

—発表会要旨②—

平成元年度第1回支部研究発表会要旨

日時：平成元年6月19日(月)

場所：北海道大学理学部3号館地球物理学教室
3-401 講義室

1. 中国大興安嶺1987年森林火災と環境変化	46
北大・環境研	○高橋 英紀 吉田 正則
2. 成層圏において採取された固体粒子の分析	48
札幌・観測課	○毛利 英明
北大・低温研	古川 義純
京大・理	田沢 雄二
3. 前線付近の大気境界層の構造	50
——寒冷前線前面の風の構造——	
北大・理	○松浦 肇
〃	上田 博
4. 札幌での層状降水雲の鉛直構造	52
北大・理	○岩波 越
〃	菊地 勝弘
5. 熱帯の循環場から見た北海道の大雨について	54
札幌・予報課	○竹谷 良一
〃	四宮 茂晴
〃	石原 洋
6. トランスバースモードエコーのドップラーレーダー観測	56
——構成セルの動きと発達——	
北大・低温研	○佐藤 晋介
〃	藤吉 康志
〃	若濱 五郎
7. 昭和63年8月末の北海道中西部の大雨とその総観的特徴	58
札幌・予報課	○足立 崇
〃	山下 龍平
〃	菅原 聡
〃	谷内 一弘
札幌・観測課	松本 崇司
8. 1988年9月22日札幌近郊で発生した竜巻と降雹	60
——竜巻の発生と気象状態——	
北大・理	○小林 文明
〃	菊地 勝弘
9. 1988年9月22日札幌近郊で発生した竜巻と降雹	62
——ドップラーレーダーでみた竜巻の内部構造——	
北大・理	○城岡 竜一
〃	上田 博

1 中国大興安嶺 1987年 森林火災と環境変化

高橋英紀・吉田正則（北海道大学環境科学）

1. はじめに

1987年5月6日中国黒竜江省北部大興安嶺の北部森林地帯で発生した森林火災は6月2日に降雨により鎮火するまで約1ヶ月の間燃え続けた。その被害面積は101万haで、青森県（96万ha）、秋田県（116万ha）に匹敵する広大な地域である。この地域はカラマツ類を主体とする冷温帯針葉樹林帯で、用材林として活用されてきたが、焼失面積が極めて広いために今後の更新についての生態学的な問題が惹起している。その一つに、森林の焼失にともなう接地気象の変化が局地気候あるいは局地的な水・熱収支の変化をもたらし湿潤化あるいは乾燥化の傾向を示すのではないかと言う懸念である。さらに今後の地球規模の温暖化現象が森林の再生にどのような影響を与えるかと言う問題もある。これらの問題に対処するための基礎資料を得る目的で火災被害地と無被害地で火災鎮火後約1年1ヶ月経過した1988年7月から林内気温・地温と降水量の毎30分値の連続観測を開始するとともに（ただし降水量は測定器の作動不良のため欠測中）、7月21日から30日までの10日間、現地において地温、日射量、土壌透透能などの観測を合わせて行った。観測を実施した地域は大興安嶺の北部に位置する馬林付近の山中である。観測の結果、被害地と無被害地の林内気象は明らかな相違を示した。その相違は主として森林の消失にともなう植物群落の物理的な構造の変化と、生理的な活性の変化によるものと思われる。本報告では、森林火災被害とそれともなう林内気象の変化の実態とそれを説明するための森林群落の物理構造のモデルを構築したので報告する。

2. 火災の実態と気象

この地域は例年春4月頃から5月末にかけて乾燥し火災の発生しやすい気象となる。1987年も大興安嶺から国境の黒竜江（アムール河）を西に越えてチタ付近まで3月から降水が少なく、非常な乾燥状態にあり、黒竜江の西のソ連領内では既に4月から山火事が発生し次第に南東に広がりつつあった。大興安嶺地区でも連日の乾燥続きで火災警報を発令していたが、5月6日夜に大興安嶺北部、黒竜江省大興安嶺地区漠河県河湾と古達および塔河県盤古で出火するに至った（図-1b）。翌7日も気温が高く空気は乾燥し折からの西風に煽られて火災前線は東進し続けた。9日に雨が降ったが鎮火するに至らず、再び火力は勢いを増し風向の変動もこれに加わって被害地域がさらに広がった。5月24日、25日にまとまった雨が降り全域的にほとんど鎮火した。しかしその後、再び気温が上昇して空気が乾燥し火災の危険が訪れた。5月31日、塔河県統峰付近の鉄道線路沿いから再び出火したが防火線による懸命な消火作業と6月2日の雨で鎮火するに至った。

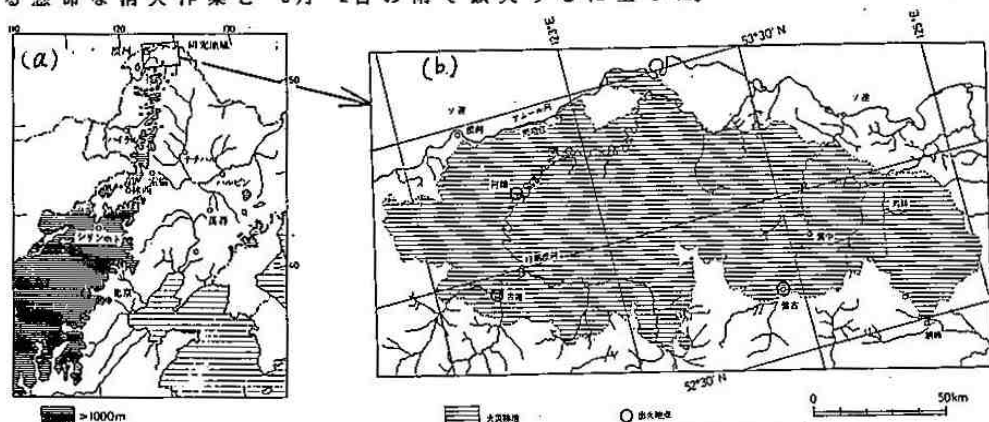


図-1 研究地域の位置 (a) と1987年春の火災被害地の分布 (b)

3. 森林の特徴と観測地点

研究の対象とした地域は塔河県馬林地区にあり北緯52'30'、東経124'30'標高は約300で頂上のなだらかな山並が連続している。中国林業区画による大興安嶺北部用材林区の最北端に当たる。樹林はLarix gmelini(タリフカマツ)、Betula platyphylla(コウソツラカンハ)が優勢である。LarixとBetulaは純林を形成している場合もあるが、混生している場合も多い。Larixの方が分布域はやや広く、平坦な谷底の泥炭地上にも生育している。

生態学的な調査のため被害地と無被害地に20m x 20mの方形区を6区設定したが気象・水文観測(気温、地温、降水量、日射量、土壌浸透能等)はLarix gmelini林の激甚被害区と無被害区で行った。調査区の諸元を表-1に示す。

4. 森林内の気象

調査地域の年平均気温はWNWに約160km離れた漠河の資料を準用すれば年平均気温-5.5°C、最暖月は7月で平均気温18.4°C、最寒月は1月で-30.6°C、年降水量は401.0mmである。

a) 気温・地温 気温はサーミスタをセンサーとするデータロガー(KADEC-u)を用いて毎30分値を高さ1.5mで観測した。ただし、センサーの日除けが不十分であったため、ここでは参考値としてあつかう。地温は深さ5cmで気温と同じ機種を用いて観測した。データの回収が出来た1988年7月22日から地温は29日までの記録によれば被害区の地温は昼間対照区に比べて高温となりその差は最大4.4°Cにも達した。これは後述する様に両地区の樹冠量の差と、それに伴う林床への入射光量の差によるものと考えられる。夜間はその差は縮まるがそれでも1°C前後被害区が高かった。気温もほぼ同様な傾向を示した。被害区の夜間気温対照区より低温となった7月26日の例では前夜から被害区の気温が低い状態が続き、両区の差は最大3.2°Cにも達した。これは晴天夜間の放射冷却現象が樹冠の薄い被害区で顕著に現れたものと見られる。

b) 日射 積算型日射計(Sunstation)で7月21日から30日まで10日間、両区とも高さ1.8mで測定した。結果を表-2に示す。火災の影響はこの林内日射量に最も顕著に現れ、被害区では約5倍の日射量となっている。この日射量の増大が地表付近の温度環境を変え、ひいてはここに新しく成立する植物群落を決める要因の一つとなるものと言える。

5. 森林構造のモデル化

火災被害後の林床の日射条件を解析するため調査地点の植生を表す群落モデルを作製した。調査した20m x 20m方形区内に平均樹高12m、樹冠厚3m、樹冠の広がり3m、の高木層20本と平均樹高8m、樹冠厚3m、樹冠の広がり1mの低木、380本をX-Y平面上にランダムに配置した。ただし高木あるいは低木同士の樹冠が重ならないようにした。樹冠の光透過率は写真からもとめた。総て直達光として計算した場合、日の出から南中時までの間に被害林区の林床へ入る透過光量は対照区の2.25倍となった。この値は実測結果に比べてかなり小さいが樹冠の遮蔽率をより正確に測定することにより現実的な値に近づけ得るものと考えられる。

謝 辞

本研究は中国黒竜江省対外科学技術交流中心とご理解と黒竜江省気象局・黒竜江省林業局の誠意あるご協力のもとに実施することが出来た。深甚の感謝の意を表す。

表-1 調査地点の諸元(樹高2m以)

項目	被害区	対照区
全種数	27	51
樹木密度(本/ha)	(9575)	10750
タリフカマツ(%)	(76.0)	76.0
コウソツラカンハ(%)	(18.0)	19.8
胸高直径(cm)	3.0	3.9
平均樹高(m)	---	4.5
斜面方位・勾配(°C)	ENE・5	S・6

表-2 林内での日射量

項目	被害区	対照区
日射量(KJ/m ²)	117.1	24.1
比率(%)	100.0	20.6
積算時間(hr)	208	210
遮蔽率(%)	12.2	72.3
比率(%)	16.8	100.0
透過率(%)	87.8	27.7
比率(%)	316	100
比率(%)	100.0	31.5
モデル計算	225	100

2 成層圏において採集された固体粒子の分析

毛利英明 (札幌管区 観測課) 古川義純 (北大 低温研) 田沢雄二 (京大 理)

