



Title	陸風の発達・衰弱とエコーパターンの関係：1991年1月21日～23日の事例解析
Author(s)	佐藤, 晋介; 立花, 義裕; 遠藤, 辰雄
Citation	低温科学. 物理篇, 51, 109-121
Issue Date	1993-03-25
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/18617
Type	bulletin (article)
File Information	51_p109-121.pdf



[Instructions for use](#)

陸風の発達・衰弱とエコーパターンの関係*

— 1991年1月21日～23日の事例解析 —

佐藤 晋介・立花 義裕

(北海道大学大学院理学研究科)

遠 藤 辰 雄

(低温科学研究所)

(平成4年11月受理)

Abstract : During a heavy snowfall, the change of a land breeze and echo patterns were investigated using a single Doppler radar. There are clear diurnal variations in a land breeze depth and intensity. When a land breeze is weak, many line echoes like a longitudinal mode or a transverse mode appeared. On the other hand, a band echo appeared when a land breeze developed. The stronger the land breeze, the more a band echo develops. A deep cold air advection in a synoptic scale is important for the development of convective clouds. A potential instability associated with a cold air advection produces convective clouds. Also, a cold air advection strengthens a land breeze.

要旨 : 石狩川河口付近に設置した1台のドップラーレーダー観測から、大雪が降ったときの陸風の時間変化とエコーの形態の関係を調べた。観測された陸風の強さと厚さには明かな日変化が認められ、陸風は北海道内陸部の放射冷却によって生成される冷気流であることが確認された。この陸風が弱いまは存在しない期間は、LモードまたはTモードの筋状エコーが見られ、陸風が発達すると帯状エコーが形成された。帯状エコーは陸風が強い時の方が発達し、陸風の厚さは最大1 kmに達した。発達した帯状雲の成因は上空の強い寒気の侵入であると考えられ、それによって対流不安定な成層が形成されるのと同時に、陸風も強化される。そして、対流雲の発達過程には、不安定成層の存在と陸風と季節風の間形成される下層収束が重要な役割を担っていると考えられる。

Key words : Doppler radar, Land breeze, Snowfall

キーワード : 降雪, ドップラーレーダー, 陸風

* 北海道大学低温科学研究所業績 第3631号

I. 緒 言

北海道西岸地方で発生する局地的大雪の原因である小低気圧または帯状雲については古くから多くの研究がある^{1,2)}。また、これらの雲の発生時には、ごく下層に北西季節風と反対方向の風向を持つ陸風が出現しており、この陸風によって降雪が海岸部に集中することが知られている³⁾。

石狩平野におけるドップラーレーダー観測によって、北海道西岸帯状雲には温暖前線型と寒冷前線型の二つのタイプがあり、それらの詳しい内部構造が分かっている^{4,5)}。また最近では、2台のドップラーレーダー観測によって⁶⁾、陸風が石狩平野から石狩湾上に吹き出す様子が3次元的に得られている⁷⁾。これらの研究はいづれも、陸風の存在が降雪雲の発達と降雪の集中化に重要な役割を果たしていることを示唆するものである。また、北海道以外の場所でも、陸風が降雪雲の発生・発達過程に寄与することが報告されている⁸⁾。

ところが、これらの研究はある限られた時間の事例解析であるものが多く、大雪が降るときの陸風の強さや立体構造の時間変化を長時間連続的に調べた研究は少ない。また、陸風の時間変化に注目してエコーの形態の変化を調べることは、対流雲の構造と組織化を考える上でも非常に重要であると思われる⁹⁾。

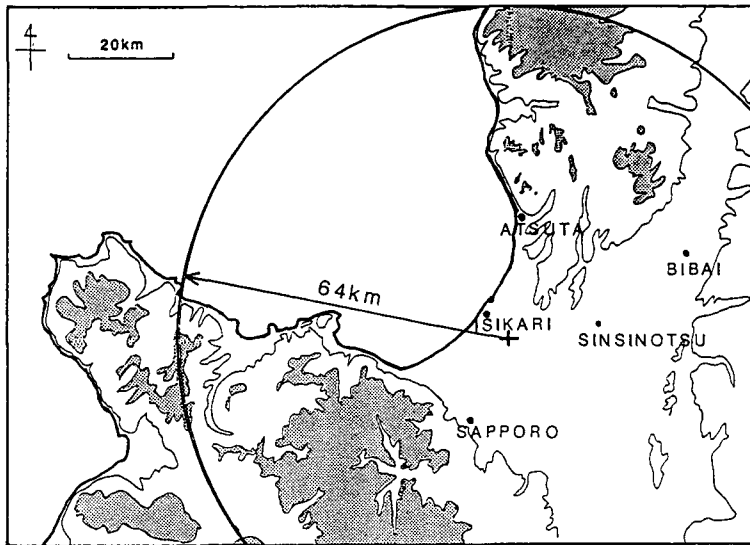
そこで本研究では、石狩湾周辺に大雪が降った2日半にわたる事例において、陸風の強さや構造の時間変化を詳しく解析して、その成因や性質を調べる。また、エコーの形態と陸風の強さを比較することによって、様々なタイプの降雪雲に果たす陸風の効果について考える。

