Meteorological Society of Japan

SAFIRで観測した夏期の関東地方における雷雨と大気環境．Ⅰ：雷雨活動の概観と雷雨発生のメカニズム

小倉義光*・奥山和彦**・田口晶彦**

要旨

これは，関東地方で1995～97年の梅雨明け以降の7月と8月，日本気象協会のSAFIRが観測した日々の発雷状況の多様性を，大気環境を表すパラメータの組合せの違いに起因するとという見地から理解しようとする試みの第1部である．序論的性格を持つ．まず，関東地方の夏期における発雷の地理的時間的平均分布などを概観する．次に，1日当たり雲放電数が100以上であった65日を選んで，発雷域の地理的分布およびその時間的変化から，発雷パターンを山岳型・山岳から平野型・平野型・広域型の4種に分類する．さらにそれを地上・高層天気図やアメダスデータなどと対比して，各日の主要な雷雨（発雷域）を発生させたトリガーを推定する．その結果によると，気団雷が26日，総観スケールとメソスケールの前線による界雷が31日，上層の擾乱や台風による渦雷が8日であった．気団雷の中で可能な形態の1つ，すなわち平野域での水平或いは鉛直対流による雷雨と思われる例は認められなかった．

1．はじめに

関東地方の夏期の雷雨については，1940～46年に前橋を中心とした地域で，わが国最初の集中特別観測が実施された（小倉，1995参照）．それから今日まで，レーダーやアメダスの降水量データなどを用いて，数多くの研究がなされてきた（堀江・遠峰，1998及びそこで引用されている文献）．しかし，まだその全貌が明らかにされたとは思えない．殊に雷雨の統計的研究としては，熱雷に興味が集中し，界雷や渦雷についてはあまり研究されていない．

日本気象協会は1995～97年の3年間，SAFIRと呼ばれる雷位置測定システムを稼動してきた．その3年間の夏，毎日観測データを眺めると，発雷数はもとより発雷時刻や発雷域の多様性は驚くほどであった．時としては，ほぼ同じような日変化が繰り返される期間もあったが（例えば1997年8月23～26日），それはむしろ例外的で，極端に言えば1日といえども同じような発雷状況の日はなかった．何故そのような多様性が起こるのか，理解したいと思ったのが本研究の動機である．

それを理解する道は真っ直ぐ（straightforward）のはずである．発雷は深い湿潤対流（積乱雲）に伴って起こる．一般的に，積乱雲の発生・発達・自己増殖・組織化などの過程については，すでにかなりの知識が蓄積されている．平坦地ならばCAPEなどの安定度指数，水蒸気量，環境の風の鉛直シア，日射状態など，山岳地ならば上記に加えて卓越する風向・風速など，大気環境によって積乱雲活動は支配される．発雷状況の多様性は，大気環境を表すいくつかのパラメータの組合せが日によって少しずつ違うことに起因することは容易に想像できる．

従って，本研究の目的は，発雷地域は発達した積乱雲が存在する地域であるとみなして，SAFIRが検出した雷雲が，関東地方という特有の地形において，大気環境がどうだったから，どこでいつ発生したか（あるいは発生しなかったか），どの程度の発雷数となるのか，大気環境を表すパラメータとしては何を採ればよいか，知ろうとすることである．本論文は3部で構成されるシリーズの第1部である．全体の序論の性格を持つ．まず本論文で使用する用語を統一した後で，3年間の関東地方の夏における発雷の平均した地域的時

* 日本気象協会（現連絡先：東京大学海洋研究所海洋大気力学分野，〒164-8639　東京都中野区南台1-15-1）．

** 日本気象協会．

—2001年8月8日受領—
—2002年4月26日受理—

© 2002　日本気象学会

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan

第1表　トリガーに着目した夏の雷雨の分類．

- 気団雷
  - 山岳域
    - 力学的強制
    - 熱的強制（水平対流の熱雷）
  - 平野域
    - 地表面差別加熱（水平対流の熱雷）
    - 地表面一様加熱（鉛直対流の熱雷）
- 界雷
  - 総観スケール（寒冷前線・停滞前線など）
  - メソスケール（局地前線・海風前線・ガストフロントなど）
- 渦雷
  - 温帯低気圧
  - 熱帯低気圧
  - 上層の寒冷低気圧（寒冷渦）・トラフ

間的分布を概観する．続いて，発雷の多様性を少しでも整理するために，日々の発雷の地域的時間的分布を幾つかの型に分類して記述し，地上気圧配置や高層の気象状態と関連させながら，雷雨発生のトリガーを推定しようと試みる．その目的のために，東京レーダー図（東京管区気象台）及びアメダス・データを始め，GMS雲画像，気象庁発行の天気図，館野を含む各地のゾンデ・データなどを使用する．総てルーチン的に観測され，一般に配信されているデータばかりである．第2部（田口ほか，2002）は安定度指数によって発雷日を予測する問題を扱う．第3部（小倉ほか，2002）では，発雷と上層の擾乱の関係を議論する．

なお，本論文で使用する時刻はすべて日本標準時である．

2．発雷トリガーの分類

本論に入る前に，本論文で使用する用語を統一する．対流雲が発生するための必要条件は，大気が条件付不安定か対流不安定な成層をしていることである．十分条件は下層の空気塊を自由対流高度まで持ち上げるのに必要な上昇気流があることである．このような上昇気流を本論文では雷雨発生のトリガーと呼ぶ．これにはいろいろな種類があり，力学的要因と熱的要因に分けた分類があるが(小倉，1999)，ここではトリガーから見て雷雨を分類したのが第1表である．

ここで気団雷（airmass thunderstorm）とは，1つの気団内で発生する雷雨をいう．その中で，山岳域で熱的強制によって起こる雷は，日中太陽放射で加熱された山腹に沿って発達する斜面上昇流によって発生する雷である．大気の成層は安定であっても，ある水平面上で温度の傾度が存在するとき発達する対流を水平対流と呼ぶが（木村，1983；小倉，1997），一般的に，山岳域の熱的強制雷は水平対流による雷とみなされる．一方，山岳域の力学的強制雷は，大気下層の空気が環境の風に乗って山岳の風上側斜面に沿って上昇し，自由対流高度に達して，あとは鉛直方向に発達したときの雷である（Yoshizaki and Ogura, 1988）．

平野域で発生する気団雷も2つに分けられる．地表面差分加熱（differential heating）雷は，地表面が平坦であっても，地表面の状態が一様でないと場所により加熱量・地表面温度・乱流混合層の厚さなどに差が生じ，結果として発達する水平対流に伴って発生する雷である．いわゆる内陸海陸風（inland sea breeze）がこれである（Sun and Ogura, 1979）．米国の中西部では土壌の水分量の違いも注目されている（Benjamin and Carlson, 1986；Wang *et al.*, 1998；Chen *et al.*, 2001など）．また，午前中に下層や中層の層状性の雲に覆われていた地域と雲がなかった地域の境界で，午後に積乱雲が発生することもある．雲の遮蔽効果である（Purdom, 1982）．未だ確認されていないが，ヒートアイランド現象という水平対流によっても，発雷する可能性がある．

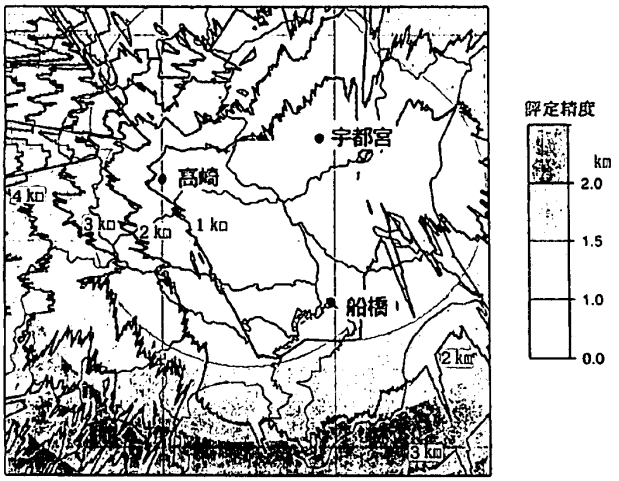
平野域の気団雷のもう1つの型は，一様な状態の地表面が一様に加熱され，大気下層の成層が不安定となって発生する雷である．無風あるいは弱風のときにはベナールレイリー型のセル状の対流が，ある程度の風があるときには水平ロールが発達する（Asai, 1970；Etling and Brown, 1993, Dailey and Fovell, 1999）．このようなセル型の対流あるいは水平ロールに伴う浅い対流が多数発生し，それが併合(merge)して雷雲となることがある（Saito *et al.*, 2001）．

