

北東気流による関東地方の局地的悪天について*

真島恒裕**

要旨

高層気象資料, 地域気象観測網資料, 気象衛星画像を使って, 北東気流による関東地方の局地的悪天について調査した。この現象は, 発達した低気圧の通過後, 相対的に暖かい東方海上で, 溢出した乾冷気団が変質を受けることが一つの要因となっている。これは, 気団変質により形成される下層の逆転層下の現象で, 関東・東海地方の太平洋岸沿いに発生する独特な現象である。

さらに悪天域が内陸に広がる場合には, この逆転層下に組織的な小じょう乱の発生が見出された。

1. 序論

関東地方には, 北東気流による局地的悪天と呼ばれる特有な現象があって, 一見, 大規模な前線や低気圧とは無関係に, 主として沿岸部に悪天が屢々発生し, 時には内陸部までひろがることがある。この現象は, かなり以前から知られており, 「気象の事典」によれば, 房総沖前線または北東気流型の悪天であると説明されている。しかし, その実体は必ずしも明確ではない。

普遍的な大気の状態(例えば, 高・低気圧, 寒冷・温暖前線など)を定義づけることは比較的容易であるが, 特定の名称を冠した気象現象(例えば, 梅雨, さみだれ, しぐれ, 春一番など)の実体を明確に定義することは困難な場合が多く, 地域, 季節, 規模, 程度, 気圧配置などによって, 他の似た現象と区別している。

標題の現象は後者に属する。西谷北高型気圧配置による全面的悪天と, 北東気流による関東地方の局地的悪天は区別するのが困難とされているが, 本論文では次のように区別して論を進め, 結論として定義を提案することにする。

一般に, 西谷北高型気圧配置による悪天は空間的ひろがりも広く, 下層だけの現象ではなく, また一部の地方に限られた現象でもない。したがって数値予報モデルで十分検出されるのが普通であり, 盛夏期・厳寒期を除いてよく発生する。

一方, 北東気流による関東地方の局地的悪天は規模が小さく, 下層のみの現象であって大規模じょう乱や総観規模の前線とは直接関係がない。このために, これまで数値予報モデルで検出されたことは殆んどない。関東地方で厳寒期を除いて秋から春にかけて多発する独特な現象である。

従来, 北東気流による関東地方の局地的悪天については, その予想が困難なことと屢々発生するために, 多くの調査が行われてきた。田中(1962), 安田(1962)は東海地方の天気について, 瀬下(1963)は, その時点までの調査を総合報告にまとめ, 齊藤(1971)は, その総合報告の結論を参照し, 考察を加えている。東京管区気象台(1977)には, 本論文の主題と多分にかかわりあいがあると思われるものが, 地域気象調査資料としてまとめられている。しかし関東地方東方海上のデータがないことと, 地域気象観測網資料, 気象衛星画像がなかったために, 前述の西谷北高型気圧配置による悪天と, 北東気流による局地的悪天とは, 必ずしもはっきり区別されていないように思われる。北東気流による悪天は, 主として関東・東海地方の沿岸部に発生し, いつも内陸部に広がるわけではない。内陸部に悪天域が広がった場合は, その後悪天が快復するかに見えても, 高層天気図で北西風が日本南部で卓越するようになる場合を除いて, 遅くとも12時間以内には, 西谷北高型気圧配置による全面的悪天か大規模じょう乱による全面的悪天になる場合が多い。このことが北東気流による局地的悪天と, 上述の全面的悪天との区別を一層困難にしてきた原因であろう。

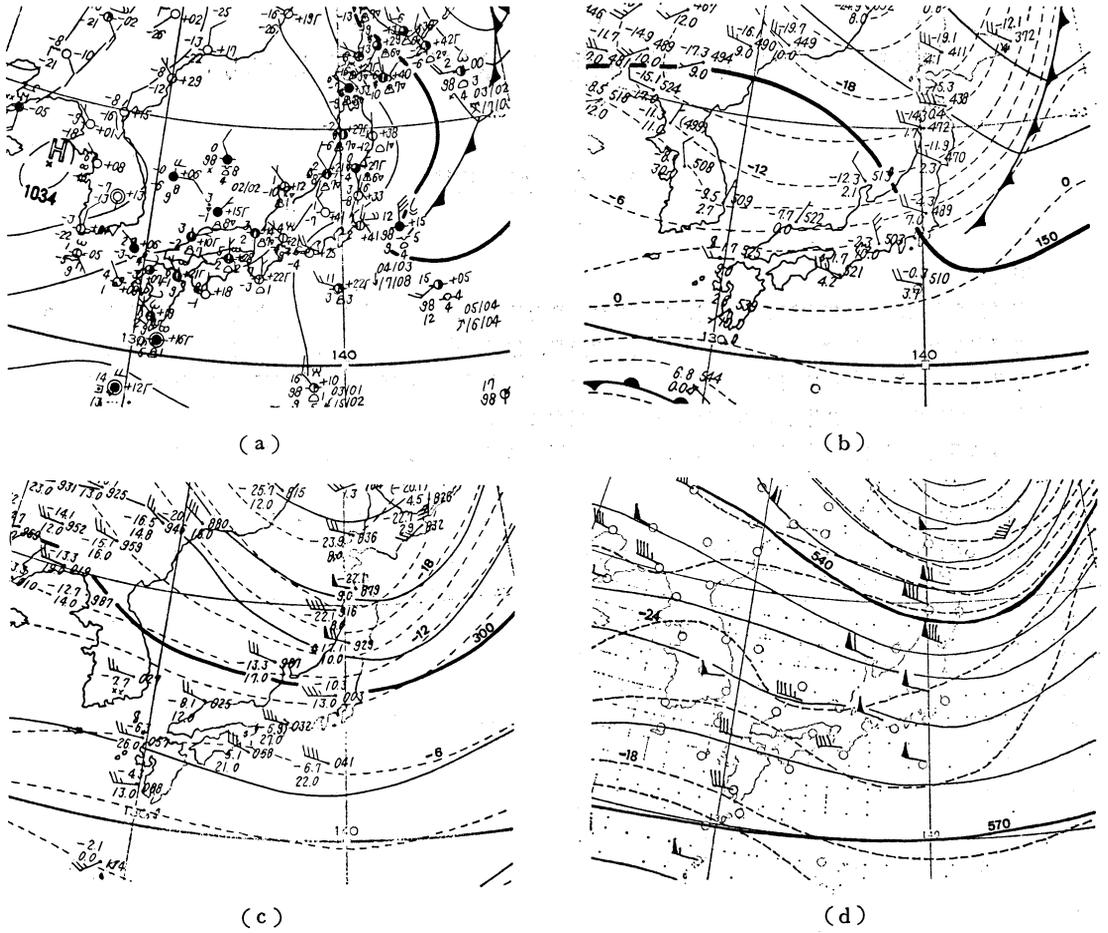
日々の天気図上では, 現象の理想化されたイメージは必ず変形されて出現する。したがって, ここでは幾つか

* On the local bad weather due to the north-easterly flow in the Kanto district.

