

夏期の関東北部山岳地域における雷雲の発達と 状態曲線の日変化について

大 村 浩 王*・遠 峰 菊 郎*・細 川 尚*

要 旨

1997年8月4日および8月9日の2日間、群馬県の榛名山山麓においてオメガゾンデによる高層気象観測を行い、状態曲線の日変化と雷雲の発生・発達との関係を調べた。その結果、雷雲が観測された8月4日には、朝から日中にかけて、接地混合層の上端高度は上昇し、自由対流高度(LFC)は下降した。その結果、雷雲が発生した時刻にはCIN(convective inhibition)の値も小さくなり、対流が発生しやすい状態であった。さらに、LFCから大気上層の間には顕著な安定層が見られず、背が高い対流が発達可能な状態にあったことが示された。

これに対し、雷雲が発達しなかった8月9日には、日中は接地混合層の上端高度は上昇した。しかし大気中層への暖気移流により顕著な安定層が形成され、上空の気温が高かったためにLFCは存在していなかった。このため、対流雲は存在していたが、背は低いままで発達しなかった。また、雷雲発生の有無にかかわらず、2日間とも日中から夕方にかけて大気安定度は同程度減少する日変化が認められた。

1. はじめに

熱雷は、中部日本域における夏期の典型的な気象現象の1つであり、航空機の運航に影響を及ぼすこともある。レーダー観測により雷雲を探知する以前に熱雷の発生を短時間予測することは現在のところ困難であるが、熱雷の発生環境やその日変化を把握することは短時間予報の発展にとって重要である。

関東地方の熱雷の研究は1940年代の雷雨特別観測(小倉, 1995)にはじまり、比較的多くの研究がなされ(櫻庭, 1950; 宇田川, 1966; 宇梶・中三川, 1988; 小倉, 1996; 堀江・遠峰, 1996; 田口ほか, 1997; 吉崎ほか, 1998), 雷雨の発生環境や移動などについては次第に明らかになってきている。熱雷は日射により地表面が加熱され、大気下層における昇温や地表面からの加湿による大気安定度の減少に伴って発生する。一般的にはSSI(Showalter Stability Index)がマイナスになることが雷雨発生の目安とされているが、熱雷が発生する現地における大気安定度の観測事例は少な

い。また、雷雨の発生環境について、吉崎(1996)は4つの条件「(1)寒冷前線など大きなスケールの擾乱が関東地方を通過する、あるいは近くにある。(2)大きなCAPE(対流有効位置エネルギー)がある。(3)風の大きな鉛直シアがある。(4)地上付近に収束線がある。」を挙げ、この条件が同時に重なることが重要であると述べている。熱雷発生については主にCAPEと収束線が重要となるが、このCAPEについてさえ現地での観測事例は少ない。

さらに、Ku wagata(1996)や木村ほか(1997)の研究から、熱的に発生する局地循環が収束する山岳地域では水蒸気が輸送、蓄積されるため、熱雷の発生時には可降水量の顕著な増加が予想される。そこで、本研究では熱雷の発生頻度が高い関東北部の山岳地域においてオメガゾンデによる観測を行い、状態曲線、大気安定度(SSI)、およびCAPEやCINの日変化と雷雲の発生・発達との関係を調べた。

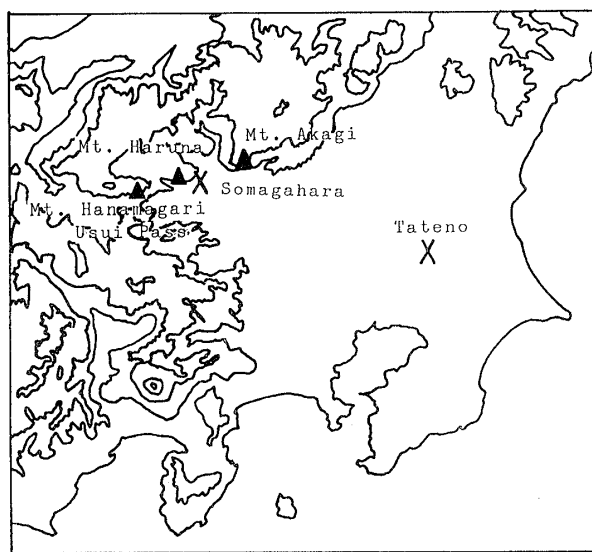
2. 観測概要

1997年8月4日および8月9日の2日間、第1図に示す相馬原(榛名山山麓、標高340 m)においてオメガゾンデにより、09時から21時までの間、2時間あるい

* 防衛大学校地球科学科。

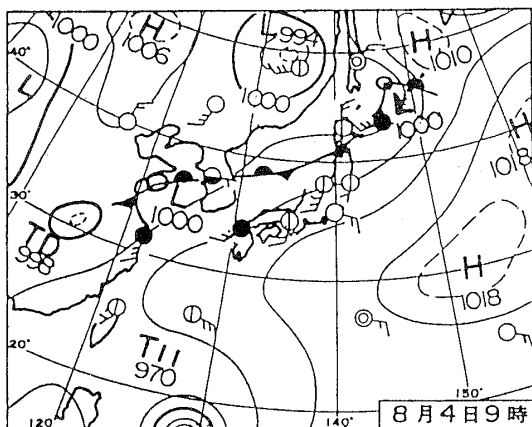
—1998年9月30日受領—

—1999年4月12日受理—

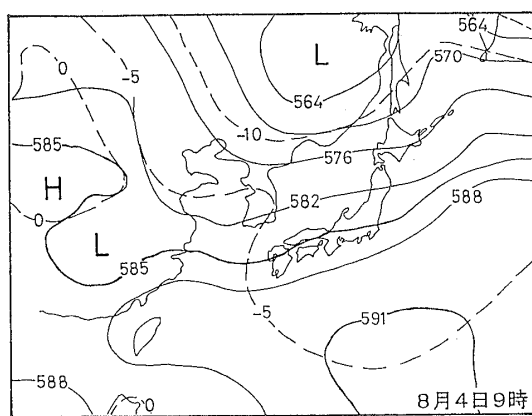


第1図 関東地方の地形と相馬原(X)の位置を示す。500, 1000, 2000, 3000 mの等高線を示す。

(a)

