

冬期石狩湾における陸からの冷気流フロント上に発生する降雪雲観測

中山恵介¹・長谷川和義²・藤田睦博³

¹正会員 工修 北海道大学大学院助手 工学研究科 (〒060-8628 北海道札幌市北区北13条西8丁目)

²正会員 工博 北海道大学大学院助手 工学研究科 (〒060-8628 北海道札幌市北区北13条西8丁目)

³正会員 工博 北海道大学大学院教授 工学研究科 (〒060-8628 北海道札幌市北区北13条西8丁目)

石狩湾中央で冷気流の流出にともなって発生する雪雲の特性を過去3年間のデータを基に解析したものである。カイト気球観測・ピンネシリレーダデータ・SNET・ゾンデデータを用いることにより冷気流と雪雲の発生・発達・推移・衰退との関係を確認した。過去3年間のレーダデータ・SNET・ゾンデデータより雪雲の規模をLevel0~Level3まで定義し、その発生予測が冷気流フロントに平行する上空南北風速成分により可能であることを見いだした。

Key Words : cold air flow, kite balloon, sonde, sodar, snow clouds, SNET, weather radar

1. はじめに

石狩湾周辺において、一冬を通じて多くの降雪パターンが存在する。陸からの冷気流フロント上に発生するもの、季節風に平行に発生するもの、季節風に直交して発生するもの、岬・半島周辺を起因として発生するものである。本研究は、その中で冷気流を起因として発生する雪雲について特性をつかみ、予測・防災の精度向上に役立てることを目的としている。

陸からの冷気流フロント上に発生する雪雲(以下、冷気流フロント上における雪雲と呼ぶ)とは以下に示されるようなものである^{1), 2), 3)}。夜間北海道内陸部に放射冷却により冷却された冷気が山間部を縫うように降下してゆき、平野部にプールされ海上に張り出す。その張り出した冷気流の先端が、あたかも前線のフロントを形成するかのごとく働き、雪雲を発生させる。この雪雲は冷気流が石狩湾上に停滞している間、発生・発達し続ける。この種の雪雲は規模の大小の違いはあれ、年に10数回発生する。更に、雪雲は石狩湾小低気圧と呼ばれるメソサイクロンへと変化する可能性も秘めている。大規模な降雪の発生は年を通じて必ずしも頻度が多くないが、豪雪をもたらす可能性のあるこの雪雲について知識を得ることは重要であるといえる。

これまで、多くの研究がメソスケールの風の収束線上に発生する雪雲について行われてきた。石狩地方、札幌周辺都市部においては、豪雪をもたらす雪雲に関

して多くの研究がまとめられており、その中にはドップラーレーダ・ゾンデデータ・ドップラーソーダを用いて豪雪をもたらした雪雲と冷気流の関係を、時系列的に考慮して考察したもの^{4), 5)}、日本海上において発生する収束雲を微格子プリミティブモデルを用いて数値実験により構造を調べたもの^{6), 7)}、日本海中部において発生する収束雲をレーダ及び空中撮影により立体構造を調べモデルを提案したもの⁸⁾、北海道石狩湾周辺においてドップラーレーダを用いたアメダスデータと比較し降雪の特徴を調べたもの⁹⁾、ミシガン湖に冷気が進入した際の雪雲の発生の様子を数値計算により調べたもの¹⁰⁾などが存在する。

これらの研究の多くは、ある特定の雪雲の構造を解明しようとするものであり、年間を通じての降雪雲を包括的に調べたものではない。本論文で対象としている雪雲は、1993年~1996年の冬期間のものであり、レーダデータ・SNET(Sapporo Information Network)・カイト気球観測により相互の関係が考察されている。従って、冬期間を通じていつ起こるか分からない降雪災害予測に適用するに適したものである。本論文は冷気流をとまらぬ降雪をカイト観測・地上データ・レーダから確認し、上空風速との関係を明らかにしたものである。

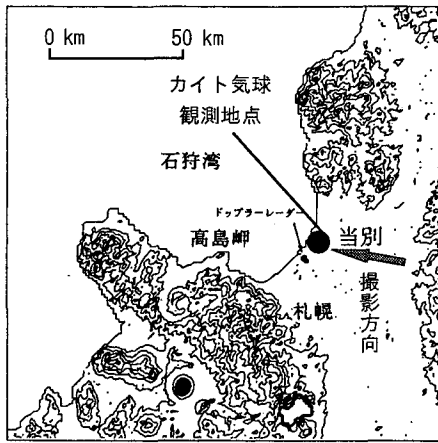


図-1 研究対象範囲図 (コンタは等高線を示す)

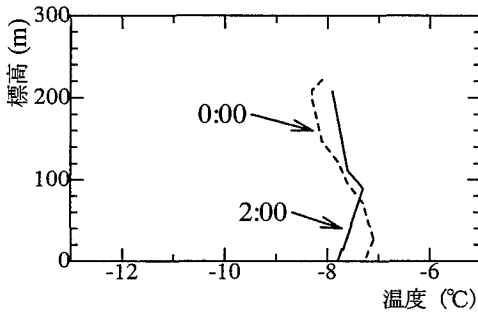


図-2(a) 2月18日0:00-2:00における鉛直温度分布

表-1 カイト気球観測日時及び地表面観測値

観測日時 (1996年)	温度 (°C)	湿度 (%)	風速 (m/sec)	風向
2月17日22:00	-7.1	57	1.86	西
2月18日 0:00	-6.6	69	0.95	南南東
2月18日 2:00	-6.2	80	1.00	南南東
2月18日 4:00	-9.7	87	0.41	南南東
2月18日 6:00	-11	87	0.52	南南東
2月18日 8:00	無し	無し	無し	無し

2. 冷気流をともなう雪雲観測

(1) カイト気球観測

1996年2月17日～18日にかけて著者らはカイト気球観測¹⁾を行い、小規模なものではあるが冷気流張り出しをともなった降雪観測に成功した。図-1に観測地点を示す。観測項目は、温度・湿度・圧力である。冷気流は17日22:00～18日6:00まで観測された。表-1に観測日時とともに、観測地点における地表面温度・湿度・風速・風向を示す。2月17日22:00以前は季節風が強く観測ができず、2月18日8:00以降は降雪をともなった季節風が強く観測不能であった。

