

BEITRÄGE ZUR BEWÖLKUNGSSTATISTIK DER SCHWEIZ

PAUL KAUFMANN

Der Bewölkung kommt in der Landschaft ebenso physiognomische wie funktionelle Bedeutung zu. Aus Untersuchungen über den Wasserkreislauf in der Atmosphäre und in der Landschaft seien im folgenden einige Ergebnisse und Gedanken zu ihrer Erklärung wiedergegeben.

Die Dokumentation der Bewölkung ist noch wenig ausgebaut und zugänglich. Es erscheint daher angebracht, wenigstens einige Stichproben aus dem Beobachtungsmaterial vorzulegen. Sie betreffen Einzelheiten der Raumerfüllung und der zeitlichen Häufigkeit. Eine geschlossene Darstellung der raumzeitlichen Bewölkungsverhältnisse und des Wassergehaltes nach klimatologischen Ansprüchen steht noch aus und war bei der bisherigen Entwicklung der Aerologie auch nicht zu erwarten.

Die Abb. 1-8 sind größtenteils der angewandten Klimatologie entnommen. Sie wurden im Hinblick auf praktische Fragen angelegt, ermöglichen aber zusammen doch eine erste Orientierung. Abb. 1-3 betreffen die Wolkenbasis, Abb. 4 und 5 die Obergrenze der Grundschichtbewölkung (für die gesamte Bewölkung liegen nicht ausreichende Angaben vor). Abb. 6 zeigt die nächtliche Bedeckung, und in Abb. 7 ist die relative Feuchte in der Obergrenze der Grundschicht dargestellt. Schließlich ist in Abb. 8 die raumzeitliche Bewölkungshäufigkeit aus aerologischem Material interpoliert.

Die Häufigkeitsverteilung der Wolkenbasis in der Vertikalen wird in Abb. 1 für Genf, in Abb. 2 für Sion (486 m), Aosta-Peroulaz (1357 m) und Bourg St. Maurice (an der Isère, 868 m) angegeben. Die Abszisse gibt die relative Häufigkeit pro 1 m Höhenintervall an. Dem ersten Bild liegen die Flugwetterbeobachtungen 1950-1955 von Cointrin zugrunde, dem zweiten eine zusammengesetzte Stichprobe vom Umfange eines Jahres. Der Vertikalverlauf ist jeweils als eine Summation über alle Wetterlagen bzw. Wolkenarten zu betrachten, welchen eigene Basis-Verteilungs-Kurven entsprechen.

