

# 北極振動の力学に関する一考察

北海道大学大学院地球環境科学研究科 渡部雅浩

## 1 はじめに

我々はこの数年、冬季北半球の大気循環に見られる卓越変動である、いわゆる「北極振動」(以下 AO) の力学について、いくつかの数値的研究を行ってきた。これらは、冬季の海面気圧偏差に対する EOF1 として統計的に定義される北極振動に「モード」としての力学的根拠があるかどうかを探る試みである。もちろん、従来知られている北大西洋振動 (NAO) や太平洋/北米 (PNA) パターンといったテレコネクションの力学的起源も解明されているわけではないが、それらが変形半径のスケールとそれほど変わらない領域的な偏差パターンであるのに対して、AO は半球規模であり、それ故にどうやってそのようなスケールの偏差構造が生じるのかを調べるのは興味のあることである。詳細は各論文に譲り、ここでは我々の一連の結果を簡単にまとめてみたい。

最近の活発な研究の結果、北極振動にまつわるトピックがいくつも挙げられるようになっていく。代表的なものは、対流圏-成層圏結合、波動-平均流相互作用、温暖化時の応答などである。それら全てを単一の枠組みで扱うことは現時点では不可能なので、特に対流圏の AO 偏差に注目し、観測データ解析から示唆されるような準定常波動-帯状流偏差の結合の重要性を調べることから始める。また、南半球に見られる同様の変動では非定常波動からのフィードバックが重要であると考えられ、北半球側でも多少の寄与はありそうなので、引き続きそうした過程も含めて検討する。

## 2 中立特異モード

AO の起源を探るために、比較的現実的な大気循環のもとでのモードを求める。ここで用いるのは、水平波数 T21 で切断した、 $\sigma$  面上の線型プリミティブモデルである (Watanabe and Kimoto 2000, 2001)。鉛直解像度は 11 層または 20 層であるが、下部境界層の解像度は同じ ( $\sigma > 0.9$  に 5 層) で、成層圏の解像度は低い。放射・降水などの物理過程は含まない乾燥大気で、消散過程は 4 次の拡散とレイリー摩擦およびニュートン冷却で表される。基本場は計算によって異なるので後ほど述べる。

「伝統的」気象学では、こうした線型モデルの演算子に対して固有値問題を解き、不安定モードを求めるものと思うが、ここでは特異値問題を解く。これにはいくつかの理由があるが、まずもっともらしい消散項を用いると不安定固有モードが現れないこと、現実大気にはさまざまな「ノイズ」があり、AO のように月平均以上のゆっくりとした場で同定される偏差はノイズに対する準定常応答として理解できるという仮定、その場合固有値問題ではモードに対する強制の情報得られない (随伴行列を用いれば得られるが煩雑である) こと、などに基づいている。特異モードの理論に関しては Navarra (1993) や Itoh and Kimoto (1999) に詳しいので参照されたい。安定な系に対する特異値計算で得られる山のような解の中で我々の注目するのは、特異値の最も小さなモードである。これは固有値計算においては modulus が最小の共鳴モードに対応し、もし振動しないモードであれば最も中立に近い (そうした意味で、我々はこの特異モードを「中立」モードと呼ぶ)。実際、同じ演算子に対して中立特異モードと共鳴固有モードがほぼ同じものであることは確認してある。ただし、特異値は実数なので、中立モードが振動するか否かは対応する複素固有値を見なければ分からないという欠点はあるが、今回の計算で得たモードは standing であったので、中立モードの呼称はまず適当であろう。

特異ベクトルは次の 2 つの方法で計算した。計算その 1 は、観測された冬平均場の帯状平均のまわりで線形化した演算子を用いる方法である (Kimoto et al. 2001)。特異ベクトルは東西波数 0 の成分に対して求めるが、このとき、帯状平均場と定常波偏差の結合 (Z-W 結合と略) は定常波モデルを用いてパラメタライズする。例えば、帯状平均風偏差が (山岳の効果を含み) 基本場の定常波と結合して定常波偏差を生じ、それによる熱・運動量輸送の効果で帯状風が再び変化する、

