

# 大気輻射から見た1955年8月10日の関東地方の雷雨

杉 浦 茂\*

## § 1. 緒 言

雷雨の予報を行っていて困憊を感じるのは夜間の雷雨である。雷雨天気図は15時以降は作っていないので夜間の雷雨については細い天気図解析ができない。そこで夜間の雷雨の原因については簡易に夜間輻射の影響ではないかと片づけてしまう場合が多い。昨年は8月上旬から中旬にかけて夜に入ってから雷雨が多く、とくに8月10日と12日は顕著であった。雷雨と輻射の関係については未だはっきりした結論が得られていない。一般に積乱雲の頂上は輻射によって多量の熱が放出され冷却する。これは日中ならば日射によって一部は打ち消されるが、夕方から夜間にかけてはそれが無いから冷却が著しくなるであろう。この熱の放出のために、一度は消えかかった雷雲中に一種の冷対流 (cold convection) が起こり、これが夕方おそくから夜間にかけて再び雷雨活動が盛んになる原因となると考えられる。しかし、この他にも夜間の雷雨活動の極大を生ずる原因があり得る。

大体雷雨に対する輻射の影響としては以上の程度に考えるのが現状と思われる (Möller, 1951)<sup>1)</sup> が、筆者は山本の大気輻射図<sup>2)</sup>を用いてとくに8月10日の雷雨につき二、三の解釈を行ってみた。

## § 2. 8月10日の状況

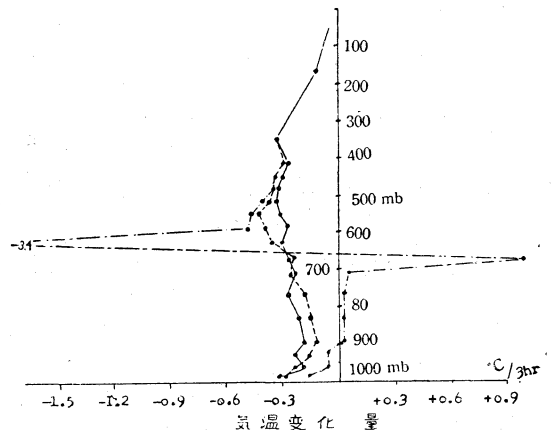
1955年8月10日の関東甲斐地方の雷雨の発生状況を見ると、16時19分に軽井沢で発雷し、以後19時まで発雷が観測されず、19時20分から23時20分にかけて関東北部に14コの、その他の地方で5コの雷雨発生が観測された。日中は中部地方に熱低気圧 (heat low) ができ、弱い前線が夜中に日本海沿岸から関東南岸沖に移動した。15時以降の雷雨天気図を作らないので前線や不安定線の解析ができなかったが、雷雨発生の等時線は北から南に追跡できない所をみるとそれ以外の原因も多分にあると思われる。同日12時の館野のゾンデ観測を見ると、下層(700mb以下)では70乃至80%の湿度で上層にゆくにしたが乾燥し、500mbで5.0%、それより上層ではさらに乾燥し、弱い対流不安定の状態を示していた。この様な状態は大体において夏季の平均の状態であり、熱低気圧とこの対流不安定だけからはせいぜい夕刻山沿いの地方で雷雨の発生する所が予期される程度であろう。しかるに実際は比較的広範囲にわたり、しかも夜間に至ってかえって活動を示した。これは熱低気圧と不安定成層の組合

せからだけでは説明し得ないように思う。おそらく輻射がかなり有力な役割を果たしたのではあるまいかとの見込をつけ、当時の大気の輻射を計算してみた。

## § 3. 大気輻射による冷却の高度分布

第1図の実験は8月10日12時の館野のゾンデ観測の結果から山本の大気輻射図を用いて計算した各高度における冷却の度合 ( $^{\circ}\text{C}/3\text{hr}$ ) の高度分布を示す。この計算では炭酸ガスの影響を無視した。なお293mb以上の水蒸気量は推定値を用い、293mbから270mbでは0.3g/1kg、270mbから250mbでは0.2g/kg、250mbから230mbでは0.1g/1kg、230mbより上層では水量気量を0g/1kgとした。300mb附近までは3時間に0.2乃至0.3度の冷却であって、北半球の3月の平均大気について計算した値<sup>2)</sup>と大した違いはなかった。また500mb附近で最大であることもよく似ている。

