

台風8922とその北側を進んだメソ寒冷前線に伴う 南関東の下層風の特徴*

藤 部 文 昭*¹・田 畑 明*²・赤 枝 健 治*³

要 旨

台風8922が房総半島を北東進した際の下層風の特徴を、その北側を進んだメソスケールの寒冷前線に注目しながら解析した。このメソ前線は当初は薄い寒気を伴うものであったが、台風が近づくとともに寒気の厚さが増して強いシアを伴い、その後面にはごく低い高度に 30 ms^{-1} の風速極大が存在した。この前線付近では台風本来の渦風の気流は著しく変形され、弱風から強風への不連続的移行や、台風経路の左側における時計方向の風向回転など、台風通過時としては異例の変化が認められた。また、前線の後方には大きな上昇流が存在し、幅 $30\sim 40 \text{ km}$ の強雨帯が現れた。

1. はじめに

台風が本州に近づくと、前線帯が強化されていくことが多い。しかし多くの場合、このような前線強化はマクロな視点から捉えられる傾向があり(「前線が活発化して各地で大雨が降る」というような見方)、台風を中心付近の下層風と前線との関連に目が向けられることは少ないようである。

一方、古い文献の中にはもう少しミクロな視点から台風を中心付近におけるメソスケールの前線(不連続線)を記述したものが見受けられる。例えば、台風接近時に関東平野に大雨をもたらす温暖前線は戦前から記述されている(大谷・寺田, 1934; 大谷・曾根, 1937など)ほか、大型台風の後面を進んだ寒冷前線の報告例がある(内海・中沢, 1956; 蔵重・奥山, 1965など)。このほか、昭和20~30年代の台風に関する報告(中央気象台彙報, 気象庁技術報告など)の中で、台風を中心付近に見られるいろいろなタイプの“前線”や“シ

アライン”が描かれている。これらの場合、台風の中心付近の気流が非対称化し、強い水平シアや停滞性の強雨域を伴うのが特徴である。

最近では、アメダス等を使った地上風解析(藤部, 1992, 1993)や、ドップラーレーダーを使った降雨系の解析(Sakakibara *et al.*, 1985; 岡村・田畑, 1987)において、台風の強風域内に存在するメソ前線が扱われている。これらの前線は一般の温帯低気圧に伴ってはめったに見られないほどシャープであり、著しい強風や大雨を伴う傾向がある点で、防災上の観点から無視できない存在である。近年ではこのテーマの研究は比較的少なく、メソ現象についての研究の進展に取り残されているような観があるが、現象の実態についてさらに調査を積み重ねることが望まれる。

今回は、こうしたメソ前線の1例として、房総半島を通った台風8922の事例(1989年9月20日)を取り上げる。この場合には、台風の北側をメソスケールの寒冷前線が東進し、その通過の際に房総半島北部で強い北風が吹いたのが特徴である。このとき成田空港では、気象研究所の3cmドップラーレーダーによる観測が行われており、下層の特異な風速分布が捉えられた。これは台風を中心付近のメソ前線を観測した数少ない資料である。本報告では、このほかに気象官署の自記記録やアメダス資料などを使い、台風の接近から通過までの前線の振舞と下層風の特徴を記述する。

なお本稿で言う“メソスケール前線”“メソ前線”と

* Features of surface wind fields in the south Kanto plain during the passage of a tropical storm and a mesoscale cold front in its northern portion.

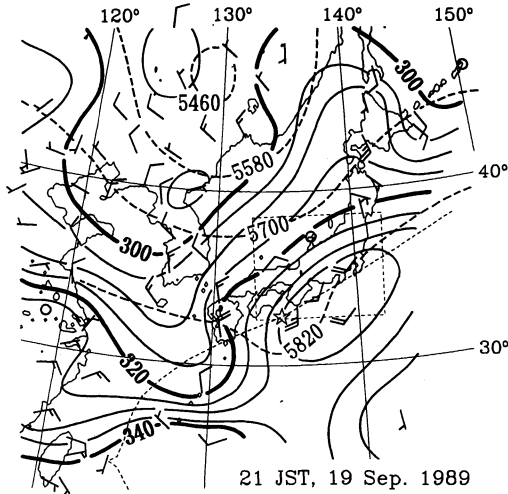
*¹ Fumiaki Fujibe, 気象研究所予報研究部.

*² Akira Tabata, 気象庁予報部予報課.

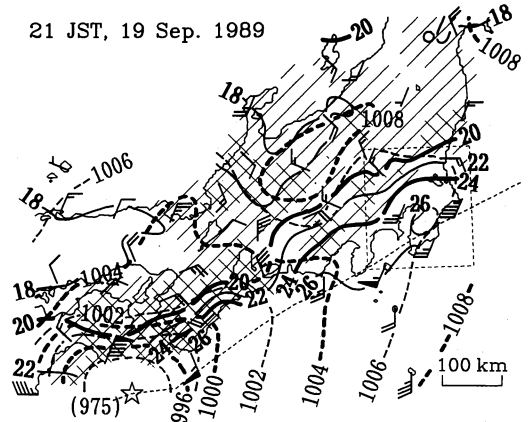
*³ Kenji Akaeda, 気象研究所台風研究部.

