

321 0-7 36
Deutscher Wetterdienst in der US-Zone

Zentralamt Bad Kissingen

Leiter: Prof. Dr. Ludwig Weickmann

Berichte
des
Deutschen Wetterdienstes
in der US-Zone

Nr. 5

**Über den täglichen und jährlichen Gang der
Höhenabhängigkeit der Temperatur in den
unteren 300 Metern der Atmosphäre und
ihren Zusammenhang mit der Konvektion**

Von Dr. Karl Brocks, Kiel

Bad Kissingen, 1948

Wetterdienst-
Bibliothek

Inhaltsübersicht

	Seite		Seite
Zusammenfassung	2	§ 8. Der Zusammenhang zwischen dem Tagesgang der labilen Unterschicht an wolkenlosen Junitagen, der zugestrahlten Sonnenenergie und den konvektiven Austauschvorgängen	18
§ 1. Problemstellung	3	§ 9. Der tägliche und jährliche Gang der adiabatischen Zwischenschicht der Atmosphäre	20
§ 2. Das Beobachtungsmaterial und die Problematik seiner Auswertung	4	§ 10. Unterschiede der labilen Unterschicht der Atmosphäre in verschiedenen Klimaräumen	23
§ 3. Die beobachtete Höhenabhängigkeit des vertikalen Temperaturgradienten	5	§ 11. Der Einfluß von Sperrschichten auf die Entwicklung der labilen Unterschicht (Messungen von Fritzsche und Stange)	23
§ 4. Die Reduktion der Beobachtungen auf mittleren Bodenabstand und die Frage der Gültigkeit von Höhenfunktionen meteorologischer Elemente aus zeitlichen Mittelwerten	6	§ 12. Die bodennahe Luftschicht (Messungen von A. Mäde)	24
§ 5. Die labile Unterschicht und die adiabatische Zwischenschicht der Atmosphäre	8	§ 13. Die wassernahe Luftschicht (Messungen von G. Wüst und H. Bruch)	26
§ 6. Die Höhenfunktion der Temperatur in der labilen Unterschicht der Atmosphäre an wolkenlosen und bedeckten Junitagen und im Mittel über alle Tage	12	§ 14. Weitere Anwendungsmöglichkeiten der Ergebnisse	29
§ 7. Täglicher und jährlicher Gang der labilen Unterschicht der Atmosphäre	15	Literaturverzeichnis	29

Zusammenfassung*)

Das vorhandene Beobachtungsmaterial (West- und Mitteleuropa) über den Tagesgang der Temperatur und des vertikalen Temperaturgefälles in den unteren 300 m der Atmosphäre (mittlere Tagesgänge für jeden Monat zwischen 2,5 cm und 301 m Höhe) wird einer zusammenfassenden Bearbeitung unterzogen für die Tageszeit zwischen 06 und 18 Uhr.

Es ergibt sich zur Zeit der Einstrahlung eine Zweiteilung des betrachteten Atmosphärenbereiches. In den untersten Luftschichten besteht eine labile Luftschichtung mit einer strammen Beziehung zwischen dem vertikalen Temperaturgefälle und dem Bodenabstand. Dieser Bereich wird als **labile Unterschicht** der Atmosphäre bezeichnet, in ihm ist der bevorzugte Zustand die logarithmische Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe. Die Höhe dieser Schicht ist tages- und jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen bei einem mittäglichen Jahresmittelwert von 21 m; an ihrer Obergrenze nähert sich der vertikale Temperaturgradient dem adiabatischen Wert. Es schließt sich eine Schicht mit geringer Höhenveränderlichkeit des vertikalen Temperaturgradienten an bei zunächst schwach überadiabatischem, dann adiabatischem Temperaturgefälle, die **adiabatische Zwischenschicht** der Atmosphäre. Dieser Bereich schwankt ebenfalls mit der Tages- und Jahreszeit und erreicht im Mittel über alle Wetterlagen im Frühjahr und Sommer maximal eine Höhe von etwa 200 m, bei Strahlungswetter zeitweise erheblich größere Höhen.

Die Schwankungen der labilen Unterschicht gehen eng der Sonnenhöhe, d. h. der eingestrahlten Sonnenenergie, parallel. Während das vertikale Temperaturgefälle in Bodennähe unmittelbar der Sonneneinstrahlung proportional ist, stagniert die Dicke der labilen Unterschicht von dem Zeitpunkt an, in dem in größerem Umfange ein Austausch mit höheren Atmosphärenschichten in Form von höher reichenden Konvektionsvorgängen einsetzt, wie ein Vergleich mit dem von H. Lettau abgeleiteten Tagesgang des Austauschkoeffi-

zienten in 45 m Höhe zeigt. Innerhalb der labilen Unterschicht herrscht ein „**Konvektionsgleichgewicht**“, in dem die zugeführte Energie zur Aufrechterhaltung der labilen Schichtung und ihre Übertragung in wachsende Bodenabstände verbraucht wird.

Meßreihen aus **Nordägypten** veranschaulichen die stärkere Ausdehnung und Intensität der labilen Unterschicht im subtropischen Klima; an reinen Strahlungstagen stimmen dagegen die Verhältnisse in Westeuropa und Nordägypten fast überein.

Ein Vergleich der so abgeleiteten mittleren Temperaturschichtung und ihrer Schwankungen mit den Leipziger Messungen von Fritzsche und Stange macht deutlich, welche Verschärfung der Labilität innerhalb der labilen Unterschicht durch **Sperrschichten** (warme Oberfläche der Dächer in Leipzig) über ihr verursacht wird.

Die Beobachtungen von A. Mäde in Müncheberg zwischen 2 und 50 cm Bodenabstand bestätigen die Tatsache einer logarithmischen Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe noch einmal eingehender für die **bodennahe Luftschicht**. Die aus den Mäde'schen Beobachtungen ableitbare Höhenfunktion der Lufttemperatur entspricht dem für den entsprechenden Termin aus dem Mittelmaterial für West- und Mitteleuropa abgeleiteten Bild bei etwas stärkeren vertikalen Temperaturgradienten wegen andersartiger Bodenbedeckung (Mittelmaterial: kurzer Rasen, Mäde: nackter Acker).

Eine kurze Analyse der Beobachtungen in der **wassernahen Luftschicht** von G. Wüst und H. Bruch bei Unterteilung nach der Größe der Temperaturdifferenz Wasser — Luft macht eine logarithmische Höhenfunktion der Lufttemperatur auch für die wassernahe Luftschicht wahrscheinlich (entsprechend den Ergebnissen von Bruch) bei großer Streuung für geringe Werte der Temperaturdifferenz Wasser — Luft. Die Wirkungsweise der Wasseroberfläche ist eine Funktion dieser Temperaturdifferenz. Wegen der geringeren thermischen Gegensätze über See beschränkt sich diese Wirkungsweise hier auf einen wesentlich geringeren Bereich als über Land.

Neben ihrer meteorologischen Bedeutung sind die abgeleiteten Ergebnisse eine Grundlage für eine „**Klimatologie der Lichtstrahlungsschwankungen in der unteren Atmosphäre**“ (terrestrische Refraktion und Kimmtiefe).

*) Das Deutsche Hydrographische Institut in Hamburg gab für die Durchführung dieser Untersuchung eine finanziell Beihilfe, für die der Verfasser hiermit seinen Dank ausspricht. Die Arbeit wurde in etwas anderer Form als Nummer 60 in die unveröffentlichten Arbeiten dieses Instituts aufgenommen.

On the diurnal and yearly variations of the dependence of temperature on height in the lower 300 m of the atmosphere and its relation to convection.

Summary:

The observations on the diurnal variation of temperature and its gradient in the lower 300 m of the atmosphere (in Western and Central Europe) which have been published until 1939, are exploited for a **synthesis of the vertical distribution of temperature** and its diurnal and yearly variations between 6 a. m. and 6 p. m.

During the time of insolation the lower atmosphere may be divided into two parts. In the lower part the stratification is unstable and there is a close relation between lapse rate and height. It is therefore called the **„unstable sublayer“** (labile Unterschicht) of the atmosphere. Its most frequent site is represented by a logarithmic function between temperature and height. The upper boundary of this layer undergoes variations depending on daytime and seasons, the yearly average for noon being 21 m. At the upper boundary the lapse rate approaches the adiabatic value. Here the second layer begins which is characterized by a lapse rate nearly constant relative to height and near the adiabatic value. Therefore this layer is called the **„adiabatic intermediate layer“** (adiabatische Zwischenschicht) of the atmosphere. It also undergoes diurnal and seasonal variations of thickness. The average of its maximum under all weather conditions in spring and summer is about 200 m, often increasing considerably on clear days.

The variations of the „unstable sublayer“ are strictly depending on the sun's altitude, i. e. on insolation. However there is a difference between the variation of the temperature gradient near the ground and the variation of the thickness of the „unstable sublayer“: The former is strictly proportional to the radiation of the sun throughout the day. The thickness of the „unstable sublayer“ also increases when insolation begins, but when the sun's altitude has reached 35° it begins to stagnate for the whole time of most intensive radiation, i. e. during the hours of turbulent exchange („Austausch“) by convection with the higher layers. This is shown by comparing our results with H. Lettau's investigation of the diurnal variation of

the „Austausch Koeffizient“ at 45 m. Perhaps we may say that there is a **„balance of convection“** in the „unstable sublayer“, the arriving energy being consumed in maintaining the unstable stratification of the air and in transferring it to increasing heights.

Series of measurements from Northern Egypt illustrate the greater intensity and extent of the „unstable sublayer“ in **subtropical climate**; on distinct radiation days observations in Western Europe agree rather well with the results in Egypt.

The investigation gives mean values of the lapse rate in the lower part of the atmosphere for hours between 6 a. m. and 6 p. m. during the twelve months of the year. By comparing the results with the observations of Fritzsche and Stange (Leipzig) the intensification of instability in the lower layers by **inversions** above them is pointed out. (Warm surfaces of the roofs at Leipzig).

The detailed measurements which A. Mäde has carried out at Müncheberg between 2 and 50 cm confirm temperature as a logarithmic function of height in the **nearest the ground**. The differences of the intensity of the lapse rate as compared with the average values are caused by the different covering of the soil (Average material: short sward, Mäde: bare soil.)

A short analysis of the observations on the **layer near the sea surface** (G. Wüst and H. Bruch) shows that in this layer a logarithmic law of temperature is very probable too. The greater the difference between air temperature and water temperature at the surface, the thicker the layer in which the influence of the sea surface causes logarithmic decrease or increase of air temperature with height. The thermic contrasts between the atmosphere and the earth surface being less at sea, this layer is thinner above sea than above land.

Besides their meteorological interest the aforementioned results are a basis of a **„climatology of terrestrial refraction“** over land and sea (dip of the horizon), therefore they are also useful for correcting the methods of trigonometric measurements of heights.

Über den täglichen und jährlichen Gang der Höhenabhängigkeit der Temperatur in den unteren 300 m der Atmosphäre und ihren Zusammenhang mit der Konvektion.

§ 1. Problemstellung.

Zahlreiche Einzeluntersuchungen — u. a. [14, 17, 20, 25, 30] *), siehe insbesondere die Zusammenstellung in [15] — sind in den letzten Jahrzehnten den zeitlichen Veränderungen des Temperaturfeldes in den untersten Atmosphärenschichten gewidmet worden, durch die unsere Kenntnisse von den vorkommenden Schwankungen und den herrschenden Austauschverhältnissen in mannigfacher Weise bereichert wurden. Es fehlt aber bisher an dem Versuch festzustellen, wie weit das im Zuge der Weiterentwicklung der instrumentellen Technik inzwischen angewachsene Beobachtungsmaterial bereits dazu ausreicht, eine quantitative Vorstellung zu gewinnen von den sich in den unteren Atmosphärenschichten bevorzugt einstellenden Verhältnissen und ihren zeitlichen Veränderungen.

Dieser Versuch wird im Folgenden unternommen, und es handelt sich dabei in erster Linie um die Beantwortung der Frage, welchen Gesetzmäßigkeiten die Höhenabhängigkeit der Temperatur unterliegt, welche

vertikalen Temperaturgradienten in Abhängigkeit vom Bodenabstand erreicht werden, bis zu welchen Höhen mit instabiler Schichtung der Atmosphäre zu bestimmten Zeiten gerechnet werden muß und welche zeitlichen Veränderungen im täglichen und jährlichen Gang beobachtet werden.

Wir befassen uns dabei in dieser Untersuchung nur mit den Verhältnissen am Tage, eine Untersuchung der Vorgänge während der Nacht wird sich anschließen. Das Beobachtungsmaterial zwingt uns ferner zu einer Beschränkung auf die untersten 300 m der Atmosphäre, also etwa auf das untere Drittel der — aus dem Verhalten des Windes abgeleiteten — „planetarischen Grenzschicht“ [23], wobei die „Bodenschicht“ aber in ihrer ganzen Ausdehnung erfaßt wird. Wenn wir uns hier auch auf die möglichst eingehende Erfassung des Temperaturfeldes beschränken, die als Ausgangspunkt für daran anschließende weitergehende Untersuchungen gedacht ist, so kommen wir doch schon zu einer gewissen Vorstellung über den Zusammenhang mit den konvektiven Vorgängen in der unteren Atmosphäre und mit den Energieverhältnissen.

*) Siehe das Literaturverzeichnis am Schluß der Arbeit.

§ 2. Das Beobachtungsmaterial und die Problematik seiner Auswertung.

Die Art unserer Fragestellung erfordert als Beobachtungsgrundlage ein Material von mehrjährigen Beobachtungen des Tagesganges der Temperatur, bzw. des vertikalen Temperaturgradienten, in möglichst vielen Bodenabständen von sehr großer Bodennähe bis hinauf in Höhen, in denen der Einfluß der Erdoberfläche auf die Temperaturverhältnisse verschwindet, kombiniert mit gleichzeitigen Messungen der Temperatur der Bodenoberfläche und der eingestrahelten Gesamtenergie. Ein solches Material ist auch heute noch in diesem Umfange nicht vorhanden. Wohl aber liegen von einzelnen Orten schon mehrjährige Beobachtungsreihen der Lufttemperatur und ihres Gradienten in verschiedenen Höhenstufen vor.

Und zwar stehen in erster Linie die schon mehrfach ausgewerteten [21, 24] Meßreihen von A. C. Best [2], N. K. Johnson [4] und N. K. Johnson und G. S. P. Heywood [5] in Südengland zur Verfügung, die durch Beobachtungsreihen von W. D. Flower [3] in Nordägypten ergänzt werden. Es handelt sich hierbei um Registrierungen der Lufttemperatur, bzw. des vertikalen Temperaturgefälles mit Hilfe von gut ventilerten elektrischen Widerstandsthermometern bzw. Thermolementen an schlanken Masten und geeigneten Haltern, und es werden Bodenabstände von 0,025 m bis 87,7 m erfaßt bei einer maximalen Beobachtungsdauer von fünf Jahren. Die Mittelwerte der Lufttemperatur, bzw. des vertikalen Temperaturgradienten, wurden mit Hilfe der Registrierungen durch Mittelbildung über einen Zeitabschnitt von je zehn

Bearbeiter*)	Meßort	Meßzeit	Höhen Bodenabst.	Meßgerät	Bodenbedeckung	Sonderbeobachtungen
A. C. Best (2)	Porton, Salisbury Plain. Seehöhe 111 m 1°44'W 51°8'N	Aug. 1931 — Juli 1933	2,5 cm 30 cm 120 cm	Thermoelemente	kurzer Rasen	8 klare Junitage 3 bedeckte Mai- und Junitage 5 klare u. 12 bed. Dezembertage
N. K. Johnson (4)	wie A. C. Best	1923 — 1925	1,2 m 7,1 m 17,1 m	Platinwiderstandsthermometer	kurzer Rasen	klare u. bedeckte Juni- u. Dez.-Tg.
N. K. Johnson + G. S. P. Heywood (5)	Leafield in Oxon. Seehöhe 186,5 m. 1°34,5'W 51°50,5'N	1926 — 1930	1,2 m 12,4 m 30,5 m 57,4 m 87,7 m	Platinwiderstandsthermometer	kurzer Rasen	7 klare Junitage, 4 klare Dez.-Tage, 10 bedeckte Dez.-Tage
W. D. Flower (3)	Ismalia, Oberägypten. Seehöhe etwa 15 m 32,3°E 30,7°N	Okt. 1931 — Okt. 1932	1,1 m 16,2 m 46,4 m 61,0 m	Platinwiderstandsthermometer	Sand und Geröll	9 klare Augusttage, 7 klare und 4 bedeckte Dezembertage
M. A. Angot (1)	Eiffelturm, Paris und Parc St. Maur (1,8 m)	1890 — 1894	1,8 m 123,1 m 196,7 m 301,8 m	Thermographen	Park und Großstadt	—
K. Knoch (6)	Potsdam, Rasen u. Turm Obs.	1893 — 1904	2 m 34 m	Thermographen	gemischt, meist Rasen	—

Tab. 1. Die näheren Einzelheiten der für die Ableitung der Mittelwerte benutzten Beobachtungen.

*) Die Zahlen weisen auf das Literaturverzeichnis hin.

Minuten vor und nach jeder vollen Stunde ermittelt. Leider sind entsprechend einwandfreie Meßreihen in größeren Höhen nicht verfügbar, und es muß deshalb für Bodenabstände über 100 m auf die klassischen Eiffelturm-Messungen von A. Angot [1] zurückgegriffen werden. Diese reichen allerdings auch nur bis etwa 300 m Bodenabstand und sind wegen der Meßmethode (Thermographenregistrierungen) und des Turmeinflusses wahrscheinlich nicht ganz frei von Verfälschungen, die sich aber auf das Temperaturgefälle selbst weniger auswirken dürften. Zur Ergänzung im unteren Atmosphärenbereich werden außerdem noch die zwölfjährigen Messungen in Potsdam von K. Knoch [6] zwischen 2 und 34 m Höhe mit herangezogen. Im Ganzen umfaßt das von uns benutzte Material so 15 verschiedene Höhenstufen zwischen 0,025 m und 301,8 m Bodenabstand. Von diesen werden die drei nordägyptischen Meßreihen nur als Vergleich mit einem andersartigen Klimaraum benutzt, so daß die folgenden Ableitungen sich im Wesentlichen auf 12 verschiedene Höhenstufen in den unteren 300 m der Atmosphäre des west- und mittel-

europäischen Klimaraumes beziehen. Die Messungen in England und Potsdam wurden über kurzgehaltenem Rasen, die in Ismailia über dem nackten Erdboden (Sand und Geröll), die am Eiffelturm über der Großstadt gewonnen.

Auf den ersten Blick muß es sehr zweifelhaft erscheinen, ob es überhaupt möglich ist, Beobachtungen, die an so verschiedenen Orten zu so verschiedenen Zeiten durchgeführt wurden, zusammenzufassen, ohne daß dadurch die natürlichen Verhältnisse entstellt werden. Die nähere Bearbeitung zeigt aber, daß sich trotz der Heterogenität des Materials wesentliche Züge recht eindeutig herauschälen lassen. Es wird das dadurch ermöglicht, daß nicht von den Temperaturen selbst, sondern von den vertikalen Temperaturgradienten ausgegangen wird, die offenbar räumlichen und zeitlichen Verschiedenheiten gegenüber weniger empfindlich sind. Von den Temperaturgradienten wird dann rückschließend wieder auf die Lufttemperatur selbst übergegangen.

Bei der Auswertung des Materials sind zunächst einige prinzipielle Schwierigkeiten zu überwinden.

Erstens stellen die zwischen den einzelnen Höhen gemessenen Temperaturunterschiede (sie wurden einheitlich auf den Maßstab $^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ umgerechnet, um einen Vergleich zu ermöglichen) nicht vertikale Temperaturgradienten für einen bestimmten Bodenabstand (etwa dem mittleren Abstand $z = \frac{z_1 + z_2}{2}$ des betreffenden Höhenintervalls — $z_1 =$ untere, $z_2 =$ obere Höhe) dar, sondern geben als Differenzenquotienten der Lufttemperatur nach der Höhe nur eine Vorstellung von dem mittleren Temperaturgefälle in dem betrachteten Höhenbereich. In manchen Fällen stimmt dieser Differenzenquotient mit dem Differentialquotienten der Lufttemperatur nach der Höhe in der mittleren Intervallhöhe überein, und zwar erstens bei Temperatur-Höhenfunktionen, die symmetrisch zu den Mittelsenkrechten ihrer Sehnen verlaufen, und zweitens, wenn das betreffende Höhenintervall klein ist im Verhältnis zur Änderung des vertikalen Temperaturgradienten mit der Höhe. Beide Bedingungen sind in unserem Material meistens nicht erfüllt. Trotzdem gelingt es, wie noch gezeigt wird, eine eindeutige Zuordnung der gemessenen Temperaturgradienten zum Bodenabstand mit Hilfe einer einfachen Reduktionsmethode vorzunehmen.

Die zweite prinzipielle Schwierigkeit besteht in der Benutzung von zeitlichen Mittelwerten. Das Material liegt veröffentlicht vor in Form von mittleren

Tagesgängen der Temperaturdifferenzen innerhalb der einzelnen Höhenstufen für jeden Monat, zu deren Ableitung alle Tage ohne Rücksicht auf die Wetterlage benutzt wurden. Hierbei werden atmosphärische Zustände mit sicherlich verschiedenartiger Höhenabhängigkeit der Temperatur zusammengeworfen; und es muß deshalb damit gerechnet werden, daß die durch die Mittelbildung erhaltene Temperaturschichtung mit der Wirklichkeit nicht übereinstimmt, es sei denn, daß sich ein bestimmter Zustand auch im Mittel durchsetzt. Dieser Schwierigkeit sind alle Untersuchungen ausgesetzt, die den vertikalen Verlauf meteorologischer Elemente zum Gegenstand haben, und es wäre sehr zu begrüßen, wenn sich immer mehr die Auffassung durchsetzte, daß es notwendig ist, neben Mittelwerten meteorologischer Elemente über alle Tage auch solche charakteristischer atmosphärischer Zustände zu veröffentlichen.

Für einen Teil der erwähnten Beobachtungsreihen ist das auch in der Form geschehen, daß für je einen Sommer- und Wintermonat die Mittelwerte der Temperaturdifferenzen auch für wolkenlose und bedeckte Tage mitgeteilt werden. Damit sind wir in der Lage zu prüfen, wie weit die Gesamtmittelwerte von den tatsächlich vorkommenden atmosphärischen Zuständen systematisch abweichen. Auf die Abschätzung dieser Abweichungen wird unten noch eingegangen.

Alle näheren Angaben über das von uns benutzte Beobachtungsmaterial sind in der Tab. 1 enthalten.