I. はじめに

エルチチョン火山の噴火後、数カ月にわたり成層圏において大粒径 (2-40 μm) の鉱物性粒子が観測された。(1) 成層圏エアロゾルの主成分が硫酸水滴であることはよく知られているが、これらの鉱物性粒子の性状を知ることは、とくに火山活動の気候への影響を探る上で重要であると考えられる。ここでは気球により採集された巨大粒子の分析結果について報告する。

II. サンプル

サンプルは東大宇宙線研、京大を中心とするグループにより、成層圏における「宇宙塵」採集を目的として取得されたものである。(2) 採集は1984年9月8日、高度24 kmでおこなわれた。集塵器は 87 cm X 135 cm のメッシュフィルター2枚からなり、処理大気量は 約 $5 \times 10^4 \text{ m}^3$ であった。

III. 結果

現在サンプルは解析中であるがこれまでに得られた主要な結果は以下の通りである。

1) 図1に示すような非球形粒子が多数採集された。粒径20 μm以上のものの空間密度は10個/ m^3 程度である。粒径分布は

$$dN(r)/dr \propto r^{-3}$$

なるPower Law Type である(図2)。粉碎工学においては、岩石を塑性破壊するとこれと同じサイズ分布が得られることが知られている(Rosin-Ramlerの法則)。従ってこの非球形粒子のサイズ分布はこれらの粒子が火山爆発時の岩石破壊により作られたことを示唆する。

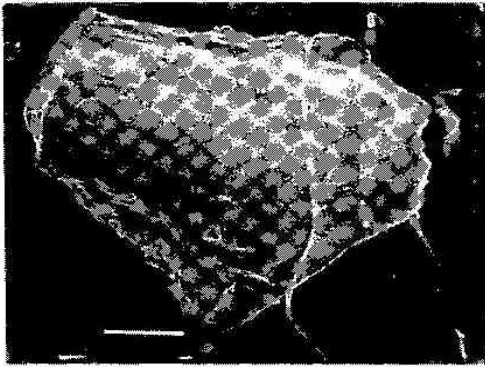
2) 図2に示すような Fe 及び Ni を主成分とする(EPMAによる)10-40 μm 程度の黒色球状粒子がみられた(密度 10^{-2} 個/ m^3 程度)。微量元素分析を行わなければ、断定的なことはいえないが、隕石溶融物、即ち地球外物質であると思われる。(3)

3) rutile (TiO_2) の (EPMA及びX線解析による)10-30 μm 程度の白色球状粒子がみられた(密度 10^{-2} 個/ m^3 程度)。ロケット等による汚染物質であろうか。

(1) Woods and Chuan (1983)
Geo. Phys. Res. Let. 10, 1033

(2) 宇宙科学研究所 大気球共同実験
サンプルを提供された関係者の方々に深く感謝します

(3) Rosen (1969)
Spase Science Reviews 9, 58

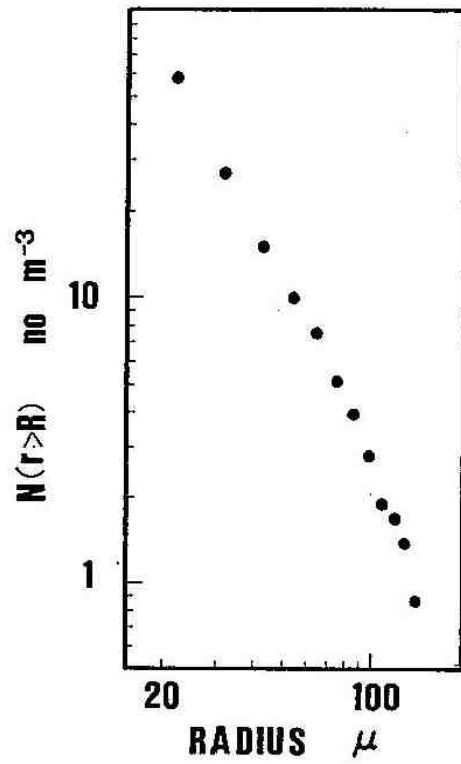


四1



四2

四3



3 前線付近の大気境界層の構造 — 寒冷前線前面の風の構造 —

松浦 肇・上田 博(北大・理)

1. はじめに

大気境界層の観測は、従来、比較的静穏な気象条件の時に行われており、前線などの擾乱などの影響については、あまり詳しく調べられていない。擾乱の影響について調べることは、境界層内の鉛直混合等を考える上で重要であり、また擾乱自体の構造を知る上でも大変興味深い。今回、前線の境界層への影響を調べるために、ドップラーソーダーを用いて、前線の通過前後の風の場を観測し、その構造について解析した。

2. 観測、解析方法

北海道大学理学部3号館屋上(地上22m)に設置したモノスタティック型ドップラーソーダーを用い、風向、風速、鉛直風の10分間平均値、およびそれらの標準偏差を測定した。

1988年8月から10月まで観測を行ない、この間、観測点を通じた3つのケース、Case 1: 9月11日~13日(閉塞)、Case 2: 9月19日~20日(寒冷)、Case 3: 10月11日~12日(寒冷)について、水平風、鉛直風の高度時間断面を求めるとともに、前線の通過前後に領域を分け、それぞれについていくつかの要素の時間平均を求めた。時間平均を求めた要素は、水平風速、鉛直風速、およびそれらの標準偏差と鉛直グラジエントである。

3. 結果

図1は、Case 2の水平風、鉛直風の高度時間断面である。風向の変化から19日01時頃、前線が通過したのがわかる。この前線通過の9時間以上前から、強い南風が全層で卓越しており、この領域では、最大で1 m/sを超えるような強い下降流が全層で観測された。いっぽう、前線付近では上昇流となり、通過後は上昇と下降が混在した状態となっていた。前線通過前の強い下降流は、他の2ケースでも観測されているが、Case 1では、その継続時間は短く1時間程度だった。今回は、この前線通過前の強い下降流の領域に、特に注目した。

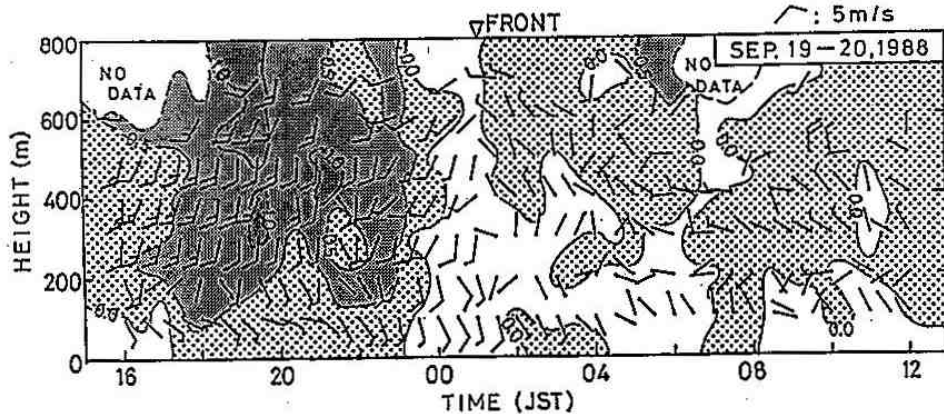


図1 水平風、鉛直風の高度時間断面

各ケースにおける、前線通過前の水平風速 U とその標準偏差 σU の時間平均値を、図2(a)、(b)に示した。 U 、 σU の両方に対し、顕著な特徴が各ケースでみられた。すなわち U では高度200~400mに強いシアが存在し、 σU は高度300m付近で値が大きくなっている。図2(c)は、 U の鉛直グラジエントの時間平均値である。 σU と同程度の高度に極大を持っており、このことから、高度300m付近の強い乱れは、この強いシアによりもたらされたと考えられる。

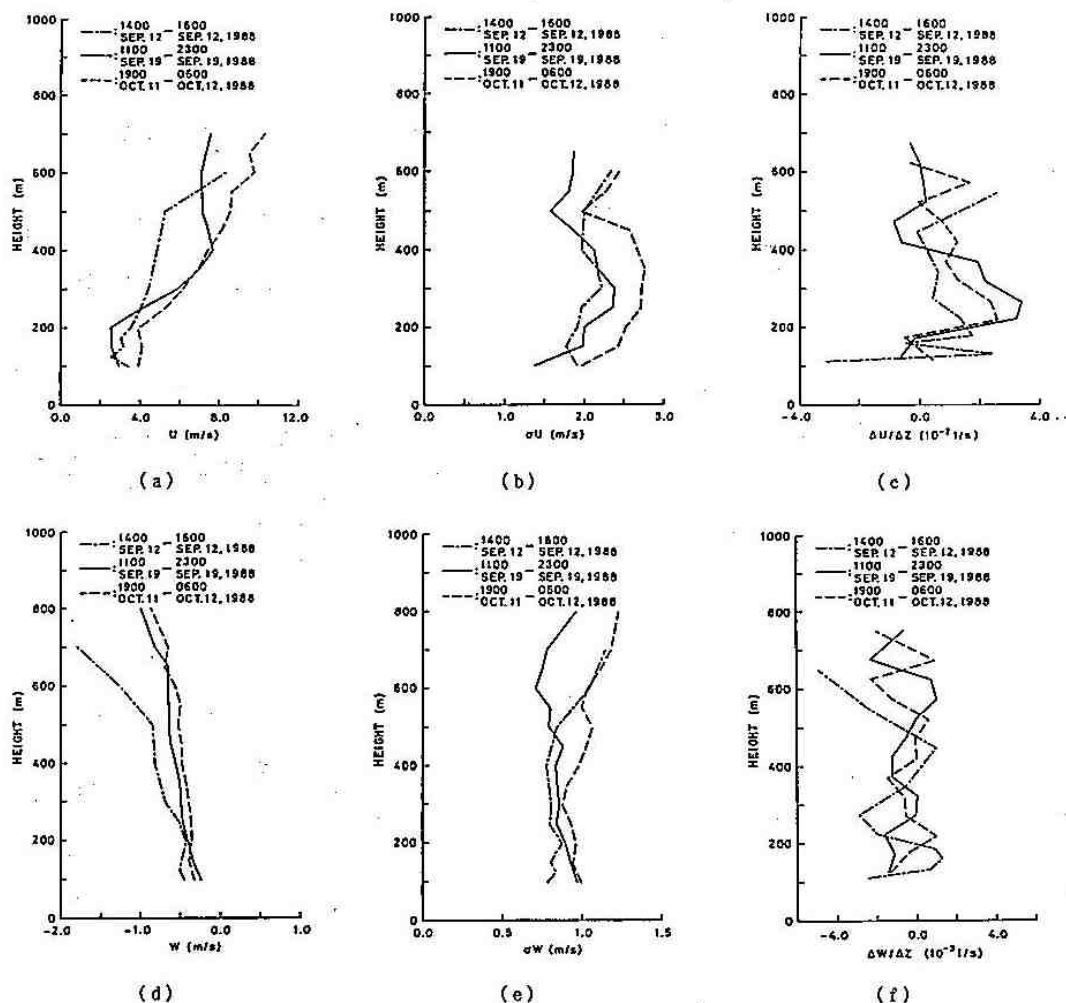


図2 前線通過前における (a) 水平風速 (b) 水平風速の標準偏差 (c) 水平風速の鉛直グラジエント (d) 鉛直風速 (e) 鉛直風速の標準偏差 (f) 鉛直風速の鉛直グラジエントの時間平均値