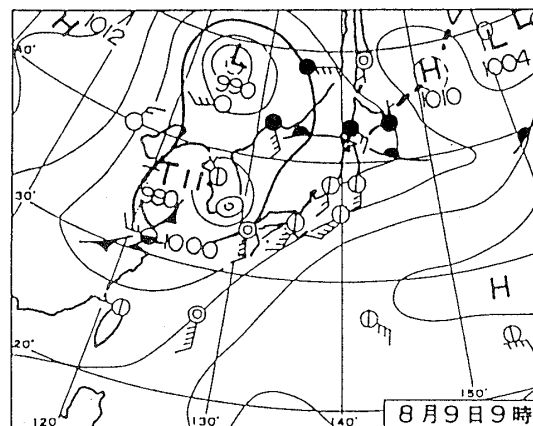


(b)

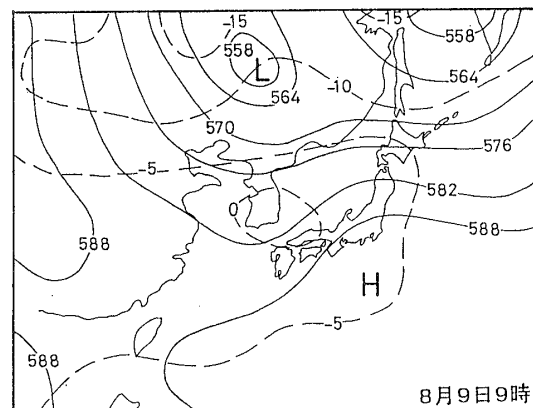


第2図 1997年8月4日0900JSTの(a)地上天気図と(b)500 hPaの高層天気図。高層天気図中、等高線は実線で、等温線は破線で示してある。

(a)



(b)



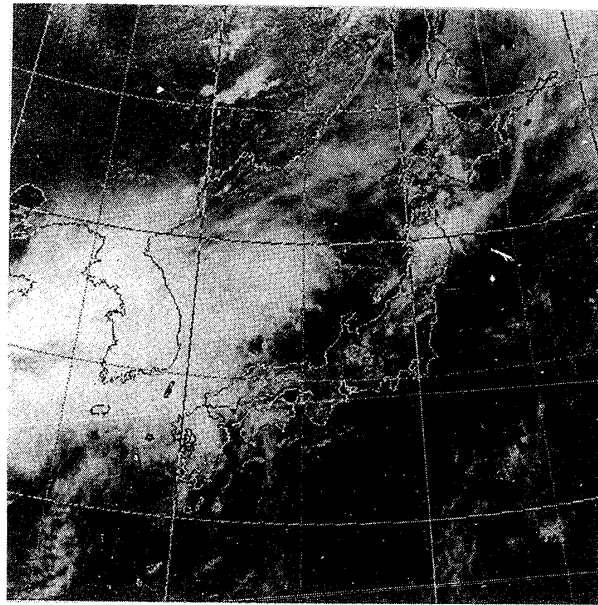
第3図 第2図と同様。ただし、8月9日の天気図。

は3時間間隔で連続観測を実施した。観測要素は風向、風速、気温、露点温度である。

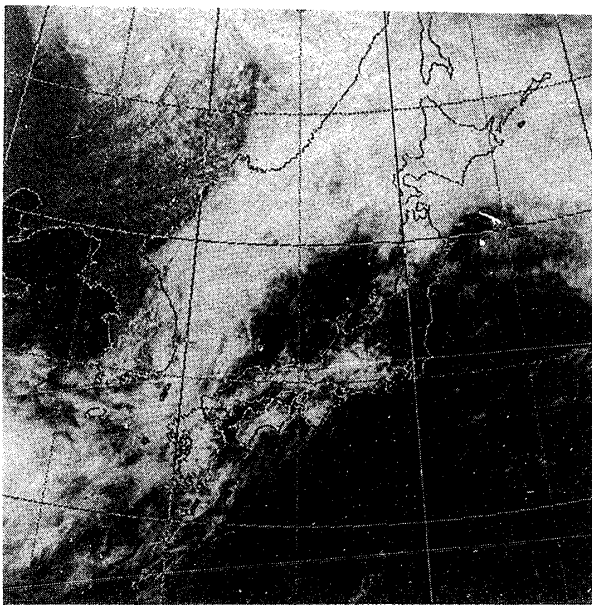
3. 観測実施日の気象状況

3.1 総観場

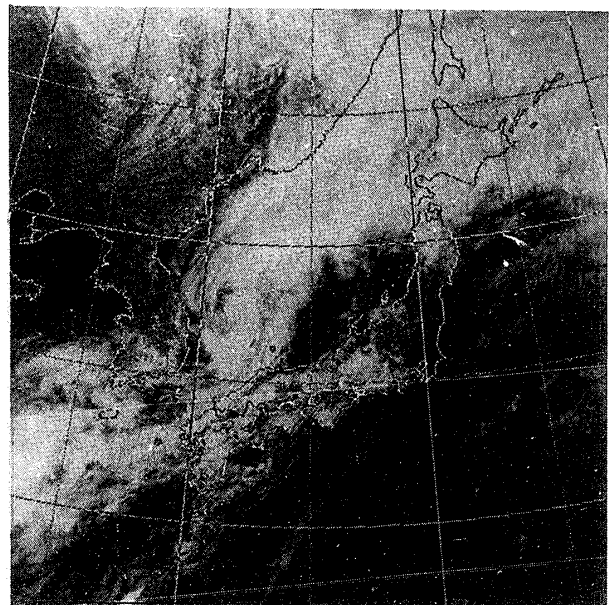
第2図に示す地上天気図および500 hPa 高層天気図によると、8月4日は前線が北海道から日本海に延びており、関東地方は太平洋高気圧の縁辺部にあった。500 hPaには比較的強い寒気(−5℃以下)が存在し、館野の09時のSSIは+0.7でやや大気不安定な状態にあった。一方、第3図によれば、8月9日は朝鮮半島南部に台風11号があり、日本海側を中心にフェーンが発生した。日本上空500 hPaには比較的規模の大きい暖気が存在し、関東地方もこの暖気に覆われていた。また、朝鮮半島から西日本の日本海側には0℃以上の暖気が存在しており、関東地方は暖気移流の場になっていた。館野の09時のSSIは+3.8で比較的安定していた。さらに館野の上空910 hPa付近から814 hPa付近には約1000 mに及ぶ厚い気温逆転層(安定層)が見



(a)



(b)



(c)

第4図 衛星可視画像. (a) 1997年8月4日1200JST, (b) 1997年8月9日1200JST, (c) 1997年8月9日1500JST.

