtet; oft sind sie aber auch noch weit grösser und wirken verheerend auf die getroffenen Landstriche.

Halley erzählt, dass am 9. April 1697 Hagelkörner fielen, welche 10 Loth wogen; Robert Taylor hat am 4. Mai 1697 Hagelkörner gemessen, deren Durchmesser 4 Zoll betrug. Montignot sammelte den 11. Juli 1753 zu Toul Hagelkörner, welche 3 Zoll Durchmesser hatten.

Fig. 385.



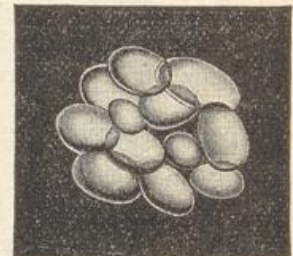
Volta versichert, dass man unter den Hagelkörnern, welche in der Nacht vom 19. auf den 20. August 1787 die Stadt Como und ihre Umgebungen verwüsteten, einige gefunden habe, welche 18 Loth wogen. Nach Nöggerath fielen während des Hagelwetters vom 7. Mai 1822 zu Bonn Hagelkörner, welche 24 bis 26 Loth wogen. Darwin erzählt von einem Hagelsturme in den Pampas von Südamerika, bei welchem Hagelkörner in der Grösse von Aepfeln fielen, durch welche Hirsche, Strausse und andere Thiere getödtet wurden. Sykes schreibt von einem Hagelwetter, welches im April 1822 in Bengalen stattfand und bei welchem Hagelkörner von solcher Grösse fielen, dass dadurch viel Vieh getödtet wurde.

Die Form der Hagelkörner ist sehr verschieden. Meistens sind die Hagelkörner nicht kugelförmig, wie Nr. 1 in Fig. 385, sondern mehr ellipsoidisch wie Nr. 2, oder auch abgeplattet, wie Nr. 3. Ihre Ober-

Fig. 386.



Fig. 387.



fläche ist entweder platt, oder mehr oder weniger mit warzenförmigen Erhöhungen besetzt.

Harting hat die bei einem Hagelwetter, am 9. September 1846, zu Utrecht gefallenen Körner näher untersucht und giebt folgende Beschreibung derselben. Spaltete man einen Hagelstein mit einem scharfen Messer, so zeigte sich in der Mitte des Kornes ein weisser undurchsichtiger Kern, welcher, durch ein Vergrösserungsglas betrachtet, aus kleinen Eiskryställchen und eingeschlossenen Luftbläschen zusammengesetzt erschien. Rings um diesen Kern befand sich eine aus dichterem glasigen Eise bestehende Schicht, welche den grössten Theil des Steines

ausmachte. Bei näherer Betrachtung entdeckte man, dass diese Eismasse aus einer Anzahl verschiedener Schichten bestand, welche wie die Schalen einer Zwiebel den Kern meistens nicht ganz umgeben, wie dies in Fig. 386 dargestellt ist. Jedes Korn war endlich wiederum von einer weissen undurchsichtigen Schicht umgeben, die im Bau mit der des Kernes übereinkam und zahlreiche Luftbläschen einschloss.

Manche Hagelsteine enthalten zwei, Fig. 386, oder auch drei Kerne.

Bringt man ein Hagelkorn unter das Mikroskop, so nimmt man nach Harting, während es langsam schmilzt, wahr, dass das Eis aus 0,2 bis 0,1 mm im Durchmesser haltenden Kügelchen besteht, die theilweise

Fig. 388.

