

## 2つの北極冬期極端大気状態への雲と湿潤暖気流入の影響

山内 恭<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 国立極地研究所及び総合研究大学院大学

### Influence of clouds and warm-moist air intrusion on the two distinct Arctic winter atmospheric states

Takashi Yamanouchi<sup>1</sup>

<sup>1</sup>National Institute of Polar Research and the Graduate University for Advanced Studies

At Ny-Ålesund, Svalbard, two distinct winter atmospheric states are seen in downward longwave radiation (LD) during December 2015 and January 2016 (Fig. 1). After the cold state with the temperature around -10 to -20°C, a warm state with plus temperature appears and LD increases from about 170 to 320-330 W/m<sup>2</sup>. This abrupt and large increase of LD might be due to the change of cloud condition, from clear to overcast sky, which was examined from the cloud radar data taken during GRENE Arctic Climate Change Research Project. However, only the cloud change could not explain this large change of LD. Looking at the atmospheric circulation patterns (500 GPH from ERA-Interim; Fig. 2), during the warm state, distortion of tropospheric polar vortex appears with a high pressure ridge (blocking high), and downstream of the ridge, strong low and intrusion of warm and moist air from the Atlantic Ocean influences the warming at Svalbard. This situation is just as pointed out by Yamanouchi and Orbeack (1995) in the past. This analysis period was widely discussed due to the record high temperature in the Arctic (North Pole; Moore, 2016; Kim et al., 2017; Graham et al., 2017b; Overland and Wang, 2016). This intrusion of warm-moist air from the lower latitude is one of the major process contributing on the Arctic amplification, just as proved using GCM by Yoshimori et al. (2017).

北極観測基地のあるスバルバル・ニーオルスンでは、-10~-20°Cの寒い冬の間に、+の気温を示す異様に温かい時期がある。この時期の下向き長波放射をみると、170 W/m<sup>2</sup>程度の小さい値が主流の中で、320~330 W/m<sup>2</sup>と大きい値を示している (Fig. 1)。この違いは、まずは、雲の有る無し、雲の種類・状態に対応すると考えられ、GRENE北極気候変動プロジェクトで行われた雲レーダーデータを調べている。ところが、この150 W/m<sup>2</sup>にも及ぶ大きな違いは、単に雲の有る無し、即ち雲の放射強制力のみでは説明がつかない。

既に20年以上前の論文で、Yamanouchi and Orbeack (1995)は、ニーオルスンの冬の下向き長波放射に2つの典型的な状態があり (これをcold stateとwarm stateと呼ぶ)、それは大規模な大気循環場との関係で決まっていることを指摘している。あらためて、今回解析している2015年12月~16年1月について、客観解析 (ERA-Interim) データから500 hPa高度の図を見ると (Fig. 2)、warm stateには極渦が大きく歪み、スバルバルの位置は大きなリッジ (ブロッキング高気圧と風下の低気圧) で低緯度側からの大西洋の温かい湿潤な空気が入り込んでいる状況になっていることが分かる。それに対し、cold stateには、スバルバルは極渦の内側、北極気団の中にあることが分かる。この状況は、11~3月の間続き、冬の2つの大気状態 (2 states) を示している。

この冬の2 statesについては、最近いくつかの研究がある。N-ICE2015におけるスバルバル北方の海氷中での観測からGraham et al. (2017a)が、ボーフォート海でのSHEBA観測からStramler et al. (2011)が 正味の長波放射について論じている (他にRaddatz et al., 2015)。およそ40~50 W/m<sup>2</sup>の差があり、基本的に雲の有る無しで説明している。本解析データでは、正味放射は 60 W/m<sup>2</sup>の差と、少し大きくなっている。さらには、本解析期間には極端な高温記録が北極域 (点) で現れたことで、多くの議論がなされている (Moore, 2016; Kim et al., 2017; Graham et al., 2017b; Overland and Wang, 2016)。

ニーオルスンでの高層観測の結果から、近年の気候の変化が語られている。Maturilli and Kayser (2016)によれば、この20年にわたって、冬の大気中水蒸気総量は増加しており、南風の頻度の増加に対応している。このことは、長波放射の増加 (Yamanouchi, 2007; Maturilli et al., 2015) と呼応しており、上記warm stateの頻度が増加しているものと考えられる。暖化増幅に寄与する低緯度からの熱輸送について、Yoshimori et al. (2017, CD) は、モデルを使って、低緯度からの熱・水蒸気輸送が北極域で水蒸気や雲の放射効果を通じて北極温暖化増幅に大きく (北極域内だけでのフィードバック以上に) 寄与していることを示した。本稿のwarm stateが、その具体的プロセスになっているのではと考えている。

実は、南極でも同様の極渦の乱れ・リッジの発達 (ブロッキング高気圧) により低緯度側からの湿潤暖気の移流が、内陸での地上気温の急上昇や降雪量の急増 (atmospheric river) をもたらしているとの議論が盛んである (Hirasawa et al., 2000; 2013; Enomoto et al., 1998; Kurita et al., 2016; Tsukernik and Lynch, 2013;

Gorodetsukaya et al., 2014) 。この南極での熱・水蒸気輸送と北極で起こっている現象の異同、南北両極での温暖化の表出の違いについても議論したい。

