

成層圏突然昇温が熱帯絹雲分布に及ぼす影響

江口 菜穂 (国立環境研究所)・小寺邦彦 (名大院・環境、気象研・気候)

1. はじめに

上部対流圏に形成される絹雲は、地球の放射バランスや成層圏-対流圏間物質交換過程を通して成層圏の水蒸気量や化学過程に影響を与えることから、気候変動を考える上で重要である [e.g., Liou, 1998; Ramanathan and Collins, 1991; SPARC report, 2000]。しかしながら絹雲の気候変動への定量的な議論は充分になされていない。その原因の一つとして科学的に有用な観測データが乏しく、絹雲の形成機構の詳細が未だ明らかにされていないことが挙げられる。

絹雲の形成過程の一つに気温変動 (低温) にもなう過程がある [例えば Eguchi and Shiotani, 2004]。近年、Kodera and Yamada [2004] (以後 KY04) により、2002 年 9 月の南半球極域で発生した突然昇温時に、熱帯域下部成層圏の気温の低下が確認されている。突然昇温が熱帯域に与える影響を扱った過去の研究では、これまで北半球冬季突然昇温時の熱帯域下部成層圏における気温、オゾンの変動が主に議論されてきた [例えば、Randel, 1993]。そのため突然昇温時の熱帯上部対流圏における気温と絹雲の変動については未だ明らかにされていない。そこで本研究では、2002 年 9 月の南半球成層圏突然昇温 [e.g., Krüger *et al.*, 2005] 発生時における、熱帯域の対流圏界面領域の気温と絹雲、さらに対流活動の変動を明らかにすることを目的に事例解析を行った。

2. 解析データ

解析には Terra 衛星に搭載されている MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectrometer) より得られた日平均絹雲頻度データ (緯度経度 $1^\circ \times 1^\circ$ の格子点データ) を用いた。本データは、水蒸気の強い吸収帯 $1.38 \mu\text{m}$ を用いて絹雲の頻度を導出している。衛星測器が観測する $1.38 \mu\text{m}$ 帯の輝度は、水蒸気量の少ない高度に存在する雲による反射である。水蒸気による輝度への影響が無視できる高度は、熱帯では約 10 km、中緯度では約 7 km 以上であるため、それより上空に存在する雲を識別することができる (詳細は、Gao *et al.* [2002])。

気温、比湿、風の気象データを NCEP/NCAR 再解析データから、対流活動の指標として NOAA の OLR データと TRMM Microwave

Imager (TMI) の降水量データを使用した。解析期間は 2002 年 9 月 1 日から 10 月 31 日である。

3. 解析結果

図 1 (a) に 50 hPa での南極域における気温の緯度時間断面図を示す。9 月下旬に極域で大規模な昇温が発生している。本研究では KY04 に倣って、9/19 ~ 24 を突然昇温開始前、9/24 ~ 29 を突然昇温時、9/29 以降を突然昇温後と定義した。図 1 (b)、(c) より、赤道域の下部成層圏と上部対流圏の気温は、突然昇温開始前から徐々に低下し、突然昇温後約 2 週間ほど低温が持続していることがわかる。この低温傾向は、上部対流圏の 150 hPa より上層で確認されている。経度分布に着目すると、下部成層圏では経度一様に気温が低下しているのに対し、対流圏界面近傍の 100hPa では積雲対流活動が活発な領域 (インド洋から西部太平洋) で気温低下が著しい。西部太平洋上では突然昇温前後で、気温が約 5 度も下がった。ここでの対流圏界面気温の季節変化の振幅が約 2 度 [Seidel *et al.*, 2001] であることを考えると大きな気温偏差と言える。

図 2 に絹雲頻度と OLR の経度時間断面図を示す。絹雲の発生頻度は、突然昇温前から、特にインド洋上と西部・中部太平洋上で高くなっている。一方積雲対流活動は、突然昇温後に特にインド洋上と西部太平洋上で活発となっている。解析期間中、季節内振動 (MJO) 等の擾乱によるシグナルが弱いことから、ここで見られる絹雲と対流活動の大規模な変動は突然昇温に伴う変動と考えられる。