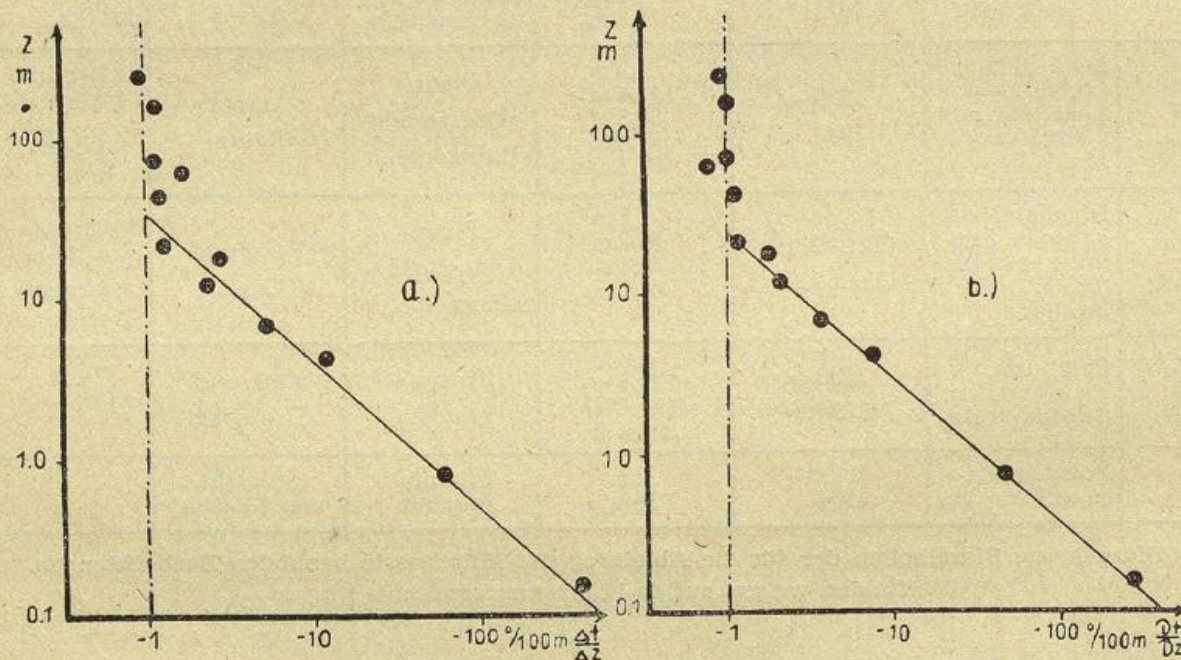


Abb. 1. Das vertikale Gefälle der Lufttemperatur als Funktion des Bodenabstandes z im März um 12 Uhr.

a) unreduzierte Werte $\left(\frac{\Delta t}{\Delta z}\right)$, b) reduzierte Werte $\left(\frac{\delta t}{\delta z}\right)$.
Doppelt-logarithmisches Koordinatensystem.

§ 3. Die beobachtete Höhenabhängigkeit des vertikalen Temperaturgradienten.

Um eine Vorstellung von dem mittleren Gang der Temperaturschichtung in der unteren Atmosphäre im Laufe des Tages und Jahres zu bekommen, wurde für jeden Monat in ein- bzw. zweistündlichem Abstand von 06 bis 18 Uhr die in $^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ umgerechneten Temperaturdifferenzen als Funktion des mittleren Bodenabstandes z der jeweiligen zur Messung benutzten Höhengschicht in Diagramme eingetragen. Da die Bodenabstände und auch die beobachteten Temperaturdifferenzen über einen Bereich von 3 bis 4 Zehnerpotenzen verteilt sind, ist eine anschauliche Darstellung nur mit Hilfe eines beiderseitig-logarithmischen Koordinatensystems möglich, das auch in Bezug auf

die Analyse etwa vorhandener funktionaler Zusammenhänge zwischen dem Bodenabstand und dem Temperaturgefälle manche Vorteile bietet. Es wurden deshalb der Logarithmus des Bodenabstandes z als Ordinate, der Logarithmus der beobachteten Temperaturunterschiede (in $^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) $\frac{\Delta t}{\Delta z}$ als Abszisse benutzt.

Die Abb. 1a zeigt als Beispiel die mittlere Temperaturschichtung im Monat März um 12 Uhr mittags, die man angenähert als charakteristisch für den mittäglichen Jahresmittelwert ansehen kann. Die Werte der Temperaturdifferenzen lassen sich in dieser Darstellung von unmittelbarer Bodennähe bis zu einem Bodenabstand von 20—25 m, den wir als „Grenzhöhe“

bezeichnen, recht befriedigend durch eine Gerade annähern. Dabei beträgt die Temperaturdifferenz zwischen 2,5 und 30 cm Bodenabstand in unserem Einheitsmaßstab — 398°/100 m *), und die Grenzhöhe liegt etwa dort, wo das vertikale Temperaturgefälle sich dem adiabatischen Wert nähert. Oberhalb dieses Bereiches nimmt das Temperaturgefälle plötzlich sehr viel langsamer mit der Höhe ab, bezw. stagniert in der Nähe des adiabatischen Temperaturgradienten.

Die Näherungsgerade der Beobachtungen in der unteren Schicht läßt sich darstellen durch die Gleichung

$$\lg \frac{\Delta t}{\Delta z} = \lg a_1 + b_1 \lg z; b_1 < 0 \quad (1a)$$

oder entlogarithmiert

$$\frac{\Delta t}{\Delta z} = a_1 z^{b_1} \quad (1).$$

Hier bedeutet a_1 den Wert des Temperaturgefälles in dem Niveau, das der Einheit von z entspricht, und der Exponent b_1 gibt die Neigung (an der Ordinate gemessen)

den) der Näherungsgeraden in der graphischen Darstellung an. Wenn wir als Maßstab für $\frac{\Delta t}{\Delta z}$ °C/100 m benutzen, z aber, wie es am zweckmäßigsten ist, in Meter messen, dann gibt a_1 den Wert des vertikalen Temperaturgefälles (gemessen in °/100 m) in 1 m Höhe an; wenn für $\frac{\Delta t}{\Delta z}$ und z dieselbe Längeneinheit benutzt wird, muß a_1 noch mit dem Faktor 10^{-2} multipliziert werden. Eine Abnahme der Temperatur mit der Höhe rechnen wir negativ, so daß dann in Gleichung (1) das Minuszeichen zu ergänzen ist.

Wir werden noch sehen, daß dieselbe Art der Temperaturschichtung wie im März um 12 Uhr in jedem Monat zu den Tagesstunden beobachtet wird, in denen die Sonneneinstrahlung genügend wirksam ist, und daß die Grenzhöhe — also die Ausdehnung des Bereiches, in dem für das Temperaturgefälle die Gleichung (1) gültig ist — und das Temperaturgefälle in 1 m Höhe ausgeprägten periodischen Schwankungen unterliegen.

Nr.	Höhenintervall $z_1 - z_2$	mittl. Bodenabstand $\frac{z_1 + z_2}{2}$	Reduktionsfaktor r bei log. Temperaturabn.	beob. Temperaturgefälle für $\frac{\Delta t}{\Delta z}$ ganze Schicht	reduz. Temperaturgef. δt in mittlerem Bodenabstand δz	Meßort Meßzeit *)
1	2,5 — 30 cm	16,3 cm	0,683	— 398°C/100 m	— 272°C/100 m	Porton 1932+1933 [2]
2	0,3 — 1,2 m	0,75 m	0,869	— 59,9	— 46,0	Porton 1932+1933 [2]
3	1,2 — 7,1 m	4,15 m	0,800	— 11,6	— 9,3	Porton 1923—1925 [4]
4	1,2 — 12,4 m	6,8 m	0,706	— 5,21	— 3,7	Leafield 1926—1930 [5]
5	1,1 — 16,3 m	8,65 m	0,648	(— 9,30)	(— 6,03)	Ismalia 1932 [3]
6	7,1 — 17,1 m	12,1 m	0,941	— 2,22	— 2,09	Porton 1923—1925 [4]
7	2 — 34 m	18,0 m	0,628	— 2,78	— 1,75	Potsdam 1893—1904 [6]
8	12,4 — 30,5 m	21,45 m	0,938	— 1,23	— 1,2	Leafield 1926—1930 [5]
9	16,2 — 46,4 m	31,3 m	0,918	(— 1,58)	(— 1,45)	Ismalia 1932 [3]
10	30,5 — 57,4 m	43,95 m	0,966	— 1,14	— 1,10	Leafield 1926—1930 [5]
11	46,4 — 61,0 m	53,7 m	0,998	(— 0,76)	—	Ismalia 1932 [3]
12	1,8 — 123,1 m	62,45 m **)	0,461	— 1,61	(— 0,74)	Eiffelturm 1890—1894 [1]
13	57,4 — 87,7 m	72,5 m	0,986	— 1,01	— 1,00	Leafield 1926—1930 [5]
14	123,1 — 196,7 m	159,9 m	0,982	— 1,01	— 0,99	Eiffelturm 1890—1894 [1]
15	196,7 — 301,8 m	241,3 m	0,988	— 0,93	— 0,92	Eiffelturm 1890—1894 [1]

Tab. 3. Die beobachteten und auf mittleren Bodenabstand reduzierten vertikalen Temperaturgradienten im März um 12 Uhr mit den Höhen und den Reduktionsfaktoren für logarithmische Abnahme der Temp. mit der Höhe.

*) Die Zahlen bedeuten die Nummer im Literaturverzeichnis.

**) Der mittlere Bodenabstand mußte aus den Stationen Park St. Maur und Eiffelturm, erste Plattform, berechnet werden, deren Bodenabstände sich auf verschiedene Seehöhen beziehen.

*) Natürlich bedeutet dieser hohe Wert der Temperaturdifferenz nicht, daß solche Temperaturunterschiede über 100 m Höhenunterschied tatsächlich beobachtet werden. Es würde den Verhältnissen in diesen geringen Bodenabständen besser entsprechen, statt —398°/100 m zu schreiben —3,98·10² °/cm. Aus Gründen der Zweckmäßigkeit, die normalen vertikalen Temperaturgradienten müßten mit dem Faktor 10⁻⁴ versehen werden, wird aber auf diese physikalisch einwandfreiere Schreibweise verzichtet. Der Maßstab °C/100 m hat auch den Vorteil, daß er mit guter Annäherung das Verhältnis des herrschenden Temperaturgefälles zum Wert des adiabatischen Gradienten angibt und so eine recht anschauliche Vorstellung vermittelt.

§ 4. Die Reduktion der Beobachtungen auf mittleren Bodenabstand und die Frage der Gültigkeit von Höhenfunktionen meteorologischer Elemente aus zeitlichen Mittelwerten.

Es wurde bereits erwähnt, daß es schwierig ist, in Bereichen mit starker nichtlinearer Änderung der Temperatur nach der Höhe den zwischen zwei Höhen gemessenen Temperaturdifferenzen einen vertikalen Temperaturgradienten in bestimmtem Bodenabstand

zuzuordnen. Wie wir gesehen haben, lassen sich aber gerade in diesem Bereich die auf einen einheitlichen Maßstab umgerechneten Temperaturdifferenzen verhältnismäßig gut durch eine einheitliche Höhenfunktion der in Gleichung (1) gegebenen Form annähern, während in größeren Höhen die Änderungen des Temperaturgradienten mit der Höhe so klein sind, daß der Unterschied zwischen dem Differenzenquotienten und dem Differentialquotienten der Temperatur nach der Höhe nur noch geringfügig ist.

Dadurch haben wir die Möglichkeit, die Vieldeutigkeit der gemessenen Temperaturdifferenzen in Bezug auf den Bodenabstand zu beseitigen. Wir benutzen dazu eine Reduktionsmethode, deren einfache theoretische Ableitung hier übergangen sei.

Bei Gültigkeit der Gleichung (1) als Höhenfunktion des vertikalen Temperaturgradienten besteht zwischen dem Differenzenquotienten der Temperatur nach der Höhe $\frac{\Delta t}{\Delta z}$ zwischen den Höhen z_1 und z_2 und dem Differentialquotienten in der mittleren Höhe $z = \frac{z_1 + z_2}{2}$ der zur Messung benutzten Höhenstufe die

$$\text{Beziehung } \frac{\delta t}{\delta z} = r \frac{\Delta t}{\Delta z} \quad (2)$$

Je nachdem ob der Exponent b_1 der Höhenfunktion gleich oder ungleich -1 ist, ergibt sich eine andere Gleichung für den Reduktionfaktor r :

$$b_1 = -1 : r = 0,869 \frac{z_2 - z_1}{z_1 + z_2} : \lg \frac{z_2}{z_1} \quad (3a) \quad *)$$

$$b_1 \neq -1 : r = 2^{-b_1} (1 + b_1) \frac{z_2 - z_1}{(z_1 + z_2)^{-b_1} (z_2^{1+b_1} - z_1^{1+b_1})} \quad (3b)$$

Der Reduktionsfaktor r liegt nahe bei eins erstens für kleine Werte von b_1 , zweitens für Höhenintervalle $z_2 - z_1$, die klein sind gegen die mittlere Höhe z (Tab. 2**) zeigt die Abhängigkeit des Reduktionsfaktors für ein bestimmtes Höhenintervall von der Größe des Exponenten b_1 .

Die praktische Durchführung der Reduktion ist verhältnismäßig einfach. Die beobachteten Temperaturdifferenzen werden wie in Abb. 1 als Funktion des mittleren Bodenabstandes aufgetragen. Die in der Schicht starker Höhenveränderlichkeit der Temperatur gültige Näherungsgerade gibt in erster Annäherung die tatsächlich gültige Höhenfunktion für den vertikalen Temperaturgradienten wieder, wenn auch nicht genau. Sie reicht aber zu einer näherungsweise Bestimmung des Exponenten b (diesen Näherungswert bezeichnen wir als b_1) aus. Mit ihm erhalten wir über die Glg. (3) einen genäherten Wert des Reduktionsfaktors für jedes benutzte Höhenintervall, denn die untere und obere Höhe jedes dieser Intervalle ist ja bekannt (z_1 und z_2). Mit den Reduktionsfaktoren erhalten wir für jede Höhenstufe durch Glg. (2) einen Näherungswert des vertikalen Temperaturgradienten in der mittleren Höhe des betreffenden Höhenintervalls.

Durch sukzessive Anwendung dieses Verfahrens auf diese neuen Werte der Temperaturgradienten usw. kommt man schließlich zu der Form der Glg. (1), die von den Beobachtungen mit den geringsten Widersprüchen dargestellt wird. Und nur durch diese Reduktion erhalten wir die Werte des vertikalen Temperaturgradienten, die in den die mittleren Höhen der zur Beobachtung benutzten Höhenstufen tatsächlich vorhanden sind; eine Benutzung der aus den beobachteten Temperaturdifferenzen sich ergehenden mittleren Werte des Temperaturgefälles im betreffenden Höhenintervall würde im Bereich starker Höhenveränderlichkeit der Temperatur immer zu hohe Temperaturgradienten vortäuschen.

Tatsächlich ist es so, daß bei unserem Material der erste Reduktionsschritt schon genügt und sich — bei

der natürlichen Streuung der Beobachtungswerte, die durch die Inhomogenität des Materials verursacht ist — weitere Reduktionstufen erübrigen. Es genügte sogar, wie wir noch sehen werden, schematisch an den Differenzenquotienten der Temperatur, die den adiabatischen Wert überschritten, die Reduktion nach der Glg. (3a) anzubringen.

Wie sich die Reduktion auswirkt, zeigt im Vergleich zu den unreduzierten Werten der Abb. 1a die Abb. 1b. Man sieht, wie sich durch die Reduktion die Streuung der Beobachtungen verringert. Man erkennt aber auch, daß eine Änderung des Charakters der Temperaturschichtung nicht eintritt. Im Wesentlichen wirkt sich die Reduktion nur auf die Größe des Faktors a_1 in der Glg. (1) aus. Die endgültigen Werte dieses Faktors und des Exponenten der Höhenfunktion bezeichnen wir mit a und b .

In Tab. 3 sind als Beispiel die beobachteten Temperaturdifferenzen und die durch Reduktion erhaltenen vertikalen Temperaturgradienten für Monat März 12 Uhr mittags enthalten. Gleichzeitig sind die Reduktionsfaktoren (für $b = -1$) jeder Höhenstufe mit angegeben. Die laufenden Nummern 5, 9 und 11 stellen die Ismaliabeobachtungen dar, die nicht in der Abb. 1 mit enthalten sind. Aus der Tabelle kann man ersehen, wie je nach Lage und Größe der einzelnen Höhenintervalle die beobachteten Werte durch die Reduktion mehr oder weniger verkleinert werden. Bei zu großen Abständen der Meßpunkte untereinander im Vergleich mit ihrem mittleren Bodenabstand kann die Reduktion nur unsichere Werte des Temperaturgradienten in der mittleren Höhe ergeben, wie das unterste Höhenintervall am Eiffelturm (Nr. 12 der Tab. 3, 1,8 m bis 123,1 m) zeigt, insbesondere dann, wenn die Meßpunkte in Bereichen mit ganz verschiedener Höhenfunktion der Temperatur liegen. Deshalb ergeben die an den Bodenwert der Temperatur anschließenden untersten Stufen der aerologischen Aufstiege auch immer Temperaturgradienten, denen bei stärkerer Ein- oder Ausstrahlung ein physikalischer Sinn nicht zugesprochen werden kann.

Sonst aber bewirkt die Reduktion für Bodenabstände von mehr als 20 m in unserem Material nur geringfügige Änderungen der beobachteten Temperaturdifferenzen (im Durchschnitt eine Verkleinerung um 4 %).

Die Frage der Verfälschung von Höhenfunktionen meteorologischer Elemente durch die Benutzung von Mittelwerten wird von dem Verfasser an anderem Ort eingehender behandelt.

Hier sei kurz auf Folgendes hingewiesen:

Wenn die Höhenfunktion die Form $a z^b$ hat, tritt durch die Mittelbildung des betreffenden meteorologischen Elementes für die einzelnen Höhen nur dann keine Änderung des Charakters der Funktion ein, wenn in jedem Einzelfall der Exponent b denselben Wert hat. Die Mittelfunktion aus n Einzelfällen mit dem jeweiligen Faktor a_ν ist dann gegeben durch

$$\overline{f(z)} = \frac{1}{n} \sum_{\nu=1}^n a_\nu z^b$$

Wenn aber außer dem Faktor a_ν auch der Exponent b sich von Fall zu Fall ändert, dann läßt sich die Höhenfunktion aus den Mittelwerten nur angenähert in der alten Form darstellen.

Am besten wird das durch ein Beispiel veranschaulicht. Wir nehmen an, daß die Variabilität der Einzelfälle sich auf zwei Wetterlagen beschränkt. Entweder sei in allen Höhen ein konstanter Temperaturgradient von $-0,6\%/100$ m vorhanden oder aber es gelte im Bereich von 0 bis 40 m Bodenabstand die Höhenfunktion

$$\begin{aligned} & \frac{\delta t}{\delta z} = -40 z \\ & \text{und ab 40 m} \\ & \frac{\delta t}{\delta z} = -1\%/100 \text{ m.} \end{aligned}$$

Diese beiden Fälle kann man als idealisierte Darstel-

*) 0,869 entsteht aus $2 \lg e$.

**) Siehe Seite 15.

lung von fremdbürtiger Witterung und eigenbürtiger Witterung bei Einstrahlung ansehen. Wir berechnen für dieselben 12 Bodenabstände, die auch in unserem Material vorkommen, unter der Annahme, daß beide Wetterlagen in gleicher Anzahl vertreten sein sollen, die jeweiligen Mittelwerte des vertikalen Temperaturgradienten und versuchen, das Ergebnis im doppelt-logarithmischen Diagramm in derselben Weise durch eine Näherungsgerade darzustellen wie bei der Bearbeitung unseres Beobachtungsmaterials. Abb. 2 zeigt, welches Bild sich durch die Mittelbildung ergibt. Auch für die Mittelwerte läßt sich innerhalb der untersten Schicht die Temperaturschichtung mit guter Näherung durch eine Gerade annähern und zwar bis zu einer Höhe von etwa 35 m (statt 40 m), ihre Gleichung lautet etwa $\frac{\delta t}{\delta z} = -22z^{-0,94}$ von 35 m an ist der vertikale Temperaturgradient konstant $-0,8^\circ/100$ m.

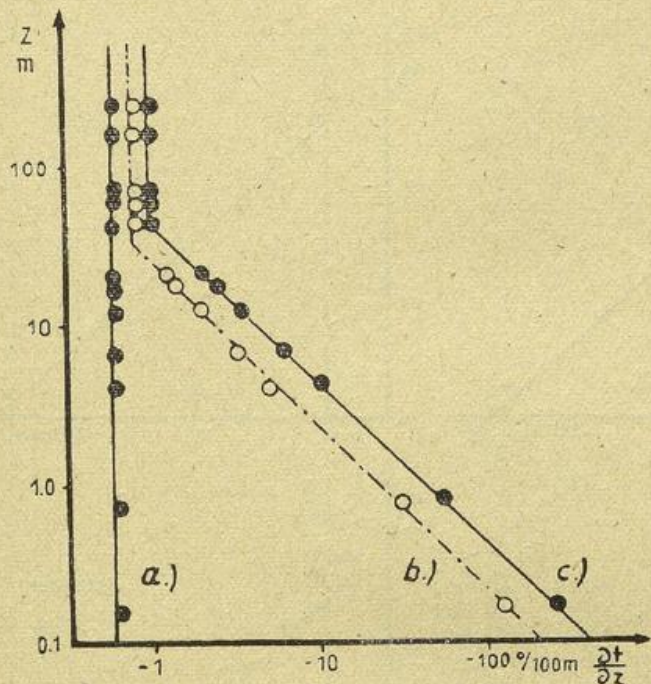


Abb. 2. Einfluß zeitlicher Mittelbildung auf die Höhenfunktion des vertikalen Temperaturgradienten. In 50% aller Fälle konstanter Temperaturgradient $-0,6^\circ/100$ m in allen Höhen (a); in 50% aller Fälle gilt von 0 bis 40 m Höhe die Höhenfunktion $\frac{\delta t}{\delta z} = -40z$, ab 40 m konstanter vert. Temperaturgradient $(-1^\circ/100$ m) (c). (b) stellt die mittlere Höhenfunktion dar. Doppelt-logarithmisches Koordinatensystem.

Es zeigt sich also, daß bei der Mittelbildung über alle Wetterlagen diejenige der mittleren Höhenfunktion des meteorologischen Elementes ihren Stempel aufdrückt, bei der die stärkste vertikale Änderung dieses Elementes beobachtet wird. Der Charakter der Höhenfunktion wird in diesem Bereich dabei nur verhältnismäßig wenig geändert und läßt die im Einzelfall gültige Form klar erkennen.

Damit ist auch unsere Einstellung gegenüber den von uns behandelten mittleren Höhenfunktionen des vertikalen Temperaturgradienten präzisiert. Diese Mittelfunktionen gelten zwar nicht genau für den Einzelfall, sie lassen aber die Tendenz der Temperaturschichtung an Tagen mit starker Höhenveränderlichkeit der Temperatur, die uns am meisten interessieren, erkennen. Wir werden noch sehen, daß dieses Ergebnis durch die getrennte Bearbeitung wolkenloser und bedeckter Tage bestätigt wird.

