

南極昭和基地での超音波風速温度計 による大気乱流観測

真 木 太 一*

Atmospheric Turbulence Measurements with the Sonic
Anemometer-Thermometer at Syowa Station in Antarctica

Taichi MAKI*

Abstract: The atmospheric turbulence in stable stratification was observed at Syowa Station in Antarctica during the period from February to December in 1970. Characteristics of atmospheric turbulence are analyzed in relation to the stability or the wind speed at the height of 20 m in surface air layer.

Obtained results are as follows:

U_{20} (horizontal mean wind speed at the height of 20 m) is proportional to about -0.56 power of Ri (Richardson number). W_{20}/U_{20} (ratio of the vertical mean wind speed to U_{20} at the height of 20 m) is independent of Ri . The standard deviation of the longitudinal wind speed (σ_U) is in direct proportion to the standard deviation of the lateral wind speed (σ_V). The relations between σ_U and σ_W (standard deviation of vertical wind speed) and between σ_V and σ_W are expressed with the two different equations, which have each transition point. Gustiness decreases with the increase of U_{20} below 8.5 m/s (U_{20}) and has a constant value above 8.5 m/s. Gust factor for five minutes decreases with the increase of U_{20} . The characteristic frequency distributions of three-dimensional wind components were made clear in comparison with the three typical weather condition. The Monin-Obukhov length and the energy dissipation rate increases in proportion to about -1.4 power of Ri and to about 2.7 power of U_{20} respectively in stable stratification. The characteristic time scales of longitudinal, lateral and vertical wind components increase with the increase of Ri and decrease with the increase of U_{20} , and the ratios of proportional components represent the cubic vortex, i.e., length: breadth: height = 6.3 : 1.9 : 1. The value of m obtained from Eq. (7) increases with the increase of Ri .

* 農林省農業技術研究所気象科. Division of Meteorology, National Institute of Agricultural Sciences, Nishigahara 2-1-7, Kita-ku, Tokyo.

1. は し が き

著者は第 11 次南極地域観測隊の気象研究越冬隊員として昭和基地 (69°00'S, 39°35'E) で、1970年 2 月より 1971年 2 月まで滞在して、気象観測を行った (真木, 1971; 1972 a, b, c, d および 1974).

ここでは 1970年 2 月より 12 月までに超音波風速温度計を用いて行われた安定状態における接地気層中の乱流観測について報告する.

昭和基地において、気象研究観測の主要課題として、微細気象観測を行ったのは第 11 次隊が初めてであり、また超音波風速温度計を用いて乱流観測を行ったのは南極地域では初めてのことである.

なお昭和基地における接地気層中の安定度は、夏季 (12, 1, 2 月) を除けば、約 9 割が安定状態である (真木, 1972 a, b). このようにほとんど安定状態である接地気象を、風の吹き方によって三つの典型的な吹走形態に分割した. すなわち、超安定状態の風、カタパティック風およびブリザード風に分割した場合の乱流構造の特徴を明らかにしようとする事、および安定状態下における一般的な接地気層特性を明らかにすることである.

2. 観測方法およびデータ解析

観測は、1970年 2 月より 12 月まで南極昭和基地の微細気象観測点で行われた. 観測タワーは東オングル島の北東部の約 10 度東方に傾斜した場所で、傾斜基点から約 50 m、海氷の雪線から約 30 m 離れた海拔 8 m の地点に設定された. 東オングル島は南極大陸より西方に約 4 km 離れており、また卓越風 (NE) に対して、風下側に観測地点より約 300 m 離れた地域に 30~40 m の丘が存在する. 村越 (1958) によれば、昭和基地における主風向は NE であることが知られている. 高度 21 m の鉄塔は、一辺 30 cm の三角柱でできており、三成分超音波風速温度計の受感部は、高度 20 m の長さ 1 m のビームの先に取りつけられた.

超音波風速温度計は、プルーブのスパン 20 cm で、極低温期に使用可能なように温度補正の基準温度を -20°C に定めてある. また応答周波数は 100 Hz である. 超音波風速温度計の記録は、レクタグラフで行われた. レクタグラフ記録計は、1 チャンネル当り、40 mm 幅であり、50 mm/s の速度で記録させた. また応答周波数は、10 mm, 20 mm, 40 mm のフルスケールに対して、それぞれ 70 Hz, 60 Hz, 30 Hz である.

超音波風速温度計の 120 度交差プルーブの中心は、NE より 6 度東寄りのところを通るように設定した. このため N から E までは何の障害もなく測定できることになる. SW から

WSW 方向は、鉄塔と超音波風速温度計自体の影響を受けて風の性質が変るため、この風向の観測値は解析からはずされた。しかし、N から E までに含まれなく、しかも SW から W SW 内に含まれない観測結果が 4 例あり、この方向の風は、強い安定状態の場合が多いため、プローブ自体の若干の影響を受けるが、あえて解析に加えた。

風速および気温の垂直分布を測定するために、三杯式風速計および白金抵抗温度計各 5 台が、高度 21, 10, 5, 2.5 および 1.25 m に取り付けられ、前者はデジタル計数計で 10 分間の風程をカウントし、後者は電子管記録計で連続観測された。

