

—発表会要旨①—

平成元年度第2回支部研究発表会要旨

日時：平成元年11月22日(火)

場所：札幌管区気象台 大会議室

1. 北海道西岸小低気圧の力学的メカニズム	26
北大・低温研 〃	○坪木 和久 若濱 五郎
2. 地形の影響を受けた風速場の計算におけるパーソナルコンピュータの利用について	28
札管・通信課	長谷川昌樹
3. 寿都のだし風について	30
札管・調査課	豊田 威信
4. 1988年9月22日千歳空港付近で発生したマイクロバーストとガストフロント	32
北大・理 〃	○城岡 竜一 上田 博
5. 係留気球によるエアロゾル粒子の観測	34
北大・環境研 北大・理 〃	○大倉 誠司 谷口 恭 菊地 勝弘 松浦 鑑
6. エルチジョン噴火と日射の経年変化	36
札管・観測課	毛利 英明
7. 昭和63年8月24日から8月27日にかけての前線による大雨の事例解析	38
札管・予報課 〃	○山下 龍平 菅原 聰
8. 梅雨前線付近での雨滴粒径分布の特徴	40
北大・環境研 北大・理	○岡崎 賢治 播磨屋敏生
9. 1988年8月の大雨時における大規模場の特徴	42
札管・予報課 〃	○四宮 茂晴 竹谷 良一 石原 洋

1 北海道西岸小低気圧の力学的メカニズム

北海道大学・低温科学研究所 坪木和久・若濱五郎

1.はじめに

北海道の西岸では、冬期季節風の寒気流中に、しばしばメソスケールの低気圧が発生する。この小低気圧は、直径が200km~500kmの渦状をしており、収束雲と呼ばれる幅数10km、長さ数100kmの帶状の雲を伴っている。冬型の気圧配置時に発生する豪雪の原因として、北海道西岸の小低気圧の存在が指摘されたのは1940年代である。それ以後、いくつかの観測的研究はあるが、力学的メカニズムを理論的に扱ったものはこれまでにない。本研究の目的は、この小低気圧の発生の力学的メカニズムを、観測の解析と理論的考察から明らかにすることである。

2. 小低気圧発生時の総観場の特徴

1978年12月から1986年の3月までの冬期間の32ヶ月について、気象衛星の画像を用いて、北海道西岸に発生する小低気圧を調べた。その結果、特定の水平スケールを持つ明瞭な渦擾乱が北海道及びカラフト西岸沖に発生しているのがみられた。これらはその水平スケールから大きく二つのタイプに分けられた。一つは200~300kmのスケールを持つもの、もう一つは~500kmのスケールを持つものである。前者をType I、後者をType IIの小低気圧と云うこととする。これらの小低気圧について、稚内と札幌のゾンデ及び天気図の解析を行った。発生時の総観場の特徴は、第1図に示すような、大陸から北海道・オホーツク海上に寒気の軸がのびていることである。このような上空の寒気の張り出しが、小低気圧発生の一つの必要条件と考えられる。また、発生時には、一般風の風速は小さく(10m/s以下)、地上から上空にかけて風がBackingしているのが特徴である。

小低気圧Type Iの発生場所(第2a図)は、北海道・カラフトの西岸から150km以内の海上にあり、海陸の熱的性質の差による東西温度傾度の最も大きなところに発生している。一方、Type II(第2b図)は比較的海上に発生しており、東西温度傾度よりもむしろ南北温度傾度がその発生に重要であることが示唆される。Type IIの中にはType Iから発達したものもある(図中の白丸はType IIに発達したType Iの発生点)。北海道からカラフト西岸にかけては、南北に海岸線がのび、その東側は陸とオホーツク海の冷たい領域、西側は日本海の暖かい領域となっている。強い寒気移流があると陸上では放射冷却により下層大気は冷やされ、一方、暖かい日本海上では暖められる。その結果、南北温度傾度に重なって強い東西温度傾度を持つ浅い傾圧場が発達する。これらの小低気圧はこの傾圧場に発生する傾圧不安定擾乱と考えられる。

この小低気圧は収束雲を伴っており、形態的に温帯低気圧に似ている。Type Iは850hPa天気図に描かれない程度の背の低い擾乱で、一方、Type IIは500hPaに達するほどの比較的背の高い擾乱である。寿命はType Iが0.5~1.5日、Type IIが1~2日である。

3. 小低気圧発生の線形論

観測の解析から北海道西岸小低気圧の発生のメカニズムとして傾圧不安定が重要であることが示唆された。そこで線形安定論を用いて小低気圧発生時の流れの基本場の安定性を調べた。基本場(第3図)は、稚内のゾンデ観測から得られた風速の鉛直プロファイルをモデル化し、東西と南北の両方にシアーを持つ流れ(\bar{u} , \bar{v})を与えた。

$$\bar{u} = u_s - u_1 \tanh [(P_0 - p) / P_H]$$

$$\bar{v} = v_1 [1 + \epsilon \exp \{-B ((P_1 - p) / P_B)^2\}]$$

ここで、 P_H は \bar{u} のシアー層の厚さを決めるパラメーター、

B は \bar{v} のシアーの強さを与えるパラメーターで、これらが擾乱のスケールを最も規定する。支配方程式系としては線形化した準地衡風ボテンシャル渦度方程式と熱力学方程式を用い、ジオポテンシャル ϕ について標準解

$$\phi = \text{Re}\{\Phi(p) \exp[i(kx + ly - \nu t)]\}$$

を仮定して数値的に固有値 ν を求め、この場に発生する不安定擾乱の、選択される波長、成長率及び位相速度を調べた。また、固有関数 $\phi(p)$ から擾乱の鉛直構造を調べた。ここで境界条件は地上と大気上端で鉛直流が0として与えた。

4. 不安定波の成長率と鉛直構造

第4図に得られた成長率を示す。成長率は波数の東西成分 k_x と南北成分 k_y の関数なので、波数を波数平面で極座標表示した時の絶対値を横軸にとり、波数の位相角 θ を縦軸にとって、等値線で表示した。成長率の分布には二つのピークがみられる。一つは波数8(波長240km) $\theta_y=90^\circ$ にあり、主に風の南北成分 v の鉛直シアーに起因するものである。このような波長200~300kmにピークを持つものをMode Iと云い、実際に観測されるType Iに対応すると考えられる。もう一つは波数2.5(波長700km) $\theta_y=165^\circ$ にあり、主に風の東西成分 u の鉛直シアーに起因するものである。このような波長~700kmにピークを持つものをMode IIと云い、Type IIに対応すると考えられる。Mode Iは成長率~2.4/day、Mode IIは~2.0/dayを持ち、これらの大きな成長率は小低気圧の急速な発達をよく説明している。Mode Iはそのステアリングレベルが~950hPaがあり、南進する。これはType Iが900~1000hPaの風速で南進するのとよくあっている。また成層の効果を取り入れると、Mode IIは西向きの位相速度成分を持つが、これはType IIが南西進するのをよく説明している。

第5図にMode Iの鉛直構造(南北断面)を示す。Mode Iは850hPa以下に限られる背の低い擾乱で、気圧の擾乱(a)は地上で最大振幅を持ち、トラフが北側に傾いている。地衡風の関係よりトラフの北側は東風で、そこでは上昇流(b)があり、温度場は(c)が正の擾乱を持つ。また、南側では西風で、下降流があり、温度場は負の擾乱を持つ。すなわち、この擾乱は東向きに熱を輸送して渦の有効位置エネルギー(P.E)を増大させ、それを渦の運動エネルギー(K.E)に変換して発達する傾圧不安定擾乱で、そのエネルギー源は東西方向の温度傾度である。

一方、Mode II(第6図)は400hPaに及ぶ比較的背の高い擾乱である。Mode IIは東向きと北向きの両方向に熱を輸送してP.Eを増大させ、それをK.Eに変換して発達する傾圧不安定擾乱である。 $\theta_y=165^\circ$ であるからこの鉛直断面はほぼ西北西を向いている。このため東西方向の熱輸送より南北方向の熱輸送の方が大きく、擾乱のエネルギー源は主に南北方向の温度傾度であることがわかる。

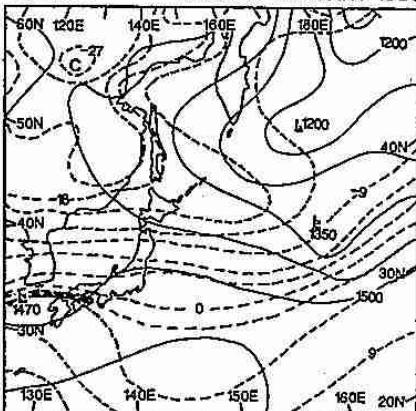
5.まとめ

北海道西岸小低気圧は、収束雲をともなう擾乱で、その発生には、北海道やオホーツク海上に強い寒気の移流があることが必要条件と考えられる。この寒気移流は南北温度傾度を大きくするだけでなく、放射冷却を活発にし、海陸の熱的特性の差による強い東西温度傾度を北海道・カラフトの西岸に形成する。小低気圧はこのような傾圧場に発生する擾乱であると考えられる。小低気圧は水平スケールから、Type I(200~300km)とType II(~500km)の二つに分けられた。前者は850hPa天気図にも描かれないほど背の低い擾乱で、主に下層の強い東西温度

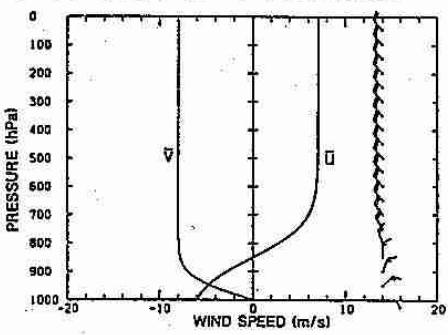
傾度がその発生に重要であると考えられる。一方、後者は500hPaに達するほどの背の高い擾乱で、主に南北方向の温度傾度が重要と考えられる。

理論から得られた成長率の分布には二つのピークが現れた。一つは波長200-300kmを持つもの（Mode I）で、もう一つは波長~700kmを持つもの（Mode II）である。Mode Iはその鉛直構造から背の低い擾乱で、Type Iに対応している。それらの波長、成長率、位相速度などは実際に観測されるものをよく説明するものである。Type Iの発生には東西温度傾度が重要であり、これはMode Iのエネルギー源が南北風の鉛直シアーであることと対応している。また、Type IIの発生には東西温度傾度よりむしろ南北温度傾度が重要であり、Mode IIは東西風の鉛直シアーが主なエネルギー源で南北風のシアーによって影響されたものであることと対応している。これらのことから、北海道西岸に発生する小低気圧の力学的メカニズムとして傾圧不安定が重要な働きをしており、この小低気圧は特別なタイプの傾圧場に発生する傾圧不安定擾乱であると考えられる。

