

ノルウェー海上のポーラーローの航空機観測

遊馬 芳雄¹・福田 陽子¹・菊地 勝弘¹・塩原 匡貴²・
和田 誠²・G.W.K. Moore³

Airborne measurements of a polar low over the Norwegian Sea

Yoshio Asuma¹, Yoko Fukuda¹, Katsuhiko Kikuchi¹, Masataka Shiobara²,
Makoto Wada² and G.W.K. Moore³

Abstract: We will report an airborne measurement of a polar low over the Norwegian Sea on 9 March 1998 during the Arctic Airborne Measurement Program 1998 (AAMP 98). Global objective analysis suggests that the low formed due to an interaction between an upper level potential vorticity anomaly and a low-level baroclinic zone. Seven constant height transects in the zonal direction were made in the convective line clouds associated with the polar low. A strong horizontal temperature gradient in the zonal direction was observed in the lower boundary layer. Gale force northerly winds, in thermal wind balance with this baroclinicity, were also observed in the lower atmosphere.

要旨: 北極圏航空機観測計画 (AAMP 98) 期間中の 1998 年 3 月 9 日にノルウェー海上で発生・発達したポーラーローの航空機観測について報告する。客観解析データの解析よりこのポーラーローは上層の正渦位移流と下層の傾圧帯の相互作用によって形成されていた。ポーラーローの中心から伸びる対流雲列を横切るように東西に 7 高度の水平飛行を行った結果、下層では東西の強い水平温度勾配と強い北風が観測され、温度風の関係を満たしていた。雲内粒子の雲物理観測から、雲粒が下層の大気境界層内で形成され、対流雲内の強い上場流によって急激に上層に運ばれ、氷晶化して降雪粒子となり、さらに周囲の過冷却雲粒を捕捉することで成長し、大きい霰や濃密雲粒付き雪結晶だけが強い上昇流に打ち勝って下層大気に落下している様子が観測された。

1. はじめに

ノルウェー海上でしばしば観測されるポーラーローは、海難も伴う非常に激しい気象現象であることは古くから認識されている。しかし、発生・発達が観測手段の少ない海上であること、

¹ 北海道大学大学院理学研究科, Graduate School of Science, Hokkaido University, Kita-10 Nishi-8, Kita-ku, Sapporo 060-0810.

² 国立極地研究所, National Institute of Polar Research, Kaga 1-chome, Itabashi-ku, Tokyo 173-8515.

³ トロント大学物理学部, Department of Physics, University of Toronto, 60 St. George Street, Toronto, Ontario M5S 1A7, Canada.

現象のスケールが数 10 km から数 100 km と総観規模低気圧に比べて小さいこと、また、急激に発生・発達し、ライフタイムが短いので現象そのものを捉えることや予報することが非常に難しいことなどの理由によって、ポーラーローの実態や構造、発生・発達のメカニズムの理解は現在でもあまり進んでいない。しかしながら、1998 年 3 月に国立極地研究所が中心となって行われた北極圏航空機観測計画 (Arctic Airborne Measurement Program, AAMP 98) では、3 月 9 日にノルウェー海上ではっきりとした「目」と対流性雲列を持つ最盛期のポーラーローの対流性雲列部を鉛直断面観測する事が出来た。この論文では、観測したポーラーローの発生・発達過程と気象環境を気象庁提供の客観解析データ (GANAL) を用いて解析し、さらに、実際に航空機によって得られた「その場観測 (*In-situ* measurement)」の観測結果と併せて報告する。

2. 観測機器と解析データソース

観測機として (株) ダイヤモンドエアサービス (DAS) のガルフストリーム II (Gulfstream II) を用いた。雲内観測装置として 4 本の PMS プローブ (FSSP-300, FSSP-100, OAP-2D-GA2, OAP-2D-GB2) を両翼に取り付けた。その諸元を表 1 に示した。FSSP-300, 100 は前方光散乱によって粒子数濃度を測定する。FSSP-300 の計測範囲は直径 $0.3\text{--}20\ \mu\text{m}$ の粒子で雲核に対応するエアロゾル粒子を、FSSP-100 の測定範囲は直径 $2\text{--}47\ \mu\text{m}$ の粒子で雲粒に対応する大きさの粒子数を観測することができる。一方、OAP-2D-GA2, OAP-2D-GB2 は雲内粒子の影画像をグレースケールで記録する。OAP-2D-GA2 の測定範囲は $10\text{--}620\ \mu\text{m}$ であるがノイズ画像を除去するために $50\ \mu\text{m}$ 以上の粒子画像だけを解析に使用した。解析された粒子の大きさは雲内の降水粒子の大きさに相当する。また、OAP-2D-GB2 は $50\ \mu\text{m}\text{--}3.1\ \text{mm}$ の範囲の粒子を測定することが可能であるが、残念ながら今回の観測では良好なデータ画像を得ることは出来なかった。これらの PMS プローブ以外にも気温と露点温度の測定を行ったが、露点温度は正確には計測できなかった。また、GPS (Global Positioning System) と INS (Internal Navigation System) で飛行速度、飛行位置、姿勢等を計測し、毎秒ごとに平均化された大気風も計測されている。

表 1 3 本の PMS プローブ (FSSP-300, FSSP-100, OAP-2D-GA2) の諸元。
データ収録には SEA M200 Data Logger を用いた。

Table 1. Specifications for the PMS probes (FSSP-300, FSSP-100, OAP-2D-GA2) onboard. Data were acquired by SEA M200 data logger.

Probe	Range	Number of bins	Resolution
FSSP-300	$0.3\text{--}20\ \mu\text{m}$	31 bins	$0.05\text{--}2\ \mu\text{m}$
FSSP-100	$2\text{--}47\ \mu\text{m}$	15 bins	$3\ \mu\text{m}$
OAP-2D-GA2	$10\text{--}620\ \mu\text{m}$	62 bins	$10\ \mu\text{m}$

3. ポーラーローの総観的特徴

1998年3月8日1729 UTCから9日1259 UTCまでの一連のNOAA気象衛星の赤外画像を図1に示した。8日1729 UTCの衛星写真では(73°N, 9°E)にコマ状のメソ α スケールの低気圧が認められる。この低気圧は7日スカンジナビア半島沖でメソ β スケール渦が組織化されたものである。衛星画像からこのメソ α スケール低気圧は東経10度の経度線に沿った前線帯を伴っていてShapiro and Keyser (1990)のT-bone構造が形成されていた。9日0256 UTCと0437 UTCの間に低気圧のクラウドヘッド部が巻き込まれて、0709 UTCにはメソ α 低気圧ははっきりしなくなり、新たな循環が(71°30'N, 8°20'E)付近に顕在化してきている。4時間後の1118 UTCには対流雲列を伴った明白なポーラーローが形成された。このポーラーローは、1259 UTCまでほぼ同じ形をしていて、ほぼ同じ勢力を保ち10日0253 UTCまでこのポーラーローの循環の名残が見受けられた。

ノルウェー気象局提供の海面温度分布と海水分布を1118 UTCのNOAA衛星画像を重ねて図2に示した。北大西洋海流に伴う暖かい海流がノルウェーの海岸沿いに広がっていて、スバルバル諸島の南でこの海流は2つに分かれ、1つの支流はそのまま東に流れ、もう1つはスバルバル諸島の西に北緯80°までにも達している。衛星画像よりポーラーローの発生地点の北西域には遙か北に広がる海水域から下層雲の雲列がのび、雲の組織化の状況から北西風が卓越していた様子が伺える。一方、ポーラーローの南東域には下層雲列は東西に並んでいて、東風が吹いていたことを示唆している。ポーラーローの発生した71°N付近では東に向かうほど海面温度が上昇していた。

図3に3月8日18 UTCから9日12 UTCまでの気象庁客観解析データ(GANAL)の500 hPa面解析データを示した。8日18 UTCには弱い寒冷渦がスカンジナビア半島上空に存在し、グリーンランド南のアイスランド沖にショートウェーブが見受けられる。18時間後、このショートウェーブは東進して寒冷渦を強めている。気象庁客観解析データから3月9日12 UTCの地表、850, 500, 300 hPa面の気圧(気圧高度)、温位、風の様子を図4に示した。ポーラーローの位置は図中星印で示してある。寒冷渦が300, 500 hPa面解析図に見られ、ポーラーローはこの寒冷渦の北西端近くで発達していた。下層の解析図にはポーラーローそのものの循環は解析されていないが、強い北風がポーラーローの発生域の西に広がっていて、東には東風が卓越していたことが解析されている。これは、図1, 2に示した衛星画像下層の雲列の方向と一致していた。

ポーラーローの中心を通る71°15'Nに沿った気象庁客観解析データから求めた渦位、温位、温度、水平風と、相対渦度、相当温位の東西断面を図5に示した。上層のショートウェーブの東進に伴って正渦位偏差が上部対流圏から下部対流圏へ延びている。一方、下層大気には東に向かって気温が高くなって背の低い傾圧帯が存在している。このことからポーラーローは

1729UTC MARCH 8, 1998



0256UTC MARCH 9, 1998



0437UTC MARCH 9, 1998



0709UTC MARCH 9, 1998



1118UTC MARCH 9, 1998



1259UTC MARCH 9, 1998



図1 1998年3月8日1729UTCから9日1259UTCまでのNOAA気象衛星の赤外画像 (Channel 4).

