

は不十分である。今後もいろいろな方向から雷雨を調べる必要がある。「つくば域降雨観測実験」グループは1995年7月にドップラーレーダーと高層ゾンデの特別観測を関東平野で行ったが、そのような試みを今後も行うべきである。また、(雷雨の発生には前線など大きなスケールの擾乱が関与しているので) 水平に変化する大きい場を取り込んだ雷雨のシミュレーションなど数値的研究も必要である。

謝 辞

この原稿をまとめるにあたって、気象研究所の瀬古弘・上清直隆・高山 大・嶋村 克・楠 研一、日本気象協会の奥山和彦・小倉義光、東京大学海洋研究所の新野 宏の各氏にお世話になりました。また、観測に協力していただいた「つくば域降雨観測実験」のメンバーと高層気象台、およびデータを提供していただいた東京管区の地方気象台、群馬県大気環境保全課、栃木県環境管理課、茨城県公害対策課、埼玉県大気保全課、千葉県大気保全課には深く感謝します。

参 考 文 献

- 堀江晴男, 遠峰菊郎, 1996: 熱雷の発生と移動について—1995年7月29日と8月2日の事例, 日本気象学会1996年春季大会予稿集, B355.
- Houze, R. A. Jr., 1993: Cloud Dynamics, Academic Press Inc., 570 pp.
- 小倉義光, 1984: 一般気象学, 東京大学出版会, 314pp.
- 小倉義光, 1995: 雷雨研究事始め日米比較. 気象, 39, 14068-14072.
- Weisman, M. L. and J. B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy, Mon. Wea. Rev., 110, 504-520.
- 櫻庭信一, 1950: 積乱雲の研究. 「雷の研究」(日本学術振興会雷震防止第9特別委員会), 2-9.
- 瀬古 弘, 吉崎正憲, 楠 研一, 奥山和彦, つくば域降雨観測実験グループ, 1996: 1995年8月16日に関東地方を通過したスコールライン, 日本気象学会1996年春季大会予稿集, P 301.
- 上清直隆, 高山 大, 吉崎正憲, 瀬古 弘, つくば域降雨観測実験グループ, 1996: 1995年8月10日に関東平野で発生したストーム, 日本気象学会1996年春季大会予稿集, B359.

1052 (雷雨)

2. 「雷雨の発生環境について」に対するコメント*

小 倉 義 光**

1995年夏の関東地方での雷雨について、吉崎正憲氏から包括的な興味深い報告があった。ただ時間的制約のため、同氏が触れる余裕がなかった同年夏の熱雷についてお話して、私のコメントにしたい。

1. 一般的な状況

第1図にみるように、1995年の夏は7月20日ごろまでは比較的低温であったが、その後は前年に続いて猛暑となった。そして梅雨中の6月4日を除くと、時間雨量 20 mm を越す雨量を観測したアメダス地点数は

8月22日に飛びぬけて多い。それで、この日を対象とする。

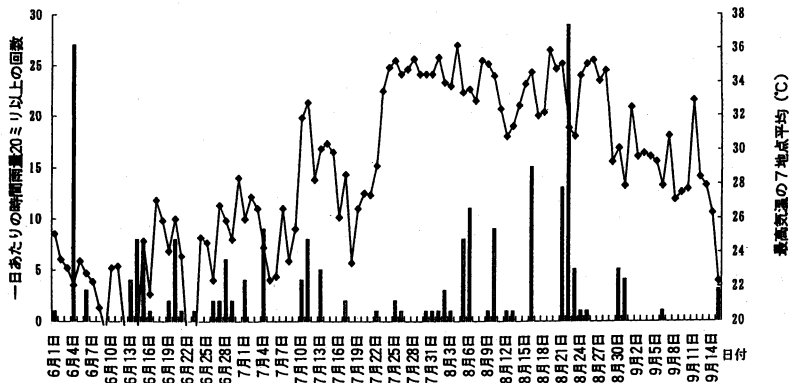
8月22日の高層天気図には、冷たい気圧の谷と呼ぶほどのものはない。事実、吉崎氏の図によると、8月21~23日ではCAPEはいずれも1,000ジュール/kg以下という低さである。また印刷地上天気図によると、21日に寒冷前線が東北地方を通過して、22日9時にはその西端が停滞前線となって、関東地方の北端を東西に延びている。しかし21時には、この前線は本州上にはない。

それでも22日は終日アメダスの地上風向は北関東では東ないし北東であった。館野の9時の高層観測によると、地上から約1.2 kmまでは東ないし北東の風、その上は南よりの風で、高度約2.5 kmから上は西南西ないし西の風であった。高層の風が弱かったのがこ

* Comments on "Review on environments of occurrence of thunderstorms".