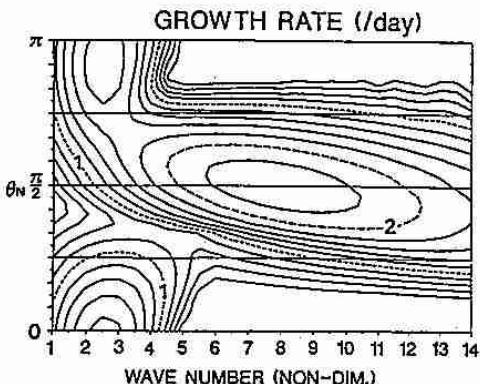
850 hPa 21JST 17 JANUARY 1983



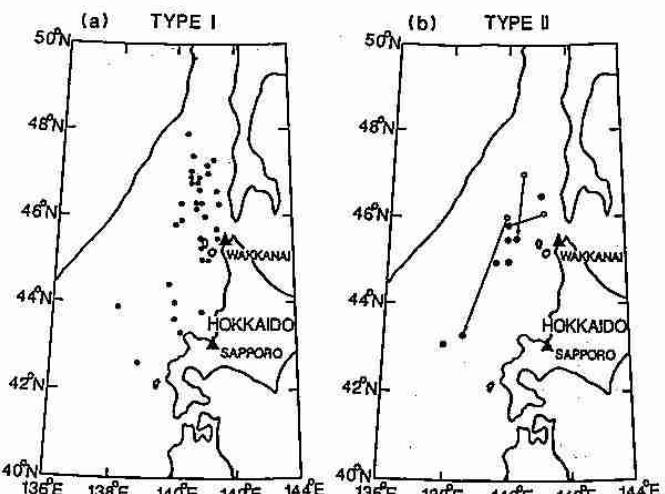
第1図. 小低気圧発生時の典型的総観場。



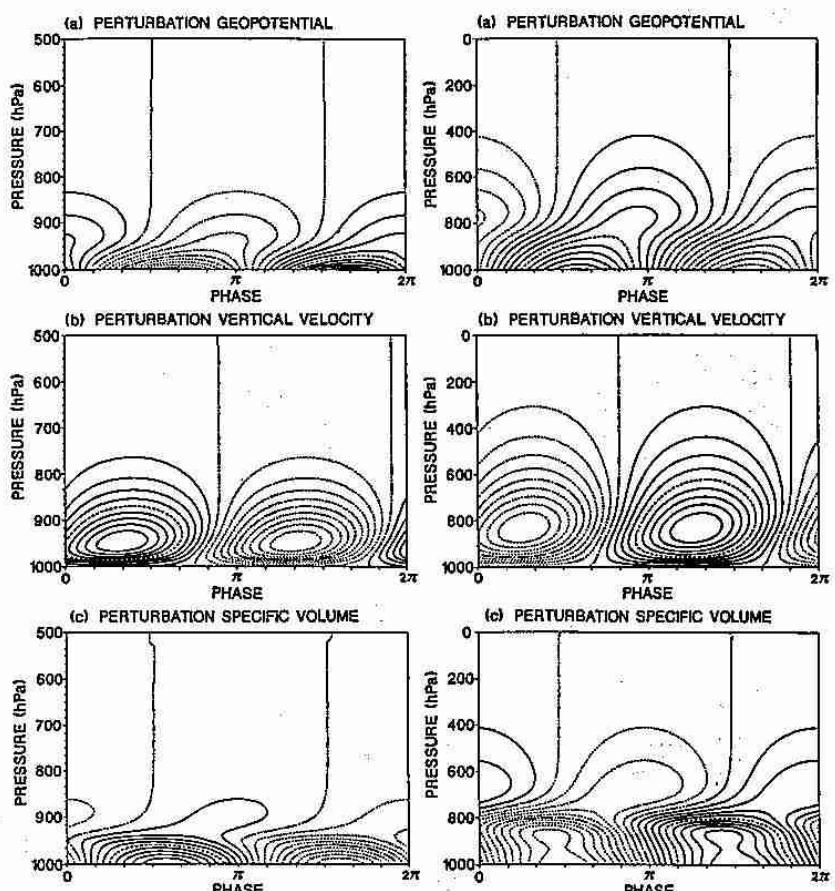
第3図. 流れの基本場のモデル。



第4図. 成長率の分布。横軸は波数ベクトルの絶対値、縦軸は波数ベクトルの方向。



第2図. 小低気圧の発生点、(a) Type I、(b) Type II (白丸はType IIに発達したType Iの発生点を示す)。



第5図. 理論的に予測された小低気圧Mode Iの鉛直構造。

第6図. Mode IIの鉛直構造

(a) ジオポテンシャルの擾乱。実線は高気圧、点線は低気圧。
 (b) 鉛直流。実線は上昇流、点線は下降流。(c) 比容の擾乱。
 実線は正の擾乱(温度場の正の擾乱)、点線は負の擾乱(温度場の負の擾乱)。

2 地形の影響を受けた風速場の計算における パーソナルコンピュータの利用について

札幌管区気象台 長谷川 昌樹

1. はじめに

府県予報区あるいは二次細分地域程度の、小さいスケールでの地上付近の風速場は、付近の地形に強く影響されている。しかし予報作業などにおいては、小さいスケールの地形の影響は専ら経験則によって見積もられるのが普通で、定量的な推定は行われていない。そこでこの推定をパソコン用いて行うことについて検討した。

2. 計算機による風速場の計算

2-1. 風速場計算の方法

ここで考える計算は、地衡風場や観測データあるいは数値予報モデルによる格子点データなどをもとに、地形を考慮してより細かく風速場を推定するものである。降水や日射などに由来する物理過程は無視して、地形の要求する風速場を、より大きな場や観測データと矛盾しないよう計算する。

このような計算には、Mass-Consistentモデル¹⁾が適している。国内において実用化されている例として、日本原子力研究所の緊急時環境線量情報予測システムSPEEDIにおいて、放射性物質拡散の予測・評価のために風速場を計算するプログラムWIND04²⁾がある。この風速場計算の概要は、「まず第一近似場を観測データの内挿・外挿などから求め、それを質量保存則を満たすように修正する」というものである。修正の計算は以下のように行う。

求める風速場を $\mathbf{u} = (u, v, w)$, 第一近似場を $\mathbf{u}^0 = (u^0, v^0, w^0)$ として、密度一定の質量保存則

$$\text{Dyadic product} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad \dots \dots \dots \quad (1)$$

を拘束条件に、領域での体積積分

$$I = \int_V (a_1^2(u-u^0)^2 + a_2^2(v-v^0)^2 + a_3^2(w-w^0)^2) dV \quad \dots \dots \dots \quad (2)$$

の最小を与える力を計算する。ここで a_1, a_2 は修正量に対する重み係数であり、大気の安定度などにより適切な値を設定する必要がある。

変分法を用いて、ラグランジュの未定乗数 λ を導入することによって、次の手順を得る。

第六章 積分偏微分方程式

$$\frac{\partial^2 \lambda}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \lambda}{\partial y^2} + \left(\frac{\partial \lambda}{\partial x} \right)^2 - \frac{\partial^2 \lambda}{\partial z^2} = -2a_1^2 \left[\frac{\partial u^0}{\partial x} + \frac{\partial v^0}{\partial y} + \frac{\partial w^0}{\partial z} \right]. \quad \dots \dots \dots \quad (3)$$

を解いて λ を求め、

$$u = u^0 + \frac{1}{2az^2} \frac{\partial \lambda}{\partial x}, \quad v = v^0 + \frac{1}{2az^2} \frac{\partial \lambda}{\partial y}, \quad w = w^0 + \frac{1}{2az^2} \frac{\partial \lambda}{\partial z} \quad \dots \dots \quad (4)$$

に代入して求めた u, v, w が条件を満たすものとなる。なお、ここで導入した未定乗数 λ は、第一近似場に対する修正成分のボテンシャルを見ることができる。

境界条件は、変分法の要求するところにより $\lambda = 0$ (第1種) または $\partial\lambda/\partial n_x = \partial\lambda/\partial n_y = \partial\lambda/\partial n_z = 0$ (第2種; $n = (n_x, n_y, n_z)$ は境界の法線ベクトル) となるが、地形に接する境界では第2種 (地形の「内側」に境界上と同じ風を考え、地形に沿って風が吹くようにする), 領域の側面及び上面の地形に接しない境界では第1種 (修正成分は λ の勾配によるので、この境界で任意の値を与えることによる影響はない) と設定する。領域の下面是必ず地面であり、地形に接する境界であるとする。また第一近似場を観測点のデータによって求める場合においては、観測点に相当する格子点に第2種の境界条件を用いて、観測点における風を観測値に固定する。

2-2. 計算に用いる地形データ

計算機で利用可能な地形データとして、国土庁作成による国土数値情報がある。これには様々なデータがあるが³⁾、ここでは経度1/60°×緯度1/120°の約1km×1kmのメッシュごとの平均標高をm単位で記録したもの（以下「メッシュデータ」）を利用した。図1は、メッシュデータの1メッシュを画面上の1画素に対応させ、標高を色で示したものである。メッシュデータは緯経度を基準に作成してあるため、そのままでは地点間の距離や形が歪んでいる。

計算に用いるために、メッシュデータを地形の歪みが少ない図法により変換する。図2は、札幌を基準点としてそこから南北に 1° ずつ離れた2本の緯線を標準緯線に取ったランペルト正角円錐図法により、画面上の各画素に対応する正しく $1\text{km} \times 1\text{km}$ の各メッシュの緯経度を求め、メッシュデータにより標高を定めたものである。この図法は、デジタル化気象レーダーで用いられているものであり、基準点を中心とする 500km 四方の領域内の距離の歪みが 100m 以内となる⁴⁾。風速場の計算には、このデータから領域を切り出して用いる。



図1 メッシュデータ

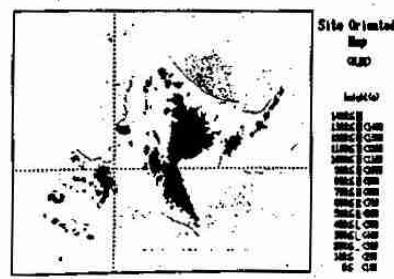


図2 地図データ

3. 計算結果

図3群は、この計算によって地形が風速場にどのような影響を与えるかを示したものである。この図においては、水平方向1km、鉛直方向25mの間隔の格子点を各方向に27ずつとり、風向・風速ともに一様な10m/sの風速場を第一近似場として与え、地上25mの風について表示した。直線の長さが風速を示し、向きが各格子点に吹き込む風向を示している。

図4群は、地形データを用いて計算したものである。より現実に近い計算のためには、第一近似場の設定に観測値を利用することや、地衡風場を想定する場合も鉛直シアなどを考慮する必要があるが、ここでは全領域について一様な場を与えた。谷での収束による強風（暑寒別山系青山越付近）や、一般風の風向の微妙な変化による風速の比較的大きな変化（石狩平野北東部 美唄付近）が表現されている。

これらの計算はいずれも、現在普及しているごく一般的なパソコン（CPU 8086相当、クロック8MHz、数値演算プロセッサ無し、メモリ640KB）によって、約40～50分前後の所要時間で行われた。音語処理系には MS-DOS Ver.3.1 上の TURBO-Pascal Ver.3.01（実数6byte長）を用いた。

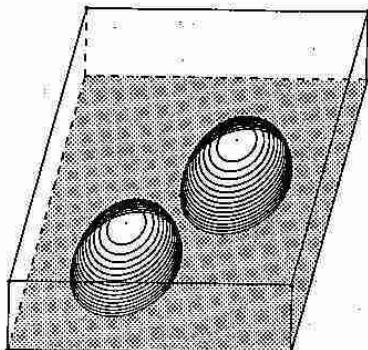


図3-1 設定した地形

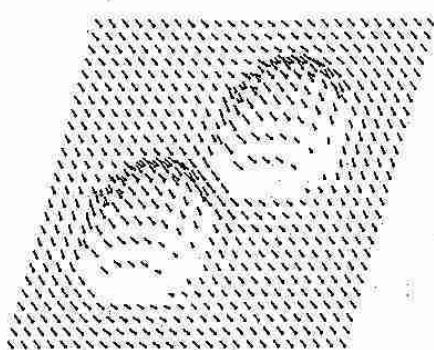


図3-2 北西風（島の間で風が強まる）

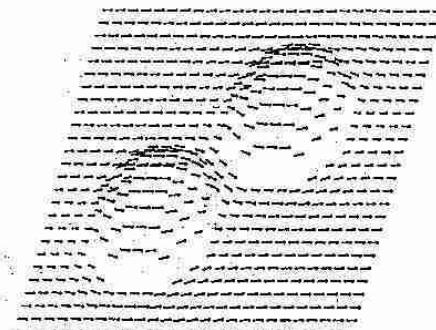


図3-3 西風（島の間が風の通り道になる）

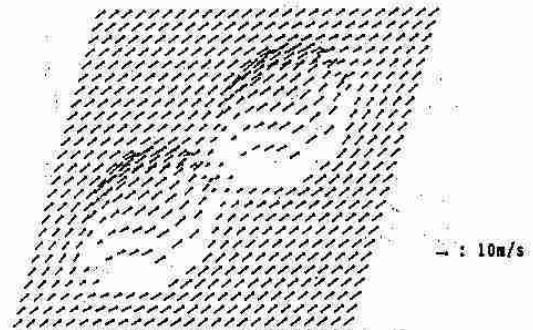


図3-4 南西風（島の間で風が弱まる）

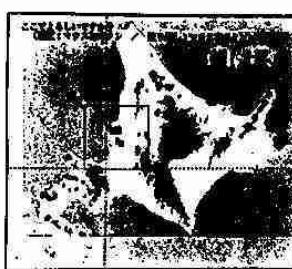
図3群 計算例 ($a_1/a_2 = 0.025$)