わが国では，熱雷という用語がしばしば使用される．これに相当する欧米語はないが，強い日射のために地表付近の湿った空気が暖められ大気下層が不安定となって上昇し形成された雷雨であると定義されている（二宮書店版「気象学・気候学辞典」，1985）．すなわち，鉛直対流による雷雨である．この定義で熱的不安定という要因を重要視すると，第1表でこれに相当するものは地表面一様加熱による平野域の気団雷である．本論文では，水平対流と鉛直対流を区別せず，地表面加熱に起因する気団雷を熱雷と呼ぶ．

一方，界雷は2つの違った気団の境界で発生する雷である．界雷としては従来から総観スケールの前線（例えば寒冷前線や停滞前線）に沿う雷が注目されてきたが，近年は総観スケールの気団に覆われていても局地的に存在するメソスケールの前線，例えば海風前線やガストフロント，あるいは地形により分岐した気流が他の気流と合流してできる局地的な収束線で発生する

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan



第1図　SAFIRの観測範囲および雷位置評定精度．実線は雷検知高度の下限．網掛け部分は雷位置評定精度．

雷が注目されている．

渦雷は，以上述べた大気下層のトリガーとは別に，温帯低気圧，熱帯低気圧，上層の寒冷低気圧(寒冷渦)や気圧の谷（トラフ）などに伴う上昇流をトリガーとする雷である．温帯低気圧に伴う寒冷前線や温暖前線で発生する雷は界雷であるとする．

よく知られているように，現実の雷雨では2つ以上のトリガーが同時に働いていることが少なくない．この様な場合が熱界雷や熱渦雷などである．また，本論文では，あるトリガーによって最初に発雷した雷雨を一次雷，既存の雷雨から派生的に発雷した雷雨を二次雷と呼んで区別する．実際問題としては，ここで扱う二次雷は既存の雷雨に伴うガストフロントで発生する雷雨である．最後に，第1表は夏の雷についての分類であって，冬の（例えば北陸地方の）雷については，まだ考察していない．

3．SAFIRが観測した雷雨の概観

まず基礎となる発雷データを与える日本気象協会のSAFIRの概要については，奥山ほか(1999)が述べているがここで要約する．宇都宮，高崎，船橋(第1図)に設置された検知局では，雲放電位置決定用のVHF帯センサーと落雷位置決定用のLF帯センサーが，1万分の1秒単位で観測を行い，最大100分の1秒の観測データを中央処理局に送信し，そこで発雷位置評定がなされる．気象レーダーと同様，地形等の掩蔽の影響を受け，山陰の地域での捕捉率は低下する．第1図はSAFIRの観測範囲と発雷位置評定精度並びに発雷検知高度の下限を示す．図によれば，関東地方の大部分では評定誤差は1km以内である．また，関東地方の平野部では高度1km以上での発雷を検出できるが，周辺部の山岳地帯およびその外側では，捕捉可能な高度が上がり，山岳地帯では2～3km以上の発雷を捉えることになる．

レーダーやアメダス降水量を用いて検出した雷雨についての過去の研究と対比させるためには，SAFIRで見た雷雨との関連を知る必要がある．これについては奥山ほか（1999）は，1995年8月22日に関東地方の広い範囲で発生した雷雨について，高度別のレーダーエコー強度面積と発雷数との相関係数を求め，高度8km前後でエコー強度30～40 dBZのエコー面積と発雷数との相関が最も高いことを示した．このことは雲の中の電荷分離には霰と氷晶の衝突が重要であるとするTakahashi（1978）の説と矛盾しない．すなわち，発雷は温度が氷点以下の高度で，30 dBZ以上のエコーを持つ深い対流雲の存在と深く関係している．従って以下では，発雷があった地域は，ある程度発達した雷雲が存在する地域と解釈する．

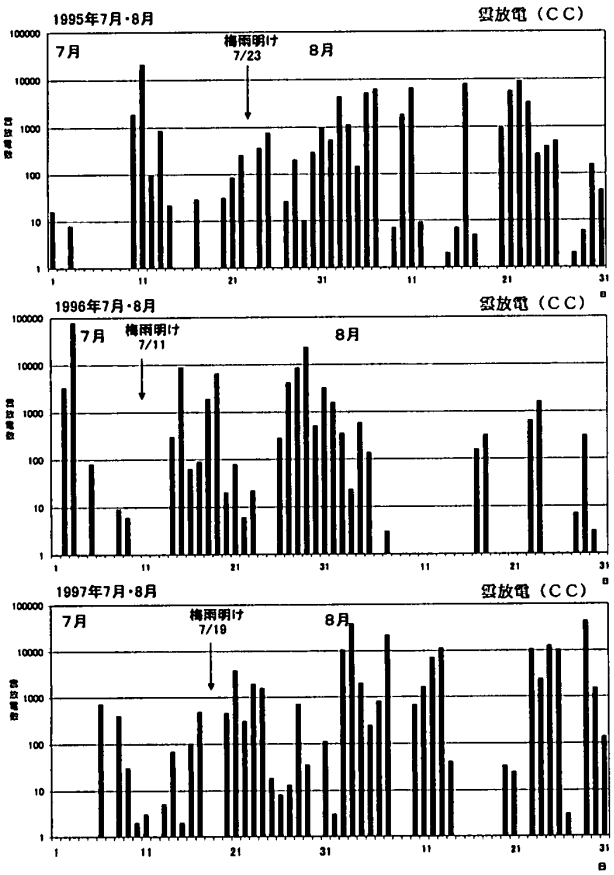
この研究の調査期間は1995～97年の3年間，梅雨明け以降の7月と8月である．関東地方の梅雨明けは，気象庁監修日本気象協会編の「気象年鑑」によれば，1995年が7月24日，1996年が7月11日，1997年が7月19日である．梅雨明けの日を，ある特定の1日に認定することの気象学的な意味は明瞭ではないが，将来梅雨期の対流雲活動の大気環境を調べることを意識して，本論文では調査期間をそう採っている．

この期間中に，SAFIRが測定した日々の雲放電(cloud-to-cloud discharge)数と対地放電（落雷cloud-to-ground discharge)数の推移は第2図と第3図に示されている．ただし，この数は関東地方という行政地域ではなく，その周辺の福島・山梨・静岡県の一部を含めて，SAFIRが捕捉した総ての発雷を含む．以下本論文で関東地方というときには，この意味で用いられている．第2図によると，全調査期間136日のうち，雲放電が1回以上あった日は99日あったから，無発雷日は全調査日の約27%の37日しかなかったことになる．100回以上の雲放電があったのが65日，10,000回以上が9日あった．1日当たり最大の雲放電数は1997年8月29日の42,528である．第2図と第3図によると，落雷数と雲放電数の比は日によって違うが，大雑把に言えば，落雷数は雲放電数より1桁小さい．

