

根據基培爾基本假設的天氣預報新法

束星北

(山東大學物理系)

基培爾用了些假設得出局地壓力變化的近似公式,他先由“對流項條件”得出局地溫度變化公式

$$\frac{\partial T_0}{\partial t} + U_H \frac{\partial T_0}{\partial x} + V_H \frac{\partial T_0}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

再由等熵條件,得出下列公式

$$\frac{RT_0}{C_p p_0} \frac{\partial p_0}{\partial t} = \frac{\partial T_0}{\partial t} + U_0 \frac{\partial T_0}{\partial x} + V_0 \frac{\partial T_0}{\partial y} \quad (2)$$

將(1)代入(2)式內可得

$$\frac{RT_0}{C_p p_0} \frac{\partial p_0}{\partial t} = (U_0 - U_H) \frac{\partial T_0}{\partial x} + (V_0 - V_H) \frac{\partial T_0}{\partial y} \quad (3)$$

他於是將 U_0 , U_H , V_0 , V_H 從運動方程用地轉風逐漸近似法以溫壓場的結構表示出來。

在這裏我們不準備討論公式(1)及(2)的理論基礎,我們只研究它的應用方法。很運氣的是由他基本假設(1)及(2)得出的方程(3)或

$$\frac{RT_0}{C_p p_0} \frac{\partial p_0}{\partial t} = (\mathbf{U}_0 - \mathbf{U}_H) \cdot \nabla T_0 \quad (3')$$

也可以直接用來做氣象預報,(3)'內 $\mathbf{U}_0$ 及 $\mathbf{U}_H$ 是地面及對流項的矢量風速, ∇T_0 是地面的溫度梯度, $\mathbf{U}_0 \cdot \nabla T_0$ 是地面溫度的平流變化。

由於地面溫度和風速都沒有代表性,我們乾脆先用1000—700毫巴的厚度綫來計算 ∇T_0 , 用850毫巴的風速來代替 $\mathbf{U}_0$; 用300毫巴的風速來代替 $\mathbf{U}_H$, 在中國夏季用200毫巴的風速來代替 $\mathbf{U}_H$ 可能好些。

在(3')中如以 $P_0 \approx 1000$ 毫巴, $T_0 \approx 290^\circ K$ 代入,得地面壓力的變化為

$$\frac{\partial p_0}{\partial t} \approx 11.7(\mathbf{U}_0 - \mathbf{U}_H) \cdot \nabla T_0 \text{ 毫巴} \quad (3'')$$

在本式中溫度梯度如用 $^{\circ}\text{C}/\text{千公里}$ $^{\circ}\text{C}/\text{緯度}$ 計算 U_0 。可用每天千公里數或每天緯度數計算則得出每天地面壓力毫巴的變化。這樣我們只要化十分鐘的時間就可以計算出地面上的壓力的變化。由於等熵公式 (2) 的來源, 我們可以推想 (3') 或 (3'') 的應用大概只在大的變化時比較合適。不過這些大的變化也正是天氣預報上的重要因素。

我們這樣的應用方法, 避免了很多基培爾原來公式上以後的理論缺點。例如地轉風的逐漸近似法是否可靠 (見另文), 基培爾的 α, β 尤其在 $\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}$ 時是否可以作常數看待, 科來參數是否可以當常數看待, 以及高空引導層的高度甚至它的存在與否等等問題, 在我們此地根本就不發生。我們在這裏直接用風速就不發生這些困難! 這些困難是由於基培爾試圖將風速用溫壓場結構表示出來而產生的。對預報講, 這是完全不必需的, 我們有高空風的紀錄, 這些紀錄的誤差性並不比溫壓場紀錄的誤差性來得大。事實上我們在試驗時發現 (3') 或 (3'') 很容易計算, 可以得出數字上的預報, 比較用基培爾原來方法一般只能得到質的預報要便易得多。

由於 (3') 式使用的方便, 我們不獨可以大量的試驗基培爾的學說, 也容易在實驗的基礎上對基培爾學說作適當的修改。例如 ∇T_0 。究竟是用 850 毫巴的溫度梯度好些或是用 1000—500 毫巴的厚度綫計算好些, 或者夏天用這個冬天用那個 (有季節性和區域性的分別) 也容易計算和判斷出來, 因為每個計算不過花幾分鐘的功夫而已。我們也容易判斷 $U_H \cdot \nabla T_0$ 內 ∇T_0 一項是否用 ∇T_n 比 ∇T_0 更好些。我們可以大量的反覆的用過去可靠的紀錄來作大規模的試驗以便得出一個最好的使用方法, 決定最好的公式和使用的範圍。這些實驗在原來基培爾壓力變化公式靠溫壓場中的三項比較大小來決定變化的方法上幾乎是不可能進行的。

地形的影響在此地也難不倒我們。如山的高度以 $h(x, y)$ 表示則

$$w_0 = U_0 \frac{\partial h}{\partial x} + V_0 \frac{\partial h}{\partial y} = U_{0H} \cdot \nabla h \quad (4)$$

因之將等熵公式 (2) 作適當的修改後得出局地的壓力變化為

$$\frac{R T_0}{C_p p_0} \frac{\partial p_0}{\partial t} = (U_0 - U_H) \cdot \nabla T_0 + (\gamma_d - \gamma) U_0 \cdot \nabla h \quad (5)$$

此公式的右手各項, ∇h 是固定的, 也不難測量。

最後我對地球物理研究所的趙九章、葉篤正、陶詩言諸位先生以及山東大學的王華文先生的討論、指教和幫助表示感謝。

A NEW METHOD OF FORECASTING BASED ON KIBEL'S FUNDAMENTAL ASSUMPTIONS

Soh Hsin-Pei

(Department of Physics, Shangtung University)

Abstract

It is proposed here to use directly the wind velocities, rather than the roundabout pressure temperature field for wind, in forecasting pressure change by Kibel's method. This avoids some theoretical difficulties in his original work and permits ready calculations of the resulting changes. Besides, it is expected to give better check to Kibel's assumptions and to provide easier modifications thereupon.