—1995年1月20日受領—

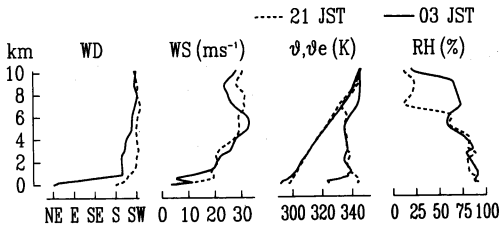
—1995年5月1日受理—



第1図 1989年9月19日21時の総観状況。850 hPaの風を矢羽根で表し、短い羽根は2.5 ms⁻¹、長い羽根は5 ms⁻¹、○は無風。850 hPaの相当温位を実線で5 Kごとに示す。500 hPaの等高線を破線で120 mごとに示す。台風8922の地上経路を点線で、中心を☆で示す。第2図の領域を点線で囲んで示す。



第2図 19日21時の本州中部の地上気象状態。風を矢羽根で表し、長い羽根は2 ms⁻¹、旗は10 ms⁻¹。気温を実線で表し、等温線は2°Cごと(5 Kkm⁻¹の高さ補正をした値)。海面気圧を破線で表し、等圧線は2 hPaごと。斜線域は前1時間降水量が1 mm以上、網状の斜線域は4 mm以上の領域。第4、6図の領域を点線で囲んで示す。



第3図 館野の高層観測結果(19日21時と20日03時)。WD=風向、WS=風速、 θ 、 θ_e =温位・相当温位、RH=相対湿度。

は、アメダス等で定義される幅数10 km以下の温度傾度集中帯を表す語であり、簡便さのため誤解のおそれがない場合には適宜“メソ”を外す。また“メソ前線”とは言っても、本稿で扱う例は総観場の前線帯の中に現れたものであり、総観規模前線と無関係の存在ではないことを断っておきたい。

時刻はすべて日本時間(中央標準時=JST)である。

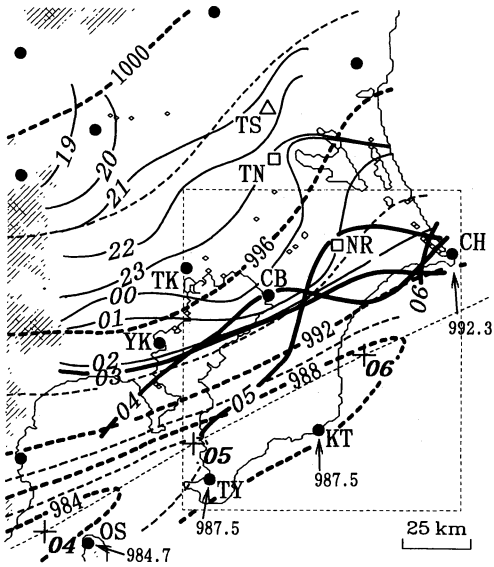
2. 台風接近に先立つ関東付近のメソα場と地上風系

2.1 本州中部のメソα状況

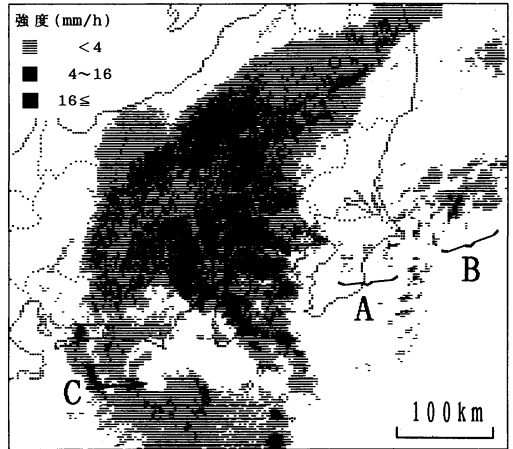
第1図は19日21時の総観状況を示す。台風8922は小

型で、日本海から南へ延びるトラフに包まれるように九州～四国～本州の南岸を60～70 kmh⁻¹で東北東へ進んだ。850 hPaでは、本州～日本海は南東-北西方向に相当温位(θ_e)の傾度があり、緩やかな前線帯になっていた。

第2図は21時の本州中部～四国の地上状態を示す。台風の中心から200 km程度の範囲には、これを取り巻く渦状の風が見られる。一方、紀伊半島から東海・関東にかけてメソ前線が存在し、数10 km以内の幅に5°C程度の気温差がある。このメソ前線は、本州付近をゆっくりと南下した寒冷前線帯に付随するものであり、Fujibe (1991)は18日から19日にかけて本州中部で見られたメソ前線の日変化的振舞を記述している。19日の昼間にメソ前線が中部山岳を南下した際には、後面(北側)に強い雨域が存在し、その通過は気温の急降下によって明瞭に定義できる。この間、前線通過の等時線は観測点の標高(400～1300 m)に関係なくなめらかな形をしており、個々の山脈の影響は認められないので、メソ前線の北側の寒気は少なくとも1 km程度の厚さを持っていたと考えられる。しかし、19日の夕方以降は前線北側の雨が昼間ほど強くなるとともに、前線の振舞に山の影響が現れ始め、紀伊半島や中部山岳の南東側では気温低下が遅れた。これは、



第4図 関東平野における台風とメソ前線の移動状況。メソ前線(22°Cの等温線)の毎時の位置を実線で表し、20日02時までは細線、03時以後は太線で示す。台風中心の経路を点線で表し、04~06時の中心位置を+で示す。最低海面気圧を破線で2hPaごとに示し、経路付近の4地点については実測値を+で示す。斜線域は海拔600m以上、網状の斜線域は1200m以上の領域。●は地上気象官署で、TK=東京、YK=横浜、CB=千葉、CH=銚子、OS=大島、TY=館山、KT=勝浦。他に、NR=成田空港、TN=館野、TS=筑波山。第10図の領域を点線で囲んで示す。



第5図 20日02時30分のレーダーエコー合成図(東京・富士山・名古屋・新潟)。

第4図は関東平野における台風経路と最低気圧、およびメソ前線の移動状況を示したものである。ここではメソ前線をアメダスと気象官署の自記記録における地上風と気温の不連続で定義しており、第4図では22°Cの等温線をその位置の指標にしている。前線は19日の夕方以降、平均20kmh⁻¹程度の速さで関東平野を南下し、20日の未明には東京湾付近に達した。一方、台風は20日05時から06時前にかけて房総半島を北東へ進み、そのときの中心気圧は985hPa程度であった。これとともに、前線はそのすぐ北側を南北に立つようにして東進しながら太平洋へ抜けた。