図4-1 石狩湾東岸地方

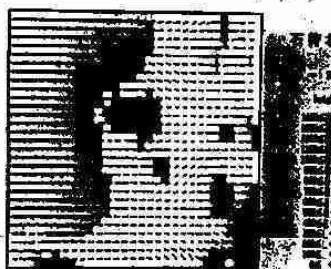


図4-2 西風10mの一般風

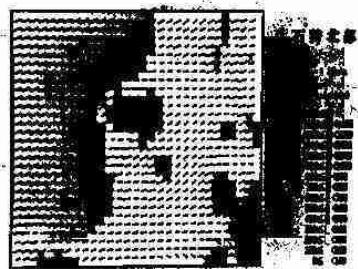


図4-3 西南西10mの一般風

図4群 地形データを用いた風速場（地上100mの風、 $a_1/a_2 = 0.025$ ）

4. おわりに

Mass-Consistentモデルによる計算をパソコンで行い、実用的に利用することは、実現可能な問題として検討することができる。

このように、3次元的対象の計算処理にも、パソコンの利用が実用可能な場合がある。パソコンを用いることにより、このような計算が広く一般的に利用可能になることにも重要な意義があると考えるものである。

参考文献

- 1) Sherman C. A. (1978): A Mass-Consistent Model for Wind Fields over Complex Terrain. *J. Appl. Meteor.*, Vol.17
- 2) 横川 三津夫、石川 裕彦(1987):3次元風速場計算における反復解法、bit臨時増刊 スーパーコンピュータと大型数値計算、共立出版、Vol.19, No.13
- 3) 気象庁観測部(1987):メッシュ気候値の解説、解説資料 第14号
- 4) 追田 優一(1989):デジタル化レーダーで使用する地図について、レーダー観測技術資料 第38号、気象庁観測部

3 寿都のだし風について

札幌管区気象台 豊田威信

1.はじめに

寿都地方は暖候期（5—9月）に南～南南東の風が強いところとして知られており、この風は一般にだし風と呼ばれている。一週間程も吹き続ける、風の息は他の場所よりも比較的少いなど特徴的な風であり、これまで多くの調査がなされ、おおよその実体は判ってきた。それによると、南風が噴火湾から日本海側に吹き抜ける際に地形により收れんされるためだとされている。しかし、これまで密な観測がなされていなかったためこれはあくまで推論の域を出ていない。そこで今回、この調査において、自記気圧計を吹走経路にあたる7カ所（図1参照）に設置し、あわせて風の移動観測を行うことによりだし風の実体に迫ることを試みた。

なお、この調査は平成元年度管区重点業務の一環として行われたものであり、管区予報・調査・測器課、寿都測候所職員、根室測候所の協力を得てなされたものである。

2.資料及び観測機器

アネロイド自記気圧計（週巻）7台（期間は1989.5.12～8.10、場所は図1参照）と気象官署（寿都・室蘭・森）のアネロイド自記気圧計（日巻）から読み取った毎時気圧データ。移動観測はピラム式風向風速計を用いて行った。気圧計も風速計も検定を行ってから使用した。ピラム式については検定にひっかかったが、傾向を見る分には差し支えないとしてそのまま用いた。その他にもアメダス配信値を併せて利用した。

3.解析方法及び結果

自記気圧計を設置している期間（5.12-8.10）の中でだし風が吹いている期間を対象にして、各地気圧の変動と寿都の風との関わりについて調べてみた。ここではだし風期間を、10m/sを超える南系の風が3日以上吹き続ける期間と定義し、6月15～22日、7月15～19日、7月23～31日を対象としたが、どれも似た特徴を示したのでここでは特に7月15～19日について述べることにする。

気圧の生データは気圧計設置場所に標高差があるためそのままでは比較できない。しかし、図2に示したように、実際にだし風が吹き始める前の7月14日24h～7月15日01hにかけて寿都、室蘭、森で海面気圧差がなくなっているのに気付く。この時間帯、道南地方は全体的に極めて静穏であり、海面気圧差はないと考えて良いだろう。従ってこの時間帯には各7カ所とも寿都との海面気圧差はないと考え、この時間帯の気圧差は寿都との標高差によるものとして各地と寿都との気圧差から差し引いてやればそれが寿都との海面気圧差になるだろう。そのようにして各設置場所の時間経過図を作ると、気圧差の変動は寿都における風速の変動とよい相関を示し、このことは図3の相関係数の分布に現れている。従って各地の気圧差の平均値の分布図を作るとその値の分布が寿都の風速値を説明するに考えてよいだろう（図4参照）。それによれば寿都と黒松内との気圧差、寿都と白井川との気圧差が黒松内と二股、白井川と大成との気圧差よりもずっと大きく、特に作開、黒松内間の気圧のギャップが大きくなっていることに気付く。これは定常的なものであり、この事実がだし風を強める要因となっている。事実、風の移動観測を行った結果（図5）も、黒松内以北で急に風速が増しておらず、図4の結果を支持している。寿都と黒松内・白井川の気圧差を定常的に大きくしている要因は一つに地形による単なる收れんの効果もあるだろう。收れんの効果とするとペルヌーイの定理より気圧差は噴火湾から離れるに連れ $\Delta V^2/2 \sim \Delta X^2/2$ （但しXは噴火湾からの距離）の割合で減少することになりそれらしき特徴も見えるが、他のだし風期間の例では寿都～黒松内間の気圧差が寿都～二股間の気圧差よりも大きくなっていることもあることを考えると、黒松内付近の地形がダムの働きをしているなど、別の要因も考える必要があると考えられる。

図1

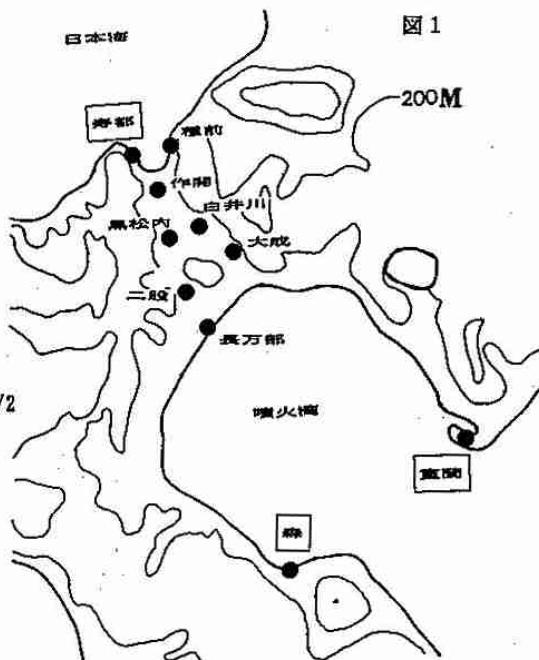


図3 7・15-7・19 寿都の風速と各地の気圧差

図2 室蘭、森と寿都の海面気圧差経過図

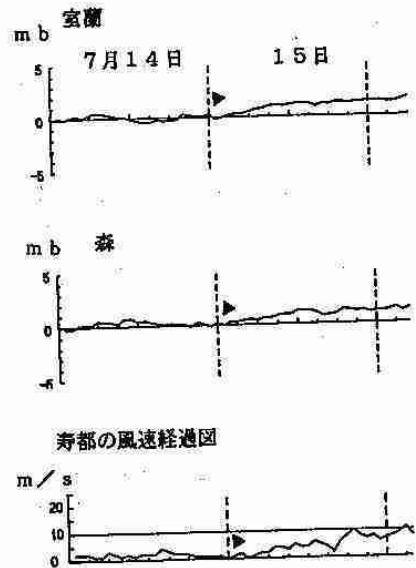


図4 7・15-7・19 寿都との気圧差平均

(標準偏差) 単位 mb

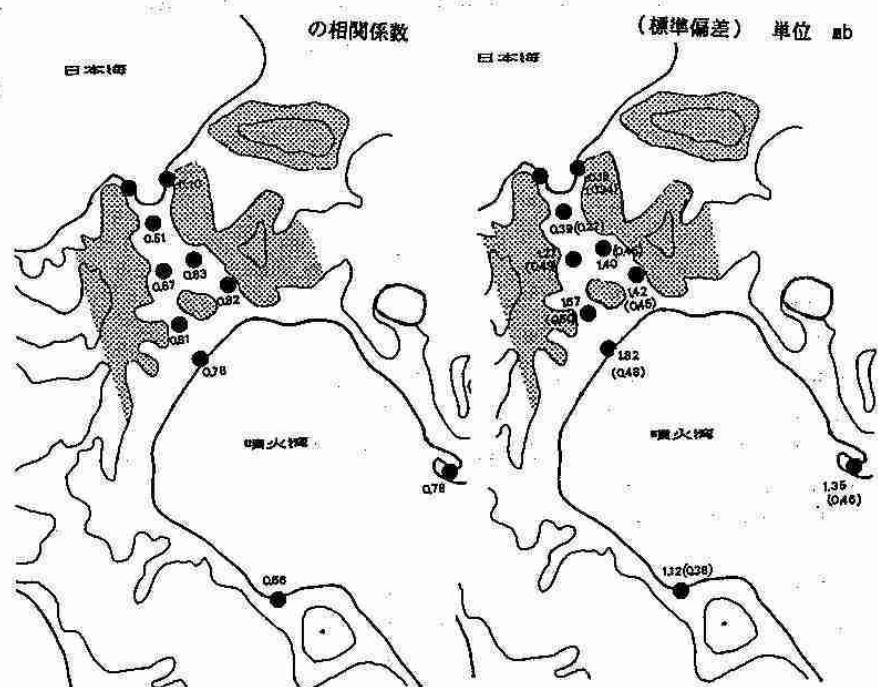


図5 風の移動距離割別

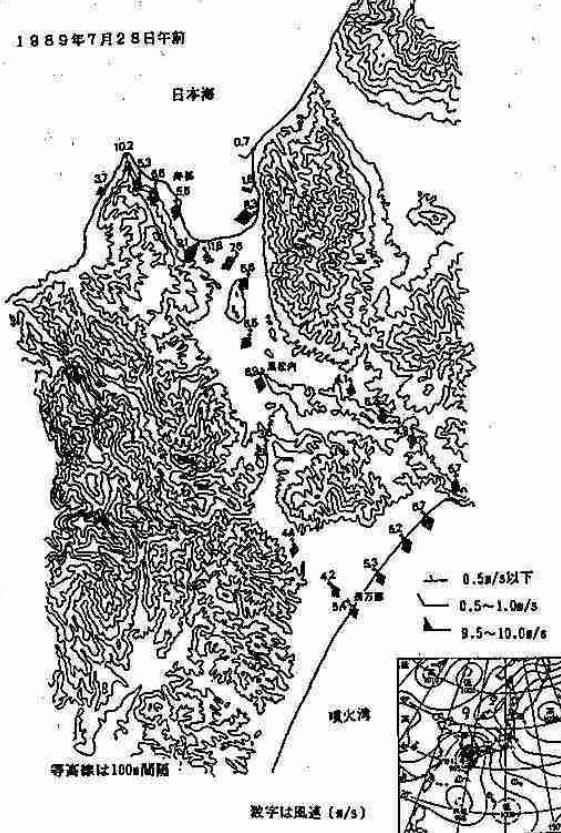
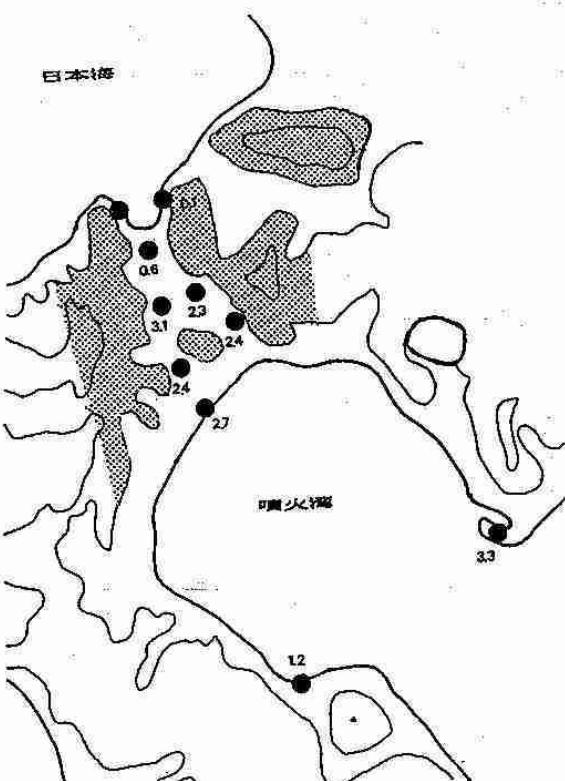


