WILEY

Ausstrahlung, Nächtliche Abkühlung und Bewölkung

Author(s): A. Defant

Source: *Geografiska Annaler*, Vol. 4 (1922), pp. 99-108

Published by: Wiley on behalf of Swedish Society for Anthropology and Geography

Stable URL: <http://www.jstor.org/stable/519737>

Accessed: 26-06-2016 04:06 UTC

Your use of the JSTOR archive indicates your acceptance of the Terms & Conditions of Use, available at

<http://about.jstor.org/terms>

JSTOR is a not-for-profit service that helps scholars, researchers, and students discover, use, and build upon a wide range of content in a trusted digital archive. We use information technology and tools to increase productivity and facilitate new forms of scholarship. For more information about JSTOR, please contact support@jstor.org.

Wiley, Swedish Society for Anthropology and Geography are collaborating with JSTOR to digitize, preserve and extend access to *Geografiska Annaler*

AUSSTRAHLUNG, NÄCHTLICHE ABKÜHLUNG UND BEWÖLKUNG.

VON A. DEFANT, INNSBRUCK.

Ausstrahlung und Bewölkung.

Die Messungen der nächtlichen Wärmeausstrahlung haben sich, seitdem K. Ångström uns einen guten Apparat zur Messung derselben gegeben hat, vermehrt, doch sind sie noch weit entfernt, so zahlreich zu sein, um mit ihnen alle Fragen zu beantworten, die sich sofort bei allen jenen Problemen, in denen die Wärmeausstrahlung eine grosse Rolle spielt, einstellen. Vor allem fehlen systematische Beobachtungsreihen. Nur A. Ångström¹ und Sten Asklöf² haben solche mitgeteilt; ersterer für verschiedene Höhen in Kalifornien und gelegentlich einer Expedition nach Bassour in Algerien, letzterer solche während der Monate März—Juni 1918 in Upsala. Beide haben aus ihren Beobachtungsergebnissen gezeigt, dass ein bedeutender Einfluss einerseits des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre, andererseits der Grösse und Art der Bewölkung vorhanden ist; insbesondere hat Asklöf den Einfluss der Bewölkung näher studiert und nachgewiesen, dass neben dem Bewölkungsgrad auch die verschiedenen Wolkenarten von verschiedener quantitativer Einwirkung auf die effektive Ausstrahlung sind. Eine kleine Übersicht seiner Ergebnisse gibt folgende Tabelle:

Bewölkung	Wolkenart	Mittlere Höhe in km	Zahl der Beobachtungen	Effektive Ausstrahlung in gcal cm ⁻² min. ⁻¹
0	—	—	28	0,169
10	st—ni, st—cu	1,5	10	0,023
10	ast	3,0	2	0,039
10	ci—st	7,0	5	0,135

Je höher die Bedeckung des Himmels mit Wolken ist, umso geringer ist ihr Einfluss auf die effektive Ausstrahlung; eine tiefe Wolkendecke vermag die Aus-

¹ A. Ångström, A study of the radiation of the atmosphere. Smith Miscel. Coll. V. 65 No. 3.

² Geografiska Annaler 1920 Heft. 3.

strahlung auf einen sehr kleinen Wert herabzusetzen. Åsklöf's Werte stimmen mit denen Ångströms sehr gut überein; letzterer hat weiters gezeigt, dass der Zusammenhang des Bewölkungsgrades mit der effektiven Ausstrahlung R_w sich im Durchschnitt sehr gut darstellen lässt durch eine lineare Beziehung von der Form 1)

$$R_w = R_o \left(1 - k \frac{w}{10} \right)$$

Natürlich besitzt die Konstante k für verschiedene Wolkengattungen bezw., wie es scheint, für Wolken verschiedener Höhenstufen auch verschiedene Werte. Für niedere Wolken findet Ångström¹ die Konstante k angenähert zu 0,9, Åsklöf aus seinen zahlreichen Messungen zu 0,83; für die anderen Wolkengruppen obiger Tabelle würde sich ergeben: für mittelhohe Wolken etwa $k = 0,75$, für hohe Wolken etwa $k = 0,20$. Die Grösse R_o selbst hängt, wie bekannt, vom Wasserdampfgehalt der Atmosphäre ab, wofür Ångström aus den Messungen die bekannte Beziehung abgeleitet hat.

