

—発表会要旨①—

平成15年度 第2回支部研究発表会要旨

日 時：平成15年11月21日（金）13時10分～16時20分
場 所：札幌管区気象台大会議室

- 1 冬季北海道西岸の収束線上に発生・発達する雲クラスター・・・・・・・・・・ 12
札幌管区気象台 中山 寛

- 2 AAMP98 期間中に観測されたノルウエー海上の
ポーラーローの数值実験・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 14
北大院・理学研 遊馬 芳雄
国立極地研究所 塩原 貴
和田 誠
トロント大学 G. W. K. Moore

- 3 観測事実から見た温暖化の実態・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 16
札幌管区気象台 竹谷 良一

- 4 冬期北太平洋における低気圧活動の特徴・・・・・・・・・・・・ 18
北大院・理学研 加藤 雅也
遊馬 芳雄

- 5 波長別紫外域日射観測における積雪の影響について・・・・・・・・ 20
札幌管区気象台 能登 美之
田中 悦子
島村 哲也

- 6 ラジオゾンデ搭載型鏡面冷却方式 Meteolabor Snow White
水蒸気計による観測・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 22
北大院・地球環境 藤原 正智

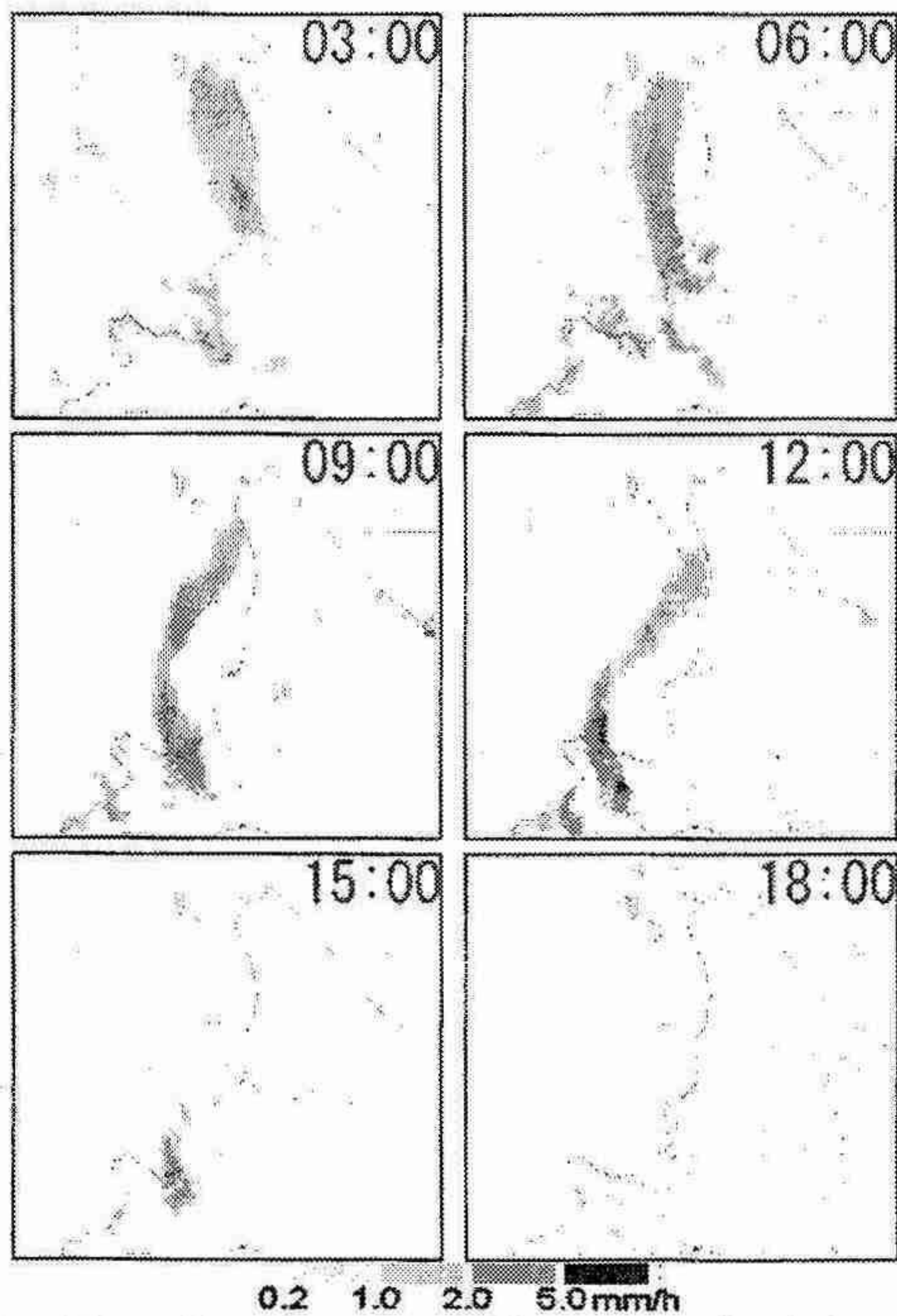
- 7 CCA（正準相関分析）の季節予報への応用・・・・・・・・・・・・ 24
札幌管区気象台 川野 浩

1. 冬季北海道西岸の収束線上で発生・発達する雲クラスター —2002年12月13日の後志北部の大雪—

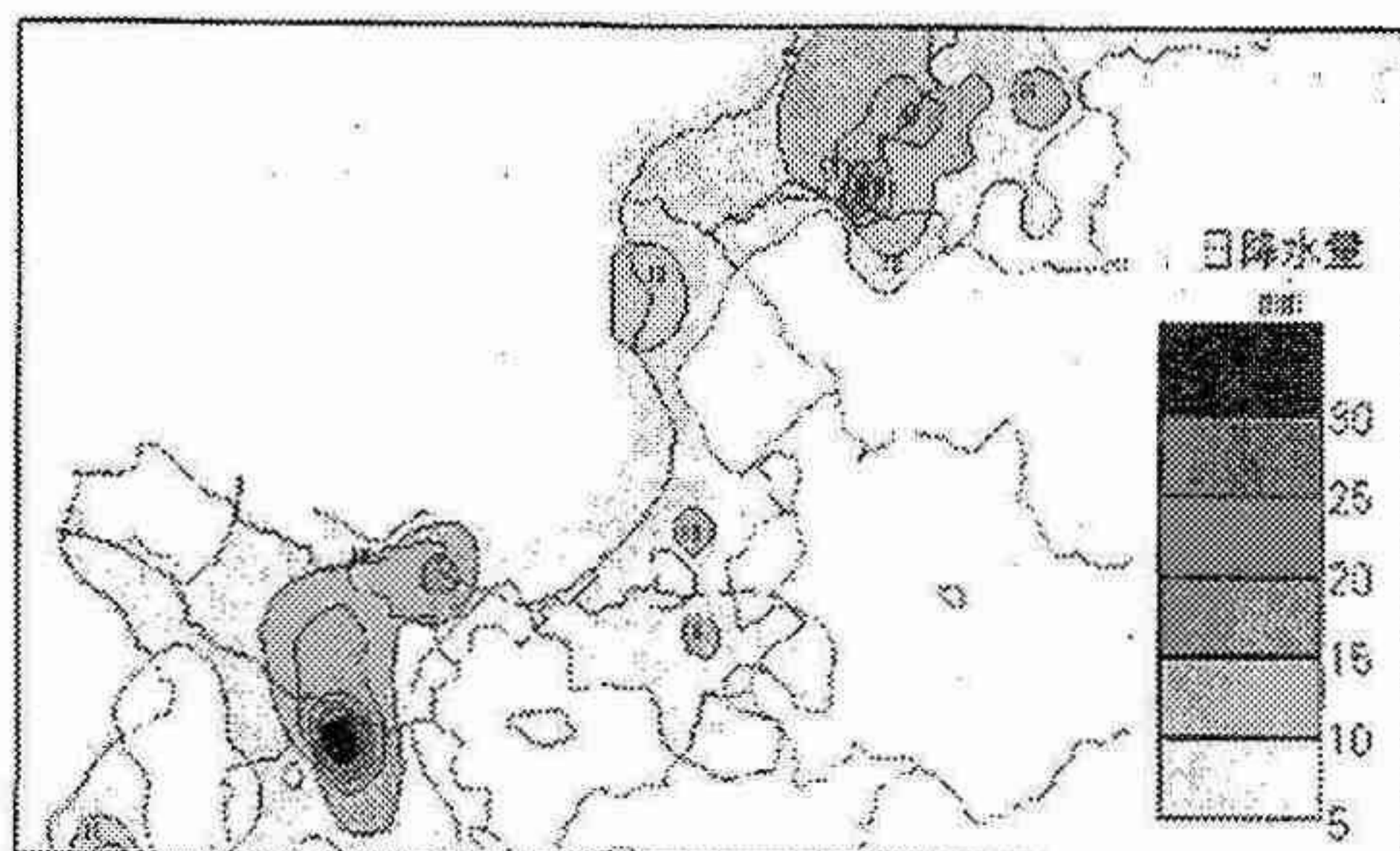
中山 寛 (札幌管区气象台予報課)

1. はじめに

2002年12月13日明け方から道北の西海上に収束線が顕在化し、朝には石狩湾に達する南北帯状雲が形成された。この帯状雲は昼頃にかけて積丹半島方面まで西進し、午後には東進に変わり、石狩湾に戻ってきた夕方には弱まって消滅した(第1図)。倶知安町内の山間部にある北海道開発局の七線観測所の雨量計では13日11, 12時に10~12mm/hの強い雪が降り、日降水量は35mmに達した(第2図)。雪水比は約20倍となっていた。



第1図 12月13日のレーダー・アメダス解析雨量



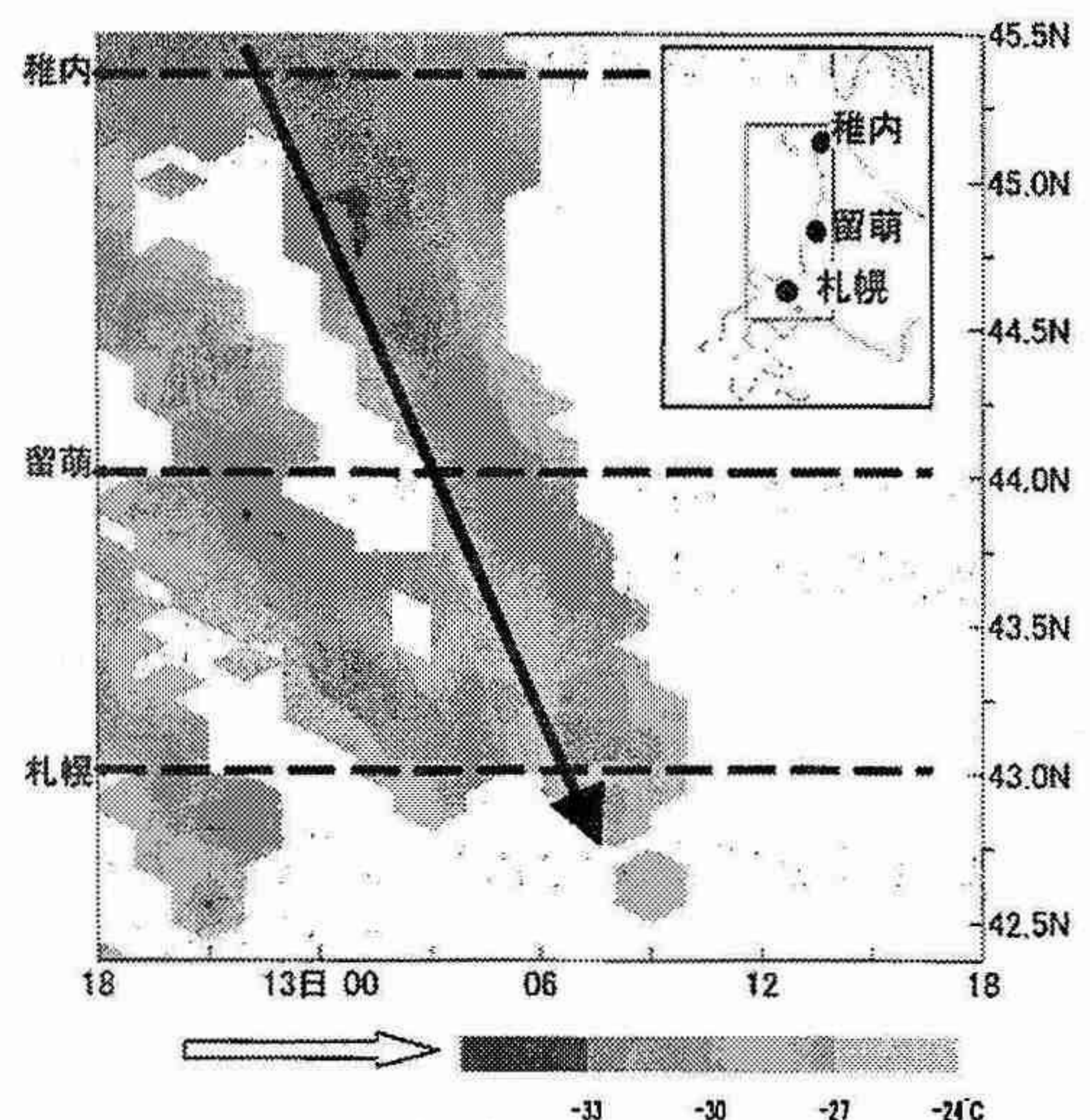
第2図 12月13日の日降水量分布図
(アメダス・部外雨量計)

2. メソ α スケールのトラフと雲クラスター

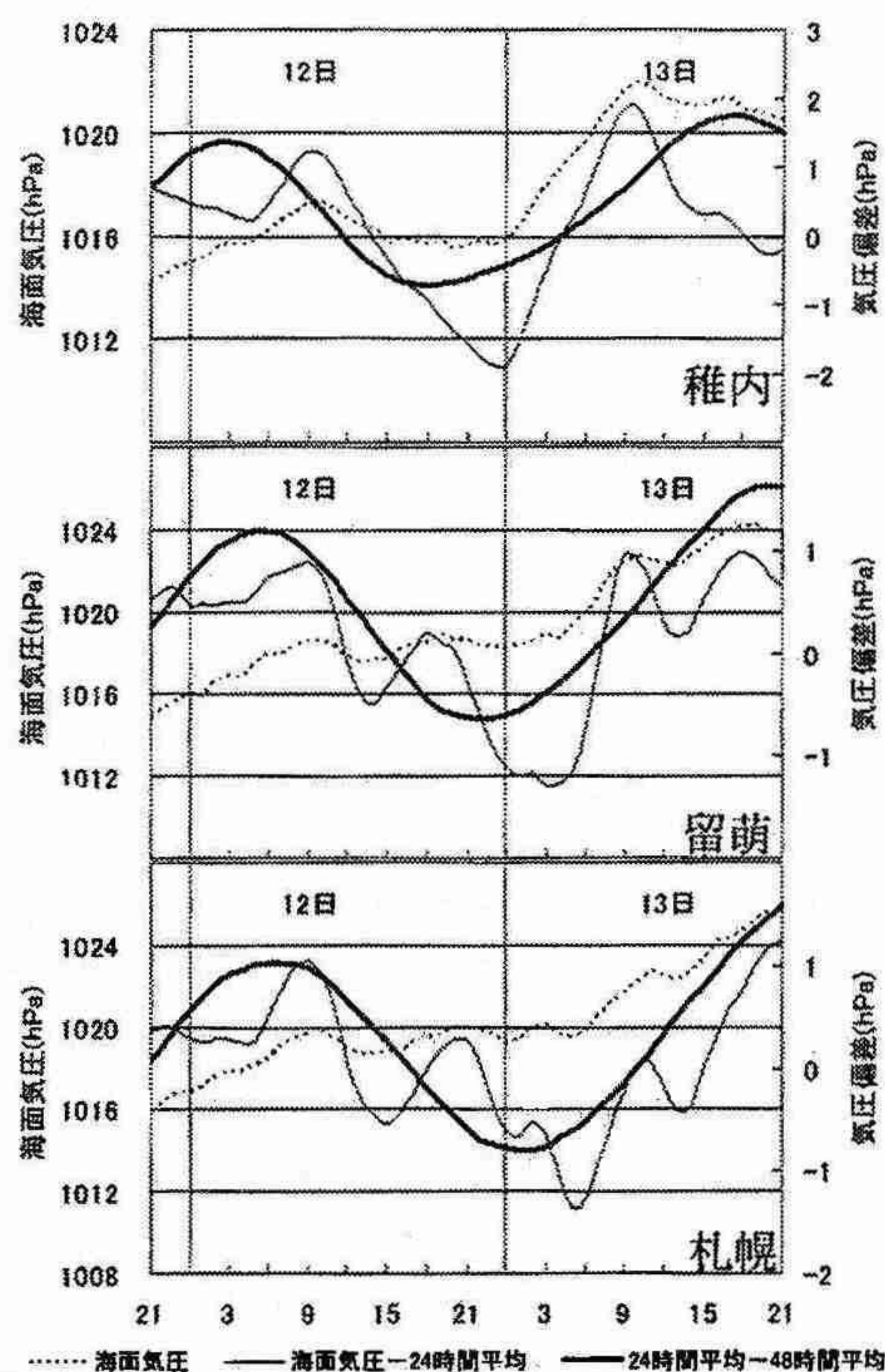
第3図は気象衛星ひまわり(GMS)の赤外データの輝度温度(等価黒体温度;単位は $^{\circ}\text{C}$)を図中の北海道西岸域に示した四角領域について、縦軸に同時刻の緯度別平均温度をとり、横軸に各時刻を並べた南北時間断面図である。輝度温度の低い部分を雲頂温度とみなすと、雲クラスター(CC)の発達の指標として見る事が出来る。発達したCCが、稚内付近から一定の位相速度で南下し、13日09時頃に札幌付近に流入したことが分かる。留萌のウインドプロファイラーでは、観測されたすべての層で風向が北西から北に変化していた(図省略)。第4図は、稚内・留萌・札幌の海面気圧、海面気圧-24時間海面気圧平均(気圧偏差 α)、24時間海面気圧平均-48時間海面気圧平均である。約2日周期のトラフのやや後面にその半分の周期のトラフが存在していることが確認できる。また、第3図と比較すると、CCの通過と気圧偏差 α の極小の時刻もほぼ一致していることが分かる。このように、総観スケールのトラフのやや後面に存在したメソ α スケールのトラフが、CCと対応していた。

3. 雲クラスターと収束線(NHMからの考察)