られた。なお、両日とも近くに大規模擾乱は存在していなかった。

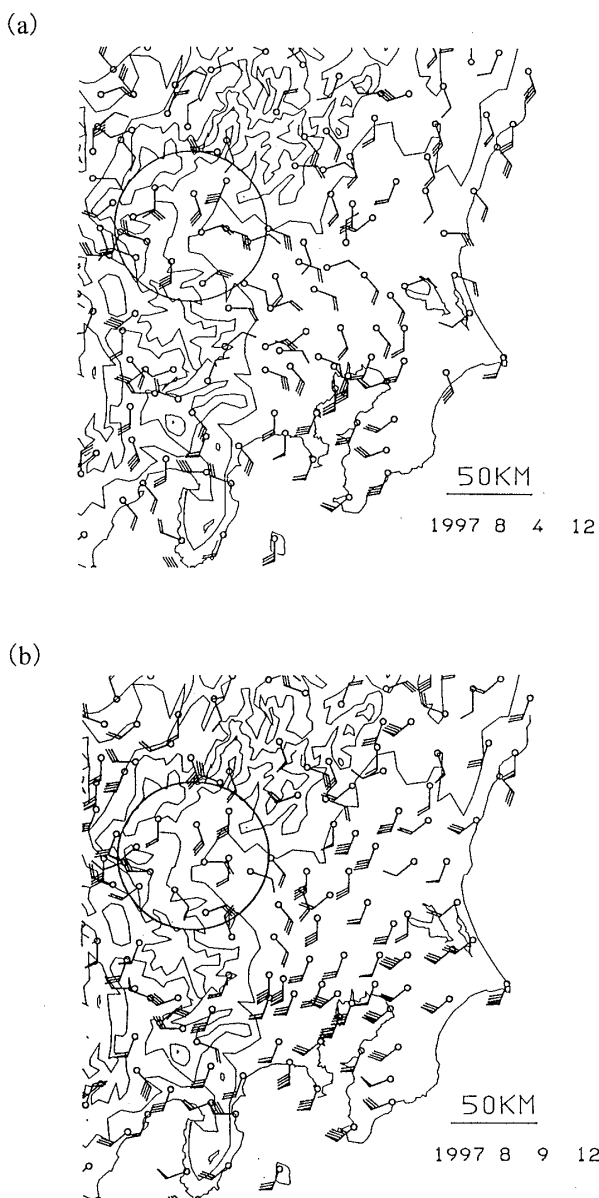
3.2 衛星画像

第4図に示す8月4日12時 (a)、および8月9日12時 (b) と15時 (c) の衛星可視画像によると、4日12時には関東北部と西部の山地で対流雲が発生していた。9日12時には関東山地西部から九州にかけて雲で覆われているが、これは台風11号の影響であろう。し

かし15時には関東北部の山地で対流雲が発生した。両日とも関東地方は晴れており、観測点周辺での地上最高気温は 30°C を越え、局地循環が発達しやすい日であったと推測された。

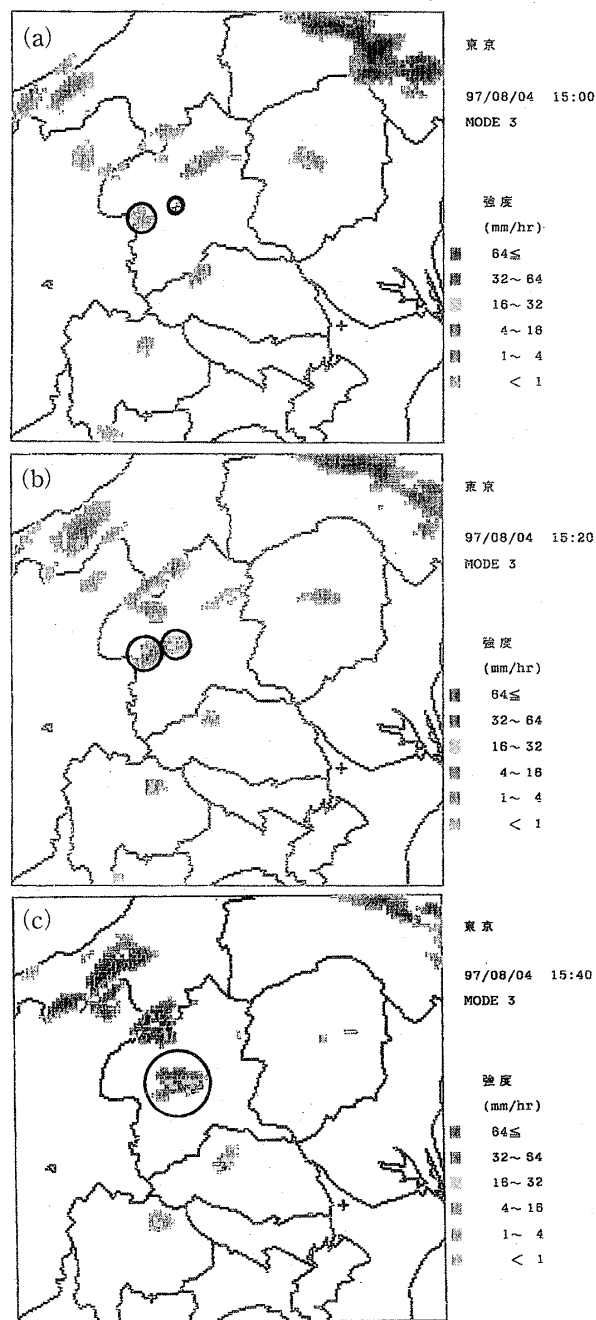
3.3 アメダスによる地上風の分布

第5図に8月4日 (a) および8月9日 (b) の12時の地上風系 (アメダス) を示す。4日には千葉・東京湾から内陸に入る南東風と、日本海側から群馬県北西



第5図 アメダスによる地上風分布図. 長矢羽は 1 ms^{-1} , 三角矢羽は 5 ms^{-1} を表す. 図中の円は相馬原周辺を示す. (a) 1997年8月4日1200JST, (b) 1997年8月9日1200JST.

