

# 熱帯季節内振動に伴う不安定摂動の力学的特徴

近本 喜光・向川 均(京大・防災研)・久保田 拓志(大阪府大)  
前田 修平・佐藤 均・伊藤 明(気象庁・気候情報)

## 1. はじめに

対流圏において季節変動スケールで最も卓越する熱帯季節内振動(またはマデン-ジュリアン振動: MJO)は対流活動と大気波動とが相互作用しながら東進し、30-60日の周期で地球を一周する特徴をもつ(Madden and Julian 1994). このMJOに伴う熱帯域の積雲活動や大気大循環場の変化は熱帯域だけでなく、中高緯度大気循環場に対する中・長期予報の予測精度にまで影響する(Waliser et al., 2003; Jones et al., 2004). 例えば, Jones et al. (2004)はMJOの活動が活発なときに北半球対流圏における中高緯度大気循環場の予測精度が向上することを示した. しかしながら, 過去のデータ解析やモデル実験による研究において, MJOの予測可能性とそれ自身の活動度との関係には整合した結果が得られておらず(Boer, 1995; Jones et al., 2000; Kubota et al., 2005), より精巧な方法によってMJOの予測可能性を評価する必要がある.

MJOの予測可能性を評価するひとつの有用な手段としてアンサンブル予報実験が挙げられる(例えば, Liess et al., 2005). アンサンブル予報は初期に複数の摂動を加えて大気統計的な振る舞いを予測する手法で, この初期摂動の力学的特徴は環境場となる大気循環場の振る舞いによって支配されている. Kubota et al. (2005)では, 気象庁現業予報システムにおける成長モード育成法(BGM法; Toth and Kalnay 1993, 1997)によって作成された初期摂動が中高緯度の傾圧不安定モードとして特徴づけられることを示した. 一方, 彼らは, この初期摂動に伴う熱帯域の運動エネルギーが熱帯大気循環場の予測可能性を評価するには大きすぎることを示した. これは, 気象庁現業予報システムにおいてBGM法で作成された初期摂動のノルムを500hPaの高度場変動として定義したことが一因である.

そこで本研究では, MJOの予測可能性を評価するための最初の段階として, 気象庁現業予報システムにおけるBGM法を改良し, 熱帯大気循環場に適した初期摂動の作成を行う. ここでは, このようにして新たに得られた初期摂動の力学的特徴を解

析し, MJOが微小な擾乱に対して線形的に不安定であることを示唆する.

## 2. 気象庁現業予報システムにおけるBGM法の改良

気象庁現業アンサンブル予報システムではT106, 鉛直40層(最上層0.4hPa)の全球スペクトルモデル(JMA-GSM0305)を使用している. 積雲パラメータには prognostic Arakawa-Schubert スキーム(Randall and Pan, 1993)を用いている. 大気大循環モデルの数値積分には, 日平均海面水温の気候値と, 固定した初期時刻における海面水温偏差を与える. 詳細はJapan Meteorological Agency (2002)に記述されている.

気象庁現業アンサンブル予報システムで使用している初期摂動は次に示すように, BGM法によって得られる. まず, 摂動を加えていない初期値から始めた24時間の予報(CTLラン)と6メンバーのランダムに摂動を加えた初期値から始めた24時間の予報(PTBラン)を行う. 次に, これら24時間予報におけるCTLランとそれぞれのPTBランとの差を求め, 次の初期値に用いる6メンバーの摂動を得る. これらの求めた摂動のノルムに対してグラム-シュミットの規格化直行化を行う. ノルムは $20^{\circ}\text{S}$ より北側における500hPa高度場( $Z_{500}$ )の自乗平均の平方根(rms)を用いて定義する. ノルムの大きさは $Z_{500}$ における気候学的変動の14.5%となるように規格化する. このように規格化直行化した摂動を次の日の解析値に加え, アンサンブル予報を行う. この一連の過程(育成サイクルとよぶ), つまり24時間予報のCTLランとPTBランとの差に対して規格化直行化を行い, それを日々くり返すことで日々の初期摂動を得る. その結果得られた初期摂動は数学的にリアプノフベクトルと関係しており, ここではブレッドベクトルと呼ぶ. Toth and Kalnay (1997)は, BGM法によって得られた最も大きな成長率をもつブレッドベクトルの空間構造が傾圧不安定モードとして特徴づけられることを示した. これは, 傾圧不安定モードが大気大気循環場において最も大きな成長率をもつことに起因す