CCは12日23時頃に稚内沖で発達し始めたが、アメダスの風をみると、このときは内陸から吹き



第3図 GMS赤外輝度温度の南北時間断面図
(図中右上の四角領域での緯度別平均輝度温度)



第4図 日本海側の官署の海面気圧と平均偏差

出す陸風による収束線はできていない(第5図)。むしろ、CC 通過後に陸風が始まり、収束線が形成され始めている(第1図)。つまり、このケースでは、CCは収束線上に発生したのではなく、CCが発生したあとに収束線が形成されたのである。

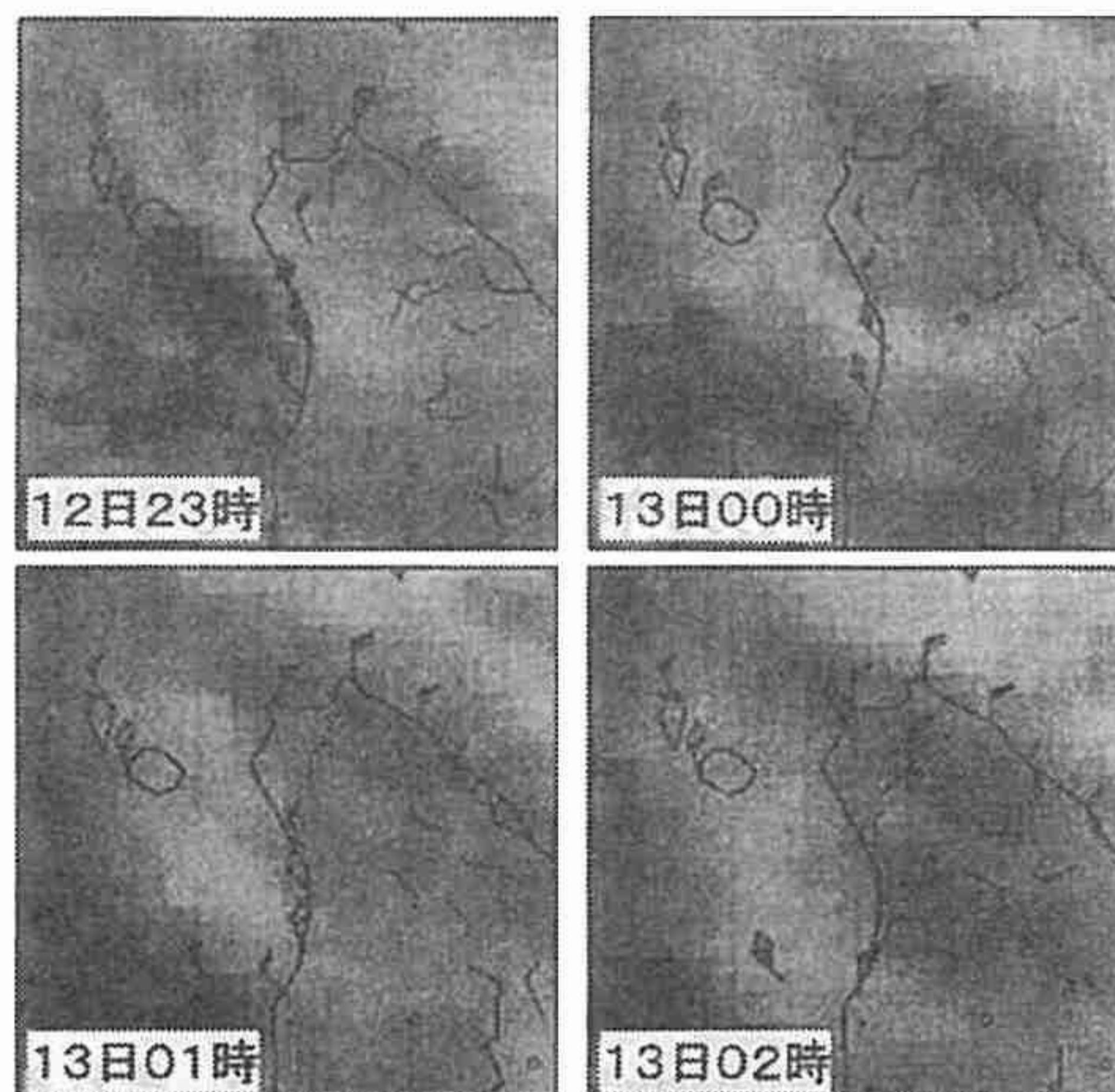
非静力学モデル(NHM)を用いて、この事例を再現し、CC発生時の状況を考察した。NHMは12月12日21時のMSM局地解析を初期値とし、RSMを境界値とするネスティングモデルであり、LinuxをOSとしたPC上で実行した。水平格子間隔5km、雲氷・雪・あられを扱う詳細な雲物理過程を使っている。

第6図は地図上の直線で切断した、NHMによるCC発生期の南北と東西の断面図である。陰影は相対渦度の鉛直成分、等値線は温位である。左の南北断面を見ると、サハリン沖では高度1~2kmに相当温位の鉛直傾度が大きい安定層があり、それより下層では対流混合層、それより上層では比較的安定な自由大気となっている。対流混合層(安定層)は、利尻島付近から徐々に厚く(高く)なり、留萌以南ではおよそ3kmに達している。この傾向は、高層観測でも確かめることができる(図は省略)。右の東西断面では、沿海州沖から留萌沿岸にかけての断面図で、同様に、沿海州沖では1km程度の対流混合層が留萌沿岸では、およそ3kmに達している。これは、大陸から寒気が吹き出す

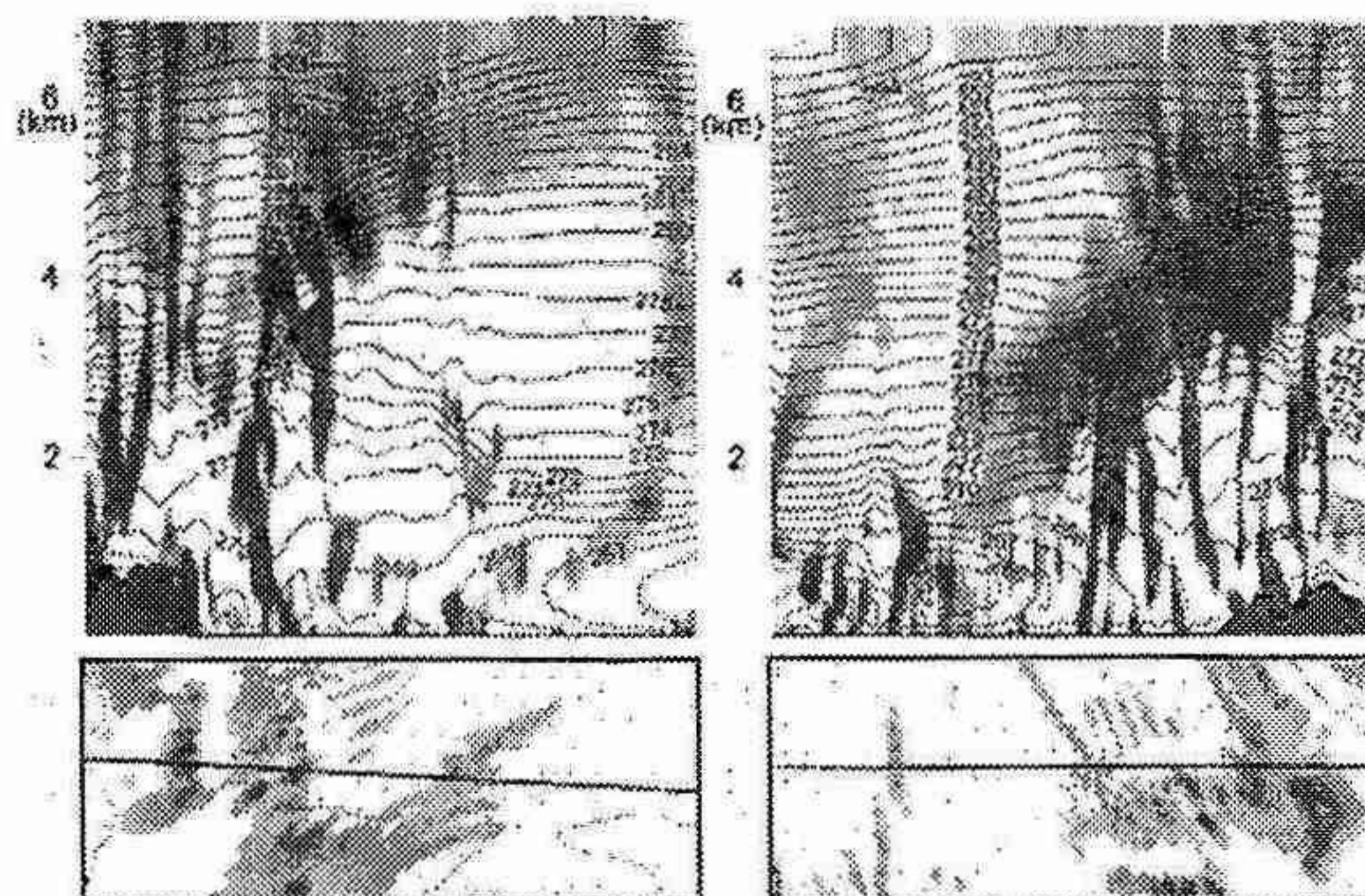
とき、日本海上で顕熱・潜熱の補給を受けて対流混合層が徐々に発達するが、その厚さは海陸分布による海上吹走距離の違いから、沿海州沿岸やサハリン沖では薄く、北海道以南の西岸では厚くなるからである。対流混合層の上空を東西に軸を持つ上層トラフが南下してくるとき、トラフの前面では上昇流で対流雲が発達するが、サハリン西岸では対流混合層が薄いため発達が抑えられる。しかし、北海道西岸では対流混合層が厚いため発達できる。

4. まとめ

2002年12月12日夜遅くに発生し、13日に後志北部に大雪をもたらしたCCは、収束線上に発生するのではなく、メソαスケールのトラフが、北海道西岸で最も深くなる対流混合層を通過するときに発生・発達した。



第5図 GMS 赤外画像とアメダスの風



第6図 相当温位と相対渦度の鉛直成分の断面図
INIT=2002.12.12 12UTC FT=4 13日 01時 JST
(上段:相当温位の等値線と相対渦度の塗り分け, 下段:地上風ベクトルと降水の塗り分け, 赤線は断面)

相対渦度 $\times 10^{-4}/s$
降水量 mm/h

2. AAMP98 期間中に観測されたノルウェー海上の ポーラーローの数値実験

*遊馬芳雄 (北大・院理)・塩原匡貴・和田 誠 (極地研)・G.W.K. Moore (カナダ・トロント大)

1. はじめに

国立極地研究所を中心とする北極圏航空機観測 (Arctic Airborne Measurement Program 1998; AAMP98)において観測期間中の 1998 年 3 月 9 日にノルウェー海上で発生したポーラーローの航空機観測を行った。図 1 にこの時の NOAA 赤外衛星画像と飛行経路を示したが、この航空機観測の詳細については、平成 10 年度第 2 回支部研究発表会 (講演要旨は「細氷」45 号 24-25 ページ) 等で報告している。このポーラーローの発生メカニズムを調べるために、polar mm5 (極域用 NCAR/PSU mm5) を用いて数値実験を行った。

2. 初期値、計算領域等

初期値として 1998 年 3 月 8 日 00UTC の気象庁全球客観解析データ (GANAL) を用い、海面温度 (SST) はアメリカ National Climate Data Center (NCDC)、海氷分布は National Snow and Ice Data Center (NSIDIC) に保存されているデータを用いた。ポーラーローは 9 日 12UTC に形成されていたので、その 36 時間前から計算を開始した。計算領域は 3 重の 2 way nested domain を用い、それぞれ格子間隔は 27km、9km、3km で、格子数は 100×120、166×181、280×334 である。外側の 2 つの計算領域には Grell の積雲パラメタリゼーションを用いているが、最も細かい計算領域には積雲パラメタリゼーションを用いていない。雲物理過程は霰を考慮したパラメタリゼーションを用いた。

3. 計算結果

36 時間後の 9 日 12UTC の海面気圧、地表面温位、地表面風の計算結果を図 2 に示した。発生位置が若干東にずれたが、ほぼ正しくポーラーローが再現された。この時のポーラーローの中心を横切る東西断面での温位、水平風、渦位を図 3 上図に、相当温位と相対渦度を下図に示した。図中にポーラーローの発生位置を矢印で示してある。このポーラーローはノルウェー半島上空に定在していた寒冷渦の西端で出現し、グリーンランド沖の氷原からの寒気の吹き出しとノルウェー半島

沖の弱い東風との間の下層傾圧帯に上層の短波トラフの正渦位アノマリーが追いつく形で形成されていた。ポーラーロー中心部 (Core) のバックトラジェクトリー解析を行ったところ、ほとんどの空気塊は下層のノルウェー海沖の弱い東風によって、海氷に覆われていない海面上を吹走し中心部に進入していた。空気塊は海面上下層を吹走することで熱と水蒸気の供給を受け、ポーラーロー中心部での強い対流の原動力となっていた。

次に、航空機観測に対応する領域でのモデルの計算結果と観測結果を比較した。図 4 上図に航空機観測に対応する第 3 ドメインでの東西鉛直断面での温位、水平風を下図に断面内の風をベクトルで、断面に直交成分をグレースケールで示した。比較のため、実際の航空機観測の観測結果を図 5 に示した。計算結果は観測された温度や風の特徴をうまく再現している。図示はしていないが、氷晶や雪粒子、霰の分布も定性的ではあるが、観測結果と良い一致が見られた。すなわち、東西の強い温度勾配や下層での強風はほぼ再現されている。また、雲粒は下層に多く、上層に氷晶、中層には雪粒子、下層に霰粒子が分布している様子が再現されていた。

4. まとめ

polar mm5 (極域用 NCAR/PSU mm5) を用いて AAMP98 期間中の 1998 年 3 月 9 日に観測したノルウェー海上のポーラーローの数値実験を行った。ポーラーローは上層の短波トラフに伴う正渦位アノマリーと下層の傾圧帯との相互作用によって形成された。バックトラジェクトリー解析によって、ポーラーロー中心付近の空気塊の多くは氷に覆われていない海面上下層を東方から西進して中心部に進入していた。空気塊は海面上を吹走することで熱と水蒸気の補給を受ける。実際に AAMP98 での航空機観測結果と計算結果を比較したところ、風や温度場の力学的特徴がうまく再現されていた。また、微物理量の定性的な性質も再現されていた。