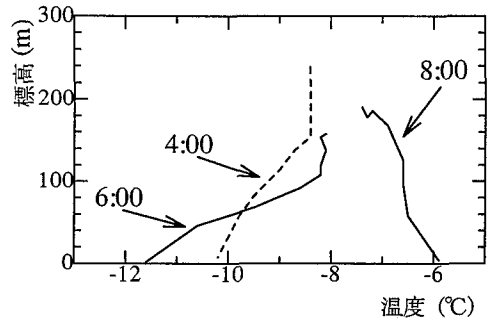


図-2(b) 2月18日4:00-8:00における鉛直温度分布

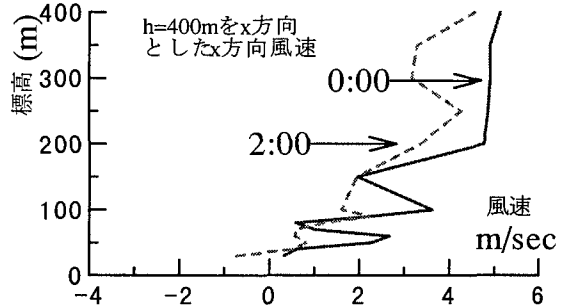


図-3(a) 2月18日0:00-2:00における鉛直風速分布

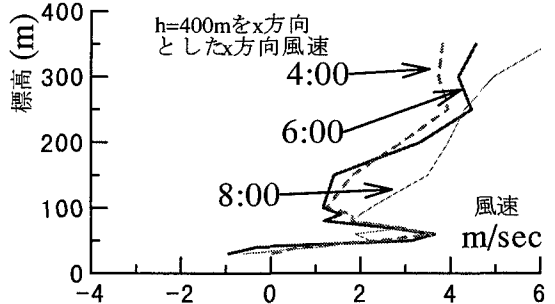
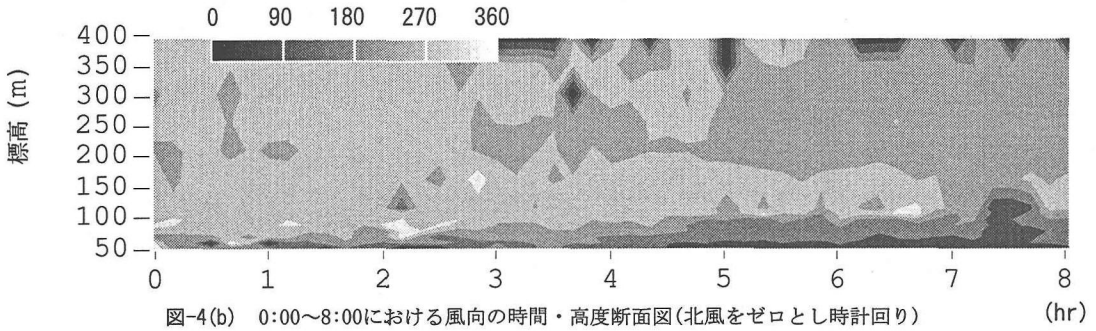
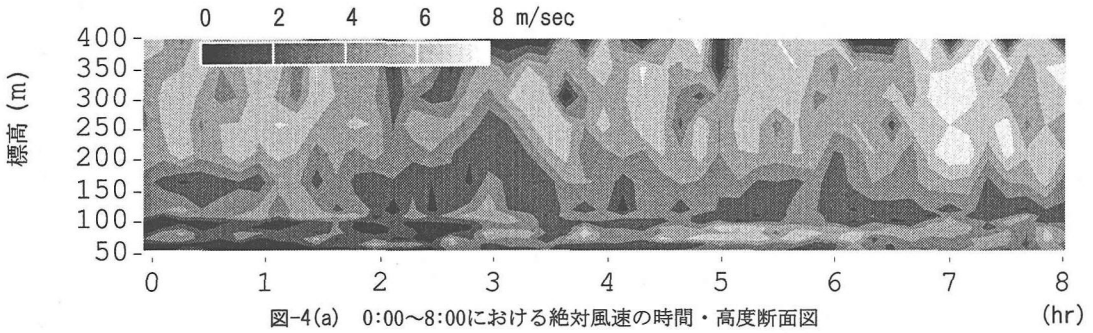


図-3(b) 2月18日4:00-8:00における鉛直風速分布

図-2(a) (b)に観測結果を示す。尚、生データはカイト気球が、乱流により振動しているためスムージングされている。観測結果によると、4:00において温度勾配変化している地点の高さがおよそ160m、外部流である季節風との温度差2°Cであり鉛直方向に最大に発達しているのが分かる。6:00において気温差は4°C弱と大きくなっているが、温度勾配変化している地点の高さがおよそ100mと低くなっている。8:00には下層の気温が高くなり、海上への冷気の張り出しが弱まってきている事を示している。

図-3(a) (b)に2月18日0:00-8:00における風速分布を示す。風速分布はドップラーソーダにより得られているが、標高400mを超える領域について計測不能であったため、標高400m風速ベクトルを基準(ほぼ西風)に同方向風速を示した。更に、風速において変動成分を取り除くために、前後10分間での平均値を用いた。



風速をみると2:00において、地上付近で風速の符号の逆転がみられ、それが8:00まで継続しているのが分かる。冷気流から季節風への遷移層がはっきりと現れている4:00-8:00において、冷気流の厚さは約50m程度であり、冷気流シミュレーションとほぼ同様の結果を示している¹²⁾。尚、冷気の海上への移流がカイト気球観測により確認されなかった場合、遷移層が生じず、速度勾配はどの高度においてもほぼ一定であった。

図-4(a) (b)に、鉛直風速分布の時間変化の特徴を連続的に見るために、時間変化鉛直風速・風向分布図を示す。図-4(a)をみると、冷気流の最盛期である5時以降、下層の冷気流の上60m~80mにその上部風よりも大きな風速が生じている。これは、冷気の張り出しにより上部に押しやられた上部風が、連続の関係を保つために冷気流直上において風速を増大させたものと思われる。図-4(b)においては、およそ3時まで上空風速が主として西風であるが、それ以降下層50m以下において風向が北東から南東であることが分かる。