Die lineare Abhängigkeit der effektiven Ausstrahlung von dem Bewölkungsgrad ist sehr auffallend und erfordert eine Erklärung. Der Prozess der nächtlichen Wärmeausstrahlung ist bekanntlich ein komplexer; er setzt sich zusammen aus der totalen Ausstrahlung der berussten Platte des Apparates und der Gegenstrahlung der Atmosphäre, welche erstere auf den Wert der effektiven Ausstrahlung herabsetzt. Die Gegenstrahlung der Atmosphäre selbst ist ein äusserst verwickelter Strahlungsvorgang, in dem wir erst nach Emdens Untersuchungen einigen Einblick gewonnen haben. Gewiss ist es, dass jede Himmelspartie — dies hat uns auch Ångström gezeigt — nicht denselben Anteil an der Gegenstrahlung nimmt, sondern dass bei der Wirkung der Gegenstrahlung auf die horizontale Platte in erster Linie die Himmelspartien bei 45° Zenithdistanz beteiligt sind.

Nehmen wir zunächst an, der Himmel sei völlig wolkenfrei und die Fläche des sichtbaren Himmelsgewölbes sei H , die effektive Ausstrahlung R_o , dann wird gegen die Flächeneinheit des Himmels *im Durchschnitt* die Strahlungsmenge $\frac{R_o}{H}$ ausgestrahlt. Ist der Himmel gänzlich mit Wolken bedeckt, so ist die effektive Ausstrahlung R_{10} und die gegen die Flächeneinheit des Himmels im Durchschnitt ausgestrahlte Wärmemenge nur $\frac{R_{10}}{H}$. Ist der Bewölkungsgrad w , dann

wird der $\frac{wH}{10}$.te Teil des Himmels mit Wolken bedeckt sein und die effektive Ausstrahlung ist R_w . Diese setzt sich aber zusammen aus der Ausstrahlung gegen den wolkenlosen Teil des Himmels und dieser ist im Durchschnitt vieler Fälle $\frac{R_o}{H} \cdot \frac{10-w}{10} H$ und aus der Ausstrahlung gegen den bewölkten

¹ Arkiv för mat., astr. och fys. Bd 13. Nr 21.

Teil und dieser ist $\frac{R_{10}}{H} \cdot \frac{w}{10} H$. Es ist also $R_w = R_o \frac{10-w}{10} + R_{10} \frac{w}{10}$ oder

$$2) \quad R_w = R_o \left(1 - \frac{R_o - R_{10}}{R_o} \frac{w}{10} \right).$$

Damit ist die lineare Abhängigkeit der effektiven Ausstrahlung vom Bewölkungsgrad sehr einfach erklärt; aber es ist wichtig hervorzuheben, dass ihrer Ableitung gemäss die Beziehung nur richtig im *Durchschnitt vieler Fälle* ist; denn in jedem einzelnen Fall kommt es darauf an, *wo* die Bewölkung am Himmel sich gerade befindet. Aber auch die aus den Beobachtungen abgeleitete lineare Beziehung gilt nur im Durchschnitt aller Fälle; für jeden Einzelfall kann die Abweichung davon, wie schon Asklöf zeigte, beträchtlich sein. Der Konstante k kommt demnach eine bestimmte physikalische Bedeutung zu; sie gibt uns ein Mass für den Unterschied zwischen der effektiven Ausstrahlung bei wolkenlosem und bedecktem Himmel. Asklöf fand aus seinen Beobachtungen bei niederen Wolken $k = 0,83$, die Grösse $\frac{R_o - R_{10}}{R_o}$ gibt 0,86; die Übereinstimmung könnte nicht besser sein. Auch für die anderen Wolkenarten ist sie ebenso gut. Nachdem wir die die Abnahme der effektiven Ausstrahlung mit zunehmendem Bewölkungsgrade bedingende Konstante k erklärt haben, gehen wir über zur Erklärung des Strahlungsprozesses bei völlig bewölktem Himmel.

