

—発表会要旨①—

平成5年度第2回支部研究発表会要旨

日時：平成5年12月7日（火）

場所：札幌管区気象台会議室

1. 1993年の冷夏の特徴.....	18
札幌管区気象台	三浦 明
〃	若原 勝二
〃	上田 崇裕
2. 北海道西岸小低気圧に伴う収束雲の流入地域予測と降雪量予測.....	20
札幌管区気象台	大橋 雅寿
〃	中山 寛
3. SSM/I 85GHz 輝度温度データを用いた北海道西岸帯状雲の解析.....	22
北大・環境	菊地 勝弘
北大・理	勝俣 昌己
〃	上田 博
4. 冬期季節風時の帯状雲通過時における大粒子の粒径分布の変動.....	24
北大・環境	松岡 静樹
北大・理	菊地 勝弘
〃	上田 博
〃	遊馬 芳雄
北大・環境	泉 裕明
5. 季節風の出現特性からみた北海道の冬の季節細分.....	26
北海道動気候研究協会	大川 隆
6. 層積雲の構造とその放射特性（その2）.....	28
北大・環境	落合 治
〃	菅野 正人
北大・理	菊地 勝弘
〃	遊馬 芳雄
東北大・理	田中 正之
〃	早坂 忠裕
名大・大気水圏研	武田 喬男
〃	藤吉 康志
7. TOGA-COARE、マヌス島レーダー観測（IV） —積乱雲群の発達過程—	30
北大・理	木下 温
〃	上田 博
	J-COARE 観測グループ
8. TOGA-COARE、マヌス島レーダー観測（V） —GMSによる対流性領域と層状性領域の判別—	32
北大・理	菊地 理
〃	上田 博
	J-COARE 観測グループ

1. 1993年の冷夏の特徴

三浦 明・若原勝二・上田崇裕 (札幌管区气象台)

1. はじめに

今年の夏は1983年以来の記録的な低温となり、農業関係をはじめとして各産業界に大きな影響を与えた。

長期予報解説資料の整備を目的に、過去の冷夏を含めて1993年の冷夏の特徴をまとめた。

2. 気象経過

今夏の北海道平均気温(22官署の6~8月の平均気温)の平年差は -1.5°C で、1946年以降では図1の経年変化に示すように第4位の冷夏となった。5~6年周期で高温年が現れて、最近では気温の変動が大きい時期になっている。

図2は半月毎の気象経過である。5年連続の暖冬の後、4月から8月まではほぼ1か月周期で低温の期間が現れ、各月の平均気温は5か月連続して平年より低い階級となった。

表1には夏3か月の要素別偏差(比率)と階級を示す。6月は低温・多雨・寡照。オホーツク海高気圧と日本海からの低気圧の接近・通過で気温が低く、降水量は中部以南で多くなった。7月は低温・少雨・多照。上旬は東西に広がる高気圧に覆われて高温・多照となったが、中旬からはオホーツク海高気圧が居座り低温・日照不足が続いた。8月は低温・太平洋側多雨。上旬は多照・少雨ながら低温となり、下旬は一時的に夏らしい日があったが、月を通しては異例の台風2個の影響を受けた。

3. 気象分布

図3は夏の各気象要素の平年差(比)の分布で、その概略は次のとおりである。

平均気温: オホーツク海側と太平洋側では平年より $1.5\sim 2.0^{\circ}\text{C}$ 低く、日本海側では $1.0\sim 1.5^{\circ}\text{C}$ 低くなった。低温の状況はオホーツク海高気圧からの冷たい東よりの風が吹き付ける地方で大きく、6月はオホーツク海側、7月は太平洋側、8月は南部で顕著となった。

降水量: 日本海側とオホーツク海側では平年の50~80%と少ない。太平洋側では100~200%と多く、これは6月の低気圧と8月の台風の影響が大きい。6月は東部と南西部、7月は十勝南部と渡島東部、8月は太平洋側東部で多くなった。

日照時間: 留萌支庁で平年より多い他は、

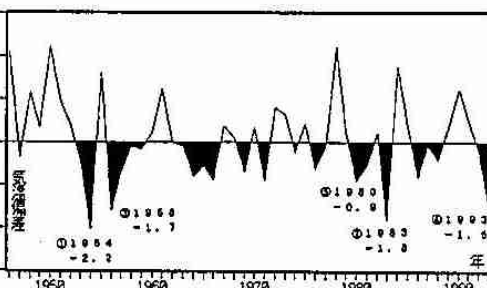


図1. 夏気温の経年変化図(22地点平均 $^{\circ}\text{C}$)

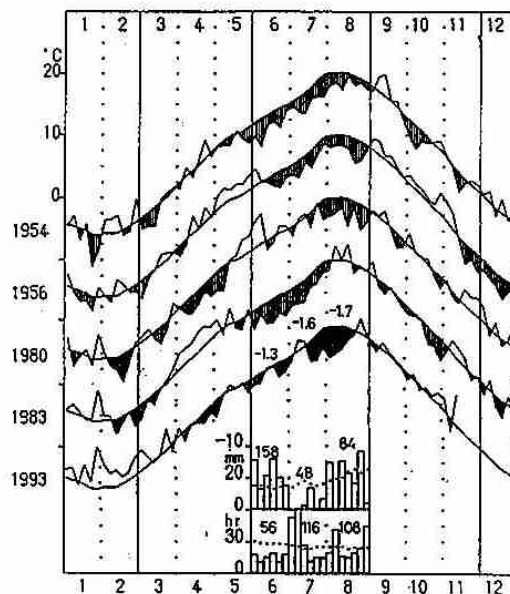


図2. 冷夏の半月経過図(11地点平均の気温 $^{\circ}\text{C}$ ・降水量mm・日照時間hr, 数字は偏差と比率)

表1. 月及び季節の地域平均年差(比)と階級

要素	平均気温		降水量		日照時間	
	偏差	階級	比率	階級	比率	階級
6月	全日 -1.3°C --					
	全日		147%	+	53%	--
	日		120	0	61	--
	太		138	+	59	--
	太		183	++	52	--
7月	全日 -1.5 -					
	全日		59	-	114	+
	日		50	-	128	++
	太		18	--	118	+
	太		25	0	98	0
8月	全日 -1.7 --					
	全日		82	0	106	0
	日		62	-	102	0
	太		62	-	97	0
	太		114	0	116	+
夏	全日 -1.5 --					
	全日		90	0	90	-
	日		70	-	96	0
	太		69	-	84	-
	太		122	+	87	-

【記号等の説明】22地点平均

階級表示

++ : かなり高い(多い)

+ : やや高い(多い)

0 : 平年並

- : やや低い(少ない)

-- : かなり低い(少ない)

地域表示

全 : 全道

日 : 日本海側

オ : オホーツク海側

太 : 太平洋側

平年の80~90%と少ない。6月は記録的に少なく、7月は北部で多い他は平年並、8月は北部で少ない他は平年並となった。

4. 過去の冷夏との比較

1946年以降の冷夏年(図2参照、第5位まで)の中で、各月の偏差が3か月共に -1.0°C 以下になったのは、第1位の1954年に次いでいる。また4月からの連続した低温は他の冷夏年にはなく、特に1951年からの統計で「7月下旬が低温第2位、8月上旬は第1位」となり、この期間は最も寒い盛夏期となった。

8月上旬は多照・少雨でありながら気温偏差が -4.5°C の晴冷型となったが、偏差が 4°C を超えたのは1988年7月下旬(平年差 -4.3°C)に次いで2回目である。この期間の北海道近海の平均の海面水温は約 15.6°C 、海面水温偏差の最大は -4.5°C 以下、であった。(図省略)

5. 近海及び熱帯の海水温

今年の海面水温は本州東方海域では4月から、日本海は6月から低い状態が続き、8月の月平均はそれぞれ平年より 2.2°C 及び 3.2°C 低く、これらの値は1949年以降で最大負偏差となった。一方、今夏はエルニーニョ現象が発生していたので太平洋西部熱帯域の海面水温は平年より低くなった。海面水温偏差と500hPa高度偏差場とは相関が認められることから、今後は長期予報への利用の開発が期待される。

6. 循環場の特徴

北半球の循環場：夏平均の500hPa高度と偏差を図4に示す。北半球規模の循環場は偏西風の蛇行が大きく、しかもその軸は平年に比べ南下していた。蛇行の大きい地域は日本の他に北米大陸とヨーロッパ付近にあり、この領域付近では異常気象が発生した。

極東域では夏の期間を通して南よりと北よりの流れに分流するパターンが続き、北よりの偏西風の流れは北緯 50° ~ 60° 度帯を大きく蛇行して流れることが多く、オホーツク海高気圧をしばしば発達させた。

循環指数：5日平均500hPa循環指数と北海道平均気温の時系列を図5に示す。極東東西指数(R2ZI)は4月以降低指数が続き、特に7月中旬から8月中旬にかけては大きな負偏差が連続した。また北海道の暖候期の気温と相関が高い東方海上高度も同じく負偏差が続き、これらの位相は北海道平均気温の偏差と良く合っている。また小笠原高気圧指数は一時的に高指数になったが持続しなかった。

各種循環指数の中で極東東西指数と東方海上指数は、春から夏にかけてこれまでの最大負偏差を記録した。

7. おわりに

①今年の冷夏の特徴は盛夏期の異常な低温と、春から連続した長い低温期間である。北海道平均と共に、さらに地点別の特徴を解析して冷夏の資料を集約したい。

②気候が海洋(特に沿岸海域)の影響を強く受けることは経験的にも明かであるが、海面水温と天候経過には相関が認められることから、長期予報の精度向上には近海の海流を含めた海水温の変化に注目することが重要である。

③全国的な異常低温はエルニーニョ現象だけでは説明しきれない部分があり、循環場や海面水温及び雪氷面積などの境界条件を含めた解析が必要である。

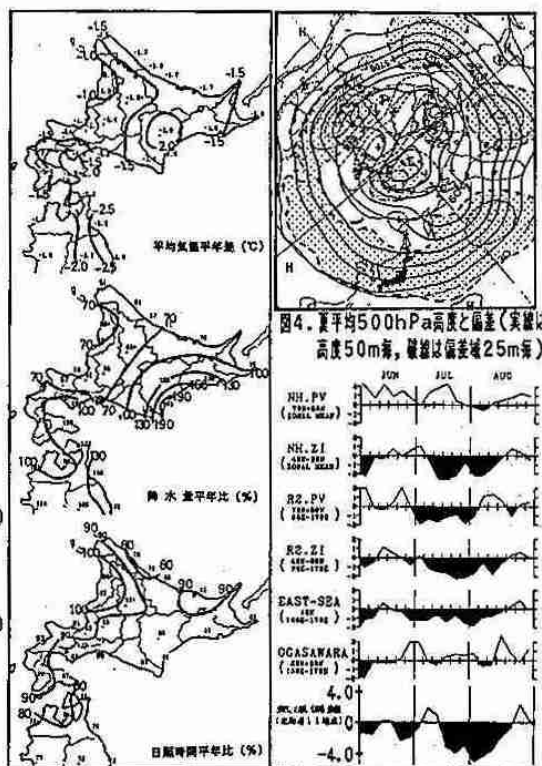


図4. 夏平均500hPa高度と偏差(実線は高度50m毎, 陰影は偏差域25m毎)