** Tsunehiro Mashima, 気象庁予報課.

—1980年3月12日受領—

—1980年6月27日受理—



第1図 1979年2月4日21時

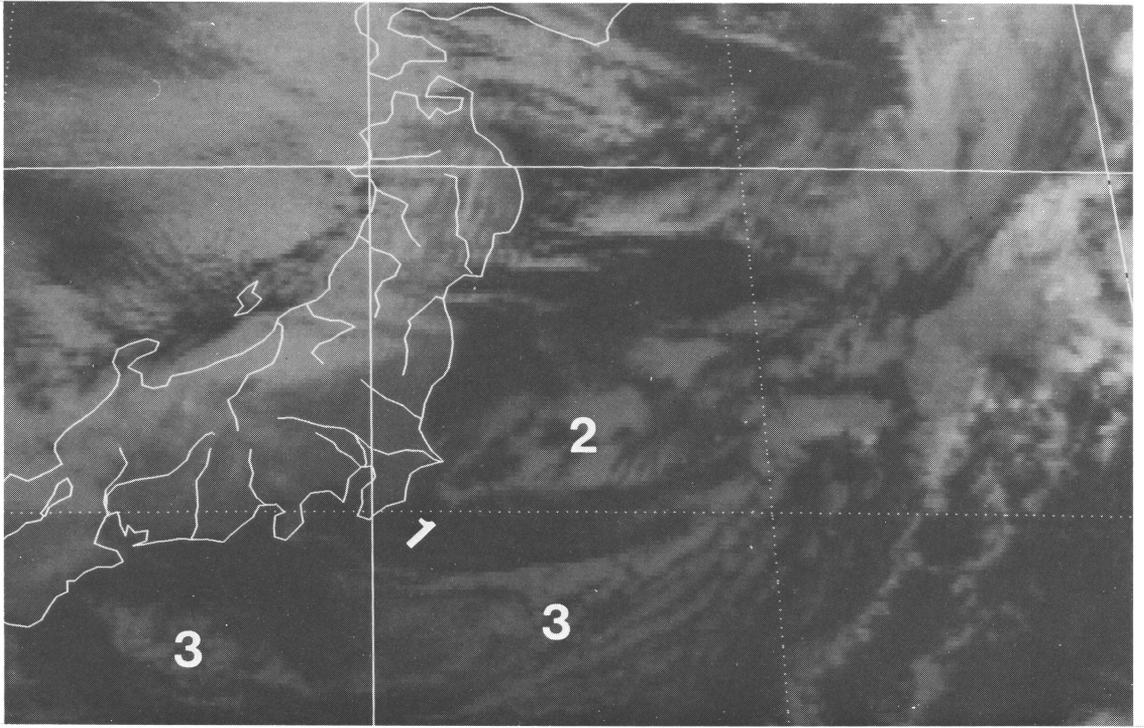
- (a) 地上天気図
- (b) 850 mb 天気図
 実線：等高線 (×10 gpm), 短破線：等温線 (3°C 毎), 短矢羽根：5 KT, 長矢羽根：10 KT, 三角矢羽根：50 KT を示す。
- (c) 700 mb 天気図
 説明は (b) に同じ
- (d) 500 mb 天気図
 説明は (b) に同じ

の事例の中からイメージのうかび易い典型的な代表例と思われるものをとりあげた。

2. 一般的天気経過

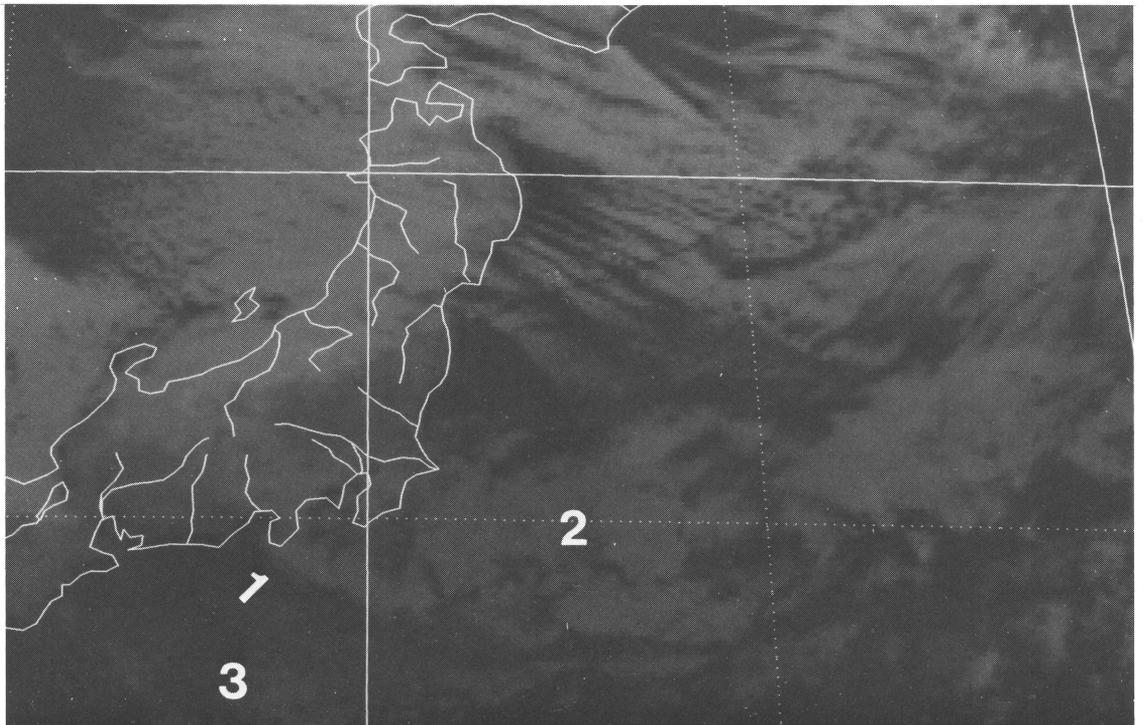
1979年2月4日寒冷前線が通過した関東地方では、朝一時八丈島で俄雨があった外は各地とも21時頃まで晴天であった。しかし、夜半頃から房総半島南端で曇り始め、5日09時頃には関東地方は北部の一部を除いて曇り