図6 寿都との気圧差 単位 mb

1989-7-28 (9h-12hの平均)



4 1988年9月22日千歳空港付近で発生した マイクロバーストとガストフロント

北大・理 城岡 龍一・上田 博

<序> 竜巻やダウンバースト発生時の速度場をドップラーレーダーで観測し、その内部構造を詳しく知ることは、現象の発生を的確に捕らえ、また、その予測を行なう上からも重要である。特に、ダウンバーストやガストフロントは、航空機の離発着に大きな影響を与えることからも注目されており、それらの検出にはドップラーレーダーが有効な観測手段となっている。

前回報告した1988年9月22日13時10分頃に発生した竜巻の直後に、竜巻の親雲の積乱雲群からマイクロバーストが発生し、それをドップラーレーダーで捕らえることに成功した。今回は、この千歳空港付近に発生したマイクロバーストと、それに伴うガストフロントに対する解析の結果を報告する。

<データ> 観測は、北海道大学構内に設置した北海道大学理学部のドップラーレーダーを用いて行なった。ドップラー速度は、正符号がレーダーに近づく成分、負符号が遠ざかる成分を示している。レーダーサイト近くの建物の影になるため、方位角 110° ~ 115° ではデータが得られていない。

今回のマイクロバーストに対しては、地上での痕跡を確認していないが、発生の瞬間のドップラーレーダーのRHIが得られている。また、ガストフロントはドップラーレーダーのPPIおよび千歳航空測候所の自記記録に捕らえられていた。

<結果> マイクロバースト発生時のドップラー速度のRHIを図1に示す。レーダーサイトからの距離45km付近で、下層の黒塗で示された正の速度領域に対して、0~-6m/sで示される負の速度領域がシャフト状に、ほぼ垂直に貫いている。これは、遠ざかる速度成分が上層から下層に急速に輸送されたことを示しており、激しい下降流の存在を示唆している。シャフトの水平的な大きさは約1.5kmであり、図4に示した3分後のPPIには特徴的な速度パターンが現われていないことなどは、この下降流がマイクロバーストであったことを示している。地表付近には発散的な速度パターンが現われておらず、マイクロバーストが地上に到達した瞬間であったと考えられる。

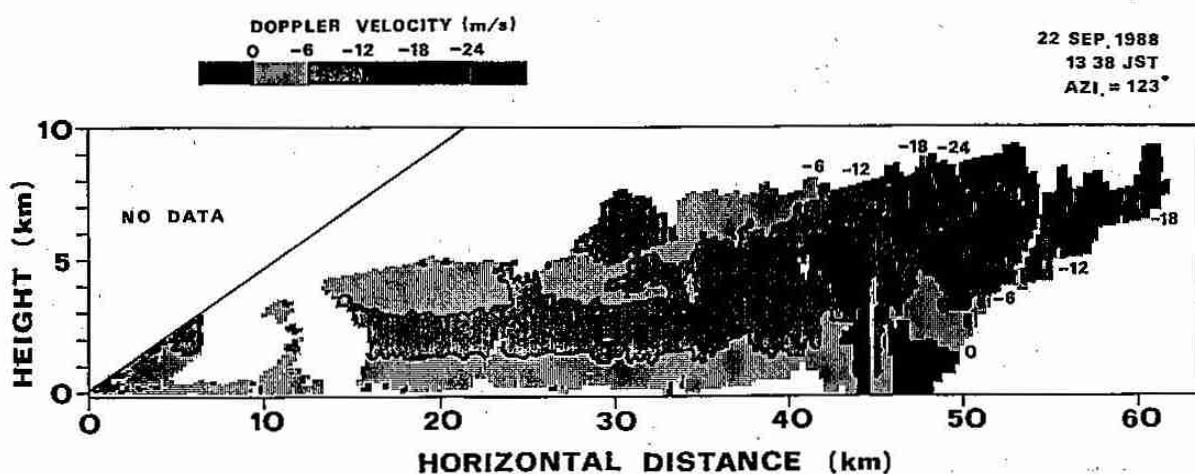


図1 1988年9月22日13時38分、方位角 123° のRHIドップラー速度。負符号はレーダーから遠ざかる成分で、6m/s間隔で示した。下層の黒塗の部分はレーダーに近づく正の速度成分、上層は24m/s以上で遠ざかる成分。

このマイクロバーストに対応して、地上ではガストフロントが観測された。図2は、千歳空港測候所の風向風速の自記記録である。13時40分の約15m/sの風速のピークと、南から北～北東への風向の急変は、ガストフロントの通過を示している。これに伴い、図3に示すような、気温と露点の急激な降下、と気圧の上昇が見られた。

マイクロバースト発生直後のPPIドッpler速度を図4に示す。☆は、図1のRHIから得られたマイクロバーストの発生地点である。その南側には、黒塗で示した-10～-15m/sの強風域がライン状に存在し($G \sim G'$)、その延長は千歳空港を通過していることからも、地上で観測されたガストフロントに対応していることがわかる。このように、仰角3.0°(高度約2km)のPPIでもガストフロントが明瞭に確認された。ガストフロントの進行方向後方にはエコーがない部分が存在し、フロント通過時の露点の降下に対応している。

<考察> マイクロバースト発生時の速度パターンからは、高度約2.5kmの0°Cレベルから下では、下降流がほぼ垂直に下降しているのがはっきりと確認できるが、その発生高度は明らかではない。発生前後の反射強度の時間変化等を考慮すると、高度5km付近に見られていた、雹または強い降水の抗力の効果が大きな影響を与えたと考えられる。マイクロバースト発生時には、下層での反射強度が強かったことや露点温度が下降していることからも、降水粒子の蒸発による下降のほかに強制的な下向きの力を受けていたと考えられる。

<まとめ> ドッplerレーダーを用いて、マイクロバースト発生の瞬間の鉛直断面を捕らえることに成功した。マイクロバーストは下層のInflowをほぼ垂直に貫くシャフト状の速度パターンとして現われていた。その発生には、上層約5kmに存在する雹等の降水粒子による抗力が、大きな影響を与えていたと考えられる。ガストフロントは、地上および高度約2kmで捕らえられ、その水平的な広がりは15km以上にも及んでいた。

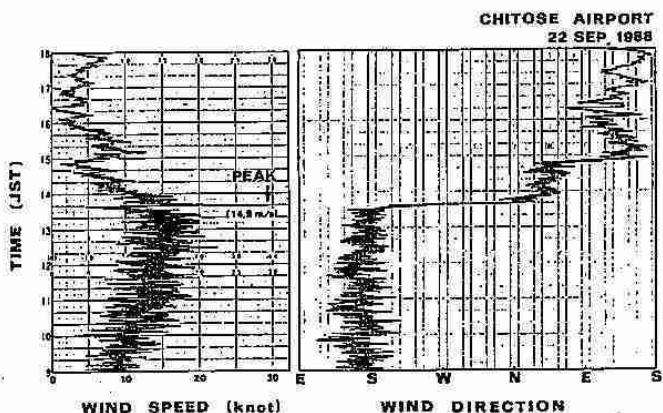


図2 千歳航空測候所の瞬間風速(単位knot)と風向。

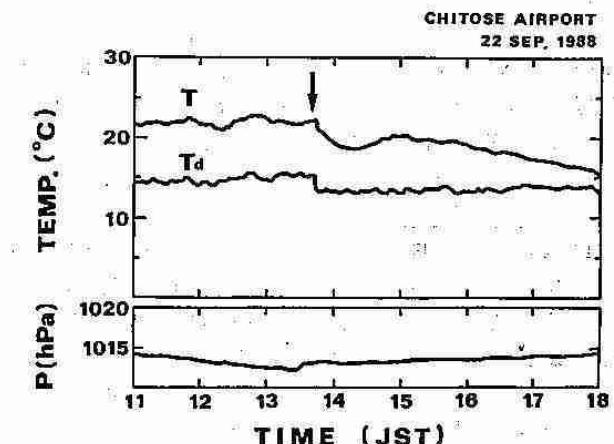


図3 千歳航空測候所の気温、露点と気圧。

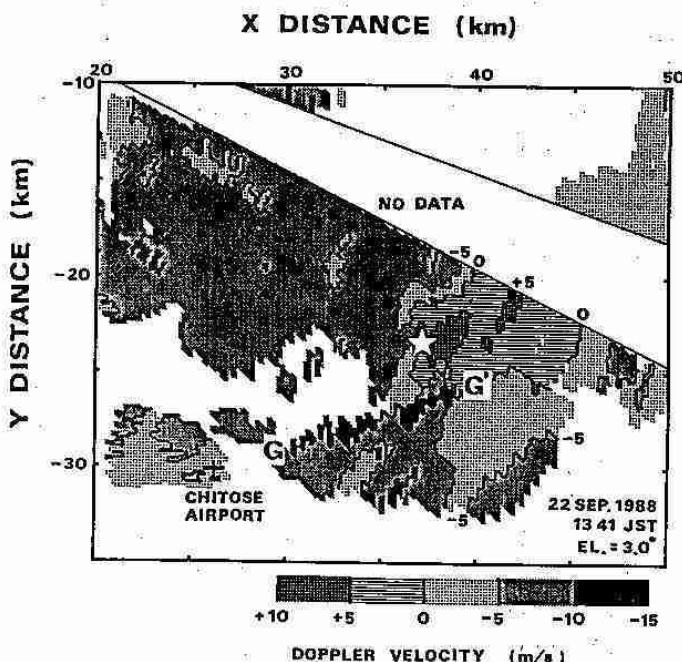


図4 13時41分、仰角3.0°のPPIドッpler速度。正符号がレーダーに近づく成分、負符号は遠ざかる成分で、5m/s間隔で示した。レーダーサイトからの距離は東と北が正符号。☆は、図1から求めたマイクロバーストの発生位置。

5 係留気球によるエアロゾル粒子の観測

北大・環科研 大倉誠司

北大・理 谷口 恭・菊地勝弘・松浦 馨

<はじめに>

様々な気象現象に伴うエアロゾル粒子の動態を明らかにするため、1988年8~9月と1989年2月に、係留気球を用いた観測を行った。今回は、1988年8月31日の海風前線に伴うエアロゾル粒子の高度別粒径別空間数濃度の変化について報告する。

<観測方法>

海風前線に伴うエアロゾル粒子の数濃度変化を高度別粒径別に調べるために、北大観測点の地上高度50mの係留気球、約22mの北大理学部3号館屋上観測室、約2mの地上観測室にパーティクルカウンターを取り付けた(図1)。このパーティクルカウンターは5つの粒径サイズ($0.3 \sim 0.5, 0.5 \sim 1.0, 1.0 \sim 2.0, 2.0 \sim 5.0, 5.0 \sim [\mu m]$)でエアロゾル粒子の空間数濃度([個/1])を測定することができる。

一方、海風前線の進入をより明確に確認するために、北大観測点の北西側にあり、前線の進入方向でもある新港、石狩南高、新川高の3つの観測点(図2)において気象要素の観測を行った。一番海岸線に近い新港観測点には、ソーダー、風向風速計及び自記温湿度計を設置し、石狩南高、新川高観測点には、風向風速計と自記温湿度計を設置した。北大観測点にはドップラーソーダー、風向風速計、自記温湿度計を設置した。

<解析結果>

1988年8月31日のエアロゾル粒子の数濃度変化を図3に示した。図2に示した4カ所の観測地点における風のデータから海風は12時15分頃石狩湾の海岸部に上陸し、14時頃北大付近まで進入してきた。北大観測点における風向は、海風の到達前には北東風、海風前線通過後に北西風となった。図3からもわかるように14時頃を境としていずれの高度でも小粒径のエアロゾル粒子の数濃度が減少した。これに比べて大粒径の粒子では前線の通過した時刻よりも前に一旦減少し、通過時にやや増加した。

これは、北東風が、清浄な海風の進入によって北西風に変わることにより、小粒径のエアロゾル粒子の数濃度が減少したものと考えられ、石岡ら(1988)の解析結果と一致していた。一方、大粒径のエアロゾル粒子の振舞いについては、前線通過直前の弱風時は風による巻き上げの効果が弱く前線通過時にその効果が強く現れたためと考えられる。

この観測により、海風前線の進入が予想される気象条件の時、それ以前の北大での風向が北東の場合は、海風進入後、小粒径のエアロゾル粒子の数濃度が減少することが確認された。

