

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: 安定度指数による雷雨の予測

田 口 晶 彦*・奥 山 和 彦*・小 倉 義 光**

要 旨

第1部に引き続き、1995～97年の梅雨明け以降の7月と8月の期間、SAFIRが測定した関東地方の雲放電数並びに落雷数と、館野の09時の高層データに代表される大気環境との関係を調べた。特に1日あたりの雲放電数が1000以上の大発雷日を無発雷日と比較すると、下層から中層にかけて、温度・露点温度・相対湿度・風の高度分布に顕著な差が認められた。いろいろな安定度指数についてスキル・スコアを計算し、発雷の有無を判別する能力を調べた結果によると、Showalter Stability Index と K-Index はほぼ同じ程度によく、Total Totals Index が少し劣り、CAPE が最も成績が悪かった。安定度指数に中層の風向や相対湿度の影響を加味した発雷予測の方式を提案した。最後に、館野の高層ゾンデ観測に見られる混合比の日変化についても述べた。

1. はじめに

本論文は、夏の関東地方における発雷と大気環境の関係についての第1部(小倉ほか, 2002a)に続く第2部である。第1部では、夏季の関東地方の発雷は多様なパターンをもって出現することを示し、その多様性を地上天気図や高層天気図に見られる大気の状態や運動と関連させて、雷雨発生メカニズムについての定性的な議論をおこなった。この第2部では、発雷と大気環境の関係を定量的に調べる。調査期間も使用するデータも第1部と同じである。なお、本文中の時刻はすべて日本時間である。

2. 発雷日の大気環境の特徴

夏の関東地方における上層の大気環境を記述するためには、館野における09時と21時の指定気圧面データを用いる。ここで指定気圧面とは1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200 hPa の気圧面である。まず全調査日(136日)を雲放電数(cloud-to-cloud discharge, 略してCC)によって発雷の有無で分け、

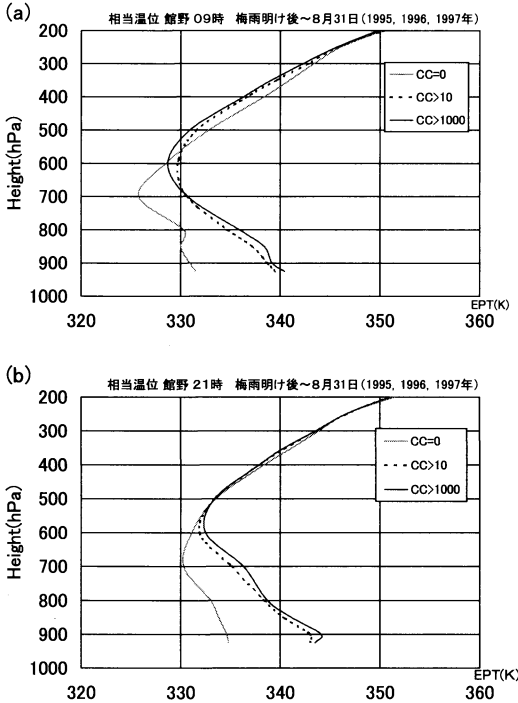
無発雷日(CC=0)は37日、発雷日(CC≥1)は99日であった。発雷があった日はさらに小発雷日(10≤CC≤1, 19日)、中発雷日(1000≤CC<10, 46日)、大発雷日(CC>1000, 34日)に分けたが、ここでは便宜上、発雷日は中発雷日と大発雷日の和とし、無発雷日(CC=0)、発雷日(CC>10)、大発雷日(CC>1000)の3つのグループに分けた。

館野の高層データを用い、各々のグループについて平均した相当温位の高度分布が第1図である。09時の場合CC>10の発雷日と大発雷日の差は小さいが、それらと無発雷日の差は大きい。発雷した日にはほぼ600 hPa以下の層で10 Kから15 Kぐらい相当温位が無発雷日より高い。相当温位が高度と共に減少している層は対流不安定な層であるが、発雷日には地表から高度約600 hPaまでが対流不安定である。一方、無発雷日には約800～830 hPaにある薄い対流安定層を除けば、700 hPaまでの層が対流不安定である。その安定な薄い層も21時のデータでは消失している。雷雨が発生するための必要条件は大気不安定な成層をしていることであるが、夏の21時における関東地方の平均状態は、いつもこの必要条件を満足していることになる。

さらに09時と21時の状態を比べると、発雷日でも無発雷日でも地表から600 hPaあたりまで21時の相当温位の方が09時のそれより高い。その差のピークは700

* 日本気象協会。

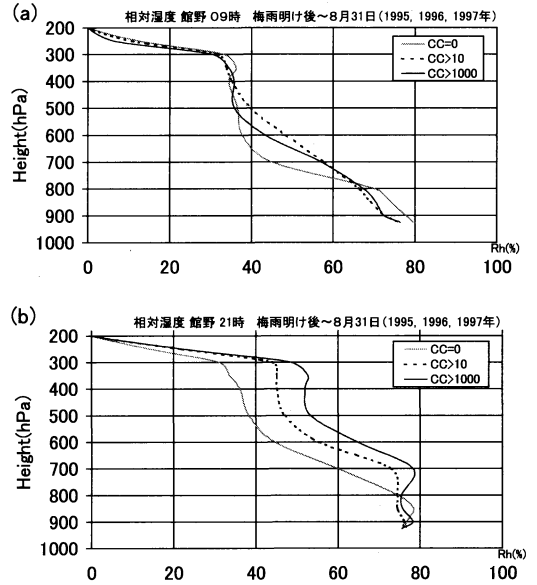
** 日本気象協会(現連絡先 東京大学海洋研究所)。
—2001年12月28日受領—
—2002年7月11日受理—