Fig. 1. NOAA AVHRR channel 4 images from 1729 UTC 8 March 1998 to 1259 UTC 9 March 1998.

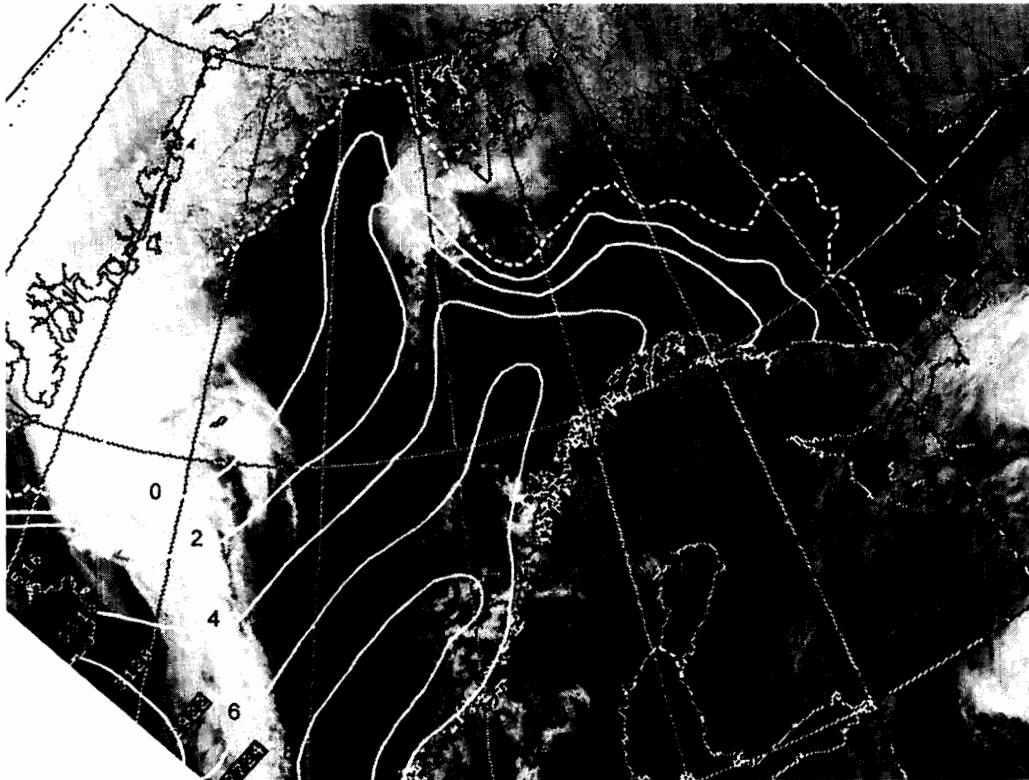


図2 1118 UTC の NOAA 衛星画像に重ねた海面温度 (SST) 分布と海水分布図。実線は海面温度、破線は 70% 以上の海水密度で定義した海水縁。

Fig. 2. Sea surface temperature (SST) and ice field edge superimposed on the NOAA AVHRR channel 4 image at 1118 UTC. Solid lines show SST and dashed line shows the ice field edge defined as 70% concentration of sea ice.

東進する上層の正渦位偏差と下層の傾圧帯の相互作用によって生じたものと解釈される。

4. 航空機観測

4.1. 観測の概略

ポーラーローの航空機観測は 3 月 9 日 1115 UTC から 1230 UTC にかけて行われた。図 1 の NOAA 衛星画像で示した様に、この間ポーラーローはあまり形状が変わっていなかった。航空機の水平と垂直の航跡図を図 6 に示した。航空機は 0955 UTC にスピッツベルゲン島ロングイヤービン空港を離陸し、高度 11.9 km を A 地点 (73°N, 14°E) に向けて水平飛行し、高度を 9.2 km に変えて B 地点 (73°N, 6°30'E) まで飛行した。雲内観測に先立ってポーラーローに付随した雲列の全体像を上空から把握した。その後、高度 5 km に降下して東向きに C 地点 (73°N, 9°E) まで飛行して、BC 点間を雲内観測の対象域とした。BC 点間の水平飛行は高度 5, 4, 3.1, 2.3, 1.5, 0.8, 0.5 km の 7 高度で行った。水平飛行区間の水平距離は約 45 km で、高度 5 km は対流雲の雲頂付近を高度 0.5 km は雲底付近の飛行である。最下層の水平飛行後ロングイヤービン空港に 1340 UTC に戻った。

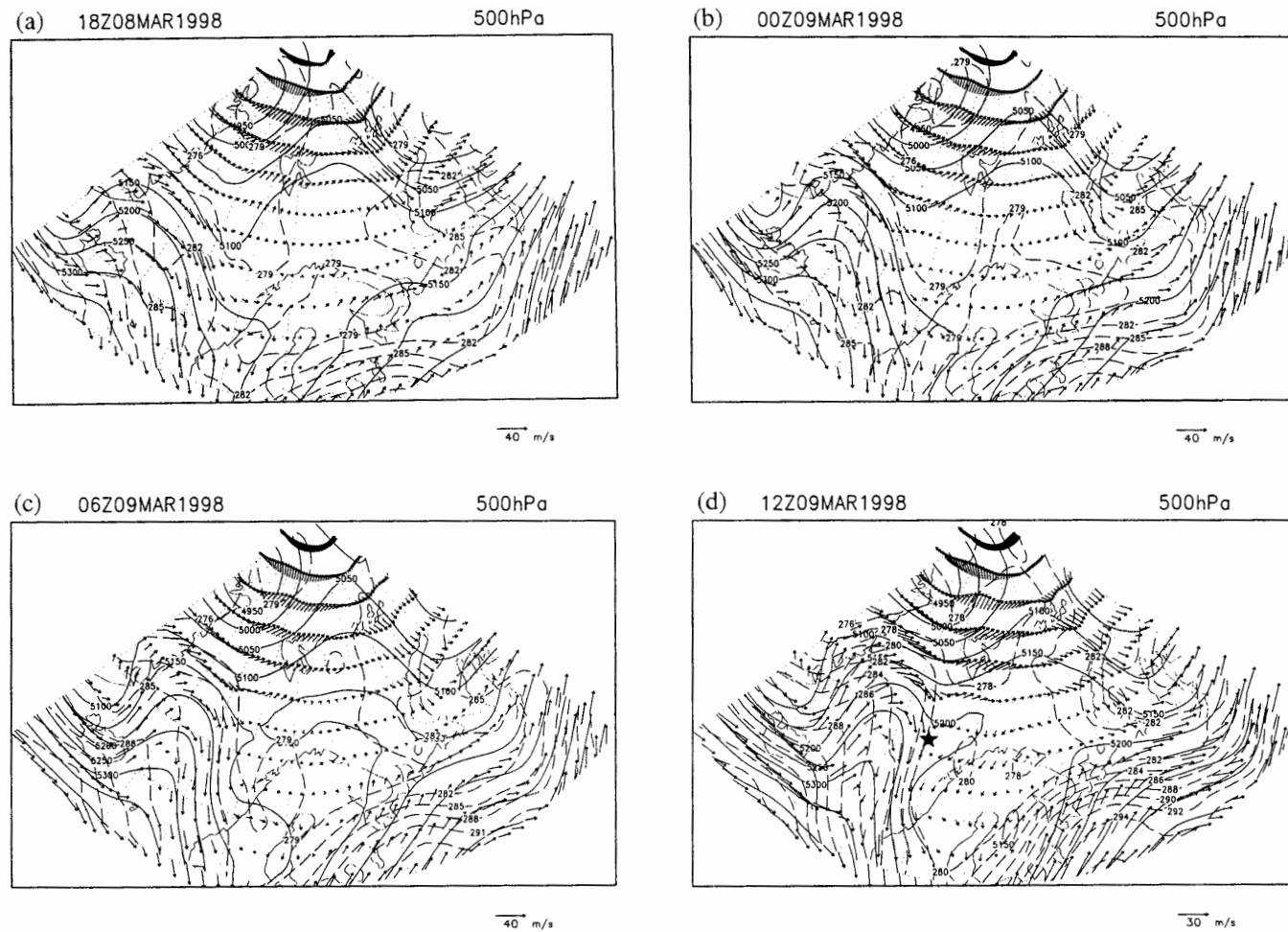


図3 3月8日18UTCから9日12UTCまで6時間ごとの気象庁客観解析データ(GANAL)の500hPa面解析図。実線は気圧(気圧高度), 破線は温位, 矢印は水平風を示す。ポーラーローの発生位置を図(d)の星印で示した。

Fig. 3. 500 hPa GANAL fields at 6 hour intervals from 18 UTC 8 March to 12 UTC 9 March 1998. Solid lines show geopotential height, dashed lines show potential temperature and arrows show horizontal winds. A star in (d) indicates the center of the polar low.

