

北東アジア-シベリア間の夏季降水量 振動モードとロスビー波

東京大学気候システム研究センター 岩尾 航希 ・ 高橋 正明

1. はじめに

モンゴル・内モンゴルを含む北東アジア域では1990年代に夏季降水量が多く、その後1999年から4年連続で降水量の少ない夏が続いた。この地域では、年間の降水が夏季に集中しているため[Yatagai and Yasunari, 1995]、夏季降水量が地表面の気候・環境に与える影響は大きく、この時の干魃がその後の季節に生じたゾド[森永・篠田, 2003]や黄砂現象の増加[Kurosaki and Mikami, 2003]など自然災害と、密接に関係していることが考えられている[篠田・森永, 2005]。

Iwao and Takahashi [2006]では、夏季降水量の経年変化に北東アジア・シベリア間の振動モードがあり、このモードには亜熱帯ジェット上とユーラシア大陸北部を西から伝播してくるロスビー波が関係していることを示した。またIwasaki and Nii [2006]は、モンゴルの雨期には7月中旬にしばしば中休みが観測され、亜熱帯ジェット上を伝播するロスビー波が関与していることを示した。特徴の一致から、これらの現象は関連していることが考えられる。

亜熱帯ジェット上やユーラシア大陸北部を伝播するロスビー波は夏季ユーラシア大陸上を伝播する主要な波動としてよく知られており[Enomoto et al., 2003; Nakamura and Fukamachi, 2004; Sato and Takahashi, 2006]、これまで別々に議論されることが多かった。しかしながら、北東アジア・シベリア間に降水量の振動モードが存在することは、これらの領域を伝播するロスビー波同士が関係性を持っていることを示唆する。

本研究では、Iwao and Takahashi [2006]の延長として、北東アジア・シベリア間の夏季降水量振動モードのメカニズムを明らかにすることを目的とする。まず、

亜熱帯ジェット上とユーラシア大陸北部上空を伝播するロスビー波同士の関係性を調べ、そしてその関係において、夏季降水量の振動モードがどのように発現するのか、合成解析を用いて明らかにする。

2. データと解析方法

降水量に関しては、National Climatic Data Center (NCDC) 提供の日降水量データを用いた。北ユーラシアにおいて比較的欠損値の少ない観測点を均一に39地点選び、1961-2004年にわたり整備した。

気象場についてはECMWF・ERA40の6時間間隔データを用い、それから長周期の偏差場データを作成した。具体的には、まず季節変化する日々の気候値を、入手可能な全ての年(1958-2002年)の各日について平均し、それに31日の移動平均をかけることにより定義した。そして日々データの気候値からの偏差に対して10日のlow-pass filterをかけ、長周期偏差場データを算出した。解析期間は両データがカバーする1961-2002年の夏季とする。

3. 結果

3.1 夏季降水量の振動モード

Iwao and Takahashi [2006]では格子データを用いて7月降水量の経年変化(1979-2004年)に北東アジア・シベリア間の振動モードがあることを示した。この振動モードを長期間(1961-2004年)の定点観測データでも確認するため、39観測点の夏季(JJA)平均降水量の経年変化にEOF解析を行った。図1は得られた第1モードの空間パターンとその経年変化を示している。正の値を持つ観測点がモンゴルから主にその南東に広がっており、負の値を持つ観測点はシベリアに分布している。つまり北東アジア・シ

