

アジアモンスーン変動におけるインド洋と太平洋の増幅・相殺効果

*植田宏昭¹, 井上知栄², 釜江陽一^{3, #}, 早崎将光^{1, b}, 鬼頭昭雄¹,

¹筑波大学 ²海洋研究開発機構 ³国立環境研究所

現所属：筑波大学・スクリプス海洋研究所 ^b現所属：国立環境研究所

1. はじめに

モンスーンは熱帯から中緯度までの複数の地域にまたがる降水現象の総称であり、そのメカニズムを含む実態の解明と将来予測は、社会・経済活動に直結する重要なテーマである。本稿では、観測された夏季アジアモンスーン降水量の変動とその要因について整理した上で、近年注目されている地上気温の上昇停滞期間（1999～2014年；便宜上、気候ハイエイタスと呼ぶ）における、夏季アジアモンスーン降水量の変調について、アジアに隣接するインド洋と太平洋の影響を論じる。

2. 観測された降水量の変化

モンスーン降水量といえば、これまで観測された降水量データが存在する陸上降水を指すことが多かったが、20世紀の終盤になって、海洋性モンスーン（e.g., Murakami and Matsumoto 1994）の存在が明らかになるとともに、グローバルモンスーン（以下、GMと略す）という概念が提案されるに至った（Wang and Ding 2008）。

この考え方は、雨の年変化（夏と冬の差が2.0 mm/day以上；夏の降水量が年全体の55%以上）に基づくもので、古くから用いられている風向の季節的な反転による定義（Ramage 1971）に比べて、テレコネクションを介した乾湿コントラストを明瞭に示した点、南北両半球を同時に議論することを可能にした点において新しい。つまり、GMという概念は、複数の地域におけるモンスーン降水量の変動特性を大局的な視点から論じるには適している。

GMの中でも、陸上降水に限ると、20世紀後半（1948–2003）における降水量の線形トレンドは減少傾向を示していた（e.g. Wang and Ding 2006; Zhou et al. 2008）。一方1980年代からは、地球温暖化に伴う大気中に含み得る水蒸気量の増加（熱力学効果；Held and Soden 2011）を介して、降水量が増加に転じ

たのではないかという指摘もなされている（e.g. Hsu et al. 2011; Zhang and Zhou 2011）。このような20世紀末の変動は、温暖化に伴うものなのか、あるいは他の要因によって引き起こされているのかについては、現在のところ人為起源のエアロゾルの効果も含めて活発な議論が行われている。

近年の気候ハイエイタス現象は、気温という要素に加えて、ラ・ニーニャ型の海面水温偏差によって特徴付けられる（e.g. Kosaka and Xie 2014; Trenberth et al. 2014）。前者は、熱力学効果と直接関係するが、後者は対流活発化に伴う大気の遠隔応答（テレコネクション）、すなわち力学効果として分類される。

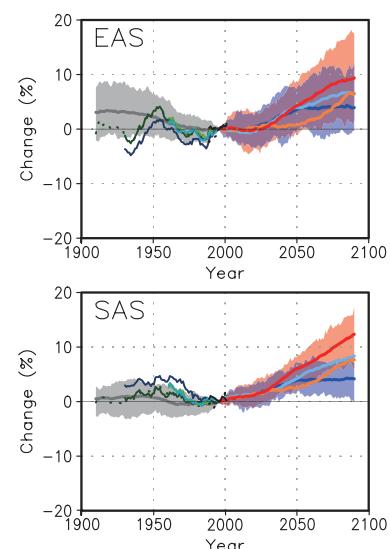
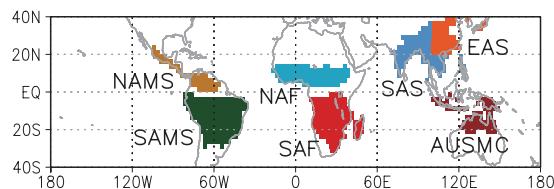


図1 CMIP5による26のマルチモデル平均に基づく陸上モンスーンの区域分け（上段）、中段と下段はそれぞれ、東アジア（EAS）、南アジア（SAS）を示す。IPCC(2013)より引用。

熱力学効果、力学効果を定量的に把握するためには、地域差異に立ち戻った研究が必要となる。IPCC の第 5 次評価報告書では、陸上モンスーンを 7 つ地域に区分し、降水量の変動特性を示した(図 1)。図 1 中・下段に示すように、降水量は、東アジア、南アジアとともに 1940 年代から減少傾向にあるが、東アジアでは 1980 年代から増加に転じている。一方、南アジアでは明瞭な増加トレンドは確認されず、その理由については、エアロゾルによる降水抑制効果が指摘されている(Ballasina et al. 2011)。IPCC(2013)における観測された降水量の報告は、2000 年代の初頭までとなっており、気候ハイエイタス期間(1999~2013)のアジアモンスーン降水量については、その変動要因を含めて明らかにされていない。

3. 降水量と海水温の変動

図 2 a はハイエイタス期間の平均(1999~2013)から、それ以前の 20 年(1979~1998)を差し引いた降水量の空間分布を示す。西太平洋(WP)と西インド洋(WIO)では増加しているのに対し、中緯度の東アジア(EA)では負偏差が確認される。これらの 3 つの地域における降水量の時系列(図 2 b)は、東アジア(赤線)での少雨(期間平均で -6%) と西太平洋上(黒線)の多雨(同+10%)傾向が、ハイエイタス期間を通して続いていることを示している。

このような空間的に非一様な偏差パターンは、気温変動とそれによって変動する比湿の変化(熱力学効果)だけでは説明が難しく、力学的効果を解釈に含める必要性を示唆している。興味深いことに、西太平洋と西インド洋(青線)は、逆位相の関係で変化している。この点については、次節で改めて触れる。