図2 (d)、(e)に鉛直風速Wとその標準偏差 σW の平均値を示す。高度400m付近から下層にいくにしたがって、 σW が大きくなるという特徴が全てのケースでみられる。鉛直風速Wの鉛直グラジエントの平均を取った結果が、図2 (f)である。この場合は、水平風の時のような明確な対応関係はみられなかった。しかし、下降流が減速される高度が、200mおよび400m付近、つまり強い水平風シアの両端に存在するといった傾向がみられた。

4. まとめ

前線通過前の南風の領域で、持続性のある強い下降流が観測された。この下降流は、最大で1m/sを超えるような強いものだった。この下降流の領域では、高度200~400m付近に水平風の強いシアがあり、それによりこの高度の水平風速の乱れが、強くなっていると考えられる。またこの領域では、鉛直風速の乱れが、高度400m付近から下層にいくにつれて強くなっている。

4 札幌での層状降水雲の鉛直構造

岩波 越・菊地勝弘(北大・理)

ブライト・バンドをもつ層状降水雲は、雲内の気流の循環や seeder-feederメカニズム、融解層付近での微物理過程など、降水の生成機構や増幅機構を考える上で重要である。

昨年、1988年秋に、北大理学部ドップラー・レーダーを使って3例の層状降水雲を観測したので、その鉛直構造を中心に報告する。9月12日と10月6日の事例は日本海を北上した低気圧前面での降雨、10月12日の事例は沿海州からカラフトへ移動した低気圧に伴う降雨だった。札幌管区气象台での降雨量(継続時間)はそれぞれ43mm(8時間)、35mm(7時間)、4mm(1時間)だった。

図1に10月6日20:10の下層風向にそったRHIを示す。この時、レーダー・サイト上空は比較的一様な層状降水雲におおわれていた。a.の反射強度には、約3.5kmの融解層に対応して3.1km付近にブライト・バンドが存在し、また下層の1.0km付近以下に上空から seedingされた降水粒子が融解後成長したことによると思われる、反射強度の強い層がみられる。b.の速度では、高度1-2kmに、30m/sを越す非常に顕著な強風域が存在しており、速度のパターンがきれいに層状になっている。図2b.のVAD法による風向風速の鉛直分布からも高度1.0km付近で30m/sを越す強い南東の風が吹いていたことがわかる。高度2km付近まで相対湿度は90%以上で(図2a.)、この湿度の高い顕著な強風域の下部で反射強度が大きくなっていた(図2c.)。

次に、降雨量の少なかった10月12日の事例について示す。RHIの反射強度から、ブライト・バンドは2.5kmの融解層に対応して2.0km付近と低く、またブライト・バンド以下の変化は小さかった。風向の高度変化は南南西から西南西と変化が小さく、風速については上空ほど大き

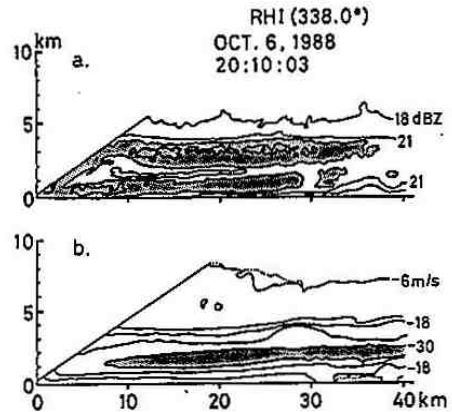


図1 方位338.0°のRHI. a)反射強度.等値線は18dBZから3dBZ間隔.点描は24dBZ以上. b)速度.負値はレーダーから遠ざかる向きで、等値線は6m/s間隔.点描は-30m/s以下.

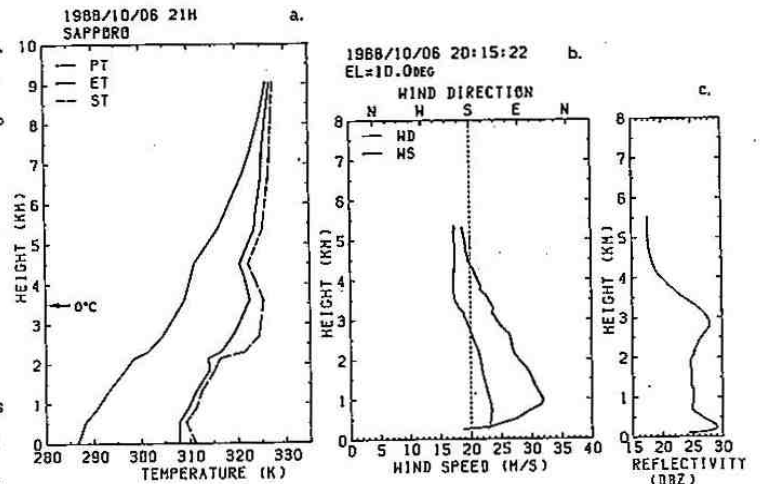


図2 図中の時刻の、a)温位PT,相当温位ET,飽和相当温位ST, b)VAD法による風向WD,風速WS, c)PPIの平均反射強度.の各鉛直分布.

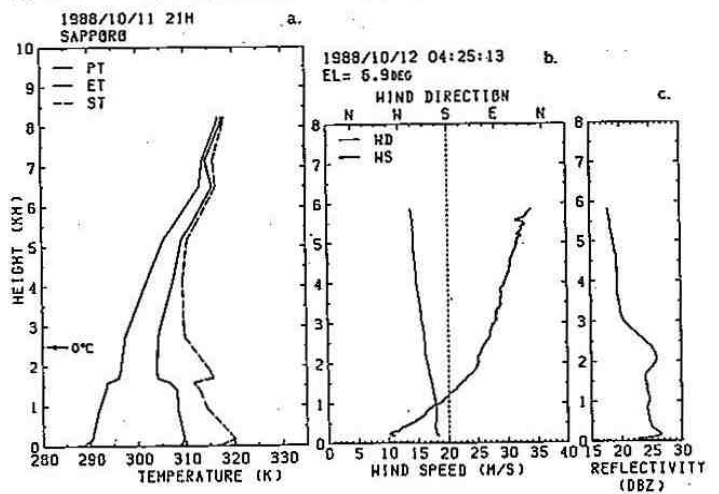


図3 図2と同様.

くなっており、10月6日のような下層の強風域は存在しなかった(図3b.)。図3a.から、下層1.9 kmまでは対流不安定になっていたが、湿度は40-70%程度と小さく、ブライト・バンド以下の反射強度の増加は10月6日よりも小さかった。

最後に、層状降水雲におおわれた時間の長かった9月12日の事例について述べる。上空が広く層状エコーにおおわれていた03:56のVAD法による風向風速の鉛直分布から2.8 km付近に20 m/sを越す南南東の強風域が存在していた。この強風域は03時頃までは高度1.5 km付近にあったが、最下層に東~東北東の風が入って持ち上げられ、強まっていた。また、反射強度の平均鉛直分布には、4.3 kmの融解層に対応してブライト・バンドが4.0 km付近に存在し、強風域下部と最下層で反射強度がやや強くなっていた。降雨前後の高層データによれば、9月11日21時には下層は湿度30-50%程度と乾燥していたが、12日09時には3.3 kmまで90%以上になっており、強風域によって水蒸気が供給されていたと考えられる。次に、2仰角VAD法によ

って計算した水平発散量の鉛直分布の時間変化を図4に示す。高度約2.5 km以上の収束は、層状降水雲が弱まる05時頃まで共通して続いていると考えられる。1-2 kmは主に発散になっているが、エコーが広く発達した03時前から、その大きさ・範囲が小さくなり、収束の領域が現

われていた。また、最下層の変化は激しかった。さらに、高層データから求めた大気密度も使って計算した鉛直風速の鉛直分布を図5に示す。地上で鉛直風は0として0.5 km以上のデータを使って下から積分して求めた。上空が斑状のエコーにおおわれていた01:40前後には、下層から収束-発散-収束、上昇-下降-上昇のパターンになっていた。その後、エコーが一面に広がって発達した04:00前後には5.0 kmまではほぼ全層上昇流になり、エコーが弱まった05:20以降はほぼ全層下降流に変わった。

