

Einige Ergebnisse von Windprofilmessungen über See bei stabiler Schichtung

Von HEINRICH HOEBER, *Meteorologisches Institut der Universität Hamburg*

(Manuscript received April 24, 1967; revised August 28, 1967)

ABSTRACT

Wind profile measurements in the lowest layers above the sea surface under conditions of stable stratification are presented which have been performed—using floating buoys—during a cruise in the Baltic in April 1964. It is shown that the “log + linear”-profile law proposed by Monin and Obuchow holds well even in the more stable range. Using a rough estimation of the Monin-Obuchow length $L' = L \cdot K_H/K_M$ the author obtains a value of $\alpha' = \alpha \cdot K_H/K_M$ which increases from 6 to 9 with increasing stability. Friction velocity is also computed from the wind profiles employing the log + linear law, and presented in terms of the drag coefficient. It turns out to depend on the thermal stratification, decreasing with increasing stability.

Messungen des vertikalen Windprofils über See, die trotz der besonderen technischen Schwierigkeiten in letzter Zeit häufiger durchgeführt wurden, bestätigen, was längere Meßserien an Land immer wieder zeigten: das Profil der mittleren horizontalen Windgeschwindigkeit wird beschrieben durch die Gleichung

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{k \cdot z} \cdot S(z/L) \quad (1)$$

(u = mittlere Windgeschwindigkeit, u_* = Schubspannungsgeschwindigkeit, z = Höhenkoordinate, S = Stabilitätsfunktion, L = Stabilitätsparameter nach Monin-Obuchow). Im adiabatischen Fall ist das Profil „logarithmisch“ ($S = 1$); es weicht von dieser Form nach Maßgabe der Stabilitätsfunktion ab, die bei labiler Schichtung kleiner als 1, bei stabiler Schichtung größer als 1 wird. Insbesondere die logarithmische Profilform bei adiabatischer Schichtung ist durch zahlreiche Messungen von Brocks (1963) verifiziert worden.

Für die funktionale Form von S in Abhängigkeit eines die Stabilität der Dichteschichtung beschreibenden Parameters wurden verschiedene Ansätze gemacht; am häufigsten wird neben dem „KEYPS“-Profil (siehe z. B. Lumley u. Panofskij 1964) das von Monin u. Obuchow

(1954) vorgeschlagene „log + linear“ Profil benutzt, bei dem $S(z/L)$ in eine Reihe entwickelt wurde, die nach dem ersten Glied abbricht:

$$S = 1 + \alpha \frac{z}{L}. \quad (2)$$

Obwohl deshalb diese Profilform nur für kleine z/L -Werte, d. h. für geringe Abweichungen vom adiabatischen Fall gültig sein sollte, haben sowohl McVehil (1964) als auch Webb (1965) gefunden, daß bei stabiler Schichtung über Land gemessene Windprofile auch über einen größeren Stabilitätsbereich gut durch die log + linear Profilform beschrieben werden können.

Profilmessungen über See bei stabiler Schichtung sind bisher in der Literatur seltener behandelt worden. Das mag daran liegen, daß in einem großen Teil der Ozeane neutrale oder schwach instabile Schichtung vorherrscht, wie sich kürzlich auch wieder bei einer Meßreihe zeigte, die mit dem Forschungsschiff „Meteor“ im atlantischen Südostpassat gewonnen wurde (Hoerber (1966)). Insofern werden Untersuchungen über die großräumige Verteilung der vertikalen Wärmeströme erleichtert, da man auf die genaue Kenntnis der Profilform verzichten und in den meisten Fällen die logarithmische Annäherung als gute Approximation benutzen kann.

