

成層圏突然昇温現象の熱帯への影響：大循環モデル実験

小寺邦彦（名大 STE, 気象研）・向川 均（京大・防災研）・
黒田友二（気象研）・江口 菜穂（九大・応力研）

1) 序

成層圏突然昇温は極域の現象であるがその原因となる成層圏子午面循環の変動は熱帯下部成層圏に降温をもたらすのみでなく対流圏の積雲対流活動にも影響する事を再解析データ、衛星観測データを用いて示してきた。しかし、熱帯には熱帯独自の変動があり、それが成層圏を含む一連の変化を引き起こしている可能性もある。このような複雑な関係については観測データによる解析結果のみから因果関係を求めるのは難しい。そこで大気大循環モデルを用いた実験を行って成層圏突然昇温現象がどのように熱帯へ伝わり、どのような影響を及ぼすかを調べた。ここでは先ず観測された現象の一例を示し、その後大循環モデルによる数値予報実験の結果を示す。

なお、より詳しくは以下の2論文を参照されたい：
Kodera, K., H. Mukougawa, and Y. Kuroda (2011), A general circulation model study of the impact of a stratospheric sudden warming event on tropical convection, *SOLA*, 7, 197-200.

Kodera K., N. Eguchi, J-N. Lee, Y. Kuroda, and S. Yukimoto (2011), Sudden changes in the tropical stratospheric and tropospheric circulation during January 2009, *J. Meteorol. Soc. Japan*, 89, 283-290.

2) 観測結果

2009年1月に極めて大きな突然昇温現象が発生した。この時に赤道域で循環がどのように変化したかを示す。10 hPa 北極（黒線）及び熱帯（20S-20N）（赤線）の日平均気温の冬期間の時系列を2008年12月1日～2009年2月28日の期間について示す（図1a）。極域の昇温に対応して熱帯下部成層圏の低下が見られる。子細に見ると熱帯の降温の方が極域の昇温より早く起こっているのが分かる。

これは、極が低温である時には極夜ジェットが強いためプラネタリー波は赤道方面に伝播する傾向があるためである。プラネタリー波の活動の変化を見る為に図1bに北半球（45N-75N）で平均した100 hPaの熱渦輸送を示した。これを見ると1月15日（図中の縦線）の少し前から波の活動が増加し、それに伴って熱帯の降温、極域の昇温が発生している。波活動の変化に対応して熱帯平均50 hPa高度の気圧座標系鉛直速度（ ω ）が変化している。さらに対流圏での変化を見るために図1dに200 hPaの帯状平均 ω の緯度・時間断面を示す。1月の半ばに上部対流圏の上昇流の中心の急な南南下が見られる。図1eの850hPa帯状平均水蒸気偏差の緯度・時間断面を見ると対流圏下層の水蒸気も対流圏上部の上昇流の変化と対応して1月15日付近に急激な南下を示している。このことから熱帯対流圏の上昇流の変化は積雲対流活動に伴う水蒸気収束の変化に伴って起こっていることが理解される。

突然昇温現象時の成層圏と対流圏の変化がどのように対応しているかを見る為にプラネタリー波の活動度が未だ低い時期（1月11～13日）からの偏差を取って調べた。図2に3日平均残差南北循環の質量流線関数偏差を示す。初期には成層圏に於いては熱帯の弱い上昇流に対応した下降流は極域の周辺（北緯60度付近）に位置している。子午面循環が強化してくると共に上昇域は熱帯南半球へ、下降域は北極域へと移動してより大規模な子午面循環を形成している。対流圏では成層圏子午面循環の強化に伴い赤道付近に上昇流とそのすぐ近傍に下降流の発達が見られる。この赤道付近のセルの発達は図1での上昇流の南下と対応している。この赤道付近のセルは成層圏循環が弱まってくる1月23日を過ぎても発達を続ける。つまり対流圏の変化は成層圏循環により直接的に駆動されていない事が理解される。

