

## 南極内陸域の冬季の昇温現象と対流圏の総観規模循環

平沢尚彦<sup>1,2\*</sup>Winter warming-event observed at Dome Fuji Station and  
synoptic-scale circulation in the AntarcticNaohiko Hirasawa<sup>1,2\*</sup>

(2010年3月8日受付; 2010年4月22日受理)

**Abstract:** The atmosphere over the Antarctic interior is usually separated from the outside by circumpolar tight potential vorticity gradients, where surface transient eddies are embedded, at the Dome Fuji Station (77°S, 40°E) on the topographical ridge of the East Antarctic ice sheet, an intensive meteorological observation campaign was carried out in 1997. The daily surface air temperature at Dome Fuji Station in the winter was generally around  $-70^{\circ}\text{C}$ , influenced by a ground-based temperature inversion as well as lower temperature in the polar vortex. On the other hand, the air temperature varied with larger amplitude in winter than in summer. The most prominent fluctuation, which was warming to about  $-30^{\circ}\text{C}$  from  $-70^{\circ}\text{C}$  (approximately a  $40^{\circ}\text{C}$ -warming for only 2 days), occurred in the second half of June (Hirasawa *et al.*, 2000). The warming was accompanied with increments in surface pressure, surface wind speed, and cloud amount. They were induced by warm, moist air advection from outside of the continent, associated with a blocking ridge which was the leading edge of a quasi-stationary Rossby wave. The present research found 18 warming-events in the 1997 winter from April to October, including the one in June above. Most the warming-events were accompanied by increased surface pressure, surface wind speed, and cloud amount, and were associated with synoptic-scale anticyclonic circulations, respectively.

**要旨:** 冬季の南極大陸の対流圏には成層圏から続く低温な極渦が形成される。総観規模の移動性擾乱の活動は強い傾圧性をもつ南極海上の極渦縁辺部で最も盛んで、南極内陸域に強い影響を及ぼすことは少ない。1997年に

<sup>1</sup> 情報・システム研究機構国立極地研究所, National Institute of Polar Research, Research Organization of Information and Systems, Midori-cho 10-3, Tachikawa, Tokyo 190-8518.

<sup>2</sup> 総合研究大学院大学複合科学研究科極域科学専攻, Department of Polar Science, School of Multidisciplinary Sciences, The Graduate University for Advanced Studies (SOKENDAI), Midori-cho 10-3, Tachikawa, Tokyo 190-8518.

\* E-mail: hira.n@nipr.ac.jp

ドームふじ基地 (77°S, 40°E) で行われた気象の強化観測では、極渦の低温に加え、その標高の高さと強い気温逆転層の影響も反映して、 $-70^{\circ}\text{C}$  以下の地上気温が観測されることが珍しくなかった。その中で冬季には、地上気温の変動が夏季に比べて大きくなった。6月には2日間で $40^{\circ}\text{C}$ にも及ぶ昇温現象があった (Hirasawa *et al.*, 2000)。この最も顕著だった昇温現象は、地上気圧上昇、地上風速増加、雲量増加を伴っていて、それらはブロッキングリッジに関連した総観規模大気循環に伴って暖湿大気がドームふじ基地上空へ移流したことにより引き起こされていた。このブロッキングリッジの形成にはロスビー波のエネルギー伝播が関係した。次に、1997年の冬季間 (4-10月) について、ドームふじ基地の地上気温の時間変化から昇温現象を客観的に定義し、そこで抽出された17事例の特徴を調べた。多くの事例は地上気圧上昇、雲量増加を伴い、リッジ等の高気圧性大気循環の影響を受けていた。また、ブロッキングリッジに伴う6月の昇温現象が他の16事例に比べて、昇温の規模において突出していたことが示された。

### 1. はじめに

東南極氷床の高地では、ロシアのポストーク基地 (図1) が長く通年観測を継続してきたが、それ以外の長期データはない。日本は南極深層氷床コアによる気候変動の研究を目指して東南極氷床の稜線上にドームふじ観測拠点 (77°S, 40°E; 現在はドームふじ基地と改称) を開設し、1995-1997年の3年間の越冬を果たした (Hondoh *et al.*, 1999; Watanabe *et al.*, 1999)。東南極の東側のポストーク基地に対して、ドームふじ基地はその西側の拠点として貴重な比較データを提供する。1997年にはドームふじ基地で、気象ゾンデ観測 (Hirasawa *et al.*, 1999)、エアロゾルゾンデ観測 (林, 2001)、オゾンゾンデ観測、ライダー観測 (Hayashi *et al.*, 2004)、放射計観測 (平沢・藤田, 2008) などを含む、気象強化観測 (Yamanouchi *et al.*, 1999) が行われた。

冬季の南極大陸の対流圏には、成層圏から続く極渦が形成される。ドームふじ基地で行

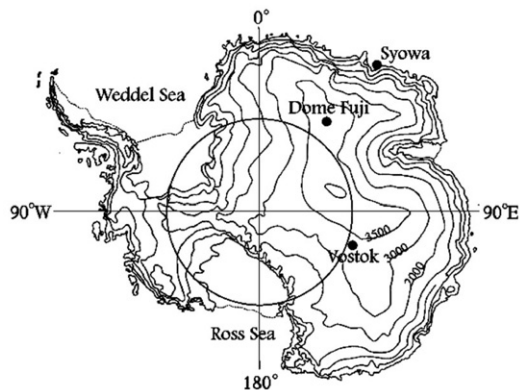


図1 南極氷床の標高分布と、昭和基地、ドームふじ基地、ポストーク基地の位置。

Fig. 1. The distribution of elevation of the Antarctic surface and the geographical location of Syowa Station, Dome Fuji Station, and Vostok Station.

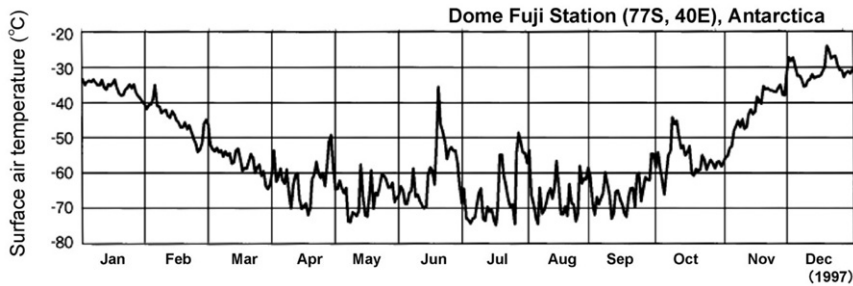


図2 ドームふじ基地の1997年の日平均地上気温の時系列

Fig. 2. Time series of daily surface air temperature at Dome Fuji Station in 1997.

