universität innsbruck
Universitäts- und Landesbibliothek Tirol

Universitäts- und Landesbibliothek Tirol

Meteorologie

Trabert, Wilhelm

Berlin [u.a.], 1918

Bewölkung

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

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

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

Dampfdruck.

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

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

Bewölkung.

§ 38. Kondenſation.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

§ 39. Wolkenformen.

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

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

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

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

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

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

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

Durch Kombination dieſer Hauptformen können entſtehen:

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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



Fig. 36a. Kumuluswolke.



Fig. 36c. Stratokumulus.



Fig. 36b. Zirruswolke.



Fig. 36d. Altostratus.

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

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

§ 40. Wolkenbeobachtungen.

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

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

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

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

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

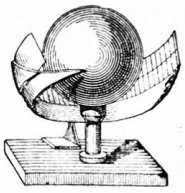


Fig. 37. Sonnenscheinautograph.

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

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

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

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

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

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

§ 41. Verteilung der Bewölkung.

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

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

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

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

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

Niederſchlag.

§ 42. Regenmeſſer.

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

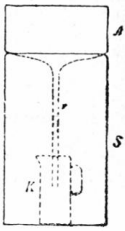


Fig. 38. Regenmeſſer.

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