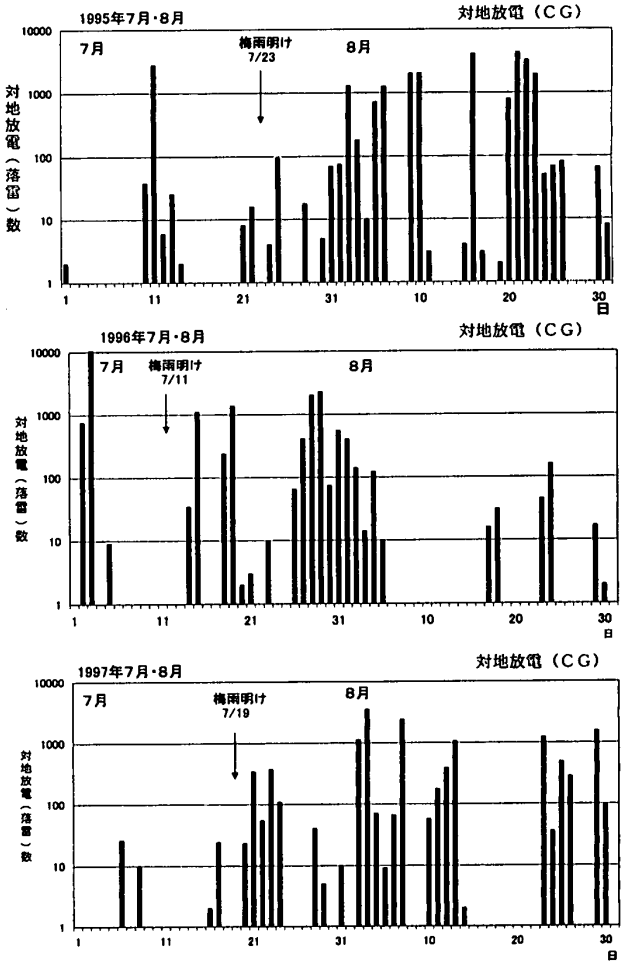
この3年間で最も発雷数が多かった1997年の7～8

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan



第2図　1995～97年7～8月の期間，日々の雲放電数の推移．矢印は各年の梅雨明けの日を示す．調査期間は梅雨あけ以降の7月と8月．



第3図　第2図と同じ，ただし落雷数．

月，日々の時刻別1時間当たりの雲放電数を第4図に示す．日中の午後に発雷が多いのは当然として，7月22～23日には午前中の02時から10時頃まで続く発雷がある．これは上層の寒冷渦による渦雷である．さらに，日中の発雷が継続して，真夜中の24時になっても1時間100以上の雲放電があるケースが，1997年8月に7，13，23，25，29日と5回ある．このようなケースは，気象学的には一続きの雷雨活動と見た方が合理的である．この理由により，第2図と第3図では，ある日の発雷数とは，0時から24時までででなく，04時から翌日の04時までの発雷数がとってある．

上記のように24時になっても1時間100以上の発雷が継続したケースは，1995～96年にはなかった．

次に，第5図は全調査期間にわたって平均した雲放電および落雷の頻度分布図である．全体的に見ると北関東で多く，南関東で少ない．特に栃木県と群馬県の南部で多い．埼玉県東部で落雷数が小さいのが意外であったが，特にデータに異常は認められなかった．

4．発雷パターンの分類

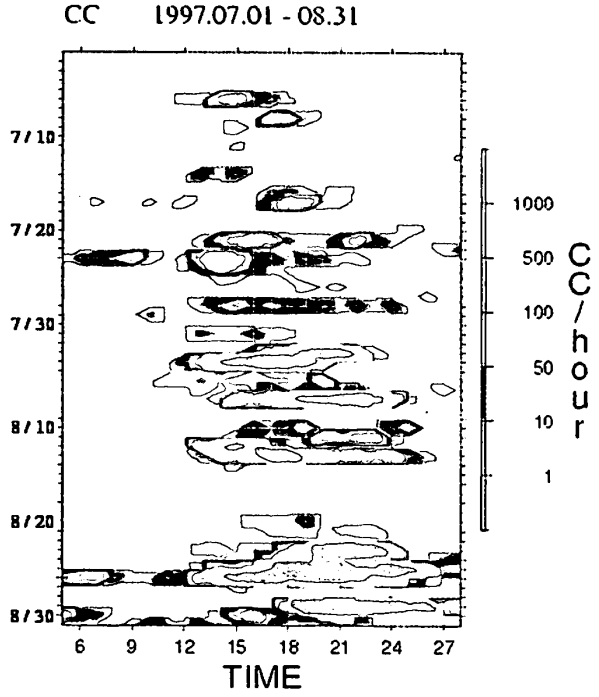
本論文の主な目的は，関東地方では第1表の発雷トリガーのどれによってどれだけの頻度で発雷するのかを知ることである．そのためには，発雷がいつどこであったか知る必要がある．SAFIRは雲放電の出発点と到着点の中間点の位置を決定する．本調査期間中，毎日0時から24時まで，雲放電の位置を2時間おきにカラーを変えてプロットした．その例が第6図である．放電位置の時間的推移を一目で見ることができる．このフォーマットで表した図をここでは発雷のパターンと呼ぶことにする．本調査期間中1日当たりの雲放電数が100を越えた65日について，発雷パターン図を眺めて，発雷のパターンを次の4種に分類した：山岳型・山岳から平野型（連続型とジャンプ型に細分）・平野型・広域型．次に各々の型の特徴を述べる．

4.1．山岳型の発雷パターン

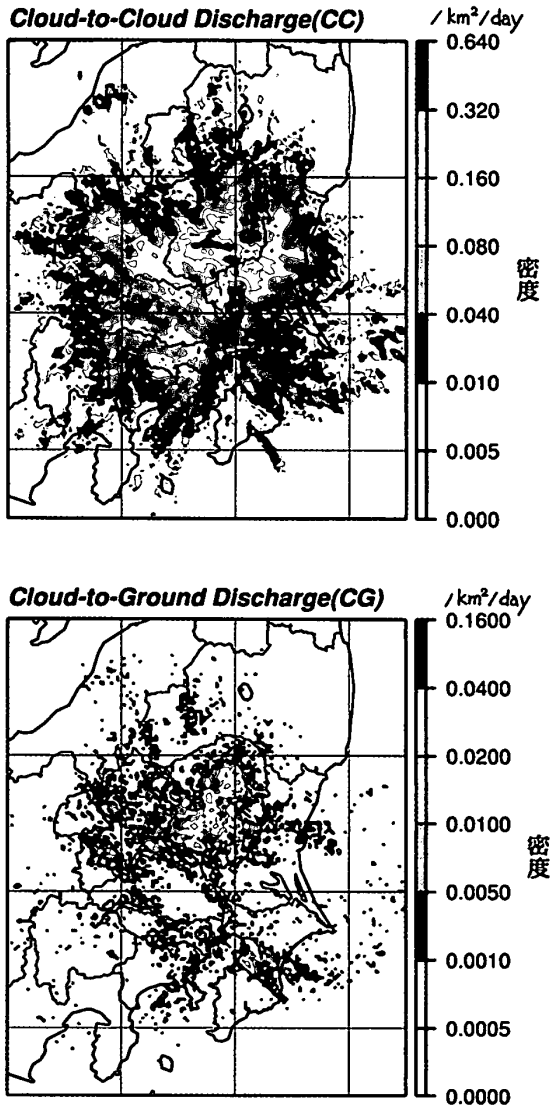
これはほとんど総て山麓を含む山岳域で発雷するパターンである．関東地方の熱雷の多くは山岳域で発生することはよく知られている（堀江・遠峰，1998）．第

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan



第4図　1997年7～8月，日々の時刻別1時間当り雲放電数．



第5図　雲放電密度（1 km^{-2}・1日当たりの放電数，上図）と落雷密度（下図）．全調査期間の平均．

6図aが山岳型の一例である(1995年7月31日)．群馬県中央部および栃木県との県境北部で，熱雷とは違い，20～24時に発雷している．アメダスデータによると，この日には19時頃から群馬県に北東風が入り，卓越していた南よりの風との間に局地的な収束線を生じ，これが発雷の原因となっていると思われる．しかし，この北東風の原因はよく分らない．一方，第6図aをさらに見ると，それ以前の14～18時の時間帯に，東京都奥多摩山地，茨城県北部の八溝山地，栃木県南部，群馬県赤城山付近で熱雷が発生している．第7図aが同日09時の地上天気図である．梅雨前線は日本海北部に押し上げられ，関東地方は太平洋高気圧に覆われて，いわゆる南高北低の気圧配置をしている．第8図が同日14時におけるアメダスによる地上気象状況で，北関東の山岳域で熱雷のある日の代表的な地上気象要素の分布を示している．

