

2003年日本における冷夏の解析と数値実験

宮坂 隆之・荒井 美紀・木本 昌秀 (東京大学気候システム研究センター)

1. はじめに

2003年は、オホーツク海高気圧が例年に比べ顕著に発達した年であり、このことが一つの要因となってその年の日本に冷夏をもたらすこととなった(図1)。

オホーツク海高気圧の形成には、夏季オホーツク海北岸の南北温度傾度逆転に伴う西風の弱化や、西方から伝播してくる準定常ロスビー波束が深く関与していることが知られている(Nakamura and Fukamachi, 2004)。一方、その経年変動については、オホーツク海周辺における海陸温度コントラストの偏差と強い相関がある(Tachibana et al., 2004)ものの、いまだ未解明な部分も多い。

本研究では、2003年夏季においてオホーツク海高気圧が平年に比べ特に発達した要因とそのメカニズムについて明らかにすることを目的とする。

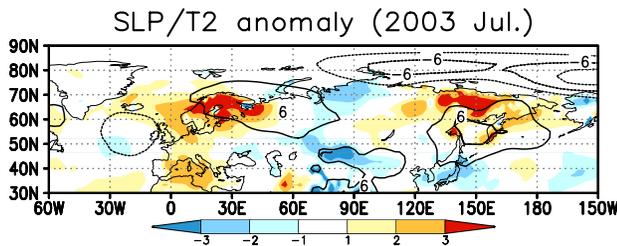


図1: 2003年7月における月平均海面更正気圧偏差(等値線[hPa]:3hPa毎)および月平均2m気温偏差(陰影[°C]:下端凡例参照)。

2. データ

観測データの解析には、NCEP/NCAR再解析データ(期間:1979-2003)およびNOAA OISST(期間:1982-2003)を用いた。また、大気大循環モデルCCSR/NIES/FRCGC AGCM ver5.7b(T106L56)を用いてアンサンブル実験を行った。SSTに対し、気候値を与えた実験(以下CLIM実験)および北大西洋上に低温パッチを埋め込み、それ以外の地域に気候値を与えた実験(以下CP実験)について、それぞれ5月1日から10日までの再解析データを初期値とし、10本のアンサンブルを作成した。

3. 2003年夏季大気循環場の特徴

2003年7月におけるオホーツク海高気圧の著し

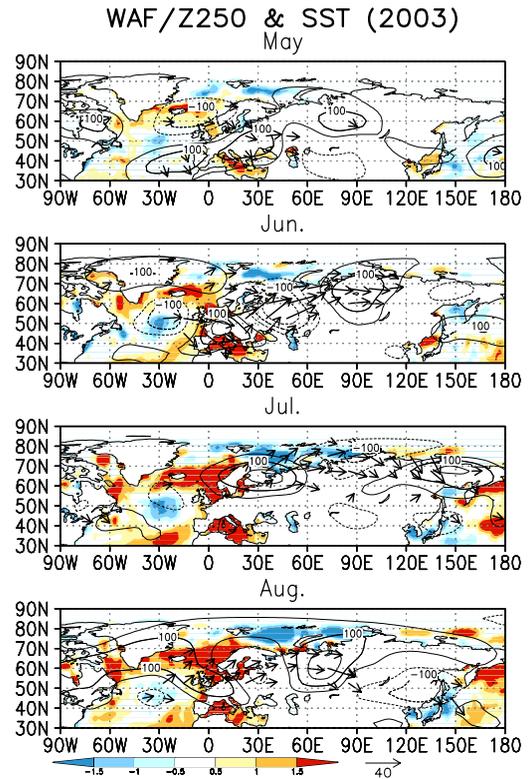


図2: 2003年5月から8月における月平均偏差図。250hPa面高度偏差(等値線[m]:50m毎)、波活動度フラックス(矢印[m²s⁻²]:右下矢印が40m²s⁻²)および海面水温偏差(陰影[°C]:下端凡例参照)。