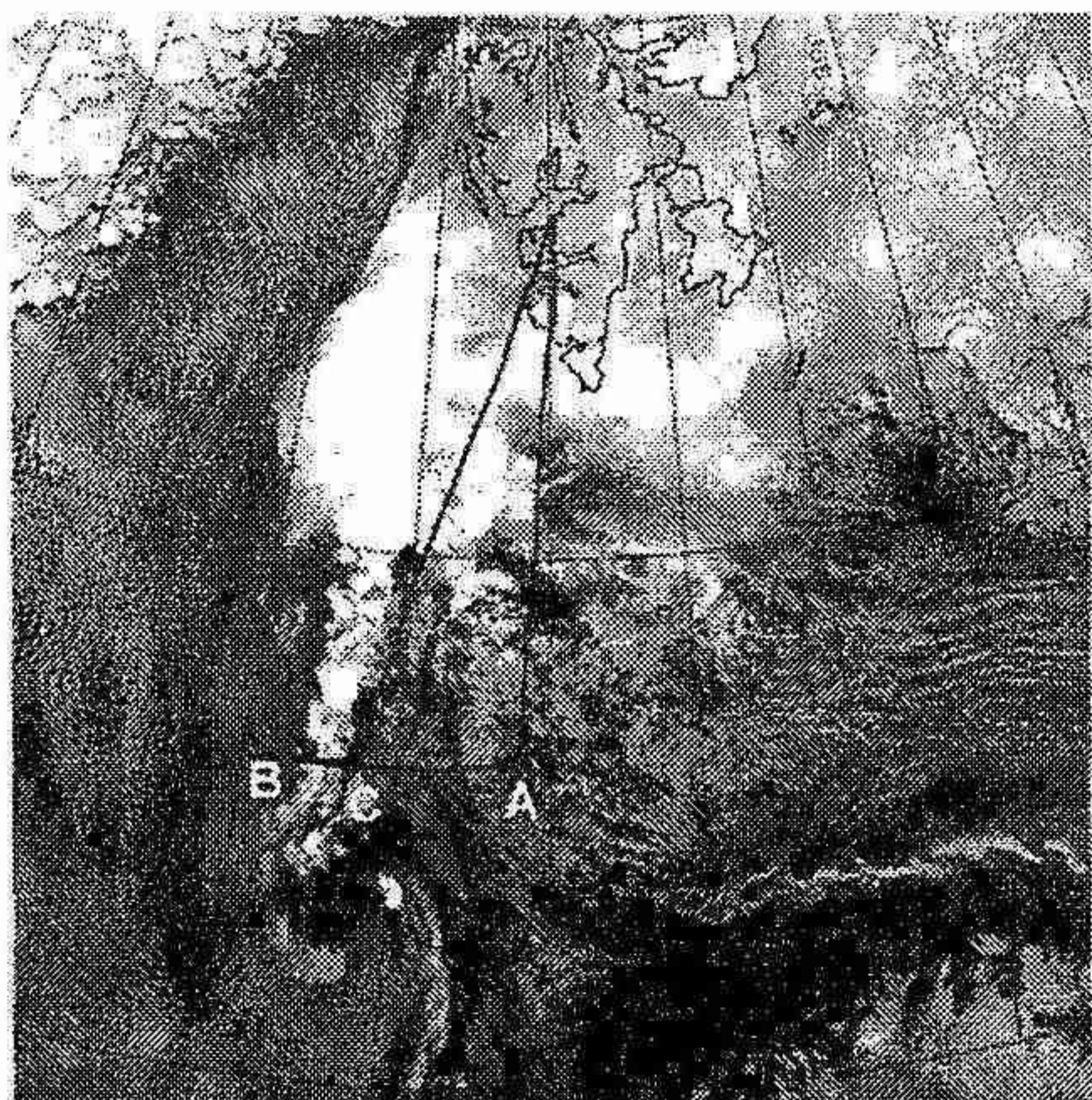


図1 AAMP98で観測したポーラーローと航空機の飛行経路。

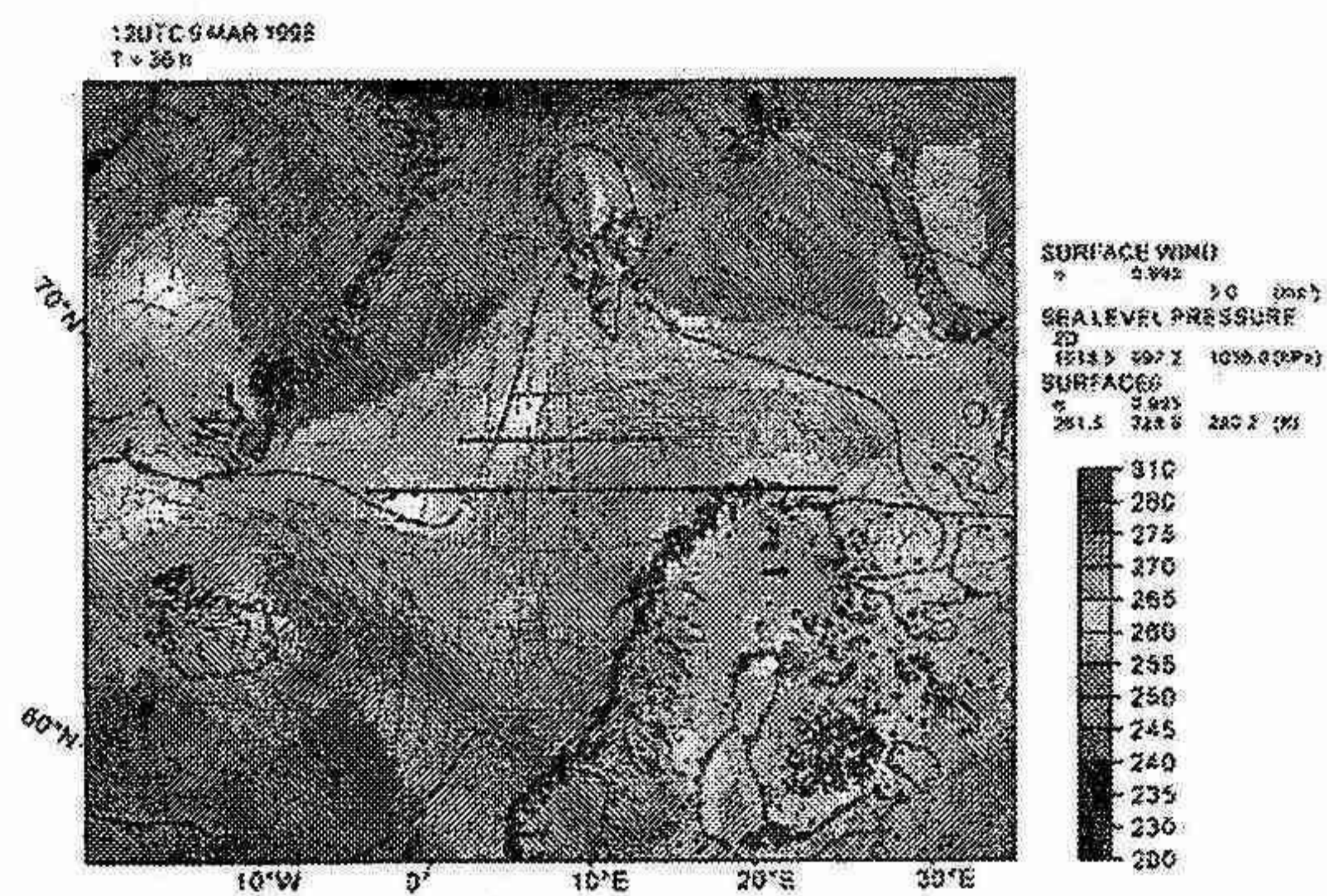


図1 polar mm5で再現されたポーラーロー。計算開始36時間後の3月9日12UTCの海面気圧、地上温位、地上風。図中、中央の2本の横線は図3(下)と図4(上)の鉛直断面の位置を示す。

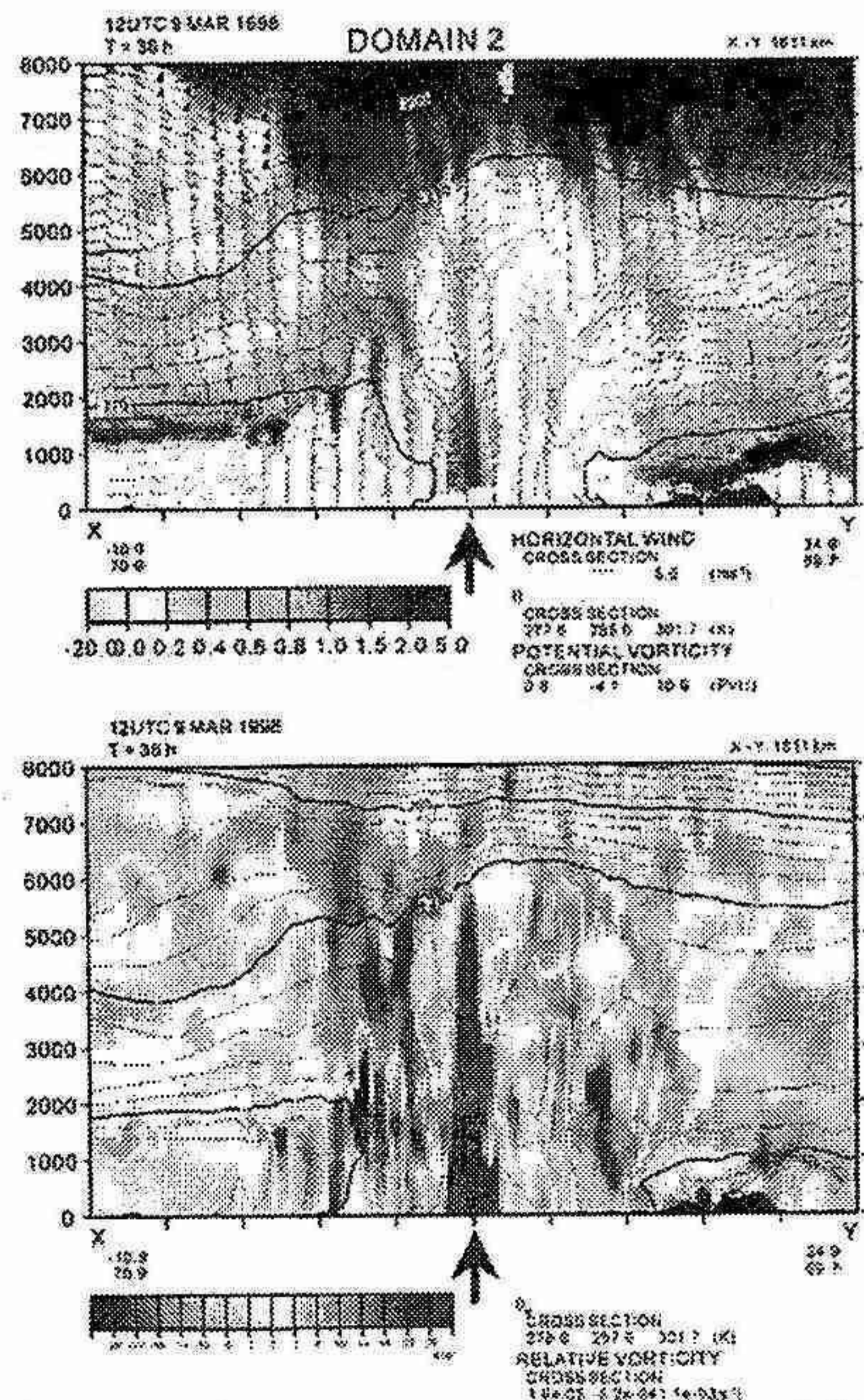


図3 計算開始36時間後の3月9日12UTCの温位、水平風、渦位の鉛直分布(上図)。同時刻の相当温位と相対渦度の鉛直分布。矢印はポーラーローの発生位置を示す。

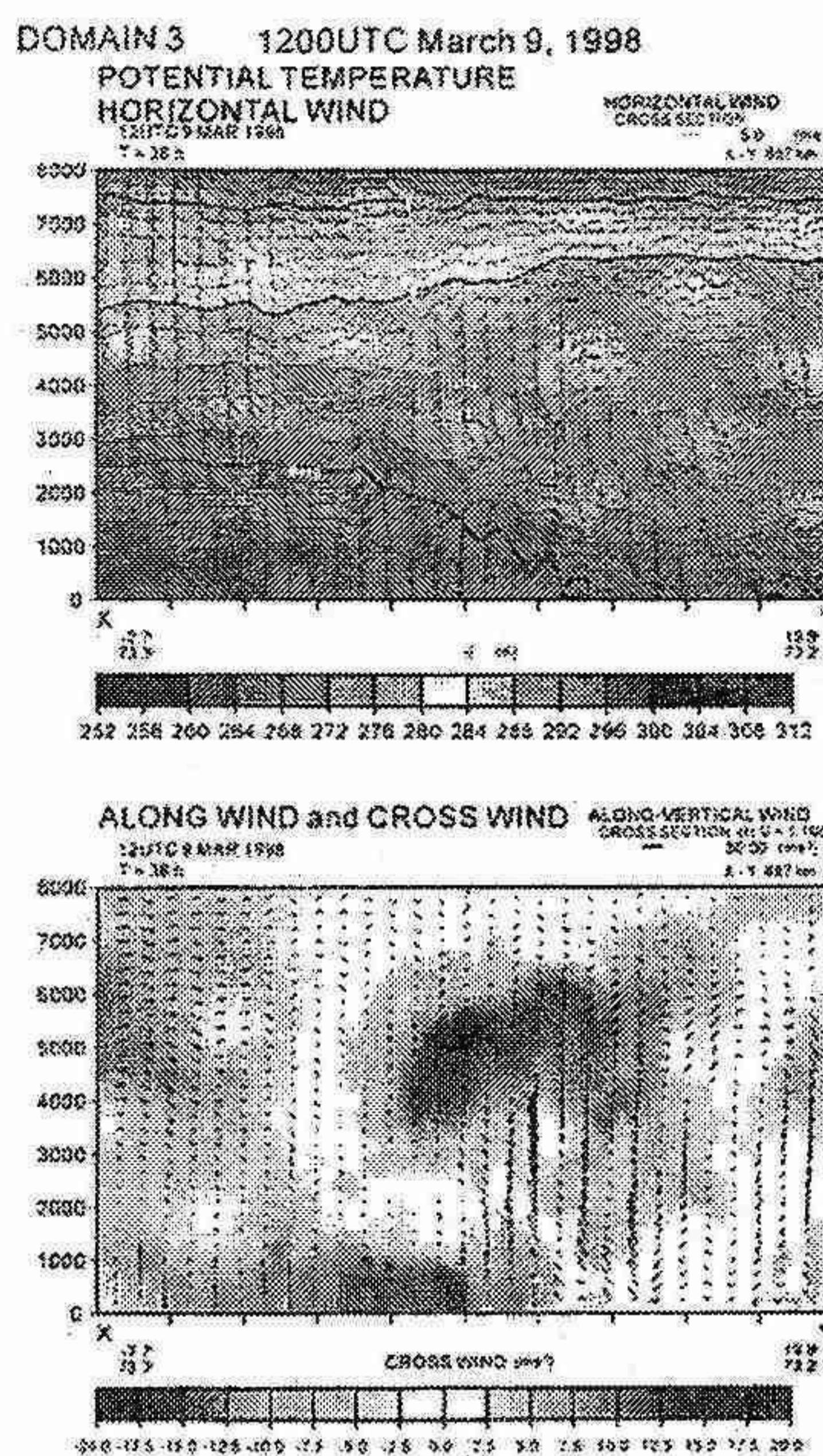


図4 計算開始36時間後の3月9日12UTCの航空機観測に対応した位置での温位と水平風の鉛直断面図(上)、断面に沿った方向の風ベクトルと断面に垂直方向の風成分(下)。

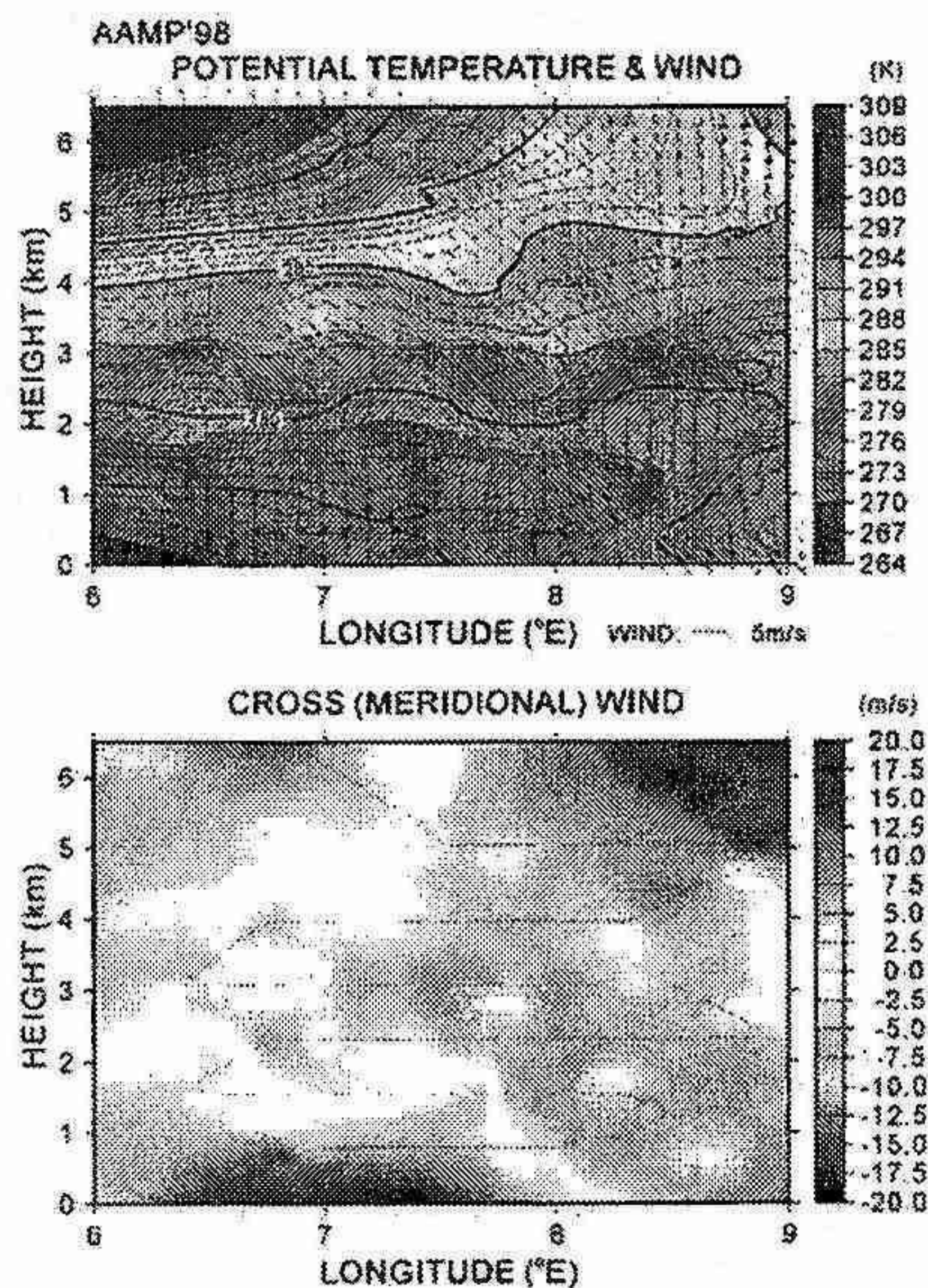


図5 AAMP98で観測された温位と水平風の鉛直断面図(上)と断面に垂直方向の風成分(下)。細線は航空機の飛行経路を示す。

3. 観測事実からみた温暖化の実態

竹谷 良一(札幌管区気象台予報課)

1. はじめに

地上気象観測資料に基づく気候変動の実態調査から、冬季中心の温暖化トレンドや 1989 年を境にした気候ジャンプなど、幾つかの有意な気候変動現象が分かってきた(「東北地方における気象特性の研究」仙台管区気象台 2002 年 3 月)。

今回は、温暖化の実態を詳しく知る目的で、最高気温・最低気温・雲量・水蒸気量(絶対湿度)・気候指数(温量・乾燥)のトレンド解析を行った。さらに高層観測資料を用いて地上における気候変動と高層気象との関わりについても調査を行い、対流圏における温暖化の実態にも迫ってみた。

2. 解析結果

- (1) 表 1 と表 2 に、ほぼ東経 140° 線に沿った東日本・北日本における最高気温・最低気温の月別トレンドを示す。冬は大都市ほど上昇トレンドが大きく、とくに最低気温は最高気温の 2~3 倍の値である(都市の温暖化効果)。夏から秋にかけては上昇トレンドが小さいか北日本の太平洋側ほど負のトレンドを示す地域が多く、とくに最高気温ほどその傾向が顕著である。
- (2) 1 項と同様に雲量についてみると、北日本を中心に夏に雲量の増加傾向が見られ、とくに 6 月と北海道の 10 月、11 月が顕著に増加していることが特徴的である。
- (3) 水蒸気量(絶対湿度)の月別トレンドでは、冬から春にかけて増加、夏から秋にかけては減少傾向が見られる。伊豆諸島周辺では全季節で増加している。
- (4) 気候指数としての「温量指数」と「乾燥指数」(これらについては「技術時報 141 号」を参照)のトレンドから、冬から春にかけての気候温暖化と冬の太平洋側の乾燥化が顕著になっていることがわかる。
- (5) 日本の高層観測資料の解析結果から、下部成層圏の気温の下降傾向が顕著である(これは、力学的・物理的な様々な過程を通じて下部成層圏のオゾンの減少と関連した結果の反映ではないかと考えられる)。
- (6) 対流圏の気温の長期傾向には有意なトレンドを示す層は少ないが、夏季は下降傾向、冬季は上昇傾向がみられる。対流圏の平均温度(層厚換算温度)の緯度方向の時系列解析から、1990 年代以降は、高緯度の温度上昇が目立つ。
- (7) 地上気温は冬季中心に顕著に温暖化(1 項)しているが、地上より上の層では、1000hPa(高度約 100m 付近)のトレンドに地上と同様な傾向が見られるが、それより上の層では有意な上昇トレンドはほとんどみられない(即ち、現在進行している顕著な温暖化は地上からせいぜい数 100m 付近までの現象であるということ)。
- (8) 対流圏の月別のトレンドに、1 月上昇、2 月下降、3 月上昇、4 月下降といった規則的な変化がみられ、特に 4 月の対流圏中部から上部にかけて有意な下降トレンドがみられる(トレンドにおける 2 か月程度の周期は、地上気圧場の日別のトレンド解析からも確認できる。これは、大気場の季節変化(極東中緯度の冬から夏への移行期の春に変化が現れてきた?)に関連した現象ではないかと考えられるが、今後の詳細な調査に期待する)。
- (9) 風速の東西成分の長期傾向から、8 月と 9 月を除いて上部対流圏の西風が強まる傾向がみられ、特に 12 月、1 月、3 月では 6~8m の増加がみられる。南北成分では、有意なトレンドはないが、冬季は北風が、夏季は南風成分の増加がみられる。
- (10) 高層湿度の統計接続可能な 1981 年以降の解析結果から、ほぼ全季節にわたって 850hPa 相当温位の上昇と大気的不安定化(SSI の下降トレンド)がみられる(これらの傾向は 4 月~7 月と 9 月~11 月の関東から東北地方が顕著で、近年の同地域における雷・竜巻・突風・短時間強雨の多発傾向の背景となっている)。

