

どんな成層圏突然昇温が対流圏まで伝播するか

山崎 孝治 (北大・地球環境)・中川憲一 (札幌管区气象台)

1. はじめに

冬季北半球の極域成層圏において数日間、数十度以上温度が上昇する劇的な変動現象として、成層圏突然昇温 (Stratospheric Sudden Warming; 以下略して SSW) がある。SSW の形成機構は以下のとおりである (Andrews et al., 1987)。対流圏から励起されたプラネタリー規模の波が上方伝播し、成層圏で砕波することで極夜西風ジェットが減速する。これに伴う極向き流れが極域で下降し断熱昇温により極域気温が上昇する。SSW は極夜西風ジェット (極渦) の急速な減衰と同一の現象であるといえる。

最近、成層圏の極渦の強弱の変動が 2 ~ 3 週間程度のタイムラグを経て対流圏まで下方伝播することを示した研究がなされている (Baldwin and Dunkerton, 1999, 2001; Limpasuvan et al., 2004)。対流圏に伝播すると北極振動の負の位相となる (Thompson and Wallace, 1998, 2000)。

しかし、事例を個々にみると、どのケースでも下方伝播するわけではなく、下方伝播する場合としない場合がある。例えば、1998 年 12 月の SSW は対流圏まで伝播せず、引き続き 1999 年 2 月の SSW は対流圏に伝播し、負の北極振動となった (Baldwin and Dunkerton, 2001)。対流圏まで伝播する場合としない場合の差はどこから生ずるかを明らかにすることが本研究の目的である。

2. データと解析手法

データは ECMWF 客観再解析データ (1957 年 9 月 ~ 2002 年 8 月) を用いた

(Simmons and Gibson, 2000)。日平均値は 1 日 4 回の元データから計算した。極域温度を北緯 80 ~ 90 度の領域平均値として定義する。また種々の物理量に対して気候値を求めた。気候値は毎日の値の 45 年平均値に 20 日のローパスフィルターをかけたものである。以降、偏差とは気候値からの偏差を示す。

SSW の事例は以下の方法で抽出した。まず、10, 20, 30 hPa のいずれかで極域温度が 6 日間で 20K 以上昇温した事例を SSW として選んだ。ただし、10hPa では基準を 2 日以上連続して満たすことを条件とした。一回の昇温事例において、10 hPa における昇温率最大の日を key day とした。次に、SSW が 30 日以内の間隔で連続して起きた場合、昇温率の大きい事例を選んだ。このようにして最終的に 51 事例を抽出した。Limpasuvan (2004) は 44 年間から 39 事例を抽出したが、我々の事例はそれより多く、弱い SSW も含んでいる。

SSW 発生後の対流圏の振る舞いの差を調べるために、SSW 後の 30 日平均の 500 hPa の極域温度偏差が正の場合 (Warm と略) の 28 例と負の場合 (Cold と略) の 23 例の場合に分け、合成図解析を行った。

3. 結果

SSW の時間発展を、高緯度域 (50-80N) の帯状平均東西風偏差で図 1 に示す。成層圏では key day 以前は東西風偏差が正であり、key day 付近で急速に減速し、day +5 付近で負偏差のピークとなる。その後、ゆっくり上層から偏差は回復する。また、負偏差は下

方へ伝播し、下部成層圏では day +10 あたりで負偏差のピークとなり、期間中、持続している。これらの成層圏の SSW の発展は両ケースで大差はないが、対流圏では、2つのケースで大きな違いがある。Warm ケースでは key day の1週間前から既に対流圏の西風偏差が負に転じており、2週間後に負偏差は最大となり 40 日後まで持続している。一方、Cold ケースでは逆に SSW の1週間前から対流圏の西風偏差が正になり、key day 直後にピークとなり、4週間後に負に転じる。500hPa の高緯度東西風偏差を図 2 a に示す。両者は SSW の1週間前までは差がないが、その後から4週間後まで差が生じ、その差は統計的に有意である。

