

—平成19年度第1回支部研究発表会要旨—

日時：平成19年6月15日（水）13時40分～16時40分
場所：北海道大学地球環境科学研究院講堂

- 1 2005年10月22日に石狩地方支笏湖方面で発生した大雨事例解析 30
札幌管区气象台予報課 児玉 裕樹
竹田 康生

- 2 紫外域放射伝達モデルにおける積雪とエアロゾルの影響の検討 32
札幌管区气象台観測課 能登 美之
坂本 尚章
気象庁南極事務室 島村 哲也
気象研究所 青木 輝夫

- 3 気象衛星観測データを用いたオホーツク海高気圧時の下層雲量について（第2報） . 34
札幌管区气象台気候・調査課
萱場 互起

- 4 ドップラーライダーで検出した“つむじ風” 36
北大院・環境科学 藤原 忠誠
山下 和也
北大低温研 藤吉 康志

- 5 紋別に設置したドップラーレーダーを用いた
オホーツク海沿岸の大気-海氷相互作用の観測 38
北大・環境科学院 宮崎 祐平
北大低温研 藤吉 康志

- 6 気候変動下での北方林の森林火災 40
北大院・工 早坂 洋史

1. 2005年10月22日に石狩地方支笏湖方面で発生した大雨事例解析

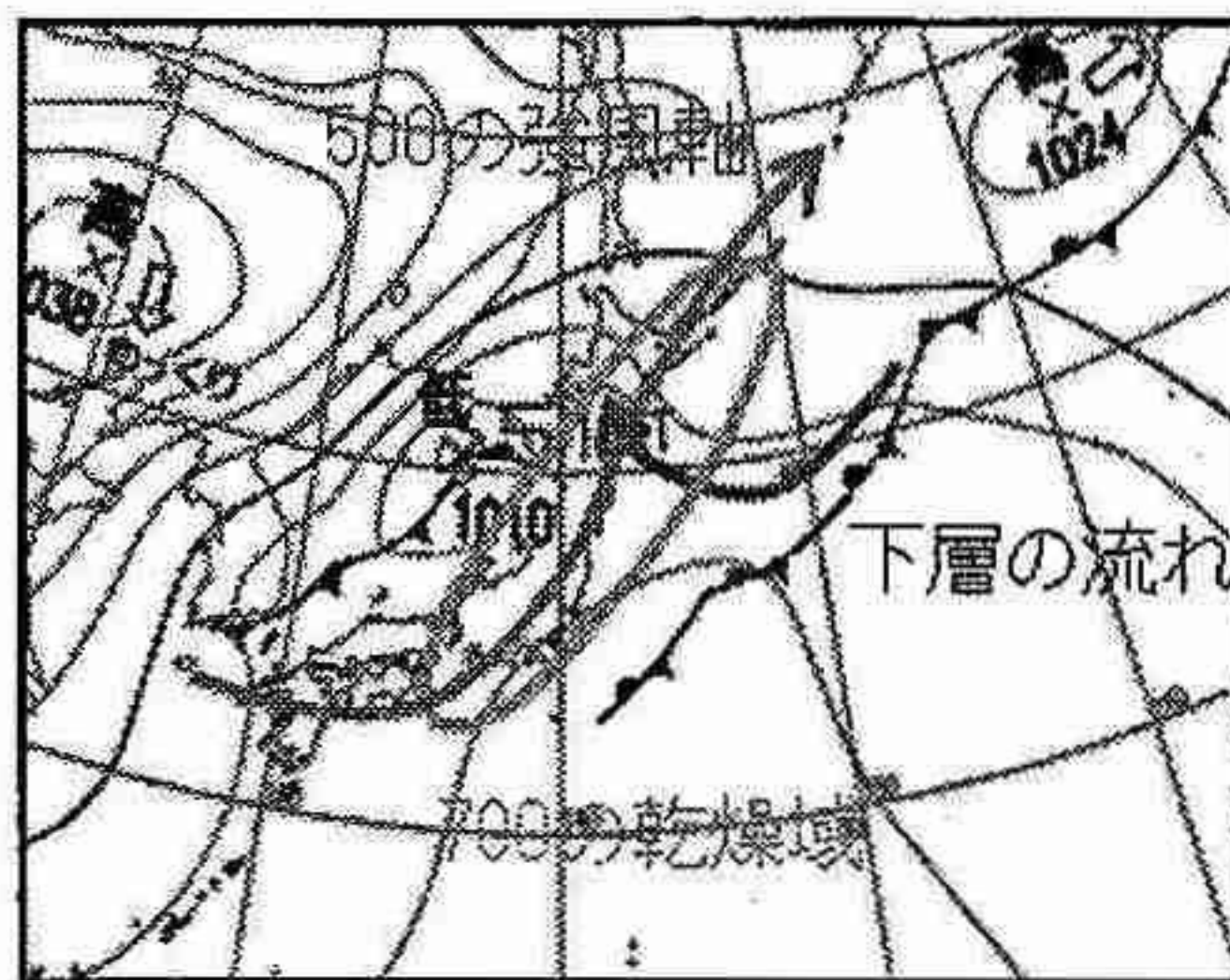
1. はじめに

2005年10月22日早朝に支笏湖方面で急激に発達した雨雲により、雷を伴った非常に激しい雨が降った。この大雨で支笏湖畔アメダスでは3時10分までの1時間で62ミリを観測し、これまでの極値52ミリ(1988/08/12)を更新した。また、総雨量は129ミリを観測した。

本事例について、直前の気象庁現業モデルでは支笏湖付近で10ミリ程度の雨の予想であり、予報担当者は警報クラスの大雨までの危機感はもっていなかった。今後の防災対応に生かすためには、本事例を詳細に解析し、現象の理解をすすめることが重要である。本解析では、総観場、アメダス、新千歳航空測候所のドップラーレーダー、気象庁ウィンドプファイラ観測網(WINDAS)を使い、警報クラスの大雨となった原因についてまとめた。

2. 総観場

10月21日21時の地上解析から、下層では千島の東の高気圧から東北の温暖前線の前面に向かう暖湿気が苫小牧方面から石狩南部に流入する場となっていた。一方、700hPaは乾燥していた。つまり、対流不安定な場であった。さらに、500hPaでは、朝鮮半島付近が谷場となっており強風軸が北海道上空を通っていた。



第1図 総観場 (2005年10月21日21時)

3. 海上風の強化収束と沿岸前線の形成

22日5時のQuickScatの海上風観測では、日高山脈によって遮られた風がえりも岬を回り込んだため、えりも岬よりも下流では風速が強まり、苫小牧沖で

児玉 裕樹 竹田康生 (札幌管区气象台予報課) は30ktが観測されていた。22日0時から3時にかけて、えりも岬のアメダスの風も北東風になっており、このデータからも日高山脈にぶつかった風がえりも岬を回り込んでいることを推測できる。また、毎時大気解析の地上風では、三陸沖から白老方面に直接入ってくる風と、えりも岬を回りこんでくる風が苫小牧沖から支笏湖にかけて収束していた。

さらに、アメダスの標高の補正をした気温を解析すると(第2図)、本事例の発生した22日0時から3時にかけて、羊蹄山麓を中心に、日変化で10度以下まで気温が下がっていたのに加え、空知地方からも冷たい北東風が石狩平野に入っていた。一方、苫小牧沖からの南南東風が流入した地方は、海水温が17~18度あったことから、15度程度の気温となっており、地上気温が12度から15度のところで温度傾度が大きくなっており、石狩南部付近には沿岸前線が形成されていたと考えられる。



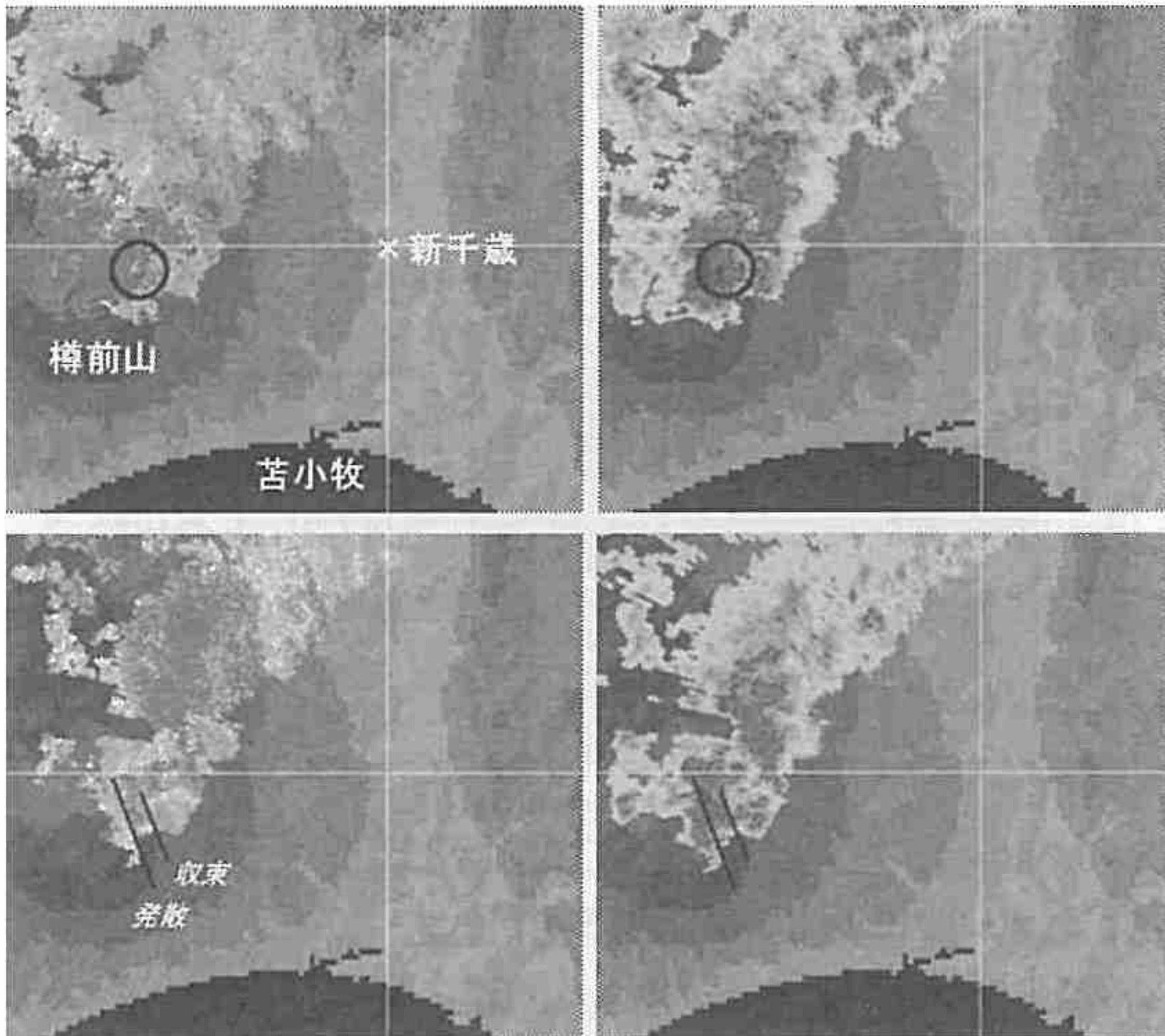
第2図 アメダスの気温・風解析 (2005年10月22日2時)

4. 新千歳ドップラーレーダー解析

札幌レーダーの観測によると、22日2時から3時に支笏湖周辺で活発なエコーが見られた。このエコーは、苫小牧沖の海上風の収束帯で発生し下層風に流されて北上、樽前山付近で急速に強まった。エコーはさらに北上し、沿岸前線のあった支笏湖東側でその強度を維持したまま停滞した。このエコーが支笏湖畔アメダスでの短時間大雨をもたらしていたことから、このエコーの構造を新千歳航空測候所のド

ップラーレーダーを使って解析した。

エコー強度が最も強かった時間帯のドップラー速度・強度分布（第3図）によると、中層では樽前山の北東方向に強い低気圧性循環（上図の丸印）が見られ、下層では強いエコー域に対応した発散域およびガストフロントと思われる収束（下図の実線）が見られた。また、距離一定の断面図のエコー強度ではオーバーハングしているエコーが観測された。