われた気象観測の結果では、極渦の低温に加え、その標高の高さと強い気温逆転層の影響も反映して、地上気温が $-80^{\circ}\text{C}$ 近くになることもあった。図2に、ドームふじ基地の1997年の日平均地上気温の時系列を示す。ドームふじ基地の極夜期間は4月24日～8月15日である。夏季は $-30^{\circ}\text{C}$ 前後で、冬季には $-70^{\circ}\text{C}$ 前後を示すことが多い。冬季には気温の日々の変動が比較的大きくなるが(平沢, 2000), その中で数日の時間スケールをもつ昇温現象が目立つ。 $10^{\circ}\text{C}$ 以上の昇温も少なくない。最も顕著な昇温現象は、6月後半に起こった約 $40^{\circ}\text{C}$ の昇温である。Hirasawa *et al.* (2000) は、この昇温現象がロスビー波の伝播を伴ったブロッキング現象に関連していたことを明らかにした。本論文の前半は彼らの結果を引用して、南極内陸への暖かく湿った大気の流れを引き起こすメカニズムを示す。

南極氷床を涵養する降水として、氷床上空を覆う低温な大気中で生成される氷晶の落下(ダイヤモンドダスト)が注目されてきた(King and Turner, 1997)。ダイヤモンドダストはドームふじ基地では冬季間にほぼ毎日観測されたが、一般的に、このプロセスの稼働時間の長さが、主な氷床涵養の一つとして注目される理由である。低温な南極内陸大気中へ熱や水を運び込む大気システムとして、様々な時間スケールの移動性擾乱の重要性がこれまでの研究で議論されてきた(Nakamura and Oort, 1988; Giovinetto *et al.*, 1992, 1997; Cullather *et al.*, 1988, etc.)。しかし、数日の時間スケールをもつ総観規模大気擾乱が、直接的に南極内陸域の昇温と降水をもたらすことについて、最近になって盛んに指摘され始めている(Massom *et al.*, 2004; Fujita and Abe, 2006; Schlosser *et al.*, 2008)。これらの事例は、ダイヤモンドダストに比べ、短期間で多量の降水をもたらす。ダイヤモンドダストと総観規模大気循環による降水とがそれぞれどのような比率で涵養量を担っているのか、今後の興味として現れてきた。図2で見た昇温現象はその時間スケールから、ブロッキング現象を含めた総観規模大気循環の変動に伴った、暖湿大気の内陸域への流入に関連すると考えられる。そこで、本論文の後半では、ドームふじ基地の地上気温の時系列から昇温現象を客観的に抽出し、昇温現象と総観規模大気循環の関連、及びドームふじ基地の他の気象要素との関係について調べることを目的とする。

Parish and Bromwich (1987) が南極大陸スケールのカタバ風を数値モデルで再現してから 20 年あまりが経ち、最近の数値モデルの発展により、ポーラローなどのメソスケールの現象や、南極氷床上の降水や気温逆転層の再現などの試行的研究も行われている (Guo and Bromwich, 2003; Bromwich and Guo, 2004; Powers, 2007 など)。数値モデルを使った南極域の研究は今後ますます発展し、総観規模大気循環に関連した熱・水収支や、南極氷床上の降水に関する議論に利用されるであろう。こうした数値モデルを使った研究を進めるためには、モデル結果の検証を行うための観測的研究を積み上げていくことが不可欠である。また、人工衛星データの検証にとっても観測的研究がますます必要となっている。特に、南極内陸域の雲・降水について、その生成メカニズム、質量、光学的厚さについては、今後の観測を必要としている。

## 2. ブロッキングリッジの形成とドームふじ基地の気象変化

### 2.1. ドームふじ基地の地上気象の急変と暖湿大気の移流

1997 年の冬季のドームふじ基地の最も顕著な昇温現象であった、6 月後半に起こった事例を Hirasawa *et al.* (2000) に基づき説明する。ドームふじ基地の気象要素の詳細な時間変化を図 3 に示す。地上気温は 16 日の約  $-70^{\circ}\text{C}$  から 2 日後の 18 日には  $-30^{\circ}\text{C}$  を超えた。17 日には 1 日足らずで約  $40^{\circ}\text{C}$  の大きな昇温となった。昇温期間には約  $15\text{ m/s}$  の風速が 17 日後半と 18 日後半の 2 期間に観測された。この間にドームふじ基地の 1997 年の年間最大風速が記録された。雲量は 17 日に気温上昇とともに増加し、間もなく厚い雲が全天を覆った。18 日後半に気温の極大が観測された後、引き続き全天を覆った雲の厚さは星の光が見えるほどに薄くなった。気圧は 16 日に  $590\text{ hPa}$  から徐々に上昇し始め、19 日には  $625\text{ hPa}$  を越えてこのイベントの極大値となった。

図 4 はブロッキング発現前後の  $500\text{ hPa}$  高度の分布図である。6 月 16 日に  $45^{\circ}\text{E}$  付近に弱いリッジ (矢印) が見られ、18 日にはそのリッジが急激に発達しブロッキングリッジとなった。20 日にはブロッキングリッジの極側の部分が切離し、南極氷床上に孤立した高気圧が現れた。一連の現象は、極渦が南極氷床の大部分を覆っていた 16 日からわずか 5 日足らずで起こった。図 3 に見られるドームふじ基地の地上気圧上昇は、上記のブロッキングリッジの発達と関連している。すなわち、16 日には地上気圧が冬季の平均的な値の  $590\text{ hPa}$  前後であり、基地の位置は極渦の内部にある。17-18 日の気圧上昇は、ブロッキングリッジの西側の気圧の水平傾度の大きな領域がドームふじ基地域を通過したことを反映する。この気圧の水平傾度の大きな領域は、同時に地衡風が最も強い領域でもあり、地上風速の極大はそれを反映する。その流れに伴って、暖かく湿った大気が盛んに運び込まれ、気温の急上昇と雲・降水形成をもたらした。そして 19 日には、ブロッキングリッジの先端から切離した高気圧の中心付近に覆われて、地上気圧の上昇は止まり、強風や暖湿大気の活発な

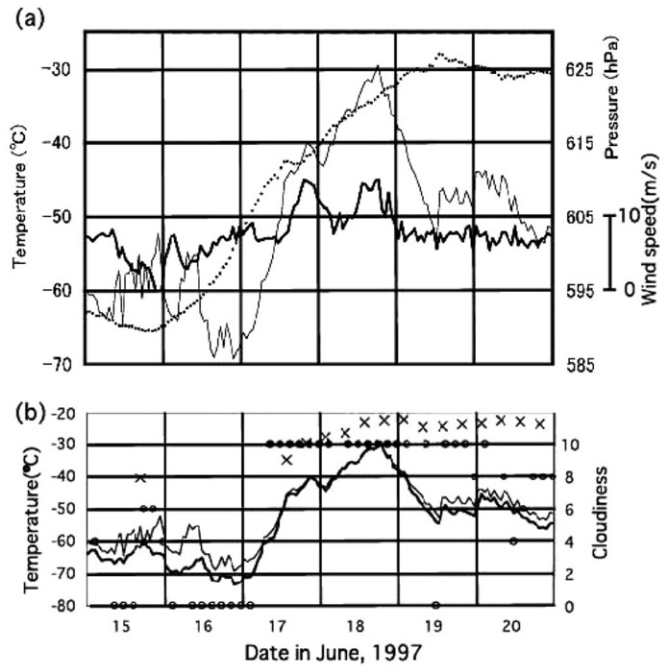


図3 ドームふじ基地の地上気象観測データ及び高層ゾンデ観測データの時系列。上パネルには地上気温（細い実線），地上気圧（点線），地上風速（太い実線），下パネルには地上における上向き・下向き長波放射の輝度温度（細い実線・太い実線），目視雲量（○；ただし，●は厚い雲），高層ゾンデによる接地気温逆転層のトップの気温（×）をそれぞれ示す。（Hirasawa *et al.* (2000) より）