部に流入する地上風が関東北部の山岳地域へ収束していることが認められる. これは吉崎 (1996) でも述べられている「地上風の収束」と同じである. ただし平野部において, 4日は南東風が卓越しているのに対し9日は南西風が強い. これは, 9日の山岳地域周辺における地上風の収束は関東・中部スケールの大規模な熱的循環によるものではなく, 山岳周辺のみの比較的に小規模な熱的循環によるものであることを暗示している. しかし, 観測地点周辺のみ注目すると両日と

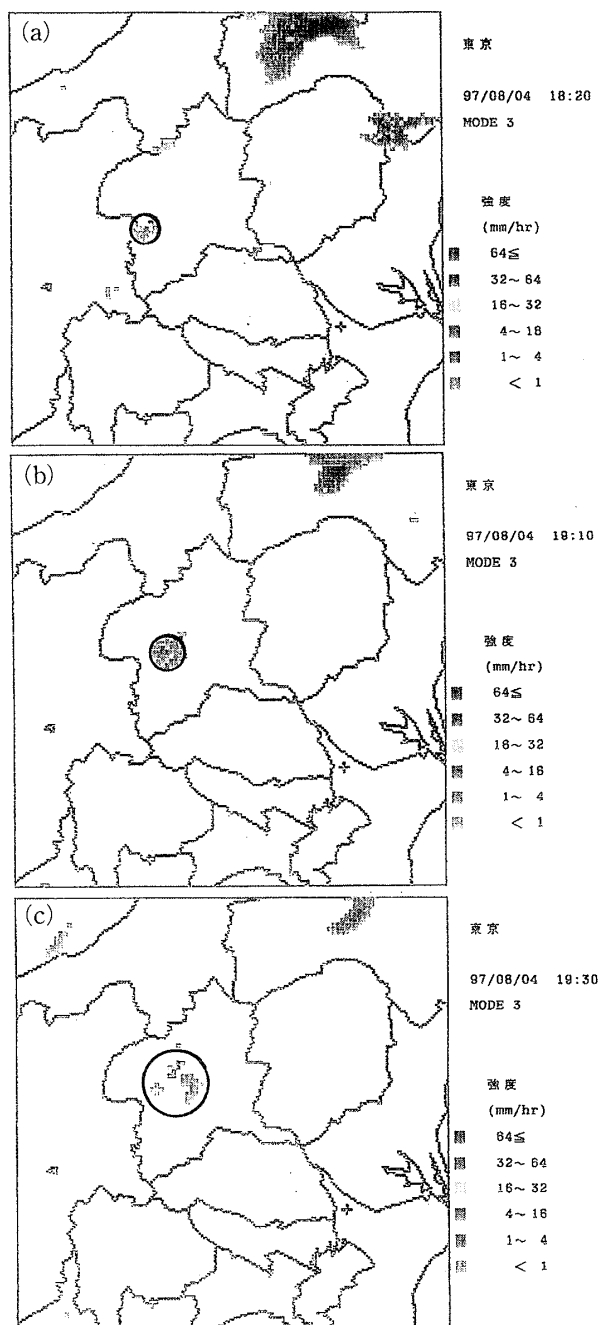


第6図 1997年8月4日の東京レーダー画像. 注目している雷雲を円で囲む. (a) 1500JST, (b) 1520JST, (c) 1540JST のもの.

も収束域となっている.

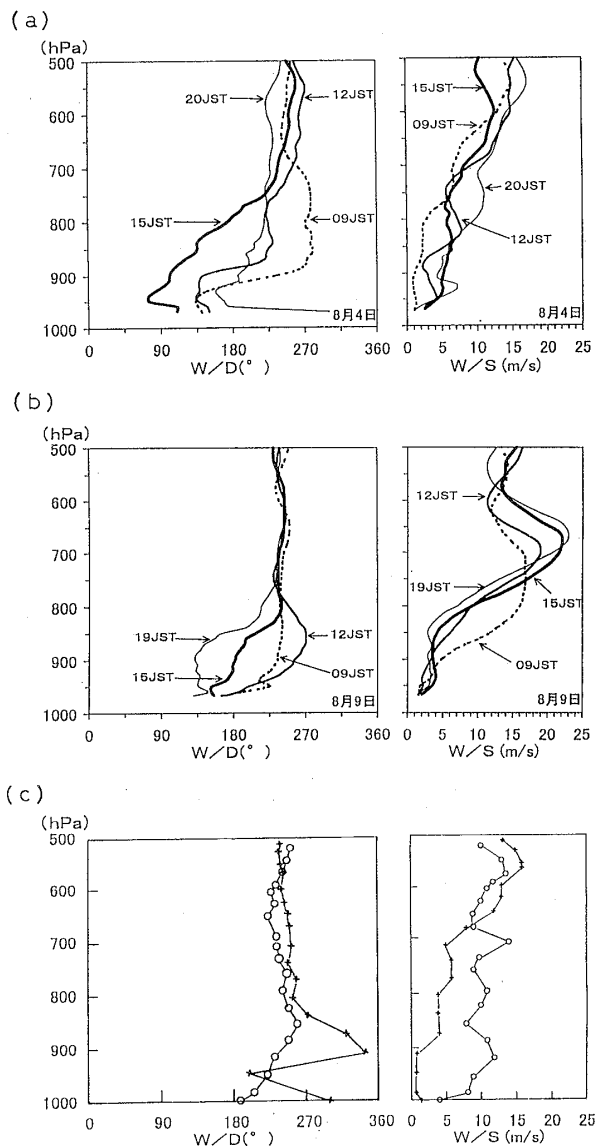
3.4 東京レーダー画像

本研究では東京レーダー画像を用いてエコー強度が 16 mm/hr 以上で, かつレーダーエコー頂が 8 km 以上に発達した対流性エコーを雷雲と定義する. 第6図に示したレーダーエコー分布図によると, 8月4日15時(a)に榛名山 (標高1448 m) 山頂付近に対流性エコーが発生し, 15時20分(b)には雷雲に発達した. また15



