

Copyright ©

Es gilt deutsches Urheberrecht.

Die Schrift darf zum eigenen Gebrauch kostenfrei heruntergeladen, konsumiert, gespeichert oder ausgedruckt, aber nicht im Internet bereitgestellt oder an Außenstehende weitergegeben werden ohne die schriftliche Einwilligung des Urheberrechtinhabers. Es ist nicht gestattet, Kopien oder gedruckte Fassungen der freien Onlineversion zu veräußern.

German copyright law applies.

The work or content may be downloaded, consumed, stored or printed for your own use but it may not be distributed via the internet or passed on to external parties without the formal permission of the copyright holders. It is prohibited to take money for copies or printed versions of the free online version.

Aus dem Institut für Meereskunde an der Universität Kiel

Ergebnisse direkter Messungen von Schubspannung und vertikalem Wärmetransport in der Atmosphäre dicht über dem Meer

Von EGGERT CLAUSS und HENNING VAN RADEN

Zusammenfassung: Turbulente Schwankungen der horizontalen und vertikalen Windkomponente sowie der Lufttemperatur wurden an einem Mast in der Kieler Bucht registriert. Erste Ergebnisse der daraus ermittelten Werte für die Bodenschubspannung und den vertikalen Transport fühlbarer Wärme werden präsentiert. Bei der Parametrisierung dieser Größen mit der mittleren Windgeschwindigkeit und der Temperaturdifferenz zwischen Luft und Wasser ergibt sich hier im Vergleich zu Angaben anderer Autoren:

1. Der Reibungskoeffizient steigt mit höherer Windgeschwindigkeit stark an.
2. Der Wärmetransportkoeffizient erscheint bei stabiler Luftschichtung erheblich kleiner als im neutralem oder instabilen Fall.

Results of direct measurements of Reynolds stress and vertical heat flux in the atmosphere near the sea surface (Summary): Fluctuations of horizontal and vertical wind speed components and of air temperature have been measured on a mast in the Baltic Sea. Preliminary results of computed stress and sensible heat flux and their parametrisation with wind speed and air-sea temperature difference are given. Compared with the results of other authors, the present data show the following features:

1. The drag coefficient increases strongly with increasing wind speed.
2. The heat transfer coefficient seems to be smaller under stable stratification than under neutral or unstable conditions.

Einleitung

Obwohl bereits zahlreiche Untersuchungen über den Austausch von Impuls und fühlbare Wärme zwischen Atmosphäre und Ozean angestellt worden sind, ist eine befriedigende Übereinstimmung ihrer Ergebnisse noch nicht erzielt worden. Einzelne Messungen unter anscheinend gleichen Versuchsbedingungen ergeben für den Impuls- und Wärmefluß typische Streuungen von $\pm 30\%$, so daß mittlere Werte, die aus einer geringen Anzahl von Einzelmessungen berechnet werden, nicht sehr gesichert erscheinen. Zahlreiche Messungen sind daher für ein genaueres Bild der untersuchten Vorgänge notwendig.

Die vorliegende Arbeit zeigt die ersten Ergebnisse aus 80 Messungen der vertikalen Flüsse von Impuls und fühlbarer Wärme, die von uns im Sommer 1971 an einem Mast in der Kieler Bucht angestellt worden sind.

Meßmethode

Bei der von uns verwendeten direkten Meßmethode werden die mittleren vertikalen Flüsse von Impuls und fühlbarer Wärme aus der Bilanz der fortlaufend registrierten kurzzeitigen Transporte dieser Eigenschaften durch die fluktuativen Vertikalbewegungen von Luftteilchen bestimmt.

Dabei wurden für die Messung der horizontalen und vertikalen turbulenten Luftbewegung geheizte Platindrähte (0,025 mm \varnothing) in V-förmiger Anordnung verwendet,

für die Messung der Lufttemperatur ein ungeheizter Platindraht (0,010 mm \varnothing). Die Sensoren haben eine geringe räumliche Ausdehnung (insgesamt 8 cm) und kleine Zeitkonstanten, so daß noch Luftwirbel mit Perioden bis herab zu 1/20 sec aufgelöst werden können. Die Sensoren waren mit einer automatischen Horizontiereinrichtung in etwa 3 m Höhe über der Wasseroberfläche am 2 m langen waagerechten Ausleger eines Mastes montiert, der von einem im Wasser stehenden Dreibeinergüst getragen wurde (Meßmast und Dreibein-Gerüst waren uns freundlicherweise vom Institut für Radiometeorologie und Maritime Meteorologie der Universität Hamburg zur Verfügung gestellt worden). Der Meßplatz befand sich in der Kieler Bucht, 4 sm NNW von Gabelsflach, 16 km von der nächsten Küste entfernt.