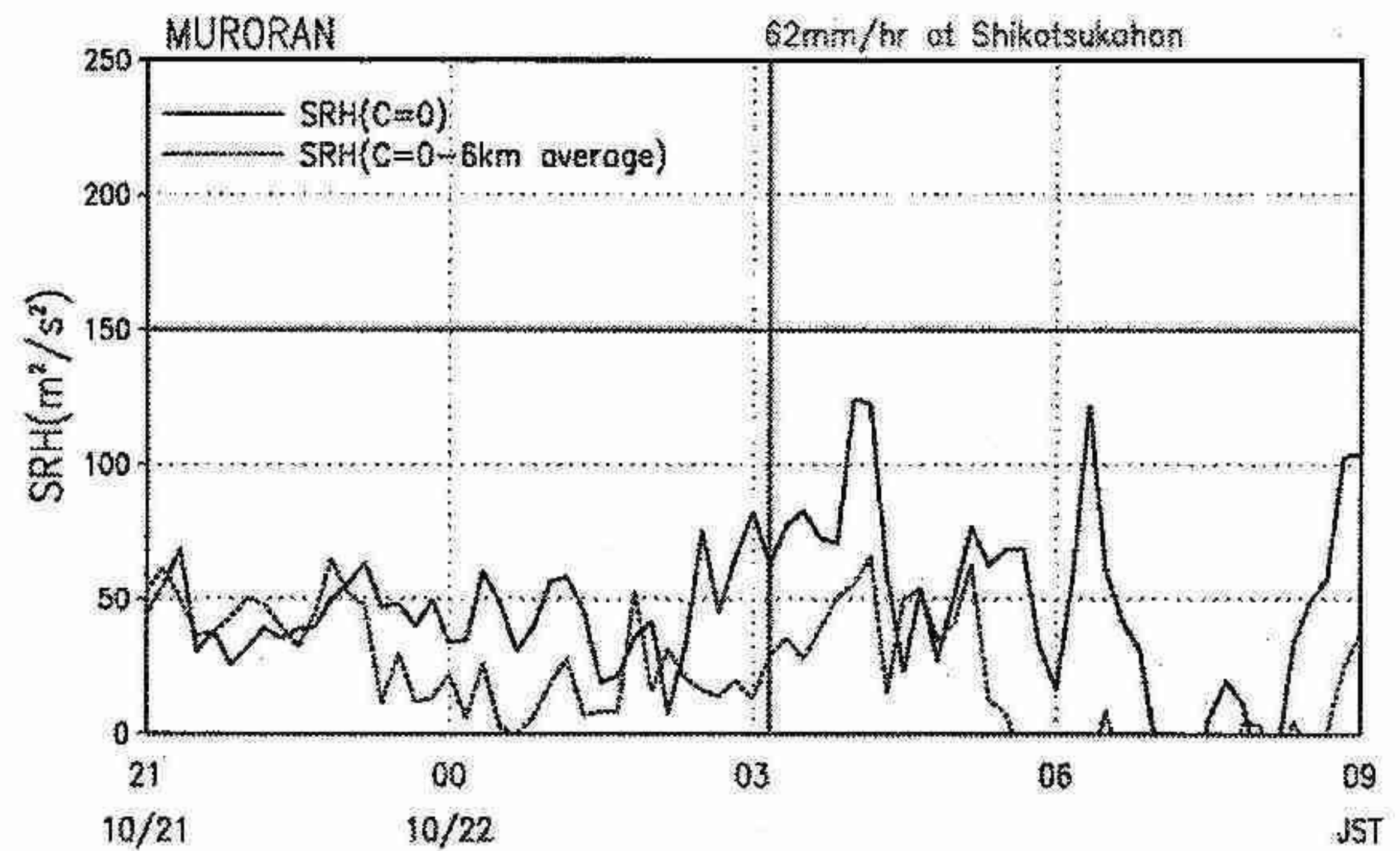
第3図 ドップラー速度（左）強度（右）分布
（2005年10月22日2時33分、（上）約1400m（下）約600m、速度は暖色系がサイトから遠ざかる成分、寒色系がサイトへ近づく成分）

ドップラーレーダー解析の結果、このエコーは「スーパーセル」の特徴を持っていると考えた。しかし、一般的なスーパーセルに比べると時間、空間スケールとも小規模である。Suzuki et al. (2000) は関東平野で観測された雷雲について、スケールは小さいがスーパーセルと同様な特徴を持った「ミニスーパーセル」型として報告している。本事例のエコーについても、この「ミニスーパーセル」型に当てはまると思われる。

6. ウィンドプロファイラを使ったヘリシティ解析

スーパーセルが発生する条件の一つに「強い鉛直シアー」がある。この効果を調べるために、気象庁ウィンドプロファイラ観測網（WINDAS）を使って雨雲に吹き込む鉛直シアーの指標である「ストームに

相対的なヘリシティ（SRH）」を計算した。下層の平均風によって雨雲が流される場合、雨雲がほとんど動かない場合、の2通りの仮定のもと、支笏湖に最も近い観測点の室蘭（第4図）と下層暖気流の風上に位置する観測点の宮古（岩手県宮古市）のデータについて計算した。その結果、支笏湖畔で大雨が観測された前後の時間帯でSRHの上昇が見られた。さらに、雨雲がほとんど動かないと仮定した場合（実線）の方が平均風に流されると仮定した場合（点線）よりも大きな値となった。このことから、沿岸前線上でやや停滞した今回のエコーは、エコーが平均風に流される場合よりも鉛直シアーの影響を多く受けていたと思われる。



第4図 室蘭のSRHの時系列

7. まとめ

本事例の大雨の要因として以下のことが分かった。

- ① 対流不安定
- ② 海上風の強化収束
- ③ 地形
- ④ 沿岸前線

さらに、ドップラーレーダー解析の結果、大雨をもたらした雨雲は「ミニスーパーセル」であると思われる。その発生要因として以下のことが分かった。

- ⑤ 強い鉛直シアー

（雨雲停滞を仮定することでヘリシティが上昇）

参考文献

Suzuki et al., 2000: Tornado-producing mini supercells associated with Typhoon 9019. Mon. Wea. Rev., 128, 1868-1882

2. 紫外域放射伝達モデルにおける積雪とエアロゾルの影響の検討

能登美之・坂本尚章 (札幌管区気象台観測課高層気象観測室)
 青木輝夫 (気象研究所物理気象研究部)
 島村哲也 (南極観測事務室)

1. はじめに

これまで紫外域放射伝達モデル (Aoki, Te. et al., 2003) の再現性の向上に向け、紫外域日射量の計算結果と Brewer 分光光度計による観測結果との比較によって、パラメータ類の改善を試みてきた (坂本ほか, 2007)。計算波長のチューニングや大気成分の鉛直プロファイルの見直しなどで図 1 のように再現性が向上した。この他に計算結果に影響を与える大気エアロゾルのタイプやその光学的厚さ (AOD)、地表面のアルベドの影響について検討したので報告する。

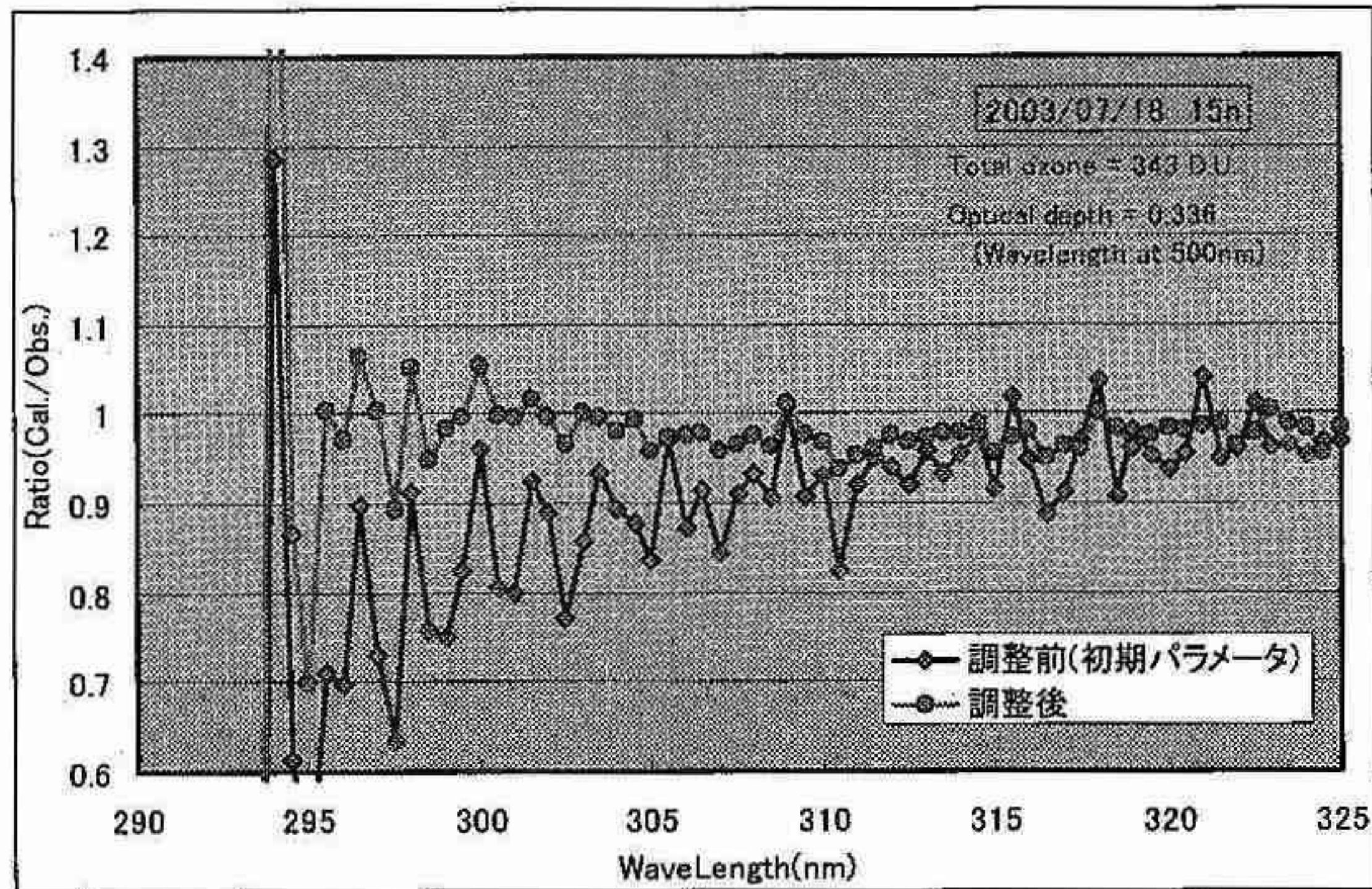


図1 改善前後の波長別の計算値と観測値の比。

2. エアロゾルタイプの検討

大気エアロゾルのタイプとして Hess et al. (1998) が提唱している、粒形分布や吸収成分の異なる海洋性、大陸性、都市型などを想定した 6 タイプを用いた。

- ① Maritime clean (海洋性)
- ② Maritime polluted (海洋性)
- ③ Continental clean (大陸性)
- ④ Continental average (大陸性)
- ⑤ Continental polluted (大陸性)
- ⑥ Urban (都市型)

タイプ間の波長依存性が小さいが、オゾンによる短波長側の変動を避けるために、UV-A 領域 (315~325nm) の波長平均で比較した。その結果、春は AOD が大きく③、④の大陸性のタイプが卓越し、夏は②の海洋性が、秋から冬かけて AOD は小さく⑤、⑥の都市型を含むタイプが卓越していた。

3. 大気的光学的厚さ (AOD) の検討

エアロゾルの濃度は大気的光学的厚さ (aerosol optical depth: AOD) で表現され、放射伝達モデルにもパラメータ化されている。AOD はその波長に大きく依存し、一般に波長が短いほど大

きくなる。精度向上のためにはより観測波長に近い波長帯のデータが必要であるが、紫外域の AOD データを入手できないため、直達日射量の観測値から求める必要がある。

直達日射量から求める AOD は可視光領域 (全波平均) で、サンフォトメータとの比較により 675nm の値と最も相関がよいこ

とが分かっている (橋本他 2006)。

図 2 は札幌におけるスカイラジオメータ (Aoki, K. et al., 2003) との比較で、675nm の AOD の相関が良い。全資料 (2003 年分) では 400nm との相関はあまり良く無く、季節変化の可能性はある。

そこでスカイラジオメータのデータから

月毎、60 日毎 (2 ヶ月)、90 日毎 (3 ヶ月) に回帰直線 ($AOD_{400} = aAOD_{DirectSun} + b$) を求め、直達日射量による全波平均 AOD から 400nm AOD を推定してみた。