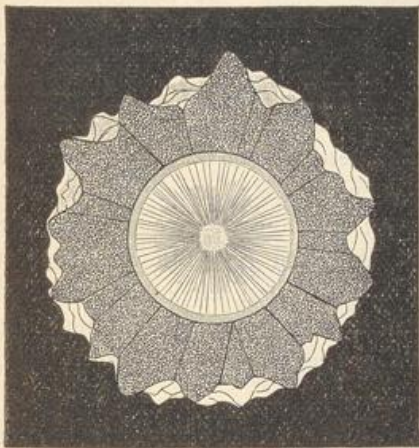
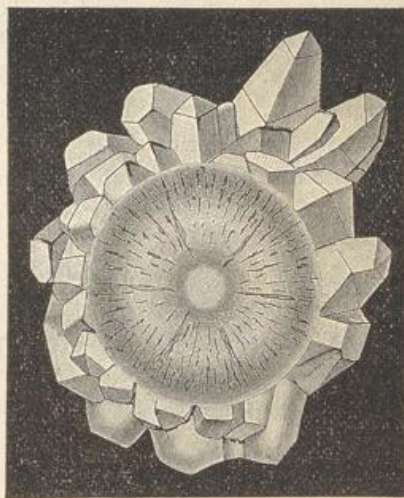


Fig. 389.



ganz rund, theilweise aber auch länglich sind, Fig. 387, und zwischen denen man hier und da kleine Luftbläschen beobachtet.

Mit dem eben beschriebenen Bau der kleineren und mittelgrossen Hagelkörner stimmen im Wesentlichen die Beschreibungen anderer Naturforscher vollkommen überein.

Fig. 388 stellt in $\frac{1}{2}$ der natürlichen Grösse den Durchschnitt von Hagelsteinen dar, wie sie Delcros am 4. Juli 1819 zu La Braconnière im Departement Mayenne beobachtete. Den kleinen centralen Kern umschloss ein grösserer, aus einer strahligen, weissen, undurchsichtigen Masse bestehender, welcher wieder von einer Schicht durchsichtigen Eises umgeben war. Die äussere Oberfläche wurde durch zahlreiche, pyramidenförmige, mit den Spitzen nach Aussen gekehrte Stücke gebildet, welche aus dichtem durchsichtigen Eise bestanden, in dem strahlenartige Streifen sichtbar waren; diese äussere Zone durchsichtigen Eises ist in unserer Figur durch dunklere Schattirung ausgezeichnet.

Mit diesen haben die Hagelsteine mannigfache Aehnlichkeit, welche Abich (Ueber krystallinischen Hagel u. s. w. Tiflis 1871) am 9. Juni 1869 in der Nähe von Tiflis beobachtete und von denen einer in Fig. 389

in natürlicher Grösse abgebildet ist. Der centrale Theil des Hagelkornes stellt einen sphäroidalen, in der Mitte gleichmässig von beiden Seiten her eingedrückten Körper von reinem, aber wegen eingeschlossener Luftblasen undurchsichtigem Eise dar, dessen Aequatorialdurchmesser gegen 3 cm betrug. Auf diesem Centralkörper erhoben sich nun und zwar vorzugsweise innerhalb des grössten Kreises des Sphäroids, theils vereinzelt, theils zusammengedrängte Krystalle von durchsichtigem Eise, deren Kanten durch Schmelzung nur schwach abgerundet waren. Das rhomboëdrische System erschien in diesen Krystallen in mannigfaltigen Abänderungen deutlich repräsentirt.

Ueber die Polarisationsverhältnisse des Hageleises ist ausser einigen vorläufigen Versuchen, welche Joh. Müller bei Gelegenheit eines am 31. August 1871 zu Freiberg i. B. stattgefundenen Hagelwetters machte (Pogg. Ann. CXLIV), wenig bekannt geworden. Als derselbe 2 bis 3 mm dicke, mit parallelen Flächen versehene Platten von Hageleis auf das mittlere Tischchen des Nörrembergischen Polarisationsapparates gelegt hatte und sie durch ein Nicol betrachtete, dessen Schwingungsebene rechtwinklig stand zu der des Polarisationsspiegels, erschien die ganze Oberfläche gesprenkelt, d. h. sie erschien in kleine, unregelmässig begrenzte, schwach aber ungleich gefärbte Fleckchen getheilt. Das Ansehen der Platte blieb im Wesentlichen dasselbe, wie man auch das Nicol um seine Axe oder die Platte in ihrer Ebene drehen mochte. Es fanden dabei an den verschiedenen Stellen der Oberfläche unbedeutende Aenderungen der Helligkeit und der Farbe statt.

