

陸から海上へ張り出す冷氣流と 雪雲発生予測に関する研究

A STUDY ON AN EXTENDED COLD AIR FLOW AND A PREDICTION OF SNOW CLOUDS

中山恵介¹・長谷川和義²・藤田睦博³

Keisuke NAKAYAMA, Kazuyoshi HASEGAWA and Mutsuhiro FUJITA

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

In winter seasons Snow clouds occur in front of a cold air flow which extends from the land to Ishikari Bay. Purposes of this study is to obtain the mechanism of the relation between snow clouds and a cold air flow. In order to know the effect of the cold air flow, Sturation Equivalent Potential Temperature (S.E.P.T), E.P.T and P.T. were obtained by using radiosonde data before and after snow clouds occurred and we used ARPS (Advanced Regional Prediction System) which was developed in the University of Oklahoma. As a result, the radar intensity data and the calculation results agreed greatly.

Key Words : cold air flow, snow cloud, equivalent potential temprature, ARPS, radiosonde

1. はじめに

石狩湾において、冷氣流が関係した雪雲が多く観測されている。大きなものでは、一年に数回の確率で発生し、石狩地方周辺に豪雪をもたらす長期存在型の雪雲が存在し、それは冷氣流そのものが原因というよりも、補助的なエネルギーの供給を冷氣流が行なっているものであるといえる¹⁾²⁾。一方、年に10数回の確率で発生し、前述の雪雲ほど豪雪をもたらすものではないが、局地的に降雪をもたらすものが存在する³⁾。著者らは、これまで後述の雪雲が発生する場合の冷氣流について解析と観測⁴⁾を行なってきたり、冷氣流に関して、張り出し形状、冷氣流による地表面の温度変化、風の場の変化等、その他多くの成果を得ている。

その中で、昨年までのカイト気球による冷氣流内部の温度分布から、本研究で対象とする冷氣流高さは最大100mを越えない規模のものであることが分かった。その後の冷氣流を2層流近似した数値計算⁵⁾においても、冷氣流の高さはおよそ60m程度であることが再現されている。観測により海面から数10mの厚さで発生する冷氣流のフロントに、雪雲が確認されたのは確かであるが、実際に著者らが提案するように、フロントで上昇流が発生し雪雲の発生要因となっているか、他の条件で発生しているのか、明確には分かっていない。

これまでの豪雪を対象とした冷氣流を伴う雪雲観測では、雪雲を長期的に維持し続けるメカニズムに主に研究目的が注がれており、冷氣流が大きな役割をしていることが確認されている²⁾。これによると、冷氣流から雪雲へと供給されるエネルギーは、石狩湾周辺のみから発生したものではなく、より北方の域における冷氣塊の影響が大きいことが示されている。しかし、その際、起因となる雪雲の発生は厳密に解が得られていない。

そこで、著者は冷氣流フロントに発生する雪雲のメカニズムを解明し、予測可能性を示すために、冷氣流が発生し雪雲が発生する前後のラジオゾンデを用いた温位・比湿解析を行なう。更に、冷氣流張り出し再現計算で得られた、石狩湾内への冷氣流張り出し高さ分布の計算結果を用いて、オクラホマ大学において開発されたメソ気象モデルARPSにより、実際の雪雲発生のようすを検討することを目的とする。