次に、絹雲頻度の緯度変化に着目する。図 3 (a)、(b) に各々絹雲頻度と OLR を帯状平均した時間緯度断面図を示す。突然昇温前から絹雲の高頻度域と対流活発域が北半球側より南半球側に拡大しており、その後、突然昇温から約 10 日後まで南半球側で絹雲と対流の活動度が高くなっている。図 3 (c) から、熱帯域南半球側で絹雲頻度と対流活動はほぼ同時に時間変化していることがわかる。南北に偏移する傾向は特に積雲対流活発域で顕著に見られ、インド洋から西部太平洋域では突然昇温時から約 10 日後まで赤道南側で絹雲頻度が高く、積雲対流活動が見られていたが、赤道北側では絹雲頻度は低く、活発な対流活動は見られなかった。

4. まとめと考察

2002年9月末に南半球極域で発生した大規模な突然昇温時に、熱帯域の上部対流圏から下部成層圏にかけて気温の低下が見られた。これは、中高緯度の波活動の増加によって成層圏の南北循環が強化された結果、熱帯域で上昇流が強められ、断熱的に気温が低下したためと考えられる。同様の結果は北半球の突然昇温について統計解析を行った Kodera [2006] でも確認されている。この低温は突然昇温後数週間持続していた。また下部成層圏 50hPa では、経度一様に気温が低下していたのに対し、対流圏界面近傍の 100hPa では特に積雲対流活動が活発なインド洋から西部太平洋上で気温の低下が著しく、経度非一様であった。絹雲頻度と積雲対流活動については、特に積雲対流が活発な領域の赤道以南で、突然昇温時からその後約 10 日間絹雲頻度が高く、積雲対流活動も活発となっていた (図 3 (a), (b))。

ここで、突然昇温時から昇温後における熱帯域の気象場の変化について見てみる。図 4 から、突然昇温後に南半球熱帯域で上昇流が強まり、同時に北半球側で下降流が強まっている (上段; ベクトル)。この特徴は、KY04 の Figure 4 (本稿では 図 6) でも見られており、これは突然昇温に伴う熱帯下部成層圏の上昇流が上部対流圏に及んだためと考えられる。関連する研究として、Collimore ら [2003] が準 2 年周期振動 (Quasi-Biennial Oscillation; QBO) に伴う成層圏の循環場の変化が熱帯域の対流活動に影響を与えていることを示している。上部対流圏における上昇流の強化に伴って、下部対流圏の赤道以南で水蒸気の収束がみられる (上段; 青色)。またその水蒸気収束と上昇流の強化に因ると考えられる積雲対流活動の活発化と (下段; 黒線と青線)、上部対流圏で気温の低下が見られる (上段; 赤コンター)。

これらの気象場の変化から、突然昇温に因る南半球熱帯下部成層圏の上昇流の強化とそれに伴う断熱膨張による気温の低下、また対流圏内の上昇流の強化と下層の水蒸気収束による積雲対流の活発化に因って絹雲が形成されたと考えられる。さらに突然昇温消滅後も積雲対流に伴う湿潤空気塊の鉛直輸送と潜熱加熱によるケルビン波応答によって、上部対流圏の湿潤と低温が保持され、絹雲が形成・維持されていたと考えられる (図 5 の概念図を参照)。

5. 今後の課題

本研究では 2002 年 9 月に南半球極域で発生した成層圏突然昇温を扱った。南半球の突然昇温を選んだ理由は、南半球冬季の熱帯域は北半球冬季に比べて ENSO などの経年変化や MJO などの季節内変動の影響を受けにくいこと、また北半球冬季に比べて気温が高く絹雲頻度が低いため、突然昇温の影響がわかり易いためである。また南半球の突然昇温は 2002 年以前の観測例はほとんどなく、2002 年 9 月に発生した南半球の突然昇温は、北半球の突然昇温と比べても大規模な昇温現象であったからである。

今後は、経年変化や季節内変動の影響が小さいと考えられる北半球の突然昇温の事例に対しても解析を行い、今回の事例解析で得られた絹雲形成過程について検証を行っていきたいと考えている。さらに、2002 年 9 月に南半球で発生した突然昇温に伴って、熱帯上部対流圏で絹雲が多く発生していた。絹雲の発生と気温の低下は上部対流圏から下部成層圏における水蒸気量に影響を与えることが示唆されるため、突然昇温時の熱帯上部対流圏における水蒸気変動についても解析を進めていきたいと考えている。

