

# 温暖化による日本の冬の変化、熱帯との関連

平原翔二・萩谷聡・村井博一・及川義教・前田修平  
(気象庁 地球環境・海洋部 気候情報課)

## 1. はじめに

CMIP3 (第3次結合モデル相互比較プロジェクト)で行われた温暖化実験では、日本付近の気温は、平均的に上がるというだけでなく、季節推移に着目すると、夏に比べ冬の昇温が大きくなる予測となっている(IPCC, 2007)。相対的に冬が大きく昇温することは、季節変化の弱化を示唆する。日本の季節進行と関連の深い、偏西風の季節進行の将来変化を見ると(図1)、冬の偏西風が現在の位置の北で強まり、夏に南側で強まっている。気温と傾向は同じで、偏西風の季節変化も弱まる将来変化を示している。

このような、“季節進行の弱化”をもたらしているものは何か。日本付近の循環場の様相は冬と夏でまったく異なるので、個々の季節を個別に検討する必要があるのは言うまでも無いが、季節を通じて同じ方向に寄与する要因があるば、議論の見通しが良くなると期待される。

モデル間のばらつきが大きいので、温暖化予測にロバストなものは見出されにくいですが、熱帯の鉛直循環の弱化についてはCMIP3モデルの多くに共通した特徴となっている(Vecchi and Soden, 2007)。その要因は、先行研究で指摘されてきたように、温暖化すると熱帯の成層安定化が進むため、放射冷却/凝結加熱に対し、これにバランスするのに必要な断熱加熱/断熱冷却が小さく済むようになる、という観点から理解が可能である(Knutson and Manabe, 1995; Betts, 1998; Sugi et al., 2002)。

多くのモデルが予測し、そのメカニズムの原理は季節に依らないため、ここを出発点とし、中高緯度への影響を考えたい。日本への影響を

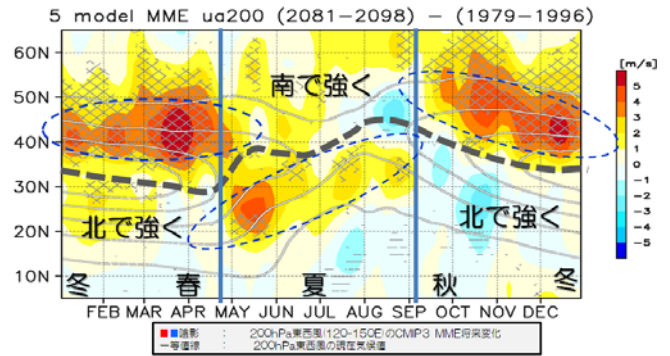


図1 CMIP3 の5モデル平均による、日本上空の偏西風の将来変化

等値線は、CMIP3 の5モデルで平均した、現在気候の日本付近(120-150E)の200hPa 東西風。点線は、ジェット気流の軸のおおよその緯度。陰影は、SRES A1B シナリオによる将来変化。網掛けは5モデル中5モデルが同じ符号の将来変化を予測している領域。マルチモデル平均は、夏季の季節進行が良く再現できていると判断した5つのモデル(CSIRO Mk3.0, CSIRO Mk3.5, GFDL-CM2.0, GFDL-CM2.1, MIROC3.2(hires))により算出したが、CMIP3 の全モデル平均でも定性的な特徴はこれと変わらないことを確認している。

## 温暖化による日本の季節変化の弱まり (熱帯の観点から)

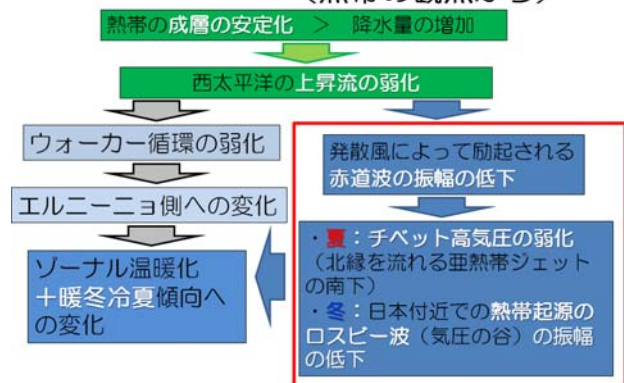


図2：熱帯の成層安定化から日本の気候への影響を議論する流れ図

考える際には、次のような2つの議論の流れが考えられる(図2)。ひとつは、熱帯の鉛直循環の弱화를、ウォーカー循環の弱化や熱帯の海面水温のエルニーニョ側への将来変化と関連させ、エルニーニョ時の力学的・統計的な特徴になぞらえて中高緯度への影響を考えるルートである。CMIP3では、将来エルニーニョ的なSST変化を予測するものが多い。エルニーニョ時に日本は暖冬冷夏となる統計的な傾向がある。別のルートとして、熱帯の鉛直循環の弱化から、日本への影響を直接議論することが考えられる。熱帯の鉛直循環が弱化すると、それにより対流圏上層の発散風が弱化し、気候場に形成されている赤道波の振幅の低下などを介して、熱帯が中高緯度の循環場を支えている部分が弱まると予想される。