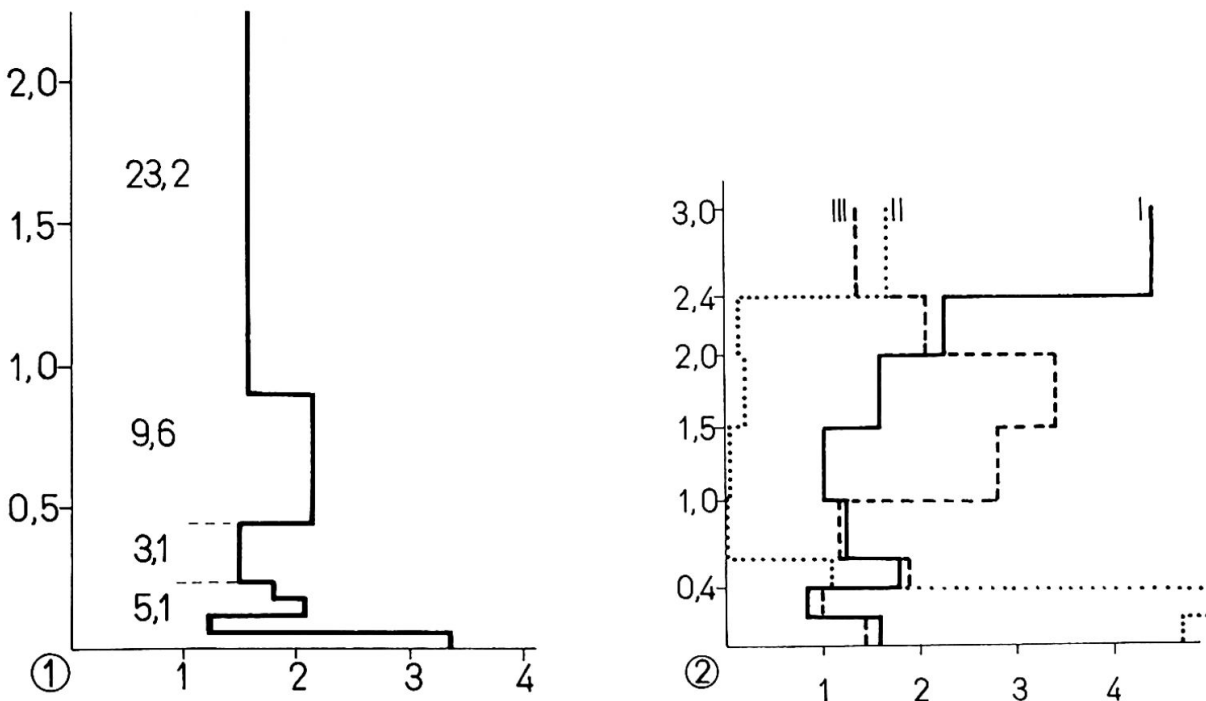


Abb. 1 Wolkenbasis: vertikale Häufigkeitsverteilung. Senkrecht: Höhe über Boden (km). Waagrecht: relative Häufigkeit (10^{-4} m^{-1}), in allen Abbildungen auf sämtliche Beobachtungen bezogen. Innen: Anteil der betr. Schicht (%). Genève-Cointrin 1950-1955. Z. B. liegt in 1 von 10 Beobachtungen eine Wolkenbasis in der Schicht: 450-900 m/Grund, und dies entspricht einer lokalen Häufigkeit: $2,1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$. — Abb. 2 Wolkenbasis: vertikale Häufigkeitsverteilung bei Reliefeinflüssen. Senkrecht: Höhe über Boden (km). Waagrecht: relative Häufigkeit (10^{-4} m^{-1}). I = Sion (486 m/M), II = Aosta-Peroulaz (1357 m/M), III = Bourg St. Maurice (a. d. Isère, 868 m/M). 1955/56.

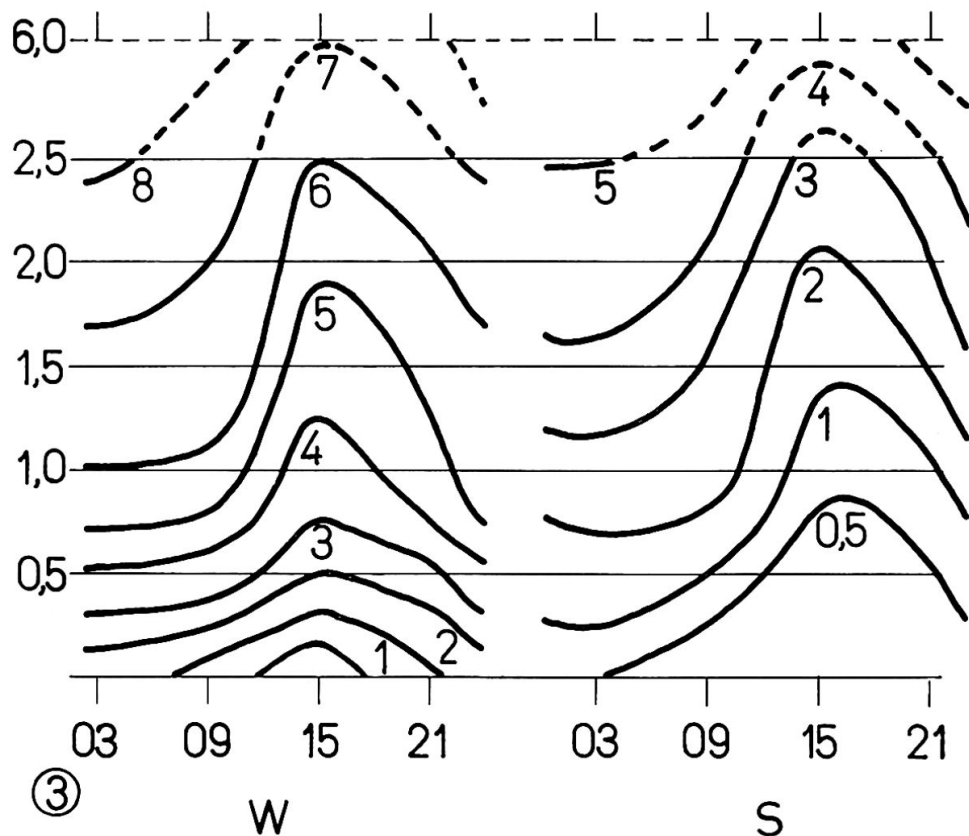


Abb. 3 Wolkenbasis: Tagesgang: W = Winter-, S = Sommermonate. Senkrecht: Höhe über Boden (km). Waagrecht: Tageszeit. Kurvenbezeichnung: relative Häufigkeit einer Wolkenbasis unterhalb der betr. Höhe ($1/10$). Kloten 1955.

chen. Von unten nach oben sind dies: der Bodennebel, der Hochnebel, die Schlechtwetterbewölkung, die Quellbewölkung, die mittlere Schichtbewölkung, die Eisschleierwolken. Bei Genf treten beispielsweise die Hochnebel und Stratocumulus der Bisenlagen hervor.