冷気流からその上部風への風速ベクトルの変化を見ると、冷気流直上の風速の大きなベクトルが、西風成分から反時計周りに回転し風速を減少しつつ、南東成分の冷気流風速ベクトルに遷移層をもって連続していることが分かる。冷気流の推移は、冷気流を密度流と考えた場合、上部の季節風と下部の冷気流との間の界面抵抗により決定され、界面抵抗の方向と大きさは、上部風と下部風との間に存在する遷移層での摩擦速度により決定されることが分かっている¹²⁾。図-5に示

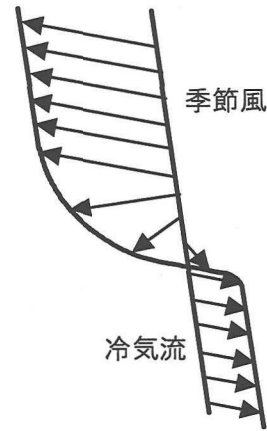


図-5 季節風から冷気流内部への風速ベクトル変化概略図

されるように、上部風から冷気流内部への風速ベクトル変化はコリオリ力によりその回転方向が決定されているため、季節風に対抗する冷気流は進行方向より右寄りの摩擦力を受けることになる。これにより、山地勾配を利用して谷間を流下してゆく地形効果が卓越したもの以外の、石狩川河口付近の水平な地表面における冷気流は、僅かではあるが南風により力を受けることとなる。

これらの観測により、1996年2月18日に地上付近で観測された陸から海上へと向かう風は厚さ50m程度の冷気流であることが分かる。

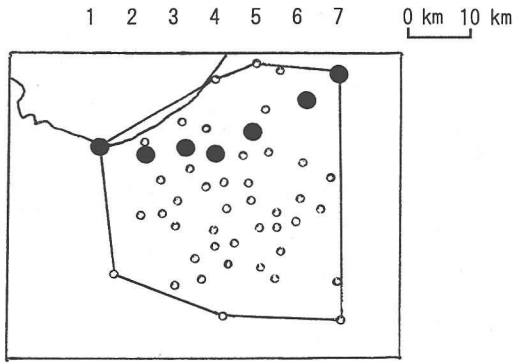


図-6 札幌周辺におけるSNET網

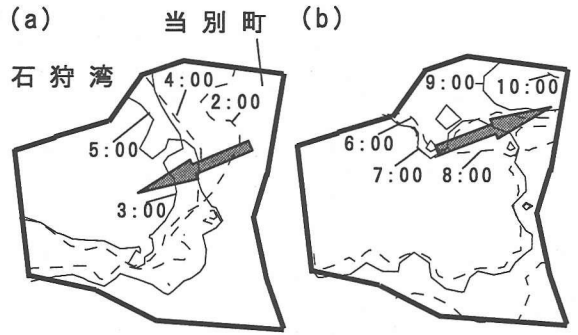


図-8(a) (b) 0:00~10:00における-11℃コンタ時間変化図

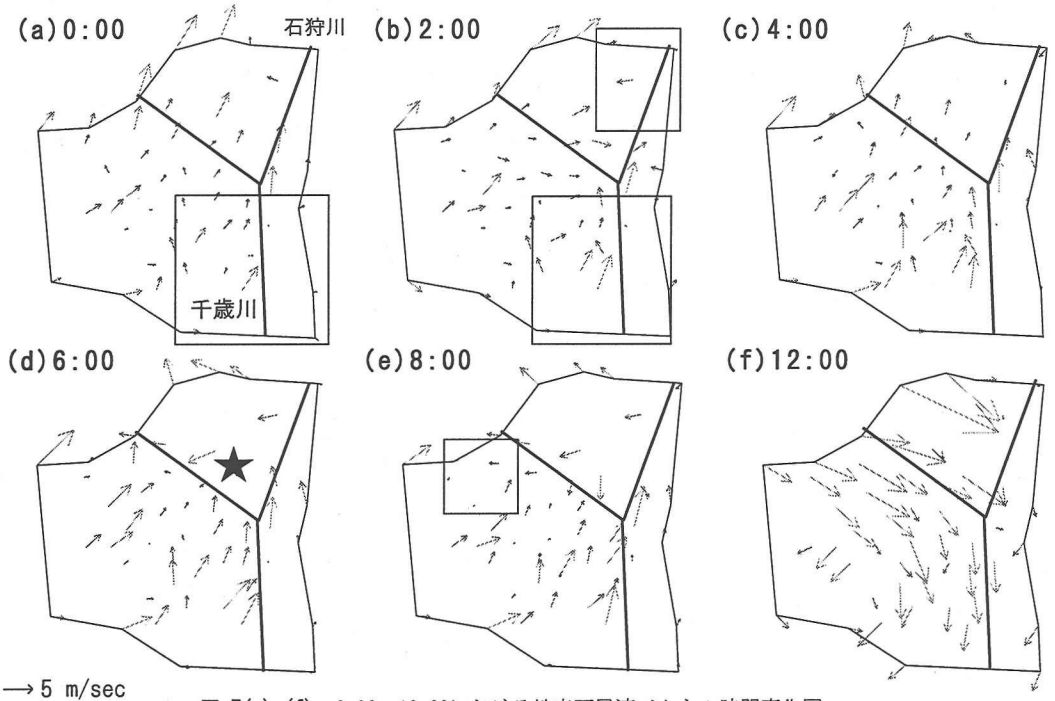


図-7(a)-(f) 0:00~12:00における地表面風速ベクトル時間変化図

(2) SNETによる冷気流解析

冷気流発生を確認するために、札幌市内周辺51地点において地上観測が行われているSNETの温度及び風速・風向を用いた解析を行う。SNETは、図-6に示す通りの観測網をもち、上記以外に降雪量、積雪量の自動記録を行っている。図-7(a)-(f)にそれぞれ0:00~8:00・12:00における風ベクトルを示す。0:00において南東部分に冷気の流下の影響を受けた部分(四角で囲まれた部分)がみられる。2:00において南東部だけでなく北東部にも冷気流の影響が現れ、4:00においては冷気が海上へと張り出しているようすが分かる。この図中の★で示される部分は石狩川と千歳川との合流点付近を示しており、その地点において冷気流が合流し石狩湾へと流下・張り出しているのが分かる。6:00は