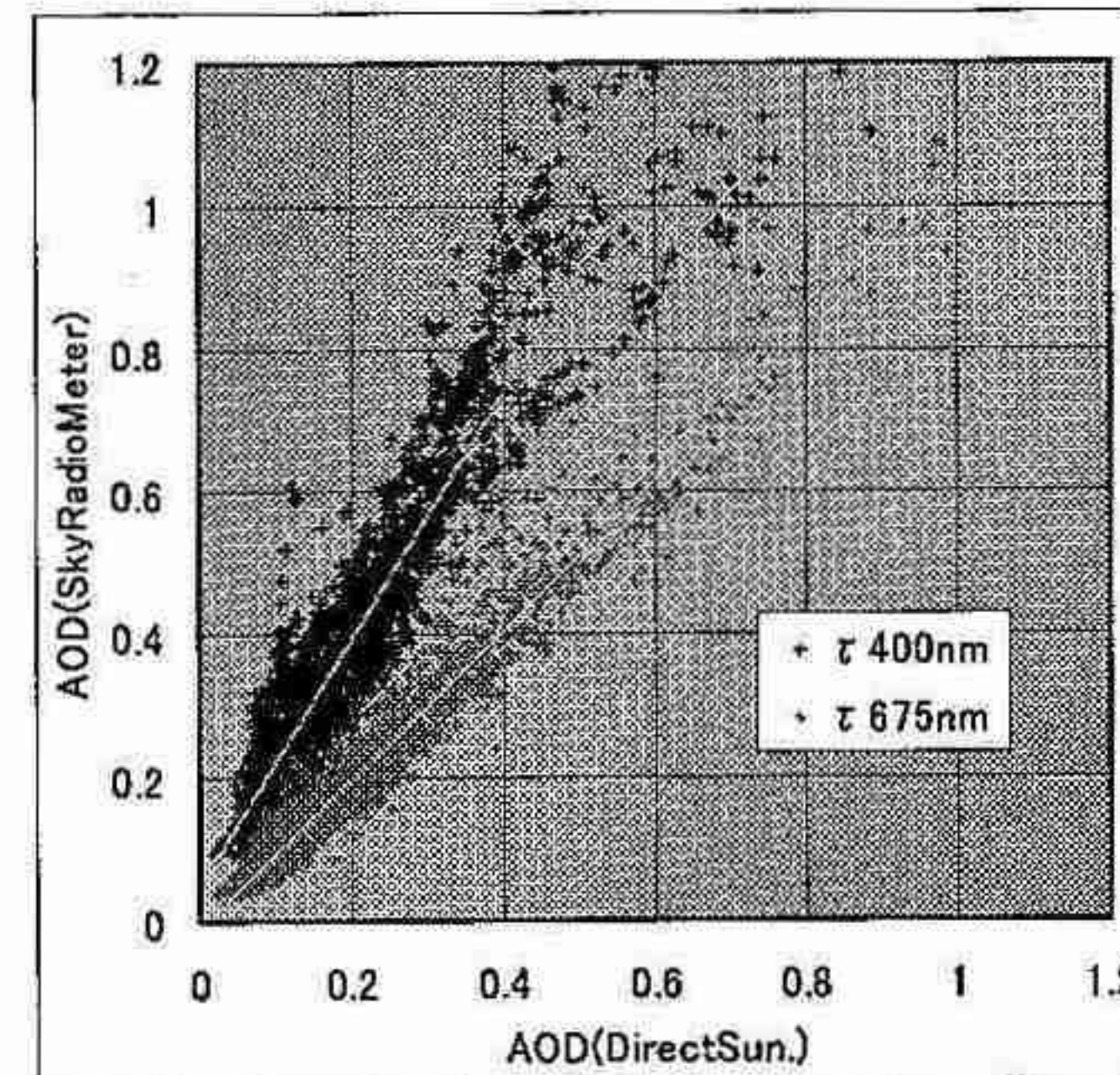


図2 AOD の比較。横軸が直達日射計、縦軸がサンフォトメータによる観測値。

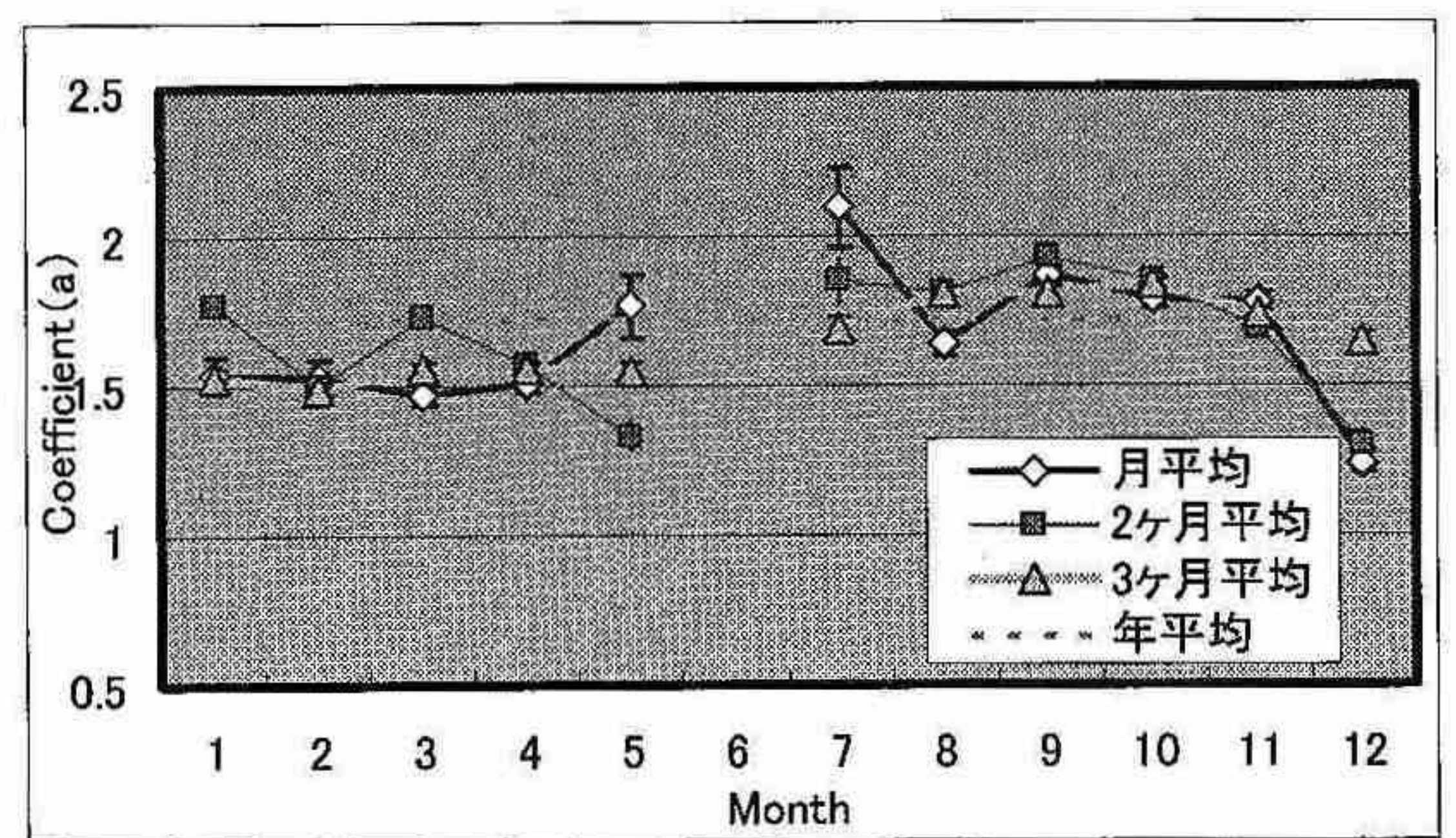


図3 400nm の AOD を推定する回帰式の係数 a の季節変化 (6 月は比較可能なデータなし)

図 3 は回帰直線の係数 a の月別と 2、3 ヶ月間の平均を示している。冬から春に比べ、夏から秋にかけて係数は大きくなり季節変化があることが分かる。スカイラジオメータのデータが限られており統計量としては十分ではない (特に 6 月) が、これを基に波長 400nm の光学的厚さを求めることが出来る。

4. 地表面アルベドの効果

積雪による地表面アルベドの変化の効果を調べた。積雪時の地表面アルベドは市街地であることを考慮し、コンクリートと新雪の混合を仮定した。アルベドそのものは波長依存性があまり見られず、また、太陽天頂角にも波長依存しないことが分かっている(伊藤 2004)ため、適切な混合割合が求まれば、何時の観測にもあてはめることができる。

図4はコンクリートに新雪の割合を0~100%の間で変化させた場合の感度実験結果で、全面コンクリートの場合を1とした時の各条件の波長ごとの日射量の変化の割合である。新雪の割合が多くなるほど大気と雪面の多重反射光かにより日射量が増加する (Aoki et al., 1999)。図4から特に長波長側で著しく増加している(波長依存)ことが分かる。これらの効果を踏まえて、最も再現性の高いアルベドを求めた。

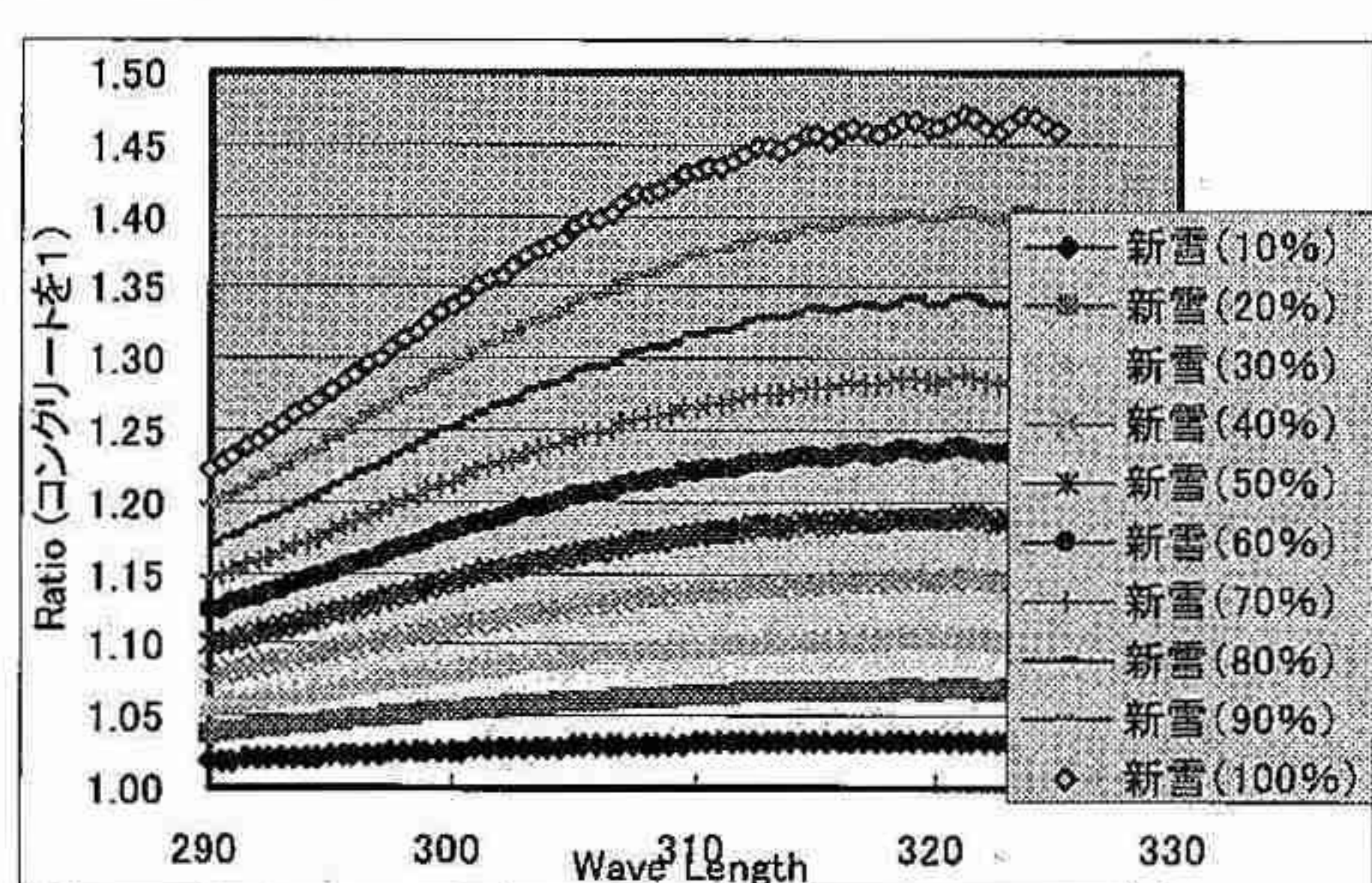


図4 アルベドの違いによる波長別の日射量の増加(コンクリートに対する比)。

図5は無積雪時と積雪時の観測値とモデル計算値の比較結果(観測値/モデル計算)である。無積雪は12月1日、積雪は前日に降雪のあった12月11日で、どちらもモデル計算ではUrban model エアロゾルタイプを用いて、アルベドの効果を入れている。オゾン全量も近い値のためアルベドの効果と比較しやすい。

図では積雪時に観測値が10%程度上昇している。両図の例は日付が違うが他の効果は全て考慮しているので、11日は新雪によってアルベドが上昇し、その結果紫外域日射量が10%程度増加したと考えられる。