Der starke Einfluß des Reliefs geht aus dem Vergleich in Abb. 2 hervor. In den inneralpinen Tälern wird die heranziehende Bewölkung weitgehend von den Gebirgskämmen aufgehalten, und im Zusammenhang mit der mittleren Massenerhebung liegt auch die Basis der Quellbewölkung hoch. So rückt das Maximum der Basis-Häufigkeit gegen 3000-3500 m/M (Sion und Aosta-Peroulaz). Bei Bourg St.Maurice, wo es etwas tiefer liegt, ist der Schutz durch das Relief schon etwas geringer. Die Hochnebel, welche für Aosta-Peroulaz ein scharfes Maximum in geringer Höhe hervorbringen, sind zwar charakteristisch für die Alpensüdseite, traten aber bei dieser Stichprobe überdurchschnittlich auf.

Abb. 3 gibt einigen Aufschluß über das mittlere zeitliche Verhalten der Wolkenbasis. Sie entstand aus den Flugwetterbeobachtungen 1955 von Kloten. Für die niedere Bewölkung ist der thermische Einfluß des Bodens noch merklich: Tages- und Jahresgang lassen sich erkennen. Über der Grundsicht (mittlere Mächtigkeit: 1000-1500 m) verschwindet er rasch.

Die Obergrenze der Hochnebel- und damit im Wesentlichen die Begrenzung der Grundsicht — zeigen die Abb. 4 und 5. Sie wurden aus den Nebelmeerbeobachtungen der Station Säntis (1948, 50 52, 54) erstellt. In Abb. 5 gibt die Abszisse die relative Häufigkeit an, mit welcher eine Obergrenze über der betreffenden Höhe lag. Der Jahresgang, welchen Abb. 4 zeigt, entspricht der Ausbildung und Entwicklung der Grundsicht: sie wächst im Frühjahr stark an, wird dann durch die Konvektion weitgehend aufgelöst, bildet sich im Herbst neu und flacht im Winter aus.

Bei den bisherigen Abbildungen wurden nur Wolkenschichten mitgezählt, welche

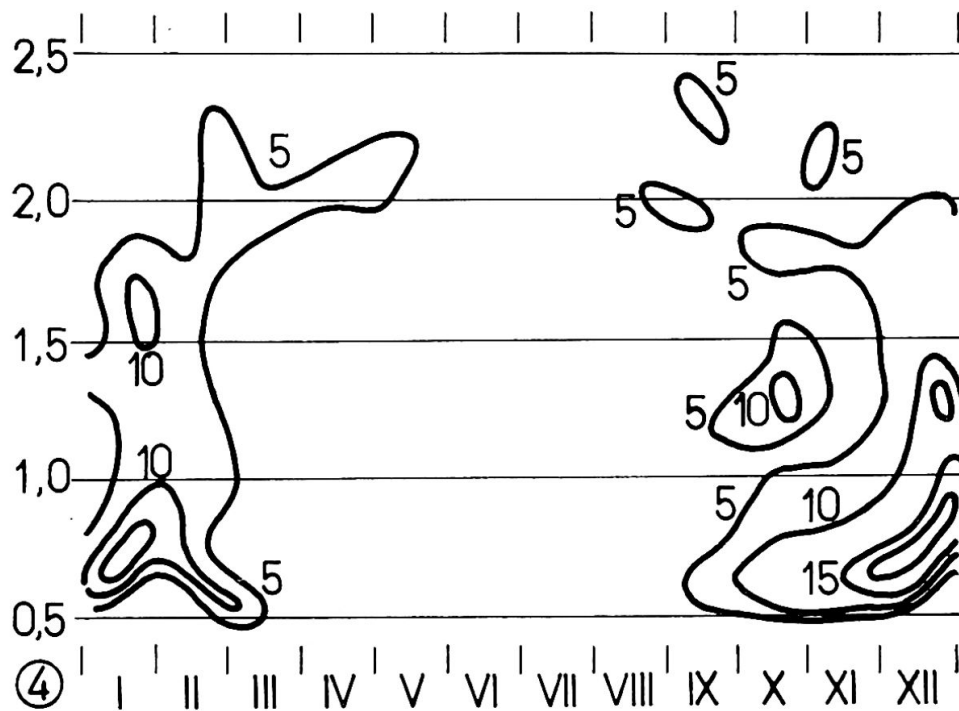


Abb. 4 Obergrenze des Hochnebels: Jahresgang der vertikalen Häufigkeitsverteilung. Senkrecht: Höhe (km/M). Kurvenbezeichnung: relative Häufigkeit ($\frac{1}{3} \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$). Säntis 1948, 1950, 1952, 1954. Im Dezember beträgt das Maximum in der Schicht 700-800 m/M; 29, die relative Häufigkeit also nahezu $1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}$.