第7図 第6図と同様。ただし、(a) 1820JST, (b) 1910JST, (c) 1930JST のもの。

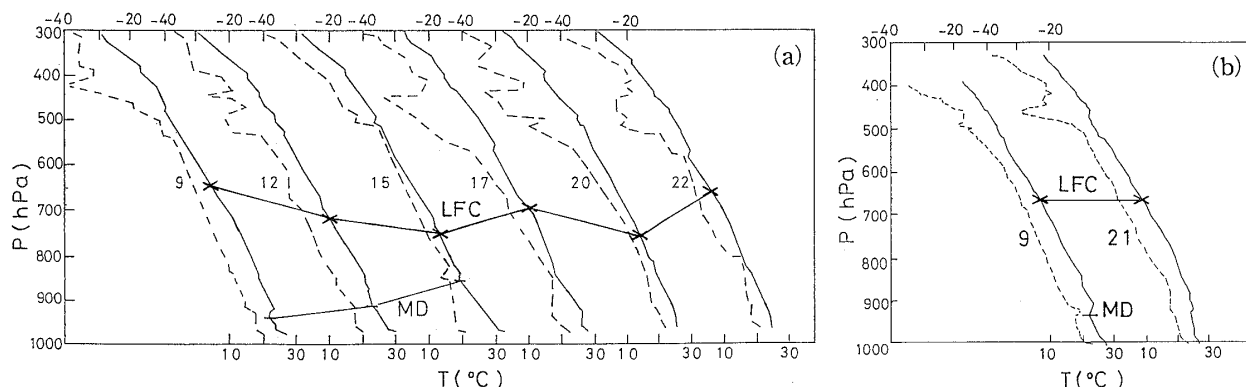
時に鼻曲山（榛名山西南西約20 km）で発生、発達し、東進してきた雷雲と1つになり15時40分 (c) にエコークラスターを形成した。観測地点では15時25分頃に雷雨を耳目により観測した。さらに18時20分 (第7図 a) に碓氷峠付近（鼻曲山の南約10 km）に対流性エコーが発生し、間もなく雷雲に発達した。この雷雲は19時10分 (b) には榛名山に進んできたが、19時30分 (c) 頃から衰弱しはじめ、20時にはエコーは消滅した。観測地点では19時頃に雷鳴を、19時15分頃には雷雨を耳目



第8図 風向、風速の鉛直分布。相馬原における (a) 1997年 8 月 4 日 0900JST から 2000 JST, (b) 8 月 9 日 0900JST から 1900JST のもの。 (c) 館野における 4 日 (×—×) と 9 日 (○—○) 0900JST の鉛直分布。

により観測した。8月4日に観測地点の近傍を通過した雷雲は両者だけであったが、後者については観測地点の近傍を通過したときは雷雲の衰弱期にあたっていた。

一方8月9日は15時以降、観測地点周辺で衛星画像 (第4図 c) と目視観測により対流雲が増加し始めたことを確認できたが、発達には至らなく、レーダーエコーはほとんど皆無であった。このように、8月4日には雷雲が発達し、8月9日には雷雲が観測されなかった。



第9図 1997年8月4日の(a)相馬原と(b)館野における状態曲線。実線と太破線は気温と露点温度を示す。接地混合層の深さ(MD)と自由対流高度(LFC)を示す。

4. 観測結果

4.1 上層風の日変化

第8図に相馬原における特別観測と館野における9時の高層観測による、8月4日および9日の風向、風速の鉛直分布を示す。朝9時における相馬原における観測では、両日とも850 hPa 高度以上は南西から西の風向であった。この風向は館野でも同様であり、風速もやや強く、一般風を表している。850 hPa 以下の風向を見ると、9日では地上の南風から西南西に両地点ともほぼ同様に变化している。これに対し4日には、両地点における風向は大きく異なり、風速も小さい。このように4日朝9時の大気下層の風は弱く、局地的な影響を受けやすい状態であった。

観測地点から見ると関東平野は南東方向に広がっており、平野部から山岳地域に向かう谷風は南東風となる。8月4日の南西から西の風向を持つ気層の底部は09時と12時には900 hPa 高度付近にあり、この高度以下では谷風である南東風になっている。雷雲の発生時刻である15時になると、この底部は750 hPa 付近まで上昇し、東から南東風の層厚が増大している。雷雨活動が終了した20時には850 hPa 高度以上では南西風であり、南東風の層厚は減少した。風速分布によれば、09時、12時、15時と850 hPa 高度以下で風速が増大し、混合層の発達を示している。

一方8月9日は09時と12時には南西風が地上付近まで到達しており、谷風に相当する南東風の厚さは極めて薄かった。しかし、観測地点において対流雲が増加した時間帯である15時には850 hPa 高度以下で南風が卓越し、風向が概ね一様である。また19時にも、谷風である南東風が850 hPa 高度付近まで発達している。さらに風速分布によれば、09時には900 hPa 高度以上

で、12時以降は800 hPa 高度付近で風速が増大している。

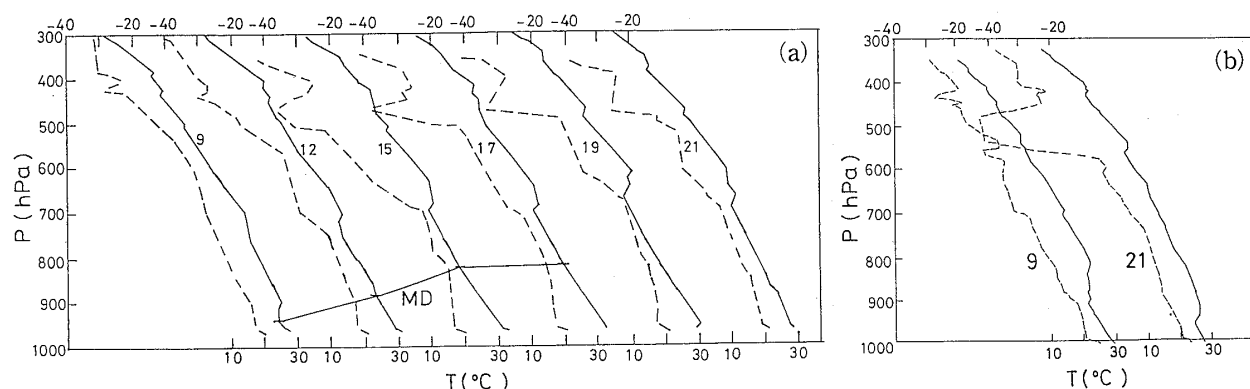
吉崎(1996)は「風の大きな鉛直シア」を雷雲が発生しやすい条件の中に数えているが、これは大規模擾乱が存在する場合には風の鉛直シアが大きくなることが多いためである。本研究の場合は前述したように近くに大規模擾乱は存在せず、4日は風の鉛直シアは小さく、9日9時には700 hPa 高度の風速は約 15 ms^{-1} と、やや大きくなっている。このように850から700 hPa にかけて風速の鉛直シアが大きく館野における風速分布と大きく異なるのは、地形による影響ではないかと想像している。

4.2 状態曲線の日変化

8月4日の観測地点における09時から22時までの間の状態曲線を第9図aに示す。8月4日は大気下層から中層にかけてほぼ1日中条件付不安定であった。09時に935 hPa 高度付近に気温逆転層が見られる。この高度以下の気層では乾燥断熱減率であり、露点温度が等しい。風向の鉛直分布図(第8図a)によれば、935 hPa 高度以下では一様な南東風になっており、ここが混合層であることを示している。

12時になると地上気温は上昇し、安定層の底の高度は915 hPa 付近まで上昇し、南東風も900 hPa 高度に達し、混合層が発達したことを示している。この時のLFCは710 hPa 高度であり、混合層上端高度とLFCの高度差は大きく、積雲対流は発生しにくい状況であった。ここでLFC、及び後述するCAPEとCINは、地表面の影響により明らかに気温が変化している接地層を避けて、その少し上の気塊が断熱的に上昇したものとして計算した。

15時には地上気温がさらに上昇したために混合層は



第10図 第9図と同様. ただし, 1997年8月9日のもの. 9日にはLFCは存在していなかった.

