

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

小倉 義光*・奥山 和彦**・田口 晶彦**

要 旨

本論文はシリーズの第3部として、1995-97年の夏 SAFIR が観測した関東地方の発雷状況と上層の擾乱(寒冷低気圧やトラフ)の関係調べた。まず3つの事例解析を通じて、夏季には上層の擾乱が関東地方を通過するのに鋭敏に反応して、発雷数が増える実態を示した。1日の雲放電数が1万を越える大発雷日にはすべて上空にトラフがあった。こうしたトラフの立体構造には、気候学的に夏季の関東地方上空の大気は著しく順圧性が高いことが反映されていることを示した。次いで、館野の09時の高層データを用い、日々の発雷数とトラフの存在を表すいろいろなパラメータとの相関を調べた。1日あたり雲放電数が1000以上の日に限って平均すると、400 hPa の -0.8°C をピークとして700~300 hPa の層に負の温度偏差(平均温度からの差)がある。しかし個々の場合のばらつきは大きく、全調査期間を通じては400 hPa における温度偏差と雲放電数との相関係数は -0.17 しかない。下層から500 hPa までの各高度の南北風成分と、いろいろの安定度指数や相対湿度との相関係数も小さく、南よりの風が湿った不安定な空気を水平移流する効果は殆どない。このことから、南よりの風が発雷に有利に働くのは(第2部)、北関東の山岳域では、熱的循環を地形性上昇が助成するためと思われる。結局、上層のトラフによって雷雨活動が活発となるのは、トラフに伴うサーマル・トラフの影響、トラフに伴う上昇流による中層大気の相対湿度の増加、トラフに伴う南よりの風の強化などの複合効果のためと推論した。

1. はじめに

上層の寒冷渦(寒冷低気圧)が雷雨を誘発することはよく知られている(小倉, 1995)。しかし、これまでわが国では上層の擾乱と夏季の雷雨の関係を系統的に調べた研究は殆どなかった。本シリーズ第1部(小倉ほか, 2002)と第2部(田口ほか, 2002)では、寒冷低気圧のみならず、閉じた等高度線を持たない上層のトラフもまた激しい雷雨を起こす例を挙げた。この第3部の目的は、夏季の関東地方における上層の擾乱の構造を記述し、擾乱と雷雨の関係をこれまでより詳しく調べ、下層の太平洋高気圧の動向のみならず、上層の擾乱の去来に安定度指数や雷雨の活動度が鋭敏に変

化する事例を記述し、最後に上層の擾乱がどうして雷雨の発生と発達に寄与するのかを議論することである。

使用するデータは前と同じで、調査期間も前と同じく1995~97年の梅雨明け以降の7月と8月である。

2. 雷雨と上層擾乱の関係の概観

各年の梅雨明けの7月と8月、関東地方上空の擾乱の活動度を表すパラメータとして、館野で観測された300 hPa の南北風成分の標準偏差を採る。これを各年の同期間、1日当たり雲放電数の平均と対比させたのが第1表である。わずか3年間のデータなので一般的なことはいえないが、年によって擾乱の活動度も平均雲放電数も違うこと、前者が強い年には後者も大きい傾向があることが分かる。特に1997年の雲放電数は大きく、他の2年の2倍以上もある。これは第1部第2図に見るように、同年8月下旬に雷雨活動が特に活発

* 日本気象協会(現連絡先: 東京大学海洋研究所)。

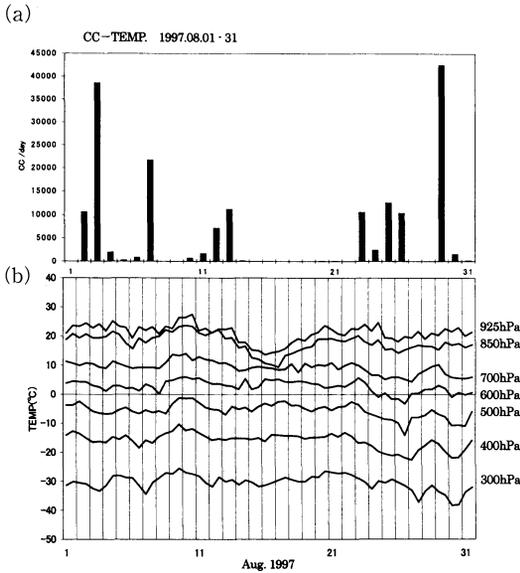
** 日本気象協会。

—2002年3月6日受領—

—2002年7月23日受理—

第1表 各年夏期の1日あたり平均雲放電数と館野300 hPaにおける南北成分の標準偏差の関係。

	平均雲放電数	南北風成分の標準偏差 (m/s)
1995	1403	4.31
1996	1513	5.78
1997	4171	6.31
全期間平均	2341	5.56



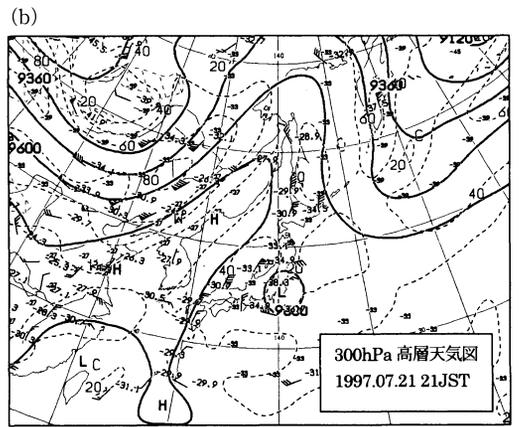
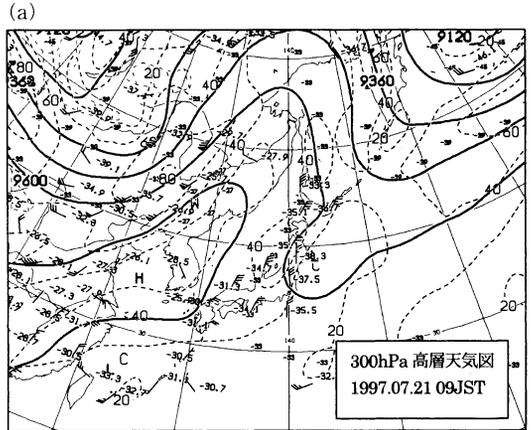
第1図 1997年8月、1日あたり雲放電数と館野09時指定面高度における温度の推移。

第2表 超大雷雨日(雲放電数>10,000)のリスト。CCは雲放電数, CGは落雷数。

年月日	CC	CG	備考
'96.7.29	23294	2263	トラフ+気団雷(第4節)
'97.8.02	10557	1122	トラフ+気団雷
8.03	38567	3527	トラフ+気団雷(第1部)
8.07	21742	2404	トラフ+寒冷前線雷
8.13	11175	1060	トラフ+寒冷前線雷
8.23	10505	1230	トラフ+局地前線雷(第1部)
8.25	12560	490	トラフ+気団雷(第5節)
8.26	10332	283	トラフ+気団雷(第5節)
8.29	42528	1535	トラフ+気団雷(第5節)

であったからである。

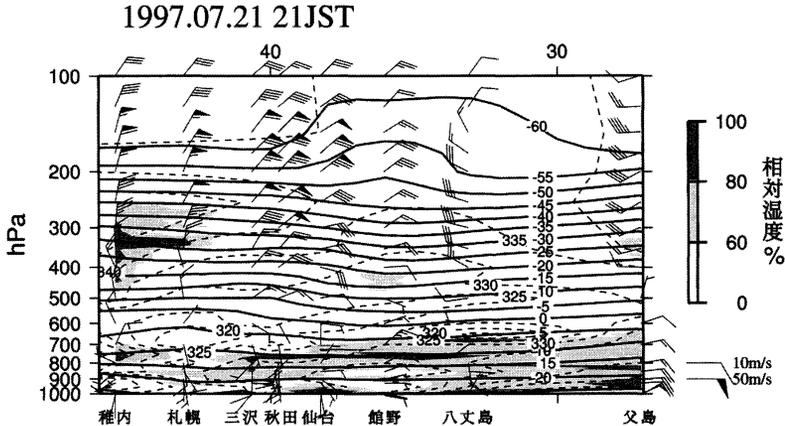
次に、上層の擾乱が最も活発であった1997年の8月について、雲放電数(第1図a)と館野のゾンデ観測