次に、海風前線通過前後の各30分間について各粒径間の相関を調べた(図4)。前線の通過前30分間における、各粒径間での相関係数はその値に大きな差があり、様々な値を示した。これに比べ、前線の通過後は、各粒径間での相関係数はすべて正の値となり、それぞれの値に大差はなかった。

また、高度別にみると、前線通過後の各粒径間での相関係数は高度による差がはっきりと現われた。すなわち、係留気球(地上高50m)では各粒径間の相関は全ての粒径間でかなり良いが、高度が下がるに従い、粒径の差の大きい粒子間での相関が悪くなる傾向がみられた(例えば、1:5, 2:5など)。

これは、海風域内では各粒径の粒子の振舞いが一様であったにもかかわらず、大粒径のエアロゾル粒子の一部は地表面が直接の発生源となっていたために、低高度では他の小粒径の粒子と大粒径の粒子との相関が悪くなつたためと考えられる。

次に、海風の進入前後での各粒径のエアロゾル粒子数濃度の分散を、前線の通過する前後各30分間について変動係数を用いて調べた(表1)。これをみると、小粒径の粒子では、前線の通過後に変動係数が大きな値をとった。しかし、大粒径の粒子では高度が増加するに従い、前線通過後の値の方が小さくなつた。

これは、前線通過と共に小粒径のエアロゾル粒子の数濃度が減少したことと、前線通過

直前に大粒径の粒子の数濃度が減少したことが直接の原因と考えられる。また、高度による違いから、高い高度で小粒径の粒子が海風の影響を受け、逆に、低い高度で大粒径の粒子が地面による影響を受けたことを示していると考えられる。

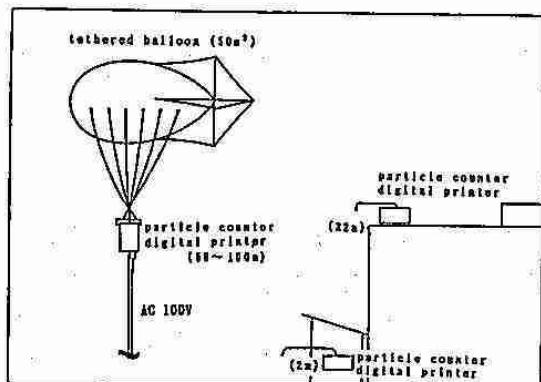


図1 高度別エアロゾル数濃度の観測システム

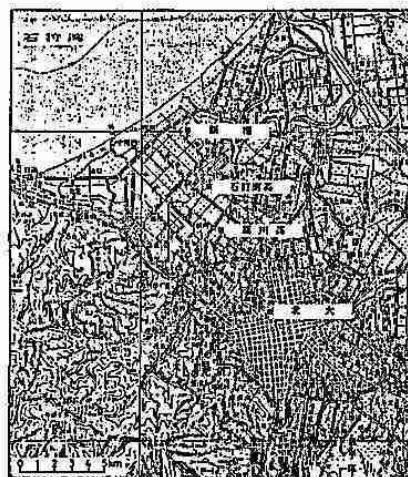


図2 前線進入方向に配置した観測点

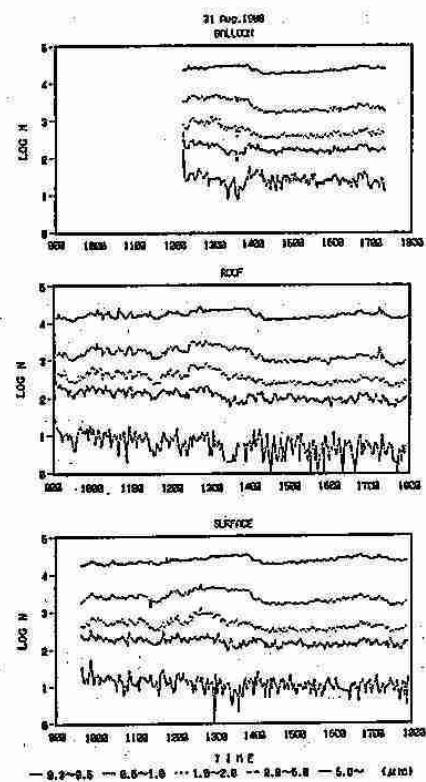
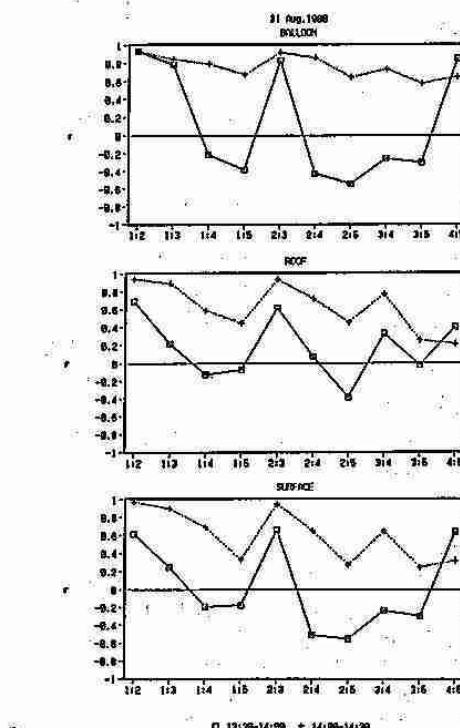


図3 1988年8月31日の3高度における粒径別エアロゾル粒子数濃度の時間変化

図4 海風前線通過前後の各30分間における各粒径間の相関係数
(1: 0.3~0.5, 2: 0.5~1.0, 3: 1.0~2.0,
4: 2.0~5.0, 5: 5.0~[µ m])

SIZE (μm)	BALLOON		ROOF		SURFACE	
	T1	T2	T1	T2	T1	T2
0.3~0.5	7.22	10.55	4.58	13.85	4.23	11.02
0.5~1.0	11.90	13.91	8.66	15.82	8.67	15.90
1.0~2.0	12.62	9.87	8.30	12.39	8.91	13.33
2.0~5.0	22.29	15.92	22.13	20.88	17.48	18.92
5.0~	51.92	31.32	67.22	55.72	49.83	39.91

(T1:13:30-14:00, T2:14:00-14:30)

表1 海風前線通過前後の各30分間における各高度各粒径での変動係数の変化

6 エルチチョン噴火と日射の経年変化

札幌管区気象台観測課 毛利英明

1.はじめに

エルチチョン火山 (17° N, 93° W, メキシコ) は1982年3月から5月にかけて大爆発をおこし、大量のエアロゾルを成層圏に注入した。このエアロゾル雲による直達日射の減少と散乱日射の増加がバンクーバー (50° N, 123° W)、コーパリス (45° N, 123° W)、館野 (36° N, 140° E)において観測されている(山内・志村, 1984; Rao and Bradley, 1983; 小畠, 1984)。ここでは気象庁の観測をもとに、日本各地の直達・全天・散乱日射に、エルチチョン噴火がどのような影響をおよぼしたか調べてみる。

2.データ

日本では、エルチチョン噴火による大気の混濁は1982年から1983年にかけての寒候期に顕著であった(山内・志村 1984)。そこでここでは寒候期に晴天が比較的多い、根室 (43° N, 146° E) の2月、松本 (36° N, 138° E) の12月、潮岬 (33° N, 136° E) の1月、土佐清水 (33° N, 133° E) の1月、鹿児島 (32° N, 131° E) の1月のデータを調べる。

直達・全天日射については南中時を中心とする1時間積算値を用いる。(根室、松本、潮岬は11時から12時、土佐清水、鹿児島は12時から13時の積算値。) 一方散乱日射については、次式より直達・全天日射から計算する。

$$\text{全天日射} = \text{直達日射} \times \sin(h) + \text{散乱日射}$$

ここで太陽高度 h としては南中高度の値を用いた。

エアロゾル以外にも、大気中の水蒸気・雲等も日射に影響を及ぼす。これらの影響を最小限に抑えるために、次の条件を満たすもののみをデータとして用いる。1) 直達日射1時間積算値の値がその月の最大値の95%以上であること。2) 12時の天気が快晴(雲量1割以下)であること。

データは測定単位が $\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2}$ から $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ に移行し、直達・全天日射について3桁の精度の値が得られるようになつた1981年以降のものを用いる。(土佐清水、鹿児島については自記直達日射計が展開された1982年以降。) この期間中、上の条件を満たすデータの総日数に占める割合は、根室、松本、潮岬、土佐清水、鹿児島において、それぞれ18%、5%、15%、8%、8%である。

3.結果と考察

第1図に、各地における直達・全天・散乱日射の月平均値の推移を示す。図よりエルチチョン噴火後約2年間、直達日射は著しく減少したが、その間散乱日射は増加しており、合計した全天日射は殆ど増減がなかったことがわかる。つまり直達光から散乱により失われたエネルギーの大部分が散乱光として地上に到達していた訳で、このことはエアロゾルがミー粒子として光を前方に強く散乱する性質を持つことと関係している。

太陽高度の異なる各地のデータを比較するため、直達日射量の変化を次式により定義される大気透過率 A の変化に換算する(第1表)。

$$I = I_0 \cdot A$$

ここで I 、 I_0 はそれぞれ地表、大気上端における直達日射量、 $m = [\sin(h)]^{-1}$ は大気路程である。第1表より全地点で大気透過率が約10%減少していることが解る。ここで各地における減少率がほぼ等しいことは、この時期(1982年から1983年にかけての寒候期)エアロゾル雲が北半球をほぼ一様に覆っていたことによる(異常気象レポート'89、1989)。

大気透過率が10%減少したことはエアロゾルによる日射の吸収・散乱の光学的厚さが0.1程度であったことを意味する。光学的厚さの値はまたライダー観測から評価できる。気象研究所(館野)の観測によれば、1982年から1983年にかけての寒候期、エアロゾルによる全後方散乱係数は、 $0.7 \mu\text{m}$ において 10^{-3} sr^{-1} 程度まで増加した(Uchino et al. 1988)。 $0.7 \mu\text{m}$ における後方散乱対消散比として 0.013 sr^{-1} (Russell et al. 1976)を用いれば、上の全後方散

乱係数の値は 光学的厚さ = 0.1 に対応し、日射観測から評価された値と一致する。

参考文献

- 気象庁, 1989: 異常気象レポート'89, 182 - 190.
 小畠実, 1984: 高層気象台(館野)における日射観測の結果について, 高層気象台報, 44, 37 - 43.
 Rao, C. R. N., and W. A. Bradley, 1983: Effects of the El Chichon volcanic dust cloud on insolation measurements at Corvallis, Oregon (U. S. A.), Geophys. Res. Lett., 10, 389-391.
 Russell, P. B., W. Viegze, R. D. Hake Jr., and R. T. H. Collis, 1976: Lider observation of the stratospheric aerosol: California, October 1972 to March, 1974, Quart. J. R. Met. Soc., 102, 675-695.
 山内豊太郎, 志村英洋, 1984: エルチチョン噴火と大気混濁度の変動, 天気, 31, 533-544.
 Uchino, O., I. Tabata, K. Kai, and I. Akita, 1988: Five-year lidar observational results and effects of El Chichon particles on Umkehr Ozone data, J. Meteor. Soc. Japan, 66, 635-643.