前者の方がよく用いられる考え方ではあるものの、後者はエルニーニョにまつわる議論を経由せず、より直接的に解釈を行えるのが利点である。本調査では、後者の観点から特に冬の循環場について調べ、日本の将来変化に熱帯が関与する部分の解釈を試みたい。

## 2. 用いたデータ

現在気候、将来気候をそれぞれ定義するため、CMIP3(第三次結合モデル相互比較プロジェクト; Meehl et al. 2007)データセットの現在気候再現実験(20C3M)、およびA1B排出シナリオによる温暖化予測実験(SRES A1B)の出力を用いた。気候値は、現在気候を1979-1996年の、将来気候を2081-2096年の、それぞれ18年間の各月ごとの平均として求めた。また、それらの差を温暖化による気候変化と定義した。本調査は北半球冬季を対象とし、その代表として1月の解析結果について以降に示す。使用したモデルの数は、CMIP3に参加したモデル群のうち、上述した気候値の定義期間に月平均値が利用

可能な、23モデルである<sup>1</sup>。各モデルからは、1ランズつ、解像度を2.5度の等緯度経度格子に変換したうえで解析に用いた。JRA-25全球大気再解析値(Onogi et al. 2007)は、議論のセクションにて、非断熱加熱率の気候値を作成する際に用いた。