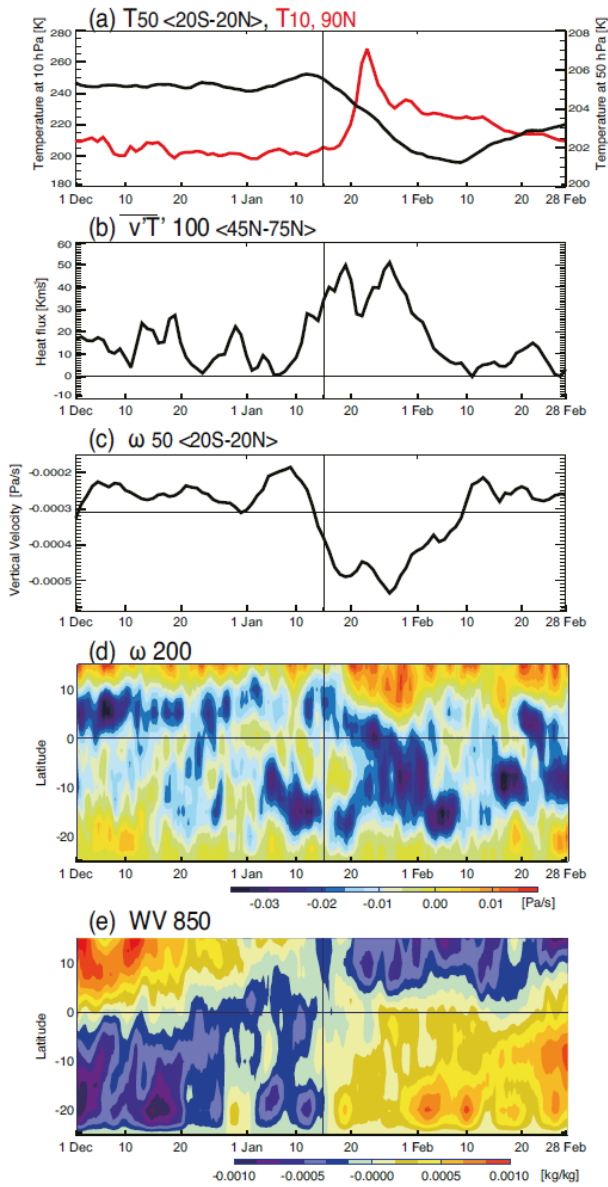


Fig. 1 Time series of (a) the North polar temperature at 10 hPa (red line) and tropical (20°S–20°N) temperature at 50 hPa (black line), (b) eddy heat flux at 100 hPa averaged over 45°N–75°N, and (c) zonally averaged tropical (20°S–20°N) pressure coordinate vertical velocity at 50 hPa. Latitude–time sections of (d) zonal mean pressure coordinate vertical velocity at 200 hPa, and (e) anomalous specific humidity at 850 hPa. Anomalies are defined as departure from climatology and winter mean. Period of analysis is from 1 December 2008 to February 28, 2009. Vertical lines indicate 15 January.