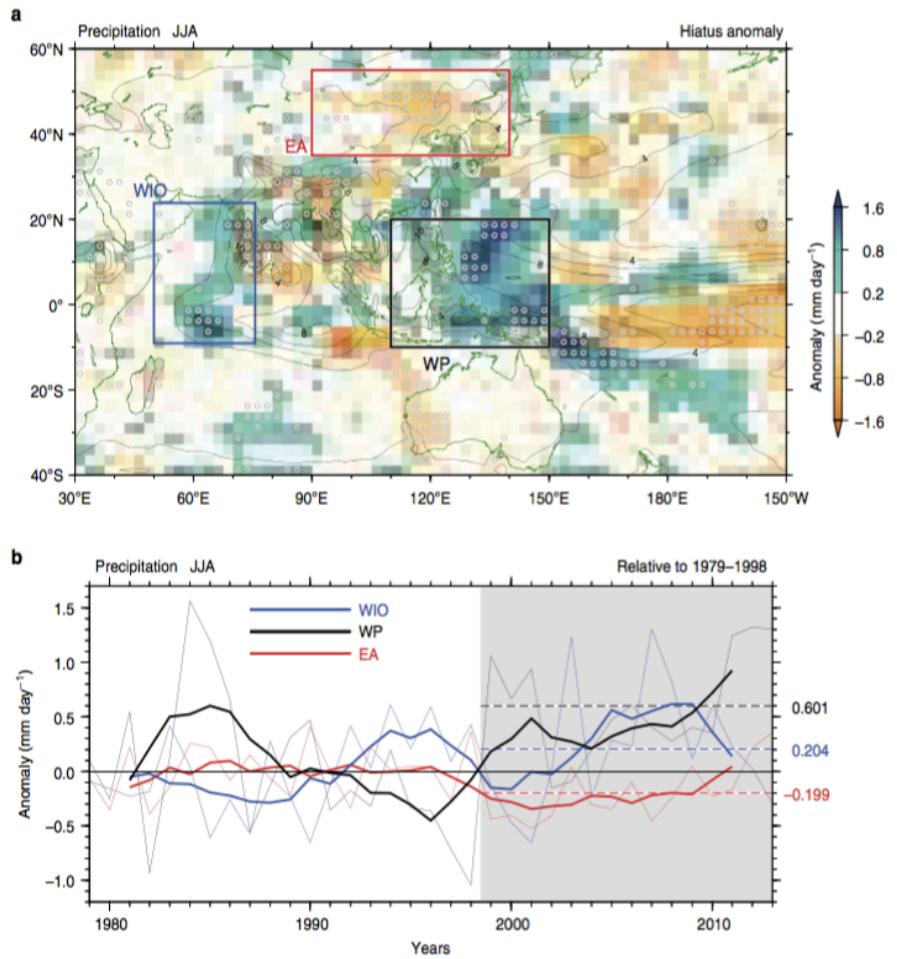


図 2 (a) ハイエイタス期間(1999~2013)とそれ以前の期間(1979~1998)の夏(JJA)の降水量偏差。95%有意を白丸で示す。等値線は気候値。(b) 3 地域(EA, WP, WIO)の降水量の時系列。太線は 5 年移動平均。Ueda et al. (2015)に基づく。

ハイエイタス期における海洋変動の様子を図 3 a, c に示す。太平洋上ではラ・ニーニャ型の偏差パターンが見られ、西太平洋では温度躍層の水温上昇が顕著である。インド洋の表層は、全域に渡って正の偏差に覆われている。西インド洋では 50~100m 付近に昇温のピークが見られる。統計的には、エルニーニョが生じた年は、秋から冬にかけてインド洋ダイポールモードが発達し(Webster et al. 1999)、モンスーンの季節的な制約を受けて(Ueda and Matsumoto 2000; Ohba and Ueda 2005)、翌年の春から夏にかけてインド洋の全域昇温(Xie et al. 2009)が生じることが知られている。実際に、ラ・ニーニャ時の合成偏差(図 3 b, d)を見ると、インド洋の低温偏差が確認される。つまり、ハイエイタス期に見られるラ・ニーニャ型の太平洋の海水温偏

差とインド洋の全域昇温という組み合わせは、統計的には珍しい組み合わせと言える。

の昇温による効果によって打ち消されていた (Ueda et al. 2015 Table 1 参照)。

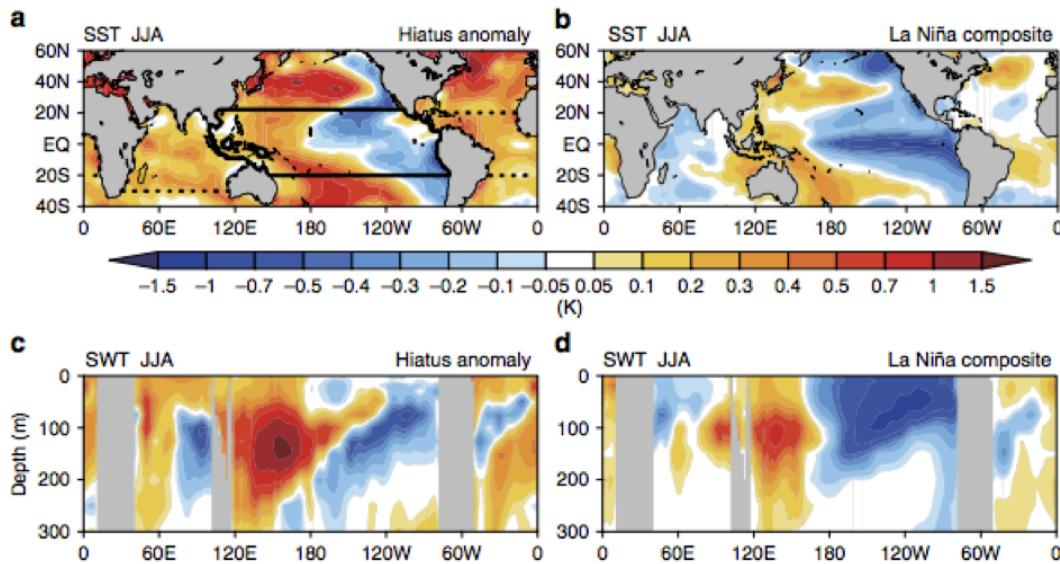


図3 ハイエイタス期間(a, c)と過去のラ・ニーニャ年(b, d)の海水温偏差. Ueda et al. (2015)に基づく.