mehr wie den halben sichtbaren Himmel bedecken. Der Bedeckungsgrad hat nun bei der schichtförmigen Bewölkung — im Gegensatz zur Quellbewölkung eine U-förmige Häufigkeitsverteilung: mittlere Bewölkungsgrade sind selten gegenüber wolkenlosem und bedecktem Himmel. Dies ergab z. B. auch bei der Ermittlung des nächtlichen Bewölkungsgrades. In Abb. 6 ist die Häufigkeit von wolkenlosem und leicht bewölktem Himmel (0 bis $\frac{1}{4}$) aufgetragen. Die Beobachtungen stammen von Kloten 1950-55. Erweitert man den Bewölkungsgrad auf 0 bis $\frac{1}{2}$, so verändert sich die Verteilung wenig.

Soweit die Bewölkung nicht von den großräumigen Vorgängen an der Polarfront sondern von den Lokalverhältnissen abhängt — und dies trifft hauptsächlich in der Grundschicht zu — sind für sie die Wärmebilanz und die Wasserbilanz des Bodens entscheidend. Die Häufigkeit wolkenlosen Nachthimmels ist darum in Zeiten mit starker täglicher Konvektion und überwiegender Verdunstung groß. Andernfalls entsteht bei Windstille Bodennebel und bei nachts anhaltendem Wind sowie einer thermischen Luftschichtung, welche eine Feuchteanreicherung in einiger Höhe zulässt (Bise) ein Hochnebel. Von Oktober bis Februar liegen die Bedingungen für den letzteren Fall ausgeprägt vor. Der März als trockener Monat mit rasch zunehmender Einstrahlung hat die meisten durchgehend klaren Nächte. In den folgenden Monaten ist der Anteil der frontalen Bewölkung groß, und dabei fällt die Wasserbilanz gegenüber der an sich günstigen Strahlungsbilanz stark ins Gewicht. Dadurch wird vor allem die Andauer wolkenlosen nächtlichen Wetters eingeschränkt. Im Herbst setzt dann mit dem Abflauen der freien Konvektion wieder reichliche nächtliche Bewölkung ein.

Die Abb. 7 und 8 wurden aus dem aerologischen Material von Payerne 1948-51 gewonnen. Beide bringen einen Jahresgang zum Ausdruck, welcher in zwei Ansätzen gestört wird; im April (und anfangs Mai) durch intensive Polarfrontausbrüche und im Juni-Juli durch monsunartige Wetterentwicklung. Abb. 7 stellt das jährliche Verhalten der relativen Feuchte im oberen Teile der Grundschicht (1500 m/M) dar,