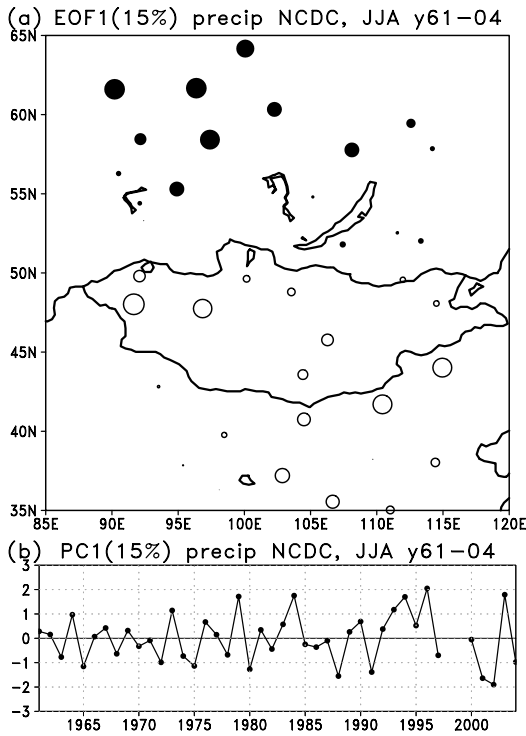


図 1: 北ユーラシア 39 観測点において、夏季(JJA)降水量の経年変化(1961-2004)に EOF 解析を行った結果得られた、第 1 モードの(a)空間パターンと(b)時間係数。(a)において○と●がそれぞれ正、負の値を示している。

ベリア間の振動パターンは長期間の定点観測データにも明瞭に見られることが確認できた。またこのモードの時系列は 1990 年代中盤に大きく、2001, 2002 年には非常に小さい値を示している。これらの結果は Iwao and Takahashi [2006] と整合的な結果となっている。

3. 2 夏季ユーラシア大陸上の長周期変動

夏季亜熱帯ジェット上とユーラシア大陸北部上層にはロスビー波の導波管構造が確認できる(図省略)。この領域を伝播する準定常的なロスビー波同士の関係を明らかにするため、ユーラシア大陸上層における 40N と 60N の南北風の長周期変動 v' (30-150E, 40 60N, 200hPa, JJA 1961-2002) に対して EOF 解析を行った。

図 2 は得られた EOF 第 1 モードと第 2 モード (VEOF1 と VEOF2) の空間パターンを表している。もしこれら緯度帯を伝播するロスビー波が完全に独立

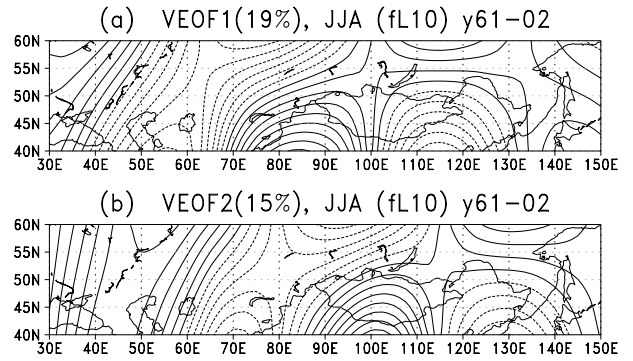


図 2: ユーラシア大陸上層の二つの緯度帯における南北風 v' (30-150E, 40 60N, 200hPa)の、1961-2002 年夏季(JJA)における長周期変動に対して EOF 解析を行った結果得られた、(a)第 1 モードと(b)第 2 モードの空間パターン。

ならば、それらロスビー波は別々のモードとして抽出されることが考えられる。しかし、ここで抽出された VEOF1 と VEOF2 はどちらも両緯度帯に波列パターンを有しており、これら緯度帯を伝播するロスビー波同士が関係を持っていることを意味している。VEOF1 と VEOF2 のどちらのパターンにおいても、40N と 60N に沿った東西波長は経度にしてそれぞれ 60° と 80° となっている。この値は、ロスビー波の理論から導いた波数と矛盾しない。また、両緯度帯の偏差はユーラシア大陸東部で南北逆位相になっており、南北で波長が違うので西に行くほど位相が近くなっているのが分かる。さらに、VEOF2 は VEOF1 よりも 1/4 波長東にずれたパターンをしている。つまり、これら二つのモードで東西の位相のずれを説明する。

VEOF1 と VEOF2 から再構成された南北風の偏差場に対して時空間スペクトル解析を行った結果(図省略)、46 日周期の定在波と 18 日周期の東進波に強いピークが見られた。波長構造を含め、これらの特徴は Terao [1998]と整合的な結果を示している。