参考文献

- Collimore, C.C., *et al.*, On the Relationship between the QBO and Tropical Deep convection, *J. Climate*, Vol.16, 2552-2568, 2003.
- Eguchi N. and M. Shiotani, Intraseasonal variations of water vapor and cirrus clouds in the tropical upper troposphere, *J. Geophys. Res. Atmosphere*, D109, D12106, doi:10.1029/2003JD004314, 2004.
- Gao, B.C., *et al.*, Algorithm Using Visible and 1.38-.A5m Channels to Retrieve Cirrus Cloud Reflectances From Aircraft and Satellite Data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 40, No. 8, 1659-1668, 2002.
- Liou, K.N., REVIEW : Influence of Cirrus Clouds on Weather and Climate Processes : A Global Perspective, *Mon. Weather Rev.*, Vol.114, 1,167-1,199, 1986.
- Kodera, K., Influence of stratospheric sudden warming on the equatorial troposphere, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L06804, doi:10.1029/2005GL024510, 2006.
- Kodera, K. and K. Yamada, Impact of the SH major stratospheric warming on the Hadley circulation: A case study, *Papers in Meteorology and Geophysics*, Vol.54, No.3/4, 115-120, 2004. (available from http://www.jstage.jst.go.jp/browse/mripapers/_vols)

Krüger, K., *et al.*, The Unusual Midwinter Warming in the Southern Hemisphere Stratosphere 2002: A Comparison to Northern Hemisphere Phenomena, *J. Atmos. Sci.*, 62, 603-613, 2005.

Ramanathan, V. and W. Collins, Thermodynamic regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El Niño, *Nature*, 351, 27-32, 1991.

Randel, W.J., Global variations of zonal mean ozone during stratospheric warming events,

J. Atmos. Sci., 50, 3,308-3,321, 1993.

Seidel, D.J., R.J. Ross, J.K. Angell, and G.C. Reid, Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes, *J. Geophys. Res.*, 106, 7857-7878, 2001.

Stratospheric Processes and their Role in Climate (SPARC) Assessment of Upper Tropospheric and Lower Stratospheric Water Vapor, SPARC Report No.2, WCRI No.113, WMO/TD No.1043 (December 2000).

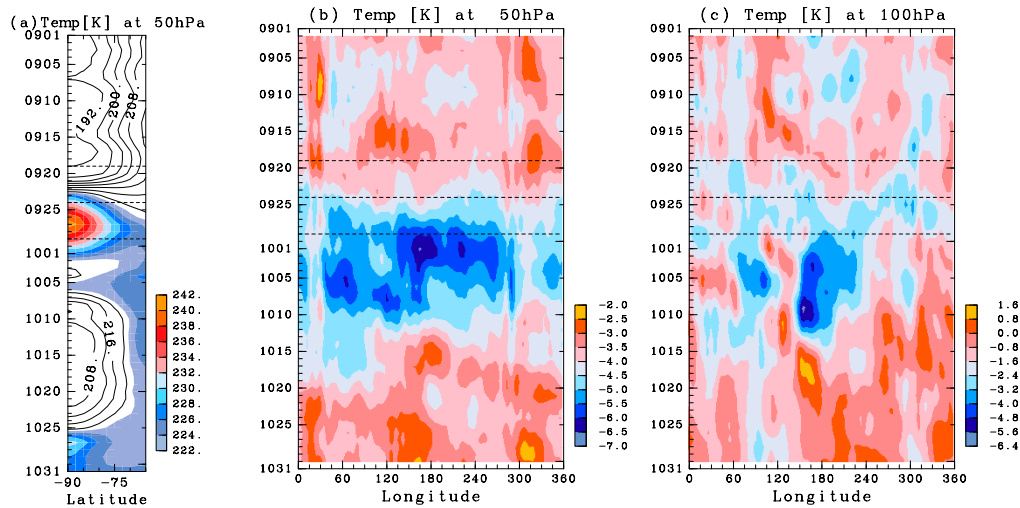


図 1. (a) 南半球極域、50hPa における気温の緯度時間断面図。2002 年 9 月 1 日から 10 月 31 日。コンターは 192K から 220K まで 4K 毎。(b) 南緯 10 度から北緯 2.5 度を平均した 50hPa における気候値からの気温偏差の経度時間断面図。時間方向に 5 日移動平均を施している。(c) (b) と同じ。但し、100hPa。横破線は上から 9 月 19、24、29 日を示す。