2. 冷氣流と雪雲発生前後における温位・比湿分布

1996年2月18日、著者は石狩地方から石狩湾へと張り出した冷氣流のフロントに発生した雪雲の観測に成

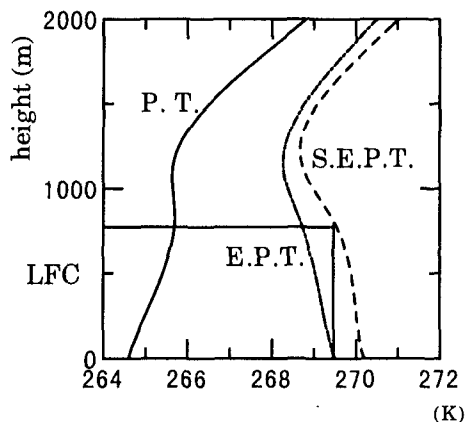


図-1 1996年2月17日21:00における温位・相当温位・飽和相当温位鉛直分布図

功した。そこで、本章ではその雪雲発生前後における温位と比湿の分布から、雪雲発生の要因を検討する。

(1) 冷気流と雪雲発生前

冷気流による雪雲の発生は18日6:00であったことから、それ以前で最も新しいデータとして17日21:00のデータを発生前のラジオゾンデデータとして用いる。図-1に、ラジオゾンデデータから得られた温位(P.T.)・相当温位(E.P.T.)・飽和相当温位(S.E.P.T.)の鉛直分布を示す。このデータにおいて地上付近で、 -2°C の急激な温度の低下が見られていたが、2月17日21:00には、17日夕刻の18:00からの放射冷却による冷気が発生していたと考え、冷気発生後の観測結果であり、地上での冷気流を観測したために地上での温位の低下が生じたものと考えられる。雪雲は、海上において冷気流の形状効果により発生すると考えられ、温度の効果は考慮に入れていない。そこで、海上での温位の分布を推定するために、地上での温度を上空の温度(高高度からおよそ1400m, 800m, 200m)から外挿し図-1を得た。

露点温度と温度の分布から、上昇凝結高度LCL(Lifting Condensation Level)はおよそ200m程度であると得られる。これは、高度ゼロ付近で上昇流が生じ、その空気塊が高度200mまで上昇した場合に、凝結を生じ潜熱を開放し更に上昇する可能性を示している。更に、自由対流高度LFC(Level of Free Convection)は図の実直線よりおよそ700m-800mであることが分かる。この高度まで高度ゼロ付近の空気塊が上昇してくると、その空気塊は自身の温位が周りの温位よりも高くなり不安定な状態を作り出し、積雲対流へと発達する。

以上のことから、冷気流のフロントに雪雲が発生する前の大気の状態は、LCLが200m程度と低かったことから、冷気流の高さが数10mであったとしても水蒸気の凝結を促すには十分な高度であったといえる。更に、その空気塊が冷気流のフロントの上昇流と凝結による

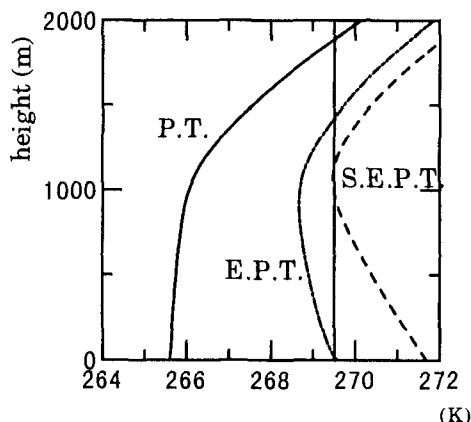


図-2 1996年2月18日9:00における温位・相当温位・飽和相当温位鉛直分布図

潜熱の解法により、LFCまで上昇させられることが考えられ、積雲対流の発生が生じる大気の状態であったと考えられる。

(1) 冷気流と雪雲発生後

図-2には、図-1と同様の解析を行なった温位・相当温位・飽和相当温位の鉛直分布図を示す。この結果から、LCLは650mであり、LFCは図より僅かに実直線が飽和相当温位と交わっているようにも見えるが、推定不可能であった。これは、海上において冷気流フロントを起因として発生した雪雲が石狩平野の一部に降雪をもたらしたことにより、大気が安定した状態へと変化したことを示している。つまり、この状態で積雲対流をもたらすためには、何らかの外的な要因により大気に湿った空気を供給する必要があると考えられる。

3. メソ気象モデルによる雪雲解析

オクラホマ大学により開発された、メソ気象モデルARPSを用いることにより、冷気流発生時における雪雲の発生のように再現する。ARPSは圧縮性、非静水圧の条件下で、乱流モデルを用いて流れを解き、微物理過程はKesslerを基としたTao and Simpsonの考えを導入したものである。