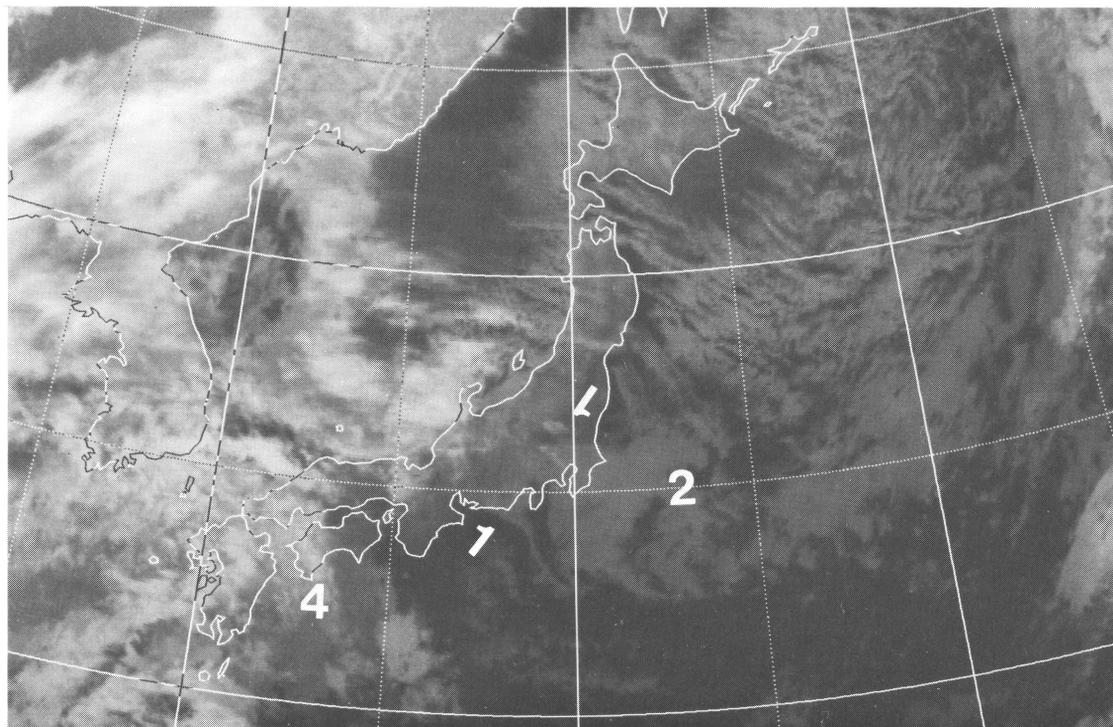
となった。関東地方の南部では、5日あけ方、一時雨の降った所もあった。九州は低気圧の接近で5日あけ方から雨となっていたが、近畿から中部地方にかけてはまだ晴れている所もあり、その後、雨域は西日本から次第に東に広がった。関東地方では中部地方よりも早く、正午過ぎから南東部で降り始め、夕方から全面的な雨となった。



写真I (上) 1979年2月4日21時 赤外画像。数字2で示す局地的悪天をもたらすことになる雲システムは陸地に達しておらず、その西端を1で示す。寒冷前線に伴う雲システムを数字3で示す。

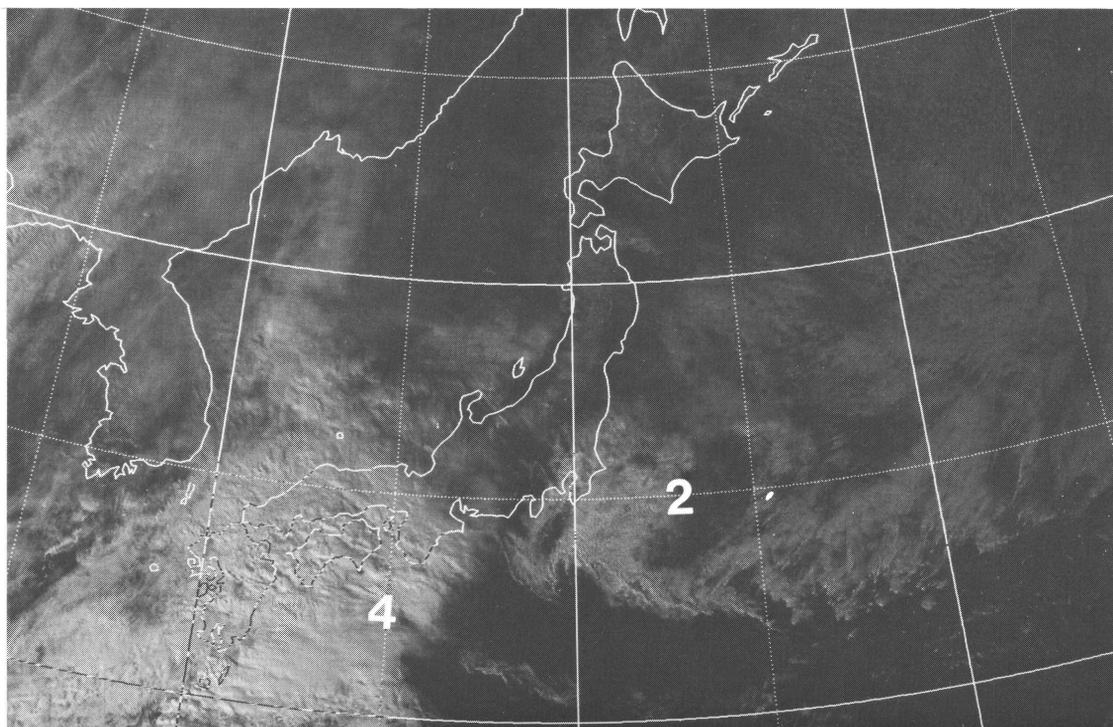
写真II (下) 1979年2月5日03時 赤外画像。2で示す帯状下層雲の広がり顕著。その西端を1で示す。3で示す雲システムは消散傾向。





写真Ⅲ(上) 1979年2月5日09時 赤外面像。2で示す带状下層雲の西端と、関東南部へ広がった先端を1で示す。4は西方の大規模じょう乱に伴う雲システムを示す。

写真Ⅳ(下) 1979年2月5日15時 可視画像。2で示す雲システムの带状構造はくずれ始めており、寒気移流もなくなっている。4は大規模じょう乱に伴う雲システムを示す。



