

101:103:107:306 (ダイポールモード現象；  
アジア・ジェット；インドモンスーン)

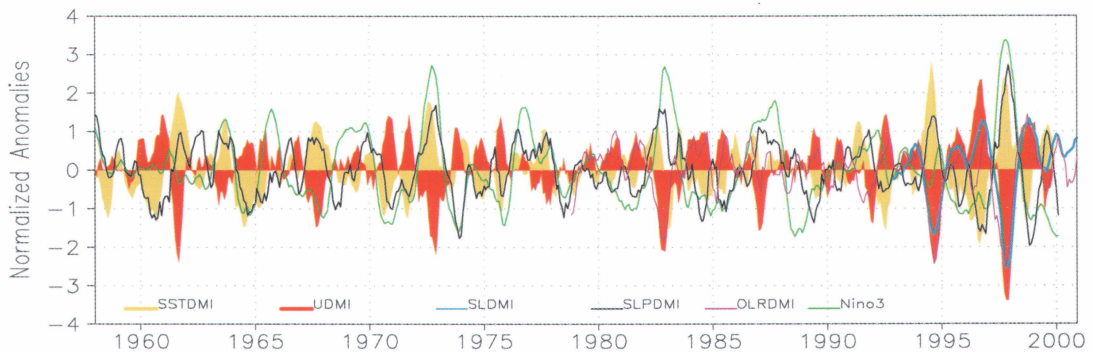
## 4. ダイポールモードと日本の夏

山形俊男\*・部辺羅諷訪人\*\*

### 1. はじめに

1993年の冷夏に続く、1994年の暑い夏に触発されてインド・太平洋域の大気海洋現象の研究を進めるプロセスで我々の研究グループは熱帯インド洋にも世界各地に大きな影響を及ぼす気候変動現象が存在することを見出した。激しい論争を経て (cf. Yamagata *et al.*, 2003), 今や古気候学から実利用に至る広範な分野で活発に引用されることになった, この現象について解説するとともに東アジアの夏への影響について考察する。この現象はインド洋の海面水温に東西ダイポールとして現われ, エルニーニョなどの他の気候変動モードとは独立に存在しうることから, インド洋のダイ

ポールモード (IOD) 現象と名付けた (Saji *et al.*, 1999; Yamagata *et al.*, 2004). IOD は, インド洋の海盆スケールの大気海洋結合モードで, 正のダイポールイベントは, 西部熱帯インド洋における正の海面水温偏差 (SSTA) と東部熱帯インド洋の負の SSTA によって特徴づけられる (第1図). Saji *et al.* (1999) は, 1958年から1999年までの期間の6つの主要な IOD イベントのコンポジットを作成し, IOD は, 北半球の春に発達し, 秋に最盛期を迎え, 冬に急速に衰退することを明らかにした. IOD に伴う海洋上層の蓄熱量, 海面高度, OLR 偏差, 海面気圧変動も明らかになっている。



第1図 様々な IOD 指数の時系列 (Yamagata *et al.* 2003参照).  
 STDMI: SSTA の東西差. 東: 10°S-赤道, 90°-120°E, 西: 10°S-10°N, 50°-70°E  
 UDMI: インド洋赤道域の東西風. 5°S-5°N, 70°-90°E  
 SLDMI: 海面高度偏差. 10°S-赤道, 90°-120°E  
 SLPDMI: 海面気圧の東西差. 東: 13°-9°S, 96°-100°E, 西: 9°-5°S, 52°-56°E  
 OLRDMI: OLR 偏差の東西差. 東: 10°S-赤道, 90°-100°E, 西: 5°S-5°N, 70°-80°E  
 Nino3: 太平洋熱帯域 Nino3 海域の水温偏差.