Die Meßwerte wurden vom Meßmast fortlaufend und automatisch per Funk zum in der Nähe liegenden Forschungskutter „Alkor“ übertragen, wo sie auf Magnetband aufgenommen wurden. Die Meßdauer betrug jeweils 15—30 min.

Die Berechnung von Impulsfluß (τ) und Wärmefuß (H) aus den registrierten Schwankungen der horizontalen (u') und vertikalen Windkomponenten (w') sowie der Temperatur (T') erfolgte an Land mit Hilfe eines elektronischen Analogrechners gemäß $\tau = -\rho \overline{u'w'}$ und $H = \rho c_p \overline{w'T'}$ (die Luftdichte ρ wird dabei als konstant angenommen). Der Horizont des Windmeßgerätes wurde rechnerisch so gelegt, daß der Mittelwert des Vertikalwindes über die Meßzeit Null ist ($\overline{w} = 0$).

Für die Beschreibung der Meßbedingungen wurden zusätzlich mit trägen Instrumenten die Wassertemperatur in etwa 0,5 m Tiefe, die Lufttemperatur in 3 m Höhe und die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe gemessen. Diese Meßgrößen wurden am Meßmast und — zur Kontrolle — auch am Schiff aufgenommen.

Mögliche Störeinflüsse

Durch Gegenüberstellung der gemessenen Flüsse von Impuls und Wärme mit den zur Beschreibung der Versuchsbedingungen verwendeten Hilfsgrößen (Parametern) werden die Koeffizienten ihrer für ein vereinfachtes Modell geltenden gegenseitigen Abhängigkeit empirisch bestimmt. Streuungen dieser Koeffizienten ergeben sich dabei durch „Stör“-Einflüsse auf die Messung sowohl der Flüsse als auch der Hilfsgrößen.

Neben den Fehlern der Meßgeräte und Störungen der natürlichen Verhältnisse durch den Meßaufbau treten physikalische Vorgänge auf, die in den angenommenen Modell nicht berücksichtigt sind und daher mit den als Parametern verwendeten Größen nicht erfaßt werden. Solche Phänomene sind die Drift der Wasseroberfläche (d. h. $u_0 \neq 0$), molekulare Filme verschiedener Substanzen an der Oberfläche, vertikale Temperaturgradienten im Wasser und in der laminaren Grenzschicht der Luft (damit wird $T_w \neq T_0$). Insbesondere scheint das jeweilige Entwicklungsstadium des Seegangs Einfluß auf die Rauigkeit der Meeresoberfläche zu haben; nach VOLKOV et al (1971) verändert sich die Schubspannung um ein Vielfaches mit dem Parameter c/u_* (woraus allerdings eine Abhängigkeit von der Phasengeschwindigkeit der dominanten Wellen c allein nicht zwingend hervorgeht).

Im übrigen wird die Messung der turbulenten Flüsse durch Instationarität und besonders durch Advektion gestört. Beide Effekte ergeben vertikale Divergenzen von Impuls- bzw. Wärmefuß in der unter dem Meßinstrument befindlichen Luftschicht, so daß die in einigen Metern Höhe über dem Meer gemessenen Flüsse abweichen von denen an der Meeresoberfläche, die parametrisiert werden sollen. Eine zusätzliche Divergenz für den

Wärmefluß ergibt sich aus der Absorption von Strahlung in der feuchten, wassernahen Schicht. Grobe Abschätzungen der für unseren Meßort vorkommenden horizontalen Gradienten von Temperatur und Windbetrag zeigen, daß allein deren Einfluß auf die Messung durch die resultierenden vertikalen Divergenzen beträchtlich sein kann (z. B. 20% der gemessenen Flüsse).