以上のことより、融解層より下にある湿

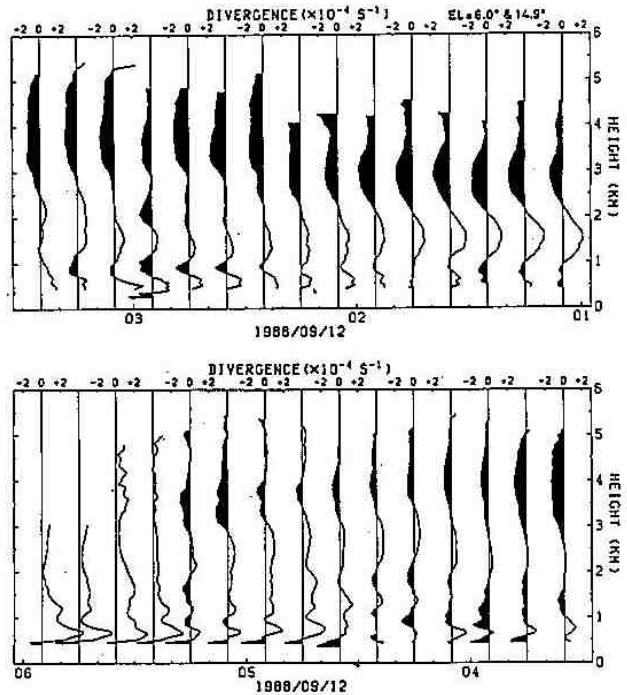


図4 2仰角VAD法(仰角6.0°, 14.9°)による水平発散量の鉛直分布の時間変化。

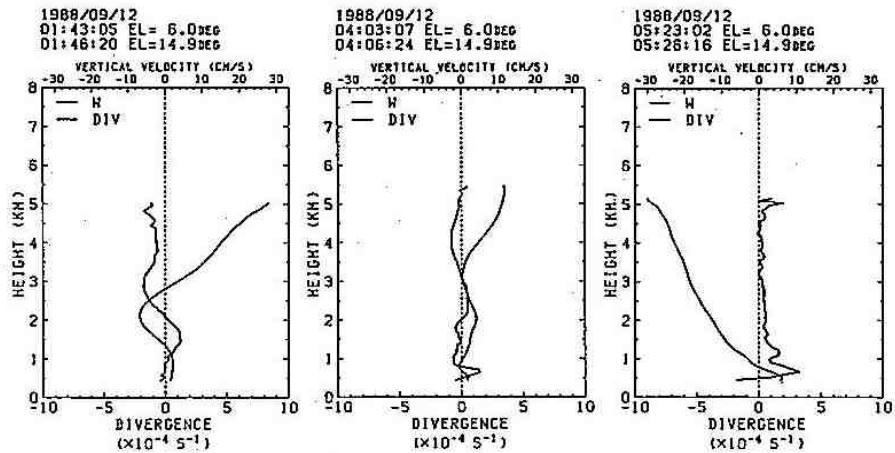


図5 2仰角VAD法(仰角6.0°, 14.9°)による水平発散量DIV,鉛直風W(+:下降流,-:上昇流)の鉛直分布。

度の高い強風域による水蒸気の供給が、上空から seedingされた降水粒子の成長に寄与しており、RHI上の下層の反射強度の強い層として現われていたと考えられる。また、2仰角VAD法から求めた水平発散量と鉛直風の鉛直分布の時間変化は、層状降水雲の発達・衰弱に対応していた。

5 熱帯の循環場から見た 北海道の大雨について

竹谷 良一・四宮 茂晴・石原 洋（札幌管区気象台）

1, はじめに

昭和63年8月、北海道は中旬と下旬に2度の大雨に見舞われた。11～14日は胆振、日高、十勝など太平洋側の南東斜面で、24～27日は空知、留萌などの中西部で局地的な豪雨となった。本研究では大規模場から見た大雨の直接的な要因について調べ、主として過去の大雨との類似から大規模場と熱帯の海面水温分布との関係について考察した。

2, 北海道に大雨をもたらした大規模場の特徴

北海道に大雨をもたらした大規模場の特徴として、以前から言われているように、500mb面でカムチャッカ半島の南に正偏差域があり、それに対応して北太平洋高気圧が北偏して発達、一方本州南には負偏差域があり、それに対応して熱帯じょう乱が多発している。このような場の中で熱帯じょう乱の暖湿気流が高気圧の縁辺流により北海道に流入しやすい状況を与え大雨となる。昭和63年8月の大雨も同じ様な状況だった。また、極東域500mb面東西風を調べると、8月中旬以降は高緯度から寒気を伴った強風帯が南下して傾圧帯が強化され、それまで低指数だった極東域東西指数が一時的に高指数循環に変わっていたことがわかった。

3, 熱帯域の対流活動

熱帯域の対流活動に影響を及ぼす海面水温の変化は、東部熱帯域を中心として昭和61年秋から続いていたエルニーニョ現象が昭和63年春に終息し、夏に入って急速にラニーニャ現象に変わっていた。

また200mb面における速度ポテンシャルに注目すると、その極大域が平年で夏にはフィリピン東方に現れるが、63年は西へ約50度ずれてベンガル湾に現れていた。図1は63年8月の上層雲量平年偏差であるが、フィリピン東方は広く負偏差域となっている。以上のことから63年8月はフィリピン東方で対流活動が不活発でベンガル湾や日本の南海上、ボルネオ付近で活発であったことがわかる。図2はLau and Chan(1986)が、年々変動分を除いた5日平均のOLR偏差(昭和50～57年の5～10月)をEOF解析した結果である。これは第2固有ベクトルを解析したものであるが、図1と正負偏差の分布がよく一致している。

3, 過去の大雨類似年の大規模場特性

北海道に夏期大雨をもたらすような大規模場の特徴が熱帯域の熱源分布の変化に関係している可能性があることから昭和25～63

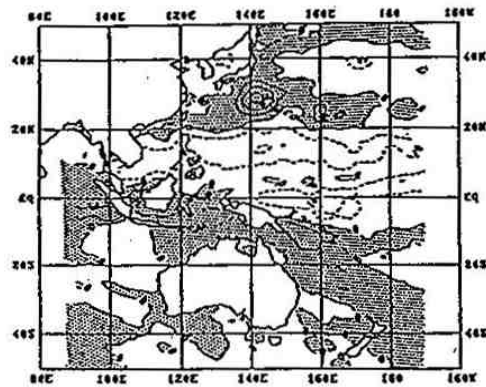


図1 上層雲量平年偏差(昭和63年8月)、等値線間隔は10%、陰影部は正偏差、平年値は昭和53～61年の平均値

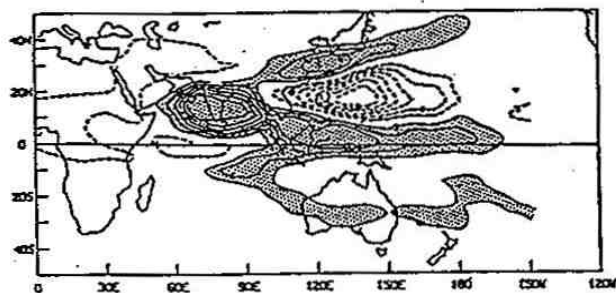


図2 5日移動平均OLR偏差のEOF解析の結果(5～10月)第2固有ベクトル、寄与率14%、陰影部は正偏差 Lau and Chan (1986)による

年の間で8月に大雨（少なくとも1地点で24時間降水量が150～200mm以上）が降った年を検索し、さらにそれがエルニーニョ年からラニーニャ年かで2つのグループに分類した（表1）。

大雨エルニーニョ年	大雨ラニーニャ年
昭和32、33、38、43、 44、55、62	昭和25、30、34、37、41、 45、50、56、63

表1

大雨エルニーニョ年の個々の事例について500mb高度場と地上天気図及び降雨特性を調べた結果、日本付近の500mb高度場はおおむねゾーナルで、地上では東西にのびた停滞前線もしくはその北を低気圧が通過し前線活動を強めて大雨を降らせており、降雨特性としては胆振地方を中心とした北海道南岸で雨量が多く、それ以北の地方ではほとんど降っていないことがわかった。大雨ラニーニャ年についても同様に調べると、500mb高度場の特徴は2項で述べた通りで、降雨特性は北海道の広範囲に大雨が降っている。

4. 大雨エルニーニョ年と大雨ラニーニャ年の熱帯海面水温の違い

海面水温は大気の熱源になっていると考えられるが、水温の変動が大気に伝わる時の応答時間が比較的長いことから、8月だけでなく6～8月の3カ月平均の海面水温を考える。大雨エルニーニョ年と大雨ラニーニャ年についてそれぞれ6～8月の海面水温を平均しその年間偏差を求めた（図3、4）。ラニーニャ年には西部熱帯太平洋域の海面水温は平年よりも高くなりやすいことが知られており、図4はそれをよく表している。一方エルニーニョ年には同海域の水温は普通平年より0.5～1度低くなるが、図3をみるとむしろ平年より高くなっている。つまりエルニーニョ年ラニーニャ年に関わらず、北海道に夏期大雨が降った年は一般に西部熱帯太平洋域の海面水温は平年より高いといえることができる。

参考文献 札幌管区气象台 技術時報
No. 113 P20-25

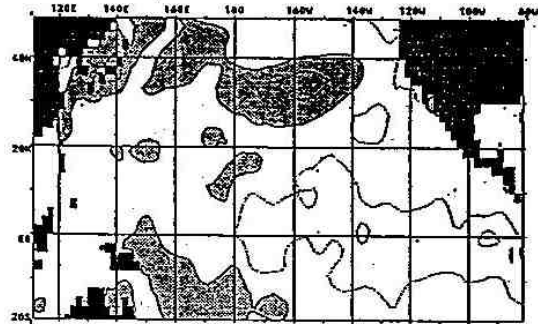


図3 大雨エルニーニョ年6～8月の平均海面水温の年間偏差（陰影部が負偏差）

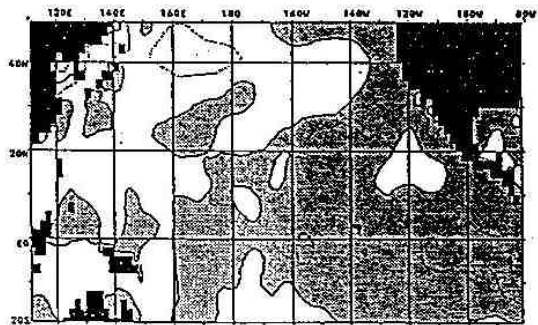


図4 大雨ラニーニャ年6～8月の平均海面水温の年間偏差（陰影部が負偏差）

6 トランスバースモードエコーのドップラーレーダー観測

構成セルの動きと発達

佐藤晋介・藤吉康志・若濱五郎（北大低温研）

1. はじめに

冬期石狩湾上には、季節風の吹き出し方向に平行な longitudinal mode のエコーの他に、吹き出し方向にほぼ直交する走向を持つ transverse mode (以後 Tモードと略す) のエコーが度々現れる。本研究の目的はこの Tモードエコーの成因、内部構造、地形による影響を明らかにすることである。今回は、事例解析として、1987年2月14日に現れた Tモードエコーを構成する対流セルに特に注目して、地形効果、バンドの動き等を調べた。