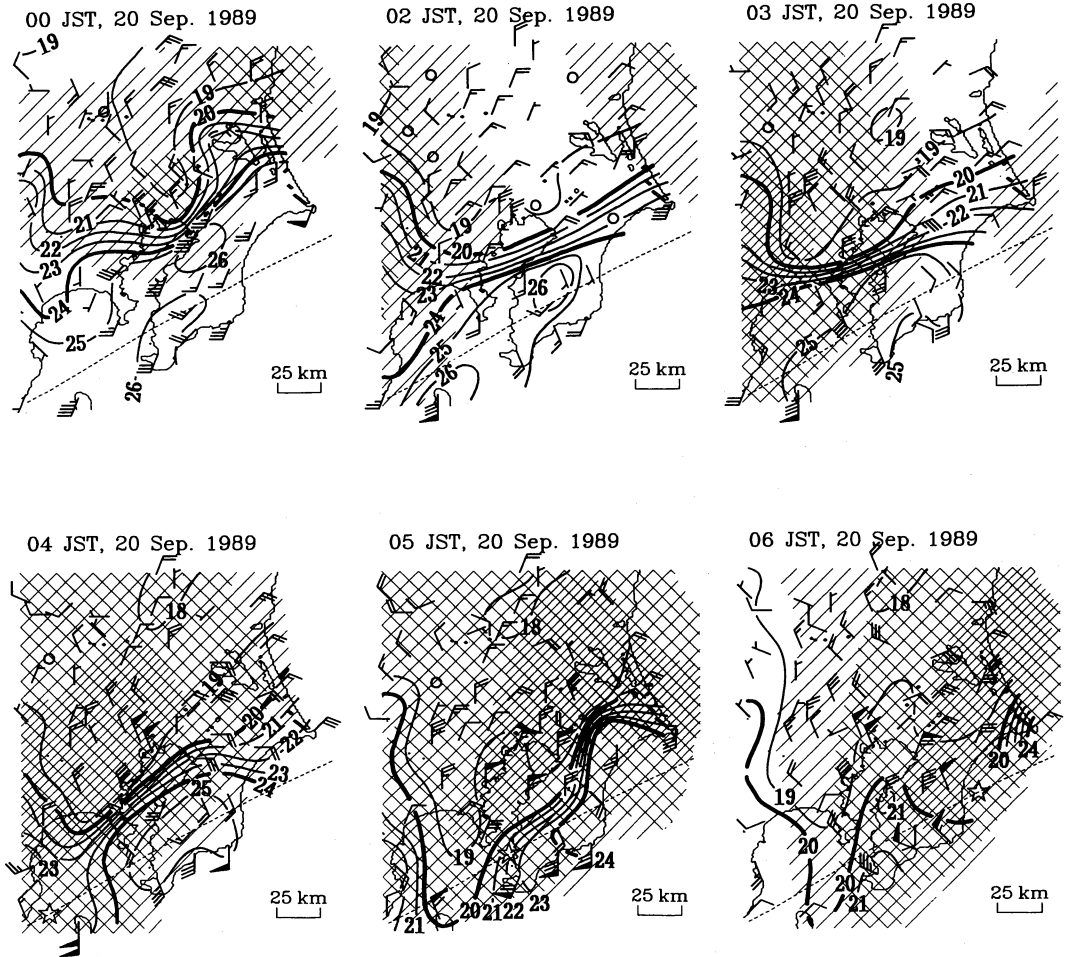
第5図は20日02時30分のレーダーエコー図である。台風中心は渦状のエコーの中心として容易に識別でき(第5図のC)、その北~北東側には東西幅200km程度のΔ形の降雨域があった(以後“台風北側の降雨帯”あるいは“台風の降雨帯”と言う)。関東平野はまだ大部分がこの降雨域の外にあったが、前線に沿ってエコーが点在し(A, B)、このうちBは比較的強い雨域であった。Bは19日21時ごろから夜半過ぎにかけて関東平野の中部を東進し、その際には地点によって30mmh⁻¹を超す雨が降った。

第6図は20日00~06時(01時を除く)のアメダスによる関東平野の地上風・気温・降水強度を示す。00時には上記Bの雨域が平野の中央にあり、前線は雨域に沿って東京湾の北側で南東へ突き出す形になっている。この雨域のもとでは北西風が強まり、その東側には反時計回りの渦状の気流が現れている。これは雨域で寒気が供給され、前線の南下を促進したことを示唆

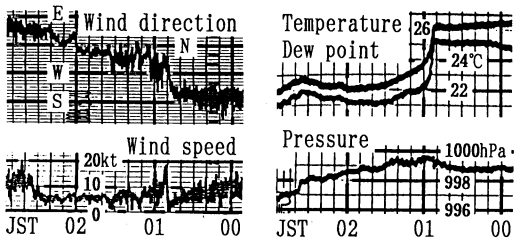
寒気が薄くなったことを示唆する。

第3図は19日21時と20日03時の館野のゾンデ観測結果を示す。21時には対流圏全層を南西風が吹き、高さ7kmまで湿っていた(相対湿度60~90%)。この状態は03時も変わらず、相対湿度60%以上の層は高さ10kmまで達した。一方、最下層には03時になって北風と寒気層が現れている。これは上記のメソ前線に伴うもので、03時には前線の先端は館野の南50kmまで達していた(第4図参照)。しかし、北風と寒気の厚さは200m程度しかなく、その上に数100mの安定層をはさんで南風層が変わっていた。また、館野より約20km北の筑波山(観測点の標高868m)では、04時まで一貫して南風が続いていた。これらのことは、前線北側の寒気がごく薄かったことを示している。

2.2 関東平野におけるメソ前線の振舞



第6図 20日00時および02～06時のアメダスによる風・気温・降水強度分布. 図の描きかたは第2図と同じ, ただし細かい網状斜線は前1時間降水量が16mm以上の領域を示す.