Fig. 3. (a) Time series of surface pressure (dotted line), SAT (thin solid line) and wind speed (thick solid line) observed at the Dome Fuji Station during the blocking event (June 15–20, 1997). (b) As in (a) but for cloud amount based on 3-hourly observations (open circles; closed circles for overcast by thick clouds), for snow surface temperature (thick solid line) based upon near-surface measurements of the upward longwave radiation, and for temperature at the top of the surface inversion layer (crosses) based on sonde observations. Time series of SAT is reproduced for reference (thin solid line). (After Hirasawa *et al.*, 2000).

移流は終わった。Hatsushika and Yamazaki (2000) は、一連の時間変化に伴った熱収支解析を行っている。

ところで、厚い雲が基地上空を覆っている頃（17日後半～18日），上向き長波放射（輝度温度）と下向き長波放射の差がほとんどないことは、地上における放射冷却が効いていないことを示している。また、地上付近では強風に伴う鉛直の乱流混合が活発であったと考えられる。しかし、それでも気温逆転層は消失しなかった。逆転強度（地上気温と逆転層トップの気温との差）は最も弱い時で  $10^{\circ}\text{C}$  程度であった（極夜期の平均は約  $21^{\circ}\text{C}$ ）。



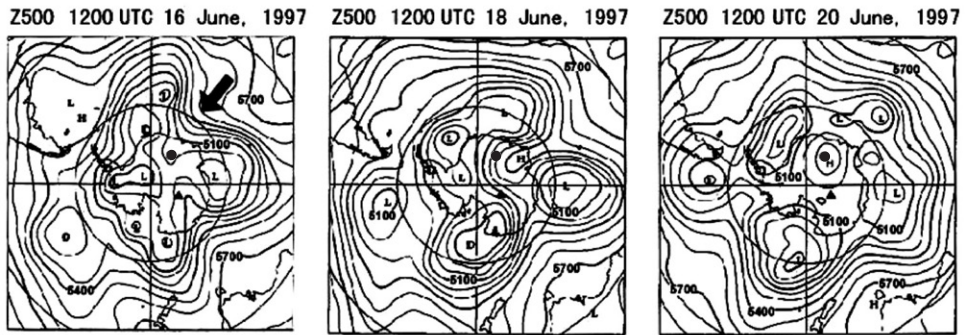


図4 1997年6月16日, 18日, 20日の南極域の500 hPa高度場の分布. ドームふじ基地の位置を黒丸で示す, ブロッキングリッジの位置を矢印で示す. (Hirasawa *et al.* (2000) より)

Fig. 4. Maps of unfiltered 500 hPa geopotential height (every 100 m) for 1500 LT (1200 UTC) on the (a) 16th, (b) 18th and (c) 20th of June 1997, based on the Japan Meteorological Agency operational analyses. Contour interval is 100 m. Locations of the Dome Fuji and Vostok Stations are indicated with a closed circle and triangle, respectively. In (a), the incipient blocking ridge is indicated by an arrow. (After Hirasawa *et al.*, 2000)

## 2.2. 準定常ロスビー波の伝播

ブロッキング発現機構として, 準定常ロスビー波のエネルギー伝播と移動性擾乱からのエネルギー転換が主に議論される (Nakamura *et al.*, 1987; Nakamura and Wallace, 1993 など). ここでは, 準定常ロスビー波のエネルギー伝播について調べた.

図5に, Takaya and Nakamura (2001) が導出した波の活動度フラックス (Wave Activity Flux: WAF) に基づいて, 300 hPaの高度の偏差とWAFの分布を示す. 6月17日には南極大陸をとりまいて30°W付近から90°E付近まで高度偏差の波列が見られ, それに沿ってWAFは西から東に向いている. また, 19日の高度偏差場には南アフリカの西に正偏差, 南アフリカ南方に負偏差, 南極氷床上に正偏差の波列があって, それに沿って極向きのWAFが顕著である. ドームふじ基地上空に形成されたブロッキングリッジは, この波列の正偏差に対応し, その形成にロスビー波のエネルギー伝播が関与したことが示唆される.

6月後半にドームふじ基地の地上気温の急上昇, 雲形成, 強風をもたらした事例解析をもとに, ロスビー波伝播とブロッキングリッジの発達に伴う南極内陸への熱・水輸送について, 図6に模式図をまとめた. 内陸域において昇温, 雲形成, 強風が最も顕著になるのは, 暖湿大気が移流するブロッキングリッジの上流側 (西側) の地衝風が形成されている領域である.

南極域におけるブロッキングでは, PSA (Pacific South American) パターンと呼ばれる, 南太平洋から西南極, 南アメリカ大陸へと続く波列が唯一知られている. このパターンは, 実際に主成分分析などで比較的大きな寄与率をもつ (Renwick and Revell, 1999). また,

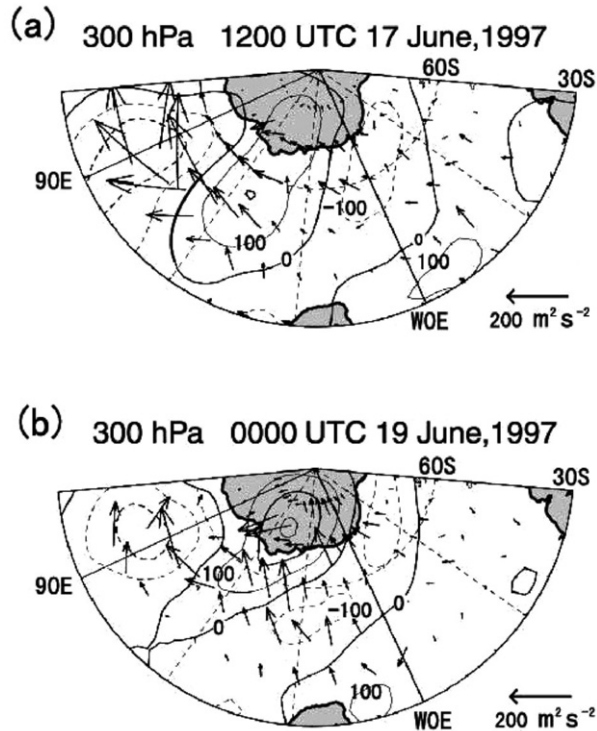


図5 1997年6月17日1200 UTと19日0000 UTの300 hPa高度の偏差(等値線)と波の活動度フラックス(矢印), 偏差は5日移動平均から31日移動平均を引いた。(Hirasawa *et al.* (2000) より)