第2図 300 hPa 高層天気図(気象庁)。(a)：1997年7月21日09時。(b)：同日21時。

による指定気圧面の気温(第1図b)の時系列を示したのが第1図である。第2部では1日の雲放電数が1,000を越えた日を大発雷日と呼んだので、第3部では雲放電数が10,000を越えた日を超大発雷日(あるいは超大雷雨日)と呼ぶことにすると、これは第2表に示したように計9日あり、8日までが1997年の8月に含まれている。第1部で述べた夕方までに発雷して真夜中過ぎまで継続する5例は、すべて第2表に含まれている。第1図を見ると、1997年の超大発雷日の大部分は、関東地方上空300~400 hPaに寒気の侵入があるときに起こっていることが分かる。300あるいは500 hPaの高層天気図を参照すると、これはトラフに伴った寒気である(サーマル・トラフ)。

このように、上層の擾乱は超大発雷の発生に密接に関係しているが、そのような超大発雷でなくとも、関東地方の発雷状況が上層の擾乱の去来に鋭敏に反応し



第3図 第2図(b)と同時刻の1997年7月21日21時における父島・稚内を結ぶほぼ南北方向の鉛直断面内の風・気温(実線, 5°Cおき)・相当温位(破線, 5Kおき)の分布。相対湿度の分布は陰影の濃さで示す。

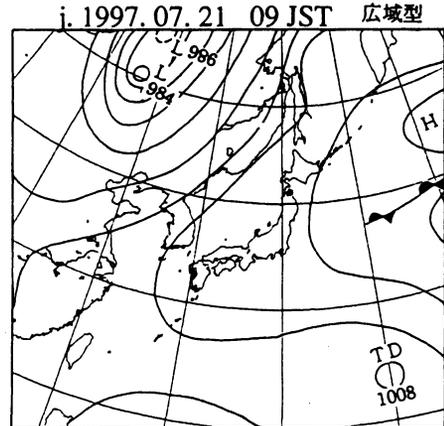
て変化することを、以下の事例で示す。

ちなみに、本論文では主には雲放電数を研究の対象とする。それは第1部の第2～3図で述べたように、大雑把に言って日々の雲放電数は落雷数(対地放電数)より1桁多く、統計的な研究では変数の変動の幅が広い方が大気環境のパラメータとの関連を調べるのに有利と思われるからである。しかし、人間活動の実際面から言えば、落雷数の方が重要なことも確かである。このため、第2部で放電数と大気の安定度指数の関係を見る際には、落雷数も考えたが、雲放電数と落雷数とでは、大気環境パラメータに対する統計的関係は定性的にほぼ同じであった。同じことは以下の節で述べることでも確認してある。

3. 渦雷の1例(1997年7月21～24日)

渦雷は上層の渦(トラフや寒冷低気圧)に伴う上昇流がトリガーとなって発生する雷であることは第1部で述べた。本論文を通じて繰り返し述べることになるが、夏期の関東地方では上層にトラフがあっても、その影響が多くの場合地上の気圧分布には反映されていない。

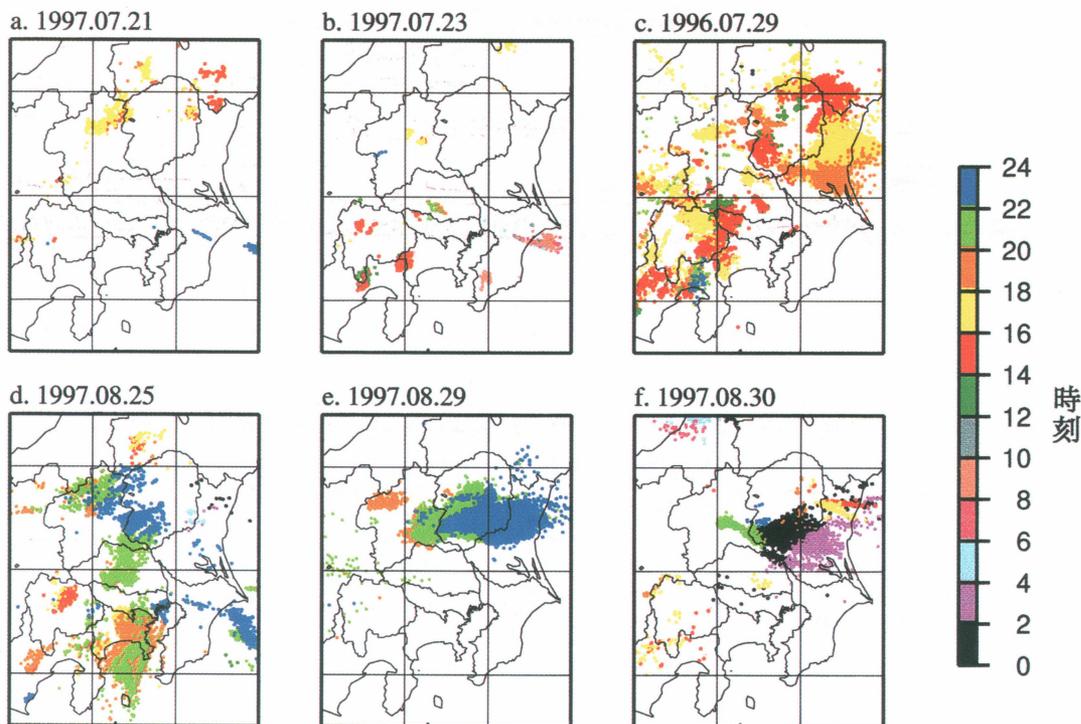
第2図aは1997年7月21時09時の300 hPa 高層天気図である。等高線は、東西方向の波長は短いが南北方向に大きく波を打ち、トラフが本州の東岸沿いに南に延びている。その西には、チベット高気圧の東端がリッジとなって北に突き出ている。それから僅か12時間後の21日21時の高層天気図では(第2図b)、トラフの先端がちぎれ、ちょうど関東地方の上空で切離低気



第4図 第2図aの1997年7月21日09時の地上天気図(気象庁天気図より作製)。

圧となっている。

第3図は、21日21時において、父島、八丈島、館野、仙台、秋田、三沢、札幌、稚内を結ぶ線に沿った鉛直断面内で、ほぼ切離低気圧の中心を通る鉛直断面内の構造を示す。対流圏の中層から上層にかけて、八丈島の西北西の風向は館野では北東と変わっており、また八丈島と仙台の間では温度は周囲より低いから、ここに寒冷低気圧(寒冷渦)があることは明らかである。この低気圧性の回転運動と低温は図で300 hPa から約700 hPa の高度まで認められる。そして、館野付近の中層から上層にかけて、等温線が下方に下り相当温位



第5図 渦雷と渦熱雷の発雷パターンの例。

線が上方に盛り上がっている地域に湿った空気があることが分かる。空気の湿り具合は重要なので(第2部第2図)、念のため同時刻における500 hPaの高層天気図で湿数の分布を見ると(図省略)、館野では 9.0°C 、仙台では 11.0°C であるの対して、八丈島では 35.0°C 、秋田では 36.0°C と高い。一般的に切離低気圧の動きは遅いが、今回の切離低気圧もその後ゆっくりと西方に移動した。

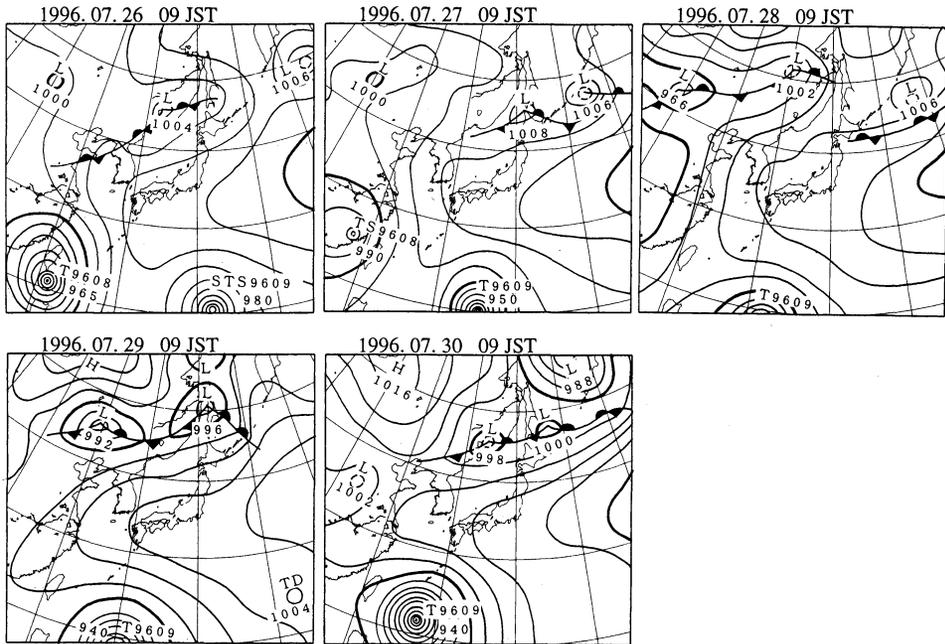
そして第4図が第2図aと同時刻の地上天気図である。太平洋高気圧が東から張り出している典型的な7月下旬の型をしており、上層の寒冷低気圧の痕跡は認められない。

