

Leitfaden der Wetterkunde

Börnstein, Richard Braunschweig, 1901

Nebeltröpfchen, Nebelbildung.

urn:nbn:de:hbz:466:1-77440

Die einzelnen Wassertheilchen, aus welchen die Nebel- oder Wolkenmassen zusammengesetzt sind, pflegte man sich früher als kleine, hohle Bläschen vorzustellen. Diese von Halley und seinen Zeitgenossen (Anfang des 18. Jahrhunderts) herrührende, noch von Clausius (63) zur Erklärung optischer Erscheinungen benutzte Auffassung sollte vornehmlich das "Schweben" der Wolken erklären. Indessen bedarf es, wie wir weiter unten sehen werden, einer solchen Erklärung keineswegs, da das Schweben der Wolken nur ein scheinbares ist. Assmann (62) konnte bei Gelegenheit der vorgenannten Beobachtungen auf dem Brocken eine Anzahl von Nebeltröpfchen untersuchen, die auf den Objectträger des Mikroskops fielen und dort allmählich verdampften. Während eine Hohlkugel aus Wasser, etwa eine Seifenblase, beim Auftreffen auf einen ebenen Gegenstand zerplatzend einen benetzten Ring mit trockener Mitte zurücklässt, konnten dort ausnahmslos nur solche Tropfen wahrgenommen werden, welche auf dem Objectträger ruhend eine vom Rande concentrisch nach der Mitte zunehmende Höhe hatten, und deren Volumen einer Kugel von 0,0059 bis 0,0169 mm Durchmesser entsprach. Und in gleichem Sinne spricht die von Kiessling (64) geltend gemachte Erwägung, dass Bläschen bei Vermehrung oder Verminderung des äusseren Luftdruckes an Volumen ab- oder zunehmen müssten, während erfahrungsmässig die Lichterscheinungen in künstlichem Nebel vom Luftdruck nicht abhängig und daher auf das Vorhandensein massiver Wassertröpfchen zurückzuführen seien. Bei genügend tiefer Temperatur der Condensation geht natürlich der Dampf nicht in Wasser, sondern in Eis über.

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

Ist dagegen die Luft kälter, so kann dies über der Oberfläche wärmerer Gewässer oder wasserreichen Bodens zur Nebelbildung führen. Die Verdampfung an der Wasserfläche entspricht der Wassertemperatur und sendet also mehr Dämpfe herauf, als die kältere Luft aufnehmen

kann. Demnach wird ein Theil des Dampfes in der Luft wieder zu Nebel condensirt. Hierbei kann ein wirkliches Steigen des Nebels stattfinden, wenn die dem Wasser benachbarte unterste Luftschicht erwärmt wird und über die kältere und schwerere Luft emporsteigt, wobei durch Vermischen beider neue Condensation erfolgt. Der Vorgang ist ganz ähnlich wie das "Dampfen" eines mit warmem Wasser gefüllten und in kühlem Zimmer stehenden Gefässes.

Der tägliche Gang der Nebelhäufigkeit ist noch wenig untersucht. Die grösste Häufigkeit scheint auf die Nacht, die geringste auf Nachmittag und Abend zu fallen. Der jährliche Gang zeigt meistens ein Maximum im Winter oder Spätherbst, Minimum im Sommer. Doch wird durch besondere Windverhältnisse an manchen Orten auch eine andere Vertheilung herbeigeführt, so hat z.B. die norwegische Küste die grösste Nebelhäufigkeit im Sommer, die geringste im Winter.

Entsteht die Condensation höher als in den untersten Luftschichten, so bezeichnet man die entstehenden Gebilde als Wolken. Ihr Ursprung kann allenfalls durch Vermischung verschiedener Luftmassen gegeben sein, welche verschiedene Temperatur haben und mit Dampf nahezu gesättigt sind, indessen ist die hierbei zur Condensation kommende Wassermenge überaus gering. So berechnet v. Bezold (65), dass durch Vermischen zweier bei 700 mm Quecksilberdruck gesättigter Luftmassen von 0º und von 20º höchstens 0,75 g Wasser für jedes Kilogramm der Mischung entstehen kann, wobei die Endtemperatur des Gemisches 110 betragen würde. Aus gesättigter Luft von 200 kann man die gleiche Wassermenge zur Ausscheidung bringen, wenn man die Luft ohne Druckänderung auf 19,20 abkühlt, oder wenn man sie durch Druckverminderung bis auf 18,40 dynamisch abkühlt, was einem Emporsteigen um etwa 310 m entspräche. Die für die zu mischenden Luftmassen angenommene Temperaturdifferenz von 200 dürfte aber in Wirklichkeit bei benachbarten Luftströmen verschiedener Richtung kaum jemals zutreffen, ebenso wenig die Voraussetzung, dass beide völlig gesättigt sind. Ausserdem geschieht die Mischung nur in einer wenig mächtigen Grenzschicht, und es werden darum die durch Luftmischung entstehenden Wolken nicht eben häufig vorkommen.

Vielmehr ist es der aufsteigende Luftstrom, den man als gewöhnliche Veranlassung der Wolkenbildung ansehen muss. Wenn an einer Stelle der Druck am Boden geringer geworden ist als in der Umgebung (z. B. durch Erwärmung), so stellt das gestörte Gleichgewicht sich durch Bewegung wieder her, welche über der Stelle des geringsten Druckes emporführt und die aufgestiegene Luft durch am Boden heranströmende andere Luftmassen ersetzt, während in der Höhe ein Abfliessen vom oberen Ende des aufsteigenden Stromes nach aussen stattfindet. Wie hierbei die emporgestiegene Luft unter geringeren Druck kommt, sich beim Ausdehnen dynamisch abkühlt und zur Condensation gelangen kann, ist bereits oben (S. 21, 22, 36) geschildert worden. Die