II. 観測及び解析方法

1991年1月19日から2月3日にかけて、主に1台のドップラーレーダーによる石狩湾周辺における降雪雲の集中観測が行われた。第1図に示したように、ドップラーレーダーは海岸線から5 km 内陸に入った、石狩川の河川敷に設置した。レーダー観測地点は、北海道内陸部で形成された冷気流、すなわち陸風が石狩平野の低地帯（美唄－新篠津－石狩）を通過して石狩湾に吹き出す通り道になっていると考えられている¹⁰⁾。それ故、レーダーの真上の風向・風速の鉛直プロファイルを調べることによって陸風の強さの時間変化を知ることができる。

レーダー真上の風は、仰角20°でレーダーアンテナを円錐走査することによって求められる（VAD法¹¹⁾）。このとき計算される風は、レーダーを中心とした直径5～10 kmの円内の平均風である（高度1～2 kmの場合）。また、エコーの形態は高度500 mの水平断面（CAPPI）を用いて調べる。その他、札幌管区気象台のレーウィンゾンデ、石狩平野内のアメダスデータも合わせて解析を行う。

解析を行った期間は、集中観測期間のなかで最も降雪量の多かった1991年1月21日から23日までで、この期間はレーダー真上付近に常にエコーが存在し、風向・風速が10分間隔で連続的に得られている。

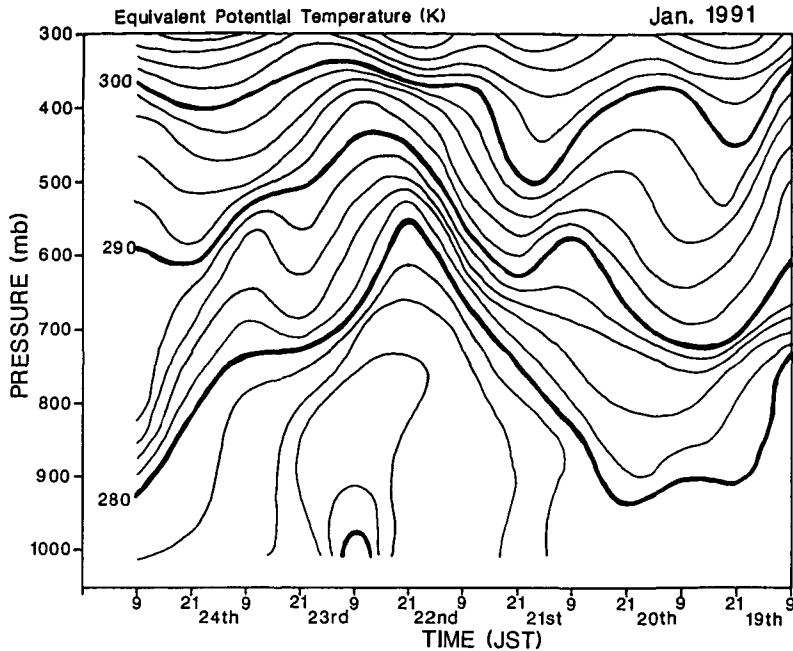


第1図 レーダーの観測範囲と解析に用いた AMeDAS 観測点

III. 陸風の時間変化

解析を行った1月21日から23日までの期間は、北海道付近は常に西高東低の冬型気圧配置であったが、21日から22日にかけて本州南岸を通過した低気圧に伴い、上空に強い寒気が入り込んできた。相当温位の時間・高度断面（第2図）を見ると、21日～24日にかけて寒気ドームが札幌上空を通過して行ったことが分かる。23日朝には寒気ドームは高度400 mbにまで達しており、地上付近では急激に気温降下が起こっている。また、21日朝と24日朝には高度600 mb付近に小さな寒気ドームが見られる。これらの寒気の侵入に伴い、22日～23日には、高度750 mb以下で対流不安定な成層状態が見られる。解析期間中の気象衛星画像によると、日本海北部は常に筋状雲で覆われていたが、北海道の内陸部は晴れており、放射冷却によって陸風が発生し得る場があった。また、22日夜から23日早朝にかけて留萌付近から札幌にかけての海岸線上には、形は不鮮明だが非常に背の高い雲が発生していた。