といった相互作用が考慮される．この方法では，解くべき行列が小さくてすむ利点がある一方，基本場と偏差の定常波成分同士の結合 (W-W 結合) が含まれない，モードに対する強制も東西一様成分のみしか得られない，という欠点もある．そこで，計算その 2 として，東西非一様な冬平均場のまわりで線型化した，すなわち Z-W 結合・W-W 結合を陽に含む巨大な行列に対する特異ベクトル計算も行った (Watanabe and Jin 2003)．ただし，計算 1 で用いた鉛直 20 層のモデルは計算機資源の都合上扱えなくなるので，11 層かつ東西波数を 6 で切断してある．

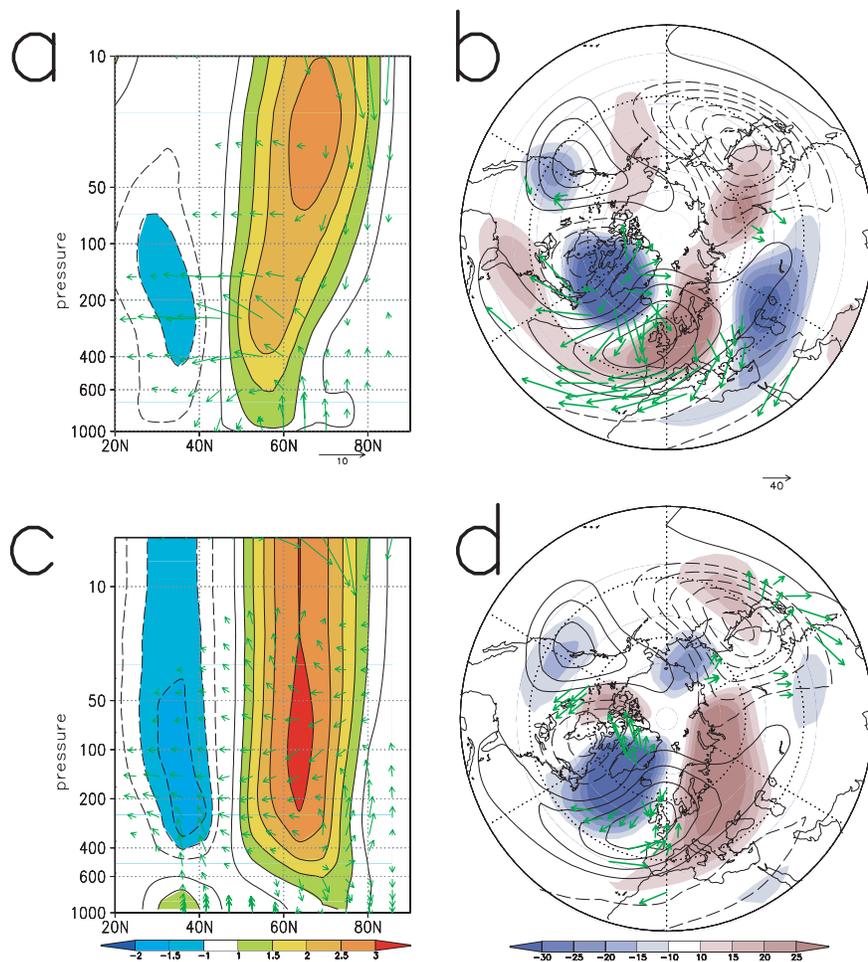


図 1 観測された AO に伴う (a) 帯状平均風偏差と準定常波偏差の E-P フラックス，(b) 冬平均気候値の定常波 (等値線) および AO の波成分 (カラー)．矢印は E-vector の水平成分．(c)-(d) 計算その 1 で得られた中立モードとそれに伴う定常波偏差を同様に描いたもの．Kimoto et al. (2001) より．