図5. 5日平均500hPa循環指数(標準偏差)と北海道平均気温(偏差 $^{\circ}\text{C}$)の時系列図

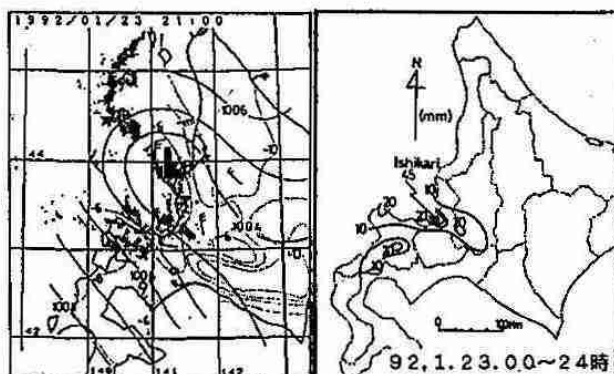
2. 北海道西岸小低気圧に伴う収束雲の流入地域予測と降雪量予測

大橋雅寿・中山 寛 (札幌管区气象台)

1. はじめに

北海道西海上に発生する小低気圧による豪雪の実態は過去の調査で定性的に解明されてきた。予報の現場ではこの降雪量を予測する方法としてJSMやMR Rの降水量予想を参考に統計的調査や概念などを用い降雪量に換算して見積りを行なっている。しかし小低気圧に伴う収束雲の動向や量的予想はモデルでも充分には表現できず、これらの予測は極めて難しい。

このことから今回、量予想において特に重要である収束雲の流入地域(小低気圧の動向と不可分)予測と降雪量の定量的予測の試みを行なったので報告する。



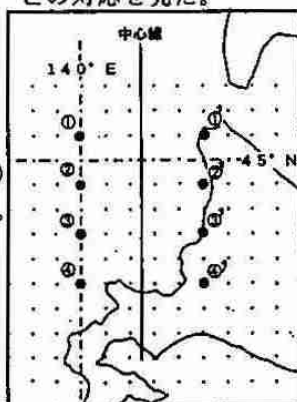
第1図 小低気圧の事例と降水量

2. 収束雲の流入地域とその予測

JSMのGPVデータ(北海道西岸部の900hPa東西成分)を解析して収束雲の流入地域…主に石狩・空知・後志支庁…との対応を見た。

(1) 方法

第2図にGPVグリッドポイントの配置を示す。要素は各グリッドの900hPa東西(U)成分の初期値を用いる。使用するグリッドの経度は140°E線上と稚内の線上に、緯度はほぼ稚内・天塩・留萌・札幌の線上になるよう選定。これらの交わる①-①', ②-②', ③-③', ④-④'



第2図 GPVグリッドポイント。

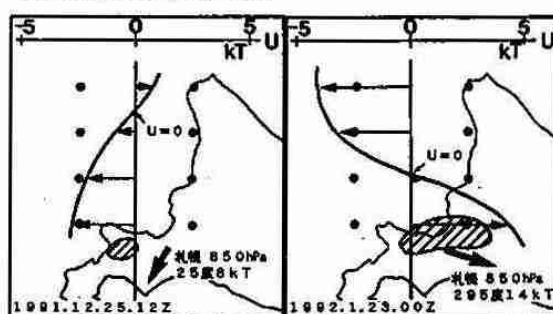
大きな数字付きの黒丸が計算に用いたグリッド

間の平均風速($\bar{U}$)を求め、この東西グリッドの真ん中の中心線(後志支庁の余市付近)から $\bar{U}$ をプロット、この値を結ぶ線を引き、この傾向と降雪の多い領域との関係を見る。

(2) 調査結果

第3図は求めたU成分と降雪域の事例で、1991年12月25日12Zは $\bar{U}=0$ ポイントから南側は-U成分、これに符合して多降雪域が中心線より西側に現れる。1992年1月23日00Zは $\bar{U}=0$ ポイントの南側は+U成分で多降雪域もこの方向を指向、中心線より東側に現れている。

この関係はGPVデータ配信期間中(1991年3月~1993年3月)の他の17例についても同じ傾向が示された。



第3図 900hPa U成分と収束雲流入地域の関係
斜線の領域は10mm/12時間(T=0~12)以上の多降雪域

これらの結果、収束雲と900hPa U成分の関係について次のことが述べられる。

- ア. $\bar{U}=0$ 以南の領域に流入。
- イ. 中心線から+又は-U成分の方向に偏って流入。
- ウ. U成分の大きさに比例して領域は東西方向に広がる(850hPa風向風速とも関連)傾向を示す。

この予測はGPVの予想値を解析することで容易に判別可能である。雪雲の移動は850hPaの流れに支配されることが過去の調査で分かっているので、U成分と各地域の850hPa風向・風速別降雪特性を組み合わせることにより、流入地域の推定、内陸部への侵入度合などが判別できる。

現業的には、これらを用いて小低気圧に伴う収束雲の流入地域と内陸部への侵入度合の予想のためのワークシートを作成、併せてこのワークシート結果(T=0からT=24までの3時間毎の収束雲流入予測地域)をGPVデータ初期値・予想値を使用してL/A端末に自動出力させる。

3. 降水(雪)量の定量的予測法の試み

本庁で用いている現用のMRRガイダンスの手法(線形重回帰式による予測)を使用。新たな気象予測因子を抽出してPPM方式による被予測因子(12時間降水量・降雪量)との対応を見る。

(1)調査データ

1989年12月から1993年3月(12月～3月)までの4冬季に発生した小低気圧55例。高層データは稚内と札幌、降水量はアメダス地点の12時間値、海水温は44°N 141°Eの半旬値使用。

(2)予測因子

16個の仮予測因子のうち対応の良い5個使用。

(3)被予測因子(降水量)

伴う収束雲の幅が狭く、わずかの場の変化(小低気圧自体や収束線の位置変動)で流入地域が大きく変動することから1地点の降水量との比較は難しい。このことから関係を見る領域を広げ、次の①②項との対応を見る。

①収束雲が流入した地域のアメダス地点の12時間最大降水量と最大降雪量(一部隣接の府県区も含む)。

②収束雲が流入した地域内(周囲から見て相対的に多い領域の各アメダス地点)の12時間平均降水量と平均降雪量。

(4)計算結果

最も良い関係を示した因子は下の5個。

- ① E_{s+900} : 海水温と900hPa気温各々の飽和蒸気圧の和。
- ② SSI_7 : 700hPaと900hPa間の安定度。
- ③ T_5 : 500hPaの気温。
- ④ $S_{7-9}F$: 札幌の700hPa 900hPa間のシアークトルの強さ。
- ⑤ $T_{s-9}W$: 海水温と稚内900hPa気温の差。

これらによって12時間最大降水量の重回帰式(重相関係数0.612)が求められた。

12時間最大・平均降雪量、12時間平均降水量との関係は悪い。

3-1. 予測降水量の検証

相関が比較的良かった12時間最大降水量について、予測式を用いて1987年12月から1989年3月までの2冬季19例について検証を行った。結果は第4図に示す。

この特徴として次のことが述べられる。

ア. 全体的に予想値は良く表現されている。

イ. 予想値は、実況値より多めに計算される傾向を示す。

ウ. 標準誤差3.7mm、最大誤差+13.5mm、-3.4mm。

エ. 予想値/実況値が±30%以内に収まる率は58%。

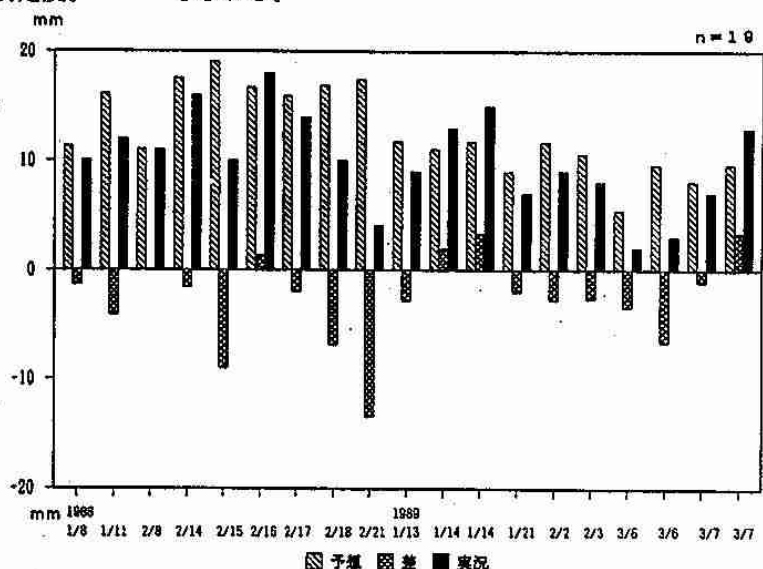
この中で誤差の大きい1988年2月の15日12Z、18日00Z、21日00Zの3例は、小低気圧が後志沖にあり南下、収束雲の流入が一過性のケース。1989年3月6日の00Z、12Zの2例は収束雲が沖合に遠ざかり、陸上部に流入しなかったケースである(いずれも雲情報図による)。

これらの5例を除くと更に相関は良くなり、12時間最大降水量の量的見積りはほぼ良く表現できていると言える。

これらを用いて、高層データが入力した時点で計算を行うことにより12時間先、更に予想値を用いて24時間先までの最大降水量予測が可能である。

又、降水量を降雪量に換算する方法は、山内ら(平成4年度、札幌管区気象台研究会誌、P117～118)により、地上の気温によるS/R比が、求まっているのでその結果を利用し計算する。

なお、面的な平均雨量を見積もる場合は、重相関を求めた55例の最大降水量/平均降水量係数が1.4倍で求まっているので、得られた12時間最大降水量予測値に0.7を乗じることで見積もられる。



第4図 予測式により計算した12時間最大降水量予測値と実況値及び偏差

3. SSM/I 85GHz 輝度温度データを用いた 北海道西岸带状雲の解析

勝俣昌己 (北大・環境)・上田 博・菊地勝弘 (北大・理)

<はじめに>

冬季に北海道西岸に発生する带状雲については、1992年1月23～24日のケースについて、NOAA/AVHRRを用いた解析の結果を前回(1993年度第1回支部会)発表した。しかし、赤外放射からは雲内の情報を得る事は出来ない。対するに、マイクロ波は、雲による吸収、散乱率が赤外線と比べて低いために、雲内の情報を含んでいる。そこで、前回発表したのと同じケースの带状雲について、SSM/I (Special Sensor Microwave / Imager) のデータを用いた解析を行った。