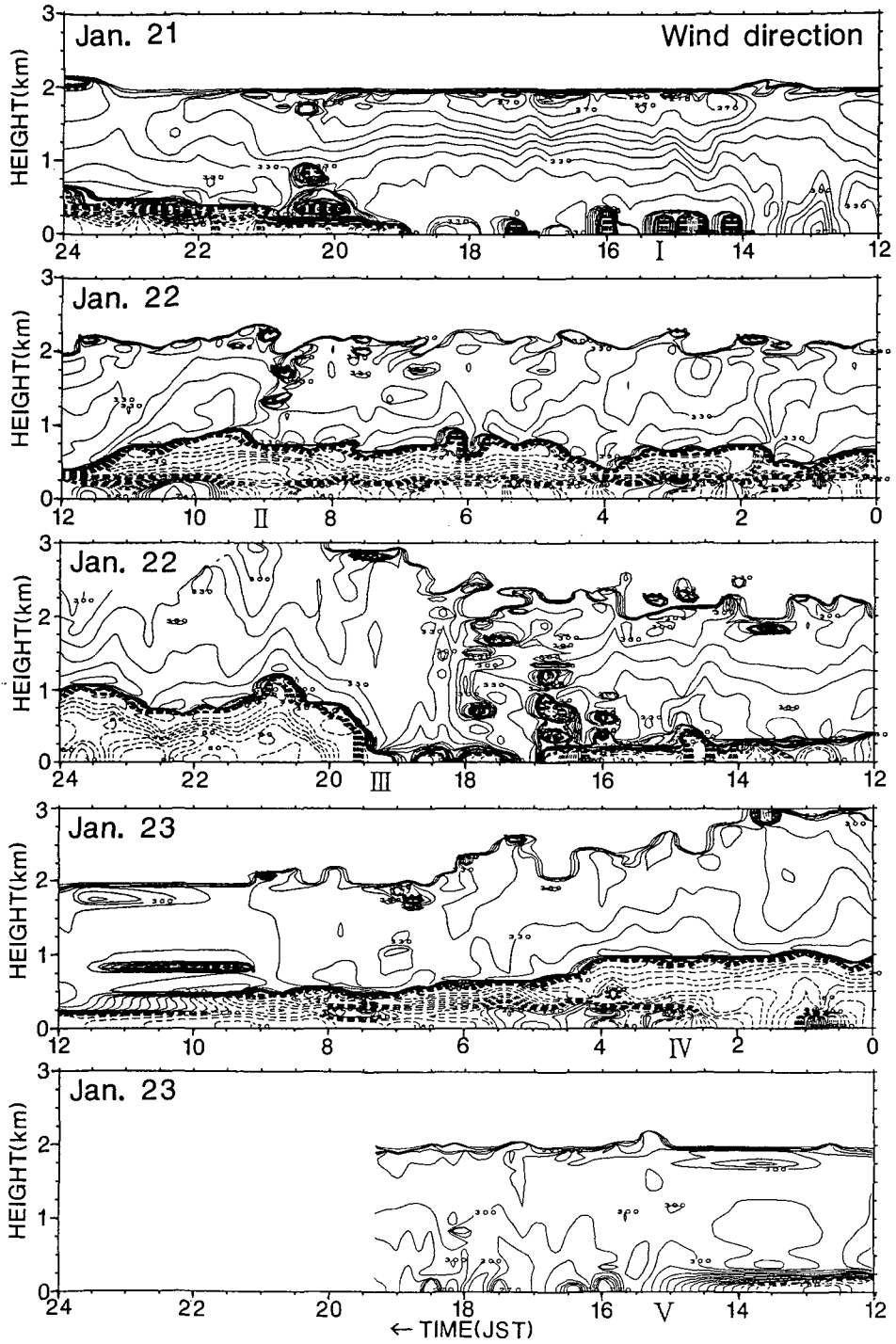
第3図は、レーダー真上の風向の時間・高度断面である。陸風（点線で示した領域）は、22、23日とも、前の日の19時頃に発生しその厚さを増していくが、日射量が増える午前中には衰退していき、14時頃にはほとんど消滅するといった日変化を示していることが分かる。このような陸風は、冬季間毎日のように現れるわけではなく、季節風の弱い時、すなわち北海道付近の気圧傾度がゆるんだ時によく見られる。実際、第3図に見られるように季節風の強かった21日には陸風は現れていない。次に、陸風の日変化について詳しくみると、22日に限り14時から19時の間も高度200 m以下のごく下層に陸風が残っていることが分かる。陸風の厚さは、21日か