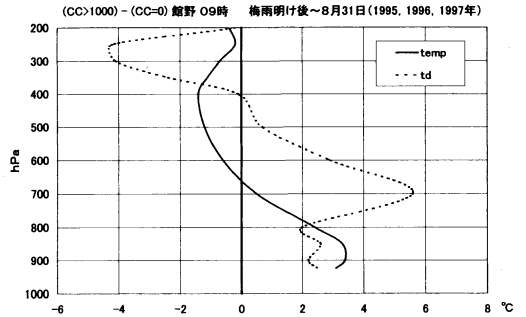
第1図 全調査期間中(1995-1997年梅雨明け以降の7月と8月)に観測した無発雷日(雲放電数 $CC=0$), $CC>10$ の発雷日, 大発雷日($CC>1000$)の平均相当温位の高度分布. 館野における09時(a)と21時(b)の高層データ.

hPa 付近の約 4 K である. これは主にこの層の混合比が21時までまでに増加したためである(第7節). また, 発雷日における対流不安定度の目安として, 900 hPa と 600 hPa の相当温位の差を見ると, 21時の値の方が09時のそれより僅かながら大きい(1 K の程度). 日中対流活動があれば, 対流不安定が解消され対流不安定度が減少されるはずであるが, この効果は館野での上層観測結果には反映されていない. この効果より上述した混合比分布日変化の効果の方が大きいと思われる(第11図参照).

次に, 第2図a は09時における相対湿度の高度分布の比較である. 最も目に付くのは, 発雷した日には無発雷日より800~400 hPa の層で最大15%高いことである. この傾向は第2図b に示した21時の比較でもっと明瞭に現われている. ただし21時の館野のデータには, その時刻までに発達した雷雨の影響が含まれている可能性があり, これが直ちに雷雨発生環境を表すとはいえない.



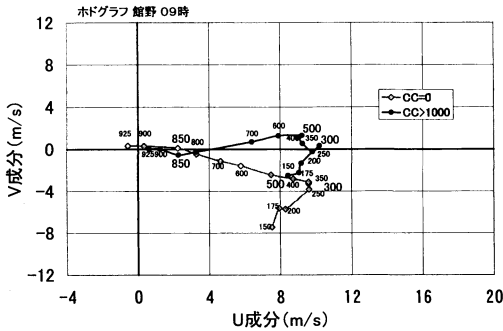
第2図 第1図と同じ, ただし相対湿度の高度分布.



第3図 大発雷日と無発雷日の平均温度差(実線)と平均露点温度差(破線)の高度分布. 09時館野のデータ.

既に述べたように, 大発雷日と無発雷日は事例数がほぼ同じである. この両者の温度差と露点温度差を示したのが第3図である. 特徴は無発雷日に比べて大発雷日には, ①気温はほぼ700 hPa を境として, それより下の層では高く, 上の層では低い. 結果として600~850 hPa の層では, 平均して約 $1.5^{\circ}\text{C}/1\text{ km}$ も温度減率が大きく, より不安定な状態にある. 温度差がどうしてこのような高度分布をするかについては, 第3部(小倉ほか, 2002b)で考える. ②400 hPa 以下の層では, 大発雷日に露点温度が高い. ピークは約700 hPa で約 5.5°C 高い.

第4図は無発雷日と大発雷日について, 館野09時の

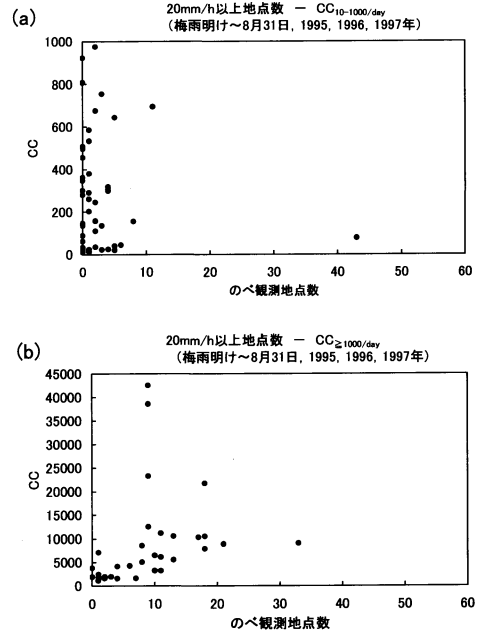


第4図 無発雷日と大発雷日について平均した風の hodograph. 図中の数字は hPa で表した高度. 09時館野のデータ.

風の hodograph を比較したものである. 無発雷日には地表から 800 hPa までは西風であるが, それから上では次第に北風の成分が強くなり, 西北西或いは北西の風となる. 一方, 大発雷日にはほぼ 800 hPa から対流圏界面にいたるまで南よりの成分があり, 無発雷日とはかなり明瞭な違いがある. これと似た結論として, 堀江・遠峰 (1996) は 1995 年 7 月 24 日から 8 月 29 日までの期間, 15 時の館野高層データの風向 (8 方位) と雷雲エコーの関係を調べて, ① 500 hPa か 700 hPa のいずれか一方が北風するとき, 関東地方に雷雲群エコーは発生しなかった, ② 700 hPa か 850 hPa のいずれか一方が北西風するとき新潟県と群馬県の県境付近には雷雲群エコーは 14 例中 2 例しか発生しなかった, などと結論している.

3. 発雷数と降水量で見た雷雨活動との関係

前節では発雷数別に大気環境の違いを見た. しかし, これまで多くの雷雨研究はレーダーデータやアメダス降水量データなどを用いて行われてきたので, 例えば放電数 (CC) 1000 以上の雷雨といっても, どの程度の雷雨か直感的に分りにくい. そこで本節では, 雷雨活動をアメダス降水量による指数でみる. その指数としては, 例えば調査領域内の 1 時間平均降水量をとることもできるが, ここでは対流性の降水, すなわち局地的かつ継続期間の短い降水を問題としていることに鑑みて, 小倉 (1995) と同じく, 調査領域内で 1 時間降水量が 20 mm を越えたアメダス観測地点数を雷雨活動の指数に採る. ある一地点で 2 時間にわたって 20 mm/h 以上の降水があった場合には, その指数は 2 とする.



第5図 調査地域内で各日に, 20 mm/h を越えた降雨を観測したアメダス観測地点数と雲放電数 (CC) の散布図. (a) は中発雷日 ($1000 \geq CC > 10$), (b) は大発雷日 ($CC > 1000$) の場合.