2. 走向とシアベクトル

1987年2月14日、当研究所屋上に設置したドップラーレーダーで観測していると、14時頃から約3時間にわたって図1のような典型的な Tモードエコーが現れた。図2は、仰角20°の VAD から求めたレーダー上空の風をホドグラフで示した図である。これによると、高度500m以上のシアベクトルの方向(矢印)が、Tモードエコーの走向とよく一致していることが分かる。また海上の対流セルの移動方向と速度は、高度1kmの風と一致していた。

3. 地形効果

図3は、風向の異なる時間(a: 15:00-15:59, 平均風向313° 風速15.4m/s、b: 16:03-17:02, 平均風向301° 風速16.8m/s)の、それぞれすべての PPI 画像を時間合成して得たエコーの平均強度分布に、その時間の対流セルの動きを重ねた図である。これらの図の特徴として、まず積丹半島沿いに強いエコー域が存在することが確認される。その成因は、1つは半島沿いのセルの移動方向が海上のセルと比べて西寄りになっており、そこが収束域となることでセルが特に発達することである。2つめとして、高島岬の赤岩山(371m)の後方でエコー強度の増加が顕著であることから、藤吉他(1988)が報告した地形効果が現れていると考えられる。

もう一つの特徴は、海岸線から約10km内陸に入った地点からエコー域が拡がっていることである。これは、北寄りの一般風の図3aで顕著に見られ、増毛山地南部の阿曾岩山(418m)付近から扇形状にエコー域が拡がっている。この結果は、山によって強められたセルで生成された雪粒子が、北寄りの風によって流され拡がったと考えることによって説明される。一方、図3bのように西寄りの一般風の場合、セルは増毛山地に対して大きな角度で当たる為、山を越えられず、山の上とその前方に雪を落としている。

PPI (EL=1.5) 15:34JST 14 FEB 1987

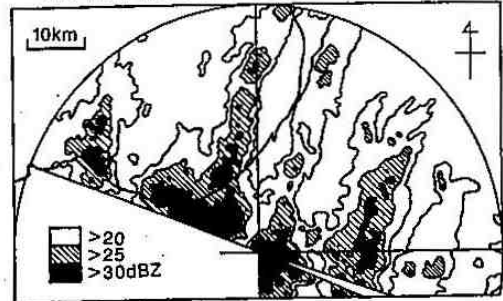


図1 1987年2月14日、15:34
仰角1.5°のPPI

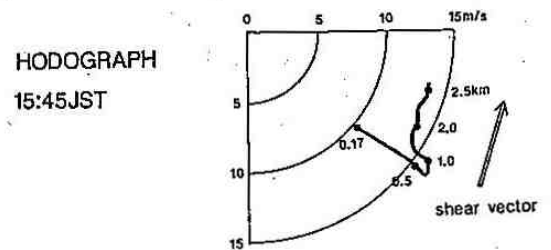


図2 仰角20°のVADから求めた
ホドグラフ

15:00~15:59JST

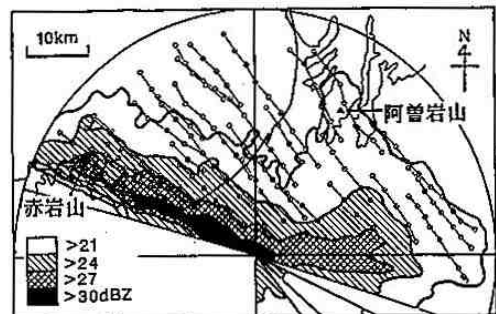


図3a 平均エコー強度分布

16:03~17:02JST

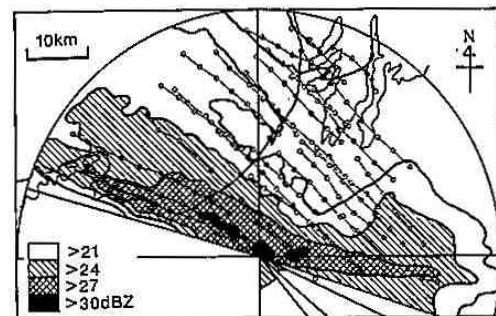


図3b 平均エコー強度分布

4. Tモードエコーの動き

図4は、3分40秒毎に得られたPPIから、上図で示した領域を切り出し時間毎に並べた図で、各バンドの縦軸に対する傾きがバンドの位相速度に相当する。A,B,C,Dの各バンドの位相速度は、時間、場所によらず一定で13.4m/sであった。一方、F,G,Hの各バンドも一定の位相速度であったが、前の4本のバンドに比べ速度は大きく15.1m/sである。このことから、風系の変化は大きなスケールで同時に起きたのではなく、バンドと共に異なる風系が入り込んだことが示唆される。

次にバンドの走向に着目すると、西側(図の左側)に位置するバンドでは西側に、上陸後の東側では東側に走向が傾いていく傾向がある。これは構成セルの移動方向が、海上のセルと比べて積丹半島沿いで西寄り、増毛山地付近で北寄りに傾いている結果生じる現象である。

図5は、385.2°方向における2地点(レーダーサイトからの距離20kmと0km)での時間・高度断面を示したものであるが、これによると2本のバンドが特にレーダーサイト付近で、対になっているように見える。そこで図4にもどって見ると、この対になったバンドはどちらか片方が相対的に発達している。この原因は明かではないが、1つの可能性として、2本のバンドがフェイズとして相互に発達、衰弱を繰り返し、進行していることが考えられる。しかし、この点については今後さらに検討していく必要がある

最後に、図4で丸印をつけた16:10のバンドHを見ると、太いバンド内にさらに組織化されたセル群が見られる。このうちバンドの前方に位置するセルは、相対的にバンドの根元の方に動き、バンドの後方のセルは相対的にバンドの前方の方に動く。その結果、セル群はバンド内で時計回りに回転する。このことは、今後Tモードエコー内の気流系を考える時、重要なヒントになるとと思われる。

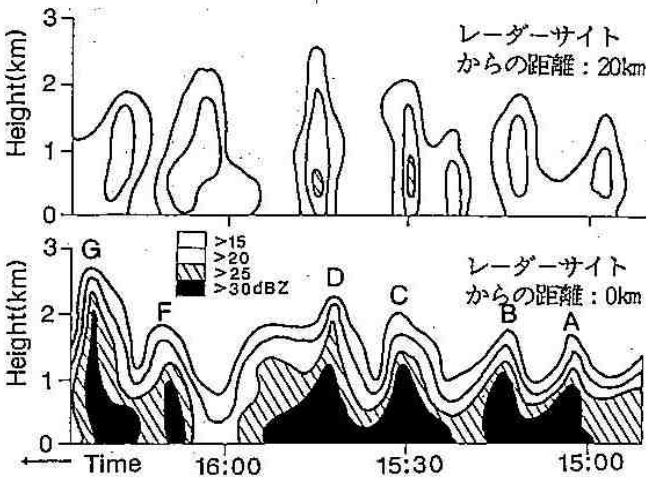
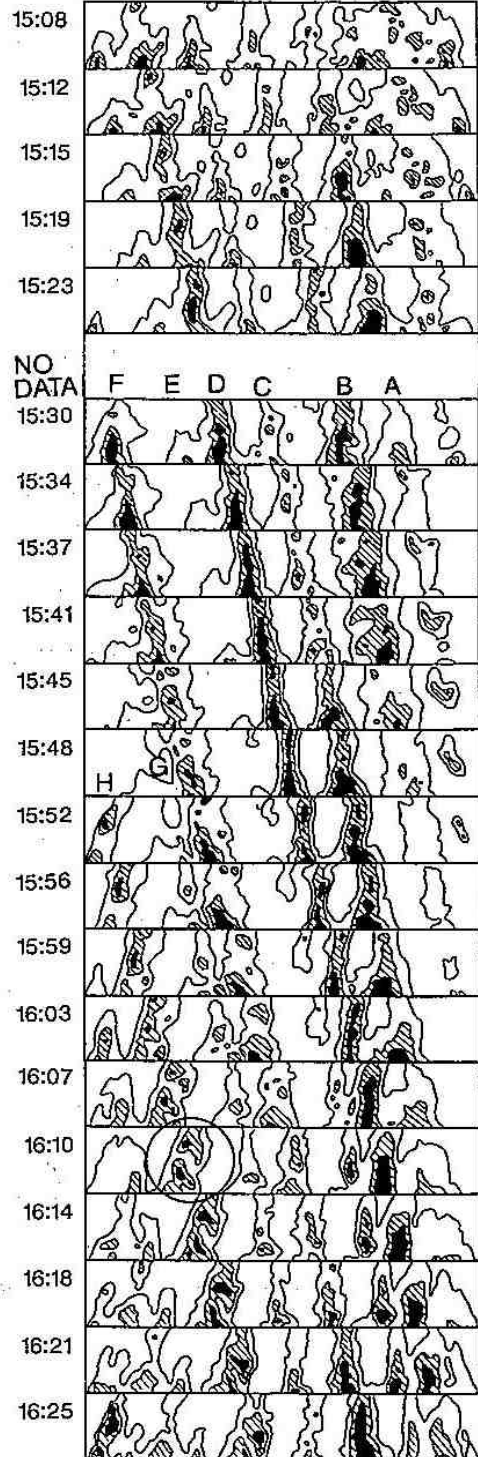
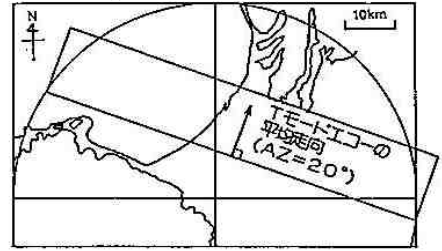


図5 時間高度断面図

図4 →
 仰角1.5°のPPIから
 上図で示した領域を切り出した
 距離-時間 エコー強度分布図
 □ > 21 dBZ ▨ > 24 dBZ ■ > 28 dBZ