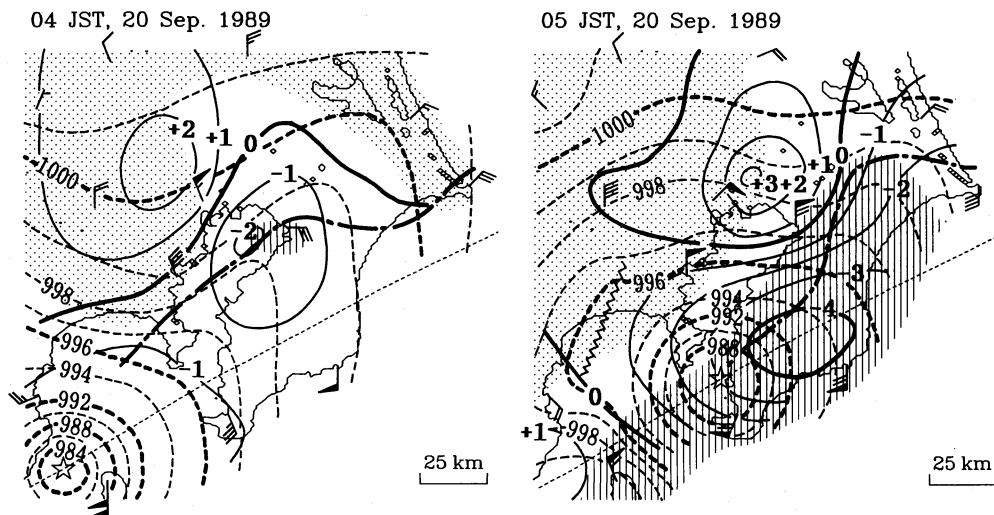


第7図 成田空港の自記記録 (10 kt \approx 5.1 ms^{-1}).

するが、前線と雨とはマイクロには対応せず、雨がないう状態のまま前線が通った地点も少なくない（例えば第7図の場合）。従って、仮に降雨による冷却が寒気の供給源の1つであったとしても、寒気層は全体として個々の雲よりも大きいスケールを持っていたことが分かる。その後02時には雨域は東海上へ抜け、前線は東

京湾の中部を通ってほぼまっすぐに東北東-西南西に延び、その北側の地上風向は北東になった。

第7図は前線通過時の変化の例として成田の自記記録を示す。前線の通過は00時50分の気温の急降下で明瞭に識別できる。気温は最初の5分間で 2°C 程度、1時間では 4°C 程度下がり、これに伴って1hPa弱の気圧上昇があったように見える。これと上記の気温変化量に静水圧の式を当てはめると、寒気の厚さは数100mと推定される。一方、風向は気温の急降下と同時に南南西から西北西～北西に変わったが、風速は前線通過の直後に一時的に20kt ($\approx 10\text{ms}^{-1}$) 近くまで強まったものの、その前後は10kt ($\approx 5\text{ms}^{-1}$) 以下であった。従って、メソ前線はシャープではあるが強風を伴うものではなかったことがうかがえる。他の官署でも、前線通過時の変化は成田とほぼ同様であった。



第 8 図 04 時と 05 時の海面気圧と水平発散・渦度分布. 気圧を破線で表し, 996 hPa 以上の等圧線は 1 hPa ごと, それ以下の等圧線は 2 hPa ごとに示す. 水平発散を実線で表し, 単位は $10^{-4} s^{-1}$. 縦線は渦度が $2 \times 10^{-4} s^{-1}$ 以上の領域, 点彩は渦度が負の領域を示す. 鎖線はメソ前線位置 ($22^{\circ}C$ の等温線). 風の記号は第 2 図と同じ.

3. 台風接近～通過時の地上風の特徴

3.1 台風接近に伴うメソ前線の変化

第 5～6 図に見られるように, 02 時を過ぎると台風北側の降雨域が関東平野の西部にかかり始め, その東端は 03 時には東京付近, 04 時には千葉付近まで達した. この降雨域のもとでは北～北西風が強まり, 04 時には東京で風速が 10 ms^{-1} を超えた. 一方, 房総半島南部では南風が強まり, メソ前線はこの南風と北～北西風との境界として大きな風速差を持つようになった. これ以降, メソ前線の後面数 10 km の部分は台風の降雨域の中でも特に雨の強い場所 (1 時間降水量 16 mm 以上) になった.

図は省くが, 筑波山では 04 時ごろに強雨開始とともに風向が南から北に変わり, 気温は 50 分間で $4^{\circ}C$ 下がった. これは, 上記の北～北西風がそれまでの北東風よりも厚い寒気を伴ったことを示している.

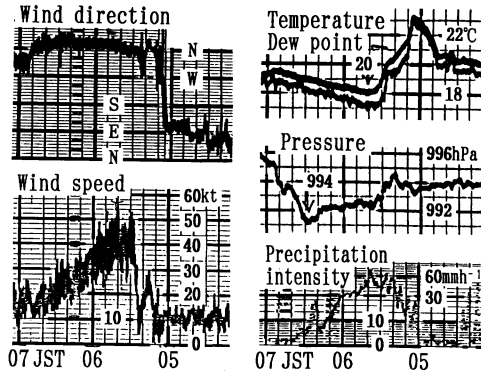
04 時の関東平野の地上風は, ①上記の北～北西風, ②房総半島北部～霞ヶ浦周辺の北東風, ③房総半島南部の南風の 3 者から成り立っていて, これらは全体として東京湾北部を中心とする低気圧性の渦を成していた (第 6 図). 地上気温は①と②の領域は $20^{\circ}C$ 以下, ③の領域は $24\sim 25^{\circ}C$ であり, ①②と③との境界がメソ前線として認識できる. しかし 2.1 節で示したように, ②の北東風はごく薄く, その数 100 m 上空には南風が吹いていた. 上記の筑波山の変化は, ①の北～北西風が

この南風との間にシアラインを作りつつ東へ広がったことを示しており, このことは成田のドップラーレーダー資料からも確認できる.