附 錄

如果令 $p_0 = 1000$ 毫巴, $T_0 = 273^\circ\text{K}$, 因乾空氣的氣體常數 $Rd = 287\text{Kj/ton}^\circ\text{K}$, 它的定壓比熱 $Cpd = 1004\text{Kj/ton}^\circ\text{K}$, 我們可以把公式化爲

$$\begin{aligned}\frac{\partial p_0}{\partial t} &= \frac{1004 \times 1000}{287 \times 273} (\mathbf{V}_0 - \mathbf{V}_H) \cdot \nabla T_0 \\ &= 12.8 (\mathbf{V}_0 - \mathbf{V}_H) \cdot \nabla T_0 \\ &= 12.8 \mathbf{V} \cdot \nabla T_0 = 12.8 V \frac{\Delta T_0}{\Delta n} \cos \theta.\end{aligned}$$

這裏 $\mathbf{V} = \mathbf{V}_0 - \mathbf{V}_H$, V 的數值爲 V , ∇T_0 的數值爲 $\frac{\Delta T_0}{\Delta n}$, $\mathbf{V}$ 與 ∇T_0 之間的夾角爲 θ .

對固定地點設地面氣壓變化在 t 小時之內是不變的, 則 t 小時內總的地面氣壓變化 $(\Delta p_0) t$ 可寫爲

$$\begin{aligned}(\Delta p_0) t &= 12.8 \times 36 \times 10^2 V \frac{\Delta T_0}{\Delta n \times 10^3} t \cos \theta \\ &= 46.08 V t \frac{\Delta T_0}{\Delta n} \cos \theta\end{aligned}$$

這裏 $(\Delta p_0) t$ 內單位爲毫巴, V 的單位爲米/秒, t 的單位爲小時, ΔT_0 的單位爲 $^\circ\text{C}$, Δn 的單位爲公里。

由於某種原因, 在計算時我們都用國外紀錄。又因地面上氣溫和風的代表性很差, 我們用 850—1000 毫巴, 700—1000 毫巴或 500—1000 毫巴的厚度梯度來代替地面氣溫梯度, 同時盡可能用地面風速大的來計算。

現在, 我們舉幾個例子如下*:

1. 蘇聯伊爾庫次克

V_0		V_H		$V=V_0-V_H$		$\nabla T' 500-1000$		θ (°)	註 明 因伊爾庫次克缺地面 紀錄表中所用的 V_0 與 (Δp_0) 是以它附近的 站平均得到的。
速率 (米/秒)	方向 (°)	速率 (米/秒)	方向 (°)	速率 (米/秒)	方向 (°)	$\left(\frac{\Delta T}{\Delta n}\right)$ (°C/公里)	方向 (°)		
14	310	20	260	15.3	36	$\frac{16}{1045}$	320	76	
計算結果		$(\Delta p_0)_6=29.9$ 毫巴(六小時的氣壓變化)							
實 況		$(\Delta p_0)_6=20$ 毫巴							

2. 克斯爾雅諾斯拉克

V_0		V_H		$V=V_0-V_H$		$\nabla T' 500-1000$		θ (°)
速 率 (米/秒)	方 向 (°)	速 率 (米/秒)	方 向 (°)	速 率 (米/秒)	方 向 (°)	$\frac{\Delta T'}{\Delta n}$ (°C/公里)	方 向 (°)	
10	220	17	300	18.2	153	$\frac{6}{590}$	57	96
計算結果		$(\Delta p_0)_6 = -5.4$ 毫巴						
實 況		$(\Delta p_0)_6 = -5.7$ 毫巴						

3. 日本札幌

V_0		V_H		$V=V_0-V_H$		$\nabla T' 500-1000$		θ (°)
速 率 (米/秒)	方 向 (°)	速 率 (米/秒)	方 向 (°)	速 率 (米/秒)	方 向 (°)	$\frac{\Delta T'}{\Delta n}$ (°C/公里)	方 向 (°)	
6	330	9	220	12.3	13	$\frac{5}{750}$	314	59
計算結果		$(\Delta p_0)_6 = 11.7$ 毫巴						
實 況		$(\Delta p_0)_6 = 5.6$ 毫巴						

由於我們所計算的例子很少, 目前不能下結論: 以後我們還要繼續試驗下去。

附錄作者 (廖洞賢)

* 根據我們的試驗, 用850—1000毫巴或700—1000 毫巴的厚度梯度計算的結果不太好, 下列幾個例子都是以1000—500的厚度梯度來計算的: 風向依氣象上一般的規定; 溫度梯度以從冷到暖為正, 如方向是從東北到西南則為45°。