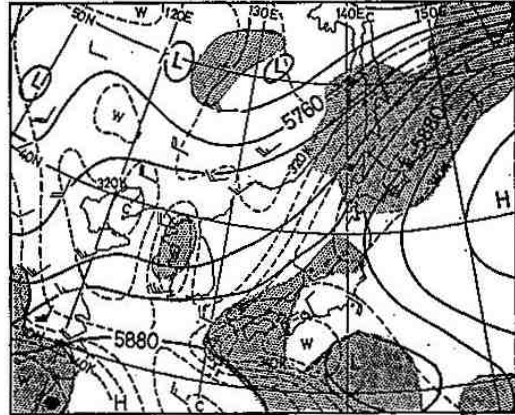
7 昭和63年8月末の北海道中西部の大雨とその総観的特徴

足立 崇、山下 龍平、菅原 聡、谷内 一弘、松本 崇司 (札幌管区気象台)

1. はじめに

北海道における大規模なかつ顕著な豪雨は、これまでにほぼ数年に1回の割合で周期的に発生している。長期的にみると、昭和40年代以前とそれ以後では総観的な場やや変化がみられ、以前は東西に横たわる前線を台風から変わった低気圧が大きな雨水量を保持して北海道で大雨を降らせるパターンが多かったのに対して、近年は極気団の南下に伴い前線が北海道付近に停滞している所へ、太平洋高気圧の縁辺から北上する暖湿流が主要な役割をするようになってきた。

昭和63年8月24日から27日にかけて、北海道中西部に大きな被害をもたらした大雨はこのような過去の大雨の総観的な傾向を良く示しており、この事例解析によってその特徴が明らかとなったので報告する。また、この大雨に伴う前線活動に付随して、メソスケールの気圧振動が見出されたので併せて報告したい。



第1図 総観場の構造 (昭和63年8月25日21時)

500mb と850mb の合成天気図
 実線: 500mb 等高線 (30m毎)、破線: 850mb 相当温位 (5K毎)
 陰影部は850mb の湿潤域 (1-Td ≤ 3°C)

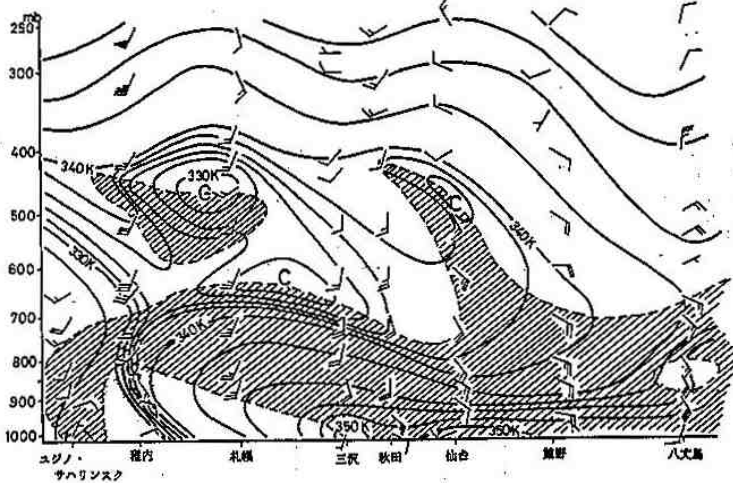
2. 総観場の構造

第1図に8月25日の総観場の状況を示した。ここでは、500mb の高度場と850mb の相当温位、および湿潤域が示されている。

この時点において、地上の前線は能登半島から渡島半島をかすめて道北地方を横切り、オホーツク海へのびていた。このことは図の相当温位線の傾度からも推認出来る。一方、関東南海上には弱い熱帯低気圧が停滞しており、これに伴う湿潤域は本州を迂回するように北海道方面へのびている。これを維持させているのが北海道東方海上にある亜熱帯高気圧である。

500mb 高度場から推測出来るように北海道付近はこの高気圧によって、偏西風帯に伴う南西風と亜熱帯高気圧縁辺の南東風の合流場となっている。過去の事例との比較に基づきこれらの状況をまとめると次のようになる。

- ア. 日本海側からの極気団に伴う前線の南下または東進。
- イ. 亜熱帯高気圧の北緯40度帯までの北偏と北日本への張出し。
→北海道付近での合流場の形成
- ウ. 日本の南海上で熱



第2図 東経140度に沿う鉛直断面図 (昭和63年8月25日21時)
 実線: 等相当温位線 (2°C毎)、斜線部: 対流不安定域

帯じょう乱の存在と暖湿流の北上センス。

次に第2図は、東経140度に沿う風および相当温位の断面を示し、鉛直の成層安定性を示している。陰影で対流不安定域が示されている。これにより、稚内と札幌の間に前線の存在が明瞭であり、本州方面から大規模な暖湿流が北海道上空に達していることが判る。別に、札幌での時間断面によれば、500mb位までの条件つき不安定領域が認められる一方で、750mbより下層での暖湿流の増大が著しい。これらをまとめて次のように書ける。

- ア. 下層への暖湿気の大規模な流入→今回はこれが前線に沿った方から行われた。
- イ. 中層以下の条件つき不安定成層→500mbに達する厚い不安定層の存在
- ウ. 中・上層での寒気の沈降による下層の対流不安定の強化

以上が今回の大雨をもたらした総観規模の基本場の特徴ということが出来る。

3. 前線の移動に伴う気圧振動

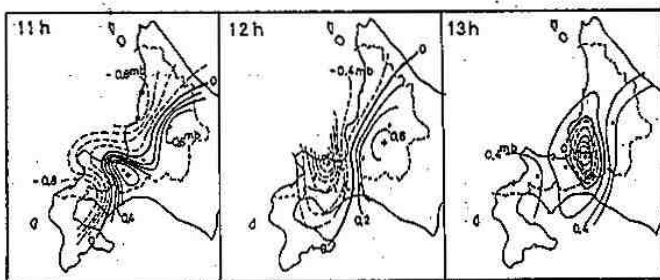
北海道中西部に大雨をもたらした前線は、西岸に停滞していたが、500mbのトラフの通過に伴って26日中になって急速に東進し、太平洋岸に至って再び停滞して道東方面で大雨を降らせた。この移動の際に、顕著な気圧振動が発生し、それを解析したところ重力波に似た性格のメソスケールのじょう乱であることが判った。

第3図は北海道中西部における気象官署の自記気圧計の10分間毎の記録を読み取り、6時間移動平均からの偏差を現わしたものである。読み取り値には露差補正および温度補正を加えてあるが、海面更正是仮想的な因子が入るため補正を行わず、現地気圧を用いた。

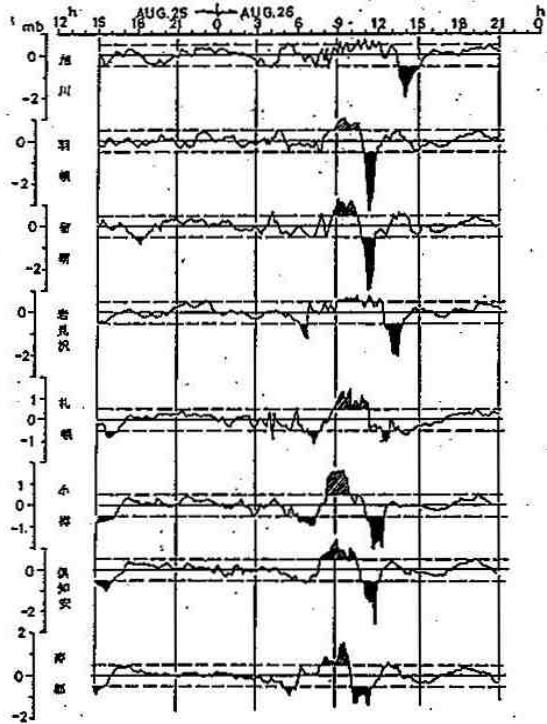
更に、第4図にこの領域における空間的な気圧偏差分布の時間変化を示した。

これらおよび他の総観場やレーダーエコーの解析をまとめて、つぎのような結果を得た。

- ア. 総観規模の前線は500mbトラフの接近に伴って移動を開始した。
- イ. 総観規模の前線は幅約100-150kmで、暖域内に強い対流性エコーを含む。
- ウ. 上層トラフに対応する前線面上にメソスケールの波動性じょう乱が現れた。



第4図 気圧偏差分布の時間変化 (昭和63年8月26日)



第3図 気象官署の気圧6時間移動平均偏差時系列図 (昭和63年8月25日15時~26日21時)

- エ. メソじょう乱の波動は振幅が1-2mbで位相速度は約100km/hである。
- オ. メソじょう乱の循環の中心は気圧偏差の0線に一致し、前面に+偏差、後面に-偏差を持つ
- カ. 偏差の大きさは-偏差の方が大きく、時間が経つにつれて組織化していった。

ここに示されたじょう乱の振幅や位相速度は、いわゆる重力波に類似しているが、解析領域が狭いこともあって明瞭に確認することは出来ない。

以上

8 1988年9月22日札幌近郊で発生した竜巻と降雹
 - 竜巻の発生と気象状態 -

小林文明・菊地勝弘 (北大・理)

1. はじめに

1988年9月22日11時30分頃、札幌市周辺は突然の降雨に見舞われ直径3 cmにも達する降雹が観測された。その後、13時10分頃千歳市付近で竜巻が発生した。我々の研究室ではレーダー観測とともに、2日間にわたる現地調査を行い、竜巻の発生場所の確認とスケールの同定をすることができた(表)。また竜巻の連続写真、ビデオフィルム等貴重な資料も得られ、竜巻のライフサイクルに沿った変化を確認することができた。降雹に関しては、札幌市周辺の小中高校へのアンケート調査も行った。

2. 現地調査の結果

図1はアンケート調査に基づき降雹分布図であり、降雹域は幾つかにわかれていたことがわかる。札幌市東部の厚別では雹粒のサンプリングもされていた。竜巻は千歳市と長沼町の境界付近(図中星印)で発生したが、周囲に人家はほとんどなく被害は少なく、主として植生の被害が調べられた。図2はその被害図であり、竜巻は約100mの巾で1.5km地上を走ったことがわかる。この竜巻のライフサイクルに沿った特徴的な写真を図3に示す。また、図4は竜巻の時間変化を示すパラメータとしての、漏斗の巾と漏斗の雲底と地表との水平距離差(ΔS)との関係であり、巾は漏斗が地表に達した時点で急速に狭くなり、一方 ΔS は親雲の移動に伴って(移動速度の半分)増加し、一定値となった段階で竜巻は衰弱を始めたと言える。今回の竜巻のスケールについてまとめたのが、表と図5(模式図)である。