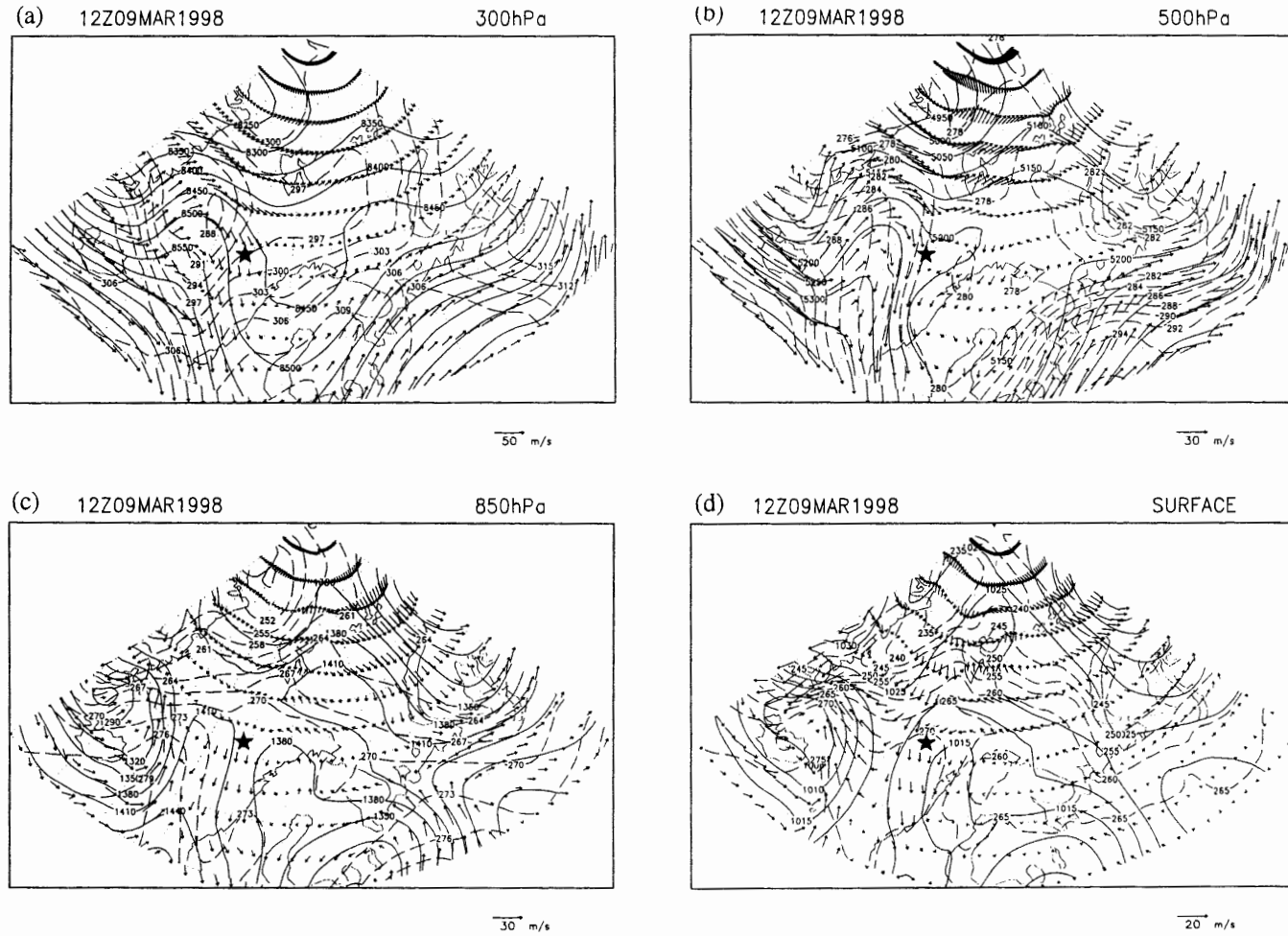


図4 3月9日12UTCのGANALによる地表、850、500、300hPa面解析。実線は気圧（気圧高度）、破線は温位、矢印は水平風を示す。ポーラーローの発生位置を图中的星印で示した。

Fig. 4. Surface, 850 hPa, 500 hPa and 300 hPa GANAL fields at 12 UTC 9 March 1998. Solid lines show pressure (geopotential height), dashed lines shows potential temperature and arrows show horizontal winds. A star in the each panel indicates the center of the polar low.