い発達と準定常ロスビー波との関連性を探るために、Takaya and Nakamura(2001)の wave-activity flux によって西方からの波束伝播を評価した。ここでの基本場は気候値とし、月平均場を作成した(図2)。その結果、オホーツク海高気圧に対応する上空の高気圧偏差が顕著に現れる前の6月以降、ユーラシア大陸の北辺域を通る波束伝播が確認できた。このような量的規模の波束伝播が表れる年は、過去20年を見る限りほとんどなく、2003年夏季の特徴的な現象の一つであると言える。また、移動性擾乱を取り除いて長周期擾乱を抽出させた日平均場について、同様の解析を行ってみたところ、西方からのまとまった波束伝播が数回繰り返されている様子が確認できた(図略)。こうした波束伝播が見られた地域は、夏季ユーラシア大陸上に現れる亜寒帯ジェット的位置と対応しているた

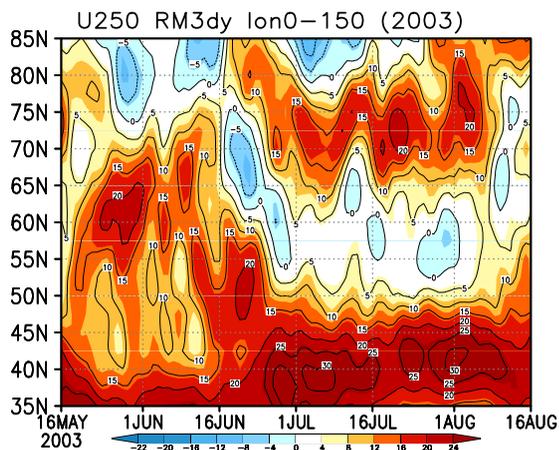


図 3: 2003 年 5 月中旬から 8 月中旬までの、ユーラシア大陸域 (経度 0 度から東経 150 度平均) における東西風 3 日移動平均場 (等値線 [m s^{-1}]: 5 m s^{-1} 毎, 陰影 [m s^{-1}]: 下端凡例参照) の時間 緯度断面図。

め、西風が強い場所に沿って波が伝わったものと解釈できる。

そこで、そうした波束伝播と深く関係していると思われる東西風の様子について調べた。図 3 は、250hPa 面東西風について、ユーラシア大陸に合わせる形で経度 0 度から東経 150 度まで東西に平均した時間 緯度断面図である。この図から、5 月下旬から北緯 65 度付近に亜寒帯ジェットが表れていることが確認できる。また、6 月下旬からは亜寒帯ジェットと亜熱帯ジェットの両方が強まり、ダブルジェット構造が発達している。こうした様子は、図 4 で示した東西風偏差の時間 緯度断面図で見ると、より理解しやすい。すなわち、亜寒帯ジェットの強まりと、ジェットで挟まれた地域での東風偏差が明瞭に表れていることがわかる。さらに、7 月における東西風の月平均偏差場 (図略) などからも、ユーラシア大陸北部の西風偏差域と、その南側の東風偏差域が帯状に広がっている様子が確認でき、図 4 で示したものと同様の結果が表れていた。

このように、亜寒帯ジェットが強化された状態にある時は、ヨーロッパからの波が伝わりやすくなっていると考えられるので、2003 年夏季ユーラシア大陸上に見られた大量の波束伝播とダブルジェット構造とが密接に関係していたものと思われる。しかしながら、1ヶ月以上という長い時間スケールでダブルジェット構造が現れるためには、何らかの維持機構が働いている可能性がある。例えば、Shutts(1983) は移動性擾乱の強制がブロッキングおよびその場所でのダブルジェット構造を維持さ