また、これまでの衛星搭載マイクロ波放射計を使用した雲物理特性に関する研究は、水雲を対象としたものがほとんどで、氷晶や雪片等を考慮にいれているものは少ない。このため、氷晶や雪を多く含む带状雲を解析する事は、マイクロ波放射計による解析手法の発展も試みる事ともなる。

<使用データ>

Wentz(1991)によるSSM/Iの輝度温度(TB)データを用いた。

SSM/Iは4波長・7チャンネルを持っている。このうち、衛星搭載のマイクロ波放射計に初めて加えられた85GHzの垂直、水平両偏波チャンネル(以後それぞれ、85V、85Hと略記する)を持つ事が大きな特徴となっている。この周波数帯は、空間分解能が他のマイクロ波放射計と比べて高いことや、氷晶や雪片によって強い散乱を受けることから、今回対象としている雪雲の解析に適している。

しかし、陸地は余りに多様な放射特性を示すので、大気中での効果を見るための背景放射としてはふさわしくない。よって、今回は海上でのデータについてのみ議論する。

この他、啓風丸レーダー画像、及び、GMS/VISSR赤外面像を比較検討材料として使用した。

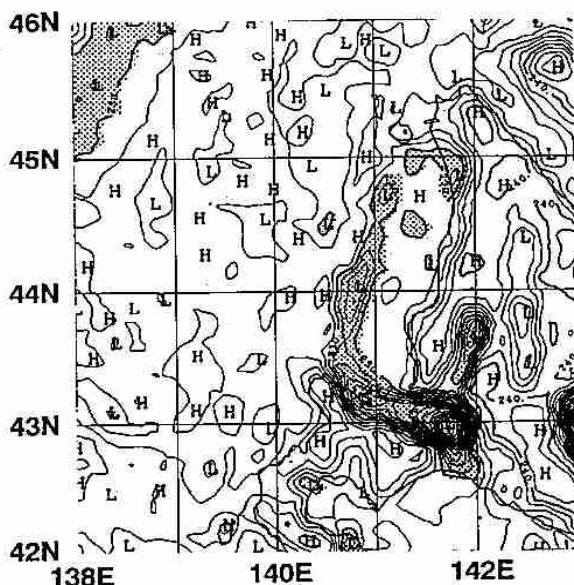
<解析・結果>

図1に、1992年1月24日20時18分頃(GMT)の85VのTB画像を示す。この中で、TBが230K以下の領域(ハッチ域)が、北海道西岸に沿って南北に、带状に延びているが、GMS/VISSR赤外面像で認識される带状雲は、この領域よりも東西方向の幅が広がっている。つまり、低TB域すなわち带状雲域とは限らないと考えられる。

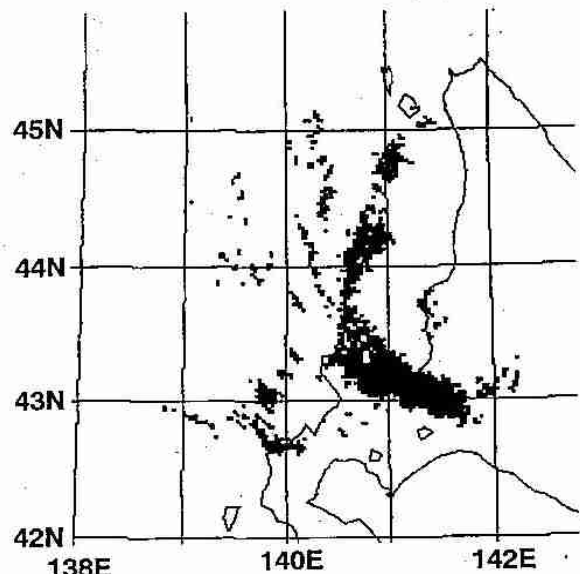
一方、この85Vの低TB域は、ほぼ同時刻の啓風丸レーダー画像(図2)でのエコー域とほぼ一致したパターンを示している。このことは、降水粒子による散乱がTBの低下に効いていることを示唆している。しかし、よくみると、エコー域は全体的に低TB域の西に寄っている。85GHzチャンネルは、使っている波長がレーダーよりも短いために、降水粒子よりも小さな粒子、つまり雲粒サイズの粒子にまで影響を受ける。よって、85V TBには、降水粒子の他に雲粒の影響も大きいものと予想される。

そこで、雲粒の影響が東西方向でどのように違うか見るために、85V、85Hの偏波性に着目する。

SSM/Iは常に天底角45°で観測しているために、海面からの放射は、偏波性を持っている。これに対し、雲粒は等方放射をしているので、雲によって、



(↑)図1: 1992年1月23日20時18分(GMT)のSSM/I 85VのTB画像。ハッチ域は230K以下の領域を示す。



(↑)図2: 図1と同日、20時15分(GMT)の啓風丸レーダーPPIスキャンのエコー図。

- 1) 散乱、吸収によるTBの低下
 - 2) 放射によるTBの上昇、及び、偏波性の解消
- という効果が引き起こされる。

そこで、沿海州～北海道西岸沖の日本海上の85V、85HのTBをグラフ上にプロットしたものを図3に示す。この図において、ほとんどのデータは1次回帰直線上にのっているようにみえる。これは、海面が荒れる事による、TBの上昇、及び、偏波性の解消という効果を反映したものと考えられるが、一部、回帰直線からはずれたデータが存在する。

このため、図3のグラフを、85Vで3K分下げた回帰直線でまず2領域に分類し、更に各々を85H TBで2領域に分類する(図3中の実線が境界線)。こうしてデータを4種類に類型化し、それぞれに対応するセルのデータを地図上にプロットしたものが図4である。

ここで、帯状雲に対応する部分は、●と○で表される2種類の部分で特徴づけられる。

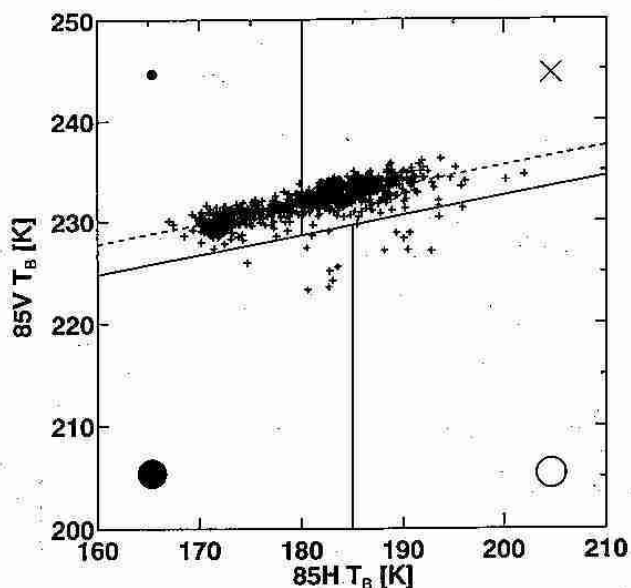
●で表されているのは、85V、85Hの両者とも低いTBを示すセルである(図3左下の領域に相当)。ここは、降水粒子、或いは雲粒による散乱によってTBの低下が引き起こされたと考えられる。対するに、○で表されるセル(図3右下の領域に相当)は、両者、特に85HのTBが、●のセルに比べて上昇し、その結果、偏波性が薄れている。これは、雲粒による放射が加えられた結果と考えられる。

つまり、帯状雲の東側では、散乱を引き起こすが放射は極めて少ない、氷晶の多い部分であり、それに対し、西側では放射を行う、過冷却水滴である雲粒の多い部分である事が言える。

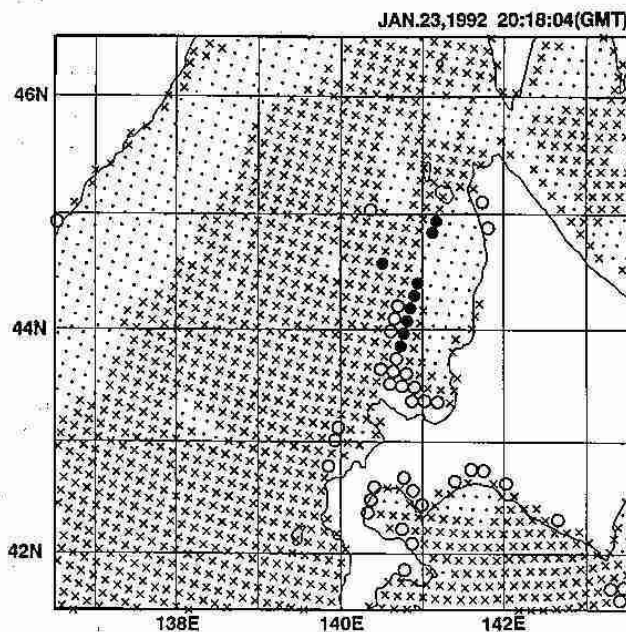
以上から、このケースの帯状雲は、西側では活発な対流を示すために過冷却水滴の雲粒を多く含み、対するに東側では、上空の一般風に流され、長時間上空に滞留した結果氷晶化した雲粒を多く含んでいる事が考えられる。つまり、端的に言えば、東側は対流域、西側は層状域であると言えるだろう。

<おわりに>

SSM/Iの85V、85H両チャンネルの特性を生かし、冬期、日本海での帯状雲の構造を推測することが出来た。しかし、TBの変動幅はSpencer(1987)による冬期、海上での前線性の雲の事例よりも小さい。この理由として、今回解析対象とした雲が厚くない(～5km)こと、及び、サブグリッドスケールの構造が強く影響していることが考えられる。今後、これらの点に留意し、他のチャンネルのデータも含めた解析をこれから進めていく予定である。



(↑)図3: 北緯43°～47°の日本海上での85V、85Hの散布図。点線は1次回帰直線。実線で区切られた4領域及び各領域に記されたシンボルについては本文及び図4参照。



(↑)図4: 図3で分けられたセルデータを地図上にプロットしたもの。シンボルは対応する図3での領域を表す。

4. 冬期季節風時の帯状雲通過時における大粒子の粒径分布の変動

松岡静樹 (北大・環境)・菊地勝弘・上田 博・遊馬芳雄 (北大・理)
泉 裕明 (北大・環境)

はじめに 大気中のエアロゾルに関する研究は、これまで数多くなされてきた。しかし冬期季節風や低気圧にともなって海上で発生・発達する降雪雲と、海岸でのエアロゾル数濃度との関係に注目した研究は少ない。本研究ではドップラーレーダー等による豪雪に関する集中観測が行われた1991年北海道礼文島及び1992年北海道石狩湾新港での降雪雲及び海岸でのエアロゾル数濃度の観測データを調べた結果について報告する。