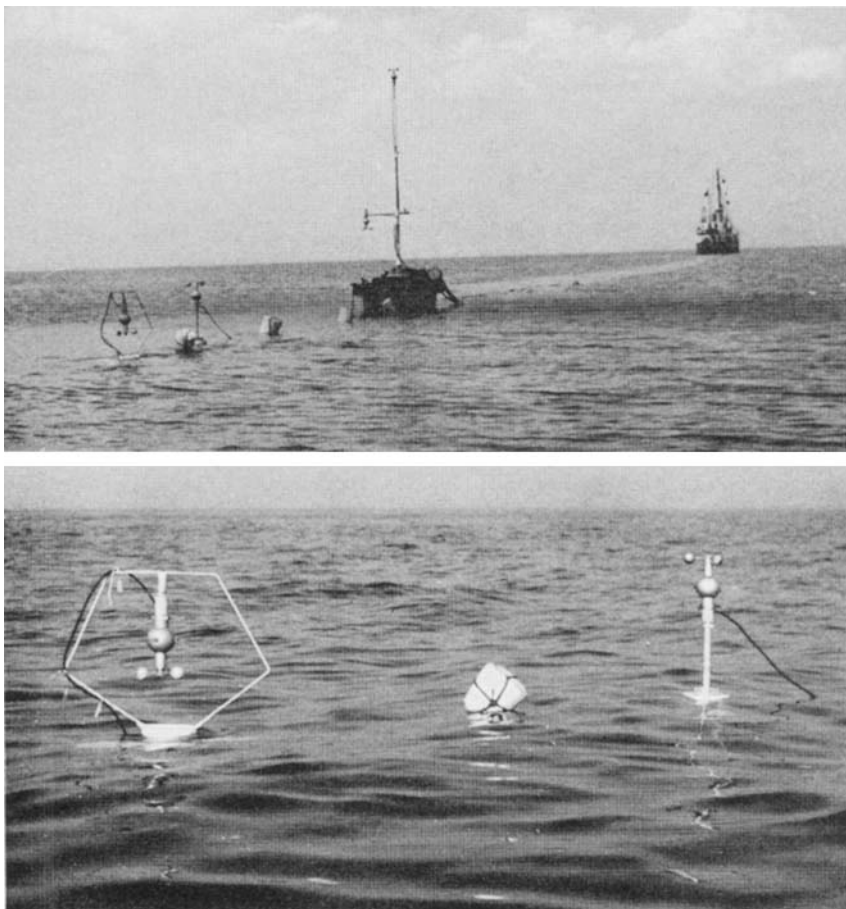


Abb. 1. Oben: Bojensystem zur Messung des vertikalen Windprofils. In der Mitte die große Boje mit neigungsstabilisiertem Mast, vorne kleine Zusatzbojen für niedrige Höhen, im Hintergrund das Forschungsschiff. *Unten:* Die beiden Zusatzbojen mit Anemometern in 25 und 60 cm Höhe.

Above: The system of buoys for the measurement of vertical wind profiles. Main buoy in the center with stabilized mast, in the foreground additional small buoys for measurements at lower heights, in the background R. V. "Hermann Wattenberg". *Below:* Details of small buoys with anemometers at heights of 25 and 60 cm.

Kritisch wird eine solche Approximation dagegen in Gebieten mit größeren Temperaturunterschieden zwischen Wasser und Luft, etwa bei markanten Meeresströmungen oder in Landnähe, wo sich — meist im jahreszeitlichen Wechsel — sowohl zur positiven als auch zur negativen Seite abweichende Stabilitäten einstellen können. Im folgenden soll über Windprofile berichtet werden, die bei stark stabiler Schichtung während einer Meßreise im April 1964 in der Ostsee beobachtet werden konnten. Es herrschten, wie es im Frühjahr häufig vorkommt, große vertikale Temperaturunterschiede, da das Wasser noch relativ niedrige

Temperaturen zeigte, während über dem Festland erwärmte Luft advektiv herangeführt wurde. Gleichzeitig war die Windgeschwindigkeit sehr niedrig, so daß die Voraussetzungen für eine große positive Richardsonsche Zahl gegeben waren.

Die Windschichtung von 25 cm bis 15,6 m Höhe wurde mit Schalenkreuzanemometern an mehreren Bojen und am Mast des Forschungskutters „Hermann Wattenberg“¹ gemessen. Für zwei Anemometer in 1,4 m und 4,1 m Höhe

¹ Das Schiff wurde dankenswerterweise vom Institut für Meereskunde der Universität Kiel zur Verfügung gestellt.