図 1 は，計算 1 で得られた中立モードの構造を，観測の AO インデックス (Thompson and Wallace 1998, 2000) に対する線型回帰で求めた AO と比較したものである．中緯度下層の帯状平均風偏差が変に傾圧的である，波成分による運動量輸送が弱い，といった点が図 1c に見られ，図 1d の定常波偏差もユーラシアから太平洋では AO と一致しないのだが，基本的な AO の特徴，すなわち双極子型の帯状風偏差とそれを加速するような波の運動量フラックス，後者は大西洋に中心をもつ定常波偏差によってほぼ賄われていることなどは中立モードにより綺麗に表現されている．この結果は，AO の (少なくとも) ある部分が，大西洋で効率的に作用する Z-W 結合を起源とすることを示唆している．Z-W 結合によって AO 的モードが選択されるわけは，いわゆる 'tilted-trough' メカニズムで概念的に説明される．Kimoto et al. (2001) ではより簡単な順圧渦度方程式を用いて，なぜ大西洋側で Z-W 結合が強く働くのかも解析的に考察している．

同様の比較を計算 2 の中立モードについても行ってみる (図 2). 今度は AO, 中立モードともに帯状平均と波に分けることはせずに, 300hPa の高度場偏差と 925hPa の温度偏差 (中立モードはほぼ同じ  $\sigma$  レベルで) について比較する. アラスカ付近にある下層低温偏差が中立モードでは増幅されているために, 上層高度場でもその周辺に負の極大が現れている. しかし, それを除けば中立モードの構造は観測の AO によく似ている. もちろん, 図 1 のような帯状平均風で見ても類似は明確である. ただし, 計算 1 と異なり W-W 結合を含んでおり, それと整合的に定常波偏差による E-P フラックスも観測と同程度に強くなっている. 定常波モデルを用いてこの中立モードの力学的バランスを調べてみると, 帯状風偏差の加速には Z-W 結合, W-W 結合が同程度に寄与していることが分かる. 後者は, 時間変化しない基本場の波のまわりで長続きするような準定常波偏差であるので, 物理的には気候学的定常波の共鳴であると解釈できる. 面白いことに, モデルの damping を弱くしてゆくと (境界層は変えないので系は安定のまま) このモードの特異値が選択的に小さくなり, AO との空間相関も最大で 0.8 近くに達する. 従って, AO 的な半球規模の偏差構造は冬の 3 次元平均場の共鳴として現れやすいのだ, という見方ができるかもしれない. ちなみに, この次に特異値の小さなモードは PNA パターンによく似た構造をしており (図 3), 3 番目はいわゆる COWL パターンに非常に近い. このあたりまでは現実のテレコネクションと対応がつくようである. PNA 的構造が基本場の東西非一様だけで選択され得ることは Branstator (1990) なども指摘している.