In dünneren, ungefähr nur $\frac{1}{2}$ mm dicken Platten von Hageleis erschienen bei gekreuzten Nicols einzelne grössere, lebhafter gefärbte (Farben 2. und 3. Ordnung) Stellen durch breite dunkle Zwischenräume getrennt, ohne dass jedoch irgend eine scharfe Begrenzung stattgefunden hätte. Die farbigen Partien verhielten sich wie gespaltene Gypsplättchen. — Daraus geht aber hervor, dass die Hagelkörner keineswegs aus amorphem Eise bestehen, sondern dass sie aus krystallisirten Eisstücken zusammengesetzt sind, welche bunt durch einander nach den verschiedensten Richtungen orientirt sind.

Der Hagel geht gewöhnlich den Gewitterregen voran, oder er begleitet sie. Nie, oder wenigstens fast nie, folgt der Hagel auf den Regen, namentlich wenn der Regen einige Zeit gedauert hat.

Das Hagelwetter dauert meistens nur einige Minuten, selten dauert es $\frac{1}{4}$ Stunde lang. Die Menge des Eises, welches in so kurzer Zeit den Wolken entströmt, ist ungeheuer; die Erde ist manchmal mehrere Zoll hoch damit bedeckt.

Der Hagel fällt häufiger bei Tage als bei Nacht. Die Wolken, welche ihn bringen, scheinen eine bedeutende Ausdehnung und eine bedeutende Tiefe zu haben; denn sie verbreiten in der Regel eine grosse Dunkelheit. Man glaubt bemerkt zu haben, dass sie eine eigenthümliche

grauröthliche Farbe besitzen, dass an ihrer unteren Grenze grosse Wolkenmassen herabhängen und dass ihre Ränder vielfach zerrissen sind.

Die Hagelwolken scheinen meistens sehr niedrig zu schweben. Die Bergbewohner sehen öfter unter sich die Wolken, welche die Thäler mit Hagel überschütten.

Einige Augenblicke vor dem Beginne des Hagelwetters hört man ein eigenthümliches, rasselndes Geräusch. Endlich ist der Hagel stets von elektrischen Erscheinungen begleitet.

Welch enorme Ausdehnung die Hagelstürme manchmal erreichen, mögen folgende Beispiele darthun:

Ein furchtbares Hagelwetter durchzog Frankreich am 13. Juli 1738. Es verbreitete sich in zwei parallelen Streifen, welche durch einen im Durchschnitt $3\frac{1}{4}$ Meilen breiten Zwischenraum getrennt waren, auf welchem es bloss regnete, mit einer Geschwindigkeit von 16 Meilen in der Stunde von den Pyrenäen, wo es seinen Anfang genommen zu haben scheint, bis zum Baltischen Meere, wo man seine Spur verlor.

Der Hagel fiel nur sieben bis acht Minuten lang; die Hagelkörner waren theils rund, theils zackig; die schwersten wogen 16 Loth.

Die Zahl der in Frankreich verwüsteten Pfarrdörfer betrug 1039; der Schaden, welchen das Wetter anrichtete, wurde nach officiellen Angaben auf 24 690 000 Franken geschätzt.

Wesselowski berichtet von einem Hagelwetter, welches am 27. Mai 1834 Russland verheerte und vom Baltischen bis zum Schwarzen Meere sich über einen Raum von 15 Längengraden und 10 Breitengraden erstreckte.

Selten jedoch haben die Hagelwetter eine so enorme Ausdehnung, meist sind sie auf schmale, oft ziemlich scharf begrenzte Landstriche beschränkt.