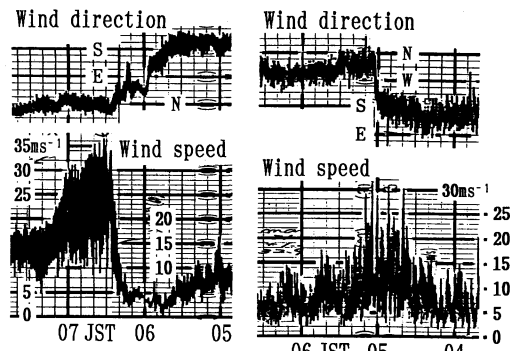
3.2 前線付近の地上風と気圧の分布

04 時以降, 台風が相模湾～房総半島を通る際には, ①の北～北西風と③の南風はさらに強まり, メソ前線はこれらの境界として走向が南北方向へと変わっていった (第 4 図, 第 6 図). また, ③の南風が強まるにつれ, ②と③の境界は一時的にやや北上した (言い換えると, 温暖前線のように振舞った). 一方, 台風を取り巻く渦状の気流はその中心から数 10 km 以内ではかろうじて認められるものの, 房総半島の地上風は前線に伴うシアをより強く反映した (第 6 図の 04, 05 時の状態). この場合, 前線の東側を吹く南風は台風を中心から離れる方向を向き, 前線の西側の北～北西風は台風中心を左前方に見るように吹いていて, どちらも台風の渦とは違う風向の風であった. このように房総半島では, メソ前線のシアによって台風本来の渦状の気流は著しく変形されていた.

第 8 図は 04 時と 05 時の海面気圧と, 水平発散・鉛直渦度の分布を求めたものである. 気圧は, 気象官署の観測値のほか自記記録を参考にして推定したものであるが, その空間分解能には限界があることを念頭に置く必要がある. また発散と渦度は, アメダスの地上風を機械的に内挿して求めたものであり, その際に台風

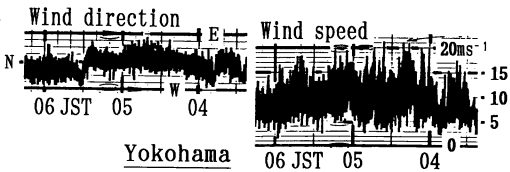


Narita Airport



Choshi

Tateyama

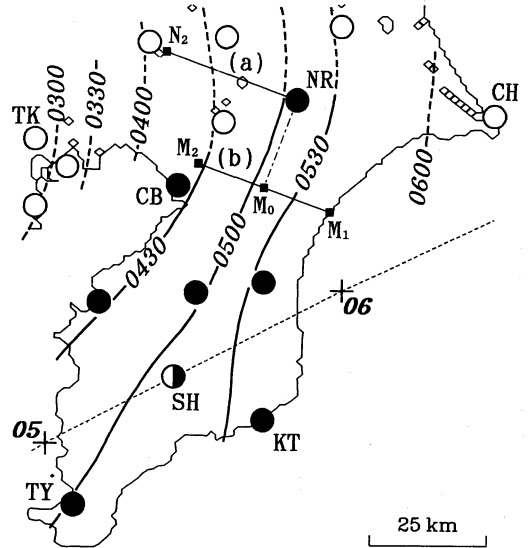


Yokohama

第9図 成田空港・銚子・館山・横浜の自記記録。風速の単位は kt ($\approx 0.51 \text{ ms}^{-1}$) と ms^{-1} が混ざっているが、スケールは合うようにしてある。

の位置などの整合性は考慮されていない。図によると、前線付近はトラフになっていたものの、台風の中心のまわりの等圧線はほぼ円形を保っていたようである。一方、前線付近は収束と正渦度の極大域であり、その後方(北西側)数 10 km 離れたところには発散と負渦度の領域になっている。これらの収束・発散域の間は、アメダスで見た幅数 10 km の強雨域(第6図)に当たる。言い換えると、幅数 10 km の強雨帯をはさんで収束と発散のペアが存在していたことがうかがえる。

なお、岡村ら(1990)は台風8922の北西側に現れた

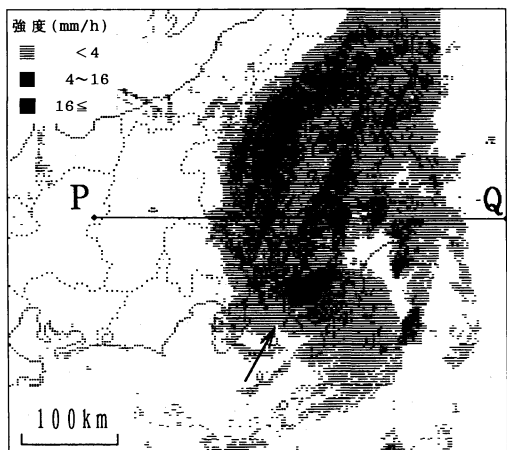


第10図 房総半島におけるメソ前線通過状況。●は風向が時計回りに変わった地点、○は反時計回りに変わった地点を表し、それぞれの等時線を実線・破線で示す。ただし坂畑(SH)は風向変化が不明瞭であり、気温の変化から前線通過時刻を判定した。他の地点名は第4図と同じ。なお第14図 a, b の投影面をそれぞれ N_2 -NR と M_2 - M_1 で示す。

