海岸近傍の境界層内におけるリチャードソン数と乱れの関係

Relation between Richardson number and turbulence in boundary layer near coast

○伊東 和美(大阪大学) 正 近藤 明(大阪大学)
 正 加賀 昭和(大阪大学)
 井上 義雄(大阪大学)
 Kazumi ITO^{*1} Akira KONDO^{*1} Akikazu KAGA^{*1} Yoshio INOUE^{*1}
 *¹ Osaka University, 2-1, Yamadaoka, Suita-shi, Osaka

In order to understand the structure of vertical turbulence, the relation between Richardson number and the turbulence was investigated from observation data near the coast. The perturbation of vertical velocity normalized by the horizontal velocity was expressed by a function of Richardson number. A new formulation for eddy diffusivity was proposed from this relation. Using this formulation and Mellor & Yamada model, the vertical profiles for horizontal wind speed and for temperature were calculated and were compared with observed data. These results suggested that this formulation was reasonable.

Key Words : Richardson number, turbulence, boundary layer, eddy diffusivity

1. はじめに

近年の深刻な大気環境問題のひとつとして、急速な都市化に よる大気汚染や人口廃熱の増加によるヒートアイランド現象が 挙げられる.熱や汚染物質の拡散に支配的な役割をするのが、 鉛直方向の乱流である.それゆえ大気環境問題の理解と解決の ためには、大気境界層の乱流構造の把握が必要であるものの、 その測定の困難さからあまりよく知られていない.そこで、関 西国際空港対岸で測定された実際のデータを基に、大気の安定 度を示すリチャードソン数と大気の乱れの関係を明らかにする ことで乱流構造を把握し、さらにその関係から乱流拡散係数を 定式化し、1次元大気境界層モデルを用いて風速と温度の鉛直 分布の再現性を確かめた.

2. 観測データ

観測地点	測定項目					
	水平風速	水平風向	水平風速標準偏差			
スカイブリッジ	鉛直風速	鉛直風速標	鉛直風速標準偏差			
高度110m	気温					
	高度別気温分布					
	水平風速	水平風向	水平風速標準偏差			
南部処理場	鉛直風速	鉛直風速標	準偏差			
高度 26m	気温					
	日射量	放射収支量	紫外線量			

Table.1 mesurement items

2006 年 3 月から 2007 年 2 月までの 1 年間で 1 時間ごとに測 定された高度 110m と高度 26m の観測データを使用した. 観測デ ータの位置を Fig. 1 に,測定項目を Table. 1 に示す. また, 2 地点は 3 キロメートルほど離れているが,ここでは同一鉛直方 向にあるものと仮定した.



Fig.1 Observation points

2. 大気の乱れの指標

乱流状態における気象要素は絶えず変動している. その変動 量を表すものとしてよく用いられるのが,その値のばらつきを 示す標準偏差である. つまり鉛直方向の乱れに関しては,鉛直 風速標準偏差が指標となりうるが,ここでは鉛直風速標準偏差 を水平風速で割り無次元化したもの(以後 w'/u と表記)を指 標として考えた. 一方,大気の状態の指標として,パスキル安定度がよく用いられる.パスキル安定度とは,風速と日中は日射量,夜間は放射収支量を用いて大気の状態をA(不安定)からG(安定)に分類したものであり,A-Bが不安定,BC-Dが中立,E-Gが安定である¹⁾.パスキル安定度分類表をTable.2に示す.

Wind Speed (WS)	amount of Sorar Radiation (SR) MJ/m²h				amount of radiation balance (RAD) M.J/m²h		
m/s	SR ≧2.1 6	2.16 >SR ≧1.08	1.08 >SR ≧0.5 4	0.54 >SR	RAD ≧0.07	-0.07 >RAD ≧- 0.14	-0.14 >RAD
WS<2	A	AB	в	D	D	G	G
2≦ ₩ S<3	AB	в	С	D	D	E	F
3≦ ₩ S<4	в	BC	С	D	D	D	Е
4≦ ₩ S<6	с	CD	D	D	D	D	D
6≦ ₩ S	С	D	D	D	D	D	D

パスキル安定度とw'/uを比較することで、w'/uが大気の乱 れを反映しているかどうかを確かめた. Table.1 に従い、高度 26m で測定された日射量・放射収支量と風速を用いて、パスキ ル安定度を算出した. なお、夜間は日の入り前1時間から日の 出後1時間とし、月ごとに時間設定を変えた. 12-3月を冬と してパスキル安定度ごとの累積分布を Fig.2 に示す. w'/u を乱 れの指標として用いるため風速が大きくなる中立と風速が弱く なる安定度 G は Fig.2 には示していない. Fig.2 より、w'/u の 50%値でパスキル安定度が不安定から安定の順に並んでおり、 w'/u は乱れの指標と考えられる.



Fig.2 Cumulative distribution by pasquill's stability in winter

3. リチャードソン数と乱れの関係

パスキル安定度のほかに大気安定度を表すものとしてよく用いられるのがリチャードソン数(以後 *Ri* と表記)である. *Ri* はある高さにおける大気の安定度を表す無次元数であり,式(1)で定義される².

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{\partial \theta / \partial z}{\left(\partial u / \partial z \right)^2}$$
(1)

ここで、g は重力加速度(=9.80665ms²)、T は平均温度(K)、 θ は温位(K)、uは水平風速(ms⁻¹)、zは高度(m)である. Riが正のとき安定、0 のとき中立、負のとき不安定である.

