

—平成18年度第2回支部研究発表会要旨—

日 時：平成18年12月19日（火）13時30分～
20日（水）12時15分
場 所：札幌管区気象台大会議室

- 1 ドップラーライダーで観測したストリークの階層構造 16
北大院・環境科学院 山下 和也
北大低温研 藤吉 康志
- 2 日本海北部に発生する太い筋雲の維持過程 18
北大院・地球環境 大竹 秀明
北大低温研 川島 正行
藤吉 康志
- 3 紫外域放射伝達モデルの検証に関する研究（第二報） 20
札幌管区気象台観測課 能登 美之
坂本 尚章
気象研究所 青木 輝夫
気象庁南極事務室 島村 哲也
- 4 冬季降雪時の風向による特徴について 22
気象庁予報部予報課 畠中 準裕
新千歳航空測候所女満別空港出張所
山中 佳彦
- 5 礼文島におけるなだれ発生時の気象状況 24
稚内地方気象台 松下 雄哉
吉田 誠哉
川村 章広
- 6 雨滴の最大粒径 —札幌と沖縄のデータから— 26
北大低温研 藤吉 康志
北大・理 山村 育代
北大・環境科学院 南雲 信宏
情報通信研究機構沖縄亜熱帯計測技術センター
中川 勝広

1. ドップラーライダーで観測したストリークの階層構造

山下和也(北大・院・環境科学院)、藤吉康志(北大・低温研)

1. はじめに

地表面と大気間の熱・運動量・物質の輸送は大気境界層を通して行われており、境界層内の組織化された流れが乱流輸送の大部分を担っている。また大気境界層は、ほとんどの陸上生物の生活圏であることから、大気境界層の気流構造の研究は、気象学・気候学のみならず環境科学、災害科学、都市工学、さらには生態学の観点からも重要である。

壁のあるせん断流中において、境界層厚さの1/10未満の壁面近傍に組織的な乱流構造が存在し、これらが境界層全体の流れに支配的な影響を与えていることが知られるようになった。低レイノルズ数の流れにおいては、その構造の詳細が分かってくるが、高レイノルズ数流れである大気境界層の乱流構造については、観測自体が困難であることから、理解が進んでいない。

大気境界層の組織的構造として、形と時空間スケールが異なる種々の構造が知られているが、従来から行われてきたタワー観測や航空機観測などの、点や線観測だけでは、動的な大気境界層の三次元構造の全体像をつかむには限界がある。そこで我々は、走査型ドップラーライダーを用いた観測を、2004年に開始した。

その結果、境界層内の風速がある値(地上風速5m/s)以上の場合は、水平ロール渦より一桁程空間スケールが小さな縞状気流構造(ストリーク)が、上空を通過する気象擾乱によらず地表付近(高度数百m以下)に常時存在することを見出した。

2. 観測概要

ドップラーライダーの設置場所は、北大創成科学共同研究機構棟の屋上である。送信波長は1.54 μ m(アイセーフ波長帯)、観測範囲は半径4.4km(距離分解能50m)で、仰角0度~6.6度のPPI観測、及び主風向に平行な断面と、主風向に直交する断面のRHI観測を行った。セクターPPIでは、4仰角(0、2.2、4.4、6.6度)の観測を約22秒で行った。セクターRHIでは、仰角0~10度(この仰角範囲では、鉛直流の視線速度への寄与をほぼ無視できる)範囲を約3秒で繰り返し観測を行った。

ストリークは、相としては定常的に存在するが、内部構造は短時間に変動する。そこで今回は、時間分解能を上げる為、観測範囲を絞ったセクター観測を行い、時間変化の速いストリークの3次元構造(特に高さ方向の気流構造の変化)を調べた結果について報告する。

3. 観測結果と考察

3-1. ストリーク構造の存在高度と、間隔の高度変化

図1は、2005年6月21日早朝から朝にかけて、仰角2.2度のPPI観測で得られたドップラー速度分布である。夜間から早朝は背が低く間隔が狭いストリーク構造が見られ、日中は背が高く間隔が広がるという特徴がみられた。

3-2. ストリークの階層構造

地上付近に典型的なストリークが発生した2006年10月20日12時00分~13時30分の観測事例を用いて、ストリーク発生時の大気境界層の3次元構造を調べた。この事例では、境界層内での風向は北西~北北西(地上風速は約5~6m/s)、雲底約900mの積雲が存在した(図2)

図3は、セクターPPI観測から求めた、仰角0、2.2、4.4、6.6度の水平風速の、平均からの偏差分布である。仰角0から2.2度のPPI画像から分かるように、高度約200m以下では水平風速の遅い部分が主風向にそって長く伸びた構造(低速ストリーク)が見られる。一方、仰角4.4から6.6度のPPI画像を見ると、高度200mよりも上空では流れに垂直な方向の風速のムラが見られる。すなわち、地表付近でスパン方向(流れに直交する方向)の収束域を持つストリーク構造が卓越している時、大気境界層中・上層では流れ方向に収束域を持つ構造が同時に存在している。

上述の、流れ方向に収束を持つ境界層スケールの組織的構造は、主風向と平行な方向で行ったセクターRHIの画像(図4)でも明瞭にとらえられている。

図5に主風向に直交する方向の断面のセクターRHIで観測したスパン方向の風速分布を示す。地表付近では、個々のストリークに対応する空間スケールの小さな変動が見られる。一方、上空では比較的空間スケールの大きな構造が見られる。これはPPI観測において高度と共にストリークの間隔が広くなることに対応していると考えられる。

3-3. ストリークのマルチスケール時空間構造

ストリーク発生時に卓越する風の、詳細な時空間変動周期を調べる為、一方向を観測し続けるポイント観測(5Hz)を行った。図6はストリークが発生していた2006年6月15日13時から約1時間行った、主風向に直交する方向のポイント観測(仰角0度)の結果である。数分のスケール(図6下段)で見ると、個々のストリークに対応した風速変動が見られる。また30分位の時間スケールの変動も見られ(図6上段)、これは観測領域を覆う大きな空間スケールの風向の揺らぎがある事を示している。

各地点で周波数展開を行い、平均をとった結果を図7に示す。57、78、102秒周期に乱流エネルギーのピークがあり、それぞれが先に述べたストリーク構造や境界層スケールの乱流構造の特性値を示している可能性がある。

図8は、2006年5月27日17時台、ストリーク発生時の、距離分解能100m、観測レンジ8kmのスパン方向のポイント観測(仰角0度)である。空間方向に約2、1、0.5km、またさらに細かいスケールの変動があり、マルチスケール構造を成していることが明らかになった。

4. まとめ

地表近くでは、流れ方向に長く伸びたストリーク構造が多数見られ、個々のストリークは揺動しながら生成・消滅を繰り返している。地上付近のストリークの一部は境界層中層にまで達している。一方、大気境界層スケールの大きな構造が流れに乗って移動し、それに伴う風速変動は地上にまで及んでいた。よって地上で観測される風の変動は、1. ストリークの多層構造に起因するもの、2. ストリークの生成消滅や揺動に起因するもの、3. 境界層スケールの構造に因るものが重なりあっていると考えられる。