CC の桁数の範囲は大きいので記述の便宜上, 1 日あたりの雲放電数が $1000 \geq CC > 10$ の中発雷日と $CC > 1000$ の大発雷日に分けて, CC と雷雨活動の指数の関係を示した散布図がそれぞれ第 5 図 a と b である. まず第 5 図 a を見ると, ここでいう中発雷日とは, 20 mm/h 以上を観測したアメダス観測地点数がだいたい 5 以下という軽度の雷雨日であることがわかる. ただし, 観測地点数が同じでも CC の値は日によって大きく違う. 事実, この場合 CC と観測地点数の相関係数は -0.10 という意味のない値である. 第 1 部で述べたように, 夏季の関東地方における雷雨の多様性を反映しているであろう.

第 5 図 b が大発雷日 ($CC > 1000$) の場合である. さすがに 20 mm/h を越えるアメダス観測地点の数は第 5 図 a よりかなり多くなっている. この場合にも値のばらつきは大きい, CC と観測地点数の間には 0.31 という相関係数があり, CC が増えれば観測地点数も増加するという傾向は多少ある. 第 5 図 b で, 発雷域が集中しアメダス地点数が少ないのに放電数が例外的に大きいのは, 1997 年 8 月 29 日 ($CC = 42628$) と 1997 年 8 月 3 日 ($CC = 38667$) で, 前者は強く狭い発雷域がほぼ東西に

伸びた場合 (小倉ほか, 2002b), 後者は山岳域のみで強い発雷があった場合 (小倉ほか, 2002a) である。反対に発雷域が広範囲に広がりアメダス地点数が多い割には発雷数が少ない場合は, 台風による降水である。また, 図は省略するが, 大発雷日には CG (対地放電, cloud-to-ground discharge) と 20 mm/h 以上の降水量を観測したアメダス観測点数の間の相関係数は 0.58 であり, CC の場合よりかなり高い。つまり大発雷日の場合には, 雲放電数よりも落雷数の方が降水により密接に関連している。

上記と同じ方法で, ただ 20 mm/h という閾値の代わりに 10 mm/h の場合の散布図も作成したが, 大体の傾向は第 5 図と同じで, ただアメダス観測点数が第 5 図のほぼ 2~3 倍となっている (図省略)。

4. 安定度指数による発雷日の判定

次に再び発雷数だけに着目し, 発雷のあるなしを各種の安定度指数で判別する問題を考える。この種の研究は以前から世界の各地で行われている。例えば, 1990 年以降でも, Fuelberg and Biggar (1994) によるフロリダの雷雨の研究, Kodama and Barns (1997) によるハワイ・マウナロア山の南斜面の豪雨の研究, Jacovides and Yonetani (1990) によるキプロスの雷雨, Huntrieser *et al.* (1997) によるスイスの夏の雷雨, 大久保 (1998) による富山県の熱雷, 西垣 (2000) による関東甲信越地方の発雷, 廣川 (2001) による関東地方の熱雷の研究などがある。

本研究では, 館野の 09 時と 21 時の高層データを用いて, 可降水量並びに次のような安定度指数の計算を行った。

- CAPE (Convective Available Potential Energy),

$$\text{CAPE} = g \int_{LFC}^{EL} \frac{T_p - T}{T} dz$$

ただし, g は重力加速度, LFC は自由対流高度, EL は気塊の浮力が 0 となる高度 (ほぼ雲頂高度に相当), T は環境の温度, T_p は地上から持ち上げた空気塊の温度, z は高度である。

- SSI (Shower Stability Index),

$$\text{SSI} = T_{500} - T_{850-500}$$

ただし, T_{500} は 500 hPa における環境の温度, $T_{850-500}$ は 850 hPa の空気塊を乾燥断熱的に凝結高度まで持ち上げ, その後湿潤断熱的に 500 hPa まで上昇させるこ

とで得られる温度である。

- KI (K-Index),

$$\text{KI} = T_{850} - T_{500} + Td_{850} - (T_{700} - Td_{700})$$

ただし, Td_{850} は 850 hPa における露点温度を表す。 $T_{850} - T_{500}$ は下層・中層大気の温度減率を代表し, $T_{700} - Td_{700}$ は 700 hPa における湿数である。