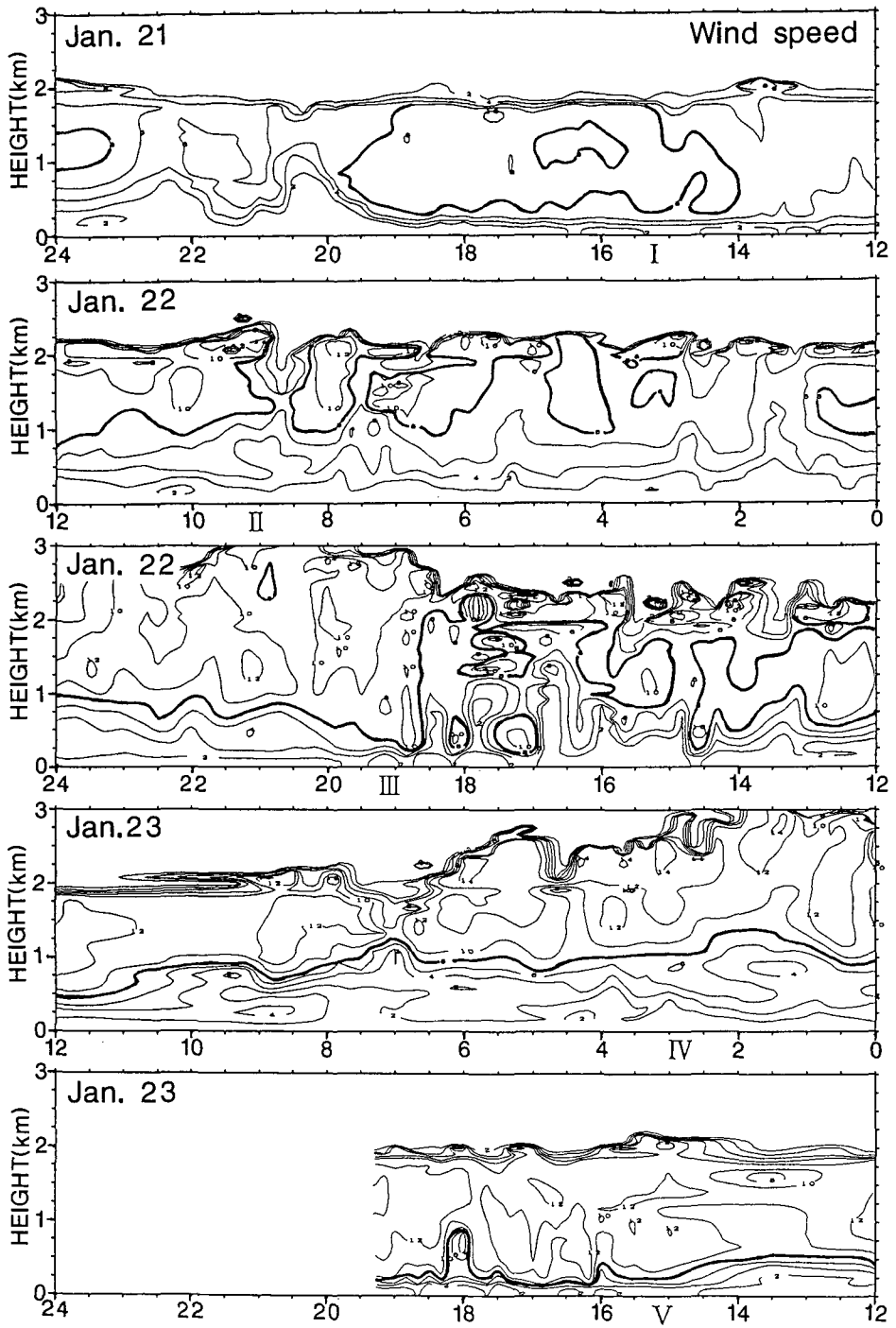
第2図 札幌上空における相当温位の時間・高度断面図

ら22日にかけては最大800 m、22日から23日にかけては最大1000 mにも達している。また、第4図によると、陸風内の風速は21日から22日にかけては5 m/s以下であるのに対し、22日から23日にかけては8 m/s以下である。すなわち、22日から23日にかけての陸風のほうがより発達していたことが分かる。このような特徴を持つ陸風は、一般に知られている海陸風に比べかなり大規模なものであると考えられる。また、基本的には陸風の規模や強さは日変化しているが、強い寒気が侵入した場合、ごく下層では1日中陸風が吹き続けることから、一般の海陸風とは成因や性質を異にするものであると考えられる。

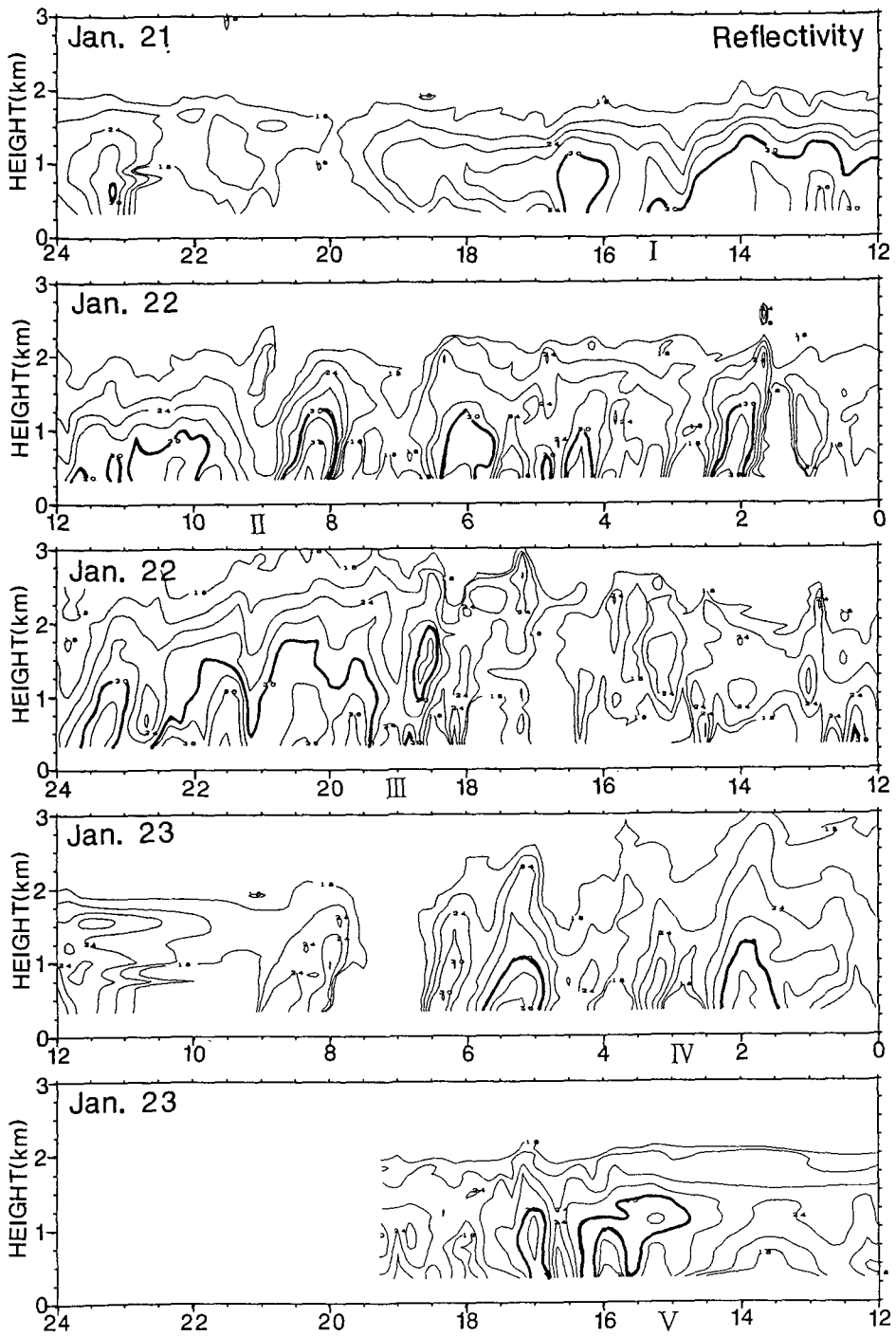
次に、22日19時頃の風向風速の変化に注目すると、19時を境にして高度2 km以下で突然風速が大きくなっていることが分かる。ほぼ同時に、風向も高度1 km以下で急激に東向きに変わっている。このことは、この時刻を境に性質の異なる空気塊が侵入したことを示唆する。また、反射強度の時間変化を見ると(第5図)、陸風が急激に強くなった19時頃から、エコー頂高度が3 kmを越えるような発達した対流雲が連続的に通過したことが分かる。この時地上では、反射強度30 dBZ(降水強度に換算すると約2 mm/hr)以上という強い降雪が3時間以上も続いている。そのほかの時刻についても反射強度と陸風の強さを比べてみると、陸風が現れている期間に限れば、陸風が強いほど反射強度の大きなエコーが通過することが多い。逆に、陸風が弱い21日19時~23時、22日12時~18時、23日08時~14時といった期間は、顕著なエコーは通過していない。しかし、陸風が現れていない時刻、すなわち季節風が卓越している時には、いわゆる筋状雲による強いエコーが見られる(21日12時~15時、23日16時前後等)。