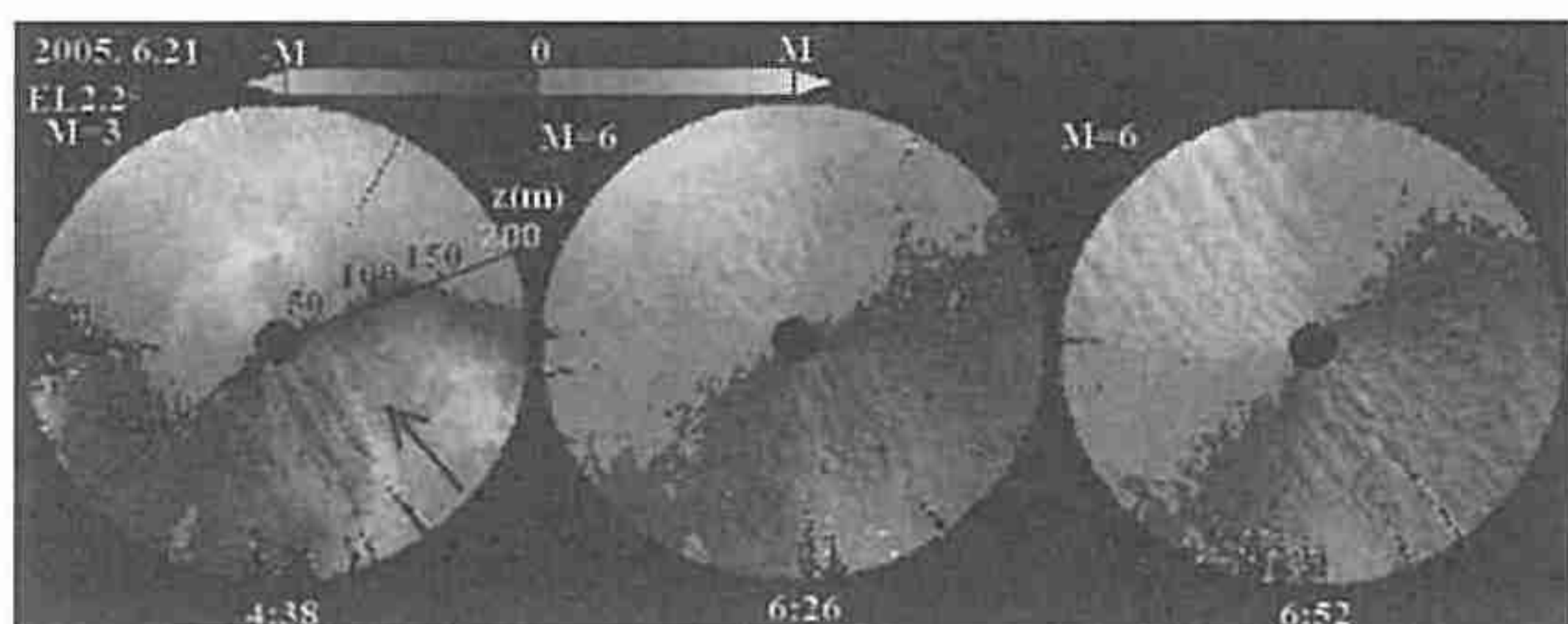


図1. 夜型から昼型へのストリークの変化。仰角2.2度PPI、ドップラー速度。図中矢印は風の向き。

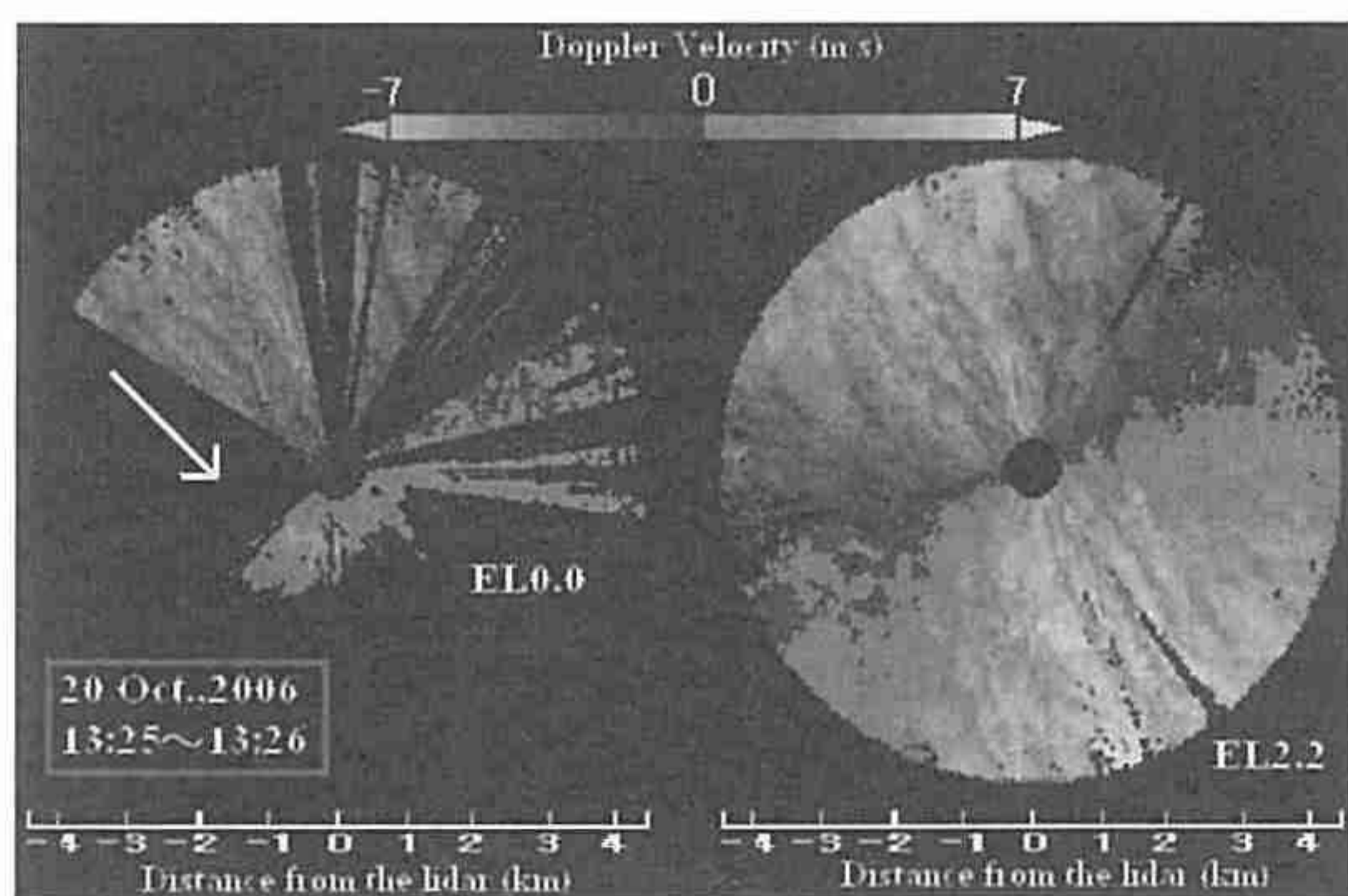


図2. 典型的なストリークの水平構造

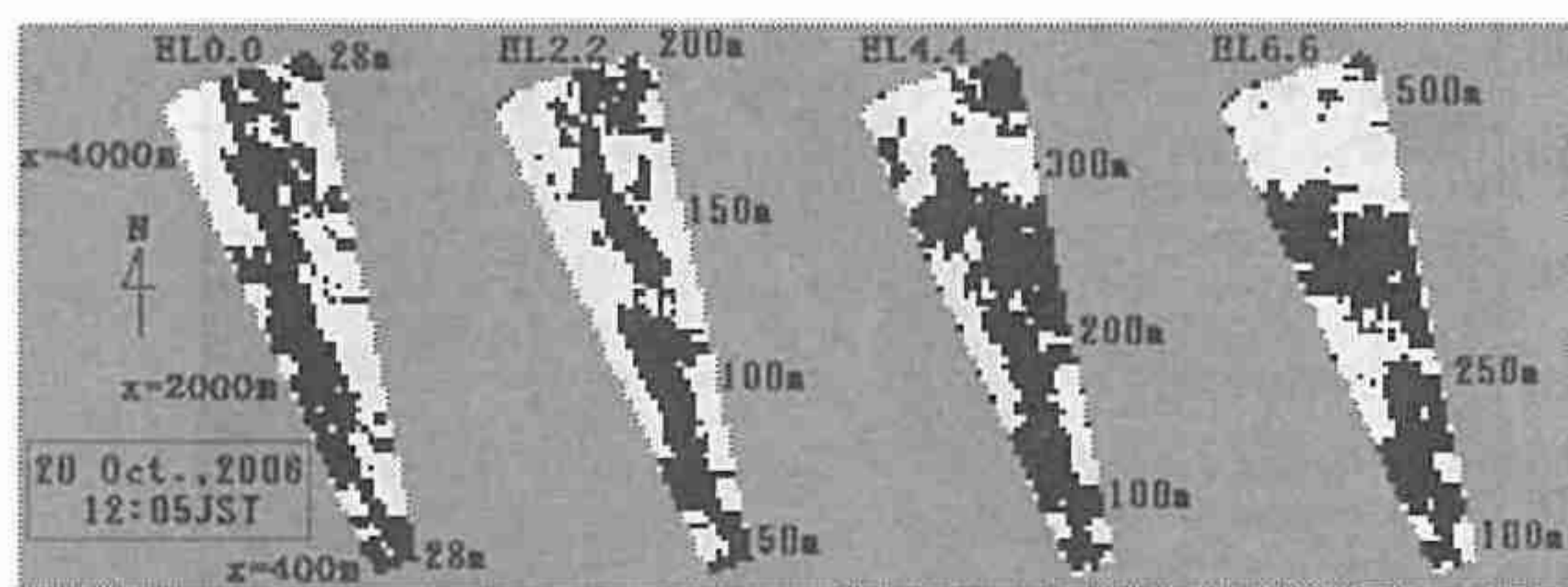


図3. ストリークの階層構造。4仰角セクターPPI。各点における36分時間平均からの風速偏差(2値)。白が高速、黒

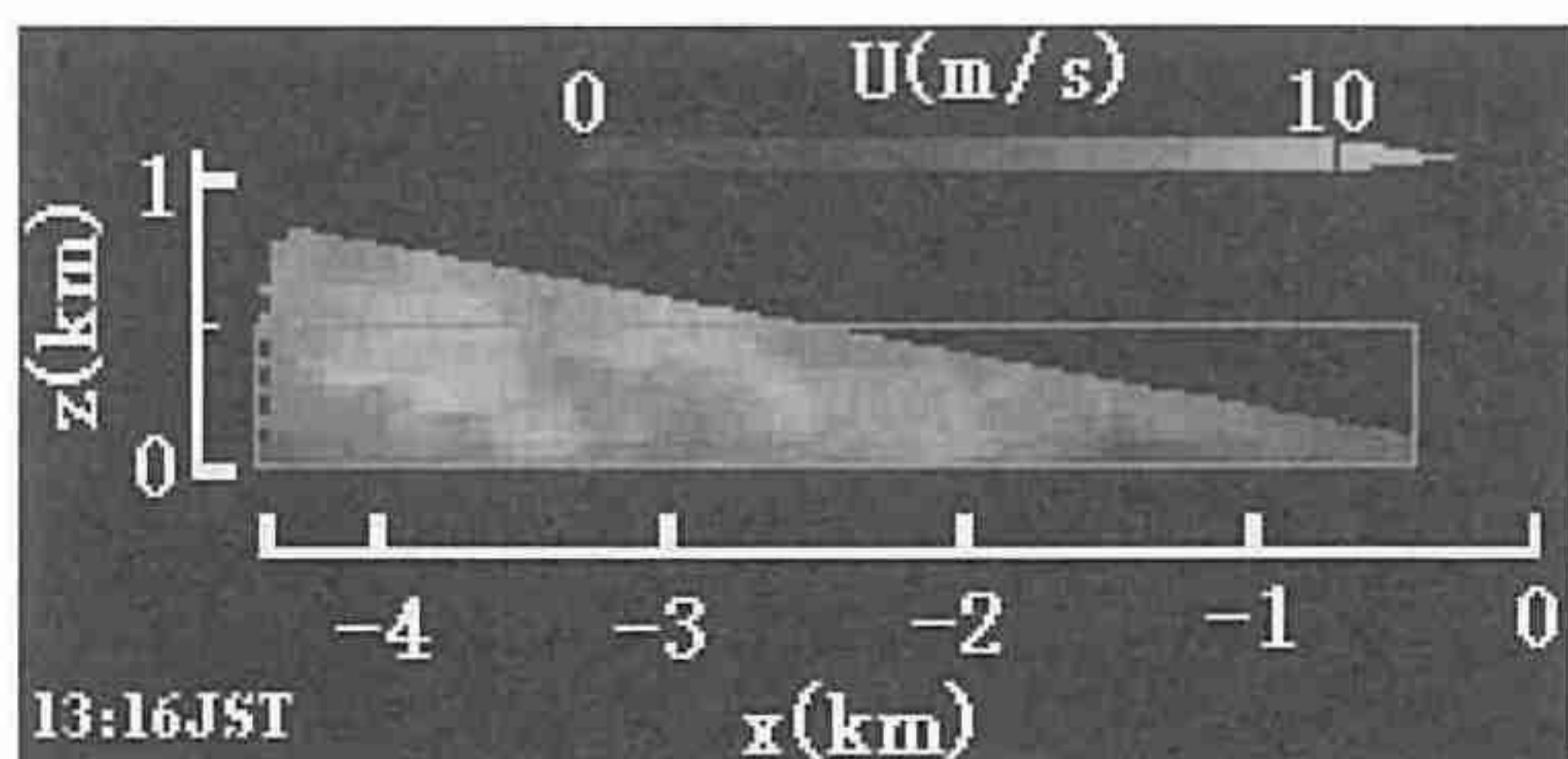


図4. ストリーク発生時の主風速鉛直分布。図の左が北北西(風上)。

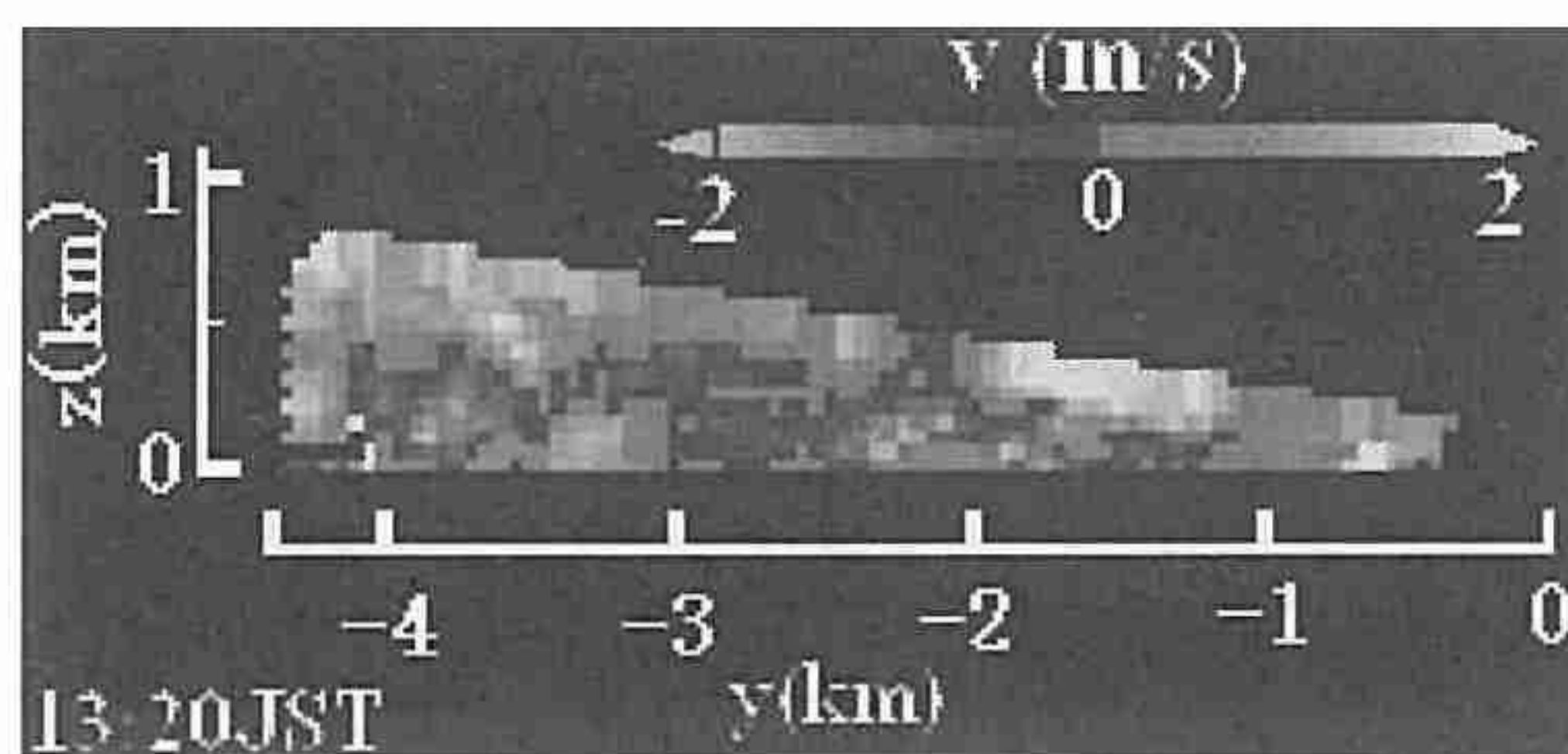


図5. ストリーク発生時の主風速に垂直な方向の断面。

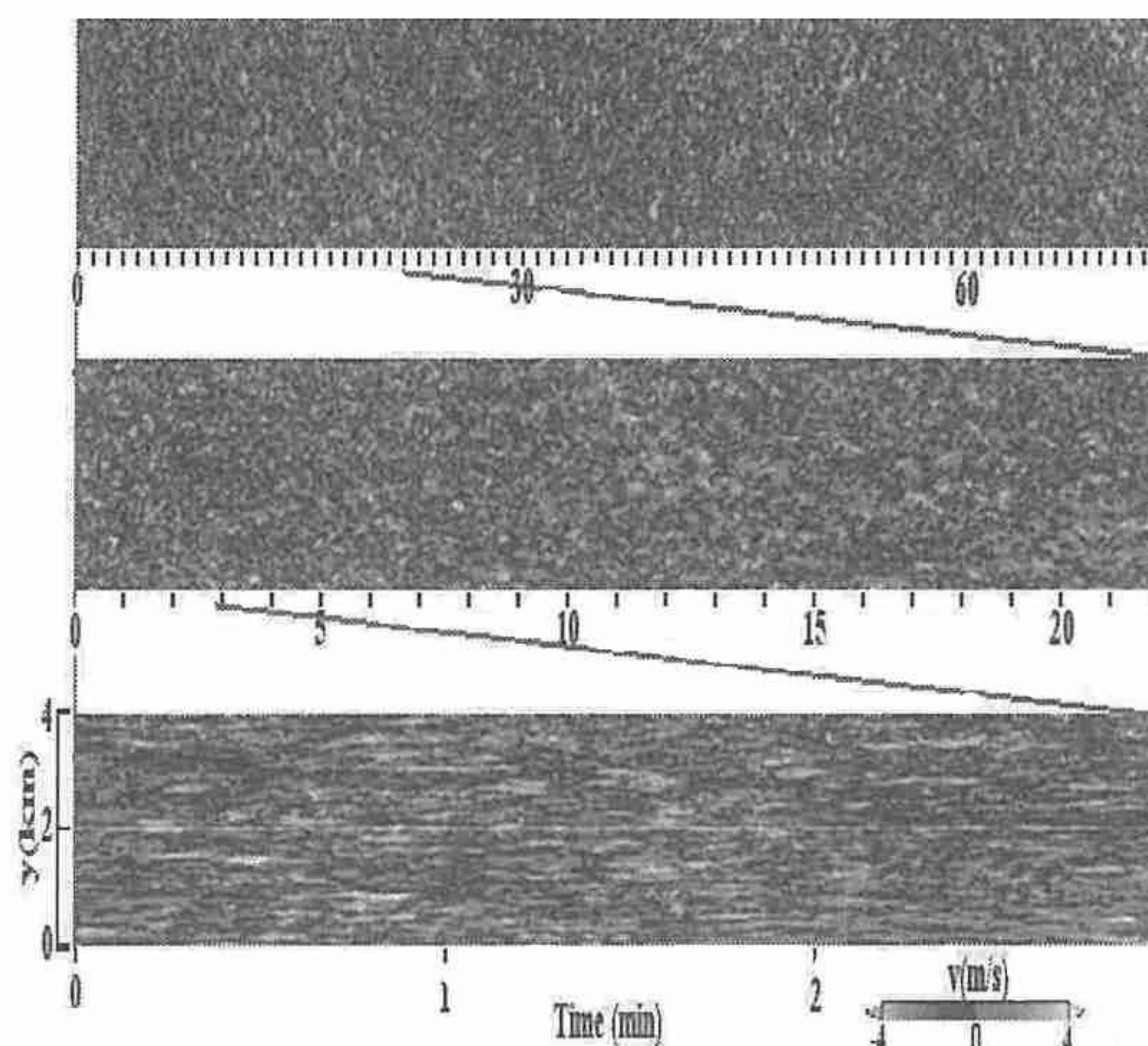


図6. ストリーク発生時のスパン方向の速度成分vの時間空間変動。中段、下段はそれぞれ観測開始から22分間、3分間の拡大図。

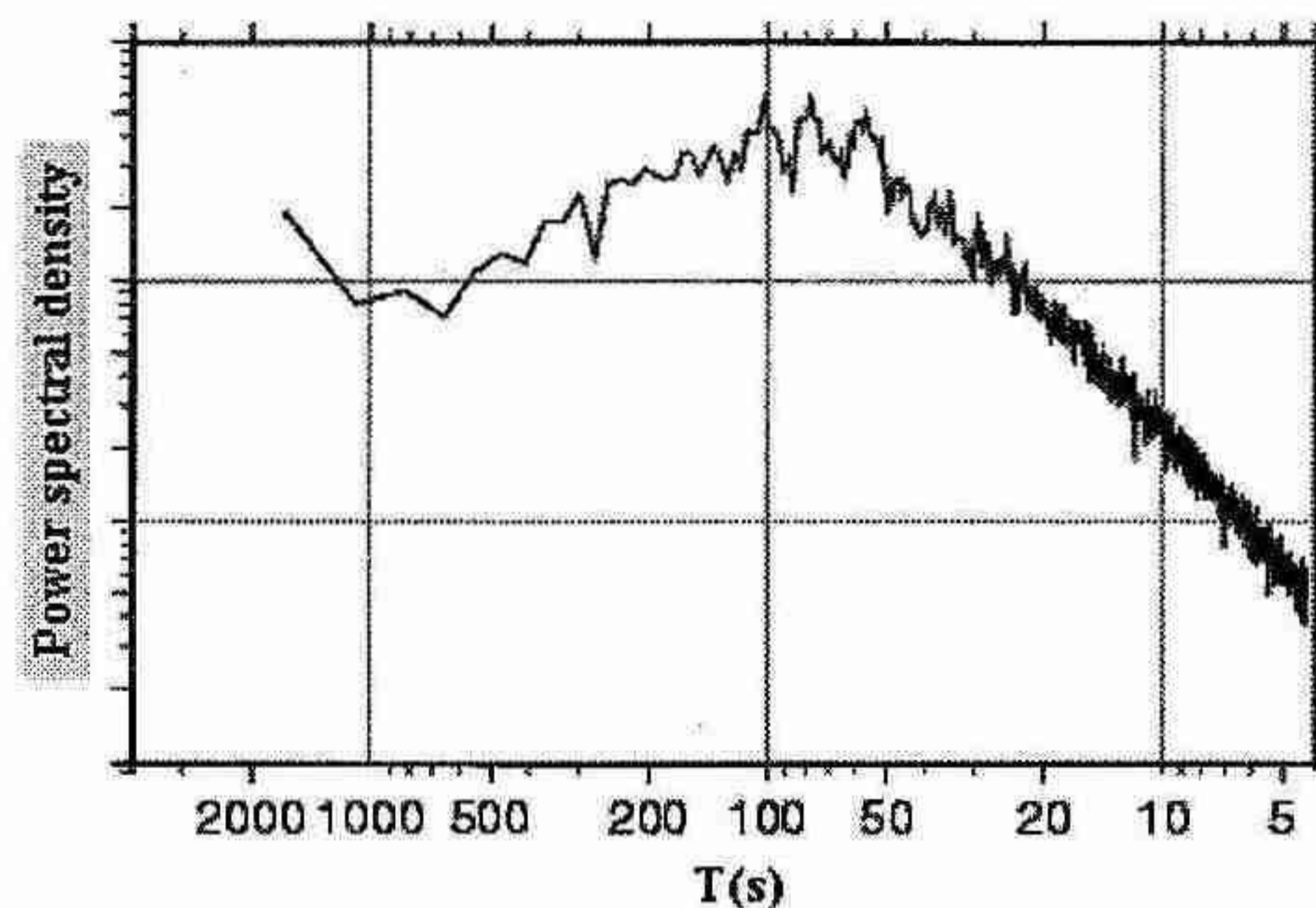


図7. vの変動のパワースペクトル密度。(空間平均)横軸は周期。

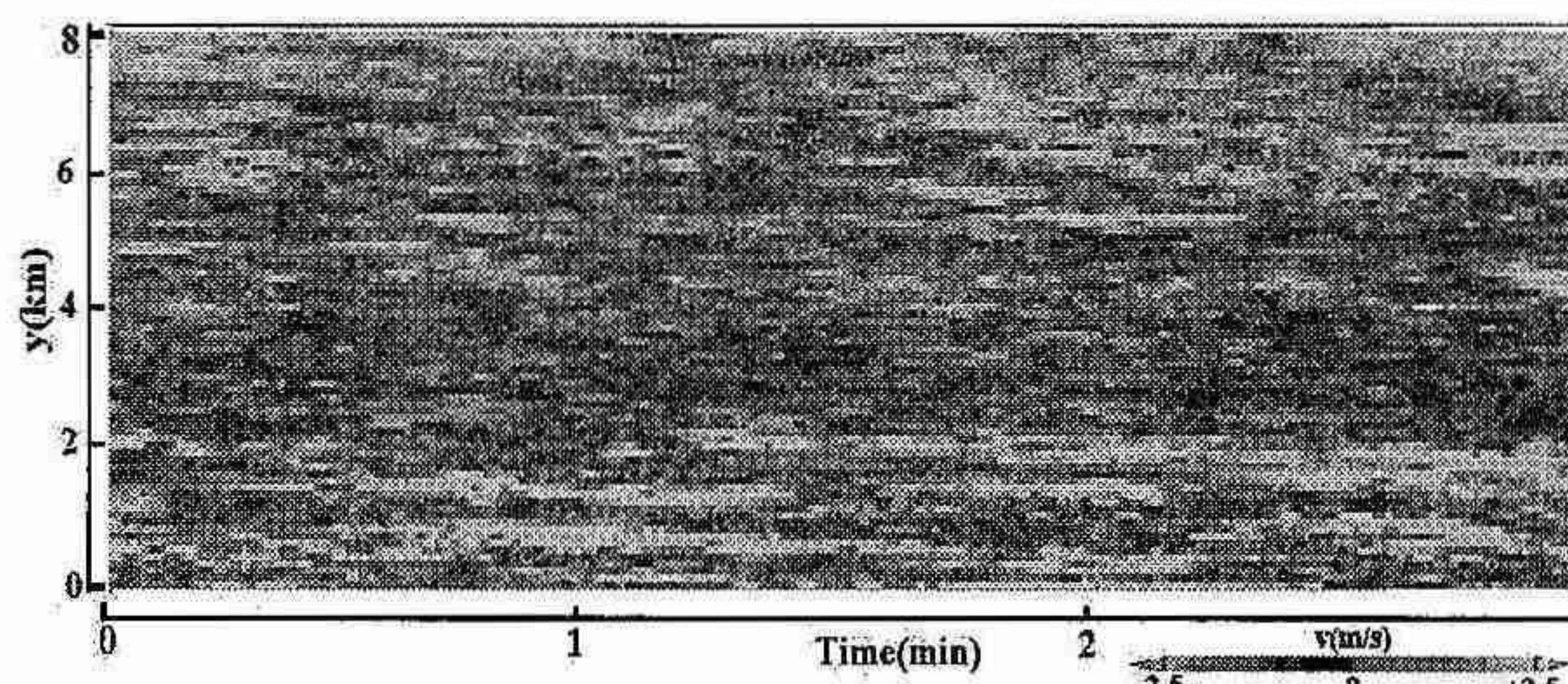


図8. ストリーク発生時のスパン方向の速度成分vの時間空間変動。

2. 日本海北部に発生する太い筋雲の維持過程

○大竹秀明 (北大院・地球環境), 川島正行 (北大・低温研), 藤吉康志 (北大・低温研)

1. **はじめに** 日本海北部では、太く発達した筋雲が発生し、北海道西岸から東北地方にかけて短時間に局地的な大雪を降らせることが知られている。特に、ロシア沿海州の特定の山地がトリガーとなって、筋雲が発生することが衛星画像の解析などから指摘されている (Muramatsu 1979)。この筋雲は日本海上で太く維持されながら風下の北海道に達する。これまで日本海上で筋雲がどのように太く維持されるのかについては、日本海上での観測例がほとんどないこともあり、詳しく調べられていない。そこで本研究では、石狩地方に大雪をもたらした太い筋雲の典型的な事例 (2005年2月11日) を取り上げ、数値モデルを用いた再現実験を行い、太い筋雲の日本海上における維持過程について考察を行った。

2. **総観場の特徴** カムチャッカ半島南部で地上の低気圧が発達しており (図省略)、日本付近は西高東低の冬型の気圧配置であった。筋雲が最も太く発達した2005年2月11日ではやや寒気の吹き出しが弱まっていた。上空500hPa付近には -42°C 以下の強い寒気が北海道上空をゆっくりと東進しており、大気下層では条件付き不安定な大気構造をしていた。衛星画像から、特に太い筋雲がロシア沿海州から北海道の石狩湾にかけて弓状に伸びており (図1)、一日程度停滞した。このため、石狩地方では日降水量が20mm/dayに達していた。筋雲の北側にはこの筋雲に直交した方向に長さ10~20km程度の降雪バンドが確認された。