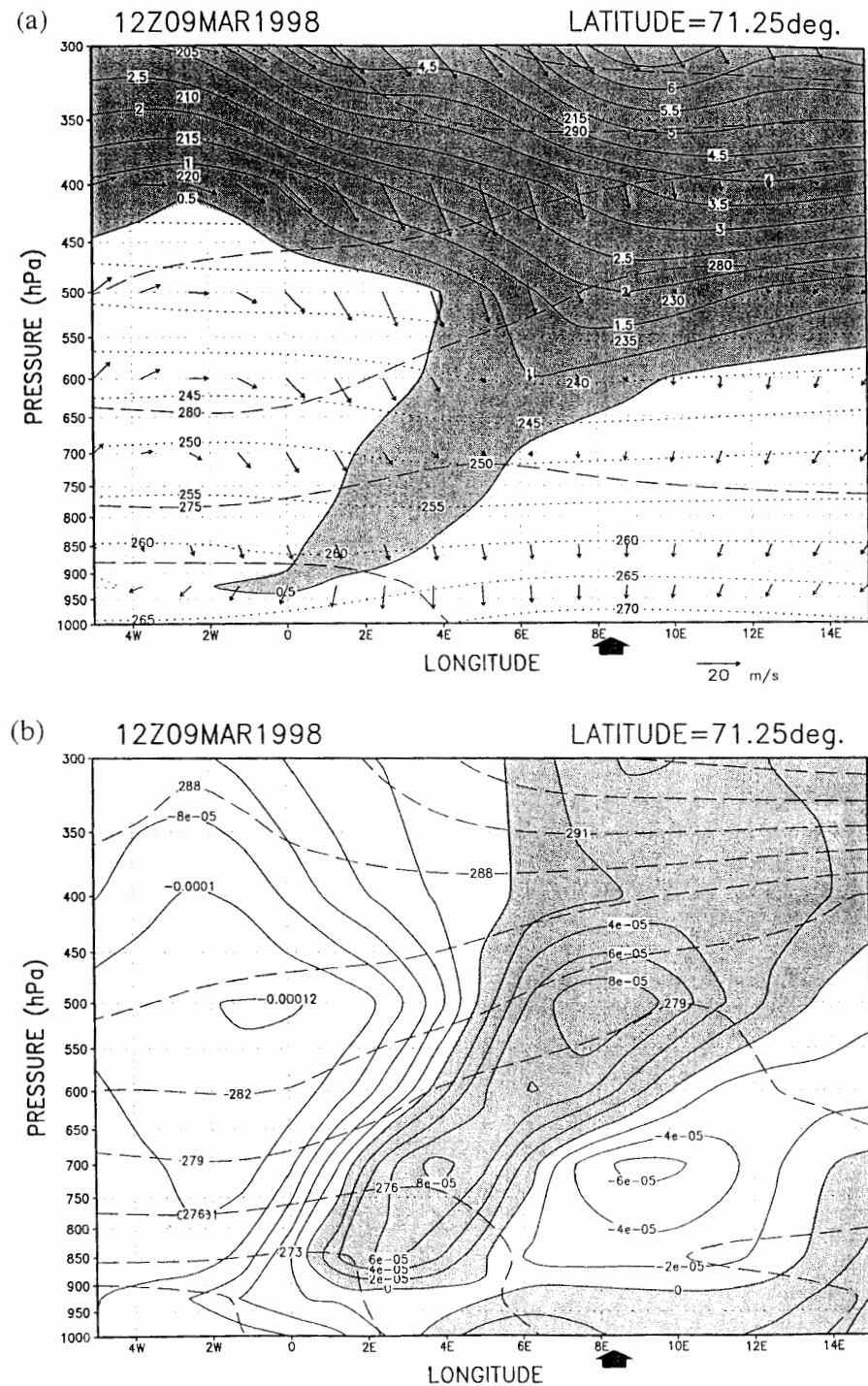


図5 ポーラーローの中心を通る $71^{\circ}15'N$ に沿った GANAL による東西断面図解析。(a) は実線で渦位 (0.5 PVU 以上をハッチで示す), 破線で温位を点線で温度を矢印で水平風を示す。(b) は実線で相対渦度を破線で相当温位を示す。

Fig. 5. Zonal cross section from GANAL along $71^{\circ}15'N$ in latitude. (a) Solid lines show potential vorticity (shaded regions indicate potential vorticity larger than 0.5 PVU), dashed lines show potential temperature, dotted lines show air temperature and arrows show horizontal winds. (b) Solid lines show relative vorticity and dashed lines show equivalent potential temperature.

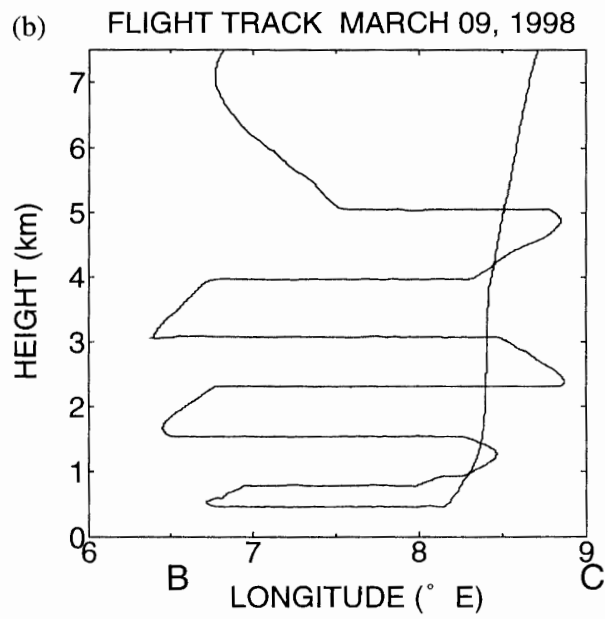
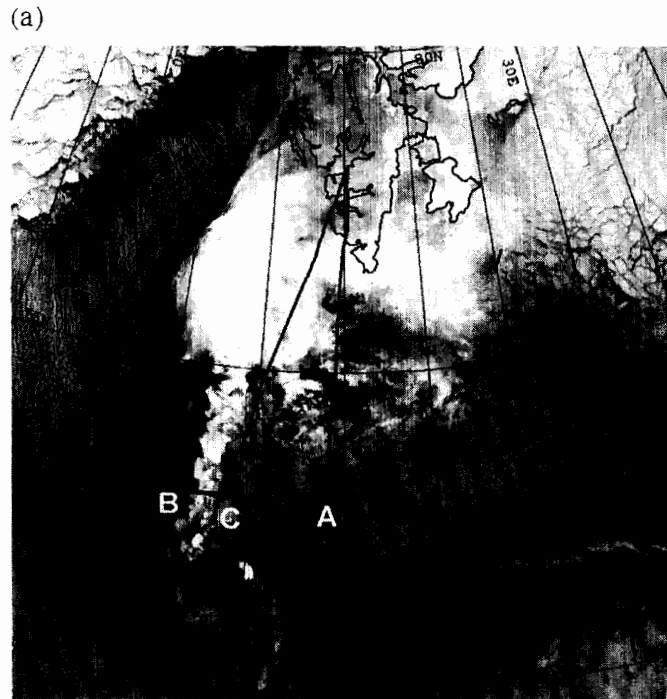


図6 航空機観測の航跡図。(a) は水平航跡図で 1118 UTC の NOAA 気象衛星赤外画像に重ねて表示してある。(b) は東西断面での鉛直航跡図。

Fig. 6. Flight track of the instrumented aircraft. (a) Horizontal track overlaid on the 1118 UTC NOAA AVHRR channel 4 image. (b) Zonal cross section for the airborne measurement.

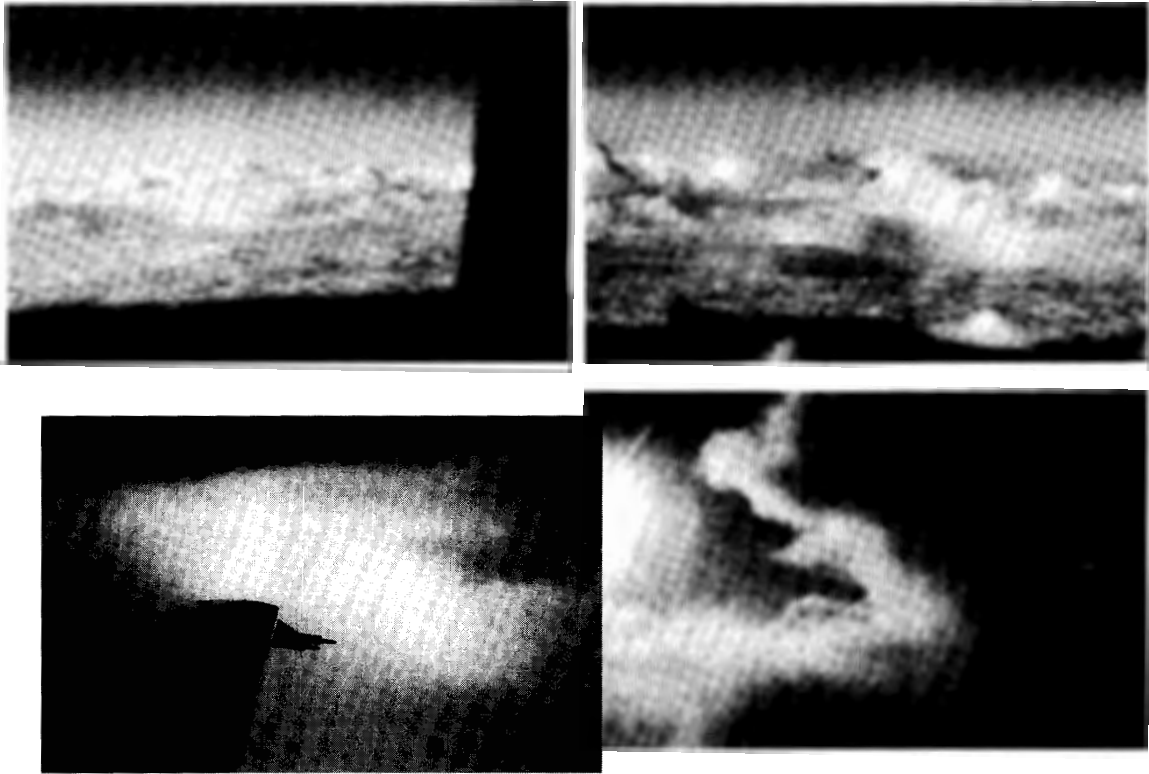


図7 高度9.2, 5 km から撮った観測した雲頂付近の雲のスナップショット

Fig. 7. Snapshots of the upper parts of the convective clouds taken from the aircraft at 9.2 km ASL (upper panels) and 5 km ASL (lower panels).