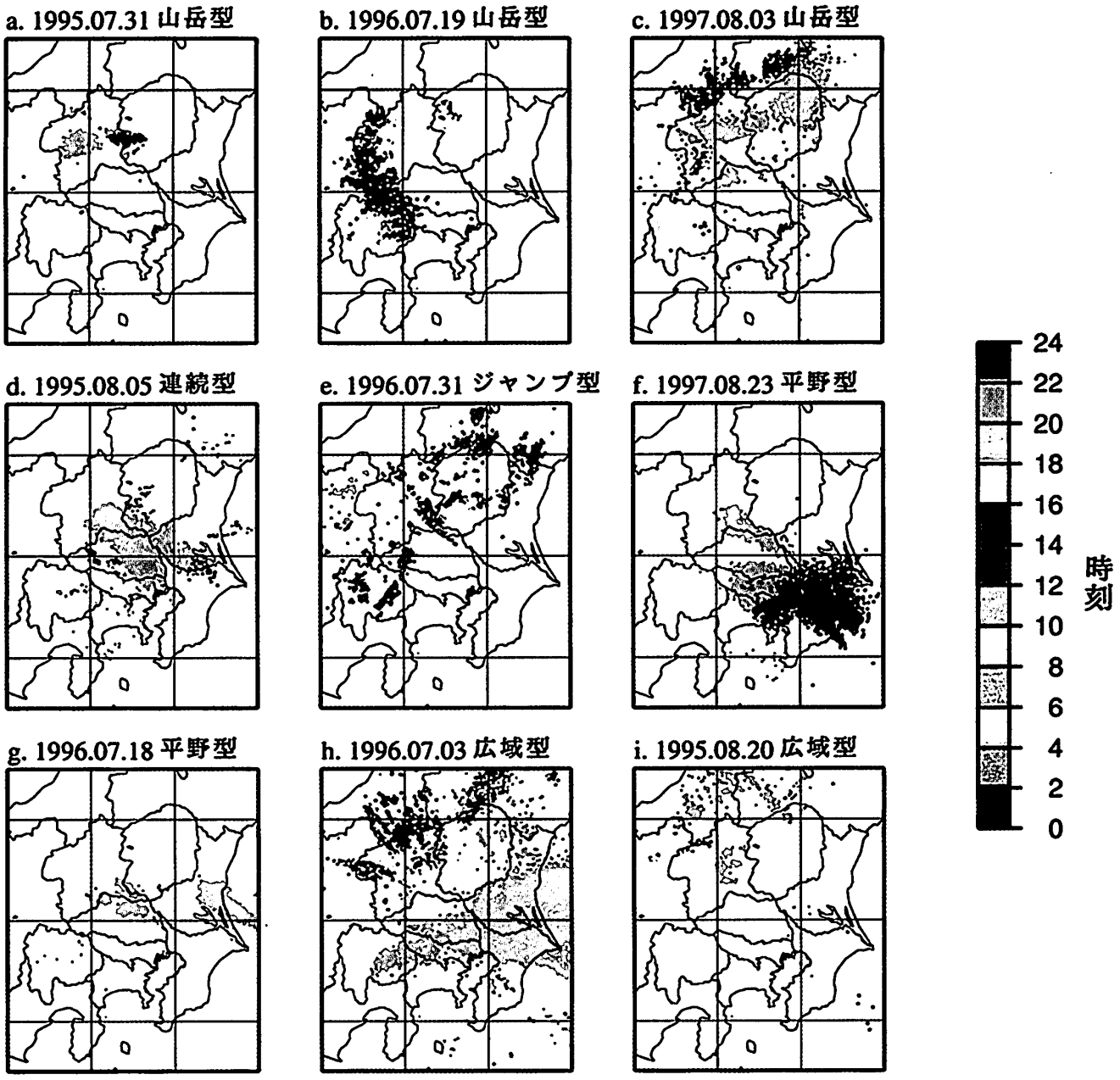
次に，同じく山岳型であるが，前例より遥かに発雷数が多い例が第6図b（1996年7月19日）とc（1997年8月3日）である．それぞれの日の地上天気図が第7図のbとcである．両者とも前例と同じく小笠原気団に覆われている．この3例の場合について，09時の館野の高層データを用いて計算した安定度指数SSI（ショワルター安定度指数）と可降水量が第2表で比較されている．SSIに着目すると，(A)の1995年7月31日に発雷数が少ない理由は，他の2例に比べてSSIが大きいためと思われる．ところが(B)の1996年7月19日は(C)の1997年8月3日に比べて，大気はより不安定なのに発雷数は(C)の約1/5しかない．この(B)と

第2表　山岳型3例の比較(可降水量の単位はmm)．CCは雲放電数，CGは落雷数．

	年月日	CC	CG	SSI	可降水量
(A)	1995.7.31	975	70	0.2	42.4
(B)	1996.7.19	6461	1368	−3.2	43.4
(C)	1997.8.03	38569	3527	−0.9	45.4

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan



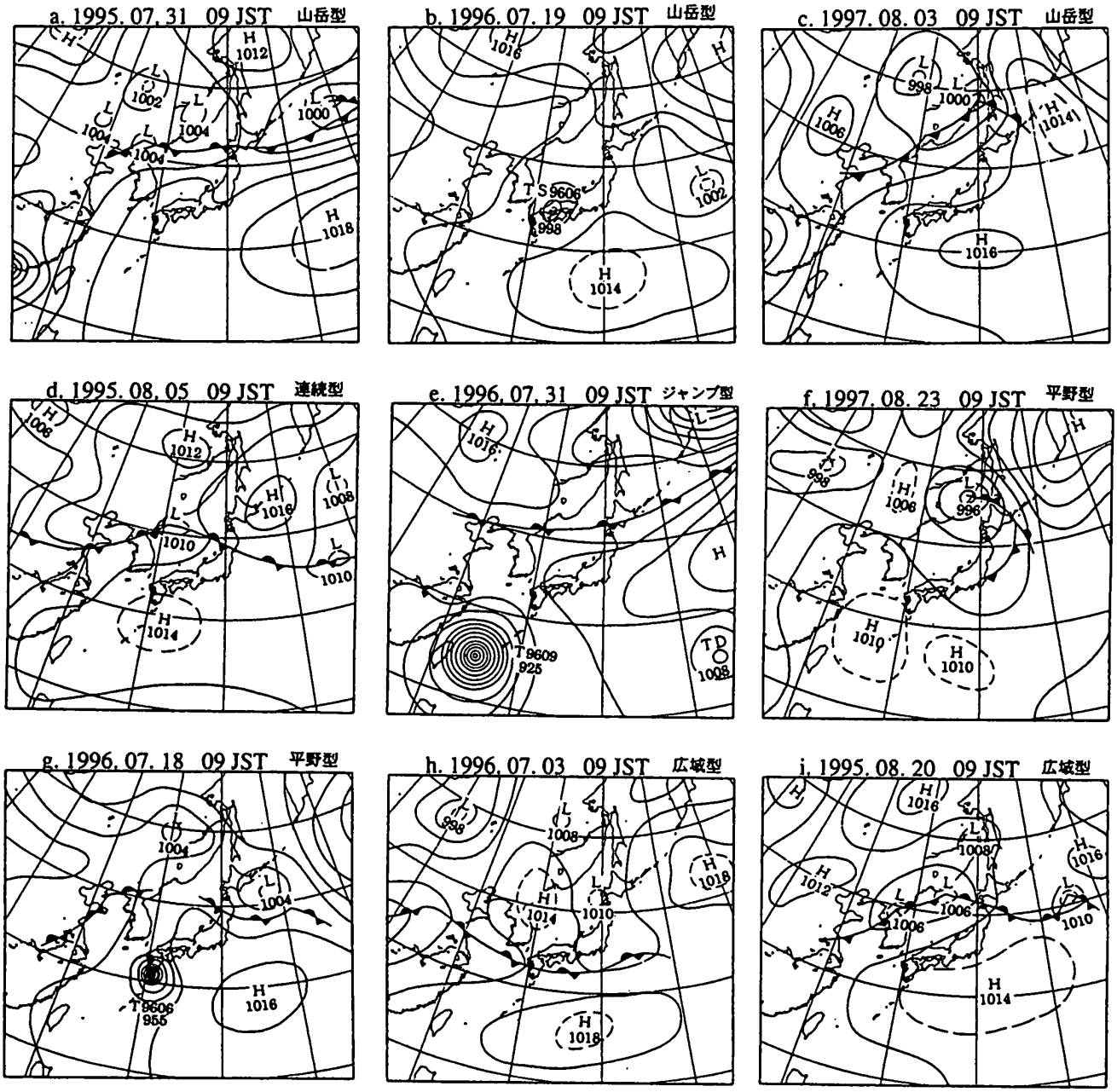
第 6 図　各種発雷パターン（山岳型，山岳から平野型，平野型，広域型）の代表例．