第5図aがその日(1997年7月21日)の発雷パターンである。発雷域は福島県西部から南西に延びて群馬県の南西部まで、地形とは関係なしに線状に並んでいる。福島県南東部から栃木県北東部にかけて、さらに房総半島から海上にかけて、別の発雷域もある。気象衛星の雲画像、あるいはレーダーエコー図のアニメーションを見ると、福島県から群馬県にかけての発雷域に対応する対流雲が、低気圧性に回転していることが分かる。この日から2日後の23日の発雷パターンが第5図bである。発雷時刻と場所から見て、山岳域の熱

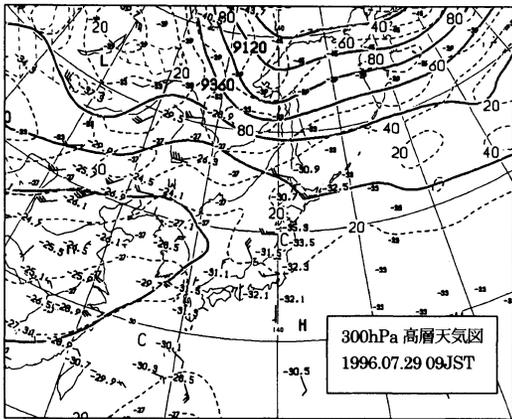
雷と思われるものもあるが、08~10時の時間帯に海上で発雷しているものもある。

4. 渦熱雷の1例(1996年7月26~30日)

前述のように、上層の寒冷低気圧は自身の持つ上昇流によって発雷のトリガーになり得るが、第2表に見るように、トラフは気団雷や界雷を強化・継続させることもある。上層の擾乱の影響を受けたと思われる熱雷を渦熱雷と呼ぶ(第1部)。その1例として、1996年7月26~30日間の状況を見る。一般的にわが国では梅雨明けの7月下旬が年間を通して最も地上気圧配置が安定している期間とされている。事実、今考えている期間では、第6図の地上天気図に示したように、梅雨前線は日本海に押し上げられ、関東地方は太平洋高気圧に覆われる日が続いた。一見すると、関東地方の気象状況には殆ど変化がないように見えるが、地上では日本海の低気圧の東進や、南方洋上での台風9号の移動があり、上層には第7図に示した寒気を伴った300 hPaの弱いトラフの東進がある。それに応じて太平洋高気圧も微妙に変化しているらしく、第3表が示すように、日と共にSSIは減少し、KIと可降水量は増加している。それにつれて雲放電数(CC)と落雷数(CG)



第6図 1996年7月26-30日の地上天気図.



第7図 1996年7月29日09時の300 hPa 高層天気図 (気象庁).

第3表 1996年7月26-30日の発雷数と各指数の推移. 可降水量の単位は mm.

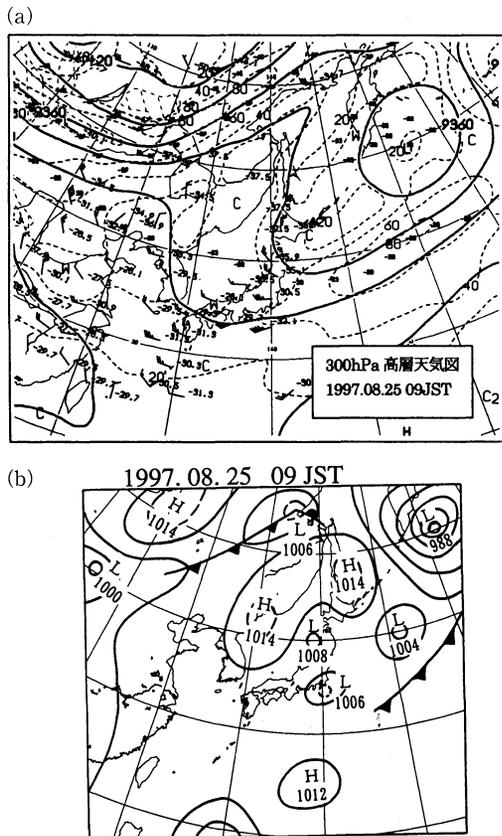
年月日	CC	CG	SSI	KI	可降水量
'96.7.26	280	65	4.7	22.7	43.0
7.27	4137	405	2.2	22.9	41.7
7.28	8550	1993	1.5	34.1	48.6
7.29	23294	2263	-0.7	32.2	51.0
7.30	505	74	-2.5	38.0	55.6

大発雷日の翌日の30日には、SSI・KI・可降水量のどれもが29日より雷雨発生に好条件であった。それにも拘わらず放電数は激減した(第3表)。これは、30日には第7図の上層トラフが関東地方を通過し、700 hPa以下の層では依然として南よりの風が吹いているものの、それより上の層では北西風に急変し、相対湿度も減少したことが原因と思われる(図省略)。

本節では、安定度指数や可降水量の時間変化を除いて、下層のメソスケール気象状態の変化については記述しなかった。既に第1部で、1日当たりの雲放電数が100以上であった65日について、発雷のトリガーを同定するために、アメダス・データを用いて、地上のメソスケールの気象状態を詳しく眺めた。その結果によると、本節の7月26~30日の期間を含めて、本論文で扱う大規模雷雨日には、上層にトラフがあるため、関

が増加して、ついに7月29日の超大雷雨日となった。この日の発雷パターンは第5図cに示してある。茨城県には山岳から平野型、神奈川県箱根山岳地や東京都の奥多摩山岳地には山岳型の発雷パターンが見られるほか、関東地方全域で発雷している。つまり上層にトラフがあっても、下層の気圧配置は北太平洋高気圧の夏型なので日射は強く、熱に起因する雷が大いに発生したのである。

その後も南高北低の夏型の地上気圧配置が続き、超



第8図 1997年8月25日09時、(a)300 hPa 高層天気図と (b) 地上天気図 (気象庁)。

東地方の地上に局地的な前線あるいは収束線など、顕著なメソスケールの気象が発生したということはない。従って、大規模雷雨活動は特定の擾乱が関東地方上空にある時に関東地方において発生し得る固有な現象ということではなく、上層の擾乱が存在すれば関東地方に限らず、大規模雷雨が発生するものと思われる。

5. 上層擾乱の急激な変化の例 (1997年8月23~30日)。

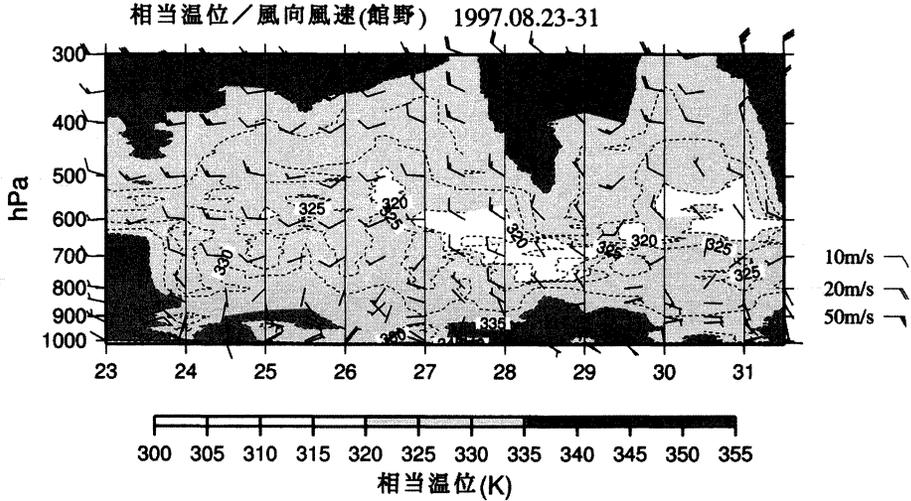
既に述べたように、1997年の夏は上層の擾乱が活発な年であったが、特に8月下旬には上層の擾乱が急激な時間変化を示した。8月23日に首都圏を襲った超大発雷については第1部で述べたが、その後も上層に寒気を伴ったトラフが通過し、8月25、26日と超大雷雨となった(第5図d)。第8図aがその25日09時の300 hPa 高層天気図で、南西に延びるトラフを示してい

る。夏期以外ならば、地上天気図でも前線を伴ったトラフが上層のトラフの前面にあるのが普通であるが、今回は第8図bに見るように、地上の寒冷前線の背後に上層のトラフの痕跡が小さな低気圧として解析されているだけである。夏季には南北方向の温度傾度が小さいので、トラフに伴う変形の場合であっても前線は出来にくい。