3. 天気図上の特徴

寒冷前線通過後の1979年2月4日21時の天気図を第1図に示す。地上天気図だけでなく各層天気図を同時に提示したのは次の理由による。

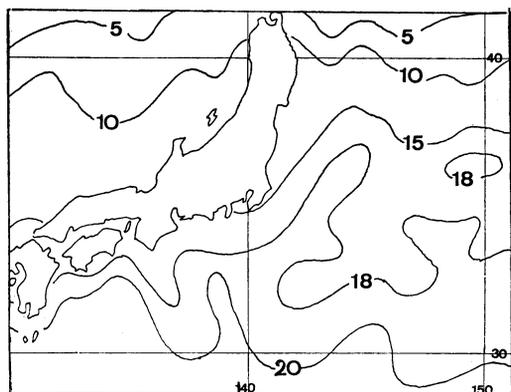
これから述べようとする気象現象は、三次元空間の現象であり、下層の現象も、後述のように上層とかかわりあいをもっている。したがってその現象が、三次元空間のどんな条件の中で発生したかを示すためである。

第1図(a)の地上天気図の表現によれば、東海上に出た寒冷前線を銚子の沖合で途切れさせている。しかし同図(b)で対応する寒冷前線の後方には、等温線の集中が認められ、やや温度傾度を弱めながら、関東地方から対馬海峡方面にのびている。これは同図(d)の500 mb 天気図で朝鮮半島北部から東北地方南部にむかう強風帯に対応している。また同図(d)では中国東北地区から南東に指向する別の強風帯があって、東北地方で合流しているが、これについてはこれ以上ふれないことにする。これらの強風帯は300 mb 天気図(図は省く)における偏西風ジェットと対応をもっている。

850・700・500 mb 各天気図とも非常に乾燥しており、この後、関東地方沿岸部で発生した、局地的悪天の兆候は何も見当らず、数値予報モデルの予想でも検出されていなかった。

4. 関東地方の東海上における変化

1979年2月上旬の関東地方の東海上の平均海面水温は第2図に示すように、親潮と黒潮に対応して温度傾度が大きく、しかも気温に比較してかなり温度が高い。寒気吹き出し後の気団変質に関しては、「東シナ海における



第2図 1979年2月1～10日
平均海面水温図。実線：等温線(°C)。

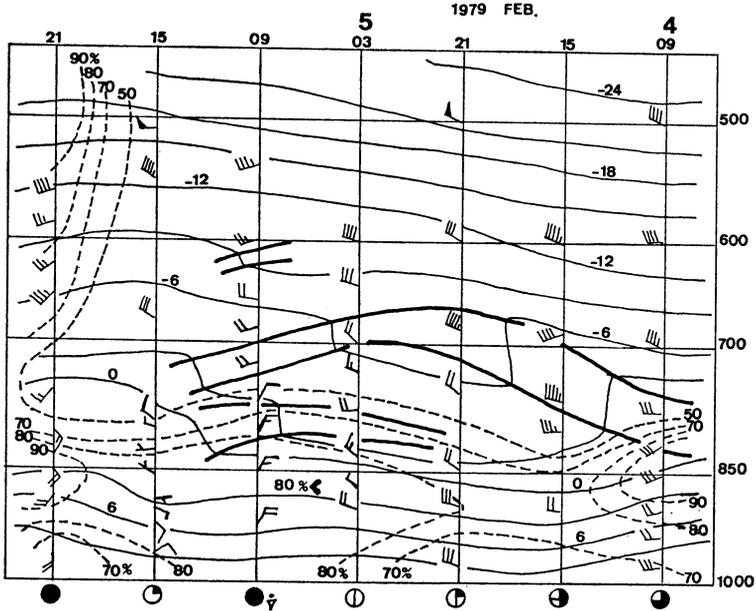
気団変質の研究」(気象庁技術報告第93号)に詳述されている。ここでは関東地方の東海上でどのような変化が起っているかを、現象論的に見ていくことにする。

寒気の吹き出し直後は海上に吹き出す風も強く、変質を受けた空気もどンドン吹き払われるが、ある程度寒気移流が弱まると、海面から潜熱・顕熱および水蒸気の補給を受けて変質した寒気からなる下層の対流混合層も次第に定常化してくる。その模様を見るために、第3図(a)に八丈島の高層気象実況時間断面図、同図(b)に相当温位時間断面図を示す。

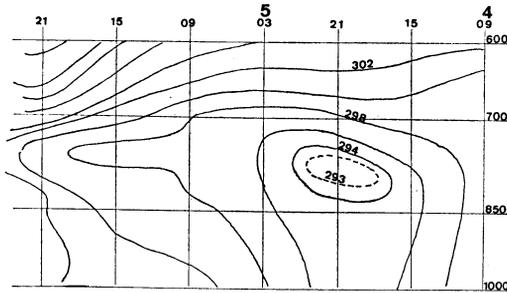
第3図(a)を見ると、4日21時過ぎから安定層が上・下2層形成され始めている。上方の安定層は寒冷前線面で乾燥している(相対湿度20%以下)。下方の安定層は、この後、次第に明瞭になっている。15時から21時にかけて湿潤層(相対湿度70%以上)は薄くなっているが、21時頃から湿潤度を増しながら(相対湿度80%以上)厚くなっている。第3図(b)と比較すると、15時頃から対流不安定となっており、21時頃からは顕著な湿潤不安定となっている。すなわち、気団変質に基く湿潤な対流混合層が形成されている。対流が起ると対流到達高度の上に安定層または逆転層が形成されることになり、それが第3図(a)で認められる下方の安定層である。この安定層の上方は急激に乾燥しており、西風の鉛直シャーも大きい。安定層の下方は充分湿った対流混合層となっているが、暖湿移流を示す南分をもった気流は見当らない。これは、斉藤(1978)、二宮(1978)の指摘する気団変質に関係する逆転層または安定層に外ならない。安定層の下面にはやがて層積雲を主体とする下層雲が生成され始める。その模様を写真Iと写真IIに示す。

第1図(a)と写真Iと比較すると、銚子沖の下層雲(数字2で示す)は寒冷前線の後面にある。2月4日21時以前の衛星画像を迎ると、仙台沖あたりから雲域を広げながら南下してきたものであり、寒冷前線にともなう雲システムではない。それに当るのは八丈島の南のスジ状の雲(数字3で示す)であろう。その西の端は遠州灘の雲域に連なっているように見える。

6時間後の写真IIを見ると、遠州灘にあった雲と、それに連なっているかに見えていた雲は消散し始めている。一方、関東地方の東海上では、北緯35度線に沿って幅約300 kmの带状雲(数字2で示す)が明瞭であるがスジ状構造はない。3時間間隔の衛星画像で迎って見ると、銚子沖の雲が雲域を広げながら南下するにつれて東方沖合の雲と一緒に、さらに雲域を広げ、沖合か



(a)



(b)

第3図 1979年2月4～5日.