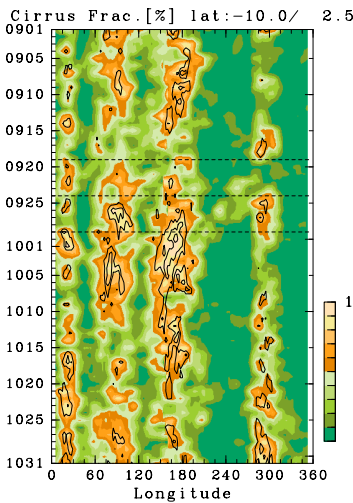


図 2. 南緯 10 度から北緯 2.5 度を平均した絹雲頻度の経度時間断面図。経度方向に 15 度移動平均を施している。コンターは OLR 値 170 [W/m²] (太線) と 200 [W/m²] を表す。横破線は上から 9 月 19、24、29 日を示す。

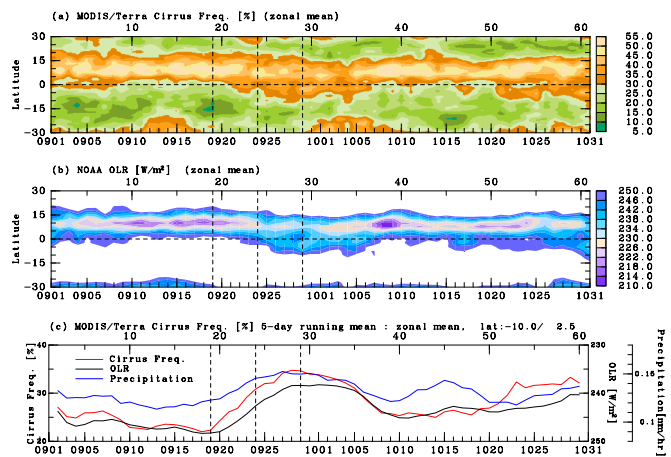


図 3. (a) 絹雲頻度 [%] の緯度時間断面図。9 月 1 日から 10 月 31 日まで。(b) (a) と同じ。但し、OLR [W/m²]。(c) 南緯 10 度から北緯 2.5 度を平均した絹雲頻度 (赤線) と OLR (黒線)、降水量 (青線) の時間変化。5 日の移動平均を施してある。縦破線は左から 9 月 19、24、29 日を示す。