る。従って、気象庁現業予報モデルにおける BGM 法は、傾圧不安定に伴う中高緯度域の成長モードを得ることに適している。

一方、熱帯域では、気象庁現業アンサンブル予報システムを用いて得られたブレッドベクトルに伴う 200hPa 速度ポテンシャル ( $\chi_{200}$ ) の振幅が熱帯大気循環場の予測可能性を評価するには大きすぎる傾向にある。実際に、現業で得られた熱帯域におけるブレッドベクトルの  $\chi_{200}$  の振幅は  $\chi_{200}$  の気候学的変動と同程度の大きさを示す (Kubota et al. 2005)。そこで本研究は、気象庁現業予報システムにおける BGM 法を次のように改良し、熱帯大気循環場に適した初期摂動を作成した。まず、摂動のノルムは  $20^\circ\text{S}$  から  $20^\circ\text{N}$  の熱帯域における  $\chi_{200}$  の rms で定義する。次に摂動サイクルにおける初期摂動に伴う変数 ( $X$ ) の大きさを  $20^\circ$  より極側で指数関数的に減衰させる。すなわち、

$$\begin{cases} X & \text{for } |\phi| \leq 20^\circ \\ X \exp\{-(|\phi| - 20^\circ)^2/50\} & \text{for } |\phi| > 20^\circ \end{cases} \quad (1)$$

ここで  $\phi$  は緯度を意味する。この方法により、中高緯度域における傾圧不安定モードを効果的に取り除き、熱帯大気循環場に関連した摂動を得ることができる。第 3 に、得られた摂動を 24 時間毎に規格化する。ただし、直行化は行わない。その結果、得られた摂動同士を比較することで、熱帯域で成長する不安定モードの存在を確認することができる。ノルムの大きさは気候学的変動の 14.5%, 10%, 3.3%, 1%, 0.33%, 0.1% としてそれぞれ摂動サイクルを行い、ノルムの大きさ (ここでは規格化定数と呼ぶ) に対するブレッドベクトルの依存性を調べる。以上のような熱帯大気大循環場に伴う摂動を求めるように改良した BGM 法を用い、2003 年 10 月 15 日より 2 メンバーのランダムな摂動から摂動サイクルを開始し、それぞれのノルムの大きさに対する 2 メンバーの熱帯ブレッドベクトルを得た。ここではそのうちの 1 メンバーについて解析した結果を示す。一方、第 2 メンバーの摂動も、第 1 メンバーと同様の性質を持つことが示された。このことは、熱帯域で成長する不安定モードの存在を示唆する。本研究では、得られた熱帯ブレッドベクトルのうち、MJO の活動度が活発であった 2003 年 11 月 1 日から 2004 年 1 月 31 日までを解析する。

### 3. 結果

図 1 は規格化定数と熱帯ブレッドベクトルに伴う解析期間で時間平均した成長率との関係を示す。

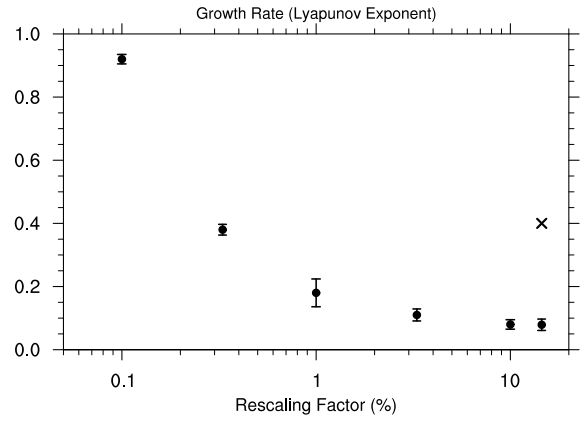


図 1: 解析期間で時間平均した摂動の成長率。横軸は規格化定数、縦軸は成長率を表す。成長率の正(負)の値は摂動が成長する(減衰する)ことを意味する。エラーバーは 30 日平均で求めた成長率の標準偏差を示す。

ブレッドベクトル  $v_1(t)$  は 24 時間ごとに求めた (ここで  $t = k\Delta t$ ,  $k = 1, 2, 3, \dots, N$  および  $\Delta t = 1$  日)。解析期間において、 $k = 1$  ( $k = N = 92$ ) は 2003 年 11 月 1 日 (2004 年 12 月 31 日) に相当する。期間  $N\Delta t$  で時間平均した成長率  $\bar{\alpha}^{N\Delta t}$  は、次のように、成長率  $\alpha(k\Delta t)$  に対する時間平均で定義する。

$$\bar{\alpha}^{N\Delta t} = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \alpha(k\Delta t), \quad (2)$$

および

$$\alpha(k\Delta t) \equiv \frac{1}{\Delta t} \ln \frac{\|v_1'((k+1)\Delta t)\|}{\|v_1(k\Delta t)\|}. \quad (3)$$