次に700mbから600mbにかけ雲ができる直前の状態を想定し、その気層の湿度を100%と仮定して計算を行ったところ第1図の破線で示したようになった。実状を考慮してこの層だけが不連続的に飽和状態にある不自然さを除くために500mbから600mbまでの間および700mb

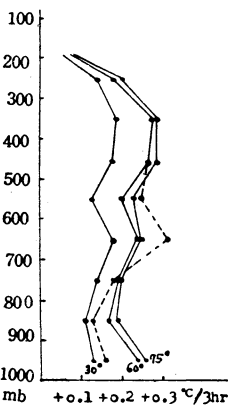


第1図 大気輻射による冷却の高度分布  
縦軸は気圧(mb)で高度に相当し、横軸に3時間の気温変化を $^{\circ}\text{C}$ で示す。実線は3月10日12時館野の分、破線は700mbと600mbとの間の湿度を100%とした場合、破点線は700mbに600mbの部分に雲が出来たと仮定し、雲を完全黒体として、また雲の真中を界として上下の熱の受授がないものとして計算した場合の気温変化の高度分布を示す。

\* 中央気象台予報課 — 1956年1月18日受理—

800mb との間の気層内では、それぞれ湿度が直線的に変化しているように手を加えた。500mb より上空および 800mb より下層では館野の実測と全く同じと仮定した。実線の場合にくらべると 600mb から 500mb にかけてはさらに  $0.1^{\circ}\text{C}/3\text{hr}$  内外余計に冷却するが、700mb から 900m にかけては遂に  $0.05^{\circ}\text{C}/3\text{hr}$  だけ冷却が少いことがわかる。これは水蒸気の著しく多い気層の成層が不安定化する傾向にあることを意味する。次にこの層内に雲が発生したとし、これを完全黒体として取扱ひ、しかもこれを断熱的な壁で上下の二層に分け、それぞれの層内では熱が一線に伝導されるものと仮定して計算を行うと破点線 (第 1 図) の線になった。雲の上層の部分では多量の熱が放出され、下層の部分では地上から熱を得て気温は著しく上昇することになる。なお 900mb から 700mb まで僅かではあるが気温は上昇している。若し実際にこのような熱の授受があるとすれば、雲はそれ自身著しく不安定なもので、絶えず対流状態にあるものと考えられる。8 月 10 日の場合はこの対流が上に伸びてはるか高く 300mb を越えるに到ったものではあるまいか。

次に日射による気温の上昇の高度分布を太陽高度別に計算してみると<sup>2)</sup> 第 2 図の三本の実線の線になった。太



第 2 図 日射による昇温の高度分布  
縦軸は気圧 (mb) で高度に相当し、横軸は 3 時間の気温上昇を  $0^{\circ}\text{C}$  で示す。実線は 8 月 10 日 12 時の太陽高度の変化に伴う日射による昇温の高度分布を示す。実線の下端数字は太陽高度。破線は 600mb から 700mb の間の温度を 100% とした場合の太陽高度、 $60^{\circ}$  の日射による昇温の高度分布を示す。

陽の南中時の太陽高度が約  $75^{\circ}$ 、 $16^{\circ}$  時頃の太陽高度が  $30^{\circ}$  である。実際に得られる値は時間値であるが、便宜上これらを 3 時間の上昇量として表わしてある。この図で太陽高度  $75^{\circ}$  と  $60^{\circ}$  に対応するものはほぼ同じであるが、これは日中は各高度共、気温変化量が一定であることを意味し、夕刻 (太陽高度  $30^{\circ}$  に相当するもの) から急激に日射による熱の吸収が減少していることがわかる。中層で比較的昇温率が高く、400mb 附近で 3 時間に  $0.3^{\circ}\text{C}$  で大気輻射による夜間の冷却とほぼ同じ程度である。また湿度が高くなっているところで昇温率が高くなっている。これ等の昇温は日中における大気の中層の安定度を増す作用をしている。次に雲の日射による昇温については、現在の所決定的な資料はないが、Hewson<sup>3)</sup> Neiberger<sup>4)</sup> 等によるとと吸収率は大体  $5\sim 10\%$  位と見積