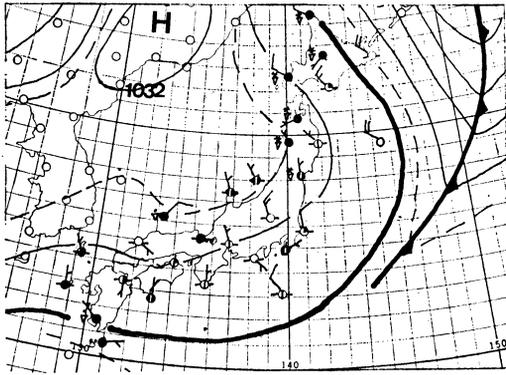
- (a) 八丈島の高層気象実況時間断面図.
太い二重線：安定層，細実線：等温線（3°C 毎），短破線：相対湿度（%），
短矢羽根：5 KT，長矢羽根：10 KT，最下段に天気・雲量を記号で示す.
- (b) 八丈島の相当温位時間断面図.
実線：等相当温位線（2°K 毎）.

ら陸地に向ってのびてきたかのように見える。雲域の西端は房総半島から伊豆半島に達している。同時刻の地上天気図（第4図）を見ても、寒冷前線はさらに遠ざかっており、北緯35度線にそって地上の収束線または水平シアーラインは見当らない。この後、5日15時頃までのこの下層の帯状雲はこの位置に停滞した。

これが北東気流による関東地方沿岸部の局地的悪天域の雲であり、房総沖前線といわれるものにとりなり雲シ

ステムであろう。

気圧配置に大きな変化がなければ、このままの形で内陸部に悪天がおよんでくることはないし、この下層の安定層下の帯状雲は定期的に持続する寒気移流と対流混合により維持される。次節でその理由と一、二の問題点を吟味する。



第4図 1979年2月5日03時 地上天気図。

5. 考察 I

なぜ雲は沖合から陸地に向ってのびてくるのか。なぜこの下層の安定層下面にできる層積雲は带状になり停滞するのか。対流不安定な混合層の層厚が凝結高度以上であれば、どこに雲が発生してもよく、带状にならなくてもよい筈である。まずこれらの問題を考えて見たい。

写真Iと第3図とを比較すると、八丈島付近での寒気移流は15時から21時頃にかけて最も強いにも拘らず、問題の下層雲(数字2で示す)はまだ銚子沖にあって陸地に達していない。したがって、寒冷前線によるものでないことは明らかである。

5日03時の写真IIを見ると、仙台付近からはクローズドセル状の吹き出し雲があって、高気圧性曲率をもち、北海道南方海上には低気圧性曲率をもつ、オープンセル状の吹き出し雲がはるか沖合にのびている。前者は寒気の層が薄く、後者は厚いといわれる(オープンセル・クローズドセル状雲については、Anderson, R.K., et al., 1974か、または対流論、あるいは他の衛星写真に関する文献を参照されたい)。

また寒気の吹き出しに関し、斉藤(1978)は渦位の概念から、流線が低気圧性曲率をもつ場所では寒気の層が厚く、高気圧性曲率をもつ場所では薄いと説明し、二宮(1978)は、渦位説は事実と一致しているかも知れないとしている。

写真IIで、オープンセル状の吹き出し雲は、かなり厚い寒気の吹き出しにともなうものと思われる。吹き出し雲は密集してはるか沖合までのびている。クローズドセル状の吹き出し雲は、今の場合、まばらでしかも先端は広がり、雲が消失し始めているのがよくわかる。前者に比し、吹き出す寒気の層はうすく弱いと言えよう。仙台

以南の海岸線からは吹き出しを示すスジ状の雲列は殆んど見えない。阿武隈山系でさえぎられ、スジ状の雲列も出来ない程、寒気の吹き出しが弱められていることになり、吹き出す寒気の層は一層薄いと言えよう。

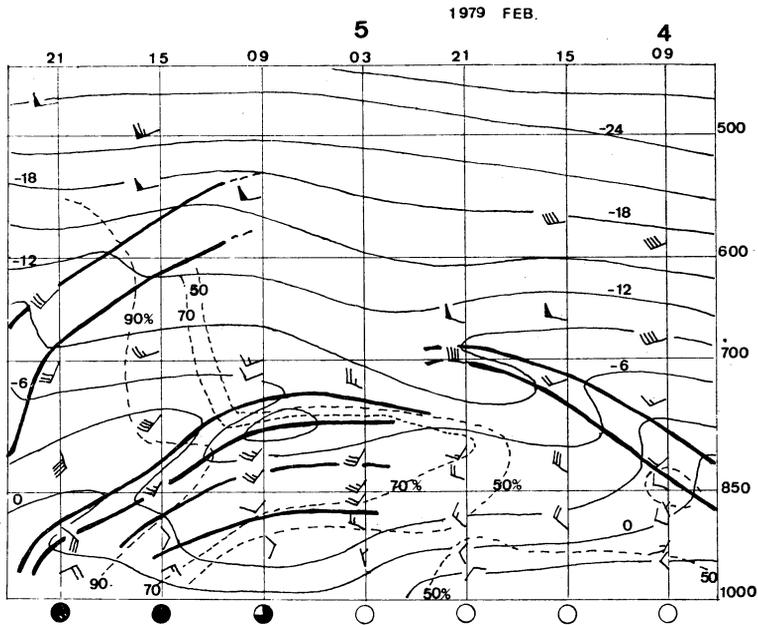
上述のクローズドセル状の吹き出し雲の先端における広がりや雲の消失は、性質の異なる気塊の混合・拡散によると考えられる。このクローズドセル状雲の消失する付近から東方では西方に比してより強く、寒気の南下につれて海上における気団変質による混合層の発達が始まり、やがて混合層が凝結高度以上の厚さに達すると、安定層下面に雲頂をもつ層積雲が発生し始めることになる。その成因からして安定層下面の高さは、海面から補給される熱量が多くて気温が低いほど高くなることは以前から知られている。したがって、海面に接する寒気の海上での滞留時間が長い沖合ほど混合層は厚いと推定される。このことが、南下しながら雲域が広がったことや、また沖合から陸地に向って雲域が広がるように見えることの一つの説明となっていると考えられる。