ここで  $v_1(k\Delta t)$  は時刻  $t = k\Delta t$  における規格化したブレッドベクトル、 $v_1'((k+1)\Delta t)$  は初期時刻  $t = k\Delta t$  から成長させた時刻  $t = (k+1)\Delta t$  におけるブレッドベクトル、 $\|\cdot\|$  は  $20^\circ\text{S}$ - $20^\circ\text{N}$  における  $\chi_{200}$  の rms で定義したベクトル  $\bullet$  のノルムを表す。ブレッドベクトル  $v_1((k+1)\Delta t)$  は  $v_1(k\Delta t)$  から、そのノルムをある大きさに規格化して得られる。成長したブレッドベクトル  $v_1'((k+1)\Delta t)$  は気象庁アンサンブル予報システムを用いて時刻  $t = (k+1)\Delta t$  における、CTL ランと初期摂動  $v_1(k\Delta t)$  を与えた PTB ランとの差から求める。式 (2) において、時間平均する期間  $N$  を無限大にとり、摂動の時間発展を線形化した方程式で記述すると、 $\bar{\alpha}^{N\Delta t}$  は  $\Delta t$  に対して独立となり、最大リアプノフ指数と等しくなる。このときブレッドベクトルは小さな振幅に限りリアプノフベクトルと等しくなる。

図 1 の横軸は  $\chi_{200}$  における気候学的変動の 0.1% から 14.5% まで変化させた規格化定数を示す。図

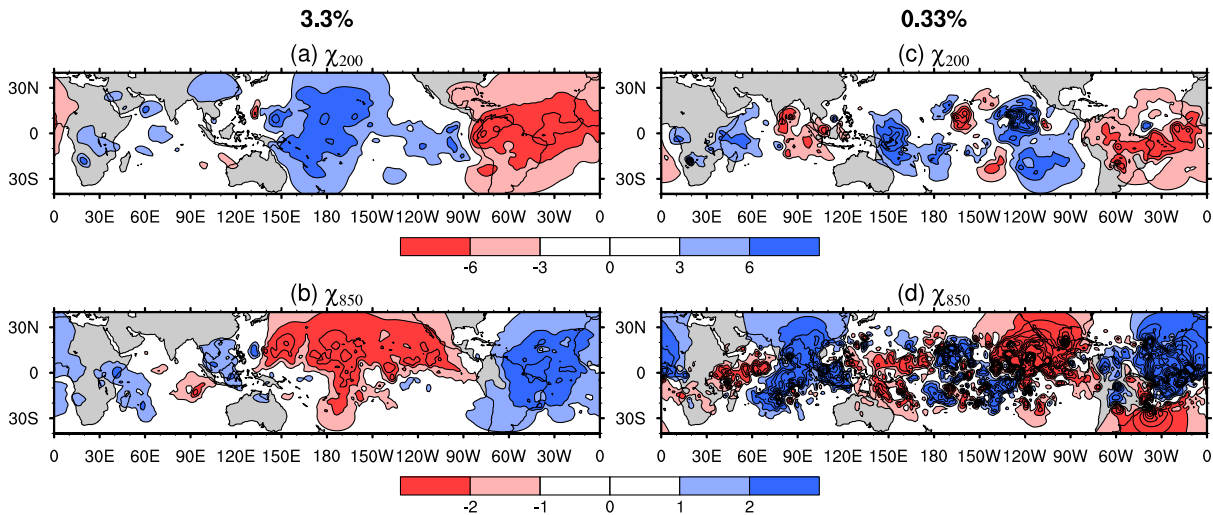


図 2: 2003 年 11 月 26 日における初期摂動の例. 左 (右) 図は規格化定数を 3.3% (0.33%) としたときの初期摂動を示す. 上 (下) 図は 200hPa(850hPa) 速度ポテンシャルを示す. 正 (負) の値は収束 (発散) を意味し, ゼロ線は省略した.

1 におけるエラーバーは  $N' = 30$  日としたときの  $\bar{\alpha}^{N' \Delta t}$  の解析期間内における標準偏差を示す. 規格化定数を気候学的変動の 3.3% とした場合, 熱帯ブレードベクトルの成長率は約 0.1/日という正の値を示す. この成長率の大きさは 7 日で初期から 2 倍の振幅に成長することを意味する. この熱帯ブレードベクトルの成長率は, 中緯度域における傾圧不安定モードに伴うブレードベクトルの成長率 (0.4/日) よりも小さい. しかしながら, 成長率が正であることは, 熱帯大気大循環場に伴う力学的な不安定モードが存在することを示唆する. 規格化定数を 10%, さらに 14.5% と大きくすると, 熱帯ブレードベクトルの成長率は非線形効果によってわずかに減少する. しかしながら, これら熱帯ブレードベクトルの空間構造は規格化定数を 3.3% としたときのそれとほぼ同じである (図略).