** Yoshimitsu Ogura, 日本気象協会.

© 1996 日本気象学会



第1図 1995年6月1日から9月14日まで、関東地方の7気象官署における日最高気温の平均値(実線)。棒グラフは関東地方1都6県のアメダス地点において、時間雨量20mmを越えた回数。同一地点で2時間にわたりしきい値を越えた場合は2回とする。

の日の特徴で、500 hPa で約 15 m/s, 200 hPa でも 20 m/s の程度であった。このように、この日はCAPEは小さく、風のシアが弱かったことは、吉崎氏の一般的な結論と異なる。

2. 第1世代の雷雨

8月22日の雷雨は、まず正午ごろ東京都西部の奥多摩の山地で発生した。アメダスの風によると、関東平野を横断してきた東よりの風と、神奈川県を北上する海風が、ちょうどこの地域で収束している。また南関東には午前中充分な日照があった。一方、もう1つの雷雨多発地帯の日光を中心とする北部山岳地帯は午前中雲におおわれていた。したがって、この日の雷雨の発生場所と時刻は局地数値予報モデルでかなり正確に予測できると思う。

奥多摩の雷雨はその後3時間にわたって、ほぼ南東南の方向に拡大し、東京区部も14時30分ごろから断続的に弱い雷雨に襲われた。第2図は、日本気象協会のSAFIRが位置決定したこの日の約11,000個の雲放電の位置である。紙数の関係で落雷(対地放電)の図は示さないが、ほぼ第2図と同じで、ただ落雷数は雲放電数の約1/5であった。

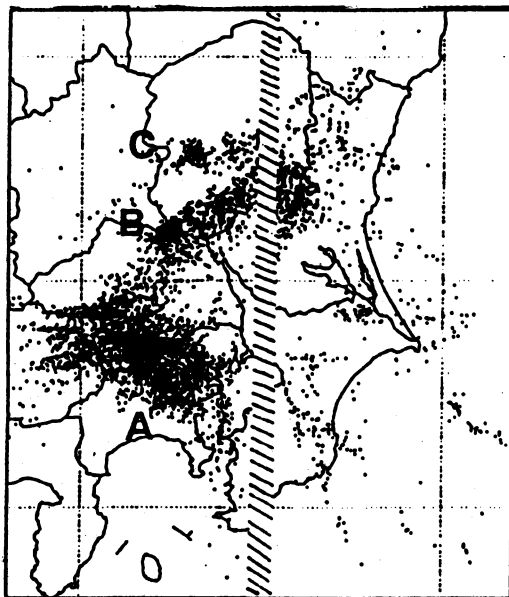
第2図によって、この日の雷放電の分布は大きく3つに分けることができる。

発雷域A：東京都西部→東京都東部・神奈川県(12～15時)

発雷域B：埼玉県北部→栃木・茨城県境(16～17時)

発雷域C：栃木県中央部(17～18時)

そして発生時刻は、A, B, Cの順であった。

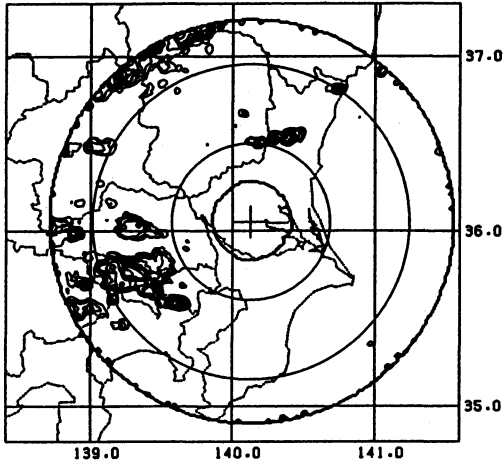


第2図 1995年8月22日、日本気象協会が稼働しているSAFIRが観測した雲放電の分布図。中央斜線部分は、今回のSAFIR受信地の配置により観測データの信頼性に欠ける地域。