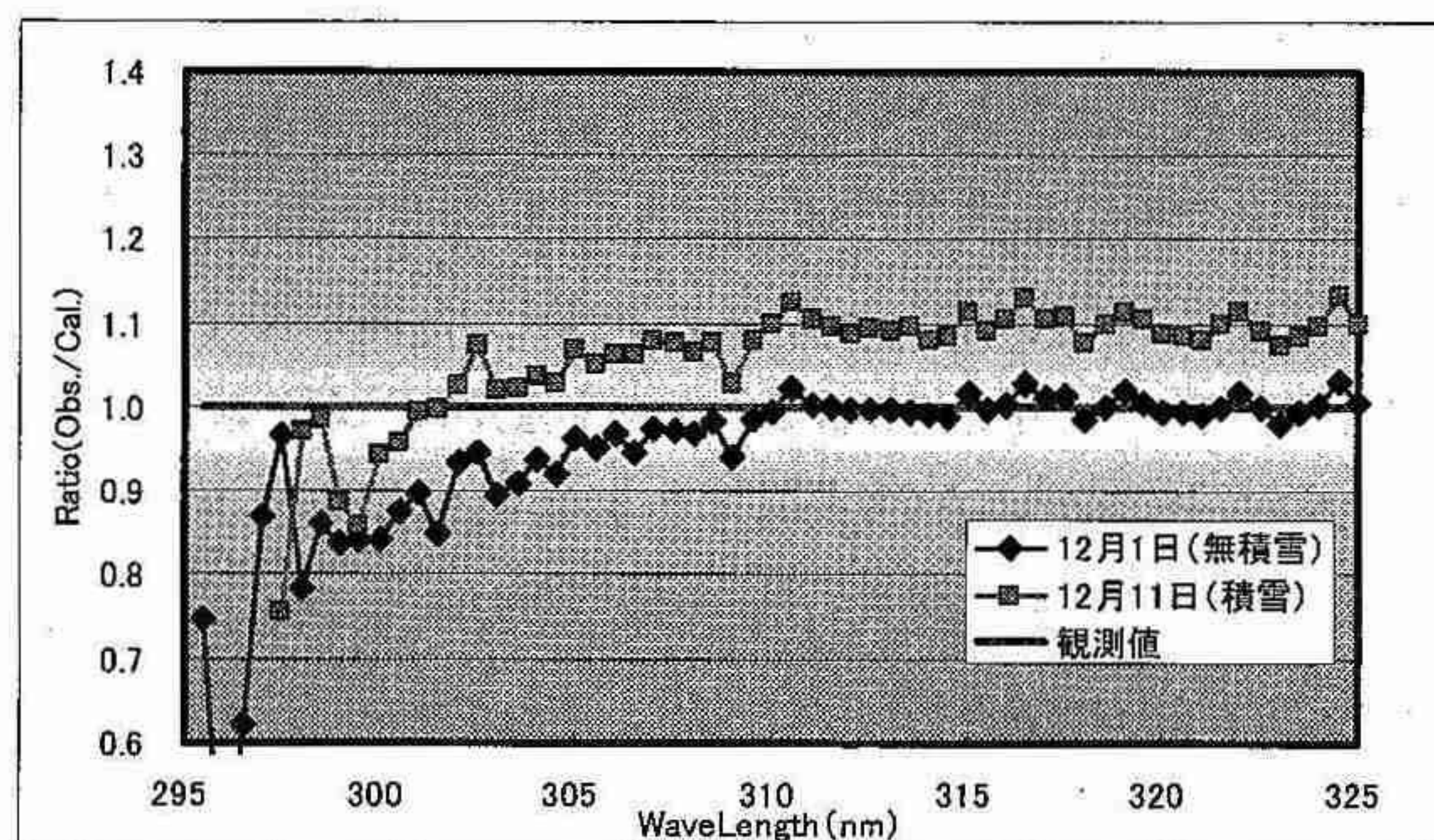


図5 積雪と無積雪状態のモデルと観測値の比
(観測値/モデル計算値、注: 図1とは逆)

この結果、図4からアルベド自身を見積もると、コンクリートに対し30%程度新雪が混合するアルベドがこのときの札幌に

おける新雪時のアルベドであると言える。

5. まとめ

紫外域放射伝達モデルの入力パラメータを調整することにより、モデルの計算結果が Brewer による観測値への再現性が向上した。これにより、大気エアロゾルの特徴(タイプや厚さ)や地表面アルベドの影響を見積もることができるようになった。

エアロゾルの季節別のタイプは春が大陸性、夏が海洋性、秋冬が都市型とおおよそその特徴をつかむことができた。

また、精度向上のため大気の光学的厚さを常時データのある直達日射量から推定する方法を考案した。

今回の解析において、データ量により統計的な解析が十分出来なかった。統計量を増やすためには、オゾンプロファイルの実測値がない日にも推定する手法考案する必要がある。

統計量を増やすことで、モデルの再現性がより向上し、紫外線予測情報の精度を上げることが出来ると期待される。

【謝辞】

波長別紫外域日射観測結果、および直達日射による光学的厚さの資料は、気象庁環境気象管理官及びオゾン層情報センターから提供していただいた。また、スカイラジオメータの資料を富山大学の青木一真助教授から提供していただいた。この場を借りてお礼申し上げます。

【参考文献】

- Aoki, K., and Y. Fujiyoshi, 2003: Sky Radiometer Measurements of Aerosol Optical Properties over Sapporo, Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 493-513.
- Aoki, Te., Ta. Aoki, M. Fukabori and A. Uchiyama, 1999: Numerical simulation of the atmospheric effects on snow albedo with a multiple scattering radiative transfer model for the atmosphere-snow system, *J. Meteorol. Soc. Japan*, **77**, 595-614.
- Aoki, Te., Ta. Aoki, M. Fukabori, and T. Takao, 2002: Characteristics of UV-B Irradiance at Syowa Station, Antarctica: Analyses of the Measurements and Comparison with Numerical Simulations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 161-170.
- Hess, M., P. Koepke, and I. Schult, 1998: Optical Properties of Aerosols and Clouds: The software Package OPAC. *The Am. Meteor. Soc.*, **79**, 831-843.
- 伊藤真人, 2004: ブリュウワー分光高度計を利用した地表面波長別紫外域日射観測装置の開発と観測. *高層気象台彙報*, **64**, 19-34.
- 橋本徹, 山内豊太郎, 本田耕平, 2006: 直達日射量からエアロゾルの光学的厚さを算出する手法. *J. Meteorol. Res.*, **58**, 1-3.
- 坂本尚章, 能登美之, 島村哲也: 紫外域放射伝達モデルの検証に関する研究. 2007: *細水*, **52**, 24-25.

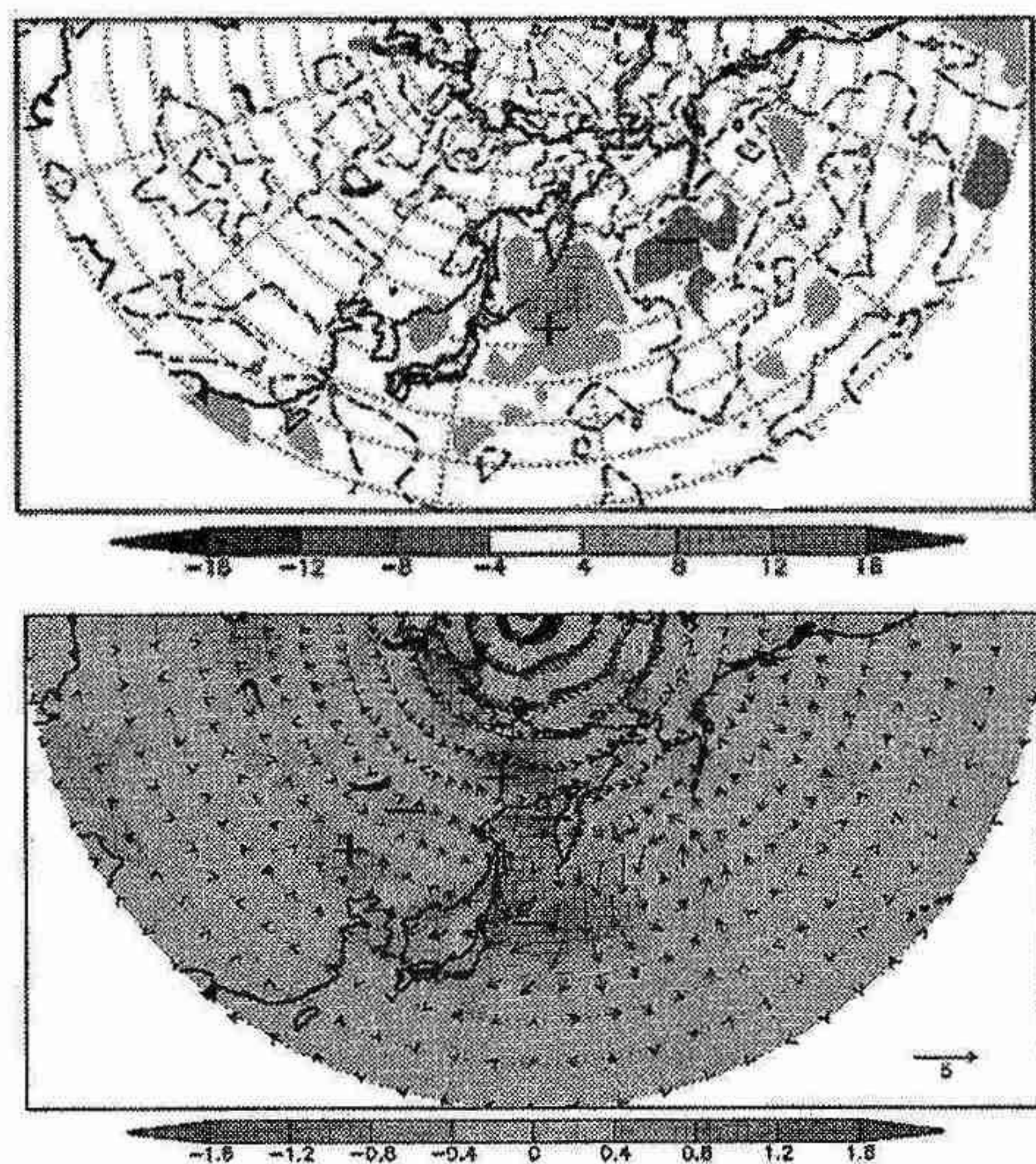
3. 気象衛星観測データを用いたオホーツク海高気圧時の下層雲量について 第2報

萱場互起 (札幌管区气象台 気候・調査課)

1. はじめに

初夏にオホーツク海高気圧が強まると、北日本の太平洋側では、北東風や下層雲に覆われ、低温や日照不足が懸念されることは知られている。だが、その全体の雲量や高気圧周辺の下層雲の分布及び下層雲量については明らかになっていない。本調査研究では、気象衛星観測データや客観解析データを用いて、オホーツク海高気圧発生時の下層における雲量や温度場を統計解析（相関解析、合成解析）や事例解析を行い考察した。また、下層雲量の発生要因についても調査した。

平成18年度第1回支部研究発表会要旨「気象衛星観測データを用いたオホーツク海高気圧時の下層雲量について」では、1985～2004年の7月においてオホーツク海高気圧が発生した日を客観的に42事例抽出し、下層(1000hPa)温度や下層(1000～680hPa)雲量の平年偏差の分布を合成した。結果を第1図に示す。



第1図 オホーツク海高気圧発生時42事例の合成図
(図中の+は正偏差域、-は負偏差域を示す。)
上図：下層(1000～680hPa)雲量の平年偏差(%)
下図：1000hPa温度(K)と風ベクトルのそれぞれの平年偏差

オホーツク海高気圧が発生した日は、北海道の東海上では下層雲量が多くなり（第1図上図参照）、下層温度は低くなる（第1図下図参照）結果が得られた。また、東シベリア付近は気圧の尾根となるため、下層温度は顕著な正偏差となった。よって、東シベリアから北海道の東海上にか

けての下層における南北の温度傾度は逆転するセンスがあることが考えられた。そこで、北海道の東海上に発生・維持した下層雲は、僅かではあるがこの南北の温度傾度の逆転に一役担うのではないかと考察した。今回は、相関解析や事例解析を行い、上述した合成解析結果との比較・検討を行った。

2. データと手法

2.1 データ

海面気圧、指定面気圧温度は、ECMWF 客観解析日別（1日2回）データを用いた。日別データは該当日の2個のデータの平均値とした。

雲量は、ISCCP（国際衛星雲気候計画）気象衛星観測データ（1日8回）を用いた（米国国家航空宇宙局（NASA）ホームページから取得）。日別データは該当日の8個のデータの平均値とした。鉛直層は7層（180～1000hPa）で、本調査では下層雲量を680～1000hPa、上層雲量を180～680hPaとした。

調査期間は1985～2004年（20年間）における7月とし、平年値は調査期間の日別データを平均した値とした。

2.2 手法

相関解析では、算出したオホーツク海高気圧指数と全層雲量や下層雲量、下層(1000hPa)温度の相関関係を月別、日別データを用いてそれぞれについて特徴を調べた。オホーツク海高気圧指数は、北緯50度から60度、東経130度から150度に囲まれた格子点の500hPa高度を面積比を考慮した上で領域平均した値とした。