Fig. 5. Wave activity flux (arrow) at the 300 hPa level on (a) June 17, 1500 LT (1200 UTC) and (b) June 19, 0300 LT (0000 UTC) in 1997, based on the formula proposed by Takaya and Nakamura (1997). The 31-day averaged field is regarded as the basic field and the deviations of the 5-day averaged field from the 31-day averaged as the wave field. The wave field of the 300-hPa height have been multiplied by  $\sin(45^\circ S)/\sin(\text{latitude})$  to mimic the corresponding streamfunction-like field (contour interval: 100 m; dashed for negative values). (After Hirasawa *et al.*, 2000)

PSAパターンはENSO(エルニーニョ-南方振動)現象との関連でも議論されている(Renwick, 1998など)。しかし, この大気循環の変動は主に西南極域の現象であり, 東南極域への直接的な影響は小さい。

一方, Berbery *et al.* (1992) が示した1980-1985年の冬期(5月1日~10月2日)の平均場では(図7), 南半球冬期には大西洋の中・高緯度域で亜熱帯ジェットと極ジェットが近づき, 絶対渦度の南北傾度が正の, したがってロスビー波の子午面伝播が可能な領域が中緯度から南極大陸縁辺域まで作り出されている。子午面方向の広がりとしては最も広い領域の一つである。Hirasawa *et al.* (2000) が見いだした1997年6月のロスビー波の子午面伝播はまさにその領域で発現しており, 実際, その時の絶対渦度の南北傾度の特徴も共

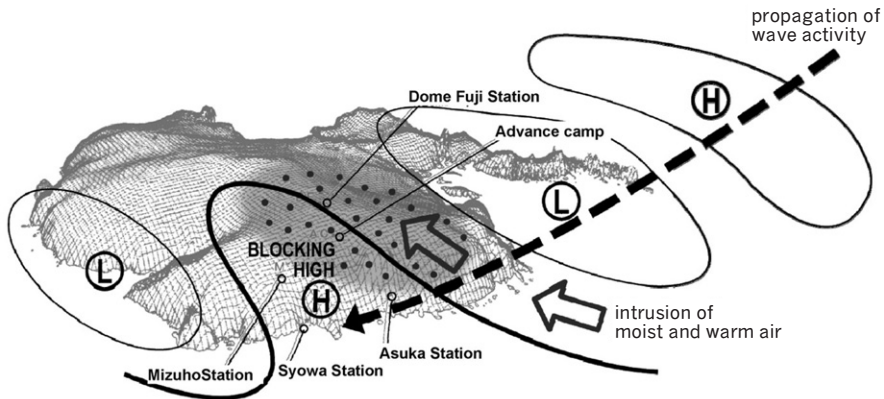


図6 1997年6月の事例解析に基づく、ロスビー波伝播とブロッキングリッジの発達に伴う南極内陸への熱・水輸送の模式図。(Hirasawa et al. (2000) より)

Fig. 6. Schematic diagram of blocking over East Antarctica that developed at the leading edge of a stationary Rossby wave train, and associated poleward transport of heat and moisture. (After Hirasawa et al., 2000).

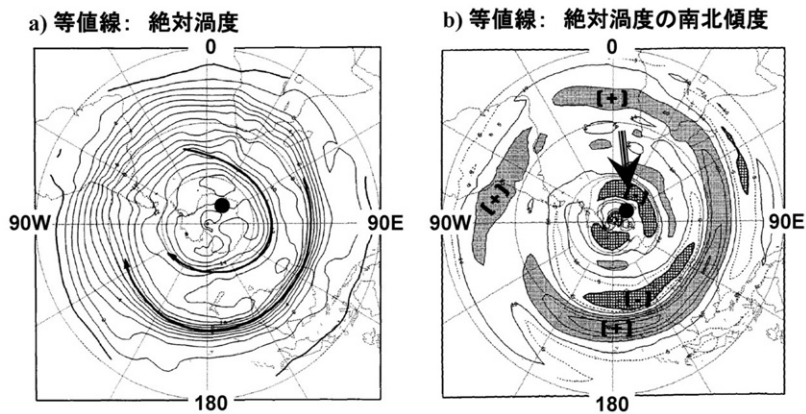


図7 200 hPaの a) 絶対渦度と b) 絶対渦度の南北傾度について、1980-1985年の6年間の冬期(5月1日~10月2日)の平均。a)で矢印は西風ジェット的位置を示す。b)で[+]は正の絶対渦度の絶対値の大きな領域。[-]は負の絶対渦度の絶対値の大きな領域をそれぞれ示す。(Berbery et al. (1992) に加筆。)

Fig. 7. a) Absolute vorticity at 200 hPa on average in winter (May–October) from 1980 to 85, and b) meridional gradient of the absolute vorticity (adapted from Berbery et al. (1992)). Red circles indicate the location of Dome Fuji Station and a red arrow is plotted on the area where the Rossby wave propagated in the 1997 June event.

通した(図8)。

大西洋東部高緯度域からアフリカ大陸南方におけるロスビー波の形成は、これまで行われてきた主成分分析の結果としては見いだされていないし、議論もされていない。1997年





図8 1997年6月19日を中心とした31日平均の300hPaの絶対渦度の南北傾度の分布。負の領域を灰色で塗る。ドームふじ基地の位置を白丸で示す。

Fig. 8. Meridional gradient of the absolute vorticity at 300 hPa on 31-day average centered at 19 June 1997. Areas with negative values are painted gray. A white circle appears at the location of Dome Fuji Station.

6月に発現したロスビー波伝播とそれに関連したブロッキングは稀な事例であったのか、あるいは、同様の現象が他の季節や他の年にもあるとすれば、地理的に固定されていないなどの、これまでの統計的な研究で見つけ難い特徴をもっている可能性もあり、興味深い。PSAに比べてより高緯度にまで及ぶので、より小さな波数が選択的に伝播すると考えられ(Hoskins and Ambrizzi, 1993)、地理的に固定された現象の抽出に向けた統計解析では見いだされ難い。しかしながら、この現象は東南極内陸への熱・水輸送に大きな影響をもつと考えられるので、今後、気候データの解析を通してその特徴を調べる意義は大きい。

### 3. 1997年4-10月のドームふじ基地における昇温現象

#### 3.1. 昇温現象の抽出と特徴

図2で見たように、ドームふじ基地の地上気温は数日(せいぜい10日程度)の間に昇温し降温する(元に戻る)変化が冬季の間に頻繁に観測される。ここでは、地上気温のこのような変動を昇温現象(W-event)と呼び、冬季間の昇温現象と総観規模循環の特徴を比較する。昇温現象は、地上気温の季節的変動及びそれより少し短い季節内長期変動を基盤変動として、この基盤変動からの偏差の度合いにより抽出した。