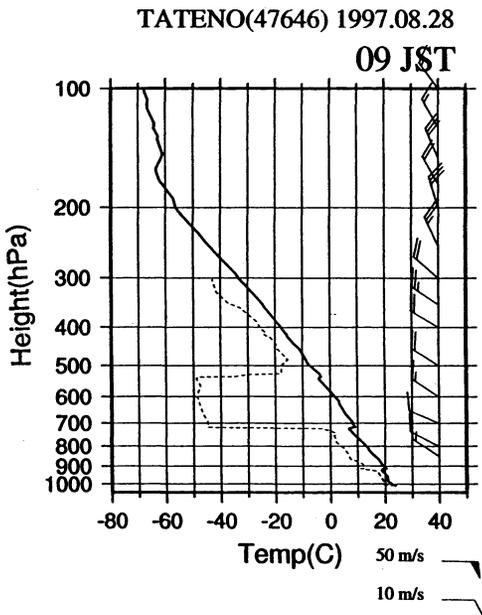
ところが超大発雷日の翌日の27日未明以降から28日には殆ど発雷がなかった(第1図)。第9図に8月23日から31日までの館野における相当温位と風の高度分布の推移を示す。8月27日から29日にかけて、600 hPa から800 hPa に相当温位が低い空気が出現し下降しているのが目立つ。下層には高い相当温位の空気が出現しているから、対流不安定度は極めて強いが発雷していない。そして、第10図が8月28日09時における館野の上層観測結果である。520 hPa から710 hPa に乾燥した空気層があり、これが中層の低い相当温位の原因である。この乾燥空気は上層のトラフに伴った乾燥侵入(dry intrusion)の可能性があるが、乾燥域より上の層の温度減率は、下降気流に伴う乾燥断熱減率ほど大きくはない。輪島でも同じような乾燥域が観測されているので、水平移流の可能性も否定できない。いずれにしても、この北よりの風に伴う乾燥域あるいは下降気流が発雷を妨げたと思われる。そして第1図によると、この8月27~28日には300~400 hPa の層にはサマル・リッジがあった。

さらに一転して、8月29日は再び超大雷雨の日となった。第5図eとfがそれぞれ29日と30日の発雷を示す。30日も発雷数が多いように見えるが、カラーを注意してみると分かるように、図で示した30日の発雷のうち、約2/3は29日の雷雨が翌日の4時ころまで続いたものである。第4表によれば、8月29日9時に不安定度は30日に比べて特に強いということはない。それにもかかわらず、29日に長続きする雷雨が発達したのは、第11図aの300 hPa の高層天気図に示すように、東進中の寒気を伴ったトラフが29日21時までに関東地方上空に位置していたためと思われる。そして第11図bが29日21時の地上天気図である。関東地方が太平洋高気圧に覆われている。調査期間で発雷数が最も多かったのがこの8月29日である(第1部第2図)。

念のため付け加えると、第11図bの地上天気図によると、サハリン北に中心を持つ低気圧から南に延びる寒冷前線が東北地方を通過し、これが8月29日の超大発雷を起こしているように見える。しかし、アメダス・



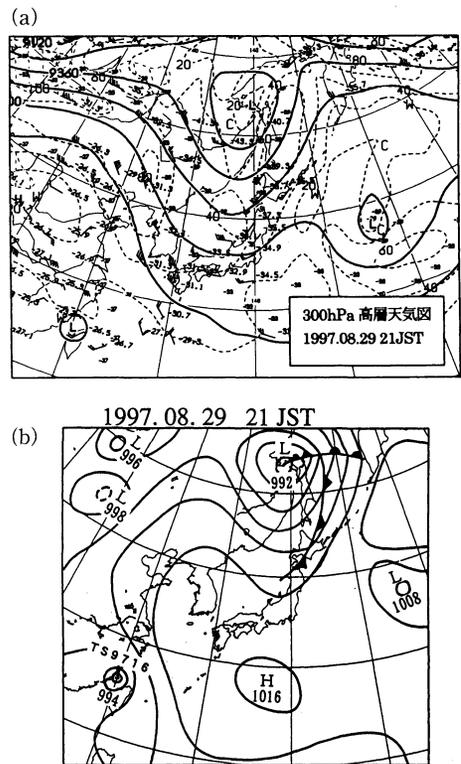
第9図 館野の高層データによる1997年8月23-31日の風と相当温位の高度・時間分布図。相当温位の分布は網目の濃度で示す。



第10図 館野における1997年8月28日09時の気温(実線)・露点(破線)・風の高度分布。

データからは関東地方で地上付近の前線構造は全く認められなかった。

さらに、同じ超大発雷日といっても、8月25・26日と29日の発雷パターンの違いが目につく。前者では比較的広い範囲に強い熱雷が発生しているが、後者では群馬県前橋付近で発生した熱雷から次々と2次雷が発



第11図 1997年8月29日21時の300 hPa 高層天気図 (a) と29日09時の地上天気図 (b) (気象庁)。

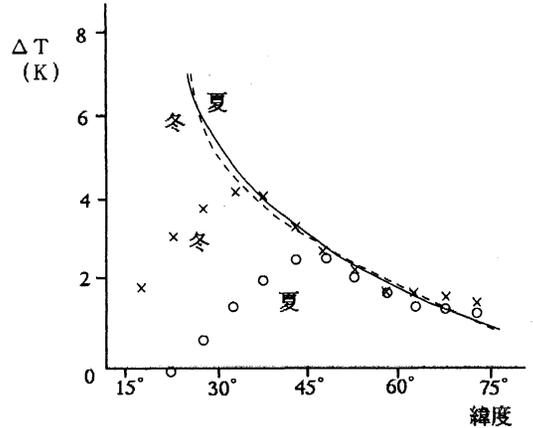
第4表 1997年8月下旬の推移. 可降水量の単位は mm.

年月日	CC	CG	SSI	KI	可降水量
'97.8.24	2425	36	2.5	27.1	32.5
25	12560	490	0.8	28.8	36.2
26	10332	283	0.7	28.4	37.5
27	3	0	4.8	27.7	32.6
28	0	0	6.7	-22.6	31.2
29	42528	1535	2.9	-12.5	35.2
30	1525	96	2.9	30.4	32.3

生して、ほぼ東西方向に延びる発雷帯となっている。図は省略するが、この25日と29日の館野における風の hodograph を比較すると、29日には下層に東風、上層に強い西風(300 hPa で25 m/s, 第11図 a の高層天気図参照)があり、風の鉛直シアが25日より大きかった。鉛直シアが大きいとき、対流セルの自己増殖が起こりやすいことは、よく知られている。但し一般的に夏季には館野の風速は弱く、雷雨の活動度と環境の風の鉛直シアとの関係を定量的に調べることはしていない。

6. 夏季における関東地方上空の擾乱の特性

前節までに上層にトラフがあると発雷数が増加する事例を示した。何故そうなるかを次ぎに考えるが、その前に気候学的に見て、夏季の関東地方における総観規模気象の特性を考える。第12図は古典的な図であるが、5年間500 hPa の帯状平均の温度分布から、緯度5°おきの温度差 ΔT の緯度分布を、夏季と冬季別にプロットしたものである(Stone, 1978)。実線と破線はそれぞれ夏季と冬季において、傾圧波が線形安定領域から不安定領域に遷移する最小の南北温度傾度を表す。この最小の南北温度傾度(あるいは最小の温度風速)は緯度と平均鉛直温度傾度の関数であるが(例えば小倉(2000)の p. 140の上から4行目参照)、鉛直温度傾度は、夏と冬では殆ど違わないので緯度の関数と見てよい。さて第12図によると、関東地方が位置する35°N 付近では、夏季の南北温度傾度は冬季のその1/4くらいしかない。ほとんど傾圧大気といってよい。また、温度傾度の最大値が夏季は約45°N、冬季は約35°Nにある。これより高緯度では、実測の南北温度傾度が実線あるいは破線と重なり、ここで傾圧不安定波が活動していることを示す。すなわち、夏季には関東地方のかなり高緯度に、上層のジェット気流の軸もストーム・トラックも位置している。従って、ジェット気流



第12図 500 hPa で帯状平均した温度分布の5年間平均において、緯度5°おきの温度差(ΔT)の緯度分布。2層準地衡風モデル線形安定度理論において、傾圧安定から不安定に遷移する南北温度傾度が実線(夏季)及び破線(冬季)で示してある(Stone, 1978から作成)。