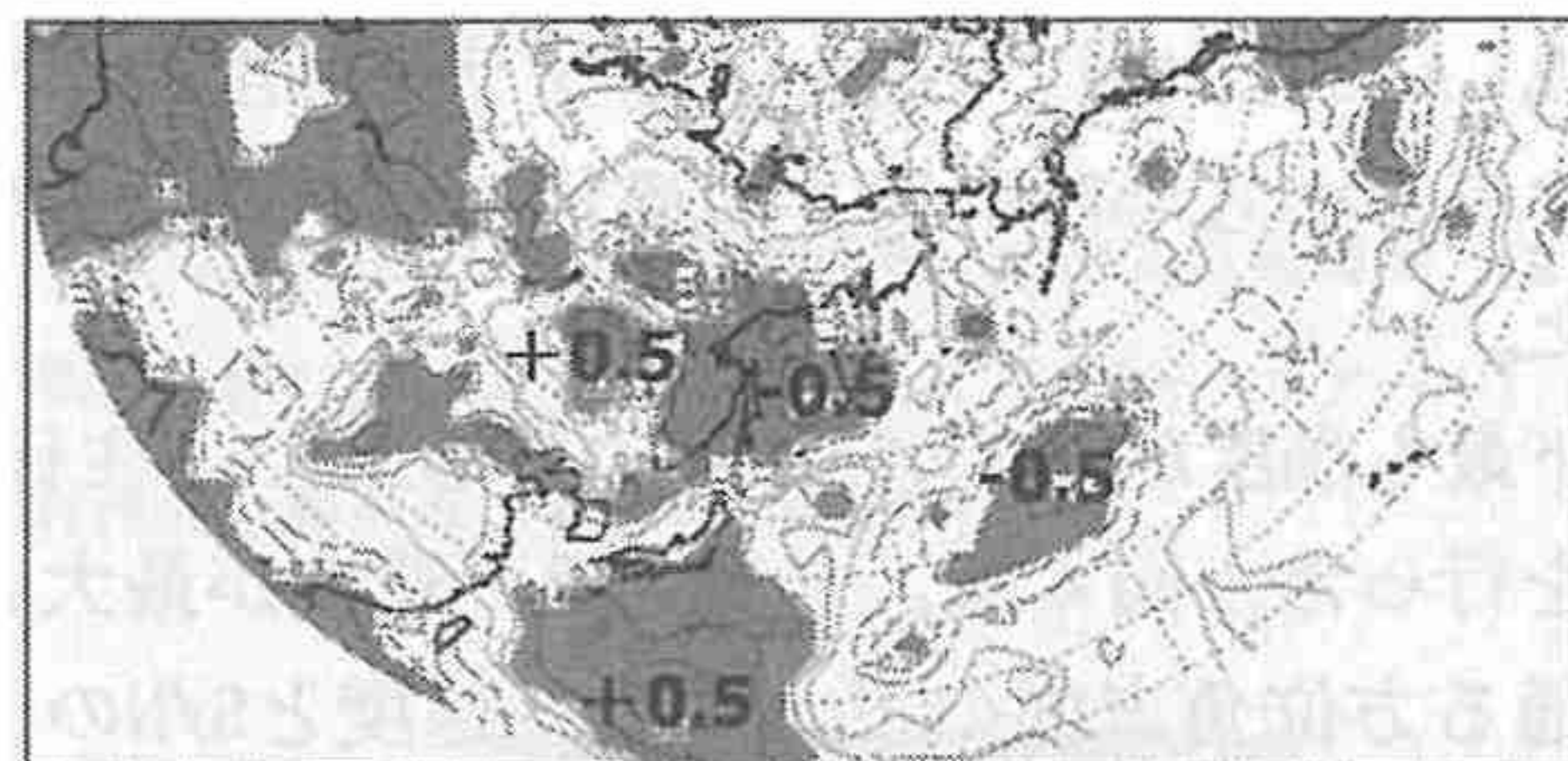
事例解析では、オホーツク海高気圧指数が大きかった1988年7月16～28日の全層雲量や下層雲量、下層(1000hPa)温度とそれぞれの平年偏差の期間平均の分布を調べた。また、下層における水平温度移流を調べ、発生要因についての考察を行った。

3. 結果と考察

3.1 相関解析

オホーツク海高気圧指数と1000hPa温度平年偏差の相関では、東シベリア域で正相関、北日本を中心とする地域で

負相関でそれぞれ有意な結果が得られた(図略)。全層雲量については、日本の太平洋側を中心に正相関、オホーツク海を中心に負相関となった(第2図参照)。下層雲量については、北海道の東海上で正相関が示されたが顕著ではなかった(図略)。



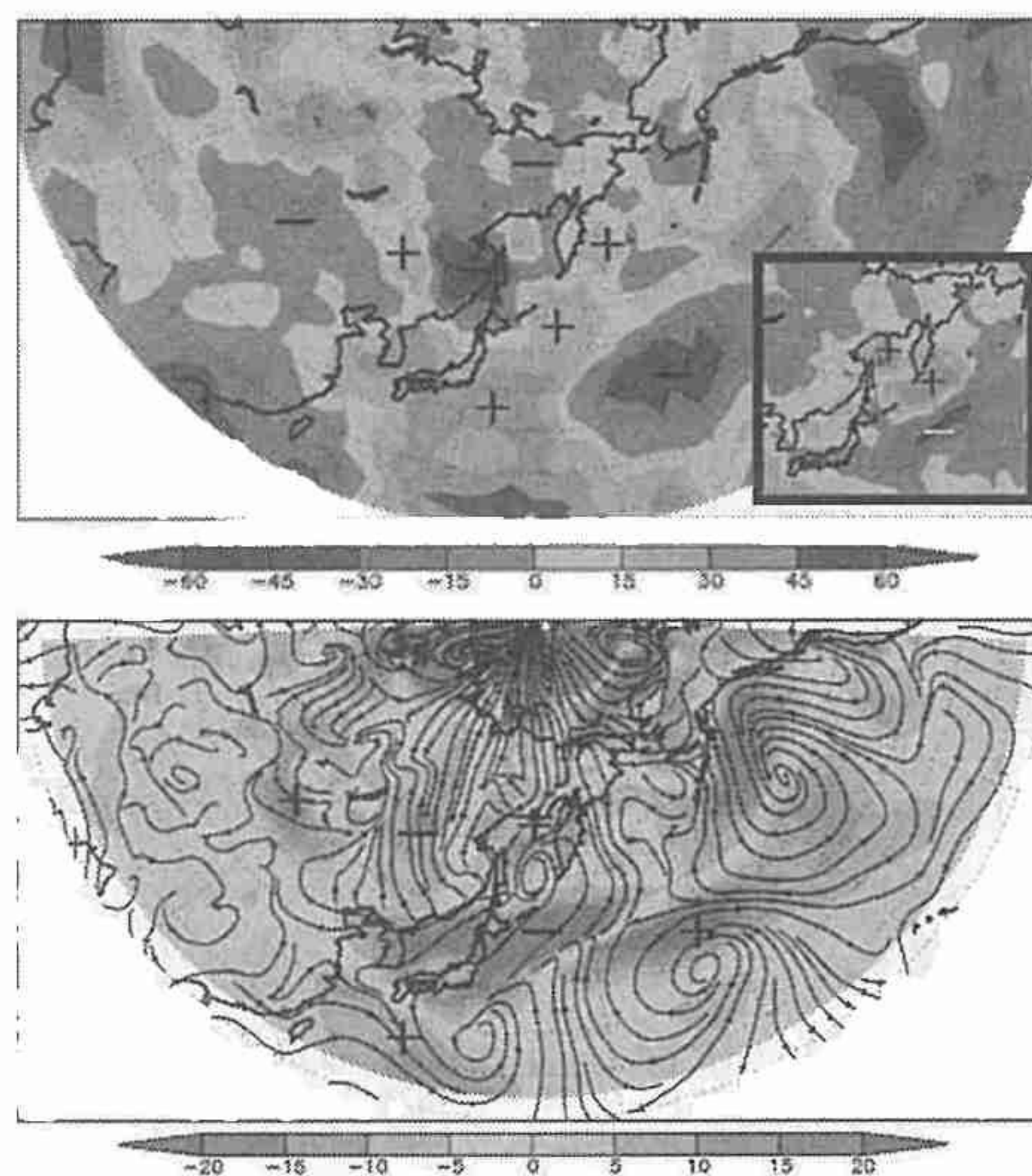
第2図 オホーツク海高気圧指数と全層雲量年平均偏差の相関係数
(陰影部分はt検定による信頼度90%以上を示す)

よって、オホーツク海高気圧指数との相関については、オホーツク海から日本付近における1000hPa温度年平均偏差や全層雲量に有意な相関が得られたが、北海道東海上の1000hPa温度年平均偏差や下層雲量については有意な結果が得られなかった。これは、オホーツク海高気圧指数には、太平洋高気圧が北海道東海上やオホーツク海への張り出す影響や、移動性高気圧の通過などの影響が含まれている可能性がある。これらの影響で北海道東海上の雲(下層雲)は発生しにくく、また、日射量が多くなることで下層温度が高くなる。よって、オホーツク海高気圧発生時のオホーツク海付近の正確な気象特性が得られにくいと判断した。

3. 2 事例解析

オホーツク海高気圧が発生した1988年7月16~28日の期間平均について、1000hPa温度年平均偏差では、東シベリア域で正偏差、日本付近で負偏差となり合成解析と整合する結果となった(図略)。また、北海道の東海上では顕著な負偏差で、東シベリアから北海道の東海上にかけて、南北温度傾度は逆転するセンスがあることを再確認した。雲量については、全層雲量は相関解析結果と整合しており、日本の太平洋側で正偏差で、年平均差が約+30%以上となる結果が得られた。北海道の東海上では、全層雲量が+15~+30%の正偏差となった(第3図上図参照)。なお、上層雲量(680~180hPa)は約-30~-15%の負偏差となり(図略)、下層雲量は+15~+30%の正偏差(第3図上図右下)となる結果が得られた。これは、オホーツク海高気圧が発生した期間における北海道の東海上では、上層雲量は減少するが、下層雲量は維持・増加することを示している。

第3図下図より、北海道の東海上から日本の太平洋側は、強い寒気移流による温度低下が顕著な場所であることから、北海道東海上の下層雲は海面温度との差によって発生する対流性の雲(蒸気霧)であると考察した。発生した下層雲は放射強制による大気冷却効果で下層大気を更に冷やす。下層大気が冷やされたことで、海面温度との差が大きくなり、海面付近の下層雲が増加(発生)するというフィードバックも考えられる。



第3図 1988年7月16~28日の期間平均図
(図中の+は正偏差域、-は負偏差域を示す。)
上図：全層(1000~180hPa)雲量年平均偏差(%)
(右下に下層(1000~680hPa)雲量年平均偏差(%)を示す。) 下図：1000hPa水平温度移流(K/day)と流線のそれぞれの年平均偏差

4 まとめ

オホーツク海高気圧発生時のオホーツク海付近の下層における雲量や温度場を統計解析や事例解析から調べ、下層雲量の発生要因について調べた。その結果、下層寒気の移流が顕著な北海道の東海上では、対流性の雲(蒸気霧)が発生し維持するという結果が得られた。これは、相関解析結果では得られなかったが、合成解析や事例解析の結果から得ることができた。下層温度場については、北海道の東海上は負偏差で、東シベリア付近は正偏差となり、南北温度傾度は逆転するセンスがある結果が得られた。北海道の東海上の下層雲は、僅かではあるがこの南北の温度傾度の逆転に一役担うのではないかと考えられる。

5 参考

気象衛星観測データを用いたオホーツク海区気圧時の下層雲量について、細氷 52, 34-35, 2006

4. ドップラーライダーで検出した“つむじ風”

*藤原忠誠¹、山下和也¹、藤吉康志² (1; 北大院・環境科学、2; 北大低温研)

1. はじめに

大気境界層中には、つむじ風や塵旋風と呼ばれる小スケール(直径10m~100m、高さ100mのオーダー)の渦状の擾乱が、発生することが知られている。これまでの観測結果(Sinclair, 1966, 1969, 1973; Hess et al., 1988; Hess and Spillance, 1990)によると、ダストデビルは地表面付近に超断熱層が存在し、一般風が弱い時に発生しやすく、午後の早い時間を中心に発生することが知られている。またダストデビルは、多量の熱・運動量フラックスを輸送する(Kaimal and Businger, 1970)。しかしながら、ダストデビルは、非常に小スケールであり、また晴天時に発生するため、時空間的な観測が困難であり、理解が進んでいない。

我々は、走査型ドップラーライダー(以下CDL)を用いて、2006年10月4日日中、札幌において、渦状の構造を持つ“つむじ風”の観測に成功した。このときの分解能は、視線方向50m、方位角方向は、約1°(CDLからの距離1000mで分解能19m)であった。今回は、発生時における環境場と“つむじ風”の発生場所及び特性について報告する。

2. 発生時の環境場

図1は、2006年10月4日における札幌管区気象台(CDLより南南東に約2.7km)での気象要素、及びCDLの散乱強度及び求めた対流混合層高度の時間変化である。この日は、朝より快晴であり、日中にかけて気温が上昇するとともに対流混合層も発達し、昼ごろには積雲が形成されていた。渦状の擾乱が観測された12:24-12:31にかけては、気温は23°Cと10月としては高く、風速は1-2 ms⁻¹で弱く、対流混合層高度も1200mと発達していた。

3. つむじ風の発生場所と特性

図2に、ドップラー速度分布図(PPI仰角2.2度)及び“つむじ風”(図1のA~0)の発生場所を示す。“つむじ風”は、観測範囲内に多数(15個)発生し、渦はすべて反時計回りであった。ドップラー速度分布の西側は、晴天日に見られる網目状の構造であり、一方東側より、強風帯(図2の白丸点線と矢印)が進入していた。最も渦度が大きかった“つむじ風”A

は、強風帯の先端部つまり、水平シアーが大きいところに発生したと考えられる。図3は、図2の“つむじ風”Aの拡大図であり、ドップラー速度の水平分布パターンから半時計周りの渦状のパターンを生じていた。

以下最も渦度が大きかった“つむじ風”Aに注目し、解析を行った。図4は、ドップラー速度が最大と最小を通る方位角方向のドップラー速度とS/Nの分布図であり、これにより渦度(2ΔV/D)(ΔV:最大と最小のドップラー速度差)及び直径(D)を抽出した(Brown and Wood, 1991)。表1に、“つむじ風”Aの特性の時間変化を示す。これにより渦のコアの直径(D)は、100-210mであり、渦度(2ΔV/D)は最大0.25 s⁻¹、最大のドップラー速度差(ΔV)は13.1 ms⁻¹であった。最近のレーダー観測(Bluestein et al., 2004)の値と比較すると、速度差はほぼ同程度であるが、渦のスケールが本観測の方が大きく(Bluestein et al.: 30-130m)、渦度が小さかった(Bluestein et al.: 0.5-1ms⁻¹)。

図5は、“つむじ風”Aの直径、渦度、視線収束の時間変化であり、視線収束が1走査で大きく、1から2走査にかけて直径は減少し、渦度は強化された。つまり、強い上昇流による渦管が引き伸ばされ、渦度が強化されたと考えられる。以上より渦度の成因に関しては、(1)網目状構造、(2)水平シアーが考えられる。