このような海洋の変動に対して、大気はどうに応答するのであろうか。図4に気象研究所の大気大循環モデルに、ハイエイタス期における熱帯インド洋と太平洋の海水温偏差を個別に与えた感度実験の結果を示す。インド洋の昇温を与えた実験では(図4a)、インド洋での降水量の増加に伴う非断熱加熱によって、西太平洋上ではケルビン波に伴う東風発散風偏差が見られる。興味深いことに、東風偏差の北側、つまりフィリピン付近では、高気圧性循環が強化(等値線の正の値)されており、降水量の減少と下降気流の強化(Ueda et al. 2015; Supplementary Fig. 4b 参照)が見られる。熱帯太平洋の海面水温偏差を与えた場合には(図4b)、西太平洋では顕著な降水量の増加と低気圧性循環の強化が生じている。一方、インド洋では赤道対象ロスピーポに相当する高気圧性循環と降水量の負偏差が発現し、中緯度東アジアでも降水量の減少が確認される。

上述の実験結果は、インド洋の全域昇温とラ・ニーニャ型の太平洋の海面水温偏差は、降水量の変動において、互いに相殺する関係にあることを示唆するものである。なお、地域ごとの降水量偏差を、実験別に算出したところ、西太平洋では、太平洋の効果によって増加した降水の約半分(46%)が、インド洋

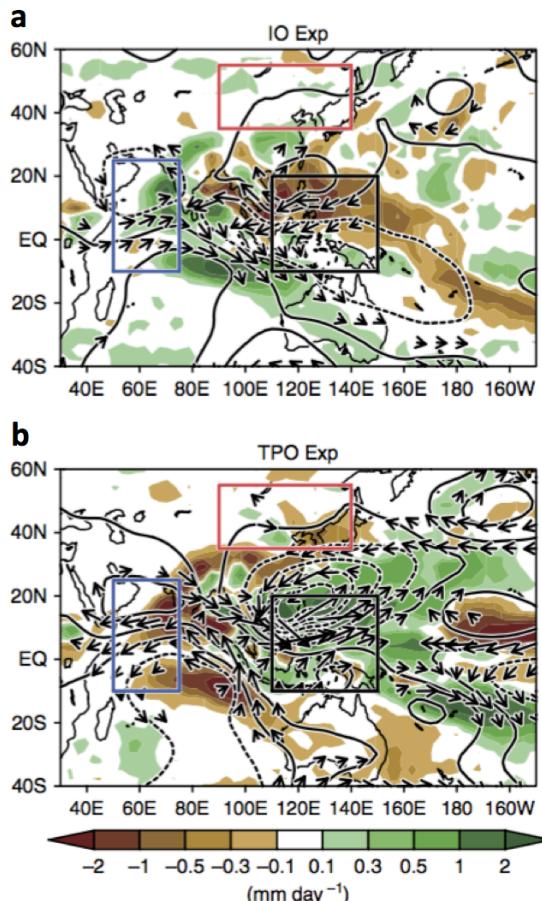


図4 AGCMを使ったハイエイタス期の海面水温偏差に対する感度実験. 陰影は降水量偏差、等値線は850hPaの流線関数偏差(正の値は高気圧性循環の強化を示す). (a) 热帯インド洋実験, (b)热帯太平洋実験. Ueda et al. (2015)に基づく.

最後に、熱力学効果と力学効果を定量的に見積もるため、Chou et al. (2009)に基づく水蒸気収支解析を行った。

$$P' = -\langle \bar{\omega} \partial_p q' \rangle - \langle \omega' \partial_p \bar{q} \rangle - \langle \mathbf{v} \cdot \nabla q' \rangle' + E'$$

上式において、 P は降水量、 ω は鉛直流、 q は比湿を示す。降水量の偏差は、 ω と q に対して、領域平均とそれからの偏差という形で表され、右辺第1項は熱力学効果、第2項は力学効果、第3項は水平移流を示す。本稿では、西太平洋における水蒸気収支解析の結果を図5に示す。黒の縦棒で示すように、太平洋の効果によって引き起こされた降水量の増加は、インド洋の昇温に伴う下降気流（力学効果）によって相殺されており、西太平洋とインド洋の比は、およそ2:1の関係にある。また、どちらの効果においても、力学的効果は熱力学効果よりも大きく、降水量の変動において、海面水温偏差に起因したテレコネクションが重要な役割を担っていることを示している。

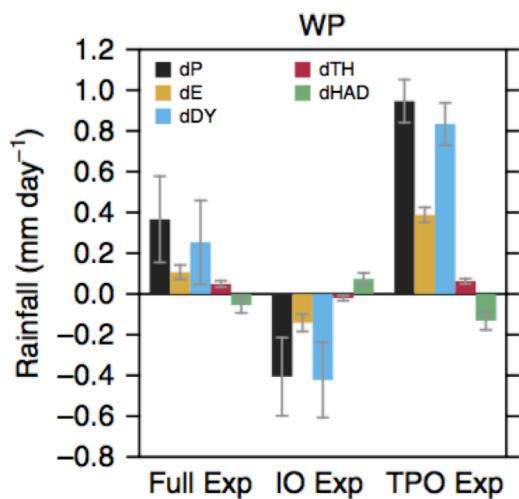


図5 鉛直方向に積分した水蒸気収支。全変化量（黒）、熱力学効果（赤）、力学効果（水色）、蒸発（黄色）、水平移流（緑）。Ueda et al. (2015)に基づく。

4.まとめ

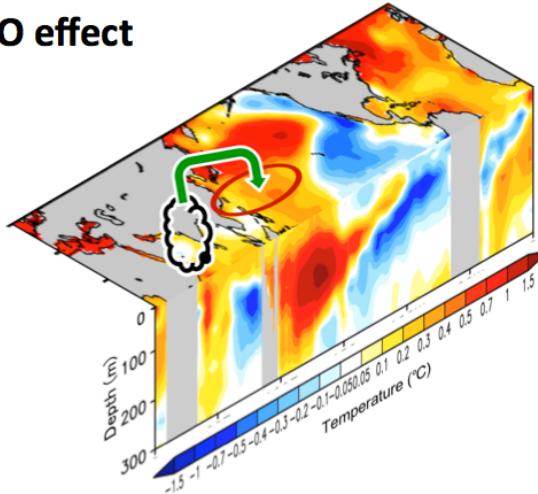
気候ハイエイタス期間（1999–2013）における、西太平洋と西インド洋では、降水量が増大していたが、中緯度東アジアでは、反対に降水量の減少がみられた。この期間の海洋変動を調べたところ、太平洋では従来から指摘

されているようにラ・ニーニャ型の海面水温の偏差パターンを呈していた。一方、インド洋全域は正の海面水温偏差となっており、統計的なラ・ニーニャに伴うインド洋の低温偏差とは異なった状況であった。このような、ユニークな海面水温偏差に対する大気の応答を、気象研究所の大気大循環モデルを用いた数値実験によって調べた結果、熱帯西部太平洋と西インド洋上の降水量の増加には、それぞれ直下の高い海面水温（熱帯太平洋、熱帯インド洋）が重要であることがわかった。一方、活発化した対流活動は、ロスピーバー、ケルビン波応答を介した下降気流の強化によって、隣り合う海域の対流活動を抑制していることが明らかになった。