第3図 レーダー上空の風向の時間・高度断面図。点線は東風成分が正の領域を示す



第4図 レーダー上空の風速の時間・高度断面図。太線は8 m/sの等値線を示す



第5図 レーダー上空の反射強度の時間・高度断面図。太線は 30 dBZ の等値線を示す

IV. 特徴的なエコーの形態

北海道地方の大雪は、温帯低気圧の前面の層状性エコーによる大雪と、後面の対流性エコーによる大雪に大別される。さらに、低気圧後面の流れおよび大陸の寒気の吹き出し時の大雪は、大きく分けて季節風型と小低気圧型に分類される。季節風型の降雪は、多数の細い線状エコー（筋状エコー）によってもたらされ、850 mb 以下の下層の風向に平行な L モードエコー (longitudinal mode echo) と、ほぼ直交する T モードエコー (transverse mode echo) の 2 種類がある。これらの違いは、風のシアベクトルの方向の違いによって生じると言われている。小低気圧型の降雪は、北海道付近の気圧傾度がゆるんだ時に起こり、幅の太い帯状エコーまたは渦状エコーによってもたらされる。この時北海道西岸地方では、下層に季節風と反対方向の陸風（東風）が存在することが知られてる。また、この陸風すなわち北海道内陸から吹き出す寒気が後退する時に見られる帯状エコーを温暖前線型、前進するときを寒冷前線型と呼んでいる。

今回解析を行った 2 日半の期間中、L モード、T モードといった季節風型のエコーに加え、陸風を伴う帯状エコーが数例観測された。第 6 図に、解析期間中に見られた特徴的なエコーの形態をスナップショットで示す。

タイプ I : 「T モードエコー」(21 日,11:26 - 18:01)

