平均の気温遞減率を支配する要因*

荒川 秀 俊

気温遞減率は時々刻々に變化し、高さによつても異なり、又場所によつても異なる。然し乍ら平均して見ると、100 米に付 0.5°C 乃至 0.6°C と言ふことが多い。さうして雨量の多い赤道地方では概して気温遞減率は小さく、又雨量の尠い高緯度地方では大きい。気温遞減率は沙漠地方では大きく、海洋性氣候では小さい傾向がある。唯一つの例外は冬季積雪の掩ふて居る地方や、夜間晴れたときに出来る輻射性の逆轉である。この逆轉は輻射によるもので、その原因は判然として居るからこゝには問はないことにする。

一般に気温遞減率が 100 m に付 $0.5\sim 0.6^{\circ}\text{C}$ であるならば、溫位は上層程高く安定な成層をして居ることになる。さうすると上層から下りて来る氣塊は下層の溫度を高め、下層から上つて行く氣塊は上層の溫度を低める。即ち安定な成層をした大氣中では上下の混合によつて常に上から下への熱の流れがあることになる。このやうな一見不合理らしく見へる事象はどうして除去したら宜しいであらうか？ 即ち気温遞減率が 100 m に付 $0.5\sim 0.6^{\circ}\text{C}$ であるのはどうしても雨に原由して居ると思ふ。年に 2000 耗もの雨が降れば、その雨は始め地面で蒸發して、蒸發の潜熱を獲得し、その後上層で凝結してその潜熱を放出する。かくて混合によつて始終上層から下層へ熱の流れがあるが、時々雨の凝結作用によつて上層で熱が発生する。この上層における潜熱の放出によつて 100 m に付 $0.5\sim 0.6^{\circ}\text{C}$ といふ気温遞減率が維持されるのであらうと思はれる。

今その理論的考察をして見る。気温の成層があつて、気温が高さと共に變つて居る場合を考へる。高さ z における平均気温を絶対溫度で T と書く。標準氣壓を P とし、溫位を θ とすると

$$\theta = T \left(\frac{P}{p} \right)^{\frac{AR}{c_p}}$$

である。上下の混合があると、亂流による溫位の偏倚 θ' がある。亂流の一つ一つに比して著しく大きな水平におかれた平面 A を通り、亂流のために單位時間に上方へ運ばれる熱量は

$$\iint c_p \rho (\theta + \theta') \left(\frac{P}{p} \right)^{-\frac{AR}{c_p}} w' dx dy$$

である。ここに c_p は定壓比熱、 A は仕事の熱當量、 R は空氣のガス常數、 w' は上向きの擾亂速度であつて、 x 、 y -軸は水平面内にとつてある。一定氣壓の面では充分に大きな面 S を撰べば

$$\iint w' dv dy = 0$$

* H. Arakawa: Liberation of Latent Heat by the Process of Condensation as a Factor Determining the Normal Stratification.

であるから、亂流のために單位時間内に上方へ運ばれる熱量は

$$\iint c_p \rho \theta' \left(\frac{P}{p} \right)^{-\frac{AR}{c_p}} w' dx dy$$

となる。今亂流氣塊の溫位は、亂流の出發した高さ z_0 における溫位をもつて來るものとすれば

$$\theta + \theta' = \theta_0.$$

従つて近似的に

$$\theta' = \theta_0 - \theta = \frac{\partial \theta}{\partial z} (z_0 - z)$$

と書けるから前述の熱量は

$$\iint_S c_p \rho (z_0 - z) \frac{\partial \theta}{\partial z} \left(\frac{P}{p} \right)^{-\frac{AR}{c_p}} w' dx dy$$

と書ける。一般に渦擴散率は

$$K = \iint_S w' (z - z_0) dx dy / S$$

で定義されるから、單位面積の水平面を通つて亂流のために單位時間内に運ばれる熱量は

$$-c_p \rho K \frac{\partial \theta}{\partial z} \left(\frac{P}{p} \right)^{-\frac{AR}{c_p}}$$

