

## 下墊面對大連低層高空風速分佈的影響\*

楊大昇 鄭光\*\*

(北京大學)

### 提 要

本文利用大連 1955 年氣球測風原始記錄，根據 11:00 和 23:00 從海上來的風和從陸上來的風進行分類，得出四種情況下大連低層高空的風速隨高度的分佈。假定湍流係數  $K = (a - bz)^2$ ，對不同情況  $a, b$  取適當的數值；並且考慮適當的熱成風，則由理論算得的風速廓綫和實際觀測的平均風速分佈相當符合。因此本文給出不同溫度層結不同下墊面影響下的風速分佈以及湍流係數  $K$  隨高度的改變情形。

### 一. 序 言

大連位於遼東半島上 ( $38^{\circ}54'N$ ;  $121^{\circ}38'E$ )，其各方向離海距離並不一致，因此不同風向氣流所經下墊面以及它所受下墊面的影響是不一致的。為了研究海面和陸面對風速分佈和湍流交換的影響，我們把測風記錄按 500 米高度上的風向分為兩類：沿風的方向海岸離測站距離小於 4 千米者為從海上來的風；此距離大於 4 千米者為從陸上來的風，根據大連的地理位置，海風和陸風的分佈範圍如圖 1 所示。

為了考慮溫度層結的影響，我們又把每類按 11:00 和 23:00 再分為兩類。利用大連 1955 年全年的氣球測風原始記錄，根據這樣分類，則得四種不同的風速分佈(圖 2, 3, 4, 5 的觀測值)。

本文作者之一在研究北京漢口等地的低層高空風速分佈時<sup>[13,14]</sup>曾經得出：如令湍流係數  $K$  隨高度改變呈下列關係：在某高度以下， $K = (a - bz)^2$ ；在此高度以上， $K = \text{const}$ ，並考慮適當的熱成風，則由理論算得的風速廓綫和實測的平均風速分佈相當一致，本文指出：同樣結果也適用於大連的情形。

由不同情況下所選用的  $a$  和  $b$  的數值可以看出穩定度和不同下墊面對湍流交換的影響的性質。

### 二. 大連低層高空的風速分佈

我們按下列原則選擇測風記錄：風速大小隨高度增加；風向隨高度向右偏轉，經過這

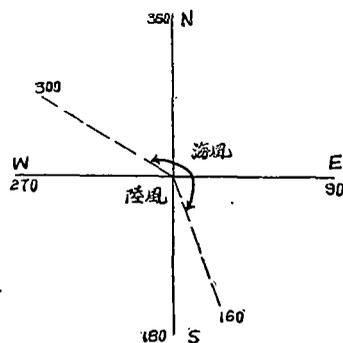


圖 1. 海風陸風的範圍

\* 1957 年 9 月 30 日收到。

\*\* 通訊地址：蘭州中心氣象台。

樣選擇,各種情形合用測風記錄的各月分配如下表:

陸風23:00	一月5次;二月9次;三月5次;四月4次;五月3次;六月2次;共28次
陸風11:00	一至四月共17次;五至八月共5次;九至十二月共18次;總共40次
海風23:00	一月2次;六至十二月共18次;總共20次
海風11:00	二至四月共22次;六至十月共18次;總共40次

上表中的陸風係指從陸上來的風;海風則指從海上來的風。各種情形的平均風速分佈由圖2,3,4,5各圖的觀測值表示,各圖上的 $u_{90}$ 則表示由地面圖上求得的地面地轉風速的大小;圖中的1,1';3,3';5,5';……則代表100米;300米;500米;……等高度。

由圖上可以看出:

(1) 低層500米以下風速大小隨高度增加極快。

(2) 除海風11:00時外,其餘各情形實測風方向在900米左右高度與地面地轉風方向一致,從這個高度向上,風向繼續向右偏轉,在陸風11:00,和陸風23:00情形,1000米以上實測風大小也和地面地轉風速大小極為相近,所以在這兩種情形,熱成風作用主要是使風向隨高度向右偏轉。

(3) 地面風向和地面地轉風向間所成偏角在陸風23:00時大於 $45^\circ$ (偏角為 $51^\circ$ );其餘各情形偏角都小於 $45^\circ$ ,海風23:00時最小,只有 $28^\circ$ ,因此下墊面性質對地面風向偏離等壓綫的角度有影響,這種影響在夜晚23:00表現得最明顯。