発雷域Bの発源地は熊谷付近である。この雷は猛烈で、熊谷地方気象台の自記紙によると、日最大10分間雨量は16時10分の22.5mm、日最大1時間雨量は16時35分の76.0mmである。日降水量は80.0mmであるから、いかに集中的に降ったかわかる。館林のアメダス時間雨量の最大は72mmであった。

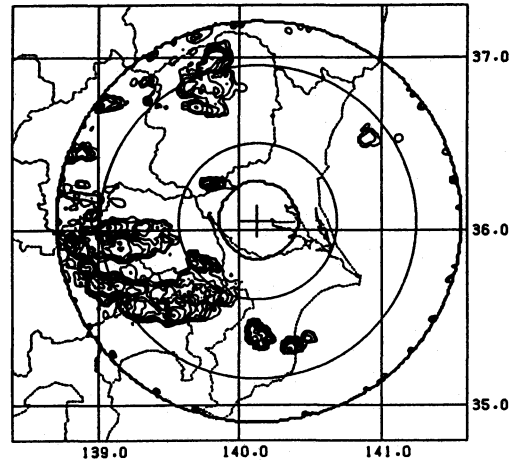
第2図をみて、ただちに3つの疑問がわく。第1は、

MRI RADAR 95.08.22.13.19 2.41 -22.01
ECHO INTENSITY EL= 4.0 (KM)



第3図 気象研究所のドップラー・レーダーの4仰角(0.1°, 1.0°, 3.8°, 5.8°)観測に基づいて計算した高度4 kmのCAPPI, 1995年8月22日13時19分。レーダー反射強度の等値線は10 dBZから始まって5 dBZおき。距離を示す円はレーダー・サイトから50 kmと100 km。一番内側と外側の円は高度4 kmにおけるレーダー観測範囲を示す。

MRI RADAR 95.08.22.14.41 41.64-45.01
ECHO INTENSITY EL= 4.0 (KM)

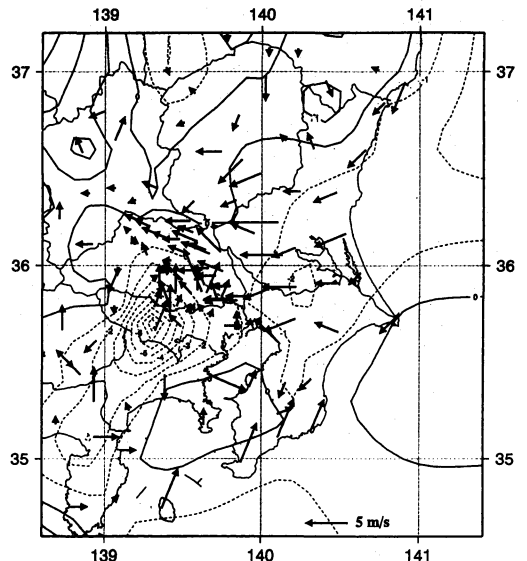


第4図 図3と同じ。ただし14時41分。

上記のように高層の風には北よりの成分はなかったのに、なぜ発雷域Aは東南東の方向に動いたのか。これに関連して第2の疑問は、発雷域AとBはわずかに4時間しか時間差がないのに、そしてこの間高層風はあまり変化していないのに、なぜAとBではみかけ上の進路が約90°もちがうのかである。第3の疑問は、なぜ上記の猛烈な雷雨が、山地でない熊谷付近で発生したかである。

この3つの疑問に対する答えは、対流細胞の自己増殖にあるようである。一般的に、成熟期あるいは衰弱期の対流細胞の雲底下にできた冷気プールから発散した風(冷気外出流)は、下層の環境の風と衝突して新しい対流細胞を作ることがある。そうしたときにはマルチセルの雷雲のみかけ上の移動は、降水粒子が雲層の風で流される連続的な移動と、新しい対流細胞の誕生に伴うとびとびの移動とをベクトル合成したものである。

このことが発雷域Aでおこった。第3図は気象研究所のドップラー・レーダーが13時19分に測定したデータに基づく高度4 kmのCAPPIである。最初に奥多摩地区で発生した雷雲の南東部に、新しい対流セルが