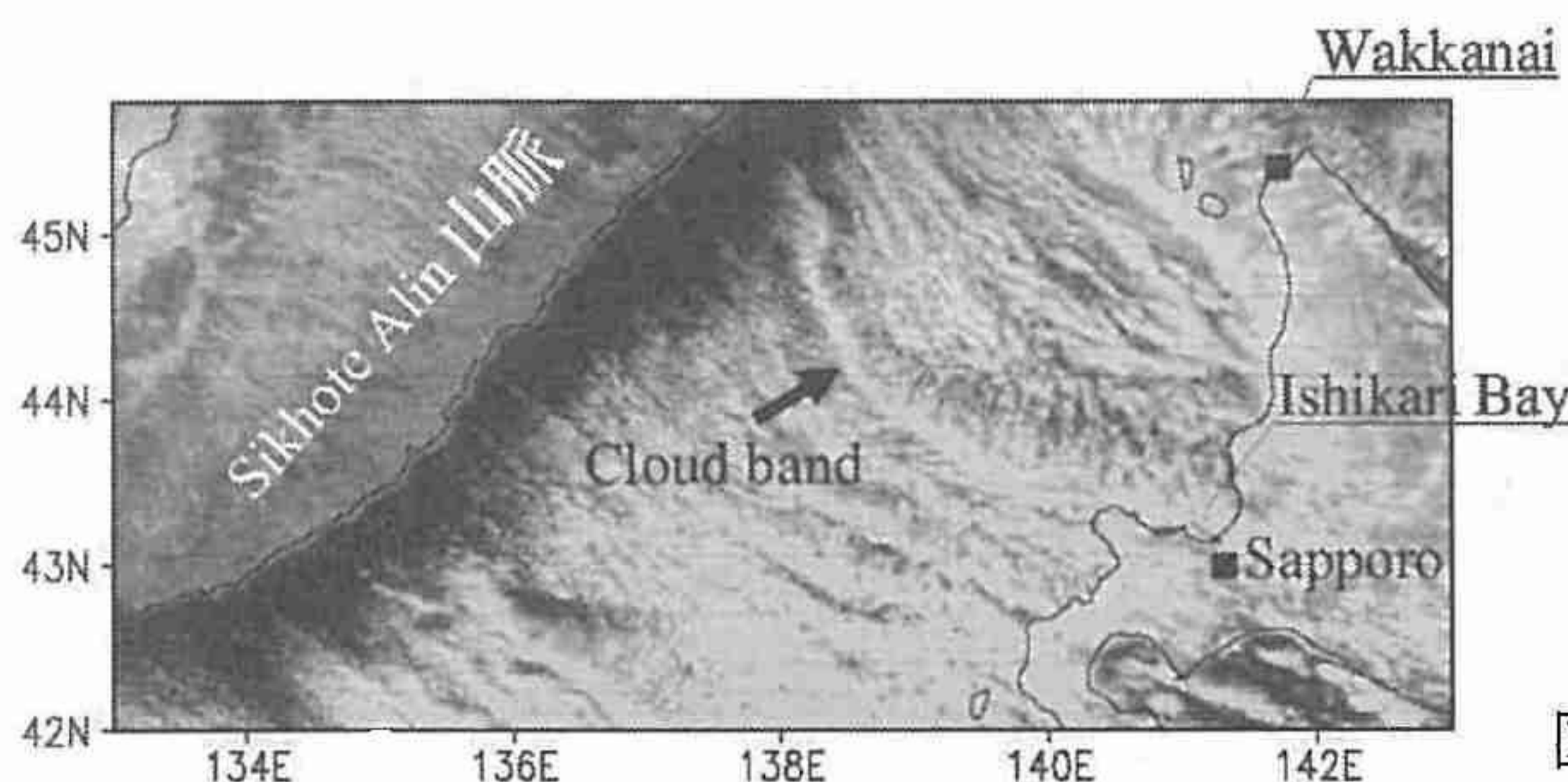


図1: 2005年2月11日日本時間16時における可視画像 (GOES-9)

3. **数値モデル** この太い筋雲の再現実験を行うため、本研究では、非静力学モデル ARPS¹ (Xue et al. 1995) ver.4.5.2 を用いた。モデル領域はロシア沿海州を含んだ、東西1500km、南北1000km、鉛直14kmとし、水平格子間隔は10kmである。初期値はNCEP再解析データを空間内挿して用いた。側面境界条件は放射条件に加えて、NCEP再解析データを時間ステップ毎に線形の時間空間内挿をして与えている。下部境界条件として海面水温には2月の気候値を固定して与えた。積分期間は2005年2月10日21時 (日本時間) から12日3時の36時間とした。

図2は2005年2月11日18時における再現実験結果である。高度約1kmではバンド状の上昇流が見られる (図2a)。再現された上昇流と衛星 (可視) 画像の太い筋雲の発生位置 (図1) を比較するとほぼ一致しており、太い筋雲が良く再現されている。また、Sikhote Alin 山脈北部では標高が高いために、山岳上で高気圧性循環が見られる。バンドを横切る方向の鉛直断面から、高度約1.5km以下でバンドの付近で約 $1\text{K}(100\text{km})^{-1}$ の水平温度傾度 (温度フロント) が見られた (図3)。

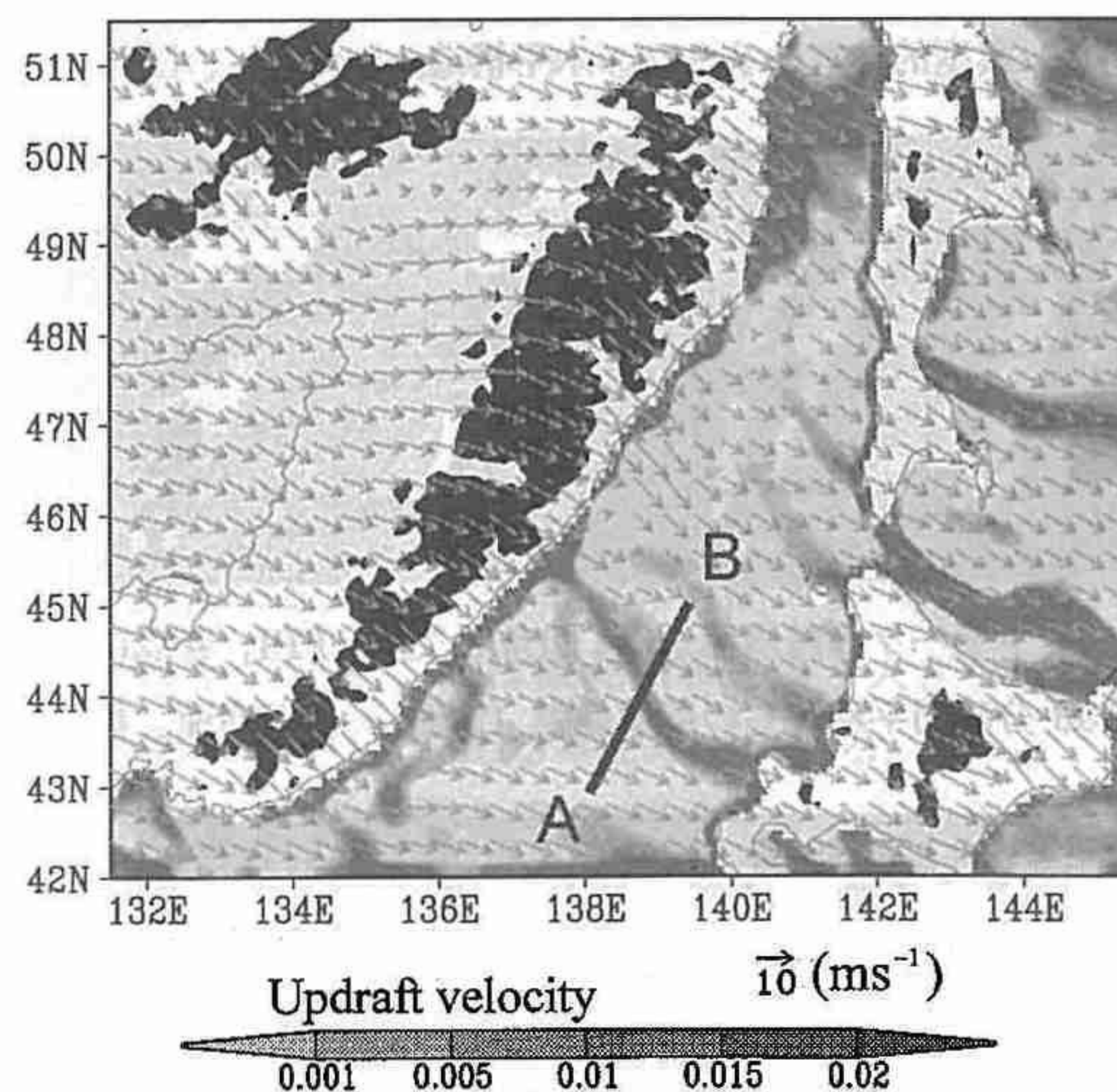


図2: 太い筋雲の再現実験。2005年2月11日18時の上昇流 (高度1km, 影領域) と海面付近の水平風 (ベクトル)。標高500m以上を黒色で示している。

¹The Advanced Regional Prediction System

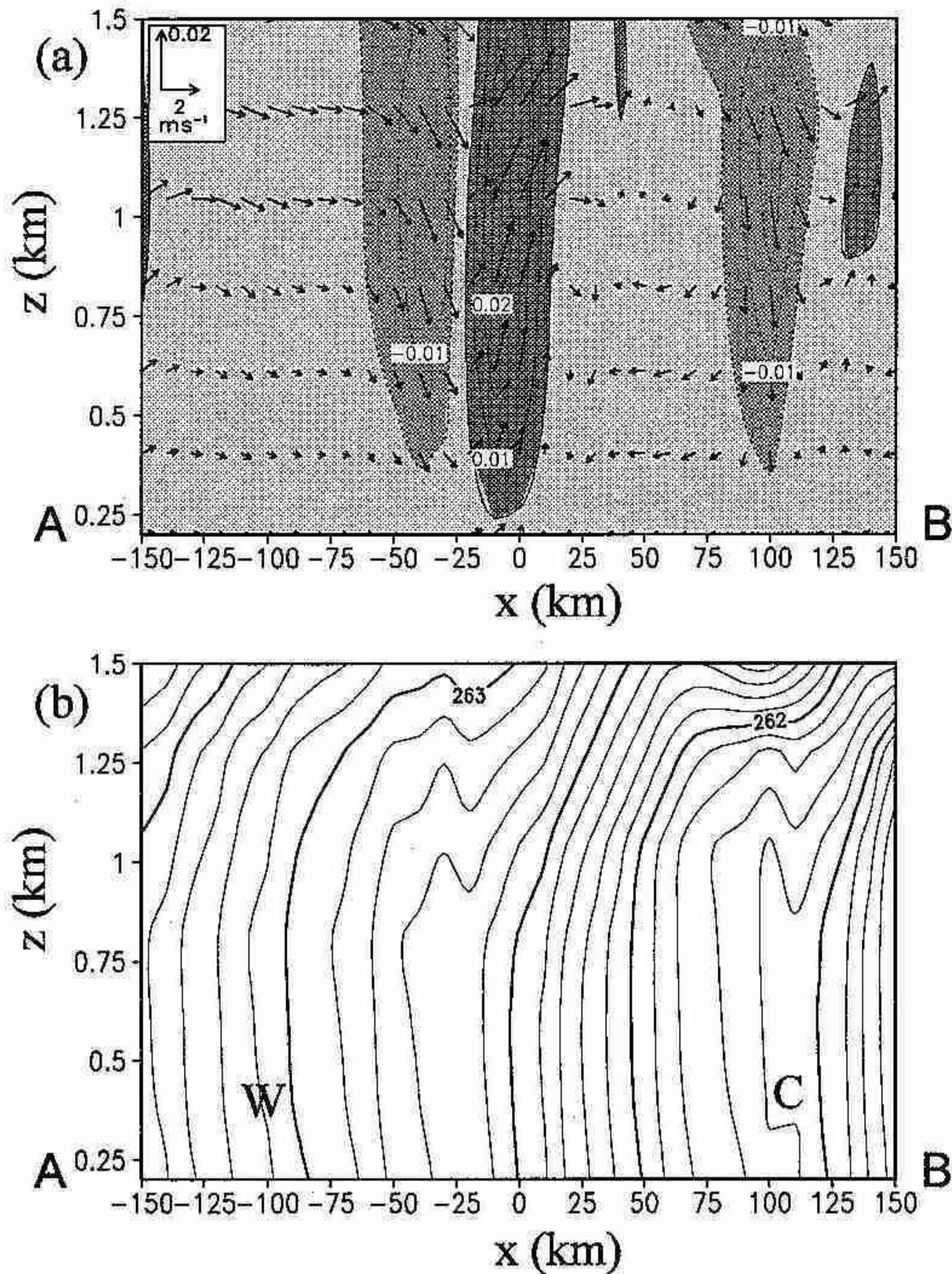


図 3: 図 2 のライン AB における鉛直断面図。(a) 鉛直流 (ms^{-1}) と断面図に平行な風, 及び (b) 温位分布 (K)。

4. **Frontogenesis 解析** 再現されたフロントが、どのように強められるのかを調べるために、2005 年 2 月 10 日 18 時の再現実験をもとに前線形成関数を計算した。前線形成関数の説明については小倉 (2000) などを参照されたい。客観的に前線面を決めるために Thermal front parameter (以下, TFP) を定義した。

大気下層 (高度 100m) では再現された太い筋雲に沿って前線面 (TFP) が明瞭なバンド状を呈している (図 4a)。前線形成関数の各項に注目すると、沿岸付近の下層では合流項が前線強化に働いており (図 4b)、一方、シアー項は前線弱화에働いていた (図 4c)。

5. **まとめと今後の課題** 水平解像度 10km のモデルでは、バンド状の上昇流が再現され、バンドに沿って温度フロントが見られた。また、Frontogenesis 解析から、合流項が主に前線強化に働いていることがわかった。しかし、本実験では比較的粗いモデルを使用しているため、細かな地形が解像されていないことから、今後は水平解像度を 5km とした実験を行い、より詳細に調べる必要がある。

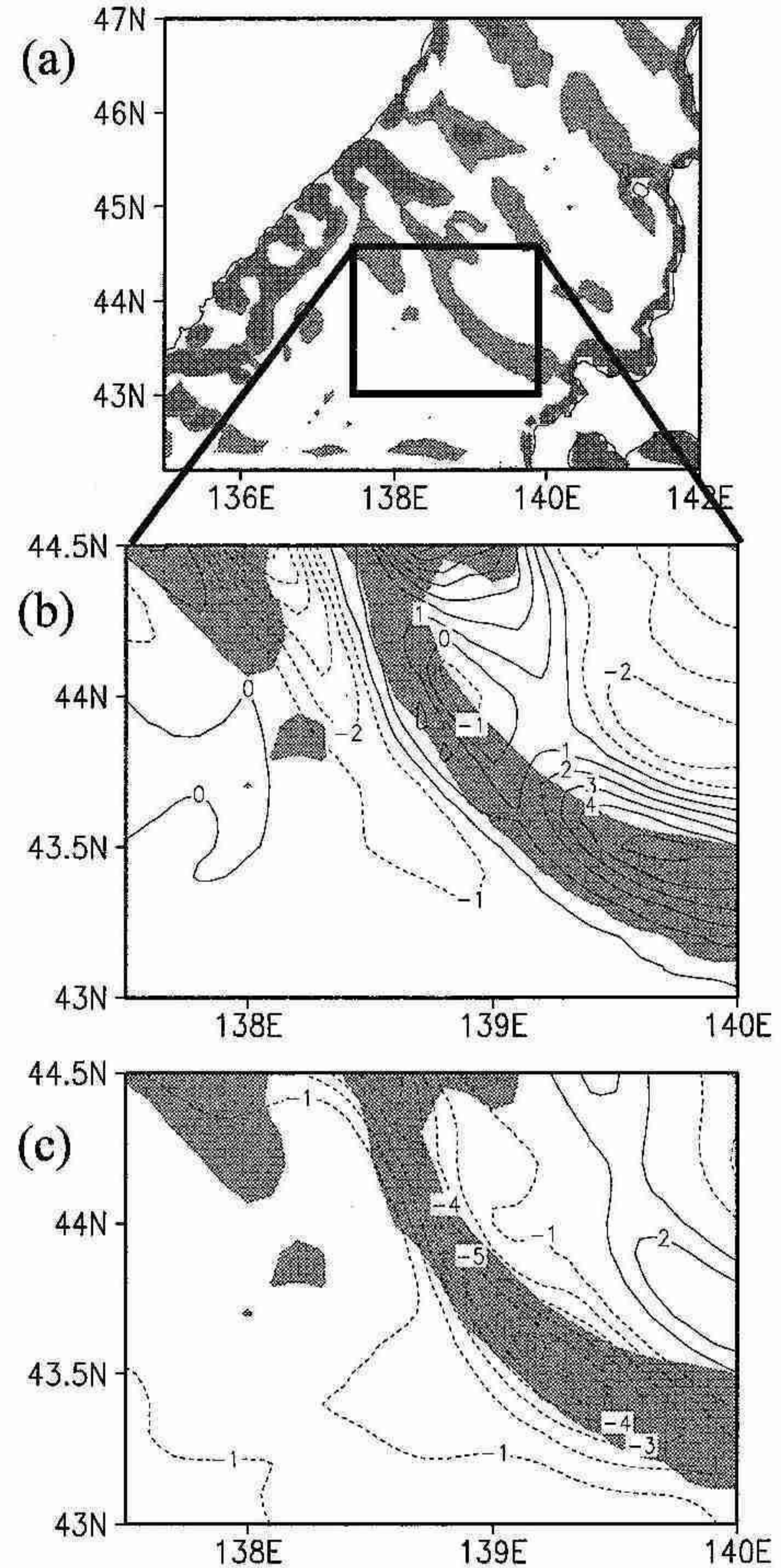


図 4: (a) 高度 100m における前線面 (TFP; 影領域) の分布と前線形成関数の (b) 合流項, (c) シアー項の水平分布図。コンター間隔は $10 \times 10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 。薄 (濃) い影領域は、それぞれ $> 2 \times 10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 及び $> 6 \times 10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ の領域を示す。

参考文献

小倉義光, 2000: 総観気象学入門, 東京大学出版会, 289pp.
 Muramatsu, T., 1979: Cloud line enhanced by upwind orographic features in winter monsoon situations. *Geophys. Mag.*, **38**, 1-14.
 Xue, M., Droegemeiner, K., Wong, V., Shapiro, A., and Brewster, K. 1995: ARPS Version 4.0 User's Guide, *The Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS)*, University of Oklahoma, 380pp.