主に総観規模循環を反映した現象を対象とするため、まず、毎時データに24時間移動平均を施し、1日以下の周期の変動を均した時系列( $SAT_{24hr,av}$ )を作った。30日移動平均を基盤変動の時系列( $SAT_{30day,av}$ )とし、そこからの $SAT_{24hr,av}$ の標準偏差(SD)を求め、 $SAT_{24hr,av}$ の偏差が基盤変動に標準偏差を加えた時系列( $SAT_{30day,av} + SD$ )より高くなる

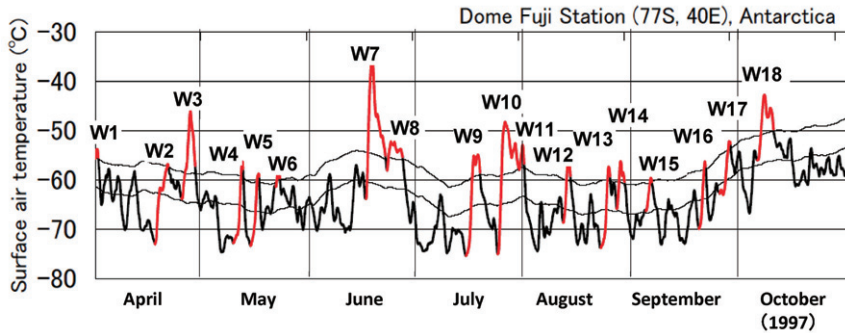


図9 1997年4-10月のドームふじ基地の地上気温に関する3種類の時系列( $SAT_{24hr,av}$ :太実線,  $SAT_{30day,av}$ :細実線,  $SAT_{30day,av} + SD$ :細実線).  $SAT_{24hr,av}$ の赤い部分は昇温現象の期間を示し, その付近に昇温期間に付けたラベル(W1-W18)を記す.

Fig. 9. Time series of  $SAT_{24hr,av}$ ,  $SAT_{30day,av}$  and  $SAT_{30day,av} + SD$  (see the text for their definitions) at Dome Fuji Station from 1 April to 31 October.  $SAT_{24hr,av}$  is plotted with a bold line, partly colored red for the W-events with labels of W1 to W18 nearby.  $SAT_{30day,av}$  and  $SAT_{30day,av} + SD$  are plotted as thin lines.

場合を昇温現象とした。図9は、 $SAT_{24hr,av}$ 、 $SAT_{30day,av}$ 、及び  $SAT_{30day,av} + SD$  の時系列と、上記の条件により抽出された昇温現象を示す。SDは約5.9°Cであった。

その結果、4-10月の214日の間に18回の昇温現象が抽出された(表1)。平均的には11.8日に1回、約3.1日(約73.6時間)継続する昇温現象があった。昇温現象が集中して発現するような期間はなく冬季全体に分散しているが、連続的に発現する場合があった(W8, W11, W14は先行する昇温現象が終わった後の2日以内に発現した)。

最も長い期間はW10の141時間(約5.9日)、短い期間はW6の27時間(約1.1日)であった。大きな昇温のあったW3, W7, W10及びW18では、気温偏差はSDの2-4倍にも達した。これら4つの昇温現象では継続期間が比較的長かった。このうち、W7は前章で議論した Hirasawa *et al.* (2000) が解析した準定常ロスビー波に関連したブロッキング現象の事例であるが、他の16事例に比べて昇温の規模において突出していたことが示された。

### 3.2. 昇温現象と雲量変動

雲量の目視観測は、3時間ごと(0000, 0300, 0900, 1200, 1500, 1800, 2100 LT)で0600 LT(0300 UT)を除く1日7回を基本として行った。4-10月の7カ月間に1524回実行され、そのうち、雲量0が950回(62.3%)、雲量2以下が1114回(73.1%)、雲量10(overcast)が226回(14.8%)、平均雲量は2.4であった。昭和基地の4-10月の平均雲量は6.8であり、ドームふじ基地の雲量の少なさが示される。雲量10のうち、光学的に薄く星が透けて見えるケースが77回(約1/3)であった。

**表 1** 各昇温現象の継続時間, 地上気温, 曇量, 地上気圧, 及び高気圧性循環の特徴. 高気圧性循環のタイプと位置に関する記述では, Solitary: 孤立高気圧, Atlantic: 0° 以南に位置するリッジ, 15E: 0-30°E 間のリッジ, 45E: 30-60°E 間のリッジ, 75E: 60-90°E 間のリッジ, Australian: 90°E 以西のリッジ, —: 顕著な高気圧性循環なしとして分類する.

*Table 1. Characteristics of each W-event in the duration, surface air temperature, cloud amount, surface air pressure, and anticyclonic circulation. Types of anticyclonic circulation are as follows: "Solitary": a solitary high pressure system on Antarctica, "Atlantic": a pressure ridge located to the west of 0°, "15E": a pressure ridge located between 0° and 30°E, "45E": a pressure ridge located between 30° and 60°E, "75E": a pressure ridge located between 60° and 90°E, "Australian": a pressure ridge located to the east of 90°E, "—": absence of any prominent anticyclonic circulations.*

Label of W-event	Term *1	Duration (hours)	Mean T. *2 (°C)	T. dev. *3 (°C)	Inc. in hrly-T. *4 (°C/hr)	Cloud *5	Mean P. *6 (hPa)	P. dev. *7 (hPa)	Location of high pressure system *8
W2	21 UT 17-15 UT 21 April	90	-56.9	6.4	*21.3/68	10	605.2	12.4	45E
W3	09 UT 25-06 UT 29 April	93	-52.2	18.4	23.2/54	10	601.9	10.2	75E
W4	03 UT 10-21 UT 12 May	66	-57.1	8.9	23.2/51	10	586.0	-5.7	—
W5	00 UT 15-09 UT 17 May	57	-59.2	7.7	24.1/46	0	598.1	9.6	45E
W6	03 UT 22-06 UT 23 May	27	-59.3	7.2	13.9/7	10	595.9	5.1	45E⇒Solitary
W7	18 UT 16-06 UT 22 June	132	-46.4	25.1	39.8/45	10	621.8	25.7	45E⇒Solitary
W8	○ 18 UT 22-03 UT 27 June	105	-53.5	9.3	14.7/11	10-	610.3	20.4	Atlantic
W9	03 UT 15-03 UT 19 July	96	-56.0	10.1	*22.3/20	10	594.1	9.9	Australian⇒Solitary
W10	03 UT 24-00 UT 30 July	141	-52.6	16.4	*32.4/34	10	587.4	6.6	15E⇒45E
W11	○ 06 UT 30-15 UT 31 July	30	-54.9	10.4	9.0/30	10	583.9	-4.1	—
W12	15 UT 11-18 UT 13 August	51	-57.6	9.8	20.9/33	10	605.4	16.1	75E
W13	09 UT 22-00 UT 25 August	63	-58.4	8.8	24.4/49	10	592.1	1.9	—
W14	○ 21 UT 26-03 UT 29 August	54	-58.2	10.2	19.2/49	10	583.7	-2.6	45E
W15	03 UT 04-21 UT 5 September	42	-59.9	6.9	12.2/13	10-	600.7	12.3	45E
W16	06 UT 19-03 UT 21 September	45	-56.7	7.6	18.7/23	10	589.6	-1.1	15E
W17	03 UT 26-03 UT 28 September	48	-52.5	7.5	20.7/40	10	599.5	8.4	Solitary
W18	18 UT 05-09 UT 10 October	111	-46.0	13.7	22.1/40	10	606.1	12.8	75E⇒Solitary
17回の W-event の平均		73.6	-55.1	10.8	21.3/36.1	9.4	597.8	8.1	
April-October 1997 の平均			-63.1			2.4	592.2	592.2	