られる。仮りに吸収を  $10\%$  とし、太陽高度を  $75^{\circ}$  (およそ正午頃) とすれば 3 時間の吸収量は

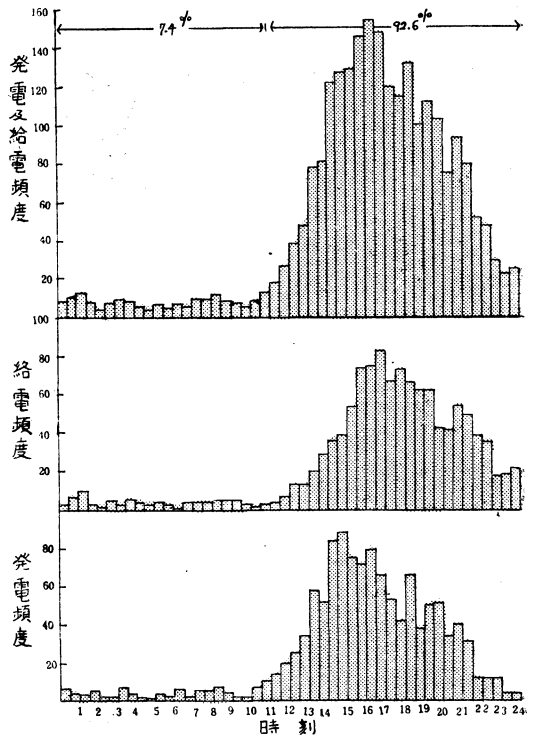
$$2\text{cal min}^{-1} \times 180\text{min} \times 0.1 \times \cos 75^{\circ} = 35\text{cal}/3\text{hr}$$

となり、これが 500mb の層を温めるとすれば平均 3 時間に  $3^{\circ}\text{C}$  の昇温が予想され、さきの輻射による冷却  $3.4^{\circ}\text{C}/3\text{hr}$  とほぼ同じで相互に打ち消すと考えられる。もっとも、雲の放熱については雲を完全黒体と仮定した量であらから、実際にはこの  $70\sim 80\%$  位の冷却と考えるべきであろうから、場合によって日射による加熱の方が冷却量を越え、かえて雲の上面が温まる場合も理論的には考えられる。このことについてはさらに詳細な調査を必要とすることはもちろんである。しかし、若しこの熱量が雲粒の蒸発に使われるとし、雲粒量を  $0.5\text{g}/\text{kg}$  (空気) すなわち考えている 500mb の厚さの単位断面積の気柱につき  $0.025\text{g}$  と仮定すれば、蒸発に要する潜熱は

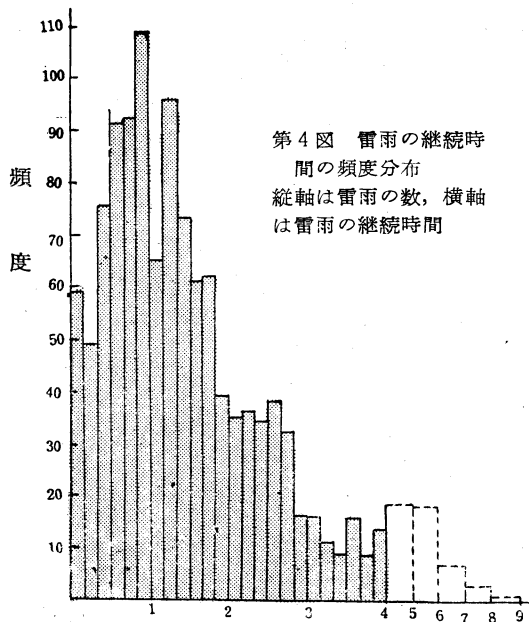
$$600\text{cal} \times 0.025 = 15\text{cal}$$

で打ち消される効果は半減する。また、3 時間の間に上層から下層に向って雲粒が蒸発して雲が消失することも考えられ、また逆に大気輻射による冷却で凝結が起るとその潜熱のために冷却が起らないかも知れない。しかし、一般にいつでも夏季の不安定成層の傾向にある大気が雲のために更に不安定化の傾向を著しく強めることは確実である。

#### § 4. 雷雨の発生時刻及継続時間



第 3 図 発雷及び終雷の時刻別頻度分布  
縦軸発雷及終雷の数、横軸は発雷及び終雷の時刻



1955年7月、8月の発雷および終雷の時刻別頻度分布と雷雨の継続時間の頻度分布を第3図および第4図に示す。この資料は同期間の関東甲斐地方の臨時雷雨観測所よりの報告による。発雷は14時30分から15時までの間が、また終雷は16時30分から17時までの間が最多となっている。雷雨の最盛時は大体16時から16時30分の間であって、雷雨は11時頃から急激に増加し夕刻を過ぎてから