の軸の南側に位置する関東地方は中緯度高気圧すなわち太平洋高気圧に覆われるのが平均の状態である。夏季以外では本州付近でも温帯低気圧が発生・発達するから、関東地方は温帯に属するが、夏季には熱帯に属すると見たほうがよい(その意味でわが国が亜熱帯に位置するという表現は妥当である)。第2部第2節で述べたように、夏季の平均状態としては、大気は対流不安定な状態にあることも熱帯に似ている。

熱帯でそうであるように、関東地方の対流不安定は主に対流雲で解消される。発達した対流雲が熱雷・界雷・渦雷である。この場合の渦雷は主に上層の傾圧不安定波に伴って起こるが、不安定波の活動の中心は50°N 付近であるから、関東地方を通過するのはトラフの南の端や、トラフの先端がちぎれてきた切離低気圧(寒冷低気圧)である。渦位でいえば、高緯度及び成層圏内の高い渦位の溜まりから、渦位のアンマリーがストリーマーとして南下し、太平洋高気圧域内に侵入するという形態をとる(坪木、小倉, 1999)。

そして第1部の第10図の例と、本論文で挙げた4例を見ると、上層のトラフや寒冷低気圧は地上天気図にほとんど痕跡を示していない。第3節で述べた寒冷低気圧の場合には、それに伴う風や温度の偏差が認められるのは700 hPa あたりまでである。第1図を見ると、8月26日を除いて、上層のサーマル・トラフの影響が認められるのも、たかだか700 hPa までである。

このように、上層にトラフがあっても、地上は太平洋高気圧に覆われているという構造は、thicknessを計算すれば容易に理解できるが、これは単にトラフのある領域では温度が周囲より低いということを示すだけである。これに反し、渦位は渦度と thicknessの両者によって定義される。上層の波動擾乱をノーマル・モードの傾圧不安定波と見ないで、渦位のアノマリーと見るとき、上層の渦位のアノマリーに伴う風系や温度偏差がどの程度下層に浸透するかは、理論的に、次のように定義された Rossby height (H) に依存する：

$$H = fL/N.$$

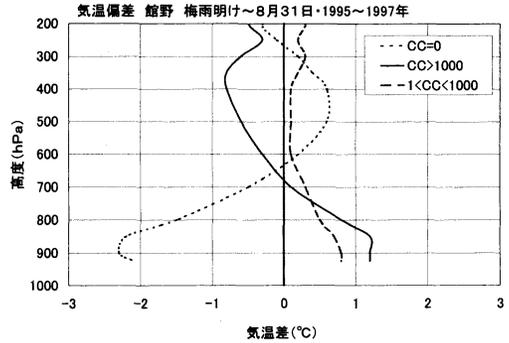
ここで、 f はコリオリ・パラメータ、 L は擾乱の水平スケール、 N はブラント・バイサラ振動数である (Hoskins *et al.*, 1985). 大きさの目安をつけるために、 $f \sim 10^{-4}/s$, $N \sim 10^{-2}/s$, 第2図bの寒冷渦の場合、閉じた等高線線の直径として $L \sim 600$ km とすれば、 $H \sim 6$ km となる (いうまでもないが、このようなスケール・アナリシスあるいは次元解析で導かれた量では、その量の桁数の大きさ、あるいはパラメータの比例関係が問題であり、数値が対象と一致することまでは期待しない). そして、第2図a, 第7図, 第8図, 第11図に示したトラフは、擾乱の振幅はかなり大きいものの、一般的に冬季に出現するトラフに比べると、東西方向の波長が小さい。このため、あまり下層までは浸透せず、下層は中緯度高気圧がそのまま残っているのではないかと推測される。但し、この議論を進めるためには、夏季と冬季における渦位のアノマリーの大きさと強さの違いを調べる必要があり、これは今後の課題として残されている。

7. 上層トラフが発雷に及ぼす影響

一般的に現実的な上層のトラフ、あるいは理論的な発達中の傾圧不安定波の構造が発雷数の増加に寄与する要因としては、次の3つが考えられる：(1) トラフの西方にサーマル・トラフを伴う。(2) トラフの前面に上昇流を伴う。(3) トラフの前面に南西風を伴う。

(1) サーマル・トラフが発雷に及ぼす影響

まず擾乱に伴う温度偏差を発雷に関連して考える。全調査日を大発雷日 (雲放電数 $CC > 1000$), 小発雷日 ($1000 \geq CC \geq 1$), 無発雷日 ($CC = 0$) に分ける。それぞれの出現数は、34日, 65日, 37日である。各グループの平均温度と全調査期間の平均温度との差の高度分布を第13図に示す。大発雷日と無発雷日の差が第2部

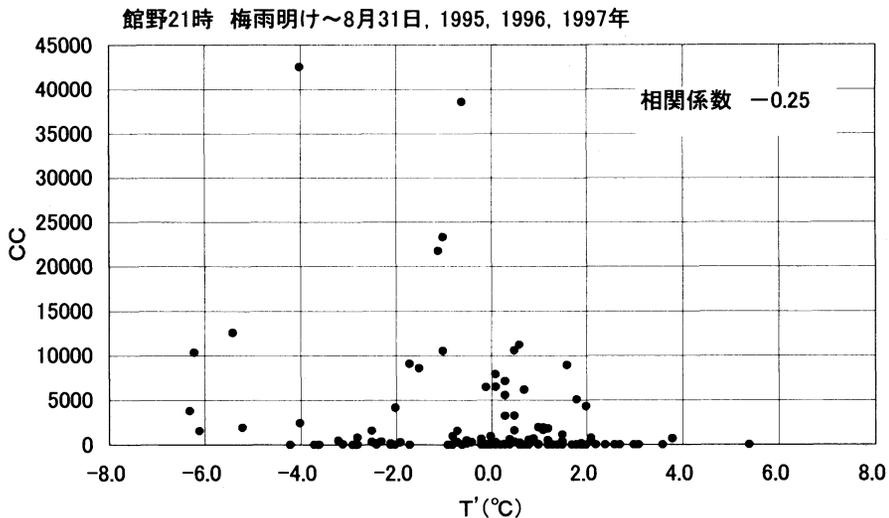


第13図 各高度における発雷数別グループの平均温度と全調査期間平均温度との差。実線は大発雷日 ($CC > 1000$), 点線は小発雷日 ($1 \leq CC \leq 1000$), 破線は無発雷日 ($CC = 0$)。館野09時の高層データ。

第3図の温度差の曲線に対応している。大発雷日には400 hPaをピークとして300~700 hPaの層で温度差が大きく負であり、無発雷日には大きく正となっている。これはそれぞれサーマル・トラフとサーマル・リッジの影響を表しており、中層から上層にかけて低温のとき大発雷日となる傾向があることを示す。小発雷日には温度偏差は小さな正の値をとる。

一方、700 hPaより下層では無発雷日は大きな負の温度差を持つ。無発雷日にはオホーツク海気団に覆われていることが多く、その場合極めて低温である。その例は第1図の8月13~18日に見られ、その低温は850 hPaでも明瞭に認められる。これに反し、大発雷日には下層で正の温度差がある。これには、上層のトラフに伴って下層で南よりの風が吹いているためと、無発雷日の下層での大きな負の温度差を補償するための見かけ上のものが寄与していると思われる。

第13図が示すように、平均値としては大発雷日にはサーマル・トラフ、無発雷日にはサーマル・リッジという傾向は明瞭であるが、個々のケースで見ると平均値の周りのばらつきは大きい。第14図は発雷日の館野21時400 hPaの温度差 T' (各年の平均温度からの差) と雲放電数との散布図である。両者の相関係数は-0.25であり、 T' が負になると放電数が大きくなる傾向は認められるものの、相関係数の値は大きくない。09時でなく、21時のデータを用いたのは、前述のように時間的変化が大きい場合があるので、できるだけ発雷時刻に近いデータを選んだわけである (事実、09時のデータによる相関係数は-0.17である)。また第14図から分るように、超大発雷日9日のうち T' が負であっ



第14図 館野400 hPa における21時, 平均温度からの差 (T') と雲放電数 (CC) の散布図.