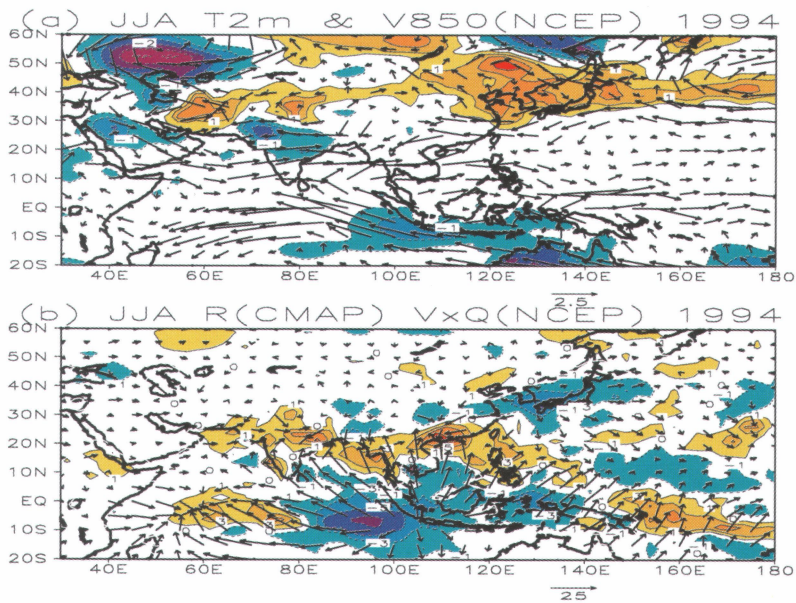
\* 東京大学理学部, 地球環境フロンティア研究センター.

\*\* 地球環境フロンティア研究センター.