中緯度の東アジアの降水量は、西太平洋の活発化した対流活動偏差に起因したPJパターンの発現によって減少していた。従来、東アジア域の降水量のうち、PJパターンの影響を受けやすいのは、中国の長江流域（今回注目している地域よりも南側）であると考えられてきた。一方で、最近の研究では、十年規模の降水量の変動に着目した場合、中国華北から日本付近にかけての降水量も、熱帯西部太平洋の海面水温の変動と関係があることが示唆されている（e.g., Lee et al. 2015）。このことは、10年規模スケールの変動として認識されている「気候ハイエイタス期の中緯度東アジアの降水変動が、西太平洋の海面水温偏差で説明できる」とする本研究の結果と矛盾しない。

今後、ラ・ニーニャ傾向が解消しても、インド洋は継続的に昇温していたと仮定した場合、西太平洋上の対流活動は、エル・ニーニョ型の海面水温偏差、つまり西太平洋上の冷水偏差によって抑制されると考えられる。これに加えて、インド洋の全域昇温に伴う下降流の強化が、西太平洋上の対流活動を強く抑制する可能性がある。換言すれば、西太平洋上の対流活動は、インド洋と太平洋の相乗効果によって、著しく弱められるとも言える。このような場合には、PJパターンが明瞭に出現せず、日本付近の夏の大気場は、低気圧性の偏差が卓越する傾向になり、結果として、冷夏・多雨となる可能性がある。

IO effect



TPO effect

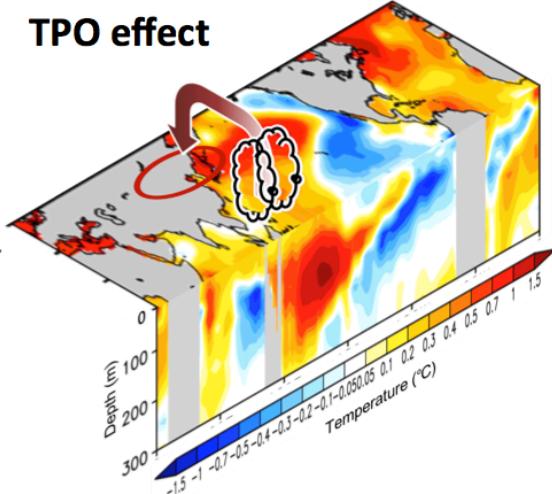


図6 インド洋と太平洋のハイエイタス期における海面水温偏差に伴う大気応答を示す模式図。海面水温と海水温は実測値。

参考文献

参考文献

- Bollasina, M. A., Y. Ming, and V. Ramaswamy, 2011: Anthropogenic aerosols and the weakening of the south Asian summer monsoon. *Science*, **334**, 502–505.
- Chou, C., Neelin, J. D., Chen, C.-A. and Tu, J.-Y., 2009: Evaluating the ‘rich-get-richer’ mechanism in tropical precipitation change under global warming. *J. Clim.* **22**, 1982–2005.
- Held, I. M. and B. J. Soden, 2006: Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *J. Clim.* **19**, 5686–5699; Corrigendum 2011, **24**, 1559–1560.
- Hsu, P-C., T. Li, and B. Wang, 2011: Trends in global monsoon area and precipitation over the past 30 years. *Geophys. Res. Lett.* **38**, L08701, doi:10.1029/2011GL046893.
- IPCC *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (eds Stocker, T. F. et al.) 1535pp (Cambridge Univ. Press, 2013) doi:10.1017/CBO9781107415324.
- Kosaka, Y. and S.-P. Xie, 2013: Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. *Nature*, **501**, 403–407.
- Lee, D. Y., Ahn, J.-B. and J.-H. Yoo, 2015: Enhancement of seasonal prediction of East Asian summer rainfall related to western tropical Pacific convection. *Clim. Dyn.* **45**, 1025–1042.
- Murakami, T., and J. Matsumoto, 1994: Summer monsoon over the Asian continent and western North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 719–745.
- Ohba, M. and H. Ueda, 2005: Basin-wide warming in the equatorial Indian Ocean associated with El Nino. *SOLA*, **1**, 089–092, doi: 10.2151/sola.
- Ramage, C., 1971: *Monsoon Meteorology*.
- Trenberth K. E. et al., 2014: Seasonal aspects of the recent pause in surface warming. *Nature Clim. Change*, **4**, 911–916.
- Ueda, H. and J. Matsumoto, 2000: A possible triggering process of east-west asymmetric anomalies over the Indian Ocean in relation to 1997/98 El Nino. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 803–818.
- Ueda, H., Y. Kamae, M. Hayasaki, A. Kitoh, S. Watanabe, Y. Mikland and A. Kumai: 2015: Combined effects of recent Pacific cooling and Indian Ocean warming on the Asian monsoon. *Nature Communications*, **6**, 8854.
- Wang, B. and Q. Ding, 2006: Changes in global monsoon precipitation over the past 56 years. *Geophys. Res. Lett.* **33**, L06711, doi:10.1029/2005GL025347.
- Wang, B., J. Liu, H-J. Kim, P. J. Webster and S-Y. Yim, 2012: Recent change of the global monsoon precipitation (1979–2008). *Clim. Dyn.* **39**, 1123–1135.
- Xie, S.-P., K. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2009: Indian Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during the summer following El Nino. *J. Clim.*, **22**, 730–747.
- Zhang, L. and T. Zhou, 2011: An assessment of monsoon precipitation changes during 1901–2001. *Clim. Dyn.* **37**, 279–296.
- Zhou, T., L. Zhang, and H. Li, 2008: Changes in global land monsoon area and total rainfall accumulation over the last half century. *Geophys. Res. Lett.* **35**, L16707, doi:10.1029/2008GL034881.