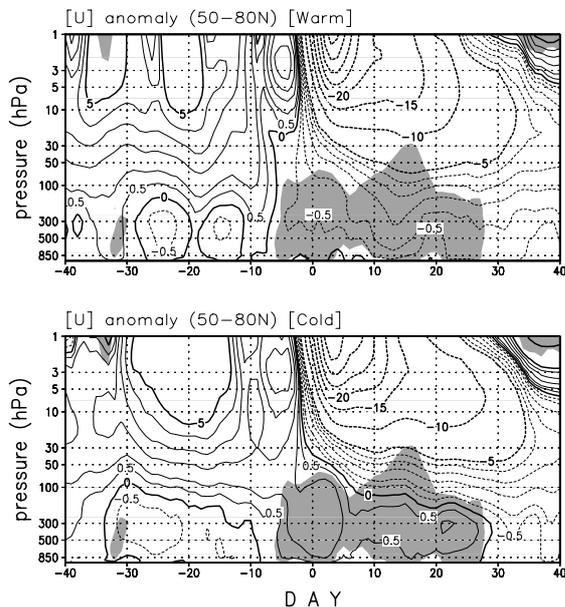


図1 50N-80N 平均の東西風偏差の合成図。(上)対流圏極域昇温(Warm)事例。(下)同降温(Cold)事例。単位は m/s。陰影は2事例の差が危険率5%で有意な部分を示す。横軸は時間で key day の-40日から+40日までを示す。

このように SSW 発生の直前における対流圏での振る舞いが2つのケースで大きく異なることがわかったので、平均流と波の相互作用の観点から SSW の2つのケースの違いを EP flux で調べた(図3)。全 flux でみると、両ケースとも上部対流圏から成層圏への flux が見えるが、Warm のケースでは中高緯度対流圏下部から上向き極向きに向かっており、波加速は 400 hPa 付近を中心として負である。一方、Cold のケースでは対流圏で flux 偏差は赤道方向へ向かっており、高緯度 300hPa 付近を中心に flux は発散し西風加速偏差となっている。

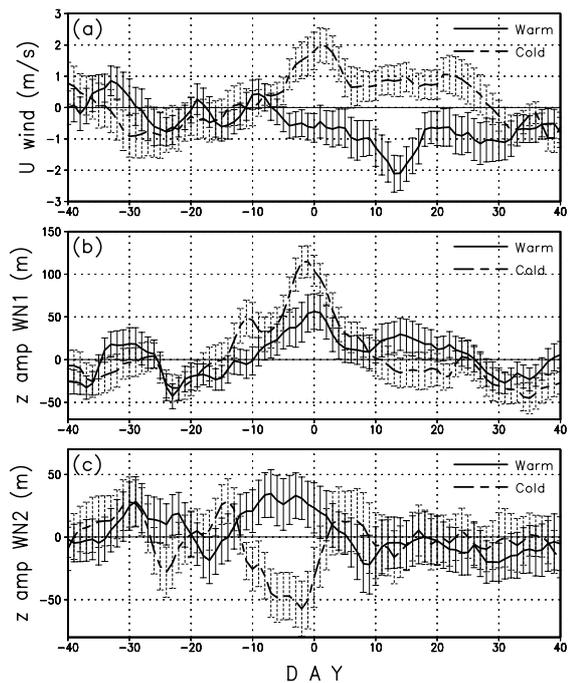


図2 高緯度(50-80N)の 300hPa における東西風偏差 (a:上)、60N, 100hPa における高度場の波数1の振幅偏差 (b:中)、同じ位置の波数2の振幅偏差 (c:下)。実線が Warm 事例、破線が Cold 事例。エラーバーは標準誤差を示す。