(C) の違いは第 9 図に示した下層から中層にかけての風向の違いによると思われる．(B) の場合，800～500 hPa の層の風向は北西ないし西北西であった．第 2 部で述べることを先取りすることになるが，平均的にはこの風向は無発雷日の特徴である．それにも拘わらず (B) の日に発雷したのは，SSI が−3.2というように極めて小さかったからである．事実，第 2 部によると，本調査期間中，SSI がこれだけ小さいと他の条件に関係なしに雲放電があることになっている．

一方，発雷数が 3 万 8 千個を越えた (C) の場合には，下層から中層の風向は南ないし西南西であった．この南よりの風は上層のトラフ（第10図）の前面で吹いている風である．このトラフの接近と共に風速は強まり，同日21時には，例えば500 hPa では南西の風18 m/s，700 hPa では南西の風10 m/s となっている．この風向は北関東の山岳地帯にとって熱的強制が力学的強制（ここでは単純な地形性上昇）によって助成される状況である．事実，第 6 図 c に示したように，日没後にも発雷しているのは，力学的強制によると思われる．一方，(A) と (B) の場合には，関東地方上空はリッジに覆われていた（図省略）．上層のトラフが発雷に及ぼす影響は第 3 部の主要なテーマである．

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan



第7図　第6図の特定日の地上天気図（気象庁天気図から作成）．

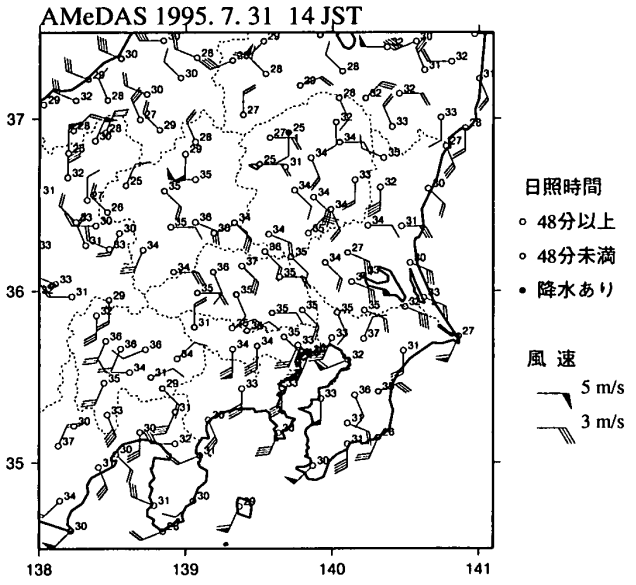
4.2　山岳から平野型の発雷パターン

発雷パターン図で見て，山岳域から平野域へ発雷域が移動する型を山岳から平野型と呼ぶ．奥山ほか(1998)は，調査期間は違うがやはりSAFIRのデータを用いて，1995～97年の暖候期（6～8月）における発雷時刻の分布を，山間部(海抜高度800 m以上)と平野部に分けて調べた．その結果によると，ピークの出現時刻は山間部では16～18時，平野部ではそれより約3時間遅い20～21時であった．斎藤・木村（1998）は東京レーダーやアメダスデータを用いて，中部関東域における夏期の対流性降水の日変化を調べて，内陸では夕方から夜にかけて降水頻度が高まるが，山岳域では降水頻度が高まる時刻が内陸より早く，午後に頻度の極大があると結論した．また，第5図に示した雲放電の平均頻度分布図を見ると，発雷頻度の大きい領域は山岳域から平野域に延びていることが分かる．

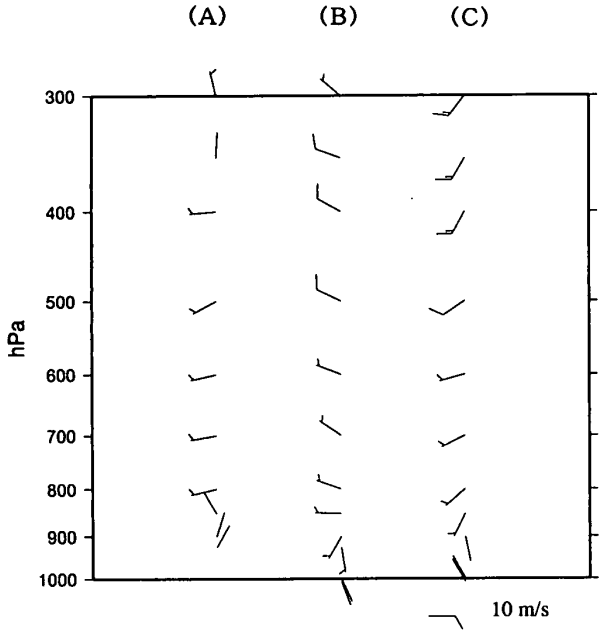
山岳域の発雷域が平野域に伝播する現象は，次の3つの理由によると思われる：① 山岳域で発生した一次雷が，発達しながら環境の風に流されて平野域に移動した．ただし特殊な対流系を除いて，個々の対流セルの寿命時間は1時間の程度であるから，これ以上継続する対流系については，② 平野域で二次雷が発生す

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan

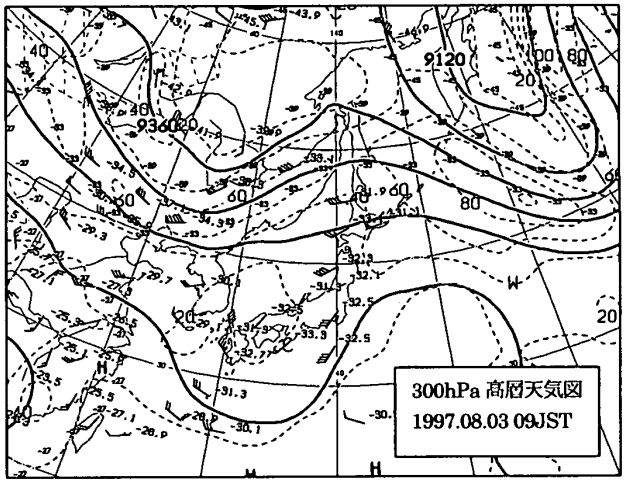


第8図　1995年7月31日（山岳型発雷パターンの1例）14時のアメダスによる地上気温（地点の右上数字）・風・日照時間の分布．気温の単位は℃．風の矢羽根は1 m/s，ペナントは5 m/s．前1時間あたりの日照時間は○が48分以上，○が48分以下，●は降水アリ．



第9図　第2表で示した山岳型発雷パターンの3が日，館野09時の観測による風の高度分布の比較．(A) は1995年7月31日，(B) は1996年7月19日，(C) は1997年8月3日．

るというプロセスが考えられる．これに加えて，③日射加熱によって起こった山岳地帯の局地的鉛直循環のため水蒸気の分布が変化し（岩崎・大林，1999；岩崎ほか，1999；佐々木・木村，2001），日没後SSIが減少し，発雷に好条件となる（岩崎・三木，2001）．ただし