4:00と同様冷気の張り出しが海上にはっきりとみられるが、8:00において僅かながら弱まっているのが分かる。さらに降雪が強く観測できなかった12:00においては、季節風である北西風が卓越し石狩平野に吹き込んでいたのが分かる。

図-8(a) (b)は、2月18日2:00~5:00・2月18日6:00~10:00における-11℃気温コンタ変化図である。地上気温-11℃という値は、カイト気球観測の2月18日4:00及び6:00において得られた冷気流の平均気温であり、その時間変化は冷気流フロントの移動を示していると考えられる。図-8(a)において、-11℃で示される冷気流フロントが当別町から石狩湾へと進入し、広がっているようすが分かる。図-8(b)において、冷気流張り出し最盛期は6:00~8:00であり、その後急激

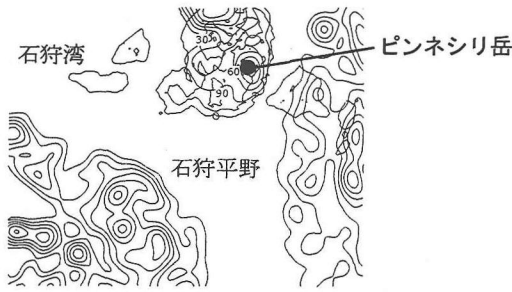


図-9(a) 2月18日3:00における
レーダデータ分布図

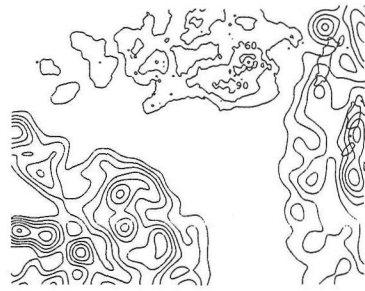


図-9(b) 2月18日5:00における
レーダデータ分布図



図-9(c) 2月18日6:00における
レーダデータ分布図



図-9(d) 2月18日8:00における
レーダデータ分布図



図-9(e) 2月18日10:00における
レーダデータ分布図

に -11°C ラインが衰退している様子が分かる。これは日射による影響と、現地観測時に風向きが急に変わり、風速が増し、カイト気球観測を行うことが出来なくなったことと関係している。冷気流の規模は図-8(b)から考える限り、冷気が石狩平野全体に大きく張り出してはいないこと、張り出し時間が3~4時間程度であることから小規模であったと考えられる。以上により、冷気流の発達・衰退がカイト気球観測・ドップラーソーダ及びSNETデータの両者によりほぼ一致して確認された。

(3) ピンネシリレーダデータ解析

さらに、冷気張り出しにともなう降雪粒子の発生・推移を知るために、北海道ピンネシリ岳に配置されている北海道開発局のレーダを利用した。図-9(a)にピンネシリレーダの位置を示すために、2月18日3:00におけるレーダデータと、石狩湾周辺地形コンタ図を重ねて示す。本研究では扱いやすさの点から、レーダデータとは生データ Bi ($=0\sim 255$, $Pc=S_{min}+D\times Bi/255$ で受信電力 Pc へと変換される。ここで、 $S_{min}=112.5$:最小受信電力, $D=70$: Log ダイナミックレンジ)を示す。3:00において石狩湾上に顕著なレーダデータ分布は見られない。図-8(a)(b)のSNETのデータにおいて、6:00~8:00に冷気流張り出しが最高に達する結果が得られたことから、その周辺におけるレーダ

データの解析を行った。図-9(b)(c)(d)(e)にそれぞれ5:00・6:00・8:00・10:00におけるレーダ分布図を示す。尚、図-9(a)では示された図中央上部の地形コンタは、レーダデータ分布を見やすくするため、図-9(b)-(e)においては削除されている。5:00において、石狩湾上にレーダデータはみられないが、6:00に南西から北東の方向にかけてレーダデータ分布が見られる。このレーダデータは海岸線より海上約30kmに位置している。8:00において、6:00に現れたレーダデータが東に推移しているのが分かる。その後、冷気流の衰退とともに雪雲が石狩平野に進入してくる様子が分かる。

一般に、放射冷却は雲量3以下において起こるといわれており、2月18日は17日18:00から18日9:00までその条件にほぼ当てはまり、17日18:00から放射冷却現象が起こったとすれば、およそ12時間後に冷気流は石狩湾上に最大に張り出したこととなる。これは、冷気流張り出しシミュレーション結果と同様の結果を示している¹²⁾。

図-10に2月17日21:00・2月18日9:00において札幌管区気象台がゾンデで観測した風速及び温度の鉛直分布を示す。温度分布下層において冷気存在が見られないのは、観測地点への冷気進入が、これまでの考察より4:00~6:00であったためだと思われる。風速は全体として小さく、冷気が張り出しやすい状況であっ

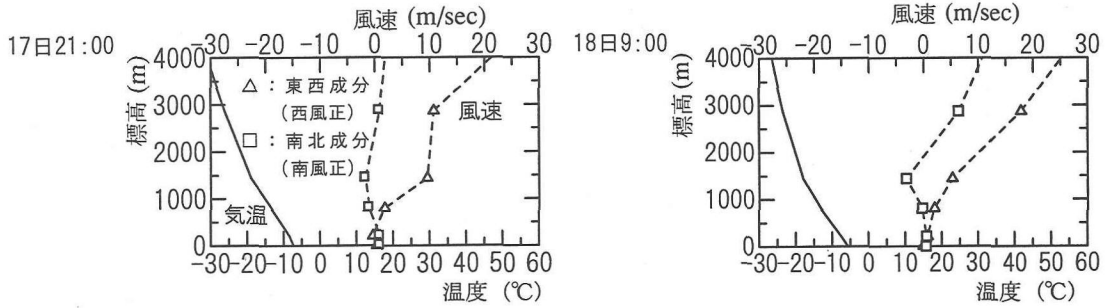


図-10 2月17日21:00, 18日9:00における温度・風速鉛直分布(図-10のデータは気象協会北海道支部提供)