なぜ問題の下層雲は带状にのびて停滞するのだろうか。

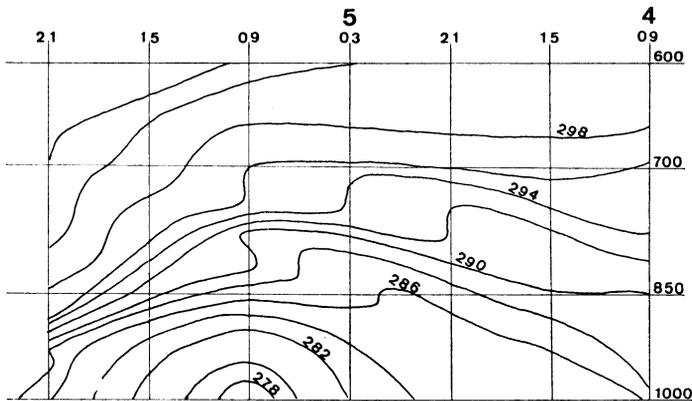
第1図(a)(b)と第4図との比較から、第3節で述べた傾圧帯(前線帯)は、5日03時には北緯35度付近に位置していた(第7節参照)。

5日03時の写真IIと第4図の地上天気図を比較すると、問題の下層雲(数字2で示す)のある場所は、先述した高気圧性曲率をもつ浅い寒気移流の場で高気圧の縁辺部にあたる。しかし明瞭な水平シャーラインまたは収束線は見出せない。この带状雲の南側では蒸発が期待されるが、北側から定期的に持続する寒気移流と対流混合によって安定層下の混合層は維持され、蒸発する雲と新たに生成される雲がバランスすれば、带状下層雲も定期的に維持されることになる。

下層では風は北分を持つにもかかわらず、下層の傾圧帯はほぼ維持されている。それは海面水温傾度、気団変質の過程および大規模場の三者のかかり合いで傾圧帯が維持されているためであろう。この傾圧帯は偏西風ジェットと対応している。すなわち、本例の場合は気団の境界としての傾圧帯(前線帯)が定期的に維持されるように、温度場と高度場を通じて大気の三次元的な流れの場が構成されていると考えられる。この傾圧帯が強化されるか、このままやがて消失してしまうか、停滞するかしないか、それもまた三次元的な大気の流れによって定まることである。



(a)



(b)

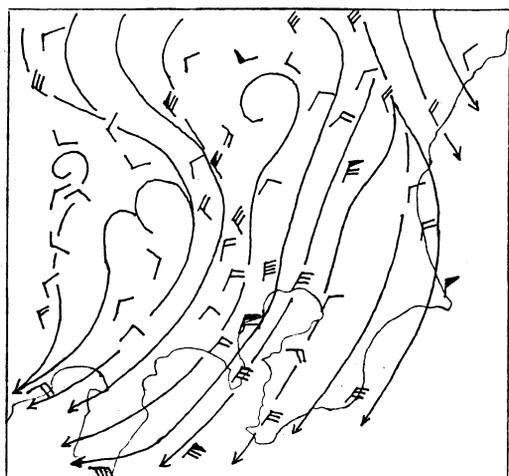
第5図 1979年2月4～5日. 説明は第3図に同じ

- (a) 館野の高層気象実況時間断面図
- (b) 館野の相当温位時間断面図.

6. 関東地方の内陸部における変化

第4節で、溢出した寒気の海上における変化を見てきたが、同じ期間に、陸上ではどんな変化があったかを見るために、第5図(a)に館野の高層気象実況時間断面図を、気団の特徴を見るために第5図(b)に相当温位時間断面図を示す。2月4日夜半頃から850 mb 付近の安定層と800 mb 付近にも逆転層があるのが目につく。上方

の逆転層は寒冷前線の名残りであるが、第5図(b)と比較すると、4日21時頃から寒冷前線は複雑な変化をしていることがわかる。寒冷前線が関東地方を通過する時は、山脈の影響でこのような複雑な変化をすることが多いが、ここではこれ以上ふれないことにする。下方の安定層は5日夜半頃から出現し始め、その下には乾冷な大気が流入している。第3図(b)と比較すると、あたか



第6図 1979年2月5日03時 地域気象観測網資料による関東地方の流線図。— は1 m/sec, - - は5 m/sec.

も12時間遅れて関東平野に寒気移流があったように見えるが、これは観測が12時間毎に行われているためであり、山岳の影響で幾分遅れて流入したと見るべきであろう。地域気象観測網資料による実況図を見ると、4日夜半前から5日朝にかけて寒気移流が強かったことがわかる。その一例として5日03時の流線実況図を第6図に示す(この図だけ風速を表わす矢羽根の単位が違っていることに注意されたい)。

この乾冷氣団は陸上を通過しており何ら変質を受けていない。第5図(b)からそれは非常に安定な乾冷氣団であると理解される。5日09時には、高さが900 mbにおよぶ明瞭な寒気ドームが関東地方の陸上をおおっていたと推定される。

このように、寒冷前線通過後、上方に寒冷前線面の名残りの安定層があって、その下方に乾冷大気のドームが出来るという過程は、関東地方ではいつも起ることである。

ところがこの後、関東地方南部に悪天域が広がった。第5図(a)で4日21時に湿った南西風が800 mb付近に観測されているが、時間の経過とともに冷湿な南西風の層は下層に向かって層厚をまし、5日09時には、上方の強い逆転層下面から下方の安定層下面に至る100 mbの層厚をもつ湿潤層になっているのが注目される。湿潤度が強まるにつれて逆転の度合いが強まり、5日09時には逆転層下面で相対湿度87%、上面の上方では20%以下となっ

ている。第5図(b)を見る限り強い対流不安定はない。内陸部に悪天が広がらない他の事例と比較すると、上述の現象は寒冷前線通過後にいつも起る現象ではなく、別の要因があると推察され、次節で吟味することにする。

7. じょう乱の発生

第7図に2月5日09時の各層天気図を示す。500 mb天気図では西南西風が卓越し、300 mbの偏西風ジェットに対応する強風帯が、対馬海峡から関東北部を通過している。700 mb天気図ではそのやや南側の強風帯と潮岬の風向の違いが目につく。850 mb天気図では中部地方の風の乱れが目目され、北緯35度線沿いの傾圧帯(前線帯)の存在が確認される。一方、地上天気図では、九州南西海上に大規模じょう乱があって、九州方面は雨となっている。また関東地方東方海上の帯状下層雲のある付近は、第4図と比較して、風向が北東となり風の南北成分が弱まっている。