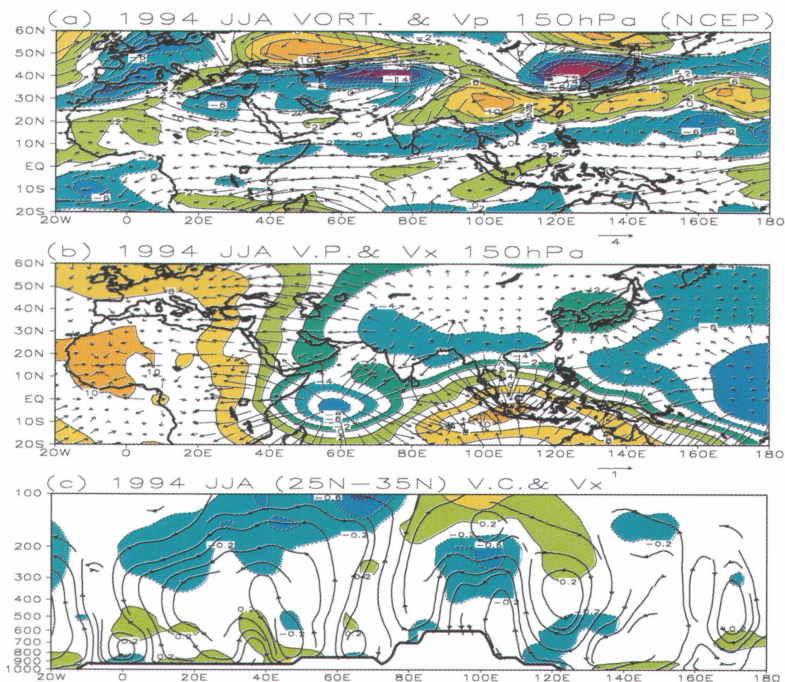
© 2005 日本気象学会

## 2. 東アジアのIOD テレコネクション

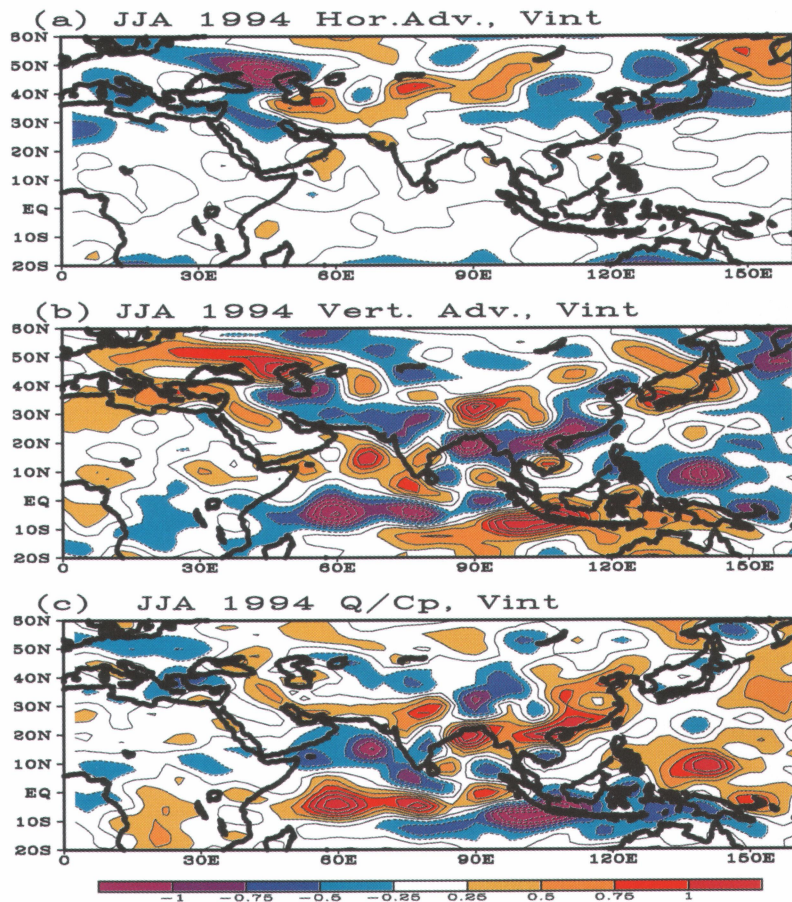
インドモンスーンは、熱帯インド洋と相互作用する。東アジアモンスーンは、チベット高気圧や偏西風ジェットを通じてインドモンスーンの影響を受ける。したがってインド洋の気候海洋相互作用現象は、東アジアの循環に影響を及ぼすと考えられる。ここでは、NCEP/NCARの再解析データと、CMAPの降水量データを用いて、東アジアが暑夏であった1994年の夏について、東アジアの循環に対するIODの影響を解析した結果を紹介する(Guan and Yamagata, 2003)。第2図と第3図は、1994年の夏(6, 7, 8月平均)の循環偏差場である。中国北部と東部、韓国、日本に大きな正の気温偏差が見られる(第2図a)。気温の正偏差は、黒潮流域にも見られる。これらの領域では、200 hPaと850 hPaの層厚偏差も正で、気柱全体の気温が高いことがわかる。これらの領域では、降水量は強い負の偏差を示し、水蒸気の発散場となっており、早魃の状況となっている。1994年の夏は、アジア北東部では対流圏の下層は高気圧性の循環偏差となっていることが知られているが、第3図aに示されているように、対流圏上層でも高気圧性偏差となっており、等価順圧的な構造をしているのが特徴的であ



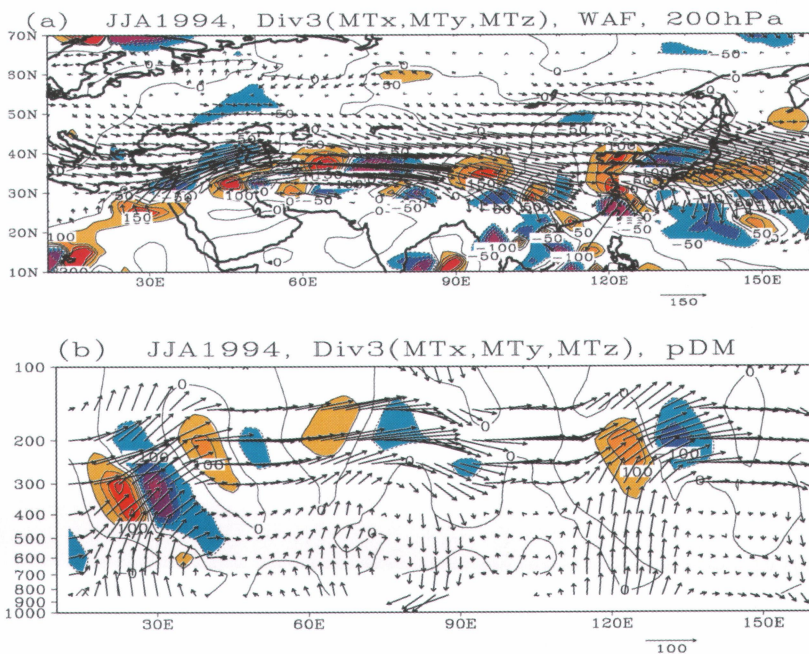
第2図 1994年夏(6~8月)の循環場偏差(Guan and Yamagata, 2003参照)。(a) 地上2mの気温偏差(0.5°C間隔、実線は正、破線は負)と850 hPaの風(単位はms<sup>-1</sup>)、(b) 降水量(1mm日<sup>-1</sup>間隔、実線は正、破線は負)と水蒸気フラックス(ベクトルで表示、単位はKgm<sup>-1</sup>s<sup>-1</sup>)。地表から300 hPaまでの積分量で表示。