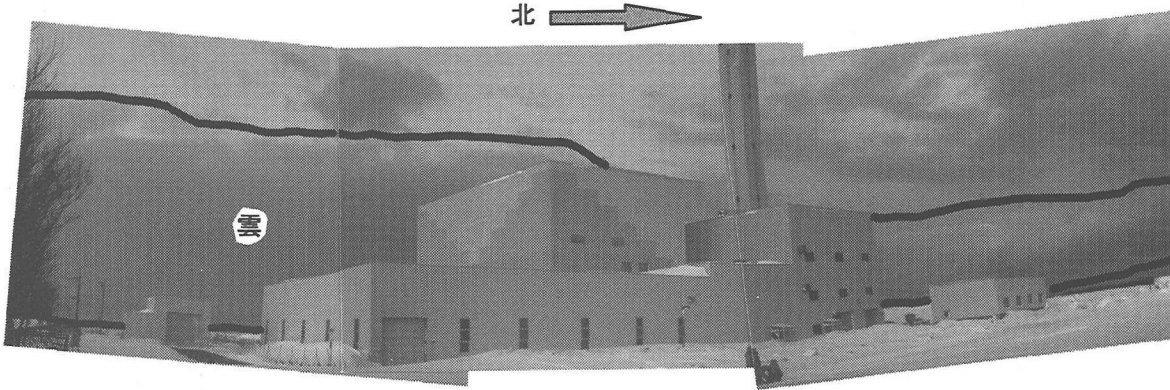
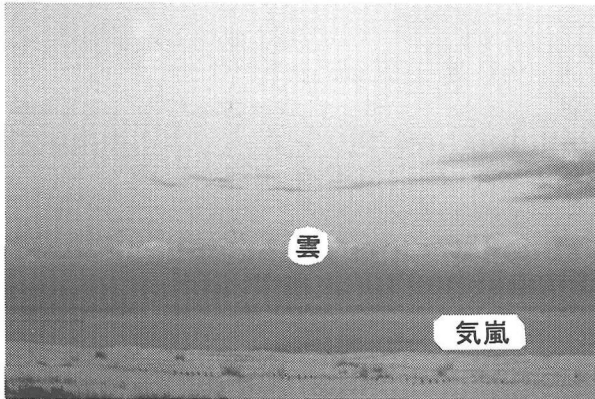


図-11 2月18日7:00における雲



海上から冷気流内への熱の供給による気嵐

図-12 1997年1月31日における冷気流と雲

と思われる。しかし、冷気流と季節風との間の摩擦抵抗が速度差の二乗に比例することから、これ以上小さな風速であると十分な抵抗が得られず、冷気流の進行速度がより速くなり、後続部からフロントへの冷気の供給が不十分となるため、明確に数十メートルの厚さを持った冷気流は観測されない。図-11にカイト気球観測地点から2月18日7:00に撮影した雲を示す。撮影方向は図-1の矢印で示されるものである。建物の裏に、海岸線に平行した雲が発生していることが分かる(太線で囲われている)。図-12には、観測日時が異なる

り小規模ではあるが、より明確な冷気流をともなった雲の写真(1997年1月31日7:00)を示す。図-11と同様の場所・方向で撮影を行ったものである。矢印に示される部分に、冷気流の海上への張り出しにともなう、海上からの潜熱、顕熱の供給による気嵐がみられ、その先端直上に雲の発生が見られる。

3. ゾンデ・レーダ・SNETを用いた降雪解析

1993年～1996年冬期間において、冷気流を起因とする降雪を抽出し、その特性を解析した。

(1) SNETによる冷気流の判別

3年間における冷気流を起因とする札幌市周辺の気温低下をつかむために、図-6の●で示される点に着目した。これらの地点は、これまでの研究¹²⁾で冷気の張り出す道であることが知られている。図-13(a)(b)それぞれに、以上の選出点の1994年2月13日～14日における気温及び風速ベクトルの時間変化を示す。2月13日0:00～12:00にかけて気温の低下が生じており、風速ベクトルを見ると季節風に逆行した弱い海上への吹き出しが見られる。図-14に1994年2月13日9:00におけるゾンデによる鉛直温度・風速分布を示す。上空において風速ベクトルは西北西を示しており、地上において観測されたよどみ域の風速ベクトルと異なっている

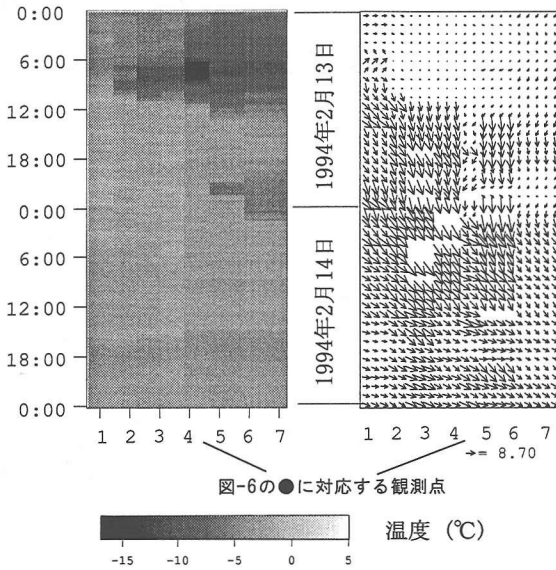


図-13(a)(b) 1994年2月13日～14日における
温度風速ベクトル変化

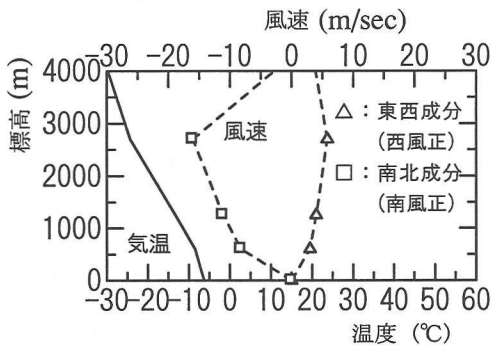


図-14 1994年2月13日9:00における温度・風速鉛直分布
(図-14のデータは気象協会北海道支部提供)