3. 気象状態の特徴

竜巻発生時の気象状態について、総観的には気圧の谷の通過時に当り大陸からの強い寒気移流(700 mbで -9°C)のため不安定な成層状態が続いていた(図略)。竜巻をもたらした積乱雲の発生、発達過程を追跡するために札幌市(青少年科学館)のレーダーデータを見ると(図6、レンジ100km、コンターはそれぞれ5,20,60 mm/h)積丹半島の余市付近でエコー(A)が発生し時速30kmで東南東進した。このエコーは発達、衰弱を繰り返しながら石狩平野東部に達した時点でこの近くで新たに発生したエコー(B)と合流し、全体として急激に発達した。竜巻はこの一群の積乱雲群内エコーBの南端の強いエコー域と位置的にも時間的にも対応していたことがわかる。エコーの移動と地上の気象要素を比較してみると、周囲より 2°C 以上高い高温域とよく対応しており、図7に示したメソスケールの解析(▲印:札幌市、●印:アメダス地点)により、石狩平野西部では、南風と相対的に冷湿な海風とのシアラインが顕著であり、さらに中央部では地形的に風の収束域であるこの地域で、エコーの合流、発達が見られたと考えることができる。また、竜巻の発生に関しても、下層における風のシアの大きい石狩平野南東部で竜巻発生条件が整っていたと言える。

統計的に見ると、北海道における竜巻の発生頻度は1年に1回程度であるが、そのほとんどは9月頃に集中しており、特に石狩平野内の竜巻としては1985年9月10日広島町で発生した竜巻(小林等、1987)と発生パターンは非常に良く類似していた。最後に、今回資料等を提供して頂いた皆様に深く謝意を表します。

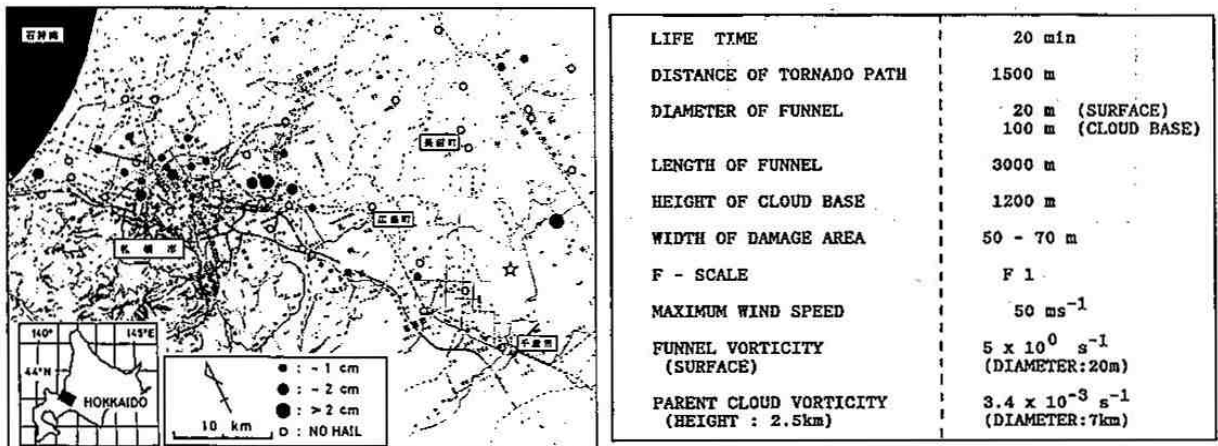


図1. 降雹分布図

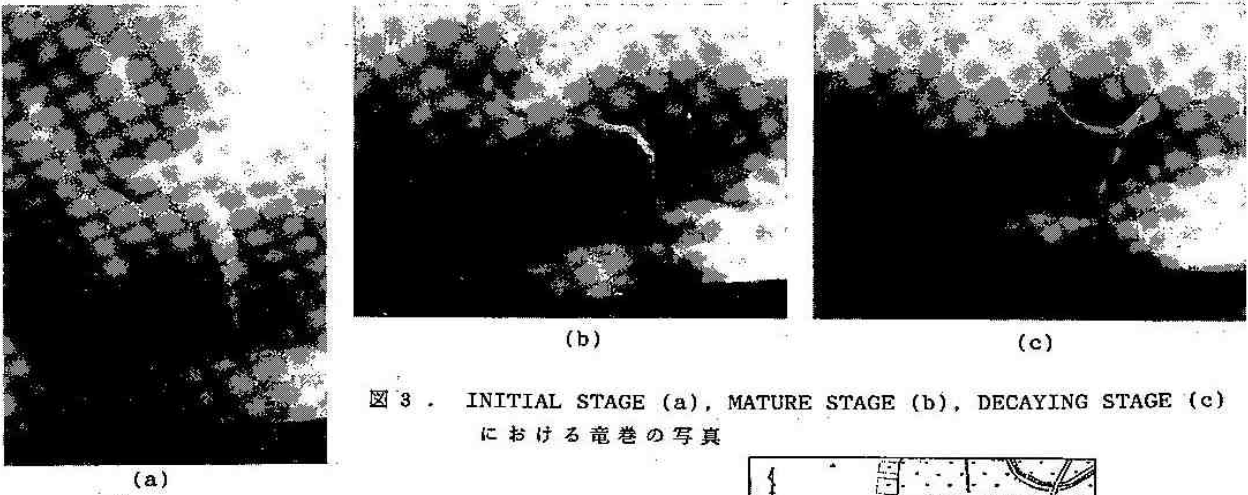


図3. INITIAL STAGE (a), MATURE STAGE (b), DECAYING STAGE (c) における竜巻の写真

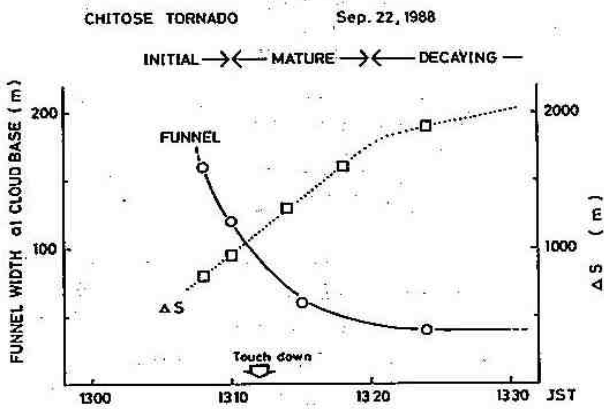


図4.

雲底における漏斗の巾と、雲底と地表との漏斗の水平距離差 (ΔS) の関係

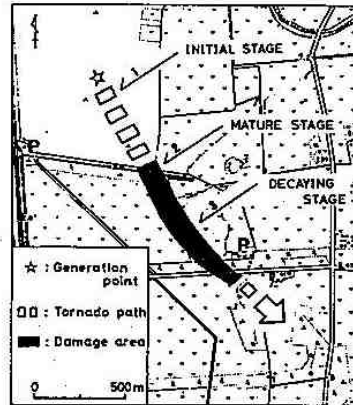


図2. 被害図

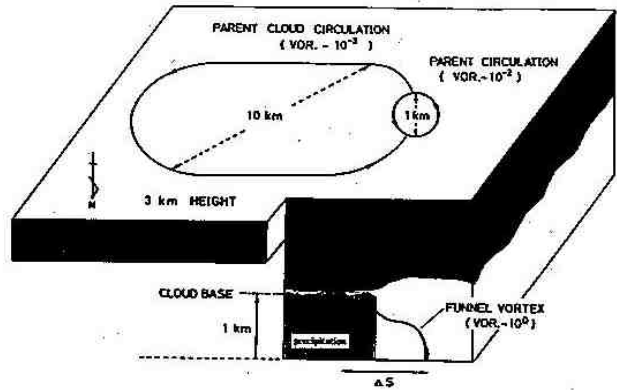


図5. 千歳竜巻の模式図

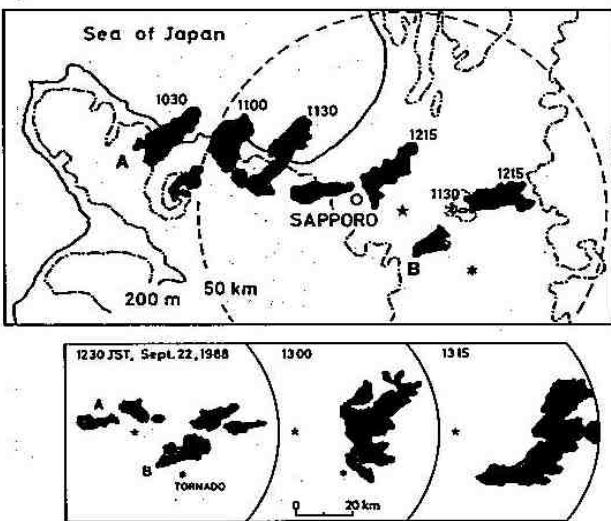


図6. 札幌市青少年科学館のレーダーエコーの時間変化

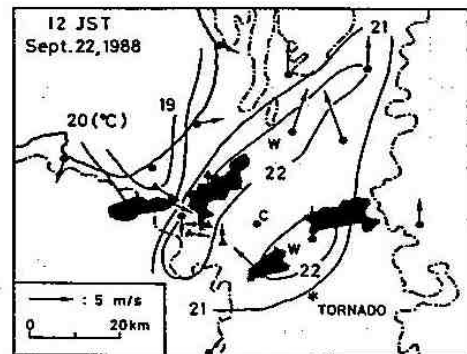


図7. 石狩平野周辺の風系と温度場

9 1988年9月22日札幌近郊で発生した竜巻と降雹 —ドップラーレーダーでみた竜巻の内部構造— 城岡竜一・上田 博 (北大・理)

<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、その内部構造の時間的・空間的变化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。北大構内に設置した北大理学部の一機のドップラーレーダーを用いて、我が国で初めて、竜巻の発生から消滅までの速度場を連続的に捕らえることに成功した。ここでは、そこで得られたデータを基に、速度場からみた竜巻の内部構造の解析を行なう。