(1) 初期状態としての冷気流と計算条件

図-3に、夕刻17日18:00を放射冷却開始時刻としたときの12時間後(18日6:00)の冷気流の石狩湾への張り出し分布図を示す⁹⁾。この計算は、著者が開発した2層流理論に基づく、冷気流モデルで計算した結果である。石狩湾全域に大きく張り出している様子が分かる。この日は上空風が北西風から西風であったことから、冷気流が石狩湾東部に集中して貯留されている。ARPSの中では、冷気流の再現計算を行なうことはモデルの性質上困難(冷気流厚さが最大でも60mと非常に低いこと等)であるので、図-3で示される冷気流張り

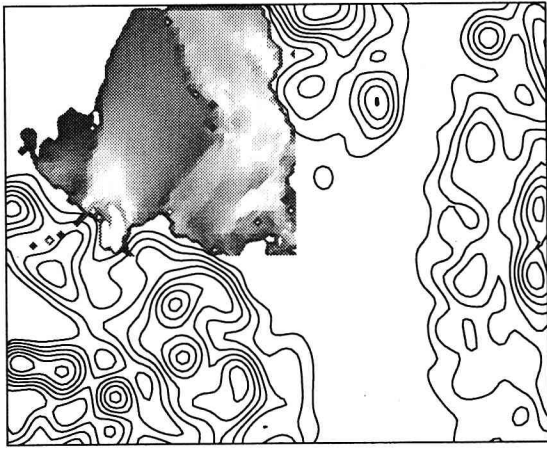


図-3 2月18日6:00における冷気流石狩湾張り出し
再現計算結果(白は70mを示す)

出し高さを地形標高として用い、計算中に冷気流は固定されたままとした。

初期条件は、図-1で示される温位、比湿を計算領域一様に与え、水平風速は同様にゾンデデータから与えられたものを計算領域一様に与えた。境界条件は、側面では開放条件、上端は固定壁とした。

ARPSでの計算条件は、本研究中では冷気流の張り出し形状効果を考慮することに重点を置いており、さらにARPSが雪面という条件を考慮していないため、陸面過程である地上と海上との温度の分布や植生の分布を計算に組み込まず、陸上において唯一考慮したのは粗度高さのみである。微物理過程は上記のもの(雲水、雪、雹を含んでいる)を用い、乱流モデルとしては1.5次のTKEを用いた。対流調整は、雪雲の発生のみに着目しているので考慮していない。計算領域は図-3に示す領域であるが、四方僅かに地形をなだらかにした。計算メッシュは横×縦×高さ=61×51×20とし、水平断面においては1メッシュ3km鉛直方向は天井高度約4kmとし、地上付近で100m間隔天井付近で300mとした。計算領域の天井を4kmと低くしたのは、冬期石狩湾において発生する雪雲は、発生位置が非常に高緯度であることから、赤道付近における大気に比べ対流高度が低く抑えられるため、高くとも4km以下であるためである。これは、図-1において行なった解析で、LFCが非常に低かったことから裏付けられる。計算に用いた水平風速鉛直分布は、17日21:00と18日9:00のラジオゾンデデータがそれほど変わらなかったことから、18日6:00に近い18日9:00のデータを用いて推定した。

温位と比湿の鉛直分布は、温位・比湿解析で示したように、冷気流が張り出し雪雲が生じる前後で大きく異なるため、冷気流を地形として用いる、用いない、それぞれのケースにおいて計算を行なった。

(2) 冷気が存在する場合の雪雲の発生

冷気流が張り出し雪雲が生じる前の状態における、温位と比湿の分布を用いた計算結果を図-4に示す。それぞれ図-4は、計算開始1.0時間後から2.0時間後までの30分毎における、地上付近での鉛直風速水平断面分布図、高度2000mにおける雪の水平断面分布図を示す。ここで、雪とは雪の混合比0.01g/kg以上の値をとった。鉛直風速分布図においては、地形の効果が大きく鉛直風速の大きな域は山地斜面に集中していることが分かる。その地形効果での上昇域に比べると、冷気流による石狩湾中央部に縦に2本見られる上昇流は小さいことが分かる。しかし、それぞれの同時刻における高度2000mにおける雪の分布図をみると、上昇流速度の大きな地形勾配の大きな領域より、冷気流フロント上での雪が大きく発達している。上昇流の小さな冷気流フロント部が、より大きな雪の域を形成した理由としては、以下のように考えられる。