は漸減している。午前に比較して雷雨が夕刻から前半夜に多くに多く、また、継続時間もかなりながいものが多いということは、一度不安定成層を解消しても直ちにまた大気輻射により不安定化するという現象が連鎖的に起るためと考えることもできよう。後半夜以後は不安定が全く解消するために急激に回数が減少すると考えられる。

いずれにしても、頻度曲線が特長的な日変化を示しているのは、夏季における雷雨の原因が主に熱的な要素に支配されており、前線のごとき日变化的要素を持たないものは主なる要因ではないということを意味しているように思われる。

§ 5. 結 語

8月10日の雷雨に対する大気輻射の影響について、3の検討を行った。しかし、輻射における雲の役割は未解決な要素を含んでおり、ここでは簡単なモデルを想定して推論を行った。その結果大気輻射により、とくに夕刻以後は雲が甚だしく不安定化すること、またそのような状態が実際に存在するようには考えられないから、雲中に絶えず冷対流が起り急速に雲が成長すると考えるべきであろう。このように考えるならば8月10日の雷雨と、夏季における雷雨の時刻別頻度の日変化および雷雨の継続時間の頻度分布の特性について説明ができる。

終りに種々の示唆を与えられた沢田竜吉博士に感謝致します。

参 考 文 献

- 1) Fritz, 1951: Thermodynamics of clouds, Compendium of Meteorology, P. 203.
- 2) 山本義一, 1954: 大気輻射学, 岩波書店刊
- 3) Hewson, 1943: Q. J. R. M. S. 69, 47.
- 4) M. Neiburger, 1949: Jour. Met. 6. 1. p. 100.

気象統計とブール代数

ブール代数を応用して天気図の分類やいわゆる objective forecasting を系統化したい、とは前から思っていたが、ここには興味のある例を2つあげて余白をけがしたい。

〔例1〕 天気図を分類した。図上に低気圧があればL型、高気圧があればH型、前線があればF型、低気圧も高気圧もあればLH型といったぐあいに分けたところ、次のようになった。L型53コ、H型31コ、F型47コ、LH型4コ、LF型15コ、HF型9コ、LHF型3コ、全部で何枚の天気図があるか？

(解) L型の個数をN(L)といった記号で表わすと求める数は

$$\begin{aligned}
 N(LUHF) &= N(LU(HUF)) \\
 &= N(L) + N(HUF) - N(L \cap H) \cup (L \cap F) \\
 &= N(L) + \{N(H) + N(F) - N(H \cap F)\} \\
 &\quad - \{N(L \cap H) + N(L \cap F) - N(L \cap H) \cap (L \cap F)\} \\
 &= N(L) + N(H) + N(F) - N(H \cap F) - N(L \cap H) \\
 &\quad - N(L \cap F) + N(L \cap H \cap F) \\
 &= 53 + 31 + 47 - 9 - 4 - 15 - 15 + 3 = 106 \dots \dots \text{答}
 \end{aligned}$$

〔例2〕 降雨の要因はいろいろあるが、その中A, B, Cの3つをそれぞれ独立にしろべて70, 80, 90%の確率で生じていることがわかった。それでは3つとも作用しているのはどれくらいあると考えられるか？

(解) まずA, Bともにおこっている場合は

$$\begin{aligned}
 N(A \cap B) &= N(A) + N(B) - N(A \cap B) = 70 + 80 \\
 &\quad - (80 \sim 100) = 70 \sim 50
 \end{aligned}$$

つまり最大限70%, 最小限50%である。従って

$$\begin{aligned}
 N(A \cap B \cap C) &= N((A \cap B) \cap C) \\
 &= N(A \cap B) + N(C) - N((A \cap B) \cap C) \\
 &= \begin{cases} 70 + 90 - (90 \sim 100) = 70 \sim 60 \\ 50 + 90 - (90 \sim 100) = 50 \sim 40 \end{cases} = 70 \sim 40
 \end{aligned}$$

つまり、A, B, Cともにおこるのは70~40%である。

この程度ならブール代数の御厄介にならないでも済むが、要因が多くなると、もはやメノコではどうにもならない。objective forecasting に応用する具体的な方法は改めて報告したいと思う。なおブール代数についてはその方面の書物を参照されたい。(T.W.)