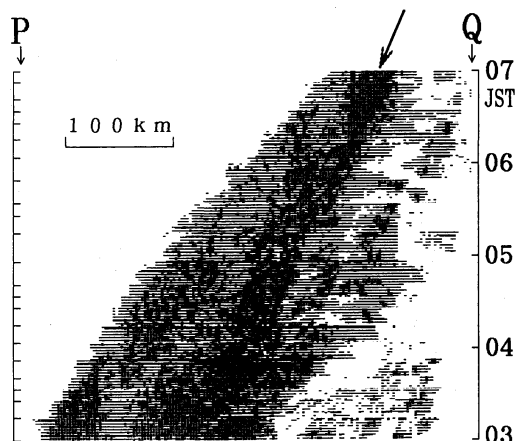
pressure dip を指摘している。気象官署の自記記録から見ると、pressure dip は05時には相模平野付近(第8図の~~~~)にあったと推定され、この位置は台風北側の降雨域の西端に当たる。今回はこの現象については詳しく調べなかったが、台風の降雨域とメソ前線の移動速度が異なること(3.4節で後述)から見て、前線と pressure dip とは一応独立した現象であろうと考えられる。

3.3 地上風の時間変化

第9図は、成田・銚子・館山・横浜における台風通過時の自記記録を示す。館山では風向は05時前後の短時間に南から北西へ急変し、風速はこの時刻を境としてほぼ対称な山型の変化をした。同様の変化は大島や勝浦でも見られた。その際、大島では 984.7 hPa の最低気圧と 45 ms^{-1} の瞬間風速、館山と勝浦でも 987.5 hPa の最低気圧と 35 ms^{-1} 前後の瞬間風速が観測されている。これらは台風経路の直下における典型的な変化であり、台風が著しい強風を伴う鋭い中心を維持していたことを示している。一方、横浜では風向はほぼ一貫して北寄りであり、風速はなだらかな高原状の時間変



第11図 20日04時45分のレーダーエコー合成図。



第12図 第11図のPQ線に沿ったレーダーエコーの時間変化。20日03～07時の22枚のエコー図をスライスにしてつないだもので、図の左側の目盛りはスライスにしたエコー図の境界を表す。

化をした。東京でも同様の変化が現れた。これは台風経路の左側（北西側）における典型的な状況である。

これに対して、成田と銚子では風速数 ms^{-1} の弱風状態から短時間（10～20分間）に $20 \sim 30 \text{ms}^{-1}$ の強風へ移行しており、台風通過時の風速変化としては異例であった。これは、台風の強風域内にメソ前線に伴うシャープなシアがあったことを反映する。このうち成田では、00時50分の前線通過以後、北東風のもとで気温 20°C 前後の状態が続いていたが、04時30分以後急に風向が南東へ変わり、気温が上昇した。このあと、05時過ぎに強雨が始めるとともに風向は北へ変わり、気温の急降下と風速の急増が起こった。これらの変化は、成田が一時的に南風の領域にはいった（3.1節の書き方で言うと②の範囲から③の範囲へ移行した）後、前線の通過とともにその後面の強い北風が吹き出した（①の範囲にはいった）ことを表している。銚子でも、成田と同様の変化を経た後、06時20分に気温の急降下を伴って強い北風が吹き始めた。ただし、それに先立って一時的に風向が北東になった（06時00分～06時20分）点が成田と違っていた。

第10図は気象官署の自記記録とアメダス10分値資料を使って、房総半島における風向変化の時刻とその回転方向を示したものである。風向の回転方向は千葉-成田から南ではほぼ時計回り、それより北では反時計回りであり、千葉-成田付近を低気圧性の渦が通ったような分布になっている。このように、房総半島中部から千葉-成田までの地域では台風経路の左側であるにもかかわらず風向が時計回りに変わっており、これは③

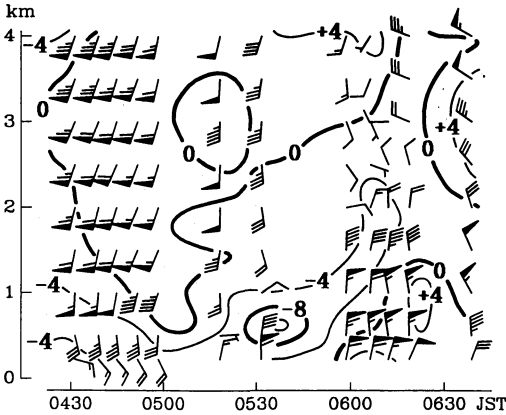
の南風から①の北西風への変化に伴うものである。この事実も、メソ前線の存在によって台風北側の地上風が台風本来の渦巻とは大きく異なっていたことを反映している。

なお第10図から分かるように、メソ前線の進行速度は房総半島北部では $30 \sim 40 \text{kmh}^{-1}$ であり、台風の半分程度に過ぎなかった。このことは、前線が台風に追い抜かれるような形で、中心に相対的に後ろへずれていったことを示している。

3.4 降雨系の特徴

第11図は、04時45分のレーダーエコー図を示す。台風北側の降雨域は関東平野の全域をおおっている。アメダスで見られたメソ前線後面の強雨帯は、エコー図では南北方向に延びる幅 10 km 程度の複数の降雨バンド（図に↓と↑ではさんで示す）から成り立っていて、このうち東端のものはほぼ前線の先端に一致する。しかし、個々の降雨バンドは目まぐるしく時間変化していて、このため第11図のようなエコー図では強雨帯の存在はあまり明瞭ではない。

これに対して第12図は、エコー強度を第11図のPQ線上における時間変化の形で示したものである。この図で見ると、上記の強雨帯は04時ごろから台風の降雨域の中でひとときエコーの強い領域としてははっきりと認めることができる（↓で示す）。この強エコー帯は東西幅が $30 \sim 40 \text{km}$ であり、複数のバンドが平均化されたものである。このことは、メソ前線に対応する降雨



第13図 VAD法で求めた成田空港上空の水平風と水平発散の時間変化。長い羽根は 5 ms^{-1} 、旗は 25 ms^{-1} 。水平発散を実線で表し、単位は 10^{-4} s^{-1} 。