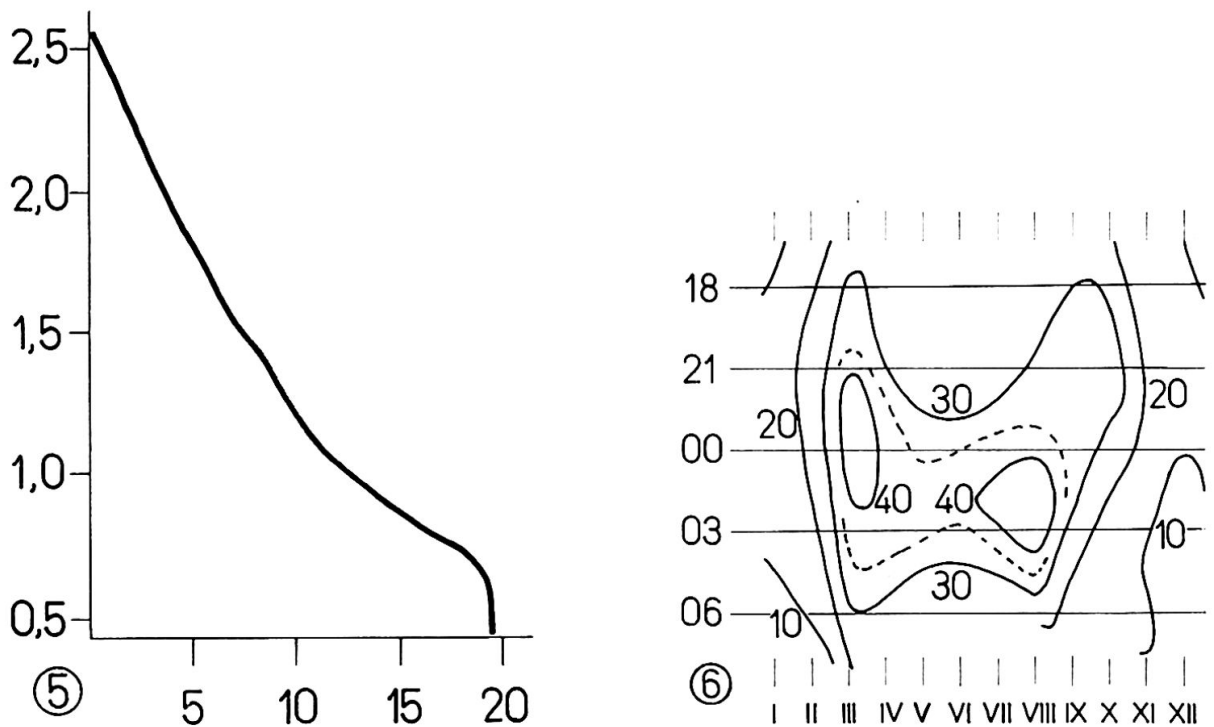


Abb. 5 Obergrenze des Hochnebels: Senkrecht: Höhe (km/M); waagrecht: relative Häufigkeit (%) eines über die betr. Höhe hinausreichenden Hochnebels. Säntis 1948, 1950, 1952, 1954. — Abb. 6 Nächtliche Bewölkung: Bedeckung 0-1/4. Senkrecht: Zeit (GMT); Kurvenbezeichnung: relative Häufigkeit (%). Kloten 1950-1955.

Abb. 8 die Bewölkungshäufigkeit längs der Vertikalen. Beidemale ist überwiegende Kontinentalität angezeigt, was besagt, daß die lokale Wärmebilanz der vorherrschende Faktor bei der Gestaltung des Feuchte- und Bewölkungsganges ist. Der maritime und insbesondere der monsunale Einfluß sind erkennbar, vermögen sich aber nicht voll durchzusetzen. Man kann sich übrigens fragen, ob diese Störungen nicht eher aus dem Verhalten der allgemeinen Zirkulation zu erklären wären, wobei die Oberflächenkonfiguration im verhältnismäßig kleinen Raume von Westeuropa keine wesentliche Bedeutung hätte.

In Abb. 8 erkennt man gegen 3000 m/M einen Ausgleich im Jahrgang der Bewölkungshäufigkeit. Er entspricht dem Nachlassen des Bodeneinflusses mit der Höhe. Wenn man von der Grundschicht spricht, so würde man hier eine schärfer ausgeprägte Trennung derselben von dem Regime der freien Atmosphäre (allgemeine Zirkulation) erwarten. Wir stellten aber schon fest, daß die Grundschicht fluktuiert und zeitweilig verschwindet. Ferner ist hier im Gegensatz zu Abb. 5 die Gesamtbewölkung erfaßt, und es handelt sich um eine Interpolation, wobei nur die Verhältnisse in den Höhen 1500 m und 3000 m gegeben waren.

Makrophysikalisch betrachtet ergeben sich, wie man sich leicht anhand eines Sättigungs - Dampfdruckdiagramms vergegenwärtigt, bei atmosphärischen Bedingungen folgende Entstehungstypen: 1) isobare Abkühlung, 2) adiabatische Abkühlung, 3) Mischung.

Bei den atmosphärischen Vorgängen tritt die isobare Abkühlung vor allem in Bodennähe bei der Bewölkungsbildung hervor. In der freien Atmosphäre wirkt sie nur im Zusammenhang mit besondern Strömungen mit. Es handelt sich um die Abkühlung bei Ausstrahlung (Boden, resp. Wasserdampf und Wolken). Die adiabatische Abkühlung ist bei jeder Vertikalbewegung der Luft näherungsweise verwirklicht. Sie schafft die Bewölkung zum größten Teil, die Quellbewölkung bei freier thermischer Konvektion vorab, aber auch die meiste Schichtbewölkung, wie später noch erläutert wird. Die adiabatische Abkühlung ist in der Regel begleitet von einer kleinräumigen