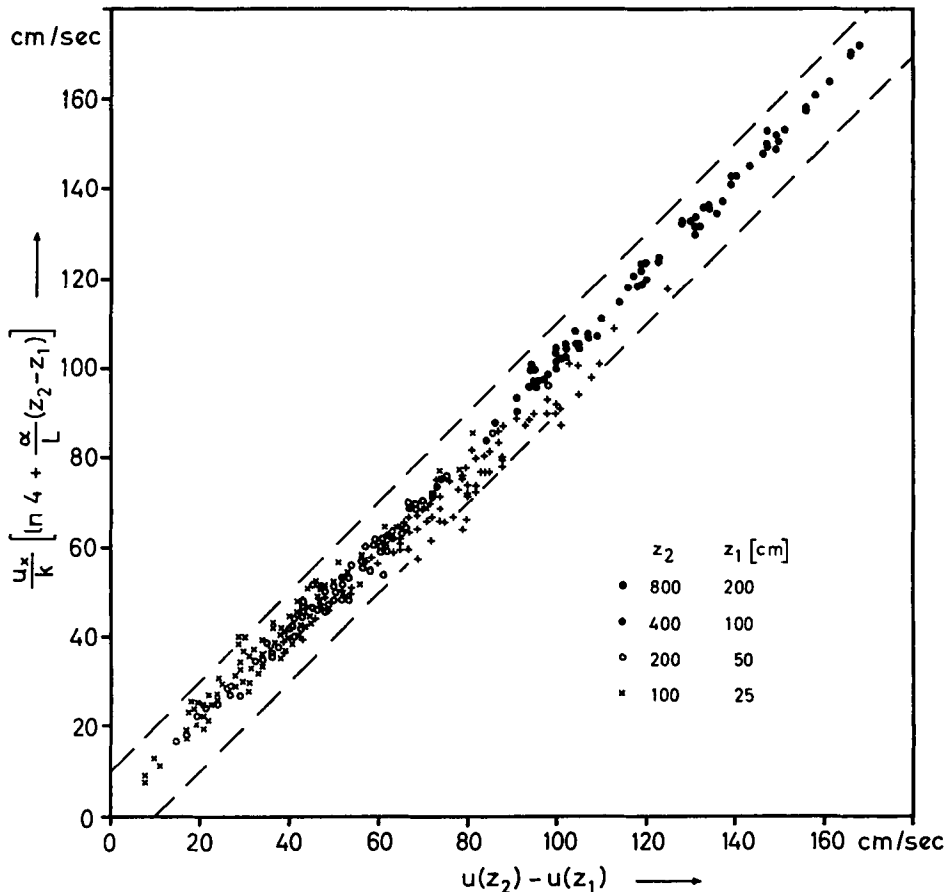


Abb. 2. Vergleich gemessener Δu -Werte mit den durch die ausgleichende Gerade $\Delta u = u_*/k \cdot (\ln 4 + \alpha/L \Delta z)$ gegebenen Werten.

Observed wind differences between two heights as indicated by different symbols versus differences computed with least square values of u^* and α/L , using the Monin-Obuchow profile law.

wurde eine Boje mit neigungsstabilisiertem Mast des von Hasse (1964) beschriebenen Typs verwendet. Da die Windgeschwindigkeit maximal nur 6 m/sec betrug, war außerdem der Einsatz kleiner Zusatzbojen möglich, bei denen jeweils ein Anemometer in niedriger Höhe (25 cm und 60 cm) auf einem Styroporschwimmer befestigt ist. Der Schwimmer ist so geformt, daß er sich mit Wellen, die länger sind als sein Durchmesser, relativ gut auf und ab bewegt, so daß die Anemometer stets gleichen Abstand von der Wasseroberfläche behalten; ein Gegengewicht hält das System in vertikaler Lage. Diese kleinen Bojen haben sich bereits bei früheren Unternehmungen bewährt (siehe z. B. Brocks (1963), Abb. 7). Ein weiteres Anemometer war am Mast des Forschungsschiffes angebracht,

auf dem sich auch die Registriergeräte befanden; Schiff und Bojen waren durch 250 m lange Schwimmkabel verbunden.

Abb. 1 zeigt das gesamte System. Der Meßort befand sich in der Kieler Bucht mit einer wirksamen Windweglänge („fetch“) von 7 bis 10 Seemeilen. Diese Länge dürfte ausreichend sein zur Bildung eines ausgereiften Seegangs und zur Bildung eines für maritime Verhältnisse charakteristischen Profils.