表1 東経140° 線に沿った月平均最高気温の長期傾向 (1927-2002年)

	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年
羽幌	0.77	1.01	0.75	1.49	1.80	1.32	1.10	0.01	0.29	-0.22	-0.14	0.43	0.72
旭川	0.72	1.23	0.39	1.31	0.95	-0.30	-0.71	-1.51	-0.95	-1.38	-0.06	0.49	0.02
札幌	1.14	1.20	1.03	1.20	0.66	0.24	-0.06	-0.10	-0.31	-0.64	-0.06	0.93	0.36
寿都	0.70	0.96	0.80	1.33	1.48	1.06	0.48	-0.91	-0.16	-0.79	-0.51	0.34	0.40
浦河	0.95	1.23	1.01	1.09	1.02	0.52	-0.06	-0.84	-0.45	-0.43	-0.22	0.63	0.37
室蘭	0.49	0.38	0.35	0.48	0.52	-0.17	-1.31	-2.29	-1.28	-1.39	-0.74	0.37	-0.38
函館	0.93	1.32	1.45	1.92	1.84	1.64	0.78	-0.49	0.30	-0.35	-0.31	0.69	0.81
青森	1.82	2.23	2.77	2.49	1.54	1.46	0.92	0.22	0.37	0.08	0.33	1.51	1.31
秋田	1.48	1.76	1.63	1.34	0.56	0.23	-0.08	-0.72	-0.18	-0.21	-0.13	1.29	0.58
盛岡	0.96	1.26	1.43	1.65	0.60	0.50	0.20	-0.33	0.08	-0.16	-0.34	0.82	0.56
宮古	0.46	0.53	0.17	0.51	-0.17	-1.10	-1.21	-1.98	-1.12	-0.73	-0.87	0.17	-0.45
山形	0.91	1.07	1.45	2.17	1.83	0.89	0.12	-0.21	-0.66	-0.72	-0.37	-0.48	0.50
石巻	1.64	1.69	0.96	1.26	0.83	0.20	-0.37	-0.98	-0.13	0.23	0.09	1.47	0.57
仙台	1.23	1.25	0.90	1.07	0.70	0.17	-0.01	-0.48	-0.08	0.33	0.03	1.22	0.53
福島	0.55	0.94	0.34	0.88	0.52	-0.58	-0.69	-0.67	-0.42	0.07	-0.01	0.91	0.15
小名浜	1.01	1.37	1.04	1.44	0.94	0.37	0.27	-0.12	0.07	0.52	0.15	0.51	0.63
宇都宮	0.69	1.32	0.94	1.55	1.25	0.45	0.62	0.80	0.47	0.67	0.06	0.42	0.77
水戸	0.65	1.06	0.77	1.02	0.64	-0.12	-0.17	-0.09	-0.13	0.28	-0.02	0.34	0.35
館野	0.70	1.30	0.75	1.00	0.72	-0.12	-0.12	0.10	-0.05	0.50	0.16	0.57	0.46
東京	1.47	1.92	1.23	1.51	1.21	0.52	0.43	0.52	0.51	1.25	1.07	1.54	1.10
横浜	2.34	2.91	1.99	2.16	1.97	0.98	0.74	1.04	1.09	2.02	1.75	1.86	1.74
銚子	1.30	1.21	0.82	0.88	1.05	0.20	0.50	-0.03	0.40	0.90	0.66	0.63	0.67
勝浦	0.81	1.13	0.48	0.71	0.66	-0.04	-0.13	-0.25	-0.08	0.54	0.44	0.56	0.40
八丈島	0.66	0.62	0.95	0.93	0.88	0.70	-0.16	-0.03	0.06	0.35	0.02	-0.15	0.40

表2 東経140° 線に沿った月平均最低気温の長期傾向 (1927-2002年)

	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年
羽幌	1.31	1.37	0.77	1.55	1.23	1.14	0.59	-0.03	-0.21	-0.28	0.37	0.78	0.72
旭川	3.09	3.39	2.02	2.38	1.84	1.30	0.53	0.14	0.52	0.84	1.26	1.86	1.69
札幌	4.45	4.67	3.12	3.58	3.64	2.76	1.87	1.63	2.82	3.07	2.21	3.77	3.31
寿都	1.33	1.25	0.88	1.04	1.06	0.58	0.19	-0.64	-0.40	-0.42	-0.32	1.05	0.49
浦河	1.18	1.23	0.60	0.85	0.79	0.77	0.15	-0.64	-0.02	-0.04	0.18	0.95	0.53
室蘭	1.17	1.32	0.92	1.19	1.19	0.81	-0.08	-0.56	0.15	0.13	0.29	0.93	0.66
函館	0.85	1.21	0.29	0.90	1.21	0.77	-0.05	-0.42	0.23	-0.01	-0.23	0.36	0.45
青森	3.94	4.25	3.07	2.76	2.62	1.24	0.28	0.34	1.61	1.82	1.27	2.21	2.24
秋田	2.62	2.94	1.98	2.48	2.43	1.65	0.49	1.07	1.84	1.73	1.25	1.77	1.96
盛岡	2.59	2.42	1.53	1.83	1.52	1.57	0.35	0.26	1.14	1.22	0.60	1.82	1.48
宮古	2.01	1.53	0.96	1.16	0.91	0.57	-0.29	-0.57	0.31	0.26	0.20	0.96	0.71
山形	3.15	2.73	2.36	2.59	2.33	1.97	0.47	1.03	1.53	1.78	1.19	2.01	2.04
石巻	1.74	1.59	0.96	1.21	1.46	0.96	-0.02	-0.10	0.71	0.51	0.11	1.10	0.90
仙台	3.09	2.88	2.59	3.03	2.95	1.87	0.50	0.72	1.75	2.42	1.94	2.52	2.31
福島	2.83	2.52	2.23	2.59	2.45	1.72	0.33	0.70	1.46	2.28	1.51	1.89	1.98
小名浜	1.94	2.10	2.03	2.15	2.10	1.48	0.89	0.80	1.56	1.68	1.27	1.38	1.71
宇都宮	2.98	3.00	2.90	2.88	2.45	1.32	0.25	0.77	1.29	1.56	1.73	2.06	2.04
水戸	1.71	1.68	1.83	1.81	1.85	1.25	0.32	0.71	1.05	0.97	0.67	0.63	1.28
館野	2.61	2.35	2.32	2.23	1.95	1.21	0.34	0.82	1.20	1.41	1.41	1.64	1.72
東京	4.94	4.44	3.87	3.66	3.08	2.21	1.42	1.83	2.38	3.10	3.60	4.50	3.44
横浜	3.48	3.25	2.92	2.73	2.23	1.55	0.83	1.43	1.76	2.16	2.38	2.98	2.44
銚子	1.55	1.36	1.56	1.40	1.16	0.82	0.46	0.42	0.70	0.64	0.35	0.91	1.00
勝浦	1.43	1.42	1.35	1.09	0.97	0.48	0.11	0.36	0.56	0.74	0.72	0.90	0.89
八丈島	0.98	0.85	1.16	0.93	1.05	1.09	0.45	0.62	0.62	0.60	0.32	-0.08	0.76
北半球	0.54	0.96	0.88	0.58	0.44	0.36	0.07	0.09	-0.02	-0.02	0.14	0.44	0.38
地球全体	0.45	0.44	0.60	0.48	0.39	0.39	0.31	0.38	0.34	0.29	0.37	0.40	0.40

(陰影部は負のトレンド。太字は危険率5%で有意な値。北半球と地球全体は平均気温。)

4. 冬期北太平洋における低気圧活動の特徴

* 加藤雅也・遊馬芳雄(北大院・理)

1. はじめに

低気圧の移動経路や活動度を長期間に渡って調べることは気候変動や地球規模での水蒸気輸送を考える上で大変重要な課題である。近年、全球客観解析データが20年以上蓄積しこのような研究が可能となってきた。しかしながら主観的に調べることはデータ量を考えると非常に困難なため客観的手法の開発が不可欠である。そこで本講演では客観解析データから低気圧の移動経路を客観的に追跡する手法を開発し、実際に解析を行った結果を報告する。

2. 解析手法

低気圧移動経路を客観的に追跡する手法は以下の通りである。最初にある時刻 t 及びその前後の時刻 $t-1$, $t+1$ における低気圧の位置を調べる。この3時刻における低気圧を関連付けるために可能性のあるすべての低気圧の組み合わせに対して連結性の評価関数を計算した。評価関数は3つのペナルティー関数の和で構成されている。ペナルティー関数は低気圧移動方向の連続性、移動距離の連続性、そして客観解析データから推測される流跡線とのずれを評価している。以上のように定義された評価関数が最も小さい組み合わせを同一の低気圧とし、中心位置をつなぐことで3時刻における低気圧の移動経路とする。以上のことをすべての時刻に対して評価することにより低気圧の移動経路を客観的に特定する。

本解析では気象庁全球客観解析データ (GANAL) を用いて1996年10月から2001年3月までの6冬期間における低気圧の移動経路及び活動度について調べた。解析領域は北緯20度から70度、東経120度から西経120度における北太平洋域とした。また、他地域との比較のため大西洋域、北極海域においても同様の解析を行った。

3. 結果

1996年10月から1997年3月までの客観的に求めた低気圧の移動経路を図1に示した。低気圧が発生する領域は下層の傾圧性の指標となる海表面温度の水平勾配が大きな領域上で発生していた。低気圧が最も発達する領域は主に北太平洋中央部で、下層の傾圧性が強い領域より北側で見られた。低気圧の衰退、消滅する領域は主にベーリング海、アラスカ湾上であった。強い低気圧は厳冬期に数多く発生していた。

低気圧活動の地域特性を調べるため、北緯40度以北をオホーツク海域、ベーリング海域、アラスカ湾域

の3領域、北緯40度以南を日付変更線西側と東側の2領域の合計5領域に分割して低気圧の総数及び発達率を調べた。発達した低気圧のほとんどが北部で見られ、その多くがベーリング海域であった。図2に1ベルジェロン以上の急激に発達する低気圧の総数を地域毎に示した。オホーツク海域において11月に最も発達する低気圧が多く、厳冬期に向かうにつれてその数は減少し、春先となる3月に再び増加していた。ベーリング海域において、11月から2月にかけて比較的多く発達していた。しかしながらこの領域での低気圧の多くは最盛期または衰退期であるため総数はオホーツク海域と比べて少ない。アラスカ湾域上で急激に発達する低気圧は10月に最も多かった。北太平洋南西領域では厳冬期に急激に発達する低気圧が多く、その数はすべての領域で最も多かった。

北太平洋の低気圧活動を他の海洋上と比較をするために北大西洋域及び北極海域でも同様の解析を行った。図3に北半球海洋上で急激に発達する低気圧の総数を示した。北極海域では強い低気圧のほとんどが衰退または消滅期であるため、急激に発達する低気圧はほとんどなかった。急激に発達する低気圧の特徴の違いが太平洋域と大西洋域で明確に見られた。北太平洋北部で急激に発達する低気圧は11月に最も多くその後減少していた。北太平洋南部ではその逆の傾向を示し、厳冬期に最も多く低気圧が発達していた。これに対して北大西洋北部では厳冬期に多くの低気圧が急発達していた。北大西洋南部では厳冬期に増加する傾向が見られるもののその数は少ない。北太平洋全域と北大西洋全域ではいずれも厳冬期に低気圧が急発達する数が多いことから北大西洋と比較して北太平洋では厳冬期に低気圧が急発達する領域がより南に位置していると考えられる。

4. まとめ

冬期北太平洋における低気圧活動度の特徴を調べるため、低気圧の移動経路を客観的に追跡する手法を開発し解析を行った。低気圧はユーラシア大陸東海上の傾圧性が強い場所で発生し、北太平洋北部で最盛期に達しその先のベーリング海域やアラスカ湾域で衰弱していた。低気圧の総数は冬期間を通してあまり変化しないが発達した低気圧の割合が厳冬期で多い傾向が見られた。急激に発達する低気圧は北太平洋北部では晩秋に最も多くその後減少しているのに対して南部では厳冬期に多い。北大西洋域と比較して低気圧が急発達する領域はより南の方に位置していた。