Strahlung der Wolken.

Die Abnahme der effektiven Ausstrahlung bei Zunahme der Bewölkung ist gewiss ein Effekt der Gegenstrahlung der Wolken. Wir sahen, dass namentlich bei völlig bewölktem Himmel die effektive Ausstrahlung bei niederer Wolkendecke auf einen sehr kleinen Wert herabgesetzt wird. Wenn man sich ausdrückt „die Wolke schirmt die Ausstrahlung des Erdbodens ab“, so kann dies nicht als eine Erklärung der Erscheinung angesehen werden. Denn der Effekt, den wir an der Erdoberfläche messen, ist die Folge eines komplizierten Strahlungsprozesses in der Atmosphärenschicht zwischen Wolke und Erde. Auf diesen Strahlungsprozess wollen wir nun auf Grund der Schwarzschild-Emden'schen Strahlungstheorie¹ näher eingehen. Die Lösung des Problems gibt uns schliesslich die Möglichkeit, die effektive Strahlung der Flächeneinheit einer Wolke zu bestimmen, eine Grösse, über die wir bisher nichts wussten.

¹ Sitzber. der bayr. Akad. der Wissenschaften 1913.

In der Höhe H befinde sich eine ausgedehnte, den ganzen Himmel umspannende Wolke; sie sende an ihrer unteren Begrenzung pro Flächeneinheit eine Strahlung $\overline{B}$ gegen die Erdoberfläche aus. In der Atmosphärenschicht zwischen Wolke und Erde strahle jede Luftschicht nach beiden Richtungen proportional ihrem Gehalte an Wasserdampf; der Absorptionskoeffizient einer dünnen Luftschicht sei also $a = kdm^1$. Der Erdboden (Apparat) strahle gegen die Atmosphäre eine Strahlung $\underline{A}$ aus und da wir es überall mit langwelligen Strahlungen zu tun haben, können wir die vorkommenden Strahlungen als *grau* gelten lassen, d. h. das Absorptionsvermögen a ist unabhängig von der Wellenlänge.

Die Elementarschicht dm wird von den Energieströmen B und A durchsetzt, die von der Strahlung der höher bzw. tiefer gelegenen Luftschichten und Strahlungsquellen stammen; die Schicht selbst sendet nach beiden Seiten gemäss ihrer Temperatur die Strahlungs menge $kE dm$ aus; es gelten dann die Hauptgleichungen der Strahlung:

$$\frac{dB}{dm} = -k B + k E \text{ und } \frac{dA}{dm} = k A - k E.$$

Die Integration dieser Gleichungen unter den Grenzbedingungen, dass in der Höhe H , in der $m = m_1$ ist, die in die Luftschicht eintretende Strahlung $\overline{B}$ ist und dass am Erdboden, wo $m = 1$ ist, die nach oben gehende Strahlung $\underline{A}$ ist, ergibt die Gleichungen

$$\begin{aligned} 3) \quad B &= e^{-k(m-m_1)} (\overline{B} - \overline{E}) + \overline{E} - e^{-km} \int_{m_1}^m e^{km} \frac{d\overline{E}}{dm} dm \text{ und} \\ A &= e^{k(m-1)} (\underline{A} - \underline{E}) + \underline{E} + e^{km} \int_m^1 e^{-km} \frac{d\underline{E}}{dm} dm. \end{aligned}$$

Die effektive Ausstrahlung R_{10} , die wir mit dem Ausstrahlungsapparat an der Erdoberfläche messen, ist der Unterschied zwischen der aufwärts gehenden Strahlung $\underline{A}$ und der abwärts gehenden Strahlung $\underline{B}$. Von ersterer können wir annehmen, dass sie identisch ist mit $\underline{E}$, da der Apparat stets die Temperatur der untersten Luftschicht haben soll; letztere setzt sich zusammen aus der Strahlung der Wolke und der Strahlung der Atmosphäre zwischen Wolke und Erde.