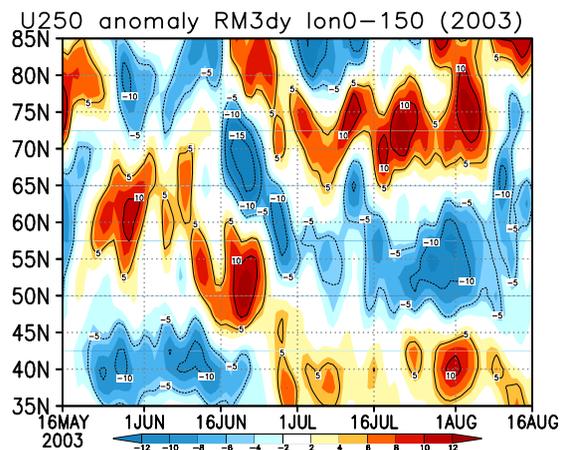


図 4: 図 3 と同様。ただし、東西風偏差の 3 日移動平均場。

せるということを指摘している。次節では、長周期擾乱による強制という視点で、ロスビー波束伝播とダブルジェット構造との関係について考えることにする。

4. 長周期擾乱による東西風場への寄与

ここでは、顕著な波束伝播に対応する長周期擾乱が、東西風の場にどのような影響を及ぼしていたのかについて着目する。図 5, 6 は、日平均データを用いて作成した 2003 年夏季 3ヶ月平均の E-vector (Hoskins et al., 1983) および流線関数 Tendency

$$\mathbf{E} = (\overline{v'^2 - u'^2}, -\overline{u'v'})$$

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} \approx -\nabla^{-2}(\nabla \cdot \overline{v'\zeta'})$$

を示している。ここでの基本場は気候値とし、そこからの偏差に対して 15 日移動平均を掛け、長周期擾乱を取り出している。まず E-vector を見てみると、ユーラシア大陸北西部での発散および大陸東部での収束が確認できる。こうした場所では、それぞれ西風加速および西風減速に対応するような Forcing が卓越していたことになる。このようなパターンは、7 月の東西風偏差場で表れていたような、ユーラシア大陸北部における西風偏差およびその南側での東風偏差と対応していることがわかる。同様に、この周期の擾乱がもたらす Forcing について流線関数 Tendency で見てみると、やはり E-vector で発散・収束が表れた地域において、それぞれ西風および東風の Forcing に対応する形で南北の勾配が大きくなっていることがわかる。さらに、ユーラシア北西方から大陸南東部にかけて低気圧、高気圧、低気圧という形で Forcing が

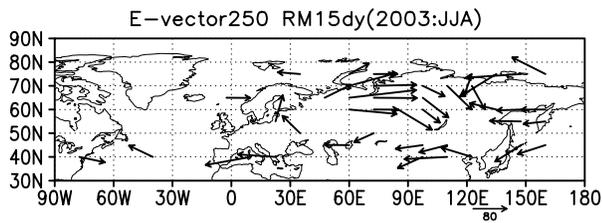


図 5: 2003 年夏季 3ヶ月平均の 250hPa 面 E-vector(矢印 $[m^2s^{-2}]$:右下矢印が $80m^2s^{-2}$).

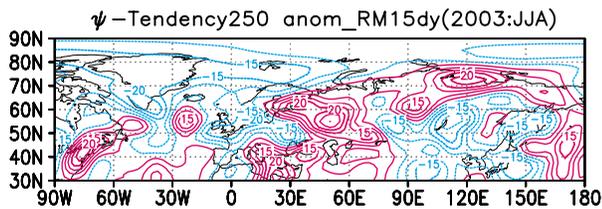


図 6: 2003 年夏季 3ヶ月平均の 250hPa 面流線関数 Tendency(等値線 $[m^2s^{-2}]$: $5m^2s^{-2}$ 毎)

表れており、ダブルジェット構造形成に寄与しているとみられるパターンも確認できた。ここで見てきた、大陸北西での西風加速というのは、ヨーロッパからの波束伝播が起こりやすい場の形成に効いていたと考えられる。また、大陸東側での西風減速は、ヨーロッパから弧を描いて伝わって来た波の伝播がこの地域で阻害され(砕波)、波束エネルギーが蓄積されるというプロセスを通して、ブロッキングが起こりやすい場の形成に効いていたと解釈できる。

一方、擾乱に掛けた filter を 5 日等にして緩くし、短周期擾乱による東西風への寄与についても同様に見積もったが(図略)、長周期擾乱による Forcing で表れていたような、ダブルジェット構造をもたらし得るパターンは明瞭でなかった。