---

<sup>1</sup>風の将来気候値が定義できない、BCC-CM1およびMIUB-ECHO-Gを除いたすべてのモデルを使用

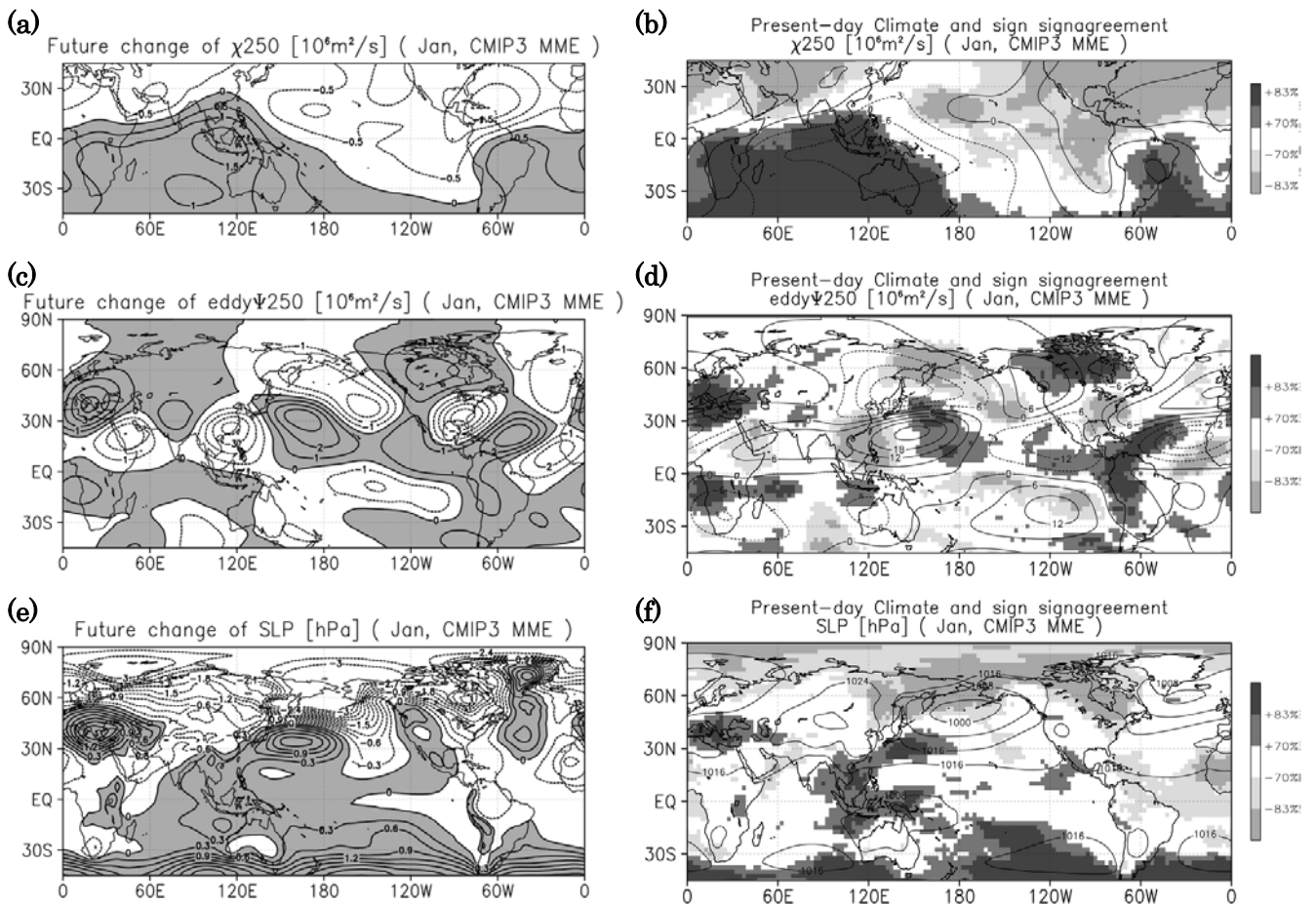


図3 CMIP3 の 23 モデル平均による 1 月の将来変化 (左列)、および将来変化の符号一致率 (右列)、上から、250hPa の速度ポテンシャル(上段)、250hPa エディ(帯状平均からの残差)の流線関数(中段)、海面気圧(下段)。単位は、それぞれ  $10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 、 $10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 、hPa。左列では、CMIP3 のマルチモデル平均による将来変化が正の領域に陰影。右列では、陰影はモデル間で将来変化の符号の一致率が正または負に 70%(23 モデル中 16 モデル)および 83%(23 モデル中 19 モデル)を超える領域 (それぞれ両側符号検定で 90%、99%信頼限界を超える領域)を示す。等値線は現在気候値を示す。

### 3. 熱帯の成層安定化と大気循環場の将来変化

図 3 に CMIP3 モデル群の全モデル平均による 1 月の大気循環場の変化を示す。対流圏上層(250hPa)の速度ポテンシャルの将来変化(図 3a)によると、インドネシア付近を中心に収束偏差が見られる。この領域は現在気候の大規模発散域と重なるため、その発散の弱化に対応する。先行研究で指摘されているように、成層安定化とともに対流圏中層の上昇流が弱まるモデルが多く(図略)、非発散の関係と整合するように上層の発散の弱化が現れていると考えられる。一方、太平洋熱帯域東部においては、逆に大規模収束が弱化するような変化が見られる。

対流圏上層のエディ流線関数(帯状平均からの残差の流線関数)の将来変化(図 3c)では、亜熱帯域を見ると、おおむね 30N に沿った格好で、circumglobal teleconnection (CGT; Branstator, 2002)に似た波列状のパターンが目立つが、熱帯域に注目すると、海洋大陸をはさんで南北に低気圧性循環偏差が見られる。気候場に形成されている低気圧性循環を、南北両半球側で弱める方向の変化となる。太平洋熱帯域東部では、高気圧性応答の対が見られる。これら流線関数の偏差の中心は、太平洋熱帯域西部および東部に見られた速度ポテンシャル偏差の北西/南西側に位置するため、それぞれの位置での鉛直循環弱化に対する負の Matsuno-Gill 応答(Gill, 1980)が寄与していると考えられる。

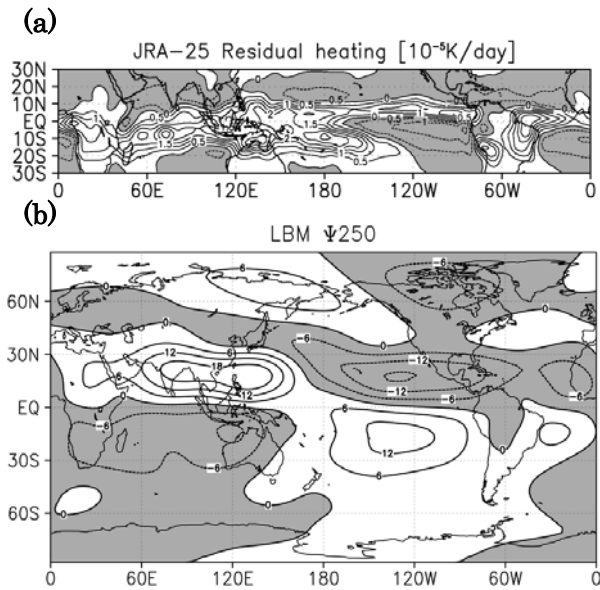


図4 熱帯の非断熱加熱強制と、これに対する 250hPa エディ流線関数の応答 (1月)