第1表 各地における日射量・透過率の変化

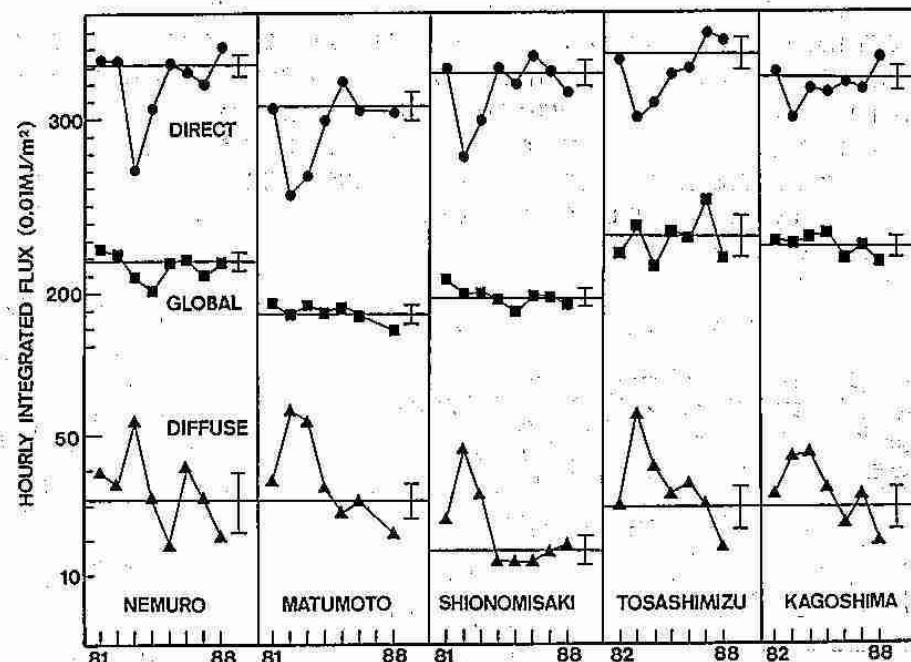
	日射量の変化 (%)		透過率の変化 (%)
	直達	散乱	
パンクーバー (a)	6.4 (1)	20.7 (1)	8.8
コーパリス (b)	7.2 (2)	19.7 (2)	8.9
根室 (c)	8.2 (3)	17.4 (3)	9.0
館野 (d)	8.0 (4)	17.5 (4)	8.9
松本 (e)	8.3 (5)	18.4 (5)	9.1
潮岬 (f)	8.5 (5)	27.0 (5)	9.1
土佐清水 (g)	8.9 (8)	19.3 (6)	9.3
鹿児島 (h)	9.3 (8)	15.2 (8)	9.6

- (1) 82年12月のデータを77~81年12月の平均と比較
- (2) 82年11、12月のデータを80年7月~82年10月の平均と比較
- (3) 83年2月のデータを81、82、85~88年12月の平均と比較
- (4) 82年12月のデータを77~81年12月の平均と比較
- (5) 82年12月のデータを81、84~88年12月の平均と比較
- (6) 83年1月のデータを82、85~88年1月の平均と比較

参考文献: (a)山内・志村(1984), (b)Rao and Bradley(1983), (c)本論文, (d)小畠(1984)

第1図 各種日射量の月平均値

DIRECT、GLOBAL、DIFFUSEはそれぞれ直達、全天、散乱日射を示す。各種日射量に記されている横線は平年値(第1表参照)縦線はその標準偏差の範囲である。



7 昭和63年8月24日から27日にかけての前線による大雨の事例解析

札幌管区気象台 山下 龍平・菅原 聰

1.はじめに

北海道における大雨は、ほぼ数年に1度の割合で発生している。これまでの北海道に災害をもたらす大雨の特徴は、北側に強い寒気を持つ前線の停滞と、この前線に向かって南からの暖湿気を送りこむ台風等の存在が挙げられている。

1988年8月24日から27日にかけて、北海道中西部に災害をもたらした大雨の特徴も、このような傾向を良く示しており、ここではその総観場による解析を述べるとともに、特に雨足の強かった8月25日18時から翌26日09時かけての小規模場の解析結果を報告する。

2.総観場の解析

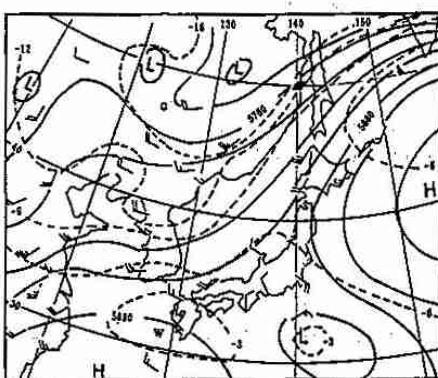
第1図には、8月25日21時の500mb天気図、第2図には、同時刻850mb天気図を示す。

500mb天気図での特徴は、中国東北区に25日に寒冷渦が形成され、130°E付近はこの寒冷渦からトラフが南に延びていた。このため、日本付近は西谷の場で南西流が卓越していた。また、北海道東方海上にはこの年北偏していた亜熱帯高気圧が西に張出していた。本州南海上には、熱帯じょう乱が存在し亜熱帯高気圧の縁辺流が、この熱帯じょう乱の暖湿気を北海道付近に南から流入させていた。すなわち、北海道付近は、これらの収束の場となっていた。

850mbでは、北海道西海上は前線帶となっており、この東側には、広く湿潤域が分布し北海道付近は340K以上の高相当温位域となっていた。また、秋田、仙台の風向は、南から南東風系で継続的に暖湿気をこの前線帶の前面に送りこんでいた。図には示さないが地上では停滞前線が能登半島から渡島半島西海上を経て道北地方を横切る形で、オホーツク海へ延びていた。この前線は、26日の朝まではほぼ同じ位置で停滞しており、その後本道を南東進する形で東部へ抜けた。

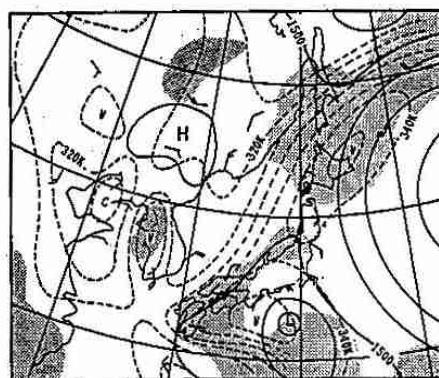
第3図、第4図には、札幌の高層資料の時系列断面図を示す。まず相当温位の分布を見ると、24日21時頃から340K以上の高相当温位の気塊の南からの流入が顕著であり、豪雨の発生した25日21時までほぼ700mb以下の下層で340K以上の高相当温位が維持されている。反対に25日09時から21時にかけて500から600mb付近の中層域には、330Kの低相当温位の層があり、下層との間に強い対流不安定層を形成している。

また風の分布を見てみると24日21時から25日15時までは、下層では南又は南東風系の強風帯が存在し、本道付近に暖湿気を送りこんでいたことがうかがえる。26日の03時以降は、下層から上層にかけて風のシアーが存在しており、このシアーは地上前線の動向と良く対応し、今回の大雨が単に下層だけの不安定で起きたものではなく、しっかりと渦管構造を持ったものであることが認められる。



第1図 500 mb 天気図

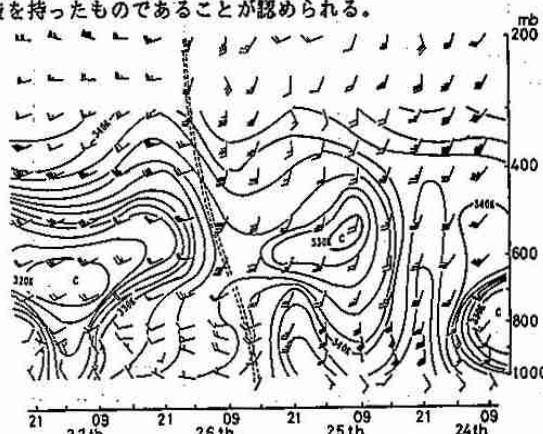
(8月25日21時)



第2図 850 mb 天気図

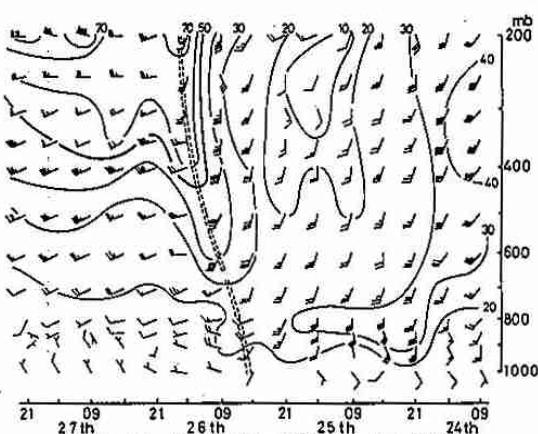
(8月25日21時)

——等高線(m) - - - - 等温線(℃) ——等高線(m) - - - 等相当温位线(K)



第3図 高層資料の時系列断面図(札幌)

(風と相当温位)



第4図 高層資料の時系列断面図(札幌)

(風速分布)

3. 豪雨時の小規模場の状況

先にも述べたように、今回の降雨群の中心は、8月25日18時から8月26日09時までの間であるが、その中でも特に北空知、中空知では、25日20時から翌朝まで1時間雨量が30から50ミリを越える強雨が降り続いた。

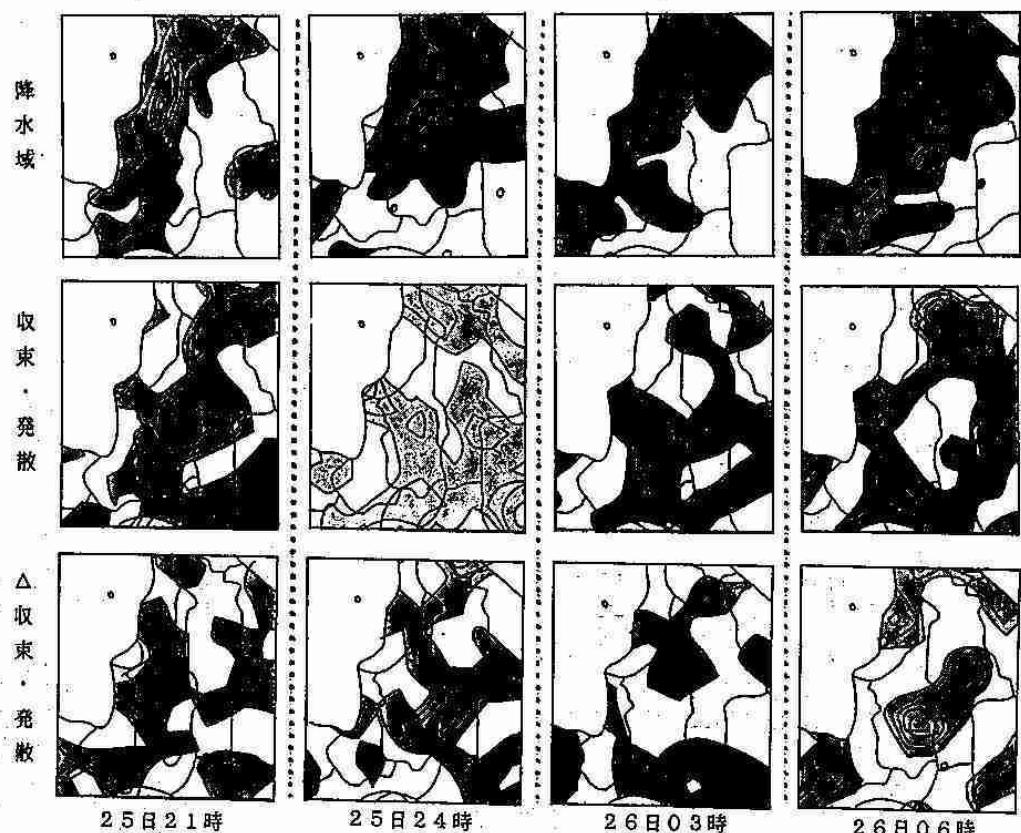
この時の様子をレーダーエコー合成図で見ると、北海道西海上に停滯している前線の前面に帯状となったエコーが南西から次々と送り込まれている。(第5図の26日03時) そしてそれ以降は、帯状だったエコーが次第に散在し強いものは、渡島半島付近に流入している。(第5図の26日08時)

今回は、25日18時から26日09時までの一時間ごとの降水量と収束発散との対応、及び前一時間との変化を取ったもの（△収束発散と以後呼ぶ）との対

△収束発散と降水量との対応は、地形効果が除去されるため、一般には雨が強いほど対応が良いとされている。また、強い収束域にもたらされた強雨は、その場を収束場から発散場に変えることも過去の研究で知られている。

降水

第6図に25日21時から26日06時までの3時間おきの毎時降水量 収束率散



4. まとめ

今回の大雨について、高層資料及び、アメダスデータから得られた結果は、次のとおりである。

(1) この豪雨の発生を総観場から見れば、過去の大雨の傾向を良く示していた。

(2) 前時間に比べて収束が強まった場合(△収束が大きい場合)は、強雨域は、△収束域の大きいところの中心、もしくは、北又は北西側に位置し、強雨域と正時の収束発散との対応は、ほぼ発散散と対応している。

8 梅雨前線付近での雨滴粒径分布の特徴

北大・環境 岡崎 賢治
北大・理 播磨屋 敏生

1.はじめに

これまで梅雨前線付近の降雨現象についてはたくさんの研究があるが、雨滴粒径分布についての研究は少ない。1988年7月長崎県において行なった降雨観測のデータをもとに、梅雨前線南前方の層状雲と梅雨前線上の対流雲の小雨滴における分布の違いと、客観的解析手法である主成分分析による、対流雲の雨滴粒径分布の特徴について報告する。