(4) 四種情形都有微弱的超地轉風現象。

### 三. 對各風速分佈的理論計算

利用[13][14]的結果,對於不同情形,氣壓梯度以及湍流係數隨高度的改變並不一致,因此下面就四種情形分別討論:

(1) 海風11:00的情形:在這種情形1300米以上的實測風速不論方向或大小幾乎都和地面地轉風一樣,因此可以略去熱成風的作用,亦即可以假定氣壓梯度不隨高度改變。

由[13],在這種情形, $K$ 呈下列的改變最合適:

$$\text{當 } z \leq 700 \text{ 米: } K = (6.3 - 0.3 \times 10^{-2}z)^2 \text{ 米}^2/\text{秒};$$

$$\text{當 } z \geq 700 \text{ 米: } K = \text{const} = 17.6 \text{ 米}^2/\text{秒}.$$

對於大連:

$$l = 2\omega \sin \varphi = 9 \times 10^{-5} \text{ 秒}^{-1}.$$

因地面地轉風速大小由地面圖上求得為9.9米/秒。再用500米高度上實測風平均值 $u = 8.9$ 米/秒, $v = 4.5$ 米/秒作起始條件,則得決定風速分佈的兩組關係式為:

當 $z \leq 700$ 米,

$$\left. \begin{aligned} u &= 9.9 + e^{1.76\tau}(-0.03 \cos 2.21\tau + 0.29 \sin 2.21\tau), \\ v &= e^{1.76\tau}(-0.29 \cos 2.21\tau - 0.03 \sin 2.21\tau), \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

其中 $\tau = \ln(6.3 - 0.3 \times 10^{-2}z)$ ,

當 $z \geq 700$ 米,

$$\left. \begin{aligned} u &= 9.9 + e^{-\alpha z}(-9.2 \cos \alpha z + 5.5 \sin \alpha z), \\ v &= e^{-\alpha z}(5.5 \cos \alpha z + 9.2 \sin \alpha z), \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

其中

$$\alpha = \sqrt{\frac{\omega \sin \varphi}{K}} = 1.6 \times 10^{-3}.$$

(1)(2) 兩式算得的風速分佈由圖 2 中的計算值表示。

(2) 海風 23:00 的情形：由圖 3 的觀測值可以看出：900 米以上的實測風風速風向和地面地轉風相差很大，因此在這種情形不能不考慮熱成風的作用。為計算方便，我們假定熱成風使地轉風隨高度呈綫性增加，亦即假定：氣壓梯度隨高度呈綫性改變。在這種情形：由地面圖上求得的地面地轉風速大小為 9.0 米/秒。

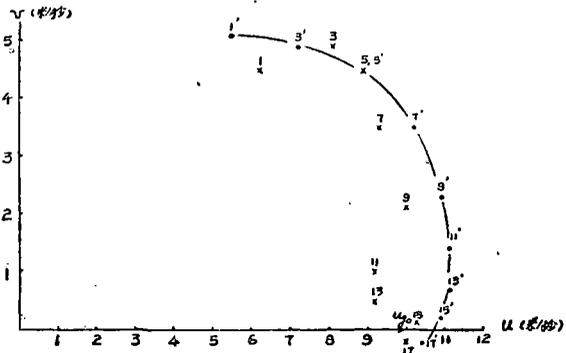


圖 2. 海風 11:00 風速隨高度的分佈  
×××表觀測值；●—●—●表計算值。

由 1700 米高度上的實測風速和地面地轉風速可得：

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = 0.4 \times 10^{-3} \text{秒}^{-1}; \quad \frac{\partial v_g}{\partial z} = -2.1 \times 10^{-3} \text{秒}^{-1}.$$

K 隨高度的改變取下列關係最合適：

$$K = (6.3 - 2 \times 10^{-3}z)^2 \text{米}^2/\text{秒}.$$

並用 300 米高度上實測風速  $u = 8.4$  米/秒； $v = 3.1$  米/秒作起始條件，由 [14]，則得決定風速的關係式為：

$$\left. \begin{aligned} u &= 9.6 + 2 \times 10^{-4}z + e^{2.9\tau}(-0.019 \cos 3.3\tau - 0.016 \sin 3.3\tau), \\ v &= 0.1 - 2 \times 10^{-3}z + e^{2.9\tau}(0.016 \cos 3.3\tau - 0.019 \sin 3.3\tau), \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