- TT (Total Totals Index),

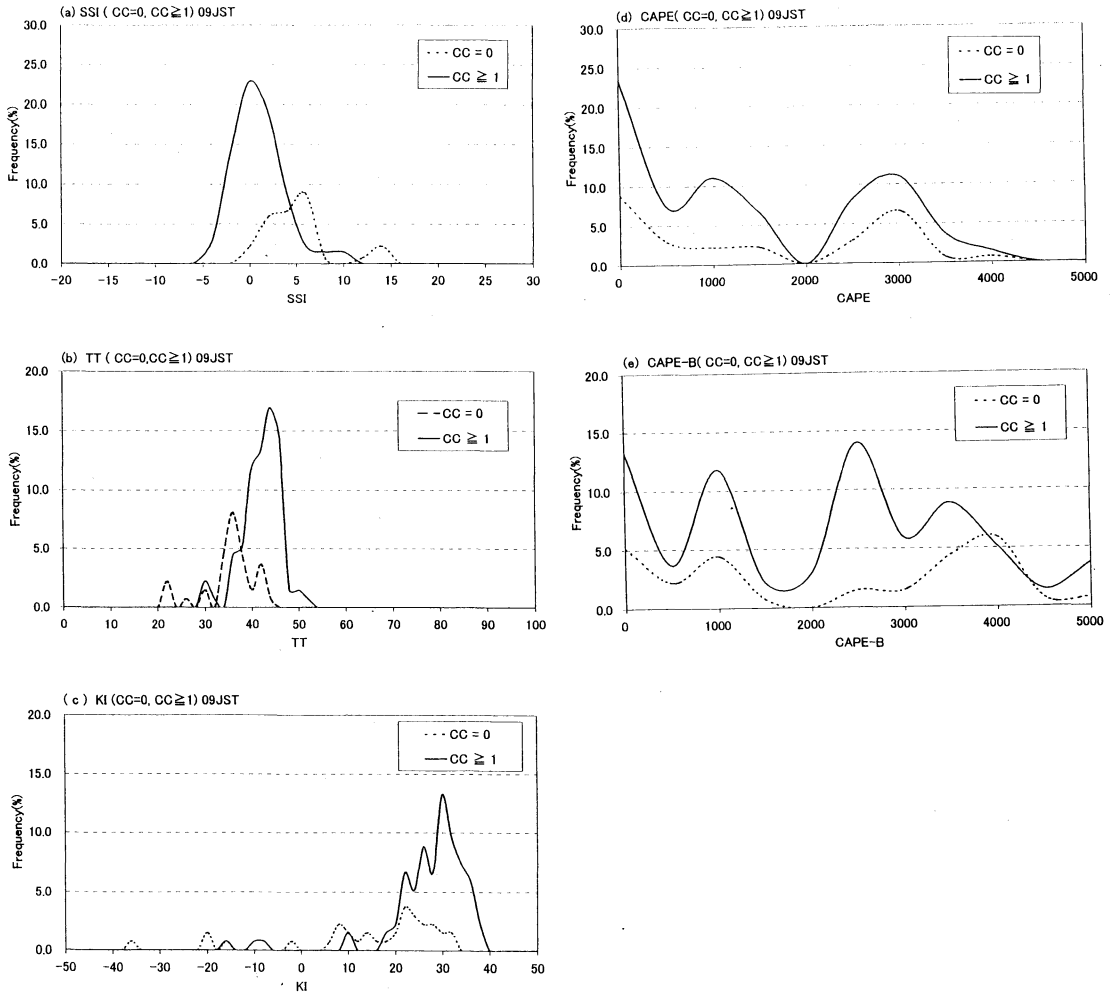
$$\text{TT} = (T_{850} - T_{500}) + (Td_{850} - T_{500})$$

これらの安定度指数については, 水野 (2000) あるいは大野 (2001) に解説がある。CAPE, KI, TT は値が大きいほど発雷しやすい環境を表す。

また, 09 時の気温の高度分布には夜間の接地逆転層の影響が残っている場合がある。一方, 雷雨は午後に発生する傾向があるから, 館野の地上気温が最高値をとる時刻の温度の高度分布を人為的に作成し, これに基づいたボーガス CAPE (CAPE-B と略記する) も計算した。ボーガス CAPE を算出する際の温度分布は, 断熱図上で館野の最高地上気温を通る乾燥断熱線が 09 時の状態曲線と交差する高度までの温度分布を変更して計算する。

どの指数が無発雷日と発雷日を区別 (予測或いは診断) するのに有効であるかを知るために, 無発雷日 ($CC = 0$) と発雷日 ($CC \geq 1$) の頻度分布を, 09 時の高層データを用いて計算した安定度指数の関数としてプロットしたのが第 6 図である。ここで頻度分布は全調査日 136 日 (無発雷日 37 日と発雷日 99 日の和) に対する比として表されている。発雷日と無発雷日の頻度分布曲線が離れているほど, その指数は発雷日と無発雷日を判別する能力がある。その点からいうと, 図に示した 5 個の指数の中で, CAPE と CAPE-B が明らかに能力が劣る。理論的には, CAPE は浮力によって上昇する空気塊の最大上昇速度の自乗に比例するという明確な物理的意味を持っているのに加えて, 500 hPa より上で雲頂高度までの温度の情報を取り入れている指数はこれだけという特徴を持っている。この理由で, メソ気象の理論的研究や特別観測結果の解析にはしばしば用いられている。しかし, 雷雨発生を決めるという点からは有効性が低い。

判別する能力を定量的に評価するためには, いろいろなスキル・スコアが用いられている。ここではカテゴリ予報の 2 分割法を用いることにして, 第 7 図aのように, ある安定度指数 X の関数として発雷アリ ($CC \geq 1$) と発雷ナシ ($CC = 0$) の頻度分布曲線を描き, その 2 曲線の交点における X の値 X_g (閾値) を定



第6図 (a) SSI, (b) TT, (c) KI, (d) CAPE, (e) CAPE-Bの関数としての発雷日(実線)と無発雷日(破線)の頻度分布.

め,

$X \geq X_g$ ならば発雷アリ

$X < X_g$ ならば発雷ナシ

と予報する (SSI の場合には不等号の向きは反対となる)。この予報と実況から第7図bのように発雷のあり・なしを表す 2×2 の分割表を作る。閾値を境として、二つの頻度曲線は第7図aのように a~d の4要素に区分され、これはもちろん分割表の a~d に対応する (定義により $a+b+c+d=1$)。この a~d を用いて、次のようなスキル・スコアを計算する:

適中率 = $a+d$

見逃し率 = $b/(a+b)$

空振り率 = $c/(a+c)$

POD (Probability of Detection) = $a/(a+b)$

CSI (Critical Success Index, スレットスコア)

$$= a/(a+b+c)$$

TSS (True Skill Statistics)

$$= a/(a+b) - c/(c+d).$$

この中で最初の3個とCSIは気象業務参考資料集(気象業務支援センター, 1994)に掲載されているものであり、最後のTSSはHuntrieser *et al.* (1997)がスイスでの雷雨予報の検証で最も重要視したものである。POD, CSI, TSSのいずれも値の範囲は0~1であり、1に近いほどその成績はよい。

第1表は、09時の館野のデータを用いて計算した a~d と TT, KI, SSI のスキル・スコアである。全般的

第1表 各安定度指数により発雷日 (CC ≥ 1) と無発雷日を判別する際のスキル・スコア09時 館野の高層データ.