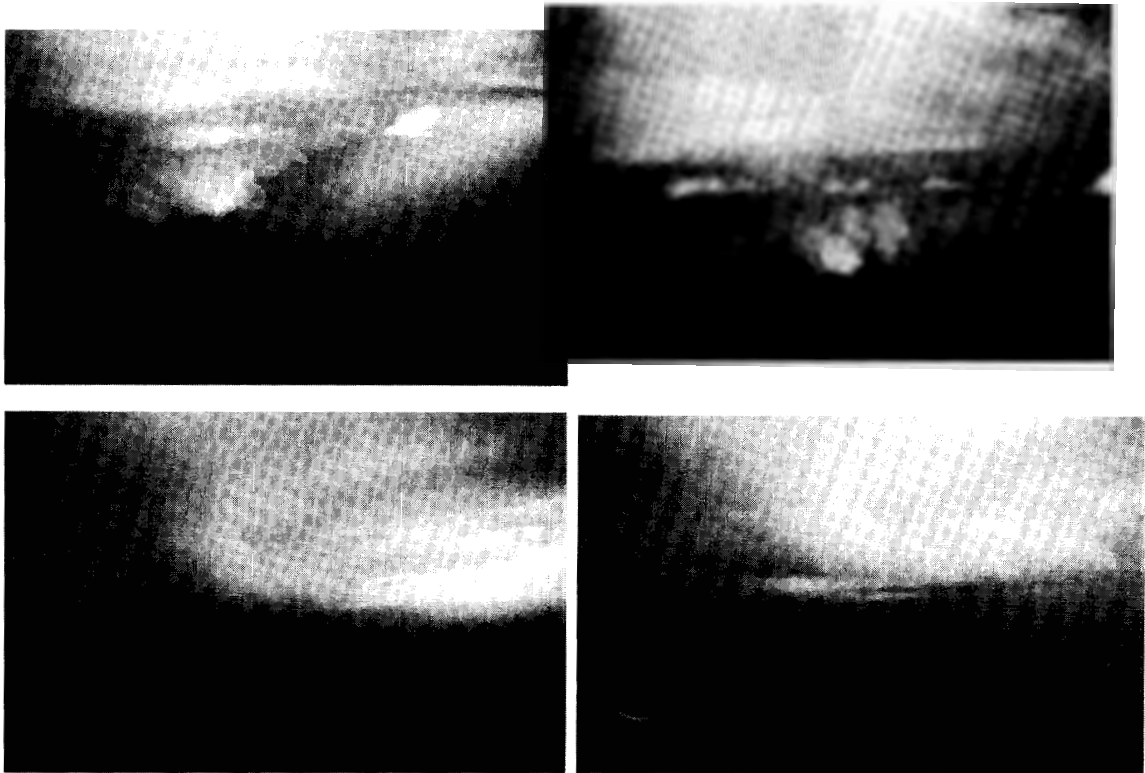


図8 下層で撮った対流雲のスナップショット

Fig. 8. Snapshots of the lower parts of the convective clouds taken from the aircraft.

図7は高度9.2, 5 km から撮った観測した対流雲のスナップショットである。観測した雲は高度約5.5 km にまでにも達する東西に並んだ対流性雲列で雲頂付近には発達したアンビルを伴っていた。図8は下層で撮ったスナップショットである。下段の2枚の写真では、はっきりとした雪足が捉えられ、上段の2枚の写真では2次的な背の低い雲も捉えられている。これら一連の写真は発達したアンビルを持った対流雲の下でガストフロントを伴うような強い降水が存在していたことを示唆している。

4.2. 力学的構造

図9に観測したポーラーローの対流雲の東西端での温位と水平風を示した。この観測データは客観解析データと定性的にはよい一致が見られる。この対流雲は高度5 km より上空では安定層に蓋をされている。高度5 km では観測した対流雲をはさんで西の方の気温が高いが、下

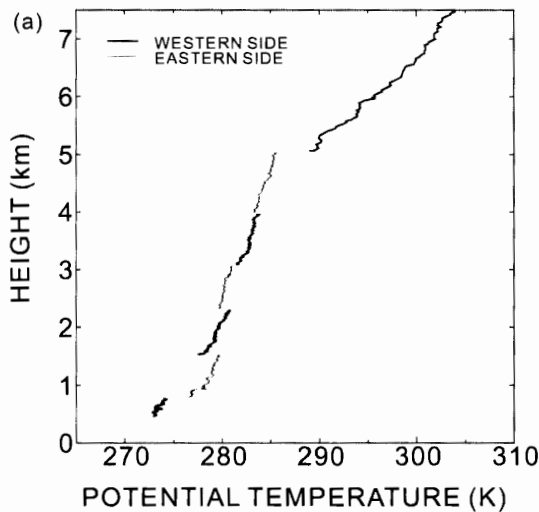
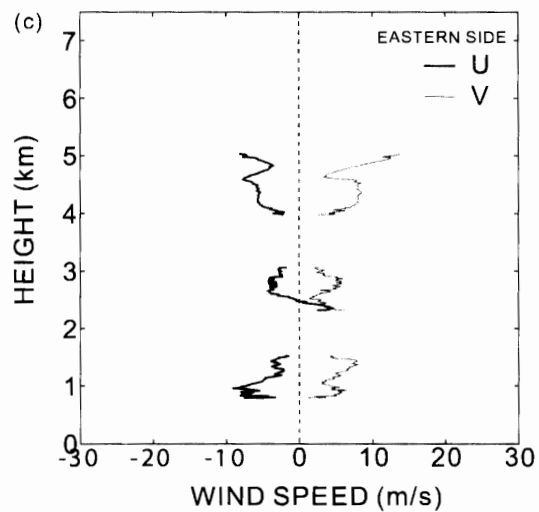
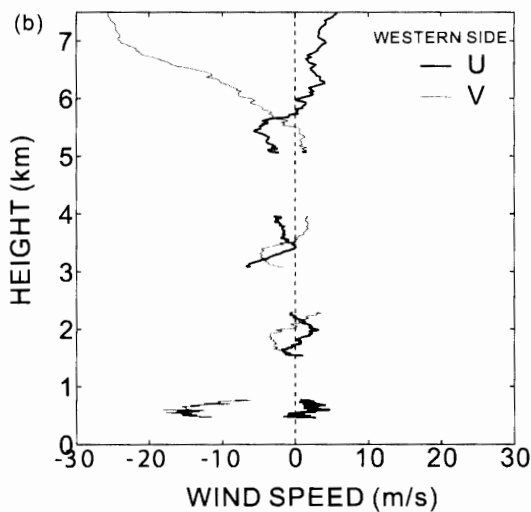


図9 温位と水平風の鉛直プロファイル (March 9, 1998). (a) 温位の鉛直プロファイル。実線は西端、細線は東端でのプロファイル。(b) 西端、(c) 東端での水平風鉛直プロファイル。実線は東西風、細線は南北風を示す。

Fig. 9. Vertical profiles of potential temperature and horizontal winds (March 9, 1998). (a) Potential temperature profiles. Solid lines show the western side of the convective cloud line and thin lines show the eastern side. (b) Horizontal wind profiles at the western side. Solid lines show zonal wind components and thin lines show meridional wind components. (c) Same as (b) but for the eastern side.



層 2 km 以下では逆に東の方の気温が高くなっている。上層の東西の気温差は上空の寒冷渦によるもので、下層の東西の気温差は最下層の混合層内の気温差を示していて、図 5 に示した客観解析データと定性的にはよく一致している。

図 10 は水平飛行中に得られた温位分布を高度別に並べたものである。FSSP-100 の粒子濃度が 10 cm^{-3} を超えた領域を雲内の領域として図中横線で示した。一般に、上昇気流中の雲内では潜熱の開放と浮力のために気温が高く、雲の周囲あるいは下降気流中の雲内では雲内粒子の蒸発のために気温が低くなっている。東西の温位を比較すると雲頂付近の高度 5 km では西の方が高いが、高度約 2 km 以下の下層大気では東の方が高くなっている。最も東西の気温差が大きい高度 0.5 km では 45 km の水平距離で 6.3°C にも達している。

図 11 に水平飛行中の水平風を示した。高度 0.5 km での最大風速は 16.3 m s^{-1} に達している。高度 5 km では 16.9 m s^{-1} の強い南東風で、高度 2 から 4 km では風向は同じであるが風速が弱くなっている。ポーラーローの中心から北の部分に航空機観測しているため、この観測された風向はポーラーローの構造から期待される風向と一致した観測結果である。一方、高度 2 km 以下の風向は対流雲をはさんで西側では北北西で、東側では南東であった。下層風の東向成分の大きさはあまり変わっていないが南向成分は高度 0.5 km と 1.5 km の約 1 km で約 15 m s^{-1} も風速が増加している。

東西気温傾度と南北風の鉛直シアが温度風の関係を満たしているかどうかを調べた。温度風の関係の南北成分は、

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = \frac{g}{f\theta} \frac{\partial \theta}{\partial x},$$