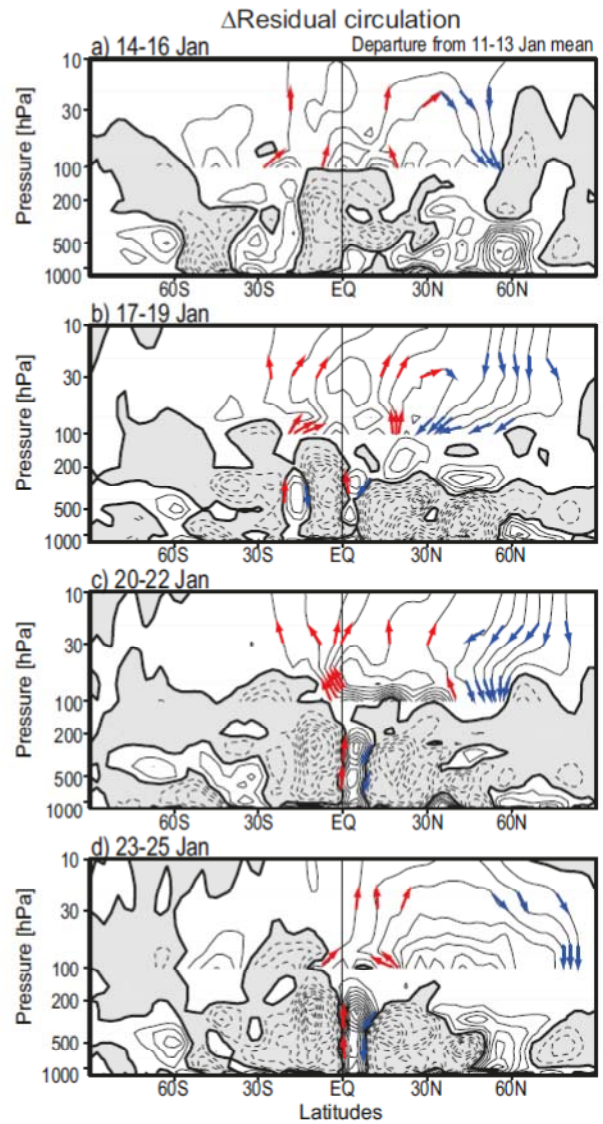


Fig. 2 Anomalous 3-day mean mass stream function of the residual circulation, calculated as the departure from the January 11–13 mean value, for the following periods: (a) 14–16, (b) 17–19, (c) 20–22, and (d) 23–25 January 2009. Unit is kg s^{-1} and the contour interval is 10^9 for levels higher than 100 hPa, and 10^{10} for lower levels. Negative values are shaded. Direction of the circulation extending higher than 30 hPa from 100 hPa level is indicated by red and blue arrows for upward and downward flows, respectively.

3) モデル実験

大循環モデルを用いた実験は向川ほか(2007)の予報実験とほぼ同一で、大気大循環モデルの初期値に大西洋・ヨーロッパ域のブロッキングタイプの偏差場(種)を埋め込む事により成層圏突然昇温の発生を促進あるいは抑制した。この突然昇温の種の他に小さな擾乱を加えることで13メンバーの初期値を作成した。そして両グループのアンサンブル平均の差を解析することでプラネタリー波の増幅によって誘起された突然昇温現象にともなう熱帯の循環の変化を調べた。

図3aに積分開始の1日目における突然昇温の発生を抑制したグループ(以下、昇温無しグループ)(左)と突然昇温の発生を強制したグループ(昇温グループ)(右)の500hPaと10hPaの高度場を示す。両者の差は彩色で右図に合わせて示してある。昇温グループでは初期場に埋め込んだ種のため対流圏のヨーロッパ域に顕著なブロッキングのパターンが見られる。これに反し昇温無しグループでは流れは帯状的である。成層圏を見ると昇温グループではアリュウシャン高気圧が若干発達している様子が見受けられるが、両グループとも成層圏極渦は強い。ところが2週間が経過すると(図3b)昇温グループではその名の通り突然昇温が起こり極渦の中心はヨーロッパ方面に偏心し弱化している。一方、昇温無しグループでは極渦は依然強いままである。

図4aに極域成層圏10hPa北緯80度の気温の時系列を突然昇温(実線)と昇温無しグループ(波線)のそれぞれ13メンバーについて初期日から14日目まで示す。両グループは明瞭に分離しており、両グループの平均の差(Δ)は対流圏内でも統計的に高い有意性を持っている。

両グループにおける下部成層圏でのプラネタリー波の活動度の差を見る為に70hPaのEliassen-Palm (E-P) fluxの緯度・時間断面を図4bに示す: E-P fluxの鉛直成分は彩色で、南北成分は等値線で示してある。ブロッキングを埋め込んだ昇温グループの方はプラネタリー波の活動が昇温無しグループより大きくなっている。しかし初期にはプラネタリー波は上方より赤道方向へと伝播している。3日あまり経過すると極夜ジェットに沿ってプラネタリー波の上方伝播が盛んになってくる。

50hPaに於ける帯状平均気温差の緯度-時間断面(図4d)を見ると波の上方伝播の発達に伴い4日目頃から成層圏極域での昇温が大きくなる。また、それに連れて熱帯で降温が生じている。気温の低下は先ず北半球の亜熱帯で起こり7日目過ぎから