系が、個々のバンドではなくそれらの集合体であったことを示している。

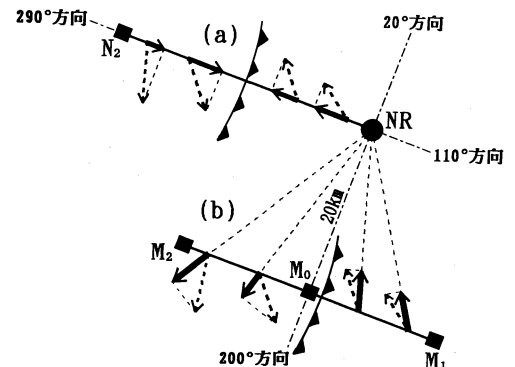
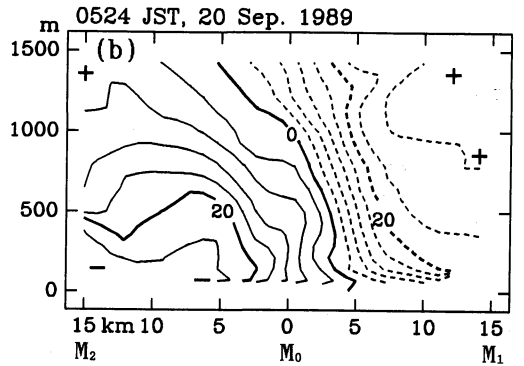
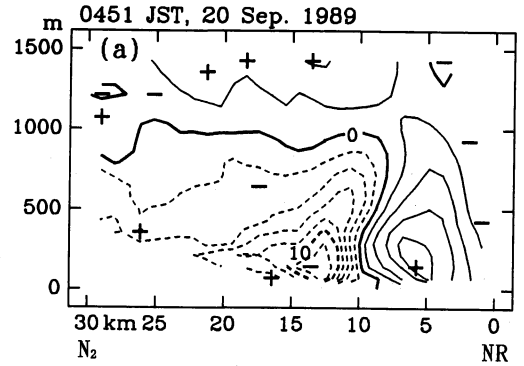
第12図によると、強エコー帯の東進速度は台風の降雨域とは異なり、強エコー帯が台風の降雨域の中に占める位置はだんだん後ろへずれていっている。また、この強エコー帯が顕在化したのは台風の降雨域が前線にかかった04時ごろからである。これらの事実は、強エコー帯が前線と一体の存在であったことを示している。

なお、台風を中心を取り巻く渦状のエコーは04時ごろから不明瞭になったが、レーダーエコー図を動画にするとエコーの回転を何とか追うことができ、その中心の軌跡は第4図に示した台風経路とほぼ一致する。一方、第4図の最低気圧分布から見ると、台風の真の気圧中心は図示された経路よりも南寄りを通ったようにも思える。もしそうなら、下層では台風を中心軸が傾いていたことになるが、はっきりしたことは分からない。

3.5 前線の立体構造

第13図は成田のドップラーレーダー資料を使って、VAD法 (Browning and Wexler, 1968) で風と水平発散の鉛直分布を求めたものである。VADの半径を15 kmまでとったので、風も発散も10 kmのオーダーの範囲で平均した値を表している。

05時以前は最下層では南東風、その上空では南風が吹いていた。05時以後になると、下層から北風が吹き始め、時間とともに厚さを増し、06時過ぎには3 km程度の厚さになった。北風の厚さの増加率が約 3 kmh^{-1}



第14図 成田空港におけるドップラーレーダーの観測結果。正速度 (レーダーから離れる成分) を実線、負速度 (近づく成分) を破線で表す。(a): N_2-NR の鉛直面内における04時51分のドップラー速度分布。等値線は 2 ms^{-1} ごと。(b): M_2-M_1 の鉛直面上に投影された05時24分のドップラー速度分布。等値線は 4 ms^{-1} ごと。下段は(a)(b)それぞれの投影面の位置、および風ベクトル (点線による矢印) とドップラー速度 (太矢印の長さ) の関係を模式的に示したもので、メソ前線は便宜的に総観規模前線の記号で描いた。

で、メソ前線の移動速度が $30\sim 40\text{ kmh}^{-1}$ であることから、北風層の上面は1:10程度の傾きを持っていたことが推定できる。北風が吹き始めた直後(05時30分~06時00分)には、最下層(225 m)に 30 ms^{-1} の極大を持つ特異な風速分布になっている。また、北風層の上部(高さ数100 m)には最大で 10^{-3} s^{-1} 近い収束があり、これは 1 ms^{-1} のオーダーの上昇流に対応する。

06時を過ぎると収束域は上空へ移り、代わって高さ1 km以下の層には発散すなわち下降流が現れた。これは強雨の終了時刻にほぼ対応する。これらの所見から、傾いたメソ前線の前面に上昇流が存在して強雨帯を伴い、その後面に下降流が存在する構造がうかがえる。これはアメダスによる地上風の発散の分布(第8図)と符合する。

前線先端付近の下層風をより具体的にみるため、第14図にドップラー速度の断面図を示す。このうちaはレーダーから方位 290° の鉛直面上(第10図の $N_2\text{-NR}$)のドップラー速度分布を示したもので、前線にほぼ直角な風速成分を表している。正のドップラー速度はレーダーから離れる風速成分(110° 風成分)を、負のドップラー速度は近づく成分(290° 風成分)を示す。レーダーから約10 kmのところを境にして、手前に最大 8 ms^{-1} の正速度、向こう側に 12 ms^{-1} の負速度の領域が下層1 kmぐらゐまで認められる。ここの風速変化率は10 km当たり 20 ms^{-1} すなわち $2\times 10^{-3}\text{ s}^{-1}$ のオーダーであり、VADで計算された収束の値と符合する。