で与えられる。ここで、 v_g は南風を、 x は東方向の座標を、 z は鉛直上向き座標を、 g は重力加速度を、 f はコリオリパラメーターを、 θ は温位を表す。観測値を用いて求めた南北風の変化は高度 0.5 km と 1.5 km の 1 km 間で 18.7 m s^{-1} であることが計算された (表 2)。この値は観測された約 15 m s^{-1} の風速差とよい一致がみられ、温度風関係を観測した風のデータが満足していたことを示している。

4.3. 雲物理学的構造

図 12 に FSSP-300, FSSP-100, OAP-2D-GA2 で測定した粒子数濃度の鉛直分布を示した。これらの粒子数濃度は 10 秒間隔での平均値である。前述したように FSSP-300 プローブは凝結核のエアロゾルを、FSSP-100 プローブは雲粒を、OAP-2D-GA2 プローブは降水粒子にほぼ対応した大きさの粒子を測定している。FSSP-300 プローブから観測された凝結核となるエアロゾル粒子は水平飛行を行っている雲内で数濃度が高くなっているが、雲外では高度約 1.5 km 以下の大気境界層内だけに高い数濃度のエアロゾルが観測されている。これは荒れた海面からの多量に放出された海塩核を観測したものと考えられる。FSSP-100 プローブで観測された雲

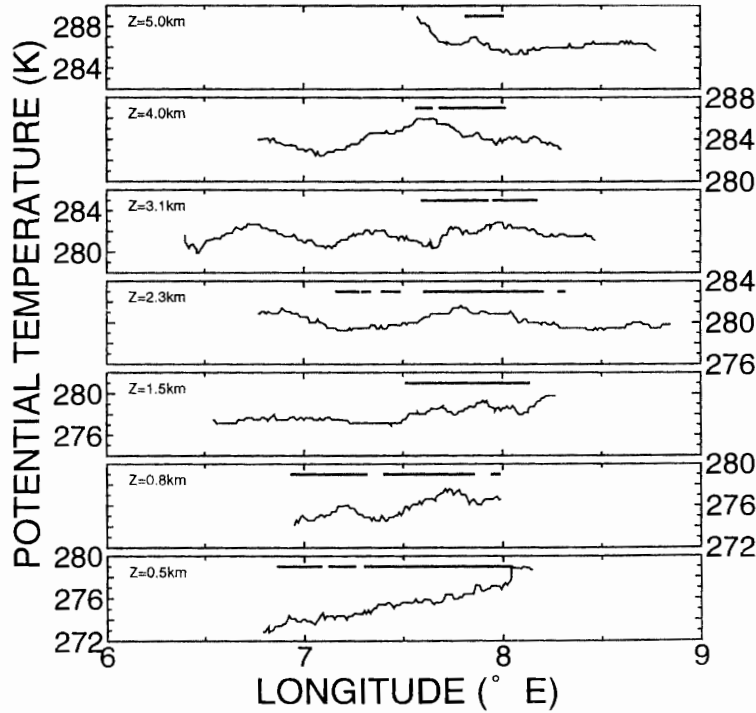


図 10 水平飛行中の高度別温位分布. 図中の水平線は FSSP-100 プローブで 10 cm^{-3} 以上の粒子分布を観測した部分を示す.

Fig. 10. Zonal distributions of the potential temperature during constant level flights. Horizontal thick solid lines in each panel indicate segments flown in cloud as determined by FSSP-100 particle concentrations larger than 10 cm^{-3} .

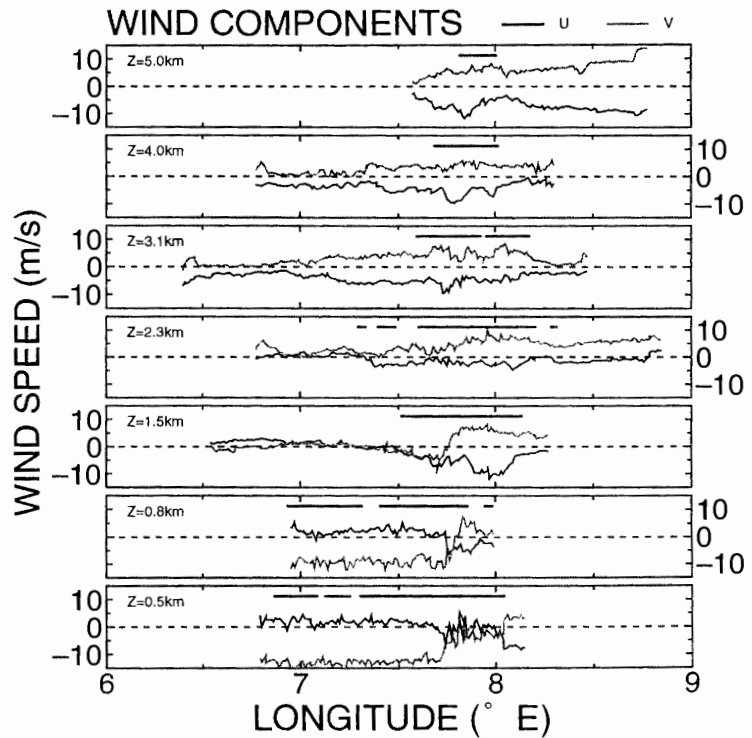


図 11 水平飛行中の高度別風速分布. 実線は東西風を, 細線は南北風を示す. 図中の水平線は図 10 と同じ.

Fig. 11. Same as Fig. 10 but for horizontal winds. Solid lines show zonal components of winds and thin lines show meridional components.

表2 航空機観測で観測された観測値から温度風の間係を調べるためのパラメーター。

Table 2. Parameters for the thermal wind relationship obtained from the airborne measurement.

$\partial v_g / \partial z = g / (f \cdot \theta) \cdot \partial \theta / \partial x$		
z	$\Delta \theta / \Delta x$ (7°E-8°E)	θ (7.5°E)
1.5 km	1.15×10^{-1} K/km	278.0 K
0.8 km	7.23×10^{-2} K/km	275.9 K
0.5 km	3.38×10^{-2} K/km	275.6 K
Average	7.37×10^{-2} K/km	276.5 K

$\Delta \theta / \Delta x = 7.37 \times 10^{-2}$ K/km
 $\theta = 276.5$ K
 $\Delta z = 1$ km
 $f = 2 \cdot \Omega \cdot \sin \varphi = 1.39 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ($\varphi = 73^\circ \text{N}$)
 $g = 9.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$