3. 紫外域放射伝達モデルの検証に関する研究 (第二報)

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

紫外域放射伝達モデル (Aoki et al., 2002) を使った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を行い、モデルの検証と改善を試みた。前回の報告 (坂本ほか, 2006) で明らかとなった問題点について改善が見られたので報告する。

2. 初期パラメータの問題点

前回の報告では、初期入力パラメータによる計算の結果 (図1) ①波長毎の変動が大きい、②短波長側で観測値より小さくなっている (図1で左下がり)、などの問題点を示した。

原因として、モデルと観測測器との波長ずれや、気温、大気密度の鉛直プロファイルの実測値との違いによるものと考えられた。

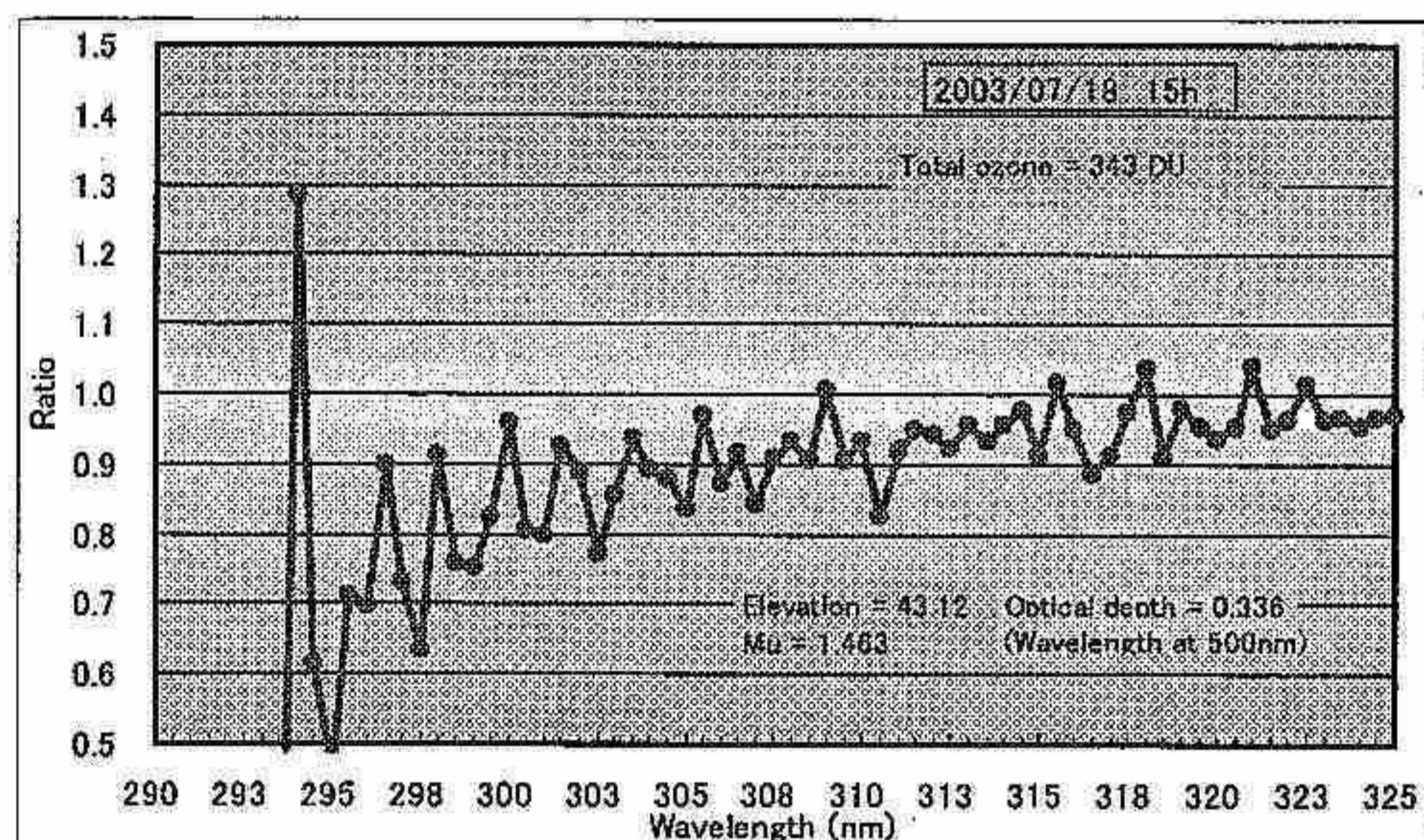


図1 初期入力パラメータによる紫外域日射量の観測値との比較 (比: モデル計算値/観測値)

3. 観測測器との波長ずれの調整

1つ目の問題点の原因として考えられるモデルと観測値との波長ずれを調べた。Brewer 分光光度計の波長分解精度内で波長が一致していない可能性がある。これを調べるため 0.01nm 毎に波長をずらして計算を行い観測値と比較した。

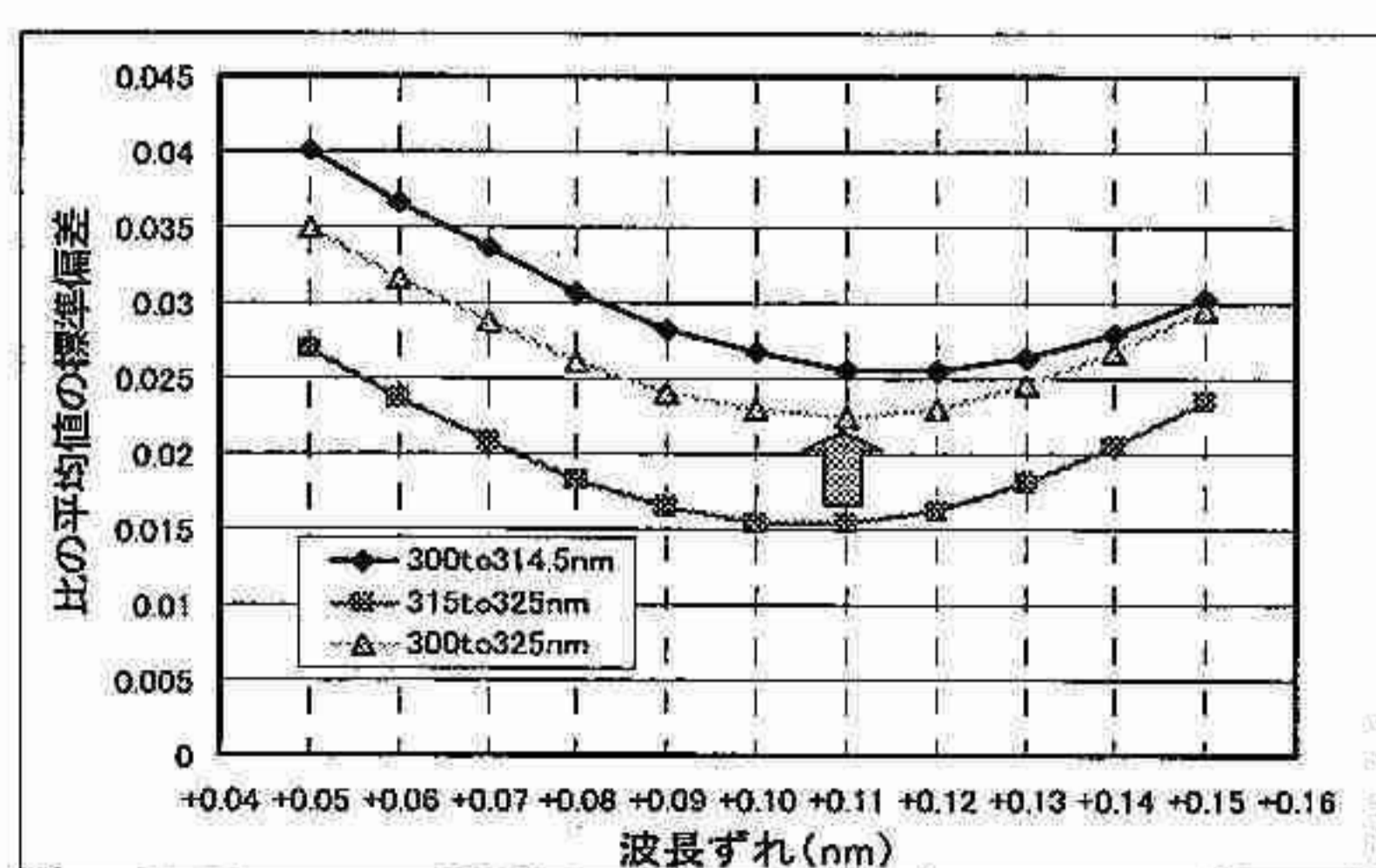


図2 実測と計算結果の差の標準偏差

図2は波長をずらして計算したときの計算値と観測値との標準偏差を表し、横軸は計算時に波長をずらした量を表す。図から最も標準偏差が小さいのは、波長ずれが+0.11nmの場合で、これをモデルの波長ずれとしてパラメータに取り入れることにした。

4. 大気密度鉛直プロファイルの改良

初期パラメータのモデルでは、オゾンと気温の鉛直プロファイルはオゾンゾンデ観測値を使用した。大気密度の鉛直プロファイルは、中緯度域の夏または冬の標準大気モデルを用いていた。大気密度は各層における実際のオゾンの量 (分子数) を決めることから、標準大気モデルとゾンデによる実測値との間に差があった場合には、オゾンによる吸収の度合い差異を生じる。

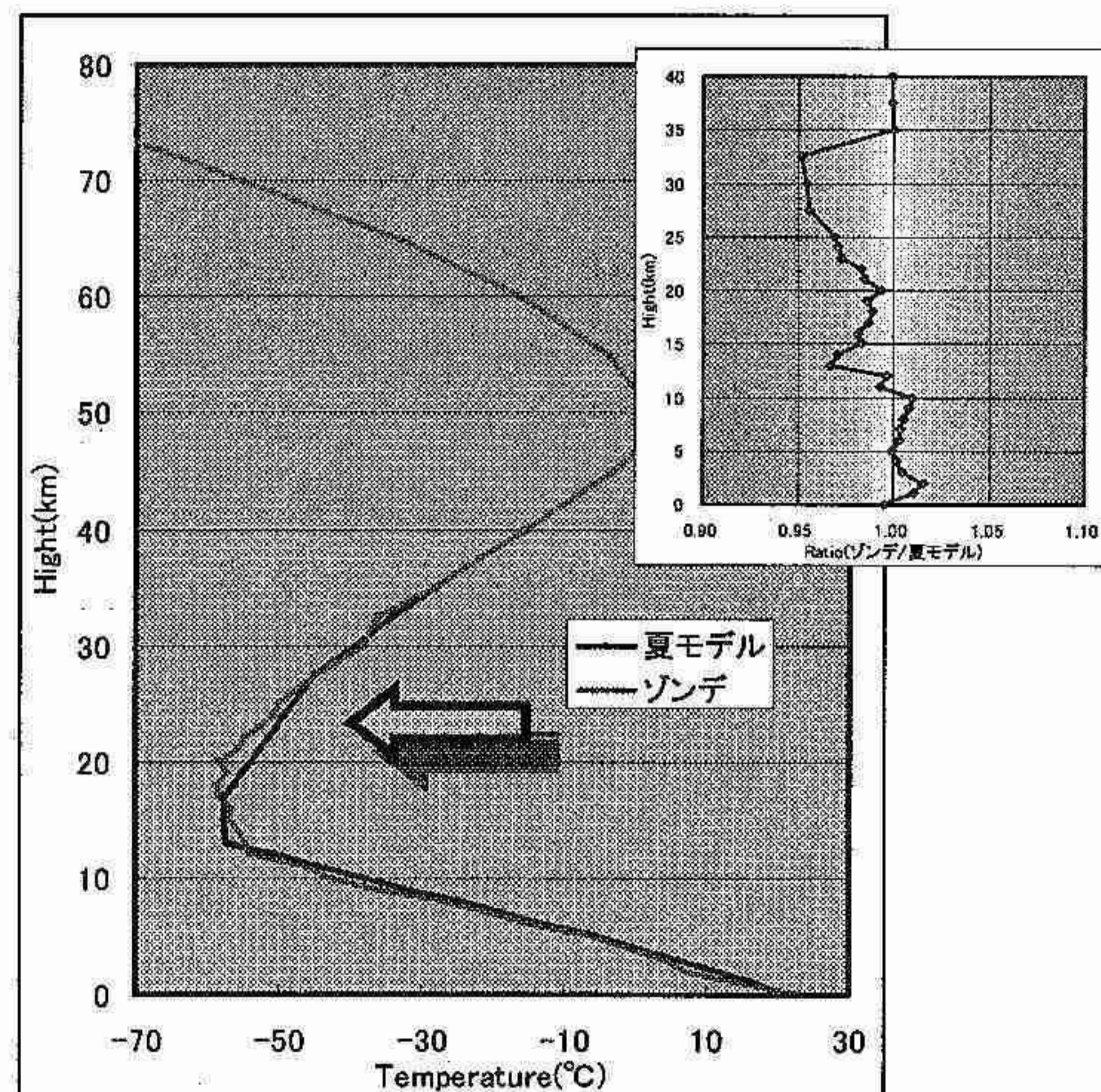


図3 気温鉛直プロファイルの実測と夏モデルの違い。小図は比(ゾンデ/夏モデル)を表す。

そこで、オゾンゾンデ観測の気温と気圧の観測結果から求めた大気密度のプロファイルに変更した。図3は夏モデル大気と実測の気温プロファイルを示す。オゾン分圧の大きい層 (オゾン層) でプロファイルに違いがあり、この層におけるオゾン量に影響していると思われる。

波長ずれの調整と大気密度の見直しによって、図4で示すように観測値との比 (●: 再計算後) において、1に近いフラットな分布となり再現性を向上することが出来た。

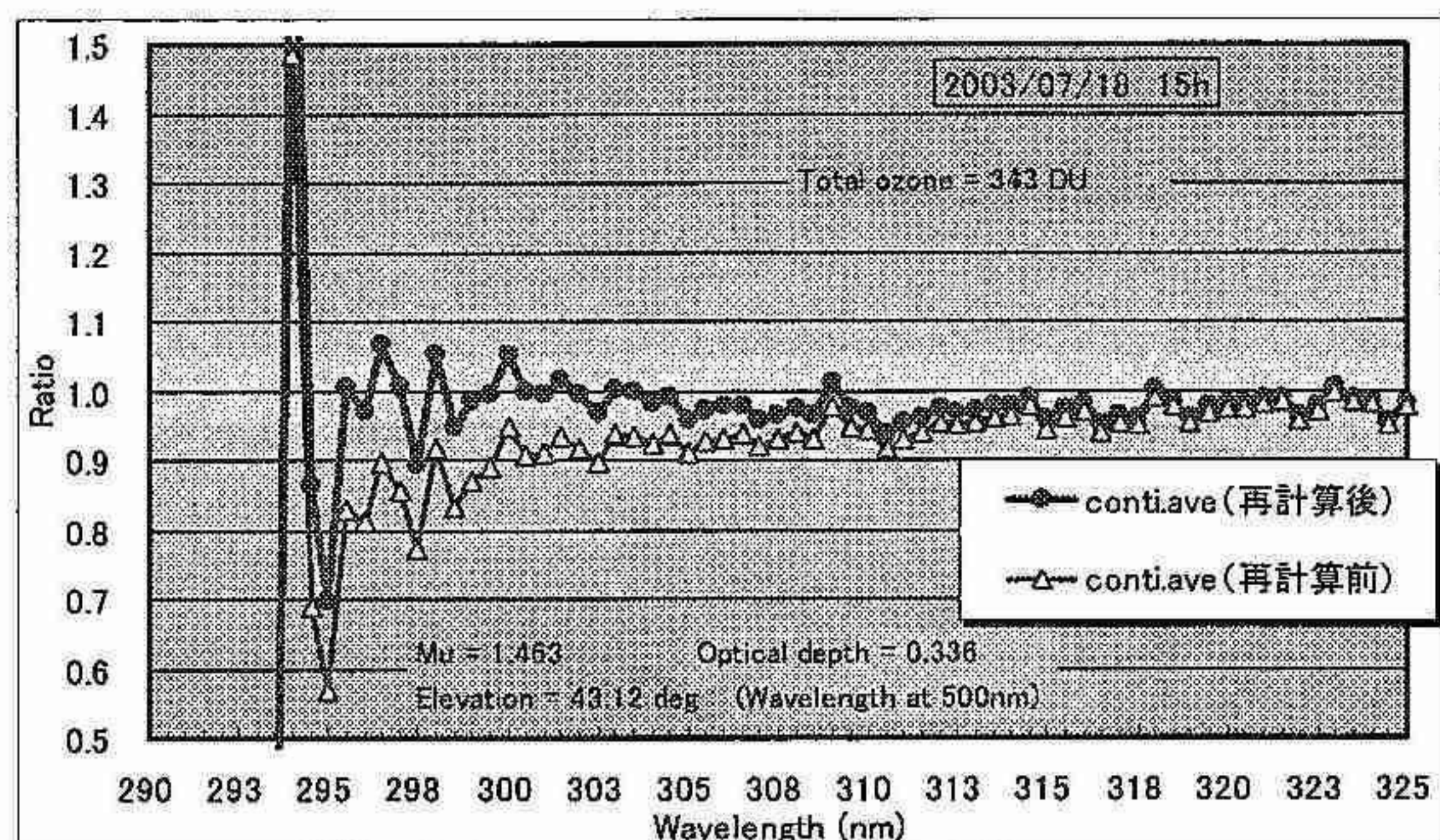


図4 調整後の紫外域日射量の観測値と計算値の比較 (比:モデル計算値/観測値)。

4. 地表面アルベドの効果

モデルの再現性の向上によって積雪による地表面アルベドの効果を調べることが可能となった。観測場所が市街地にあることを考慮し、アルベドが新雪とコンクリートの混合であることを仮定した。また、アルベド自身は紫外域ではオゾン量や太陽天頂角への依存性は小さい (Aoki et al.1999) ことから、一つの波長別アルベドを利用できると仮定した。図5は新雪の割合を変化させた場合の感度実験結果で、コンクリートの場合と比較したとき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日射量が増加し、特に長波長側で著しく増加しており、日射量には波長の依存性が生じる。

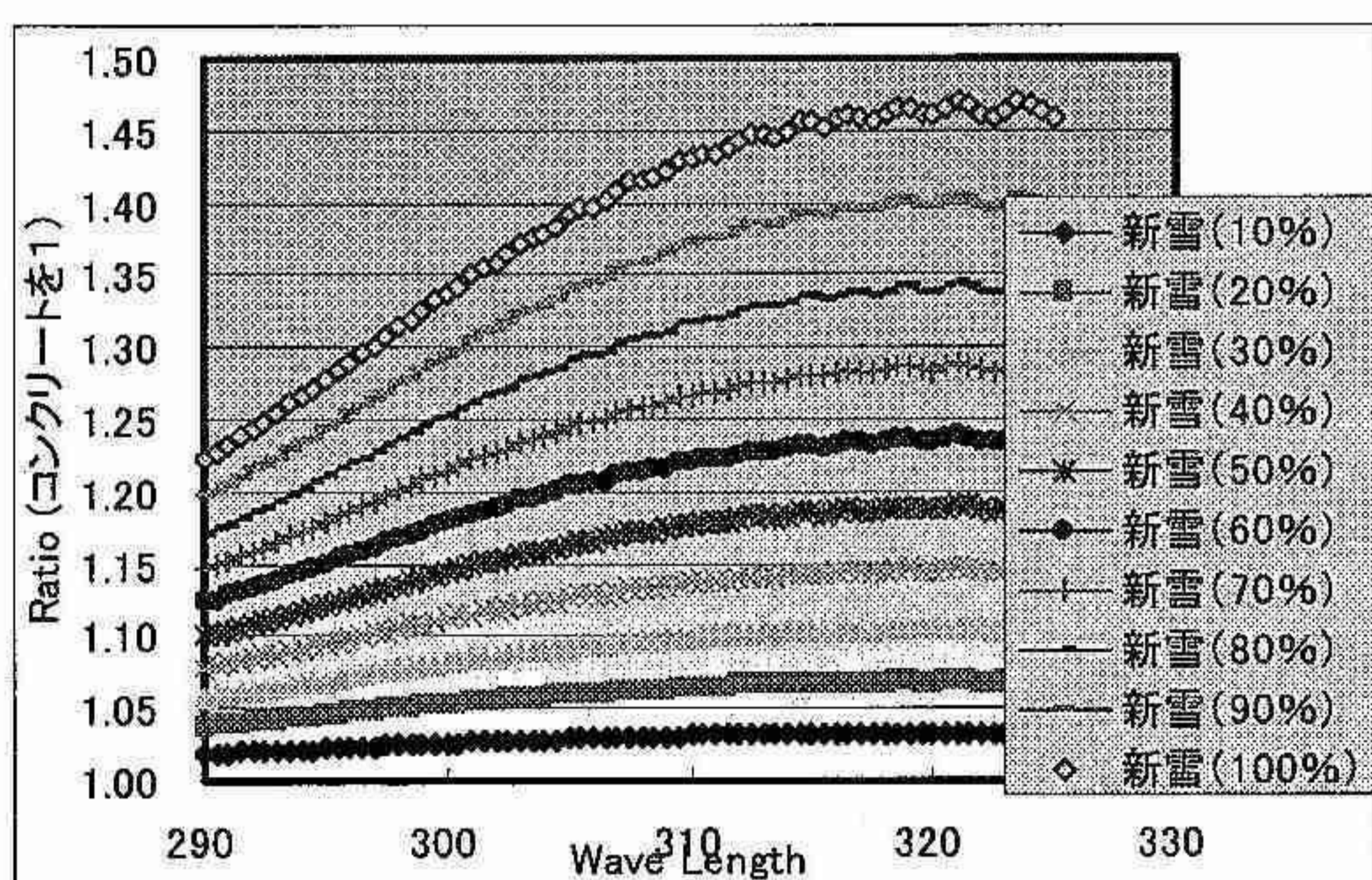


図5 アルベドの違いによる波長別の日射量の増加 (コンクリートに対する比)。

図6は日付に近い実際の無積雪時と積雪時(前日に降雪)の実測とモデルの比(モデル計算値/観測値)を示したものである。それぞれのモデル値はアルベドの変化の効果を考慮していないので、観測値における積雪の効果のみを見ることが出来る。無積雪時では、長波長側で観測値(1.0)と良く一致しているが、積雪状態ではモデル値が10%程度低下している、つまり観測結果が10%程度増加していることを意味している。両図の例は日付が違うが、オゾン量やエアロゾルなど