一方, 規格化定数を気候学的変動の 1% 以下とした場合, 成長率は規格化定数を小さくするにつれて急激に大きくなる. 過去の研究では, 規格化定数を小さくすると, BGM 法によって作成される最も大きな成長率をもつ摂動は対流不安定と関係するモードであることが指摘されている (Toth and Kalnay, 1997). Toth and Kalnay (1997) では, 規格化定数を 500hPa 流線関数における気候学的変動の 0.1% 以下にしたとき, 摂動の成長率が急激に大きくなることを示した. それゆえ, 規格化定数を 1% 以下にしたときのブレードベクトルは対流不安定モードが卓越していると考えられる. 実際に, 規格化定数を 1% 以下にしたときのブレードベクトル

は組織化されていない小さな空間スケールの構造が卓越しており, この特徴は, 次に示すように, 規格化定数を 3.3% よりも大きくしたときの熱帯ブレードベクトルがもつ特徴と異なっている. Yang et al. (2006) においても, 大気海洋結合モデルを用い, BGM 法のパラメータとしてノルムに使用する変数, 規格化定数, および育成サイクルの時間間隔を適切に選ぶことで, ENSO に伴ってゆっくりと不安定成長するモードを傾圧不安定波から分離することに成功している.

図 2 は規格化定数を気候学的変動の 3.3% および 0.33% としたときの 2003 年 11 月 26 日における熱帯ブレードベクトルに伴う  $\chi_{200}$  と 850hPa の速度ポテンシャルのスナップショットを示す. 規格化定数を 3.3% とした場合, 熱帯大西洋域および中央太平洋域の対流圏上層に惑星規模の大規模な風の発散および収束がそれぞれ現れており, 東西波数 1 成分が卓越している (図 2a). このような対流圏上層の発散および収束のパターンは対流圏下層の収束および発散のパターンを伴い (図 2b), 傾圧的な鉛直構造を示す. 同様な東西波数 1 の構造は規格化定数を 10% および 14.5% としたときの熱帯ブレードベクトルにも現れる. これに対し規格化定数を 0.33% としたとき, 熱帯域に見られた東西波数 1 成分の構造はもはや現れてこない (図 2c および 2d). むしろ, 小さな空間スケールの構造が, 特に, 中部太平洋域において卓越する. このことは規格化定数を小さくしたときに対流不安定モードが現れることを示唆している.

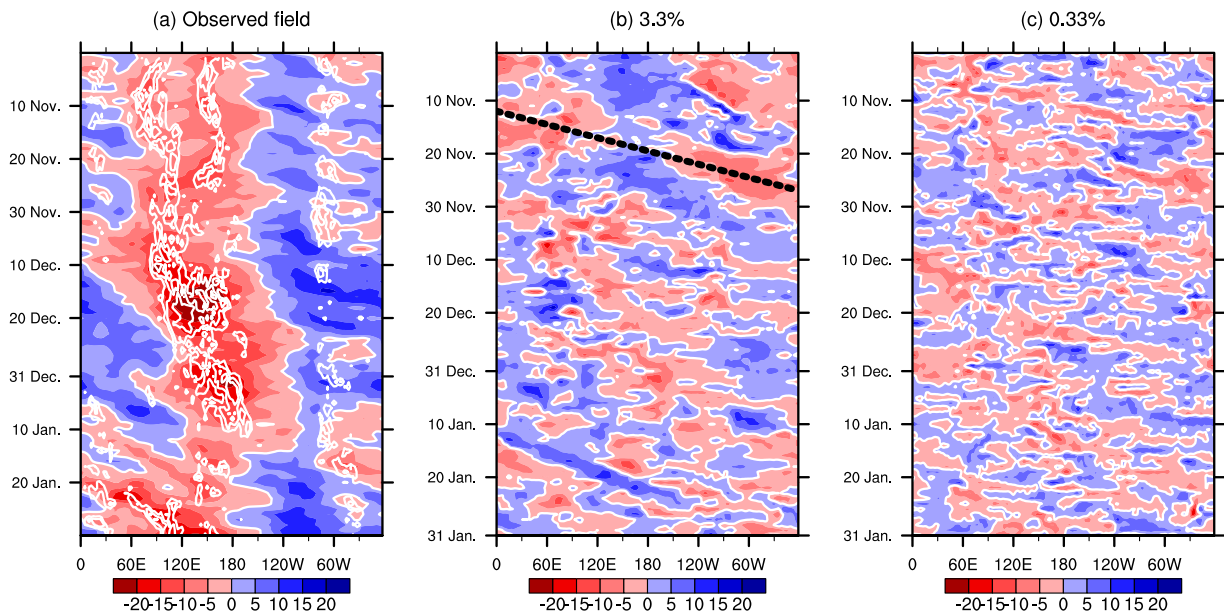
$\chi_{200}$  (10S-10N)

図 3: 北緯 10 度から南緯 10 度で平均した 200hPa 速度ポテンシャルの経度-時間断面図(カラー). 左図が観測値, 中央および右図が規格化定数を気候学的変動の 3.3% および 0.33% としたときの初期摂動を示す. 左図の白いコンターは  $210\text{W m}^{-2}$  以下の OLR すなわち対流活動の活発域を示す(コンター間隔は  $20\text{W m}^{-2}$ ). 中央図の太い点線は速度  $30\text{W m}^{-1}$  の位相線を示す.