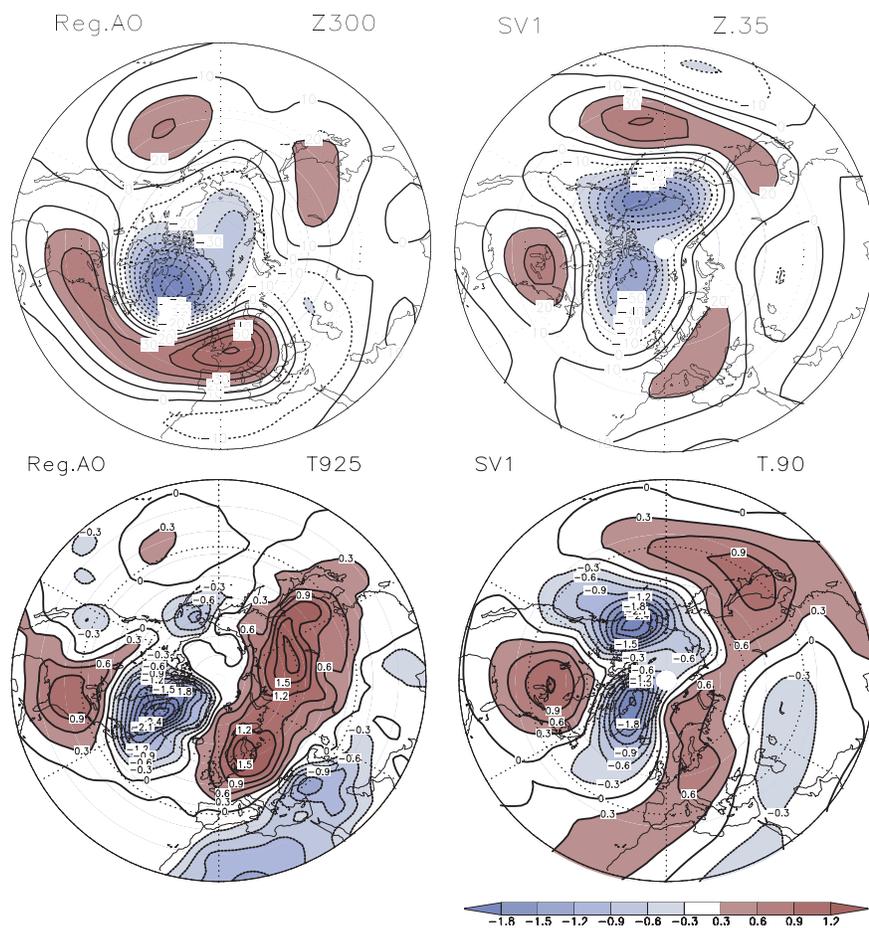


図 2 (左) 観測の AO 偏差 (インデックスとの線型回帰) と (右) 計算 2 の中立モード. 上は 300hPa および  $\sigma = .35$  の高度偏差, 下は 925hPa と  $\sigma = .90$  での温度偏差. Watanabe and Jin (2003) より.

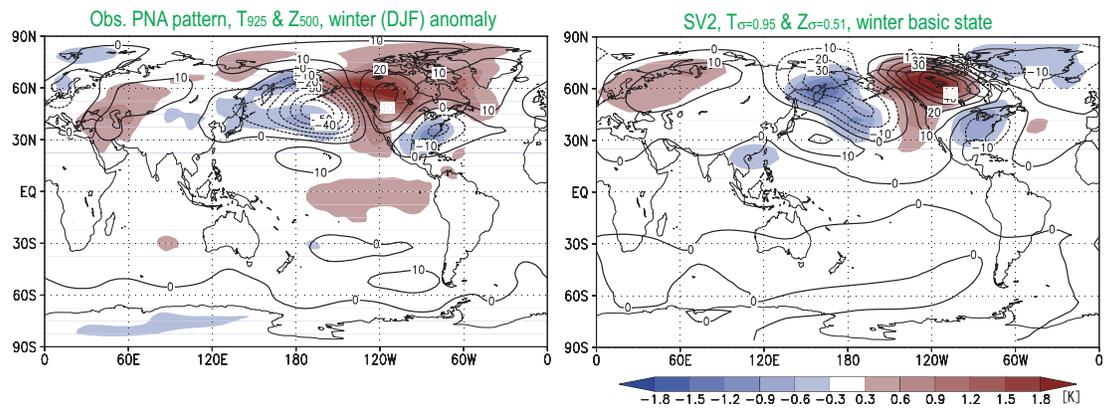


図3 (左) 観測のPNA および(右)2番目の中立モードに伴う下層温度偏差(カラー)と中層高度場偏差(等値線). Watanabe and Jin (2003) より.