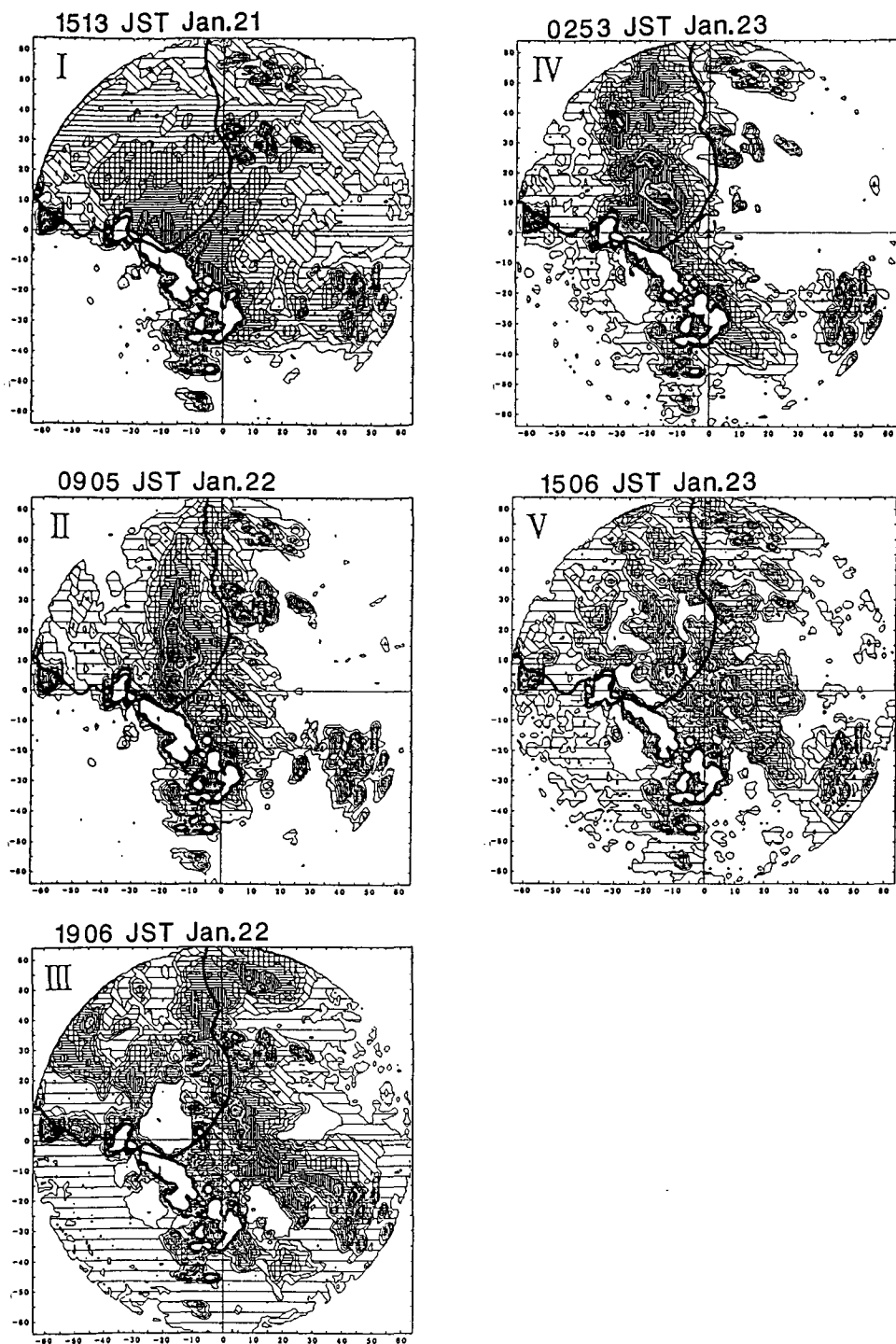
積丹半島から北東方向に伸びる何本もの筋状エコーは、下層の風（季節風）によって東南東に移動し、つぎつぎと石狩平野に侵入する。また、強いエコー域は小樽以東の積丹半島沿いに見られる。この時の風の場を見ると(第 3, 4 図)、陸風は全く見られず、風速は下層近くまでほぼ一定で、8 m/s 近い風が吹いている。風向は高さと共に反時計回りに変化しており、筋状エコーの走向はシアベクトルの方向（北東方向）と一致している。

タイプ II : 「温暖前線型帯状エコー」(22 日,08:43 - 12:59)

南北に伸びる幅 30 km 程度の帯状エコーは、陸風が弱まるにつれて(第 3 図)、東に移動し上陸する。しかし、エコーが上陸した後にも下層には陸風は残っている。このエコーは、陸風がまだ強い時、即ち帯状エコーが海上に位置する時には発達しているが、上陸後は急激に衰退する。

タイプ III : 「寒冷前線型帯状エコー」(22 日,18:02 - 23:58)

北から南東方向に伸びる湾曲した帯状エコーは、南西方向に移動する。その後面には非常に発達した陸風がある(第 3 図, 22 日,19:30 以降)。すなわち、強い北東風(陸風)が、季節風に打ち勝って、エコーを海上に押し出すと考えられる。このエコーの特徴は、陸上においてもかなり発達していることで、レーダー上空のエコー頂高度は 3 km 以上、反射強度も数時間連続して 30 dBZ 以上であり、最大値は 36 dBZ 以上であることが分かる(第 4 図)。



第6図 解析期間中に見られた5つの特徴的なエコーパターン。高度500 mの水平断面における反射強度を示す。

タイプⅣ：「海上で停滞する帯状エコー」(23日,00:17 - 09:16)

陸風が発達している間は、帯状エコーは海上のほぼ同じ位置で停滞しているが、陸風が弱まってくると(5時以降)、東進をはじめ温暖前線型帯状エコーとなる。すなわち、陸風がある程度以上の勢力を保っている間は、帯状エコーの位置は北西季節風と陸風の間でできる陸風前線によって決まるが、陸風の勢力が弱まると帯状エコーは季節風に押され東進を始めると考えられる¹²⁾。