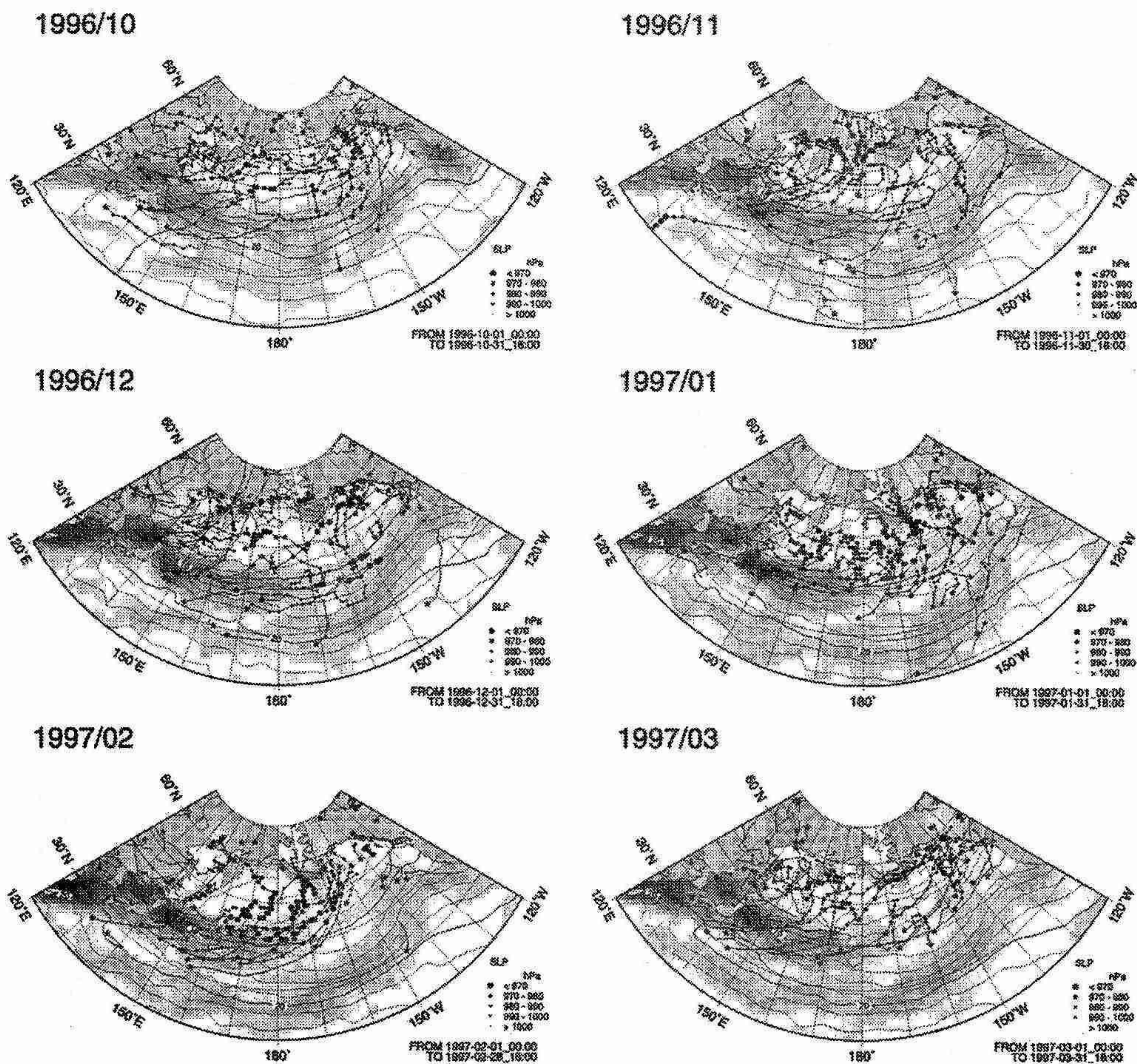


図1 1996年10月から1997年3月の自動追跡した低気圧の移動経路。黒丸で低気圧の中心気圧、等値線で海表面温度、影領域で海表面温度の水平勾配の大きさを表す。

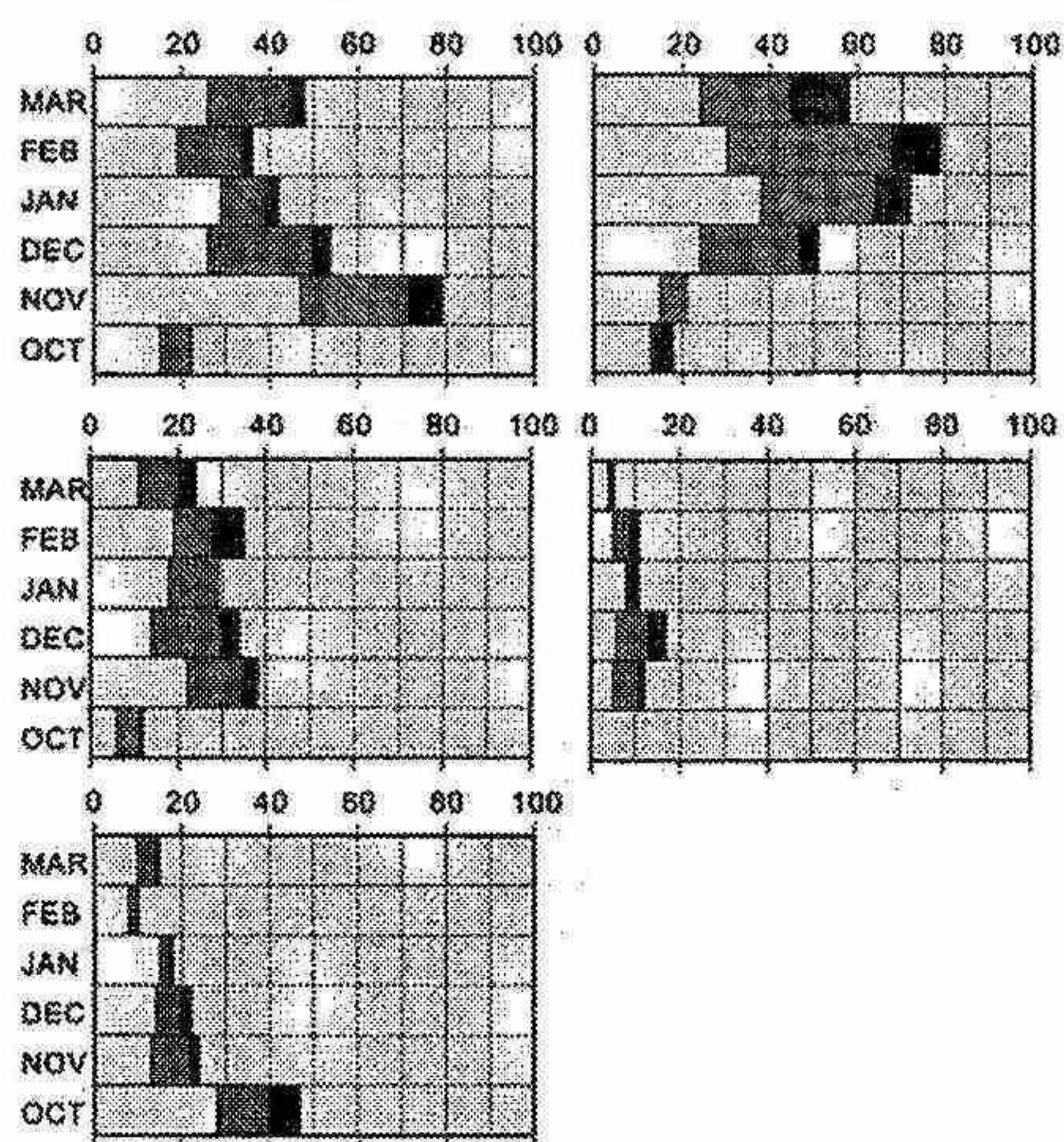


図2 北太平洋冬期における1ベルジェロン以上の発達率を伴う低気圧の総数。左列は上からそれぞれオホーツク海域、ベーリング海域、アラスカ湾域を表し、右列は上から北緯40度以南の日付変更線西側と東側海域を表す。棒グラフの各要素は左から1ベルジェロン以上、1.3ベルジェロン以上、1.8ベルジェロン以上の発達率を持つ低気圧の総数を表す。

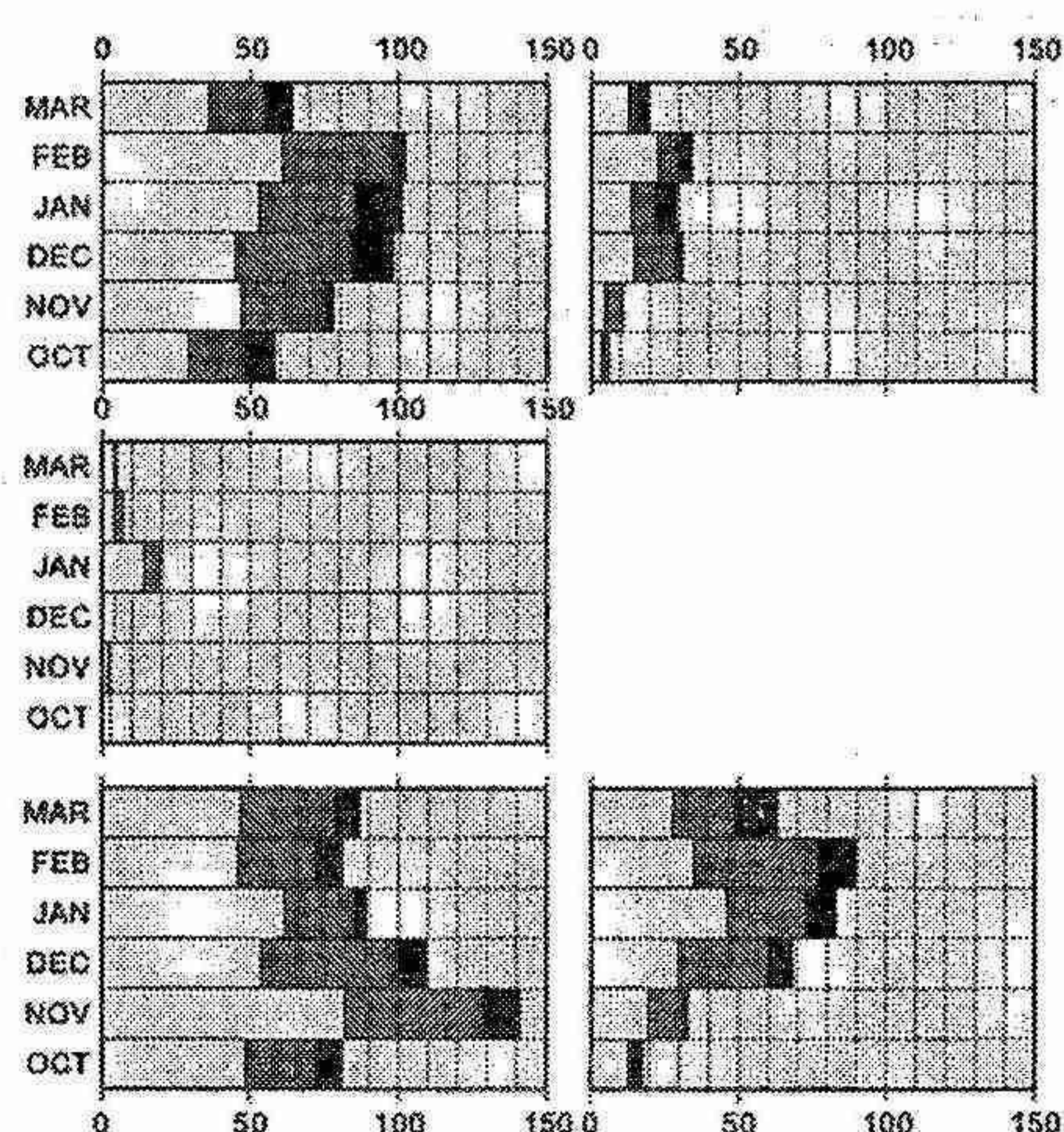


図3 冬期間の北半球海洋上における1ベルジェロン以上の発達率を伴う低気圧の総数。上段は北大西洋域を表し、左側は北緯40度以北の領域を表し右側は南側の領域を表す。中段は北極海域を表す。下段は太平洋域を表し、左側は北緯40度以北の領域を表し右側は南側の領域を表す。棒グラフの各要素は図2と同じ。

5. 波長別紫外域日射観測における積雪の影響について

能登美之 (札幌管区気象台気候・調査課)

田中悦子・島村哲也 (札幌管区気象台高層気象観測室)

1. はじめに

札幌管区気象台では Brewer 分光光度計を使って、波長別紫外域日射量を 10 数年に渡り観測している。2001 年度は、これまでの BrewerMK II に代わって BrewerMK III の導入によって分光性能が強化され、より精密な波長別紫外域日射観測が開始された。

地上で観測する水平面日射観測では、さまざまな観測条件、例えば雲、大気混濁度、地表面アルベド、気象要素などにより左右されることが分かっている。これらの条件を加味した紫外域日射の標準スペクトルモデルは、現在は BrewerMK II の観測値を使って作成されたものが、Brewer の監視装置に比較用参照スペクトルとして搭載されているのみであることから、現用器用の再計算が望まれる。標準のスペクトルモデルは、観測結果の品質管理に有効なだけでなく、観測所における紫外域日射量の評価にも重要な指標となる。

札幌では冬期間積雪状態が継続すると言う国内の他の観測点とは違った気象条件での観測をしているため、青山(1998)は、BrewerMK II の過去の蓄積データを使い、札幌における積雪の観測値に対する影響を特定太陽天頂角について調べ、波長別の日射量に影響があることを示した。

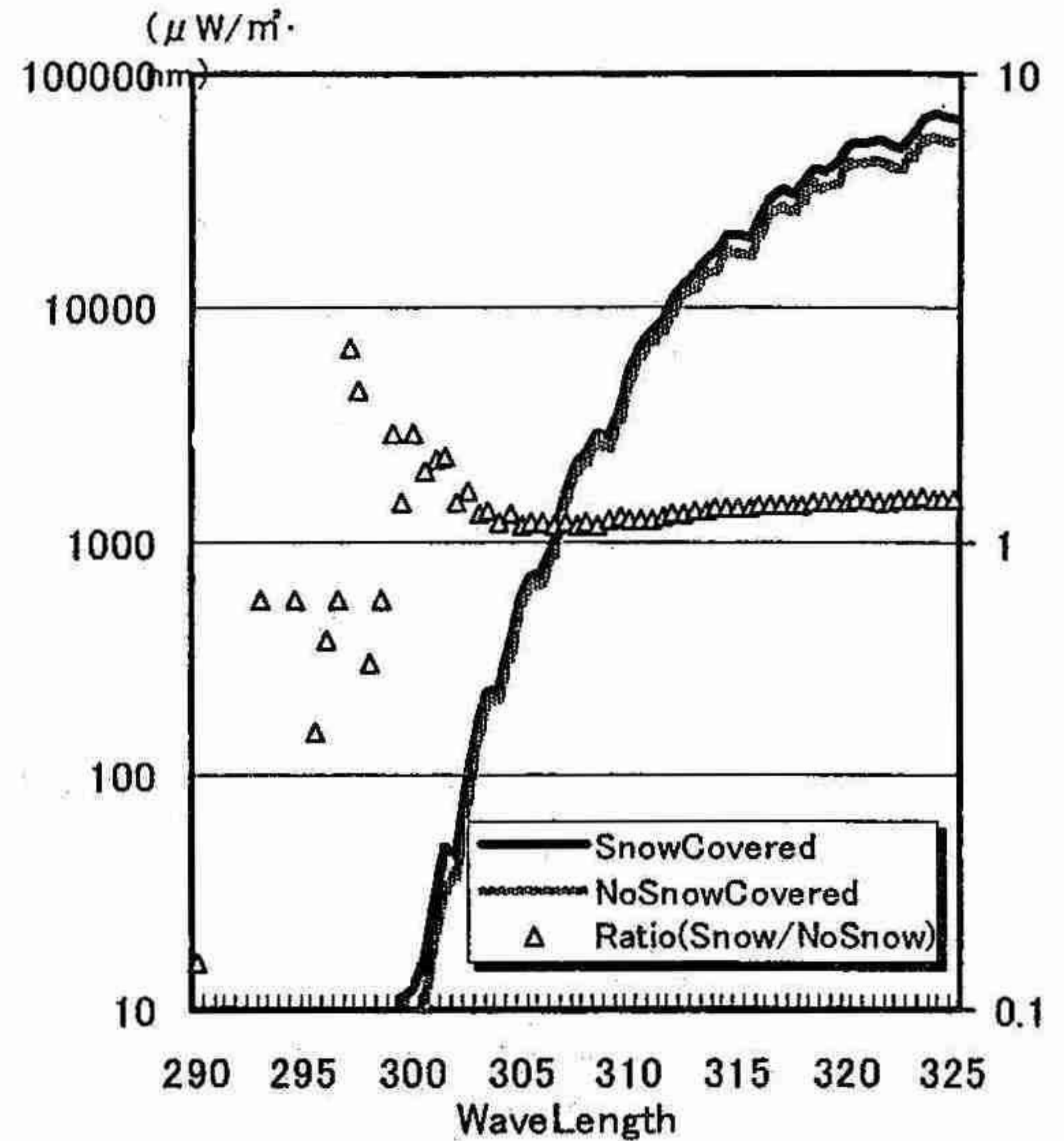
今回は標準のスペクトルモデルの作成に先立ち、新しく導入された BrewerMK III の最新データを用いて、波長別紫外域日射観測値の積雪による影響について調べた。

2. 使用データ

今回の調査には 2002 年の BrewerMK III (測器番号 #169) の UV 観測値から計算した波長別紫外域日射量の暫定値を使用した。大気上空のオゾン全量(以下オゾン全量)として Dobson 分光光度計によるオゾン全量観測値を用いて、紫外域日射観測時刻に最も近い観測値をその時刻のオゾン全量として使用した。その他、札幌の積雪の値として地上気象観測資料を用いた。

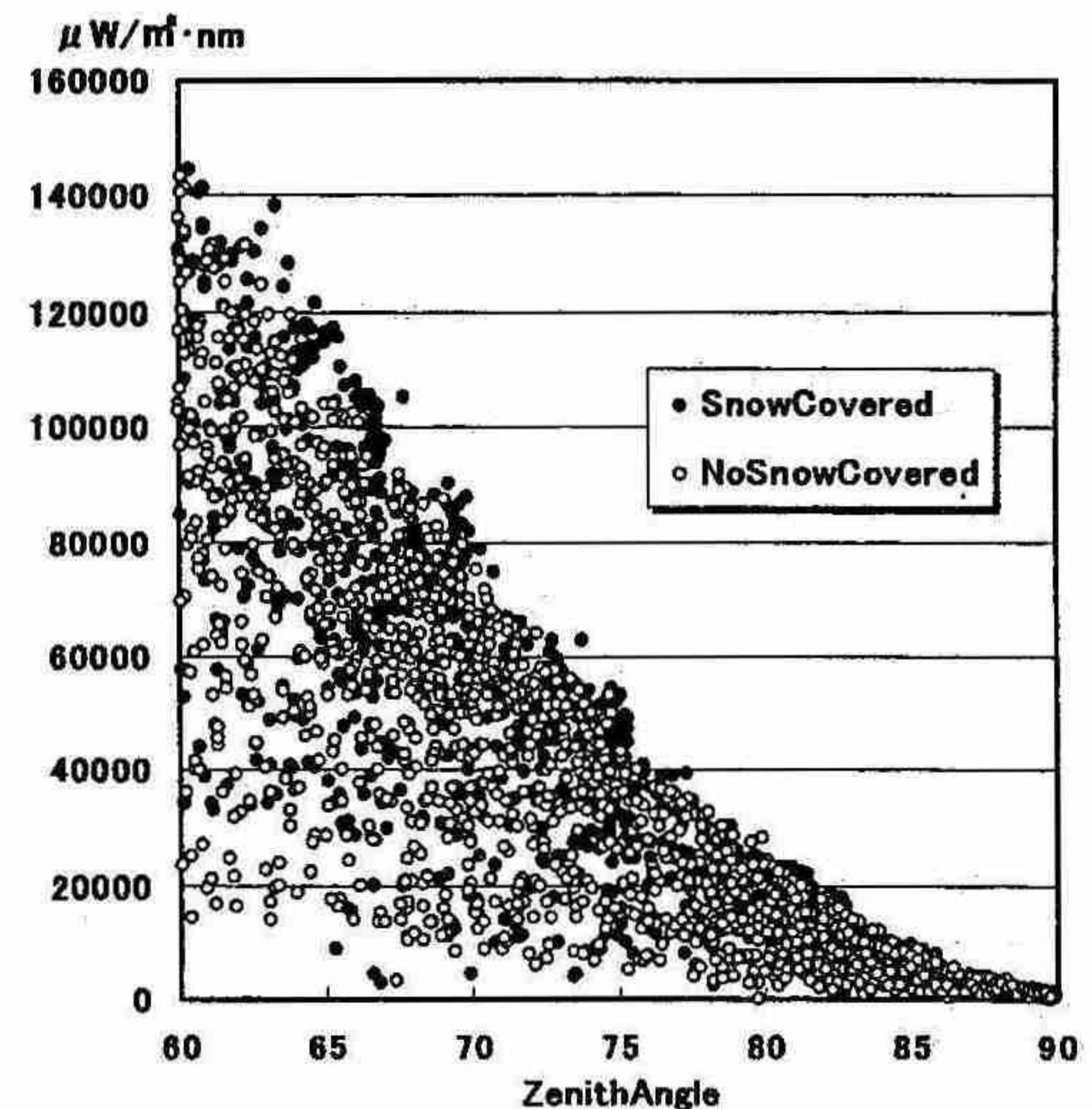
3. 結果と考察

地上気象観測結果から得られた積雪 1cm 以上を積雪状態(以下 SC)とし、それ以外を積雪がない状態(以下 NSC)として日射量を比較する。第 1 図は同程度の太陽天頂角(71 度)とオゾン全量(330D. U.)で SC の場合と NSC の場合の観測結果例を抜き出した。日射量は全体的に SC が大きい、特に長波長側で顕著で、最大波長(325nm)では 20% 以上大きい値となっている。短波長になるほどその差は少なくなっている。また、図示しないが、積算した日射量の TUV で約 20% 程度、短波長側に重みを置いた積算量 CIE でも 16% 程度 SC の方が大きい結果となった。



第 1 図 SC と NSC の観測結果の一例

次に全観測データを SC と NSC に分類し、太陽天頂角毎の分布を見る。第 2 図は波長を代表し 325nm の太陽天頂角 (Zenith Angle) ごとの分布である。曇天時のデータを除いていないため、低い値に分布が広がっている。晴天データとして分布の上限値を比較すると、SC が