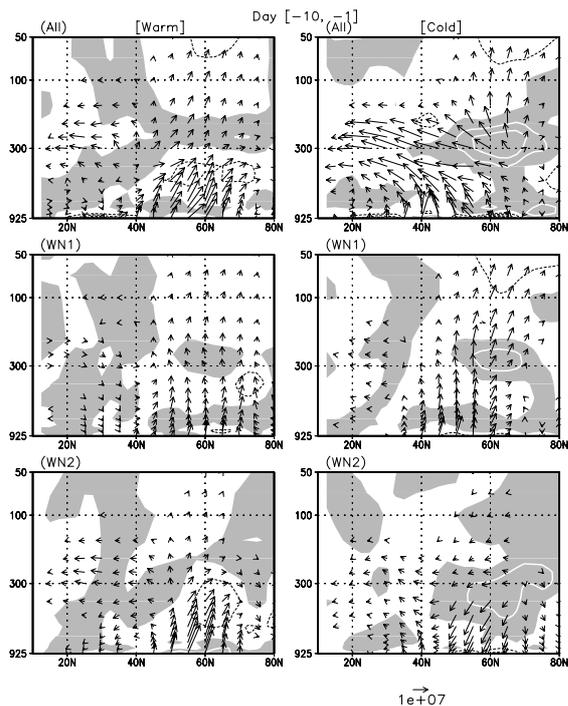


図3 SSWの10日前平均のEP flux(矢印)とその発散の偏差(等値線、 $1 \text{ s}^{-1} \text{ day}^{-1}$ ごと、陰影は正)。(上)全flux。(中)波数1の寄与。(下)波数2の寄与。(左)はWarm事例。(右)はCold事例。矢印は水平fluxが $1 \times 10^7 \text{ kg s}^{-2}$ の大きさが右下の矢印。鉛直成分は100倍してある。

次に、波数分解によりどのスケールの波が2つの違いに寄与しているかを調べ、主に波数1と2の違いがあることがわかった。波数1は両ケースとも対流圏下部から成層圏へ上方伝播しているが、Coldのほうが上部対流圏からのfluxが大きく、300hPa付近で発散している。波数2では、Warmにおいてはfluxは上向き偏差であり、対流圏高緯度の西風を減速しているが、Coldにおいてはfluxは下向き赤道向き偏差で対流圏高緯度の西風を加速している。

波数1と2の違いを60N、100hPaの高度場での波の振幅でみたのが、図2bと図2c

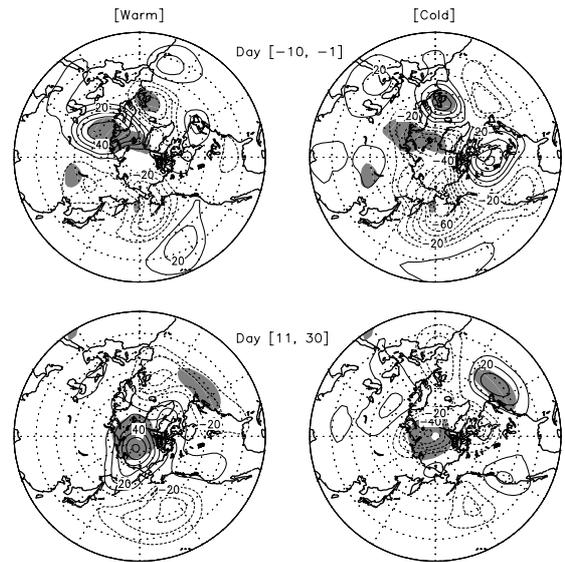


図4 (上)SSWの10日前平均の500hPa高度の偏差。(下)day +11からday +30までの20日平均の500hPa高度偏差。(左)はWarm事例。(右)はCold事例。ゼロの等値線は省略。2つの事例の差が5%の危険率で有意なところに陰影。

である。波数1はSSWの直前に両者とも増幅するが、Coldのほうが増幅が顕著である。波数2はSSWの10日前からWarmの場合は増幅するが、Coldの場合は顕著に減衰している。

次にSSW発生前後の対流圏空間パターンの特徴を500hPaの高度偏差で見たものを図4に示す。SSW発生前10日平均では、ベーリング海を中心とした大きな負偏差とハドソン湾付近の正偏差が共通して見られる。一方、大西洋からシベリアにかけては顕著な差が見られる。Warmの場合は、北欧で負、西シベリアで正、東シベリアで負の偏差であ

る負のユーラシア (EU) パターン (Wallace and Gutzler, 1981) に似た構造が見られる。一方、Cold の場合は、ほぼ逆で正の EU パターンになっている。