$\Delta v_g = 18.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

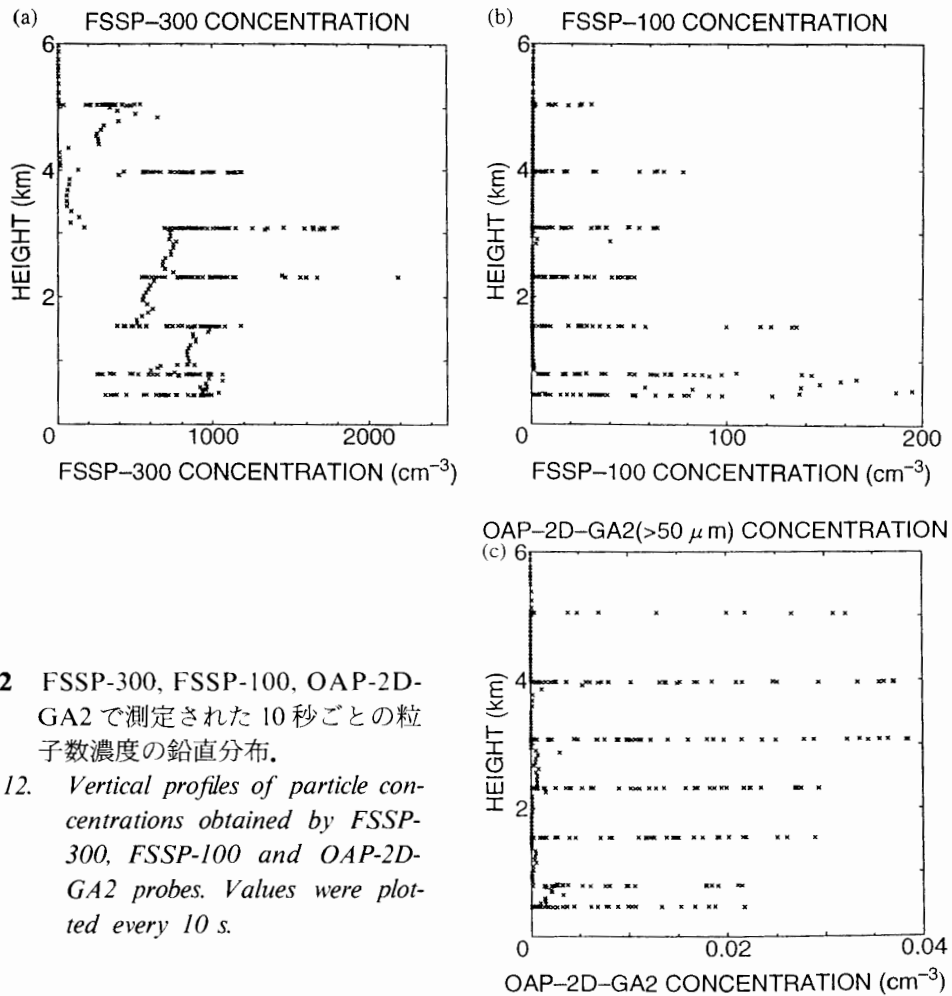


図12 FSSP-300, FSSP-100, OAP-2D-GA2で測定された10秒ごとの粒子数濃度の鉛直分布。

Fig. 12. Vertical profiles of particle concentrations obtained by FSSP-300, FSSP-100 and OAP-2D-GA2 probes. Values were plotted every 10 s.

粒も同様に数濃度が大気境界層内に集中している。OAP-2D-GA2 プローブからの降水粒子は上層で数多く見られ、高度 3-4 km で数濃度は最大になり、下層大気では数濃度が減少している。

各 PMS プローブから得られた粒子の平均直径を図 13 に示した。このデータも 10 秒ごとに平均してある。各プローブの最小検出直径は図中の破線で示してある。FSSP-300 プローブの観測結果から粒径の大きなエアロゾル粒子は高度 0.5-0.8 km 間に多く存在している。このこともエアロゾル粒子が荒れた海表面から供給された海塩粒子であることを示唆している。FSSP-100 プローブのデータは、高度 2 km 以下で雲粒の直径が小さいものから大きなものまで粒径が比較的バラついて存在しているが、上空では大きな粒子だけが卓越して観測された。OAP-2D-GA2 プローブで観測された降水粒子は高度が低くなる程直径が大きくなっている。これは降水粒子が落下中に成長して下層ほど大きくなってゆく様子が観測されたものと解釈される。

水平飛行中に観測された降水粒子の数濃度と平均直径を図 14, 15 に示した。このデータも 10 秒ごとの測定値を平均してプロットした図である。対流雲は経度 7°30'E と 8°E の間に存在

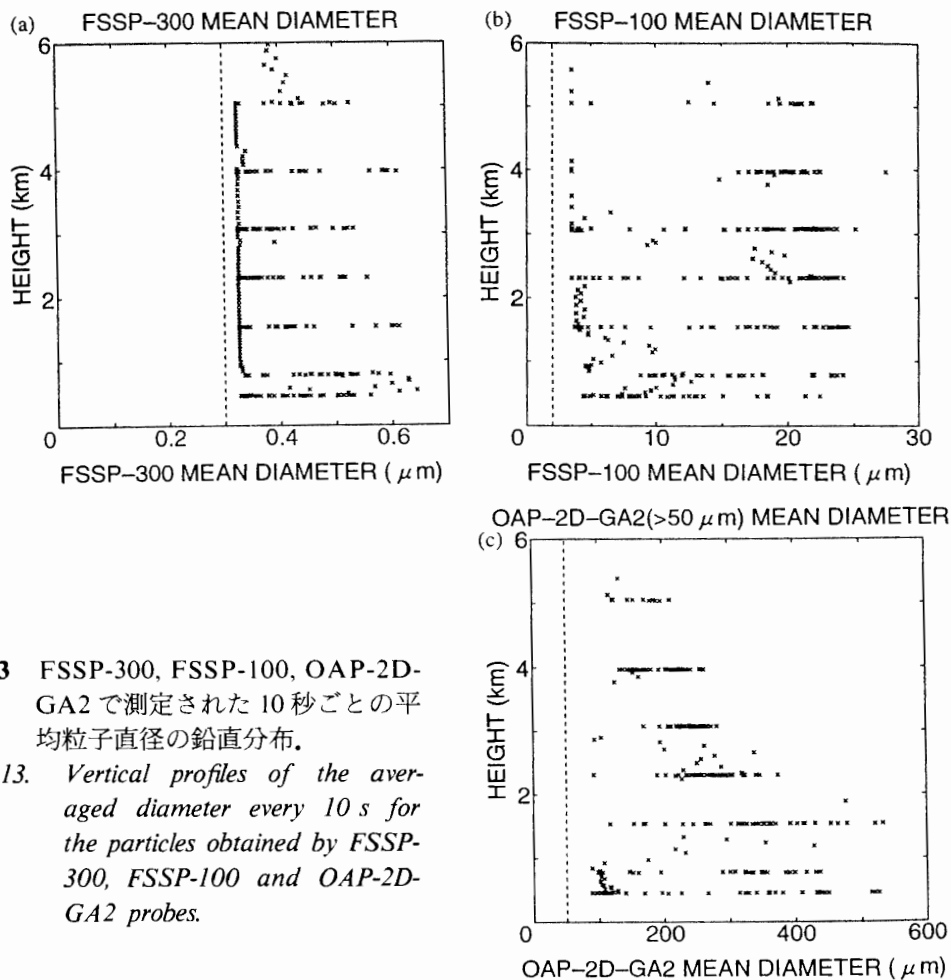


図 13 FSSP-300, FSSP-100, OAP-2D-GA2 で測定された 10 秒ごとの平均粒子直径の鉛直分布。

Fig. 13. Vertical profiles of the averaged diameter every 10 s for the particles obtained by FSSP-300, FSSP-100 and OAP-2D-GA2 probes.

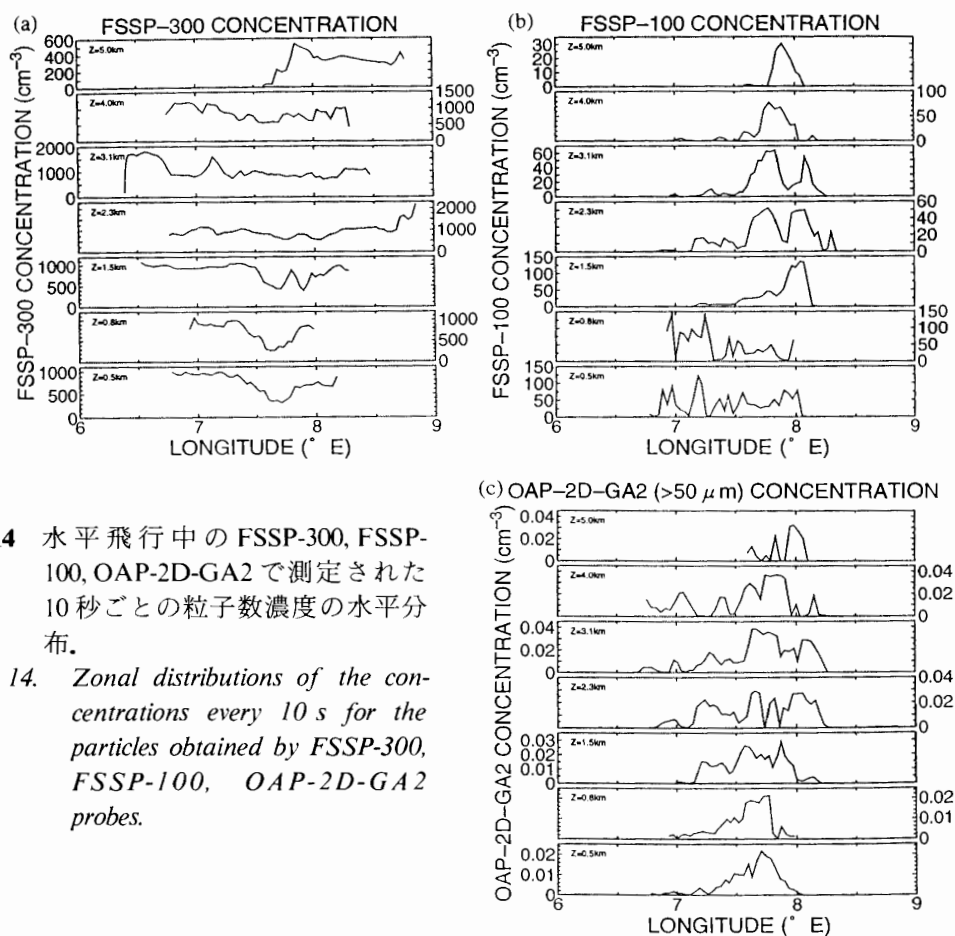


図 14 水平飛行中の FSSP-300, FSSP-100, OAP-2D-GA2 で測定された 10 秒ごとの粒子数濃度の水平分布。

Fig. 14. Zonal distributions of the concentrations every 10 s for the particles obtained by FSSP-300, FSSP-100, OAP-2D-GA2 probes.