エアロゾル数濃度の時間変化 石狩湾新港におけるエアロゾル数濃度の5段階の粒径別時間変化が図1である。この数濃度変化を変動が小さかった時間帯02時～03時、全粒径で数濃度が高かった時間帯05時～06時、さらに粒径 $1.0\mu\text{m}$ 以上の粒径で数濃度が低くなった時間帯07時～08時という3つの時間帯での粒径分布として表わしたものが図2である。おのおのの時間帯に対応した帯状雲のレーダーエコーの時間変化が図3である。発達した帯状雲が石狩湾に上陸した05時以降に数濃度が高く、雲の動向と数濃度とが良く対応している。06時と07時との間に粒径分布の違いが明確にあらわれている。この相違は海洋性エアロゾルと大陸性エアロゾルの粒径分布の違いによる²⁾。海洋性エアロゾルの増減の要因を調べるため、1991年1月26日14時～19時の礼文島のデータと、上記で示した1992年1月24日01時～06時の石狩湾新港のデータを用い、風速及び水平発散量とエアロゾル数濃度との関係をみる。

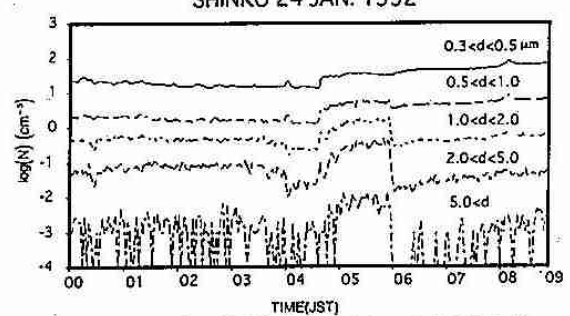


図1 エアロゾル数濃度の粒径別時間変化の変化
図1 エアロゾル数濃度の粒径別時間変化の変化。06時と07時との間に粒径分布の違いが明確にあらわれている。この相違は海洋性エアロゾルと大陸性エアロゾルの粒径分布の違いによる²⁾。海洋性エアロゾルの増減の要因を調べるため、1991年1月26日14時～19時の礼文島のデータと、上記で示した1992年1月24日01時～06時の石狩湾新港のデータを用い、風速及び水平発散量とエアロゾル数濃度との関係をみる。

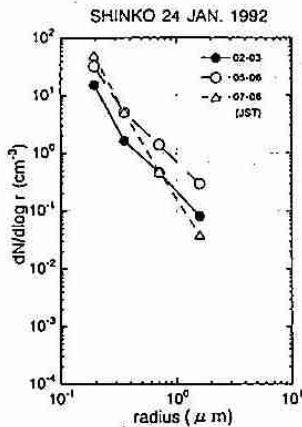


図2 粒径分布の時間変化

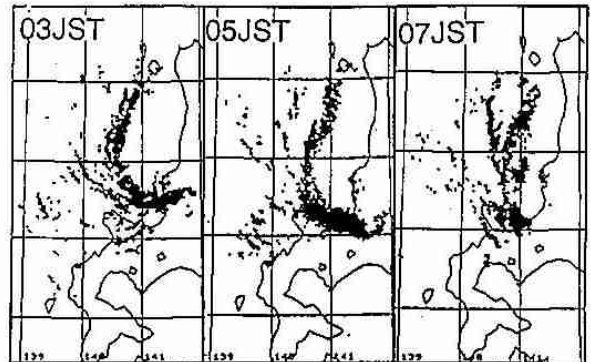


図3 啓風丸がとらえた1992年1月24日のPPI画像

風速とエアロゾル数濃度 風速と海塩粒子の数濃度との対応は少なからず研究が行われ、近年でもそれらの相関の高さが示されている²⁾。礼文島・石狩湾新港の両観測データのうち主に海塩粒子による数濃度の増減があった時間帯において、風速とエアロゾル数濃度との対応を表わしたものが図4である。直線は各粒径範囲の回帰直線である。礼文島のケース (図4-a) では小さい粒径で風速が強くなると数濃度が増加する傾向を示してい

のケース (図4-a) では小さい粒径で風速が強くなると数濃度が増加する傾向を示している。一方、石狩湾新港のケース (図4-b) では風速が強くなると数濃度が減少し、礼文島のケースとまったく逆の傾向を示している。さらに両ケースとも大きな粒径では風速と数濃度との相関が非常に低くなっている。

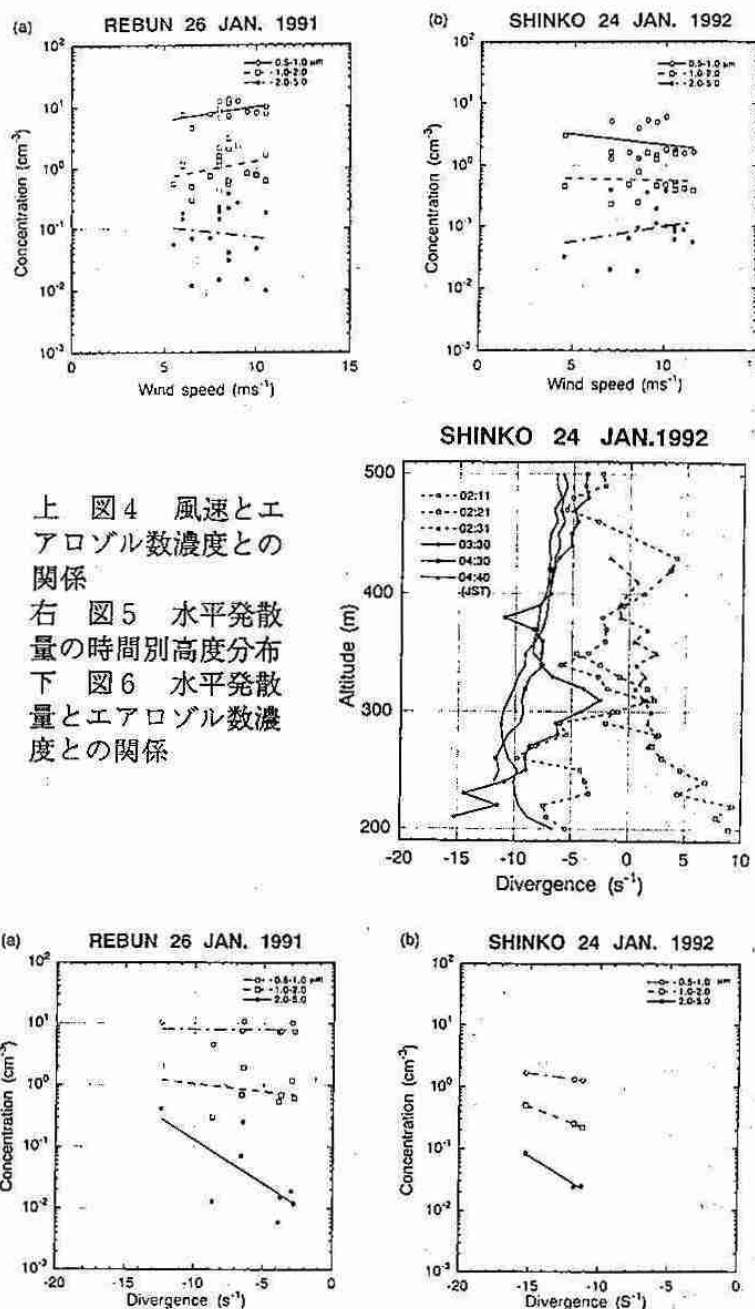
水平発散量とエアロゾル数濃度

北大理学部 Doppo レーダーにより降雪雲の観測が行われた礼文島・石狩湾新港の両ケースともに、数濃度の変動と VAD 法により計算された観測点周辺の収束場の強弱とが対応していた³⁾⁴⁾⁵⁾。石狩湾新港における水平発散量の時間別高度分布が図5である。高度200m~500mの境界層内における水平発散量なかで、収束 (水平発散量が負) の一番強い値の発散量を各時刻の水平発散量とし、この値と数濃度との対応を礼文島・石狩湾新港の両ケースについて表わしたものが図6である。直線は各粒径範囲の回帰直線である。なお高度200m~500mの水平発散量の中に発散 (発散量が正) の値があった時刻は除外した。礼文島のケース (図6-a) では大きな粒径で収束が強くなるほど数濃度が増加する傾向を示している。石狩湾新港のケース (図6-b) ではすべての粒径で収束が強くなるほど数濃度が増加し、収束量 (負の水平発散量) と数濃度との相関が非常に高くなっている。この関係を数濃度 (N)、収束量 (負の水平発散量) を (-D) とすると以下の式で表わすことができる。

$$\log(N) = a - b \times (-D)$$

(a, b は定数)

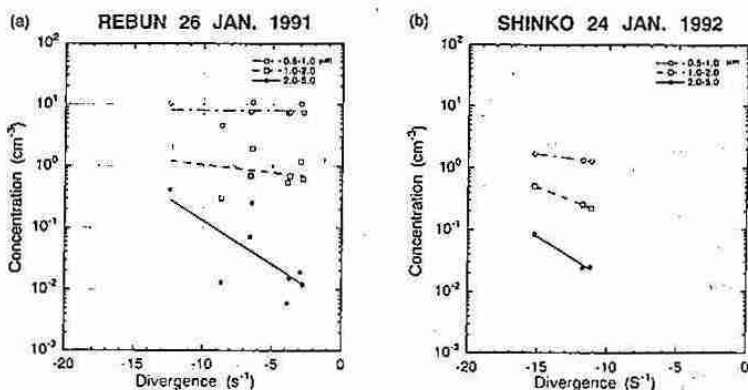
まとめ 海塩粒子の発生機構の面から考えると、風速が強くなれば数濃度が高くなることは定性的にも定量的にも多くの研究により明らかになっている。本研究では観測点でのエアロゾル数濃度と風速との対応だけではなく、観測点周辺場の空気の流れと数濃度との対応を調べた。その結果降雪雲を伴った気象擾乱により海面から海塩粒子が発生し、さらに観測点周辺場の収束によって観測点において数濃度の増加が観測されたと考えられる。



上 図4 風速とエアロゾル数濃度との関係

右 図5 水平発散量の時間別高度分布

下 図6 水平発散量とエアロゾル数濃度との関係



- 1 Junge (1963), Air chemistry and radioactivity, Academic press.
- 2 O'Dowd and Smith (1993), J. Geophys. Res., 9, 1137-1149.
- 3 李ら (1991), 気象学会秋季大会予稿集, 11.
- 4 松岡ら (1992), 気象学会秋季大会予稿集, 98.
- 5 松岡ら (1993), 気象学会春季大会予稿集, 137.