¹ Wir zählen die Wasserdampfmenge von der Grenze der Atmosphäre $m = 0$ bis zur Erdoberfläche $m = 1$; m wächst also von oben nach unten gemäss der Beziehung $m = 10^{-\frac{h}{6000}}$. Siehe F. M. Exner, Dyn. Meteorologie S. 61.

Est ist also

$$4) \quad R_{10} = \underline{A} - \underline{B} = e^{-k(1-m_1)} (\overline{E} - \overline{B}) + e^{-k} \int_{m_1}^1 e^{km} \frac{dE}{dm} dm.$$

Da die ganze Atmosphäre ($m = 1$) neun Zehntel der dunklen Strahlung absorbiert, ergibt sich $k = 2,30$, $e^{-k} = 0,1$ und $e^k = 10$.¹

Wir wollen nun zwei besondere Fälle untersuchen.

a) *Isotherme Atmosphäre.* $E = \overline{E} = \underline{E} = \text{konst.}$ und $\frac{dE}{dm} = 0$ ergibt:

$$R_{10} = e^{-k(1-m_1)} (\overline{E} - \overline{B}) \text{ und daraus } \overline{B} = \underline{E} - R_{10} e^{-k(1-m_1)}.$$

Die effektive Ausstrahlung der Wolke an ihrer Unterseite ist kleiner als die Strahlung eines schwarzen Körpers von der Temperatur der Atmosphäre. Für eine Atmosphäre von 2° C erhalten wir, wenn wir die Wolkenschicht in einer Höhe von 1500 m (niedere Wolkendecke) bzw. 3000 m (mittelhohe Wolkendecke) annehmen:

$$\begin{array}{llll} H = 1500 \text{ m} & m_1 = 0,562 & R_{10} = 0,023 & E = 0,434 \quad \overline{B} = 0,371 \text{ gcal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}. \\ H = 3000 \text{ m} & m_1 = 0,316 & = 0,039 & = 0,246 \end{array}$$

Der Betrag, der von E abgezogen werden muss, um die Strahlung der Wolke zu erhalten, ist ziemlich gross. Die Strahlung der Wolke ist wesentlich kleiner als die des der freien Ausstrahlung ausgestellten Apparates. Der Fall einer isothermen Atmosphäre kann aber mit der Wirklichkeit nicht verglichen werden; denn in diesem Falle tritt die Strahlung der Atmosphäre überhaupt nicht in Erscheinung; sie ist aber von der Grössenordnung der effektiven Ausstrahlung selbst.

b) *Lineare Temperaturabnahme mit der Höhe.* An der Erdoberfläche sei die Temperatur 7° C, dann ist sie bei einer Temperaturabnahme von 0,5° C für 100 m in 1500 m — 0,5°, in 3000 m aber — 8°. Dieser Fall dürfte mittleren Verhältnissen recht nahe kommen. Die Abhängigkeit der Grösse E von der die Höhe bestimmenden Grösse m lässt sich bis 3000 m sehr gut, durch die Beziehung $E = 0,298 + 0,276 m - 0,107 m^2$ darstellen; die Abweichungen zwischen den richtigen und den berechneten Werten gehen nur in die Tausendstel gcal. Die Beziehung 4 ergibt dann für die Strahlung der Wolke an ihrer unteren Begrenzung:

$$5) \quad \overline{B} = \overline{E} - \left[R_{10} e^{k(1-m_1)} - e^{-km_1} \int_{m_1}^1 e^{km} \frac{dE}{dm} dm \right]$$

¹ F. M. Exner, Dyn. Meteorologie S. 61.

Man erhält folgende Zahlenwerte:

Für niedere Wolken $h = 1500$ m		für mittelhohe Wolken $h = 3000$ m
$\bar{E} = 0,419$ gcal cm ⁻² min. ⁻¹		0,374
$R_{10} = 0,023$ »		0,039
Erstes Glied des Klammerausdruckes	0,063	0,188
Zweites Glied.....	0,074	0,196
daraus $\bar{B} = \bar{E} + 0,011$ gcal cm ⁻² , min. ⁻¹ und		$\bar{B} = \bar{E} + 0,008$.