次に解析方法について述べる。

リチャードソンナンバー (Ri) は、21 m 高度までの気温傾度と風速分布より式 (1) を用いて求められた、

$$Ri = \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz} \left/ \left(\frac{du}{dz} \right)^2 \right., \quad (1)$$

ただし、 g : 重力の加速度、 θ : 絶対温度で表わした高度 (z) 付近の平均気温、 u : 風速である。

水平縦方向 (U) の風速変動の標準偏差 (σ_U) は式 (2) で求められる、

$$\sigma_U = \sqrt{\frac{N}{\sum_{i=1}^N (\bar{u} - u_i)^2 / N}}, \quad (2)$$

ただし、サフィックス $i=1, 2, 3, \dots, n$, \bar{u} : 水平縦方向の平均風速、 u : 水平縦方向の風速、 $u' (= \bar{u} - u_i)$: 水平縦方向の風速変動および N : 全データ数。 σ_V および σ_W (水平横方向、 V および垂直方向、 W の標準偏差) も同様にして求められる。

モーニンオブコフ長 (L) は、式 (3) より求められる。

$$L = - \frac{U_*^3}{\kappa \frac{g}{\theta} \frac{Q}{C_P \rho}}, \quad (3)$$

ただし、 U_* : 摩擦速度、 κ : カルマン定数 (=0.4)、 Q : 乱流熱フラックス、 C_P : 空気の定圧比熱、 ρ : 空気の密度。 U_* は風速分布より粗度長を求め、その値を使って風速分布式から求められる。 Q はソーンズウェイトーホルツマンの方法により、風速と気温分布より求められた。

エネルギー逸散率 (ϵ) は、式 (5) および (6) より求められた、

$$2 \langle u'^2 \rangle \{1 - R_u(t)\} = C_1 \epsilon^{2/3} (t U_{20})^{2/3}, \quad (4)$$

ただし、 $\langle u'^2 \rangle$: 水平縦方向の風速変動の平方平均、 $R_u(t)$: 水平縦方向のオイラー自己相関係数、 C_1 : 経験定数 = 1.6、 t : タイムラグである。式 (4) を書き換えると、

$$\varepsilon = \left(\frac{2}{C_1}\right)^{3/2} \frac{(\langle u'^2 \rangle)^{3/2} \{1 - R_u(t)\}^{3/2}}{t U_{20}}, \quad (5)$$

で表わされる。また ε は式(6)で表わされる。

$$\varepsilon = C_2 \left(\frac{du}{dz}\right) U_{20}^2, \quad (6)$$

ただし、 C_2 は今回の観測では、0.002とする。 m は、式(7)における指数を表わしている、

$$R_u(t) = 1 - C_k t^m, \quad (7)$$

ただし、 $R_u(t)$: 水平縦方向のオイラー自己相関係数、 C_k : 定数である。水平横方向および垂直方向のオイラー自己相関係数、 $R_v(t)$ および $R_w(t)$ も同様にして求められる。

3. 観測結果および考察

3.1. U_{20} と Ri との関係

20 m 高度の水平縦方向の平均風速 (U_{20}) とリチャードソンナンバー (Ri) との関係を図1-(A) に示しておく。 Ri は式(1)に示すように、風速項を含んでいるため、平均風速に対して何らかの相関があることが予想される。すなわち、安定状態下における Ri と U_{20} との関係を式に表わすと、

$$U_{20} = 3.10 Ri^{-0.56}$$

となり、 U_{20} は Ri の約 -0.56 乗に比例する結果が得られた。

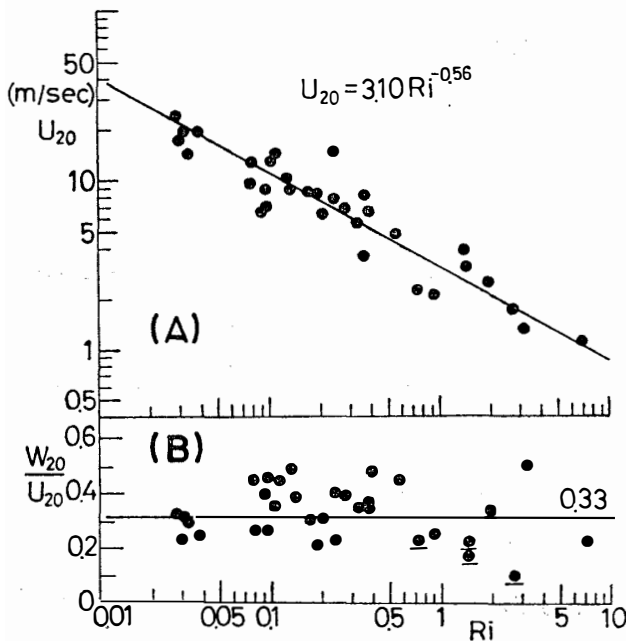


図1 (A) 20m 高度の水平縦方向の平均風速 (U_{20}) とリチャードソンナンバー (Ri) との安定状態下における関係
(B) Ri と U_{20} に対する 20 m 高度の垂直方向の平均風速 (W_{20}) の比 (W_{20}/U_{20}) との関係

Fig. 1. (A) Relation between Ri (Richardson number) and U_{20} (mean wind speed of the longitudinal wind component at the height of 20 m).