5. 季節風の出現特性からみた北海道の冬の季節細分

大川 隆 (北海道動気候研究協会)

1. はじめに

冬季季節風パターンの出現頻度をまとめたものは、吉野・福岡 (1967) によるもののみである。その統計年数は1956～1965の10カ年で、年代も今となってはかなり古いものとなっている。今回、筆者は北海道付近に注目して、季節風を西風系と北風系の2風系に分けて、最近30カ年の資料からその出現頻度を調べた。

かつて筆者 (1991) が行った北海道の季節細分も、この結果を用いて、晩秋から早春について容易に行うことが出来たので報告する。

2. 季節風の分類と統計方法

季節風が吹くということは、上層5000m以上にも及ぶ分厚い極域寒気が偏西風波動によって、日本列島に南下してくることである。経験的にみると、地上の季節風はこの上空5000mの寒気塊の周辺部に沿って吹いている。初冬にはまだ南の高気圧が強いので、この寒気塊は図1の気塊Aのようにオホーツク海中部から南部で停滞させられる。この場合の北海道付近の季節風は西風系 (西～西北西の風) となる。これに対し、厳冬に入ると、上空の寒気は気塊Bのように本道東方海上に南下する。この場合、季節風は北風系 (北～北西の風) となる。

回数は少ないが、ブロッキング現象などで上空の寒気塊が日本海の中中部に停滞する場合には、松山沖から秋田沖にかけての海上に低気圧が停滞するため、北海道は東風系 (東～北東の風) となる。この場合、北海道では降雪も少なく、季節風として扱わないが、北陸から山陰地方にかけては西～北西の季節風が強まるので、全国的規模で季節風を論ずるときは、この東風系も加えなければならない。

以上から北海道付近の季節風は西風系と北風系に大別される。西岸小低は、北風系のときに発生することが多

い。図2はこれら3風系の典型的地上天気図である。

統計年数は1960年秋から1990年春までの30寒候年である。09時、21時の気象庁印刷天気図で稚内、旭川、札幌のいずれかの地上気温が7℃以下の場合の季節風パターンの日を抽出した。7℃以下としたのは内陸部の山沿い地帯で降雪があることを考慮したためである。

季節風の分類は、天気図上の地上風と等圧線の走向を主とし、まぎらわしい場合は500hPaの寒気塊の位置を参照して決定した。かくして抽出した30冬の各風系別の半旬別日数の150日 (5日×30年) に対する百分率で各半旬の出現率を求め、結果を図4に示した。

3. 北海道の冬の季節細分

①初冬 (11月下旬半ば～12月下旬後半)

かつて筆者は本道の西部多雪地帯で長期積雪初日の頻

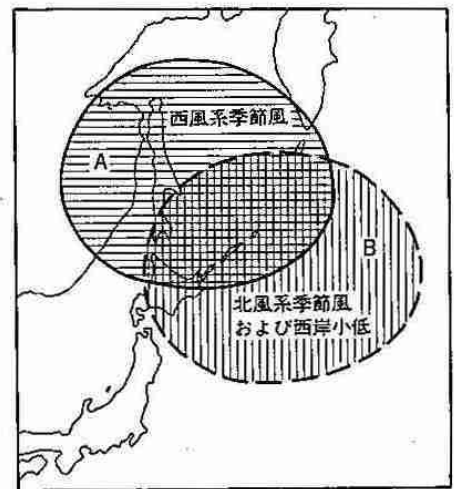


図1 上空の寒気塊の位置と季節風の風向の関係

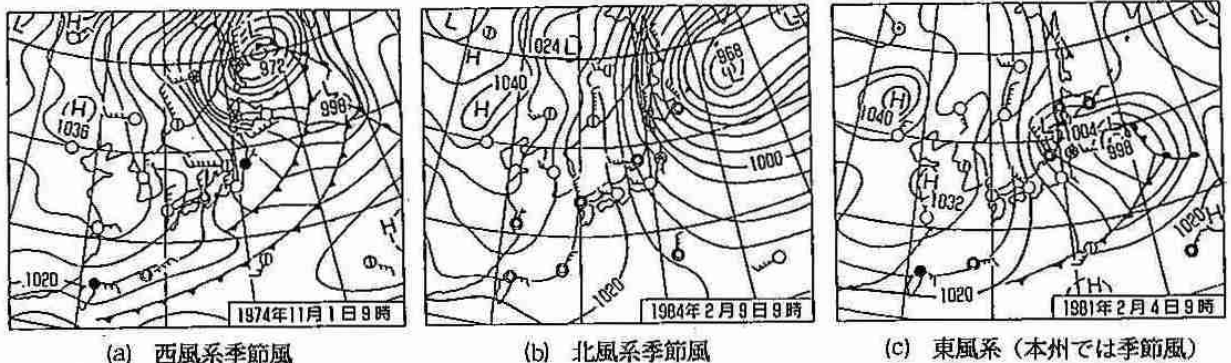


図2 各風系の季節風のときの典型的天気図

度の最も高い11月下旬の半ばをもって晩秋と初冬の境目とした。図4でも11月下旬に入ってから季節風全体の出現率はほぼ40%以上と安定して多くなっている。

②厳冬（前期・後期）（12月下旬後半～2月下旬半ば）

では初冬から厳冬への境目はいつ頃であろうか。筆者は北風系の出現率が20%以上と多い状態が続いている12月27～31日の半旬から2月20～24日の半旬までの2カ月間を厳冬とすることにした。しかし、この間の2月5～9日の半旬に出現率が一時的に低下し、また図3の札幌日平均気温平年値でもこの頃一時的に顕著に昇温している。この寒あけの2月上旬後半の節目をもって厳冬を前期と後期に分けて区別することとした。

図3、図4をみると、気温の低極は1月末にみられ、冬の厳しさは後期より前期の方が強くなっている。しかし、2月半ば中心の低温は旭川など内陸部からオホーツク海側に向かうに従って一層顕著となっており、流水野が強く作用していると考えられる（本田，1993）。

③晩冬（2月下旬半ば～3月下旬半ば）

図4によると、2月25日～3月1日の半旬以降北風系の季節風は一段と少なくなり、晩冬入りとなっている。その後、3月27～31日の半旬には季節風全体の出現率が10%前後に下落し、早春の到来を示している。すなわち3月下旬半ばが晩冬と早春の境目となる。

4. あとがき

以上に提示した北海道の冬の季節細分は、2月下旬半ばとした晩冬入りを除き、前回の筆者（1991）の提示と全く同じものとなった。

〈参考文献〉

- 吉野正敏・福岡義隆，1967：半旬別の気圧配置ごよみ，
天気，14巻，250-255。
大川 隆，1991：動気候学的にみた北海道の季節細分，
細氷，37号，52-53。
本田明治，1993：冬季北海道の気温変動にかかわるオホ
ーツク海の海水の役割，北大理学研究科修士論文。

図3 北海道における
細分した冬の季節の推移

太い曲線は5日移動平均
で平滑化した札幌日平均気
温平年値（1961年～1990年）。

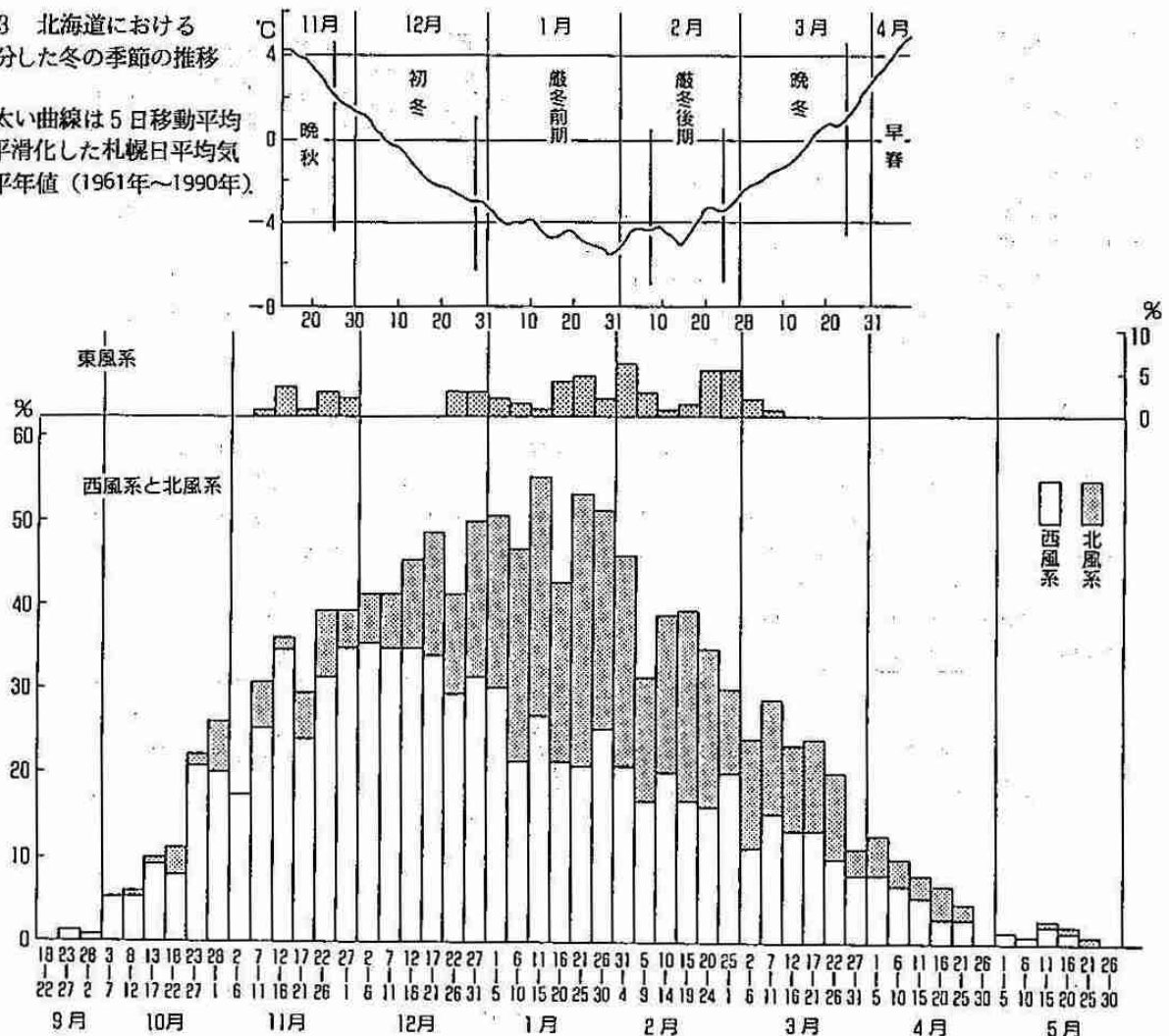


図4 北海道付近における風系別季節風の半旬別出現率（統計年数：1960年秋～1990年春の30寒候年）

6. 層積雲の構造とその放射特性 (その2)

落合 治・菅野正人 (北大・環境)・菊地勝弘・遊馬芳雄 (北大・理)
田中正之・早坂忠裕 (東北大・理)・武田喬男・藤吉康志 (名大・大気水圏研)