Die Strahlung der Wolke übertrifft, wie man aus den beiden letzten Beziehungen sieht, *nur ausserordentlich wenig die Strahlung eines schwarzen Körpers von der Temperatur der unteren Begrenzung der Wolke*. Von vorneherein kann wohl angenommen werden, dass eine Wolke von genügender Dicke schwarze Strahlung aussendet, die der mittleren Temperatur der Wolke entspricht. Da die untere Wolkengrenze meistens der Sitz einer mehr oder weniger grossen Inversion der Temperatur ist, muss man die mittlere Temperatur der Wolke im Durchschnitt etwas höher ansetzen als die der obersten wolkenfreien Luft und dies besagen obige Gleichungen. Wenn wir die effektive Ausstrahlung bei bedecktem Himmel messen, machen wir einen Strahlungsversuch im Grossen, wie wir solche im Kleinen im Laboratorium machen, nur sind wir gewohnt, hier den Einfluss der zwischen strahlenden Körper und Apparat liegenden Luftschichte zu ignorieren, da er zu klein ist, um gemessen werden zu können.

Die geringe effektive Ausstrahlung bei bedecktem Himmel ist somit zum grössten Teil eine Folge der Strahlung der Wolkendecke; sie sendet eine relativ hochtemperierte schwarze Strahlung aus und diese setzt die effektive Ausstrahlung am Erdboden auf jene niedrigen Werte herab, die wir beobachten. Hiezu kommt nur noch die Gegenstrahlung der Luftschichte zwischen Boden und Wolke, die von umso grösserem Einfluss ist, je höher die Wolke ist; je höher aber diese ist, umso niedriger ist ihre Temperatur, so dass der Einfluss der Zwischenschichte dadurch zum Teil kompensiert wird. Die Messungen der effektiven Ausstrahlung auch bei bewölktem Himmel haben eine grosse meteorologische Bedeutung. Sie setzen uns nicht nur in die Lage, die tatsächlich ausgestrahlten Wärmemengen mit Rücksicht auf die Bewölkung zu bestimmen, sie geben uns auch die Möglichkeit, die Strahlung der Wolkendecke zu ermitteln. Die hier mitgeteilten Überlegungen geben keine Aufschlüsse über die Strahlungsprozesse *in der Wolke* selbst; über dieses Problem behalte ich mir eine weitere Mitteilung vor.

Nächtliche Abkühlung und Bewölkung.

Die Abhängigkeit des täglichen Temperaturganges von der Bewölkung ist bereits der Gegenstand vieler Untersuchungen gewesen; gewöhnlich wird der mitt-

lere tägliche Temperaturgang an ganz heiteren und an ganz trüben Tagen untersucht und miteinander verglichen. Nur Angot hat den Einfluss der einzelnen Bewölkungsgrade untersucht und kürzlich hat H. Haberzettl das Innsbrucker Temperaturmaterial von 8 Jahren in ähnlicher Weise verarbeitet. Der Tagesgang der Temperatur interessiert uns hier nicht weiter. Auch der nächtliche Temperaturverlauf ist von der Bewölkung ausserordentlich abhängig. Bestimmt man für Innsbruck, wie Haberzettl es gemacht hat — Angot hat seine Ergebnisse nicht so ausführlich veröffentlicht, um diese Untersuchung auch für Paris durchzuführen — die nächtliche Abkühlung von etwa Sonnenuntergang bis Mitternacht, so zeigt sich in auffallender Weise diese Abhängigkeit. Folgende Tabelle gibt die Werte für die einzelnen Jahreszeiten und im Mittel auch für das Jahr:

Innsbruck, Nächtliche Abkühlung und Bewölkung.