Die Messungen wurden nach dem von Monin und Obuchow gemachten Ansatz für das Windprofil ausgewertet. Da dieses Profil nur bei Stationarität gültig ist, mußten einige Fälle der Meßreihe, bei denen offensichtlich instationäre Verhältnisse herrschten, ausgeschieden werden. Es zeigte sich nämlich, daß gerade bei stabiler

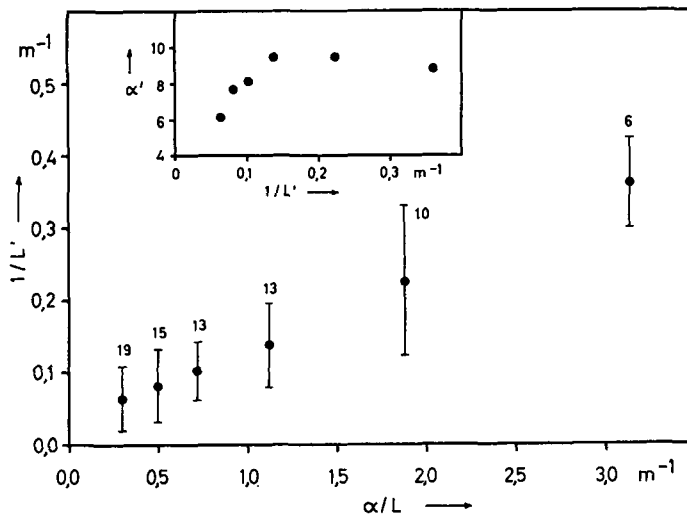


Abb. 3. Der Stabilitätsparameter α/L des Monin-Obuchowschen Windprofils, abgeleitet aus dem Windprofil allein, gegen die reziproke Monin-Obuchowsche Länge L' , abgeleitet aus vertikalen Temperatur- und Winddifferenzen. Gruppenmittelwerte mit Standardabweichung und Zahl der Einzelprofile. Einsatz: α' als Funktion der Stabilität.

Stability term α/L of the Monin-Obuchow wind profile computed from the observed wind profile alone versus reciprocal Monin-Obuchow length L' computed from vertical temperature and wind differences. Group means with standard deviation and number of observations. Inset shows the Monin-Obuchow "constant" α' as function of stability.

Schichtung die Stationaritätsbedingung sorgfältig beachtet werden muß, da die turbulenzdämpfende Wirkung stabiler Schichtung es verhindern kann, daß von oben einfallende „Böen“ sich schnell bis an die Meeresoberfläche durchsetzen.

Das Windprofil lautet bei Monin und Obuchow in integrierter Form:

$$u(z_2) - u(z_1) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \frac{z_2}{z_1} + \frac{\alpha}{L} (z_2 - z_1) \right]. \quad (3)$$

An Hand unseres Materials sollen zwei Fragen geklärt werden: wie weit gehorchen die gemessenen vertikalen Geschwindigkeitsdifferenzen tatsächlich einem durch (3) gegebenen log + linear-Gesetz, und wie groß ist der Parameter α . Um hierauf eine Antwort zu finden, wurden zunächst aus den einzelnen Meßwerten jeder Höhe zeitliche Mittelwerte über 15 Minuten gebildet und sodann ein die Mittelwerte ausgleichendes Vertikalprofil konstruiert. Aus jedem Profil wurden die Werte für die Höhen 25 cm, 50 cm, 100 cm, 200 cm, 400 cm und 800 cm bestimmt. (Die Verwendung des 15,6-m-Wertes vom Schiffsmast ist etwas kritisch, da

sich bei den geringen Windgeschwindigkeiten evtl. horizontale Unterschiede bemerkbar machen könnten — die Entfernung zwischen Schiff und Bojen betrug 250 Meter.) Es können nun vier Differenzen $u(z_2) - u(z_1)$ so berechnet werden, daß stets $z_2/z_1 = 4$ ist. In diesem Fall ist, wie aus Gl. (3) ersichtlich wird, die Differenz $u(z_2) - u(z_1)$ eine lineare Funktion der Höhendifferenz $z_2 - z_1$. In einem $\Delta u - \Delta z$ -Koordinatensystem wurden für jedes Profil die Meßwerte dargestellt und nach der Methode der kleinsten Quadrate durch eine Gerade angenähert. Nullpunkt und Neigung dieser Geraden bestimmen nach Gl. (3) die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* und den Quotienten α/L . Diese Methode wurde — nach Kenntnis des Autors — zuerst von McVehil (1964) angewandt.