\*1: 先行する W-event の終了後 2 日以内に発現したケースを○で示す.

\*2: W-event 期間中の地上気温の平均値.

\*3: SAT<sub>24hr,av</sub> の SAT<sub>30day,av</sub> に対する気温偏差の最大値.

\*4: 昇温現象発現時の地上気温 (1 時間値) の上昇幅とそれに要した時間 (時). 複数の主な極大がある場合には最初に現れたものを選ぶ. (\* を付す.)

\*5: W-event 期間中の雲量の最大値 (10 分比). 全天雲で光学的に薄い場合には 10-で示す.

\*6: W-event 期間中の地上気圧の平均値.

\*7: SAP<sub>24hr,av</sub> の SAP<sub>30day,av</sub> に対する気温偏差の最大値.

\*8: 高気圧システムのタイプ及び位置に関する記載.

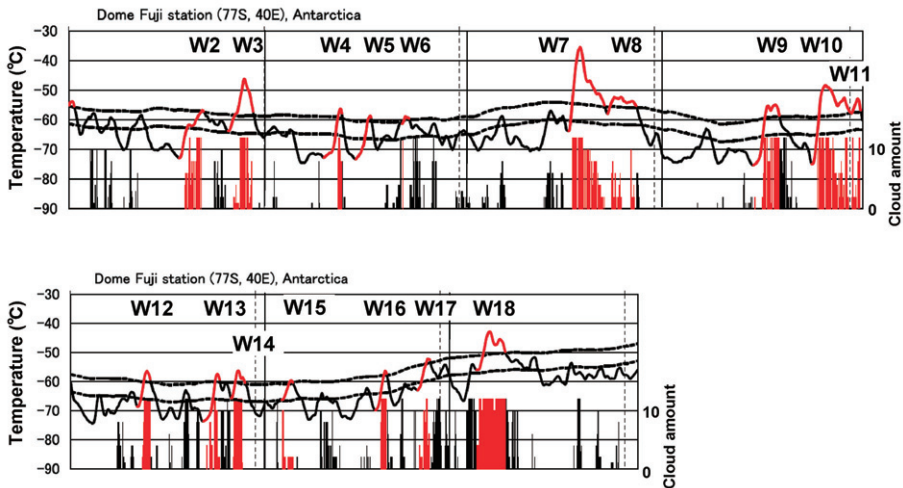


図 10 図 9 と同様。ただし、雲量 (10 分比) の時系列を棒グラフで加える。昇温現象時期の棒を赤で示す。雲量 10 で光学的に厚い雲の場合に、棒の長さを 10 を超えて長くして示した。  
 Fig. 10. Similar to Fig. 9, and time series of cloud amount, which is represented on a scale from 1 to 10 (overcast), is shown by bars. Bars in warming events are painted red. The cases of overcast with optically thick clouds are shown by longer bars than the full scale of 10.

図 10 に、図 9 と同じ 3 種類の気温に加えてドームふじ基地における目視観測による雲量の時系列を示す。昇温現象をはじめとして、高温期に雲量が多くなる傾向がある。特に光学的に厚い雲 (149 回) は昇温現象の期間に現れることが多い (113 回, 75.8%)。昇温現象は同時に湿潤な大気を伴っていたと考えられる。

### 3.3. 昇温現象と総観規模大気循環

ここで、抽出された昇温現象と総観規模大気循環の関連について調べる。まず、地上気圧 (SAP) の変動との関連を見るために、図 11 に、図 9 と同じように地上気圧に関する  $SAP_{24hr,av}$  と  $SAP_{30day,av}$  の時系列を示す。ほとんどの昇温現象 (W14 以外) では地上気圧の上昇を伴っており (基盤変動 ( $SAP_{30day,av}$ ) 以下の値であっても上昇している)、極渦の変動や、Hirasawa *et al.* (2000) に見られた高気圧性循環の影響が示唆される。

総観規模循環との関連を見るために、昇温現象期間の 500 hPa 高度分布の特徴を調べた。図 12 に、各昇温現象からそれぞれ一つの時刻を選んで 500 hPa 高度分布を示す。ドームふじ基地付近に高気圧性循環が認められる場合が多く、図 11 で示された地上気圧の上昇が高気圧性循環に関連したことで、暖かく湿潤な大気の総観規模の移流により引き起こされたことが示唆される。それぞれの昇温現象に関連した高気圧性循環の特徴を表 1 にまとめた。ここでは、高気圧性循環をリッジタイプ (例えば W7 の前半で、図 4 の 6 月 18 日 1200 UT) と、孤立高気圧タイプ (例えば W7 の後半で、図 4 の 6 月 20 日 1200 UT) に大別した。リッ

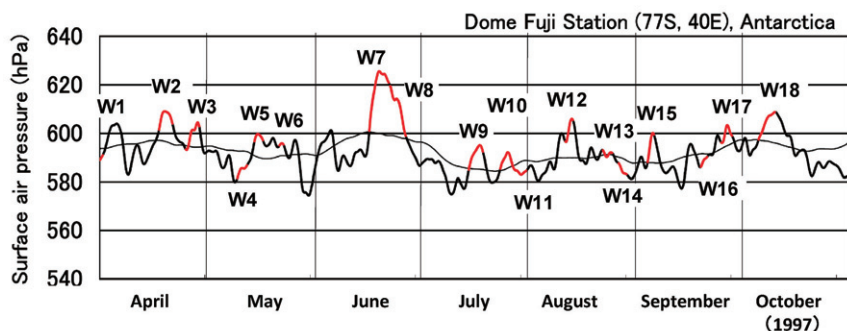


図 11 図 9 と同様。ただし、ドームふじ基地の地上気圧に関する 2 つの時系列 ( $SAP_{24hr,av}$ : 太実線,  $SAP_{30day,av}$ : 細実線)。  $SAP_{24hr,av}$  の赤い部分は昇温現象の期間を示す。

Fig. 11. Similar to Fig. 9, but for  $SAP_{24hr,av}$  (bold line, partly colored red for the W-events) and  $SAP_{30day,av}$  (thin line).