LFCが700m-800mと低かったため、大きな上昇流域を生じている山地領域はLFCまでに貯えられている水蒸気が僅かであり、LFCを越えて山地上での大気が上昇しても大きな雪を形成することが出来なかった。逆に、冷気流フロント上の大気は、冷気流形状効果により僅かであるが上昇流が与えられ、LCLが低いために凝結を起こし潜熱が発生し、LFCへと空気塊が上昇し、そのLFCまでの高さが山地からの高さに比べるとかなり高くなるため、大きな雪の域を形成したと考えられる。冬期石狩湾では一般的に大気の状態が以上のように考えられ、低緯度地方と違った限られた僅かな水蒸気量から雪を形成するには、標高ゼロ付近での僅かな上昇流が重要であると考えられる。

時間的な変化を、上昇流、雪域から見ると、1.5時間後におけるものが、冷気流フロント上における最大の上昇域、最大の雪域を示している。1.5時間後における上昇流域の拡大は、フロントでの上昇流における雪の形成過程において開放された潜熱が影響を及ぼしたものであると思われる。計算ではこの後、冷気流フロント上の雪は消滅したが、実際にはより発達し石狩平野へと進入してきた。本論文は前述の通り冷気流を地形と考え、陸面過程を考えずに計算を行なった。そのため、フロントに生じた雪は発生し降雪をもたらすと、そのまま水蒸気の供給がなく消滅してしまった。しかし実際には、放射冷却により発生した冷気流が、陸から海上へと流出して行く際に、その大きな温度差ゆえ、多くの水分を連行し、フロント上の雪雲へ湿った冷たい空気を供給することが考えられる。この過程を考えていないため、今回のような雪の消滅が起こったと考えられる。