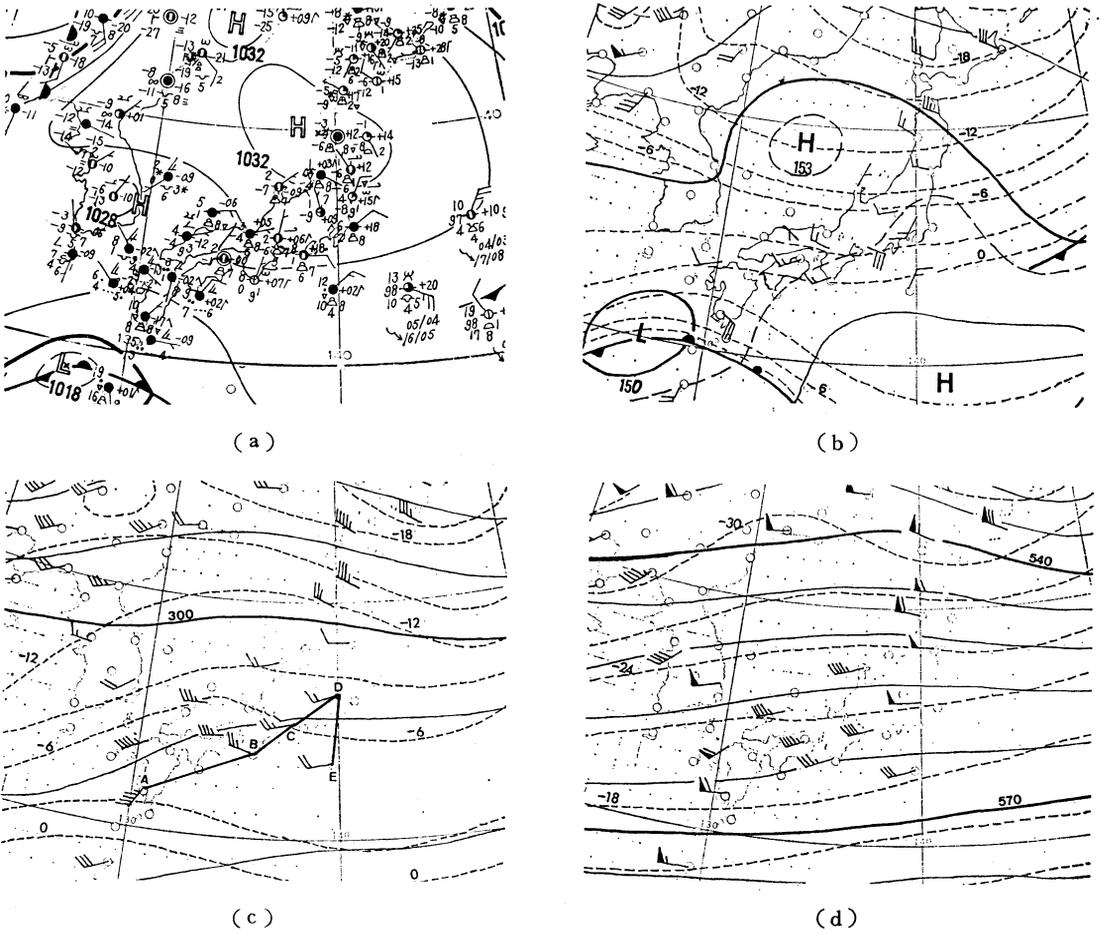
第8図は第7図(c)のABCDEを結ぶ線に沿う鉛直断面図である。

浜松から館野にかけては強い逆転層があり、その上方は非常に乾燥していて、相対湿度は20%以下である。さらに、この逆転層は八丈島上空の乾燥した安定層に連なっているが、八丈島では下方の安定層がはっきり形成されており(第3図(a)), 相当温位分布から、八丈島・浜松の間の海上では(D点を除いて考えると)、気団変質に基く安定層があるだろうと推察される。その安定層を、第8図では太い二重の長破線で示した。鹿児島から潮岬上空にいたる太い二重線は大規模じょう乱にとまなう温暖前線面である。内陸に当る館野の寒気ドームについては既に述べた。

第8図で注意を引くのは、浜松付近の強い逆転層下の湿潤と潮岬-浜松間の温度・風向・風速の相違である。これらの観測事実はじょう乱の存在を示すものである。第9図の900 mb天気図からは、伊勢湾付近に低気圧が認められる。第7図(a)(c)(d)には明瞭な変異は認めにくいだが、第7図(b)で弱い気圧の谷が認められる。温度場を見ると、この低気圧の東側では下層の温度が西側よりも低くなっているようである(900・850・700 mb)。500 mbでは特に目立つ変異はない。

第9図に示す小低気圧と東側の高気圧セルによって、海上の冷湿な変質気団が館野上空に運びこまれたと考えられる。その模様を見るために写真Ⅲを示す。

5日03時に伊豆半島までのびていた安定層下の下層雲



第7図 1979年2月5日09時. 説明は第1図に同じ

- (a) 地上天気図
- (b) 850 mb 天気図
- (c) 700 mb 天気図
- (d) 500 mb 天気図

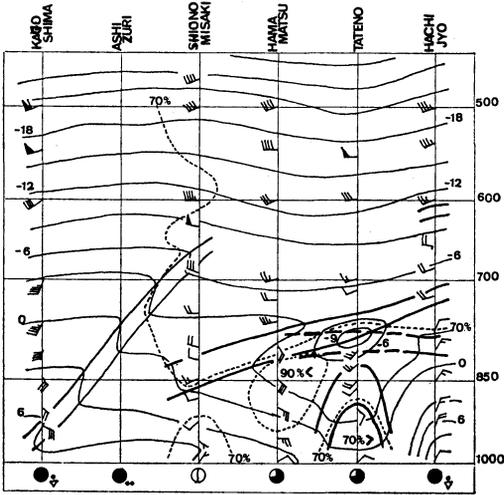
(写真II)は下層の風に流されて、5日09時には、その西端が浜松付近にのびている。一方、関東平野の内陸部もこの下層雲におおわれている。この帯状下層雲は全体としてやや南下しているが、仙台付近から南東海上への寒気移流はまだ続いており、関東地方付近では雲域の中も広がっている。小さな低気圧が見出された伊勢湾付近はまだ晴れており、西方の大規模じょう乱による雲域(数字4で示す)と上述の下層雲は明瞭に区別される。第8図で八丈島から浜松にかけて、海上の安定層を二重長破線で想定したこと、館野上空の南分をもつ冷湿気流は、海上の混合層から運びこまれたと推定したこと

は、妥当であったことがわかる。

このように、北東気流による関東地方沿岸部の局地的悪天が、内陸部に広がってくる時には、逆転層または安定層下に小じょう乱が発生する。そして沿岸部の対流混合層から持続的に、雲と冷湿不安定大気が運びこまれることによって悪天となるが、天気のおくずれは小さいのが普通である。

8. その後の経過

5日15時の衛星画像を写真IVに示す。関東付近の下層雲は、やや東に移動しながらまとまりを見せているが、



第8図 1979年2月5日09時. 鹿児島, 潮岬, 浜松, 館野, 八丈島を結ぶ線に沿う鉛直断面図. 二重長破線: 浜松, 八丈島間の海上にあったと推定される安定層. 他の説明は第3図(a)に同じ.