2.観測

観測は1988年7月、長崎県佐世保市佐世保測候所において行なった(図1)。雨滴粒径は、光の遮断によって直接直径を計測する雨滴粒径分析装置(森技術研究所製)を用いた。また同時にラピッド雨量計(レスカ社製)により降雨強度も測定した。降雨現象の一一般的特徴をとらえるために同時に設置された、北大理学部ドップラーレーダーによる観測資料も使用した。

3.結果

対流雲からの雨滴粒径分布と層状雲からの雨滴粒径分布の代表例を図2に示す。上段には対流雲からの粒径分布を降雨強度をかえて二つ、下段には層状雲からの粒径分布を二つ、それぞれ実線で示してある。またそれに対応するMarshall & Palmer分布を点線で示した。これをみると対流雲からの粒径分布はMarshall & Palmer分布に近い形になっているが、層状雲からのそれは直径1.5mmまではMarshall & Palmer分布で与えられる個数よりかなり少いことがわかる。上記のことが層状雲と対流雲全体にいえるかどうかを調べたものが図3である。これは0.45mmから1.45mmにある雨滴総数をこの粒径幅に対応するMarshall & Palmer分布であたえられる雨滴数で割った値 k_1 を指標にして、対流雲と層状雲の小雨滴数の違いをみたものである。これを見ると対流雲の k_1 の方が層状雲の k_1 より同じ降雨強度においても大きな値をとっていることがわかる。

次に対流雲における降雨について、変量を粒径の個数にした主成分分析をおこなった。この結果、第一主成分の寄与率は70%、第二主成分は17%であり、意味ある主成分は二つ考えられた。この第一主成分と第二主成分の固有ベクトルの要素とスコア別平均粒径分布をそれぞれ図4、5に示す。図4から第一主成分はスコアが高いほど分布全体がほぼパラレルに上方に移動しており、図5から第二主成分はスコアが高くなるほど直線分布にくらべ、中雨滴の個数が少なく大雨滴の個数が多く、分布全体がくびれた形になっていることがわかる。また第一主成分のスコアと降雨強度、第二主成分のスコアと佐世保上空のレーダー反射強度との関係を調べたものがそれぞれ図6、7である。これをみると図6から第一主成分のスコアは降雨強度とともに高くなっていること、図7から第二主成分のスコアは反射強度の移動平均と、時系列でみるとおなじ傾向(スコアが高くなるときは反射強度も大きくなる)を示していることがわかる。

4.まとめ

梅雨前線付近での雨滴粒径分布において、層状雲による降雨と対流雲による降雨では、同じ降雨強度においても小雨滴の個数に違いがあることがわかった。この原因については現在解析中であるが、層状雲の場合は融解層付近で雪片どうしの併合によって大雪片を形成したものが雨滴になり、対流雲の場合は小さなあらわれの融解によって雨滴ができたためではないかと考えられる。主成分分析による対流雲からの粒径分布の特徴を調べた結果、大きく分けて二つの特徴があることがわかった。第一主成分は降雨強度とともにほぼパラレルに分布全体が上方に移動するグループであり、第二主成分はスコアが高いほど直線分布に比べ、中雨滴の個数が少なく大雨滴の個数が多く、分布全体がくびれた形になるグループである。

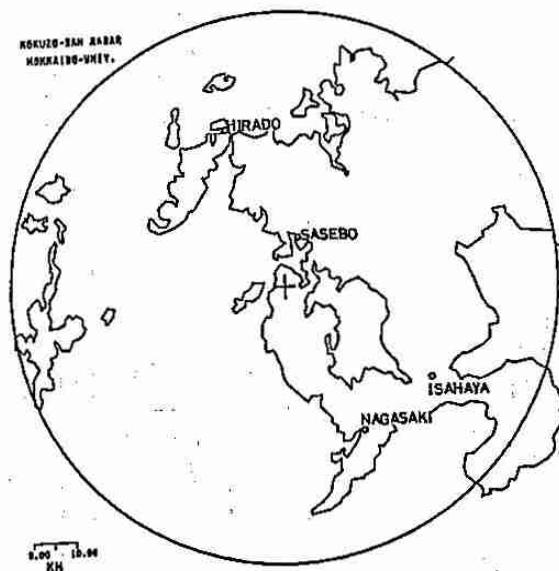


図1. 九州北西部の地図。

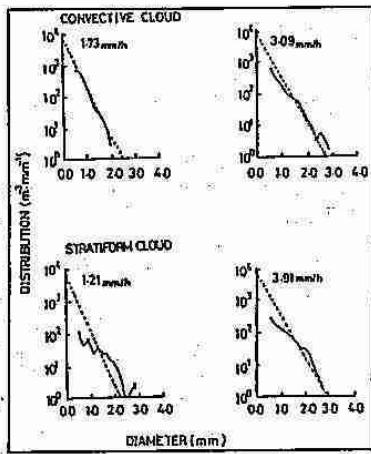


図2. 雨滴粒径分布の代表例。

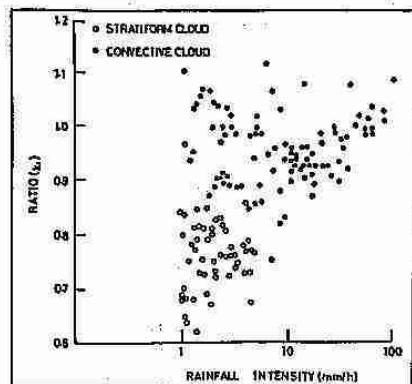


図3. 指標 k_1 による小雨滴数の比較。

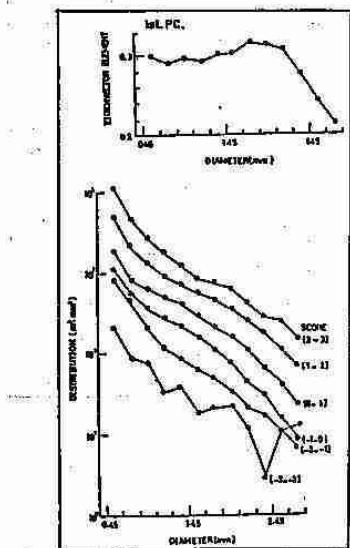


図4. 第一主成分の固有ベクトルの要素（上）とスコア別平均粒径分布（下）。

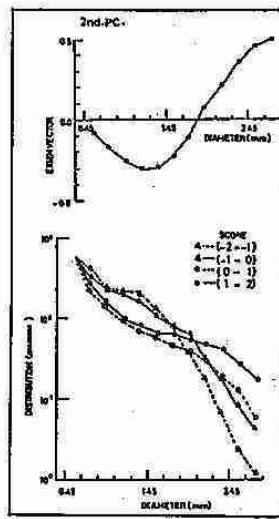


図5. 第二主成分の固有ベクトルの要素（上）とスコア別平均粒径分布（下）。
（最小粒径の個数を一致させるために、各分布を平行移動している）

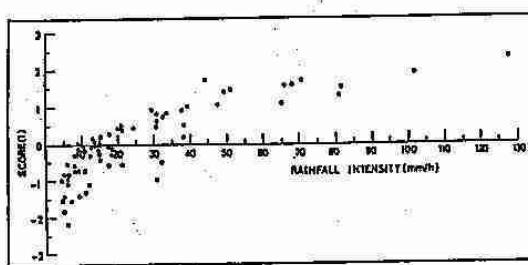


図6. 降雨強度と第一主成分のスコアとの関係。

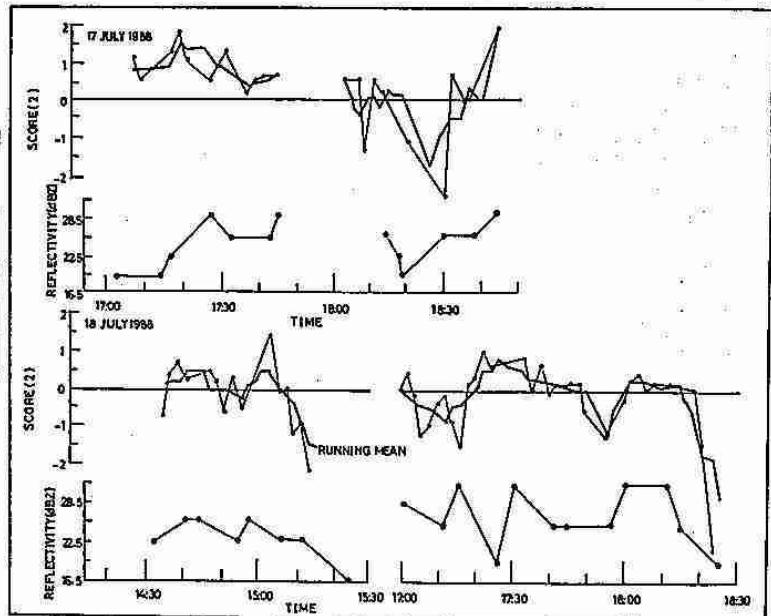


図7. 高度約800メートルのレーダー反射強度と第二主成分のスコアとの関係。
（スコアの太線は、8分間の移動平均を示している）

9 1988年8月の大雨時における大規模場の特徴

札幌管区気象台 四宮茂晴・竹谷良一・石原 洋

1. はじめに

1988年8月は日本の南海上に上層寒冷渦が停滞し、その周辺に熱帯低気圧が多数発生した。北海道ではそこからの暖湿気の流入と偏西風トラフの深まりにより、中旬には日高、十勝管内、下旬には空知管内で大雨となり、広尾では月降水量の最大値を更新した。前回は主に熱帯の海面水温分布と大雨の関係を考察したが、今回は南海上の上層寒冷渦の維持機構と大規模場について各資料から調査してみた。

2. 上層寒冷渦とMPT

図1に1988年8月の月平均500mb天気図を示すが、上層寒冷渦が長期間停滞したため、日本の南海上が広範囲に負偏差となっている。上層寒冷渦の動きを追うと、8月6日頃から偏西風トラフが北海道東海上で深まり、伴う上層寒気が南西進し、本州南まで回り込んで来た時から明瞭化した(図2-1)。この上層寒冷渦は9日から13日にかけ黄河から沿海州にかけてのリッチの発達と西日本でのトラフの深まりにより、中緯度帶の寒気の補給を受けている(図2-2)。この渦は17日頃には浅まり日本海西部へ進んだが、華北からボッ海にかけてのトラフの深まりにより、新たな寒気が補給され対馬海峡付近で再び勢力を強め、25日まで上層寒冷渦として南海上に持続された(図2-3)。その後は下層で熱帯低気圧が発達し、潜熱の放出により上層も暖化していく。この様にみると、南海上の上層寒冷渦は日本付近での偏西風トラフの深まりにより形成され、その後北西もしくは北東側からの新たな寒気の補給により維持されたことが分かる。

しかし、これだけでは長期に渡る停滞を説明することはできない。そこで、太平洋の上層に注目してみると低気圧性の循環が見られる(図3の矢印の部分: 25N, 165E付近)。これは台風の様に見えるが、上層のみの循環で、雲はC1

が主体である。この循環は中部太平洋トラフ(Mid Pacific Trough: MPTと略す)に起源を持つ上層寒冷渦である。図4は1988年7月から8月にかけてのMPTに起源を持つ上層寒冷渦の動きをGMSの画像から追ったものだが、次々と西進してきているのが分かる。

これらの事から、日本の南海上で上層寒冷渦が長期間停滞した理由は、日本付近で偏西風トラフの深まりによって落込まれた中緯度寒気による上層寒冷渦と、太平洋上を西進してきたMPTに起源を持つ上層寒冷渦が、日本の南海上でそれぞれ寒気の補給を受けながら、別個に維持されたためと考えられる(図5)。

また、1988年8月の200mb月平均高度と風ベクトル(図6)を見ると、カムチャッカの南で高度が高くなっている。その東のMPTは概ね平年と変わりないが、35N, 165Wから30N, 160Eにかけ谷が一本のびており、この谷線に沿って上層寒冷渦が西進していたと考えられる。通常MPTの末端は最夏期には15N~20Nまで達しているが、1988年8月は10度程北に偏った所に位置していた。これはMPTの走向が南北からやや西よりに変化していたと解釈できる。