Bei einer einfachen Parametrisierung des vertikalen Impuls- und Wärmeflusses muß somit wegen der Vernachlässigung der aufgeführten Nebeneffekte im Einzelfall mit erheblichen Streuungen der Koeffizienten gerechnet werden. Der Mittelwert über viele Messungen hat nur dann allgemeine Aussagekraft, wenn die örtlichen Nebeneffekte nicht systematisch in das Meßergebnis eingehen. Wir hoffen, daß diese Bedingung für die vorliegenden Meßergebnisse erfüllt ist.

Meßergebnisse für die Schubspannung

Für die Parametrisierung der Schubspannung τ wurde die übliche quadratische Abhängigkeit von der mittleren Windgeschwindigkeit \bar{u}_{10} in 10 m Höhe angenommen mit dem Reibungskoeffizienten $C_{D, 10}$:

$$C_{D, 10} = + \frac{\tau}{\rho \cdot \bar{u}_{10}^2}$$

(ρ ist die Luftdichte).

Für 80 Messungen von jeweils 10—20 min Dauer wurde der Reibungskoeffizienten berechnet. Dann wurden die Messungen nach der mittleren Windgeschwindigkeit in Klassen eingeteilt und innerhalb jeder Klasse der Mittelwert für C_D bestimmt. Das Ergebnis dieser Rechnungen für Klassenabstand 1 m/sec und Klassenbreite 2 m/sec ist zusammen mit den Werten der Einzelmessungen in Abb. 1 eingetragen. Es zeigt sich grob ein S-förmiges Ansteigen der gemittelten C_D -Werte für wachsende Windgeschwindigkeit mit einem Wendepunkt bei etwa $u_{10} = 7$ m/sec, für $u_{10} = 2 \dots 12$ m/sec ist $C_D \cdot 10^3 = 0,5 \dots 2,1$. Die Streuung der Werte innerhalb der Klassen ist stets kleiner als $(C_D \cdot 10^3) = 0,3$. Für den mittleren Verlauf der Funktionen $C_D(u_{10})$ sind von einigen Autoren sehr ähnliche Angaben veröffentlicht worden, z. B. von DEACON, SHEPPARD and WEBB (1956), jedoch wird gewöhnlich ein weniger steiler Anstieg von C_D mit u_{10} angegeben, wie bei BROCKS und KRÜGERMEYER (1970).

Aus dem Verlauf der gemittelten Werte in Abb. 1 sind schwache Maxima für C_D bei etwa 4,5 und 8,5 m/sec zu entnehmen. Anscheinend sind diese auf die Anhäufung von Messungen mit stabiler Schichtung zufällig jeweils rechts der Maxima zurückzuführen; eine Reduktion dieser Werte auf neutrale Dichteschichtung würde eine Erhöhung von C_D um 5—10% ergeben. Das Auftreten signifikanter „peaks“ im Reibungskoeffizienten, wie sie von RUGGLES (1970) für Windgeschwindigkeiten von 4 und 8 m/sec festgestellt wurden, läßt sich aus unseren Messungen daher nicht bestätigen.

Als Mittelwert über alle Messungen ergibt sich bei uns $C_D \cdot 10^3 = 1,07 \pm 0,43$. Am gleichen Meßplatz gewann HASSE (1968) $C_D \cdot 10^3 = 1,21 \pm 0,24$. Ein Vergleich von Mittelwerten ist jedoch nicht ohne weiteres möglich, da diese bei Ansteigen von C_D mit u_{10} je nach der Verteilung der Einzelmessungen verschieden ausfallen. Im übrigen müßten sämtliche Angaben von Reibungskoeffizienten auf eine neutrale Dichteschichtung bezogen werden, bevor genaue Vergleiche angestellt werden könnten.