冬季モンスーンの変動：冬季日本の降雪変動における熱帯からの遠隔強制

植田宏昭・井上知栄

1. はじめに

冬季の日本付近は、図1で示されるように、シベリア高気圧から吹き出す寒冷な北西モンスーン気流によって特徴付けられる。この季節風は、ユーラシア大陸上では乾燥しているが、日本海上を吹送する際に、海面から熱と水蒸気の補給を受けて気団変質（air mass modification）を引き起こす（Manabe 1958；Ninomiya 1968；松村・謝 1998）。この空気塊が日本列島の脊梁山脈を越える際に、風上斜面上で強制上昇流に伴って降雪がもたらされる。

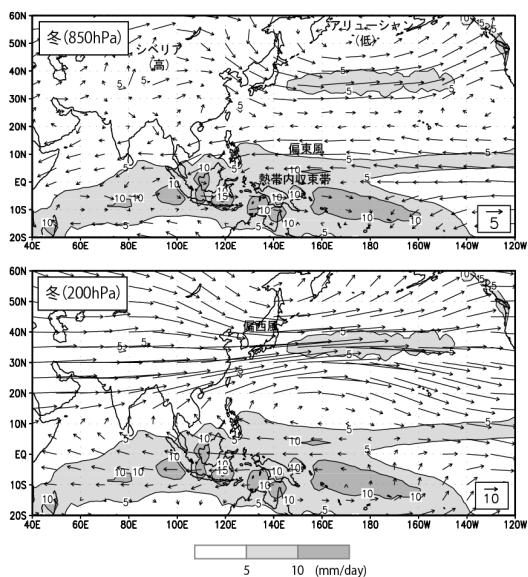


図1：冬季（12～2月）におけるCMAP（Xie and Arkin 1997）による降水量（陰影, mm day^{-1} ）とNCEP-NCAR再解析データ（Kalnay et al. 1996）による循環場（ベクトル, m s^{-1} ）の気候値。上段は対流圏下層（850 hPa），下段は対流圏上層（200 hPa）の風を示す。植田（2012）より引用。

図2a,bは、豪雪が山岳域で顕著な場合を「山雪型」と定義し、その時の気圧偏差を合成解析したものである（藤田 1966）。山雪型の時は、気圧の谷の中心が東北から北海道東岸沖に見られる。日本海はその後面に位置しているため、寒気が流入することにより、海上では逆転層が形成されるとともに、強い対流不安定層が発現する。とりわけ山岳域で豪雪

が引き起こされる「山雪型」の場合には、爆弾低気圧（explosive low）と呼ばれる急速に発達する低気圧の寄与が大きい（Yamashita et al. 2012）。

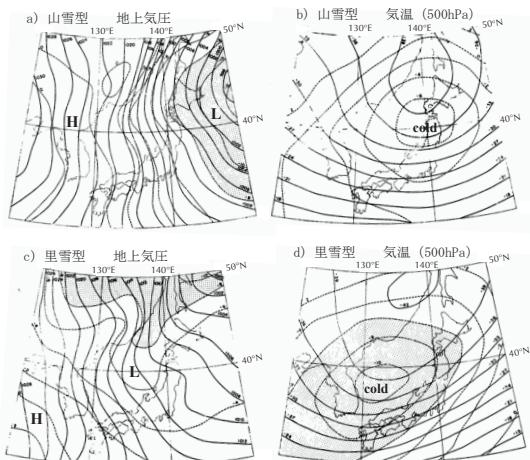


図2：山雪型と里雪型の出現時の地上気圧（hPa）と500 hPa気温（ $^{\circ}\text{C}$ ）の合成図。破線は平年からの偏差を示す。植田（2012）より引用（原著は藤田1966による）。

このような降雪プロセスは、脊梁山脈の風上側に発現する降雪過程の一般的な解釈であるが、平野部を含む日本海側の年々変動を議論する際には、他の要素を考慮する必要がある。その一つとして低気圧活動があげられる。図2c,dに示す「里雪型」の場合には、低気圧の中心が日本海上にあり、しばしば切離低気圧（cut-off low）となって停滞する。この時は冬型の気圧配置が緩む傾向にあるため、山岳域での降雪は少ないが、日本海側の平野部では豪雪になる場合が多い。

冬季モンスーンは、シベリア高気圧内に蓄積された寒気の吹き出し（cold surge）によって特徴付けられる。間欠的に吹き出す cold surge は、しばしば亜熱帯や熱帯における気象擾乱を引き起こすことが知られている（Wang et al. 2000；Wang et al. 2010）。

冬季モンスーンの年々変動については、「北」からの影響である北極振動（Arctic Oscillation: A0）や、「南」からの影響の代表格であるエルニーニョ・南方振動（ENSO）との関連が考えられる。前者、すなわち北極振動との関係については、ほぼ独立とする先行研究が多い（Wu and Wang 2002；川村・小笠原 2007；Nan and Zhao 2012）。一方、ENSOの位相の中でも、ラニーニャ現象発生期にお

いては、海洋大陸付近で活発化した対流活動の影響により、中国大陸上や日本付近に寒気を伴った低圧場が形成されることが示されている (Hong and Li 2009).

本研究では、日本における降雪量変動を起點とし、広域の大気循環場との関係について、ENSO と密接に関連した熱帯からの遠隔強制という視点で調査した。なお、データ・手法、解析結果の詳細については、原著論文である Ueda et al. (2015) と重複するため、本稿では重要な部分に焦点を絞って紹介する。

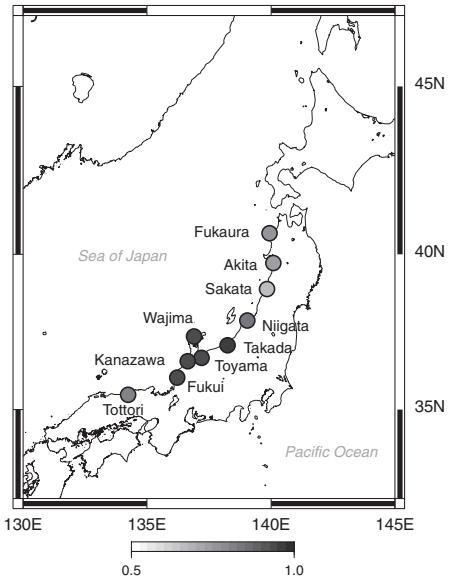


図3：本研究で使用した気象官署10地点の地理分布。陰影は各地点と10地点平均との降雪深量の相関係数を示す。Ueda et al. (2015)による。

2. データ

解析期間は、1979/80 年から 2011/12 年までの 33 冬期（12～2 月）とし、日本海側に位置する気象官署 10 地点（深浦、秋田、酒田、新潟、高田、富山、輪島、金沢、福井、鳥取）における、冬期の積算降雪深量を用いた（図 3）。なお、降雪深は毎時得られた積雪深の値とその 1 時間前の積雪深の値との差であり、差がマイナスの際には降雪深は「0」と定義されている。図 3 の陰影で示すように、10 地点間の空間相関は 0.7 以上であることから、10 地点の平均を「里雪型」の降雪深量の指標として使用した。