たのは7日であった。サーマル・トラフがなくても超
大発雷日となるのである。

このように、上層の温度偏差と発雷数の関係は、発
雷数の予報に直接利用できるほど密接ではなく、これ
が夏の雷雨の複雑さ、つまり、ある1つのパラメータ
だけでは事柄が決まらないことの現われであろう。

(2) 上層の擾乱に伴う上昇流が発雷に及ぼす影響

上層のトラフに伴う上昇流は、次の2つの作用をす
る：

① 第2部第2図で、発雷日には無発雷日より中層の
相対湿度が高いことを述べた。上昇流は大気温度減
率を減少し大気を不安定化させると共に、中層大気
の相対湿度を増加させる。

② 上昇流が直接トリガーとなって、第3節に述べた
ように渦雷を発生させる。この点について、前節まで
に述べたように、夏のトラフは浅い（あまり下層まで
は浸透しない）場合が多いので、そうしたトラフに伴
う上昇流にその役目ができるかという疑問があるかも
知れない。しかし第2部第1図で示したように、雷雨
が発生する環境では地表から600 hPa くらいまで対流
不安定なので、トリガーとして働き得ると思われる。
いま話を簡単にするために、準地衡風モデルを考えると、鉛直 p 速度 (ω) を決める方程式は、

$$S_0 \nabla^2 \omega + f_0 (\partial^2 \omega / \partial p^2) = -2 \nabla \cdot \mathbf{Q} \quad (1)$$

である。ここで S_0 は大気鉛直温度傾度に関連した
量、 f_0 は一定と仮定したコリオリ・パラメータ、 p は気

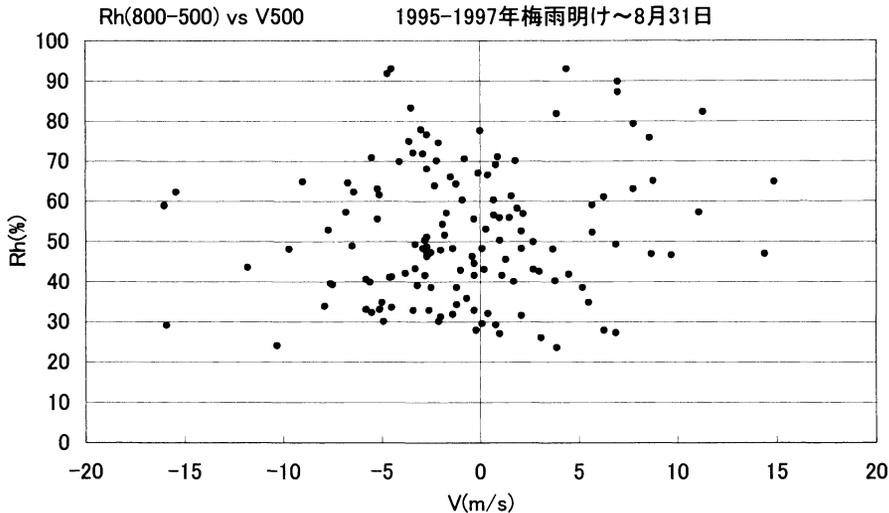
圧、 $\nabla^2 = (\partial^2 / \partial x^2) + (\partial^2 / \partial y^2)$ 、そして \mathbf{Q} が Q ベクトル
といわれているベクトルで、その水平2成分は、

$$\begin{aligned} Q_x &= -(R_d/p) (\partial v_g / \partial x) \cdot \nabla T \\ Q_y &= -(R_d/p) (\partial v_g / \partial y) \cdot \nabla T \end{aligned} \quad (2)$$

で与えられる（例えば小倉 (2000) 参照）。ここで T は
温度、 R_d は乾燥空気の気体定数、 v_g は地衡風ベクトル
である。この様に、 ω はポアソン型の微分方程式 (1)
の解として決まるから、 ω の範囲は強制力 (式 (1) の
右辺、 Q ベクトルの発散) のそれより広く深い。従っ
て、浅いトラフに伴う上昇気流も下層に届く可能性が
ある。

一般的にメソスケールあるいは総観スケールの上昇
流があると、対流活動が活発になることはよく知られ
ている。このことは、例えば GATE や TOGA-
COARE などの特別観測実験によって確立されている
(Thompson *et al.*, 1979; Ogura *et al.*, 1979; Sui *et al.*,
1997など)。そして、その結果は対流アンサンブル
モデルを使った数値実験で検証されている (Soong
and Tao, 1980, Li *et al.*, 1999など)。また、よく知ら
れているように、Arakawa and Schubert (1974) の
積雲パラメタリゼーションは、総観規模の流れ（主に
上昇流）により大気が不安定化するのを補償するよう
に、積雲活動が活発になるとしている。

上記の特別観測を引用した理由は、こうした特別観
測では必ずゾンデ観測点を適当に配置して、研究領域
スケールの上昇速度を観測により決めているからであ



第15図 館野500 hPa における09時, 風の南北成分(V)と800~500 hPa の層の平均相対湿度(RH(%))との散布図.

る。残念ながら、これまで特別観測によって関東地方スケールの上昇流が観測から決められたことはない。従って、超大発雷日には上空にトラフが存在していたことは高層天気図から確認できても、上昇流と発雷数の間の定量的な関係はここでは議論できない。気象庁の客観解析が与える鉛直速度、あるいは準地衡風モデルに基づく ω 方程式から計算した鉛直速度を用いて、どの程度の定量的議論ができるかは今後の課題である。

(3) 上層の擾乱に伴う南北風成分の影響

第2部の第4図に見るように、大発雷日と無発雷日とでは環境の風の高度分布にはかなり明確な違いがある。すなわち、無発雷日には850~300 hPa の層で最大4 m/s の北風成分があるのに反して、大発雷日にはこの層で2 m/s の南風成分がある。なぜ南風が発雷に有利に働くかを考える。

第15図は館野の09時のゾンデ高層データを用いて、500 hPa における風の南北成分と500~800 hPa の層の平均相対湿度との関係を求めた散布図である。まず、南風成分の日と北風成分の日がほぼ同数あり、既に述べた1997年以外の夏季でも、館野上空500 hPa で波動擾乱が存在していることが分かるが、風の南北成分と相対湿度の間の相関係数は僅か0.14しかない。南風が湿った空気を運び込むことは殆どないことを示す。次に第5表は、500, 700, 850 hPa の各高度で館野09時の風の南北成分と、Showalter Stability Index (SSI),

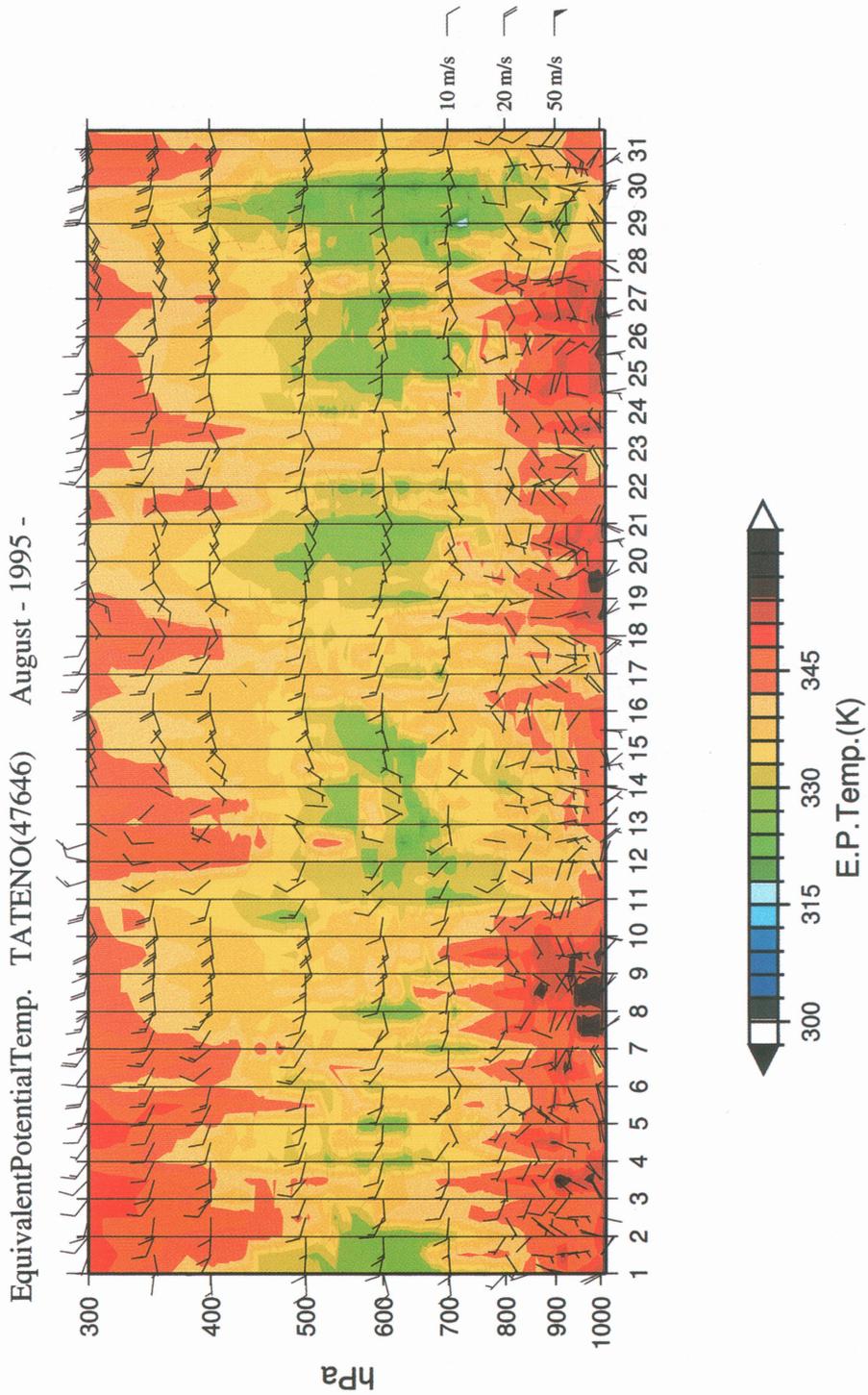
K Index (KI), Total Totals Index (TT) との相関係数を示す。いずれも絶対値が0.07かそれ以下という小さな値であった。南風が不安定な空気を運び込むということもない。これも夏季の関東地方上空の大気が順圧であることの証拠である。