Meßergebnisse für den Wärmefluß

Der vertikale Fluß sensibler Wärme H wurde über den Wärmetransportkoeffizienten C_H mit dem Produkt aus Windgeschwindigkeit u_{10} und Differenz der Temperaturen ΔT von Wasser und Luft in 3 m Höhe parametrisiert:

$$C_H = \frac{1}{\rho \cdot c_p} \frac{-H}{u_{10} \cdot \Delta T} = \frac{-w' T'}{u_{10} \cdot \Delta T}; \quad \Delta T = T_3 - T_w$$

(c_p ist die spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck). Der Koeffizient ist abhängig von der Rauigkeit der Unterlage und von der vertikalen Stabilität, deren Beeinflussung durch die Feuchteschichtung im folgenden unberücksichtigt bleibt. Das vorläufige Ergebnis der 80 Messungen für den Wärmefluß gibt Abb. 2. Die ermittelten Werte für H sind darin gegen den Parameter $u_{10} \cdot \Delta T$ aufgetragen, so daß C_H gegeben ist aus der Steigung einer durch Meßpunkte und Nullpunkte des Koordinatensystems gehenden Geraden.

Es zeigt sich, daß die Abweichung der Meßpunkte von einer durch den Nullpunkt gehenden Geraden groß ist, insbesondere in der Nähe des Nullpunktes und im „stabilen“ ($u_{10} \cdot \Delta T > 0$) Bereich. Die Erscheinung eines positiven Restwärmeflusses ($H > 0$ für $u_{10} \cdot \Delta T = 0$) ist auch von HASSE (1968) und KRUSPE (1972) festgestellt worden sowie von MÜLLER-GLEWE (1971), der mit eigenem Wärmeflußmesser zeitweise an unseren Meßfahrten teilnahm und sehr ähnliche Meßergebnisse gewann.

Für die Berechnung von ausgleichenden Geraden in Abb. 2 wurden die Meßwerte in zwei Klassen eingeteilt für Windgeschwindigkeit größer oder kleiner als 7 m/sec (bei 7 m/sec erfolgt die größte Änderung des Rauigkeitsparameters nach Abb. 1). Es ergeben sich die in Abb. 2 eingezeichneten Geraden mit $C_H = 0,69 \cdot 10^{-3}$ für $u_{10} < 7$ m/sec und $C_H = 1,42 \cdot 10^{-3}$ für $u > 7$ m/sec. Da im labilen Bereich nur wenige Messungen bei geringer Windgeschwindigkeit vorliegen, erscheint eine zusätzliche Einteilung der Messungen nach Stabilität nicht sinnvoll. Das häufigere Zusammentreffen von geringer Windgeschwindigkeit mit labiler Schichtung läßt ferner zwei Interpretationsmöglichkeiten für die Ursache der unterschiedlichen Steigungen der beiden Geraden in Abb. 2 zu:

1. Der Wärmetransportkoeffizient C_H steigt an mit steigender Windgeschwindigkeit. Diese Erscheinung ist im Einklang mit den Ergebnissen der Impulsflußmessungen und der Theorie, nach der C_H etwa gleich C_D sein soll. Nach den Messungen steigt C_H wie C_D mit u an.
2. C_H ist bei stabiler Schichtung geringer als im labilen oder neutralen Fall. Dieses Ergebnis ist ebenfalls in Einklang mit der Theorie, nach der die Turbulenz bei stabiler Schichtung herabgesetzt wird.

Nach Abb. 2 scheinen beide Effekte wirksam zu sein. Das bestehende Datenmaterial ist jedoch — wegen der Streuungen der Einzelmessungen — noch zu gering, um eingehendere Analysen durchführen zu können.

Tafel 1 (zu E. Clauss u. H. v. Raden)