850 hPa 高度まで到達し, LFC が740 hPa 高度と両者の高度差は小さくなり, 対流が発生しやすい気温と湿度の分布が形成された. これは混合層上端高度が高くなり, LFC が低くなった結果である. さらに LFC から大気上層の間には顕著な安定層は見られず, LFC まで発達した対流は高々度まで発達することが予測された. この時, 850 hPa 高度以下の気層は乾燥断熱減率と一様な混合比を持ち, 良く混合されている sub-cloud layer であったことを示している. また, 850から500 hPa 高度の間は湿数 ($T - T_d$) が小さくなっており, cloud layer であったと推察される. このように12時と15時を比較すると, 850 hPa から500 hPa 高度間の気層で水蒸気量が増加している. これは, 対流により水蒸気が鉛直輸送された結果であると推測される. この時のエコー頂高度は8 km なので, 背が低い層積雲の中から対流雲が突き出ていたことになる. このように深い対流が形成されていた15時における風向の鉛直分布は, 前述したように750 hPa 以下で東から南西に大きく変化していた. 観測地点周辺の山の高さが約2500 m であることから, 750 hPa 高度以下でのみ風向が大きく変化しているのは大規模な地形による複雑な影響によるものと推察される.

観測地点周辺における1回目の雷雨活動終了後の17時には600 hPa 高度以上の気層における水蒸気量は減少し, 925 hPa 高度以下の気温は低下した. この下層大気のみにおける気温の低下は, 榛名山付近の本観測地点と前橋だけに見られる局地的な変化であり, それぞれ15時から17時にかけての地上気温低下は -5.1°C と -6.1°C であった. この気温低下は, ここを雷雲が通過したことと, この場所から北風成分を持つ風が流出していることから雷雲からの降水により冷却された outflow によるものであると推察される. この大気下

層の気温低下により, 接地混合層は存在しなくなった. また LFC が690 hPa と上昇したため, 観測地点付近では対流が発生しにくい状態になったと考えられる. しかし, 2回目の雷雲発生地域である碓井峠に近い軽井沢では15時から17時にかけての地上気温変化は $+0.2^{\circ}\text{C}$ と正であり, 対流が発生しやすい状態が継続していたものと推察される. また, 800 hPa 高度と500 hPa 高度間での大気温度は17時以降冷却傾向にあるため, 20時における LFC は一時的に740 hPa まで低下していた.

この日の館野におけるルーチン観測による気温と露点温度の鉛直プロファイルを図9bに示す. 館野の9時における気温と露点の鉛直分布は, 相馬原で測定したものとほぼ同様であった. ただし21時には, 700 hPa 高度以下の大気下層では館野で測定した気温は相馬原での気温よりもかなり高かった. また露点は20時のデータと比較するとかなり低く, 22時の測定値と比較するとほぼ同じであった. これは前述したように, 19時から20時にかけて榛名山周辺に対流雲が存在し, そのために相馬原上空の気温は館野よりも低く, 露点温度は高くなっているものであろうと推察される. また館野における LFC は, 両時刻とも660 hPa であり, 相馬原における09時と22時の LFC にほぼ等しい.

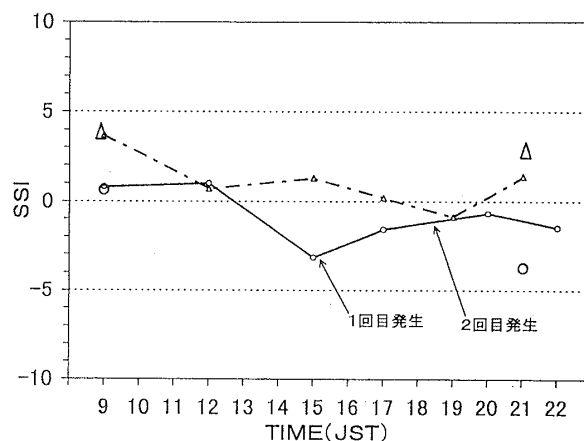
一方8月9日(第10図a)09時には700 hPa 高度付近には安定層が見られ, それより上空は暖気が存在していた. また, 600 hPa 高度以上では前述したように暖気移流の場になっており, 09時から19時にかけてゆっくりと昇温していた. このように上空の気温が高いために, この日は LFC が存在していなかった. 大気下層に着目すると09時には地上気温は 27.4°C , 700 hPa 高度以下では約 $4.9^{\circ}\text{C km}^{-1}$ の気温減率であり, 大気は比較的に安定していた. 940 hPa 高度以下の気温減率が乾

乾燥断熱に近く、露点温度がほぼ一定なので、接地混合層であると考えられる。その後、地上気温は12時に31.5°C、15時に33.3°Cと上昇した。

9日15時において、820 hPa 高度以下の気温減率が乾燥断熱に近く、露点温度も比較的に一樣であった。また前述したように風速は一樣で、風向も850 hPa 高度以下では南風が卓越しており、混合層が820 hPa 高度まで発達したのと考えられる。さらに、820 hPa から700 hPa 高度間の湿数も比較的に小さく、衛星画像と目視観測によれば積雲が散在していた。これらのことから相馬原及び館野の観測ではLFCは存在していても、9日15時には局地的に弱い対流活動が存在していたことが分かる。しかし、796 hPa から625 hPa 高度間に存在する安定層より上空で湿数が大きくなっていることから、この安定層により対流が抑えられていたものと推察される。ここで、対流により上昇する気塊は持ち上げ凝結高度(LCL)以下では乾燥断熱的に、それ以上では湿潤断熱的に変化するものと仮定し、15時の状態曲線を用いて対流雲が安定層より上方へ発達するために必要な地上気温を求めてみると40.3°Cとなり、15時の地上気温との差は7°Cもあった。また、観測地点周辺の地上気温を乾燥断熱気温減率により高度補正した気温は34°Cから35°Cであり、この場合は背が高い対流雲(雷雲)の発達は不可能であったと考えられる。また、4日には雷雲が発達し9日には発達しなかったが、両日とも対流雲が発生する時刻には朝から発達してきた接地混合層が観測された。対流雲が発生する時には、一般的にこのような状態曲線の日変化が観測されるものと推測する。