以上のことから、2003 年夏季ユーラシア大陸上の波束伝播に対応する長周期擾乱が 7 月の東アジア地域における高気圧偏差(ブロッキング)および大陸上のダブルジェット構造形成に寄与していたことを示唆する結果が得られた。このようなプロセスの元では、長周期擾乱と東西風の間がフィードバック的な様相を示していたとも考えることができる。

5. 北大西洋上の波源

ここで、再び図 2 に立ち戻り、2003 年夏季ユーラシア大陸上の顕著な波束伝播をもたらし得る要因について考えてみる。大陸上に表れた波束伝播を上流側にさかのぼって見てみると、波束伝播の

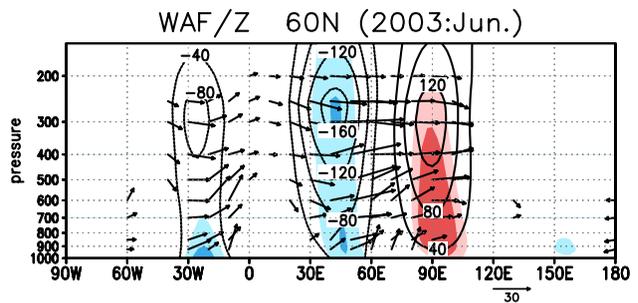


図 7: 2003 年 6 月における北緯 60 度の経度 高度断面図。等圧面高度偏差(等値線 $[m]$: $40m$ 毎, 陰影:90,95% 有意), 波活動度フラックス(矢印 $[m^2s^{-2}]$:右下矢印が $30m^2s^{-2}$)

出発点、つまり波源に当たるものが北大西洋上の低気圧偏差であることがわかる。図 2 を見る限り、夏季 3 ヶ月ともに北大西洋上には低気圧偏差が表れている。また、長周期擾乱を取り出した日平均場(図略)においても、5 月下旬から 8 月中旬にかけて、同様の位置に低気圧偏差が存在していた。

一方、これまで見てこなかった図 2 の SST 偏差に注目してみる。北大西洋に目を向けると、低気圧偏差と同じ場所には、夏季を通じて負の SST 偏差が存在していたことが確認できる。さらに、低気圧偏差が表れる以前の 5 月の時点で既に低温偏差が形成されていることから、北大西洋上の低気圧偏差は、その場所に存在していた SST の負偏差に対応する形で発達した可能性が考えられる。また、6 月の月平均偏差場における、北緯 60 度で切った経度 高度断面図(図 7)からは、多少傾圧的な構造を持った北大西洋上低気圧偏差の下層から、上向きの波束伝播が表れていることがわかる。これらのことから、ユーラシア大陸上の顕著な波束伝播をもたらしたものは、北大西洋上に見られる負の SST アノマリーに対応した低気圧偏差ではないかといった仮説が導き出せる。

6. AGCM によるアンサンブル実験

前の章で得られた仮説を検証するために、高解像度版 AGCM を用いて、10 メンバーのアンサンブル実験を 2 種類行った(2 章の「データ」参照)。夏季 3 ヶ月平均の CLIM 実験および CP 実験の結果を図 8 で示している。ここでの基本場は、CLIM 実験のアンサンブル平均場とした。また、各アンサンブルの月平均場毎に基本場からのずれとして擾乱を定義し、それらを全平均(一つの実験で 3 ヶ月 \times 10 メンバー = 30 サンプルを平均)すること