4. まとめ

高分解能の走査型ドップラーライダーを用いて、日中晴天時に観測すること成功した。本事例においては、多数のつむじ風が観測され、興味深いことにいずれも反時計回りであった。つむじ風のスケールでは、時計回り、反時計回り両方発生する可能性が考えられるが、本事例においては反時計回りの渦は観測されなかった。今後なぜ反時計回りの渦が発生しなかったのか明らかにしたい。

このほかにも、海風前線上や夜間安定層においても渦状の擾乱が観測されており、従来では捉えることができなかった小スケールの渦状の構造の解明を目指している。

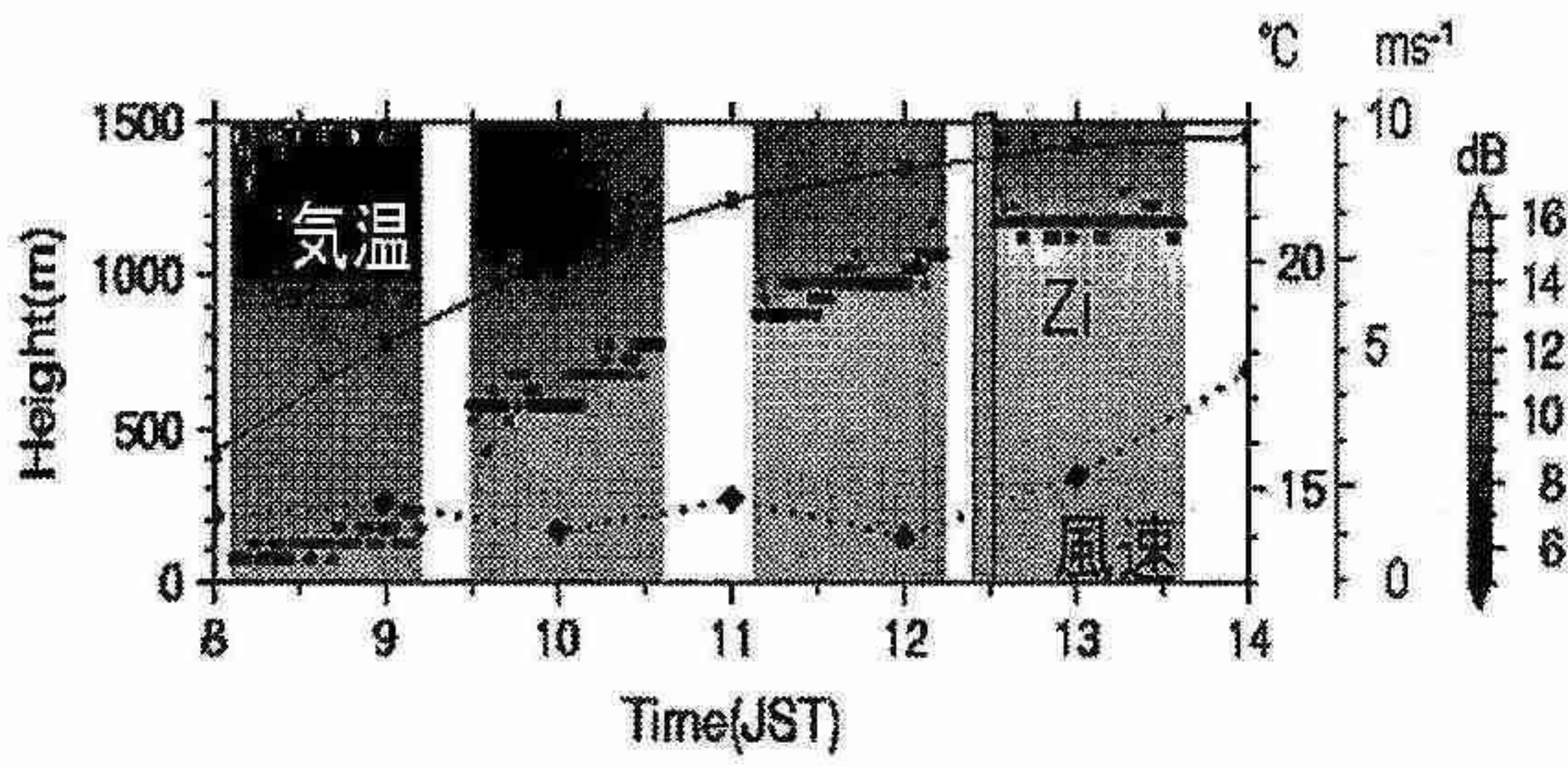


図1 つむじ風発生時(灰色の時間帯)前後の気象要素(気温:実線、風速点線)及びCDLの散乱強度(グレースケール)及び求めた対流混合層高度(●)の時間変化

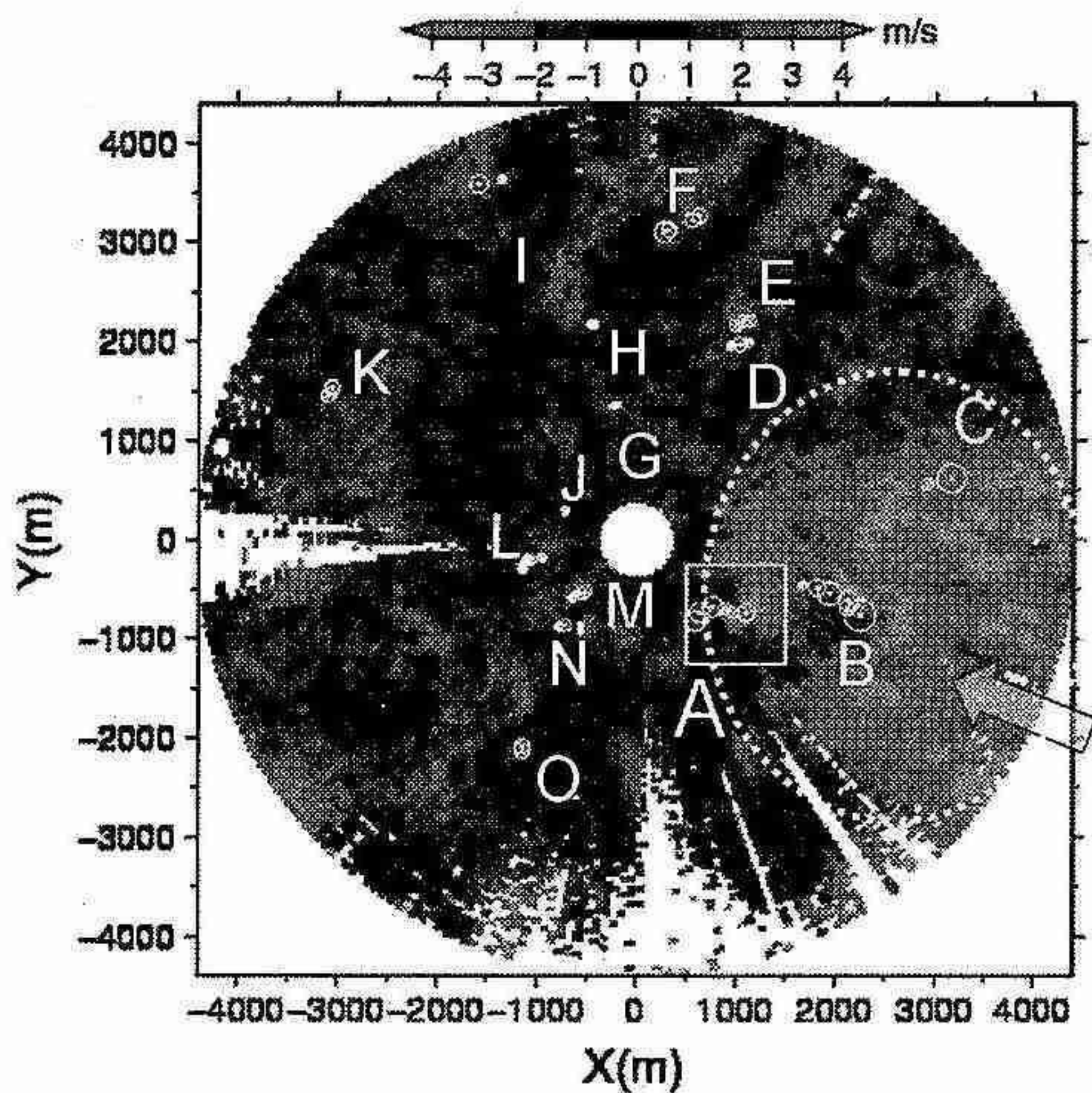


図2 ドップラー速度分布図(12:23:27-12:24:46。PPI仰角2.2度、外周で高度約170m。観測範囲は4.4km。)と渦の発生地点(A~Oの白丸)

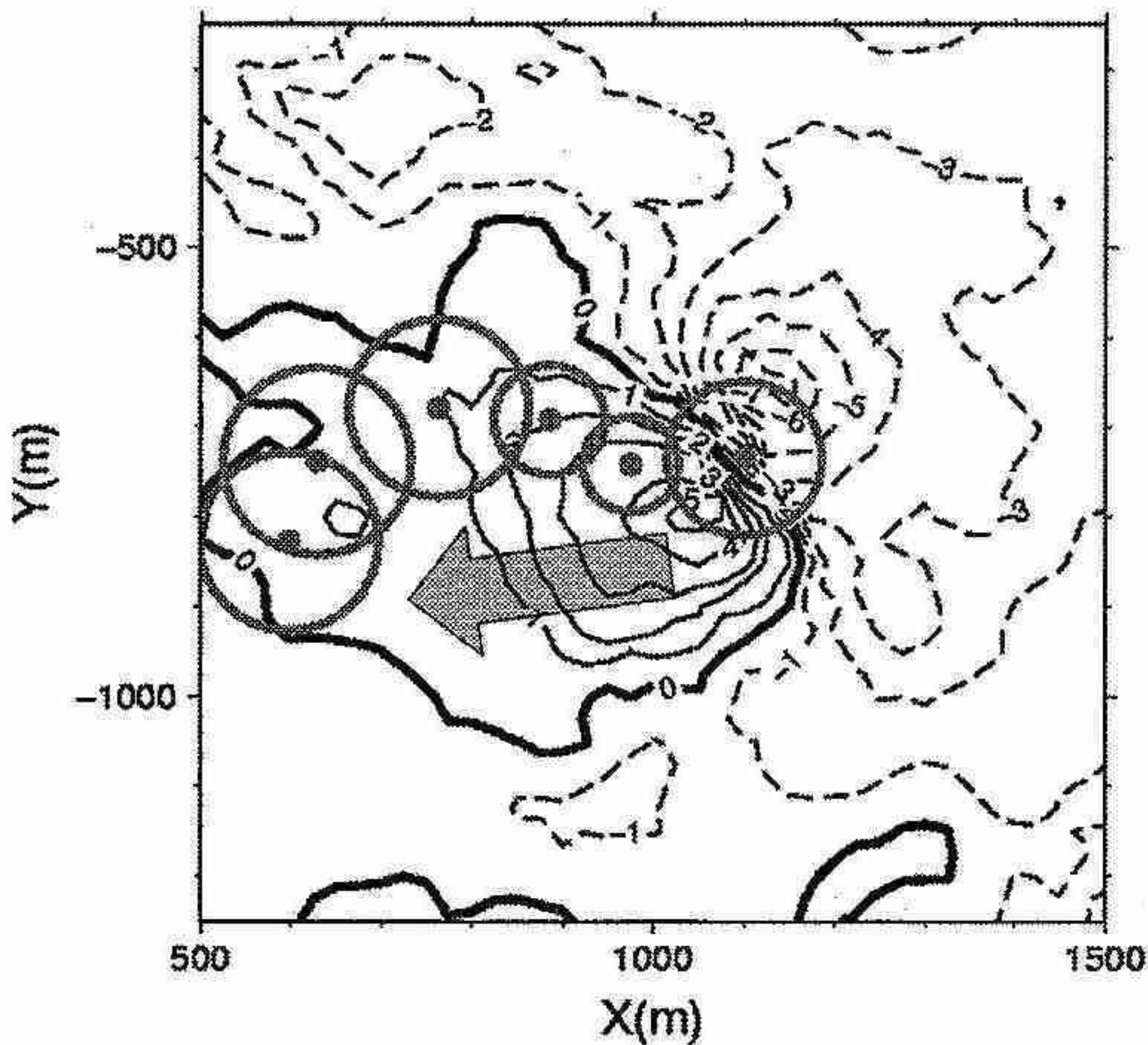


図3 つむじ風A発生付近のドップラー速度分布(白四角領域の拡大)実線は0値、実線は正值(CDLから遠ざかる速度)、破線は負値、等値線間隔は 1ms^{-1} である。)及び渦の移動(灰色円が渦の直径、矢印の方向に移動(全6走査)、図右の灰色円(1走査)とドップラー速度が対応)