Aus der Abb. 2 läßt sich entnehmen, ob die gemessenen vertikalen Differenzen tatsächlich einer linearen Abhängigkeit von der Höhendifferenz genügen, d. h. ob das log + linear-Gesetz erfüllt ist. Die Abszisse in dieser Abbildung gilt für die gemessenen Differenzen, die Ordinate für die aus den nach der oben beschriebenen Methode abgeleiteten u_* - und α/L -Werten berechneten Differenzen. Die Punkte ordnen

sich um eine 45°-Gerade an, doch scheint sich eine systematische Abweichung in dem Sinne anzudeuten, daß die Differenzen der oberen und unteren Höhen kleiner sind als die berechneten, die der mittleren Höhen größer. Die Abweichungen machen aber bis auf wenige Einzelfälle weniger als 10 cm/sec aus; die Standarddeviation aller Fälle ist $\pm 4,0$ cm/sec bei einer mittleren Geschwindigkeitsdifferenz von 70 cm/sec. Es wurde deshalb das log + linear-Gesetz als erfüllt angesehen.

Die Monin-Obuchowsche Länge L ist definiert durch

$$L = - \frac{c_p \cdot \rho \cdot T_0 \cdot u_*^3}{g \cdot k \cdot H}, \quad (4)$$

wobei H den vertikalen Wärmestrom bedeutet und die übrigen Größen die übliche Bezeichnung haben. Da im April 1964 weder Wärmestrom noch Temperaturgradientmessungen durchgeführt wurden, können wir nur eine grobe Näherungsform von L angeben. Wir benutzen folgende Formel, die aus den bekannten Definitionen für den Wärme- bzw. den Impulsstrom folgt:

$$\frac{H}{u_*^2} = - \frac{c_p \cdot \rho \cdot K_H \cdot \partial \theta / \partial z}{K_M \cdot \partial u / \partial z}, \quad (5)$$

worin K_H und K_M die turbulenten Diffusionskoeffizienten für Wärme bzw. Impuls bedeuten. Ersetzen wir die Differentialquotienten durch Differenzenquotienten, so erhalten wir

$$H = - c_p \rho u_*^2 \frac{K_H}{K_M} \cdot \frac{\theta_{400} - \theta_{100}}{u_{400} - u_{100}}. \quad (6)$$

Mit der Definition

$$L' = \frac{K_H}{K_M} \cdot L \quad (7)$$

und Gl. (4) ergibt sich schließlich

$$L' = \frac{T_0}{g} \cdot \frac{u_*}{k} \cdot \frac{u_{400} - u_{100}}{\theta_{400} - \theta_{100}}. \quad (8)$$

Für die Bestimmung der vertikalen Differenzen der potentiellen Temperatur $\theta_{400} - \theta_{100}$ wurde ein Ergebnis von früheren Ostseemessungen (Brocks, 1963, und unveröffentlichter Bericht) herangezogen, demzufolge diese Differenzen bei konstanter Windgeschwindigkeit eine Funktion der Temperaturdifferenz Luft-Wasser (ΔT) sind. Wind und ΔT wurden durch Messung mit Routine-Geräten ermittelt.

Tellus XX (1968), 3

33 - 682894

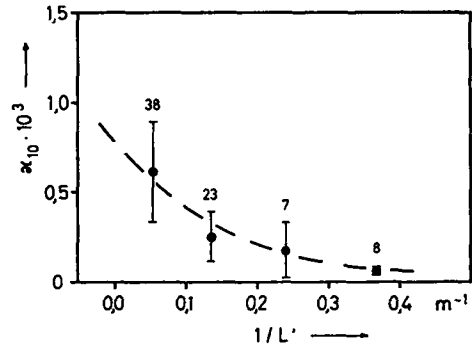


Abb. 4. Reibungskoeffizient α_{10} als Funktion der Stabilität. Gruppenmittelwerte mit Standardabweichung und Anzahl der Einzelprofile.