さて、特異ベクトル計算の利点としてモードを最も効率よく励起する強制—便宜上、最適強制と呼ぶ—の分布が得られることは既に述べた。図1-3に示したような中立モードは正規直交特異ベクトルの片割れ ( $v$ -vector) で、ここで言う「最適強制」は対の残り ( $u$ -vector) である。観測のAOが境界条件の変動に依らず現れる大気内部変動であること、AOを効率よく励起する強制が存在することは矛盾しない。従って、中立モードが本当にAOの力学的prototypeであるならば、AOの予測可能性を考える上で  $u$ -vector は非常に重要な意味をもっている。図4はその最適熱強制の分布である。なにぶんT21という低解像度の計算結果であり、 $u$ -vector は  $v$ -vector に比して演算子ノルムのとり方に敏感であるという報告 (Goodman and Marshall 2003) もあるので、どこまでこの分布の細部を信じてよいか不明な点もあるが、熱帯インド洋から西太平洋にかけての上層に熱強制があることは、熱帯域の積雲活動の偏差がAOを励起することを示唆している。また、ユーラシア東部の下層に正の熱強制が見られることは、この領域の秋の積雪偏差がアルベドフィードバックを通じて冬にAOを励起するというWatanabe and Nitta (1998)の結果と(我田引水的ながら) 整合的である。AOに対する最適強制を特定する作業はまだまだ途上であると言わざるを得ないが、例えば観測のQ1やAGCM historical実験で得られる加熱率を併用して、AOのhindcastを試みることは  $u$ -vector の検証として有効ではないかと考えている。

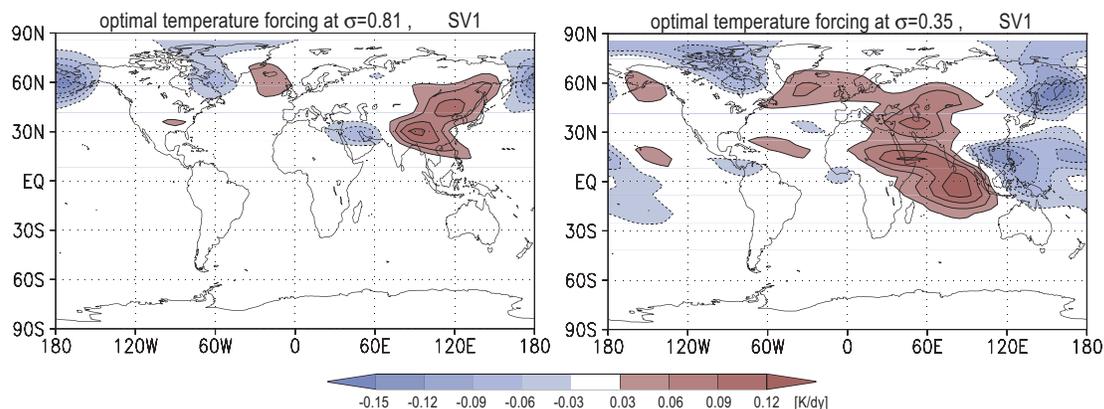


図4 (左) 下層  $\sigma = .81$  および、(右) 上層  $\sigma = .35$  における中立モードの  $u$ -vector 温度成分(最適熱強制)の分布. Watanabe and Jin (2003) より.

### 3 中立モードの形成とアジアジェット導波管

ひとたび形成されれば長続きするのが中立モードであるが、安定であるが故に微小擾乱から勝手に成長するものではない。従って、AO 的な半球規模の偏差がどうやって形成されるのかはモードを見ていてもなかなか分からない。そこで、試しに大西洋側だけに中立モードを初期擾乱として与えて、モデルで時間発展を追ってみると、上層の波束状南北風偏差が亜熱帯ジェットに沿って数日のうちに北太平洋まで到達する様子が見られる(図5)。偏差の節の位置は観測の AO と同じであり、例えば東アジア域に見られる正の高度偏差はこれと地衡風バランスしているものとして表裏一体であることが分かる。図5 から推定される波束の伝播速度は、アジアジェットに捕捉された定常ロスビー波の群速度と概ね一致するので、大西洋～東アジア域の AO 的構造形成はこうした速いロスビー波束の伝播によりなされるという仮説がたてられそうである。ちなみに、太平洋～大西洋にかけても同様の過程があり得ることは中村尚氏らが既に指摘している。