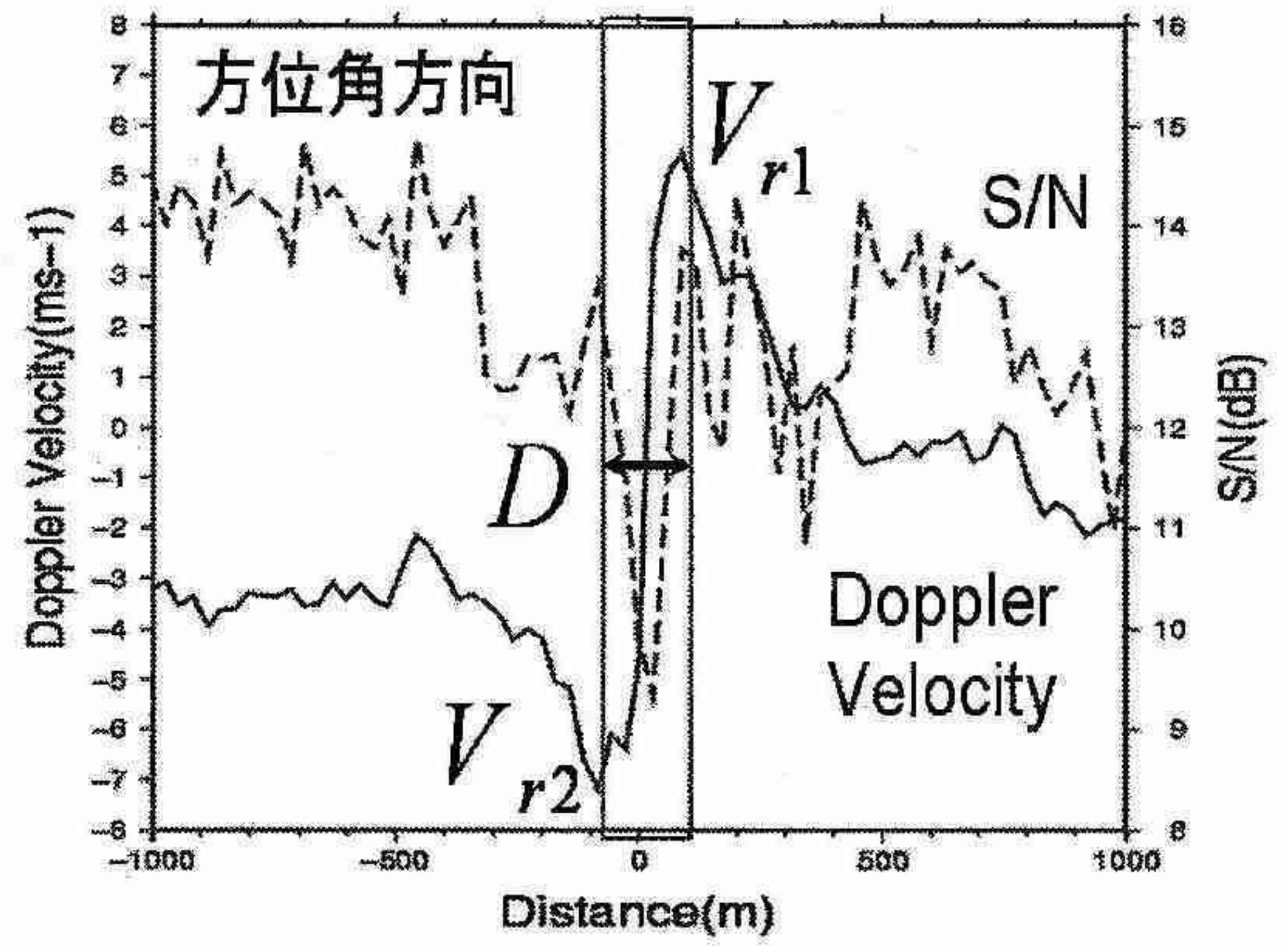


図4 12:24:15における渦の方位角方向のドップラー速度と、S/Nの分布

表1 つむじ風の特徴。 ΔV (m s^{-1}): 最大と最小のドップラー速度差、 D (m): その距離、 $2\Delta V/D$ (s^{-1}): 渦度の見積もり

Time (JST)	Maximum Doppler			
	velocity (ms^{-1})	ΔV (ms^{-1})	D (m)	$2\Delta V/D$ (s^{-1})
12:24:15	-7.2	12.6	170	0.15
12:25:21	-7.7	13.1	110	0.25
12:27:05	-8.6	11.9	120	0.20
12:28:09	-6.7	11.9	200	0.12
12:29:56	-3.4	9.6	210	0.09
12:30:55	-3.4	7.2	200	0.07

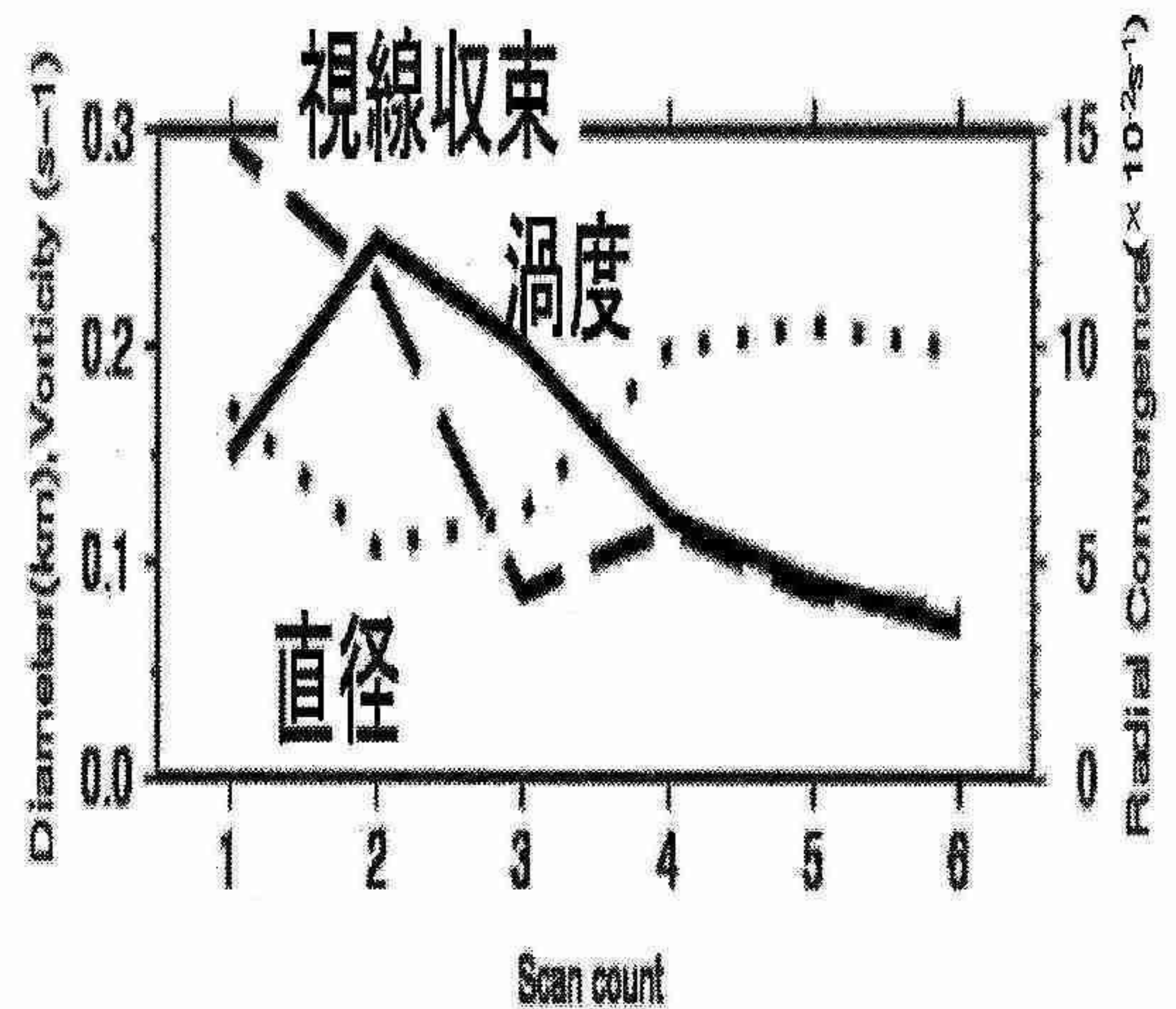


図5 渦の直径(点線)、渦度(実線)、視線収束(破線)の時間変化。1走査は、約90秒

5. 紋別に設置したドップラーレーダーを用いた オホーツク海沿岸の大気—海氷相互作用の観測

*宮崎祐平(北大・環境科学院)、藤吉康志(北大低温研)

1. はじめに

大陸や海氷域を起源とする寒気が相対的に暖かい海上へ流れ出ると、大量の熱と水蒸気が海洋から大気へ供給され気団変質が進行し、風下に筋雲が発生する。一方、海氷は、寒気吹き出し時の大気—海洋間の熱交換を妨げる効果があるため、海氷の消長は、高緯度での大気—海洋間の熱収支や気候を議論する上で鍵となる。

我々が航空機を用いて行った冬のオホーツク海上での観測によれば、海面が完全に海氷で覆われた場合には大気—海洋間の熱交換が妨げられるが、海氷の割れ目(リード)があると、たとえ個々のリードが狭くても積算として大きな熱交換が行われることが示された。従って、衛星画像でオホーツク海上の筋雲の発生地点を見ると(図1参照)、海氷密接度が高いほど、風下での筋雲の発生地点が遠くなっている。

一方、樺太と北海道の間では、西に吹き出しの筋雲が存在しないにも拘わらず、海氷の風下の東側に筋雲が発生する現象がたびたび衛星画像では見られる。海氷は、大気—海洋間の熱交換を妨げる効果があることを考えると、この現象は不可解である。



図1 MODDIS による衛星画像

2006年春の気象学会で報告したように、北大低温研では、2006年1月から紋別にXバンドドップラーレーダーを設置して、海氷とその上空の雪雲の同時観測を開始した。その際、数多くの興味深い現象が観測されたが、中でも衛星画像と同様に、海氷の風下で筋状の降雪エコーが発生しないしは強化された事例がみつかったので、詳しく解析を行った。

2. 観測結果

図2は雪雲の通過と共に海氷が生成された2006年2月2日のPPI画像(仰角 0.6°)の時間変化である。

筋状の雪雲が海岸線に平行に北西から南東に進むにつれて、紋別沖に海氷が形成されていくのが明確に確認できる。

図3は紋別沖で海氷がゆっくりと生成、成長していく様子が観測された2006年2月7日のPPI画像(仰角 0.6°)の時間変化である。

過去の研究によると日中の北海道オホーツク海沿岸では海洋は大気から熱を受け取っており、海氷は融解すると示されているが、今回の観測結果はこの結果と相反して日中にも関わらず海氷が生成されている。

図4は海氷が移動・変形している様子が観測された2006年2月12日のPPI画像(仰角 0.6°)の時間変化である。

今回の観測では6分ごとにデータを取得しており、図4で示したように、従来の衛星による観測では得られない高い時間・空間分解能で海氷の動きを解析することが可能である。

図5は海氷の風下で筋状の降雪エコーが観測された2006年2月1日のPPI画像(仰角 0.6°)の時間変化である。

枝幸付近から紋別付近の沖合い約20km~30kmにかけて海氷が存在している(図中○で囲んだエコー)。海氷の北から南へ次々と筋状の降雪エコーが南下していくが、海氷の北側では筋状エコーが不明瞭であるが、海氷の南端を過ぎる時には、エコー強度が強くなり、明らかに筋雲が発達している。

一方、海氷に着目すると降雪エコーがその上空を通過し始めるとともに反射強度が強くなっている。これは、海氷の上に降雪が積もったためである。さらに降雪エコーが強くなった海氷の南端では新たな海氷の成長が見られ、まさに大気と海氷の相互作用が起こっている。

この現象は陸上から海上に吹き出し一度大量の熱と水蒸気を得た寒気が、沖に存在していた海氷上を通過する際に再び冷やされたことが原因であると考えられ、現在解析を行っている。