	B e w ö l k u n g					
	0,5	2	4	6	8	9,5
	Nächtliche Abkühlung in °C					
Winter, von 6 ^h —Mtn.	— 3,4	— 2,3	— 2,5	— 2,1	— 1,7	— 1,1
Frühling, » 7 ^h — »	— 5,6	— 5,0	— 4,4	— 3,7	— 2,6	— 1,8
Sommer, » 8 ^h — »	— 4,2	— 4,0	— 3,6	— 2,5	— 2,3	— 1,4
Herbst, » 6 ^h — »	— 4,9	— 4,4	— 3,8	— 3,1	— 2,2	— 1,5
Jahr, » 8 ^h — »	— 3,2	— 3,0	— 2,5	— 1,9	— 1,3	— 1,0

Je grösser die Bewölkung, desto kleiner die nächtliche Abkühlung; diese Abhängigkeit ist ausserordentlich gesetzmässig. Tragen wir die Werte für jede Horizontalreihe in ein Koordinatensystem ein, so erkennt man, dass sie alle auf Geraden liegen. Die Abhängigkeit der nächtlichen Abkühlung von der Bewölkung ist also eine lineare und zwar von der Form

$$6) \Delta T_w = \Delta T_o \left(1 - \beta \frac{w}{10} \right), \text{ worin } \beta \text{ eine Konstante ist und } w \text{ den Bewölkungs-}$$

grad in gewöhnlicher Art der Angabe bedeutet. Man erhält aus den obigen Werten folgende Zahlenwerte für ΔT_o und β :

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
ΔT_o in °C	— 3,51	— 5,90	— 4,67	— 5,18	— 3,41
ΔT_o bezogen auf 1 Stunde	— 0,59	— 1,18	— 1,17	— 0,86	— 0,85
β	0,706	0,719	0,728	0,739	0,739

Die Übereinstimmung zwischen den nach Formel 6 berechneten Werten und jenen der obigen Tabelle ist eine ausgezeichnete. Die ΔT_0 interessieren uns hier weiter nicht; auffallend ist hingegen, dass die Grösse β , welche die Abhängigkeit von der Bewölkung vermittelt, wie es den Anschein hat, unabhängig von der Jahreszeit, also eine wirkliche Konstante ist. Diese Tatsache bietet gewiss einiges Interesse. Da ihre Ermittlung bei der Annahme, dass die lineare Beziehung zwischen ΔT_w und w überall vorhanden ist, auch dann durchgeführt werden kann, wenn bloss die Abkühlungswerte für heitere und trübe Tage gegeben sind, habe ich für alle Stationen, für welche der mittlere tägliche Temperaturgang an diesen Tagen veröffentlicht wurde, die Grössen ΔT_0 und β berechnet; dies geschah für die Stationen Paris, Pawlowsk, Prag, Petersburg und Wien.¹ Das Ergebnis dieser Berechnungen steht in folgender Tabelle:

Nächtliche Abkühlung an heiteren und trüben Tagen °C.

Station	Be- wölkung	Winter 6 ^h —Mtn.	Frühling 7 ^h —Mtn.	Sommer 8 ^h —Mtn.	Herbst 6 ^h —Mtn.	Jahr 7 ^h —Mtn.
Paris.....	0	— 3,26	— 5,62	— 4,34	— 4,53	— 4,44
	10	— 0,78	— 1,85	— 1,48	— 1,20	— 1,33
Prag.....	0	— 2,57	— 5,22	— 4,64	— 4,75	— 4,27
	10	— 0,73	— 1,46	— 1,71	— 0,94	— 1,17
Pawlowsk.....	0,5	— 1,54	— 6,62	— 7,14	— 3,61	— 4,82
	10	— 0,23	— 1,76	— 2,22	— 1,24	— 1,43
Petersburg	0	— 1,77	— 4,37	— 3,82	— 2,96	— 3,25
	10	— 0,05	— 0,86	— 0,89	— 0,37	— 0,60
Wien	0,5	— 2,74	— 4,65	— 3,81	— 4,03	— 3,76
	9,5	— 0,38	— 1,04	— 0,74	— 0,83	— 0,76

Für die Konstante β findet man dann im Mittel aller Stationen folgende Zahlen:

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
β	0,82	0,74	0,73	0,78	0,755

¹ Paris aus Angot, Annales du Bureau Central 1888. 1. Pawlowsk aus K. Goodmann Wild, Rep. f. Meteor. 14 Bd. 1891. Prag aus Augustin, Sitzber. der Kgl. Böhm. Gesell. der Wiss. 1880. Petersburg aus Rykatschew, Wild, Rep. 3 Bd. 1874 und Wien aus St. Kostlivy, Denkschriften der Wiener Akad. Juli 1901.