それで結論としては、関東地方の山岳、特に雷雨が多発する北関東の山岳にとって、南風成分は山岳斜面を這い登る気流となるから、発雷に有利であるということになる。県の単位の空間スケールでは、地上風の風向が発雷に大きく影響することは、富山県の発雷について大久保(1998)が指摘したことである。

(4) 地形による力学的強制雷と地形性豪雨

上記の(3)に関連して、第1部第6図c(1997年8月3日)の山岳域超大発雷日のケースでは、下層(700~850 hPa)の南西風が強く、これが北関東の山岳域で日没後にも力学的強制雷を起こした可能性について述べた。それでは、与えられた地形・大気安定度・水蒸気の分布の下で、どれだけの風速の風が山腹に向かって吹くと、純粋な力学的強制(地形上昇)雷が発生するか。

この疑問に答えるのに参考になるのが、本調査期間中ではないが、1998年8月26日夜半から27日朝にかけて起こった「平成10年栃木・福島豪雨」の第1のピークである。この豪雨の実態については、気象庁技術報告第121号「平成10年新潟、栃木・福島、高知の豪雨調査報告(2000)」に詳しく記述されている。当日の地上



第16図 1995年8月、館野における風と相当温位の時間・高度分布図。

第5表 館野09時の500, 700, 850 hPaの高度における風の南北成分(V500, V700, V850)とSSI, KI, TTとの相関係数.

	SSI	KI	TT
V500	0.03	0.02	-0.07
V700	0.07	0.07	-0.01
V850	0.06	0.04	0.06

天気図では、寒冷前線の西端が停滞前線となり、関東地方と東北地方の境あたりまで延びているが、この報告書ではそれに伴う鉛直循環は考えていなくて、栃木・福島豪雨は地形性豪雨としている。そうだとすれば、発生時刻から見て、熱的強制（水平対流）の影響は無視できるから、これは力学的強制による気団雷ということになる。いわゆる集中豪雨と呼ばれる現象と本論文が扱う雷雨には、不安定な大気中の深い湿潤対流であるという意味で共通点があるから、これまで見てきた発雷の発生環境と栃木・福島豪雨のその違いを調べる。

まず栃木・福島豪雨当時のCAPEは1000~1500 J/kg程度であったと報告されているが、第2部第6図で示したように、この程度のCAPEは関東地方の夏には極めて頻繁に出現する。また豪雨当時に下層には355 Kという高い相当温位の空気の存在が報告されている。ところが、第16図に示した館野における1995年(3年間で最も雷雨活動が弱かった年)8月の、相当温位の高度時間分布図に見るように、この程度の相当温位が8月に出現することは異常ではない。また、豪雨時27日03時の館野の観測によると、地表から500 hPaあたりまで相対湿度は80%を越えている。しかし、これもそれほど異常ではない。

従って、大きな被害をもたらした栃木・福島豪雨という異常気象が発生したのは、環境の風が異常であったためと思われる。第17図は第2部第4図と同じで、ただ21時における大発雷日と無発雷日の平均風のホドグラフである。それに対比させて、栃木・福島豪雨のとき館野で観測された1998年8月26日21時の風のホドグラフを記入している。この日にはほぼ900 hPaを中心として風速約8.5 m/sをもつ下層ジェットの下層風があり、700 hPaには7 m/sの南南西風がある。そしてこの南よりの下層風は、第18図の300 hPa高層天気図に示した上層トラフが、その前面に伴ってきたものである。しかもこのトラフは、第1部と本論文で示した

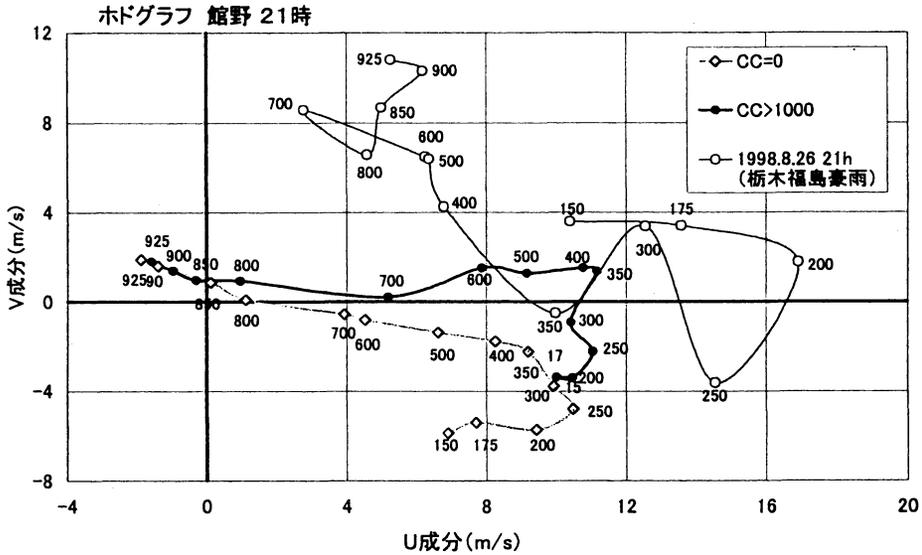
計5例のトラフに比べると、東西方向に長い波長をもち、振幅も大きく、8月には珍しい本格的なトラフである。

こうして、「栃木・福島豪雨」という異常気象が起こった究極の原因は、8月としては例外的なトラフが通過したことにあると思われる。そして、そのトラフは次の深い対流発生・維持の好条件4つを同時にもたらした：①南西風8.5 m/sの下層ジェット、②下層の355 Kという高い相当温位、③下層に停滞前線の端を伴っていたため、深い層で80%以上の高い相対湿度、そしてまだ定量化されていないが④トラフに伴う上昇流。

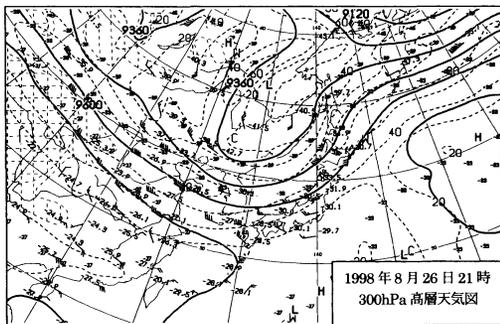
一方、本調査期間中第2位の雲放電数をもたらした1997年8月3日の場合(第1部)には、館野21時で①700 hPaで南西風約10 m/s、②地表の相当温位は350 K、③地表から約500 hPaまでの平均相対湿度約80%であった。さらに19時に栃木県黒磯で1時間降雨量52 mm、大田原で58 mmというように、「栃木・福島豪雨」の場合と共通点がある。こうして、この1997年8月3日の雷雨は、集中豪雨になりそなった雷雨と性格づけができそうである。なりそなった理由は、上層の擾乱の振幅が小さいことに加えて、波長が短く好条件が長い時間継続しなかったためと思われる。

そこで本来の問題に戻り、どれくらいの風速で力学的強制雷が起こるか考える。地形性豪雨がどれくらい細かい地形の等高線に反応するかについてはまだ分っていないが、「栃木・福島豪雨」の第1のピークが起こった黒磯・那須付近の200~400 mの等高線はほぼ南西-北東の方向に走っている。そうすると、第17図に示した南西風の下層ジェットは8.5 m/sの風速を持っていても、等高線に直角方向の成分はたかだか数m/sの程度と思われる。