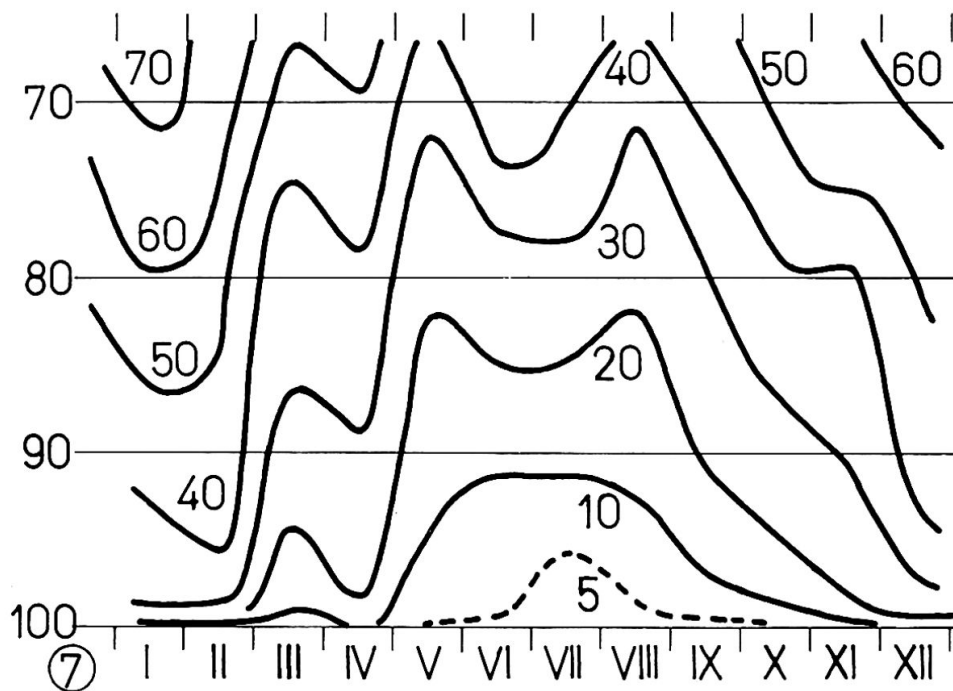


Abb. 7 Relative Feuchte in 1500 m/M (freie Atmosphäre): Jahresgang. Senkrecht: Relative Feuchte (%). Kurvenbezeichnung: relative Häufigkeit (%). Payerne 1948-1951. Z. B. kommt im Februar 95 % relative Feuchte in 4 von 10 Fällen vor, im Mai kaum in 1 von 10 Fällen.

Mischung von Luftteilen verschiedenen Zustandes. Für sich allein spielt die Mischung sonst kaum eine Rolle. Man wird weiter nach den bewölkungsbildenden Wetterlagen, nach ihrem Anteil an der Bewölkung und nach ihren spezifischen wolkenbildenden Vorgängen fragen. Was die Wetterlagen und ihren Anteil betrifft, steht eine entsprechende synoptische Untersuchung noch aus. Wir streben hier nur eine generelle genetische Aufteilung an. Dazu genügt es, sich zwei Zustände vor Augen zu halten: die ruhende, den lokalen Einflüssen überlassene Atmosphäre und, als Gegenstück, die vollausgebildete atmosphärische Strömung, bei welcher die Bodeneinflüsse vernachlässigt werden können.

Diese beiden Zustände fügen sich wie folgt in die Luftmassenkonzeption ein: Bei der Ruhephase bildet sich die Eigenart der Luftmassen aus. In der Bewegungsphase geraten diese Luftmassen in Gebiete, in welchen sie sich als allochthon erweisen. Ausgleichende Vorgänge zwischen Boden und Luftmasse setzen ein, so ein Wärme-, Wasser- und Impulsstrom. Voll kann diese Assimilation erst vorsichgehen, wenn die Luftmasse wieder zur Ruhe kommt.

Daran lassen sich drei verbreitete Übertreibungen aufzeigen: Die Eine liegt bei der klassischen Klimatologie vor. Sie kannte die atmosphärische Zirkulation kaum und suchte daher alle Klimafaktoren an Ort und Stelle, bzw. sie bürdete einer monsonalen Zirkulation auf, was der planetarischen Zirkulation zukommt. Eine zweite Übertreibung besteht darin, daß man den Luftmassen eine übermäßige Erhaltungstendenz zuschreibt und daraus besonders in der Synoptik zu viel erklären will. Die dritte Übertreibung leistet sich die moderne dynamische Meteorologie, indem sie die lokale Ausbildung von Luftmassen und ihre Transformation überhaupt übergeht. Dies geht allerdings aus einer pragmatischen Einstellung hervor, welche beim heutigen Entwicklungsstadium gerechtfertigt ist.

Sowohl die Erfahrung wie die Luftmassenkonzeption ergeben, daß an Ort alle Übergänge zwischen der Ruhe- und der Bewegungsphase auftreten. Dennoch muß danach getrachtet werden, zuerst diese im Einzelnen kennen zu lernen, und dann die Wetterlagen nach ihnen zu analysieren. Die Anteile der lokalen, kleinräumigen Faktoren gegenüber denjenigen der allgemeinen Zirkulation bei allen auftretenden Wetterlagen abwägen zu können wird heute praktisch wichtig bei den starken Eingriffen der umfassenden modernen Landschaftsgestaltung. Welches sind nun die bewölkungsbil-