規格化定数を 3.3% より大きくしたときの熱帯ブレードベクトルが対流不安定モードと異なった特徴を示す他の重要な要素として東進性が挙げられる. 図 3 は緯度  $10^{\circ}\text{S}$ - $10^{\circ}\text{N}$  で南北平均した  $\chi_{200}$  の観測値と, 規格化定数を 3.3% および 0.33% としたときの熱帯ブレードベクトルの経度-時間断面図を示す. 観測された MJO の活発化に伴い, 12 月から 1 月初旬にかけて東進する大規模な風の発散が顕著に現れている(図 3a). その後の 1 月下旬には, 引き続き MJO に伴う対流圏上層の発散とその東進がインド洋から西部太平洋にかけて見られる. 規格化定数を 3.3% とした場合, 東西波数 1 および位相速度  $30\text{m/s}$  程度(周期約 15 日)で東進する成分が解析期間中頻繁に現れている(図 3b). 12 月になると, この東進する熱帯ブレードベクトルの位相速度は若干遅くなるものの, MJO の位相速度と比較すると依然として速い. これら熱帯ブレードベクトルの東進はインド洋上からはじまり, 西部太平洋で顕著となる傾向にある. これらの海域では, MJO の東進が最も顕著な領域として知られている(例えば Hsu and Lee 2005). その後の 1 月下旬には, 位相速度の速い熱帯ブレードベクトルの東進が見られ, 東西波数 2 および 3 成分が特にインド洋で現れる. 一方, 規格化定数を 0.33% とした

場合, ブレードベクトルの顕著な東進は現れず, 比較的小さな空間スケールでの定在的な成分が卓越している(図 3c). このことは, 規格化定数を 0.33% よりも小さくした場合, 対流不安定モードが卓越することと整合する.

熱帯ブレードベクトルの東進特性を定量的に評価するために緯度  $10^{\circ}\text{S}$ - $10^{\circ}\text{N}$  で南北平均した  $\chi_{200}$  の時空間スペクトル解析(Hayashi 1982)を行った(図 4). 規格化定数を 3.3% とした場合, 東西波数 1 で東進する周波数 0.04-0.08 cpd(周期 12.5-25 日)の成分にスペクトルピークが現れる(図 4a). また, この周波数帯において, 東西波数 2 で東進する成分にも弱いながらスペクトルピークが現れている. 同様のスペクトルピークが規格化定数を 10% および 14.5% としたときの熱帯ブレードベクトルでも得られる(図略). しかしながら規格化定数を 0.33% とした場合, スペクトルパワーは東西スケールの小さな高周波数側に現れる(図 4b). このことは, 規格化定数を小さくした場合, 対流モードが卓越することを示唆している.

規格化定数を 3.3% としたとき, 熱帯ブレードベクトルに伴う 200hPa 東西風に対する時空間スペクトルは,  $\chi_{200}$  のときとほぼ同様に, 東西波数 1 で東進する周波数 0.04 程度の成分にスペクトルピーク

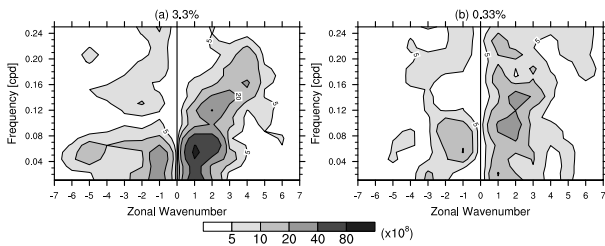


図 4: 北緯 10 度から南緯 10 度で平均した 200hPa 速度ポテンシャルの時空間スペクトル. 左(右)図が規格化定数を気候学的変動の 3.3% (0.33%) としたときの初期摂動を示す. 横軸が東西波数, 縦軸が周波数を示し, 正(負)の東西波数は東進(西進)を意味する.