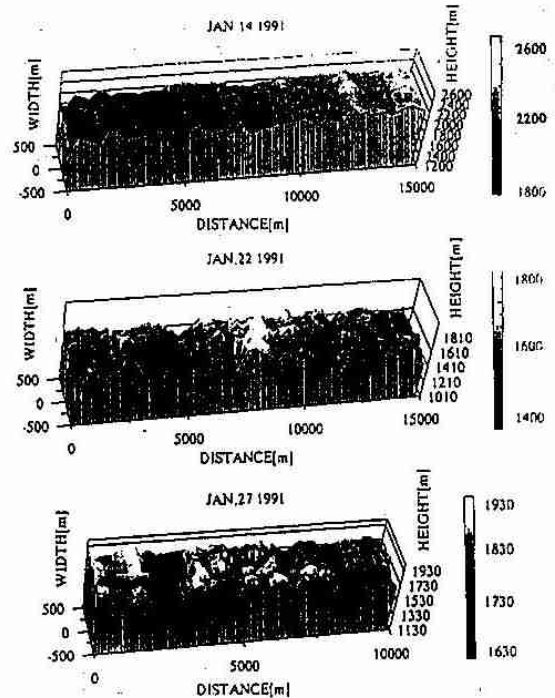
1. はじめに

WCRP「雲と放射」の一環として、1991年、冬季に奄美付近の海洋性の層積雲の構造とその放射特性が観測された。これまで北大のステレオ写真、東北大の全天日射計、名大水圏のLWP(鉛直積分雲水量)の同時測定によるデータを用いて、いくつかの事例解析を行ってきた。

今回、これまで解析した例も含めて1991年1月14、18、22、26、27日のデータを用いて、反射率をLWP、雲の幾何学的厚さ、さらに雲頂の凹凸度のパラメーターで相関をとって程度まとめた。

2. 雲頂高度分布

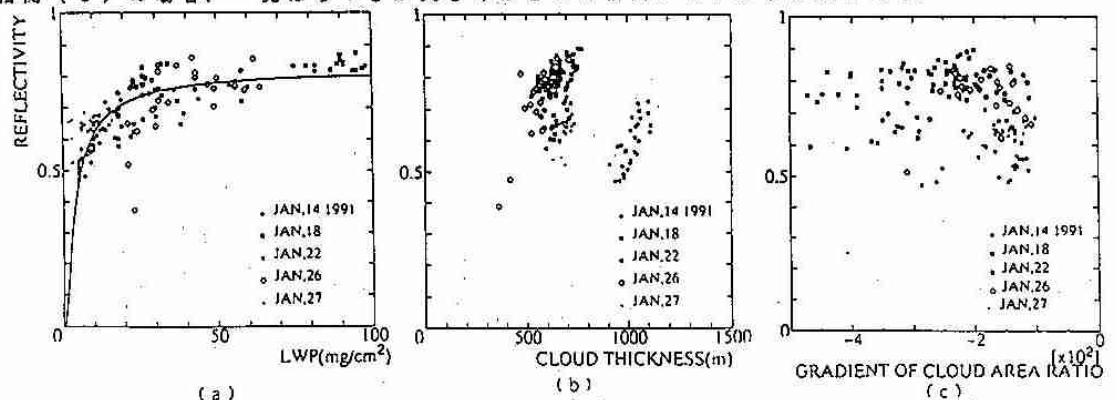
図1に北大のステレオ写真により得られた雲頂高度分布を示す。データは幅1km、長さは15km、もしくは10kmをとってある。これにより雲頂の形状、凹凸の状態がわかる。例えば、ここでは比較として3例挙げているが、14日では雲頂が比較的になだらかで、22日ではかなり凹凸が大きく、27日ではその中間位である事がわかる。また、ゾンデと飛行機の目視により雲底高度がわかり(14日:1200m、22日:1010m、27日:1130m)、それを一定とおくことによって雲の幾何学的厚さが細かくわかる。



(図1) 雲頂高度分布: 0は飛行ライン

3. 日射の反射率との相関

LWP、雲の幾何学的厚さ、凹凸度がそれぞれ日射の反射率とどのような相関を持つか調べてみた(図2)。LWPとの相関(a)の場合、以前に名大水圏が解析した回帰曲線上に乗る事がわかりLWPが放射特性にかなり影響を及ぼしている事がわかる。雲厚との相関(b)の場合、14日を除いてまとまりが良い事がわかる。14日をみると雲層が厚いにも関わらず反射率が相対的に小さい、これは(a)からLWPが 10 mg/cm^2 前後と他の日に比べて小さかったからであると思われる。さらに、凹凸度(GRA: GRADIENT OF CLOUD AREA RATIO: 数字が小さくなるほど凹凸度が大きくなる事を示す)との相関(c)の場合、一見ばらつきが大きくほとんど相関がないように思われる。



(図2) LWP(a)、雲の幾何学的厚さ(b)、凹凸度(c)と反射率の相関

4. LWP一定の条件での相関

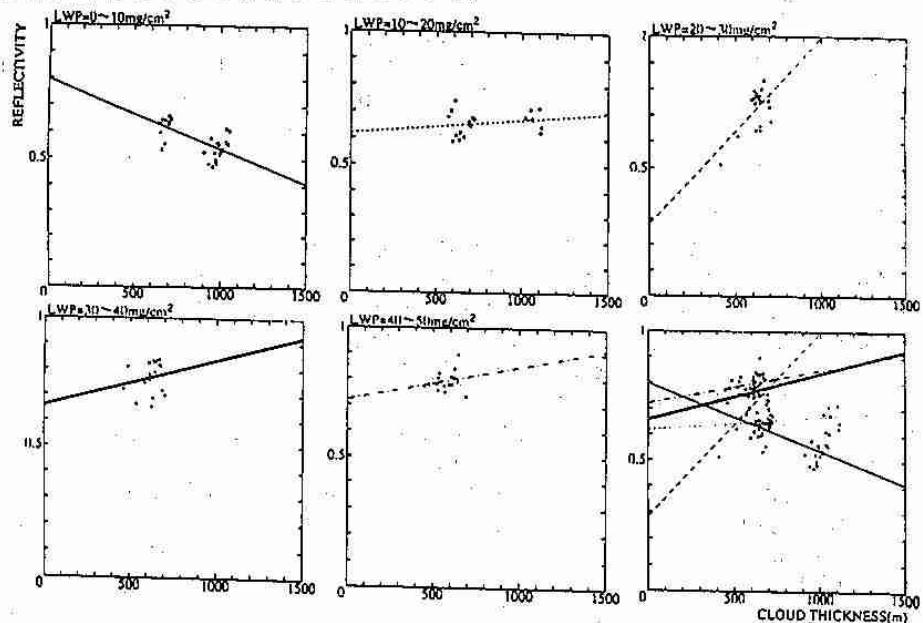
LWPが反射率に最も影響を与えるパラメーターと仮定して、それぞれ幾何学的厚さと凹凸度がどの程度反射率に影響を与えているか調べた。今回、LWPをほぼ一定の条件として $0 \sim 10$ 、 $10 \sim 20$ 、 $20 \sim 30$ 、 $30 \sim 40$ 、 $40 \sim 50 \text{ mg/cm}^2$ の場合に分けて、その集団を採って回帰直線を引いてみた。その結果、厚さとの相関(図3)の場合、変化傾向がばらばらであり、特に $0 \sim 10 \text{ mg/cm}^2$ においては負の相関を示している。一方、凹凸度との相関(図4)の場合反射率に大きな影響を与えているとは言えないが、凹凸度が小さくなれば反射率が増加し、またその変化傾向がほぼ同様である事がわかる。そしてLWPが増加すれば階段状に反射率も増加する事がわかる。

5. まとめ

今回、海洋上の層積雲の反射率をLWP、雲の幾何学的厚さ、雲頂の凹凸度である程度まとめてみたが、LWPが最も反射率の変動に影響を与えていると思われる。また、雲頂の凹凸度も正の一定の傾向を持った相関がある事がわかった。しかし、雲の幾何学的厚さが必ずしも反射率に影響を及ぼすとは限らない事も分かり、今後これらの検討が必要であろう。

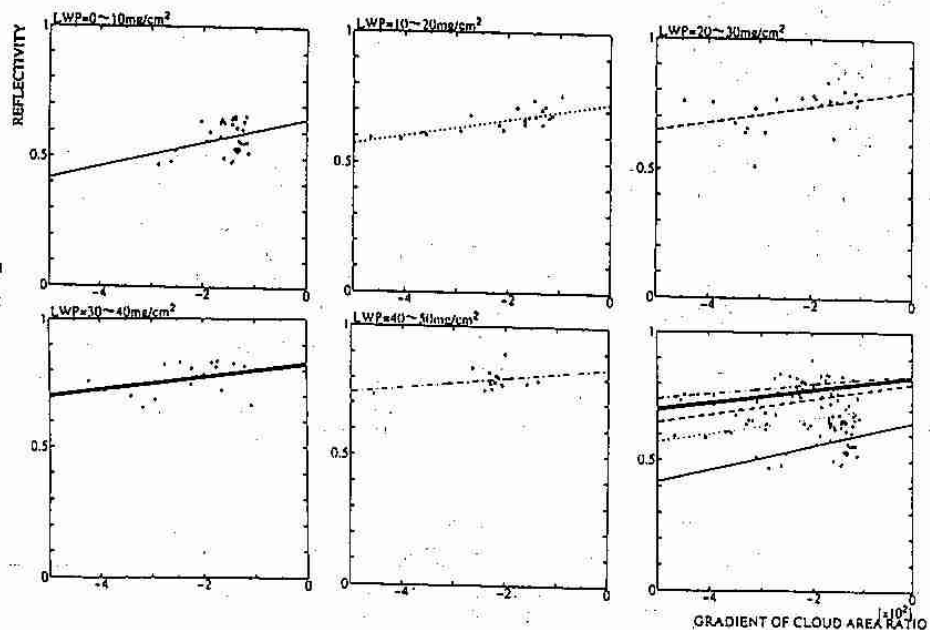
(図3)

LWP一定での厚さと反射率の相関とその変化傾向



(図4)

LWP一定での凹凸度と反射率の相関とその変化傾向



7. TOGA-COARE, マヌス島レーダー観測 (IV) — 積乱雲群の発達過程 —

木下 温・上田 博 (北大・理)
J-COARE 観測グループ

1. はじめに

近年、熱帯赤道域の積乱雲群のふるまいが気候変動の観点から興味をもたれているが、それらの研究は少なく、ドップラーレーダーを用いた研究はあまり行われていない。そこでTOGA-COARE集中観測期間中バブアニューギニアマヌス島においてレーダー観測をおこない、積乱雲群（その中でもメソ対流系）の発達過程（組織化）とその構造について調べた。その中でも1月18日から19日のケースについて発生から消滅まで解析しているのでその結果を示す。

2. 観測・解析方法

マヌス島に2台のドップラーレーダー（北大理学部レーダー、低温研レーダー）を設置して観測した。1月18日から19日の場合、15分サイクルのPPIポリュームスキャンを続け、その合間にRHIスキャンを行った。echoの解析には上空にブライトバンドが存在することを考慮し、北大理学部レーダー仰角3°のPPIデータを用いてecho面を計算した。メソ対流系の構造を調べるため解析領域は限定されるが、Dual解析から3次元風速場をもとめ内部の気流を詳しく調べた。大気の成層状態はマヌス島MOMOTEでのSoundingdataを、風向の時間変化はMOMOTEに設置されているWindprofilerのdataを参考にした。