ジタイプについては、それが位置する経度帯を 30 度刻みで分類した。いくつかの昇温現象では、その期間中に複数のタイプの高気圧性循環が入れ替わった (例えば, W7)。

ブロッキング現象が、一般的に 5 日程度以上継続する準停滞性の総観規模循環パターンに対して定義されることを考慮すれば、ここで見いだされた総観規模の高気圧性循環の多くは、移動や消長の変化が比較的速いものであった。このことは、本論文で抽出された昇温現象の継続期間の平均が約 3.1 日であったことから示される。W7 以外に継続期間が比較的長かった W8, W18 は準停滞性の総観規模循環パターンが見いだされており、準停滞ロスビー波の関与について今後調べたい。また、W10 は複数の移動性リッジが入れ替わることにより、昇温期間が継続した事例であった。

#### 4. ま と め

冬季の南極大陸の対流圏には、成層圏から続く低温な極渦が形成される。総観規模の移動性擾乱の活動は、強い傾圧性を持つ南極海上の極渦縁辺部で最も盛んで、南極内陸域に強い影響を及ぼすことは少ない。1997 年にドームふじ基地 (77°S, 40°E) で行われた気象の強化観測では、極渦の低温に加えその標高の高さと強い気温逆転層の影響も反映して、 $-70^{\circ}\text{C}$  以下の地上気温が観測されることも珍しくなかった。

ドームふじ基地では、冬季には気温の日々の変動が夏季より大きくなるが(平沢, 2000), その中で数日の時間スケールをもつ昇温現象が目立つ。Hirasawa *et al.* (2000) が解析した 6 月の昇温現象は年間で最も顕著な現象であり、2 日間で  $40^{\circ}\text{C}$  にも及ぶ昇温だった。この昇温現象は、地上気圧上昇、地上風速増加、雲量増加を伴っていて、それらはブロッキングリッジに関連した総観規模大気循環による暖湿大気の、ドームふじ基地上空への移流により引き起こされていた。ブロッキングリッジの形成にはロスビー波のエネルギー伝播



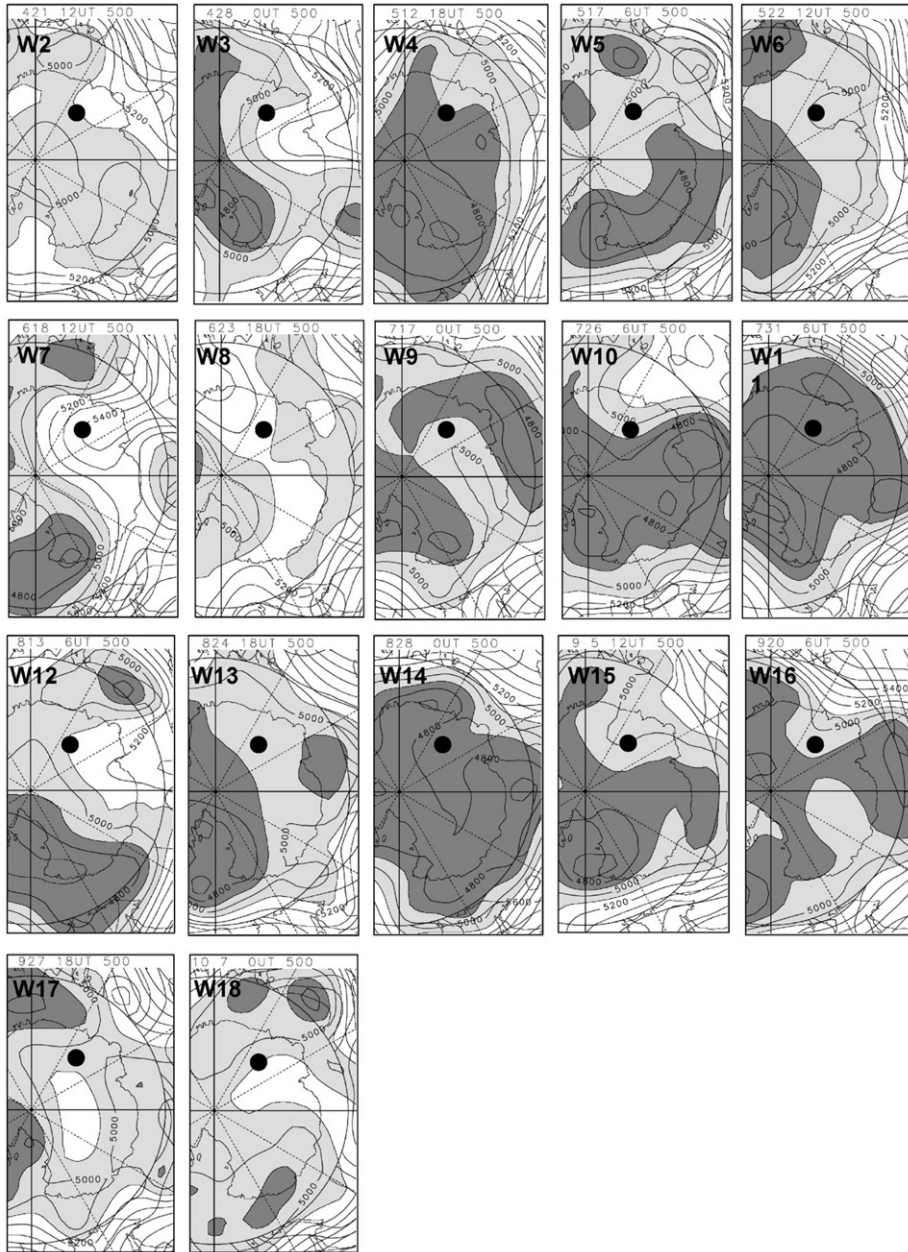


図 12 各昇温現象時の 500 hPa 高度分布。ドームふじ基地の位置を黒丸で示す。  
 Fig. 12. 500 hPa height distribution at a selected time from each W-event period. The closed circle indicates the location of Dome Fuji Station.