§ 5. Die labile Unterschicht und die adiabatische Zwischenschicht der Atmosphäre.

Die Abb. 3 gibt ein anschauliches Bild der Temperaturschichtung in der unteren Atmosphäre für den

12-Uhr-Termin eines jeden Monats, wobei jetzt die auf mittleren Bodenabstand der zur Messung benutzten Höhenintervalle reduzierten Beobachtungen zugrunde gelegt sind und wieder das doppelt-logarithmische Koordinatensystem benutzt wird.

Die schon für März festgestellte Zweiteilung der unteren Atmosphäre wird, wie die Abb. 3 zeigt, in jedem Monat beobachtet und innerhalb der unteren Schicht lassen die Beobachtungen sich stets durch die schon besprochene Höhenfunktion

$$\frac{\delta t}{\delta z} = az^b ; a < 0, b < 0 \quad (4)$$

gut annähern bis zu der mit der Jahreszeit variierenden Grenzhöhe h . Der vertikale Temperaturgradient nimmt dabei von sehr großen Werten in Bodennähe (für den Bodenabstand 0,16 m ist das vertikale Temperaturgefälle mittags im Jahresmittel $-197^\circ/100$ m) bis fast zum Wert des adiabatischen Gradienten an der Grenzhöhe (im Jahresmittel mittags $-1,19^\circ/100$ m) ab. Nur in den Monaten November bis Februar erreichen die mittäglichen Mittelwerte der Beobachtungen innerhalb der Schicht mit starker Temperaturabnahme auch unteradiabatische Werte des vertikalen Temperaturgradienten. Das ist auf den größeren Anteil von Tagen mit fremdbürtiger Witterung, bezw. mit winterlichen Bodeninversionen zurückzuführen, die in diesem Bereich den Mittelwert des vertikalen Temperaturgradienten herabdrücken dürften (siehe § 4). Im Jahresmittel liegt die Grenzhöhe h mittags bei 21,0 m.

Den Tagesgang der Temperaturschichtung machen die Abb. 4 und 5 deutlich, in denen für die Monate Januar und Juni die Höhenabhängigkeit des vertikalen Temperaturgradienten in ein- bzw. zweistündigem Abstand dargestellt ist.

In beiden Monaten entwickelt sich die geschilderte Zweiteilung der unteren Atmosphäre einige Zeit nach Sonnenaufgang (in den Diagrammen sind geringe Werte des Temperaturgradienten, Isothermien und Inversionen durch Pfeile dargestellt), erreicht etwa gegen Mittag ihren Höhepunkt und vergeht wieder kurz vor Sonnenuntergang. Und hierbei werden die Beobachtungen unterhalb der zeitlich variablen Grenzhöhe durch die Gleichung (4) gut angenähert. Ähnliche Diagramme erhält man für jeden Monat.

In dem unteren Bereich herrscht also zu allen Tages- und Jahreszeiten, an denen die Sonneneinstrahlung genügend wirksam sein kann, auch im Mittel über alle Wetterlagen ein — meist sehr starkes — überadiabatisches Temperaturgefälle, im unteren Drittel sogar vertikale Zunahme der Luftdichte. In dieser Schicht besteht dann also eine ausgesprochen labile Luftschichtung, und wir bezeichnen sie deshalb als

„labile Unterschicht der Atmosphäre“.

Oberhalb der Grenzhöhe nimmt das Temperaturgefälle bei zunächst schwach überadiabatischen, dann adiabatischen Gradienten sehr viel langsamer mit der Höhe ab, bleibt wohl im Bereich adiabatischer Gradienten streckenweise auch konstant. Da für Bodenabstände über 100 m leider nur die Beobachtungsreihen vom Eiffelturm zur Verfügung stehen, ist ein eingehendes Studium dieser oberen Schicht nicht möglich. Eines läßt aber auch das vorliegende Beobachtungsmaterial erkennen: An die labile Unterschicht mit ihrer strammen Beziehung zwischen dem Temperaturgefälle und dem Bodenabstand schließt sich zum mindesten in den Monaten März bis Oktober (an Strahlungstagen) ein ausgeprägter Bereich mit etwa adiabatischen Gradienten an, der sich auch noch in den Mittelwerten über alle Wetterlagen bemerkbar macht. Seine Ausdehnung ist ebenfalls ausgeprägten tages- und jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen. Diese Schicht bezeichnen wir als „adiabatische Zwischenschicht der Atmosphäre“.

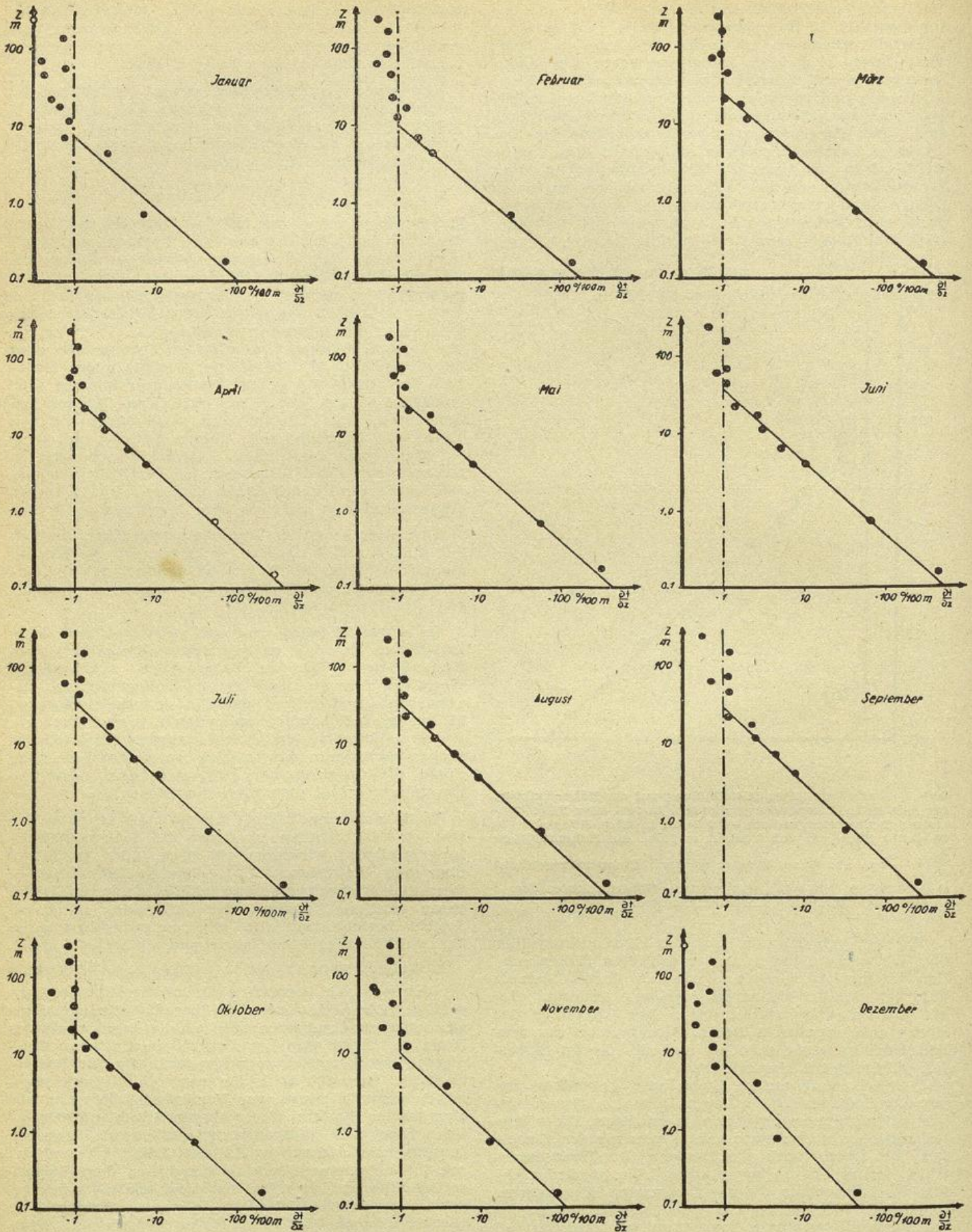


Abb. 3. Das vertikale Gefälle der Lufttemperatur $\frac{\delta t}{\delta z}$ als Funktion des Bodenabstandes z in jedem Monat um 12 Uhr. Doppelt-logarithmisches Koordinatensystem. — — — Wert des adiabatischen Temperaturgradienten.

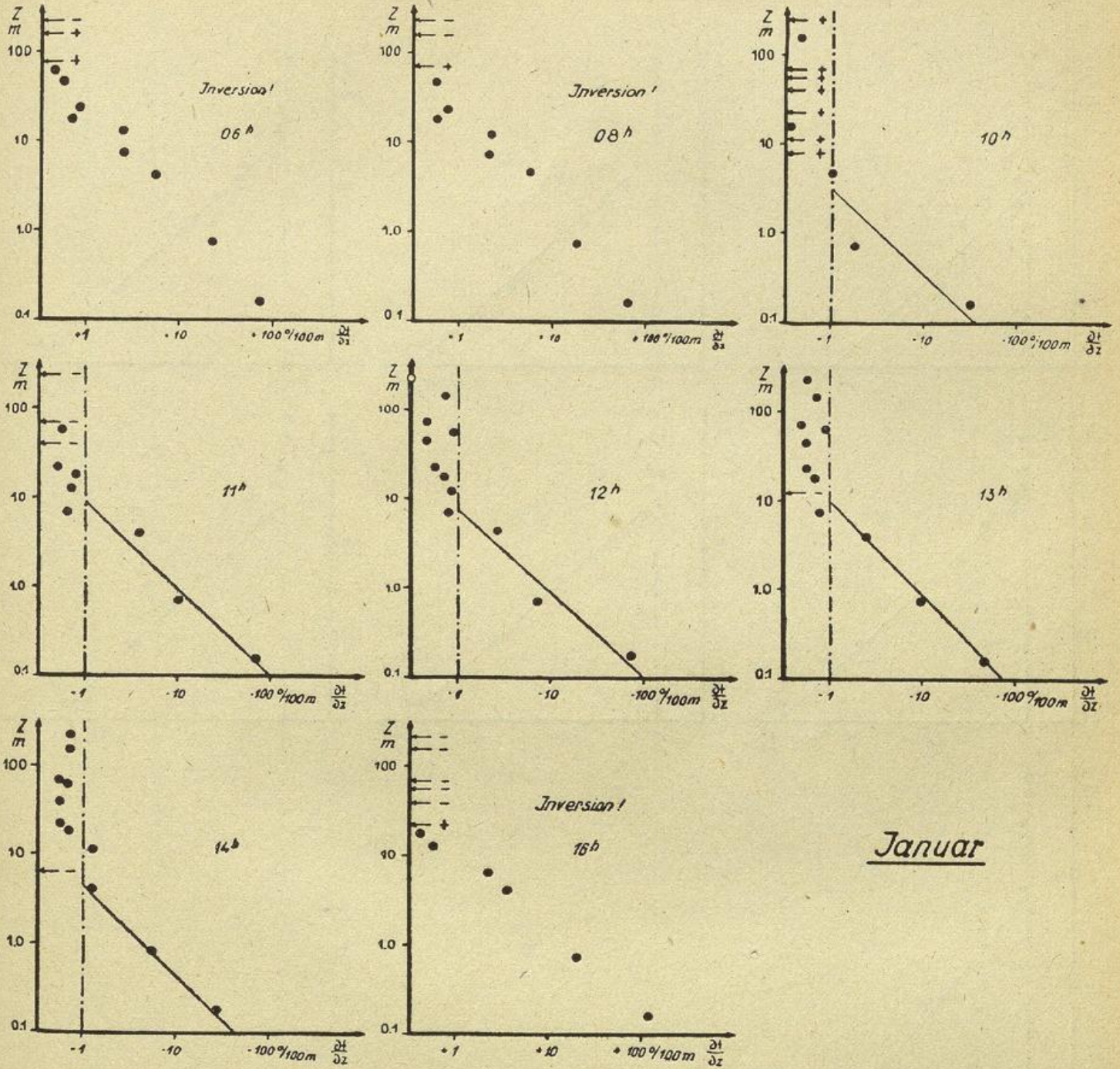


Abb. 4. Tagesgang der Höhenabhängigkeit des vertikalen Gradienten der Lufttemperatur im Januar, doppelt-logarithmisches Koordinatensystem.

- — — adiabatischer Temperaturgradient.
- + — + Inversion.
- + — — vert. Temperaturabnahme unter $-0,32\%/100 \text{ m}$ (zur Zeit der Temperaturabnahme mit der Höhe).
- — — vert. Temperaturabnahme (zur Zeit der Inversion).

Januar

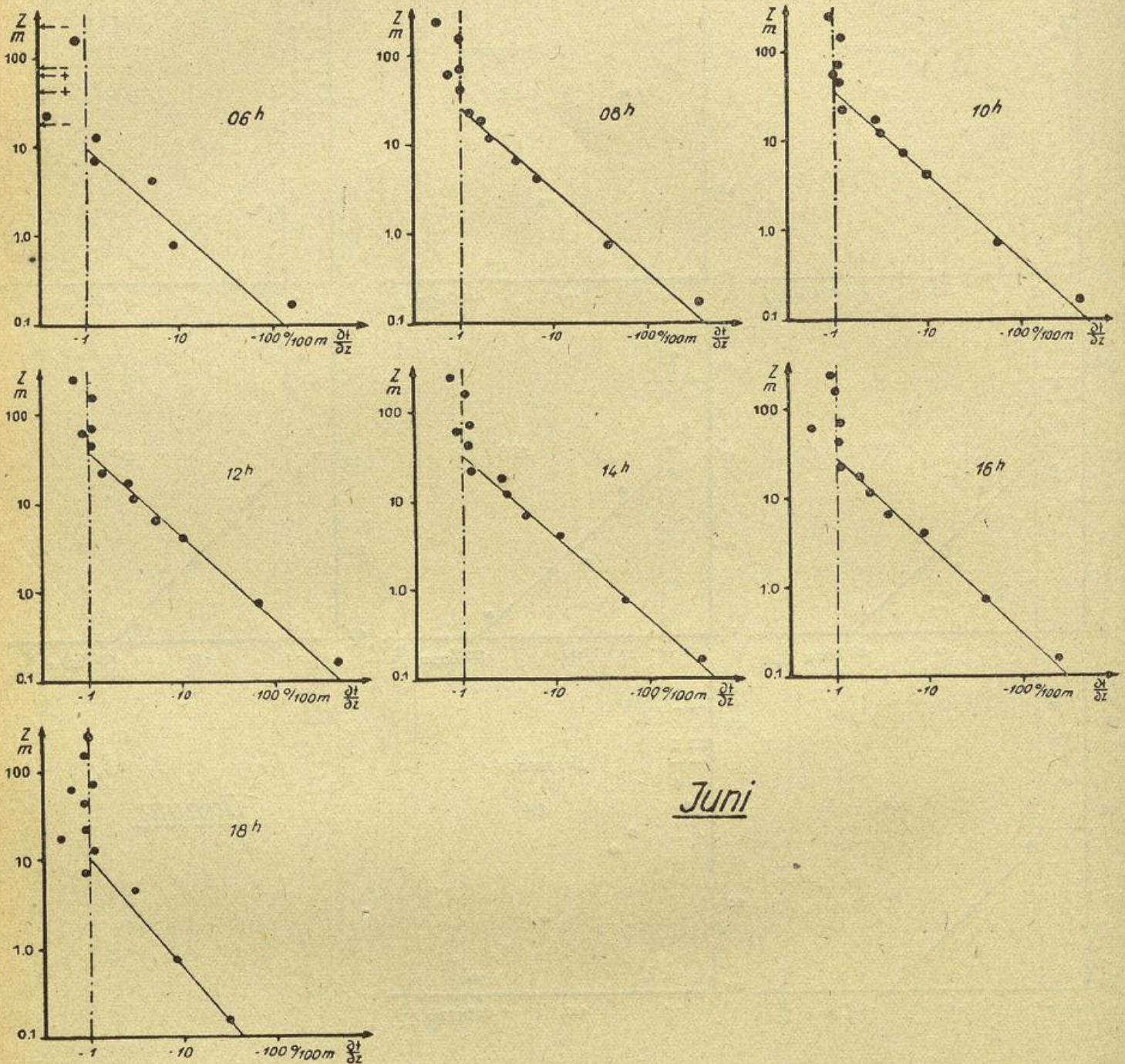


Abb. 5. Tagesgang der Höhenabhängigkeit des vertikalen Gradienten der Lufttemperatur im Juni, doppelt-logarithmisches Koordinatensystem.

- adiabatischer Temperaturgradient.
- ← + Inversion.
- vert. Temperaturabnahme geringer als $-0,32\%/100\text{ m}$.

§ 6. Die Höhenfunktion der Temperatur in der labilen Unterschicht der Atmosphäre an wolkenlosen und bedeckten Junitagen und im Mittel über alle Tage.

Wegen der Fälschung der Höhenfunktionen meteorologischer Elemente durch Benutzung von zeitlichen Mittelwerten erscheint es zweckmäßig, vor der näheren Behandlung der mittleren täglichen und jährlichen Veränderungen des Temperaturfeldes der unteren Atmosphäre zu untersuchen, wie die Höhenfunktion des vertikalen Temperaturgradienten aussieht, wenn man Mittelwerte über einheitliche Wetterlagen benutzt. Wir ziehen hierzu die für völlig klare und völlig bedeckte Junitage veröffentlichten Beobachtungen heran. Eine solche Aussonderung charakteristischer Wetterlagen wurde leider nur bei den englischen Beobachtungen vorgenommen, und diese beschränken sich auf die unteren 100 m der Atmosphäre, so daß ein entsprechendes Studium der höheren Luftschichten nicht möglich ist. Abb. 6 zeigt die Temperaturschichtung im Juni um 12 Uhr mittags an ganz klaren Tagen, an bedeckten Tagen und im Mittel über alle Tage. In allen drei Fällen kommt die labile Unterschicht deutlich zum Ausdruck. Ihre Obergrenze läßt sich an bedeckten Tagen allerdings nicht direkt festlegen, da hier Beobachtungen in Bodenabständen von mehr als 12 m nicht veröffentlicht sind, als genäherte Grenzhöhe wird in diesem Fall die (extrapolierte) Höhe des vertikalen Temperaturgradienten $-1,25\%/100\text{ m}$ angegeben, um einen gewissen Vergleichsmaßstab zu haben.

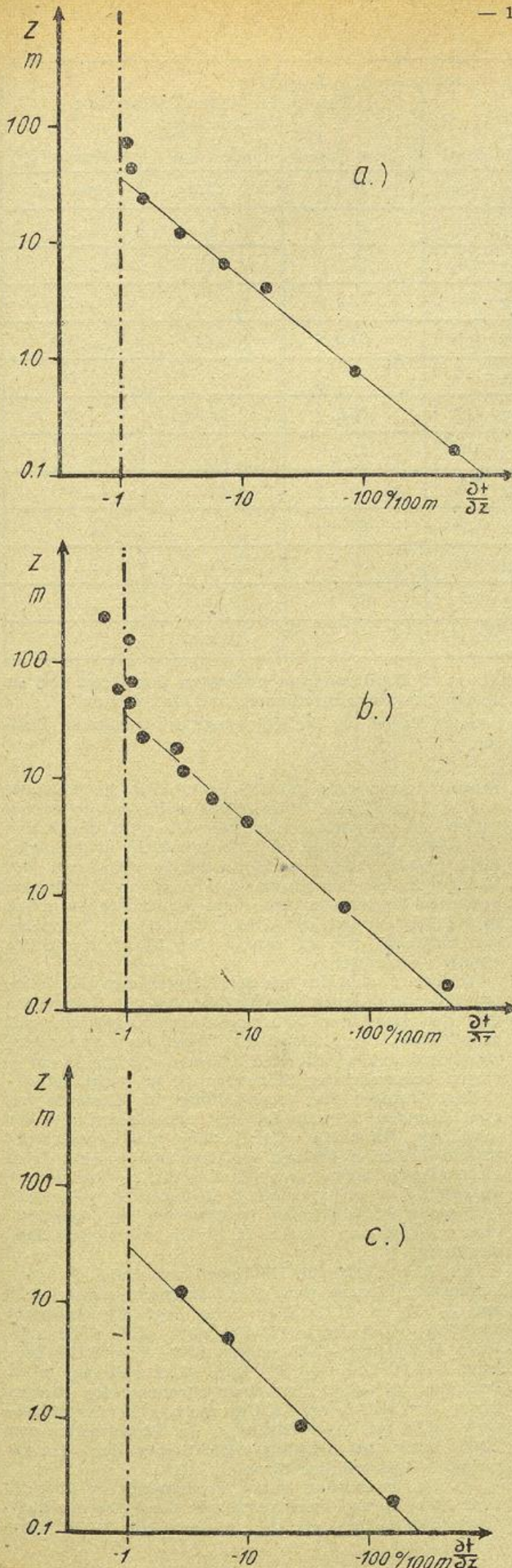
In Tab. 4 sind die Höhenfunktionen der Temperaturschichtung an wolkenlosen und bedeckten Junitagen in einstündigem Abstand, für die Mittelwerte aus allen Junitagen in zweistündigem Abstand, zusammengestellt, gemeinsam mit den dazugehörigen Werten der Grenzhöhe. Der Exponent der Höhenfunktion schwankt danach an klaren Junitagen zwischen den Werten $-0,97$ und $-1,15$, an bedeckten Junitagen, die naturgemäß auch eine größere Streuung der Beobachtungen zeigen, liegt er zwischen 06 und 16 Uhr zwischen $-0,77$ und $-1,09$, im Mittel aus allen Tagen zwischen $-0,78$ und $-1,07$. Das vertikale Temperaturgefälle in 1 m Höhe verhält sich an klaren, allen und bedeckten Junitagen etwa wie 3:2:1. Die Mittelwerte der Exponenten für verschiedene Tagesabschnitte enthält Tab. 5.

Zeit	klar	alle	bedeckt
06—09 ^h	-1,04	-0,97	-0,91
10—14	-1,08	-1,05	-0,99
15—18	-1,02	-0,98	-0,88

Tab. 5. Mittelwerte der Exponenten b der Höhenfunktion der Temperaturschichtung $\frac{\partial t}{\partial z} = az^b$ in der labilen Unterschicht der Atmosphäre an wolkenlosen, allen und bedeckten Junitagen.

Dieses Ergebnis ist in mancher Beziehung überraschend. Denn es ist nicht von vornherein zu erwarten, daß die labile Unterschicht auch an völlig bedeckten Tagen in so starkem Maße zur Ausprägung kommt, und daß die Höhenfunktion der Temperaturschichtung in ihr auch bei verschiedenartigen Wetterlagen so verhältnismäßig gute Übereinstimmung zeigt. Es ist das wohl als Zeichen für die starke Wirkung der oft unterschätzten diffusen Strahlung zu werten.