の他の効果は考慮しているので、前日に降った新雪によってアルベドが上昇し、その結果、日射量が増加したと考えられる。

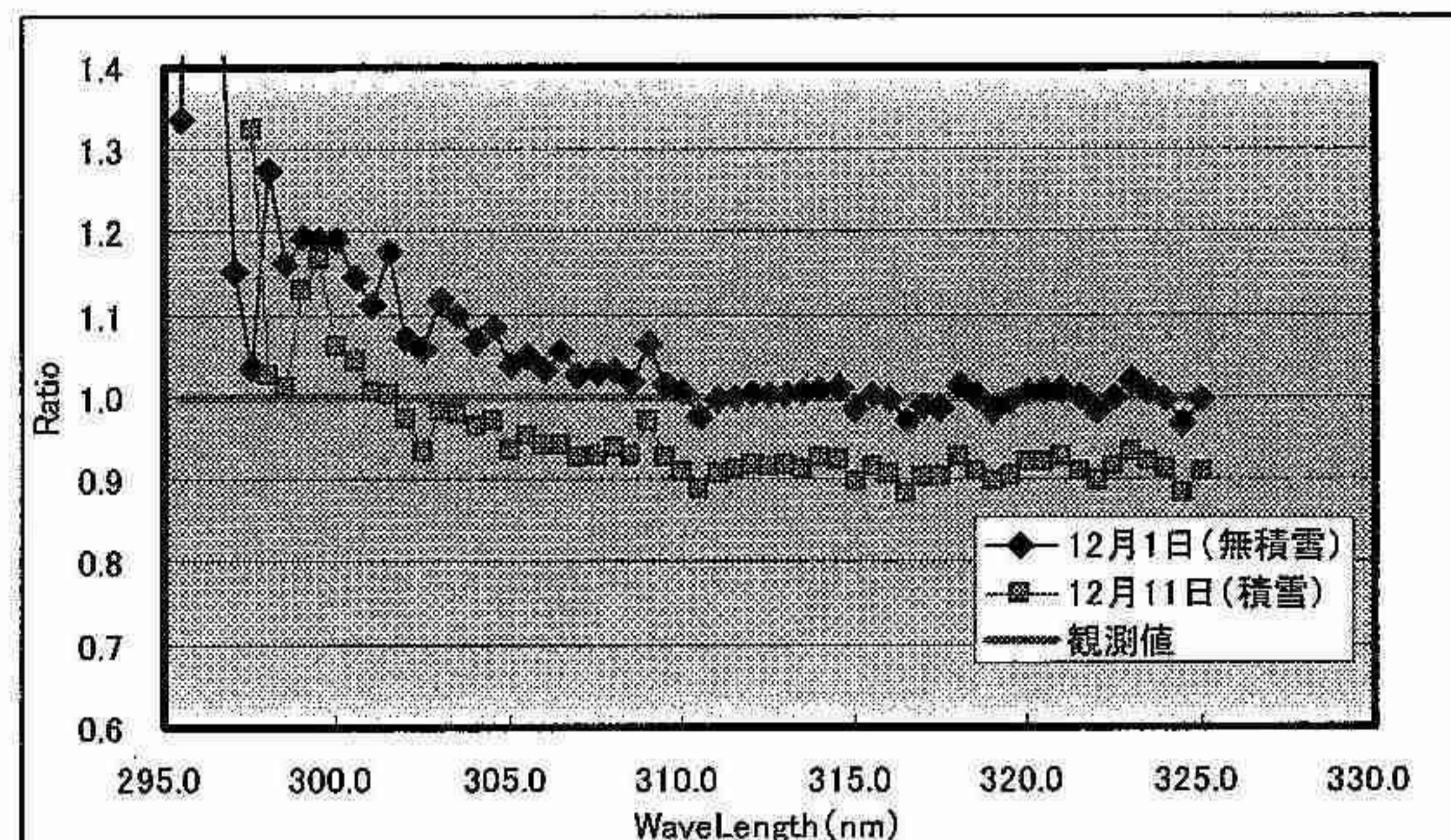


図6 積雪と無積雪状態の観測値とモデルの比(モデル計算値/観測値)

5. まとめ

放射伝達モデルの計算結果が Brewer 分光光度計による観測値をより忠実に再現するため、測器との波長ずれや、大気密度プロファイルなど基本的な入力パラメータのチューニングを行ってきた。また、この再現性の向上によって、アルベドの影響を見ることができた。

モデルの高度化のためにはエアロゾルの効果、特に光学的暑さや成分の違いによるタイプ(例えば、Hess et al.1998)を季節別に決定し、地表面アルベドの影響の量的評価をして、それをどうパラメータ化するのが課題である。これらの課題を解決することで、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。

【参考文献】

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,細氷,52,24-25.

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. *Am. Meteor. Soc.*, 79, 831-843.

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

4. 冬季降水時の風向による特徴について

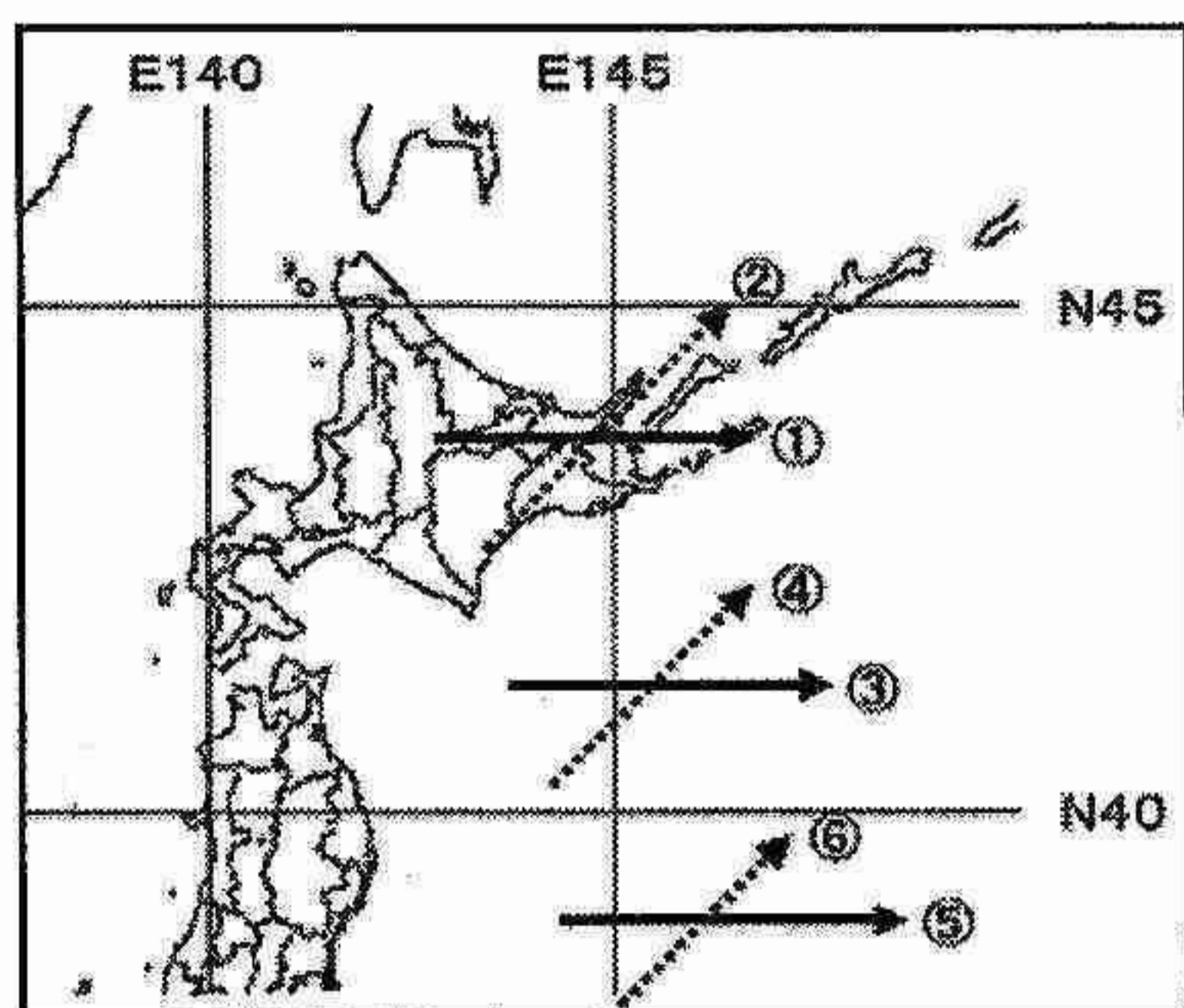
畠中 準裕 (気象庁予報部予報課) 山中 佳彦 (新千歳航空測候所女満別空港出張所)

1. 調査の目的

冬季降水時には運航管理者や航空会社から、継続時間や量の他、特に降水の種類について解説を求められる事が多い。女満別空港では低気圧の通過によりオホーツク海からの風になると、雨または雪など降水現象の種類や降水の継続時間が予想と違うことがある。そこで解説に資するため、これまでの冬季降水事例から低気圧の通過コースにより分類し、風向別による降水現象の特徴を調査した。

2. 調査期間と方法

調査期間は、2001年11月から2006年4月までの5寒候期とした。調査方法は、北海道付近を通過する低気圧を以下の6コースに分類し、その時の風向別に降水を雪、みぞれ、雨の3種類に層別し、特徴を調べた。また、モデルの予想と実況が異なった事例について解析した。



第1図 低気圧のコース別分類

- ① 北海道上を東進
- ② 北海道上を北東進
- ③ 北海道の南岸と北緯40度の間を東進
- ④ 北海道の南岸と北緯40度の間を北東進
- ⑤ 北緯40度以南を東進
- ⑥ 北緯40度以南を北東進

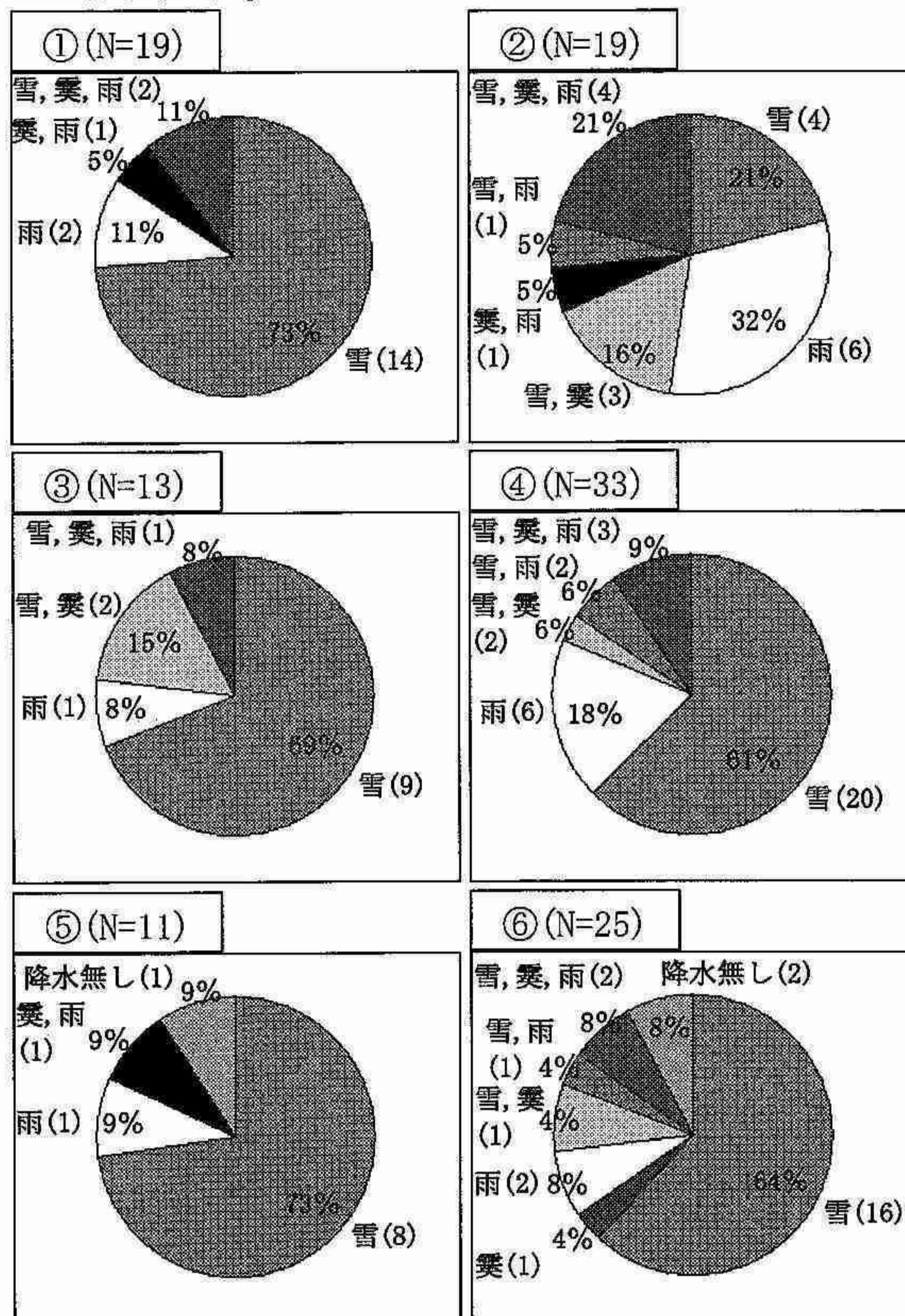
3. 調査結果

(1) 月別・低気圧のコース別による降水の種類

月別の降水種別事例数は、12月から3月までは多くの事例が「雪のみ」であるが、11月と4月は雨やみぞれを観測した事例が多い。また、11月は事例の半分以上でみぞれを観測した。

コース毎の降水の種類別の割合については、冬季のため全般に「雪のみ」の事例数が多いが、②では「雨のみ」の事例数が多く、「雪のみ」の事例数は少ない。これは、②の事例は気温の高い11月や4月に比較的多く、1月や2月の事例でも「雪のみ」でない事例が数例あったためである。また、みぞれを観測した事例は、『みぞれを含む

「雪、雨」も合わせると②が47%と最も多く、次いで③の23%であった。



第2図 コース毎の降水の種類別事例数(カッコ中の値)とコースの総事例数に対する各降水種の占める割合

(2) 海風と降水の関係

女満別空港において海から吹く風を「海風」、その他の風向のものを「陸風」として降水現象との割合を調べた。海風事例(全体の49%)では降水ありが約8割を占め、陸風事例(全体の51%)では降水なしが約6割を占めており海風と降水の関係は大きいことが見出された。

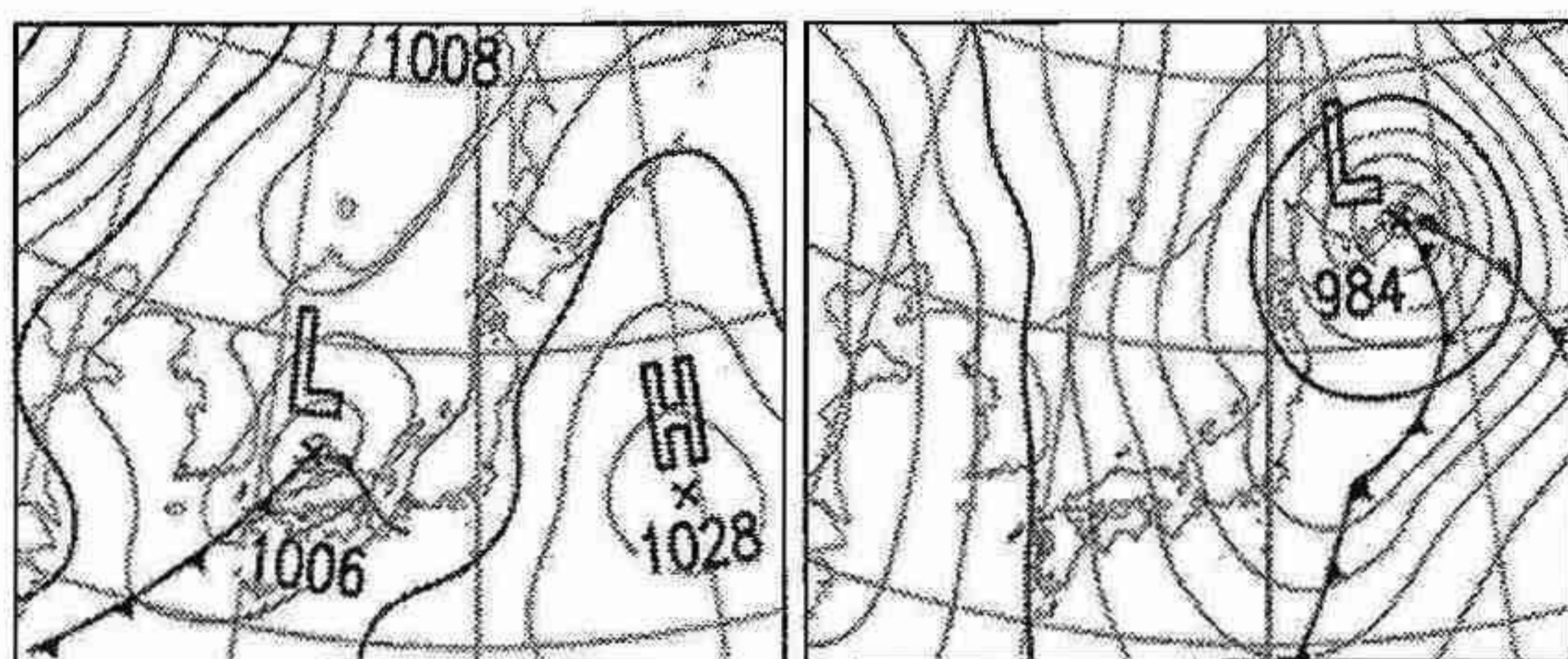
また、海風と降水の関係をコース毎に調べると、③や④では、海風であり降水がある割合が5割強で他のコースに比べて高かった。一方②では3割以下と低く、陸風で降水なしの割合が高かった。海風になる割合は②が全コース中一番低かった。