クが現れる. この東西風の空間構造は  $\chi_{200}$  ほど組織化されてはいないものの, 熱帯ブレードベクトルに伴う  $\chi_{200}$  の東進性と整合する. 一方, 南北風成分には東西波数 1 成分に顕著なスペクトルピークが見られず, 高波数かつ高周波数成分が大きなスペクトルパワーをもつ. したがって, 次で議論するように, 規格化定数を 3.3% としたときの熱帯ブレードベクトルは赤道ケルビン波と似た空間構造を示す. さらに, このブレードベクトルに伴う降水の空間分布は  $\chi_{200}$  の摂動とはほとんど関係していない(図 5a). むしろ, この降水分布は観測された対流活動の活発域に伴っている(図 5b). したがって, 規格化定数を 3.3% としたときの熱帯ブレードベクトルは降水と結合していないと考えられる. 規格化定数を 0.33% としたときは, 至るところで小さな空間スケールの降水変動が見られ(図 5c および 5d), これは対流不安定に伴うモードであることを示唆している.

#### 4. 議論

本研究では, 気象庁アンサンブル予報システムの BGM 法を改良し, 2003 年 11 月 1 日から 2004 年 1 月 31 日において熱帯域で成長する 2 つのブレードベクトルの存在を示した. この解析期間は, MJO の活発な時期であるため, 熱帯域で成長するブレードベクトルは MJO に伴う不安定モードに相当すると考えられる. したがって, この結果は MJO が微小擾乱に対して不安定であることを示唆する. 得られた熱帯ブレードベクトルの成長率は 7 日で振幅が 2 倍となり, この時間スケールは MJO の周期と比べて短い. このことは, MJO の位相に対する熱帯ブレードベクトルの成長率の依存性を議論できることを意味している.

本研究結果の妥当性を考える上で, 気象庁現業

予報モデルにおける MJO の再現性を議論する必要がある. Kubota et al. (2005) では, 気象庁現業予報モデルにおける熱帯大気循環場の予報精度がせいぜい 7 日程度であることを示している. しかしながら, 本研究で得られたブレードベクトルを求める際には, 日々の解析値に初期摂動を加えおよび加えずに, 1 日予報しか用いていない. したがって, 本研究結果は比較的長い予報期間での MJO の再現性に対して気象庁現業予報モデルが持つバイアスにはほとんど依存していないと考えられる.

規格化定数を 3.3% -14.5% としたときに得られた熱帯ブレードベクトルは過去の研究で観測された赤道域の乾燥ケルビン波の特徴 (Milliff and Madden, 1996; Bantzer nad Wallace, 1996) と似ている. この乾燥ケルビン波は位相速度 30m/s 程度で東進する東西波数 1 成分が卓越し, 第 1 傾圧モードの鉛直構造を持つ波動としてとして特徴づけられる. Milliff and Madden (1996) はこの乾燥ケルビン波を, MJO に伴って, インド洋や西部太平洋上で活発化した対流活動が分散した波としてとらえる概念モデルを提唱した. この概念モデルは MJO の不安定メカニズムを理解するのに役立つかもしれない. さらに Matthews et al. (1999) は赤道太平洋上で東進するケルビン波がインド洋の活発化した対流活動と関連していることを示唆した. 最近になって Hsu and Lee (2005) は MJO の東進が 3 大洋上で東進する赤道ケルビン波の組合せとして理解できることを示唆した. それゆえ, MJO の不安定メカニズムだけでなくその東進メカニズムを理解する上でも熱帯ブレードベクトルの東進に関するさらなる解析が必要である.

#### 5. 結論

気象庁現業アンサンブル予報システムの BGM 法を改良し, 熱帯大気循環場に適切な摂動を 2003 年 11 月 1 日から 2004 年 1 月 31 日まで求めた. 得られた熱帯ブレードベクトルを用いて, MJO の安定性について議論した. この改良した BGM 法では, 緯度 20 度より極側の摂動を指数関数的に減衰させ, ノルムを熱帯域の 200hPa 速度ポテンシャル ( $\chi_{200}$ ) の rms として定義した. ノルムの大きさを  $\chi_{200}$  における気候学的変動の 3.3% より大きくした場合, 熱帯域で成長する 2 つのブレードベクトルが得られた. これら熱帯ブレードベクトルの成長率は中高緯度の傾圧不安定に伴う成長率 (0.4/日) より小さいものの正の値を示す (0.1/日). また, これら熱帯ブレードベクトルは東西波数 1 で傾圧的

な鉛直構造をもち、位相速度 30m/s 程度で東進する成分として特徴づけられる。このような特徴は、規格化定数を 1% よりも小さくしたときに現れる小さな空間スケールが卓越する対流不安定モードとは明らかに異なっている。以上のことより、本研究結果は MJO が微小擾乱に対して不安定であることを示唆している。