第3図 1994年夏(6~8月)の循環場偏差(Guan and Yamagata, 2003参照)。(a) 150 hPaの渦度(単位は10<sup>-6</sup>s<sup>-1</sup>、実線は正、破線は負)と回転風(ms<sup>-1</sup>)、(b) 150 hPaの速度ポテンシャル(間隔は4×10<sup>-5</sup>m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup>、実線は正、破線は負)と発散風(ms<sup>-1</sup>)、(c) 北緯25度から35度で平均した鉛直-東西循環。等高線は発散風の東西成分(実線は東向き、破線は西向き、間隔は0.2 ms<sup>-1</sup>)。



第4図 1994年夏(6~8月)の季節平均エネルギー収支偏差(地表から100 hPaまでの鉛直積分量を表示). (a) 水平温度移流, (b) 鉛直温度移流, (c) 非断熱加熱, 破線は負の値を表す. 単位は $^{\circ}\text{C d}^{-1}$ .



第5図 1994年夏(6~8月)の波の活動度フラックス. (a) 200 hPaの波の活動度フラックス(単位は $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ )の水平成分と3次元発散(単位は $10^{-6} \text{ms}^{-2}$ , 実線は正, 破線は負), (b) 北緯35度から45度の間で平均した波の活動度フラックスの東西-鉛直成分と3次元発散. 高周波成分は5日の移動平均で除去.

る。いわゆる「鯨の尾のパターン」(日本, 特に西日本が猛暑, 早魃になる夏には広大な太平洋高気圧(対流圏下層のみの高気圧, 上層は低気圧)の西側に, あたかも鯨の尾のように, 小さいが対流圏上層に及ぶ丈の高い高気圧が伴うこと)が強化されているのである。一方, 西部熱帯太平洋から中国南部にかけて正の降水量偏差を示し, 下層で低気圧性の循環偏差が見られる(第2図a)。この循環偏差により, ベンガル湾や南シナ海から, 中国東部, 韓国, 日本へ向かって吹くべき湿潤なモンスーン風が妨げられている。

上で述べた循環偏差は, IODと直接関係していると考えられる。第2図b, 第3図bに見られるように, 1994年夏の顕著なIODイベントは, インド洋の降水や速度ポテンシャル場にもはっきりと現れている。水蒸気は熱帯インド洋の西部(西側の極)で収束し, 南東部(東側の極)で発散している(第2図b)。IODに伴う子午面循環偏差は, 東の極の熱帯インド洋南東部で下降流を示すが(図略), インドシナ半島北部では上昇流となる(第3図c)。詳しく見ると, このIODの東の極から北西に向かう下層の流れは, インド半島で向きを東に変えている(第2図a)。上層では, これと逆の向きになっており, 傾圧的な構造をしている(図略)。

### 3. テレコネクションのメカニズム

正のIODイベントの時には, インド北部と中国南部では降水活動が活発になる(Saji and Yamagata, 2003)。前節で述べたようにIODの東の極から生ずる下層風により(第2図a), インドシナ半島の北部からチベット高原の南側にかけて上昇流, チベット高原の上層では発散風が見られる(第3図b)。150 hPaで, 過度の発生領域となっているチベット高原の西側では高気圧性の循環偏差が, 東側では低気圧性の循環偏差が見られる(第3図a)。モンスーン領域から極東域に向かうロスビー波の伝播も見られる。一方, インド上空からロスビー長波として西へ向かう上層の発散風は, 地中海, サハラ地域で収束している(第3図b)。第3図cに示されているように, IODにより誘起されたインドの対流活動偏差は, 地中海, サハラ地域の下降流偏差と驚くほどよく対応している。

これらの, 循環場の偏差のメカニズムをさらに調べるために, 第4図に熱収支解析の結果を示す。中国の北部と東部では, 非断熱加熱が支配的である(第4図c)。日本と韓国上空では, 下降流偏差による断熱加熱が支配的で, 負の水平温度移流偏差と打ち消しあっ