ことが分かる。

以上のように顕著な温度低下及び上空風速(標高約1500mと約3000mの平均値)に地上風が逆行するまたはゼロであるパターンが見られる時間において、冷気流が発生しているものと判断した。

(2) 冷気流が発生したときのレーダデータ解析

解析に用いたデータのうち、レーダデータの欠測があった。表-2に欠測日時を示す。

冷気流張り出しをともなった降雪は石狩湾中央部に集中して発生し、季節風により推移する。そこで5分ごとに得られているレーダデータを、扱い易さの点から6時間ごとに累計平均することにし、レーダデータ分布のパターンを判定することとした。図-15に1994年2月13日6:00-12:00における累計平均レーダデータ分布図を示す。石狩湾中央においてレーダデータの大きな域が観測されている。実際に図-15が冷気流をとも

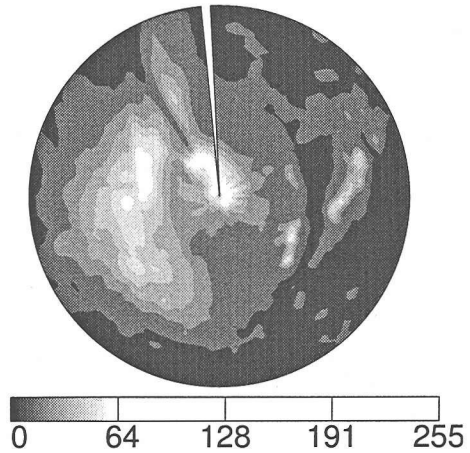


図-15 1994年2月13日6:00-12:00累計レーダデータ強度

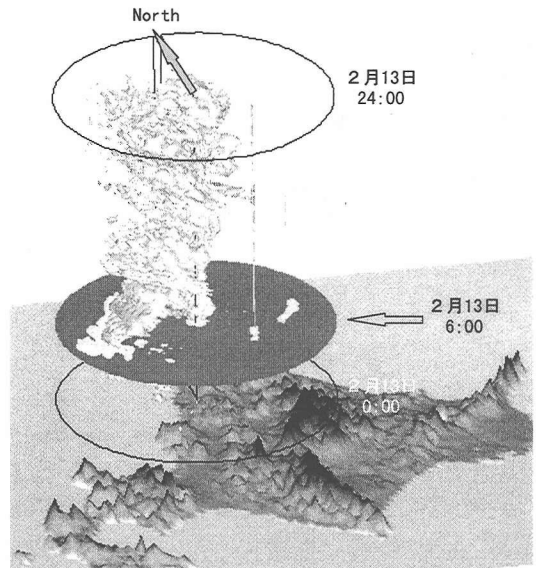


図-16 1994年2月13日0:00-24:00
レーダデータ値60等値面

表-2 レーダデータ解析期間

期間	レーダデータ欠測期間
1993年12月	2, 17-22
1994年1月	4-7, 22, 31
1994年2月	2-3
1994年12月	11, 19-21, 28-31
1995年1月	1-23
1995年2月	
1996年1月	23-24
1996年2月	

なった雪雲であることを確認するために、前章で示したレーダデータ分布図(図-9(a)-(e))を用いた解析を行った結果、同様なレーダデータ図を得ることが出来

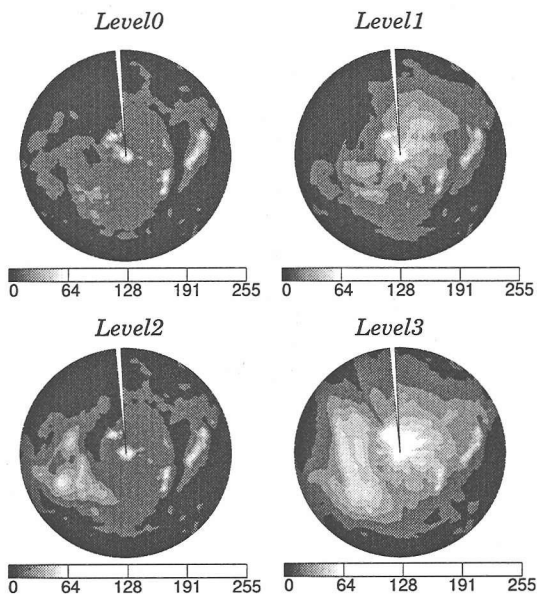


図-17 降雪規模別の6時間累計レーダデータ値

表-3 降雪規模と発生回数

規模	回数
LEVEL0	3
LEVEL1	12
LEVEL2	18
LEVEL3	12

たが紙面の都合上省略し、新たに図-16に1994年2月13日0:00-24:00におけるレーダデータ値60の等値面図を示す。図中の矢印で示された円は6:00を示す。6:00以降12:00まで石狩湾上に降雪粒子が発生・発達し、まとまった降雪へと変化している様子が分かる。これらのことから6時間累計平均レーダデータより、冷気をともなった降雪を判断することは妥当であるといえる。

6時間累計平均レーダデータを利用し以下の期間における冷気流の流出に伴っていた降雪を選出し、石狩湾上に占める降雪の規模の大きさから4種類に降雪を分類した。それぞれ規模の小さなものから、"Level0", "Level1", "Level2", "Level3"とした。図-17にそれぞれの規模における代表的な6時間累計平均レーダデータ図を示す。SNET及びゾンデデータにより冷気が発生したものと判定されたものの中でも、降雪を生じないものから非常に大規模な降雪の発生が認められるものまで各種のパターンの存在していることが分かる。規模別には表-3に示すとおり降雪が確認された。