3. GMS画像とechoの特徴

このケースはマヌス島付近で発生、発達して消滅したクラウドクラスターである。16:00 (LST)のSoundingを見ると750hPaまで対流不安定であることが解る。風向はWindprofilerのdata (図1)によると15:00頃から北風が入込み始め、対流セルがたち始める17:00には融解層より下層は北風成分で占められている。毎時のGMS.IR画像を見る16:00において、マヌス島北北東約200kmに大きなクラスターの一部分とみられる白い塊が存在して、その先端が南下しているように見える。これが、profilerの北風成分の強化と関連しているのではないと思われる。19:00になるGMS.IR画像でマヌス島北部の海上に小さなクラスターが認められ翌19日の1:00には大きく広がり直径200km程になった。その後は北東側に広がりつつ衰えていき5:00にはニューギニア本島の北部海上のクラウドクラスターの一部分になり判別がつかなくなった。7:00になるとWindprofilerのdataは下層で南風成分が卓越し、高度2-3km層に東風が入り込んで、その上は北風成分がある。孤立echoが観測範囲の北側に現われ始めた1月18日13:00から消滅した19日5:00までのecho領域の時間変化を追うとecho面積は、17:30頃まではほぼ一定であるが、対流セルが、ライン状に組織されると増殖し始めた。ライン状に組織化された対流セルは最初、西北西方向に並んだ。18:30を過ぎると南北方向にび、20:00頃上層に層状領域を伴うようになった。この南北に伸びたラインを構成するセルは寿命が尽きると入れ替わりラインを維持しながら層状領域を広げて19日2:00頃には完全に層状化してecho面積はピークに達した。その後echo面積は減少し、5:00にはechoはほとんどなくなった。4:00のSoundingでは600-700hPa層が飽和していてこの高度層状雲がまだ存在していたことが解る。800hPa以下ではほとんど中立でこのシステムによって下層の不安定が解消されことを示している。(図2)

4. Dual Doppler 解析の結果

ここではecho全体が層状化した19日2:00の結果を取り出して見ることにする。図3は高2km, 4km, 6km, 8kmの水平風速場を示した。下層ではDual解析領域内で、ほぼ北風が一様に吹いている。4kmよりの層では一様な風系は乱れはじめ、東風が入り込み水平風にシアがみられる。6kmを見ると中心部に西風と南風が合している領域があり、そこに南東風が入ってきて半時計周りの循環があることがわかる。全体として上昇流、下降流と弱く±1(m/s)の領域が大部分を占めている。ただ、融解層(4.5km)の上と下では気流系は大きく異なる。融解層よりでは、ほとんど一様な流れであるが、融解層のあたりから流れは一様でなくなり上昇領域が増大している。また、上層いくにつれ風向が下層と逆転している。もう少し詳しく言うと下層から上層に時計周りに風向が変化している。これは鉛直断面の気流構造を示した図4を見るとより明白である。融解層より下では、それより上の層よりも強い一様な流れがある。一方、融解層より上いくと下層と逆向きの流れがあって、所々にロール状の循環が見られる。このような風速場パターンが層状領域を維持しながら、その範囲を広げる役割をはたしていると考えられる。

5. まとめ

今回報告したケースは大規模場がトリガーとなって発達したと考えるのが妥当である。時間的にも空間的にも限られている対流セルが組織化すること、あるいは組織化されることは、メソ対流系の発達にとって非常に重要である。た、このような対流系は衰退期に層状領域を伴う。ここでは2台のドップラーレーダを使って層状領域の内部構造を詳しく調べた。内部の気流系は融解層を境にしてまったく異なっているのが特徴である。

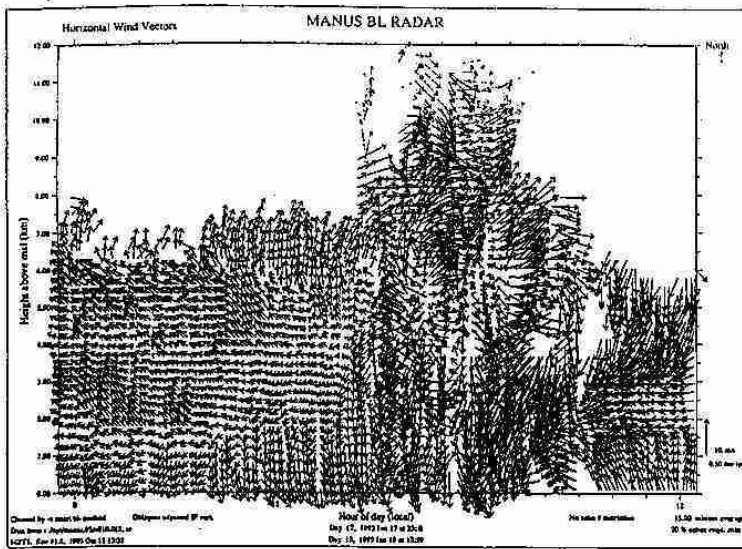


図 1 MOMOTECの風向の時間変化

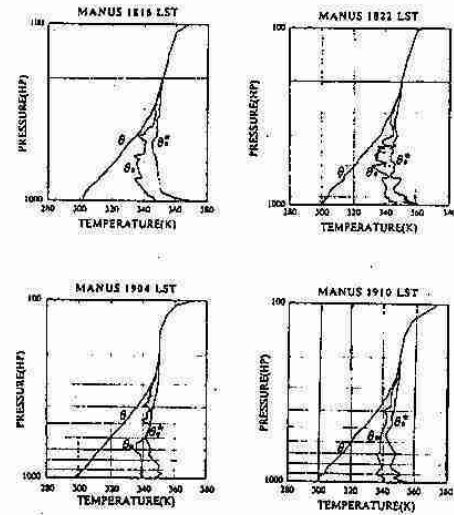


図 2 MOMOTECのゾンデデータの鉛直プロファイル

0200LST 19 JAN. 1993

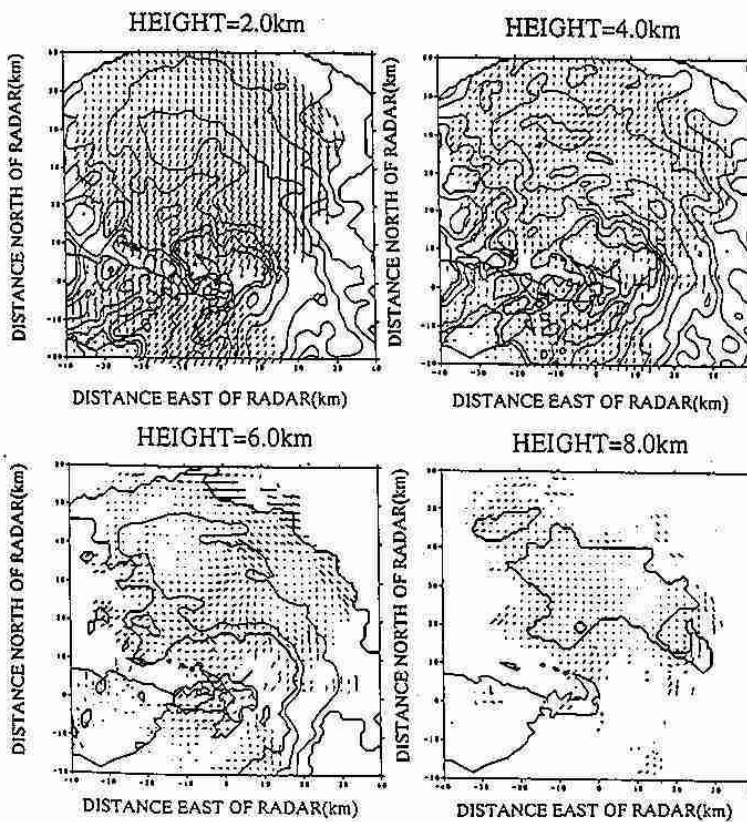


図 3 各高度における反射強度と水平風
コンターは10dBZ-45dBZ まで5dBZきざみ。

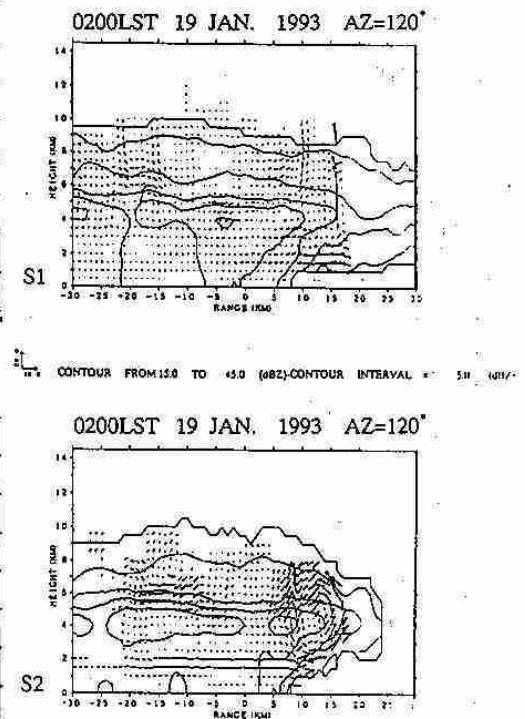


図 4 鉛直断面の反射強度と風ベクトル
コンターは15dBZ-45dBZ まで5dBZきざみ

8. TOGA-COARE マヌス島レーダー観測 (V) - GMSによる対流性領域と層状性領域の判別 -

菊地 理・上田 博 (北大・理)
J-COARE 観測グループ

<はじめに>

パプアニューギニア、マヌス島におけるTOGA COAREのレーダー集中観測期間中の1992年11月24日、クラウドクラスターの一部がマヌス島周辺で発達し、その発達の過程がレーダーで観測された。このクラウドクラスターの階層的な構造を明らかにするために、GMS-IRデータから対流性領域と層状性領域とを区別する技法、CST(Convective Stratiform Technique)(Adler and Negri(1988))を用いた解析を行い、レーダー解析との比較を行った。

<観測結果>

図1はGMSによる1992年11月23日19LST~25日01LSTまでの0~5°Sの緯度帯における時間-経度断面図である。24日10LSTでは140°E付近と160°E付近に約500kmの水平スケールをもつクラウドクラスターがマヌス島をはさむ形で位置していた。24日10LSTからはマヌス島周辺でも対流活動が活発化し、西側のクラウドクラスターの一部となり、24日16LSTに雲の広がりは最大となった。

このうちレーダーのレンジ内にエコーが広がってきた24日11LSTから16LSTまでのPPI(3°)の時系列(19dBZ以上)を図2に示す。エコーは10LST頃から増加しはじめ、11LSTにはセル状(A)であったエコーは1時間後の12LSTにはライン状(B)に組織化された。13LSTでは地形性のエコー(C)が発達したがエコー面積はさほど広がらなかった。15LST以降は層状雲(D)が広がった。この変化を通じて、エコーの移動速度は非常に遅かったが、その反射強度は急激な変化を示した。