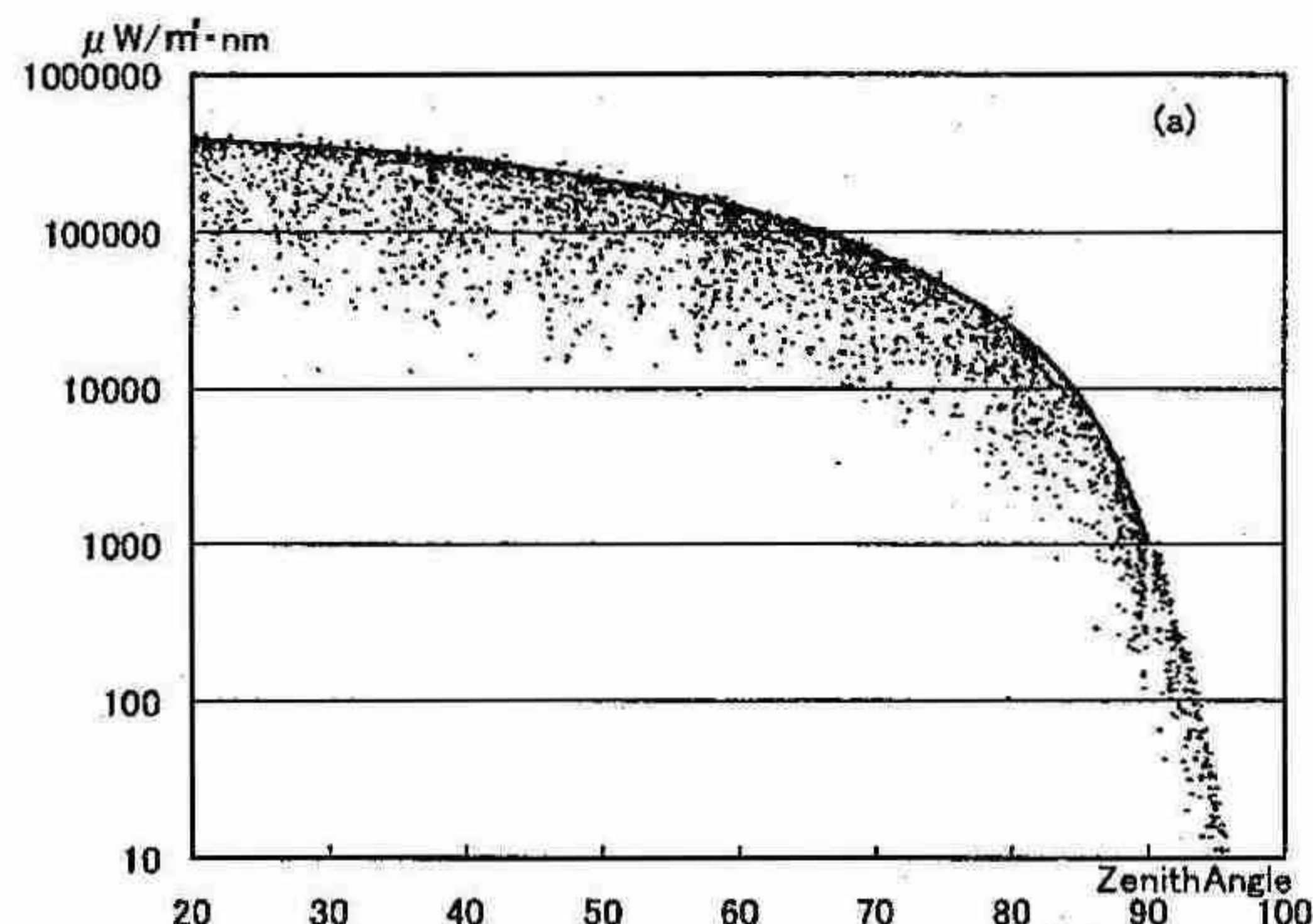
第 2 図 SC と NSC の 325nm の日射量の比較
上回っている部分があることが分かる。

曇天時などのデータを排除し、差異を明確にするため、

それぞれの分布の上限値を代表する曲線を以下のように定義する。

$$\log Irr(\lambda, za) = \sum_{i=1}^8 Q_i(\lambda) \cos\{\pi(i-1)za/180\}$$

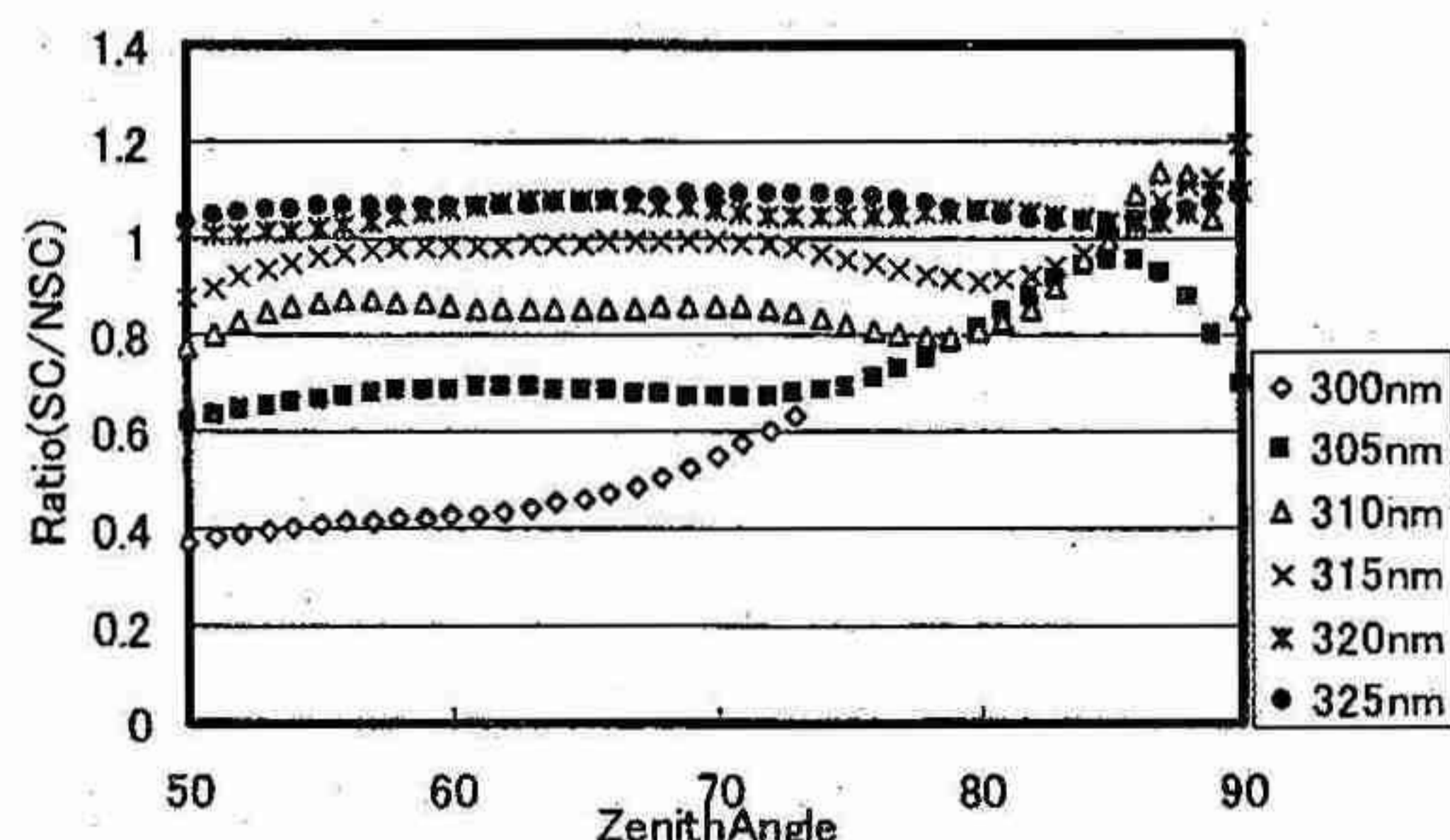
但し、ここで $Irr(\lambda, za)$ は、波長 λ 、太陽天頂角 za の日射量を表し、 Q を係数として分布の上限値から求めた。



第3図 NSC の場合の関数曲線の適用例 (日射量は Log スケール)

第3図は NSC の場合の関数曲線の適用例である。分布の上限値にフィットしており、晴天時の日射量として代表させることができる。

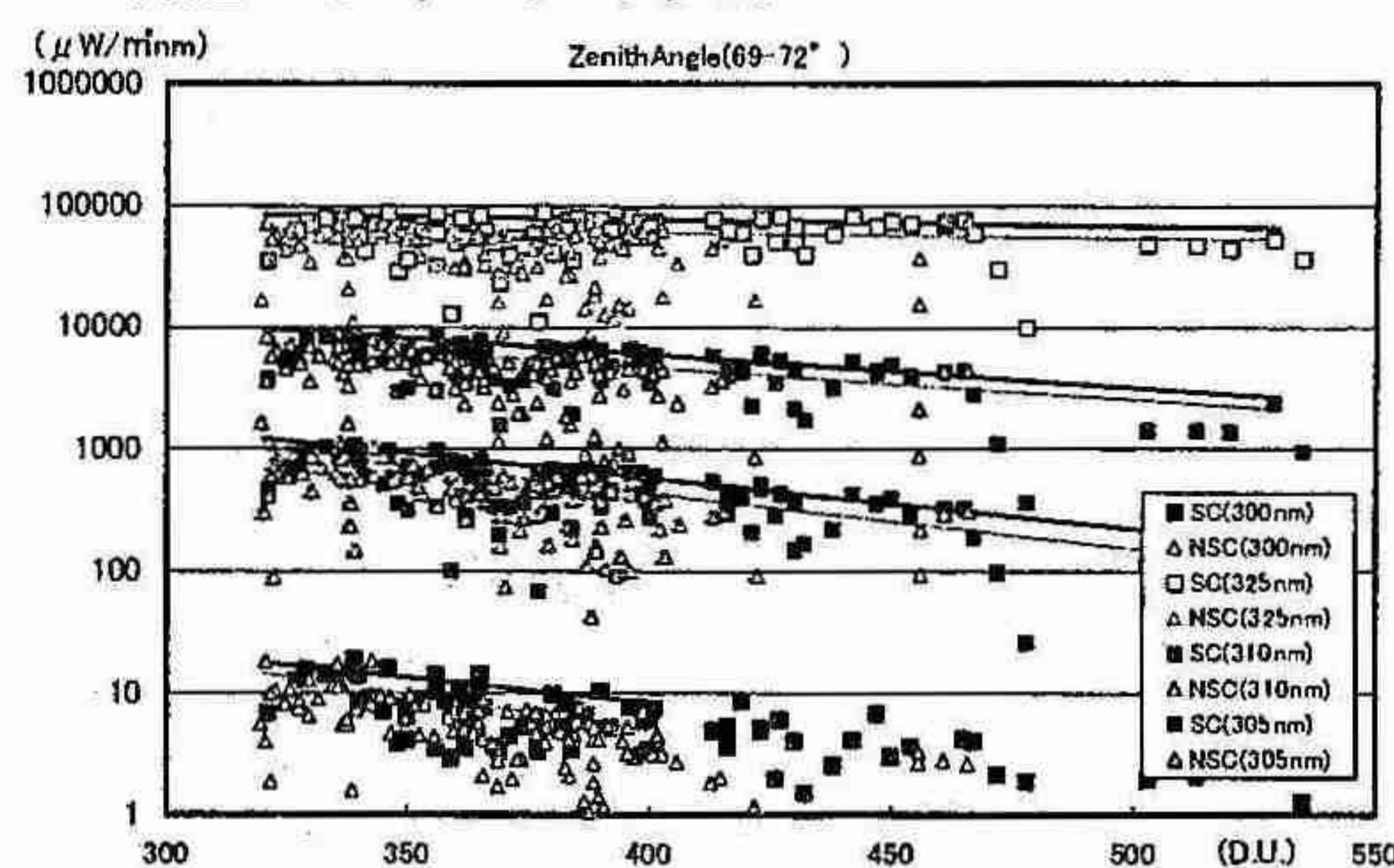
このように SC と NSC の分布から求めた上限値を表す曲線の比 (Ratio) を太陽天頂角で比較すると第4図に示されるように、325nm では 50~90° の太陽天頂角に対して 5~9% 程度 SC の分布が大きい値をとることがわかる。SC の方が大きい値をとる傾向は 320nm でも見られ、長波長側 (UV-A 領域) の特徴となっているが、310nm 以下の短波長側 (UV-B 領域) ではむしろ SC の方が小さくなっている。300nm では太陽天頂角 50° でも 0.4 以下である。これは、札幌における積雪期間が丁度、オゾン全量の大きい値の季節 (春) にあたり、UV-B 領域の短波長側の日射量はオゾン全量に強く影響を受けるためと考えられる。



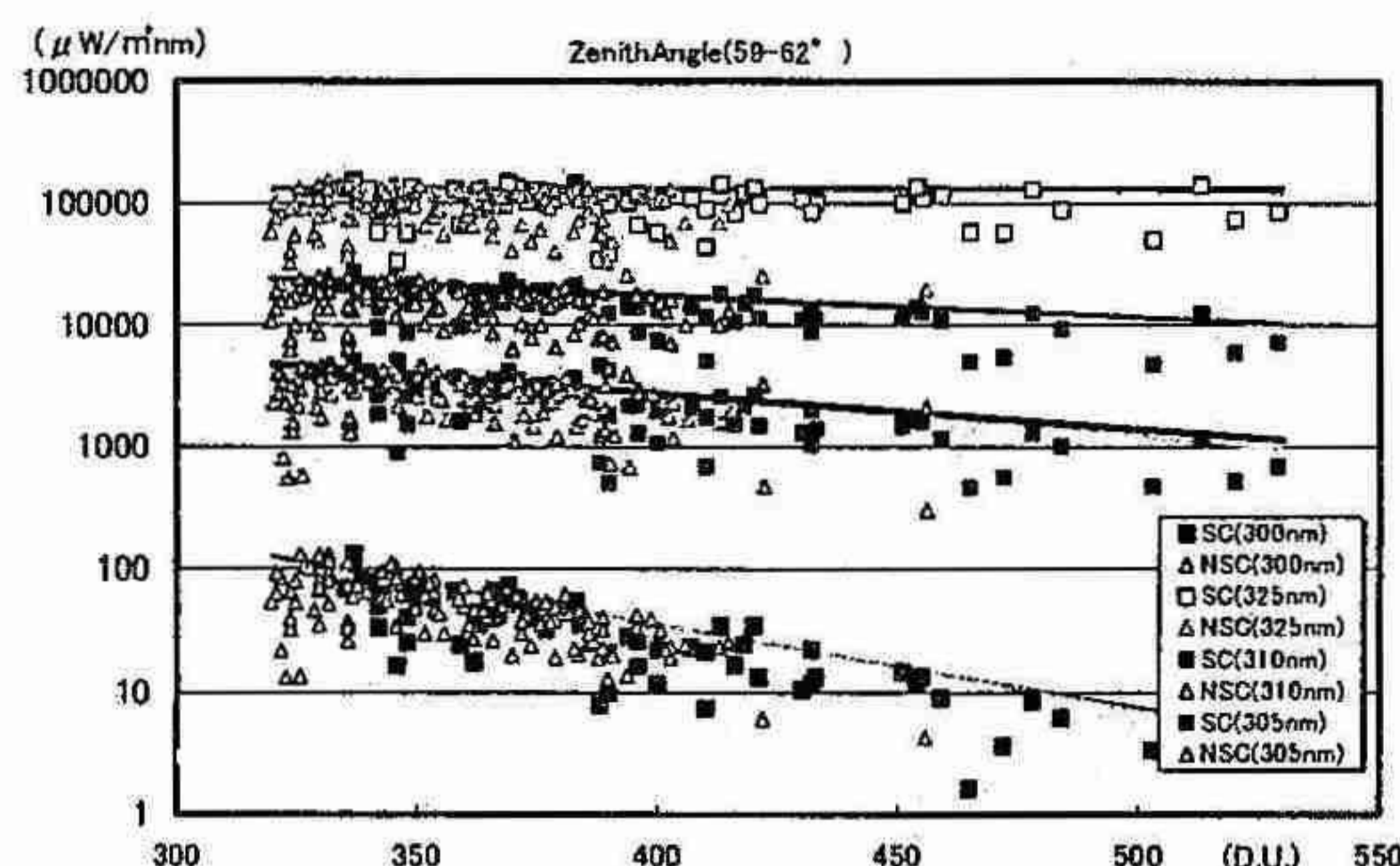
第4図 分布の上限値曲線の波長別の比較

次に、波長毎にオゾン全量への依存性を調べた。オゾン全量の季節変化のバイアスを除くため、積雪期間に合

わせて 320D. U. 以上の場合のデータのみを抽出した。第5図は太陽天頂角が 70° 付近の時の、第6図は同じく 60° 付近の時のデータである。



第5図 太陽天頂角 70° の波長毎のオゾン全量への依存性



第6図 太陽天頂角 60° の波長毎のオゾン全量への依存性

分布の上限値に直線を適用して見ると、第5図では各波長ともオゾン全量の変化によらず SC の方が高い。また、UV-B 領域ではオゾン全量の増加と共に日射量が低減しているが、UV-A 領域、特に 325nm ではその変化が殆ど見られず一定であることも分かる。第6図でも SC と NSC の差が小さいものの、同様の傾向が見られる。

4. まとめ

オゾン全量を考慮しない平均的な場合でも波長 325nm では 5 から 9% 程度の積雪による日射量に影響が見られた。また、波長によりオゾン全量の依存性があり、積雪の影響で増加していることが明らかとなった。しかし、増分はオゾン全量の変化に一定であり、青山が指摘した依存性は見られなかった。また、太陽天頂角が 60° よりも 70° 付近の方が差は顕著であり、太陽天頂角によっても違うことが分かった。今回の調査で波長毎および太陽天頂角毎の積雪の影響を求めた。今後は、更に雲や大気混濁度などの他の観測条件の影響を調査し、より正確な標準のスペクトルモデルの作成を目指したい。

【引用・参考文献】

- 青山隆：「紫外域日射量に積雪が及ぼす影響について」技術時報 No. 131 (1998)
- 伊藤朋之ほか：「地上到達紫外線量の監視技術の開発」研究時報 No. 43 (1991)

6. ラジオゾンデ搭載型 鏡面冷却方式 Meteolabor Snow White 水蒸気計による観測

藤原 正智 (北海道大学・地球環境科学研究科)、
SOWER Team、北大・地球環境 ゾンデグループ

1. はじめに

対流圏～成層圏における水蒸気分布とその時間変動の測定は、降水・雲過程(天気、水循環)、放射過程(気候)、成層圏オゾン層の光化学過程など、様々な観点から大変重要である。例えば、下部成層圏においては、ここ数十年に渡り水蒸気量の大きな変化が観測されており(Kley *et al.*, 2000)、そのメカニズム解明のためには、対流圏界面領域における水蒸気輸送過程の研究が不可欠とされている。