これら成長する熱帯ブレードベクトルは過去の観測の解析より得られた赤道上を東進する乾燥ケルビン波 (Milliff and Madden, 1996; Bantzer and Wallace, 1996) と似たような時空間的特性を示す。この類似性は MJO に伴う不安定メカニズムの理解にとって重要であるかもしれない。今後、本研究で得られた熱帯ブレードベクトルを用いて、MJO の不安定メカニズムについての理解および MJO の位相や活動度に対する MJO の予測可能性の依存性を解明するためにさらなる解析を行う予定である。

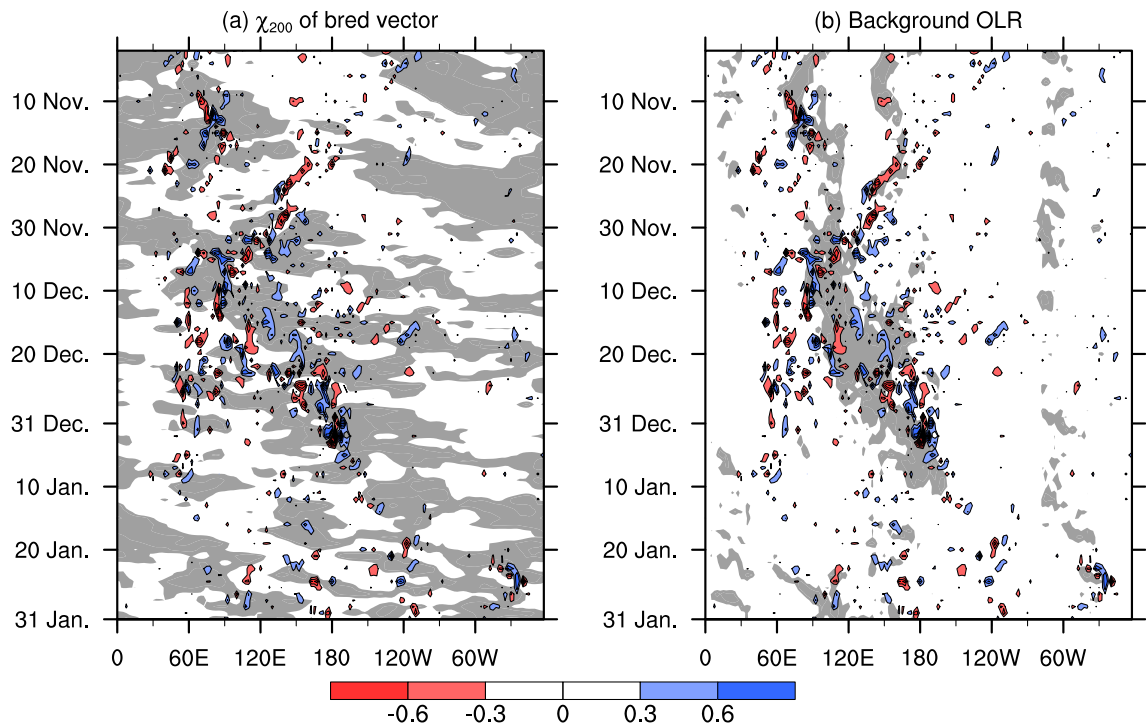
#### 謝 辞

本研究は、京都大学 21 世紀 COE プログラム”活地球圏の変動解明”(KAGI21) の支援を受けた。

#### 参考文献

- Bantzer, C. H., and J. M. Wallace, 1996: Intraseasonal variability in tropical mean temperature and precipitation and their relation to the tropical 40-50 day oscillation, *J. Atmos. Sci.*, **53**, 3032–3045.
- Boer, G. J., 1995: Analyzed and forecast large-scale tropical divergent flow, *Mon. Weather Rev.*, **123**, 3539–3553.
- Hayashi, Y., 1982: Space-time spectral analysis and its applications to atmospheric waves, *J. Meteorol. Soc. Japan*, **60**, 156–171.
- Hsu, H.-H., and M.-Y. Lee, 2005: Topographic effects on the eastward propagation and initiation of the Madden-Julian Oscillation, *J. Climate*, **18**, 795–809.
- Japan Meteorological Agency, 2002: Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency (JMA), appendix to WMO numerical weather prediction report, p. 157, Tokyo.
- Jones, C., D. E. Waliser, J. E. Schemm, and W. K. Lau, 2000: Prediction skill of the Madden and Julian oscillation in dynamical extended range weather forecasts, *Clim. Dynam.*, **16**, 273–289.
- Jones, C., D. E. Waliser, K. M. Lau, and W. Stern, 2004: The Madden-Julian Oscillation and its impact on Northern Hemisphere weather predictability, *Mon. Weather Rev.*, **132**, 1462–1471.
- Kubota, T., H. Mukougawa, and T. Iwashima, 2005: Predictability of Madden and Julian oscillation in JMA one-month forecasts, *Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **48B**, 475–490.