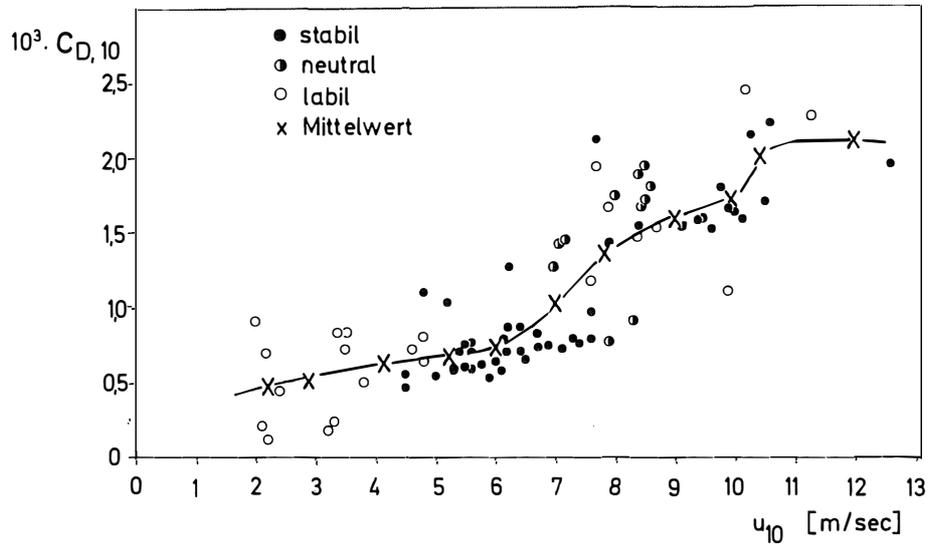


Abb. 1: Der Reibungskoeffizient C_D als Funktion der Windgeschwindigkeit U_{10}

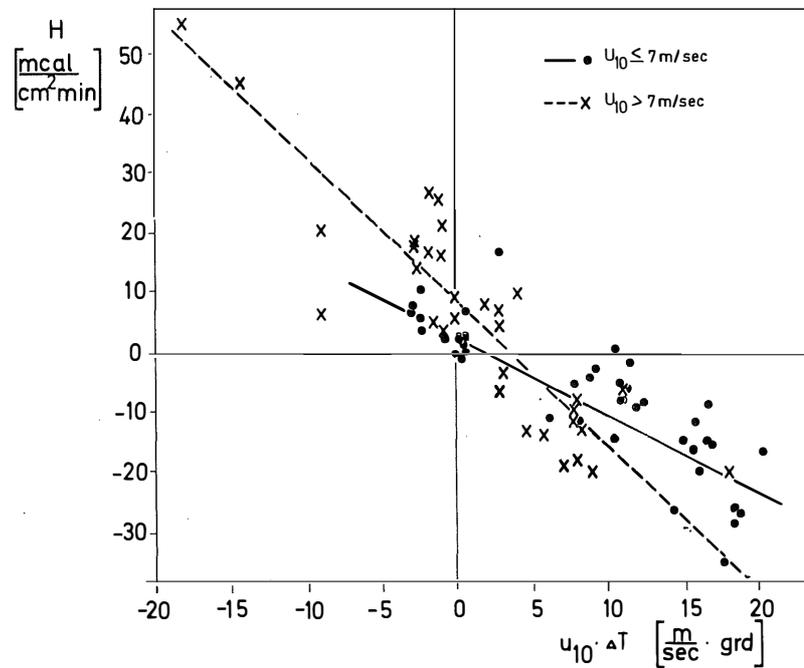


Abb. 2: Meßwerte und Ausgleichsgeraden für den Wärmefluß

Literaturverzeichnis

- BROCKS, K. und L. KRÜGERMEYER (1970): Die hydrodynamische Rauigkeit der Meeresoberfläche. Inst. Radiomet. u. Maritime Met., Hamburg, Bericht 14, 55 S.
- DEACON, E. L., P. A. SHEPPARD and E. K. WEBB (1956): Wind profiles over the sea and the drag at the sea surface. Australian J. Phys., 9, 511—541.
- HASSE, L. (1968): Zur Bestimmung der vertikalen Transporte von Impuls und fühlbarer Wärme in der wassernahen Luftschicht über See. Hamb. Geophys. Einzelschr. 11, 70 S.
- KRUSPE, G. (1972): Autocovarianzspektren von Brechungsindex, vertikaler Windgeschwindigkeit, Lufttemperatur und -feuchte, Cospektren des vertikalen Wärme- und Feuchteflusses über See. Inst. Radiomet. u. Maritime Met., Hamburg, Bericht 20, 95 S.
- MÜLLER-GLEWE, J. (1971): Ein neues Meßgerät für den turbulenten Wärmetransport in der Atmosphäre. Dissertation, Naturw. Fakultät Univ. Mainz, 104 S.
- RUGGLES, K. W. (1970): The vertical Mean Wind Profile over the Ocean for Light to Moderate Winds. J. Appl. Met., 9. No. 3, 389—395.
- VOLKOV, YU. A. and M. J. MORDUKHOVICH (1971): Spektra of turbulent fluxes of momentum and heat over a wavy sea surface. Jzvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics, Vol. 7, pp. 18—27, English Translation.