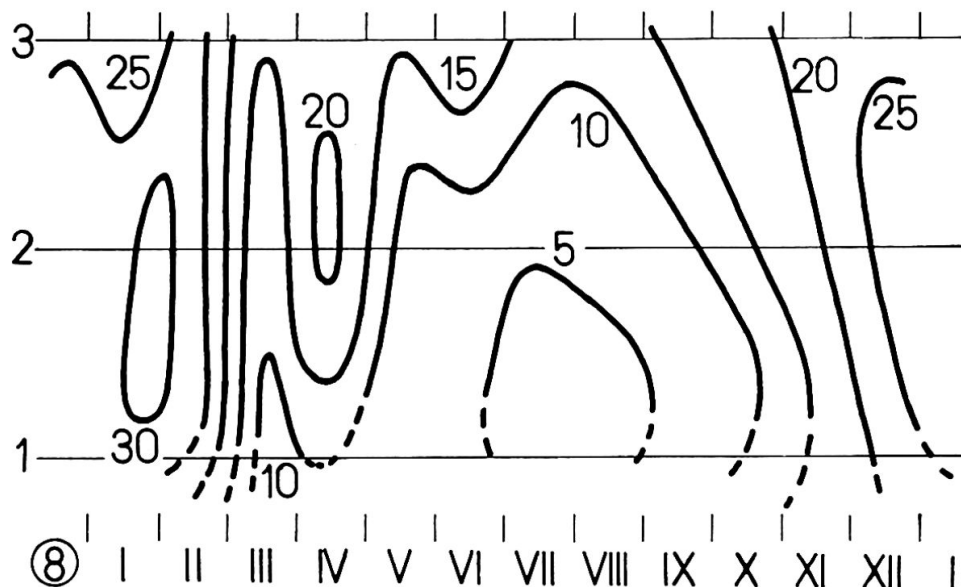


Abb. 8 Wolkenhäufigkeit (in der freien Atmosphäre): Jahresgang. Senkrecht: Höhe (km/M). Kurvenbezeichnung: örtliche relative Häufigkeit von Wolken (%). Payerne 1948 - 1951.

denden Vorgänge der beiden Idealzustände? Die Ruhephase bildet einen Tagesgang der Bewölkung und der Grundsicht aus. Bei isobarer Abkühlung durch Ausstrahlung entsteht gegebenenfalls ein Bodennebel im Laufe der Nacht oder Frühe. Tagsüber bildet sich nach dem Masse der thermischen Konvektion die Quellbewölkung bei adiabatischer Abkühlung im Aufwind. Abends folgt die Wolkenauflösung bei nachlassender Konvektion und über wiegender Abstrahlung der Wolken.

Die Bewegungsphase bringt die im Bjerknes-Bergeron'schen Frontenschema enthaltene Bewölkung hervor, wobei wiederum die adiabatische Abkühlung in weiträumigen Vertikalbewegungen dominiert. Genetische außerhalb dieser Phasen stehen einzig: der Hochnebel und die orographische Bewölkung, welche ein Zusammenwirken von Strömung und Boden erfordern, sodann die Wogenwolken und die durch Bénard'sche zelluläre Konvektion hervorgebrachten Schäfchenwolken, welche besondere masseninterne Voraussetzungen haben.

Zur Wolkenbildung in der Bewegungsphase, welche den Hauptteil der Niederschläge in den gemäßigten und hohen Breiten schafft, sei folgendes bemerkt: Sie wurde seit M. MARGULES (Wien 1856-1920) aus dem Aufgleiten bzw. Abheben der Warmluft erklärt. Es erübrigt sich, auf die damit verbundenen und später in der Synoptik aufgekommene Simplifizierungen hinzuweisen, da man schon seit einiger Zeit zu einer andern Betrachtungsweise übergegangen ist. Die vorwiegend schichtförmige Bewölkung entspricht danach jenen weiträumigen und gleichförmigen Vertikalbewegungen, welche sich aus der horizontalen Divergenz der planetarischen Zirkulation angeben lassen. Sie haben die Größenordnung von 1 cm/sec. Physikalisch ist die horizontale Divergenz bedingt durch Effekte, welche die individuelle Wirbelstärke der Masse verändern. Darin liegt die große Tragweite des meteorologischen Wirbelsatzes von C. G. ROSSBY.