Drag coefficient α_{10} as function of stability. Group means with standard deviation and number of observations.

Das Ergebnis zeigt Abbildung 3, in der α/L gegen $1/L'$ aufgetragen ist. Es sind Gruppenmittelwerte dargestellt; die vertikalen Markierungen deuten die Standardabweichungen an. Zur Verdeutlichung sei daran erinnert, daß in der Abszisse nach Gl. (3) allein das Windprofil repräsentiert wird, und zwar im wesentlichen durch die Neigung der oben beschriebenen Geraden $u_2 - u_1 = f(z_2 - z_1)$, während in der Ordinate der Stabilitätsparameter, im wesentlichen das Verhältnis der vertikalen Temperatur- zur Windgeschwindigkeitsdifferenz, aufgetragen ist. Die Schubspannung u_* tritt in beiden Größen mit gleicher Potenz auf, so daß sie für die im folgenden vorgenommene Quotientenbildung $(\alpha/L)/(1/L')$ eigentlich nicht benötigt wird.

Der Quotient $(\alpha/L)/(1/L')$ sei α' genannt, da er zu α im gleichen Verhältnis steht wie L' zu L . Es zeigt sich, daß α' von der Stabilität abhängt; mit wachsender Stabilität nimmt α' von 6 auf 9 zu, wobei 9 etwa ein oberer Grenzwert zu sein scheint (siehe Abb. 3). Will man aus diesem Ergebnis Aussagen über α machen, so ist die Beziehung

$$\frac{\alpha'}{\alpha} = \frac{K_H}{K_M} \quad (9)$$

zu berücksichtigen. Über dieses Verhältnis der Diffusionskoeffizienten ist bei stabiler Schichtung bisher noch wenig bekannt; Klug (1963) findet z. B. aus Messungen über Land eine Zunahme von $K_H/K_M = 0,5$ im nahe-neutralen Fall bis auf $K_H/K_M = 0,9$ bei großer Stabilität, welcher Tatbestand im Zusammenhang mit

unserem Ergebnis auf ein konstantes α hinweist. Andererseits findet man theoretische Überlegungen, die zu einer Abnahme von K_H/K_M mit zunehmender Stabilität führen, so daß also α noch stärker als α' zunehmen würde.

Über α selbst kann also keine Aussage gemacht werden. Andererseits ist aber auch die Größe α' die interessantere, denn in den meisten Fällen der Praxis wird kaum ein L , das die Messung des Impuls- und Wärmestromes erfordert, zur Verfügung stehen, wohl aber ein L' , das aus vertikalen Differenzen berechnet werden kann.

Die Schubspannungsgeschwindigkeit wird gewöhnlich dargestellt mit Hilfe des Reibungskoeffizienten, der definiert ist durch das Quadrat des Verhältnisses von Schubspannungsgeschwindigkeit und Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe:

$$\kappa_{10} = (u_* / u_{10})^2. \quad (10)$$

Sowohl u_* als auch u_{10} werden durch die Stabilität der Dichteschichtung beeinflusst. Die dämpfende Wirkung stark stabiler Schichtung vermindert den Impulsaustausch und damit u_* ; bei gleichem u_* (d. h. bei gleicher Neigung des Windprofils in den untersten Höhenniveaus) ist überdies die Geschwindigkeit in 10 m Höhe bei einem stabilen Profil größer als bei einem neutralen oder instabilen. Mit zunehmender Stabilität nimmt also der Reibungskoeffizient ab, wie die in Abb. 4 dargestellten Messungen

bestätigen. Eingezeichnet sind wiederum Gruppenmittelwerte mit Standardabweichung. (Eine Aufteilung des Materials nach der Windgeschwindigkeit wurde nicht vorgenommen, da diese nur zwischen 3 und 6 m/sec variierte.) Die eingezeichnete Kurve deutet an, daß im neutralen Fall ($1/L' = 0$) ein Wert von $\kappa_{10} = 0,8 \cdot 10^{-3}$ erreicht würde, der zwar sehr klein erscheint, aber mit neueren Ergebnissen vergleichbar ist (Hasse *et al.*, 1966).