- Liess, S., D. E. Waliser, and S. D. Schubert, 2005: Predictability studies of the intraseasonal oscillation with the ECHAM5 GCM, *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3320–3336.
- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1994: Observation of the 40-50 day tropical oscillation. A review, *Mon. Weather Rev.*, **122**, 814–837.
- Matthews, A. J., J. M. Slingo, B. J. Hoskins, and P. M. Inness, 1999: Fast and slow Kelvin waves in the Madden-Julian Oscillation of a GCM, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **125**, 1473–1498.
- Milliff, R. F., and R. A. Madden, 1996: The existence and vertical structure of fast, eastward-moving disturbances in the equatorial troposphere, *J. Atmos. Sci.*, **53**, 586–597.
- Randall, D. A., and D.-M. Pan, 1993: Implementation of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization with a prognostic closure, in *The representation of cumulus convection in numerical models*, pp. 137–147, American Meteorological Society.
- Toth, Z., and E. Kalnay, 1993: Ensemble forecasting at NMC: The generation of perturbations, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **74**, 2317–2330.
- Toth, Z., and E. Kalnay, 1997: Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method, *Mon. Weather Rev.*, **125**, 3297–3319.
- Waliser, D. E., K. M. Lau, W. Stern, and C. Jones, 2003: Potential predictability of the Madden-Julian Oscillation, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **84**, 33–50.
- Yang, S.-C., M. Cai, E. Kalnay, M. Rienecker, G. Yuan, and Z. Toth, 2006: ENSO bred vectors in coupled ocean-atmosphere general circulation models, *J. Climate*, **19**, 1422–1436.

Precipitation at 1-day forecast (3.3%)



Precipitation at 1-day forecast (0.33%)

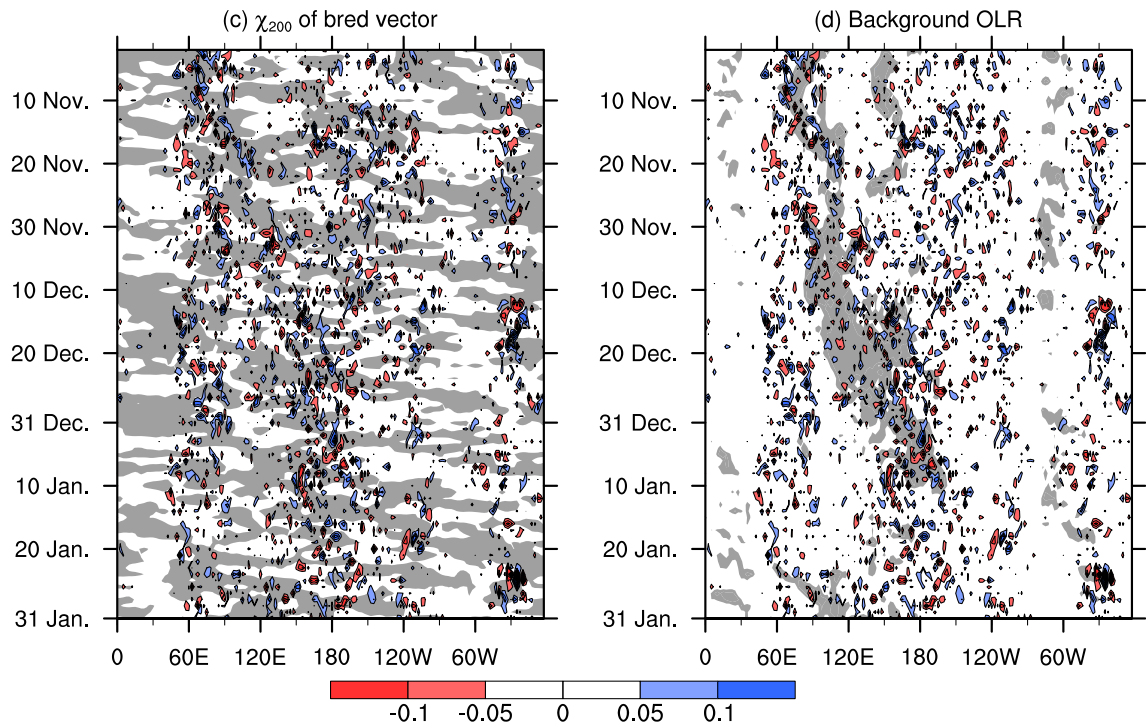


図 5: 1 日予報における摂動の積算降水量(カラー). 上(下)図が規格化定数を気候学的変動の 3.3% (0.33%) としたときの摂動を示す. 縦軸は初期時刻を表す. 陰影は初期摂動の 200hPa 速度ポテンシャル(左図) および  $210\text{W m}^{-2}$  以下の OLR(右図) を示す.