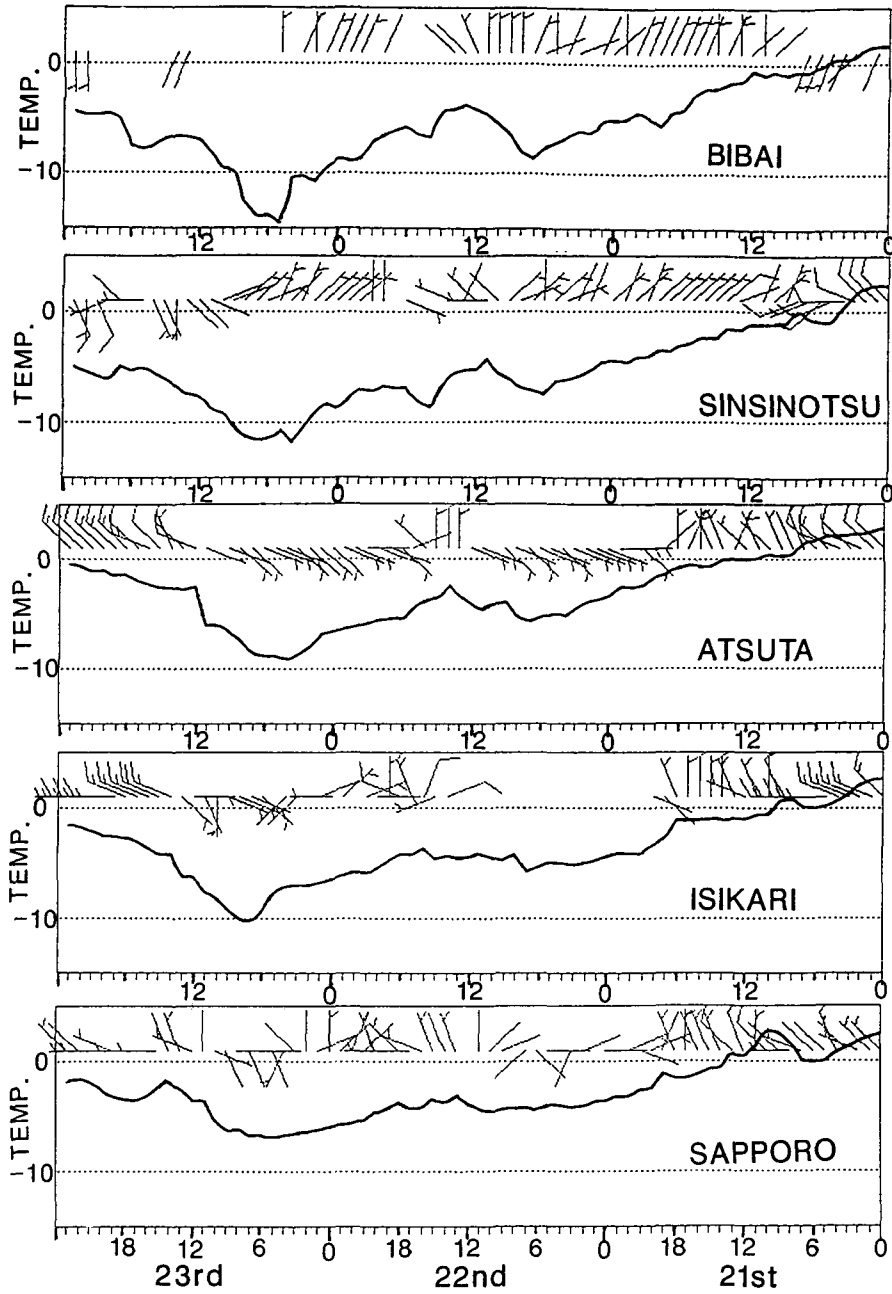
タイプⅤ：「Lモードエコー」(23日,11:37 - 15:36)

陸風がほとんど消えた時に(高度200-300mのごく下層には残っている)、北西季節風に沿った筋状エコーが現われる。ごく下層を除けば、風向は約300°、風速は10~12m/sとほぼ一定である。このエコーは、上陸後もかなり対流性が強く、内陸部まで局所的な大雪をもたらす。しかしこの例では、あまりはっきりと線状に組織化されておらず、全体としてはさほど発達したエコーは見られない。

V. 考 察

これまでの解析では、石狩川河口付近で観測された東風成分の風を簡単に「陸風」と定義して扱ってきたが、この高度数100m以下の下層に現われる東風についてももう少し詳しく考えてみる。まず、北海道付近が単純な西高東低の冬型の気圧配置であるとしたら、明らかに東風は非地衡風であり地形の影響等が原因とみなせる。しかし、北海道西岸に小低気圧が発生していたならば、東風はその小低気圧に吹き込む流れと解釈することもできる。今回は気圧場等のメソ解析は行っていないが、これまでの研究成果¹³⁾をふまれば、今回の事例でも帯状エコーが現れている期間には小低気圧が発生していたことが十分考えられる。そこで、今回1地点で観測された東風がどのくらいの範囲に広がっているかを調べるために、石狩平野内のアメダス観測点の風の時系列を第7図に示す。まず、レーダー観測点に最も近い石狩では、レーダーでも観測されたとおり21日18時過ぎから23日12時まで東風が観測されている(calmな状態も含む)。同様に海岸線近くにある厚田でも、同じ時間帯に東風が観測されている。しかしながら、内陸部の美唄、新篠津では、北北東ないしは北東の風が続いており、これは石狩平野北部の北北東に伸びる低地帯(第1図参照)に沿った地形性の風と考えられる。ちなみに札幌で時折見られる北~北西風は、手稲山麓に沿って侵入するエコーに伴ったものと思われる。次に、風向および気温の日変化に注目すると、いつれの観測点も日射による気温上昇がみられる22日12時から数時間の間に、北~北西風すなわち季節風が現れており、陸風が弱まったと考えられる。また最初に第3図で見たように、陸風の厚さや強さは明らかに日変化をしている。これらの結果から、大雪の時に見られる東風は、北海道内陸部で放射冷却によって形成された冷氣流すなわち陸風が石狩平野を通して海上に吹きだしたものであって、小低気圧の循環による効果は小さいと結論づけられる。

今回の解析期間中に見られた陸風は、23日朝の方が22日朝のものよりも発達している。ま



第7図 AMeDAS 観測点における風と気温の時間変化

た、アメダスによる地上気温も 23 日 6 時頃に最低を記録している。これらの観測結果は、第 2 図に示したような上空の寒気と密接に関係している。すなわち、大雪が降るときに見られる大規模な陸風の発達には、上空の寒気の侵入が最も重要な因子である。ただしそのほかにも、北海道内陸部には雲が無いといった条件や、オホーツク海の流氷の状態も関係すると思われる。また、帯状雲で生成された雪粒子が風で流され冷たく乾いた陸風内で蒸発することによって、周りの空気を冷やし陸風を強化するといったメカニズムも知られているが⁷⁾、その効果は総観場の効果と比べると小さい。