<データ> 北海道大学理学部気象学研究室のレーダーは1988年7月にドップラー化された。表1に、その諸元を示す。折返し速度は±12m/s であるが、ソフトウェア的に補正することで、良好なデータを得ることができる。竜巻はレーダーサイトから方位角125°距離35km の地点で13時10分頃発生したことが、地上の現地調査から確認されている。ドップラーレーダー観測を12時10分頃から開始し、4 仰角(3°, 4°, 6°, 10°) のPPIを12時30分から10分間隔で得た。また、竜巻の発生した方向のRHI等も得られている。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。

表1 Hokkaido Univ. Meteor. Lab.
Doppler RADAR

Parameter	
Wavelength (cm)	3.2
Maximum range (km)	63.5
Nyquist velocity (m/s)	±12.0
Pulse duration (μs)	0.4
Pulse repetition frequency (Hz)	1500
Azimuthal resolution (deg)	0.7
Beam width (deg)	2.0
Number of range gates	1016
Number of samples	254
Gate spacing (m)	62.5
Sample spacing (m)	250

<解析結果> 13時13分、仰角4.0°のPPIドップラー速度を図1に示す。図に示した直径7km程度の円に対応する、はっきりとした循環が存在する。この循環でのドップラー速度の最大値は、それぞれ+6m/sと-18m/sであり、渦度の大きさは 10^{-3} /sのオーダーと見積ることができる。メソスケールのInflowによって形成されたこの循環を、ここでは一次循環と呼ぶ。次に、その内部構造を詳しく調べる。

図1に示した一次循環の、北西側の四角型で囲まれた領域内にも正と負の速度のピークがみられる。この領域を拡大して、そのドップラー速度の値を図2に示す。直径1km程度の円に対応する循環の存在が確認される。この循環の渦度の大きさは 10^{-2} /sのオーダーであり、こちらを、二次循環と呼ぶことにする。二次循環は地上の竜巻の位置ともよく対応しており、竜巻の漏斗雲の上空に存在する親循環(Parent Circulation)を捕らえていたことがわかる。

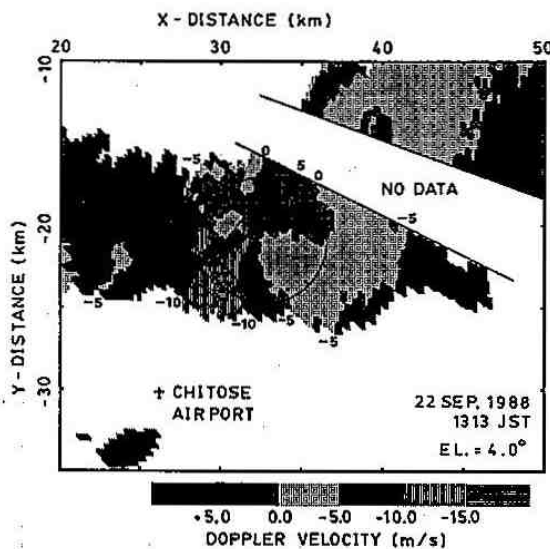


図1 1988年9月22日13時13分、仰角4.0°のPPIドップラー速度。正符号がレーダーに近づく成分、負符号は遠ざかる成分で、5m/s 間隔で示した。レーダーサイトからの距離は東と北が正方向。円が一次循環に対応する。

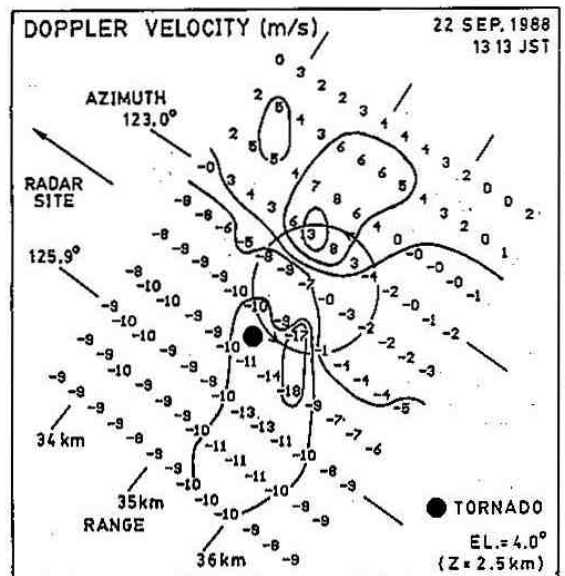


図2 図1の四角形領域内のドップラー速度の値。等値線は5m/s 間隔。正符号がレーダーに近づく成分。●は、地上の竜巻の位置。円が二次循環(竜巻の親循環)に対応する。

渦の様子をより詳しく調べるために、レーダーサイトからの距離35.0~35.5kmにおける、二次循環付近のドップラー速度の変化を図3に示す。図の右上に示したように、流体中に孤立渦が存在する場合、速度成分は、渦のTangential Velocityが最大になる円の内側では渦の中心からの距離に比例し、外側では反比例することが知られており、Rankine Vortexと言われている。レーダーサイトから十分に遠方の渦をドップラーレーダーで観測した場合、ドップラー速度も同様に変化すると考えられる。500mの幅でみると、ドップラー速度の変化はRankine Vortexによく対応していた。

<考察> 図4は、PPIから得られた竜巻発生付近の速度パターンの時間変化を、その仰角と距離から高度に変換してシンボルで示した。13時38分のRHIにはマイクロバースト、その直後のPPIにはガストフロントが確認された。

一次循環は、高度3~4kmで一時間以上にわたって継続し、その中で二次循環としての強い渦がいくつか発生していた。13時10分付近の二次循環は地上の竜巻に対応していたが、その後発生した二次循環に伴う竜巻発生は報告は、なかった。また、竜巻から約20kmの距離にある降雹をもたらしたエコー内には、二次循環に相当する渦度をもつ高気圧性の渦がみられたが、そこでも竜巻は発生していなかった。高度約3kmでは竜巻の親循環と同程度の渦であっても、地上での竜巻には必ずしも対応していなかったことの原因としては、竜巻発生前には、日射により地表が暖められていたこと等で雲底下が不安定であったのに対して、竜巻発生後や降雹時には、降水による冷却によって雲底下の安定度が増したことにより、渦が下層まで降りてこなかったことが考えられる。

<まとめ> ドップラーレーダーから得られた速度場を用いて、竜巻発生時の内部構造の解析を行ない、その発生から消滅までを時空間的に連続して捕らえた。竜巻の親循環は、 $10^{-3}/s$ のオーダーの渦度をもつ一次循環の中にみられる、 $10^{-2}/s$ のオーダーの渦度をもつ二次循環として存在した。一次循環は竜巻発生の前後一時間以上にわたって存在しており、その強い渦度場の中でいくつかの二次循環が形成されていた。それが地上での竜巻として顕在化するかどうかは、雲底下の成層状態によると考えられる。

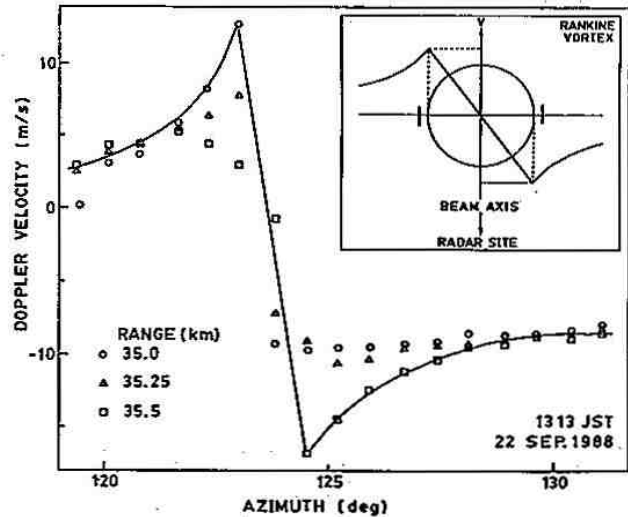


図3 ドップラー速度の方位変化。Rangeはレーダーサイトからの距離。右上はRankine Vortexの模式図。

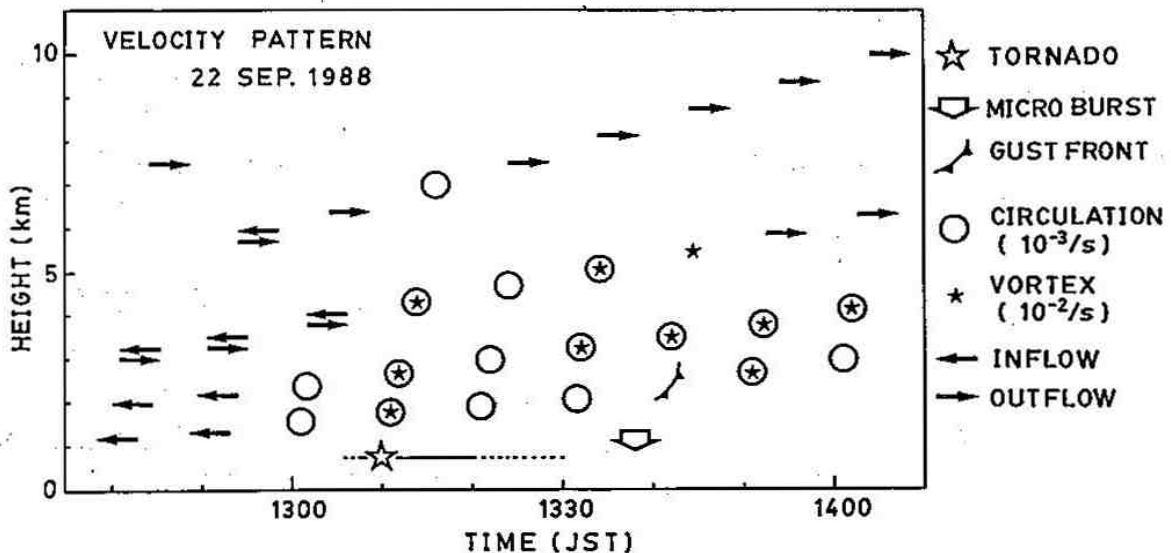


図4 竜巻発生時の速度パターンの時間高度変化。一次循環（渦度のオーダー $10^{-3}s^{-1}$ ）が○ (Circulation)、二次循環（渦度のオーダー $10^{-2}s^{-1}$ ）が★ (Vortex)。矢印は、明確な循環を伴わないInflowとOutflow。☆は、地上の竜巻の継続時間。