15時の地上天気図(図は省く)では小じょう乱は見出されていない. 下層雲の帯状構造は崩れ始め, 安定層もこわれ始めており, 仙台付近からの寒気移流も殆んどなくなっている.

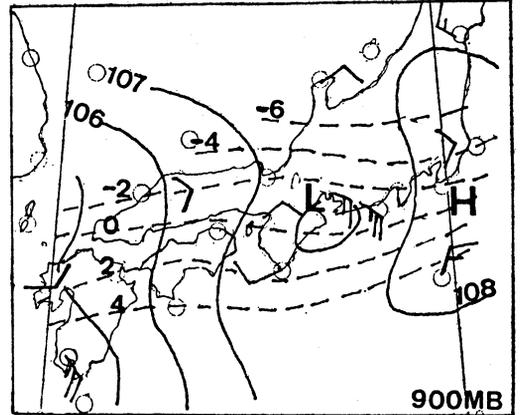
15時に, 東京は弱い並雨, 八丈島では俄雨を観測し, 銚子では12時から15時の間に俄雨があったことを報じている. この後, 小じょう乱によりややまとまりを見せたかと思われた下層雲域は, 安定層の解消につれ, 西方から東進してくる大規模じょう乱に伴う雲域と次第に区別がつかなくなった.

9. 考察 II

第7節で伊勢湾付近に発生したと思われる小じょう乱についてふれておきたい.

この小じょう乱は, 各層天気図や雲写真を使っても追跡出来ない. 地上天気図, 500 mb 天気図には検出されず, 900 mb 天気図で閉じた低気圧(振巾が大きいことを意味する)となっており, 700 mb 以下でじょう乱の東側の温度が西側より低くなっているようである.

特徴的なことは, 下層の傾圧帯(前線帯)に沿う逆転層下の湿潤な混合層内に, 組織化されたじょう乱であるということである. またこの前線帯に沿って約1,000 km 西方には, その南側に別の前線を伴った大規模じょう乱



第9図 1979年5月09時 900 mb 天気図. 実線: 等高度線 ($\times 10$ gpm), 破線: 等温線 (2°C 毎)

があって, 大規模じょう乱の付近では二つの前線帯が一つになっているのが, 総観天気図上での特徴と言えるかも知れない.

下層の湿潤層内では, 中間規模以下のいろいろな波が, 特定条件下で不安定化するという数多くの研究があるが, 上述のじょう乱がどんな種類のじょう乱であるかは, その規模があまりにも小さく, 観測の時空間密度を考えると, これ以上の追求は無理であろう. しかし傾圧帯(前線帯)に沿って, 安定層下面に湿潤層が維持され, 小じょう乱が発生し, 大規模じょう乱とかかわり合うという一連の過程は興味深い. どのようなかかわり合いをもつかは今後の問題であろう.

10. まとめ

昭和54年初頭から年末にかけて実際に検証した結果と併せ考えると, 次のように言える.

まず定義として以下のように提案したい. 「北東気流による関東地方沿岸部の局地的悪天は, 気団変質による下層の逆転層下の対流混合層内の現象であって, 偏西風ジェットに対応する下層の傾圧帯(前線帯)に沿って発生する現象である.」

二次元の気圧配置で区別がつかない現象も, 三次元的な大気構造を考察すると, かなりはっきり識別出来るようである.

雲の発生する場所と程度は傾圧帯(前線帯)の走向と, 海面水温と気温(低気圧が発達した場合は850~800 mb 付近の気温)との差によると考えられる.

逆転層または安定層下面に出来る雲は層積雲が主体で、雨は比較的弱いが悪天域は停滞する。そして気温の下降時に凝結量がふえるため現象の程度は強まる。

内陸部に悪天域が広がる場合には、上述の逆転層下に組織化された小じょう乱が発生している。実際に検証した他の例でもそうであるが、この場合と同じように、大規模じょう乱が前線帯に沿って西方約 1,000 km に接近すると発生しているようである。小じょう乱の存在は地上天気図（気圧場）には明瞭に現われないが、下層の風系の変動と、天気変化で認識出来る。このような場合には、間もなく全面的悪天につながる場合が多い。なお現在の数値予報モデル（プリミティブモデル）は本論文に出てくる下層の安定層上方の下降流場はうまくシミュレートしている。したがって本題の現象はモデルの予想限界外の現象と言うことが出来よう。

謝辞

資料作成の際、予報課 三橋 資料係長の労を煩わし、

作図に当っては、柴田 予報官、市沢 調査係長に便宜を計って戴いた。厚く感謝します。

文 献

- Anderson, R. K., *et al.*, 1974: Application of Meteorological Satellite Data in Analysis and Forecasting, Chapter II.
- 二宮洗三, 1978: 気団変質過程のエネルギー収支, 気象庁技術報告, 93, 67-107.
- 斎藤直輔, 1971: 関東地方の北東流についての一考察, 研究時報, 23, 241-254.
- , 1978: AMTEX 領域の総観現象とその解析, 気象庁技術報告, 93, 9-40.
- 瀬下慶長, 1963: 関東地方の北東気流, 気象研究ノート, 14, 81-91.
- 田中源造編, 1962: 北高(北東気流)型の流圧配置と東海地方の天流, 研究時報, 14, 412-419.
- 東京管区気象台, 1977: 地域気象調査資料, No. 45, 関東・甲信地方の小低気圧について.
- 安田清美編, 1962: 北高(北東気流)型の気圧配置と東海地方の天気, 研究時報, 14, 108-118.

気象学会および関連学会行事予定

行 事 名	開 催 年 月 日	主 催 団 体 等	場 所
第24回国際地理学会議 (気候関係)	昭和55年9月1日～4日	国際地理学連合 (IGU)	全共連会館 都市センターホール
月例会「大気数値シミュレーション」	昭和55年9月3日	日本気象学会	東大海洋研究所
第17回自然災害科学総合シンポジウム	昭和55年10月20日～21日		名古屋大学農学部
昭和55年日本気象学会秋季大会	昭和55年10月29日～31日	日本気象学会	京都教育文化センター
第6回リモートセンシングシンポジウム	昭和55年11月18日～19日	計測自動制御学会	国立教育会館
第18回粉体に関する討論会	昭和55年11月27日～29日	日本化学会ほか	豊橋技術科学大学
第27回風に関するシンポジウム	昭和55年12月9日		気象研究所講堂
IAMAP Third Scientific Assembly*	1981年8月17日～28日		西独ハンブルグ市

*詳細は、本誌9月号 NEWS 欄をご覧ください。