(B) Relation between Ri and the ratio of W_{20} (mean wind speed of the vertical wind component at the height of 20 m) to U_{20} .

3.2. W_{20}/U_{20} と Ri との関係

20 m 高度における水平縦方向の平均風速 (U_{20}) に対する 垂直方向の平均風速 (W_{20}) の比 (W_{20}/U_{20}) と Ri との関係を図 1—(B) に示しておく. この図より W_{20}/U_{20} の比は, Ri に対して独立した一定値を取ることが分り, 一定値として 0.33 を示している. この一定値は, 真木 (1974) に記述してあるように, $W_{20}=0.330U_{20}$ に一致するものである.

なおここで, 超音波風速温度計の受感部は 120 度交差を示しているが, その受感部の後方から吹く風の観測値 (図中の下線を施した値) は, 平均値 0.33 よりも小さい値を示している. このことは吹き下ろし風の W_{20} が相対的に吹き上げ風の W_{20} よりも小さいことを表わしている.

3.3. σ_U , σ_V および σ_W の相互関係

図 2 に σ_U と σ_V , σ_V と σ_W および σ_W と σ_U の相互関係を示しておく. この図より, 次の関係式が求められる,

$$\sigma_V = 0.790\sigma_U,$$

$0 < \sigma_W \leq 1.44$ m/s の時,

$$\sigma_W = 4.16 \sigma_V^{1.92} = 2.65 \sigma_U^{1.92},$$

および $\sigma_W \geq 1.44$ m/s の時,

$$\sigma_W = 2.50 \sigma_V = 1.98 \sigma_U,$$

である. これらの式より, 水平方向 (縦・横方向) は同じ性質を示しているのに対して, 垂直方向と水平方向の関係では, σ_W が 1.44 m/s で変異点を持った 2 つの式で表わされることが分った. すなわち, σ_W の 1.44 m/s は, U_{10} で約 8.0 m/s に相当し, この風速が, 低い地吹雪の発生し始める風速に相当する (真木, 1971; 1972a). このことは, 地吹雪発生に対して, 雪の微粒子を吹き上げるのに風のエネルギーが消費されて, 水平方向の標準偏差に影響を与える結果, 水平方向の風の性質が変わったものと考えられる.

次に, U_{20} と σ_U , σ_V , σ_W および W_{20} と σ_U , σ_V , σ_W の関係式を示しておく,
 $0 < U_{20} \leq 8.5$ m/s すなわち $0 < W_{20} \leq 2.80$ m/s の時,

$$\sigma_U = 0.240 U_{20}^{0.52} = 0.430 W_{20}^{0.52},$$

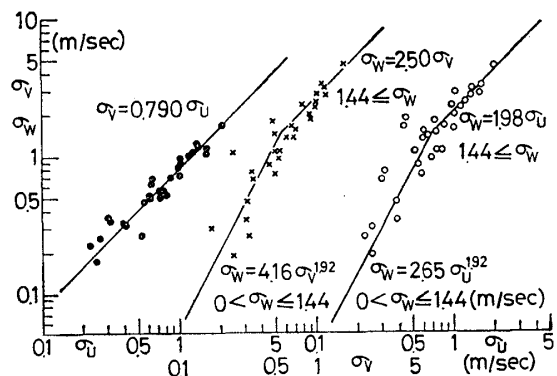
$$\sigma_V = 0.190 U_{20}^{0.52} = 0.337 W_{20}^{0.52},$$

$U_{20} \geq 8.5$ m/s すなわち $W_{20} \geq 2.80$ m/s の時,

$$\sigma_U = 0.086 U_{20} = 0.260 W_{20},$$

$$\sigma_V = 0.068 U_{20} = 0.206 W_{20}.$$

図 2 20 m 高度における三成分風速変動の標準偏差 ($\sigma_U, \sigma_V, \sigma_W$) の相互関係
 Fig. 2. Mutual relations among σ_U, σ_V and σ_W (standard deviations of three wind components).



一方, σ_W は U_{20}, W_{20} に対して変異点を持たない関係,

$$\sigma_W = 0.170 U_{20} = 0.540 W_{20}.$$

また, Ri に対する $\sigma_U, \sigma_V, \sigma_W$ の関係を図 3-(A)に, Ri に対する $\sigma_U/U_{20}, \sigma_V/U_{20}, \sigma_W/U_{20}$ の関係を図 3-(B)に示しておく, すなわち前者の関係を式で表わせば,

$$\sigma_U = 0.45 Ri^{-0.35}, \quad \sigma_V = 0.37 Ri^{-0.35}, \quad \sigma_W = 0.60 Ri^{-0.48},$$

となり, 後者の関係は,

$$\sigma_U/U_{20} = 0.16 Ri^{0.22}, \quad \sigma_V/U_{20} = 0.13 Ri^{0.22}, \quad \sigma_W/U_{20} = 0.23 Ri^{0.15}.$$

または, 片対数グラフで表わした場合,

$$\sigma_U/U_{20} = 0.067 \log Ri + 0.14,$$

$$\sigma_V/U_{20} = 0.067 \log Ri + 0.13,$$

$$\sigma_W/U_{20} = 0.067 \log Ri + 0.21,$$

で表わされる. これらの両対数, 片対数で表わした図のどちらについてもかなりよく実測値を表わしている.