Abb. 6. Höhenabhängigkeit des vert. Gradienten der Lufttemperatur um 12 Uhr mittags im Juni. a) Wolkenlose Junitage, b) alle Junitage, c) bedeckte Junitage. Doppelt-logarithmisches Koordinatensystem. - - - - adiabatischer Temperaturgradient.



Zeit Uhr	Zustand der labilen Unterschicht der Atmosphäre			Dicke h der labilen Unterschicht an Junitagen		
	Höhenfunktion des vert. Temperaturgefälles an Junitagen $\frac{\delta t}{\delta z} =$			klare Tage	alle Tage	bedeckte Tg.)*
	klare Tage	alle Tage	bedeckte Tage			
06 ^h	— 19 z ^{-1,07}	— 11 z ^{-1,03}	— 3 z ^{-0,92}	10m	12m	etwa 3m
07	— 34 z ^{-0,99}		— 7,5 z ^{-0,88}	20		„ 7
08	— 45 z ^{-1,04}	— 31 z ^{-1,03}	— 12 z ^{-0,92}	27	24,5	„ 15
09	— 48 z ^{-1,05}		— 16 z ^{-0,92}	33,5		„ 13
10	— 56 z ^{-1,09}	— 41 z ^{-1,04}	— 18 z ^{-1,00}	31,5	28,5	„ 13
11	— 63 z ^{-1,05}		— 22 z ^{-1,00}	35		„ 15
12	— 63 z ^{-1,15}	— 45 z ^{-1,05}	— 25 z ^{-0,97}	26,5	28,5	„ 26
13	— 63 z ^{-1,05}		— 24 z ^{-1,09}	27,5		„ 14
14	— 56 z ^{-1,04}	— 40 z ^{-1,05}	— 14 z ^{-0,77}	26	26	„ 18
15	— 49 z ^{-1,05}		— 19 z ^{-1,12}	26		„ 10
16	— 38 z ^{-1,00}	— 30 z ^{-1,05}	— 10 z ^{-0,88}	30	25	„ 9
17	— 28 z ^{-1,05}		— 4 z ^{-0,65}	20		„ 6
18	— 14 z ^{-0,97}	— 8 z ^{-0,78}	— —	3	etwa 12	—

Tab. 4. Der Zustand der labilen Unterschicht der Atmosphäre an wolkenlosen und bedeckten Junitagen und im Mittel an allen Junitagen (Höhenfunktion des vertikalen Temperaturgradienten und Grenzhöhe).

*) Der ungefähre Wert der Grenzhöhe h ist an bedeckten Tagen aus der Höhenlage des vertikalen Temperaturgradienten —1,25° C/100 m ermittelt worden.

Die Exponenten der Höhenfunktion liegen durchweg in der Nähe des Wertes —1 mit einer Tendenz zu erhöhten Werten bei starker Einstrahlung.

Welche Bedeutung hat diese Höhenfunktion des Temperaturgradienten nun für das Temperaturfeld selbst? Die Lufttemperatur t in der Höhe z läßt sich mit Hilfe der Temperatur t₁ in einem Ausgangsniveau z₁ und des höhenveränderlichen vertikalen Temperaturgradienten in folgender Form darstellen:

$$t = t_1 + \int_{z_1}^z \frac{\delta t}{\delta z} dz \quad (5)$$

Bei Gültigkeit der Gleichung (4) ergibt sich (a muß mit 10⁻² multipliziert werden, s. o.)

$$\text{für } b \neq -1 : t = t_1 + \frac{a10^{-2}}{1+b} (z^{1+b} - z_1^{1+b}) \quad (6)$$

und

$$\text{für } b = -1 : t = t_1 + 2,303 \cdot 10^{-2} a \lg \frac{z}{z_1} \quad (7)$$

Das heißt also, die Lufttemperatur läßt sich durch eine Potenzfunktion des Bodenabstandes darstellen und für den Fall, daß der Exponent der Höhenfunktion (4) des vertikalen Temperaturgradienten den Wert —1 annimmt (d. h., wenn die Näherungsgeraden in unseren doppelt-logarithmischen Diagrammen um 45° geneigt sind), ist die Temperatur eine logarithmische Funktion der Höhe.

Die geringe Abweichung der Exponenten der Höhenfunktion vom Wert —1 an wolkenlosen Junitagen und während der meisten Tagesstunden auch an bedeckten Junitagen und an allen Junitagen deutet also darauf hin, daß im Juni in der labilen Unterschicht der Atmosphäre eine ausgeprägte Tendenz zu logarithmischer Höhenabhängigkeit der Lufttemperatur besteht.

Die Übereinstimmung des Charakters der Höhenfunktionen an wolkenlosen und an allen Junitagen ist die Bestätigung unserer im § 4 gemachten Ausführungen.

Besonders günstig wirkt sich die Tatsache aus, daß die labile Unterschicht auch an bedeckten Tagen zur Ausprägung kommt. So wird der Anteil der Wetterlagen ohne labile Unterschicht in dem Material im allgemeinen verhältnismäßig gering sein. Wir können deshalb annehmen, daß auch die Mittelwerte aus allen Wetterlagen uns einen brauchbaren Einblick in die Tendenz und die Größenordnung der Temperaturschichtung, wie sie sich in der Natur tatsächlich einstellt, vermitteln.

In Tab. 6 sind die aus den Diagrammen abgeleiteten Höhenfunktionen (die Bestimmung der Konstanten und der Lage der Näherungsgeraden geschah auf graphischem Wege, wobei die Werte des Temperaturgradienten in der untersten Schicht —2,5 bis 30 cm — wegen bodennächster Störungen (s. u.) nicht berücksichtigt wurden) für jeden Monat im Abstand von zwei Stunden zusammengestellt, gemeinsam mit der jeweiligen Grenzhöhe. Der Faktor a (das Temperaturgefälle in 1 m Höhe) und die Grenzhöhe h sind dabei ausgeprägten tages- und jahreszeitlichen Variationen ausgesetzt. Der Exponent b dagegen ist wesentlich geringeren Schwankungen unterworfen mit einer Tendenz zu kleineren Werten in Zeiten mit starker Einstrahlung.

Die Abb. 7 gibt die Häufigkeitsverteilung der vorkommenden Exponenten. Die Extremwerte sind —0,78 und —1,28, in 81 % aller Fälle liegt der Exponent zwischen —0,90 und —1,10, in 62 % aller Fälle zwischen —0,95 und —1,05 und in 65 % aller Fälle zwischen —1,00 und —1,10. Der Mittelwert aus allen Terminen ist —1,01 mit einer Streuung des Einzelwertes von ±0,09, um 12 Uhr mittags ist der Mittelwert —1,03 mit einer Streuung des Einzelwertes von ±0,05, bzw. bei Nichtberücksichtigung der Wintermonate —1,04 mit der Streuung ±0,02.

Die Lufttemperatur selbst ist demnach in über 4/5 aller Fälle durch Potenzfunktionen der Höhe mit kleineren Exponenten als 1/10, in über der Hälfte aller

Monat	06 ^h f(z)	h	08 ^h f(z)	h	10 ^h f(z)	h	12 ^h f(z)	h	14 ^h f(z)	h	16 ^h f(z)	h	18 ^h f(z)	h
Januar					— 3 z — 1,01	5m	— 8 z — 1,04	12m	— 4 z — 0,97	7m				
Februar					— 9 z — 1,19	6	— 17 z — 1,07	14	— 12 z — 1,19	5				
März			— 5,2 z — 1,28	4m	— 23 z — 1,02	24	— 33 z — 1,07	24	— 25 z — 1,00	22	— 10 z — 1,04	13m		
April			— 16 z — 0,90	25	— 30 z — 1,04	26	— 36 z — 1,04	27	— 19 z — 1,07	22	— 17 z — 1,02	20		
Mai	— 5 z — 1,2	3m	— 27 z — 1,07	26	— 32 z — 1,04	30	— 38 z — 1,04	27,5	— 34 z — 0,97	30	— 21 z — 1,04	20	— 3 z — 1,04	5m
Juni	— 11 z — 1,03	12m	— 31 z — 1,03	25	— 41 z — 1,04	29	— 45 z — 1,05	29	— 40 z — 1,05	26	— 30 z — 1,05	25	— 8 z — 0,78	12
Juli		4m	— 20 z — 0,90	33	— 30 z — 0,96	30	— 42 z — 1,04	32	— 38 z — 1,01	28,5	— 27 z — 1,00	25	— 7 z — 0,81	8
August			— 18 z — 0,90	38	— 32 z — 1,07	23	— 36 z — 1,00	25	— 35 z — 1,00	24	— 24 z — 1,04	22		
September				9	— 25 z — 1,0	25	— 28 z — 1,00	24,5	— 20 z — 0,93	22	— 11 z — 0,88	15		
Oktober					— 16 z — 0,97	22	— 21 z — 1,04	20,5	— 16 z — 1,07	14				
November					— 9,5 z — 0,87	7	— 11 z — 1,05	10	— 5 z — 0,87	10				
Dezember						5	— 6 z — 0,87	4		3				

Tab. 6. Die Höhenfunktion $f(z)$ des vertikalen Temperaturgradienten in der labilen Unterschicht $\left(\frac{\delta t}{\delta z} = a z + b\right)$ und die Schichtdicke h der labilen Unterschicht im Tages- und Jahresgang.

Fälle durch Potenzfunktionen mit kleineren Exponenten als $1/20$ darstellbar. Da logarithmische Funktionen als Grenzwerte von Potenzfunktionen mit kleinen Exponenten aufgefaßt werden können, kommen wir also

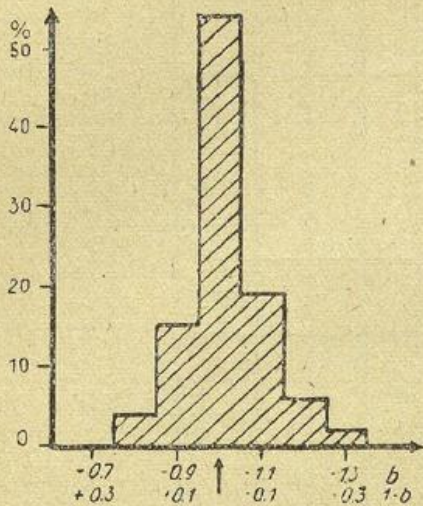


Abb. 7. Häufigkeitsverteilung des Exponenten b der Höhenfunktion des vert. Temperaturgradienten $\delta t / \delta z = az^b$, bzw. des Exp. $1+b$ der Höhenfunktion der Lufttemperatur ($t = c + dz^{1+b}$). Für $1+b = 0$ geht die Potenzfunktion in eine logarithmische Höhenfunktion der Temperatur über. (In der Abb. steht versehentlich $1-b$.)
Gültig für die labile Unterschicht der Atmosphäre.

auch bei der Analyse des Gesamtmaterials zu dem Schluß:

Der bevorzugte Zustand in der labilen Unterschicht der Atmosphäre ist die logarithmische Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe.

Vermerkt sei nochmals, daß bei starker Einstrahlung eine Tendenz zu kleinen **negativen** Exponenten der Potenzfunktion der Lufttemperatur besteht. Eine Abhängigkeit der Exponenten von der Größe der Labilität, bezw. — bei Ausstrahlung — der Stabilität kommt noch klarer bei der Benutzung der potentiellen Temperatur, auf die wir an dieser Stelle bewußt verzichten, zum Ausdruck (siehe auch W. Paeschke [26], S. 43). Eine eingehende Analyse der Exponenten unter Hinzuziehung der Nachtbeobachtungen und unter besonderer Berücksichtigung der potentiellen Temperatur wird an anderem Ort durchgeführt werden.

Logarithmische Höhenfunktionen der Lufttemperatur sind in den bodennächsten Luftschichten wiederholt beobachtet worden und sind nach der Theorie des Austausches (für die potentielle Temperatur) unter bestimmten Umständen zu erwarten. Mit der Allgemeinheit, die unser Material ermöglicht, und über einen so ausgedehnten Bereich wurden sie aber noch nicht festgestellt,

b	r
-0,1	0,969
-0,8	0,783
-1,0	0,715
-1,2	0,624
-2,0	0,294

Tab. 2. Der Reduktionsfaktor r als Funktion des Exponenten b der Temperatur - Höhenfunktion ($z_1 = 1.2 \text{ m}$, $z_2 = 12.4 \text{ m}$).

Jahreszeit	astron. mögliche Sonn.sch. dauer	Andauerzeit der lab. Untersch.	Dauer des Überschreitens von $h =$		
			10m	20m	25m
Frühjahr	13,7 ^h	11,2 ^h	9,7 ^h	7,4 ^h	4,3 ^h
Sommer	15,9	12,7	11,6	9,8	8,2
Herbst	12,6	8,0	5,8	—	—
Winter	8,5	5,1	—	—	—

Tab. 7. Andauerzeit der labilen Unterschicht und des Überschreitens bestimmter Schichtdicken h (Jahreszeitenmittelwerte).

und insbesondere fehlten konkrete Angaben über die Ausdehnung dieser Schicht und ihre zeitlichen Schwankungen.

Die weitere Untersuchung der labilen Unterschicht gibt uns Aufschluß über diese bisher offenen Fragen. Bei Benutzung der Mittelwerte aus allen Wetterlagen können wir zwar wegen der Verschiedenartigkeit der zugrunde liegenden atmosphärischen Verhältnisse nicht erwarten, daß unsere Ergebnisse zahlenmäßig genau mit der Wirklichkeit übereinstimmen. Größenordnungsmäßig werden wir aber auch schon mit Hilfe der Mittelwerte ein einigermaßen zutreffendes Bild gewinnen, das wir zu ergänzen suchen durch Ausschöpfung der Messungen an klaren und bedeckten Tagen.

Die Aufgabe umfangreicherer Beobachtungen wird es sein, den Weg zu exakteren Ergebnissen freizumachen.

§ 7. Täglicher und jährlicher Gang der labilen Unterschicht der Atmosphäre.

Nachdem über den Charakter der Höhenfunktion der Temperatur in der labilen Unterschicht Klarheit besteht, wenden wir uns dem zeitlichen Gang ihrer Vertikalausdehnung (Grenzhöhe) und des vertikalen Temperaturgefälles in 1 m Höhe zu.

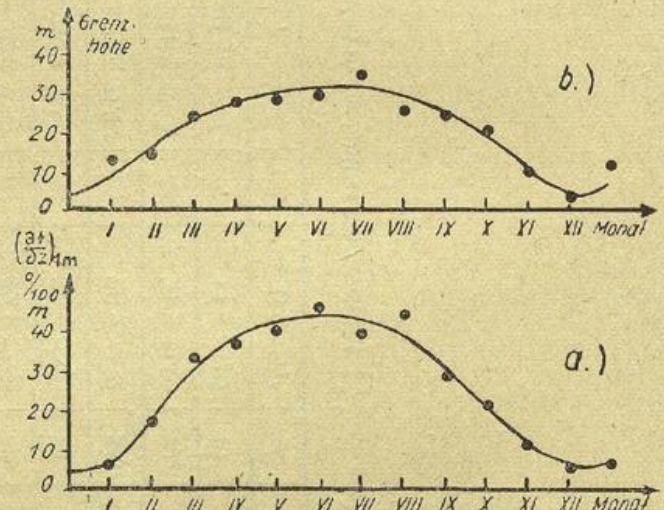


Abb. 8. Der jährliche Gang des mittäglichen Zustandes der labilen Unterschicht der Atmosphäre. a) Vertikaler Temperaturgradient in 1 m Höhe (negative Werte), b) Dicke der labilen Unterschicht.

In Abb. 8a und b sind die mittleren Mittagswerte beider Größen für jeden Monat enthalten. Es ist eine ausgeprägte Parallelität zum Sonnengang vorhanden. Das Minimum wird im Dezember erreicht mit einer mittäglichen Schichtdicke der labilen Unter-

schicht von 4 m und einem Temperaturgradienten in 1 m Höhe von $-6^{\circ}/100$ m; das Maximum liegt um die Zeit der Sommersonnenwende mit etwa $h = 30$ m und $\left(\frac{\delta t}{\delta z}\right)_{1m} = -45^{\circ}/100$ m. Im Jahresmittel ist die labile Unterschicht mittags 21,0 m dick mit einem Temperaturgefälle in 1 m Höhe von $-26,7^{\circ}/100$ m.

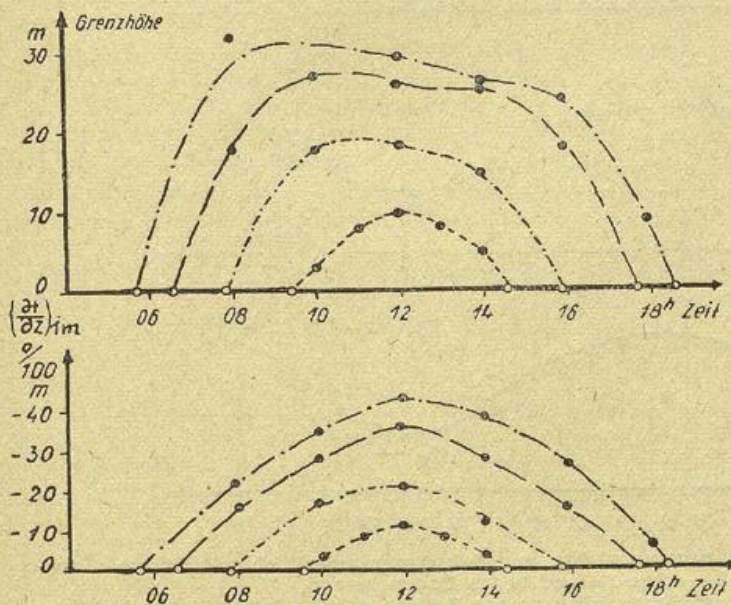


Abb. 9. Täglicher Gang des Zustandes der labilen Unterschicht der Atmosphäre, Jahreszeitenmittelwerte. a) Vertikaler Temperaturgradient in 1 m Höhe, b) Dicke der labilen Unterschicht. --- Frühjahr, ——— Sommer, - - - Herbst, - - - - Winter.

Für den Tagesgang bilden wir uns Jahreszeitenmittelwerte in zweistündigem Abstand und stellen sie in Abb. 9a und b anschaulich dar. Aus diesen Diagrammen ist zunächst die mittlere Andauerzeit der labilen Unterschicht zu entnehmen. Sie ist, verglichen mit der astronomisch möglichen Sonnenscheindauer und den Zeitspannen, innerhalb deren die labile Unterschicht verschiedene Schichtdicken überschreitet, in der Tab. 7 enthalten.

Selbst im Winter muß danach auch im Mittel über alle Wetterlagen noch mit einer fünfständigen Dauer (das sind 60% der astronomischen Sonnenscheindauer) der labilen Unterschicht gerechnet werden, ohne daß sie allerdings die 10-m-Grenze wesentlich überschreitet bei einem maximalen Temperaturgefälle in 1 m Höhe von $-10^{\circ}/100$ m. Bis zum Sommer steigt die Andauerzeit auf fast 13 Stunden (80% der astr. Sonnenscheindauer), wobei die Schichtdicke von 20 m während einer Zeit von etwa 10 Stunden überschritten wird.

Wie die Abb. 9 zeigt, besteht ein charakteristischer Unterschied zwischen dem Tagesgang des bodennahen Temperaturgefälles und der Schichtdicke der labilen Unterschicht. Das Temperaturgefälle folgt unmittelbar der Sonnenhöhe, d. h. der Insolation; die Schichtdicke dagegen erreicht ihr Maximum eine mehr oder weniger lange Zeit vor dem Höchststand der Sonne — abgesehen vom Winter — um dann gleichzubleiben oder sogar unter Schwankungen etwas abzunehmen, bis einige Stunden nach Mittag ein jäher Abfall einsetzt. Wir werden dieses Verhalten noch näher analysieren.

Im Einzelnen geht die Entwicklung im Laufe des Tages in folgender Weise vor sich:

Zur Zeit des Sonnenaufgangs herrscht im Mittel während des ganzen Jahres in den unteren Schichten der Atmosphäre eine Inversion, die im Januar bis zu einer Höhe von über 200 m emporreicht, im Juni bis

etwa 100 m.*) Abb. 10a gibt die Größe der Temperaturzunahme im untersten Meßintervall (2,5 bis 30 cm Bodenabstand), umgerechnet in $^{\circ}/100$ m zur Zeit des Sonnenaufganges an, im Jahresmittel sind es etwa $+75^{\circ}/100$ m. Diese Inversion muß weggeräumt werden, bevor die labile Unterschicht zur Entwicklung kommen kann. In welchem Tempo das geschieht, zeigt die Abb. 10b, in der die Sonnenhöhe in jedem Monat für den Augenblick aufgetragen ist (im Maßstab des Sinus der Sonnenhöhe), in dem im untersten Meßintervall sich die Inversion in eine Isothermie umgewandelt hat. Je nach der Stärke der morgendlichen Inversion muß die Sonne also höher steigen, um sie wegschaffen zu können. Und dann beginnen sich schon unter dem Einfluß der Bodenüberhitzung in den bodennächsten Schichten der Atmosphäre starke Temperaturgradienten zu entwickeln, die labile Unterschicht entsteht.

Abb. 10c zeigt, bei welchen Sonnenhöhen die labile Unterschicht eine Dicke von 2 m erreicht hat. Hier ist ein systematischer Gang von Monat zu Monat nicht mehr festzustellen. Die betreffenden Sonnenhöhen liegen in zufälliger Verteilung dicht um den Jahresmittelwert von $12,9^{\circ}$ herum. (Die Sonnenhöhen wurden mit Hilfe einer mittleren geographischen Breite aus den wegen Zeitgleichung und Längenunterschied korrigierten Zeitangaben berechnet). Die Einstrahlung erzwingt demnach mit aufsteigender Sonne schnell eine Vereinheitlichung der ursprünglich (bei Sonnenaufgang) sehr verschiedenartigen Verhältnisse.

Meistens sind zur Zeit einer Schichtdicke von 2 m in der Höhe noch Reste der nächtlichen Inversion vorhanden. Gegen diese muß die labile Unterschicht sich weiter nach oben „emporarbeiten“ (siehe Abb. 4, mittlere Temperaturschichtung im Januar um 10 Uhr, in der die Pfeile die Inversion andeuten).

Der Beginn der labilen Unterschicht liegt im Jahresmittel $1\frac{1}{2}$ Stunden nach Sonnenaufgang; bis zum Erreichen einer Schichtdicke von 2 m vergehen im

Tageszeit	Wert des vert. Temperaturgradienten an der Obergrenze der labilen Unterschicht	
	Februar–November	Mai–Juli
08 ^h	$-0,90 \pm 0,15^{\circ}/100m$	$-0,92^{\circ}/100m$
10	$-1,12 \pm 0,15$	$-1,20$
12	$-1,18 \pm 0,10$	$-1,25$
14	$-1,17 \pm 0,13$	$-1,23$
16	$-1,04 \pm 0,09$	$-1,08$

Tab. 8. Der Wert des vertikalen Temperaturgradienten an der Obergrenze der labilen Unterschicht in Abhängigkeit von der Tages- und Jahreszeit. (Die Streuung bezieht sich auf die Einzelwerte.)