VEOF の時系列(VPC1 と VPC2)を用いて、降水量の振動モードと関係する VEOFs の位相を特定する。図 3 は北東アジアで降水量が多くシベリアで少なかった年(図 3a)と、逆に北東アジアで少なくシベリアで多かった年(図 3b)において、VPC1 と VPC2 を位相平面上にプロットしたものを、ガウス分布からの確率密度の偏差として示したものである。プロットした年は、

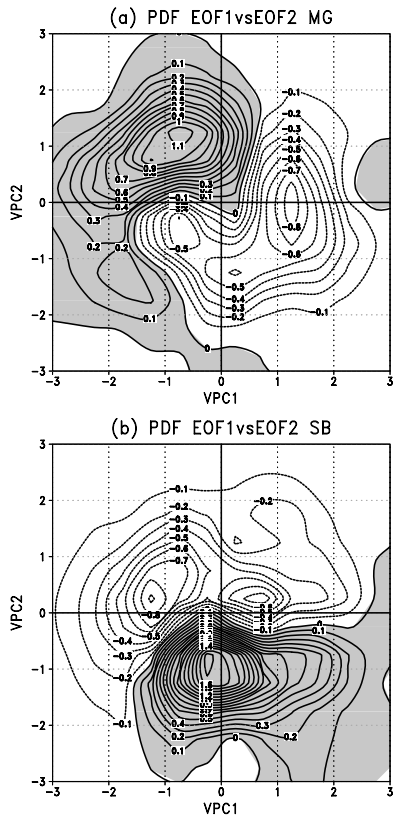


図 3: 降水量が(a)北東アジアで多くシベリアで少なかった 7 年と、(b)北東アジアで少なくシベリアが多かった 7 年において位相平面上にプロットした、VPC1 と VPC2 の確率密度分布の、ガウス分布から偏差(%)。座標は VPC1 の標準偏差で基準化している。

夏季平均降水量に対して EOF 解析を行い得られた時系列(図 1b)を基に、上位と下位の 7 年間で定義した。北東アジアで多雨であった年においては第 4 象限で、シベリアで多雨であった年には第 2 象限と第 3 象限の間で確率密度が高くなっているのが分かる。このことは、特定の位相を持つ定常的なロスビー波が降水量の南北振動に関与していることを示唆している。

3. 3 降水量振動パターンを伴う気象場の偏差

降水量の振動パターンを形成する大気の偏差場を調べるため、図 3 で確率密度が高かった位相を持つイベントを合成し解析を行う。合成するイベントは、VPC1 と VPC2 が第 4 象限、もしくは第 2 と 3 象限間の位相を持ち、その振幅(図 3 の中心からの距離)が 1 以上、更にこの二つの条件が 5 日以上満たされているイベントとした。その結果これらの位相でそれぞれ