(a) JRA-25 の 6 時間値を用いて求めた残差加熱の 1 月の気候値を、1000hPa から 10hPa まで鉛直積分した値を示す。単位は  $10^{-5}$ K/日。(b) CMIP3 の東西対称基本場に対して、上の加熱を与え、得られた流線関数の応答の東西非対称成分を示す。単位は、 $10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 。負の値に陰影を施してある。

中高緯度では、海洋大陸の北側を起源に、日本の南東海上、アリューシャン列島付近、北米、と大円に沿った波列状の将来変化が見られる。日本の南東の高気圧性偏差は、等価傾圧な構造を持ち、後述するように海面気圧(SLP)の場にも現れている。

SLP の将来変化(図 3e)では、海洋大陸を挟んで南北に高気圧性の変化が見られ、鉛直循環弱化にともなう負の Matsuno-Gill パターンと整合的である。モデル間の将来変化の符号(図 3f)にも、海洋大陸付近には Y 字型の Matsuno-Gill パターンに沿った一致が見られる。日本の南東海上には高気圧性の変化が見られ、東アジアモンスーンの弱化(Hori and Ueda, 2006)が示唆される。日本にとっては、西高東低の冬型の気圧勾配が緩む、暖冬側への変化となる。

熱帯の鉛直循環の弱化は、西太平洋を起源とするプラネタリ波の弱化を通じて、日本の冬へ影響を及ぼす可能性がある。次節では、その影

響の程度を見積りたい。

#### 4. 議論：線形傾圧モデルによる確認

北半球冬季の気候平均場の形成には、熱帯・中高緯度の非断熱過熱強制、地形からの強制、中高緯度の高周波擾乱からのフィードバックなどが関与していると考えられている。Held et al. (2002) では、これらの寄与が個別に検討されており、そのうち、熱帯域の非断熱加熱に強制された波は、日本付近に定在する長波のトラフの形成に一部寄与していることが示されている。前節で見たように、熱帯の成層安定化により上層の発散風強制が弱化する予測に関して多くのモデルで一致が見られた(ただし、振幅のばらつきはモデルによって非常に大きい。以降では平均的な特徴について記述する)。それによる中高緯度への影響はどの程度なのか、線形モデルを用いて評価を試みる。

CMIP3 の将来変化には、基本場の変化だけでなく、降水量の増加や山脈に当たる風の変化によるフォーシングの変化も関係すると思われるが、ここでは基本場の変化による効果のみに議論を絞る。CMIP3 では、凝結加熱率などの強制力データまで公開はされていないためである。

##### a. モデルと実験設定

大気モデルとして、Watanabe and Kimoto (2000)で用いられた、湿潤過程を含まない線形傾圧モデル(LBM)を利用した。解像度は T42 の  $\sigma$  座標 60 層に設定した。渦度、発散、気温のそれぞれに対し、最下端( $\sigma=0.995$ )で 0.5 日、対流圏上層では 30 日の緩和時間のダンピングを与え、さらに、最小波数が 1000 日で緩和されるような 4 次のオーダーの弱い拡散を一律に与えた。基本場は CMIP3 のアンサンブル平均による現在気候および将来気候の帯状平均場を利用した。