15時に696 hPa 高度に存在した気温逆転層底部の気温は10.1°Cであるが、19時には675 hPa 高度まで上昇し、その気温は8°Cに低下した。しかし21時には、気温逆転層底部の高度は再び700 hPa 高度まで低下した。気温逆転層の底部から850 hPa 高度間の気温減率は $6.9^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$ であり、時間変化は小さく、一樣であった。また675 hPa 高度で湿数が小さくなっており、ここが雲頂であり、対流がこの高度で抑えられていることが分かる。このことから、この気温逆転層の底部が上昇し気温が低下したのは対流によりこの底部が局所的に押し上げられたためである可能性が考えられる。

9日の館野における状態曲線を第10図bに示す。朝9時には気温、露点温度とも相馬原における鉛直分布とほぼ同様であった。21時における館野と相馬原における気温の鉛直分布を比較すると、相馬原には前述し



第11図 相馬原におけるSSIの時間変化と館野におけるSSI。実線と一点鎖線はそれぞれ8月4日と8月9日における相馬原の時間変化を示す。大きい○と△は館野における4日と9日の定時観測より求めたSSIを示す。

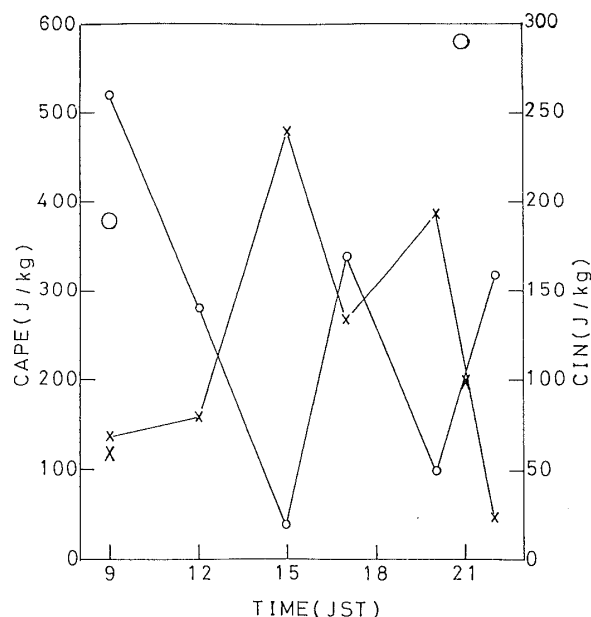
ているように700 hPa 高度に気温逆転層が存在しているが、館野上空700 hPa 高度付近には気温逆転層は存在しておらず、650から670 hPa 高度間に気温減率が小さい気層が見られるだけであった。このことから、相馬原上空700 hPa 高度に見られる気温逆転層が、局地的な理由により維持されていたことが理解される。

4.3 安定度の日変化

次に8月4日および8月9日の09時から21時(4日は22時)までのSSIの時間変化と館野における定時観測より求めたSSIを第11図に示す。両日ともSSIは午前中に最大値(4日は12時に+1.0、9日は09時に+3.7)となり、午後に最小値を示している。また雷雲が発生した4日も、発生しなかった9日も日中から夕方にかけて大気安定度が減少している。両日の最大値と最小値の偏差は4日が-4.2、9日が-4.6とほぼ同程度であった。

8月4日のSSIは観測地点周辺において1回目に雷雲が発生した時刻である15時に最小値(-3.2)となり、最も大気不安定な状態であった。観測地点周辺における1回目の雷雨活動終了後の17時にはSSIは増加し、大気安定度の増大を示したが、その後もSSIの値は負であり、引き続き大気不安定な状態が継続した。このような状態の中で、観測地点周辺における2回目の雷雲は発生した。

館野におけるSSIの値と比較すると、09時には両地点におけるSSIはほぼ等しい値であった。しかし21時には、館野におけるSSIは相馬原における値よりもは



第12図 8月4日における相馬原上空のCAPE (Jkg^{-1}) (x—x)とCIN (Jkg^{-1}) (o—o)の時間変化と館野の定時観測より求めたCAPE (x)とCIN (o)。

るかに小さくなり、15時における相馬原での値とほぼ等しい値であった。これは前述したように21時には、700 hPa 高度以下の大気下層における館野上空の気温は相馬原上空の気温よりもかなり暖かいためである。

一方8月9日のSSIは19時に最小値(−0.9)を示している。SSIの減少に伴い観測地点周辺では15時以降に対流雲が増え始めたが、発達には至らなかった。前述したように8月9日19時には顕著な安定層が675 hPa から615 hPa 高度間に存在し、この安定層により対流雲の発達が抑制されたと考えられる。これは一般的に言われているように、850 hPa から500 hPa の間に顕著な安定層がある場合、SSIにより雷雨の予測をすることは困難であることを示している。

館野におけるSSIと比較すると、朝09時には4日と同様に相馬原におけるSSIとほぼ等しい値を示した。21時には館野におけるSSIは相馬原の値よりもやや大きい、これは館野の850 hPa 高度における露点温度が相馬原よりも低いためである。

また一般的に、SSIが+2以下の場合には雷雨発生の可能性に注意することが必要であると言われているので、4日は一日中、9日は11時以降について雷雨発生の可能性が高かったということになる。

4.4 CAPEとCINの日変化

相馬原における8月4日の09時から22時までの

CAPE (convective available potential energy) とCINの時間変化と館野の定時観測より求めた値を第12図に示す。9日にはLFCが存在していないので、CAPEとCINを求めることはできなかった。8月4日には、地上気温の上昇とともにCAPEは午前中から増大し、観測地点周辺において1回目に雷雲が発生した15時には 480 Jkg^{-1} に達しており、最大値を示している。観測地点周辺における2回目の対流雲の発達時刻に近い20時のCAPEは15時に比較してやや少ないが、 390 Jkg^{-1} であり極大値を示した。館野における09時と21時におけるCAPEは120と 199 Jkg^{-1} であり、相馬原における同時刻における値と大きな差はなかった。吉崎(1996)に示されている雷雨日のCAPEの値と比較すると、4日における両地点のCAPEははるかに小さい値を示した。