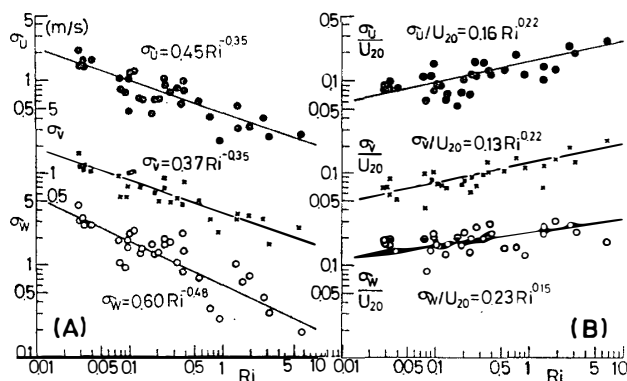


図 3 (A) リチャードソンナンバー (Ri) と 20 m 高度における三成分風速変動の標準偏差 ($\sigma_U, \sigma_V, \sigma_W$) との関係
 (B) Ri と 20 m 高度の水平縦方向の平均風速 (U_{20}) に対する $\sigma_U, \sigma_V, \sigma_W$ の比 ($\sigma_U/U_{20}, \sigma_V/U_{20}, \sigma_W/U_{20}$) との関係

Fig. 3. (A) Variations of σ_U, σ_V and σ_W (standard deviations of three wind components) against Ri .
 (B) Variations of ratios of σ_U, σ_V , and σ_W to U_{20} against Ri .

3.4. U_{20} に対する風の息 (gustiness) の変化

U_{20} に対する風の息 (σ_U/U_{20}) (井上他, 1955) の関係を図 4—(A) に示しておく. この図より, 次式のような関係式が求められた,

$0 < U_{20} \leq 8.5 \text{ m/s}$ の時,

$$\sigma_U/U_{20} = 0.240 U_{20}^{-0.48},$$

$U_{20} \geq 8.5 \text{ m/s}$ の時,

$$\sigma_U/U_{20} = 0.086.$$

この関係は, 3.3. に示してある σ_U と U_{20} の関係式, すなわち,

$$\sigma_U = 0.240 U_{20}^{0.52} \text{ および } \sigma_U = 0.086 U_{20}$$

の関係式そのものを表わしていることになる. この場合も風速 (U_{20}) が 8.5 m/s すなわち U_{10} が約 8.0 m/s で変異点を持った関係式が求められ, 地吹雪発生風速と一致するものである.

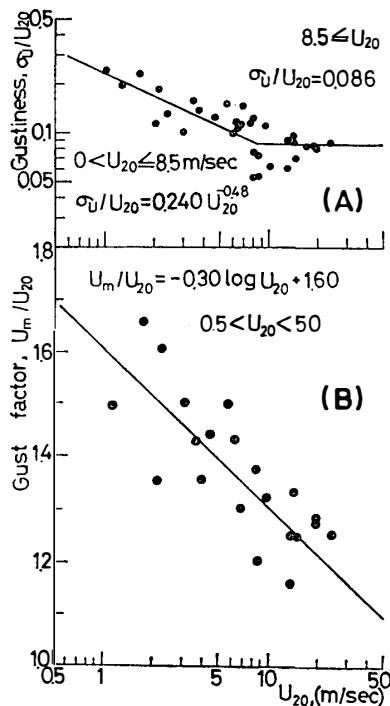


図 4 (A) 20 m 高度の水平縦方向の平均風速 (U_{20}) に対する風の息 (ガスティネス) の変化

(B) U_{20} に対するガストファクターの変化

Fig. 4. (A) Variation of gustiness (σ_U/U_{20}) against U_{20} .

(B) Variation of gust factor (U_m/U_{20} , ratio of maximum instantaneous wind speed for 5 minutes to U_{20}) against U_{20} .

3.5. ガストファクターと U_{20} との関係

図 4—(B) は, ガストファクター (U_m/U_{20}) (相馬, 1964) と U_{20} との関係を示したものである. ただし, U_m とは観測時間 5 分間における水平縦方向の瞬間最大風速を表わしている. 風速の増加に対して, ガストファクターは減少する関係を示し, $U_{20} = 1.0 \text{ m/s}$ で, $U_m/$

U_{20} は1.6, $U_{20}=10$ m/s で U_m/U_{20} は1.3の値を取る. すなわち次式で表わされる,

$$U_m/U_{20} = -0.30 \log U_{20} + 1.60.$$

ただし, この関係式は, $0.5 < U_{20} < 50$ m/s の風速範囲において成立するものと考えられる. この関係式は, 風速の平均化時間が5分間であるが, 平均化時間がもっと長ければ, U_m/U_{20} の値は大きくなり, この関係式より右上方に移動し, 平均化時間が短い場合には値は小さくなり, この関係式より左下方へと移動していくことが分る.