Am häufigsten tritt der Hagel in der gemässigten Zone auf und zwar vorzugsweise in den Zeiten, in welchen überhaupt die heftigsten Regengüsse stattfinden. In höheren Breiten werden die Hagelwetter seltener und schwächer. In der heissen Zone sind sie zwar auch seltener, aber auch um so heftiger.

Manche Gegenden sind häufig von Hagelwettern heimgesucht, während benachbarte Orte, unter anscheinend ganz ähnlichen Verhältnissen, weit seltener von denselben getroffen werden. So hat z. B. Karsten (Beiträge zur Landeskunde von Schleswig-Holstein, Berlin 1872) durch Benutzung des statistischen Materials der seit 1834 zu Kiel bestehenden Hagelversicherungs-Gesellschaft nachgewiesen, dass auf ein Hagelwetter in Schleswig deren zwölf im Bezirk von Itzehoe, neun in Lauenburg und je fünf zu Kiel und Neumünster stattfinden.

In den Niederungen der Tropengegenden ist der Hagel äusserst selten, häufiger dagegen auf Höhen, welche einige Hundert Toisen über dem Meere liegen. Gerade das Gegentheil findet in Europa statt; hier sind die Hügelregionen am Fusse hoher Gebirge und namentlich die

Mündungen der Hochgebirgsthäler vorzugsweise dem Hagel ausgesetzt, während es auf den Höhen selten hagelt. Clermont, ganz nahe am Gebirge liegend, wird häufig vom Hagel verwüstet, während es zwischen Mont d'Or und Puy de Dome, wenige Kilometer von Clermont entfernt, aber 400 m höher, in 23 Jahren nur einmal gehagelt hat. Burgofranco, am Ausgange des Aostathales, wird fast in jedem Jahre vom Hagel heimgesucht und in den Aemtern Mendrisio und Lugano, am südlichen Abfall der Alpen, wird bei allen Berechnungen von Pachtzinsen u. s. w. vorausgesetzt, dass jährlich $\frac{1}{10}$ aller Landesproducte durch den Hagel zerstört wird.

Der Fuss der Karpathen wird häufiger vom Hagel getroffen als die polnischen Ebenen.

Kein Land der Erde wird wohl häufiger von Hagelstürmen der heftigsten Art getroffen, als die Abhänge des Kaukasus. So wurde z. B. Bjeloi-Kliutsch, in der Nähe von Tiflis, im Sommer 1869 dreimal durch Hagelwetter verwüstet und zwar am 27. Mai, am 9. Juni und am 24. August und bei jedem dieser Hagelwetter fielen Eissteine von der in Fig. 389 dargestellten Grösse.

Die zunehmende Entwaldung des Kaukasus soll nach Abich wesentlich dazu beitragen, dass die Hagelwetter daselbst einen immer heftigeren Charakter annehmen.

Aus alle dem geht nun hervor, dass die Bodengestaltung einen wesentlichen Einfluss auf Häufigkeit und Heftigkeit der Hagelwetter ausübt, ohne dass es jedoch bis jetzt gelungen wäre, über die Art dieses Einflusses auch nur einigermaassen sichere Anhaltspunkte zu gewinnen.

259 Erklärung des Hagels. Wie der Hagel einerseits eine der grössten Geisseln für den Landwirth ist, so ist auch seine Erklärung eine peinliche Frage für die Naturforscher.

Volta meinte, dass die Sonnenstrahlen an der oberen Grenze der dichten Wolke fast vollständig absorbirt würden, was eine rasche Verdunstung zur Folge haben müsse, namentlich wenn die Luft über den Wolken sehr trocken ist; durch diese Verdunstung solle nun so viel Wärme gebunden werden, dass das Wasser in den tieferen Wolkenschichten gefriert. Wenn aber die Verdunstung des Wassers in den oberen Wolkenschichten durch die Wärme der Sonnenstrahlen veranlasst wird, so ist nicht einzusehen, warum durch die Verdunstung den tieferen Wolkenschichten so viel Wärme entzogen werden soll.