広域の循環場の解析には、NCEP-NCAR 再解析データ (Kalnay et al. 1996)，対流活動の指標は、外向き長波放射量 (outgoing long-wave radiation: OLR, Liebmann and Smith 1996) を用いた。AO 指数は、Thompson and Wallace (1998) に準拠している。大気の熱源応答は、Watanabe and Kimoto (2000) による線形傾圧モデルを用いて実験的に調べた。

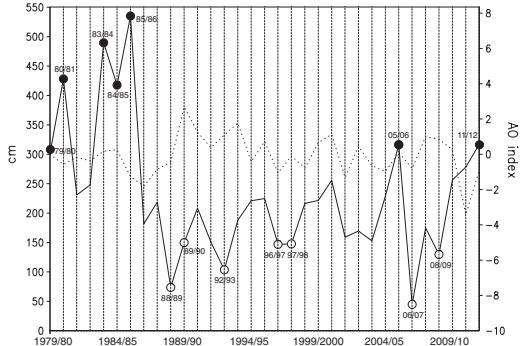


図4：気象官署 10 地点平均の冬期（12～2 月）合計降雪深量（実線、左軸）および AO 指数（破線、右軸）の時系列。黒（白）丸は多（少）雪年を示す。Ueda et al. (2015)による。

3 多雪・少雪年における大気循環場

図4は気象官署 10 地点で平均した冬期（12～2 月）の降雪深量の年々変動を示す。1980 年代の後半の急激な減少については、地球温暖化に伴う冬期の気温上昇 (Nakamura and Abe 1998) の他に、アリューシャン低気圧の弱まりと連動した、日本付近における北西モンスーン気流の弱化との関係が指摘されている (Nakamura et al. 2002)。このような 10 年規模変動は、しばしばレジームシフトと関連づけて論じられることが多い (e.g., Yasunaka and Hanawa 2003; Watanabe and Nitta 1999)。本研究の主眼は、雪の多寡を支配する要因を探ることにあるので、これ以降は、降雪深量の年々変動成分のみに着目する。

同じ図4に示すAO指数（破線；負の値は極側からの寒気の放出）と降雪深量の関係を見ると、両者は負の相関関係 (-0.43) にあり、寒気の放出と降雪深量の増大の間には、一定の連動性が認められる。しかしながら、有意水準5%では棄却されたため、本稿ではAO以外の寄与として、ENSOの影響に着目する。

図5は多雪年と少雪年における850 hPaの循環場と気温の偏差を示す。多雪年においては、中国北東部から日本にかけて低温偏差(陰影)、および日本付近からその東海上にかけての低気圧性循環の強化が確認される。少雪年は、多雪年に対してほぼ鏡像の関係があり、両者の違いは、図5(c)に明瞭に確認される。

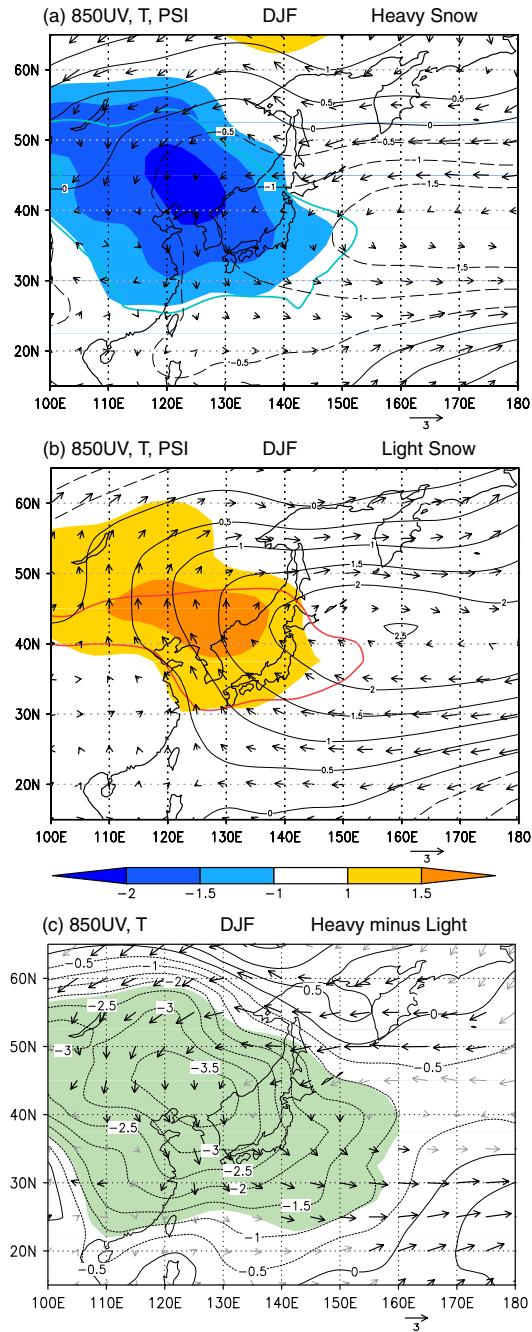


図5:(a)多雪年(1979/1980, 1980/1981, 1983/1984, 1984/1985, 1985/1986, 2005/2006, 2011/2012の平均) および(b)少雪年(1988/1989, 1989/1990,

1992/1993, 1996/1997, 1997/1998, 2006/2007, 2008/2009の平均)の冬期(12~2月)における、850 hPaの風(ベクトル, $m s^{-1}$)、流線関数(等値線、単位は $10^6 m^2 s^{-1}$)および気温(カラー陰影, $^{\circ}C$)の、気候値からの偏差。気温偏差が有意水準5%で有意な領域をカラーの太実線で示す。風ベクトルは、有意水準5%で有意な地点を黒色で示す。(c)多雪年と少雪年における風(矢印)と気温(等値線)の差。緑色の陰影は両者の気温の差が有意水準5%で有意な領域を示す。Ueda et al. (2015)による。