3.6. 風速の頻度分布

図5に風速の頻度分布を示しておく. 昭和基地における典型的な気象状態すなわち, 風の吹走形態によって次のように区分される. 超安定状態の風, カタバティック風, ブリザード風に分けた場合の典型的な例を図示しておく. 頻度分布は5月9日の例を除けば, V方向はピークの値が高く, 分布範囲が狭く, いわゆる「やせ型」を示しており, その逆に, W方向ではピークの値が低く, 分布範囲が広く, いわゆる「ずんぐり型」を示していて, U方向ではそれらの中間型を示す場合が多い. 頻度分布は, ガウスの誤差分布にほぼ近い形で表わされるが, 幾分高風速側にピークが偏って存在する傾向が認められる. すなわち, これらの図中で, U, V, W方向共に, 一般的にピークの右側が左側よりも変化率が大であることが言える. この変化傾向の理由としては, 昭和基地における斜面上での観測値という特殊な条件が影響しているものと思われるが, 詳しいことについては判然としない(真木, 1972 b).

またW方向では下方から上方へ吹く場合を+の符号を持つものとしてある. すなわち, NE方向の風では, 斜面に対して吹き上げ風, すなわちピークの値は+の符号を持ち, 9月2日のSWの例では, 吹き下ろし風となり, ピークの値は-の符号を持っている. なお頻度分布は, 超安定風では0.2 m/s きざみ, カタバティック風では, 0.5 m/s きざみ, ブリザード風では1.0 m/s きざみで表わされている.

3.7. Z/L と Ri との関係

図6に20 m 高度における Z/L と Ri との関係, および多くの研究者によって求められたいくつかの結果を示しておく.

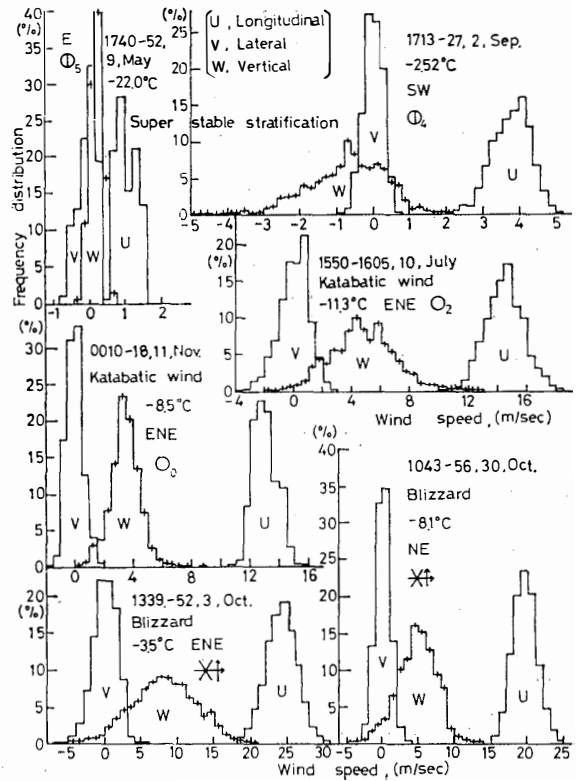
図6より, Z/L は Ri の1.43乗に比例して増加する関係が求められた. すなわち指数関係式で表わせば,

$$Z/L = 10.5 Ri^{1.43}.$$

一方, 真木(1972 c)が昭和基地付近の海氷上で求めた関係は, 高度3 mの強安定状態($Ri > 0.10$)で1.20乗に, それより弱い安定状態で1.98乗に比例する関係を求めている. この Ri

図 5 超安定状態の風, カタバティック風, ブリザード風における三成分風向の頻度分布

Fig. 5. Frequency distributions of three wind components in super stable winds, katabatic winds and blizzard winds.



と Z/L との関係を一つの関係式で表わした場合には, Z/L は Ri の約 1.4 乗に比例する関係が得られ, 昭和基地における観測値の指数と昭和基地近くの海氷上における指数とは, ほぼ一致することが分る.

次に他の研究者の求めた値と比較すると, 安定状態下において ITO (1969) は, 実測値として, Z/L は Ri の約 1.2 乗に, 理論値として約 1.1 乗に比例する関係を求めており, WEBB (1970) (1.6 m 高度) と TAYLOR (1971) は, Ri の約 1.4 乗に比例するような次の関係式を求めている.

$$Ri = \frac{\frac{Z}{L}}{1 + \alpha \frac{Z}{L}},$$

ただし, $\alpha = 5.2$ である. OKAMOTO and WEBB (1970) も同様な関係式を求めており, 2 m 高度においては $\alpha = 5$ としている.

McVEHIL (1964) は南極点の 4 m 高度において, Z/L は Ri の約 1.4 乗に比例する関係, すなわち,

$$Ri = \frac{\frac{Z}{L'}}{1 + \alpha \frac{Z}{L'}}$$

ただし、 $0.01 < Ri < 0.2$, $\alpha = 7$, $L' = L(K_H/K_M)$ (K_H : 熱拡散係数, K_M : 運動量の拡散係数) である。また, TAYLOR (1960) は $Z/L = Ri$, RIDER (1954) は $Z/L = (5/3) Ri$, SWINBANK (1955) は, 図6に示すような関係を求めている。