Die Abweichungen der einzelnen Werte von diesen Mittelwerten sind nicht gross und vielleicht bedingt durch die Lage der Station; etwas höhere Werte weisen Wien und Petersburg auf; sie dürften ihren Grund darin haben, dass die unteren Luftschichten in den Grosstädten durch die Verunreinigungen der Luft sich doch anders verhalten als sonst. Im grossen und ganzen bleibt aber die Tatsache bestehen, dass β nur sehr wenig von der Jahreszeit abhängig ist und wirklich eine Grösse ist, die gewissermassen physikalisch konstant ist.

Es ist nun wieder sehr auffallend, dass die Konstante β , welche die Abhängigkeit der nächtlichen Abkühlung von der Bewölkung vermittelt, nahezu völlig übereinstimmt mit jener Konstante k , welche die Abhängigkeit der effektiven Ausstrahlung von der Bewölkung angibt. Eine Beziehung beider Grössen zueinander ist sehr wahrscheinlich.

Es wird allgemein angenommen, dass die nächtliche Abkühlung in erster Linie ein Strahlungsprozess der Luftmassen gegen den Himmel und den erkalteten Erdboden ist; nehmen wir dies als richtig an, so wird bei der Bewölkung w die nächtliche Abkühlung ΔT_w um so grösser sein, je grösser die effektive Ausstrahlung R_w ist und umgekehrt. Es wird demnach $\Delta T_w = CR_w$ sein, wo C eine bestimmte Konstante bedeutet. Nun besteht nach den Beobachtungen die Gleichung

1; es wird also $\Delta T_w = CR_o \left(1 - k \frac{w}{10}\right)$ sein und da $CR_o = \Delta T_o$ ist haben wir

die Gleichung $\Delta T_w = \Delta T_o \left(1 - k \frac{w}{10}\right)$. Das ist aber genau die Gleichung 6,

welche nach den Beobachtungen die Abhängigkeit der nächtlichen Abkühlung von der Bewölkung wiedergibt, wenn $\beta = k$ ist. Die Beobachtungen bestätigen aber diese Identität; denn in mittleren Verhältnissen ist k etwa 0,76 und β im Jahresmittel ebenso gross. Im Winter, wo die tiefen Wolken überwiegen, ist β grösser und ebenso auch k , etwa 0,82, im Sommer bei höheren Wolken beide kleiner.

Da die Folgerungen aus unserer Prämisse mit den Beobachtungen ausgezeichnet übereinstimmen, ist wohl kein Grund vorhanden, an der Richtigkeit der Prämisse zu zweifeln. Wir geraten aber hiebei in eine Schwierigkeit, die übrigens schon früher gelegentlich meiner Untersuchungen über die Abhängigkeit der nächtlichen Abkühlung von Wasserdampfgehalt der Atmosphäre¹ aufgetreten ist. Wenn die nächtliche Abkühlung durch Ausstrahlung der Luftmassen selbst gegen den Erdboden und den Himmelsraum erfolgt, dann müsste die Abkühlung mit dem Gehalt der Luft an Wasserdampf zunehmen. Je grösser letzterer ist, desto grösser wäre ja die ausgestrahlte Wärmemenge. Obige Annahme besagt aber, dass die Abkühlung der Luftmassen proportional der effektiven Ausstrahlung zu setzen

¹ Sitzber. der Wiener Akad. 125 B. 1916.

ist, und diese ist umso kleiner, je grösser der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre ist, da dann die Gegenstrahlung gross ist. Auch die hier abgeleitete Beziehung spricht also gegen die Ansicht, dass die direkte Ausstrahlung der mit Wasserdampf vermengten Luft die Ursache der nächtlichen Abkühlung ist und dass andere Prozesse¹ (Konvektion, Staub) in besonderer Weise hier mitbestimmend wirken.

¹ Siehe Annalen der Hydrographie und marit. Meteor., Jahrg. 1919. S. 93.