使用したデータは, 高度 26m と 110m の 2 点で観測されてい るので,式(1)の勾配を式(2),(3)で近似した.平均気温*T* は 110m 地点と 26m 地点の平均気温とした.

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta_{z=110} - \theta_{z=26}}{\Delta z}$$
(2)

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_{z=110} - u_{z=26}}{\Delta z}$$
(3)

また,温度を温位に換算するために温度減率は乾燥断熱減率 より小さい 0.006(Km⁻¹)を用いた.1年間のデータを対象にパス キル安定度別の*Riとw'/u*の関係を Fig.3 に示す.



Fig.3 Relation between Ri and w'/u (all data)

*Riとw/u*の関係は対数型で近似できると仮定し,関係式(4)を 求めた.

$$Ri = -10\ln\left(\frac{9}{10}\frac{w'}{u}\right) \tag{4}$$

4. 乱流拡散係数の推定

鉛直方向の乱流拡散係数は時間スケール τ が大きいとき式(5)で表される.

$$K = \langle V^2 \rangle T \qquad (\tau \gg T)$$
⁽⁵⁾

ここでKは乱流拡散係数,Vは鉛直風速,〈・〉はアンサンブ ル平均,Tはラグランジェの時間スケールである.

また,鉛直風速のアンサンブル平均と標準偏差σには式(6)の関係が成り立つ.

$$\sigma^{2} = 2 \langle V^{2} \rangle T \tau \qquad (\tau \gg T)$$
(6)

標準偏差 σ と鉛直風速標準偏差w'との関係は τ を用いて式(7)で表される.

$$\boldsymbol{\sigma} = \boldsymbol{w}'\boldsymbol{\tau} \tag{7}$$

また、 τ は大気境界層内における渦乱流の長さスケールLとuを用いて式(8)の関係があると仮定する.

$$\tau = \frac{L}{u} = \frac{\kappa z}{u} \tag{8}$$

ここで, *K* はカルマン定数(=0.4)である.以上より, *K* は式 (9)のように表現できる.

$$K = \frac{\sigma^2}{2\tau} = \frac{w'^2 \tau}{2} = \frac{w'^2}{2} \frac{\alpha L}{u} = \frac{1}{2} \left(\frac{w'}{u}\right)^2 u \kappa z$$
(9)

式(4)を式(9)に代入すると乱流拡散係数 K は Ri を用いて表現 することができる.(以降 PM と表記)

$$K = \frac{1}{2} \left[\frac{1}{10} \exp\left(-\frac{10}{9} Ri\right) \right]^2 u \kappa z$$
 (10)

1 次元大気境界層モデルの拡散係数に、大気境界層の乱流解 析によく用いられる Mellor&Yamada level2.5 モデル³⁾(以後 MYM と表記)を用いた計算と式(10)で示した拡散係数を用い て水平風速と温度の鉛直分布の計算を行った. MYM で計算し た結果と,式(10)で計算した結果の 26m における3月と8月の 温度と水平風速の観測値との比較を Fig.4, 5 に示す.



Fig.4 Comparison of observed values and calculated values at 26-meter attitude on March



Figure.5 Comparing calculation value and MY model's value to observation at 26-meter attitude on October

温度に関しては PM と MYM の計算結果に大きな差は見られな いが,水平風速に関しては,観測された風速が速いときには MYM は過小評価する傾向があるが, PM の再現性は良い. さらに,相 関係数と,観測値と計算値の時間的ずれを表す平均絶対誤差

(Mean Absolute Gross Error: MAGE), パターンのずれを表す 平均偏り (Mean Bias: MB) の3つの統計指標を用いてモデル の性能を評価した. 相関係数・MAGE・MB はそれぞれ次のよう に定義される.⁵⁾

・相関係数
$$r = \frac{\sum_{i=1}^{N} (M_i - \overline{M})(O_i - \overline{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N} (M_i - \overline{M})^2 \sum_{i=1}^{N} (O_i - \overline{O})^2}}$$

· $MAGE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} |M_i - O_i|$
· $MB = \overline{M} - \overline{O}$

ここで O_i はある時刻における観測値, M_i は O_i に対応する計算 値, Nは M_i と O_i がともに存在するデータの数, 一は平均値を表 す. 10 月と 3 月の結果を Table.2 に示す. PM の統計指標値は MYM の統計指標値とほぼ同じである. このことより, 式 (10) に示した拡散係数は妥当であることが示された.

Table.2 Statistical evaluations of PM and MYM

		wind :	speed	temperture		
		October	March	October	March	
r	MYM	0.80	0.84	0.90	0.84	
	PM	0.75	0.85	0.87	0.84	
MAGE	MYM	2.25	1.65	1.11	1.50	
	PM	1.44	1.42	1.25	1.43	
MB	MYM	1.48	1.02	0.73	0.24	
	PM	0.74	0.34	0.72	0.22	

参考文献

- 1)環境庁大気保全局大気規制課,1995:窒素酸化物総量規制マ ニュアル
- 2) 竹内清秀・近藤純正, 1981: 大気科学講座 I 地表に近い大 気, 東京大学出版会
- 3)金湘栢,2002:大気境界層に用いられる乱流モデルの相互比較とその適用可能性に関する研究,大阪大学大学院博士論文
- 4) Kundan Lal Shrestha, 2007 : Coupling and evaluating MM5 and RAMS meteorological models with CMAQ air quality model for better assessment of air pollutants, 大阪大 学大学院修士論文