非断熱加熱のデータは、CMIP3 では提供さ

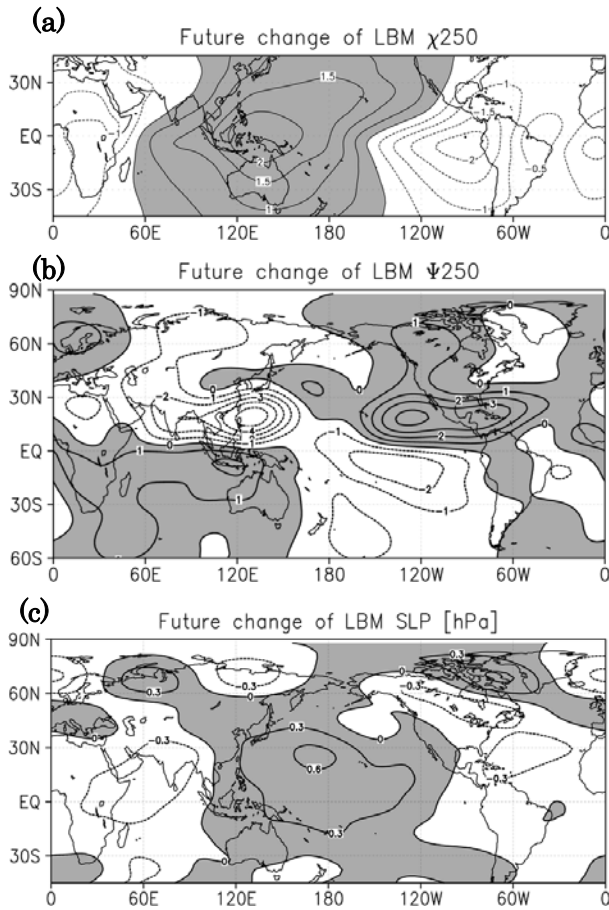


図5 基本場の違いによる、LBM 応答の変化

上から、250hPa 速度ポテンシャル(a)、250hPa エディ流線関数(b)、海面気圧(c)。単位は、それぞれ  $10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 、 $10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 、hPa。正の変化に陰影を施してある。LBM 応答の変化は、現在気候・将来気候の CMIP3 マルチモデル平均の帯状平均基本場に対し、同じ加熱を与えて、得られた応答の差により得た。

れていないため、JRA-25 再解析データから算出したもので代用することとした。算出にあたっては、JRA-25 の 6 時間値から熱力学の式の残差項から見積もった。また、議論の内容を熱帯に絞るため、LBM に与える加熱は 25S-25N のみに限った。

実験内容は、Held et al.(2002)の議論に倣い、現在と将来の 2 つの帯状平均場に対して加熱を与え、東西非対称応答を観察することとした。すなわち、同じ熱帯の加熱に対し、基本場の違いにより東西非対称な循環の形成にどのような差が生じるのかを調べることにした。

## b. 現在気候値

図4に、JRA-25 から得た1月の非断熱加熱率気候値の分布と、この加熱強制に対するLBMのエディ応答を示す。非断熱加熱率の分布には、ITCZやSPCZといった主要な降水帯に沿ったピークが分布している。LBMの応答には、太平洋熱帯域西部に赤道を挟んで南北で対になった上層高気圧性循環、太平洋熱帯域東部は低気圧性循環が見られる。基本場がCMIP3のマルチモデル平均であるのに対し、加熱は独立した別のデータセット(JRA-25)から与えたため、物理的な整合が完全には取れないと考えられるが、CMIP3の赤道波の定性的な特徴(図3d等値線)は、よく再現されている。

詳しく見ると、違いも見られる。たとえば、南アジアに広がる高気圧の振幅はCMIP3平均より小さい。LBMの設定が簡素なので望むべくも無いが、Held et al. (2002)によるとこの領域の高気圧の形成には、非線形項やチベット山脈に強制された波も寄与している。こうした影響が小さい太平洋熱帯域東部の赤道波の振幅はおおむね適切なものとなっている。

## c. 将来変化

図5は、CMIP3の将来気候を基本場としたLBMのレスポンスから、先に示した現在気候のレスポンスを差し引いたものを示す。与えた加熱は共通で、違いは基本場のみにあるため、得られた差は主に熱帯の成層安定化に起因する将来変化への寄与と考えられる。

図5aに示した速度ポテンシャルの変化では、西太平洋上層の発散が弱化的、東太平洋で収束が弱化的である。エディの将来変化(図5b)は、現在気候(図4b)をそのまま弱化的させたようなパターンとなっており、LBMの発散風強制がその場で弱化的していることと対応する。LBM応答(図5b)とCMIP3の将来変化(図3c)を比較すると、熱帯では、太平洋熱帯域西部・東部ともに、赤道を挟んだロスビー波応答が見られ、CMIP3

の将来変化のパターンと似た位置で応答が見られる。南半球側の赤道波の弱化も再現されている。中高緯度に関しても、CMIP3のように、西太平洋から北米へ連なる波列状の変化パターンが再現されており、熱帯起源の惑星波の弱化が、CMIP3の将来変化と同じ符号の変化を生じることを示唆する。SLPの将来変化(図5c)においても同じく、日本の南東海上を中心とした高気圧が再現できている。