第10図　1997年8月3日09時，300 hPa高層天気図（気象庁）．

岩崎・三木（2001）が示した事例では，19時以降で16 mm/h以上の強度を持つレーダーエコーは榛名山の南東麓に限られ，平野域に伝播していない．

発雷パターン図で山岳から平野型は，連続型とジャンプ型に細分される．

(a) 連続型

連続型は，第6図dに例示したように，発雷域が山岳域帯から平野域に連続的に移動する場合である．この1995年8月5日のケースでは，合成レーダー図によると（図省略），15時頃長野県で発生した積雲群が東に進み，碓氷峠あたりを通過して16時頃群馬県西部の山岳地帯に達した頃に発雷を始め，そこから進行方向を南東に変えている．そして埼玉県東部に達した頃からは再び東に向きを変え，最後に24時頃銚子沖で消滅した．一般に雷雲は700 hPaの風に沿って移動すると言われている（東京管区気象台，1991；大久保，1998）．当日館野の700 hPaにおける風向は，09時に西南西，21時に西であった．従って，群馬県における南東方向への移動は，群馬県中央部の一次雷を構成する対流セルがそのまま環境の風で流されたのではなく，一次雷からの冷気外出流が下層の南よりの風と衝突して二次雷が発生するというプロセスが繰り返されて，見かけ上南東方向に移動したと思われる．神奈川県で起こった1995年8月22日の顕著な連続型の例は，小倉（1996）が，ついで田口ほか（1999）が個々の対流セルを追跡して事例解析をしている．これに似た1995年8月2日の連続型のケースは，堀江・遠峰（1998）が事例解析をしている．

(b) ジャンプ型

ジャンプ型の例が1996年7月31日の第6図eであ

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan

る．田口ほか（1997）が事例解析をしている．12〜14時間帯に栃木県と福島県の県境で発生した雷雨からの冷気外出流が放射状に流れ，栃木県や茨城県中部で南風と収束し，14〜16時間帯に一次雷から50 kmほど離れた地域でアーク状に二次雷が発生している．

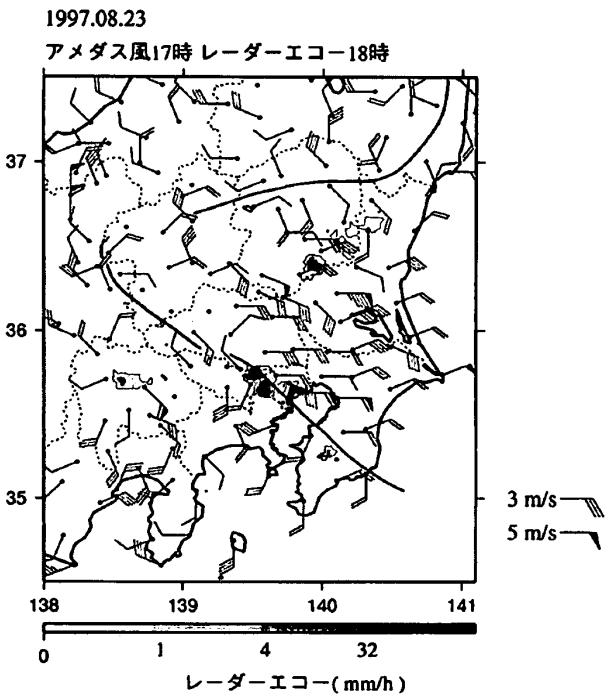
この点からいうと，吉崎ほか（1998）が詳しく解析した1995年8月10日の，関東平野中央部で発達した雷雨も，同じくジャンプ型の二次雷に属すると見ることができる．すなわち，まず寒冷前線に伴って発生した積乱雲群が茨城県北部で発達し，そこからの冷気外出流が北東風として流れ，関東南部の南風および群馬県の北西風と収束した結果発生したのが吉崎ほかの雷雨である．

4.3 平野型の発雷パターン

平野型は平野域だけで一次雷が発生する型である．第1表によれば，地表面差分加熱の気団雷か，地表面一様加熱の気団雷か，関東平野に存在する2つの気団の境界における界雷か，あるいは渦雷がたまたま平野域だけで発雷したかである．今回調査した65例の中では，平野型と思われるものは5例しかなく，すべて局地的な収束線上の界雷であった．第6図f(1997年8月23日)がその1例である．群馬県から埼玉県にかけて，前述の連続型の発雷が見られるが，それは別として，ここでの注目点は，東京都，神奈川県東部，千葉県にかけての雷雨である．東京都世田谷で65 mm，府中で50 mmの1時間降雨量を記録した．第6図fではカラーが重なって初期の状況が見にくいが，関東合成レーダーを見ると，17時には先ず東京都東部と千葉県の東京湾沿いの一部にエコーが出現し(図省略)，18時には第11図に示すように，東京都中央部の府中付近にエコーがあることが分かる．一方，東京都・埼玉県の西方の山岳地帯には無い．

このときの地上天気図が第7図fである．寒冷前線の端が鹿島灘にかかっている．この前線の北側で吹く東よりの風が，第11図の17時アメダス風に見るように，関東平野内部に深く侵入し，相模湾からの海風と出会い，ちょうど東京都東部で収束線を形成している．第4.1節で述べた1997年8月3日の場合と同じく，この日にも上層には寒気を伴ったトラフがあった．その意味では上層の渦で強化された渦界雷に分類することも可能である．

ちなみに，この事例については，神田ほか（2000）の事例解析がある．また，この事例と同じく，東京都において府中付近でまず発雷と降雨が始まった例としては，1995年8月2日と4日がある．一方，1995年8月1日の場合には，北関東に地上の北風が入り，群馬県・栃木県の南部で弱い発雷がある．

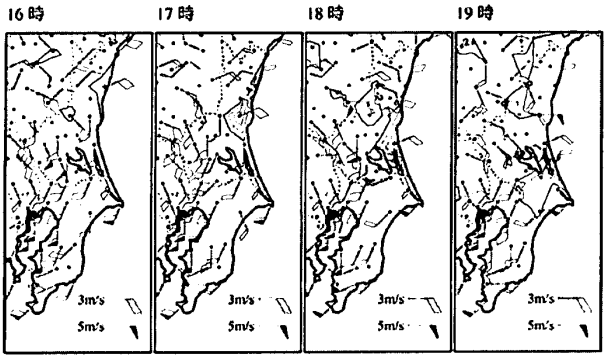


第11図 平野型発雷パターンがあった1997年8月23日18時，関東合成レーダーのエコー分布（網掛け部）とアメダスによる地上風の分布．太い実線は（群馬県を除き）東よりの風のある領域の境界を示す．

少し特異な平野型の例としては，第6図gに示した1996年7月18日の茨城県中央部の発雷がある．この日には，東北地方中央部を停滞前線が横切り(第7図g)，東日本は太平洋高気圧に覆われている．問題の雷雨は，極めて局所的な寒気の塊が福島県と茨城県の境あたりから太平洋岸に沿って南下し，それに伴う北よりの風が関東地方南部で卓越している南風と収束した地域で発雷し，時刻と共に南下している(第6図g)．第12図に示したアメダス前1時間気温変化量の分布図を見ると，大きな気温低下域は14時頃には福島県南部の太平洋岸にあり，以後最大で6 ℃の気温低下量を保ちつつ，規則正しく茨城県の鹿島灘に沿って南下している．局地的な寒気が出現した時間帯にその地域にレーダーエコーはないから，雷雨に伴う冷気プールではないことは明らかであるが，寒気の塊の起源はよくわからない．また，これによく似た寒気の太平洋沿いの南下は1996年7月15日にも起こっているが，このときには発雷は無い．

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan



第12図　特異な平野型発雷があった1996年7月18日，アメダス・データに基づく風と前1時間気温差（実線）の分布図．等値線は2℃おきで，－2℃より低い領域に陰影．

4.4　広域型の発雷パターン

山岳型・山岳から平野型・平野型のどれにも属さない残りの場合は，山岳地帯と平野部を問わず，広い地域で発雷する型で，ここでは広域型と呼ぶ．広域型が起こる状況を調べてみると，次の3つの状況があることが分った．

第1は，関東地方を寒冷前線が通過したか，前線が関東地方に停滞している場合である．第6図hと第7図hは前者の例で，調査期間中ではないが，第2図と第3図で示した1995～97年の7～8月で，最も発雷数が多かったケースとして参考までに掲載した（雲放電数は78,668，落雷数は21,397）．1996年7月3日，寒冷前線に伴ったスコールラインが関東地方を通過したケースである．調査期間中の事例としては，1995年8月16日に関東地方を通過したスコールラインを瀬古ほか（1999）が事例解析をしている．その日の雲放電数は7,871，落雷数は4,145であり，上記のケースより1桁少なかった．