第1表 海風と降水の関係(%)

		降水		
		あり	なし	計
風 向	海 風	42	7	49
	陸 風	21	30	51
	計	63	37	100

(3) 予想と実況が異なった事例の解析

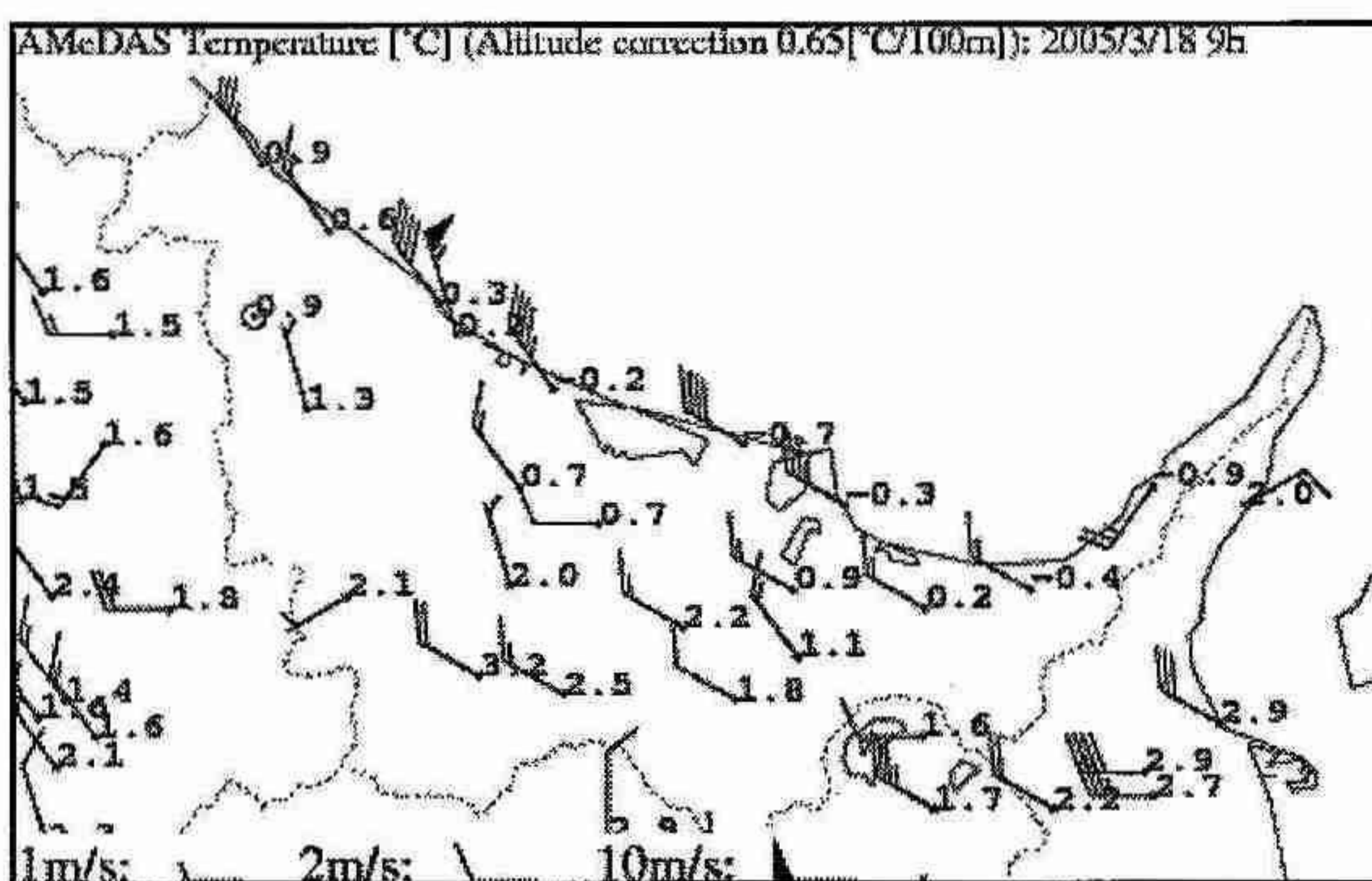
北海道の南を低気圧が通過し（コースは④）、網走管内に降水をもたらした。女満別空港では海風が続き、朝のうちから昼過ぎにかけて雪やみぞれを交互に観測した。



第3図 地上天気図(左：17日09時、右：18日09時)

モデルの予想については、初期時刻やRSM、MSMの違いにより網走管内の降水域と天気予想結果に大きな違いがあった。また、実況とモデルの相違点について、実況では18日午前には網走管内の広い範囲で降水があったが、モデルでは長時間「曇り」と予想したものがあつた。また、実況では女満別空港を含む内陸部ではみぞれであつたが、モデルでは網走管内をほとんど雪と予想したのもあつた。

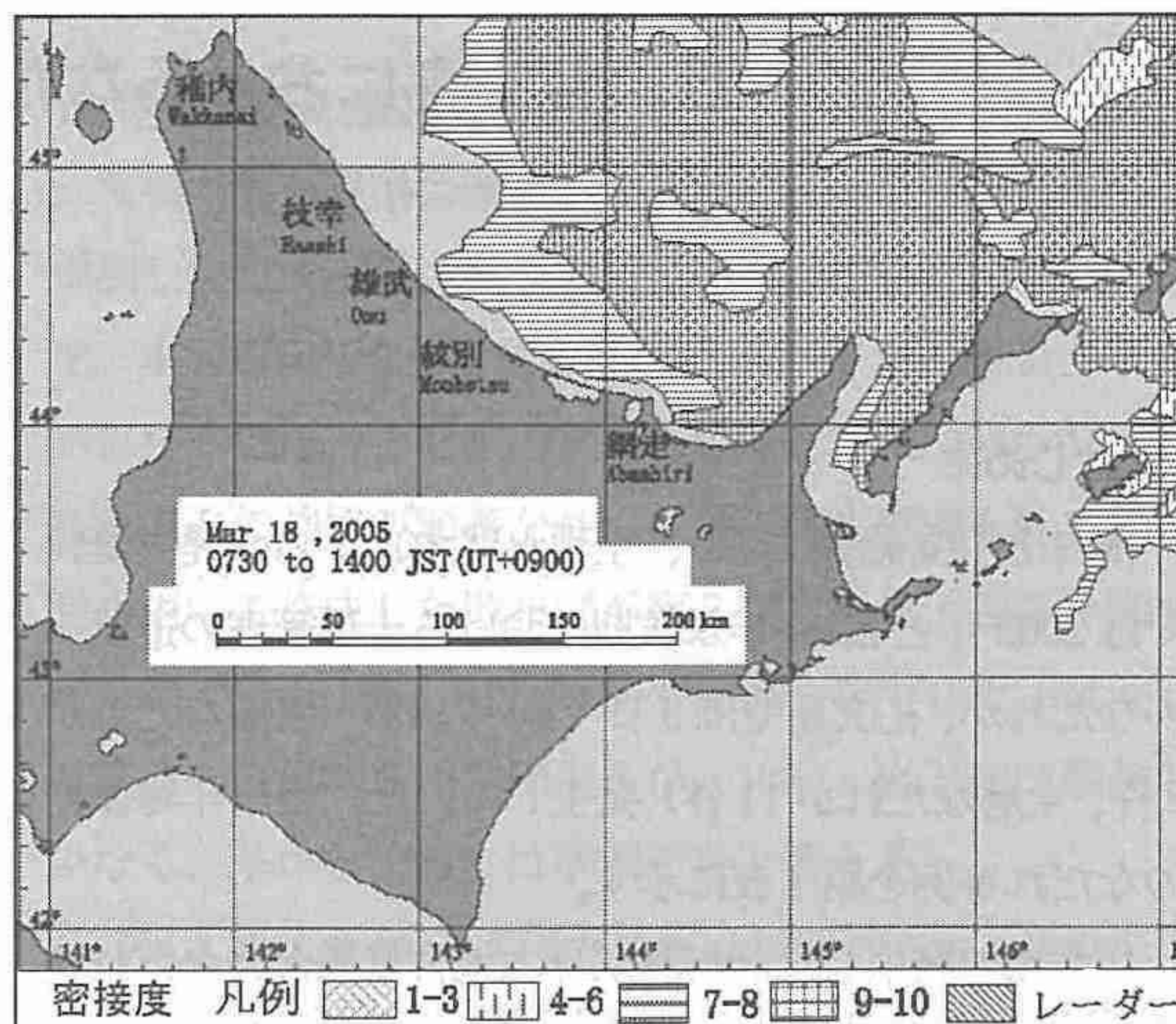
網走管内の09時地上気温分布は、内陸部を中心に0～2℃程度であるが、サロマ湖付近から知床半島にかけての海岸部では-2～0℃程度と気温は低かつた。アメダスの風向風速を見ると、海岸部で吹く風は陸上を吹走する距離が短く、網走を含む海岸部の天気は雪であつた。



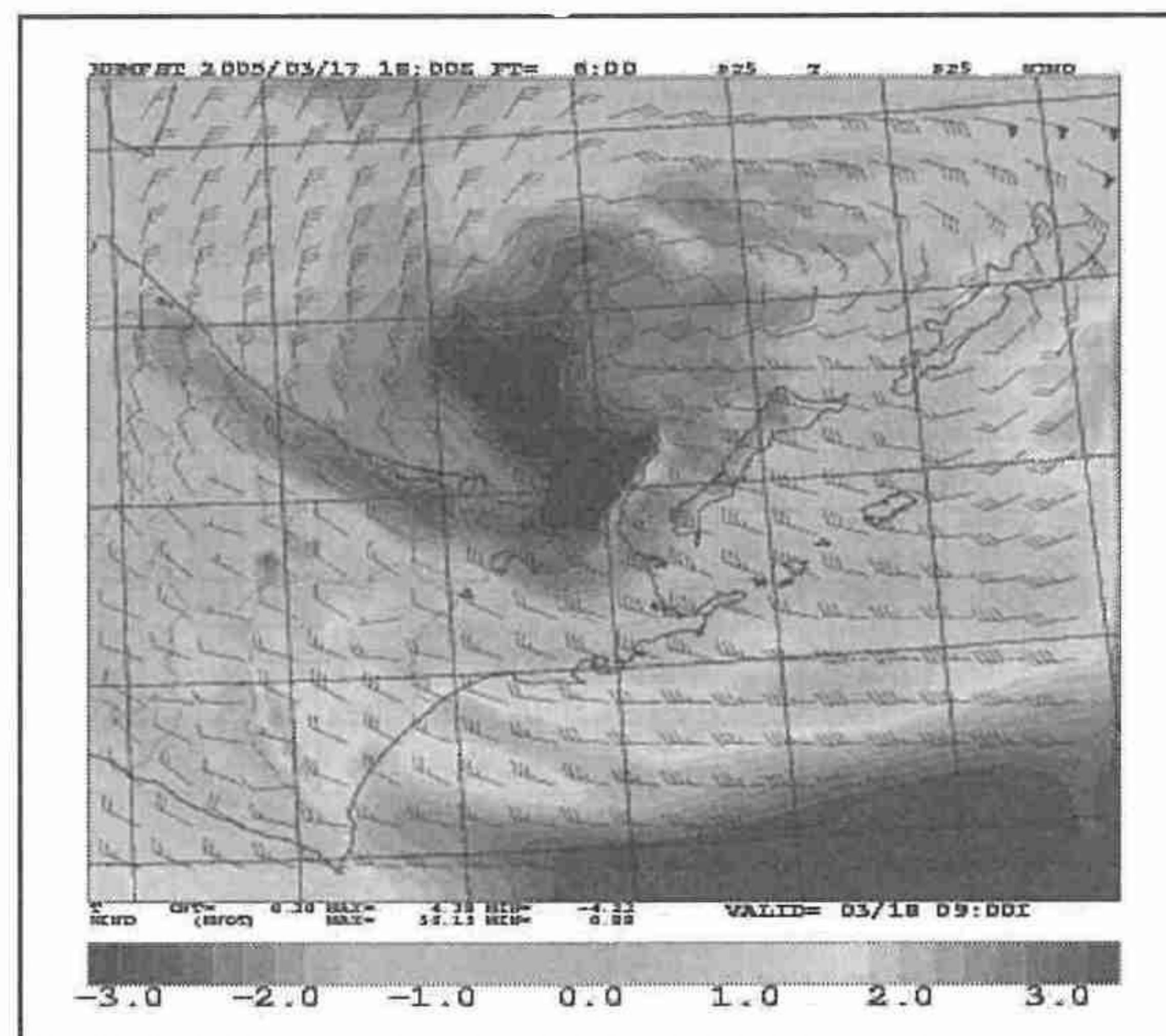
第4図 網走管内の気温・風向風速(18日09時)

網走管内の沖合には広範囲に海氷があり、知床半島では接岸していた。一方、内陸で吹く風は、陸上を比較的長距離吹走し、天気はみぞれであつた。

非静力学モデルの計算結果(925hPa面の気温と風)を第6図に示す。なお、根室高層の実況データは0.4℃でモデルの計算結果(約0℃)と近い値であつた。925hPa面では内陸と海岸付近の気温分布に差が無いことから、地表面にごく近いところの気温分布で降水の種類が決まると考えられる。海氷面の気温実況データが無いが、海氷の存在が大きく影響していると考えられる。



第5図 2005年3月18日の海水分布
(第一管区海上保安本部HPより入手)



第6図 非静力学数値予報モデルの計算結果
(925hPa面の気温と風 18日09時)

4. まとめ

低気圧のコースと降水現象の種類(雪・みぞれ・雨)、また海からの風向になるか否かと降水の有無との間に関係があることが分かつた。また、事例解析では降水現象の種類を客観的に修正する可能性が示された。

参考文献

札幌管区気象台：地上気温と850hPa気温での雨・雪判定(低気圧の場合)、北海道地方予報資料、1997
札幌管区気象台：釧路・根室の雨雪判別、北海道地方予報資料、1997
気象庁予報部：気象庁非静力学モデル、数値予報課報告別冊49号、2003

5. 礼文島におけるなだれ発生時の気象状況

松下雄哉 吉田誠哉 川村章広 (稚内地方気象台技術課)

1. はじめに

稚内土木現業所 (以下、土現と略す) からの提供資料では2005年と2006年寒候期における土現管理の道路へのなだれが、礼文島では9日で延べ13件 (表層なだれが2件、全層なだれが11件) 発生していた。2005年寒候期のなだれ事例を第1表に示す。

礼文島で発生したなだれは稚内地方気象台のなだれ注意報の基準外で発生しており、現行の注意報基準は不十分であることを意味している。本調査では礼文島で発生した全層なだれの事例をアメダスデータと土現の積雪データを用いて、気象状況の把握と予測について考察した。

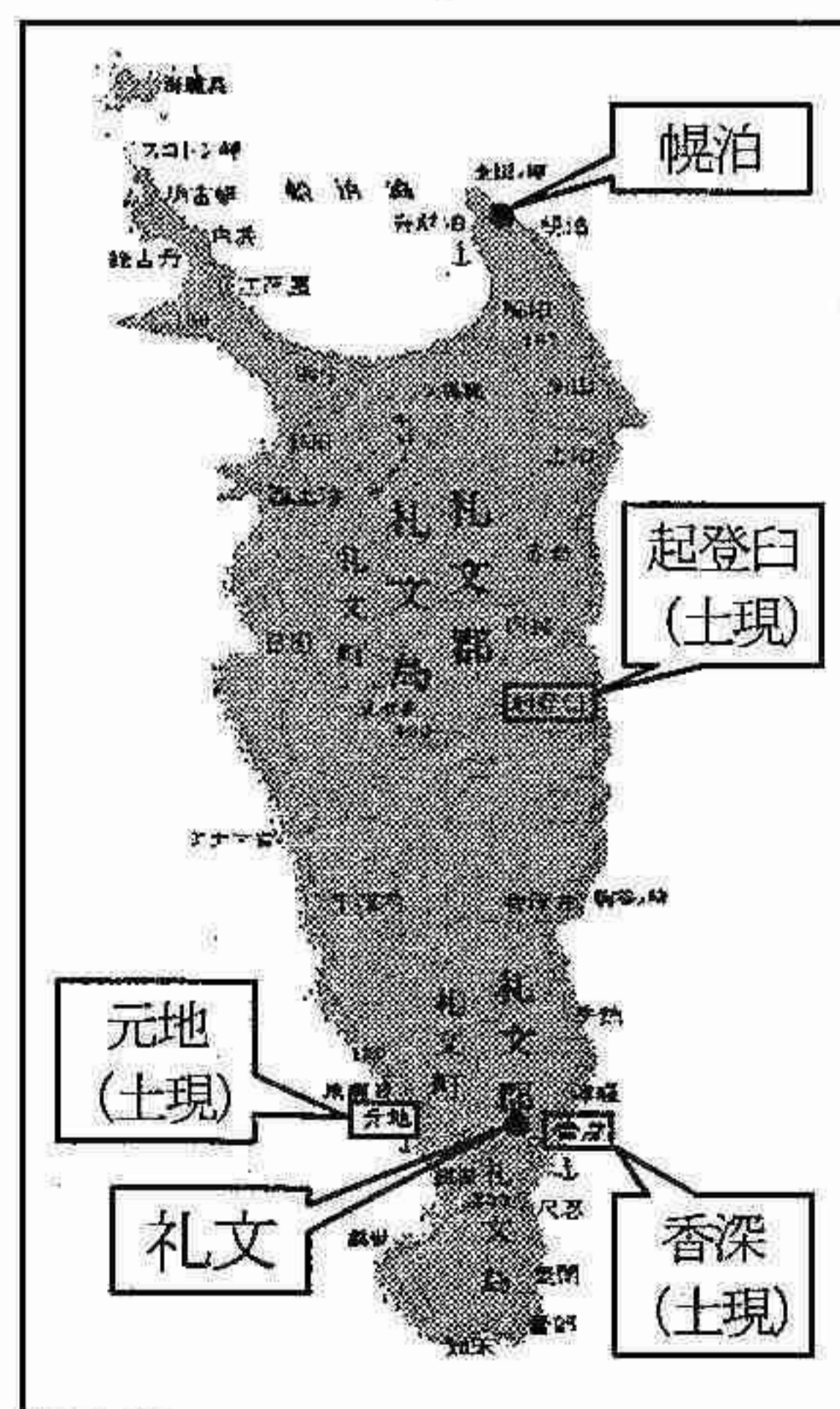
第1表 礼文島のなだれ事例 (2005年寒候期)