同日のCINの時間変化を見ると、09時には 260 Jkg^{-1} と大きい、その後地上気温が上昇し混合層上端高度とLFCの高度差が小さくなるにつれて減少し、12時には 140 Jkg^{-1} 、雷雲発生時の15時には 20 Jkg^{-1} と小さい値になっている。その後、CINは地上気温の低下とともに17時にかけて増大し、2回目の雷雲発現時には 50 Jkg^{-1} と再び極小値を示した。このCINの時間変化はCAPEの時間変化の逆であった。CINは対流発生に抵抗するエネルギーを示しており、この値が $W^2/2$ より小さければ対流が発生する。ここでWは対流が発生する気層中の鉛直流の速度である。本観測データより算出された20もしくは 50 Jkg^{-1} に対応するような鉛直速度Wが単なる乱流として発生することは考えにくい、山の斜面で発生した雷雨システムが近づいてくれば、この程度のWも存在し得るのではないかと想像される。そこで今回の事例は、CINが小さくなった地域に、ある程度大きいWをともなった雷雨システムが近づいた。その結果、下層大気の一部が対流活動に加わり、雷雨システムは発達しながら通過した事例であったと推察される。

5. まとめ

1997年8月4日および9日の榛名山麓における高層気象観測結果をまとめると、次のようになる。

- (1) 8月4日、9日とも榛名山麓における状態曲線では、朝から日中にかけて混合層上端高度は上昇した。また4日には、日中、LFCは下降した。対流雲発生時には、この両高度差は小さく、結果としてCINも小さくなっており、対流が発生しやすい

状態であった。また、LFC から大気上層にかけては顕著な安定層は存在せず、背が高い対流が発達可能であった。

- (2) 8月9日の対流雲発生時刻には、混合層が発達していた。しかし大気中層に顕著な安定層が存在し、上空の気温は高く、LFC は存在していなかった。このため背が高い対流が発達することは困難な状態であり、雷雲は発生しなかった。

- (3) 8月4日における CIN および CAPE の日変化は、観測地点周辺において雷雲が発生・発達した時刻にそれぞれ極小値と極大値を示した。

ここで示されている CIN の極小値は 20 Jkg^{-1} と 50 Jkg^{-1} であり、この CIN を越えるような鉛直速度 W は、自然に発生する乱流としては考えにくい。しかし、雷雨システム周辺では十分に想像し得る程度の値なので、本事例のように CIN が小さい地域を通過した雷雨には下層大気の一部が取り込まれて、雷雨システムは発達したものと想像される。また逆に、雷雨システムが発達しながら通過するためには、通過地域の CIN が十分に小さいことが必要であることが推察される。

本事例における CAPE は雷雲発生時には極大値を示すが、他の雷雨日の事例と比較するとその値は小さかった。CAPE が大きければ対流が発達しやすいことが推察されるが、CAPE がどの程度大きくなれば雷雲が発生するのか現在のところ不明であり、発生時刻を予測することはできない。

また SSI についても、雷雲が発生した4日と発生しなかった9日は、日中から夕方にかけて同程度減少した。これは、9日のように大気下層から中層にかけて顕著な安定層が存在する場合には雷雲の発生・発達を SSI により予測することは困難であることを示している。

夏期の関東地方の熱雷の発生・発達を予測する際は、今回の観測結果で得られたような熱雷の発生域の状態曲線の日変化を考慮することが有効である可能性が示されている。特に、混合層の上端高度、LFC、CAPE、

CIN の日変化は接地境界層の変化に大きく影響され、海上では日変化が小さく、山頂、山麓部では大きいことが推察され、注意を要する。

謝 辞

本観測に際して陸上自衛隊相馬原駐屯地より観測場所、および宿泊施設を提供していただいた。東京レーダー画像は東京管区気象台より提供していただいた。ここに厚く感謝いたします。

参 考 文 献

- 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.
- 木村富士男, 谷川亮一, 吉崎正憲, 1997: 関東北部の山岳地における晴天日の可降水量の日変化, 天気, **44**, 799-807.
- Kuwagata, T., 1997: An analysis of summer rain showers over central Japan and its relation with the thermally induced circulation, J. Meteor. Soc. Japan, **75**, 513-527.
- 小倉義光, 1995: 雷雨研究事始め日米比較, 気象, **39** (12), 4-8.
- 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**, 738-741.
- 櫻庭信一, 1996: 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.
- 田口晶彦, 奥山和彦, 小倉義光, 1997: 関東地方における熱雷の発生・発達環境—1995, 1996年夏季の事例解析より, 日本気象学会1997年春季大会予稿集, A106.
- 宇梶三男, 中三川浩, 1988: 栃木県における雷雲の発生と移動について, 研究時報, **40**, 80-81.
- 宇田川和夫, 1966: 熱的低気圧と雷雨との関連について, 研究時報, **18**, 487-489.
- 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**, 19-32.

Relations between Thunderstorm Developments and Diurnal Variations of Ascent Curves over Northern Mountains of Kanto District in Summer

Hiroo Omura*, Kikuro Tomine** and Takashi Hosokawa**

* (*Corresponding author*) *Department of Geoscience, National Defense Academy, Hashirimizu, Yokosuka Kanagawa 239-8686, Japan*

** *Department of Geoscience, National Defense Academy*

(Received 30 September 1998 ; Accepted 12 April 1999)

Abstract

Diurnal variations of ascent curves, and development of heat thunderstorm are investigated at Somagahara in a foot of Mount Haruna in Gunma prefecture with Omega rawinsonde in two days, Aug. 4 and 9, 1997. The results show that the mixing depth increased and the level of free convection (LFC) lowered in the day with the thunderstorm on 4 August. The convective inhibition (CIN) took the minimum values and it showed good condition for a convection to take place when the thunderstorms were observed. Moreover, no considerable stable layer which was expected to hinder development of a high convective cloud was observed over the LFC.

On 9 August, the day without heat thunderstorms, the mixing depth increased also. But there was no LFC owing to warm air over the notable stable layer in the middle atmosphere. Therefore, convective clouds did not develop into thunderstorms though some convective clouds were observed.

Showalter stability index reduced till the evening in the two days regardless thunderstorm development.