が関係していた。

6月の事例について、ロスビー波の伝播条件である絶対渦度の南北経度の分布を調べたところ、南大西洋及びアフリカ大陸南方の高緯度域では絶対渦度の南北経度が正で、ロスビー波の伝播条件を満たしていたことが分かった。Berbery *et al.* (1992) の解析結果からの類推として、この領域は気候学的にロスビー波の伝播条件を満たしていると考えられる。

4-10月の冬季間から17回の昇温現象を客観的に抽出し、ドームふじ基地の地上気象及び総観規模循環について考察した。昇温現象は平均的に、昇温が始まってから36.1時間で21.3°Cの昇温(極大値)となった。これらの結果は、6月の昇温現象が他の16事例に比べて、昇温の規模において突出していたことを示した。17事例の昇温現象時には、地上気圧上昇、雲量増加を伴うことが多かった。特に、雲量の少ないドームふじ基地において、光学的に厚い雲の現れた149回(全観測回数9.8%)のうちの113回(75.8%)が、昇温現象期間中であった。500 hPa高度分布の解析から、昇温現象時にはドームふじ基地付近にはリッジ等の高気圧性大気循環が見いだされた。その循環に関連した地衡風により、南極大陸より低緯度側の暖かく湿った大気が、ドームふじ基地上空まで移流したと考えられる。

#### 文 献

- Berbery, E.H., Nogués-Paegle, J. and Horel, J.D. (1992): Wavelike Southern Hemisphere extratropical teleconnections. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 155-177.
- Bromwich, D.H., Guo, Z., Bai, L. and Chen, Q.-S. (2004): Modeld Antarctic precipitation, part I: spatial and temporal variability. *J. Climate*, **17**, 427-447.
- Cullather R.I., Bromwich, D.H. and van Woert, M.L. (1998): Spatial and temporal variability of Antarctic precipitation from atmospheric methods. *J. Climate*, **11**, 334-367.
- Fujita, K. and Abe, O. (2006): Stable isotopes in daily precipitation at Dome Fuji, East Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L18503, doi:10.1029/2006GL026936.
- Giovinetto, M.B., Bromwich, D.H. and Wendler, G. (1992): Atmospheric net transport of water vapor and latent heat across 70°S. *J. Geophys. Res.*, **97** (D1), 917-930.
- Giovinetto, M.B., Yamazaki, K., Wendler, G. and Bromwich, D.H. (1997): Atmospheric net transport of water vapor and latent heat across 60°S. *J. Geophys. Res.*, **102** (D10), 11171-11179.
- Guo, Z., Bromwich, D.H. and Cassano, J.J. (2003): Evaluation of polar MM5 simulations of Antarctic atmospheric circulation. *Mon. Weather. Rev.*, **131**, 384-411.
- Hatsushika, H. and Yamazaki, K. (2000): Heat and moisture budget and trajectory analysis of a warming event observed in June 1997 at Dome Fuji Station, Antarctica. *Polar Meteorol. Glaciol.*, **14**, 78-91.
- 林 政彦 (2001): Optical Particle Counter による対流圏・成層圏エアロゾルの観測。エアロゾル研究, **16**, 118-124.
- Hayashi, M., Sudo, M., Shiraishi, K., Hirasawa, N., Yamanouchi, T., Shibata, T., Iwasaka, Y., Nagatani, M. and Nakada, A. (2004): Data of project on atmospheric circulation and material cycle in the Antarctic, part 3: backscattering properties of tropospheric clouds and aerosols observed by a lidar at Dome Fuji Station in 1997. *JARE Data Rep.*, **278** (Meteorology ; **38**), 1-105.
- 平沢尚彦 (2000): 南極内陸の気象。日本エネルギー学会誌, **79**, 1054-1060.
- 平沢尚彦・藤田耕史 (2008): ドームふじにおける放射観測。南極資料, **52**, 170-181.
- Hirasawa, N., Hayashi, M., Kaneto, S. and Yamanouchi, T. (1999): Data of project on atmospheric circulation and material cycle in the Antarctic, part 1: aerological sounding data at Dome Fuji

- Station in 1997. JARE Data Rep., **238** (Meteorology; **32**), 1–183.
- Hirasawa, N., Nakamura, H. and Yamanouchi, T. (2000): Abrupt changes in meteorological conditions observed at an inland Antarctic station in association with wintertime blocking. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1911–1914.
- Hondoh, T., Narita, H., Hori, A., Fujii, M., Shoji, H., Kameda, T., Mae, S., Fujita, S., Ikeda, T., Fukazawa, H., Fukumura, T., Azuma, N., Wong, Y., Kawada, K., Watanabe, O. and Motoyama, H. (1999): Basic analyses of Dome Fuji deep ice core, part 2: physical properties. *Polar Meteorol. Glaciol.*, **13**, 90–98.
- Hoskins, B.J. and Ambrizzi, T. (1993): Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1661–1671.
- King, J.C. and Turner, J. (1997): *Antarctic Meteorology and Climatology*, A.J. Dessler *et al.* [eds.], Cambridge, Cambridge University Press, 409 p. (Cambridge atmospheric space science ser.).
- Massom, R.A., Pook, M.J., Comiso, J.C., Adams, N., Turner, J., Lachlan-Cope, T. and Gibson T. T. (2004): Precipitation over the interior East Antarctic ice sheet related to midlatitude blocking-high activity. *J. Climate*, **17**, 1914–1928.
- Nakamura, H. and Wallace, J.M. (1993): Synoptic behavior of baroclinic eddies during the blocking onset. *Mon. Weather Rev.*, **121**, 1892–1903.
- Nakamura, H., Tanaka, M. and Wallace, J.M. (1987): Horizontal structure and energetics of Northern Hemisphere wintertime teleconnection patterns. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 3377–3391.
- Nakamura, N. and Oort, A.H. (1988): Atmospheric heat budgets of the polar regions. *J. Geophys. Res.*, **93** (D8), 9510–9524.
- Parish, T.R. and Bromwich, D.H. (1987): The surface wind field over the Antarctic ice sheets. *Nature*, **328**, 51–54.
- Powers, J.G. (2007): Numerical prediction of an Antarctic severe wind event with the Weather Research and Forecasting (WRF) model. *Mon. Weather Rev.*, **135**, 3134–3157.
- Renwick, J.A. (1998): ENSO-related variability in the frequency of South Pacific blocking. *Mon. Weather Rev.*, **126**, 3117–3123.
- Renwick, J.A. and Revell, M.J. (1999): Blocking over the South Pacific and Rossby wave propagation. *Mon. Weather Rev.*, **127**, 2233–2247.
- Schlosser, E., Duda, M.G., Powers, J.G. and Manning, K.W. (2008): Precipitation regime of Dronning Maud Land, Antarctica, derived from Antarctic Mesoscale Prediction System (AMPS) archive data. *J. Geophys. Res.*, **113**, D24108, doi:10.1029/2008JD009968.
- Takaya, K. and Nakamura, H. (2001): A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608–627.
- Yamanouchi, T., Hirasawa, N. and Hayashi, M. (1999): Report of observation project on “Atmospheric circulation and material cycle in the Antarctic” by JARE-38. *Polar Meteorol. Glaciol.*, **13**, 157–162.
- Watanabe, O., Fujii, Y., Kamiyama, K., Motoyama, H., Furukawa, T., Igarashi, M., Kohno, M., Kanamori, S., Kanamori, N., Ageta, Y., Nakawo, M., Tanaka, H., Satow, K., Shoji, H., Kawamura, K., Matoba, S. and Shimada, W. (1999): Basic analyses of Dome Fuji deep ice core, part 1: stable oxygen and hydrogen isotope ratios, major chemical compositions and dust concentration. *Polar Meteorol. Glaciol.*, **13**, 83–89.