図-5には、1.5時間後における図-4内に示されるA-A'断面、B-B'断面における雪と鉛直風速の鉛直断面分布図を示す。雪は1.5時間後を最盛期に降雪をもたら

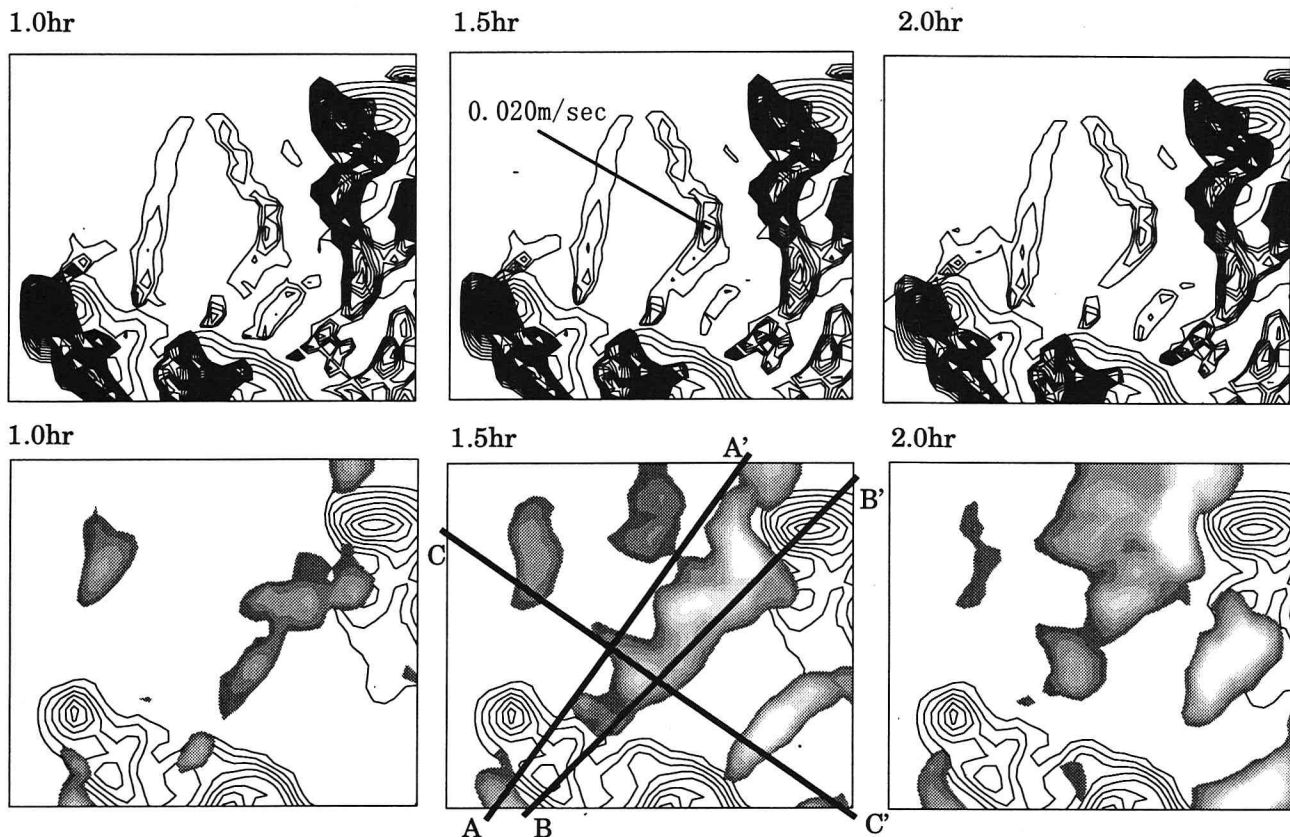
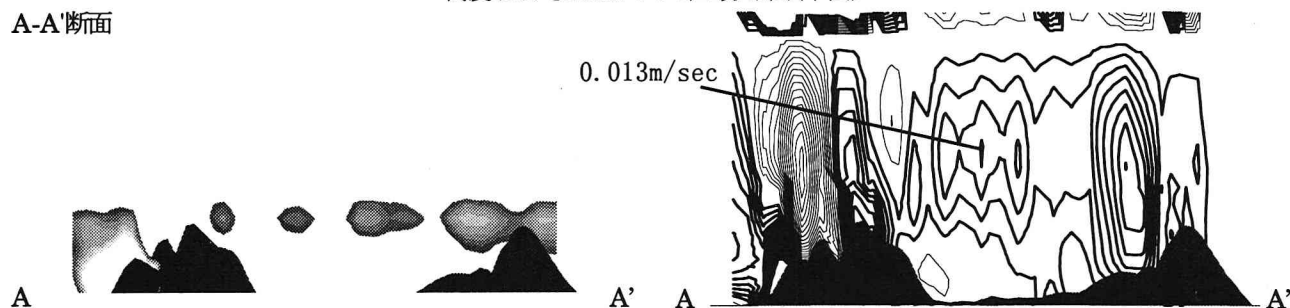


図-4 冷気流を張り出させた場合の1.0hr-2.0hrにおける地上付近での上昇風速コンタ(上図)と高度およそ2000mでの雪の分布図(下図)

A-A'断面



B-B'断面

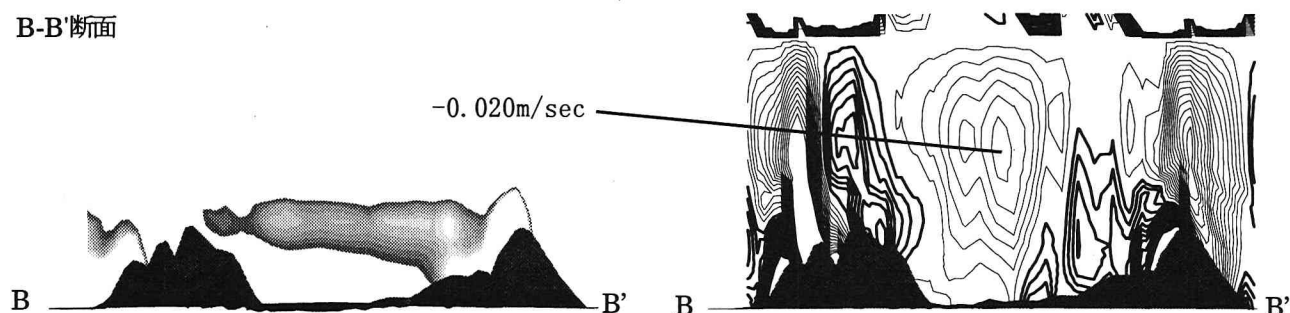


図-5 1.5時間後におけるA-A'断面とB-B'断面での雪分布鉛直断面図(左図)と鉛直風速断面図(右図)
(細実線=下降風速コンタ, 太実線=上昇風速コンタ)