レーダデータの規模の分類は、石狩湾上において発生した形状・値の大きさを基に分類を行った。図-18

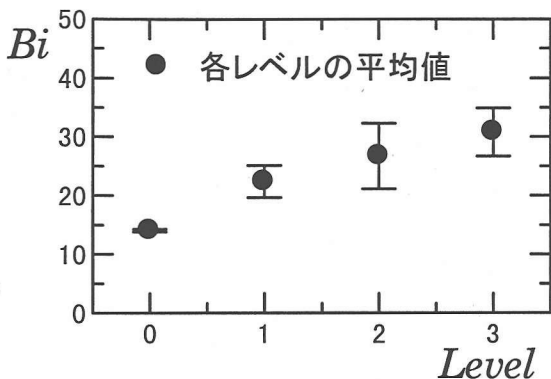


図-18 レーダデータBiとLevelの関係

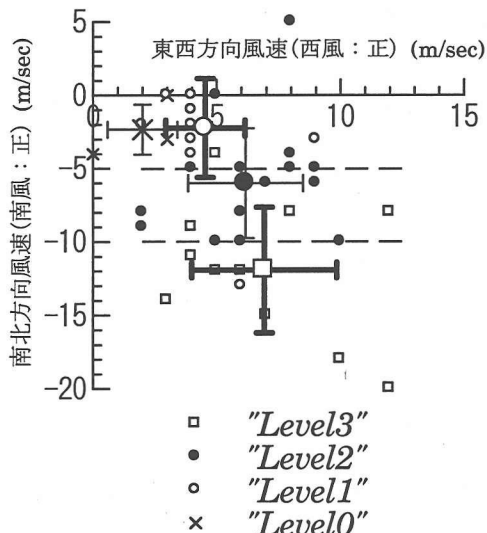


図-19 上空風速と雪雲規模の関係

に、Levelと北を中心に時計周りに $2\pi \times 60/128 \sim 2\pi \times 116/128$ (冷気流にともなう降雪粒子は石狩湾上に発生すると考えられることからこの範囲を選択した)までの範囲のレーダデータBiの平均値と標準偏差を示す。傾向としてLevelが大きくなるとレーダデータ値も増加しているが、標準偏差が大きく、明確な境界は現れていない。レーダデータにおいて石狩湾上に大きく現れていなくとも、数値で見ると冷気流に無関係に現れた周辺のレーダデータの影響で大きな値を示す場合があるためだと思われ、最終的なLevel分けは著者の判断により行った。

(3) 上空風速による雪雲規模の区別

規模の違いの原因を知るために、SNET及び上空風速から冷気流が発生していると思われる日を抽出し、上空風速成分(標高約1500mと約3000mの平均値)と雪雲規模の関係調べた。風速データは、9:00, 21:00におけるゾンデデータを用いた。図-19にその結果を示

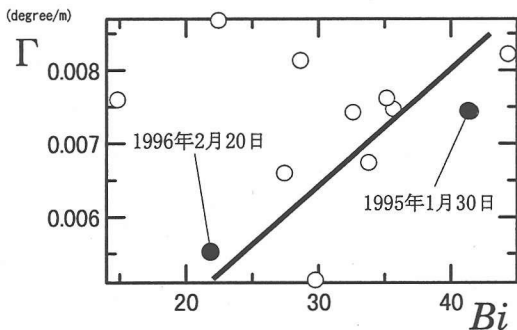


図-20 レーダデータ平均値と温度減率の関係

す。縦、横軸はそれぞれ南北成分風速、東西方向成分風速を示しており、南風、西風を正としている。各Levelの風速の平均値は、それぞれ一回り大きなマーク□, ●, ○, ×で示され、標準偏差の大きさは、各マークを中心として十字で示されている。

東西方向成分は、冷気流のフロントに直交する成分であり、風速が大きくなると冷気流の張り出しが困難になることから、およそ10m/sec以上の風速域は降雪が認められず、発生時の平均風速は6-7m/secとなっている。南北方向成分は冷気流のフロントに平行する成分である。南北成分は、Level1・Level2・Level3それぞれを風速5m/sec・10m/secでほぼ区別している。これは単に大きな風速でシアーが増大したため、大きな降雪が発生したことだけではなく、北風による冷気塊の南下による冷気流の強化・それによるシアーの増大が考えられる¹³⁾。以上のように、上空風速のみから発生する雪雲の規模を予測し得ることは、災害予測に非常に有用なものと思われる。

(4)Level3における雪雲と鉛直温度減率

Level3における雪雲の発達の様子を、レーダデータ平均値と鉛直温度減率の関係から更に詳しく調べた。温度減率は、ラジオゾンデデータによる標高500m付近と標高1500m付近の間で計算した。以上の値は、冬期、雲を生み出す対流圏の高さがかなり低くなることを考慮したものである。図-20にその結果を示す。図中左上に位置する2ケースを除けば、実線で示される関係が見て取れる。図-21(a)(b)に、それぞれ代表的なレーダデータ値の大きな1995年1月30日0:00-24:00と小さな1996年2月19日12:00-20日12:00間におけるレーダデータ値60の等値面を示す。図中の矢印で示される円断面は、冷気流の流出による雪雲の発生した時刻におけるレーダデータ値の分布を示している。その後の発達を見ると、同じレーダデータ値において(a)の方がレーダ定量領域内に占める体積が(b)に比べはるかに大きく、雪雲発達の様子が同じLevel3においても温度減率により分類されることが分かる。