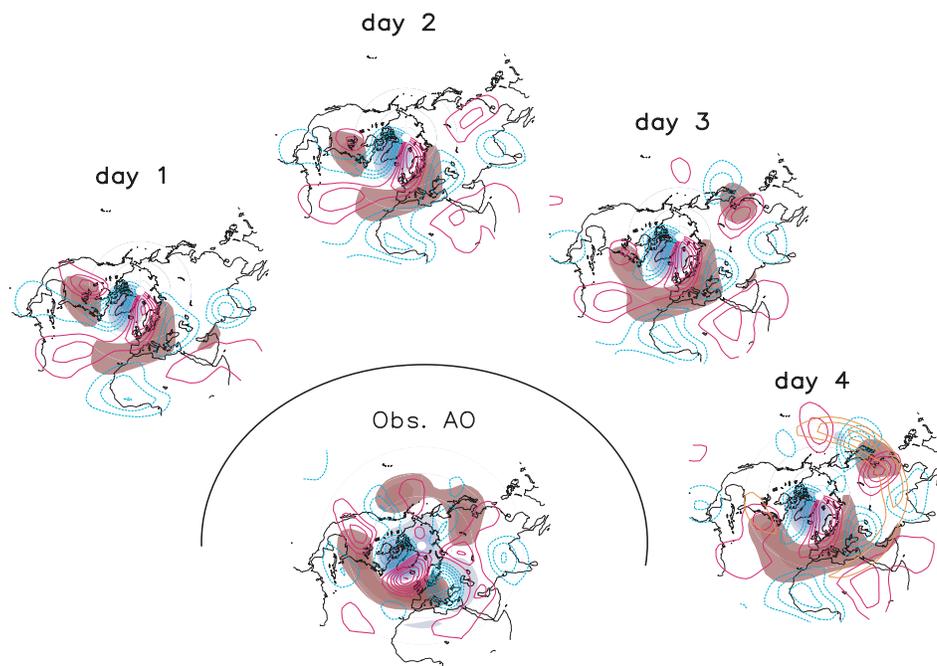


図5 11 層線型傾圧モデルで、中立モードの大西洋部分を初期擾乱として時間積分したときの上層( $\sigma = .35$ )高度場(カラー)および南北風偏差(等値線)の時間発展の様子。オレンジの等値線は東西風の気候値。観測の AO 偏差も同時に示す。Watanabe and Jin (2003) に加筆修正。

上記仮説を検証するのに、我々は逆説的に「大西洋側で AO とほぼ同じ構造をもつ NAO がなぜそうした波束伝播を伴わないのか」という疑問を解くことにした。観測の NAO について冬季の月平均場を調べるうちに、初冬には NAO は名前の通り大西洋側に限定した偏差である一方、晩冬にはほぼ AO と見分けがつかない半球規模の偏差をもつことが分かってきたので、典型として12月と2月の NAO 偏差(Hurrell 1995 のインデックスとの線型回帰)を比較する。やはり 300hPa 南北風偏差を見ると(図6)、2月にはジェットに沿った波束伝播が明瞭である。従って上の疑問自体必ずしも正しくなかったことになる。一方で、12月にはこうした'waveguide pattern'(Branstator 2002)が欠落しているため、NAO からのロスビー波束伝播には波源の違いあるいは基本場(導波管)の違いが関わっていると考えられる。NAO に伴うロスビー波源の偏差(図6 カラー)は、12月と2月で細かいところいろいろ違うが、もっとも大きな違いが地中海上の正の波源偏差(2月のみ存在する)である。これはちょうどアジアジェットの入り口にあたり、そこに渦度源を置いて順圧モデルで定常応答を求めると、確かに'waveguide pattern'が現れる(図6 右)。二つの月を基

本場として最適渦度を求めると (詳細は Watanabe 2003 参照), どちらの場合も地中海上空に波源があると最適にジェット上の波束を励起することが分かった. 12月 はアジアジェットがまだ弱いので, 定量的には基本場の違いも多少寄与するが, 基本的にはNAOの正位相が地中海上空に正の渦度源 (すなわち収束偏差) を伴うことが, AO的半球構造の形成に重要であるらしい.