一方, PANOFSKY (1963) と LUMLEY and PANOFSKY (1964) (KEYPS の式, 1956 と WEBB の式, 1953) は, 不安定状態すなわち, $-3.0 < Ri < -0.01$ の時,

$$\frac{Z}{L'} = \frac{Ri}{1 + 7 Ri}$$

この関係式は安定状態下の McVEHIL (1964) の式と丁度逆の関係を示している。

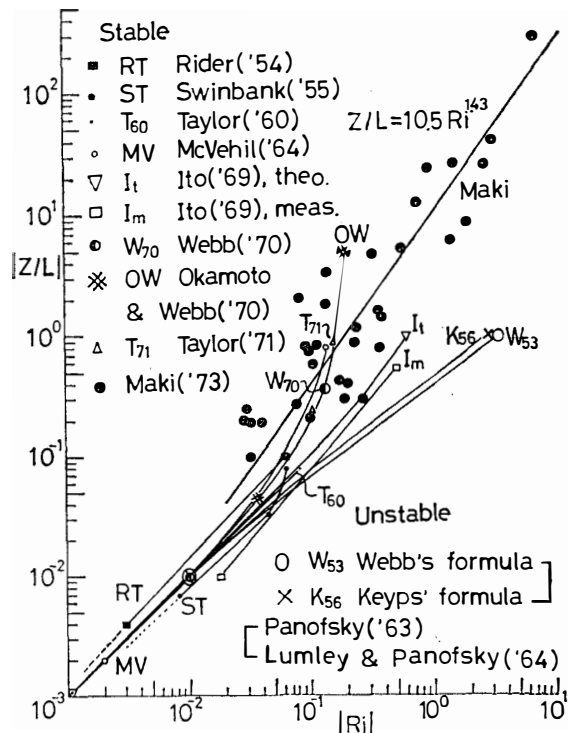
このように多くの研究者によって, それぞれ異なった観測高度, 安定度における関係を求めているため, 直接は比較できないが, 変化傾向については比較可能である。

著者の場合は, 特に超安定状態におけるデータも含まれているため, 極めて興味深いことであるが, 直接比較するには注意する必要がある。

以上の結果より判断して, PANOFSKY (1963) と LUMLEY and PANOFSKY (1964) の逆の関係式に最も近く, そして南極点で求めた McVEHIL (1964) の関係式に近似しているこ

図6 リチャードソンナンバー (Ri) とモニン・オブコフ長 (L) に対する高度 (Z) の比 (Z/L) との関係

Fig. 6. Relation between Ri and Z/L (ratio of a height to Monin-Obukhov length) and comparisons of the values obtained by many other research workers.



とが分った。

3.8. ϵ と U_{20} との関係

井上他(1955)によれば, ある時刻 t_0 における風速変動量を $u'(t_0)$, それから t 時間後における同じ点の風速変動量を $u'(t_0+t)$ とすれば, 相似理論は次のような関係式を与える. ただし, ここで同一点の二つの時刻における風速変動量の差が, 同一時刻に空間的に tU_{20} だけ離れた二点における風速変動量の差に等しいものと仮定している. この仮定は $u' \ll U_{20}$ であると合理的である. 速度差の2乗平均は, 式(4)で表わされる. すなわち,

$$\langle \{u'(t_0) - u'(t_0+t)\}^2 \rangle = 2 \langle u'^2 \rangle \{1 - R_u(t)\} = C_1 \epsilon^{2/3} (tU_{20})^{2/3}, \quad (4)$$

である. 図7にエネルギーの逸散率と U_{20} との関係を示しておく. この図中の白点は式(5)より求められたものであり, 一方, 黒点は式(6)より求められたものである.

以上の二方法より求められた関係式は, よく近似した関係式を表わすため, 両方を一つの式で表わすと次式のようなになる,

$$\epsilon = 5.0 \times 10^{-5} U_{20}^{2.67}.$$

ϵ は中立状態に近い場合には, 風速の3乗に比例することが理論的に知られている. 著者の場合は安定状態下における結果であるために, 安定度の影響がこの関係式の中に入ってきていわゆる3乗則よりもやや小さい関係が得られた.

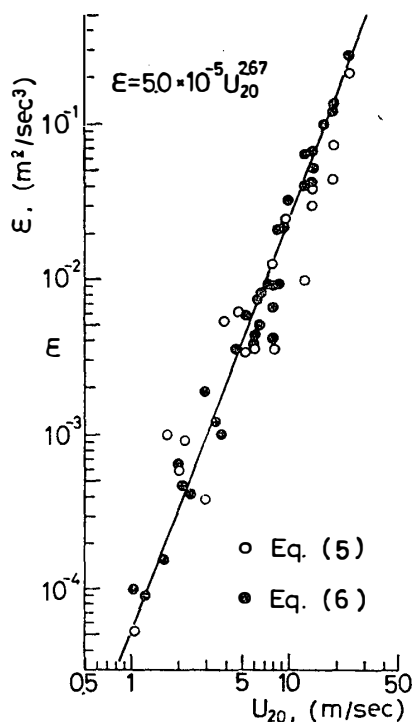


図7 20 m 高度の水平縦方向の平均風速 (U_{20}) に対するエネルギー逸散率 (ϵ) との関係

Fig. 7. Relation between U_{20} and ϵ (energy dissipation rate).