赤道、南半球へと広がる。気温の変化は鉛直流の変化による力学的な加熱の変化によると考えられる。図4cに50hPaの ω の熱帯域(南緯20—北緯20度)での緯度・時間断面を示す。初期には北半球まず上昇流が発達するが、7日目以降、赤道及び南半球側の熱帯でも発達する。

次に熱帯対流圏において成層圏での鉛直流の変化に対してどのような変化が生じているかを見る為に帯状平均降水率の差の緯度-時間断面を示す(図4e)。寒色系は降水の増加、暖色系は降水の減少を表している。7日目頃までは北半球の熱帯域で降水の増加が見られるが北半球ではそれ以後降水は減少する。一方、南半球では下部成層圏の降温が顕著になってくる7日目過ぎから降水が増加する。降水の変化は連続的では無いが突然昇温の発生に伴い降水域が北から南にシフトすると言えよう。

成層圏と対流圏と循環場の変化の関連をより綿密に見る為に図5に熱帯域における3日平均子午面循環の差を流線で、3日平均帯状平均気温差を彩色で示してある。また図5には図4eに示した降水差の中心的位置を緑の三角印で示している。初期(1-3日)には対流圏界面付近の南風の増強に伴って北緯10~20度付近で上昇流が強まっている。これは、初期に見られるプラネタリー波の赤道向き伝播の増加(図4b)に対応している。次の期間(4-6日)には北半球熱帯下部成層圏、熱帯対流圏界面遷移層(TTL)で上昇流が増加する。さらに、7-9日目になると南半球成層圏で上昇流が強まり成層圏気温の低下が明瞭になってくる。これと同時に対流圏赤道付近で上昇流が増加する。また、4-6日に北緯10度近辺に位置した上昇流域は北緯23度付近へ移動し、10度付近は下降流域となる。10-12日目になると熱帯成層圏の上昇流は弱化するが、対流圏南半球赤道付近(赤道~南緯10度)では上昇流がさらに発達する。また北緯10~20度付近は下降流となっているので、この南半球での上昇流の強化はハドレー循環の上昇域の南方への移動を意味している。

成層圏の変化がどのように対流圏に及ぶのかを詳しく見るために図6にモデルグリッドが位置する南緯8.4度の緯度での気温と上昇流の高度-経度断面を積分開始から5日と9日目について示す。下部成層圏気温の低下が顕著になるにつれて、広い経度帯で上部対流圏から成層圏界面にかけて上昇流の発達が見られる。以上の結果から、成層圏突然昇温に伴う成層圏子午面循環の変化が、熱帯対流圏の対流活動に変調を引き起こすことが示唆される。