Offensichtlich besteht nun eine Diskrepanz zwischen der Erscheinungsform der frontalen Bewölkung und der aus den Divergenzfeldern zu erwartenden Vertikalbewegung. Die räumliche Struktur der beobachteten Bewölkung erklärt sich nicht aus der in ihrem Bereiche eher homogen anzunehmenden Vertikalbewegung. Nach der Ansicht des Verfassers liegt zwischen den weiträumigen Divergenzfeldern und der Bewölkungsstruktur als gestaltendes Prinzip die Trägheitslabilität der Strömung. In einem labilen Stromfelde verläßt ein Teilchen auf irgend einen Anstoß hin seine stationäre Stromlinie definitiv und beschleunigt. Solche Ausbruchsbewegungen erfolgen in bevorzugten Ebenen nahe der isentropen Fläche. Diese Labilität ist dort zu erwarten, wo die

isentropen Flächen steil gestellt sind, und eine starke vertikale Windscherung vorliegt, was wiederum von der Luftmassenanordnung abhängt. In den frontogenetischen Gebieten finden sich die entsprechenden Bedingungen vor. Der quasi-homogene Aufwind wird dann durch die bevorzugten Ausbruchsbewegungen struiert und mit ihm die in dieser Strömung entstehende Bewölkung.

Diese Auffassung entstand bei der Beobachtung der Kondensationsfahnen von Flugzeugen vor Warmfronten und der in der Folge aufziehenden Bewölkung. Sie stellt sich der Annahme gegenüber, daß die Bewölkungsbildung nur von örtlich verschiedenen mikrophysikalischen Kondensations- und Sublimationsbedingungen abhängt. Gegen diese sprechen zu viele allen Bewölkungsaufzügen gemeinsame Merkmale und Grundformen. Die geschichtete frontale Bewölkung erscheint uns so an die Trägheitslabilität der Strömung gebunden, ähnlich wie die Quellbewölkung an die aerostatische Labilität. Von hier aus ließe sich wohl eine genetische Wolkenklassifikation aufbauen.

LITERATUR

Einschlägige Kapitel finden sich in: SCHUEPP, M.: Wolken, Wind und Wetter. Forschung und Leben. Zürich 1950 - TREWARTHA, G.T.: An Introduction to Climate. McGraw-Hill Series in Geography. London 1954. Die Darstellungen im I. Teil sind aus dem Beobachtungsmaterial des Flugwetterdienstes entstanden. Folgende Untersuchungen wurden beigezogen: ZENONE, E.: Ueber Sicht- und Bewölkungsverhältnisse auf dem Flugplatz Locarno-Magadino. Annalen der Schweiz. Meteorolog. Zentralanstalt. 82. Jahrg. (1946) und ACKERMANN, P.: Klima der freien Atmosphäre. Annalen der Schweiz. Meteorolog. Zentralanstalt. 88. Jahrg. (1952).

CONTRIBUTIONS TO STATISTICS OF CLOUDINESS IN SWITZERLAND

A series of eight frequency diagrams has been chosen to describe the daily and seasonal variations of cloud base and top in the range of low and medium clouds and the formation of clouds at different levels. Though resulting from 1-5 years observation only, they reveal the basic features. The lower atmospheric layers are strongly influenced by local heat and water balance at the surface. This is expressed in all graphs representing daily and seasonal variations. Air flow over mountains explains to a certain extent the first two figures, comparing cloud base distribution at different places. Some general remarks on cloud formation in moving air masses and those at rest and on inertial instability, producing high and medium clouds, are added.

RELIEFVERÄNDERUNGEN IN DEN ACKERLÄNDEREIEN EUROPAS

LUDWIG HEMPEL

Bei der anthropogenen Oberflächenformung greifen mehrere Faktoren ineinander, die zu drei großen Grundtendenzen zusammengefaßt werden können*.

Die eine ist die Leistung des *Pfluges*, wobei der Pflug das Symbol für alle landwirtschaftlichen Arbeitsgeräte bis hinab zum Grabstock sein soll. Die andere ist das *Wasser*, wobei auch dieser Begriff wieder symbolhaft stehen soll für ein Konsortium von Erscheinungen wie Niederschlag, Schneeschmelze, Grundwasser u. ä. Das dritte schließlich ist das *Altrelief*, die Ausgangsformen, bevor der Mensch kultivierend in das Gelände eingriff.

Aber nicht nur das Zusammentreten der verschiedenen Faktoren in verschiedenen Kombinationen bietet den Ausgangspunkt zu verschiedenen Entwicklungen. Auch Stärke und Umfang von Kräften sind so variabel, daß von dieser Seite her, der Seite des Kräfteverhältnisses, die Mannigfaltigkeit der Formenwelt gesteigert wird. Die üppigste Entwicklung erhielt die anthropogene Formung durch den Umstand, daß die Tendenzen zur Reliefgestaltung auch in der Zeit veränderlich sind.

Versucht man zunächst die beobachtbaren Formen in ein Schema nach morphologischen Gesichtspunkten für die drei Europa überziehenden Klimakreise einzuordnen, so dürfte dies etwa so aussehen:

* Zusammenfassung eines Vortrages, gehalten auf dem Geographentag in Basel am 8. Nov. 1959.