3.9. T_U, T_V, T_W と Ri および T_U, T_V, T_W と U_{20} との関係

図8-(A)に T_U, T_V, T_W と U_{20} および図8-(B)に T_U, T_V, T_W と Ri との関係を示しておく。 T_U, T_V, T_W は、オイラー自己相関係数の0.2秒から約3秒までの時間相関の変化傾向より外挿法により相関が0になるまでの時間を水平縦横、垂直方向について求めたものである。この関係を式に表わすと、

$$T_U = 50 Ri^{0.83} = 290 U_{20}^{-1.47},$$

$$T_V = 15 Ri^{0.83} = 90 U_{20}^{-1.47},$$

$$T_W = 8.0 Ri^{0.83} = 46 U_{20}^{-1.47},$$

ただし、 $0.5 < U_{20} < 50$ m/s の範囲内で適用されるものとする。これらの関係式の勾配は三成分風向にかかわらず同じであり、これらの係数の比は、 $50 : 15 : 8.0 \doteq 290 : 90 : 46 \doteq 6.3 : 1.9 : 1$ を表わし、この比が最大乱子の通過時間（井上，1952および井上他，1955）と考えると、最大乱子の平均的な大きさは、縦×横×高さ = $6.3 \times 1.9 \times 1$ という細長い立体の渦を表わしていることが想像される（真木，1974）。

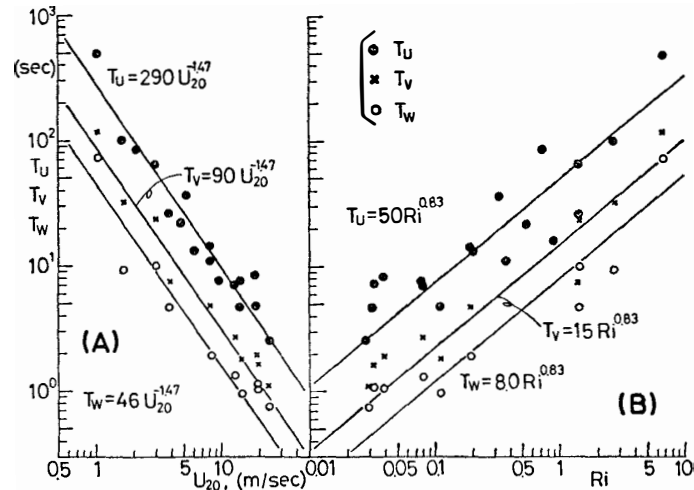


図8 (A) 20 m 高度の水平縦方向の平均風速 (U_{20}) に対する三成分風向の特徴的な時間スケール (T_U, T_V, T_W) との関係

(B) リチャードソンナンバー (Ri) と T_U, T_V, T_W との関係

Fig. 8. (A) Mutual relations between U_{20} and T_U, T_V and T_W (characteristic time scales of three wind components).

(B) Mutual relations between Ri and T_U, T_V and T_W .

3.10. m と Ri との関係

図9に m と Ri との関係を示しておく。ここで m とは式(7)の指数を表わしている。 m は KOLMOGOROFF の相似理論から $2/3$ の値が導かれている。井上他 (1955) は小型ロビンソン

風速計を用いて、5秒毎の約10分間の乱流観測より、実測値として2/3の他に、1/3になる場合も多いことを報告している。また SHIOTANI (1953) は熱線風速計を用いて、実測値より2/3乗則が成立することを、また小林・石田 (1970) は、超音波風速計を用いて、1/3と2/3の間であって2/3になる時は少ないことを報告している。

著者の場合も0.71から0.46の範囲の値が得られ、超音波風速温度計の受感部の後方から吹く風の観測値(図中の下線を施した値)を除けば、0.69から0.55程度の値で2/3に近い値も認められるが、しかし、プロットはかなり散らばっていて、図9に示すように、 Ri との何らかの相関が認められる。この図は Ri の増加に対して m が増加する関係で、式に表わせば、

$$m = 0.045 \log Ri + 2/3,$$

ただし、超音波風速温度計の後方からの観測値は考慮されていない。

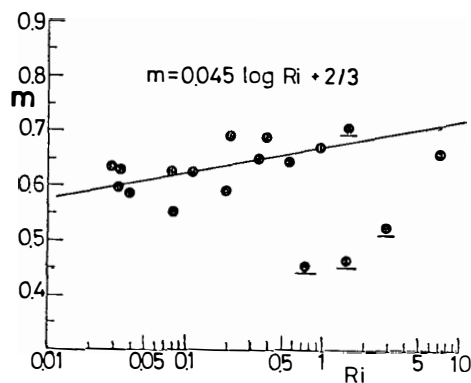


図9 リチャードソンナンバー (Ri) に対する式(7)より求められる指数 (m) との関係

Fig. 9. Variation of m obtained from Eq. (7) against Ri .