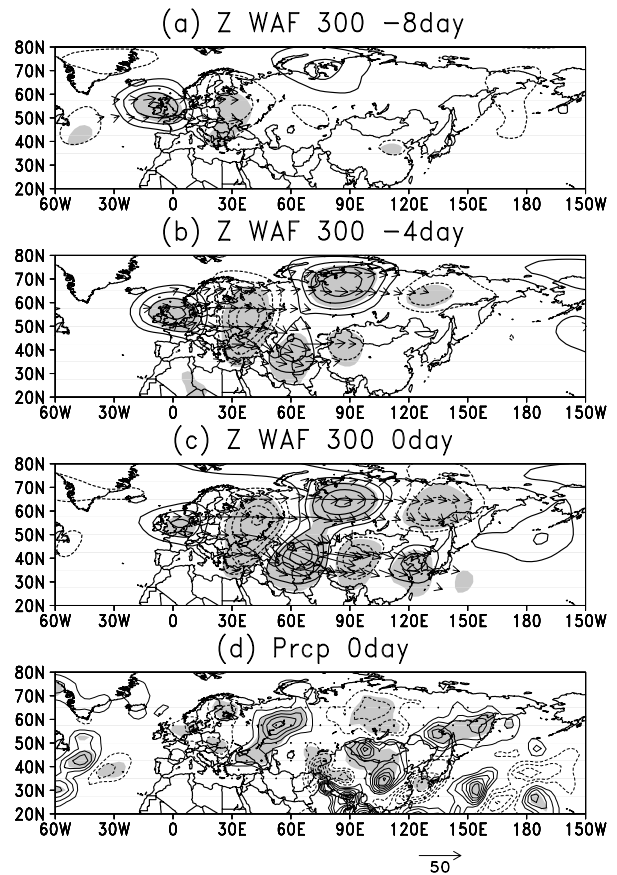


図 4: VMG における、300hPa ジオポテンシャルハイトの偏差(20m 間隔等値線) と wave activity flux (ベクトル) の(a) -8、(b) -4、(c) 0 日における分布と(d) 0 日における降水量の偏差(0.25mm/day 間隔等値線)。陰影は 95%以上で有意な領域。

36 と 33 のイベントが選択された。ここで合成された偏差場を以後それぞれ VMG と VSB と呼ぶことにする。

図 4 には、VMG における 300hPa のジオポテンシャルハイトと wave activity flux [Takaya and Nakamura, 2001] の分布を VPC の振幅が最大となる 8 日前から 0 日まで 4 日おきに示している(図 4a-c)。-8 日にはイギリス周辺と東欧にあったジオポテンシャルハイトの偏差が、-4 日には東に伝播すると共に南北の導波管上に分岐している。そして、南北でロスビー波の東西波長が違うので、そのまま更に東に伝播することにより南北で位相がずれ、0 日にはユーラシア大陸東部で逆位相の偏差が現れているのが分かる。この時、降水量にも逆符号の偏差が北東アジア・シベリア間に確認できる(図 4d)。同様な偏差の発展は VSB にも見られ(図省略)、この場合もやはり偏差の発端はイギリス周辺に見られた。夏季イギリス周辺ではブロッケン

グが頻繁に発生することが知られており[e.g., Pelly and Hoskins, 2003]、実際この領域では長周期変動の大きい分散が確認できた(図省略)。従って、ここで発生するブロッキングがロスビー波の励起源として寄与している可能性が考えられる。しかし、図 3 において VMG と VSB の位相が 180 度逆になっていない点には疑問が残る。他にも励起源となる現象が存在する可能性がある。

VMG において降水量の振動パターンが最も顕著であった-2 日について収支解析を行った結果(図省略)、上層においては渦度偏差の東西移流と収束・発散によるストレッチングがバランスしており、その結果生じた中層における鉛直移流の偏差が、非断熱加熱・冷却とバランスしていることが分かった。この非断熱加熱・冷却はほぼ水蒸気の凝結・蒸発によりもたらされており、それが降水量の偏差となって現れていることが分かった。

謝辞

この研究は環境省の地球環境研究総合推進費(A-1, G-2, B-4)のご支援によるものです。また首都大学東京の松本淳先生には、データの一部を提供していただきました。感謝いたします。

参考文献

- Iwao, K., and M. Takahashi (2006), *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L16703, doi:10.1029/2006GL 027119.
- Iwasaki, H., T. Nii (2006), *J. Clim.*, *19*, 3394-3405.
- Enomoto, T., B.J. Hoskins, and M. Matsuda (2003), *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *129*, 157-178.
- Kurosaki, Y., and M. Mikami (2003), *Geophys. Res. Lett.*, *30*, 1736, doi:10.1029/2003 GL017261.
- 森永, 篠田 (2003), *科学*, *73*, 573-577.
- Nakamura, H., and T. Fukamachi (2004), *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *130*, 1213-1233.
- Pelly, J.L., and B.J. Hoskins (2003), *J. Atmos. Sci.*, *6*, 743-755.
- Sato, N., and M. Takahashi (2006), *J. Clim.*, *19*, 1531-1544.
- 篠田, 森永 (2005), *地理学評論*, *78*, 928-950.
- Takaya K., and H. Nakamura (2001), *J. Atmos. Sci.*, *58*, 608-627.

- Terao (1998), *J. Meteorol. Soc. Japan*, *76*, 419-436.
- Yatagai, A., and T. Yasunari (1995), *J. Meteorol. Soc. Japan*, *73*, 909-923.