**References**

Enomoto, H. et al., 1998: J. Geophys. Res., 103, 23103-23111.  
 Gorodetsukaya, I. V. et al., 2014: Geophys. Res. Lett., 41, 6199-6206.  
 Graham, R. M. et al., 2017a: J. Geophys. Res., doi: 10.1002/2016JD025475.  
 Graham, R. M. et al., 2017b: Geophys. Res. Lett., 44, doi: 10.1002/2017GL073395.  
 Hirasawa, N., H. Nakamura and T. Yamanouchi, 2000: Geophys. Res. Lett., 27, 1911-1914.  
 Hirasawa, N., H. Nakamura, H. Motoyama and T. Yamanouchi, 2013: J. Geophys. Res., 118, 6916-6928.  
 Kim, B.-M., 2017: Sci. Rep., 7:40051, DOI: 10.1038/srep40051.  
 Kurita, N. et al., 2016: Geophys. Res. Lett., 43, 9298-9305.  
 Maturilli, M., A. Herber and G. Konig-Lango, 2015: Theor. Appl. Climatol., 120, 331-339.  
 Maturilli, M. and M. Kayser, 2016: Theor. Appl. Climatol., DOI 10.1007/s00704-01601864-0.  
 Moore, G. W. K., 2016: Sci. Rep., 6:39084, DOI: 10.1038/srep39084.  
 Overland, J. E. and M. Wang, 2016: J. Climate, 29, 5609-5616.  
 Raddatz, R. L. et al., 2015: Int. J. Climatol., 35, 2339-2351.  
 Stramler, K., A. D. Del Genio and W. B. Rossow, 2011: J. Climate, 24, 1747-1762.  
 Tsukernik, M. and A. H. Lynch, 2013: J. Climate, 26, 8055-8064.  
 Yamanouchi, T., 2007: Proc. 7<sup>th</sup> Int. Conf. GCCA, 19-20 February, Fairbanks, Alaska, 50-54.  
 Yamanouchi, T. and J. B. Orbeak, 1995: Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., 9, 118-132.  
 Yoshimori, M., A. Abe-Ouchi and A. Laine, 2017: Clim. Dyn. DOI 10.1007/s00382-017-3523-2.

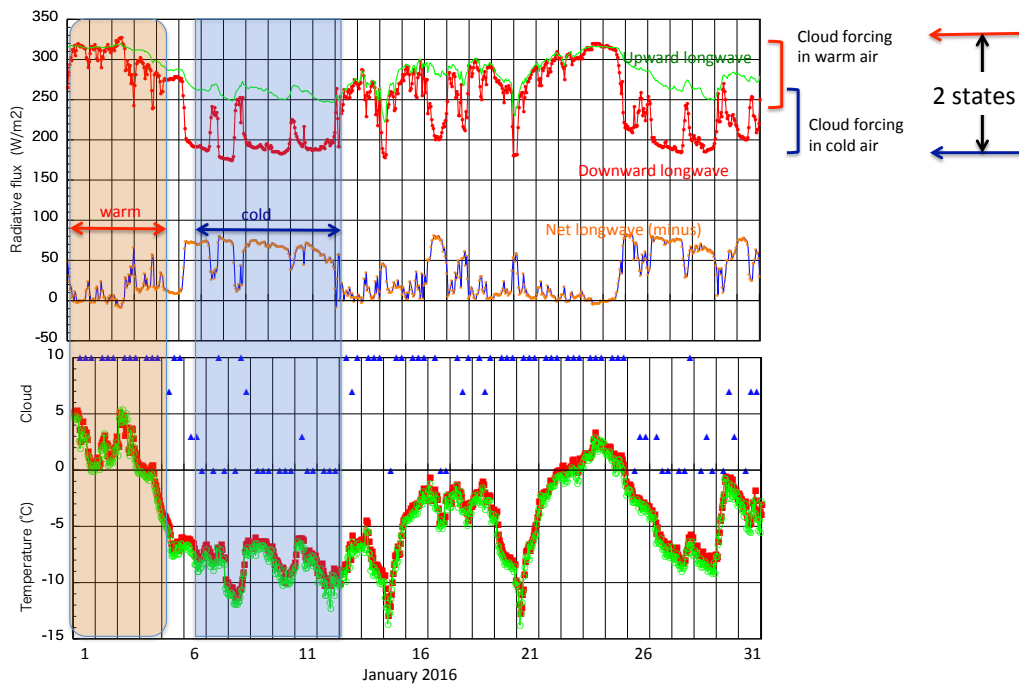


Figure 1. Longwave radiative fluxes (BSRN), cloudiness and temperature at.

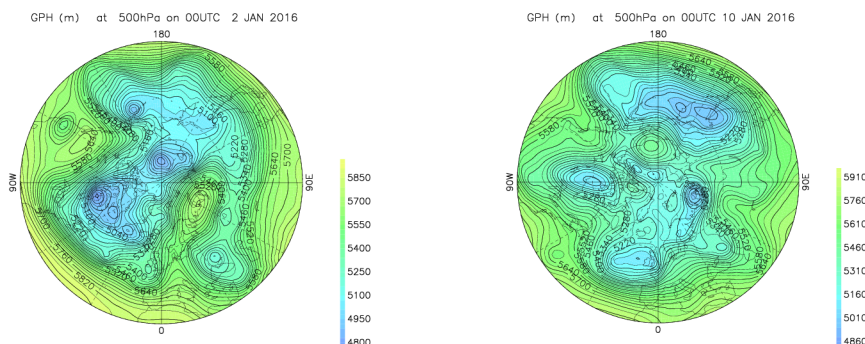


Figure 2. 500 hPa geopotential height on 2 (warm-opaque) and 10 (cold-clear) January 2016 (ERA-Interim; NIPR Met Dysp. Sys.)