発生日時	市町村名	種類	なだれの規模	斜面の状況	積雪深 (cm)
① 2005. 2. 14 10:30	礼文町 起登臼	表層	車道路肩に堆積 (L=10m W=2m H=0.5m)	自然斜面 南東向き	144
② 2005. 3. 8 10:40	礼文町 香深	全層	車道路肩に堆積 (L=20m W=1m H=4m)	自然斜面 南東向き	131
③ 2005. 3. 15 11:20	礼文町 起登臼	全層	車道全幅にわたって堆積 (L=25m W=8m H=2m)	自然斜面 東向き	140
④ 2005. 3. 16 10:15	礼文町 手然	全層	車道路肩に堆積 (L=10m W=1m H=1m)	自然斜面 南東向き	125
⑤ 2005. 3. 17 09:30	礼文町 起登臼	全層	車道路肩に堆積 (L=10m W=1m H=0.3m)	自然斜面 南東向き	121
⑥ 2005. 3. 20 18:00	礼文町 起登臼	全層	車道1車線に堆積 (L=10m W=4m H=0.8m)	自然斜面 南東向き	110
⑦ 2005. 4. 4 16:20	礼文町 死地	表層	車道1車線に堆積 (L=20m W=4m H=1m)	法枠工 南東向き	11

2. 礼文島の積雪特性

礼文島の積雪データは「起登臼 (キトウス)」「香深 (カフカ)」「元地 (モトチ)」の3地点であり、いずれも近傍のアメダスは「礼文」である。観測点の位置を第1図に示す。

3地点の積雪の深さを宗谷地方のアメダスの値と比較した結果、礼文島の東側にあたる「起登臼」「香深」は宗谷南部内陸に位置する「中頓別」や「歌登」と同等の多雪地帯であった。



第1図 礼文島の観測点

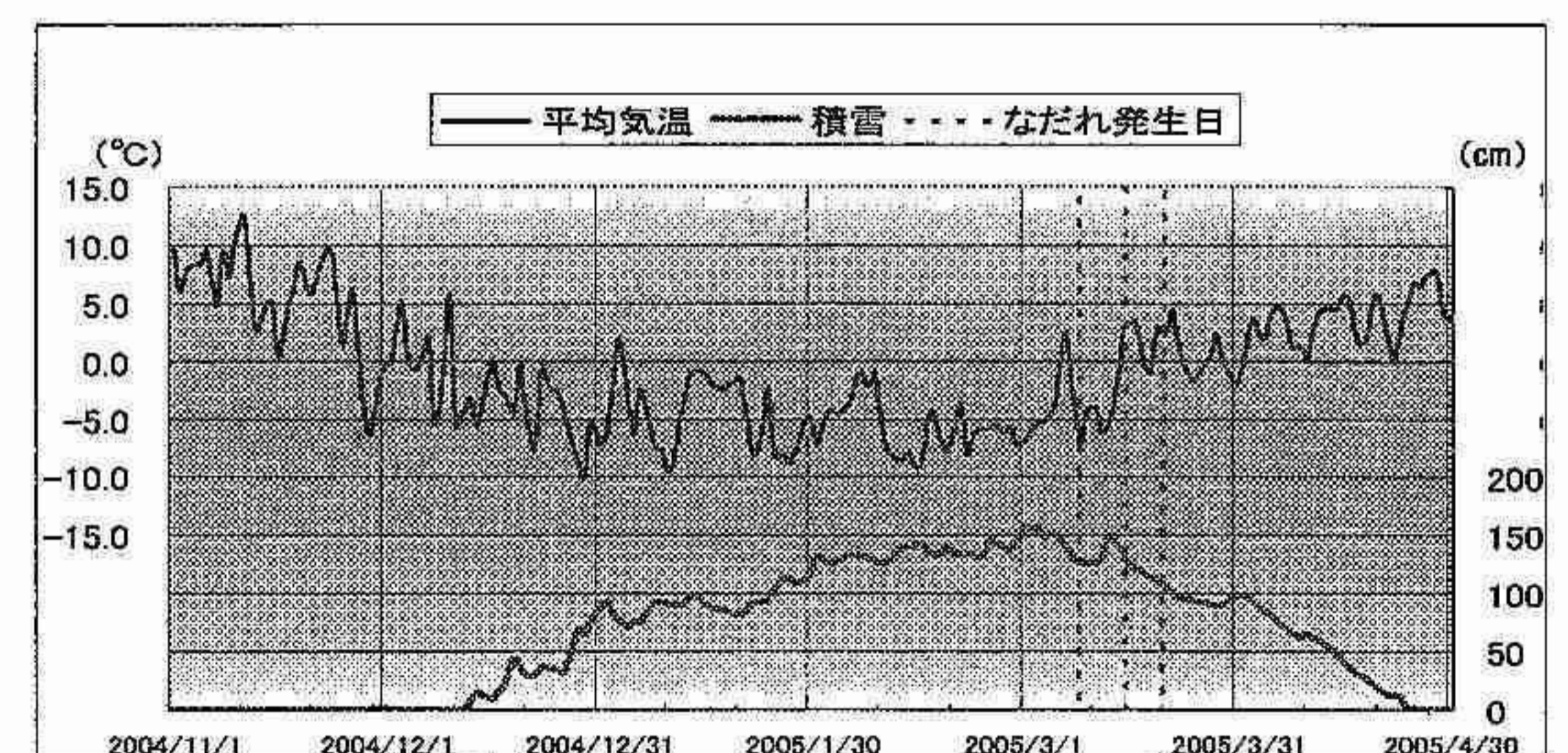
3. 気象要素による特徴と考察

なだれ発生前の気象状況に共通点が見出せた全層なだれについて考察する。

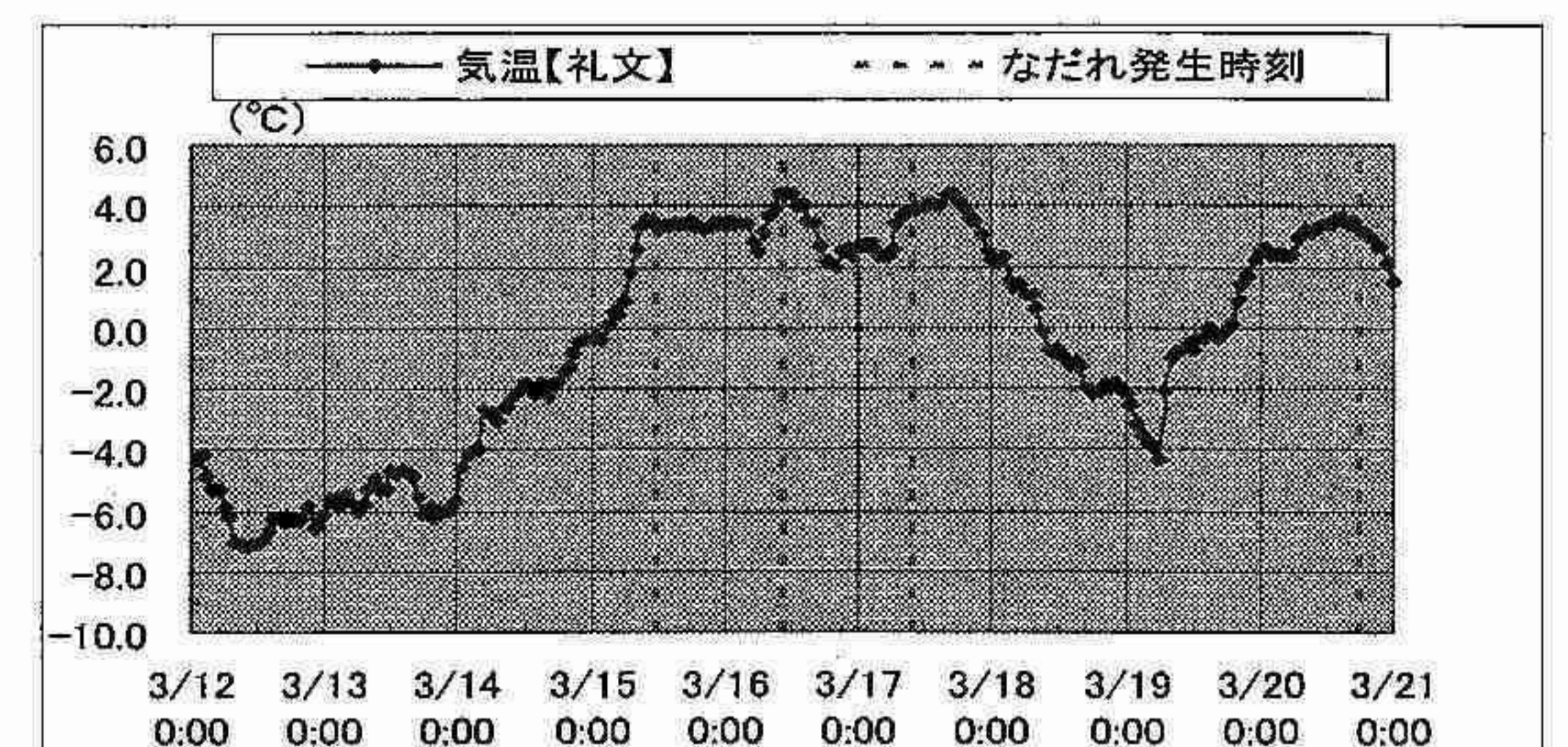
2005年寒候期の積雪の深さと日平均気温の推移を第2図に示す。一般に全層なだれが発生するのは春先の融雪期と言われているが、本調査では2~3月の多積雪期に一時的な暖気の流入により日平均気温が水の融点である0°Cを超えた日、或いは翌日に言わば「多積雪期の全層なだれ」が発生していた。これは融雪水の浸透や浸透した融雪水の凍結により積雪底面の摩擦力が減少した事になだれが発生したと推測できた。

全層なだれ発生数日前からの気温の推移は、どれも夜間の顕著な気温低下がなく昇温傾向であった (一事例として2005年3月12日~20日の推移を第3図に示す)。全層なだれは、一定の昇温を迎えた後に発生していた。また、気温のピークの値は約4°Cであり、現在のなだれ注意報の基準 (日平均気温5°C以上) よりも低かった。

気温以外に注目すべき要素としては各事例とも南西風系の強風を伴っており、この強風は「①暖気移流を強め融雪を促進させる、②風圧が積雪面へ振動を与える」という効果が考えられる。



第2図 積雪の深さ (起登臼) と気温 (礼文) の推移

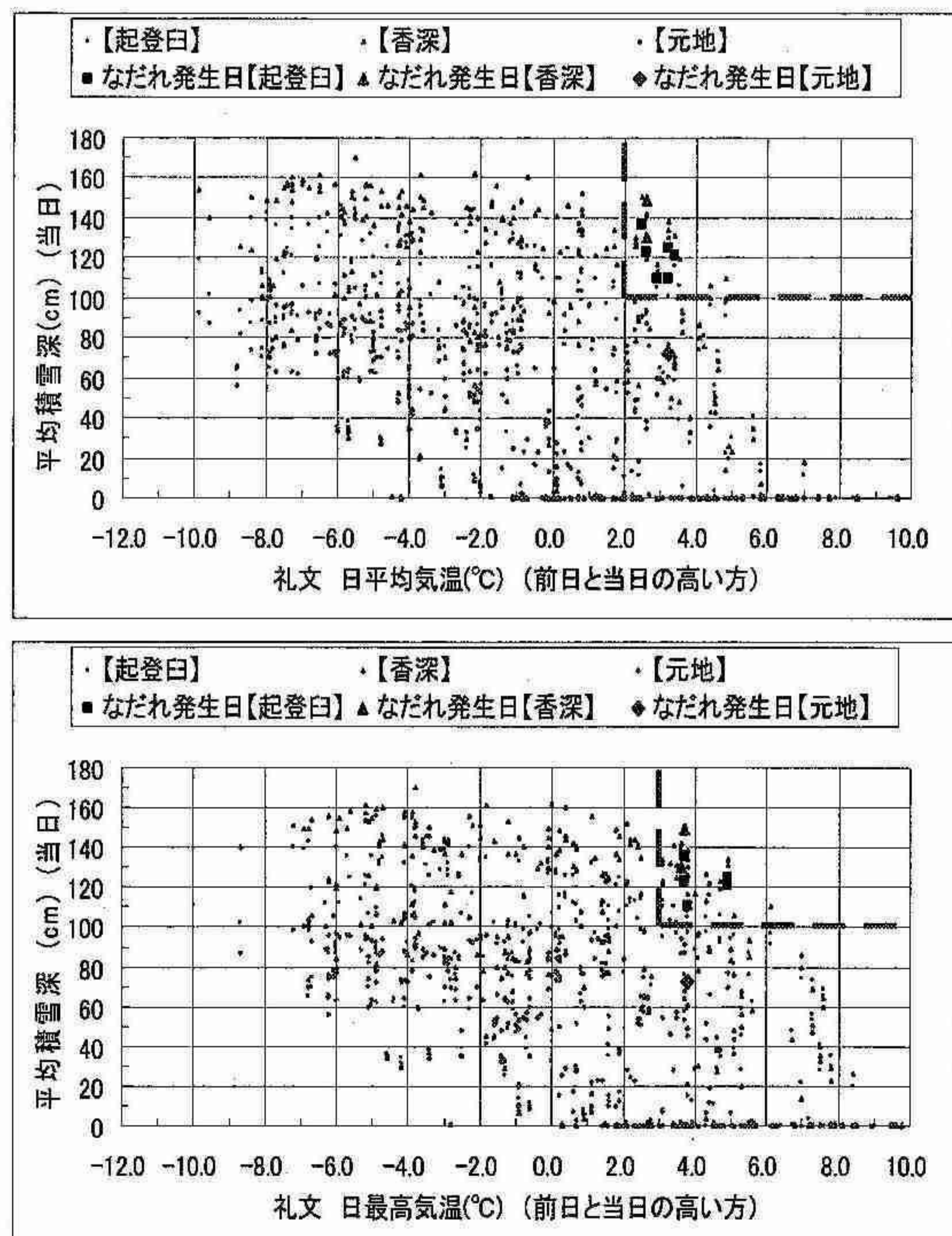


第3図 なだれ発生3日前からの気温推移

4. なだれ注意報基準の検討と評価

2005年と2006年寒候期について、縦軸に土現の各積雪観測点の日平均積雪深の値を、横軸にアメダス「礼文」の日平均気温の値を用いて散布図(第4図)を作成し、全層なだれ発生日と非発生日を比較することで考察した。

横軸の気温については、3項を踏まえ適切になだれの危険性を評価するために前日か当日の高い方を採用した。その結果、『積雪の深さ>100cm、かつ前日か当日の日平均気温>2℃』の基準なら、全層なだれの大部分を捕捉できる。これをなだれ注意報の基準として、2次細分の利尻・礼文で運用した場合について従属資料を用いて2寒候期分を日単位で検証した。全層なだれが発生した日は7日、基準を満たした日は19日で、スレットスコアは0.37、捕捉率は100%となった。また、横軸に最高気温を使用し同様な検討した場合、『積雪の深さ>100cm、かつ前日か当日の日最高気温>3℃』の基準なら全層なだれの大部分を捕捉できる。検証を行うと、基準を満たした日は31日、スレットスコアは0.23、捕捉率は100%であり、スレットスコアの観点から平均気温を使用した基準がより適切であった。

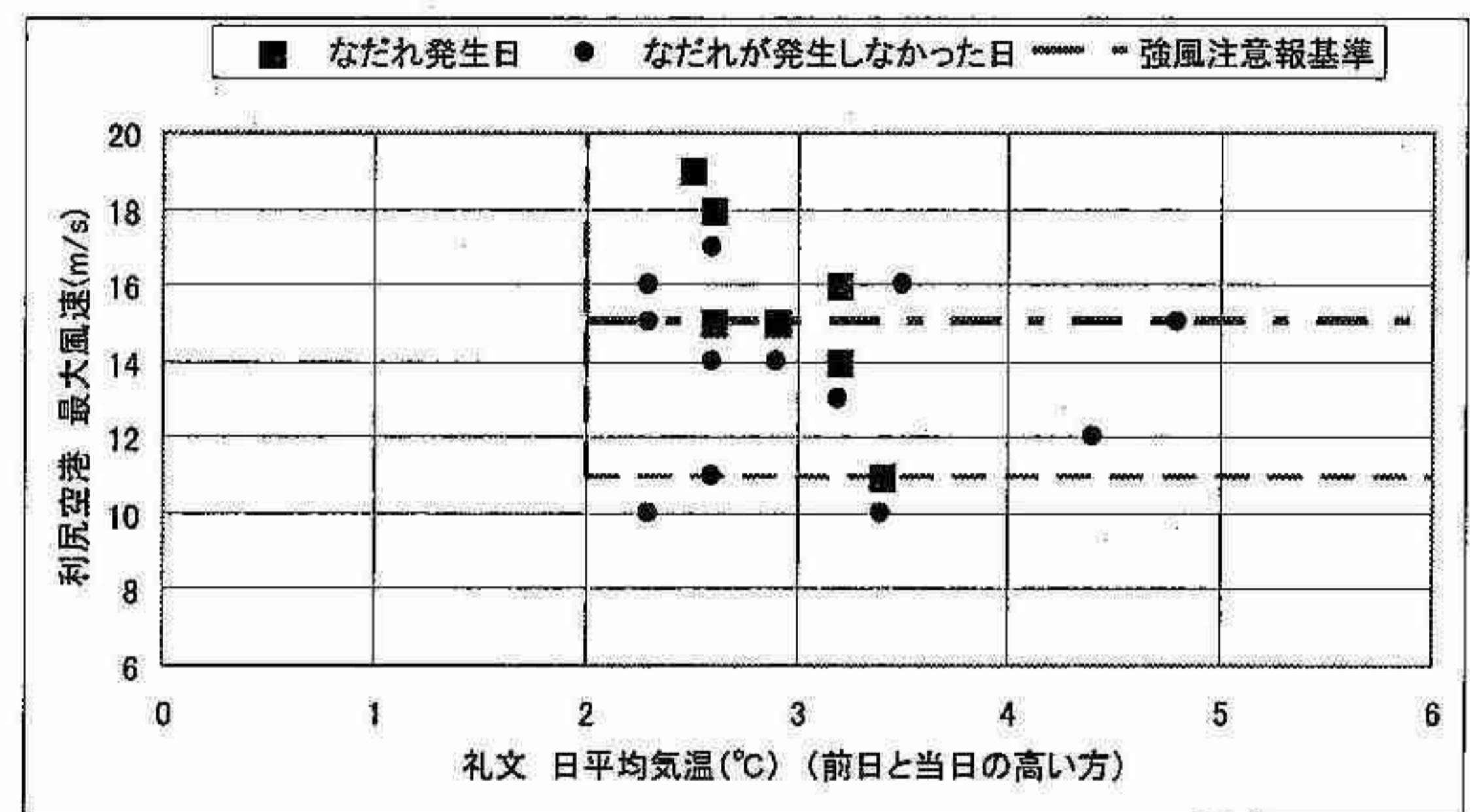


第4図 平均積雪深と気温の散布図

上段：横軸に日平均気温 (前日と当日の高い方)
下段：横軸に日最高気温 (前日と当日の高い方)

5. 南西風系の風速による検討

3項で南西風系の強風が全層なだれ発生に寄与すると推測したことから、基準の絞り込みができないか検討した。4項で示した『積雪の深さ>100cm、かつ前日か当日の日平均気温>2℃』の基準に該当した19日について、南西風系の強風が顕著な利尻空港の最大風速と礼文の気温を用いて作成した散布図が第5図である。強風注意報の基準である15m/sでは2例の見逃しを生じた。11m/sとすると全事例を捕捉出来るが、10m/s以下は2事例と少なく、基準とするには事例不足と考える。