其中  $\tau = \ln(6.3 - 2 \times 10^{-3}z)$ 。

根據上式算得的風速分佈表示於圖 3。

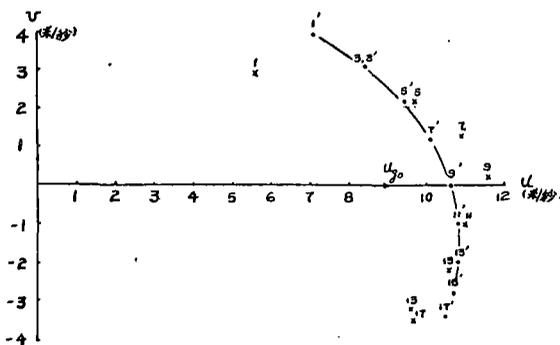


圖 3. 海風 23:00 風速隨高度的分佈  
×××表觀測值；●—●—●表計算值。

(3) 陸風 11:00 的情形：由圖 4 實測風分佈可以看出：在這種情形也須考慮熱成風的作用。假定地轉風和高度呈綫性關係，這種情形的實測風分佈可用  $K = \text{const}$  來解釋。代入下列常數值：

$$u_{g0} = 10.1 \text{米}/\text{秒};$$

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = -7.3 \times 10^{-4} \text{秒}^{-1};$$

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = -2.3 \times 10^{-3} \text{秒}^{-1};$$

$$K = 28 \text{米}^2/\text{秒},$$

並用 500 米高度上的實測風速  $u = 9.0$  米/秒,  $v = 2.1$  米/秒作起始條件定積分常數, 則得:

$$\left. \begin{aligned} u &= 10.1 - 0.73 \times 10^{-3}z + e^{-\alpha z}(-4.7 \cos \alpha z + 4.2 \sin \alpha z), \\ v &= -2.3 \times 10^{-3}z + e^{-\alpha z}(4.2 \cos \alpha z + 4.7 \sin \alpha z), \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

其中

$$\alpha = \sqrt{\frac{\omega \sin \varphi}{K}} = 1.27 \times 10^{-3}.$$

由上式算得的各高度上的風速分佈表示於圖 4.

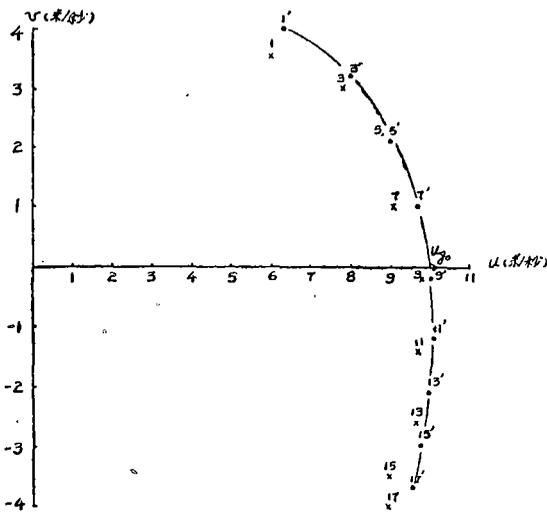


圖 4. 陸風 11:00 風速隨高度的分佈  
×××表觀測值; ●—●—●表計算值.

$$\left. \begin{aligned} u &= 12.8 - 1.2 \times 10^{-3}z + 10^{-2} \times e^{2.9\tau}(-9.3 \cos 3.3\tau + 0.7 \sin 3.3\tau), \\ v &= -0.3 - 2.6 \times 10^{-3}z + 10^{-2} \times e^{2.9\tau}(-0.7 \cos 3.3\tau - 9.3 \sin 3.3\tau), \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

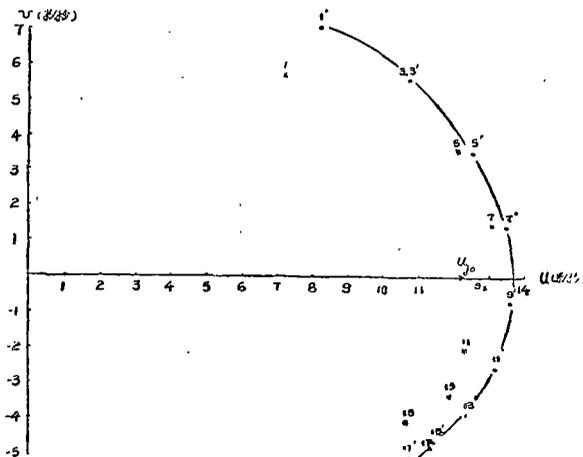


圖 5. 陸風 23:00 風速隨高度的分佈  
×××表觀測值; ●—●—●表計算值.