一方、第14図bはレーダーから 200° の方位へ20 km離れた場所(M_0)を中心として、 $110^\circ\sim 290^\circ$ 方向に立てた鉛直面上($M_2\text{-}M_1$)のドップラー速度を示したものである。これは、第14図の下段に示すように前線にほぼ平行な風速成分を表している。図の右側(方位 110° 側)は負速度(北寄りの成分)の領域であるのに対し、正速度(南寄りの成分)の領域が左側から下層に食い込んでいる。これらの境界では、10 km当たり 30 ms^{-1} すなわち $3\times 10^{-3}\text{ s}^{-1}$ 程度の水平シアがある。そして、その後面には300 m以下の高さに 20 ms^{-1} 以上の風速極大が存在する。

4. まとめ

(1) 台風8922の接近に先立ち、関東平野の下層は台風の東側を吹く厚い湿った南西風の中を、薄い(数100 m)寒気を伴うメソ前線が南下する状況になっていた。

(2) 台風が近づき、その北側の降雨域が到来するとともに、メソ前線の後面の寒気層は厚さを増し、北~北西風が強まった。また、前線を境とする風速差(水平シア)が増大し、前線の走向は南北成分を持つようになった。メソ前線の傾きは1:10程度であった。

(3) 台風は鋭い気圧中心を持っていたが、台風の北側に位置する房総半島中~北部の地上風は前線に沿う顕著なシアラインを成し、台風本来の渦状の気流は著しく変形されていた。このため、前線通過の際には短時間に風速が急増し、台風経路の左側にもかかわらず風向が時計方向に回転するなど、台風通過時としては異例の変化が現れた。

(4) 前線の後面(西側)には、幅 $30\sim 40\text{ km}$ の強雨帯ができた。これは複数の降雨バンドの集合体であり、その前面(東側)には 10^{-3} s^{-1} のオーダーの収束と 1 ms^{-1} のオーダーの上昇流が解析された。

(5) 前線付近の風速とシアは、前線に直角な方向の成分よりも平行方向の成分のほうが大きく、前線の後面にはごく低い高度に 30 ms^{-1} の風速極大が存在した。

今回は小型台風の事例であったが、大型台風の中心付近で前線強化が広い範囲に起こる例としては、冒頭で触れたメソ温暖前線が挙げられる。また、既存の寒冷前線が強化された例としては、台風6118の南側に形成されたシャープなメソ寒冷前線がある(蔵重・奥山, 1965; 藤部, 1993)。このときは、数100 kmにわたって等圧線がV字形に変形し、広範囲に突風をもたらしたことが記録されている。

このように、既存の前線に台風が近づく場合、台風を取り巻く地上風が著しく非対称化してシャープなメソ前線を伴うことは注目に値する。台風の中心付近は風が強いため、前線強化過程は一旦始まると急速に進行し、過度の集中によって強い水平シアを持つメソ前線ができるものと考えられる。しかし、前線強化過程や前線の力学についての探求は、今後の問題として残しておきたい。

降雨系の面から見ると、今回の事例はメソ前線が強い上昇流を伴い、その寒気側に強雨帯ができた点に特徴がある。このような強雨帯は、大型台風の北東側における温暖前線の際にも現れ、関東など太平洋側の平野部に大雨をもたらすことがある(藤部, 1992)。Sakakibara *et al.* (1985)は台風8124の事例を解析し、メソ前線の寒気側に傾いた上昇流域が存在することを指摘した。同様の特徴は、岡村・田畑(1987)による台

風8610の解析でも得られている。今回の事例もメソ前線に伴う気流構造の点でこれらと共通性があるが、今回は小型台風のもとで前線変形が狭い範囲に限られたことと、台風や前線の移動が速く大雨よりも強風が目立った点が異なっている。

台風の通過時には、ここで取り上げた現象の他にも大気下層に多彩な変化が見出される。今後、多数事例の比較や過去の調査事例の再検討を通じて、台風中心域の地上風についての系統的な知識を作り上げていくことが課題であろう。

謝 辞

成田空港におけるドップラーレーダー観測に当たり、新東京空港公団、日本電信電話株式会社、新東京航空地方気象台観測課のお世話になった。気象官署の自記記録とアメダス10分値の資料は気象研究所台風研究部の岡村博文氏に見せて頂いた。館野の資料は高層気象台から頂いた。その他のアメダス・気象官署の資料は気象研究所電計管理班所有の磁気テープ資料に依り、計算・作図の一部には HITAC M-280D および S-3800 計算機を使った。

参 考 文 献

Browning, K. A. and R. Wexler, 1968: The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar, *J. Appl. Meteor.*, **7**, 105-113.

Fujibe, F., 1991: Diurnal modulation of the movement of surface cold fronts in central Honshu: Examples in the warm season, *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 439-448.

藤部文昭, 1992: 台風時の南東風場で関東平野に現れるメソ前線—事例と統計—, *天気*, **39**, 697-706.

藤部文昭, 1993: 台風9119による東北地方の強風の特徴—洞爺丸・第2室戸台風との比較—, *天気*, **40**, 403-412.

蔵重 清, 奥山志保子, 1965: 第2室戸台風による新潟県下における強風並びに風害, *天気*, **12**, 75-83.

岡村博文, 田畑 明, 1987: 昭和61年8月の大雨—小貝川上流域に集中した雨の特徴—, *日本気象学会予稿集*, **51**, 35.

岡村博文, 田畑 明, 山崎信雄, 高橋清利, 1990: T8922 北西象限の気圧変動, *日本気象学会予稿集*, **57**, 20.

大谷東平, 曾根喜一郎, 1937: 昭和10年9月下旬関東方面の豪雨に就て, *中央気象台彙報*, **11**, 140-156.

大谷東平, 寺田一彦, 1934: 関東地方付近を通過する台風の構造に見らるる特異性に就いて, *気象集誌*, **12**, 260-262.

Sakakibara, H., M. Ishihara and Z. Yanagisawa, 1985: Structure of a typhoon rainstorm in the middle latitudes observed by Doppler radar, *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 901-922.

内海徳太郎, 中沢鈴子, 1956: 5415号台風の寒冷前線について, *研究時報*, **8**, 1-7.