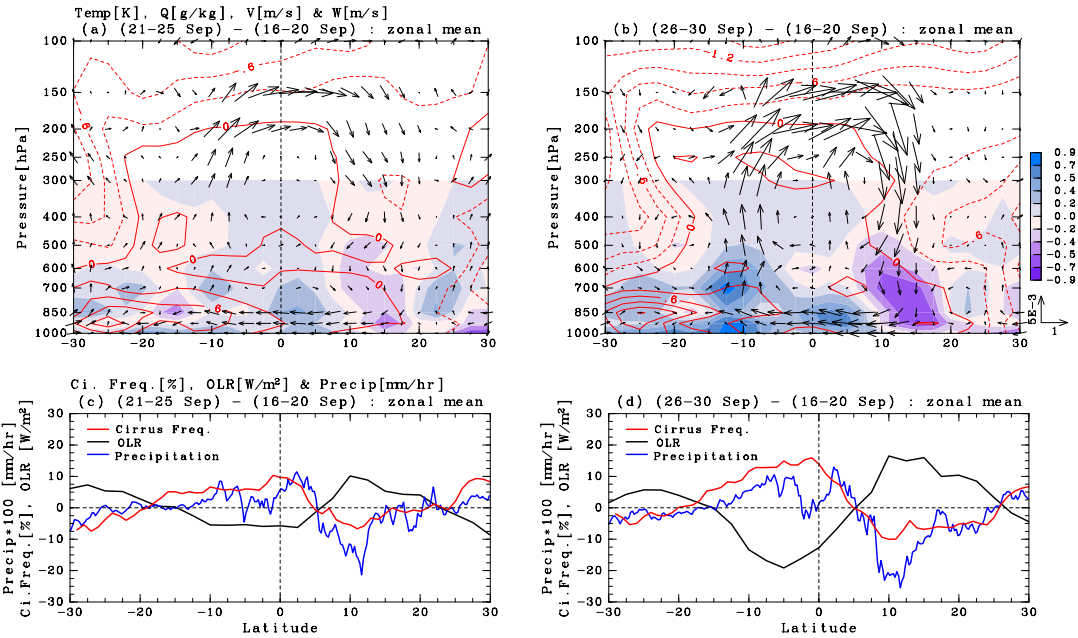


図 4. (a) 気象物理量の 9 月 16 ~ 20 日平均から 9 月 21 ~ 25 日平均の偏差の緯度高度断面図。気温 [K] (コンター; 破線は負偏差)、南北-鉛直風 [m/s]; [m/s] (ベクトル)、300hPa までの比湿 [g/kg] (青・紫色)。(b) (a) と同じ。但し、9 月 16 ~ 20 日平均から 9 月 26 ~ 30 日平均からの偏差。(c) (a) と同じ。但し絹雲頻度偏差 [%] (赤線) と OLR 偏差 [W/m^2] (黒線)、降水量偏差 [mm/hr] (青破線) の緯度分布。(d) (c) と同じ。但し、期間は (b) と同じ。

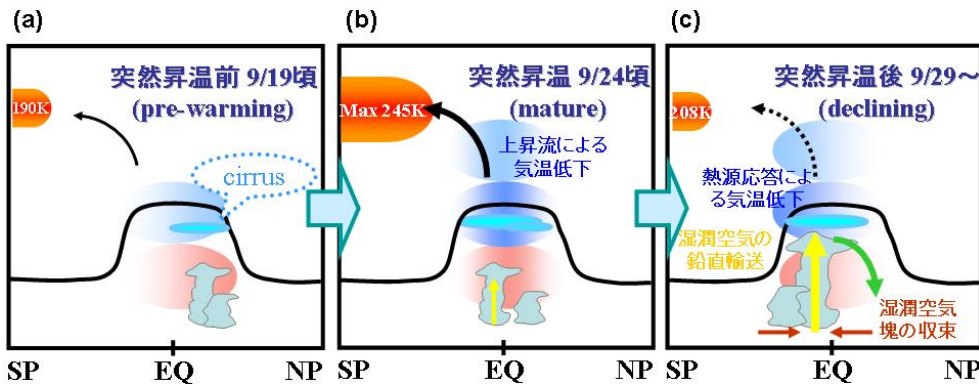


図 5. 成層圏突然昇温時の熱帯域の気温、絹雲、対流活動の変化を図示した概念図。(a) 突然昇温前 (9 月 19 日頃)、(b) 突然昇温期 (9 月 24 日頃)、(c) 突然昇温後 (9 月 29 日頃)。

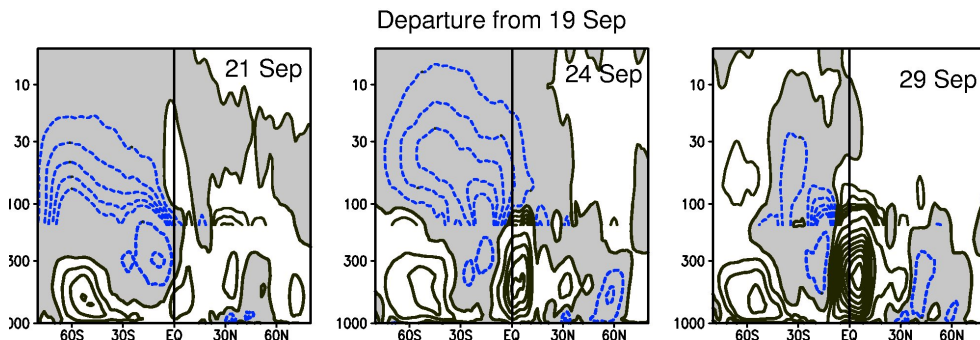


図 6. Kodera and Yamada [2004] の Figure 4 より抜粋。残差子午面循環の突然昇温最盛期 (9 月 19 日) からの偏差。左から 9 月 21、24、29 日。コンター間隔は、150 hPa より下層では $0.2 \times 10^{10} kgs^{-1}$ 、上層では $2.0 \times 10^{10} kgs^{-1}$ 。