SSW 後、11-30 日の 20 日平均場をみると、Warm では北極域で正偏差、その周りの北太平洋と北大西洋で負偏差となっており、負の北極振動 (Thompson and Wallace, 1998) と良く似た構造となっている。一方、Cold ケースでは北極域で負偏差であり、どちらかといえば北極振動は正である。SSW 前に見られる EU パターンは、元来の EU パターンより、Ohhashi and Yamazaki (1999) が大西洋・ユーラシア域での wave activity flux (Plumb, 1985) の EOF 解析から求めた EU1 パターンにより似ている。Ohhashi and Yamazaki (1999) では、EU1 パターンが対流圏北極振動の位相を支配することをデータ解析から求めており、今回の結果と整合的である。

4 . 議論とまとめ

対流圏から成層圏へ伝播するプラネタリー波が SSW を引き起こすのであるが、対流圏から伝播してゆくときに波数 1 が卓越する場合には既に対流圏でプラネタリー波の作用によって西風加速が生じ、対流圏への下方伝播が大きく遅れる傾向にある。一方、波数 2 も卓越する場合には SSW 以前に西風減速が生じて対流圏へすばやく伝播しているように見える。これは SSW 直前にできた対流圏での偏差がその後も持続していると解釈できる。波数 2 の SSW が対流圏に早く伝播しやすいということは、Yoden et al. (1999) の数値実験と整合的であるが、彼らの結果では対流圏下層までシグナルが下りていない。

また、SSW が対流圏へ下方伝播する (しない) ときは、SSW 直前の対流圏の EU パターンが負 (正) となる傾向にある。

SSW の対流圏への伝播に関して波数 1 と 2 の違いが大きいことがわかった。波数 1 の SSW は極渦が北極からずれるものであり、波数 2 の SSW は極渦が 2 つにちぎれるものである。当研究では SSW 後の 30 日平均の 500hPa 極域温度 (TP500) で分類したので、対流圏の差は当然ともいえる。そこで、主観的ではあるが 50hPa の SSW の推移から、波数 1 型と 2 型に分類すると、1 型は 37 例で 2 型は 14 例であった。14 例の 2 型のうち、TP500 が正偏差であったのが 11 例、負偏差は 3 例であった。37 例の 1 型のうち、TP500 が正偏差であったのは 17 例、負偏差であったのが 20 例であった。波数 2 型の SSW のほうが、対流圏まで伝播しやすい傾向があることがわかる。

このことをより客観的に調べるために、150hPa の高緯度 (50-80N) の SSW の 1 週間前平均の波数 2 の上向き EP flux 偏差で SSW を分類した。EP flux 偏差が 51 例平均より大きい 16 例と小さい 35 例の高緯度の東西風偏差を図 5 (上と 2 段目) に示す。波数 2 の flux が大きい場合は、対流圏の東西風の負偏差は day -10 から現れるが、波数 2 の flux が減少した場合は、負偏差は day +10 に現れる。その間の西風偏差の差は統計的に有意である。Day +10 以降は、波数 2 の flux が大きい場合のほうが下部成層圏・対流圏で負偏差が大きい傾向があるが (図 5 の 3 段目) その差は有意ではない。

当研究は、成層圏変動が対流圏循環へ影響するという過去の研究 (Baldwin and Dunkerton, 1999, 2001; Limpasuvan et al., 2004) と必ずしも矛盾するものではない。

すべての例(51 例)の高緯度東西風偏差の時系列(図5 最下段)を見れば、対流圏の負偏差はSSWの1週間後に現れ、day +55まで持続している。また、波数2が増大する場合も減少する場合も、SSW以後、対流圏の風は減速している。特に、day +5 から day +15にかけては両ケースとも減速している。それ以降も、対流圏では負偏差が持続している。Day +5 ~ +15にかけての減速は主に成層圏での wave forcing により誘起された残差子午面循環によるもので、それ以降は暖かい下部成層圏が放射冷却することにより誘起された残差子午面循環によるものであろう(Thompson et al., 2005)。当研究の主張は以下のとおりである。SSW のとき対流圏でプラネタリー波が増幅するが、波数1に加えて波数2も増大する場合は、波数2が対流圏でSSW以前に高緯度の風を減速しており、すでに対流圏が負偏差である状態に後で成層圏の影響が加わる。そのため、対流圏での偏差は早く顕著になる。一方、波数1のみの場合は波が対流圏から成層圏へ伝播するとき、対流圏で加速しており、対流圏で正偏差状態から成層圏の影響が加わる。そのため対流圏での負偏差形成は遅れる。波数1と2の区別は成層圏突然昇温の対流圏への影響をさらに細かく区別することとなり、長期予報の精度向上に役立つと期待される。