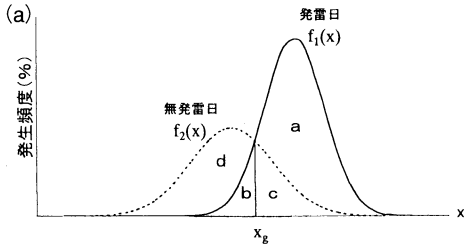
各指数	しきい値	a	b	c	d	POD	CSI	TSS	適中率	見逃し率	空振り率
TT	37.0	0.69	0.11	0.41	0.15	0.86	0.57	0.13	0.84	0.14	0.37
KI	16.9	0.70	0.04	0.16	0.10	0.94	0.77	0.31	0.79	0.06	0.19
SSI	4.5	0.65	0.10	0.10	0.16	0.87	0.77	0.50	0.81	0.13	0.13

第2表 第1表に同じ, ただし21時のデータ.

各指数	しきい値	a	b	c	d	POD	CSI	TSS	適中率	見逃し率	空振り率
TT	35.4	0.72	0.02	0.17	0.09	0.97	0.79	0.31	0.81	0.03	0.19
KI	23.4	0.71	0.03	0.17	0.09	0.96	0.78	0.30	0.80	0.04	0.19
SSI	3.8	0.65	0.09	0.12	0.14	0.88	0.76	0.42	0.79	0.12	0.15

第3表 第1表に同じ, ただし落雷日 (CG ≥ 1) と無落雷日の判別.

各指数	しきい値	a	b	c	d	POD	CSI	TSS	適中率	見逃し率	空振り率
TT	38.4	0.55	0.04	0.18	0.23	0.94	0.71	0.49	0.78	0.06	0.25
KI	25.6	0.49	0.10	0.14	0.27	0.83	0.67	0.49	0.76	0.18	0.22
SSI	3.2	0.49	0.10	0.13	0.29	0.84	0.69	0.53	0.78	0.16	0.20



		予 報	
		発雷アリ	発雷ナシ
実 況	発雷アリ	a	b
	発雷ナシ	c	d

第7図 安定度指数からスキル・スコアを求める手順の説明図. aは指数 X の関数として表した発雷日(実線)と無発雷日(破線)の頻度分布曲線. Xgは閾値を表す. 下図は予報と実況の発雷アリとナシの2分割表.

に見ると, KI と SSI は同じくらいのスコアを示し, TT は少し劣る. SSI を予報に用いた場合, 09時の SSI ≤ 4.5 ならばその日には発雷あり, SSI > 4.5 ならば全く発雷がないという予報をだしたとすると, その適中率は0.81, 見逃し率は0.13, 空振り率も0.13, CSI は0.77, TSS は0.50である. ただし, 136日の調査日のう

ち, 1個でも雲放電があった日は99日であるから, 毎日雲放電ありと予報すれば, 適中率は0.73もある. しかし空振り率は0.27と大きい.

関東地方の熱雷について, 廣川 (2001) はいろいろな指数の中で KI が最も高いスコアを持つことを示した. KI の閾値は27で, CSI は0.84, TSS も0.84であった (ただし原論文の計算には多少の誤りがあり, この数値は廣川が新たに計算したものである). 今回の第1表では, それほどよいスコアは得られていない. その理由は, 廣川は, 9年間の8月計279日のうち, 僅か22日だけを熱雷日として選ぶというように, 極めて限定された条件の下での熱雷を議論しているのに対し, 本論文では3年間計136日のうち99日が発雷日という多様な条件の下での気団雷・界雷・渦雷を考えているからである. また廣川の場合には KI の閾値が27であるの比へ, 第1表のそれは約17と小さい. その理由は, 安定度がそれほど悪くなくとも, 本論文が対象としているような多様な条件下では, KI 以外のトリガーが働いて発雷したためと解釈できる.

第2表は21時の館野のデータを用いて, 第1表と同じく発雷日を診断したときのスキル・スコアである. 21時のデータではその日の発雷の可能性を予測する目的には使用できないが, 多くの場合発雷時刻により近いという意味で, 診断的な意味をもつ. しかし関東地

第4表 SSI \leq 4.5なので発雷ありと予測した際の空振り日のリスト。左欄から、年、月、日、時刻、04時から翌日の04時までの雲放電数、SSI、800~500 hPaの層の平均相対湿度(%), 500 hPaにおける南北風成分 (m/s), 栃木県における最高気温 (°C), 群馬県における最高気温 (°C), アメダスデータと09時館野のデータ。

年	月	日	時	CC (4-4)	SSI	rh (800-500)	V500	Tmax 栃木	Tmax 群馬
95	8	7	9	0	2.6	55.5	-5.2	32.2	33.9
95	8	12	9	0	3.9	48.2	-2.9	30.4	32.5
95	8	18	9	0	4.1	47.8	-2.0	32.5	34.0
95	8	19	9	0	0.7	38.5	-1.2	35.5	37.6
96	7	24	9	0	2.6	46.2	-0.4	28.1	30.5
96	8	6	9	0	4.2	39.8	-5.6	27.1	28.0
96	8	10	9	0	2.8	33.0	-5.1	30.6	32.2
96	8	12	9	0	3.4	69.0	0.8	31.4	32.4
96	8	16	9	0	4.3	42.5	3.0	35.6	37.2
96	8	19	9	0	2.0	29.0	-15.9	33.0	34.6
97	8	8	9	0	0.0	83.2	-3.5	27.9	29.1
97	8	9	9	0	3.5	40.2	3.8	35.4	37.5
97	8	22	9	0	1.1	57.2	-6.8	29.1	29.6

方の場合には、21時の指数によるスコアは、09時のそれより低い。これは、発雷日には既存の雷雨の影響を受けていることが考えられるが、主な理由としては、第6節で述べるように、関東地方には特有の水蒸気分布の日変化があり、21時の館野の高層データは発雷地の状況をあまりよく代表していないためと思われる。

次に、実用的な見地から、第3表に落雷日(CG)についてのいろいろな安定度指数のスキル・スコアを示す。大体の傾向は第1表と同じである。全調査期間で落雷日は82日、無落雷日は54日であったから、毎日落雷があると予報すれば、その適中率は0.60である。SSIを用いて予報すれば、適中率は0.78となる。