第2は，日本海南部に停滞前線が東西方向に延びている場合である（第3表で「日本海南部に前線」）．関東地方は太平洋高気圧に覆われているが，前線の南側に沿って，雲のクラスターが次々と通過するので，福島県南部や関東地方北部で発雷することがある．1995年8月20日がこの型の例である（第6図iと第7図i）．一見すると第6図aと似ているようだが，新潟県の平野域と山岳域及び福島県南部でも発雷している点が違う．

同じく日本海南部に前線があった状況で，1996年7月15日に茨城県の下館市とつくば市でダウンバーストが起きたことがある（中村・森，1999）．これは，栃木県と福島県の県境の山岳域で発達し平野域に南下した雷雨に伴ったものである．

第3は，上層に寒冷低気圧（寒冷渦）あるいは寒気を伴ったトラフがある場合である．上層の擾乱の影響は第3部で議論する．

5．地上気圧配置との関係

夏の関東地方における雷雨の発生環境を，熱雷に止まらず他の種類の雷雨についても調べたのは吉崎（1996）である．彼は1995年の夏に発生した雷雨について，関東地方での雷雨の発生には次の4つの状況が同時に重なることが重要であると結論した：①寒冷（あるいは停滞）前線など大きなスケールの擾乱が関東地方を通過あるいは近くにある．②大きなCAPEがある．③大きな風の鉛直シアがある．④地上付近に収束線がある．①は地上天気図に見る前線などの動向を雷雨の発生と関連づけて調べた結論である．

吉崎の結論①は，関東地方では熱雷が多いという日常感覚にそぐわないので，本節でわれわれの3年間の発雷数データを用いて検証する（吉崎の結論②は第2部で検証する）．前節と同じく，雲放電数が100を越えた65日を対象とする．これらの日の地上天気図を眺めて，地上気圧配置を第3表の左欄に示したように分類する：一番上は関東地方が太平洋高気圧に覆われている配置，次は日本海南部に停滞前線が東西に延びている配置である．次の関東地方に前線というのは関東地方を停滞前線が横切っている配置か，太平洋上の寒冷前線の端が関東地方にかかっている配置である（例は第7図f）．そのほかの配置は特に説明を必要としないと思われる．

地上気圧配置をこの様に分類するといっても，実際はどちらに分類してよいのか迷う場合が少なくない．ことに日本海南部に停滞前線がある場合には関東地方は太平洋高気圧に覆われることが多いから，この表で「太平洋高気圧」と「日本海南部に停滞前線」を区別するためには，地上天気図の他に，第8図に例示したような，できるだけ多くのアメダス情報を1枚で表示する図を全調査期間毎日毎時に用意して，日照時間・風や気温の日変化などに注目して，できる限り前線の影響がないと判断される日を太平洋高気圧の日と選ぶ．

念のため付け加えると，夏に少なからず出現する気圧配置としては，オホーツク海高気圧が関東地方に影響を及ぼしている場合がある．例えば1997年8月14～18日の期間がそうである．しかし，その場合には，大気は安定で発雷していないので（第2図参照），オ

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan

第3表　発雷パターンと地上気圧配置で分類した発雷日数（雲放電数＞100）．

	山岳型	山岳から平野型	平野型	広域型	計
太平洋高気圧	16	11	1	5	33
日本海南部に前線		1	3	8	12
関東平野に前線	1	2	1		4
寒冷前線通過				10	10
沿岸に秋雨前線				3	3
台風				3	3
計	17	14	5	29	65

ホーツク海高気圧は第3表にはでてこない．

このように上記の65日の各日に，地上気圧配置とその日の発雷パターンを指定してから，両者を対比して眺めてみると，同じ気圧配置の場合でも，違った発雷のパターンが出現することがある．従って65日の各日を，発雷パターンと地上気圧配置を横縦軸に採った2次元のビンのどれかに属させる(第3表)．気圧配置にせよ発雷パターンにせよ，どの分類に属するか決める際には，主観的要素が大きいが，それでも第3表から大体の傾向は浮かび上がる．

まず，関東地方が太平洋高気圧に覆われていて，関東地方とその付近に前線など総観スケールの擾乱がなくても，ここでいう発雷日（雲放電数が100以上）は33日（すなわち全発雷日の約半数）ある．これは吉崎の結論①と一致しない．吉崎の調査期間1995年が1996・97年に比べて総観スケールの前線活動が強かったということはなかったから，この違いの原因はよく分らない．そして，総観スケールの前線に関係した発雷日は29日で，むしろこれの方が少ない．台風に関係した雷雨日が3日ある．

6．一次雷を起こす発雷トリガーの頻度

第1表で雷雨を気団雷・界雷・渦雷と分類したが，最後に前節までに述べたことを参照して，上記の65日の各日に，どのトリガーが一次雷の発生に働いたか調べる．複合的にトリガーが働いたと思われる日は少なくないが，気団雷と界雷の日をまず決めて，残りの日は渦雷の日とする．これは全く実際上の見地からで，高層天気図は関東地方上空のトラフの存在を示しても，トラフに伴う上昇流が決定的なトリガーだったのか，あるいは無視できるくらいのものであったか，判断ができなかったからである．また，この作業の際には，1日に1つだけのトリガーを与えることにしているから，その日に最も発雷数が多い地域に対するトリガーを考える．

このように発雷トリガーを推定する際には，第3表では主に総観スケールの地上気圧配置や前線を眺めたのとは違って，第5節で述べた毎日毎時のアメダス図を眺めて，第11図や第12図のようなメソスケールの局地前線や収束線などに注意を払う必要がある．そうすると，第3表の「太平洋高気圧」の行には合計33例がリストされているが，その総てが気団雷というわけではない．例えば，北太平洋高気圧/山岳型の中には，第4.1節で述べた第6図aの1995年7月31日のように，局地的な収束線における界雷とみなすべき日がある．また，太平洋高気圧/平野型の1例も，第4.3節で述べたように，界雷である．

こうした作業の結果は，気団雷が26日，総観スケールとメソスケールの局地前線に伴う界雷が31日，上層の寒冷渦による渦雷が5日，台風による渦雷が3日となった．寒冷渦による発雷の5日は，第3表で太平洋高気圧/広域型とした5日に対応する．これらの日には，高層天気図が寒冷渦の存在を示しているのは勿論であるが，山岳域・平野域を問わず，ときには近海上にも発雷があり，しかもレーダー図や雲画像図のアニメーションで見ると，反時計回りに回転していることから，そう判断したものである(事例は第3部)．渦雷が5日というのは，小さい数のように見えるが，これは既に述べたように，渦気団雷や渦界雷をすべて気団雷か界雷としてしまったからである．事実，第2図で示したように，調査期間には雲放電数が1万を越えた日が9日あるが，これらの日には，例外なしに関東上空にトラフがあり，渦気団雷か渦界雷であったことを第3部で述べる．

このように調べているとき，不思議だったのは，気団雷の中で平野域での地表面一様加熱による雷（鉛直対流による雷）と思われる雷が一度も発生していなかったことである．フロリダ半島では，水平ロールから雷雨が発生することが示されている（Weckwerth, 2000)．また，オーストラリア大陸のすぐ北に位置するチィウィ諸島(Tiwi Islands)でも，島の上で日中オープンセル型あるいは水平ロールに伴う浅い積雲が多数発生し，それが併合(merge)して雷雨となることが示され（Keenan *et al.*, 2000)，その過程は気象研究所の非静力学モデルによってシミュレーションされた(Saito *et al.*, 2001)．関東平野ほどの広さを持つ平野

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan

で，本当に水平ロールや鉛直対流の雷雨が発達しないのか，もし無ければ何故か，将来に残された問題である．

7．まとめ

1995～97年の梅雨明け以降の7月と8月，SAFIRが観測した関東地方の発雷状況を概観した．全調査期間136日の約27%にあたる37日には全く発雷はなく，発雷日は99日であった．1日当たり最大の雲放電数は42,528，最大の落雷数は4,338であった．