対流圏下部・中部の水蒸気データは、ラジオゾンデの相対湿度計により比較的手軽に得られる。ただし、その測定性能や限界に関する調査は現在においても十分ではない。一方、上部対流圏以高では、水蒸気分圧は地上に比べて4~6桁下がるため、その測定は技術的に急激に困難になる。研究者が開発した航空機等搭載型測器で幾つか実績を持つものはあるが、いずれも大がかりな機器であり、観測実施数は限られている。また、近年、人工衛星や地上からの遠隔測定技術による上部対流圏・成層圏の水蒸気データが利用可能になってきているが、例えば、対流圏界面領域の輸送過程を議論するには、時空間分解能や測定精度が不十分である。

本発表では、上記技術的課題を克服し得るひとつの可能性として、スイスの気象機器会社Meteolabor社製のラジオゾンデ搭載型の鏡面冷却方式露点・霜点温度計(商品名Snow White)を紹介する。我々は、この水蒸気計の測定性能を検証したり、必要な改良を提言したりしながら、成層圏水蒸気変動問題を念頭においた観測的研究を精力的に実施し、また同時に、ラジオゾンデ相対湿度計の測定性能検証等、水蒸気測定機器全般の性能向上を目指している。

2. Meteolabor Snow White¹

Meteolabor社では、1996年よりSnow White水蒸気計を販売・改良してきており、最近その利用例が論文としても発表されている(Fujiwara *et al.*, 2003; Vömel *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 2003)。鏡面冷却方式とは、露点・霜点温度と水蒸気分圧の熱力学的関

係式を利用したもので、水蒸気測定の基準方式として広く信頼を得ている。しかし、これまでこの方式の機器でラジオゾンデに搭載して地上から上空まで連続的に測定出来るものはなかった。気球が経験するような、水蒸気濃度が大変大きくかつ比較的速く低下する環境下で安定に動作させることが難しかったからである。Snow Whiteはこの困難を克服しており、ラジオゾンデ相対湿度計検証用の基準機器、および、下部成層圏でも測定可能な機器としての可能性が注目されている。

3. 観測

我々は、Soundings of Ozone and Water in the Equatorial Region (SOWER) プロジェクト²の一環として、2000年より現在まで、熱帯太平洋のガラパゴス諸島、キリバス共和国(クリスマス、タラワ)、インドネシア(バンドゥン、プキッティンギ、ワトゥコセツ)などにおいて、合計100回近くのSnow White水蒸気計の飛揚を実施して来た。全てにおいて、Vaisala社のラジオゾンデRS80を同時に飛揚している(Fujiwara *et al.*, 2003)。また、下部成層圏水蒸気測定の実績を持つ、米国海洋大気庁(NOAA)の鏡面冷却方式霜点計(冷媒方式)との同時比較観測も10回程度実施している(Vömel *et al.*, 2003)。

また、2003年より、北海道大学21世紀COEプログラム「生態地球圏システム激変の予測と回避」の一環として、地球環境科学研究科において、下部成層圏を狙った月一回の定常観測を開始している³。

4. 結果 I - ラジオゾンデ相対湿度計の検証

Vaisala社のラジオゾンデRS80には、A-Humicap(1980年~)とH-Humicap(1990年代初頭~)のいずれかの相対湿度計が搭載されている。Humicapの測定原理は、多孔質薄膜コンデンサーの電気容量が、浸透してきた水蒸気量に依存することを利用したものである。AとHとで、薄膜の成分や相対湿度値導出アルゴリズム等が異なる。RS80は現在、世界

¹詳細については、次の website を参照してください。
<http://sower.ees.hokudai.ac.jp/snowwhite/>

²北大の長谷部文雄氏、京大の塩谷雅人氏を中心とした国際プロジェクト：<http://sower.ees.hokudai.ac.jp/>

³上記長谷部氏や院生諸氏で構成されるグループによる

の高層気象観測のおよそ半数で用いられているとも言われる大変重要な測器である。その相対湿度計の特徴や問題点については、Miloshevich et al. (2001) がよくまとめている。

図1と図2に、SOWERによる熱帯太平洋におけるSnow WhiteとRS80 Humicapとの比較結果(Fujiwara et al., 2003)を示す。H-Humicapは、熱帯下部・中部対流圏において、Snow Whiteとよい一致を示しているが、A-Humicapは高湿度域(実際には下部対流圏)において、乾燥バイアスを示していることが見て取れる。同様の結果は、明星電気社製humicap(日本気象庁使用)等との比較を行ったNakamura et al. (2004)によっても見出されており、A-Humicapの新しいバイアスエラーであると言える。ラジオゾンデ相対湿度計には、バイアスエラーを生じる要素が多数あり、常に基準方式の機器で監視をしなければならない、というのが教訓である。

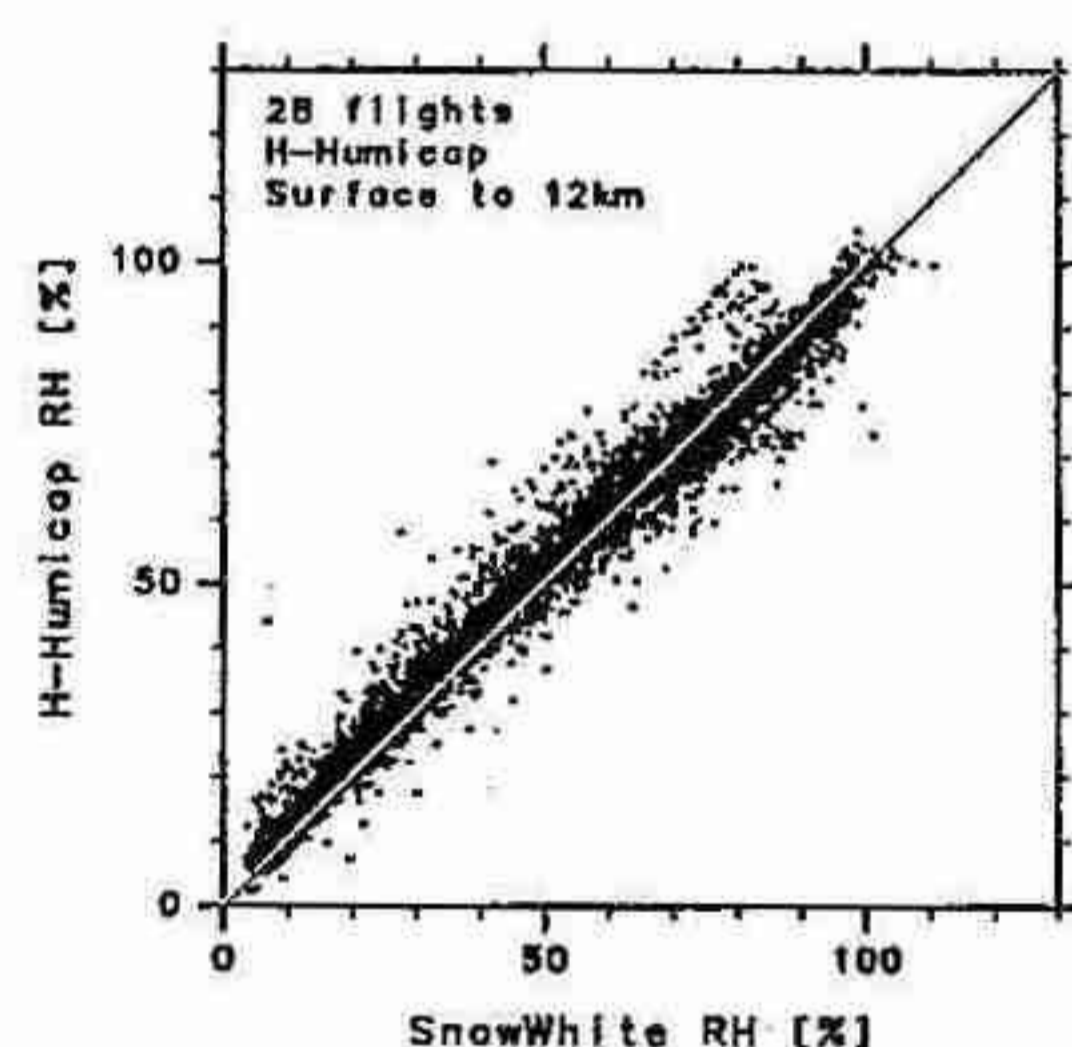


図1. 2000-2001年、熱帯太平洋における28回のSnow WhiteとRS80 H-Humicapの同時飛揚結果。地上から高度12km(気温 -50°C)まで。

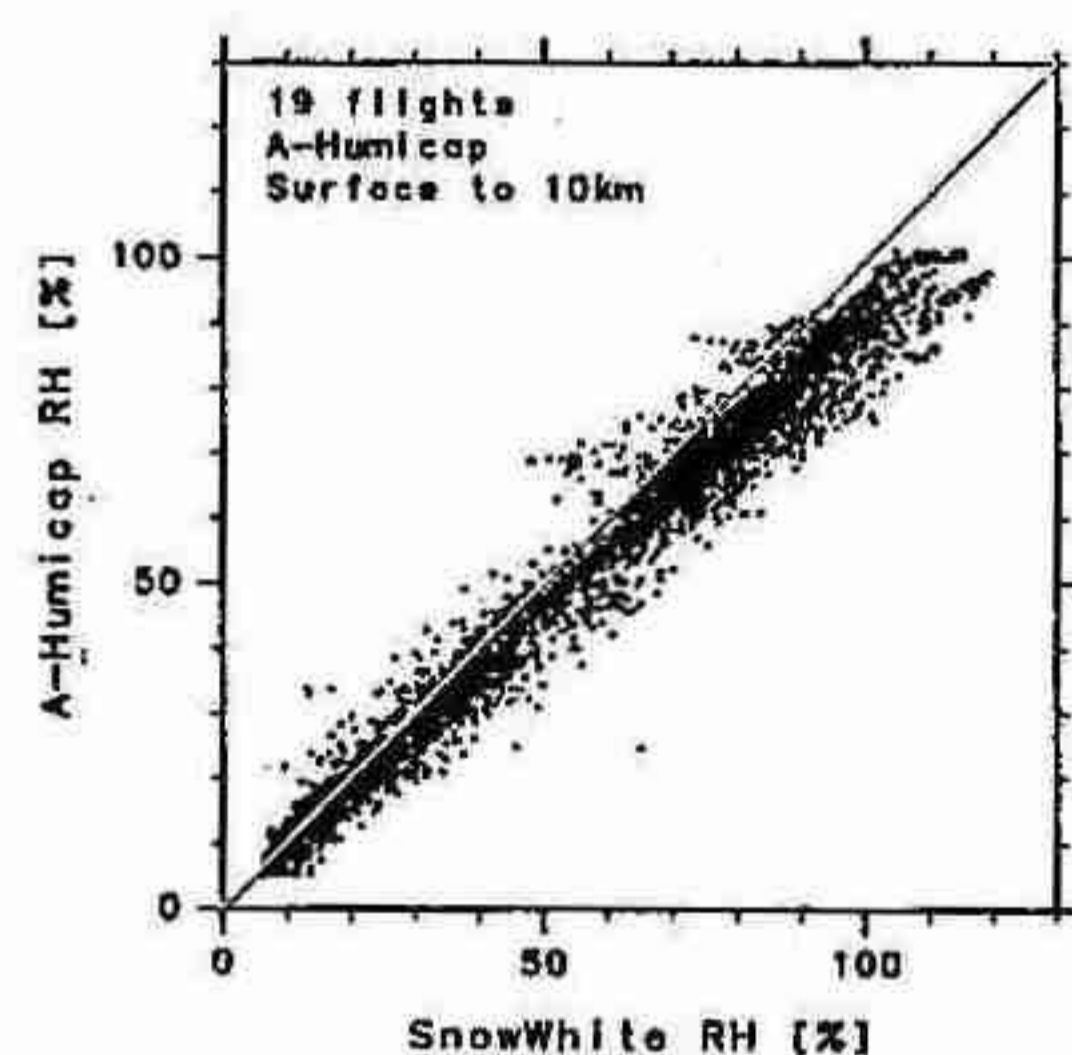


図2. 2000-2001年、熱帯太平洋における19回のSnow WhiteとRS80 A-Humicapの同時飛揚結果。地上から高度10km(気温 -30°C)まで。

5. 結果 II - 対流圏界面領域の水蒸気測定

Snow Whiteは鏡の冷却に熱電素子であるペルチエ素子を用いる。他の鏡面冷却方式の機器の中には、NOAA霜点温度計のように、フロンなどの冷媒を用いるものもある。熱電素子の長所は、電池をつなぐだけで動くことで、操作が容易になるだけでなく、遠隔地で観測を実施する場合の物資輸送の問題がは

るかに軽減される。一方、短所は、冷却能力に限界があることである。対流圏においては、気温と露点・霜点温度の差は多くの場合熱電素子の能力の範囲内であるが(例外については、Vömel et al., 2003)、成層圏においては、上空へ行くほど、気温と霜点温度の差が大きくなる。成層圏中部では、熱電素子による霜点温度の測定は事実上不可能となる。

しかしながら、これまでゴム気球による対流圏界面領域~下部成層圏の水蒸気測定は、上記NOAA霜点温度計の独壇場であったので、Snow Whiteのような操作が容易で比較的安価な機器を用いて、誰でも、例えば対流圏界面領域まででも、測定できるということになれば、革命的である。

Snow Whiteでは、我々の提言により、測器の飛揚中の動作状態を監視するデータも取得できるようになっている。これによると、中緯度では、対流圏界面から約3km上空まで正しく測定出来ている場合が多いと判断して良さそうである。一方、熱帯では、気温極小点より上空で明らかにおかしい水蒸気濃度値を出していることが分かっている。我々は、電気回路の改善、ペルチエ素子の改善、測定汚染問題の軽減、などにより、性能をより向上させることが十分に可能であると考え、Meteolabor社と共同で、研究を続けている。

参考文献

- Fujiwara, M., M. Shiotani, F. Hasebe, H. Vömel, S. J. Oltmans, P. W. Ruppert, T. Horinouchi, and T. Tsuda, 2003: Performance of the Meteolabor "Snow White" chilled-mirror hygrometer in the tropical troposphere: Comparisons with the Vaisala RS80 A/H-Humicap sensors, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **20**, 1534-1542.
- Kley, D., J. M. Russell III, and C. Phillips, ed., 2000: *SPARC assessment of upper tropospheric and stratospheric water vapour*. WCRP 113, WMO/TD No. 1043, SPARC Report No.2, 312 pp. (<http://www.aero.jussieu.fr/~sparc/>)
- Miloshevich, L. M., H. Vömel, A. Paukkunen, A. J. Heymsfield, S. J. Oltmans, 2001: Characterization and correction of relative humidity measurements from Vaisala RS80-A radiosondes at cold temperatures, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 135-156.
- Nakamura, H., et al., 2004: Dry biases of humidity measurements from the Vaisala RS80-A and Meisei RS2-91 radiosondes and from ground-based GPS, *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 277-299.
- Vömel, H., M. Fujiwara, M. Shiotani, F. Hasebe, S. J. Oltmans, and J. E. Barnes, 2003: The behavior of the Snow White chilled-mirror hygrometer in extremely dry conditions, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **20**, 1560-1567.
- Wang, J., et al., 2003: Performance of operational radiosonde humidity sensors in direct comparison with a chilled mirror dew-point hygrometer and its climate implication, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1860, 10.1029/2003GL016985.

7. CCA (正準相関分析) の季節予報への応用

札幌管区気象台気候・調査課 川野 浩

1 概要

2003年3月から3か月予報で利用している正準相関分析は、説明変数として海面水温のみを使っている。しかし、500hPa高度偏差もこれまでの重回帰分析で一定の有効性を持っており、海面水温のみからは得られない統計的関係に基づく資料が得られる可能性がある。今回、500hPa高度偏差を説明変数とし、予報区毎の平均気温、降水量を目的変数とする正準相関分析を行い、予報精度の検証を行った結果、適中率では現行の海面水温を説明変数とする正準相関分析に劣らない成績が得られた。

2. 正準相関分析のやり方について

2.1 利用したデータと分析方法

正準相関分析の手法は気象庁(2002)に従う。ただし、気象庁(2002)では正準相関分析の前段に主成分分析を行って変数が過大となることを避けているが、今回、前段にクラスタ分析を行う方法も試み、比較した。説明変数は500hPa高度の緯経度10度毎の格子点値とし、目的変数は予報区毎の平均気温、または、降水量で、月平均(合計)と3か月平均(合計)について調査した。