これはずいぶん小さい値と思われるので、山岳域のもう1つの気団雷の形態、すなわち熱雷を考える。熱雷の発生直前、山腹に沿う斜面上昇流の速度を実測した結果はないから、数値シミュレーションの結果を参照する。Kimura and Kuwagata (1995)は2次元で簡単な地形の場合、日射による局地的鉛直循環のシミュレーションを行った。その循環の強さはもちろん山頂の高さや地形の水平スケールによって違うが、山頂高度が1 kmで山頂から山頂までの距離が140 kmの場合、流線関数を示す彼らの第3図から、鉛直循環のうち上昇流域の流速は高度平均して約3 m/sと見積られる。彼らの数値実験は深い湿潤対流を対象とす



第17図 無発雷日と大発雷日(CC>1000)について平均した風のホドグラフ。図中の数字はhPaで表した高度。21時館野のデータ。1998年8月26日21時における館野の風も記入してある(「平成10年栃木・福島豪雨」の第1のピーク時付近)。



第18図 1998年8月26日21時の300hPa 高層天気図(気象庁)。

るものではないから、この鉛直循環が熱雷を起こすという保証はない。しかし、彼らの実験結果が実測による山岳域の水蒸気日変化の特徴を表しているから(木村, 1999), この速度を熱雷直前の熱的鉛直循環における代表的な水平流の速度とみなす。

そのように仮定すると、熱的トリガーにせよ力学的トリガーにせよ、他の条件が雷雨発生に好都合ならば、山腹に直角方向に僅か数m/s程度の水平流が深い湿潤対流を起こすことになる。上記の議論はいかにも粗っぽいので、今後特定の山岳域について、ウィンド・プロファイラーなどのデータを用いて検証することが

望ましい。さらに、与えられた地形と安定度指数のときに、非静力学モデルを用いて熱的及び力学的強制による深い対流のシミュレーションが行われることを期待したい。「栃木・福島豪雨」は特別な現象ではない。同じ1998年の9月下旬には、同じような状況で高知豪雨が起きている。また近年は雷雨による床下浸水などの被害が報じられている。集中豪雨と大雷雨の間には量的な境界はない。

8. まとめ

シリーズの第3部として、1995~97年の夏 SAFIR が観測した関東地方の発雷状況と上層の擾乱(トラフや寒冷低気圧など)の関係を調べた。まず3つの事例解析を通じて、夏季には上層の擾乱が関東地方上空を通過するのに鋭敏に反応して、発雷数が変化することを示した。特に1日あたりの雲放電数が10,000を越える超大発雷日には例外なしに関東地方上空にはトラフが存在していた。そうしたトラフの特性として、トラフに伴う温度偏差は多くの場合700 hPaあたりまでしか認められず、上層にトラフがあっても、地上では太平洋高気圧に覆われているのが大部分のケースであった。これらの特性には、夏の関東地方上空の大気は順圧性が強いことが反映していると思われる。

それでは上層のトラフは雷雨に何をするのかを知る

ために、館野の高層データを用い、トラフの存在を表す幾つかのパラメータと発雷数の関係を調べた。その結果によると、

① 最も明瞭なのが温度偏差で、大発雷日(雲放電数 ≥ 1000)には平均として、400 hPa の -0.8°C をピークとして、700~300 hPa の層で温度は平均状態より低く、逆に無発雷日には同じ層で温度は高かった。しかし、個々の事例をみるとばらつきは大きい。全調査期間を通じては、400 hPa における09時の温度偏差とその日の雲放電数との相関係数は -0.17 しかない。

② 第2部の結果によると、下層から中層にかけての風に南風成分があるとき、あるいは相対湿度が大きいとき発雷しやすい。しかし、館野500 hPa の風の南北成分と500~800 hPa の平均相対湿度の相関係数は僅か 0.14 であった。また、500, 700, 850 hPa の各高度の南北風成分とさまざまな安定度指数との相関係数の絶対値も 0.07 以下しかなかった。このことから、南風成分が発雷に有利に働くのは、トラフに伴う南よりの風が不安定な空気を水平に移流するのではなく、北関東地方の山岳にとって地形上昇を起しやすいためと推論した。

結局、上層のトラフに伴って雷雨活動が活発になるのは、トラフに伴うサーマル・トラフの影響、トラフに伴う上昇流による下層から中層にかけての相対湿度の増加、トラフに伴う南よりの風の強化などの複合効果のためと結論した。今後は、関東地方スケールの平均的な鉛直流の速度を考慮して、放電数に対する多変数解析を行うことが望ましい。

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名の査読者が有益なコメントを下さったことを感謝したい。

参 考 文 献

Arakawa, A. and W. H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large scale environment, Part 1, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674-701.
Hoskins, B. J., M. E. McIntyre and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **111**,

877-946.
木村富士男, 1999: 夏の北関東における局所的降水と水蒸気輸送の日変化, 第2章, つくば域降雨観測実験, 気象研究ノート, (193), 137-145.
Kimura, F. and T. Kuwagata, 1995: Horizontal heat fluxes over complex terrain computed using a simple mixed-layer model and a numerical model, *J. Appl. Meteor.*, **34**, 549-558.
Li, X., C.-H. Sui, K.-M. Lau and M. D. Chou, 1999: Large-scale forcing and cloud-radiation interaction in the tropical deep convective regime, *J. Atmos. Sci.*, **56**, 3028-3042.
小倉義光, 1995: 猛暑の夏の雷雨活動, *天気*, **42**, 393-396.
小倉義光, 2000: 総観気象学入門, 東京大学出版会, 289 pp.
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 I: 雷雨活動の概観と雷雨発生メカニズム, *天気*, **49**, 541-553.
Ogura, Y., Y.-L. Chen, J. Russell and S.-T. Soong, 1979: On the formation of organized convective systems observed over the GATE AB array, *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 426-441.
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調査, *研究時報*, **50**, 161-175.
Soong, S.-T. and W.-K. Tao, 1980: Response of deep tropical clouds to mesoscale processes, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2016-2034.
Stone, P. H., 1978: Baroclinic adjustment, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 561-571.
Sui, C. H., K.-M. Lau, Y. N. Takayabu and D. A. Short, 1997: Diurnal variations in tropical oceanic cumulus convection during TOGA-COARE, *J. Atmos. Sci.*, **54**, 639-655.
田口晶彦, 奥山和彦, 小倉義光, 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 II: 安定度数による雷雨日の予測, *天気*, **49**, 649-659.
Thompson, R. M. Jr., S. W. Payne, E. E. Recker and R. J. Reed, 1979: Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the intertropical convergence zone of the eastern Atlantic, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 53-72.
坪本和久, 小倉義光, 1999: 雷雨を伴った寒冷渦の渦位事例解析, *天気*, **46**, 453-459.

The Thunderstorm Activity and its Relation to the Atmospheric Environment Over the Kanto area in the Summer. Part III : Effects of Upper-level Disturbances on the Thunderstorm Generation.

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 6 May 2002 : Accepted 23 July 2002)



平成14年度気象研究所研究発表会のご案内

気象研究所では、日頃の研究成果を広く一般に公表する研究発表会を開催しています。今年度は、下記の10課題の研究テーマについて講演を予定しています。多くの皆様のご来所をお待ちしています。

記

日時：平成14年11月6日(水) 10:00~16:45

場所：気象研究所講堂(茨城県つくば市長峰1-1)

交通案内：JR ひたち野うしく駅からつくばセンター行きバス、「気象研究所前」下車

参加費：無料(申し込み不要)

プログラム：

<午前の部>

1. 西部北太平洋亜熱帯域における海洋CO₂の季節変化とその大気・海洋CO₂交換への影響
(地球化学研究部) 石井雅男ほか
2. 漂流フロートによる北西太平洋の中層循環の観測
(海洋研究部) 蒲地政文ほか
3. 外洋性の高潮予測精度向上に関する研究
(台風研究部) 高野洋雄

<午後の部>

4. 二酸化炭素の赤外吸収特性に関する実験研究
(物理気象研究部) 深堀正志ほか
5. 海洋エアロゾルの粒径分布について
(環境・応用気象研究部) 財前祐二ほか
6. 都市大気中における煤粒子の混合状態
(環境・応用気象研究部) 直江寛明ほか
7. 移流拡散モデルの研究
(環境・応用気象研究部) 千葉 長ほか
8. モデルによる気候のメカニズムに関する研究
(気候研究部) 尾瀬智昭
9. 潮位から見えてくる地殻上下変動
(地震火山研究部) 小林昭夫ほか
10. 西南日本のテクトニクス
(地震火山研究部) 石川有三

問い合わせ先：気象研究所企画室

〒305-0052 茨城県つくば市長峰1-1

Tel : 0298-53-8539

ホームページ : <http://www.mri-jma.go.jp>