になる。一般に斷熱減率 Ag/c_p を Γ で表せば、

$$\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{1}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right)$$

なる關係があるから、單位面積の水平面を通つて亂流のために單位時間内に運ばれる熱量は

$$-c_p \rho K \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right)$$

となる。

一方水平な單位面積上に單位時間内に降る降水量を s とすれば、單位面積上に立つ氣柱内の上層で潜熱を放出して出される熱量は、單位時間につき

$$r \rho' s$$

である。こゝに r は水蒸氣の放出する潜熱で、 ρ' は水の密度 1 である。

この二通りの熱が收支償つて定常状態にあるとすると

$$r \rho' s - c_p \rho K \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right) = 0.$$

即ち平均の氣溫遞減率は

$$\boxed{-\frac{\partial T}{\partial z} = \Gamma - \frac{r \rho' s}{c_p \rho K}} \quad (1)$$

となる。

今 $\rho' = 1 \text{ g/cm}^3$, $r = 600 \text{ cal/g}$, $c_p = 0.24 \text{ cal/g} \cdot ^\circ\text{C}$, $\rho = 10^{-3} \text{ g/cm}^3$, $K = 3 \times 10^5 \text{ cm}^2/\text{sec}$ とおけば

$$-\frac{\partial T}{\partial z} = \Gamma - \frac{600}{0.24 \times 10^{-3} \times 3 \times 10^5} s$$

となる。更に米（即ち 1000 耗）を単位とした年總降水量を h で表はすと

$$\begin{aligned} -\frac{\partial T}{\partial z} &= \Gamma - \frac{600}{0.24 \times 10^{-3} \times 3 \times 10^5} \cdot \frac{10^3 h}{365 \times 24 \times 60 \times 60} \quad (^\circ\text{C/cm}) \\ &= \Gamma - 0.264 \times 10^{-4} h \quad (^\circ\text{C/cm}) \\ &= \Gamma - 0.264 h \quad (^\circ\text{C/100 m}) \end{aligned}$$

となる。即ち Γ を 100 米に付 1°C とし、年總降水量が 50, 100, 500, 1000, 2000, 3000 耗のときの平均気温遞減率を求めて見ると

年 總 降 水 量 (単位米)	0.05	0.1	0.5	1.0	2.0	3.0
平均気温遞減率 (単位 $^\circ\text{C}/100\text{m}$)	0.99	0.97	0.87	0.74	0.47	0.21

となる。こゝで用ひた數値は概略で、特に K の値はどうにでもなる缺點がある。然し假に輻射の影響を度外視すれば、温位が上層程大きくて、成層が安定なのは主として雨が降るとき上層で潜熱を放出するからである。さうして雨量の多い所では気温遞減率は割に小さくて、雨量の寡い地方では大きくなる傾向がある。即ち気温遞減率の平均を決定する一要因は雨に求めねばならぬ。

日本近傍に於ける移動性高氣壓の出現とその進行*

荒 川 秀 俊, 前 河 稔

緒 言 本報は本誌第 19 卷第 9 號に現はれた“日本近海における低氣壓の發生とその進行”と對をなすものであつて、材料は前報と同じく“氣象要覽”所載のものに據つてある。前回の如くに昭和 8 年から昭和 15 年迄の 8 箇年間の統計を主にしてある。高氣壓のうちで、“大氣活動の中心”の如く移動せぬ（若くは少ししか移動しない）高氣壓は除いて、移動性の高氣壓に限つて議論する。第 1 章で明らかな如くに、移動性高氣壓は大部分大陸内部で發生して居るから、前報の日本近海で出來た低氣壓の如くに判然とはせぬからして、表題は“移動性高氣壓の發生”とせず、“移動性高氣壓の出現”と書いておいた。こゝには移動性高氣壓がどの方面で出現するか、さうしてどんな経路を取つて進むかと言ふ問題を取扱つてある。

* H. Arakawa and M. Maekawa: Statistical Studies on Anticyclogenesis in Japan and the Neighbouring Areas. (中央氣象臺彙報)