このように、多雪年の冬期には、日本列島がすっぽりと寒気に覆われるとともに、低圧場の発現に伴い、西日本では北西モンスーン気流が強化されている。見方を変えれば、日本列島全体が強化された北西モンスーン気流に覆われているわけではないので、前述の「山雪型」で全てを説明することは難しい。むしろ、日本列島は全域にわたって低温偏差に包まれているという特徴は、先に示した「里雪型」と類似している。この結果は、解析の起点とした日本海側での気象官署が、平野部に立地していることとも整合的である。以上の関係は、北西モンスーン気流の強化に関する「山雪型」と低圧偏差に特徴付けられる「里雪型」を内包しているとも言える。本稿では、日本列島における雪の多寡と広域の循環場との関係を論じることを主目的としているため、二つの型の全降雪深量に対する寄与の定量化については、後続の研究を待ちたい。

4 热帯域における热源の影響

前節の結果は、広域の冬季アジアモンスーンの強度を指標とした循環場の合成解析の結果 (Sakai and Kawamura 2009) とも一致していることから、日本の降雪深量と冬季東アジアモンスーン変動との間には、密接な関係があると言える。それでは、どのようなメカニズムによって、図5のような大気循環場が形成されるのであろうか。多雪年における熱帯の対流活動を見ると(図6)，フィリピン周辺の西太平洋上で、平年に比べて対流活動が活発になっている。この熱源に対する大気の応答として、中国大陸南部の上空では高気圧性循環偏差が見られる。この応答は、Kawamura (1998)によるラニーニャ時のプレモンスーン期におけるアジア大陸上の松野 (Matsuno

1966)・ギル(Gill 1980)型の熱源応答とも整合的である。なお、日本付近を広く覆う負の流線関数偏差(低気圧性循環偏差)は、先の高気圧性循環偏差の北東側に位置していることから、中国大陸南部の渦度を起源とした定常ロスビー波の北東方向への伝播と考えられる。

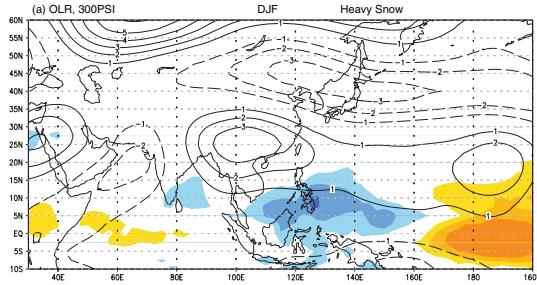


図6: 多雪年の冬期(12~2月)における熱帯の対流活動(OLR, 陰影)と300 hPaの流線関数(等価線, 単位は $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)の、気候値からの偏差。Ueda et al. (2015)による。

上記の仮説は、夏季における西太平洋起源のテレコネクション(PJパターン; Nitta 1987)とは異なる挙動を示しているため、その発現メカニズムを調べるために、線形傾圧モデル(Watanabe and Kimoto 2000)を用いて、熱源応答実験を行った。図7は冬季の気候条件下で、東南アジア域に熱源を置いた場合の、大気の熱源応答の鉛直構造を示す。対流圏下層(850 hPa)では熱源の西側に、松野・ギル型のロスビー応答の結果として、低気圧性偏差が生成されている。この低気圧性偏差は、対流圏中層(500 hPa)では不明瞭になり、上層では東西方向に拡張した高気圧性偏差となっている。このような鉛直構造は、熱源に対する傾圧ロスビー応答として解釈され、先行研究とも整合的である(Kawamura 1998)。日本付近に目を転ずると、対流圏下層から上層にかけて順圧的な低気圧性偏差が確認される。このことは、定常ロスビー波が順圧的な構造を持っていることと矛盾しない。つまり、日本付近の低圧偏差は、熱帯域における熱減応答に伴うアジア大陸上の高気圧性偏差を起源とした、定常ロスビー応答の結果として解釈できる。

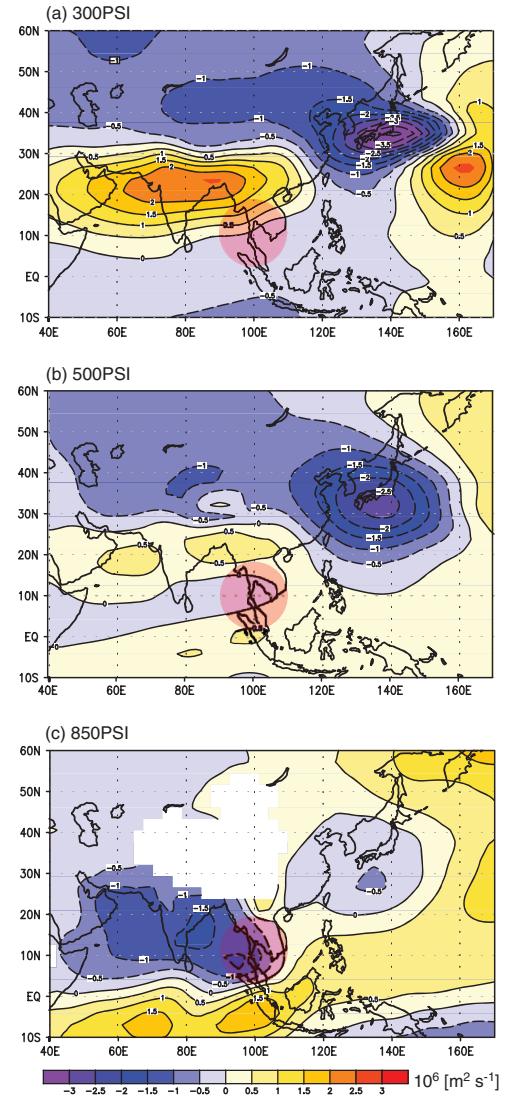


図7: 熱帯の孤立熱源(赤丸, 10° N, 100° Eに中心)に対する大気の応答。(a) 300 hPa, (b) 500 hPa, (c) 850 hPaにおける流線関数(単位: $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)を示す。(c)では標高1500 m以上の領域を白色で示す。Ueda et al. (2015)による。線形傾圧モデルの詳細については、Watanabe and Kimoto (2000)を参照。なお、モデルの基本場には1980~2009年の冬季30年気候値を用い、鉛直シグマ座標で $\sigma = 0.45$ の高度に最大加熱率を持ち、水平方向に $20^\circ \times 20^\circ$ の広がりを持つ円形の熱源を与えた。