し徐々に衰退していった。それを反映して、この時間ではB-B'断面の雪が大きく発生している領域は降雪に伴う下降流が卓越している。この下降流の卓越に伴い、A-A'断面においてそれを補償するように上昇流が生じている。紙面の都合上省略したが、B-B'断面を挟んでA-A'断面と対象な断面においても上昇流が生じていた。図-4の2.0時間後の雪の水平断面分布図を見ると、今述べた1.5時間後での下降流域を挟む上昇流域に

雪が生じているのが分かる。図-5中の雪の鉛直分布からは、生じた雪の高度がおよそ2km以下に抑えられていることが分かる。実際に生じる雪雲も、冬期石狩湾においては、およそその程度のものであり現実を反映した結果であると考えられる。

図-6には、C-C'断面において得られた鉛直断面雪の分布図と鉛直風速分布図の0.5時間後から1.5時間後までの30分毎の時間変化図を示す。尚、図-4、図-5で

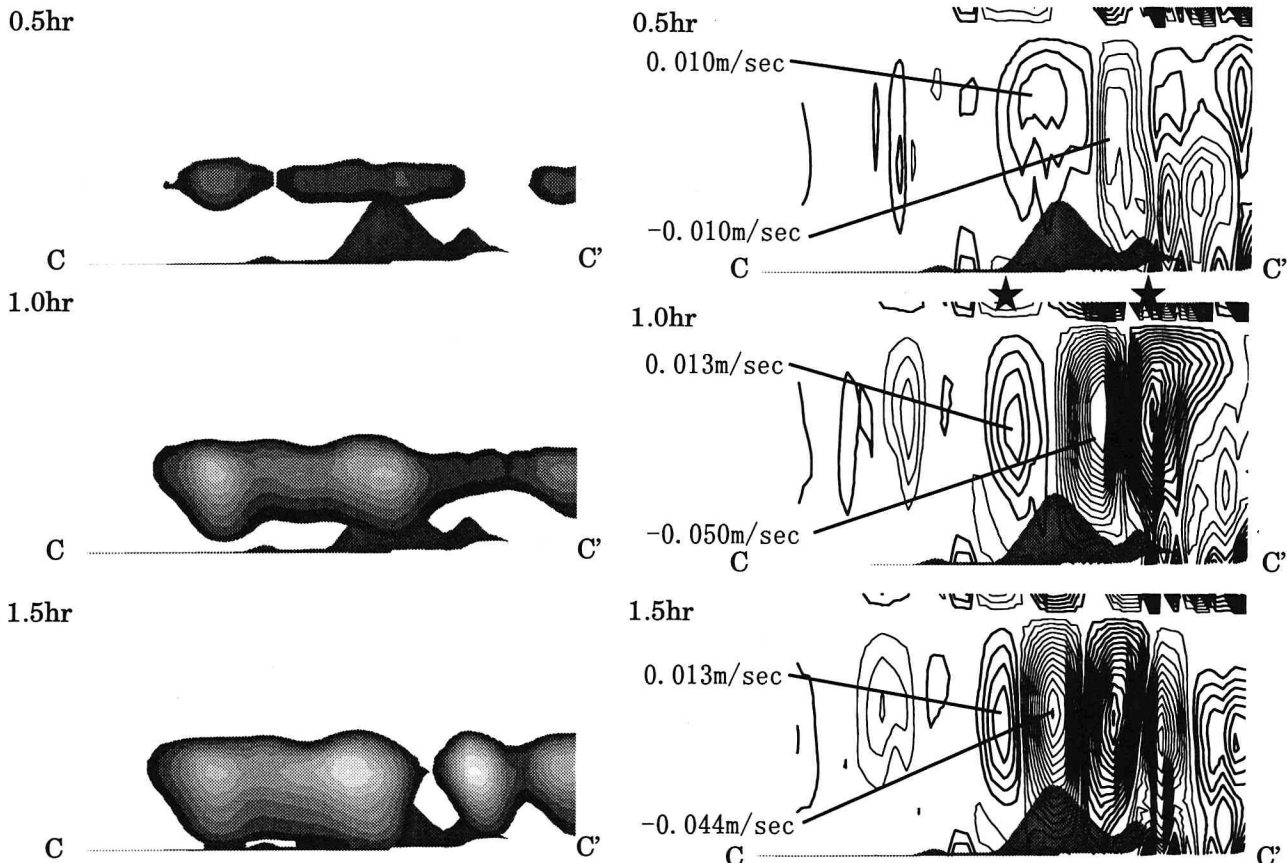


図-6 0.5時間後から1.5時間後におけるC-C'断面での雪分布鉛直断面図(左図)と鉛直風速断面図(右図)
(細実線=下降風速コンタ, 太実線=上昇風速コンタ)

用いた雪の混合比 0.01g/kg 以上のコンタを使用すると、図-6中の0.5時間後では雪の分布を示すことが出来ないため、より小さな混合比の値 0.006g/kg を表示するようにコンタを描いたため、図-6では雪域が拡張されて描かれている。図中では主な風は左から右へと吹いていた。1.0時間後において、 0.013m/sec と示された上昇流域で生じた雪が主風に運ばれ、右隣の補償流と思われる下降風において降雪をもたらしていると考えられる。1.5時間後においては、1.0時間後において上昇流域であった★印の領域において雪が発生・発達している様子が見られる。実際には、冷気流先端に発生した雪雲は発生・発達をフロント上で行なうことが確認されており、本計算ではその位置の固定した発達に関しては再現することが出来なかった。これは、冷気フロントからの湿った水蒸気の供給を考慮していないためであると考えられる。しかし、本計算において、冷気流フロント上の雪の発生は確認することが出来た。