ここで行ったLBM実験は非常に簡潔ながら、熱帯の成層安定化が、赤道波の振幅の弱化や、中高緯度への波列状の将来変化パターンを生じ、CMIP3の将来変化パターンに正の寄与をしている可能性を示唆している。しかしながら、日本の東海上の高気圧性応答の振幅に着目すると、上層・下層ともにCMIP3の1/3程度となり、振幅は過少となっている。他の寄与を加えて議論を進める必要がある。

## 5. 考察とまとめ

本調査では、北半球冬季の温暖化時の変化を、熱帯と関連付けて議論した。CMIP3の将来変化では、熱帯の成層安定化に伴う太平洋赤道域西部の上層発散の弱化、および東部の上層収束の弱化、それに伴う赤道波の振幅の低下を多くのモデルが共通して予測していた。中高緯度には、西太平洋を起源とするプラネタリ波が弱化したようなパターンが見られ、海面気圧には日本の西高東低の気圧配置を緩める変化が見られた。

続いて、熱帯の成層安定化による中高緯度への影響を確認するため、LBMを用いた実験を行った。簡素な設定ながら、熱帯の成層安定化は、西太平洋を起源とする、中高緯度の波列状の将来変化パターンをおおまかに形付ける方向にはたらいっている可能性が示唆された。

一方で、日本の東海上の高気圧の振幅を説明するには十分ではなく、当然ながら、熱帯以外の変化からの寄与に注目する必要があること

がわかった。たとえば、Hori and Ueda(2006)で指摘されたように、海陸の熱コントラストやアリューシャン低気圧の変化、地表面温度の南北勾配の変化が考えられる。北半球30N帯に見られたCGTパターンも興味深い。単一モデルの実験結果に基づくものではあるが、Selten et al.(2004)は、CGTが北半球冬季の将来変化の主要パターンであると報告している。これらに加えて、寒帯前線ジェットの変化も日本の冬を特徴づける重要な要素であり、今後検討する予定である。

## 6. 謝辞

本調査は環境省環境研究総合推進費S-5課題「地球温暖化に係る政策支援と普及啓発のための気候変動シナリオに関する総合的研究」のもと行われた。東京大学大気海洋研究所の渡部雅浩準教授には、本研究に用いた線形傾圧モデルのプログラム一式を提供していただいた。東京大学先端科学技術研究センターの中村尚教授には、研究集会の折に、幾度となく深い知識と理解に基づく有益なアドバイスをいただいた。ここに記して心から感謝する。

## 7. 参考文献

- Betts, A. K., 1998: Climate-convective feedbacks: Some further issues. *Clim. Dyn.*, **39**, 35-38
- Branstator, G., 2002: Circumglobal teleconnections, the jet stream waveguide, and the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, **15**, 1893-1910.
- Held, I. M., M. Ting, H. Wang, 2002: Northern winter stationary waves: Theory and modeling. *J. Climate*, **15**, 2125-2144.
- Hori, M. E., and H. Ueda, 2006: Impact of global warming on the East Asian winter monsoon as revealed by nine coupled atmosphere-ocean GCMs. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L03713.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

- Kosaka, Y., H. Nakamura, M. Watanabe and M. Kimoto, 2009: Analysis on the dynamics of a wave-like teleconnection pattern along the summertime asian jet based on a reanalysis dataset and climate model Simulations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 561-580.
- Meehl, G. A., C. Covey, K. E. Taylor, T. Delworth, R. J. Stouffer, M. Latif, B. McAvaney and J. F. B. Mitchell, 2007: The WCRP CMIP3 multimodel dataset: A new era in climate change research. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 1383-1394.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Tair, 2007: The JRA-25 reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- Knutson, T. R., S. Manabe, 1995: Time-mean response over the tropical Pacific to increased CO<sub>2</sub> in a coupled ocean-atmosphere model. *J. Climate*, **8**, 2181-2199.
- Selten, F. M., G. W. Branstator, H. A. Dijkstra and M. Kliphuis, 2004: Tropical origins for recent and future Northern Hemisphere climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L21205.
- Sugi, M., A. Noda, and N. Sato, 2002: Influence of the global warming on tropical cyclone climatology: An experiment with the JMA global model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 249-272.
- Vecchi, G. A. and B. J. Soden, 2007: Global warming and the weakening of the tropical circulation. *J. Climate*, **20**, 4316-4340.