最後に、大雪をもたらす帯状雲の発生と発達の原因について簡単に述べる。これまで、大雪が降るときの陸風の存在の重要性を述べてきたが、陸風の存在が帯状雲発生の直接的な原因であるかどうかは分からない。なぜなら、大規模な陸風の発達は寒気の侵入が主要因と考えられるが、陸風が発達して海上に吹き出す前に、上空の寒気の侵入は対流不安定な成層を作り出す。このことから、最初に対流不安定な成層状態が対流雲の発生を促進し、陸風前線はそれらの組織化や維持過程に重要な役割を果たすと考えるのが妥当であろう。また、対流雲の発達には対流不安定の解消に加えて、凝結による潜熱の放出も重要であると考えられる。

VI. 結 論

石狩湾の海岸線付近に設置した 1 台のドップラーレーダー観測から、2 日半にわたって続いた大雪の事例解析を行い、陸風の発達・衰弱の時間変化とエコーの形態の関係を調べた。細かい時間・高度分解能で観測された陸風の強さと厚さには、明かな日変化が認められ、陸風は北海道内陸部の放射冷却によって生成される冷気流であることが確認された。解析期間中、日変化をする陸風に大きく依存して、いくつかのエコーパターンが現れた。陸風が弱くまたは存在しない期間は、LモードまたはTモードの筋状エコーが見られたが、陸風が強まると帯状エコーが形成された。上空に強い寒気が侵入した 22 日夜～23 日朝には、厚さ 1 km に達する発達した陸風が現われ、寒冷前線型帯状エコーが陸風に押し出されるように南西方向に移動した。このエコーは、少なくとも陸上においては、解析期間中でもっとも発達したものであり、降雪量としても最大のものであった。しかし、発達した陸風と発達したエコーはいわば結果であり、それらの原因となるものは、上空の強い寒気の侵入であると考えられる。すなわち、寒気の侵入によって対流不安定な成層が形成されると同時に、陸風も強化される。そして、対流雲の発生・発達過程には、対流不安定の解消や、発達した陸風と季節風の間形成される下層収束が重要な役割を担っていると考えられる。

本研究は、文部省科学研究費「都市の豪雪災害の予測と軽減・防除に関する研究」(研究代表者: 菊地勝弘) の援助によるものである。また、観測においては、西山直樹氏(北大・理)、小沢久氏(ETH) に協力していただいた。ここに感謝の意を表します。

文 献

- 1) 長谷川徳太郎 1949 北海道西岸に発生する副低気圧に就いて, 研究時報, **1**, 207-212.
- 2) 岡林俊雄・里見穂 1971 レーダーと気象衛星による雪雲の研究 (I) (北海道石狩湾付近の小低気圧を中心に), 天気, **18**, 573-581.
- 3) Tsuboki, K., Y. Fujiyoshi and G. Wakahama, 1989 Structure of a land reeze and snowfall enhancement at the leading edge. *J.Meteor.Soc.Japan*, **67**, 757-770.
- 4) 藤吉康志・坪木和久・小西啓之・若濱五郎 1988 北海道帯状収束雲のドップラーレーダー観測 I: 温暖前線型, 天気, **35**, 427-439.
- 5) Tsuboki, K., Y. Fujiyoshi and G. Wakahama, 1989 Doppler radar observation of convergence band cloud formed on the west coast of Hokkaido Island. II: Cold frontal type. *J.Meteor. Soc. Japan*, **67**, 757-770.
- 6) 佐藤晋介・若濱五郎 1991 2台のドップラーレーダーによる3次元風速場の測定, 低温科学, 物理篇, **50**, 23-35.
- 7) Satoh, S., Y. Fujiyoshi, G. Wakahama, R. Shirooma and H. Uyeda, 1992 Dual Doppler radar observation of convergence band cloud. In Proc. 11th Int. Conf. on Clouds and Precipitation, 628-931.
- 8) Ishihara, M., H. Sakakibara and Z. Yanagisawa, 1989 Doppler radar analysis of the structure of mesoscale snow bands developed between the winter monsoon and the land breeze. *J.Meteor. Soc. Japan*, **67**, 503-520.
- 9) 小倉義光 1990 メソ対流系の構造と組織化に及ぼす環境の影響, 天気, **37**, 439-465.
- 10) Tachibana Y., 1992 Discharge of cold air pool and its influence on prolongation and concentration of coastal snowfall. *Tellus*. (submitted).
- 11) 坪木和久・若濱五郎 1989 1台のドップラーレーダーを用いた風速場の測定法-最小二乗法を用いたVAD解析-, 低温科学, 物理篇, **47**, 73-88.
- 12) 牛山朋来・佐藤晋介・遠藤辰雄・藤吉康志・武田喬男 1992 石狩湾上における帯状雲の3次元風速分布と発達過程-1992年1月23日の事例解析-, 低温科学, 物理篇, **51**, 123-137.
- 13) 小林文明・菊地勝弘・元木敏博 1987 冬季北海道西岸に発生する帯状収束雲の研究 (I), 北海道大学地球物理学研究報告, **49**, 341-357.