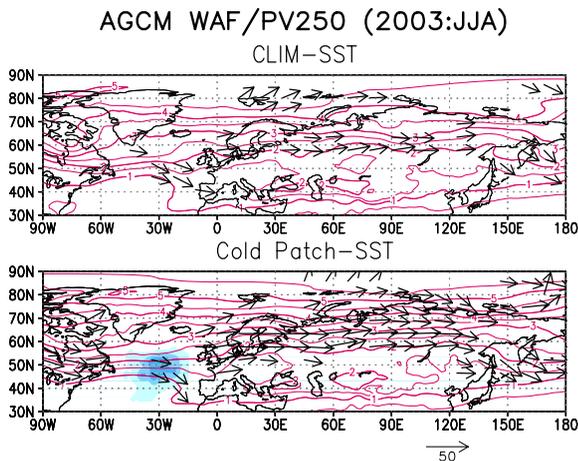


図 8: CLIM 実験 (上) および CP 実験 (下) による, 夏季 3ヶ月平均の 250hPa 面波活動度フラックス (矢印 [m^2s^{-2}]; 右下矢印が $50\text{m}^2\text{s}^{-2}$), ポテンシャル渦度 (等値線 [$10^{-6}\text{m}^2\text{s}^{-1}\text{K kg}^{-1} \equiv 1\text{PVU}$]; 0.5PVU 毎), および低温パッチとして与えた SST 偏差 (陰影 [K]; 0.5K 毎).

で, wave-activity flux を求めた. 等温位面のポテンシャル渦度: $P_\theta = -g(\zeta_\theta + f)(\partial\theta/\partial p)$ については, 等圧面を等温位面と仮定して算出を行った.

まず, wave-activity flux に着目してみると, 北大西洋上に低温偏差を与えることで, ユーラシア大陸上の波束伝播が多く現れることがわかる. つまり, 低温パッチが波束伝播量増大に寄与しているという仮説を支持する結果が得られたことになる.

また, 波束伝播の顕著な CP 実験の方が, ユーラシア大陸上のポテンシャル渦度南北勾配が大きいということも確認できる. このことは, 観測データの解析で見られた, 波束伝播が顕著な場所での西風加速と矛盾していない結果である.

7. まとめと結論

2003 年の日本における冷夏と対応するオホーツク海高気圧がどのようなメカニズムで発達したのかに着目して解析を行った.

その結果, 同年の夏季ユーラシア大陸上において準定常ロスビー波束伝播 (長周期擾乱) およびダブルジェット構造が平年に比べ顕著に表れていたことがわかった. ここでの長周期擾乱がもたらす Forcing について調べたところ, 大陸上のダブルジェット構造をもたらし得るパターンが確認できた. こうしたことから, 長周期擾乱がオホーツク海高気圧の強固な発達および日本の冷夏と関係していたと考えられる.

また, オホーツク海高気圧発達以前から見られる, 北大西洋 SST 負偏差上の低気圧偏差が波源と

して働き, 波束伝播を活発化させたのではないかという仮説に基づいて, AGCM のアンサンブル実験を行った. それによって, 低温パッチが波束伝播量増大に寄与しているという仮説を支持する結果が得られた. さらに, 長周期擾乱による西風強化の可能性についても示唆された.

以上のことから, オホーツク海高気圧の経年変動, さらには日本における夏季の天候を知るためには, 夏季ユーラシア大陸上の長周期擾乱や, 北大西洋上の SST 偏差にも注目する必要があると考えられる.

謝 辞

本研究推進にあたり, 東京大学気候システム研究センターの稲津将博士および地球観測フロンティア研究システムの佐藤尚毅博士には, 意義深いご助言をいただきました. また, 高度情報科学技術研究機構の井上孝洋氏には, AGCM を用いた実験を行う際に多くのご助言をいただきました. 以上の方々に対し, ここに深く感謝の意を表します.

参考文献

- Hoskins, B. J., I. N. James and G. H. White, 1983: The shape, propagation and mean-flow interaction of large-scale weather systems. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1595–1612.
- Nakamura, H. and T. Fukamachi, 2004: Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1213–1233.
- Shutts, G. J., 1983: The propagation of eddies in diffluent jetstreams: eddy vorticity forcing of 'blocking' flow fields. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **109**, 737–761.
- Tachibana, Y., T. Iwamoto, M. Ogi, and Y. Watanabe, 2004: Abnormal meridional temperature gradient and its relation to the Okhotsk high. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1399–1415.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasi-geostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608–627.