Ferner nahm Volta an, dass zwei mächtige, mit entgegengesetzter Elektrizität geladene Wolkenschichten über einander schweben. Wenn nun die noch sehr kleinen Hagelkörner auf die untere Wolke fallen, so werden sie bis zu einer gewissen Tiefe eindringen und sich mit einer neuen Eisschicht umgeben; sie werden sich aber auch mit der Elektrizität der unteren Wolke laden und von dieser zurückgestossen, während die obere sie anzieht; sie steigen also trotz ihrer Schwere wieder zu der

oberen Wolke in die Höhe, wo sich derselbe Vorgang wiederholt; so fahren sie eine Zeit lang zwischen den beiden Wolken hin und her, bis sie endlich herabfallen, wenn sie zu schwer werden und die Wolken ihre Elektrizität verlieren. — Gegen diese Ansicht lässt sich einwenden, dass es schwer denkbar ist, wie die Elektrizität ohne eine plötzliche Wirkung, also ohne einen Entladungsschlag, so grosse Eismassen in die Höhe zu heben vermag, und dass, wenn wirklich die elektrische Ladung der beiden Wolken auch so stark sein sollte, die Elektrizität augenblicklich von einer zur andern übergehen müsste, namentlich da ja die Hagelkörner eine leitende Verbindung zwischen ihnen herstellen.

Eine andere Theorie über die Entstehung des Hagels, welche Fr. Vogel im Jahre 1849 aufgestellt hat, geht von der Voraussetzung aus, dass der Bläschendampf, welcher die Wolken bildet, weit unter den Schmelzpunkt des Eises erkalten könne, wie man dies bekanntlich auch beim tropfbar flüssigen Wasser beobachtet. Wenn nun aus einer höheren Wolkenschicht Graupelkörner durch eine in diesem Zustande befindliche Wolke herabfallen, so muss auf ihnen sich Wasser niederschlagen, welches augenblicklich erstarrt. Der niedrigen Temperatur der Wolke wegen kann auf diese Art in ganz kurzer Zeit eine massenhafte Eisbildung stattfinden.

Eine Bestätigung der eben vorgetragenen Theorie der Hagelbildung lieferte die am 27. Juli 1850 von Barral und Bixio zu Paris unternommene Luftfahrt. — Der Himmel, welcher bis Mittag vollkommen rein gewesen, begann um 1 Uhr, als die Füllung des Ballons beendet war, sich mit Wolken zu überziehen und alsbald trat Regen ein, welcher bis 3 Uhr in Strömen herabfiel. Erst um 4 Uhr, als der Himmel noch ganz bedeckt war, konnte die Fahrt begonnen werden.

Folgendes sind einige Temperaturbeobachtungen, welche in den beigesezten, durch das Barometer bestimmten Höhen beobachtet wurden:

Nr. 1 . . .	16 ^o C. . . .	750 m
„ 2 . . .	9	1950 „
„ 3 . . .	0,5	3320 „
„ 4 . . .	— 7,0	5000 „
„ 5 . . .	— 10,0	6170 „
„ 6 . . .	— 15,0	6350 „
„ 7 . . .	— 39,0	6840 „

Kurz nach dem Aufsteigen sahen sich die Luftschiffer in einen leichten Nebel eingehüllt; bei der Beobachtung Nr. 2, also in einer Höhe von ungefähr 1950 m, hatten sie bereits eine Wolkenschicht unter sich, welche Paris verdeckte.

Bei der Beobachtung Nr. 4, also in einer Höhe von 5000 m, wurde der Nebel so dicht, dass ihnen die Erde vollständig verschwand. Bei Nr. 5 wurde der Nebel etwas dünner, so dass man ein weisses blasses Sonnenbild sehen konnte, zugleich fielen äusserst feine Eisnadelchen nie-

der; kurz darauf erhoben sie sich aus der Wolkenschicht, wobei das Thermometer rasch um 24°C . fiel. Bei den Beobachtungen Nr. 6 und Nr. 7 war der Himmel vollkommen heiter.