ちなみに、Tripoli and Cottonによるアスペクト比の大きな場合のスマゴリンスキー1.0次のTKEを用いた場合には混合が抑えられたためか、十分な鉛直風速が得られず、雪の発生が1.5次のTKEほど顕著には現われなかったが、同様に補償流域における雪の発生に伴う見かけ上の雪の推移が現われていた。尚、冷気流が張り出し雪雲が生じた後の温位・比湿分布を用いた計

算結果は解析通り雪が発生しなかったため省略する。

(3) 冷気が存在しない場合の雪雲の発生

図-7に、冷気流張り出しが存在しない場合の、1.0時間後における地上付近での鉛直風速コンタと高度2000mにおける雪の分布図を示す。冷気流が存在しないため石狩湾中央における雪の発生は見られておらず、僅かに地形の効果による雪が生じているのみである。これは、鉛直風速分布図からも分かる。その後の計算においても、石狩湾内においては大きな雪の発生は見られなかった。

4. レーダーデータ値と雪の分布の比較

図-8に、1996年2月18日6:00におけるレーダーデータ値の分布図を示す。本研究では扱いやすさの点から、レーダーデータとは生データ Bi ($=0\sim255$, $Pc=S_{min}+D\times Bi/255$ 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。冷気の張り出しに伴い、きれいに弧状のレーダーデータ値が分布している。レーダーデータ値分布では山地周辺に値が分布しているのが、計算で再現できていないのは、実際には海上からの湿った空気塊を山地にぶつけて雪を生じているが、海上からの水蒸気や温度フラックスの供給を考慮していないからである