5. 空振りや見逃しが起こる原因

第1表によると、空振り率が一番低いのはSSIである。SSI \leq 4.5ならばその日には雲放電があり、SSI $>$ 4.5ならば雲放電なしと予報すると、この3年間の136日のうち、適中した日は108日あるが、空振りした日が13日あることになる。安定度は条件を満足するほど悪かったのになぜ発雷しなかったのかを考える。

まず、地上気温が十分上がらないと、山岳域で熱雷が起らないと考えられる。この効果を表すパラメータとして、群馬県と栃木県の最高地上気温を採る。次に第4図によると、下・中層に北風成分があると発雷しない傾向がある。これを表すパラメータとして500 hPaにおける南北風成分(V)を採る。最後に第2図

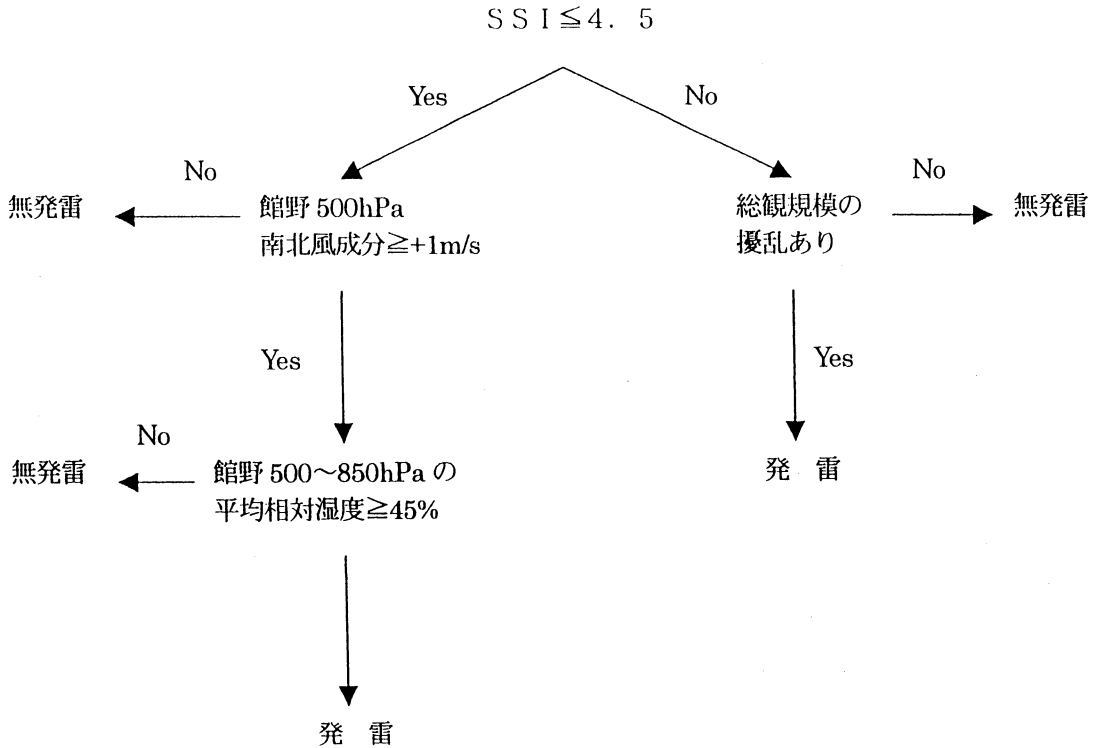
によると、中層の大気が乾燥していると発雷に不利になるから、パラメータとして500~800 hPaの平均相対湿度を採る。

空振りした13日につき、SSIと上記4パラメータの値を示したのが第4表である。これを眺めると、 $V\leq+1.0$ m/sならば、発雷なしと予報を変更すればよい。 $V>+1.0$ m/sでも発雷していない日が2日あるが、その日は相対湿度が45%以下である。こうして、第8図のような予報方式が提案される。

逆に、SSI $>$ 4.5なので発雷なしと予報すると、現実には発雷が無かった日は22日あったが、発雷があつて見逃した日が13日もある。これを防ぐ方法を定量化することは困難である。それはトリガーの強さを定量化することが出来ていないからである。しかし、この見逃しの範疇に入る日の天気図を眺めると、関東地方に寒冷前線や停滞前線があつたり、上層にトラフがあつたりして、トリガーとなる擾乱の存在は天気図から容易に同定できるから、予報の現場では実際には問題とならないと思われる。

6. 発雷数と安定度指数の関係

第4節では、発雷の有無はいくつかの安定度指数を用いると、ある程度の予測は可能であることを示した。それでは、ある日の発雷数の予測は可能であろうか。第9図は、それぞれTT, SSI, 可降水量, CAPEに対する雲放電数の散布図である。残念ながら、実際の予



第8図 SSIを用いたときの雷雨予報方式 (decision tree). 統計的分類から SSI を第一判断としたが, SSI が閾値より大きい場合 (tree 右側) でも発雷した日があった. この場合は定量化が困難で目安として天気図上から総観規模擾乱の有無を次の判断基準とした.

報に使用できるほど安定度指数と発雷数の間の密接な関係は認められない.

近年, ソンデや GPS など測定された可降水量と, レーダーやアメダスなどによる降水量・降水頻度との関係が議論されている (神田ほか, 2000; 新村ほか, 2000). 第9図cで見るように, 1日という時間スケール, 関東地方全体という空間スケールでは, 可降水量と雲放電数の間に密接な関係は無い. これに関連して, 最近の岩崎・三木 (2001) の研究は興味深い. 北関東半盆地域 (前橋付近) の積乱雲活動について, 彼らはマイクロ波放射計と気象ゾンデによる水蒸気量の観測を行い, 下層の水蒸気量が午後になると増加するのに伴って SSI の値が減少することを示して, 同地域における日没後の対流活動の活発化はこれが原因ではないかと述べている. この説明は, 雷雨活動を直接 SSI の低下に結び付けている点で物理的に理解しやすい.