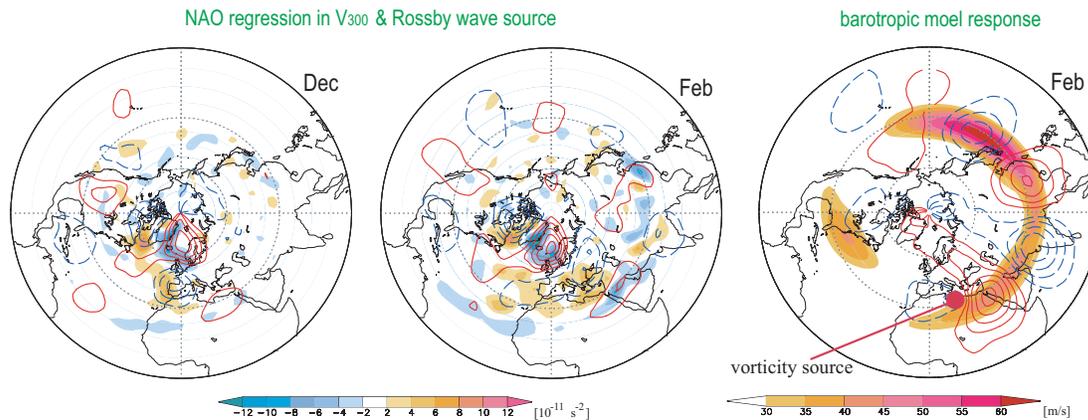
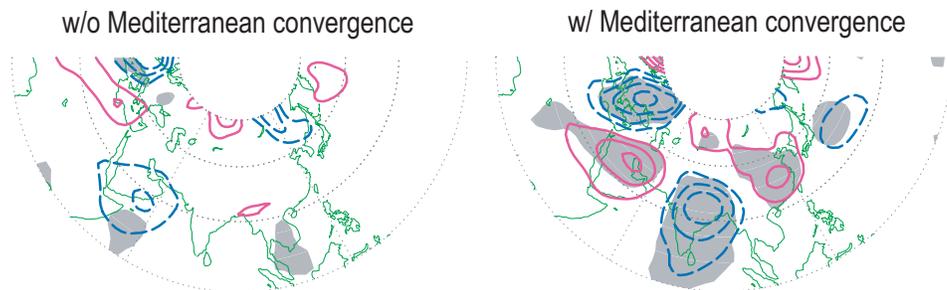


図6 (左)12月および(中)2月のNAOに伴う300hPa南北風(等値線)とロスビー波源(カラー)偏差.(右)地中海付近に渦度源をおいたときの順圧モデルの定常応答(比較のため南北風に変換して示す).カラーは基本場の東西風.Watanabe(2003)より.

### V<sub>300</sub> composite for positive NAO, February



### SAT composite for positive NAO, February

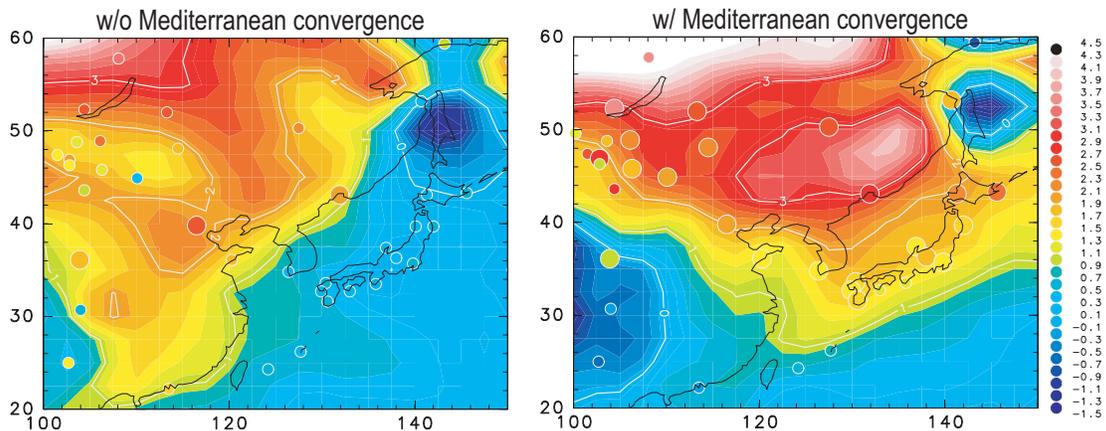


図7 2月のNAOインデックスが正の年で,(左)地中海上空に収束偏差をともなわないときと(右)伴うときの合成図.上は300hPa南北風偏差で,下は地上気温偏差.丸印はstation dataの値で,大きなものが95%で有意であることを示す.