Barral und Bixio durchstiegen also eine Nebelschicht von wenigstens 4000 m Höhe. Von einer Höhe von ungefähr 3300 m an sank das Thermometer unter den Gefrierpunkt, und doch ging der Nebel erst in einer Höhe von nahe 6000 m bei einer Temperatur von -10° in Schneewolken (Eisnadelchen) über, es war also eine ungefähr 2700 m hohe Wolke vorhanden, in welcher der Bläschendampf unter den Gefrierpunkt erkaltet war.

Im Jahre 1862 veröffentlichte Mohr eine neue Hageltheorie, welche die Hagelbildung auf das Hereinbrechen kalter Luftmassen aus den höheren Luftregionen in tiefere, mit Wasserdampf gesättigte Luftschichten zurückzuführen sucht.

Der gleiche Grundgedanke liegt auch einer schon im Jahre 1844 von Schwaab in Kassel veröffentlichten Hageltheorie zu Grunde.

Einen besonderen Werth erhält die als Inauguraldissertation bei Burckhardt in Kassel erschienene Schwaab'sche Abhandlung durch eine Zusammenstellung der Hagel-Literatur.

Die Grundidee Schwaab's ist folgende: Bei der Hagelbildung muss ein kalter Luftstrom in die Gewitterregion eindringen, wobei eine Vermischung der verschieden erwärmten Luftschichten vor sich geht. Hierdurch wird der Wassergehalt derselben condensirt, es bilden sich Schneeflocken und Graupeln, welche bei ihrer Fortbewegung vergrößert (indem auf ihrer Oberfläche beständig Dampf niedergeschlagen wird, der dann ebenfalls gefriert), zuletzt als Hagelkörner herabfallen.

In eine mit Wasserdampf gesättigte und dadurch gleichsam für das Gewitter vorbereitete Atmosphäre kann nun ein kalter Luftstrom entweder dadurch eindringen, dass sich die kalten Luftschichten aus den oberen Regionen senken, oder dadurch, dass ein eisiger Luftstrom aus der nördlichen Zone heranstürmt. Im ersteren Falle wird sich, wie Schwaab sagt, die kalte Luft über den mit Wasserdampf gesättigten Schichten ausbreiten und nach und nach in denselben einsinken; im zweiten Falle aber wird der kalte Luftstrom die mit Wasserdampf gesättigten Schichten durchbrechen und sich schneller oder langsamer mit ihnen mischen oder auch mehr unter denselben in den tieferen Regionen näher der Erde hinströmen.

Ohne weiter in das Detail der Schwaab'schen Entwicklungen einzugehen, muss nur noch bemerkt werden, dass er die Wärmemenge, welche bei der Condensation des Wasserdampfes und dem Gefrieren der in der Luft schwebenden Wassermassen frei wird, für so gering hält, dass sie bei der Betrachtung vernachlässigt werden könne, eine Behauptung, gegen die sich allerdings Manches einwenden lässt.

Andere Theorien über die Hagelbildung, z. B. von Ferrel, schreiben sie der Wirkung von Luftwirbeln zu, in denen ein stark aufwärts

gerichteter Luftstrom im Stande ist, bereits gebildete Eiskörner in die Höhe zu treiben. Es wird dann angenommen, dass sie, theilweise nach Aussen geschleudert, wieder herabsinken, aber dann wiederum nach der Axe des Wirbels gezogen und aufwärts getrieben werden. Durch dieses abwechselnde Passiren kälterer und wärmerer Luftschichten wird das ausserordentliche Anwachsen der Eisstücke erklärt.

Am Wahrscheinlichsten erscheint es wohl, dass nicht ausschliesslich eine einzige der vielen aufgestellten Theorien der Hagelbildung, auf die wir hier nicht einzeln eingehen können, den Hagel wirklich verursacht, sondern dass wohl bald die eine, bald die andere Ursache in Wirkung tritt.