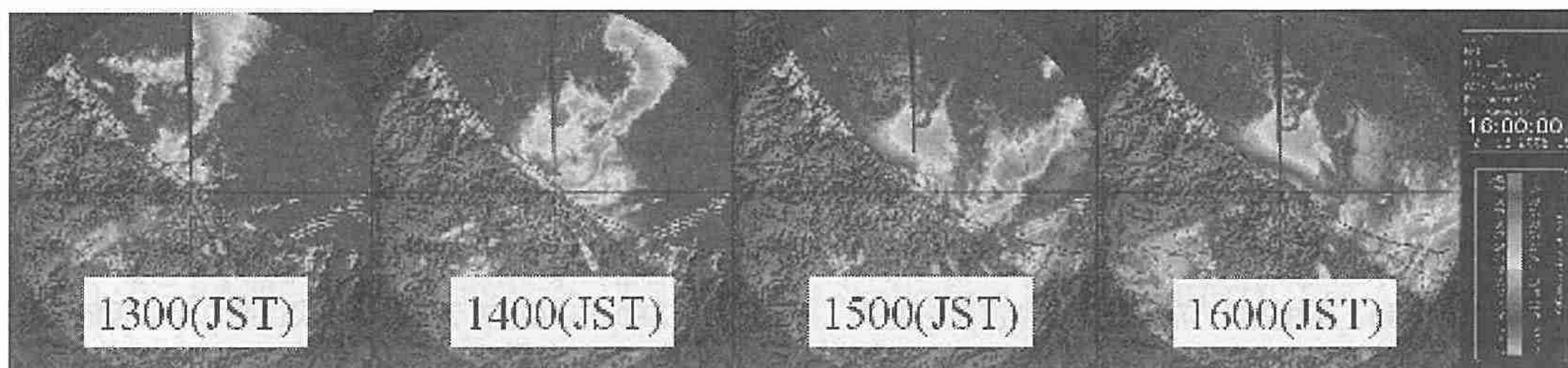


図2 雪雲による海氷の生成

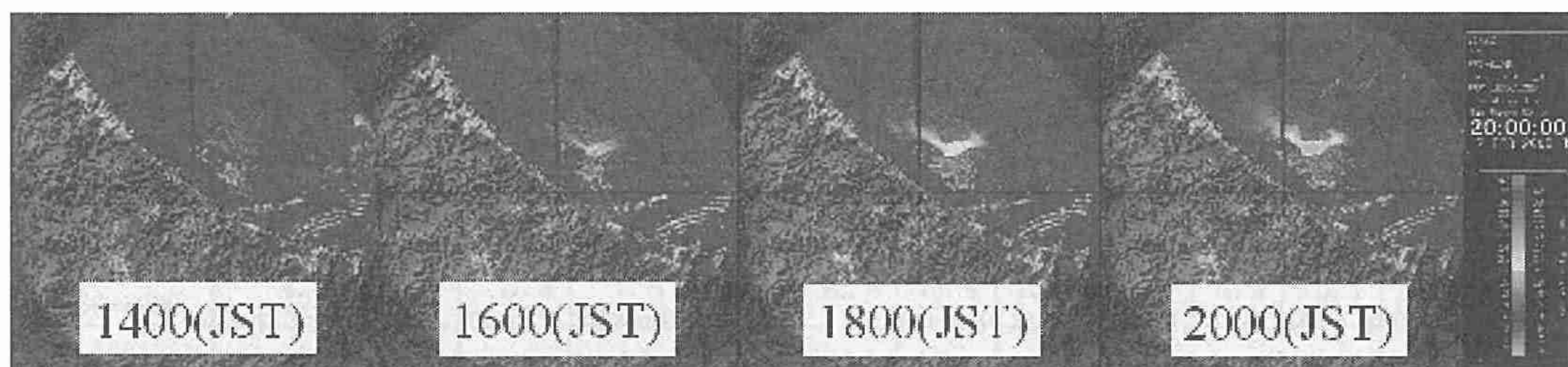


図3 海氷の生成

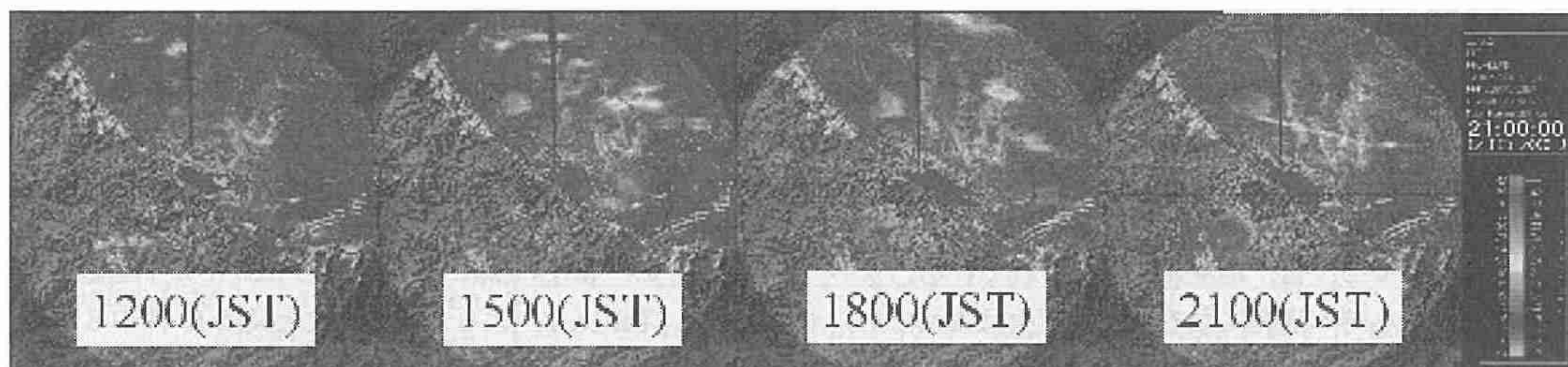


図4 海氷の移動・変形



図5 紋別沖で観測された筋状雲

6. 気候変動下での北方林の森林火災

早坂 洋史 (北大工)

1. はじめに

近年、北方林 (通称タイガ) では、大規模な森林火災が頻発しているが、この背景には、最近の気候変動、特に急激な地球温暖化の影響があるものと考えられている。高緯度地帯では、温暖化により、顕著な気温上昇と降水量増加の現象が生じている。しかし、この気温上昇と降水量増加は主に冬季の現象とされるが、実態はあまり明らかではない。また、気候変動と森林火災の活発化の関係もよく知られていないのが現状である。そこで、本論文では、過去半世紀の気象と森林火災のデータを使って、アラスカとシベリア・サハ共和国での気候変動と森林火災の活発化との関連性を調べたので報告する。なお、紙面の都合上、主にアラスカの結果について記述する。

2. アラスカとサハ

アラスカは北米大陸の最北西部の北緯 58° ~ 71°、西経 141° ~ 166° 位置している。アラスカの森林は北方林と呼ばれ、ブルックス山脈とアラスカ山脈で囲まれた内陸アラスカに主に広がっており、森林面積は 460,000 km² で、森林は主に黒トウヒ、白トウヒ、ポプラ、樺の木、水苔、地位類で構成されている。森林火災は所謂、樹冠火により活発化する。焼損面積のほとんどは、雷が原因の火災によるものである。サハ共和国は、極東シベリアの北緯 56° ~ 73°、東経 106° ~ 160° に位置している。サハの森林は、北極圏の南側に存在している。ヤクーツクはサハ共和国の首都で北緯 62.1°、東経 129.8° 付近に位置している。サハ共和国の面積は、約 1,430,000 km² である。サハの森林は主にカラマツ、松、トウヒ、コケモモ、苔、地位類で構成されている。サハの森林火災も時々活発になるが、樹冠火はまれである。人為火災が火災発生件数のほとんどを占めている。

アラスカとサハの特徴である、国土と森林の面積、火災の件数と焼損面積を Table 1 にまとめた。Table 1 より、サハの森林面積はアラスカよりも 3 倍大きいにも拘わらず、火災件数はほぼ同じで、焼損面積はアラスカよりも小さい。これはサハの火災統計が管理林 (全森林面積の約 42%) のみの値であるためと思われる。

Table 1 Comparison of Alaska and Sakha

	Alaska	Sakha	Ratio(S/A)
Land Area, km ²	1,518,800	3,103,200	2.04
Forest Area, km ²	460,000	1,430,000	3.11
Number of Fires	463*	546**	1.18
Burnt Area, km ²	3,821*	1,797**	0.47
Remarks	*1956~2005	**1955~2005	

3. アラスカの森林火災¹⁾²⁾

Table 2 にアラスカの森林火災と気象の傾向を示し

た。気象データはアラスカ大学の気候研究センターより入手した。Table 2 には、火災と気象の平均値を 3 期間、1956-2005 年、1956-1989 年、1990-2005 年に分けて示した。Table 2 より、1. 1990 年以後の森林火災は、年間平均発生件数 547 件、年間平均焼損面積は 6,225 km² であった。1990 年以前と比べると、件数で 123 件 (29%) の増、焼損面積では 3,536 km² (131%) の増で、2.3 倍も増加していること、2. 火災 1 件当たりの年間平均焼損面積では、1990 年以前と比べると、1990 年以後は 11.4 km²/件で、1990 年以前と比べると、火災 1 件当たり 5 km² (79%) も増加したこと、などがわかった。1 と 2 より、1990 年以後、アラスカの火災は明らかに活発化し大型化している。

この最近の火災の増加傾向と気象との関連性を調べるために、降水量と平均最高気温を Table 2 にまとめた。Table 2 から、3. 1990 年以後の平均最高気温は、1990 年以前の平均値と比べると、1°C 以上の上昇が 3 ~ 6 月に見られた。特に、4 月に 2.8°C もの顕著な上昇があったこと、4. 1990 年以後の降水量は、1990 年以前の平均値と比べると、3 ~ 6 月で減少したが、-0.2 から -0.9 mm 程度であったこと、などがわかった。

3.2.2 大規模火災年と気象

1956 年以後の十大火災と気象の関連性を調べるために、降水量と平均最高気温の偏差を Table 3 に示した。偏差を使う事で、平均値と比べての降雨量の多寡、気温の高低が把握しやすい。Table 3 中の記号 ΔP_{10} 、 ΔT_{10} 、 $\Delta \bar{P}_{10}$ 、 $\Delta \bar{T}_{10}$ は、順に降雨量の偏差、気温の偏差、降水量の平均偏差、最高気温の平均偏差を表している。Table 3 の一番下の欄に 1956 年から 1989 年の平均値を示した。Table 3 より、1. 十大火災は 10 件中 6 件が 1990 年以後に発生していること、2. 最高気温の平均偏差 $\Delta \bar{T}_{10}$ は、平均値と比べ、3 ~ 8 月の全てで平均 1 ~ 2°C も高かく、特に、4 ~ 6 月は 2°C も高かく、3. 降水量の平均偏差 $\Delta \bar{P}_{10}$ は、平均値と比べ、6 月、8 月で各々平均 2 ~ 8 mm 程度であったこと、などが見てとれる。以上の結果と、4. アラスカでは、雷が原因の火災のほとんどが 6 月と 7 月に始まっていること、5. 雷により発生した火災は、大量の降雨がない場合、数週間以上継続するのがアラスカでは普通で、気象条件が火災に適した条件 (低湿度、高温、適当な風向・風速) で活発化し、焼損面積が大きくなることなどを考慮すると、Table 3 の十大火災の傾向から、アラスカでは 6 月の気温と降水量が重要な指標であると言える。

同様のまとめ方を小規模な森林火災しか発生しなかった 5 年の状況を調べた (表割愛)。この結果、

1. 小火災は5件の内4件が1960年代に発生していること、
2. 小火災では3-8月の全期間で気温の平均偏差 $\Delta\bar{T}_5$ は-1℃ほど低く、特に6月は-2℃と低いこと、
3. 小火災では降雨量の平均偏差 $\Delta\bar{P}_5$ は6月、8月で各々平均2,12mm程度と多いこと、などがわかった。

以上の考察により、アラスカでは火災活動は、主に6月の気温に依存している、と言える。この結論は、Duffyら³⁾の考察の結果とも一致している。また、8月の降雨量は、地中火の活動を左右していると言える。

4. 結論

気候変動による気象の変化と森林火災の活発化を詳しく調べ、6月の気温と降水量が森林火災に大きく影響していることを明らかにした。すなわち、アラスカで

は主に6月の気温（サハでは主に6月の降雨量）が、森林火災の活発化を支配する大きな要因であることがわかった。

参考文献

- 1) 早坂、福田、串田、中右、木村:アラスカの大規模森林火災について、日本火災学会論文集、Vol. 56, No. 1, pp. 1-8, 2006.
- 2) 早坂:アラスカの森林火災と雷の最近の傾向、日本火災学会論文集、Vol. 53, No. 1, pp. 17-22, 2003.
- 3) Duffy, P.A., Walsh, J.E., Graham, J. M., Mann, D.H., and Rupp, T.S. : "Impacts of Large-Scale Atmospheric-Ocean Variability on Alaskan Fire Season Severity", Ecological Applications, 15(4), pp. 1317-1330, 2005.

Table 2 Trends of Forest Fire and Weather in Alaska

	Number of Fires	Burnt Area km ²	Precipitation mm						Ave. Max. Temperature °C					
			Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug
0. Average 1956-2005	463	3,821	8.6	7.5	15.2	32.2	47.4	46.9	-4.4	5.8	15.5	21.7	22.4	19.0
1. Average 1956-1989	424	2,690	8.9	7.8	15.3	32.4	43.4	46.2	-4.9	4.9	15.1	21.4	22.3	19.1
2. Average 1990-2005	547	6,225	8.0	7.0	15.0	31.8	56.0	48.5	-3.3	7.7	16.2	22.3	22.7	18.9
Difference (2.-1.)	123	3,536	-0.9	-0.7	-0.2	-0.7	12.6	2.4	1.6	2.8	1.1	1.0	0.4	-0.2

Table 3 Large Top Ten Forest Fires and Weather in Alaska

Rank	Year	Number of Fires	Burnt Area km ²	ΔP_{10} (precipitation) mm						ΔT_{10} (max. temp.) °C					
				Mar	Apr	May	Jun	July	Aug.	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug
1	2004	645	26,142	-2	-7	35	-25	-15	-37	-2	3	2	4	1	4
2	1957	416	20,197	-5	-6	-13	-27	-33	-36	4	1	0	4	0	3
3	2005	623	18,648	-2	-3	17	17	44	-40	5	2	4	1	-0	0
4	1969	522	16,260	6	-8	9	-23	-10	6	1	4	1	5	-2	-3
5	1990	750	12,906	-6	-6	-5	12	80	45	5	4	4	1	2	1
6	1977	769	9,661	-2	1	26	44	-3	-36	-4	-2	-0	-1	1	4
7	2002	510	8,850	-5	70	-6	-13	23	31	2	-3	1	-1	-1	-2
8	1988	579	8,639	-6	-2	23	25	-17	3	3	2	2	1	2	1
9	1997	686	8,203	-7	-8	-13	-6	-16	-3	-2	5	1	3	2	1
10	1991	748	6,750	48	-8	-13	-23	-23	-16	1	4	2	3	-1	-2
Average Departure $\Delta\bar{P}_{10}$, $\Delta\bar{T}_{10}$				2	2	6	-2	3	-8	1	2	2	2	1	1
Average (56-89)		424	2,690	9	8	15	32	43	46	-5	5	15	21	22	19