ている。一方, オホーツク海上空では, 正の水平温度移流偏差と, 上昇流偏差による断熱冷却とがバランスしている(第4図b)。これらのことは, 陸上と海上で, 暑夏のメカニズムが異なることを示唆している。さらに, 1994年の夏の日本周辺の強い正のSSTAは, 高温で乾燥した暑夏の結果であることを示唆している。これらの熱収支解析の結果と, 第3図cに示された鉛直循環は, IODとモンスーン及び地中海, サハラ地域の循環場の変化との密接な関係を示唆している。我々の解析結果は, たまたま1994年の夏の解析に基づいてRodwell and Hoskins (1996)が提唱したモンスーン—砂漠メカニズムを支持している。遠く離れたインド(一部はアジア)モンスーン域の加熱により誘起された断熱下降流が, 放射冷却により誘起された地中海, サハラ地域の下降流を強化している。地中海周辺の昇温傾向は負の水平温度移流によりバランスしているが, これが北から涼風をもたらすエーゲ海のエテジアン, アドリア海のマエストロと呼ばれるものの正体である。

ところで, IODにより誘起された下降流による地中海, サハラ地域の昇温傾向は, 中緯度の偏西風に持続的な影響を与える。中緯度の偏西風帯は, 渦位 $Q$ の分布からロスビー波の導波管として作用するので, 波のエネルギーが東アジアに伝搬し, 東アジアや西太平洋の夏の循環に影響することが考えられる。このような考え方を確かめるために, 波の活動度フラックス(cf. Plumb, 1986)を計算した。第5図aによると, 200 hPaにおける波の活動度フラックスは, 明らかにアジア・ジェットに沿って大きくなっている。アジア・ジェットの北側では波のエネルギー伝搬は非常に弱く, 1994年の夏の東アジアの気候に対する高緯度からの直接の影響は小さいと考えられる。アジア・ジェットに沿った鉛直断面(第5図b)では, 地中海, カスピ海, 東アジアで波のエネルギー偏差の上向き伝播が見られる。チベット高原の東の縁からの上向きの波のエネルギー伝搬は, 地形効果が重要な役割を果たしていることを示唆している。

### 4. まとめ

1994年の東アジアの夏の天候に対するIODの影響としては少なくとも2つの道筋が考えられる。1つは, IODに誘起されたチベット高原上の上層の発散場によって励起されたロスビー波列で, 中国南部から北東に伝播している。これは西偏した新田のPJパターン

とも呼ぶべきものであろう (Nitta, 1987). もう1つは, IODに誘起されたインド付近の非断熱加熱の西側に励起されたロスビー長波である. つまり, Rodwell and Hoskins (1996) のモンスーン—砂漠メカニズムを通して, 地中海, サハラ地域の循環はインドモンスーンと関係し, これがアジア・ジェットを導波管として, 東アジアの循環に影響する. 後半のシナリオは Enomoto *et al.* (2003) による, 等価順圧的な高気圧 (鯨の尾) の形成に関するシルクロードメカニズムを支持するものである.

#### 参 考 文 献

- Enomoto, T., B. J. Hoskins and Y. Matsuda, 2003 : The formation of the Bonin high in August, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, **129**, 157-178.
- Guan, Z. and T. Yamagata, 2003 : The unusual summer of 1994 in East Asia : IOD teleconnections, *Gephys. Res. Lett.*, **30** (doi : 10.1029/2002GL016831).
- Nitta, T., 1987 : Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
- Plumb, R. A., 1986 : Three-dimensional propagation of transient quasi-geostrophic eddies and its relationship with the eddy forcing of the time-mean flow, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1657-1678.
- Rodwell, M. J. and B. J. Hoskins, 1996 : Monsoons and the dynamics of deserts, *Quart. J. R. Meteor. Soc.* **122**, 1385-1404.
- Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran and T. Yamagata, 1999 : A dipole mode in the tropical Indian Ocean, *Nature*, **401**, 360-363.
- Saji, N. H., and T. Yamagata, 2003 : Possible impacts of Indian Ocean Dipole mode events on global climate., *Climate Res.* **25**, 151-169.
- Yamagata, T., S. K. Behera, S. A. Rao, Z. Guan, K. Ashok and H. N. Saji, 2003 : Comments on "Dipoles, Temperature Gradients, and Tropical Climate Anomalies", *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **84**, 1418-1422.
- Yamagata, T., S. K. Behera, J.-J. Luo, S. Masson, M. R. Jury and S. A. Rao, 2004 : Coupled ocean-atmosphere variability in the tropical Indian Ocean. In *Earth's Climate : The Ocean-Atmosphere Interaction*, AGU Monograph Series, **147**, 189-211.