Wetterprognosen. In welcher Weise die Windrichtungen mit 260 den barometrischen Maximis und Minimis zusammenhängen, ist in einem früheren Paragraphen gezeigt worden. Wir wollen jetzt sehen, wie durch Luftdruckdifferenzen die ganze Wetterlage beeinflusst wird.

Eine warme Luft kann mehr Feuchtigkeit aufnehmen, als eine kalte; wenn also eine warme feuchte Luft in eine Gegend kommt, wo ihre Temperatur abgekühlt wird, so muss sich ein Theil ihrer Feuchtigkeit niederschlagen; es tritt Wolken-, Nebel- und Regenbildung ein. Umgekehrt wird eine kalte Luft, welche in eine wärmere und feuchte Gegend kommt, dort erwärmt und dadurch in den Stand gesetzt werden, mehr Feuchtigkeit in sich aufzunehmen. Die Folge davon ist, dass im nördlichen Europa der Südwestwind, welcher von dem durch den Golfstrom erwärmten Atlantischen Ocean herweht, regniges Wetter verursacht, während beim Nordostwind die Luft sich gewöhnlich aufklärt. Auf den Erfahrungen über die Regenwahrscheinlichkeit bei Winden gewisser Richtung, sowie über die Zugstrassen der barometrischen Depressionen beruhen hauptsächlich die modernen Witterungsprognosen. In Kürze zusammengestellt, sind nach v. Bebbber's Darstellung die Witterungserscheinungen beim Vorüberziehen einer barometrischen Depression folgende:

„Nehmen wir zunächst den Fall an, dass das Minimum nördlich an uns vorübergeht, etwa von den britischen Inseln ostwärts über die Nordsee und das Skagerrak hinaus nach Südschweden hin, so lassen sich die Aenderungen in Wind und Wetter für das nordwestliche Deutschland etwa in folgender Weise darstellen. Bei Annäherung der Depression fängt mit nach Südost umgehendem und unter langsamem Auffrischen nach Süd, nachher nach Südwest drehendem Winde und vorübergehend heiterem Wetter das Barometer an zu fallen; bald darauf zeigen sich am westlichen Horizonte langgestreckte oder schleierförmige Cirruswolken, langsam zum Zenithe heraufziehend und dasselbe überschreitend, die ersten Vorboten schlechten Wetters, welches weiter nach Westen hin bereits allenthalben eingetreten ist. Wegen der geringeren Reibung ziehen diese Wolken stark nach Rechts abgelenkt vom Unterwind. Nach

und nach überzieht eine dichtere Wolkenschicht teppichartig den ganzen sichtbaren Himmel, dann erscheinen unter dieser Hülle dunkle Regenwolken, und nun beginnen ausgedehnte Niederschläge, welche zwar schwach, aber wegen ihrer längeren Dauer ergiebig sind: es sind die sogenannten Landregen, die gewöhnlich erst dann ihr Ende erreichen, wenn der Kern der Depression an dem Orte vorübergegangen ist. Ist dieser Uebergang erfolgt, so geht der Wind unter fortgesetztem Auffrischen nach West und dann nach Nordwest über, entweder nach und nach oder plötzlich in einer mehr oder weniger heftigen Böe. Jetzt haben die Niederschläge ihre grösste Stärke erreicht und werden plötzlich unterbrochen, wobei die Wolkendecke zerreisst. Mit einem Schlage ist jetzt ein neuer Witterungszustand eingetreten: blauer Himmel wechselt rasch mit schwerem Haufengewölk, aus welchem bei böigem, rasch anschwellendem und plötzlich nach nördlicheren Richtungen springendem Winde und bei rasch, oft sprungweise sinkender Temperatur heftige, aber nur kurz andauernde Regen-, Schnee- oder Hagelschauer herniederstürzen. Beim Vorübergange hatte der Luftdruck seinen geringsten Werth erreicht, jetzt geht das Barometer ins Steigen über und das Steigen dauert noch fort bis das Minimum sich in weiter Ferne befindet. Nach einiger Zeit werden die Böen seltener und schwächer, auch die Niederschläge nehmen ab und hören allmählich auf. Es folgt jetzt eine kürzere oder längere Zeit sonnigen Wetters, bis eine neue Depression, von Westen herkommend, diesem ein Ende machte. Häufig aber folgen die Depressionen so rasch aufeinander, oder es treten Randbildungen, insbesondere auf der Südseite der Depression auf, so dass die oben geschilderten charakteristischen Erscheinungen mehr oder weniger verwischt werden.