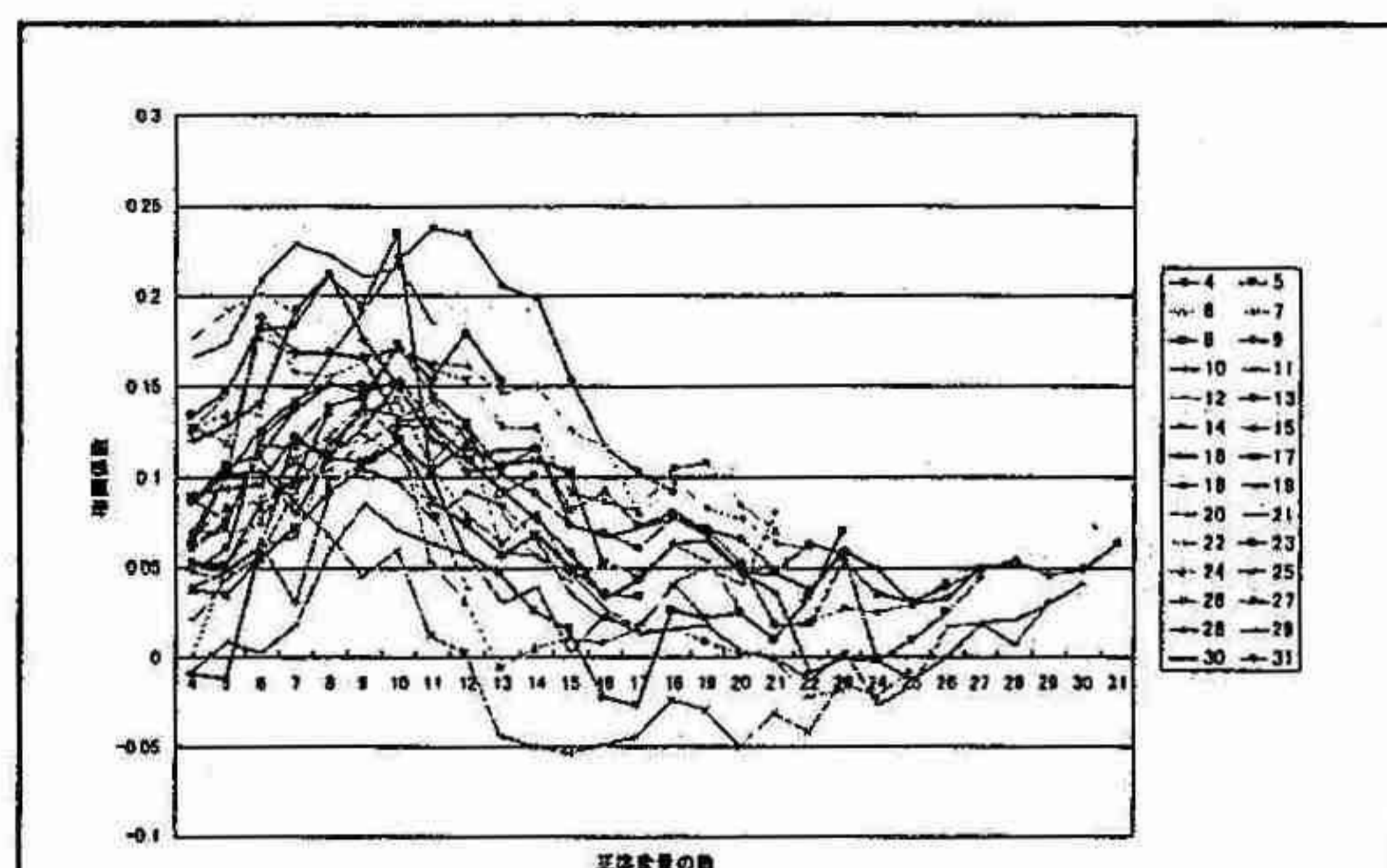
前段に主成分分析を行う方法は、気象庁(2002)とほぼ同じである。

クラスタ分析によって変数を減らす方法は、500hPa高度の格子点毎の相関係数を格子点間の距離とし、クラスタ間距離の定義には最長距離を用いた。

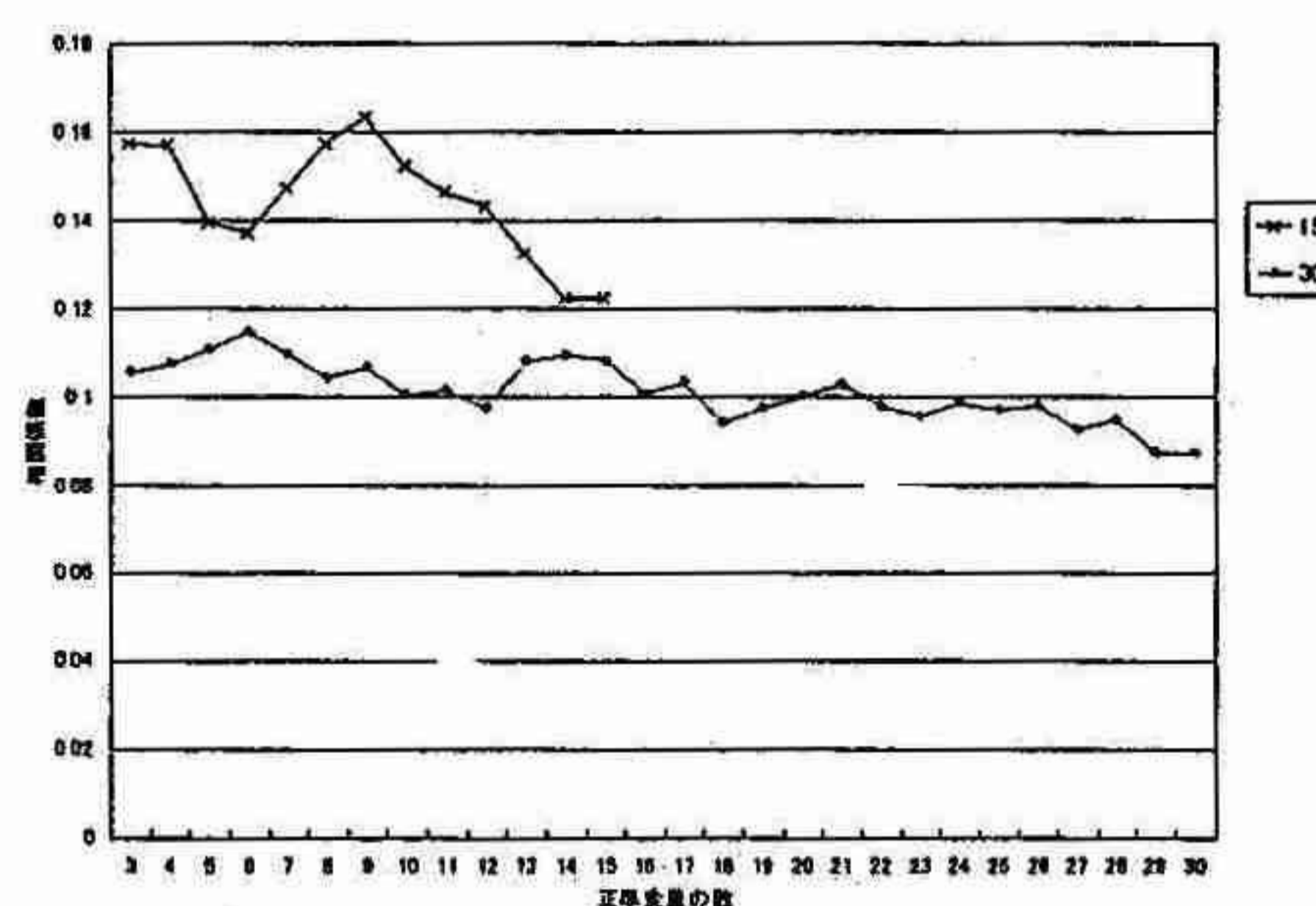
以下の調査において、500hPa高度と同じ月の気温(降水量)を予測する場合をlag0、翌月の予測をlag1とし、lag3までの予測を行った。500hPa高度のデータは取り扱いの簡便さから、L/A配信されている格子点データを使った。1951年から2002年の資料から、月毎に6分の5の確率で無作為に正準相関分析を行う年を選び、それ以外の年を独立資料として検証した。

2.2 最適な変数の数

前段に主成分分析を行う方法では、主成分の数を一定とすると、正準変数の数が15位までに相関係数が頭打ちとなり、正準変数が多くなると相関係数が0に近づく(第1図)。独立資料で最も相関係数が大きかったのは、lag0では主成分17、正準変数17、lag1では主成分18、正準変数11、lag2では主成分29、正準変数10、lag3では主成分15、正準変数4となった。



第1図 主成分と正準変数の数別の相関係数。各線が主成分の数、横軸が正準変数の数。(lag1 独立資料)



第2図 クラスタと正準変数の数別の相関係数。各線がクラスタ数、横軸が正準変数の数。(lag1 独立資料)

第1表 クラスタ分析と主成分分析の比較

相関係数	Lag0	Lag1	Lag2	Lag3
主成分 15・正準変数 10	0.39	0.12	0.05	0.01
クラスタ 15・正準変数 3	0.39	0.16	0.11	0.09

適中率	Lag0	Lag1	Lag2	Lag3
主成分 15・正準変数 10	0.45	0.38	0.37	0.34
クラスタ 15・正準変数 3	0.50	0.39	0.39	0.40

先にクラスタ分析を行う方法では、相関係数は、クラスタ数15の方がクラスタ数30より大きく、クラスタ数が同じであれば、正準変数の少ない方が大きかった(第2図)。

前段に主成分分析を行う方法と、クラスタ分析を行う方法では、相関係数ではほとんど差はなかったが、適中率では、クラスタ分析を先に行う方法がわずかに勝っていた。

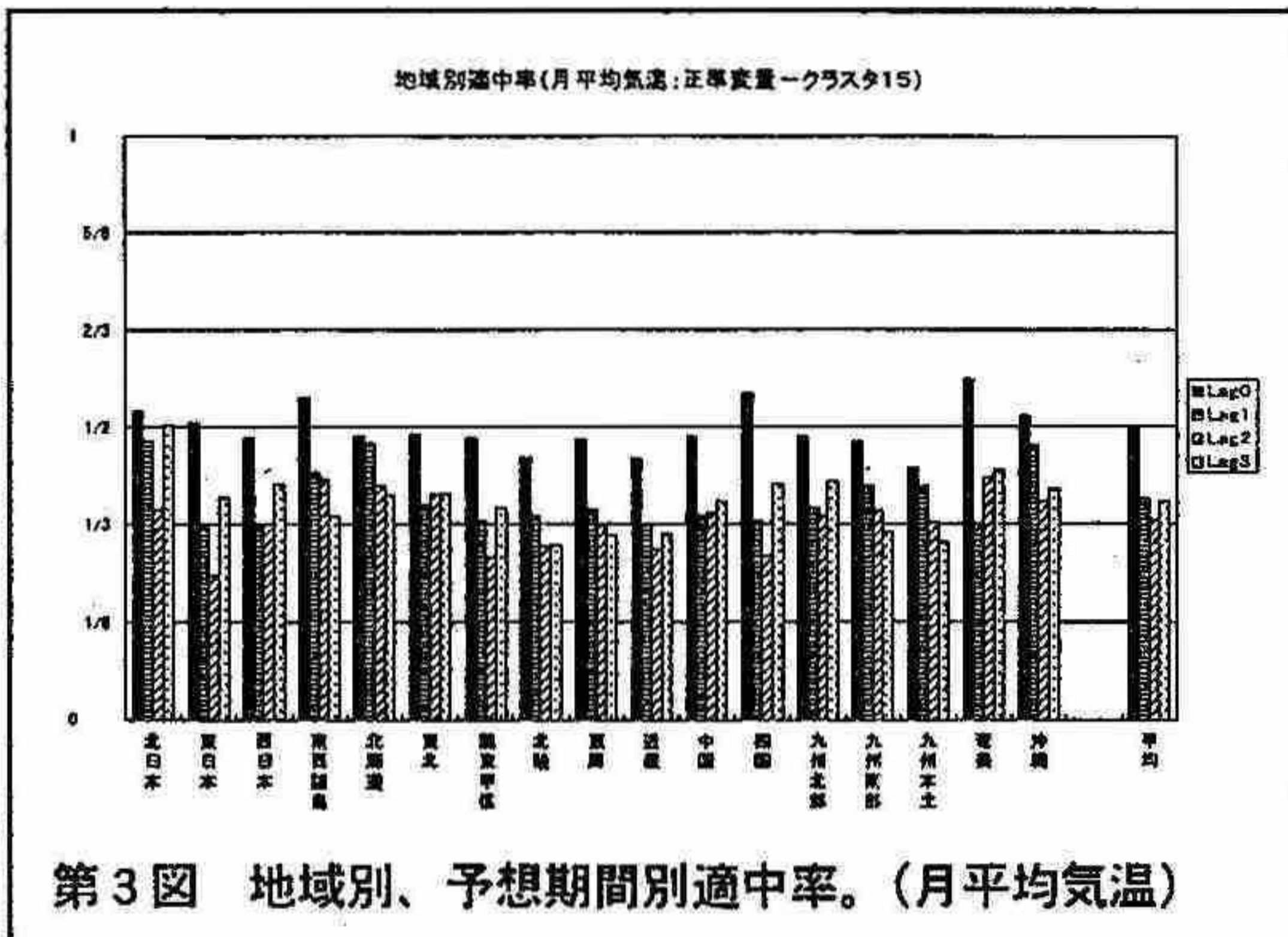
以上の結果と、クラスタ分析を先に行う方が計

算手順も簡単なことを考慮し、以下では、前処理をクラスタ分析とし、クラスタ数 15、正準変量 3 とする方法を基準に検証を行う。

3 予想実験の検証

3.1 気温

月平均 500hPa 高度を説明変数、1 か月平均気温目的変数とした予測実験では、相関係数は、lag0 で 0.4 前後の有意な相関があるものの、lag1 以上では 0.2 前後からそれ以下と小さい。適中率でも、lag0 では 50% 前後の適中率があり、それ以外でも、一部で 33% を下回り予報スキルのない地域もあったが、多くの地域で 33% を上回った (第 3 図)。地域別では、北日本と南西諸島で成績が良く、東日本・西日本では比較的成績が悪かった。



第3図 地域別、予想期間別適中率。(月平均気温)

係数分布図を見ると、lag0 では各月共北海道上空に当たるクラスタ領域に正の係数が対応している。また、6・7月のオホーツク海や12・1月の北極付近の負の係数分布は、オホーツク海高気圧指数や極渦指数との相関関係と整合している。また、3・4月の北米～大西洋や、7月のカナダ～北欧などにも係数の大きな地域が見られる。

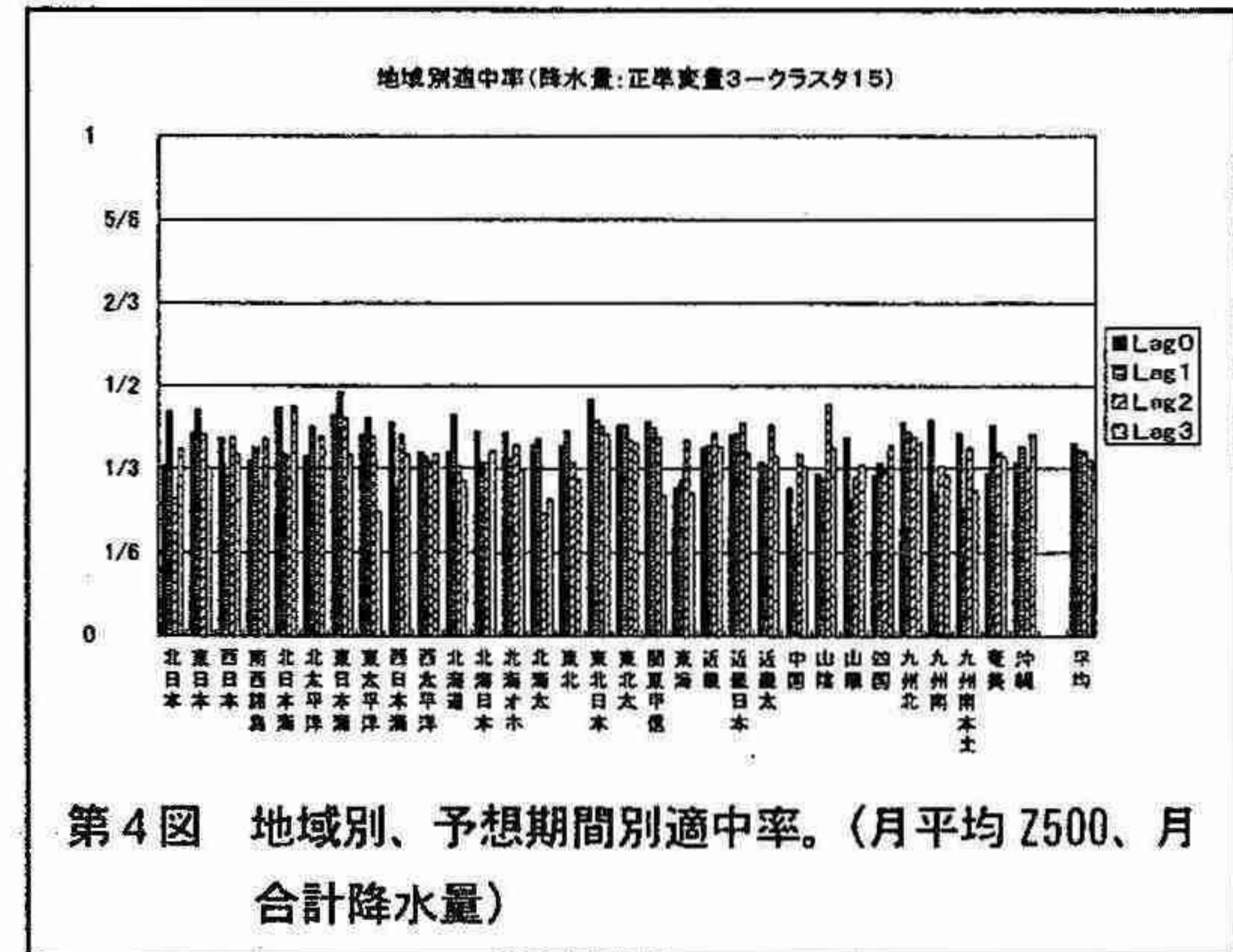
lag1 の場合は北米や大西洋域に係数の大きな領域がある。これは、この地域のクラスタの面積が狭いため、1格子あたりの重みが大きくなるためと考えられる。lag0 に比べて大きな係数となる領域が多くなっているが、独立変数の相関係数や適中率の低さを考えると、物理的な意味より統計的バラツキの効果が大きいと考えられる。

3 か月平均気温の予想では、3 か月平均高度偏差と説明変数とした場合は、月平均高度偏差を説明変数とする場合より、相関係数が小さく、適中率も小さかった。これは、対応する高度偏差と気温との時間差が大きいためと考えられる。月平均気温の予測と比べると、lag0 では月平均同士を対応させた方が適中率が高いが、lag1 では3 か月平均気温の予測の方が適中率が高かった。

3.2 降水量

月降水量の予想では、気温の予測に比べて相関係数が小さく lag1 以上では、北海道を除くほとんどの地域で負の相関となった。適中率は、東海や中国で適中率が低く、その他の地域では 33% をわずかに上回った (第 4 図)。

3 か月降水量の予測でも、ほぼ同様の結果だった。



第4図 地域別、予想期間別適中率。(月平均 Z500、月合計降水量)

4 まとめ

500hPa 高度偏差を説明変数とし、予報区毎の月平均気温(降水量)、3 か月平均気温(降水量)、を目的変数とする正準相関分析を行い、以下の結果が得られた。

(1) 適中率は、月平均気温の lag0 (同時) で 50% の他は 40% 以下と低かったが、はほとんどの場合で 33% を上回り、現行の海面水温偏差を説明変数とする正準相関分析と比べて劣っていない。

(2) lag0 を除けば、3 か月平均気温の予測が最も適中率が大きく、次いで月平均気温の予測が成績が良い。降水量予測は月合計も 3 か月合計も精度が悪く、適中率が 33% をわずかに上回るにとどまった。

(3) 正準相関分析の前処理として主成分分析を行う方法とクラスタ分析を行う方法では、クラスタ分析を先に行う方がわずかに適中率が高い。

(4) クラスタ数と正準変量の選択では、相関係数や適中率を比較した結果、クラスタ数 15、正準変量 3 とするのが最適だった。

参考文献

古林慎哉・高橋俊二, 2002: CCA による統計予測, 平成 14 年度季節予報研修テキスト, 53~71

奥野忠一 他, 1976: 続多変量解析法, 日科技連, 147pp