第5図 8月22日15時のアメダス地上風と、14時と13時の気温差の等値線(1°Cおき)。

2つ発生しているのが見える。この発生場所は、相模湾から北上してきた海風が、雷雲からの冷気外出流と衝突したとみてよい場所である。

この時刻以後も、雷雲の南ないし東側に次々と新しい対流細胞が発生し、結果として雷雲は東南東方面に拡大した。第4図に示した14時41分の状況では、雷雲はほぼ東京都全域をおおうほどに拡大したが、依然としてその南側のへりに沿ってエコー強度の等値線が密集して、まだ上昇流が活発であることを示している。

雷雲の北東のすみでは、新しい対流細胞が発生している。その反面、雷雲内部では等値線の混みかたがゆるく、古い対流細胞の生き残りが高層の風で流されてる様子を偲ばせる。

3. 第II世代の雷雨

次に、16時少し前に熊谷付近で発生した大雷雨は、発生域Aの雷雨からの冷氣外出流がひきおこした第II世代の雷雨のようである。第5図によれば、発生域Aの雷雨の地域で、1時間に最大 -8°C に達する気温降下があり、雲底下の冷氣プールの存在を示している。

また第5図に示した15時のアメダスの風を14時の図(省略)と比較すると、目立って変化しているのは埼玉県東部である。ここでは、冷氣プールからの発散風と、

それまで卓越していた東風が合流して南東風となったと思われる。そして、その先端部で風が収束しており、ここで熊谷雷雨が発生したのではないだろうか。

同じようにして、発生場所と発生時刻からみると、発生域Cは熊谷雷雨による第III世代の雷雨である可能性がある。しかし、その点は第II世代ほどはっきりしない。

謝 辞

図ならびに資料を提供して下さった共同研究者の日本気象協会の奥山和彦氏、田口晶彦氏、および「つくば域降雨実験観測」グループの諸氏に感謝の意を表します。

202:203 (雷雲; 落雷)

3. 雷雲の電気構造と落雷の発生*

仲 野 黄**

1. はじめに

雷雲内には、上層部に正電荷、下層に負電荷があり、さらにその下に局所的に正電荷が分布しているという構造が1950年代に描かれ、落雷は局所的な正電荷と負電荷の間の放電によって開始するというようになっていく。しかし、ここ10数年の雷雲内電荷分布の直接観測、雷放電の発生位置の測定、室内実験等によって、電荷分布、電荷発生機構や放電進展様相が今までよりはっきりしてきた。推定から実測へと移行してきたといえる。本稿では雷雲の電気構造と落雷の発生と雲内での放電進展様相について、最近の実験・観測結果について紹介したい。

2. 雷雲の電気構造

2.1 雷雲の電気構造

雷雲の電気構造を探るのには2つの方法があげられる。第1は気球やロケット、航空機を用いた直接観測

であり、第2は雷放電に関与した電荷について、その電気量や放電位置から電荷分布を推定する方法である。気球・航空機による電界・電荷の測定はアメリカで行われており、1981年モンタナで行われた4機の航空機と1機のグライダーを用いた観測では、小規模雷雲の電気構造の時間空間変化がとらえられている。第1図に Dye *et al.* (1986) による観測結果を示す。電荷分布は2極構造で下部の負電荷は、初期には -20°C 付近に卓越し、発達とともに負電荷は下降し、電界が最大を示すフェイズでは負電荷は $-10^{\circ}\text{C}\sim-20^{\circ}\text{C}$ 層に分布している。観測された最大の電界は、 15 kV/m でこの値は雷雲内の電界としては小さく、雷放電も観測されているが、比較的小さい規模の雷雲である。これに対し、Marshall *et al.* (1993) によりオクラホマで行われた気球観測では、第2図に示すように、電界の高度変化はそんなに単純でなく、推定される電荷分布も3極構造よりもっと複雑である。最大電界も -100 kV/m を越えており、電氣的活動がかなり活発な雷雲である。このような雷雲では、電荷分布の3極構造は時間的空間的な平均の分布としてはいいのかも知れないが、テンポラリーあるいはマイクロにみると非常に複雑な分布になっているといえる。第3図に Koshak and

* Electrical structure of thundercloud and generation of cloud-to-ground lightning.

** Minoru Nakano, 豊田工業高等専門学校.

© 1996 日本気象学会