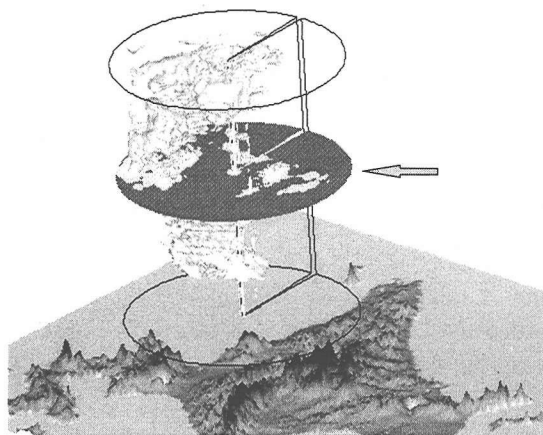


図-21(a) 1995年1月30日0:00-24:00におけるレーダデータ値60等値面

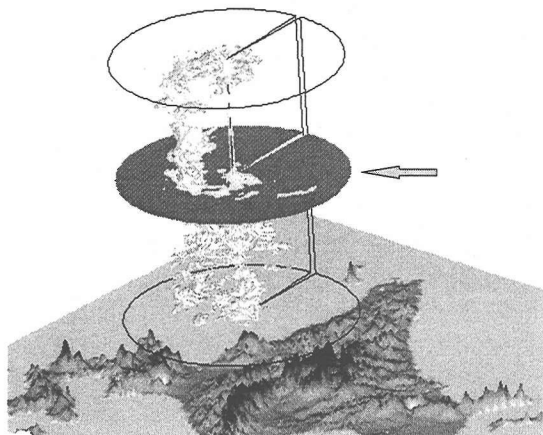


図-21(b) 1996年2月19日12:00-20日12:00におけるレーダデータ値60等値面

4. 結論

冷気流のフロント上に発生する降雪が、1996年2月18日の観測により時系列解析された。更に、1993年～1996年冬期間においてその降雪が解析され、冷気流の流出に伴って発生する雪雲のレベルが予測可能であることを示し、発生形態についても論じた。

- (1) 1996年2月17日～18日におけるカイト気球観測・SNETデータ・ピンネシリレーダデータ・ソーダデータを用いることにより、冷気流の発生・発達・推移・衰退を小規模ながら確認することができた。
- (2) ソーダデータより、地形効果を受けて流下していない石狩川河口付近の冷気流において、コリオリ力の影響による季節風と冷気流との間の遷移層に生じる界面抵抗により、摩擦抵抗が冷気流の進行方向より右寄りに働くことが分かった。
- (3) 冷気流の流出に伴って発生する降雪が石狩湾上に連続的に発生することを用い、レーダデータを6時

間累計平均し1993年～1996年冬期間においてまとめた。SNETデータとゾンデデータを組み合わせることにより、冷気流をとまなう降雪粒子の発生を知ることができた。

(4) ゾンデデータの南北風速成分を用いて、降雪を *Level0*・*Level1*, *Level2*, *Level3* の3種類に南北風速成分 -5m/sec , -10m/sec でほぼ分類することができた。

(5) *Level3* の雲についてゾンデデータの気温の鉛直勾配を用いることにより、温度減率と降雪規模との間に正の相関があることが分かった。

謝辞：本研究を進めるにあたり、本学低温科学研究所の牛山朋来氏、開発局石狩川開発建設部、気象協会北海道本部、札幌総合情報センター、北石狩衛生施設組合にデータの入手・観測及び研究に対して多くの助言をいただいた。又、本研究は、文部省科学研究費奨励研究A(中山恵介, 08750617)ならびに(財)河川環境管理財団の平成8年度河川整備基金助成(中山恵介, 8-1-①-1)の資金援助を受けて実施されたものである。記して、感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 中山恵介, 長谷川和義, 藤田睦博: 冬期石狩湾において豪雪をもたらす冷気流張り出しに関する研究, 土木学会論文集, 第539号, pp. 31-42, 1996.
- 2) 中山恵介, 長谷川和義, 藤田睦博: 札幌周辺に豪雪をもたらす冷気流発生時における風の場に関する研究, 水工学論文集, 第40巻, pp. 267-272, 1995.
- 3) 中山恵介, 長谷川和義, 藤田睦博: 冬期石狩湾における鉛直断面内の冷気流形状に関する研究, 水工学論文集, 第39巻, pp. 177-182, 1995.
- 4) 菊地勝弘: 都市の豪雪災害の予測と軽減・防除に関する研究, 自然災害の予測と防災力, 1993.

- 5) 藤吉康志, 坪木和久, 小西啓之, 若濱五郎: 北海道西海岸帯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, 第35巻, 第7号, pp. 7-29, 1988.
- 6) Masashi Nagata: On the Structure of a Convergent Cloud Band over the Japan Sea in Winter; a Prediction Experiment, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol.65, No.6, pp.871-883, 1987.
- 7) Masashi Nagata: Further Numerical Study on the Formation of the Convergent Cloud Band over the Japan Sea in Winter, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol.69, No.3, pp.419-428, 1991.
- 8) Kunihiko Hozumi and Choji Magono: The Cloud Structure of Convergent Cloud Bands over the Japan Sea in Winter Monsoon Period, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol.62, No.3, pp.522-533, 1984.
- 9) Kazuhisa Tsuboki, Yasushi Fujiyoshi and Gorow Wakahama: Structure of a Lnad Breeze and Snowfall Enhancement at the Leading Edge, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol.67, No.5, pp.757-770, 1989.
- 10) Robert J. Ballentine: Numerical Simulation of LandBreeze-Induced Snowbands Along the Western Shore of Lake Michigan, *Atmospheric Sciences*, Vol.110, pp.1544-1553, 1982.
- 11) 中山恵介, 長谷川和義, 藤田睦博: カイト気球を用いた冬期石狩湾冷気流観測, 土木学会第50回年次学術講演会講演概要集第2部, pp. 506~507, 1995.
- 12) 中山恵介, 中島一彦, 長谷川和義, 藤田睦博: 雪雲発生要因である冷気流に関する数値実験的研究, 水工学論文集, 第41巻, pp. 129-134, 1997.
- 13) Yasushi Fujiyoshi, Yuji Kodama, Kazuhisa Tsuboki, Kouichi Nishimura and Nobuo Ono: Structures of Cold Air During the Development of a Broad Band Cloud and a Meso- β -scale Vortex: Simultaneous Two-Point Radiosonde Observations, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol.74, No.3, pp.281-297, 1997.

(1996. 8. 2 受付)

STRUCTURES OF SNOW CLOUDS ASSOCIATED WITH A COLD AIR FLOW

Keisuke NAKAYAMA, Kazuyoshi HASEGAWA and Mutsuhiro FUJITA

This study analyzes snow clouds associated with cold air flow around Ishikari Bay which occurred during 1993-1996 in winter seasons. Formation, growth, movement and decay of snow clouds associated with cold air flow were confirmed by using Kite balloon observation, Pinneshiri Radar data, SNET data and Sonde data. According to their scales, snow clouds were classified into 4 levels, that is, LEVEL0, LEVEL1, LEVEL2 and LEVEL3. It was found that 4 levels were distinguished by V-component of wind.