Mittel noch etwa 10 Minuten. Das Anwachsen der Schichtdicke geht rasch weiter vor sich, bis die schon erwähnte Stagnation eintritt, gleichzeitig verstärkt sich stetig das bodennahe Temperaturgefälle, das um Mittag seinen Höchstwert erreicht. Es nimmt danach sofort wieder gleichmäßig ab, während die Schichtdicke der labilen Unterschicht erst einige Stunden nach Mittag beginnt, rasch kleiner zu werden.

Am Spätnachmittag entwickelt sich im Mittel schon $1\frac{1}{2}$ Stunden vor Sonnenuntergang als Zeichen für die jetzt überwiegende Ausstrahlung in den bodennächsten

*) Die Höhenfunktion der Lufttemperatur innerhalb der Ausstrahlungsverstärkung (siehe z. B. Abb. 4) wird an anderem Orte ausführlicher behandelt.

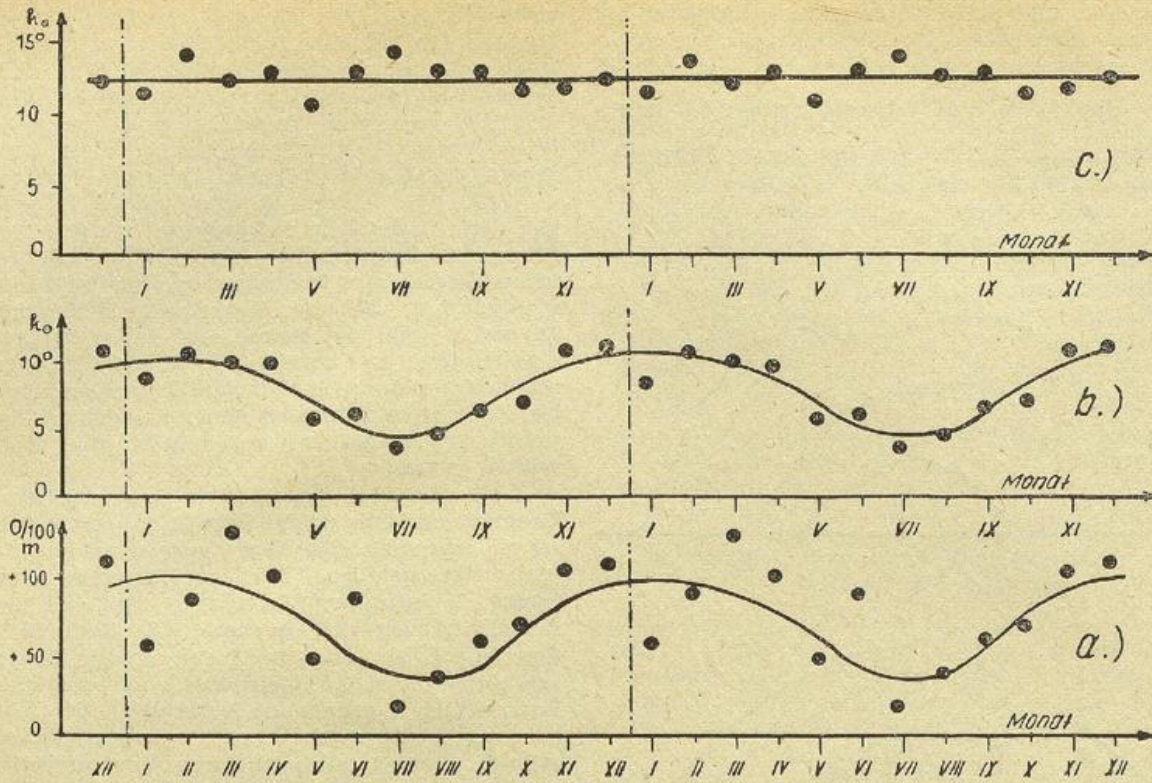


Abb. 10. Veränderung des atmosphärischen Zustandes in Bodennähe kurz nach Sonnenaufgang, Jahresgang.
a) Größe der Inversion zwischen 2,5 und 30 cm Bodenabstand bei Sonnenaufgang,

b) Sonnenhöhe zur Zeit der morgendlichen Isothermie zwischen 2,5 und 30 cm Bodenabstand,
c) Sonnenhöhe zu der Zeit, in der die labile Unterschicht der Atmosphäre eine Dicke von 2 m erreicht hat.

Schichten eine Isothermie, während die labile Unterschicht darüber noch bis 2 m Höhe reicht, die aber — der Energiezufuhr von unten beraubt — schnell ganz abgebaut wird. Zur Zeit des Sonnenunterganges herrscht in der Luftschicht zwischen 2,5 und 30 cm Bodenabstand im Jahresmittel eine Inversion von +140 %/100 m, im Januar reicht sie etwa bis 40 m, im Juni bis 35 m empor. (Mittelwerte aus allen Wetterlagen).

Von Interesse sind auch die Werte des vertikalen Temperaturgradienten an der Obergrenze der labilen Unterschicht. In Tab. 8 sind sie für fünf Tagesstunden zusammengestellt (Mittelwerte von Februar bis November und für die Monate mit stärkster Einstrahlung, Mai bis Juli). Mit zunehmender Einstrahlung, oder vielleicht muß man sagen: mit zunehmender Häu-

figkeit von Strahlungswetter in unserem Material wird der vertikale Temperaturgradient an der Obergrenze der labilen Unterschicht der Atmosphäre größer. Zum Teil sind in der Tab. 8 auch die Streuungen der Einzelwerte mitgeteilt. Zwischen 10 und 16 Uhr liegt in dieser Höhe der Wert des Temperaturgradienten auch unter Berücksichtigung der Streuung über dem adiabatischen Wert. Auf die Veränderungen des Temperaturfeldes in der nach oben anschließenden adiabatischen Zwischenschicht der Atmosphäre werden wir unten noch eingehen.

Einen näheren Einblick in die Struktur der zeitlichen Schwankungen des Temperaturfeldes gewinnen wir, wenn wir die Variablen der labilen Unterschicht als Funktion der Sonnenhöhe darstellen. In Abb. 11 haben wir als Abszisse die Sonnenhöhe (getrennt nach

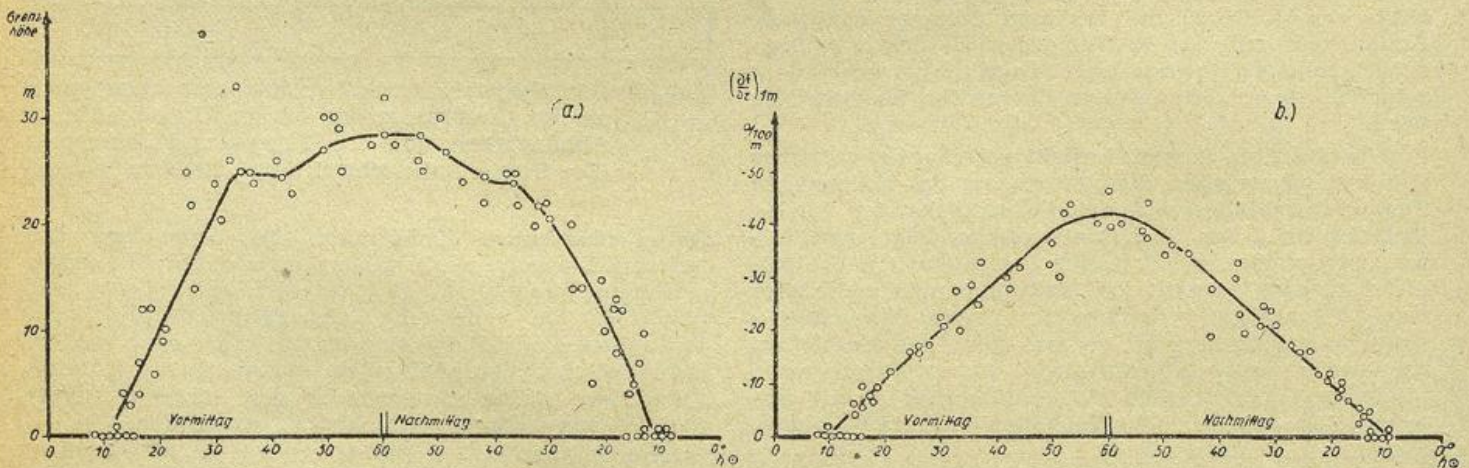


Abb. 11. Der Zustand der labilen Unterschicht der Atmosphäre als Funktion der Sonnenhöhe, vormittags und nachmittags.
a.) Die Dicke der labilen Unterschicht als Funktion der Sonnenhöhe,
b.) Das vertikale Temperaturgefälle in 1 m Höhe als Funktion der Sonnenhöhe.

vormittäglichen und nachmittäglichen Werten), als Ordinate die Grenzhöhe, bezw. das vertikale Temperaturgefälle in 1 m Höhe dargesellt und die entsprechenden Wertepaare (aus der Tab. 6) als Kreise eingetragen.

Es ergibt sich eine recht eindeutige Beziehung zwischen den einzelnen Zuständen der labilen Unterschicht und der Sonnenhöhe, wenn auch die jahres- und tageszeitlich verschiedenen Durchlässigkeitsverhältnisse der Atmosphäre, der Wechsel der Bedeckungsgrade und die unterschiedliche prozentuale Verteilung der einzelnen Witterungstypen im Laufe des Jahres innerhalb der Mittelwerte eine gewisse natürliche Streuung verursachen.

Das heißt also: **bei einer bestimmten Sonnenhöhe stellt sich unter sonst gleichen Verhältnissen ein bestimmter Zustand der labilen Unterschicht ein, charakterisiert durch Schichtdicke und bodennahes Temperaturgefälle.** Modifizierende Faktoren sind außer der Witterung, der Durchlässigkeit der Atmosphäre und der eingestrahltten Energie die thermischen Eigenschaften

des Untergrundes, die Bodenbedeckung und Bodenbewachung. In Tab. 9 sind mittlere Schichtdicke und mittleres Temperaturgefälle in 1 m Höhe für die einzelnen vormittäglichen und nachmittäglichen Sonnenhöhen zusammengestellt, einmal für die Mittelwerte aus allen Tagen des Jahres und zum anderen für klare Junitage, auf die noch eingegangen wird. Aus Abb. 11 und Tab. 9 wird noch deutlicher, was sich in den Tagesgängen bereits andeutete:

Das vertikale Temperaturgefälle in 1 m Höhe ist eine lineare Funktion der Sonnenhöhe, es nimmt von Morgen bis Mittag gleichmäßig zu und von Mittag bis Abend gleichmäßig ab. Die Schichtdicke der labilen Unterschicht hingegen nimmt nur bis zu einer Sonnenhöhe von etwa 35° gleichmäßig zu, mit höher steigender Sonne aber ist die Zunahme wesentlich geringer, bezw. hört überhaupt auf. Auch bei sinkender Sonne hält diese geringe Veränderung der Schichtdicke an, erst wenn die Sonne eine Höhe von 30—35° wieder unterschreitet, setzt ein etwa linearer Abfall der Schichtdicke ein.

Sonnenhöhe	Schichtdicke der labil. Unterschicht in Metern				vert. Temperaturgefälle in 1 m Höhe (°C/100 m)				Sonnenhöhe
	vormittags		nachmittags		vormittags		nachmittags		
	alle Tage	klare Junitage	alle Tage	klare Junitage	alle Tage	klare Junitage	alle Tage	klare Junitage	
10°	—	2	—	—	—	6	0,5	—	10°
15	4,7	7	5	—	5	15	5	5	15
20	10	12	11	6	9,5	23	10	14	20
25	16	16,5	16	14	14	29	15	23	25
30	21,5	21,5	20	22	19,5	35	19	31	30
35	24,5	26,5	22,5	30	24,5	41	24	38	35
40	25	31	23,5	28	29	46	29	43	40
45	25	32,5	25	26	34	51	33	48	45
50	27,5	31	26,5	26	37,5	55	38	53	50
55	28	33	28	26	42	59	41	57	55
60	28	33	28	33	43	63	43	63	60

Tab. 9. Die Schichtdicke der labilen Unterschicht und das Temperaturgefälle in 1 m Höhe als Funktion der Sonnenhöhe, getrennt nach Vormittags- und Nachmittagswerten, abgeleitet als Mittelwerte aus allen Tagen und nur aus wolkenlosen Junitagen.

§ 8. Der Zusammenhang zwischen dem Tagesgang der labilen Unterschicht an wolkenlosen Junitagen, der zugestrahltten Sonnenenergie und den konvektiven Austauschvorgängen.

Für eine eingehende Analyse der Besonderheiten des Tagesganges der labilen Unterschicht sind nur die Mittelwerte aus Beobachtungen einheitlicher Wetterlagen verwendbar, die Mittelwerte aus allen Tagen sind dazu nicht geeignet. Wir greifen deshalb noch einmal auf die Messungen an wolkenlosen Junitagen zurück. Um einen tieferen Einblick in die Zusammenhänge zu bekommen, müssen wir auch Messungen der eingestrahltten Energie mit heranziehen. Leider sind Strahlungsmessungen nicht gleichzeitig mit den Temperaturbeobachtungen durchgeführt worden. Wir benutzen deshalb die von M. Dorfwith veröffentlichten mittleren Tagesgänge der direkten Sonneneinstrahlung auf die Erdoberfläche in Potsdam, die aus

Beobachtungen während der Jahre 1924—1940 abgeleitet wurden. [11] Die dort für Juni veröffentlichten Werte dürften im Wesentlichen den während der Beobachtungen des vertikalen Temperaturgradienten an klaren Junitagen tatsächlich stattgefundenen Tagesgang der Einstrahlung wiedergeben. Messungen der Globalstrahlung stehen mit der für unseren Zweck erforderlichen Genauigkeit nicht zur Verfügung, so daß wir die gesamte zugestrahltte Energie nicht erfassen können. Qualitativ dürfte aber die direkte Sonnenstrahlung allein auch genügenden Aufschluß geben.

In Abb. 12 sind die Grenzhöhe h und das vertikale Temperaturgefälle in 1 m Höhe zusammen mit den Potsdamer Stundenmittelwerten der direkten Sonneneinstrahlung als Funktion der Tageszeit aufgetragen. Wenn die Höhe der labilen Unterschicht nur mit einer gewissen Unsicherheit zu bestimmen war, so ist diese durch senkrechte Striche angedeutet. Hier wird nun

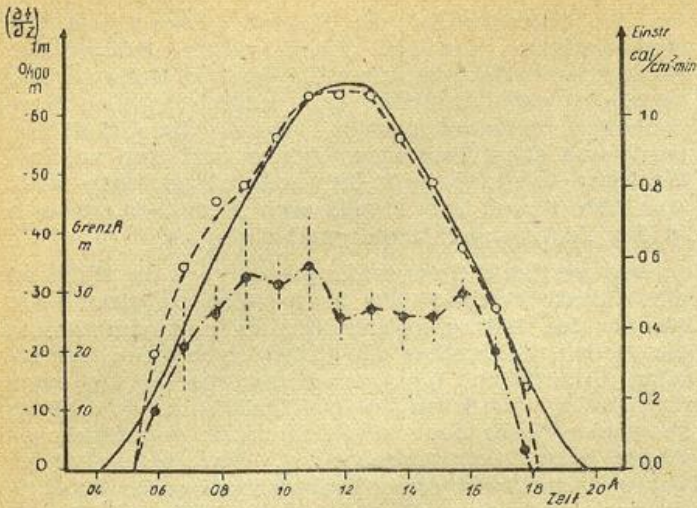


Abb. 12. Der Tagesgang der labilen Unterschicht der Atmosphäre und der direkten Sonneneinstrahlung an klaren Junitagen.
 - - - - Dicke der labilen Unterschicht (mit Unsicherheit),
 - - - - Vertikaler Temperaturgradient in 1 m Höhe,
 ———— Direkte Sonneneinstrahlung auf die Waagerechte im Juni in Potsdam, Mittelwerte 1924—1940 nach M. Dorfwirth [11].

recht deutlich, eine wie enge Beziehung zwischen der eingestrahlichten Energie und dem bodennahen Temperaturgefälle besteht. (Zahlenmäßig entspricht zufällig der in °C/100 m gemessene Wert des Temperaturgefälles in 1 m Höhe dem in Kalorien je Quadratcentimeter und Stunde gemessenen Betrag der direkten Sonnenstrahlung.) Das Temperaturgefälle in 1 m Höhe reagiert also sehr empfindlich auf die Änderungen der Einstrahlung. Die Schichtdicke der labilen Unterschicht dagegen zeigt auch an klaren Junitagen die uns schon bekannte „Kappung“ ihres Verlaufes. Nach einem schnellen Anstieg beginnt sie gegen 09 Uhr zu stagnieren, obgleich die Einstrahlung dann erst 70 Prozent ihres Maximalwertes erreicht hat.

Nach der Tab. 2 der Veröffentlichung von Dorfwirth verteilt sich die direkt von der Sonne dem Erdboden zugestrahelte Energie während der Andauerzeit der labilen Unterschicht in folgender Weise auf die einzelnen Entwicklungsphasen der labilen Unterschicht:

Emporwachsen	107 cal cm ⁻² = 19 %
Stagnieren	396 cal cm ⁻² = 71 %
Vergehen	54 cal cm ⁻² = 10 %

Während des Stagnierens von 09 bis 16 Uhr hat die labile Unterschicht eine durchschnittliche Vertikalausdehnung von 29,5 m. Im Tagesgang wird diese Dicke erreicht zur Zeit einer Einstrahlung von etwa 0,68 cal cm⁻² min⁻¹, am Nachmittag etwa um 16 Uhr beträgt die Einstrahlung bei derselben Schichtdicke — kurz vor dem Beginn des endgültigen Absinkens — etwa 0,63 cal cm⁻² min⁻¹. Es entspricht also dieser Ausdehnung der labilen Unterschicht etwa ein Einstrahlungsbetrag von 0,65 cal cm⁻² min⁻¹, so daß zum Aufrechterhalten dieser Schichtdicke während sieben Stunden ein Energiebetrag von etwa 270 cal cm⁻² dem Erdboden als direkte Sonnenstrahlung zugeführt werden muß. Damit gliedern sich die oben aufgeführten 71 % der eingestrahlichten Energie in etwa 48 %, die notwendig sind zum Aufrechterhalten der mittleren Schichtdicke während des Stagnierens der labilen Unterschicht und 23 % (126 cal cm⁻²), die sich nicht in eine Änderung der Schichtdicke umsetzen, obgleich der bodennahe Temperaturgradient sich stetig weiter verstärkt. Wie wirkt sich dieser in unserer Rechnung offenbar überschüssige Energiebetrag aus, wie kommt es, daß er sich nicht in eine weitere Ausdehnung der labilen Unterschicht umsetzt?

Einen Hinweis, in welcher Richtung die Antwort auf diese Frage zu suchen ist, geben uns die Ergebnisse,

die H. Lettau bei einer Untersuchung des täglichen Ganges des Austauschkoeffizienten erhielt. Er benutzte hierfür einen Teil desselben Materials (die Messungen in Leafield) von Tagesschwankungen des vertikalen Temperaturgradienten an klaren Junitagen, von dem auch wir ausgingen [24], deshalb ist ein korrekter Vergleich der beiderseitigen Ergebnisse möglich.

Lettau berechnete aus diesen Beobachtungen für eine Höhe von 45 m den Tagesgang des Austauschkoeffizienten. Diese Höhe liegt hart über der Obergrenze der labilen Unterschicht, und Lettaus Ableitungen geben uns deshalb einen unmittelbaren Einblick in die Austauschvorgänge dicht oberhalb des von uns hier näher analysierten Atmosphärenbereichs, d. h. im untersten Teil der adiabatischen Zwischenschicht, der mit seinen noch überadiabatischen Temperaturgradienten eine Art Übergangsgebiet darstellt. Lettau stellte fest, daß hier der wesentliche Teil des Tagesganges des Austausches durch die Konvektion gegeben ist und zwar in Form einer Exponentialfunktion nach Art der Gauss'sche Glockenkurve.

Wir haben die von Lettau für die einzelnen Tagesstunden mitgeteilten (von ihm nach der Formel $a + 2b + c$ ausgeglichenen) Austauschwerte gemeinsam mit den von uns ermittelten gleichzeitigen Schichtdicken der labilen Unterschicht als Funktion der Sonnenhöhe in Abb. 13 dargestellt. Dabei zeigt sich nun Folgendes:

Mit dem Ansteigen der Schichtdicke der labilen Unterschicht findet zwar gleichzeitig auch ein Wachsen des Austausches in der Schicht über ihr statt, dieser ist aber im Vergleich zu dem weiteren Anstieg gering, es wird bis 09 Uhr nur etwa 30 % des Maximalwertes erreicht. Erst mit Beginn der Stagnation der labilen Unterschicht überschreitet der Austausch seinen Tagesmittelwert, um dann in kurzer Zeit sehr stark zuzunehmen. Das erste langsame Intensivwerden der Austauschbewegung in 45 m Höhe setzt hierbei erst dann ein, wenn die labile Unterschicht eine Dicke von 20 m bereits überschritten hat. Während der Stagnation der labilen Unterschicht erreicht der Aus-

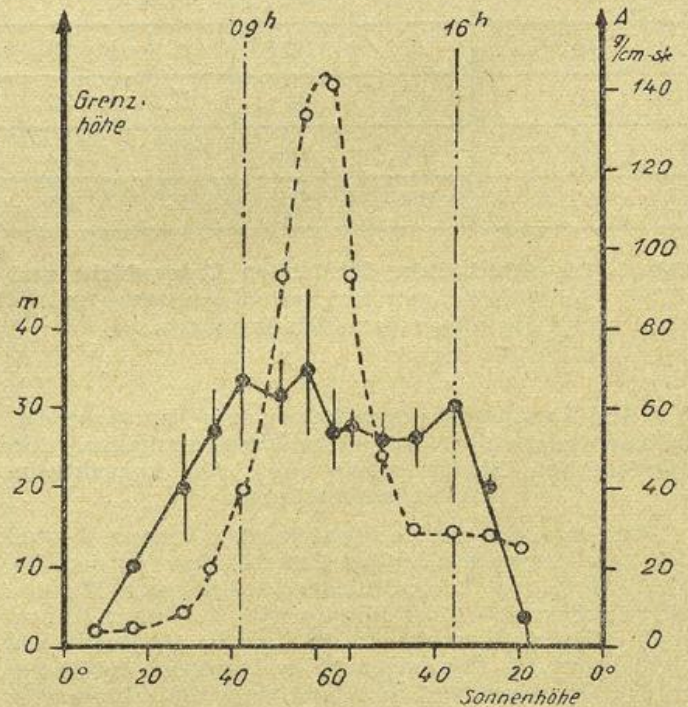


Abb. 13. Tagesgang der Dicke der labilen Unterschicht und des Austauschkoeffizienten in 45 m Höhe an wolkenlosen Junitagen.