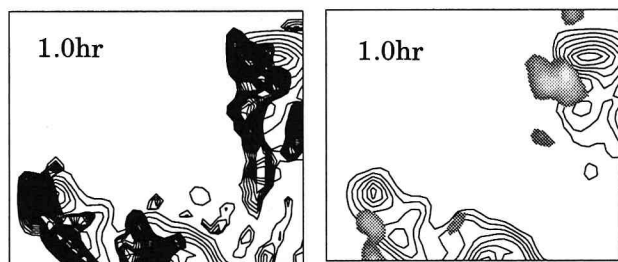


図-7 冷気流を張り出さなかった場合の1.0時間後における地上付近での鉛直風速コンタ(左図)と高度およそ2000mでの雪の分布(右図)

と思われる。更に、レーダデータの方が集中した雪の発生を示しているが、これは前節で述べた冷気流からの湿った冷たい空気塊の供給を計算で考慮していないために、発生した雪がある程度継続して発達することが出来ず、降雪をもたらした後すぐに衰退期へと突入することで、よりシャープな形状を維持できなかったと思われる。結果を容易に理解するために対流調節に関する積雲のパラメタリゼーションも行なっておらず、これらの評価も今後計算結果に影響を与える可能性があると思われる。

しかし、定量的な評価はこれだけでは難しいが、石狩湾に発生した形状が非常に良く一致しているのではないかとと思われる。

5. まとめ

冷気流が張り出した前後のラジオゾンデデータから温位・比湿鉛直分布を取り出し解析し、それを用いてメソ気象モデルで計算した結果、以下のことが得られた。

(1) 温位・比湿の分布による雪発生

温位・相当温位・飽和相当温位を計算することにより、北海道冬期における雪発生、およびその対流高度について得ることが出来た。冷気流による雪雲発生時には、自由対流高度が低いことが分かった。

(2) 冷気流形状効果の重要性の確認

自由対流高度の低さと、冬期石狩湾における水蒸気量の少なさから、雪の規模は上昇流の大きさにより決定されるのではなく、水蒸気の凝結をもたらすきつかけを与えるものの高度が低く、自由対流高度まで十分な水蒸気を有している場所の方が、雪の規模が大きいことが分かった。つまり、冷気流が生じた場合には、その張り出しの低さゆえにある程度の規模の雪を形成することが分かった。

(3) レーダデータ値と再現計算との一致

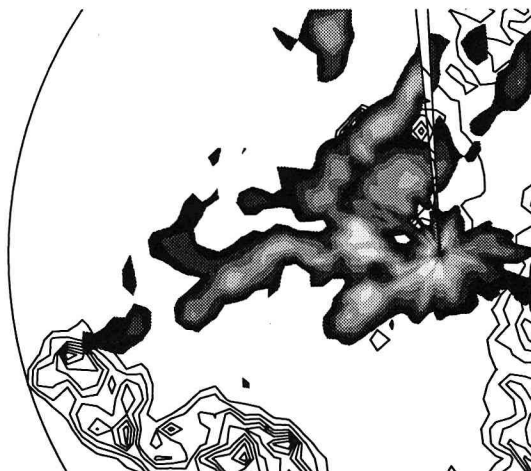


図-8 2月18日6:00におけるレーダデータ値分布図

再現計算を行なったのと同時刻付近におけるレーダデータ値の分布形状を比較した結果、陸面過程の省略、対流調節の省略等を計算では行なってはいたが、定性的には形状でのおよその一致を得ることが出来た。

謝辞：本研究は、京都大学防災研究所特定共同研究(8P-5：メソ異常気象現象の数値シミュレーション、代表：光田寧)の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) 藤吉康志, 坪木和久, 小西啓之, 若濱五郎: 北海道西海岸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
- 2) Fujiyoshi, Y., Y. Kodama, K. Tsuboki, K. Nishimura and N. Ono: Structures of Cold Air During the Development of a Broad Band Cloud and a Meso-scale Vortex: Simultaneous Two-Point Radiosonde Observations, Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 74, pp. 281-297, 1996
- 3) 中山恵介, 長谷川和義, 藤田睦博: 冬期石狩湾における冷気流をともなった降雪特性に関する研究, 土木学会論文集, 投稿中
- 4) 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
- 5) 中山恵介, 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, 水工学論文集題41巻, pp. 129-134, 1997.
- 6) 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.
- 7) 小倉義光: 気象力学通論, 東京大学出版会, 1994.

(1997. 9. 30受付)