第5図 最大風速と日平均気温の散布図

6. まとめ

利尻・礼文のアメダスには積雪計が設置されていないため雪の実況が掴めず、また、地域的及び気象状況から利尻・礼文の積雪の深さは宗谷北部と同程度と推測していたが、宗谷南部の内陸と同等の多雪地域であることがわかった。

なだれが発生した日の気象状況を調査した結果、それらに共通する気象条件が見出された。本調査では「多積雪期の全層なだれ」に対応する基準として『積雪の深さ>100cm、かつ前日か当日の日平均気温>2℃』を提案する。また、日最高気温や風速は注意報運用の参考値として利用できる。

なお、本調査は対象期間が短い、礼文島において現在のなだれ注意報基準が不十分である事は明らかな事実であり、今後も調査を進めつつ、より適切な注意報運用が重要と考える。

参考文献

日本気象学会, 1998 : 気象研究ノート第190号「なだれ」

6. 雨滴の最大粒径 -札幌と沖縄のデータから-

* 藤吉康志 (北大低温研)、山村育代 (北大・理)、南雲信宏 (北大・環境科学院)、
中川勝広 (情報通信研究機構 沖縄亜熱帯計測技術センター)

1. はじめに

最近のコンピューターの大容量・高速化によって、雲物理過程を詳細に含んだモデルが数多く開発されているが、多くの雲解像モデルですら、未だに雨滴の粒径分布を仮定したバルク法を用いている。今後、局地予報の精度を向上させるためには、降水強度・降水域・降水雲の持続時間などの予報改善が必要であり、そのためには雨滴の粒径分布を陽に計算するビン法を導入する必要があるだろう。ビン法を用いたモデル開発にとって最大の難関は、雨滴同士の衝突併合・分裂過程である。数ミリの大きさの雨滴同士が衝突した場合には、併合確率が1よりも小さく、かつ双方の雨滴が分裂してしまう。風洞中に静かに浮かした実験でも、球等価直径9mm 以上の水滴は直ぐに形が不安定になって自発的に分裂してしまうので、乱れが大きい自然界では等価直径7mm が存在できる雨滴の上限と言われている。それでは、実際に観測された雨滴の最大直径はどれくらいであろうか。これまでビデオゾンデで、熱帯の積乱雲内で直径9mm (等価直径ではなく最大直径と思われる) の雨滴が測定された事例はあるが、過去に雨滴の最大粒径を統計的に調べたものは無い。しかし、ビン法を使った雨滴成長 (衝突-併合-分裂) モデルの検証や、地上および衛星からのレーダーを用いた降水量の推定精度の向上、更に何よりも、自然科学的興味から、雨滴の最大直径が季節あるいは降水システムにどのように依存しているのかを観測的に確かめる必要があるだろう。

2. 観測装置とデータ

従来の雨滴粒径測定法では、同じ体積の雨滴でも、形、大きさ、落下速度などに違いがあることを考慮すると、本研究目的には使えない。そこで我々は、2D-Video Distrometer (JOANNEUM RESEARCH) を用いて観測を行った。本装置は、雨滴を2方向から画像として捉えることで形と大きさを測定し、かつ落下速度も同時に測定できる。解析に用いたデータは、札幌では観測を開始した2003年~2006年までの降雪時期を除く4月~11月、沖縄では2004年5月~2006年10月までである (ただし、2005年4~5月、2005年1月は除く)。

3. 札幌および沖縄で観測された大きな雨滴トップ10

図1(a)と(b)に、それぞれ札幌と沖縄で観測された全雨滴 (数千万個) のなかで、上位10番までを示した。札幌では、これまで測定した中で最大の雨滴の等価直径は7.42mmであり、沖縄では7.73mmであった。また、札幌及び沖縄での2番目の雨滴は、形が扁平であるため最大直径はそれぞれ9.38と10.0mmにも達した。

雨の降り始めに大きな雨滴がまとまって降ることが多いという、日常経験がある。そこで、果たして大きな雨滴が短時間に集中して観測されるかどうかを調べた。その結果、(1) 2~3分程度の時間幅 (時には数秒以内) に、6mm以上の雨滴が確率的にはあり得ない数濃度で集中して降っていたこと、(2) 降水強度が降り始めよりも大きくとも、最大雨滴の粒径は、降り始めの方が大きいことが分かった。以上の観測事実は、

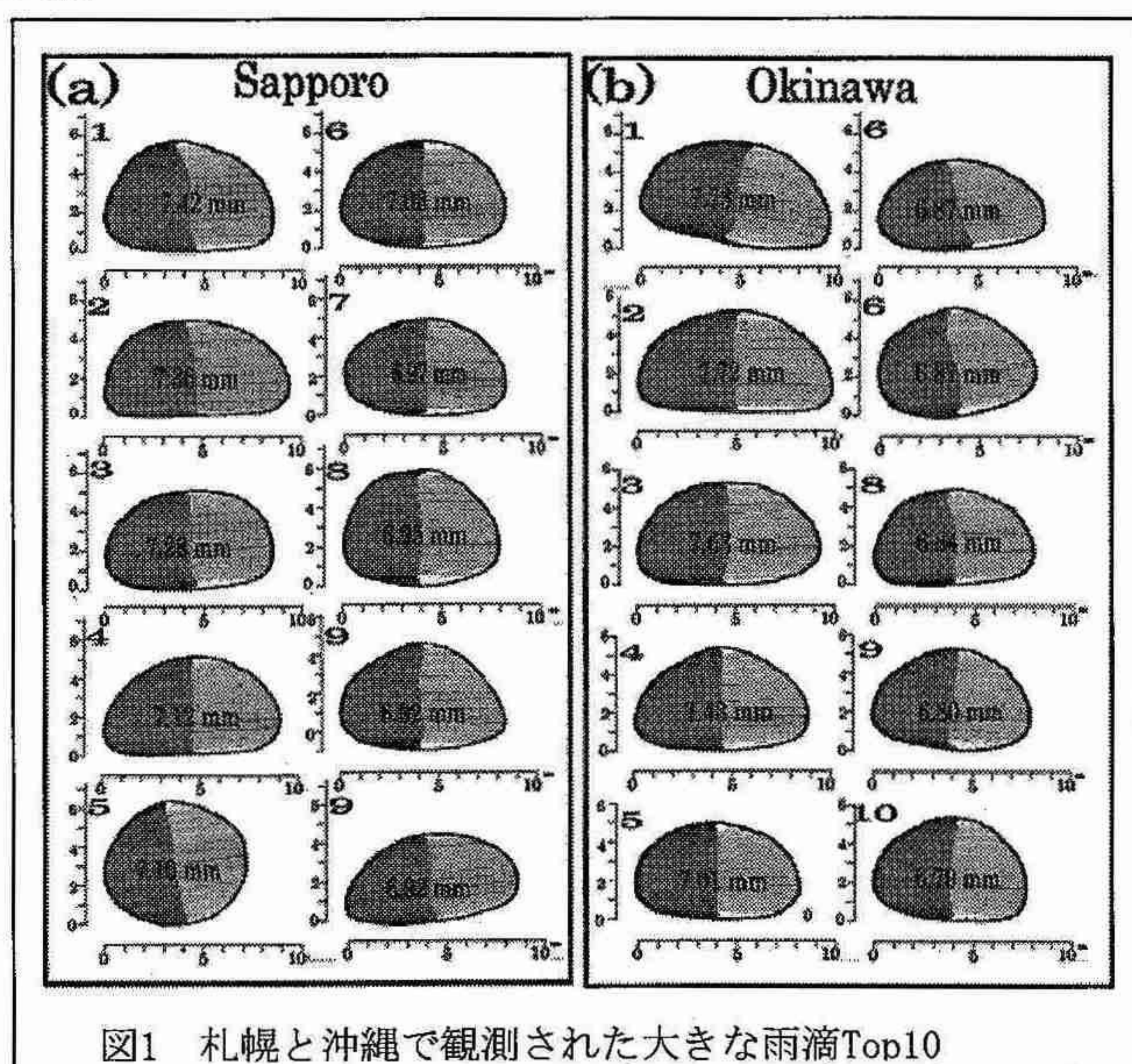


図1 札幌と沖縄で観測された大きな雨滴Top10

6mmを超えるような大きな雨滴は、雨滴同士の衝突併合過程でできたものではなく、固体降水（雹、霰、雪片）が融けてできたものと考えよう。これらは固体であるので、仮に互いにぶつかっても分裂する可能性は低い。逆に、濡れた雪片は互いに併合しやすい。雹や、大きい融解粒子（霰、雪片）の落下速度は5mm以下の雨滴に比べて速いので、降水粒子群の先端に位置する。そのため、これらの粒子が落下中に融解しても、数の多いより小さい雨滴と衝突して分裂することなく、地面に到達できる可能性が高い。一方、既に雨滴が数多く存在する状態では、大きな雨滴は衝突分裂を起こしてしまうため、降り始め以外には大きな雨滴は存在できない。これまでの室内実験の結果によれば、直径1cmよりも大きな雹は、融解中に微小水滴をしぶきとして飛び出させることで質量を失うので、巨大な雹が大きな水滴となったのち、大きな複数の大水滴に分裂する可能性は低い。一方、霰や巨大雪片は融解水が浸みこんでいくので大きな水滴を形成しやすい。結論としては、球等価直径が6mmを超えるような大きな雨滴は、大きな霰や巨大雪片、あるいは1cm前後の雹が落下中に融解することで形成されたと考えられる。

4. 雨滴の最大粒径の季節変化と日変化

常識的には、発達した対流雲ほど大きな雨滴を形成するので、雨滴の大きさには季節変化があり、また、気候区の異なる札幌と沖縄では、その季節変化も異なることが予想される。図2は、最大雨滴がそれぞれ0.5~3.5mm、3.5~5.0mm、5.0mm以上であった日が各月の全降水日数に対して占める割合を示したものである。図から、沖縄では、夏に相対的に大きな雨滴が降りやすい、言い換えれば、微雨の発生頻度は夏に最低で冬に最大というきれいな季節変化が見られることが分かる。一方札幌では、10月に極端に微雨の発生頻度が少なく、4月にやや高いが、それ以外の月（冬は対象外）ではほぼ一定である。

降水強度の時間別出現頻度を調べたこれまでの研究によれば、朝方に強い雨が降りやすいことが示されている。そこで、1日の中で最大雨滴が観測された時間帯の頻度分布を作成した（図3）。図から分かるように、沖縄では、最も強い対流が発生しやすい日中（12時~15時）に出現頻度が高い。一方札幌でも12時~15時にやや出現頻度が高いが、全体的な傾向としては日中の出現頻度は低く、真夜中から朝方にかけて最大雨滴が観測されやすい。沖縄でも、真夜中に出現頻度が高い傾向が見られる。これは、大雨が示す日変化と良く似ている。

5. まとめ

2DVDを用いることで、世界で初めて、雨滴の最大直径に関する諸特性（出現頻度分布、季節変化、日変化）を明らかにすることができた。数千万個に達する雨滴の中で、これまでに見出された雨滴の最大球等価直径は、7.73mm（注）であった。また、札幌と沖縄という全く異なった気候区での測定事例を比較することで、これらの諸特性の地域特性あるいは、地域によらない一般性を議論することができた。今後は、ここで明らかとなった最大雨滴の諸特徴を、雲物理学的に解釈することと、それらの結果を雨滴成長モデルに反映させること、更に、2DVDを用いた国内外の観測データとの比較も行う予定である。

注) 金沢で取得したデータからは、球等価直径で9.15mmのものが見つかった。

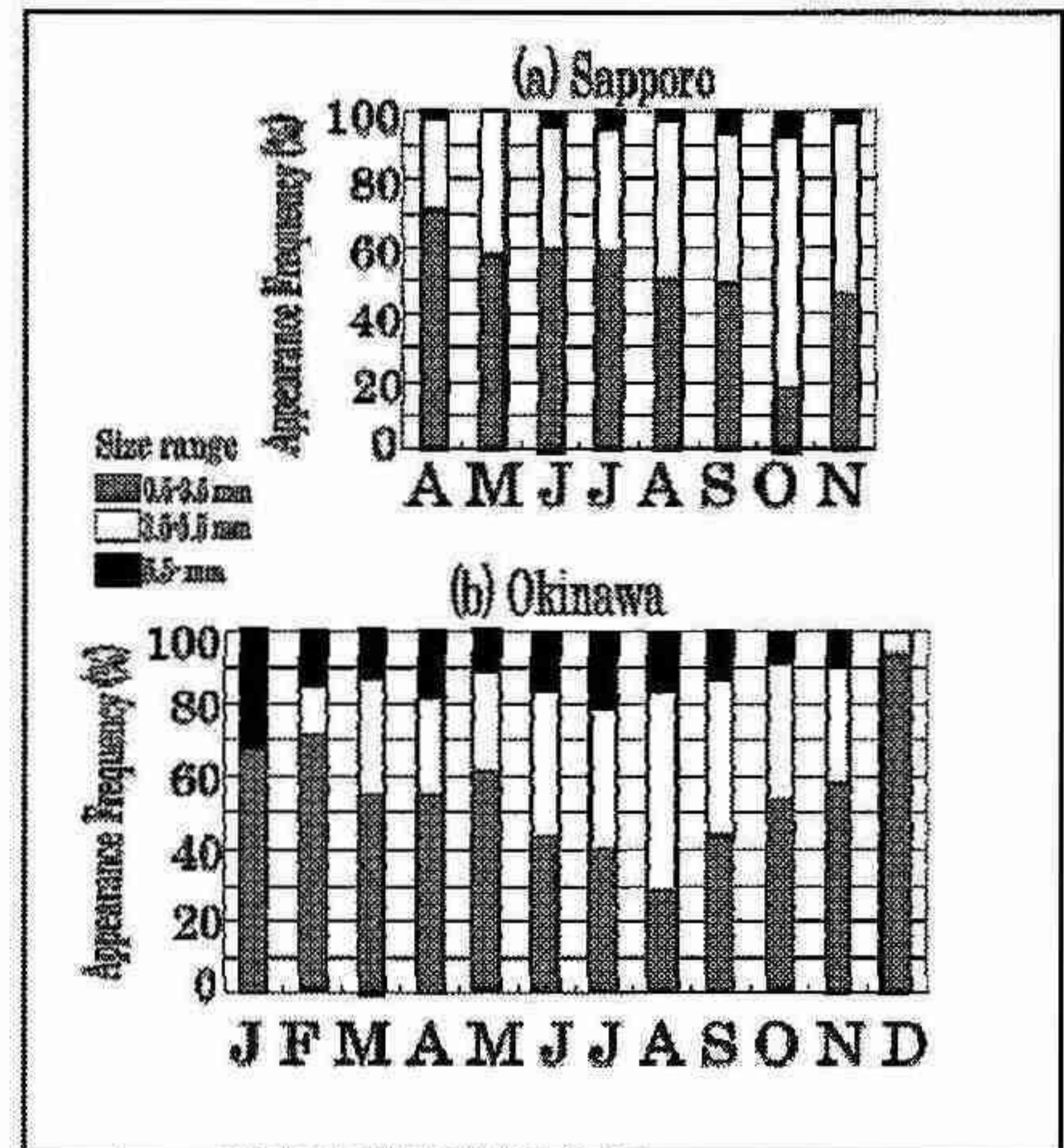


図2 0.5~3.5mm、3.5~5.0mm、5.0mm以上であった日が各月の全降水日数に対して占める割合

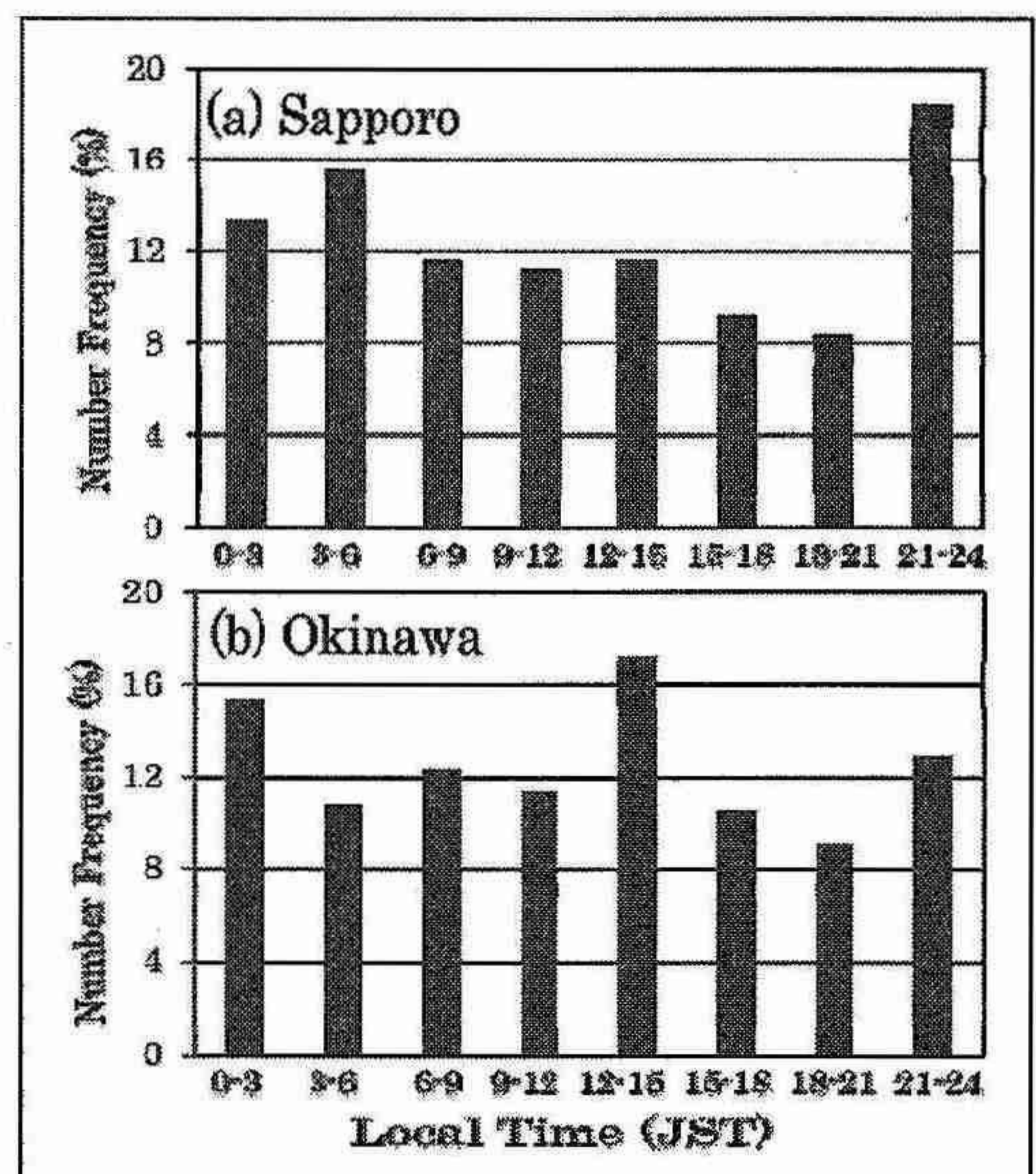


図3 最大雨滴が観測された時間帯の頻度分布