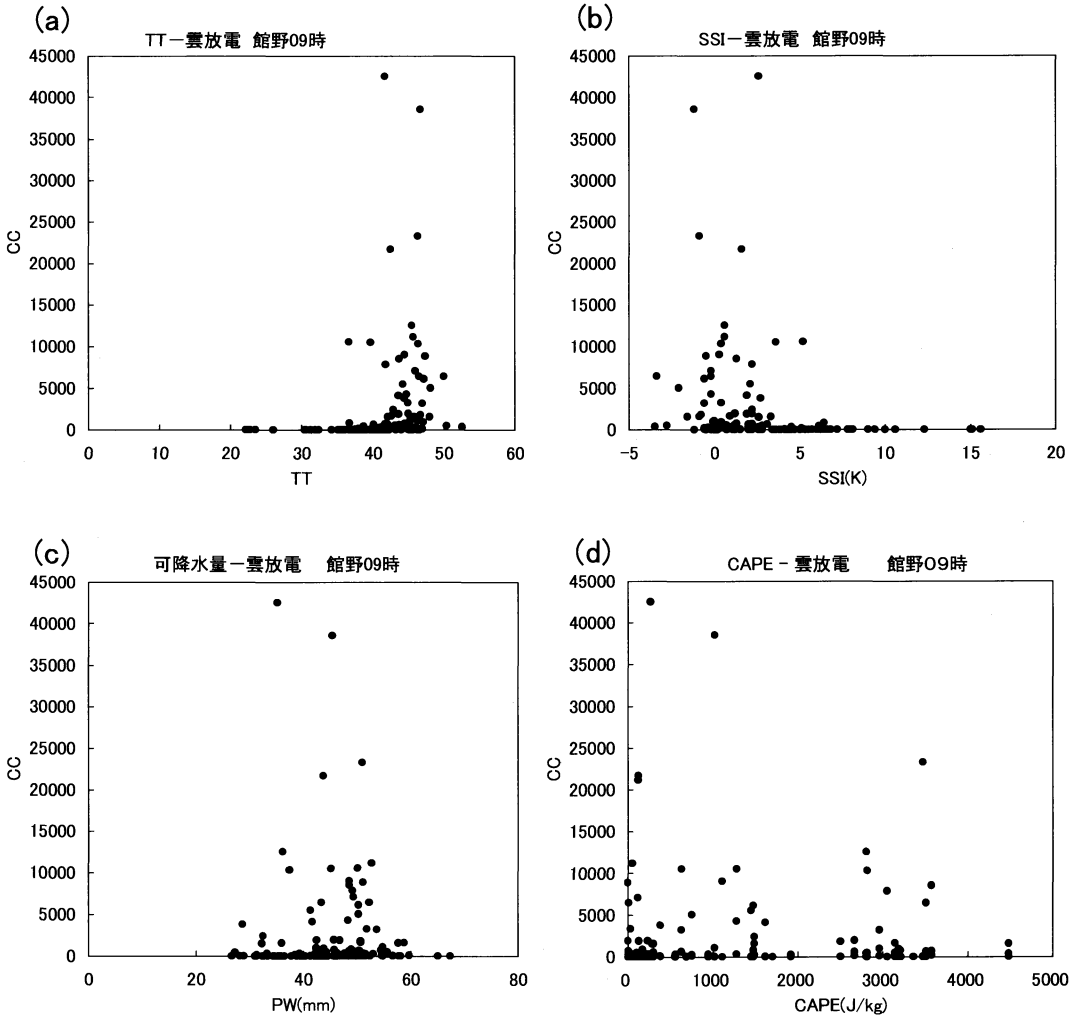
7. 混合比の鉛直分布の日変化

第2節で, 館野の高層データから計算した相当温位

は, 21時の値の方が09時のそれより大きいことを述べた. 第10図は館野における21時と09時の混合比の高度分布を全調査期間について平均したものである. どの高度でも21時の方が09時より大きい. 念のため, 沿岸部の代表として輪島を, 島嶼の代表として八丈島を選んで, 同様な比較をしたが, 21時と09時の差は極めて小さく (図省略), 第10図に示した大きな差は, 館野に特有の現象であることが分かる.

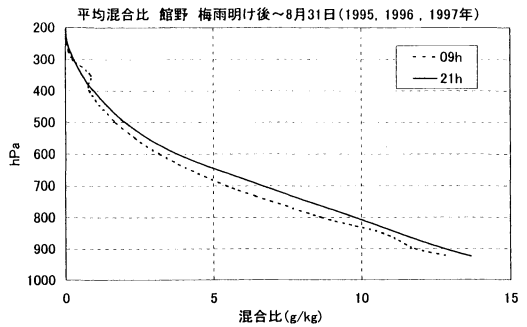
さらに混合比の日変化の特徴を詳しく見るために, 09時から21時までに可降水量が5 mm以上増加し, しかも21時から翌日の09時までに今度は5 mm以上減少した日を選ぶ. 1995~97年の7~8月に, この条件を満足する日は45日あった. これらの日につき, 21時と09時における混合比の差の高度分布を示したのが第11図である. 925 hPa から700 hPa までほぼ一様に1.4 g/kg 程度の差がある. そこから上では400 hPa あたりまで差は緩やかに減少する.

関東地方における可降水量および混合比の日変化については, すでに佐々木・木村 (2001) による研究が



第9図 雲放電数と TT (a), SSI (b), 可降水量 (c), CAPE (d) の関係を表す散布図。

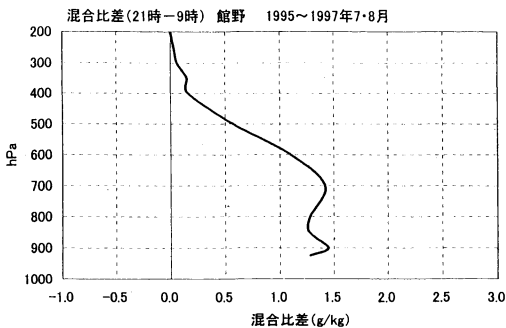
ある。彼らは1996, 97年の7, 8月の静穏日7日間を選び、GPS から決めた可降水量の7日間のデータを平均して静穏日における可降水量分布の日変化を求め、それが起こる原因を究明した。さらに、同じ7日間について、館野の高層データから21時と09時における混合比の差の高度分布を求めている。しかし、彼らの選んだ7日間を見ると、地上データによる静穏日という条件は満足しているものの、上層のトラフの有無を含めて、さまざまな総観気象の日が含まれている。その多様性は第5表に見るように、発雷数や安定度指数の多様性に反映されている。このようにサンプリングの違いにより、ここで得た第11図は彼らの第6図とはかなり違う。



第10図 館野の09時(破線)と21時(実線)における平均混合比の高度分布。

第5表 佐々木・木村 (2001) が「静穏日」と選んだ7日間の諸特性 (CAPE は J/kg, 可降水量は mm の単位).