Schlußbemerkung

Die Messungen der vorliegenden Arbeit wurden im April 1964 während einer Forschungsreise gewonnen, die unter der Leitung von Dr. L. Hasse stand. Der Autor möchte allen Beteiligten, die das Material gewinnen halfen, seinen Dank aussprechen. Herrn Prof. Dr. K. Brocks gebührt Dank für die Unterstützung dieser Arbeit und für anregende Diskussionen.

Zusammenfassung

Es werden Ergebnisse von Windprofilmessungen mitgeteilt, die bei stabilen Schichtungsverhältnissen im April 1964 auf der Ostsee gewonnen wurden. Die Auswertung unter Benutzung des Monin-Obuchowschen Profilansatzes ergibt ein mit zunehmender Stabilität von 6 auf 9 anwachsendes α' sowie einen Reibungskoeffizienten, der mit steigender Stabilität stark abnimmt.

LITERATUR

- Brocks, K., 1963, Probleme der maritimen Grenzschicht der Atmosphäre. *Ber. Dt. Wetterd.* 91, 34–46.
- Hasse, L., 1964, Experiences with a stabilized floating mast for sensitive meteorological measurements at sea. Extended abstract in: *Buoy Technology*, S. 30–32, Marine Technology Society, Washington D.C.
- Hasse, L., Brocks, K., Dunckel, M. u. Görner, U., 1966, Eddy flux measurements at sea. *Beitr. Phys. Atm.* 39, 254–257.
- Hoerber, H., 1966, Tagesgänge der Luft- und Wassertemperatur im äquatorialen Atlantik. *Naturwissenschaften* 53, 474–475.
- Klug, W., 1963, Zum vertikalen Windprofil. *Beitr. Phys. Atm.* 36, 226–253.
- Lumley, J. L., u. Panofsky, H. A., 1964, *The Structure of Atmospheric Turbulence*. Interscience Publishers, New York, London, Sydney. S. 110–116.
- McVehil, G. E., 1964, Wind and temperature profiles near the ground in stable stratification. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 90, 136–146.
- Monin, A. S., u. Obuchow, A. M., 1954, Fundamentale Gesetzmäßigkeiten der turbulenten Vermischung in der bodennahen Schicht der Atmosphäre. (Orig. russ.) *Trudi Geofiz. Inst. Akad. Nauk SSSR* 24, 163–187.
- Webb, E. K., 1965, Aerial microclimate. In: *Agricultural meteorology. Meteor. Monogr.* 6, No. 28, 27–53.

НЕСКОЛЬКО РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ ПРОФИЛЯ ВЕТРА НАД МОРЕЙ
ПРИ УСТОЙЧИВОЙ СТРАТИФИКАЦИИ

Здесь сообщены результаты измерений профиля ветра, полученные в апреле 1964 года на Балтийском море при устойчивой стратификации. Подведение итогов при помощи расположения Монина-Обухова предоставляет

при поднимающейся устойчивости увеличивающуюся от 6 до 9 α' -ценность и сильно уменьшающийся при поднимающейся устойчивости коэффициент трения.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ ПРОФИЛЯ ВЕТРА
НАД МОРЕМ ПРИ УСТОЙЧИВОЙ СТРАТИФИКАЦИИ

Описываются результаты измерений профиля ветра в приповерхностном слое атмосферы в условиях устойчивой стратификации. Измерения были выполнены с плавающих буев в апреле 1964 г. во время экспедиции в Балтийском море. Показано, что «логарифмический + линейный» закон для профиля ветра, предложенный Мониним и Обуховым, хорошо выполняется даже при достаточно устойчивой стратификации. Используя грубую оценку

масштаба Монина-Обухова $L' = L \cdot K_H / H_M$ автор получает величину $\alpha' = \alpha \cdot K_H / K_M$, которая увеличивается от 6 до 9 с ростом устойчивости. При использовании «логарифмического + линейного» закона по профилям ветра вычислена также скорость трения, представленная в терминах коэффициента торможения. Он оказывается зависящим от термической стратификации, уменьшаясь с увеличением устойчивости.