していた。この図でも破線で最小検出直径を図中に示してある。図 14 から、強い傾圧性が観測された高度 1.5 km 以下で FSSP-300 から観測されたエアロゾル粒子の数濃度は対流雲の中心付近 (経度 7°45'E) で極小になっている。このことは観測されたエアロゾル粒子が対流雲の中心付近で雲粒に変換され強い上昇流によって上空に運ばれたために対流雲の中心付近で極小値が現れたものと考えられる。一方、上層のエアロゾル粒子の直径はばらつきが大きい。また、たくさんエアロゾル粒子が高度 3.1-4.0 km で対流雲の西側に存在している。西側は対流雲の風下側に対応している。FSSP-100 プロブから観測された雲粒は下層では数濃度のばらつきが大きい、上層では対流雲の中心に数多く存在している。上層では対流雲の西側の風下側で数濃度は小さいが、直径の大きな雲粒が観測されている。OAP-2D-GA2 によって観測された降水粒子は対流雲の中心付近に数濃度が集中している。高度約 2.3 km より上空では空間的に一様に分布しているが、下層では数濃度が高い部分は雲の中心に集中している。このことは降水粒子が上空で氷晶化され、強い上昇流によって上空に運ばれ空間的に広くほぼ一様に分配している一方、下層では強い上昇流に打ち勝って落下しなければ到達しないので、大きな粒子だけが下層大気で観測されたことを示している。

このことは図 15 の平均直径の観測値からも垣間見ることが出来る。FSSP-300 プロブから

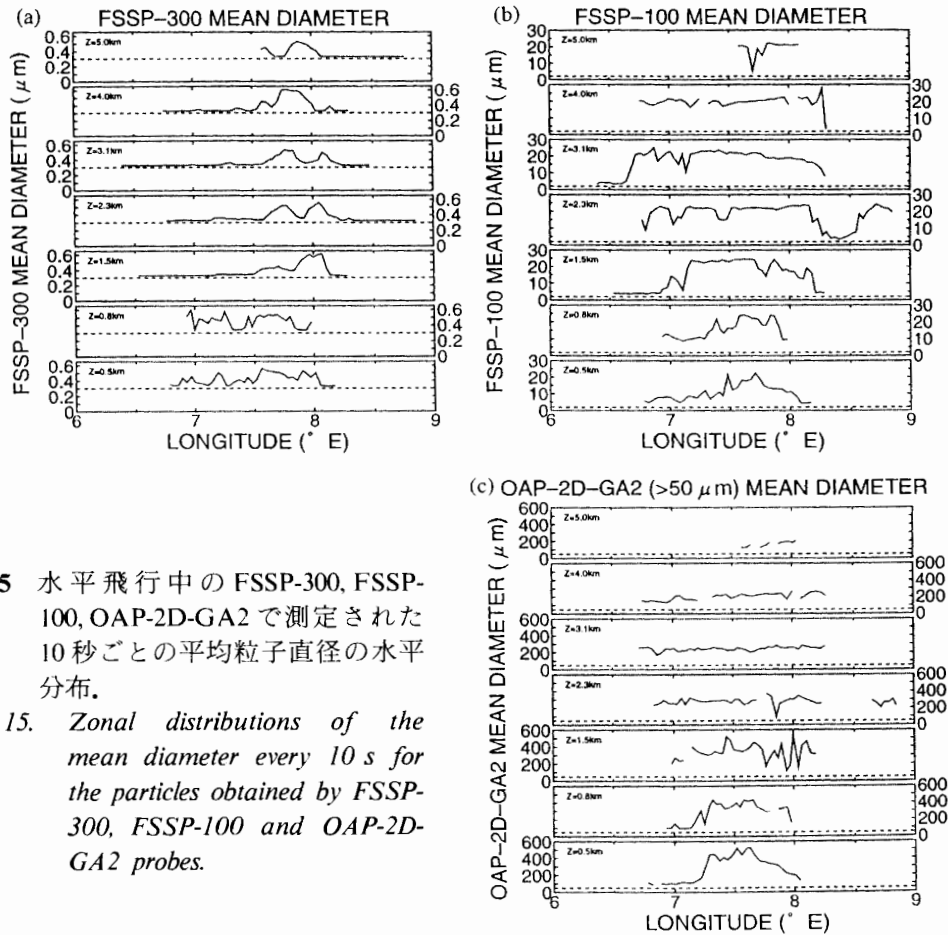


図 15 水平飛行中の FSSP-300, FSSP-100, OAP-2D-GA2 で測定された 10 秒ごとの平均粒子直径の水平分布。

Fig. 15. Zonal distributions of the mean diameter every 10 s for the particles obtained by FSSP-300, FSSP-100 and OAP-2D-GA2 probes.

エアロゾル粒子の平均直径は下層で大きくなっている。一方、上層では対流雲の中心付近で大きなエアロゾル粒子が観測されている。FSSP-100 プローブからの下層での雲粒は強い上昇流が存在している対流雲の中心付近で大きな粒子が観測されている。一方、上空では大きな雲粒だけが観測されていて、空間的に一様に広く分布している。このことは、雲粒は下層の混合層大気中で形成された強い上昇流によって上空に運ばれ上空で広がっていることを示唆している。OAP-2D-GA2 で観測された降水粒子、すなわち、小さな降水粒子は雲頂付近に存在していて、降水粒子の平均直径は高度が低くなると大きくなっている。これは、降水粒子が下層大気で過冷却微水滴の補足によって急激に成長していたことを示している。最下層では上昇気流がもっとも強いと考えられる対流雲の中心に大きな降水粒子が存在していた。

上空の対流雲の西側で雲粒の数濃度が少なく大きな雲粒が存在している。これは、小さい雲粒は蒸発によって早く消滅して凝結核となる。大きな雲粒は蒸発しきれないでそのまま残る。この領域の気温も少し低くなっていて、FSSP-300 からのエアロゾル数濃度の増加とも一致している。

5. ま と め

ノルウェー海海上のポーラーローの総観規模的発生原因やメソスケールの構造, 雲物理学的特徴を調べるために航空機観測を行った。衛星観測データからメソ α スケール低気圧のフロント部分で発生し, はっきりとした「目」と対流雲列を持つ構造をしていた。客観解析データからポーラーローは上層の寒冷渦の北西端で上層からの正の渦位偏差と下層の傾圧帯の相互作用によって生じていた。このポーラーローの「目」から南北に延びた対流雲列を航空機観測した。対流雲は高度約 5.5 km までに達し, よく発達したアンビルを伴っていた。雲内は非断熱過程によって温度のばらつきが大きかったが, 高度約 2 km 以下では東西温度傾度が大きく, 最下層では強い北向きのジェットも観測された。このジェットと温度傾度は温度風の関係を満たしていた。航空機による「その場」観測によると荒れた海表面からたくさんの海塩粒子が放出され, 雲核として働く。雲粒は下層の混合層内で作られ, 強い上昇気流に乗って上空に運ばれる。雲粒は気温が 0°C 以下であるので過冷却微水滴である。上空に運ばれた雲粒は氷晶化し氷粒子となって降水粒子を形成する。降水粒子は成長し続けるが上昇気流中では落下することは出来ない。強い上昇気流中には大量の雲粒, すなわち, 過冷却微水滴が存在しこれを補足することによって急激に成長し, 上昇気流に打ち勝って落下する。したがって, 上昇気流中の最下層では大きな降水粒子しか観測されない。航空機からは強い降水がガストフロントを作っている様子も観察された。

文 献

Shapiro, M.A. and Keyser, D. (1990): Fronts, jet streams and the tropopause. *Extratropical Cyclones*, ed. by C. Newton and E.O. Holopainen. Boston, Am. Meteorol. Soc., 167-191.

(2001年4月10日受付; 2002年1月10日受理)