— — — — Dicke der labilen Unterschicht der Atmosphäre (mit Unsicherheit),
 - - - - Austauschkoeffizient in 45 m Höhe nach H. Lettau [24].
 Zeitkoordinate ist die Sonnenhöhe

tausch in 45 m Höhe seinen Tageshöchstwert von $141 \text{ g cm}^{-1} \text{ sec}^{-1}$, d. h. den $3\frac{1}{2}$ fachen Betrag des Tagesmittels. Bis 15 Uhr verringert sich der Austausch dann wieder rasch, während die labile Unterschicht noch eine Stunde länger stagniert. Es sei erwähnt, daß E. Wahl auf Grund einer Bearbeitung der Bildgüte astronomischer Beobachtungen, also von einem gänzlich anderem Gesichtspunkt her, zu einer Darstellung des Tagesganges der Konvektion kam, die derjenigen Lettaus entspricht [31]. *)

Folgende Vorstellung vom Mechanismus der Konvektionsvorgänge in der unteren Atmosphäre dürfte daher einen gewissen Wahrscheinlichkeitsgrad für sich beanspruchen:

Die eingestrahlte Energie verursacht eine Überhitzung der Erdoberfläche gegenüber der unmittelbar aufliegenden Luft. Mit Hilfe von Leitung, Strahlung und Austausch entsteht dadurch in Bodennähe eine äußerst labil aufgebaute Luftschicht, in der eine angehäuft logarithmische Temperaturabnahme mit der

Jahreszeit	Grenzhöhe lab. Untersch.-Obergrenze überad. Temp.gr.-Obergr.ad. Temp.gr.						
	06 ^h	08 ^h	10 ^h	12 ^h	14 ^h	16 ^h	18 ^h
Frühjahr	—	etwa 15–16m	27–60–130	26–90–190	25–90–140	etwa 18–20m	—
Sommer	etwa 5–7m	30–50	27–110–200	29–120–200	26–140–180	24–80–150	9–30–40
Herbst	—	—	18–19	18–50–80	15–40–60	—	—
Winter	—	—	etwa 6 m	etwa 10 m	etwa 7 m	—	—

Tab. 10. Die Obergrenze der labilen Unterschicht und die Ausdehnung der adiabatischen Zwischenschicht der Atmosphäre im Tagesgang für die Jahreszeiten. (Gleichzeitig ist die ungefähre Grenze der überad. Temperaturgradienten innerhalb der adiabatischen Zwischenschicht mit angegeben.) Die Ausdehnung der adiabatischen Zwischenschicht ist nur näherungsweise bestimmt.

Höhe der bevorzugte Zustand ist. Wegen der hemmenden Nähe der Erdoberfläche und des ständigen Energiezuflusses von dort her führt die Labilität nicht zur Auflösung. Es bildet sich vielmehr ein Vorgang aus (das oben gebrauchte Wort „Zustand“ bezieht sich auf das Mittel über die ständig ablaufenden Pulsationen während einer bestimmten Zeitspanne), der vielleicht am passendsten mit dem Ausdruck „Konvektionsgleichgewicht“ bezeichnet werden kann, weil Gleichgewicht herrscht zwischen dem Teil der vom Erdboden transformierten Strahlungsenergie, der der Luft zugeführt wird, und der zur Aufrechterhaltung der „labilen Unterschicht“ benötigten Energie. Bis zu einer bestimmten Sonnenhöhe entspricht dabei jedem in der Zeiteinheit der Flächeneinheit der Erdoberfläche zugeführten Energiebetrag ein durch eine bestimmte Schichtdicke und ein bestimmtes bodennahes Temperaturgefälle klar gegebener Gleichgewichtszustand der labilen Unterschicht, der durch die Art des Untergrundes und der Bodenbewachsung modifiziert wird, und der Austausch mit höheren Schichten bleibt verhältnismäßig gering. Wenn die zugestrahlte Energie aber einen bestimmten Betrag überschreitet (in unserem Material sind es an klaren Junitagen etwa $0,7-0,8 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min.}^{-1}$), ist ein weiteres Wachsen der labilen Unterschicht nicht mehr möglich, weil dann der Gleichgewichtszustand gegenüber der vom starken Temperaturgefälle verursachten Spannung über größere Schichten nicht mehr aufrechterhalten werden kann und weil der austauschhemmende Einfluß der Erdoberfläche mit wachsender Schichtdicke immer geringer wird.

Plötzlich verstärkt sich so der Austausch mit den höheren Schichten sehr stark, und dadurch kommt der eigentliche Konvektionsmechanismus in der unteren Atmosphäre erst richtig in Gang. Diese Vorstellung stimmt überein mit den Ergebnissen der Schwebelballonversuche von Höhdorf und Marquardt [18], nach denen „die thermische Konvektion erst entstehen kann, wenn das überadiabatische Temperaturgefälle die Höhe von einigen Dekametern über dem Boden erreicht hat“ (siehe auch die Arbeit von Alb-

recht [7]). Diese Vorgänge gehen in immer wiederholten Pulsationen weiter, bis mit sinkender Sonne die zugestrahlte Energie dazu nicht mehr ausreicht. Dann bildet sich auch mit geringer werdender Sonnenhöhe die labile Unterschicht wieder zurück.

§ 9. Der tägliche und jährliche Gang der adiabatischen Zwischenschicht der Atmosphäre.

Von besonderem Interesse wäre es zu untersuchen, welche zeitlichen Änderungen des vertikalen Temperaturgradienten in dem Bereich über der labilen Unterschicht der Atmosphäre bis in größere Höhen vor sich gehen. Eindeutige Ergebnisse können aus unserem Material in diesen Höhenbereichen aber nicht abgeleitet werden. Erstens liegen für Höhen über 100 m nur zwei für unsere Zwecke ausreichende Meßreihen vor, über 300 m überhaupt keine, und zweitens ist hier die Änderung der Temperatur mit der Höhe schon so gering, daß sich in den Mittelwerten aus allen Tagen nicht mehr die klaren Tage eindeutig durchsetzen (siehe § 4), und eine Aussonderung wolkenloser Tage wurde

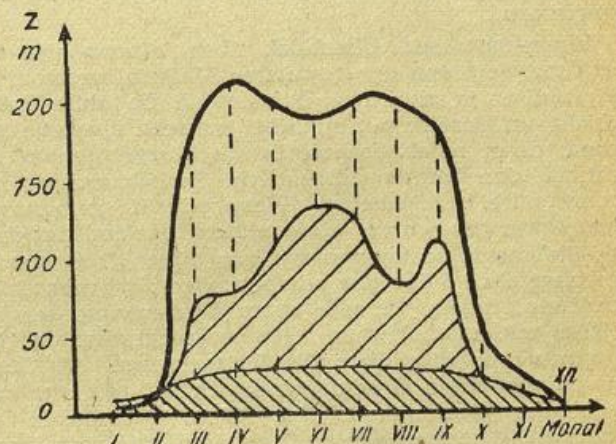


Abb. 14. Jahresgang der mittäglichen Ausdehnung der adiabatischen Zwischenschicht der Atmosphäre.

- |||| labile Unterschicht.
- ||||| ungefähre Obergrenze überadiabatischer Temperaturgradienten innerhalb der adiabatischen Zwischenschicht.
- ungefähre Obergrenze der adiabatischen Zwischenschicht.

*) Wie weit allerdings die Gleichungen des turbulenten Wärmeaustausches überhaupt auf konvektive Austauschvorgänge angewandt werden können, soll hier nicht erörtert werden, bedarf aber eingehender Untersuchung.

enthalten), und das ist ja auch zu erwarten, denn die zu dieser Zeit verstärkt einsetzenden konvektiven Austauschvorgänge führen zu der bekannten Labilisierung der unteren Atmosphäre, die wir durch die adiabatische Zwischenschicht kennzeichnen.

Es deutet sich das auch in den Beobachtungen an heiteren Junitagen an. Für die drei höchsten Schichten, in denen Beobachtungen ausgeführt wurden (bei Leafield), nämlich 12,4—30,5 m, 30,5—57,4 m und 57,4—87,7 m ist der Tagesgang des Temperaturgefälles (in %/100 m und innerhalb der untersten Schicht auf mittleren Bodenabstand reduziert, in den höheren Schichten ist es nicht notwendig) in Tab. 11 enthalten. Man sieht, wie in der höchsten Schicht (mittlerer Bodenabstand 72,5 m) der adiabatische Temperaturgradient zwischen 9 und 10 Uhr überschritten und zwischen 16 und 17 Uhr unterschritten wird, also gerade in den Zeiten, zu denen die Stagnation der labilen Unterschicht beginnt, bzw. aufhört.

Zeit	vert. Temperaturgradient		
	12,4—30,5 m	30,5—57,4 m	57,4—87,7 m
08h	— 1,9	— 1,2	— 0,7
09	— 1,6	— 1,2	— 0,9
10	— 1,3	— 1,2	— 1,1
15	— 1,4	— 1,0	— 1,1
16	— 1,6	— 1,0	— 1,1
17	— 1,1	— 0,8	— 0,9

Tab. 11. Werte des vertikalen Temperaturgradienten (%/100 m) an wolkenlosen Junitagen in drei verschiedenen Höhenschichten.

Übrigens muß bei der Deutung der Beobachtungen an klaren Junitagen der Umstand in Rechnung gezogen werden (worauf Lettau [24] schon hinwies), daß während der klaren Junitage (es wurden nur solche ausgewählt, an denen keinerlei Bewölkung beobachtet wurde) möglicherweise stabile Wetterlagen vorherrschten mit eventuellem Absinken in größeren Höhen, denn es trat keine Konvektionsbewölkung auf. Vielleicht hängt die Tatsache damit zusammen, daß die vert. Temperaturgradienten in den beiden obersten Intervallen der Tab. 11 an den ausgewählten klaren Tagen nicht größer sind als im Mittel über alle Junitage.

Station	Höhenschicht	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Lindenberg 1911—1916	Boden—378 m	— 1,14	— 1,23	— 1,26	— 1,29	— 1,23	— 1,15
Soesterberg 1912—1914	Boden—500 m	— 1,44	— 1,22	— 1,33	— 1,38	— 1,35	— 1,23
	200—500 m	— 0,99	— 0,95	— 0,94	— 0,98	— 0,97	— 0,96

Tab. 12 Monatsmittelwerte des vertikalen Temperaturgradienten für die Mittagszeit in verschiedenen Schichten über Lindenberg und Soesterberg.

C. Forch [13] beobachtete mit zweijährigen Fesselballonaufstiegen über Szent Andras bei Temesvar, ungarische Tiefebene, einen Mittelwert des vertikalen Temperaturgradienten etwa um 13 Uhr für die Sommermonate von $-1,04\%/100$ m in der Schicht zwischen 500 und 1000 m Höhe. W. Pepler [27] leitete aus den Lindenerger Aufstiegen an Tagen mit Cumulusentwicklung vertikale Temperaturgradienten bis zur Cumulusbasis ab und erhielt folgendes Ergebnis:

Höhe der Cu-basis	$\frac{\delta t}{\delta z}$	Zahl der Fälle
1000 m	$-0,99\%/100$ m	13
1000—1500 m	— 0,99	49
1500—2000 m	— 0,98	32
2000 m	— 0,93	32

Tab. 13 Vertikale Temperaturgradienten bis zur Cumulusbasis nach W. Pepler [27].

Wie dem auch sei, das zeitliche Zusammenfallen der Stagnation der labilen Unterschicht mit dem Einsetzen überadiabatischer Temperaturgradienten in höheren Schichten geht sowohl aus den Mittelwerten an allen Tagen als auch aus den Verhältnissen an klaren Junitagen hervor.

In wie große Höhen im Einzelfall die Labilisierung der Atmosphäre von unten her emporreichen kann, zeigen u. a. die Untersuchungen von v. Ficker über lokale Wärmegewitter [12]. Am 2. VII. 1914 wurden über Lindenberg acht Stunden hindurch in den Schichten vom Boden bis 378 m und 378—878 m Bodenabstand überadiabatische und adiabatische Temperaturgradienten beobachtet (von 9 Uhr 20 bis 17 Uhr 40), während 2½ Stunden auch in der Schicht von etwa 1000—1500 m, in der Nacht setzte sich dann diese Labilisierung, aber aus anderen Gründen, in noch größere Höhen fort, am 3. VII. 1914 waren ähnliche Verhältnisse. Holzapfel [19] teilt Ballon und Drachenaufstiege über Lindenberg vom 23. VI. 1939 mit, die das Höherrücken der Labilisierung im Laufe des Vormittags sehr gut veranschaulichen. Um 09 Uhr 08 wurde vom Boden bis 260 m Bodenabstand ein mittlerer vertikaler Temperaturgradient von $-1,23\%/100$ m beobachtet, um 11 Uhr vom Boden bis 1150 m ein solcher von $-0,97\%/100$ m.

Bei der Veröffentlichung aerologischer Mittelwerte werden die Temperaturgradienten der untersten Schicht (meist bis 500 m Höhe) leider von Bodenwerten an gerechnet, so daß man nie weiß, wie weit die starke Überhitzung der labilen Unterschicht in den Mittelwert mit eingeht und dadurch mittlere vertikale Temperaturgradienten für die ganze Schicht vorgetäuscht werden, die ein falsches Bild geben. H. G. Cannegietter [10] veranschaulichte diesen Einfluß sehr schön mit Hilfe der Monatsmittelwerte der mittäglichen aerologischen Aufstiege in Soesterberg, die wir in der Tab. 12 wiedergeben. Gleichzeitig sind in der Tab. die entsprechenden mittäglichen Mittelwerte des vertikalen Temperaturgradienten enthalten, wie sie über Lindenberg zwischen der Erdoberfläche und etwa 380 m Bodenabstand beobachtet wurden und die sich wie die Soesterberger Messungen auf die einzelnen Atmosphärenschichten verteilen dürften. (Aus einer Arbeit von R. Reger [28].)

Wir führen diese Beispiele an, um zu zeigen, in welchen Rahmen die aus unserem Material abgeleiteten Mittelwerte der adiabatischen Zwischenschicht gestellt werden müssen, um sie richtig zu deuten. Es bestätigt sich unser Ergebnis, daß in Mittel adiabatische Temperaturgradienten eine Höhe von 200 bis 300 Meter nur selten überschreiten, dafür sind besondere Bedingungen notwendig (siehe Temesvar). Im Einzelfall aber können die Labilisierungen der Atmosphäre vom Boden her auch weit über die Grenze der planetarischen Grenzschicht hinaufreichen.

Hierbei muß man sich stets vor Augen halten, daß die adiabatische Zwischenschicht der Atmosphäre ebenso wie die labile Unterschicht keinen Zustand, sondern einen lebhaft pulsierenden Vorgang darstellt.

Nachdem wir den von uns abgeleiteten mittleren zeitlichen Gang der adiabatischen Zwischenschicht mit anderweitigen aerologischen Messungen verglichen und ergänzt haben, werden wir jetzt auch die Vorstellungen, die wir mit dem von uns benutzten Material von der labilen Unterschicht der Atmosphäre gewonnen, mit Hilfe anderer Beobachtungen zu erweitern suchen.

Zunächst stellen wir die Unterschiede zwischen verschiedenartigen Klimaräumen fest, dann gehen wir auf die Messungen von Fritzsche und Stange [14] und auf die von A. Mäde [25] ein. Ein kurzer Vergleich mit den Verhältnissen in der wassernahen Luftschicht wird diese Untersuchung dann abschließen.

§ 10. Unterschiede der labilen Unterschicht der Atmosphäre in verschiedenen Klimaräumen.

Die von uns abgeleiteten Mittelwerte für die täglichen und jährlichen Schwankungen des Temperaturfeldes in der unteren Atmosphäre geben uns einen gewissen Maßstab für die überhaupt vorkommenden Werte des Temperaturgefälles in dem betrachteten Atmosphärenbereich. Hierbei müssen wir allerdings die schon erwähnte Tatsache berücksichtigen, daß es sich in den unteren 100 m im Wesentlichen um Messungen aus Südengland, in den höheren Schichten um solche aus Nordfrankreich handelt. Die Messungen repräsentieren also den westeuropäischen und, da die Potsdamer Messungen für die unteren Schichten mit herangezogen wurden, auch den mitteleuropäischen Klimaraum. Schon in unserem Material selbst zeigen die Potsdamer Beobachtungen durchweg etwas höhere Werte; das liegt, wenn der andersartige Untergrund nicht eine Rolle spielt, wohl an der größeren Kontinentalität des Klimas, vielleicht auch daran, was damit zusammenhängt, daß im Potsdamer Material ein größerer Prozentsatz von heiteren Tagen enthalten sein mag. Tab. 14 enthält neben den oben abgeleiteten Mittelwerten des vertikalen Temperaturgefälles um 12 Uhr für jeden Monat die entsprechenden Werte, wie sie sich aus den Potsdamer Beobachtungen unter Annahme

Monat	Vert. Temper.grad. in 1 m Höhe		
	Mittelwerte	Potsdam	Ismalia
I	— 8°/100 m	—14°/100 m	—37°/100 m
II	—17	—23	—41
III	—33	—32	—52
IV	—36	—42	—64
V	—38	—46	—56
VI	—45 (—63)	—48	—58
VII	—42	—46	—59
VIII	—36	—46	—55 (—54)
IX	—28	—38	—54
X	—21	—29	—52
XI	—11	—19	—46
XII	— 6	—14	—34

Tab. 14. Vergleich der vertikalen Temperaturgradienten in 1 m Höhe in Potsdam und in der arabischen Wüste (Ismalia) um 12 Uhr mittags eines jeden Monats mit den Mittelwerten aus dem (west- und mittel)europäischen Gesamtmaterial. Die Werte sind aus den beobachteten Temperaturdifferenzen zwischen 2 und 34 m Höhe in Potsdam und zwischen 1,1 und 16,2 m Höhe in Ismalia unter Annahme logarithmischer Temperaturabnahme mit der Höhe extrapoliert. (In Klammern stehende Werte beziehen sich auf wolkenlose Tage.)

einer logarithmischen Abnahme der Temperatur ergeben.

Ferner aber sind in der Tab. 14 auch die Werte des Temperaturgefälles in 1 m Höhe für Ismalia mit angegeben. Ein eingehender Vergleich der europäischen mit den ägyptischen Messungen soll an anderem Ort vorgenommen werden. Hier sei nur erwähnt, daß die labile Unterschicht sich auch in den Ismalia-Beobachtungen ausprägt und daß sie dort im Durchschnitt höher reicht als in West- und Mitteleuropa. Die in der Tab. 14 enthaltenen Werte lassen die Zunahme des bodennahen Temperaturgefälles mit abnehmender Breite deutlich erkennen. Die in Klammern gesetzten Werte beziehen sich auf klare Tage. Es ist interessant, daß unter ungestörten Einstrahlungsverhältnissen offenbar in Europa nicht geringere bodennahe Temperaturgradienten beobachtet wurden als in den Subtropen. Ob die Zunahme der Mittelwerte aus allen Tagen mit abnehmender Breite auf die intensivere Einstrahlung, auf den unbewachsenen Untergrund oder auf eine größere Anzahl klarer Tage im Material zurückzuführen ist, bedarf gesonderter Untersuchung.

§ 11. Der Einfluß von Sperrschichten auf die Entwicklung der labilen Unterschicht (Messungen von Fritzsche und Stange).

Das bekannte umfangreiche Beobachtungsmaterial von Fritzsche und Stange [14] über das Temperaturfeld der Atmosphäre in den unteren 80 m über einer Großstadt ermöglicht interessante Vergleiche mit unseren Ergebnissen. Es handelt sich hier um Messungen mit Hilfe von Widerstandsthermometern, die an einem frei hängenden Draht zwischen den alten Leipziger Funktürmen befestigt waren, mit 10-sekundlichen Ablesungen über lange Zeitintervalle, welche die Konstruktion von Isoplethendiagrammen der Temperatur zwischen 4 und 80 m Höhe über 24 Stunden und länger ermöglichten. Wesentlich für die Beurteilung der Ergebnisse ist die Tatsache, daß der Beobachtungsort von Gebäuden umgeben war, deren Dachflächen am Tage eine zusätzliche Wärmequelle in etwa 20—30 m Höhe darstellten.

Die von Fritzsche und Stange für Strahlungstage veröffentlichten Isoplethendiagramme (siehe Abb. 9, 10, 12 und 14 der Veröffentlichung [14], die z. T. von Lettau in sein Buch über „Atmosphärische Turbulenz“ als charakteristische Beispiele für die periodisch veränderliche Grenzschicht mit aufgenommen wurden) veranschaulichen sehr instruktiv die von uns entwickelten Vorstellungen über die labile Unterschicht der Atmosphäre. Sie zeigen uns in Form der Drängung der Thermo-Isoplethen in den Schichten bis etwa 20 m sehr deutlich die labile Unterschicht und besonders schön auch ihre Pulsationen in Form von periodischen Durchbrüchen in die höheren Schichten. Und zwar muß in diesem Fall tatsächlich von „Durchbrüchen“ gesprochen werden, wie die von Fritzsche und Stange für verschiedene Tage veröffentlichten Höhendigramme der potentialen Temperatur (Abb. 4 bis 7 in [14]) zeigen. Diese lassen eine regelmäßige Zunahme der potentiellen Temperatur in den Schichten über 20, bzw. über 35 m erkennen, verursacht durch die schon erwähnte zweite Wärmequelle in der Höhe. Dieses Gebiet mit unteradiabatischen Temperaturgradienten, oft sogar mit Inversionen, muß durch die nach oben drängende Luft immer wieder durchstoßen werden.

Wir haben hier also den interessanten Sonderfall einer Austauschbehinderung unmittelbar über der labilen Unterschicht von uns, der uns Gelegenheit gibt zu einem Studium des Einflusses von Sperrschichten auf die labile Unterschicht.