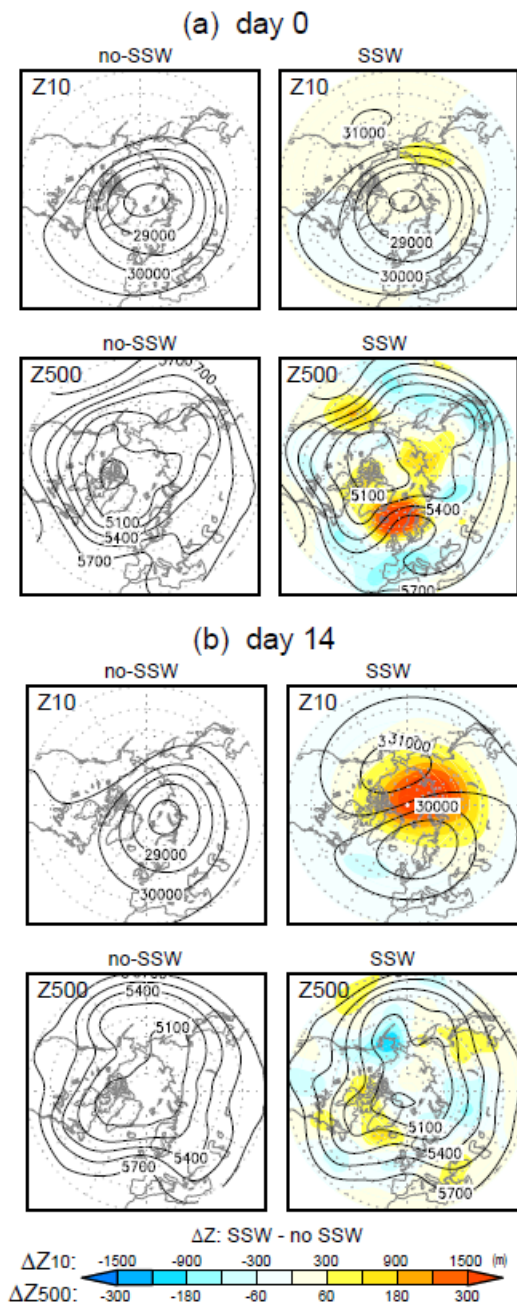


Fig. 3 (a) Ensemble averages of the daily mean geopotential height [m] at 10 hPa (top) and 500 hPa (bottom) on day 0 for the no-SSW (left) and SSW (right) ensembles. The difference between the two ensemble means (ΔZ) is indicated by colored shading in the right panels. (b) As in (a) but for day 14.

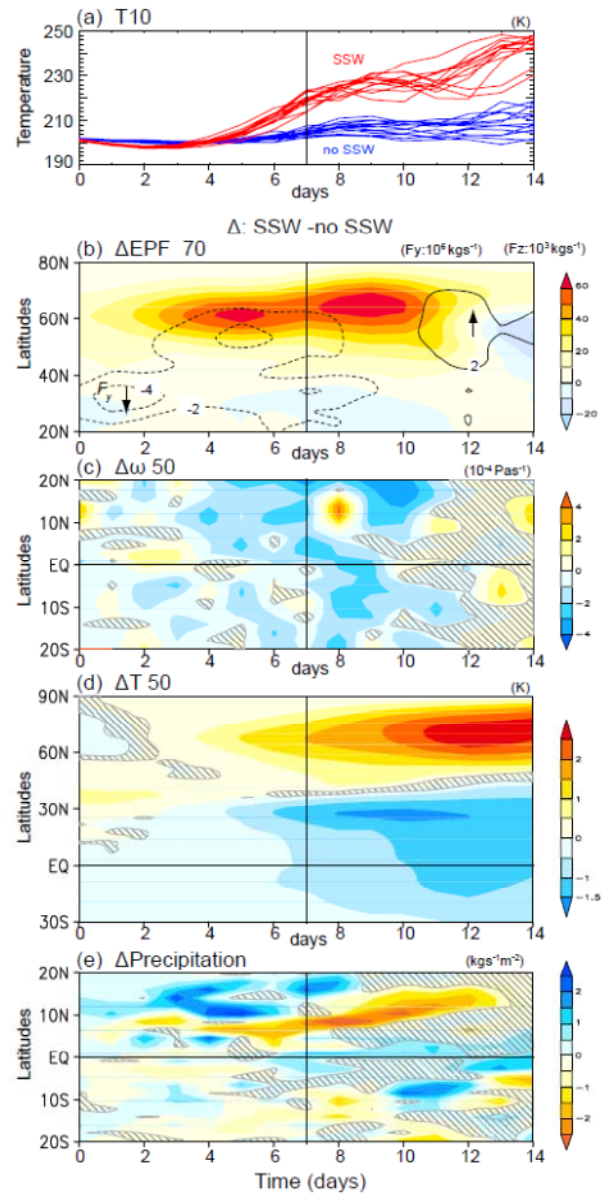


Fig. 4 (a) Time series of 10 hPa air temperature at 80°N for each member of the SSW ensemble (red lines) and each member of the no-SSW ensemble (blue lines). (b) Differences in the latitude-time section of Eliasson–Palm (E–P) fluxes at 70 hPa between the SSW and no-SSW ensembles, weighted by cosine of latitude. The vertical component of the E–P flux is indicated by color shadings [10^4 kg s^{-2}], and the meridional component by contours [10^3 kg s^{-2}]. Arrows indicate the direction of horizontal wave propagation. Zero contour lines are omitted. (c) As in (b), but for pressure-coordinate vertical velocity (ω) at 50 hPa [Pa s^{-1}]. (d) As in (b), but for zonal-mean temperature at 50 hPa [K], weighted by cosine of latitude. (e) As in (b), but for zonal-mean precipitation rate [$\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$]. Shading in panels (c), (d), and (e) indicates that the difference is not statistically significant at the 95% level.