Geht die Depression südlich an uns vorüber, so sind die Aenderungen in den Witterungserscheinungen gewöhnlich viel weniger ausgesprochen, als in dem vorher besprochenen Falle. Alsdann erscheinen die Cirruswolken gewöhnlich am südwestlichen Horizonte und überziehen, nach Südost ziehend, den Himmel. Das Barometer fällt, während der Wind gegen den Sinn der Bewegung der Uhrzeiger zurückdreht. Die Wolkendecke ist meistens aschgrau am Himmel ausgebreitet, selten bilden sich unter derselben schwere Regenwolken aus, wie auch der Regen seltener auf ein kleineres Gebiet beschränkt ist, als auf der Südseite der Depression. Ist der Kern der Depression vorübergegangen, und hat der Regen aufgehört, so bleibt der Himmel noch einige Zeit bedeckt, worauf dann das Aufklären ganz allmählich erfolgt, wobei das Barometer wieder steigt und die Temperatur allmählich herabgeht.

Diese Vorgänge treten beim Vorübergange einer Depression sehr selten rein auf, denn in dem Verhalten der Depression treten so unendlich viele Modificationen und Umwandlungen auf, dass kaum ein Fall mit einem anderen vollkommen übereinstimmt. Nicht die Depressionen sind an und für sich für Wind und Wetter in unseren Gegenden maassgebend, sondern vielmehr die mannigfachen secundären Ausbildungen und deren

Verhalten im Bereiche der Depressionen. Daher kommt die gewiss unerfreuliche Thatsache, dass die Handhabe der Wettervorhersage noch mit so ausserordentlichen Schwierigkeiten verknüpft ist, und dass das Maass der Treffsicherheit noch nicht den Grad erreicht hat, der bei der hohen Wichtigkeit dieses Zweiges der Meteorologie wohl wünschenswerth wäre.“

Es ist bisher nur von dem Einflusse der barometrischen Depressionen auf das Wetter die Rede gewesen, indessen haben auch die barometrischen Maxima einen wesentlichen Einfluss auf die Witterung. Doch ist der Einfluss insofern ein anderer, als die Gebiete der barometrischen Maxima einestheils in der Regel weit mehr ausgebreitet sind als die der Minima, anderentheils aber auch eine weit geringere Intensität haben. Wegen des letzteren Umstandes bringen sie nur schwache Luftbewegungen hervor, sie charakterisiren sich also dadurch, dass sie ruhiges constantes Wetter verursachen. Die Feuchtigkeit der Luft schlägt sich in den Nächten theilweise als Thau oder Reif auf dem Erdboden nieder, die Trockenheit der Luft steigt und es entsteht im Sommer warmes, im Winter dagegen Frostwetter.

Für einen bestimmten Ort kann die Wetterprognose dadurch wesentlich an Sicherheit gewinnen, dass ein Beobachter sich durch jahrelanges sorgfältiges Studium mit den Witterungsänderungen und den sie begleitenden Erscheinungen beschäftigt. Schon eine genaue Beobachtung der Wolkenform kann eine wesentliche Stütze für die Wetterprognose geben, doch ist es unmöglich, die Erfahrungen, welche ein Einzelner hierbei gesammelt hat, Anderen so mitzuthellen, dass er sie sofort selbstständig verwerthen kann; noch weniger sind Regeln, welche für einen Ort gelten, ohne Weiteres für einen anderen anzuwenden.