雲放電数が100以上であった65日を選んで，発雷域の地理的分布およびその時間的変化から，発雷パターンを山岳型・山岳から平野型・平野型・広域型の4種に分類した．それぞれの出現日数は，17，14，5，29であった(第3表)．さらにそれを地上天気図に見る気圧配置・アメダスデータ・高層天気図などと対比し，かたまった発雷域を発達した雷雨とみなして，各日の主要な雷雨を発生させたトリガーを推定した．その結果によると，関東地方が太平洋高気圧に覆われ，関東地方付近に前線がない総観気象場で発生した気団雷の日が26日，総観スケールおよびメソスケールの前線に関連して発生した界雷が31日，上層のトラフに関連した渦雷が5日，台風に伴う渦雷が3日であった．ただし，渦気団雷と渦界雷はそれぞれ気団雷と界雷に含めてある．気団雷の中で可能な形態である平野域での地表面の差分加熱や一様加熱による雷と思われるものは1例もなかった．

謝　辞

本研究の一部は著者の1人（小倉）が東京大学海洋研究所の外来研究員として行ったものであり，同研究所に謝意を表したい．また，2名の査読者がていねいに査読してくださったことを感謝したい．

参考文献

Asai, T., 1970：Three dimensional features of thermal convection in a plane Couette flow, J. Meteor. Soc. Japan, **48**, 18-29.

Benjamin, S. G. and T. N. Carlson, 1986：Some effects of surface heating and topography on the regional severe storm environment. Part Ⅰ：Three dimensional simulations, Mon. Wea. Rev., **114**, 307-329.

Chen, F., T. T. Warner and K. Manning, 2001：Sensitivity of orographic moist convection to landscape variability：A study of the Buffalo Creek, Colorado, flash flood case of 1996, J. Atmos. Sci., **58**, 3204-3223.

Dailey, P. S. and R. G. Fovell, 1999：Numerical simulation of the interaction between the sea-breeze front and horizontal convective rolls. Part Ⅰ：Offshore ambient flow, Mon. Wea. Rev., **127**, 858-878.

Etling, D. and R. A. Brown, 1993：Roll vortices in the planetary boundary layer-A review, Bound. Layer Meteor., **65**, 215-248.

堀江晴男，遠峰菊郎，1998：関東地方における熱雷の発生と移動について，天気，**45**，441-453.

岩崎博之，大林裕子，1999：群馬県に雹をもたらした積乱雲の出現特性，第2章，つくば域降雨観測実験，気象研究ノート，(193)，13-20.

岩崎博之，福田　保，荻野剛郎，1999：1994年夏季の関東地方における積乱雲の出現特性，第2章，つくば域降雨観測実験，気象研究ノート，(193)，21-28.

岩崎博之，三木貴博，2001：北関東における日没後の積乱雲活動の活発化に関する研究，日本気象学会春季大会講演予稿集，P265.

神田　学，石田知礼，鹿島正彦，大石　哲，2000：首都圏における局地的対流性豪雨とGPS可降水量の時間空間変動―1997年8月23日の集中豪雨の事例解析，天気，**47**，7-15.

Keenan T. D. *et al.*, 2000：The maritime continent thunderstorm experiment (MCTEX)：Overview and some results, Bull. Amer. Meteor. Soc., **81**, 2433-2455.

木村龍治，1983：地球流体力学入門，東京堂出版，247pp.

中村　一，森　真理子，1999：1996年7月15日の下館・つくばのダウンバースト，第2章，つくば域降雨観測実験，気象研究ノート，(193)，111-124.

小倉義光，1995：雷雨研究事始め日米比較，気象，**39**，14068-14072.

小倉義光，1996：「雷雨の発生環境について」に対するコメント，天気，**43**，734-740.

小倉義光，1997：メソ気象の基礎理論，東京大学出版会，215pp.

小倉義光，1999：メソ対流系の力学，第1章，非静力学モデル，気象研究ノート，(196)，1-18.

小倉義光，奥山和彦，田口晶彦，2002：SAFIRで観測した夏期の関東地方における雷雨と大気環境，Ⅲ：上層の擾乱の影響，天気（投稿中）．

奥山和彦，田口晶彦，小倉義光，1998：関東地方の発雷分布と発雷時刻について，日本気象学会春季大会予稿集，B105.

奥山和彦，田口晶彦，小倉義光，1999：SAFIRで観測し

NII-Electronic Library Service

Meteorological Society of Japan

た関東地方の雷について，第2章，つくば域降雨観測実験，気象研究ノート，(193)，29-36.

大久保 篤，1998：雷雲の発生地域と移動を考慮した雷の予想について—暖候期の富山県周辺の熱雷についての統計的な調査，研究時報，**50**，161-175.

Purdom, J. F. W., 1982：Subjective interpretation of geostationary satellite data for nowcasting, Nowcasting, K. A. Browning, Ed., Academic Press Inc., 149-166.

斎藤恵興，木村富士男，1998：中部関東域における夏期の対流性降雨の日変化，天気，**45**，541-549.

Saito, K., T. Keenan, G. Holland and K. Puri, 2001：Numerical simulation of the diurnal evolution of tropical island convection over the maritime continent, Mon. Wea. Rev., **129**, 378-400.

佐々木太一，木村富士男，2001：GPS可降水量からみた関東付近における夏季静穏日の水蒸気量の日変動，天気，**48**，65-74.

瀬古 弘，吉崎正憲，楠 研一，1999：1995年8月16日に関東地方を通過したスコールライン，第2章，つくば域降雨観測実験，気象研究ノート，(193)，67-76.

Sun, W.-Y. and Y. Ogura, 1979：Boundary layer forcing as a possible trigger to a squall line formation, J. Atmos. Sci., **36**, 235-254.

田口晶彦，奥山和彦，小倉義光，1997：関東地方における発雷の発生・発達環境—1995，1996年夏期の事例解析より，日本気象学会春季大会予稿集，A106.

田口晶彦，奥山和彦，小倉義光，1999：1995年8月22日関東地方における雷雨，気象研究ノート（第2章つくば域降雨観測実験，気象研究ノート，(193)，77-82.

田口晶彦，奥山和彦，小倉義光，2002：SAFIRで観測した夏の関東地方における雷雨と大氣環境，II：安定度指数による雷雨の予測，天気（投稿中）.

Takahashi, T, 1978：Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms, J. Atmos. Sci. **35**, 1536-1548.

東京管区気象台，1991：熱雷に関する地域特性の調査，解析資料，**18**，98-101.

Wang, J., E. A. B. Eltahir and R. L. Bras, 1998：Numerical simulation of nonlinear mesoscale circulations induced by the thermal heterogeneities of land surface, J. Atmos. Sci., **55**, 447-464.

Weckwerth, T., 2000：The effect of small-scale moisture variability on thunderstorm initiation, Mon. Wea. Rev., **128**, 4017-4030.

Yoshizaki, M. and Y. Ogura, 1988：Two-and three-dimensional modeling studies of the Big Thompson storm, J. Atmos. Sci., **45**, 3700-3722.

吉崎正憲，1996：雷雨の発生環境について，天気，**43**，734-738.

吉崎正憲，上清直隆，瀬古 弘，高山 大，楠 研一，つくば域降雨観測実験グループ，1998：1995年8月10日に関東平野に発生した雷雨の解析，天気，**45**，19-33.

The Thunderstorm Activity Observed by SAFIR and its Relation to the Atmospheric Environment Over the Kanto Area in the Summer. Part I：An Overview of the Thunderstorm Activity and Thunderstorm Generating Mechanisms.

Yoshimitsu OGURA*, Kazuhiko OKUYAMA** and Akihiko TAGUCHI**

* *Japan Weather Association* (*Present corresponding address：Ocean Research Institute, University of Tokyo, 1-15-1 Minamidai, Nakano-ku, Tokyo 164-8639, Japan*)

** *Japan Weather Association.*

(Received 8 August 2001：Accepted 26 April 2002)

NII-Electronic Library Service