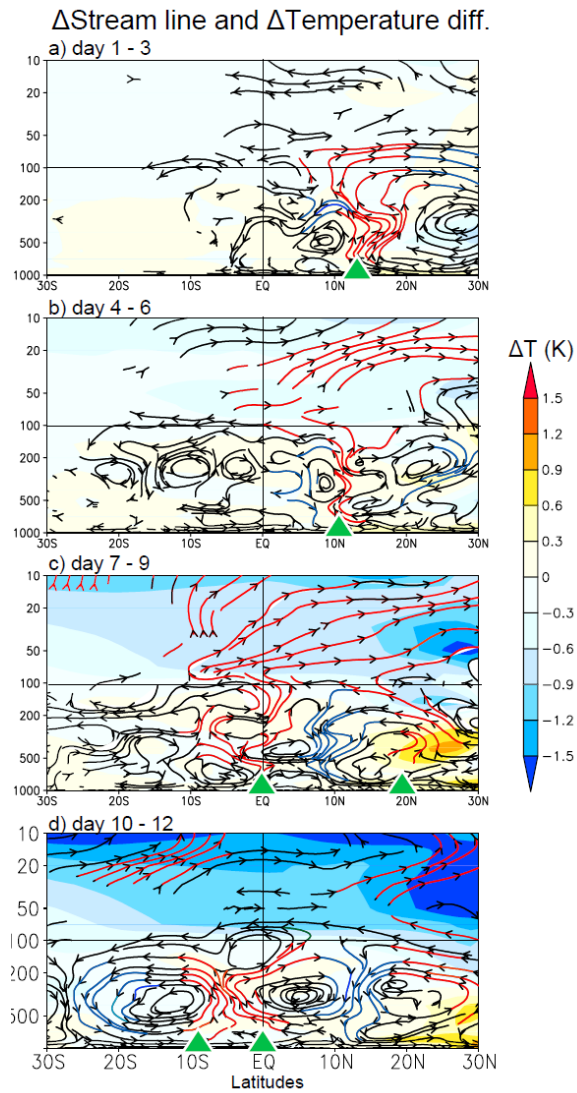


Fig. 5 Three-day-mean differences in zonal-mean temperature (colored shading) and the direction of the mean meridional circulation (streamlines) between the SSW and no-SSW ensembles: (a) days 1–3, (b) days 4–6, (c) days 7–9, and (d) days 10–12. Green triangles indicate the approximate center of the precipitating zones identified in Figure 4e.

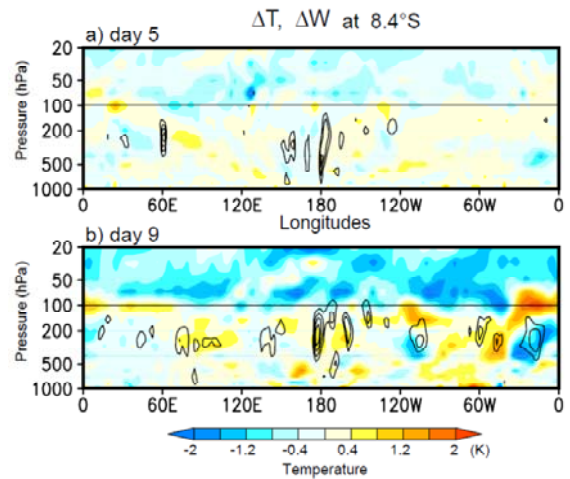


Fig. 6 Height-longitude sections along $8.4^\circ S$ of differences in daily mean temperature (color shading) and vertical velocity (contours) between the SSW and no-SSW ensembles on (a) day 5 and (b) day 9. Only upward velocity is displayed. The contour interval is 0.01 m s^{-1} .