(4) 陸風 23:00 的情形: 由圖 5 實測風分佈和地面地轉風速可以看出: 在這種情形仍須考慮熱成風的作用. 假定地轉風隨高度呈綫性改變. 由實測風分佈和地面地轉風速可得:

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = -1.0 \times 10^{-3} \text{ 秒}^{-1};$$

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = -2.7 \times 10^{-3} \text{ 秒}^{-1};$$

地面地轉風速由地面天氣圖上求得為 12.2 米/秒.

取

$$K = (5.0 - 2 \times 10^{-3}z)^2 \text{ 米}^2/\text{秒},$$

並以 300 米高度上實測風速  $u = 10.7$  米/秒;  $v = 5.6$  米/秒作起始條件, 則得:

其中  $\tau = \ln(5.0 - 2 \times 10^{-3}z)$ 。

上式計算得的各高度上的風速表示於圖 5。

#### 四. 結果和討論

(1) 總結以上各情形, 則得  $K$  的分佈如圖 6。

由圖上可以看出: 當風從海上來時, 1100 米以下各高度中午的湍流交換反而不如夜晚強; 1100 米以上的情形正好相反。陸風情形則很明顯: 整個氣層中中午湍流交換都遠較夜晚者強。這表明: 海面上低層氣層因受海水表面性質的影響, 中午溫度層結反而比夜晚者穩定, 因此夜間湍流交換容易得到發展; 至於大陸上, 中午溫度層結一般不如夜晚者穩定, 因此湍流交換中午比夜晚者強, 大連低層高空的風速分佈也明顯的表現了這種性質, 當風從陸上來時, 氣流受陸面性質的影響, 故中午的湍流係數值遠較夜晚者大。

前面得到: 地面風向偏離地面等壓綫的角度, 陸風比海風大, 這種差別在夜晚最明顯, 陸風偏角幾乎比海風偏角大一倍; 而在同一陸風情形, 夜晚偏角大於中午偏角; 在海風情形, 中午偏角比夜晚者大, 因此地面風向和等壓綫的偏角與湍流交換的強弱有關, 湍流交換愈強則偏角愈小。

(2) 由圖 6, 中午 300 米以下海上來的風較陸上來的風湍流交換強; 300 米以上的情形正好相反。夜間, 整個氣層陸風湍流交換都遠較海風弱。因此, 300 米以下無論白晝或夜間海上來的風都比陸上來的風有更強的湍流交換; 在高層, 海面陸面對湍流交換的影響就不明顯。就下墊面粗糙性質對湍流交換的影響而論: 海風較陸風湍流交換強表明海面應較陸面粗糙, 這可能是由於海面經常有波浪, 使海面有大的凹凸不平所致。

(3) 比較圖 2, 圖 3, 圖 4, 圖 5 各圖中風速分佈的計算值和觀測值可以看出: 二者相合的情形還不十分滿意, 這主要由於平均實測風的分佈太不規則, 因此實際支配風速分佈的規律遠較理論者複雜。理論上要求沒有加速度, 但是在平均過程中可能並沒有把不規則擾動因子的影響以及觀測誤差完全消除; 理論上對熱成風的考慮只是簡單地假設熱成風使地轉風隨高度呈綫性改變, 實際情形可能很複雜。同時, 由地面圖決定的地轉風速也可能不太正確。圖上絕大部份  $u$  分量的計算值都較實際觀測值大, 這可能就是由於地轉風決定得不正確和對熱成風假設得太簡單的結果。

各圖中 100 米高度上實測風和計算值差異最大, 因此 300 米以下湍流交換強度的變化不符合我們所設的規律, 例如圖 3, 圖 5 中 100 米到 300 米一層中風速垂直梯度的計算值較觀測值小, 所以在這一層中  $K$  的實際值應較理論值小, 在陸風 23:00 情形, 如取