Leider sind in der Veröffentlichung Zahlenwerte nicht angegeben, die erwähnten Höhendigramme der potentiellen Temperatur gestatten aber eine ungefähre

Feststellung der vertikalen Gradienten der potentiellen, bzw. aktuellen Lufttemperatur. Messungen wurden in 4, 20, 35, 50, 65 und 80 m Höhe ausgeführt, so daß im Bereich der labilen Unterschicht zwei, höchstens drei Meßpunkte liegen und daher eine exakte Bestimmung ihrer Dicke nicht möglich ist. Wohl aber können wir die gemessenen Temperaturgradienten mit den für dieselbe Tageszeit des betreffenden Monats von uns abgeleiteten Mittelwerten vergleichen. Abb. 16

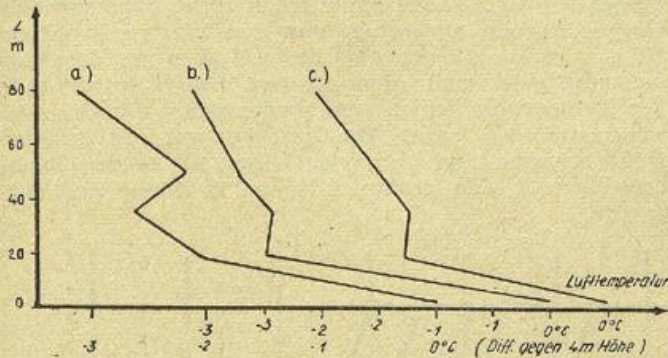


Abb. 16. Beispiel für die Einwirkung einer Sperrschicht auf die labile Unterschicht der Atmosphäre nach Messungen von Fritzsche und Stange [14]. Höhenfunktion der Lufttemperatur zwischen 4 und 80 m Höhe über Leipzig. a) 25. 8. 1934, 09.20—11.20 Uhr; b) 8. 9. 1934, 13.30—16.00 Uhr; c) 14. 9. 1934, 13—16 Uhr.

gibt den mittleren Höhenverlauf der aktuellen Temperatur wieder, wie er sich für den 25. VIII. 1934, 9 Uhr 20 bis 11 Uhr 20, den 8. IX. 1934, 13 Uhr 30 bis 16 Uhr und den 14. IX. 1934, 13 bis 16 Uhr, aus den veröffentlichten Diagrammen der potentiellen Temperatur ergibt. Wir sehen, wie auch im Mittel über der

bodennahen Schicht mit starken Temperaturgradienten die obere Sperrschicht liegt. Tab. 15 gibt die gleichzeitigen vertikalen Temperaturgradienten in 12 m Höhe (abgeleitet aus den Temperaturdifferenzen zwischen 4 und 20 m Höhe mit Reduktion wegen — hier übrigens sicherlich nicht genau gültiger — logarithmischer Abnahme mit der Höhe, um eine exakte Vergleichsmöglichkeit mit unseren Mittelwerten zu haben) und in den Schichten zwischen 20 und 35 m, 35 und 50 m, 50 und 65 m und 65 und 80 m Höhe. Ferner sind in der Tabelle enthalten die zu derselben Tageszeit des betr. Monats im Mittel in Westeuropa gemessenen Temperaturgradienten in 12 m Höhe und die entsprechenden Mittagswerte in Ismailia, Nordägypten.

Wir sehen, daß die in Leipzig unter der Sperrschicht gemessenen vertikalen Temperaturgradienten weitaus größer sind als die im Mittel in Europa sonst beobachteten Werte, ja auch als die unter besonders günstigen Bedingungen mittags im subtropischen Klima vorkommenden Beträge, und zwar um das Drei- bis Neunfache.

Die Sperrschicht verursacht also eine sehr starke Verschärfung der Temperaturgegensätze in der labilen Unterschicht. Und zwar ist das insbesondere während derjenigen Tageszeiten der Fall, in denen wir ein Stagnieren der labilen Unterschicht und besonders starken Austausch mit den höheren Schichten feststellten. In Leipzig entlud sich die dadurch verursachte besonders starke Spannung innerhalb der untersten Luftschichten in Form von ungewöhnlich intensiven, periodisch wiederholten Durchbrüchen durch die Sperrschicht. Im Normalfall ohne Hemmung des Vertikalaustausches dürften diese Schwankungen kürzere Perioden zeigen und weniger intensiv sein.

Datum	Tageszeit	In Leipzig beobachtete vert. Temperaturgradienten in verschiedenen Rodenabständen (in Metern) in °C/100 m					"gleichzeitige" vert. Temp.grad. in 12 m Höhe	
		12 m	20—35	35—50	50—65	65—80	im Mittel Europa	im Mittel Jsmalia 12 ^h
1. 4. 34	07—10 ^h	— 2,3	— 1,1	— 0,2	— 0,8	+ 0,2	— 1,7	— 5,3
	13—14	— 6,8	— 2,1	— 0,4	— 1,4	— 0,6	— 3,0	
	15—18	— 2,9	+ 0,9	— 1,1	— 2,8	+ 0,7	— 1,6	
25. 8. 34	9 ²⁰ —11 ²⁰	— 13,2	— 3,7	+ 2,9	— 3,2		— 3,2	— 4,6
8. 9. 34	13 ²⁰ —16 ⁰⁰	— 15,8	+ 0,4	— 2,2	— 1,2		— 1,7	— 4,5
14. 9. 34	13—16	— 11,2	+ 0,2	— 1,9			— 1,7	— 4,5

Tab. 15. Vergleich der von Fritzsche und Stange [14] gemessenen vertikalen Temperaturgradienten über Leipzig (bestimmt mit Hilfe von Höhendigrammen der potentiellen Temperatur) in 12 m Höhe und in den höheren Schichten mit den im Mittel über Europa mit dem vorhandenen Beobachtungsmaterial aus verschiedenen Jahren für denselben Monat und dieselbe Tageszeit bestimmten Werten in 12 m Höhe und mit den in Ismailia, Nordägypten, im betreffenden Monat des Jahres 1932 gemessenen Werten in 12 m Höhe [3]. (Beispiel für die Wirkung einer Sperrschicht über der labilen Unterschicht.)

§ 12. Die bodennahe Luftschicht (Messungen von A. M ä d e).

Das von uns benutzte Material reicht nur mit zwei Meßreihen, zwischen 2,5 und 30 cm und zwischen 30 und 120 cm Bodenabstand, in die untersten zwei Meter der Atmosphäre hinein, für die sich die Bezeichnung „bodennahe Luftschicht“ eingebürgert hat. Die nächste Meßreihe hat dann schon einen mittleren Bodenabstand von über vier Meter. Die Auswertung des Materials macht zwar wahrscheinlich, daß Grund für die Annahme einer einheitlichen Höhenfunktion der Temperatur zur Zeit der Einstrahlung innerhalb des ganzen durch das Material überdeckten Bereiches bis zur

Grenzhöhe der labilen Unterschicht besteht, eine nähere Nachprüfung mit Hilfe enger liegender Beobachtungen erscheint aber notwendig. Eine Andeutung über die Verhältnisse in den bodennächsten Schichten macht sich auch in dem von uns benutzten Material schon bemerkbar. Bei näherer Betrachtung der Höhendigramme des vertikalen Temperaturgradienten stellt man häufig fest, daß das Temperaturgefälle innerhalb des untersten Meßintervalls eine Tendenz zu größeren Werten zeigt, als es dem Verlauf der Näherungsgeraden im doppelt-logarithmischen Koordinatensystem entspricht, welche die Höhenfunktion der Lufttemperatur innerhalb der labilen Unterschicht darstellen. Aus

diesem Grunde wurde bei der Bestimmung der Lage der Näherungsgeraden das unterste Meßintervall nicht berücksichtigt.

Für den untersten Bereich liegen nun Beobachtungen vor, die geeignet sind, unsere Ergebnisse zu ergänzen. Es wurden von A. Mäde Messungen der Lufttemperatur auf einer mikroklimatischen Basisstation in Müncheberg (Mark) über nacktem Ackerboden in 2, 5, 10, 20, 30 und 50 cm Bodenabstand veröffentlicht im Tagesgang für 24 Augusttage des Jahres 1935 [25]. Diese Messungen sind allerdings ursprünglich nicht für eine Bearbeitung dieser Art gedacht. Sie scheinen aber doch geeignet, die Kenntnisse der bodennahen Luftschicht im Rahmen unserer Untersuchung zu ergänzen. Es handelt sich um Punktschreiberregistrierungen der Angaben von Nickel-Widerstandsthermometern, für jede Höhe liegen Messungen mit minütlichem Abstand vor. Mäde berech-

net Stundenmittelwerte der Lufttemperatur mit dem Verfahren der Extremwerte für je 10 Minuten in sechsmaliger Wiederholung für jede Stunde, das er eingehend diskutiert, wofür auf die Originalarbeit verwiesen sei.

Wir stellen in Abb. 17 die Stundenmittelwerte der Lufttemperatur aus 24 Augusttagen zwischen 06 und 14 Uhr als Funktion des Logarithmus des Bodenabstandes dar. Ab 08 Uhr liegen die Beobachtungen zwischen 5 und 50 cm Höhe meist recht nahe um eine Gerade herum, abgesehen von den Werten in 30 cm Höhe zwischen 12 und 14 Uhr, was aber mit der Auswertemethode und der starken Schwankungsbreite der Temperatur in diesem bodennahen Bereich zusammenhängen kann. Die Lufttemperaturen in 2 cm Höhe dagegen sind durchweg höher, als es den Beobachtungen in den größeren Höhen in dieser Zeit entspricht.

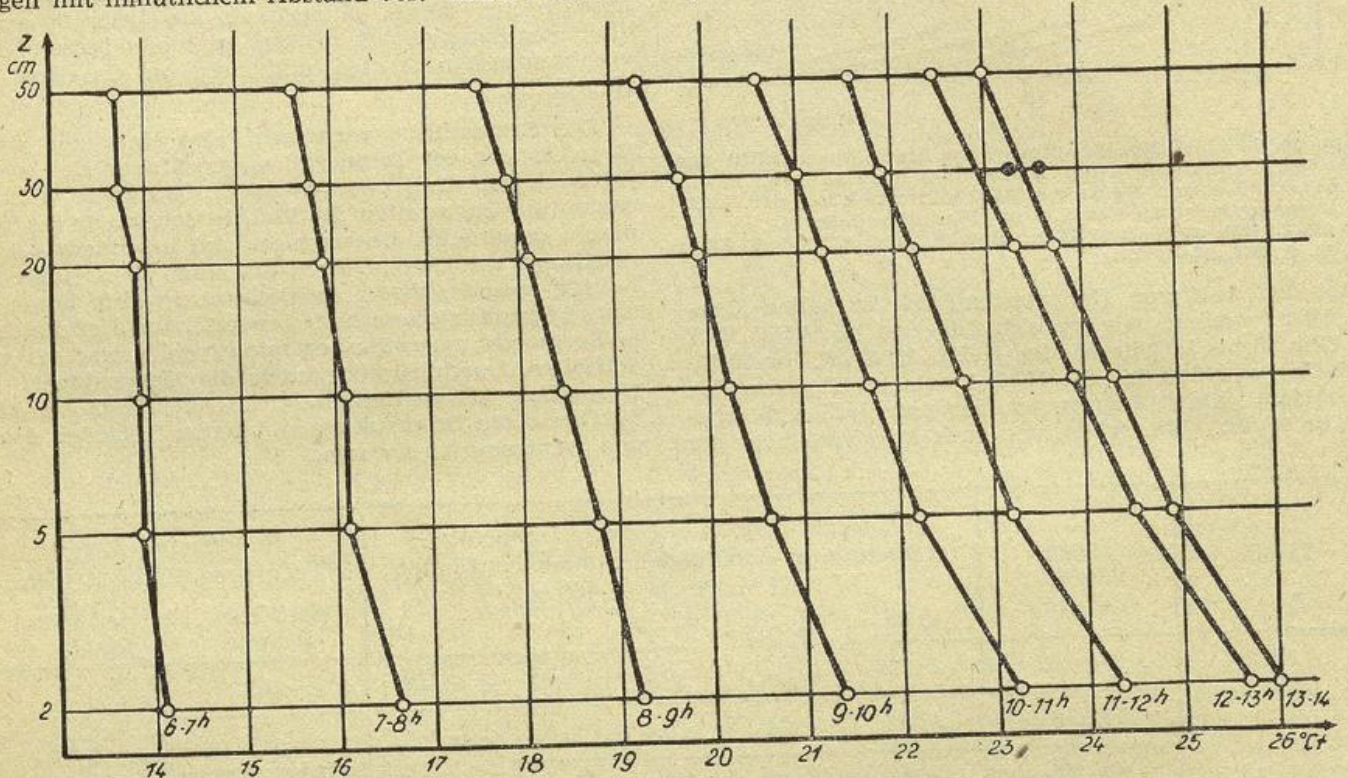


Abb. 17. Der Tagesgang der Höhenabhängigkeit der Temperatur in den untersten 50 Zentimetern der Atmosphäre (nach Messungen von A. Mäde [25]). Einstündige Mittelwerte (abgeleitet aus 10-Minuten-Extremen) der Lufttemperatur zwischen 2 und 50 cm Bodenabstand aus 24 Augusttagen des Jahres 1935 in Müncheberg (Mark) über unkrautfreiem Acker. Von 06 bis 14 Uhr. Halblogarithmisches Koordinatensystem.

Die Mäde'schen Beobachtungen bestätigen also unsere allgemeinen Ergebnisse. Sie deuten darauf hin, daß die Bevorzugung der logarithmischen Temperaturabnahme mit der Höhe offenbar bis zu Bodenabständen von mindestens 5 cm hinunter wahrscheinlich ist, und sie lassen die stärkere Überhitzung der untersten Schicht gegenüber dem höheren Bereich, die sich auch in unserem Material schon andeutete, klar erkennen (falls hier nicht eine Fälschung der Meßwerte durch die Bodennähe vorliegt).

In Abb. 18 stellen wir für August 11—12 Uhr die aus den 24tägigen Mittelwerten Mädes berechneten vertikalen Temperaturgradienten zwischen den einzelnen Höhenstufen (nach der oben geschilderten Methode unter Annahme logarithmischer Höhenabnahme der Temperatur auf die mittleren Bodenabstände der einzelnen Meßintervalle reduziert) gemeinsam mit den von uns zusammengestellten mehrjährigen Mittelwerten für denselben Termin (unter Interpolation auf 11 Uhr 30) im doppelt-logarithmischen Koordinatensystem graphisch als Funktion des Bodenabstandes

dar. Die Temperaturgradienten in Müncheberg sind höher, als es die Mittelwerte für diesen Bereich erwarten lassen (extrapolierter Wert für 1 m Bodenabstand etwa $-55^{\circ}/100$ m statt $-36^{\circ}/100$ m). Das dürfte auf die Tatsache zurückzuführen sein, daß in Müncheberg über nacktem Acker, bei den zur Mittelbildung benutzten Meßreihen aber über Rasen beobachtet wurde. Es ist bemerkenswert, daß der mittlere vertikale Temperaturgradient in 1 m Höhe, wie er sich aus den Müncheberger Beobachtungen an 24 Augusttagen ergibt, zahlenmäßig übereinstimmt (siehe Tab. 14) mit den im August im Mittel um 12 Uhr über dem nackten Sand- und Geröllboden bei Ismalia, Ägypten, gemessenen Wert.

Von diesem quantitativen Unterschied abgesehen bestätigt die Abb. 18 die Übereinstimmung des Charakters der in Müncheberg gemessenen Temperaturschichtung mit den aus den Mittelwerten über mehrere Jahre aus heterogenem Material abgeleiteten Ergebnissen.

Da auch zwischen ein und zehn Meter Bodenabstand nur zwei mehrjährige Meßreihen vorliegen, wäre es

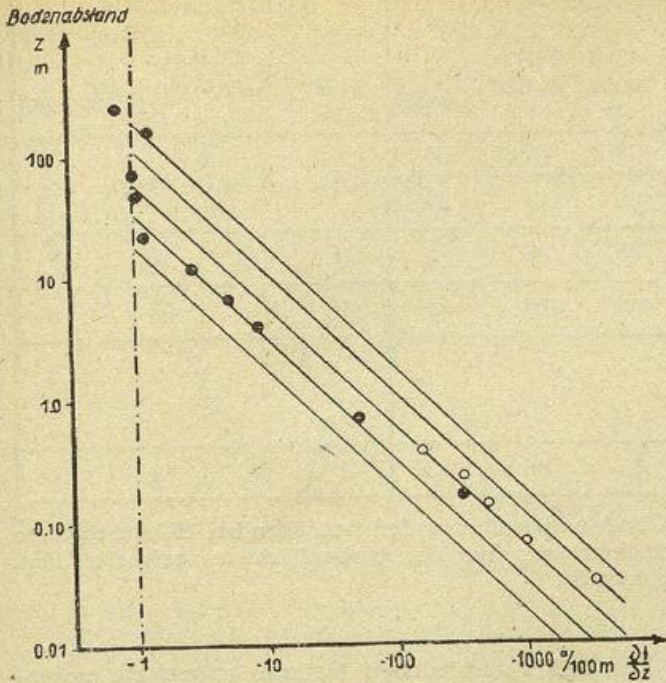


Abb. 18. Die Höhenabhängigkeit des vertikalen Gradienten der Lufttemperatur im August um 11.30 Uhr. Vergleich der aus den west(mittel-)europäischen Mittelwerten abgeleiteten Höhenfunktion des Temperaturgradienten mit der von A. Mäde [25] in Müncheberg im August 1935 zwischen 11 und 12 Uhr im Mittel beobachteten Temperaturverteilung in den untersten 50 cm der Atmosphäre (aus den Mäde'schen Temperaturangaben wurden vert. Temperaturgradienten berechnet). Doppelt-logarithmisches Koordinatensystem.
 • Mehrjährige Mittelwerte
 ○ Mittelwerte Müncheberg, August 1935
 — Linien logarithmischer Höhenfunktion der Temperatur.

verfrüht, von diesen Ergebnissen aus zu den Anschauungen über die blättrige Struktur der bodennahen Luftschicht, über das in etwa $1\frac{1}{2}$ m Höhe gelegentlich beobachtete Temperaturmaximum und andere spezielle Fragen (siehe R. Geiger [15]) Stellung zu

§ 13. Die wassernahe Luftschicht (Messungen von G. Wüst und H. Bruch).

Das von uns behandelte Problem läßt sich am allgemeinsten durch die Frage umschreiben: „Welche Änderungen des Temperaturfeldes der Luft werden durch einen Temperaturunterschied gegenüber der Unterlage verursacht?“, wobei wir uns vorerst auf den Fall einer (durch Einstrahlung) wärmeren Unterlage beschränken. Es fragt sich, welcher Unterschied zwischen der Wirkung einer festen Grenzfläche, dem Erdboden, und einer flüssigen, der Meeresoberfläche oder der Oberfläche eines Sees, besteht. Im ersten Fall wird die Temperaturdifferenz meist durch einen Wechsel zwischen Ein- und Ausstrahlung verursacht, im zweiten spielt die Advektion von Luft oder Wasser die Hauptrolle. Bei einer flüssigen Grenzfläche müssen — verglichen mit einer festen — die abweichenden Wärmeigenschaften des Wassers, die Beweglichkeit und „Auflösbarkeit“ (bei heftigem Wind) der Grenzfläche, die Wirkung der Verdunstung und die wegen der Verschiedenartigkeit der Rauigkeit andere Wirksamkeit des Windes eine wesentliche Rolle in der Beeinflussung der wassernahen Luftschicht spielen. Der Vergleich mit den in dieser Arbeit abgeleiteten Ergebnissen in Bezug auf die mittleren Änderungen des Temperaturfeldes in der untersten Atmosphäre über Land ist von besonderem Interesse. Speziell ist die Frage wichtig, ob ein bestimmter Temperaturunterschied zwischen der festen oder flüssigen Grenzfläche und der Luft über Land und See ähnliche Wirkungen hervorbringt.

nehmen. Vielleicht liegen die uns verfügbaren Meßreihen nicht dicht genug, um Einzelheiten zum Ausdruck zu bringen, insbesondere wenn man die Inhomogenität des Materials berücksichtigt, vielleicht kommen diese Einzelheiten, die sich im Einzelfall gut ausprägen mögen, in Mittelwerten gar nicht zum Ausdruck. Auch die von F. Albrecht ([8] S. 110) erwähnte „sehr geringe weitere Temperaturabnahme“ oberhalb eines Bodenabstandes von mehreren Dezimetern ist aus den Mittelwerten nicht zu entnehmen. Es passen vielmehr die Haude'schen Beobachtungen in den untersten Luftschichten über der Gobi [17], von denen Albrecht ausgeht, recht gut zu den Wüstenbeobachtungen in größerer Höhe bei Ismailia unter Annahme einer etwa logarithmischen Abnahme der Temperatur mit der Höhe.

Im Großen und Ganzen läßt das heute veröffentlichte Beobachtungsmaterial daher die folgende Vorstellung als wahrscheinlich erscheinen:

Zur Zeit der Einstrahlung bildet sich über der Erdoberfläche eine offenbar maximal wenige Zentimeter dicke Luftschicht mit besonderen Verhältnissen aus. Diese dürfte übereinstimmen mit der von Geiger so bezeichneten „Grenzschicht“ (nach Lettau besser „Laminarschicht“ [22]) mit überwiegend molekularer Wärmeleitung und der „bodennahen Zwischenschicht“ (ebenfalls nach Geiger [15]) mit gehemmtem Austausch. (Siehe auch die Diskussion der Vorgänge in diesem Bereich durch W. Haude [17] an Hand seiner schon erwähnten Messungen in der Wüste Gobi). Darüber stellt sich trotz aller Schwankungen und Pulsationen im Mittel eine einheitliche Höhenfunktion der Lufttemperatur mit ausgeprägter Bevorzugung der logarithmischen Abnahme mit der Höhe bei labiler Schichtung ein. Die Höhe dieser Schicht ist tages- und jahresperiodischen Schwankungen entsprechend der Stärke der Einstrahlung unterworfen bei einem mittäglichen Jahresmittelwert von 21 m. Die „bodennahe Luftschicht“ und auch die darin enthaltene „bodennahe Oberschicht“ (nach Geiger [15]) sind Teile dieses einheitlichen Bereiches.

Eine ausführliche Untersuchung der angeschnittenen Fragen würde den Rahmen dieser Arbeit überschreiten. Deshalb soll hier nur der Versuch gemacht werden, einen Überblick zu geben über die sich aus den bisherigen Beobachtungen ergebenden Tatbestände und ihre Deutung.

Das Beobachtungsmaterial, das zur Zeit veröffentlicht vorliegt, ist recht spärlich. Neben den Beobachtungen von G. Wüst [32] sind in erster Linie die von H. Bruch [9] veröffentlichten Messungen zu nennen, die noch nicht voll ausgeschöpft sind. Das von U. Roll [29] bearbeitete Material wurde nicht in extenso veröffentlicht, die Altair-Beobachtungen [16] liegen noch nicht bearbeitet vor.

Die Wüst'schen Beobachtungen sind im September 1919 mit Aspirationspsychrometern von Beiboot aus etwa 5 km östlich der Sagasbank, Mecklenburger Bucht, in Höhen von 20, 50, 120 und 200 cm über der Wasseroberfläche gewonnen worden. Bruch bestimmte auf thermoelektrischem Wege von einem Schwimmrahmen aus die Wassertemperaturen in 30, 5 und 2 cm Tiefe und die Lufttemperatur in 4 (nur am Sakrower See), 16, 32, 64, 128 cm Höhe. Er führte seine Beobachtungen im November 1938 und Mai bis Juni 1939 über dem Sakrower See bei Potsdam durch (Uferentfernung der Meßstelle nach Westen und Osten etwa 190—220 m, nach Norden 750 m, Süden 1700 m; über einer Wassertiefe von etwa 36 m) und im Juli—August 1939 über dem Wasser der Ostsee, etwa 40 m von der Südwest-

Absol. Temp. = differ. Wasser — Luft	Beobachtungen von H. Bruch										Beobachtungen von G. Wüst Ostsee						
	Sakrower See					Ostsee					20/50 cm	50/120 cm	120/200 cm	Anzahl			
	4/16 cm	16/32 cm	32/64 cm	64/128 cm	Anzahl	16/32 cm	32/64 cm	64/128 cm	Anzahl								
0—0,5°						43°/o	64°/o	57°/o	14					45°/o	9°/o	45°/o	11
0,5—1°	75°/o	50°/o	67°/o	75°/o	12	21	36	64	14								
1 — 2°	53	53	68	47	19	75	25	33	12	90	50	40	10				
2 — 3°	65	39	74	61	23	89	56	100	9	100	100	33	3				
3 — 7°	92	68	65	82	38												
7 — 13°	100	100	80	100	5												
alle	76	58	70	69	97	55	45	61	49	71	38	42	24				

Tab. 16. Prozentualer Anteil der Fälle, in denen sich die Lufttemperatur in den betreffenden Höhenschichten mit der Höhe so ändert, wie die Über- bzw. Untertemperatur der Wasseroberfläche es erwarten läßt. (Einfluß der Grenzfläche auf die wassernahe Luftschicht.)

spitze der Greifswalder Oie entfernt (Entfernung des Festlandes 10—32 km) über einer Wassertiefe von etwa 2 m.