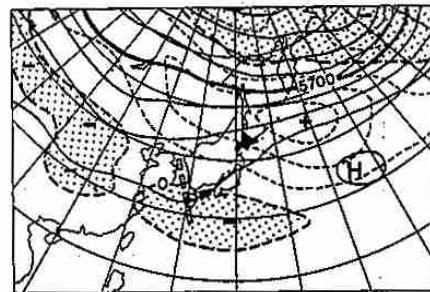


図1. 月平均500mb天気図。実線は等高線(50m間隔)、破線は等偏差線(25m間隔)
陰影部は負偏差域

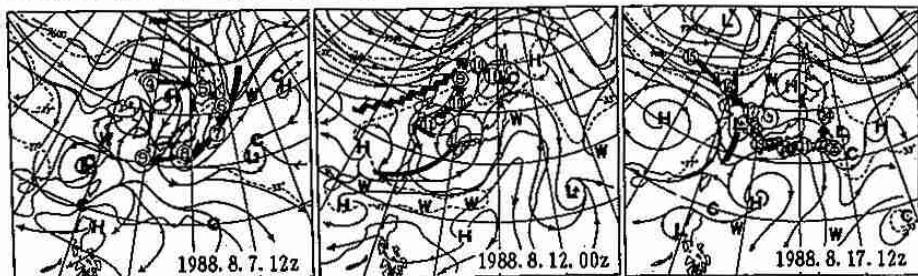


図2-1, 2, 3. 300mb高度、気温、流線
○→は寒気の動き、数字は日付



図3. ひまわり画像(IR)
1988.8.1.03Z

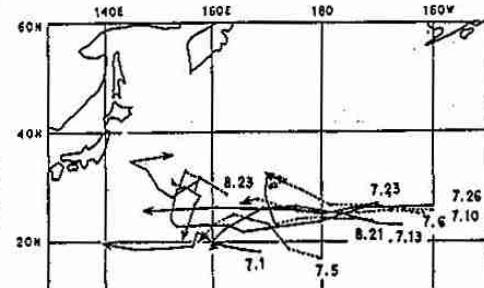


図4. MPTからの上層寒冷渦の動き
(1988.7~8月)

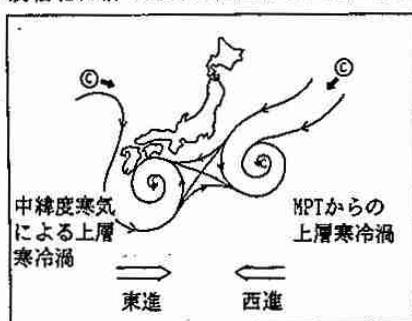
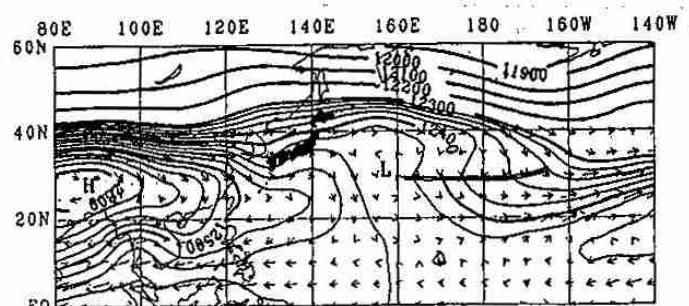


図5. 上層寒冷渦停滞時の流線



3. 大規模場について

(1) 対流活動域(図7)

日本付近の対流活動域は6ブロックに分けられ、それぞれの成因または対応するものは、以下の様に解析される。

- | | |
|--------------------|--|
| 1: ベンガル湾からインド洋 | → 海面水温上昇による対流の活発化 |
| 2: スマトラからミクロネシア | → SPCZ (South Pacific Convergence Zone: 南太平洋収束帶) |
| 3: フィリピンから東へのびるもの | → ITCZ (Inter Tropical Convergence Zone: 热帯収束帶) |
| 4: 日本の南から東へのびるもの | → MPTに起源を持つ上層寒冷渦による雲域 |
| 5: フィリピン北から日本の南 | → 中緯度寒気による上層寒冷渦による雲域 |
| 6: 40°N以北を東西にのびるもの | → 北系前線帶(梅雨前線の北上したもの) |

この分布状況を平年と比べると、ITCZが南へ偏り、通常活発であるフィリピン東方海上で対流が不活発だった他は、平年より活発だった。また北太平洋高気圧は4による雲域を境に南北に二分されている。

(2) 海面水温(図省略)

ラニーニャにより東部赤道太平洋で平年より低く、西部赤道太平洋からインド洋にかけて平年より高い。

(3) 200mb速度ボテンシャル(図省略)

極大域が平年より約50度西偏したベンガル湾にあり、この領域で対流活動が活発であったことが伺われる。

(4) 200mb流線関数偏差、風偏差ベクトル(図8)

流線関数偏差を見ると、アラビア半島から北太平洋を経て北米にかけ、高気圧性偏差と低気圧性偏差が交互に並んでいる。これはいわゆるPNAパターンで、熱帯の対流活動を波源としたロスビー波の伝播を示唆している。8月は日本付近で低気圧性偏差、カムチャッカの南で高気圧性偏差となっている。また風偏差ベクトルからもベンガル湾付近が水平発散の場になっているのが分かる。

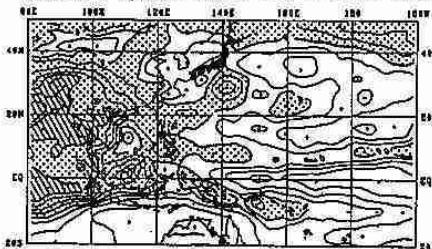


図7. 月平均等価黒体温度(C)1988.8
点彩 0°以下、斜線-20°以下、間隔5°

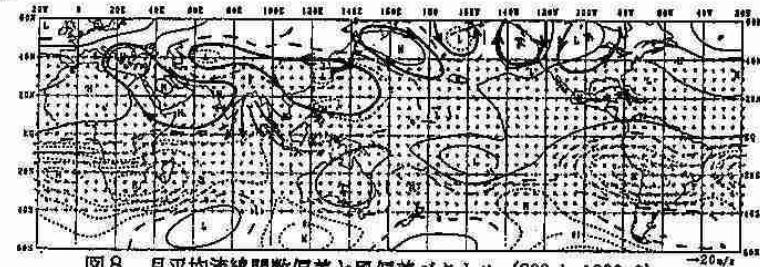
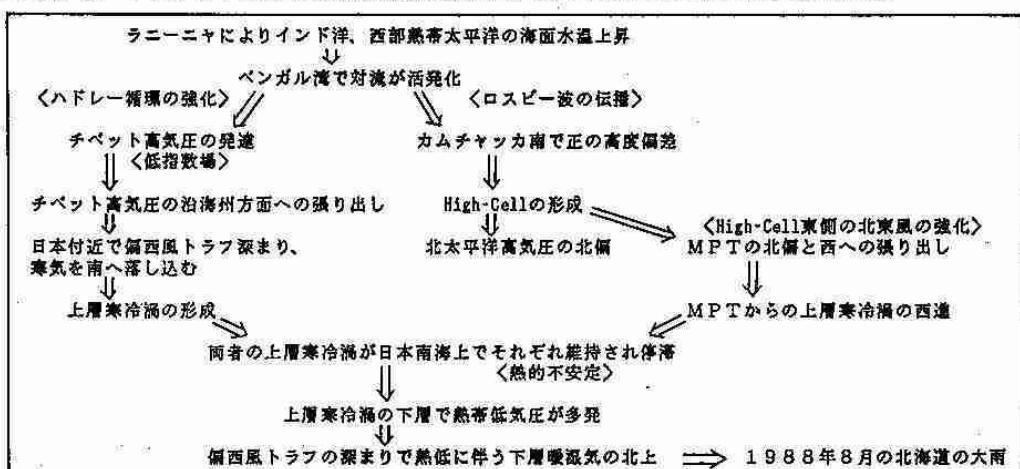


図8. 月平均流線関数偏差と風偏差ベクトル(200mb, 1988.8)
線間隔 $5.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ 、平年値は1979-1984の平均値

これらの事から、1988年8月の大規模場の形成には、次の様なメカニズムが推測される。



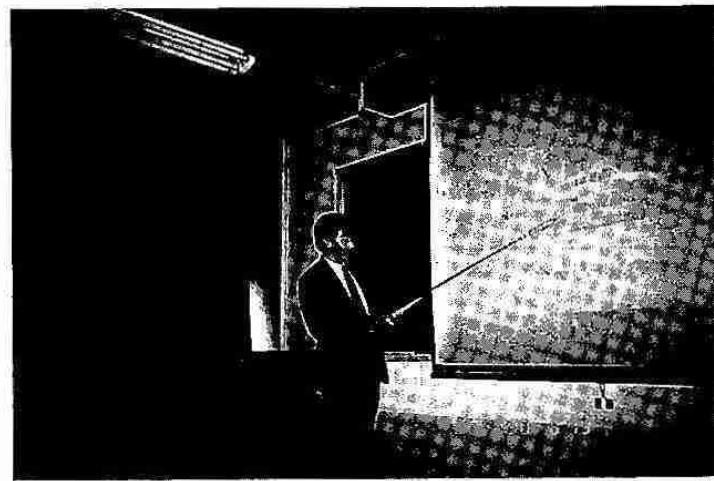
4. まとめ

1988年8月は熱帯のみならず、熱帯の場の変化に対応して中緯度帯の流れが変化、特に中部太平洋トラフが西へ張り出したという事にも特徴があり、それが北海道の大雨の一因になったといえる。また、この月は特異な事例が多く、気象学的に興味深い現象が多かった。その中で、以下のようないくつかの疑問点と仮説を掲げてみたが、今後資料を集め検討したい。

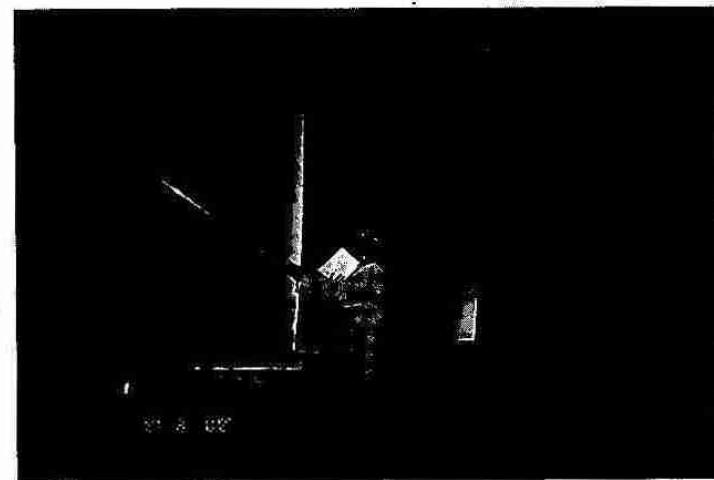
- (1) 北太平洋高気圧が北偏する形が続いたが、個々の高気圧の移動経路を追ってみると、中緯度帯の高気圧がシベリア方面から南東進し、カムチャッカの南で勢力を強める形をとっている。また、気団的にも下層に寒気を持っており、亞熱帯気団である北太平洋高気圧が北偏したものとは言えないのではないか。
- (2) 8月中旬から日本の南海上で多発した熱帯低気圧は明らかに上層寒冷渦の影響下で発生し維持されていた。下層は海洋性の熱帯気団(850mb相当温位345度以上)であるが、上層に寒気を持っており、これはハワイ沖におけるコナ・ストームと類似しており、構造的には亞熱帯低気圧と呼ばれるものではなかつたろうか。
- (3) 北太平洋全体で亞熱帯高気圧が発達することはなく、特に北偏するような場合は、太平洋中部以西ではMPTの影響でセルは南北に分かれ、北側のセルの南辺には南のセルからの南西風と、北のセルからの北東風による潜在的な収束帯を形成する。雲域としては、海面水温が高い西部太平洋まで来なければはっきりしないが、MPTからの寒冷渦が上層に入ると、上層寒冷渦の南から東側象限で対流活動が活発化する。一方、ITCZは南側のセルの南辺に形成され、平年より南偏し、かつMPTからの上層寒冷渦の影響を受けなくなるため活動は不活発で、ITCZからの熱帯じょう乱の発生も少なくなる。



◀研究発表 桜井兼市会員



◀研究発表 青山 隆会員



◀研究発表 小泉直子会員