<解析手法>

今回用いた技法CSTではGMS-IRデータ(0.05度格子、毎時)の $T_{8.5}$ の極小値を示す位置を求め、その周囲の $T_{8.5}$ の勾配を計算し、それがしきい値以上の勾配を持つ場合に、その位置を対流性領域とし、その極小値の大きさから対流性領域の面積を決めた。また、層状性領域については、 $T_{8.5}$ の極小値の地点を中心とした50km×50kmの領域でのモード値から得られるしきい値より、 $T_{8.5}$ の低い領域を層状性領域として、対流性領域と層状性領域を判別するものである。尚、今回用いた変換式等はGoldenberg et al.(1990)がWMONEXに適用したものと同様のものを用いた。

<レーダーとの比較>

図3は1992年11月24日13LST、15LSTのGMS-IRデータのCSTによる対流性領域及び層状性領域の分布を示している。一方、図4は図3のそれぞれの時刻に対応するボリュームスキャンによって得られた19dBZ以上のレーダーエコーのエコー頂分布を示している。低仰角のレーダーエコーのPPIから対流活動が活発であったと考えられる13LSTでは、CSTで求められた対流域とレーダー

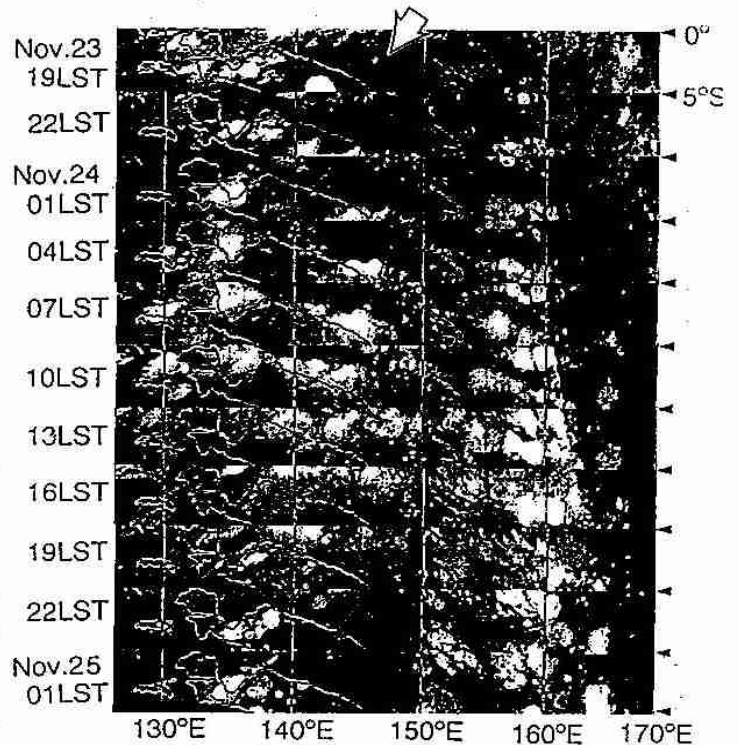


図1 1992年11月23日19LST~25日01LSTの0°~5°Sの緯度帯の時間-経度断面図。矢印の先端がマヌス島(2°S, 147°E)

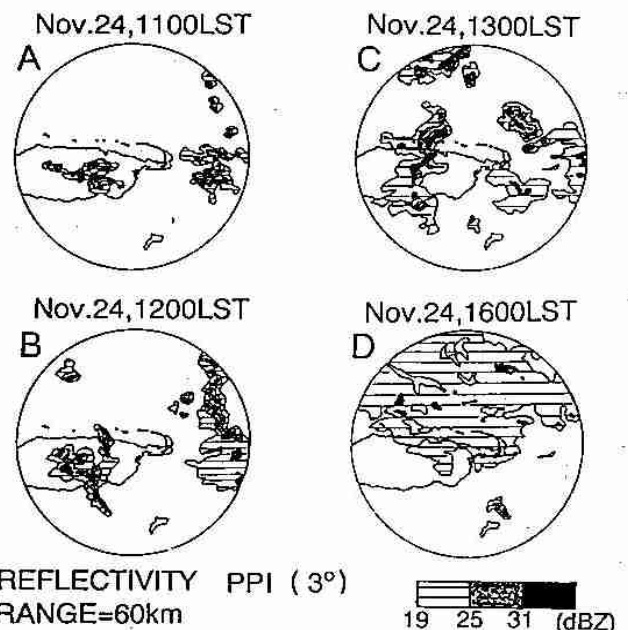


図2 仰角3°のPPIにおける反射強度

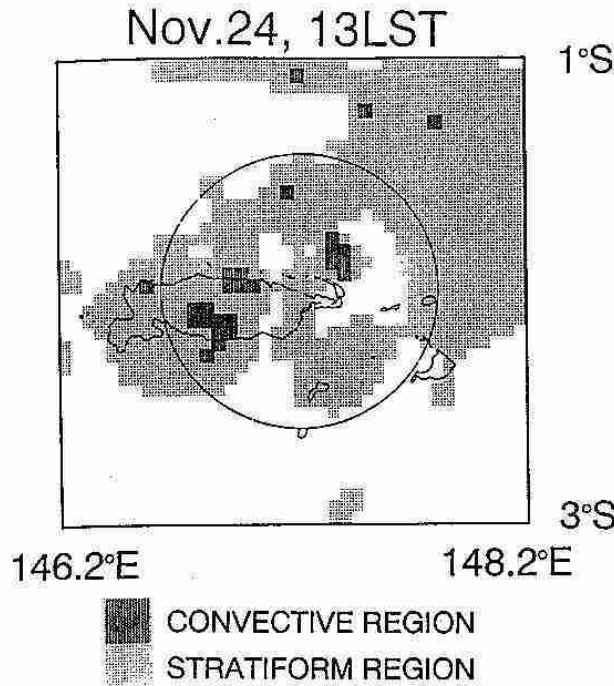


図3 CSTにより求められた対流域と層状域の分布

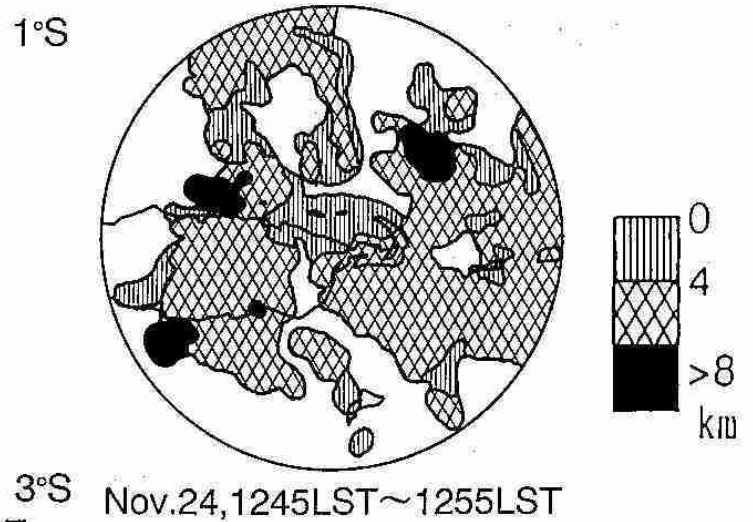


図4 19dBZ以上のレーダーエコーのエコー頂分布

エコー頂の高い場所は良く対応している。19dBZ以上で14km及ぶようなエコー（図4）も見られた。

<まとめ>

GMS-IRデータを用いてCSTによるクラウドクラスターの対流性及び層状性の領域の判別を試み、レーダーとの比較を行った。その結果、図5のレーダーレンジ内のレーダーとCSTから得られた対流性の領域と層状性の領域の占有面積の割合の時間変化からわかるように、13LSTまでのクラウドクラスターの発生期から発達期に相当すると考えられる対流活動の比較的活発なステージでは、CSTとレーダーとから得られた分布は良い一致を見せており、このステージで対流性領域の増加にともなう層状性の領域が広がってゆき、クラウドクラスターの大部分を層状性の領域が占めていることがわかる。しかし、15LST以降の層状性が支配的となるステージではCSTでは層状性領域のしきい値を発達期のT_{BB}の低い層状雲から決定しているため、正確に層状性領域を判別できていないことがわかる。一方、層状性領域が支配的となる15LST以降にもかかわらず、レーダーで22dBZ以上の対流域がピークを示している。これは層状性領域でも融解層より下に対流性の強い領域が存在していることを示しており、熱帯の降水量を考える上では、これらの見積もりも重要であると考えられる。

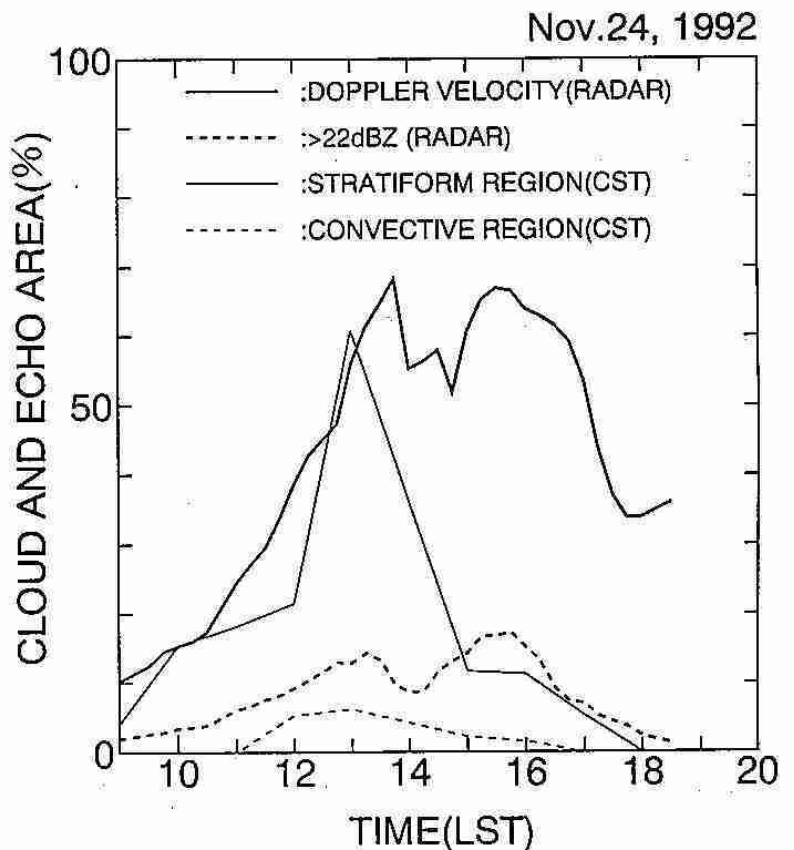


図5 CSTとレーダーから判定された対流性領域と層状性領域の占有面積の時間変化