参考文献

Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy, "Middle Atmosphere Dynamics", Academic Press, 489pp, 1987.

Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J. Geophys. Res.*, 104, 30937-30946, 1999.

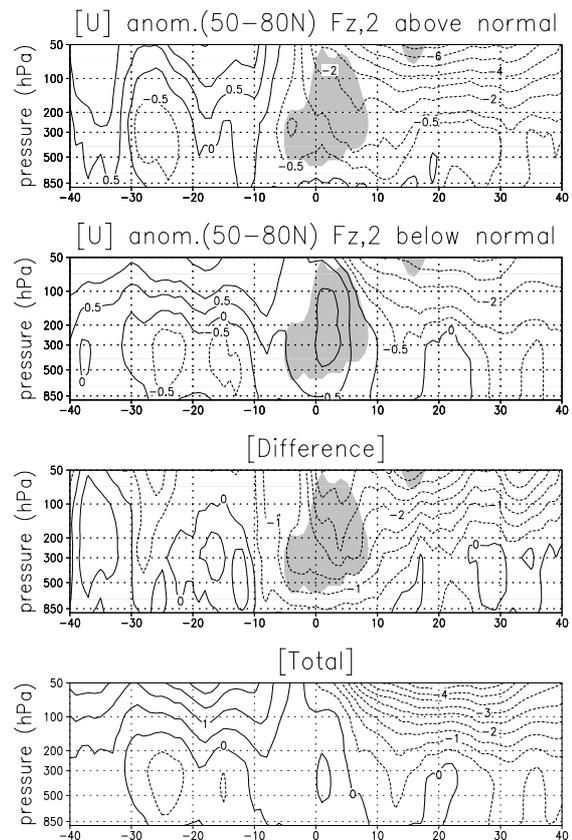


図5 高緯度(50-80N平均)、150hPaにおける波数2の上向き EP flux が全事例平均よりも大きい場合(上)と少ない場合(2段目)の高緯度の西風偏差。単位は m/s。3段目はその差。差が危険率 5%で有意なところに陰影。最下段は全事例。

Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes, *Science*, 294, 581-584, 2001.

Limpasuvan, V., D. W. J. Thompson, and D. L. Hartmann, The life cycle of the Northern Hemisphere sudden stratospheric warmings, *J. Climate*, 17, 2584-2596, 2004.

- Ohhashi, Y., and K. Yamazaki, Variability of the Eurasian pattern and its interpretation by wave activity flux. *J. Meteor. Soc. Japan*, 77, 495-511, 1999.
- Plumb, R. A., On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, 42, 217-229, 1985.
- Simmons, A. J., and J. K. Gibson, The ERA-40 project plan, *ERA-40 Proj. Rep. Ser. 1*, 63 pp., Eur. Cent. For Medium Range Weather Forecasts, Reading, UK, 2000.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297-1300, 1998.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Climate*, 13, 1000-1016, 2000.
- Thompson, D. W. J., J. C. Furtado, and T. G. Shepherd, The "Direct Effect" of stratospheric variability on the troposphere. *J. Atmos. Sci.*, 2005 (submitted).
- Wallace, J. M., D. S. Gutzler, Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 784-812, 1981.
- Yoden, S., T. Yamaga, S. Pawson and U. Langematz, A composite analysis of the stratospheric sudden warmings simulated in a perpetual January integration of the Berlin TSM GCM, *J. Meteor. Soc. Japan*, 77(2), 431-445, 1999.