Zur Bestimmung der Wassertemperatur wurde von Wüst eine mit dem Schöpfeimer aufgeschlagene Wasserprobe benutzt, d. h. es wurde die Mitteltemperatur der obersten Wasserschicht gemessen. Bruch beobachtete die Wassertemperatur in 2 cm Tiefe und bestimmte diejenige der Oberfläche durch Extrapolation. (Ein wichtiges Ergebnis der Bruch'schen Messungen ist die häufige Beobachtung einer Temperaturabnahme innerhalb der obersten Wasserschicht mit Annäherung an die Oberfläche, die Bruch auf die Verdunstung zurückführte.) Bei beiden Methoden ist also eine Fälschung der Temperaturdifferenz Wasser—Luft möglich, die sich aber nur bei kleinen Differenzen praktisch auswirken dürfte.

Bei ungestörten Verhältnissen ist das primitivste Kennzeichen einer Beeinflussung der wassernahen Luftschicht durch die Wasseroberfläche darin zu sehen, daß in ihr ein Temperaturgefälle entsprechend der Temperaturdifferenz zwischen dem Wasser und der Luft in ungestörter Höhe entsteht. D. h. bei wärmerem Wasser muß die Lufttemperatur innerhalb des Wirkungsbereiches der Grenzfläche mit der Höhe abnehmen, bei kälterem Wasser zunehmen. Um zunächst festzustellen, wie weit überhaupt ein Einfluß der Wasseroberfläche auf die Temperaturverhältnisse der wassernahen Luftschicht vorhanden ist und wie hoch die Wirkungsweite der Grenzfläche reicht, wurde das Wüst'sche und Bruch'sche Beobachtungsmaterial nach der Größe der Abweichung der in der größten Beobachtungshöhe gemessenen Lufttemperatur von der Wassertemperatur geordnet und ermittelt, in wieviel Prozent aller Fälle in den einzelnen Höhenstufen die Lufttemperatur eine Tendenz zur Anpassung an die Wassertemperatur zeigte. Es wurde dabei auch eine Unterteilung nach positiven und negativen Differenzen Wasser—Luft getroffen, hier soll aber nur das zusammengefaßte Ergebnis in Tab. 16 mitgeteilt werden.

Die Prozentzahlen dieser Tabelle geben an, in wieviel Prozent aller Fälle die Lufttemperatur, z. B. zwischen 4 und 16 cm Höhe, nach unten zunahm, wenn das Wasser wärmer, bzw. abnahm, wenn das Wasser kälter war als die Luft in 1,28 m (bei Wüst 2 m) Höhe. Ein Einfluß der Wassertemperatur auf die Temperaturverhältnisse in der betreffenden Schicht kann angenommen werden, wenn der Prozentsatz wesentlich über 50% liegt.

Die drei verschiedenen Meßorte zeigen ein unterschiedliches Verhalten. Die Bruch'schen Beobachtungen über dem Sakrower See lassen im allgemeinen eine Zunahme des Einflusses der Grenzfläche mit wachsender Temperaturdifferenz Wasser—Luft erkennen. Auch sieht man, insbesondere bei Betrachtung der großen Temperaturdifferenzen, wie sich mit zunehmendem Gegensatz Wasser—Luft die Wirkungsweite der Grenzfläche nach oben ausdehnt. Allzu deutlich ist der Zusammenhang trotz der z. T. recht beträchtlichen Temperaturdifferenzen Wasser—Luft allerdings nicht, das nahe Land und die geringe Verweilzeit der strömenden Luft über dem Wasser dürften zu mannigfachen Störungen Anlaß geben.

Die Bruch'schen Beobachtungen über der Ostsee zeigen diese Vieldeutigkeit in verstärktem Maße. In fast der Hälfte aller Fälle ist ein Einfluß der Wassertemperatur auf die Lufttemperatur oberhalb von 16 cm Höhe überhaupt nicht erkennbar und die Temperaturverteilung innerhalb der wassernahen Luftschicht offenbar vom Zufall bestimmt. Bei Temperaturdifferenzen Wasser—Luft unter 1° ist das ganz ausgeprägt der Fall. Während der Bruch'schen Beobachtungen dürfte dar-

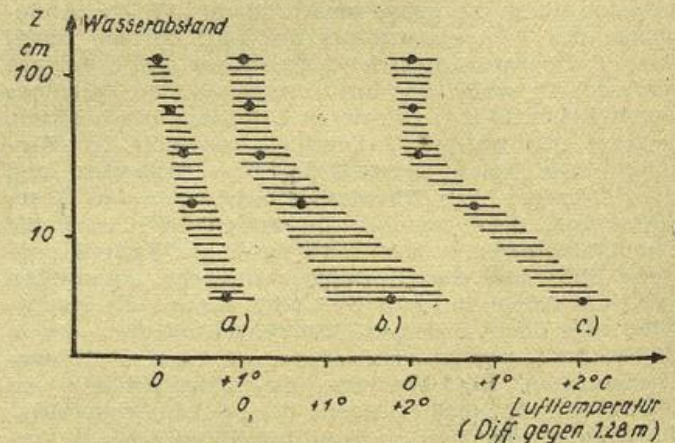


Abb. 19. Die wassernahe Luftschicht, Höhenabhängigkeit der Lufttemperatur über dem Sakrower See (gemessen von H. Bruch [9])

- a) 30. XI. 1938, 12.01 Uhr, steu 10, Wind in 2,14 m 3,50 m/sec, SW, Tempdiff. Wasser (2 cm Tiefe) — Luft (1,28 m Höhe) = +2,15°.
- b) 9. VI. 1939, 01.36 Uhr, ast 4, 2,70 m/sec, N, +9,60°.
- c) 28. XI. 1932, 05.52 Uhr, Nebel über 2 m hoch, 2,85 m/sec, SSW, +6,08°.

Halblogarithmisches Koordinatensystem.
 ≡ Temperaturunruhe.

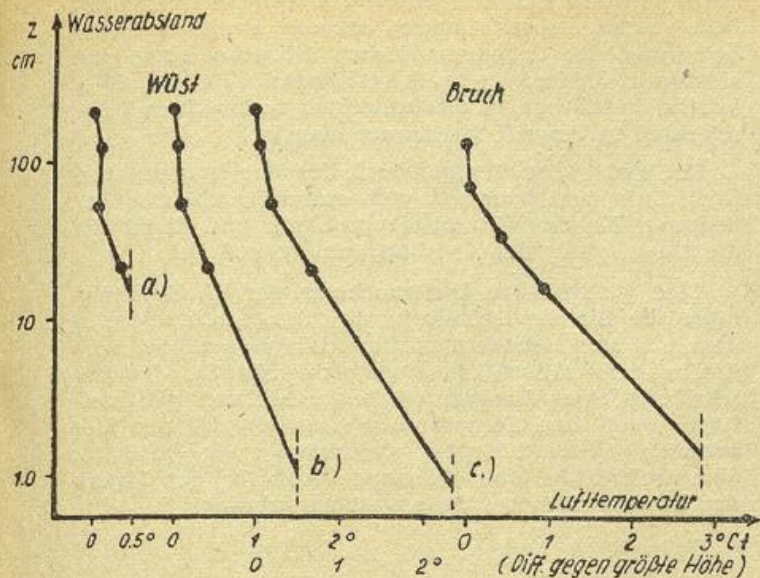


Abb. 20. Die wassernahe Luftschicht, Höhenabhängigkeit der Lufttemperatur über der Ostsee als Funktion der Temperaturdifferenz Wasser — Luft. a)–c) Messungen von Wüst [32], September 1919, 5 km östlich Sagasbank, d) Messung von Bruch [9] am 3. VIII. 1639, 14.58 Uhr, hart an der Greifswalder Oie.

Temperaturdifferenz Wasser (mit Pütz aufgeschlagen) — Luft (in 2 m Höhe) im Mittel: a) $+0,44^\circ$; b) $+1,51^\circ$; c) $+2,37^\circ$. Temperaturdifferenz Wasser (2 m Tiefe) — Luft (1,28 m Höhe) bei Bruch: $+3,25^\circ$, Wind in 2,12 m Höhe: 4,35 m/sec, EzN, cist, acu 3.

Halblogarithmisches Koordinatensystem.
: Wassertemperatur.

her in der Mehrzahl der Fälle die Reichweite des Grenzflächeneinflusses sehr gering gewesen und durch andere Einflüsse wie die allzu nahe gelegene Insel (obgleich nur bei Winden von See her beobachtet wurde) und die geringe Wassertiefe überlagert sein. Es wäre deshalb auch sinnlos, die Bruch'schen Beobachtungen zur Ableitung von mittleren Temperatur-Höhenkurven innerhalb der wassernahen Luftschicht zu benutzen, sondern man muß hier, wie es Bruch auch tat, auf charakteristische Einzelbeobachtungen zurückgreifen.

Die Wüst'schen Beobachtungen, die über größerer Tiefe und in größerer Entfernung von Land ausgeführt wurden, ergeben ein eindeutigeres Bild. Bei Temperaturdifferenzen Wasser—Luft unter 1° ist ein Einfluß der Wasseroberfläche auf die Lufttemperatur in Höhen über 20 cm allerdings auch nicht festzustellen, mit zunehmender Temperaturdifferenz aber tritt dieser Einfluß klar hervor. Für Temperaturdifferenzen zwischen 1 und 2° reicht die Wirkungsweite der Grenzfläche in 90 % der Fälle (9 von 10) über 20 cm empor, für 2 bis 3° in allen drei vorkommenden Fällen bis über 50 cm. Die Wüst'schen Beobachtungen sind deshalb zur Mittelbildung geeignet.

In Abb. 19 sind drei Meßreihen, die Bruch über dem Sakrower See gewann, wiedergegeben, in ihnen ist die von Bruch mitgeteilte Temperaturruhe durch waagerechte Schraffen dargestellt. Als Ordinate ist der Logarithmus der Höhe als Abszisse die Temperaturdifferenz gegenüber dem in 128 cm beobachteten Wert angegeben. Im ersten Fall (30. XI. 1938, 12⁰¹) sind bei einer Temperaturdifferenz Wasser (in 2 m Tiefe) — Luft (in 128 cm Höhe) von $+2,80^\circ$ die Änderungen der Lufttemperatur mit der Höhe in allen Schichten gegenüber der momentanen Schwankung der Temperatur sehr gering. In den beiden anderen Fällen (9. VI. 1939, 01³⁰, und 28. XI. 1938, 05⁵²) sind die Temperaturdifferenzen Wasser—Luft sehr groß ($+9,60^\circ$, bzw. $+6,08^\circ$), und es bildet sich in den untersten 30 cm der wassernahen Luftschicht ein ausgeprägtes Temperaturgefälle aus

mit trotz beträchtlicher Streuung eindeutig logarithmischer Abnahme der Temperatur mit der Höhe. In diesen Fällen wird Luft, die über Land ausgekühlt ist, über den See hinwegtransportiert und durch die Grenzfläche von unten her aufgeheizt, im ersten Fall verweilt sie bei Nordwind (Geschwindigkeit 2,7 m/sec) ungefähr 5 Minuten, im zweiten Fall bei SSW-Wind von 2,9 m/sec etwa 3 Minuten über dem Wasser, bis sie den Beobachtungsort erreicht (im zweiten Fall unter Nebelbildung). Es liegt wohl an der kurzen Verweilzeit, wenn die Wirkungsweite der Grenzfläche in diesen Fällen nicht größer ist.

In Abb. 20 sind die Mittelwerte aus den Wüst'schen Beobachtungen — beschränkt auf die Fälle, in denen das Wasser wärmer war als die Luft — und eine Bruch'sche Meßreihe über der Ostsee (3. VIII. 1939, 14⁵⁸) wiedergegeben. In allen Fällen ist die Änderung der Lufttemperatur mit der Höhe oberhalb von etwa einem halben Meter Wasserabstand nur gering, während in der untersten Schicht ein mit zunehmender Temperaturdifferenz Wasser—Luft wachsendes Temperaturgefälle beobachtet wird. (Temperaturdifferenzen Wasser—Luft im Mittel bei Wüst: $+0,44^\circ$, $+1,51^\circ$, $+2,37^\circ$; bei Bruch $+3,25^\circ$.)

Wüst selbst schließt aus seinen Beobachtungen, die er nach der Größe der Windgeschwindigkeit ordnet, daß die Lufttemperatur oberhalb 50 cm Höhe logarithmisch abnimmt. Wie die Tab. 16 zeigt, ist in diesem Bereich aber in 62 % bzw. 58 % aller Fälle überhaupt kein systematischer Einfluß der Wassertemperatur auf die Lufttemperatur festzustellen. Bei den geringfügigen Änderungen der Temperatur mit der Höhe dürften deshalb hier alle weitergehende Schlüsse sehr unsicher und dem Zufall unterworfen sein. Es erscheint vielmehr durchaus plausibel, nach allen unseren obigen Ergebnissen anzunehmen, daß in den unteren Schichten bis etwa 50 cm Höhe hinauf eine logarithmische Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe vorhanden ist, die je nach der Größe der Temperaturdifferenz Wasser — Luft mehr oder weniger stark zur Ausprägung kommt. In der Bruch'schen Meßreihe, bei der drei Meßpunkte in diesem untersten Bereich liegen, kommt das — ebenso wie über dem Sakrower See — klarer zum Ausdruck. Die Wüst'schen Beobachtungen lassen mit ihren zwei Meßpunkten unterhalb 1 m Höhe einen eindeutigen Beweis nicht zu, sie stehen aber auch nicht im Widerspruch zu unserer Annahme, zumal für Temperaturdifferenzen Wasser — Luft über $+1^\circ$ bei Gültigkeit der logarithmischen Abnahme der Temperatur mit der Höhe die Wassertemperatur in plausiblen Höhen (1,0 bzw. 0,8 cm) erreicht wird.

Wegen des nur geringfügigen Meßmaterials sind wir weit davon entfernt, die Verhältnisse in der wassernahen Luftschicht mit derselben Eindeutigkeit und Genauigkeit zu überschauen, wie es nach unseren obigen Ergebnissen über Land der Fall ist. Eines können wir aber auch jetzt schon sagen: Entsprechend der sehr viel geringeren Temperaturgegensätze zwischen der Grenzfläche und der Luft reicht die Wirkung der Wasseroberfläche in sehr viel kleinere Höhen empor als die der festen Erdoberfläche, soweit sich diese Einwirkung in der Entstehung einer ausgeprägten Luftschicht mit besonderen Verhältnissen äußert. Die so verstandene Wirkungsweite, d. h. die Dicke dieser Luftschicht, dürfte maximal etwa zwischen $\frac{1}{2}$ und 1 m liegen. Das vorhandene Beobachtungsmaterial macht es sehr wahrscheinlich, daß auch in dieser Luftschicht, genau so wie in größerem Umfange über Land, eine logarithmische Höhenfunktion der Lufttemperatur der bevorzugte Zustand ist.

§ 14. Weitere Anwendungsmöglichkeiten der Ergebnisse.

Die vorstehende Untersuchung ist in erster Linie ein Beitrag zum Studium der unteren Atmosphärenschichten im Hinblick auf die eigenbürtigen Komponenten des Temperaturfeldes und seiner zeitlichen Änderungen. Ihre Ergänzung durch Bearbeitung der Beobachtungen zwischen 18 und 06 Uhr *) und in Bezug auf die Austauschvorgänge soll später erfolgen.

Die Anwendungsmöglichkeiten gehen aber über den Bereich der meteorologischen und maritim-meteorologischen Fragestellungen hinaus und berühren ferner liegende Problemstellungen der Geophysik. Wegen des ausschlaggebenden Einflusses des vertikalen Temperaturgradienten auf das Verhalten der Lichtstrahlen in der Atmosphäre bildet sie gleichzeitig die Grundlage für eine erste „Klimatologie der terrestri-

*) K. Brocks, „Die Höhenabhängigkeit der Lufttemperatur in der nächtlichen Inversion.“ Meteorologische Rundschau (im Druck).

schen Refraktion in der unteren Atmosphäre“ und berührt damit die seit langem aktuelle Frage der Verbesserung der trigonometrischen Höhenmessung, wie sie von T. J. Kukkamäki [21] bereits für die nivellitische Refraktion in den untersten bodennahen Luftschichten in Angriff genommen wurde.

Die Frage des Temperaturfeldes der wassernahen Luftschicht wiederum ist von ausschlaggebender Bedeutung für das Kimmtiefenproblem und damit für die Genauigkeit der Ortsbestimmung auf See.

Eine gleichzeitige Untersuchung der Windverhältnisse, die für die Gestaltung des Temperaturfeldes in dem von uns betrachteten Bereich von maßgeblichem Einfluß sein müssen, ist leider nicht möglich. Die Beschaffung eines Beobachtungsmaterials von gleichzeitigen Wind- und Temperaturmessungen, das den hier benutzten Beobachtungen gleichwertig ist, muß als eine wesentliche und drängende Aufgabe der Physik der unteren Atmosphäre angesehen werden.

Literaturverzeichnis.

I. Das Beobachtungsmaterial:

1. M. A. Angot. Annales bureau centr. meteor. de France, 1894 I, Paris 1896.
2. A. C. Best. Transfer of heat and momentum in the lowest layers of the atmosphere. Geoph. Mem. Nr. 65, London 1935.
3. W. D. Flower. An investigation into the variation of the lapse rate of temperature in the atmosphere near the ground at Ismalia, Egypt. Geoph. Mem. Nr. 71, London 1937.
4. N. K. Johnson. A study of the vertical gradient of temperature in the atm. near the ground. Geoph. Mem. Nr. 46, London 1929.
5. N. K. Johnson and G. S. P. Heywood. An investigation of the lapse rate of temperature in the lowest 100 m of the atmosphere. Geoph. Mem. Nr. 77, London 1938.
6. K. Knoch. Ein Beitrag zur Kenntnis der Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse in verschiedener Höhe über dem Erdboden. Preuß. Meteor. Inst., Abh. III, Nr. 2, Berlin 1909.

II. Zitierte Arbeiten:

7. F. Albrecht. Die thermische Konvektion in der freien Atmosphäre und ihre Bedeutung für den Wärmeumsatz zwischen Erdoberfläche und Luft. Reichsamt für Wetterdienst, Wiss. Abh. IX, Nr. 5, Berlin 1942.
8. F. Albrecht. Turbulenzuntersuchungen. Meteor. Z. 60, 109 (1943).
9. H. Bruch. Die vertikale Verteilung von Windgeschwindigkeit und Temperatur in den untersten Metern über der Wasseroberfläche. Veröff. Inst. Meeresk. Berlin, A, 38, Berlin (1940).
10. H. G. Cannegieter. Meteor. Z. 37, 298 (1920).
11. M. Dorfwith. Normalwerte und Registrierungen der Sonnenstrahlung in Potsdam. Meteor. Z. 60, 121 (1943).
12. H. v. Ficker. Über die Entstehung lokaler Wärmegewitter, 2. Mitt.: Die Vorgänge in der fr. Atm. über Lindenberg am 2./3. 7. 1914. Pr Ak. Wiss. Ph. Mat. Kl. 1932, XVI.
13. C. Forch. Temper. der fr. Atm. über der südungar. Tiefebene. Meteor. Z. 36, 197 (1910).
14. G. Fritzsche und R. Stange. Vertikaler Temperaturverlauf über einer Großstadt. Beitr. Phys. fr. Atm. 23, 95 (1936).
15. R. Geiger. Das Klima der bodennahen Luftschicht. 2. Aufl., Braunschweig 1942.
16. Aus den Ergebnissen der Internationalen Golfstrom-Untersuchung 1936, 6. Lief. 1. Teil (B. Schröder), Beih. der Ann. d. Hydr., Sept. 1941.
17. W. Haude. Temperatur und Austausch der bodennahen Luft über einer Wüste. Beiträge z. Phys. d. fr. Atm. 21, 129 (1934).
18. F. Höhdorf und R. Marquardt. Thermische Vertikalbewegungen nach Schwebeballmessungen. Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. 21, 147 (1934).
19. R. Holzapfel. Abkühlung in der Höhe durch Erwärmung am Boden. Meteor. Z. 57, 349 (1940).
20. H. G. Koch. Über Temperatur und Austausch innerhalb der Bodeninversion. Gerl. Beitr. z. Geoph. 46, 407 (1937).
21. T. J. Kukkamäki. Formeln und Tabellen zur Berechnung der nivellitischen Refraktion. Veröff. Finn. Geod. Inst., Nr. 27, S. 1—18, Helsinki 1939.
22. H. Lettau und K. Dörfel. Der Wasserdampfübergang von einer nassen Platte an strömende Luft. 2. Mitt. Ann. d. Hydr. 64, 504 (1936).
23. H. Lettau. Atmosphärische Turbulenz. Leipzig 1939.
24. H. Lettau. Über die Zeit- und Höhenabhängigkeit des Austauschkoeffizienten im Tagesgang innerhalb der Bodenschicht. Gerl. Beitr. z. Geoph. 67, 171 (1944).
25. A. Mäde. Widerstandselektrische Temperaturbeobachtungen an einer mikroklimatischen Basisstation. Reichsamt f. Wetterd., Wiss. Abh. V, Nr. 3, Berlin (1938).
26. W. Paeschke. Experimentelle Untersuchungen zum Rauigkeits- und Stabilitätsproblem in der bodennahen Luftschicht. Diss. Göttingen 1937.
27. W. Pepler. Beiträge zur Physik des Cumulus. Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. 10, 130 (1922).
28. J. Reger. Zur Frage der überadiab. Gradienten. Meteor. Z. 37, 31 (1920).
29. U. Roll. Zur Frage des täglichen Temperaturextremums in den untersten Luftschichten über dem Meere. Arch. Deutsche Seew. 59, Nr. 9, 1939.
30. S. Siegel. Messungen d. nächtl. Temperaturgefüges i. d. bodenn. Luftsch. Gerl. Beitr. 47, 369 (1936).
31. E. Wahl. Die Bildruhe bei astr. Beob., ein Turbkriterium, 2. Mitt., Gerl. Beitr. 59, 49 (1942).
32. G. Wüst. Temperatur- und Dampfdruckgefälle in den untersten Metern über der Meeresoberfläche. Meteor. Z. 54, 4 (1937).