2月のNAO正位相時の偏差を、地中海の収束偏差(MCと略)の有無で分けて合成したのが図7である。NAOがMCを伴うときに上層のwaveguide patternが現れることは予想通りで、このとき東アジアの地上気温は有意に上昇する。波束伝播は速い過程なので、これが東アジアの天候予測に即結びつくわけではないが、NAOがMCを伴うための条件に遅い過程が関わっていれば話が変わってくるかもしれない。MCがあるときとないときでは、どうもNAO自体の構造が違うようである(前者では南側の高気圧偏差が東西にsplitしている)が、ここらはこれからの課題である。

## 4 おわりに

書けなかったことは多いが、要するに「AOの準定常波偏差と帯状風偏差は、東西非一様な大気平均場の中立モードとして理解できそう」というのが我々の結論である。ただし、単一の力学がそれを支配しているわけではなく、少なくとも以下の過程が寄与している。

- a. tilted-troughメカニズムによる帯状風と定常波偏差の正のフィードバック
- b. 気候学的定常波の共鳴
- c. 大西洋側の偏差が励起するアジアジェット上の準定常ロスビー波
- d. 非定常擾乱との相互作用

各過程が寄与する領域は異なり、例えばa.とc.が結合できないときにはAOはより領域的なNAOとして出現するように思われる。また、d.はここでは割愛したが、Jin et al. (2003ab, submitted to JAS)で詳しく述べられている。私見ながら、「AOとNAOのどちらが真の変動か」といった問いに頭を悩ますよりも、どのような条件のもとで、また何故に、AO的(あるいはNAO的)偏差構造が出現・持続しやすいかを知る方がより重要なことではなからうか。

## 謝辞

ここで紹介した一連の研究は、木本昌秀教授(東京大学気候システム研究センター)およびProf. F.-F. Jin (University of Hawaii)との共同研究の成果であることをお断りしておきます。また、特定研究会参加にあたって、京都大学防災研究所より旅費の補助を受けました。代表者である向川均助教授(京都大学防災研究所)に感謝いたします。

## 文献

1. Branstator, G., 1990: *J. Atmos. Sci.*, **47**, 629–648.
2. Branstator, G., 2002: *J. Climate*, **15**, 1893–1910.
3. Goodman, J. and J. Marshall, 2003: *J. Climate*, **16**, in press.
4. Hurrell, J.W., 1995: *Science*, **269**, 676–679.
5. Itoh, H. and M. Kimoto, 1999: *J. Atmos. Sci.*, **56**, 2684–2705.
6. Kimoto, M., F.-F. Jin, M. Watanabe and N. Yasutomi, 2001: *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 737–740.
7. Navarra, A., 1993: *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2569–2583.
8. Thompson, D.W.J. and J.M. Wallace, 1998: *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297–1300.
9. Thompson, D.W.J. and J.M. Wallace, 2000: *J. Climate*, **13**, 1000–1016.
10. Watanabe, M. and T. Nitta, 1998: *J. Climate*, **11**, 2837–2857.
11. Watanabe, M. and M. Kimoto, 2000: *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **126**, 3343–3369; **127**, 733–734.
12. Watanabe, M. and F.-F. Jin, 2003: *J. Climate*, submitted\*.
13. Watanabe, M., 2003: *J. Climate*, submitted\*.

\* 未掲載論文は <http://wwwoa.ees.hokudai.ac.jp/~hiro/> から取得可能。