年月日	CC	CG	CAPE	SSI	KI	可降水量
1996.7.14	299	34	0	2.3	31.1	47.7
1996.7.28	8550	1993	2435	1.5	34.1	48.6
1996.8.18	319	31	1442	2.9	30.6	39.3
1997.7.19	0	0	85	7.1	-23.6	28.2
1997.8.3	38569	3527	2502	-0.9	25.6	45.4
1997.8.21	24	0	81	2.9	27.4	46.1
1997.8.29	42528	1535	16	2.9	-12.5	35.2



第11図 館野における可降水量の日変化が大きい45日を選んで平均した21時と09時の混合比の差.

8. まとめ

第1部に引き続いて、1995~97年の3年間梅雨明け以降の7月と8月において、SAFIRが測定した関東地方の発雷数と、館野の高層データによる大気環境を表す種々のパラメータとの関係を調べた。得られた結果は次の通りである。

- (1) 無発雷日に比べて大発雷日 (CC>1000) の大気の特徴として、地表面から400 hPaまで露点温度が高く、露点差のピークは700 hPaにあり、約5.5°Cに達する。気温減率も約1.5°C/km大きい。
- (2) 環境の風を比較すると、無発雷日の平均としては、800 hPaより上の層では高度と共に北風成分が増加し、300 hPaでは西北西10 m/sの風となる。大発雷日には300 hPaまで弱い南風成分があり、300 hPaでは西風約9 m/sである。
- (3) 09時館野の高層データを用いて計算した種々の安定度指数によって、その日の発雷のありなしを予測した結果によると、SSIとKIの成績には殆ど差はなく、TTが少し劣り、CAPEは予測に有効ではない。
- (4) 上述の結果に基づいて、SSIに中層の風向や相対湿度の影響を加味して、発雷の有無を予測する方式を提案した。
- (5) どの安定度指数や可降水量をとっても、発雷数を予測できるほど密接な関係はない。
- (6) 混合比の日変化の特徴を見るために、館野の21時における可降水量が、12時間前より5 mm以上増加し、12時間後には5 mm以上減少している日について、21時の混合比を09時と比較した。それによると、700 hPaの高度までほぼ一様に1.4 g/kg程度大きく、そこから上では400 hPaあたりまで差は緩やかに減少する。

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ます。また有益なコメントを下された2名の査読者に感謝します。

参考文献

- Fuelberg, H. G. and D. G. Biggar, 1994: The preconvective environment of summer thunderstorms over the Florida Panhandle, *Wea. Forecasting*, **9**, 316-326.
- 廣川康隆, 2001: ラジオゾンデデータによる熱雷発生の診断—関東地方の場合, 気象大学校2000年度卒業研究論文.
- 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—1995年夏期の解析, *天気*, **45**, 441-453.
- Huntrieser, H. H., H. Schiesser, W. Schmidt and A. Waldvogel, 1997: Comparison of traditional and newly developed thunderstorm indices for Switzerland, *Wea. Forecasting*, **12**, 108-125.

- 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.
- Jacovides, C. P. and T. Yonetani, 1990: An evaluation of stability indices for thunderstorm prediction in Greater Cypros, *Wea. Forecasting*, **5**, 559-569.
- 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**, 7-16.
- 気象業務支援センター, 1994: 気象業務参考資料集.
- Kodama, K. and G. M. Barnes, 1997: Heavy rain events over the south-facing slopes of Hawaii: Attendant conditions, *Wea. Forecasting*, **12**, 347-367.
- 水野 量, 2000: 雲と雨の気象学, 朝倉書店, 196pp.
- 新村典子, 佐々木太一, 木村富士男, 2000: 首都圏におけるGPS 可降水量と降水の統計的関係, *天気*, **47**, 635-642.
- 西垣語人, 2000: エントレインメントによる混合の効果を取り入れて修正したSSI による発雷予測の検証, 日本気象学会春季大会講演予稿集, B302.
- 小倉義光, 1995: 猛暑の夏の雷雨活動, *天気*, **42**, 393-396.
- 小倉義光, 奥山和彦, 田口晶彦, 2002a: SAFIR で観測した夏の関東地方における発雷と大気環境. I: 雷雨活動の概観と雷雨発生のメカニズム, *天気*, **49**, 541~553.
- 小倉義光, 奥山和彦, 田口晶彦, 2002b: SAFIR で観測した夏の関東地方における発雷と大気環境. III: 上層の擾乱の影響, *天気*, (投稿中).
- 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.
- 大野久雄, 2001: 雷雨とメソ気象, 東京堂出版, 309pp.
- 佐々木太一, 木村富士男, 2001: GPS 可降水量から見た関東地方における夏季静穏日の水蒸気量の日変動, *天気*, **48**, 65-74.

The Thunderstorm Activity Observed by SAFIR and its Relation to the Atmospheric Environment over the Kanto Area in the Summer.

Part II : Thunderstorm Prediction by Stability Indices.

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

* (Corresponding author) Japan Weather Association, Sunshine City 60 (55F)
3-1-1 Higashi-Ikebukuro, Toshima-ku, Tokyo, 170-6055, Japan.

** Japan Weather Association.

*** Japan Weather Association (Present affiliation : Ocean Research Institute,
The University of Tokyo).

(Received 28 December 2001 ; Accepted 11 July 2002)