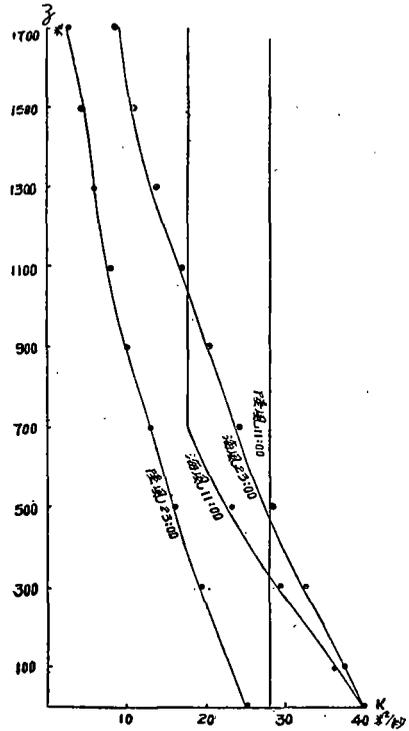


圖 6.  $K$  隨高度的分佈

$K = (4.0 - 0.2 \times 10^{-2}z)^2 \text{米}^2/\text{秒}$ , 則 100 米高度上風速的計算值更與觀測值相合。

致謝：承蕭文俊同志繪圖，作者謹致深切的謝意！

### 參 考 文 獻

- [ 1 ] Möller, F., Austausch und Wind, *Met. Zeitschrift*, **48** (1931), 69ff.
- [ 2 ] Th. Hesselberg und H. U. Sverdrup, Die Windaenderung mit der Höhe vom Erdboden bis etwa 3000m Höhe. *Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre*, **7** (1916), 156—166.
- [ 3 ] Mildner, P., Über die Reibung in einer speziellen Luftmasse in den untersten Schichten der Atmosphäre, *Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre*, **19** (1932), 151—158.
- [ 4 ] Taylor, G. I., Turbulence. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **53** (1927), 201—212.
- [ 5 ] Dobson, G. M. B., Pilot balloon ascents at the central flying school, upavon, during the year 1913. *Quart. J. R. Met. Soc.* (1914—1915), 123—135.
- [ 6 ] Whipple, F. J. W., The laws of approach to the Geostrophic Wind. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **46** (1920), 39—53.
- [ 7 ] Holmboe, J., G. E. Forsythe, W. Gustin, *Dynamic Meteorology*. (1945), 233—249.
- [ 8 ] Heinz Lettau, A Reexamination of the "Leipzig wind profile" considering some relations between wind and turbulence in the frictional layer. *Tellus*, **2** (1950), 125—129.
- [ 9 ] Лайхтман, Д. Л. 等, *Основы динамической метеорологии*. (1955), 388—402.
- [ 10 ] Белинский, В. А., *Динамическая метеорология*. (1948), 445—503.
- [ 11 ] Лайхтман, Д. Л., Новый метод определения коэффициента турбулентной вязкости в пограничном слое атмосферы. *ГГО*, вып. **37** (1952), 99.
- [ 12 ] Тверской, П. Н., *Курс метеорологии*. (1951), 521—540.
- [ 13 ] 楊大昇, 北京低層高空的風速分佈. *氣象學報*, **28** (1957), 185—197.
- [ 14 ] 楊大昇、李麥村, 漢口低層高空的風速分佈. *北京大學學報 (自然科學)*, **3** (1957), 457—470.

## THE INFLUENCE OF THE SURFACE'S ROUGHNESS UPON THE WIND PROFILE IN THE UPPER PLANETARY BOUNDARY LAYER OVER DAIREN

YANG TA-CHENG and TSENG KWANG

(Peking University)

### ABSTRACT

The wind data from free balloon at Dairen for the year 1955 are grouped into four sets, namely: wind from sea at 11:00 and at 23:00; wind from land at 11:00 and at 23:00. By using the results obtained earlier by one of the authors, the calculated wind profile agrees with the observed wind distribution.

Comparing the different distribution of the turbulent coefficient  $K$  with height for the four conditions, the influences of the stability and the surface's roughness on the wind profile are discussed.