4. む す び

安定状態下における大気乱流観測が、南極昭和基地で1970年2月から12月までの期間にわたって行われた。大気乱流の特性は、接地気層中の安定度、または平均風速と関連づけて解析された。

得られた結果を要約すると、次のようになる。

(1) U_{20} (20 m 高度の平均風速) は Ri (リチャードソンナンバー) の約0.56乗に比例する。

(2) W_{20}/U_{20} (20 m 高度の水平平均風速に対する垂直平均風速の比) は、 Ri とは無関係で独立しており、 W_{20} は U_{20} の約1/3である。

(3) 水平縦方向の標準偏差 (σ_U) は、水平横方向のそれ (σ_V) に正比例し、垂直方向の標準偏差 (σ_W) と σ_U , σ_V の関係は、変異点を持った二つの式で表わされる。 Ri の増加に対して、 σ_U , σ_V , σ_W は減少し、 U_{20} に対するそれぞれの比は増加する。

- (4) 風の息は, U_{20} が 8.5 m/s 以下において, U_{20} の増加に対して減少し, それ以上の風速で一定値を持つ.
- (5) 5 分間中のガストファクターは, U_{20} の増加に対して減少する.
- (6) 超安定状態の風, カタバティック風, ブリザード風における三成分風速の特徴的な頻度分布が求められた.
- (7) モーニンオブコフ長は, 安定状態下における Ri の約 1.4 乗に比例する.
- (8) エネルギー逸散率は, 安定状態下における U_{20} の約 2.7 乗に比例する.
- (9) 三成分風向の特徴的な時間スケールは, Ri の増加および U_{20} の減少に対して増加する. そして比例係数は, 縦×横×高さ = $6.3 \times 1.9 \times 1$ の細長い立体を表わす.
- (10) 式(7)から求められた値 (m) は, Ri の増加に対して増加する.

謝 辞

第11次南極地域観測隊員として選ばれるに当たり, 農業技術研究所井上栄一博士, 久保祐雄博士(現:草地試験場)および気象庁清野善兵衛氏(現:福岡管区气象台)に深謝いたします. また昭和基地における気象観測全般にわたって, 第11次隊長の極地研究センター松田達郎博士ならびに観測に援助をおしまれなかった第11次隊員の気象庁大野勇太氏(現:気象ロケット観測所), 里見穂氏(現:東京管区气象台)および上橋宏氏(現:第14次越冬隊員)の各位に心より謝意を表わします.

なお, この数値計算に当っては, 農林省農林研究計算センター, 大型電子計算機を使用した.

文 献

- 井上栄一 (1952): 耕地風の構造. 農技研報, A-2, 1-93.
- 井上栄一・谷 信輝・今井和彦 (1955): 耕地風の乱れの測定. 農技研報, A-4, 1-36.
- Ito, S. (1969): A mechanism of turbulent transfer in the atmospheric surface layer. J. Met. Soc. Japan, 47, 419-430.
- 小林俊一・石田 完 (1970): 地ふぶき時における風の乱流. 低温科学, 物理篇, 28, 125-133.
- LUMLEY, J. L. and H. A. PANOFKY (1964): The structure of atmospheric turbulence. John Wiley & Sons, New York・London・Sydney, 119-160.
- 真木太一 (1971): 昭和基地における地吹雪発生中の視程と風速の関係. 南極資料, 42, 35-42.
- 真木太一 (1972 a): 南極の海氷上における接地気層の観測. 農業気象, 27, 137-143.
- 真木太一 (1972 b): 昭和基地における風向, 風速, 気温および気温鉛直傾度の相互関係. 天気, 19 (7), 359-367.
- 真木太一 (1972 c): 南極の海氷上での安定状態下における接地気層の観測. 天気, 19 (8), 415-421.

- 真木太一 (1972 d) : 南極の海水上における乱流熱輸送について. 農業気象, 28, 89-92.
- MAKI, T. (1974): Characteristics of atmospheric turbulence in stable stratification at Syowa Station in Antarctica. J. Met. Soc. Japan, to be published.
- MCVEHIL, G. E. (1964): Wind and temperature profiles near the ground in stable stratification. Q. J. R. Met. Soc., 90, 136-146.
- 村越 望 (1958) : 第1次越冬隊気象部門報告. 南極資料, 4, 1-22.
- OKAMOTO, M. and E. K. WEBB (1970): The temperature fluctuations in stable stratification. Q. J. R. Met. Soc., 96, 591-600.
- PANOFSKY, H. A. (1963): Determination of stress from wind and temperature measurements. Q. J. R. Met. Soc., 89, 85-94.
- RIDER, N. E. (1954): Eddy diffusion of momentum, water vapour, and heat near the ground. Phil. Trans. R. Soc. London, 246, 481-501.
- SHIOTANI, M. (1953): Some notes on the structure of wind in the lower layer of the atmosphere. J. Met. Soc. Japan, 31, 327-335.
- 相馬清二 (1964) : 強風の乱流的構造. 気象集誌, 42, 372-396.
- SWINBANK, W. C. (1955) : An experimental study of eddy transports in the lower atmosphere. C.S.I.R.O. Aust. Div. Met. Phys., Tech. Pap., 2.
- TAYLOR, P. A. (1960): Similarity theory in the relation between fluxes and gradients in the lower atmosphere. Q. J. R. Met. Soc., 86, 67-78.
- TAYLOR, P. A. (1971): A note on the log-linear velocity profile in stable conditions. Q. J. R. Met. Soc., 97, 326-329.
- WEBB, E. K. (1970): Profile relationships; the log-linear range, and extension to strong stability. Q. J. R. Met. Soc., 96, 67-90.

(1973年7月17日受理)