図7で見られた、熱帯との関係を定量的に見るために、日本付近の低気圧性偏差を生み出す、熱源の位置の特定を試みた。図8に示すように、冬季の気候値に対しては、東南アジアから西太平洋上に熱源を置いた場合、日本付近は低気圧性偏差が強化されることがわかる。

この関係は、夏におけるPJパターンとは異なるが、その違いは背景場（気候場）の差異に帰着する。

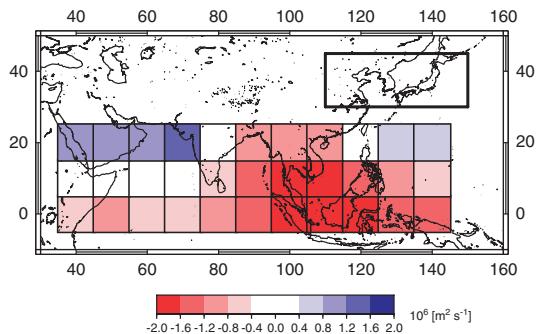


図8：日本付近(110° – 150° E, 30° – 45° N)の500 hPaの流線関数偏差を引き起こす、各グリッドの熱源の寄与。負の値（暖色系）は低気圧性の偏差が熱源応答によって強化されることを示す。Ueda et al. (2015)による。

5 おわりに

エルニーニョ現象が発達した冬季の日本付近は、暖冬傾向になることが統計的に知られている。本研究では、ラニーニャ現象（西太平洋の高水温偏差と対流活発化）に伴う大気の熱源応答（テレコネクション）によって、日本付近に低気圧性の循環場が強化されること、さらにその低圧場に向かって、ユーラシア大陸から冷たい北西モンスーン気流が日本付近に流入することが、日本海側を中心とした豪雪の要因の一つであることを、解析的・実験的に明らかにした。

我々が得た結果は、3ヶ月という長期的な気候偏差を作り出す気候要素の一つとして、長期のメモリを持つ熱帯域の海水温偏差とそれに起因する対流活発化の影響が少くないことを示している。近年、高緯度からの影響に関して、北極域の海水変動の寄与が指摘されている (Mori et al. 2014)。言うまでもなく、日本は、中緯度に位置しているため、低緯度と高緯度の影響を考慮する必要がある。私見ではあるが、熱帯起源の循環場の変調は、気候メモリが長い海洋変動に起因しているので、季節平均といった気候偏差場の理解には向いている。降雪深量の年々変動の実態としては、このような熱帯起源の気候偏差場の上に、北

極振動や中高緯度からの定常波などの伝播が、間欠的な強制力として重なることにより、日本の特定の場所および時期において、局的な豪雪という形で、極端現象が発生するのではないかと考えている。今後は、両者の関係を定量的に論じる必要があろう。

最後に、21世紀に入ってから、多雪が多くなっているのは何故かという質問をよく受ける。確かに、気象庁が命名した平成18年豪雪の他に、平成23年の北陸・山陰豪雪、平成24年の北海道豪雪、平成25年の東北豪雪、平成26年の関東甲信豪雪など、地域や年によって異なるものの、多雪年が連続している。平成26年の多雪は、南岸低気圧によるものなので、本研究の解析対象から外すとしても、平成18年（2006年）から続く多雪傾向と熱帯域の気候変動との関係を説明する必要がある。太平洋十年規模変動（Pacific Decadal Oscillation: PDO）の空間構造と時系列を見ると、2000年代はラニーニャ現象発生時に現れやすいパターンが続いており、このことが、近年の日本付近の多雪と関係している可能性が高い。このような関係をより詳細に調べるためにには、降雪深量データを1979年以前までアーカイブし、数十年規模の、より長い時間スケールでの検証が必要である。人々の暮らしや生命に直結する降雪変動に関する基礎研究は、年々変動の理解のみならず、温暖化予測にも資することが期待されており、今後も様々な分野の専門家による多角的な研究が期待される。

参考文献（英文）

- Gill, A. E. 1980 : Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.
- Hong, C. C. and T. Li, 2009 : The extreme cold anomaly over Southeast Asia in February 2008: roles of ISO and ENSO. *J. Climate*, **22**, 3786-3801.
- Kalnay, E. et al., 1996 : The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Kawamura, R., 1998 : A possible mechanism of the Asian summer monsoon-ENSO coupling. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 1009-1027.
- Liebmann, B. and C. A. Smith, 1996 : Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1275-1277.
- Manabe, S., 1958 : On the estimation of energy

- exchange between the Japan Sea and the atmosphere during winter based upon the energy budget of both the atmosphere and the sea. *J. Meteor. Soc. Japan*, **26**, 123-134.
- Matsuno, T., 1966 : Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25-43.
- Mori, M., M. Watanabe, H. Shiogama, J. Inoue and M. Kimoto, 2014 : Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades. *Nature Geosci.*, **7**, 869-873.
- Nakamura, H., T. Izumi and T. Sampe, 2002 : Interannual and decadal modulations recently observed in the Pacific storm track activity and East Asian winter monsoon. *J. Climate*, **15**, 1855-1874.
- Nakamura, T. and O. Abe, 1998 : Variation in amount of snow, winter precipitation and winter air temperatures during the last 60 years in Shinjo, Japan. *Rep. Natl. Res. Inst. Earth Sci. Disaster Prev.*, **58**, 1-14.
- Nan, S. and P. Zhao, 2012 : Snowfall over central-eastern China and Asian atmospheric cold source in January. *Int. J. Climatol.*, **32**, 888-899.
- Ninomiya, K., 1968 : Heat and water budget over the Japan Sea and the Japan Islands in winter season. *J. Meteor. Soc. Japan*, **46**, 343-372.
- 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.
- Sakai, K. and R. Kawamura, 2009 : Remote response of the East Asian winter monsoon to tropical forcing related to El Niño-Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, **114**, D06105, doi:10.1029/2008JD010824.
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 1998 : The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- Trenberth K. E., J. T. Fasullo, G. Branstator and A. S. Phillips, 2014 : Seasonal aspects of the recent pause in surface warming. *Nature Clim. Change*, **4**, 911-916.
- Ueda, H., A. Kibe, M. Saitoh and T. Inoue, 2015 : Snowfall variations in Japan and its linkage with tropical forcing. *Int. J. Climatol.*, **35**, 991-998.
- Wang, B., R. Wu and X. Fu, 2000 : Pacific?East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J. Climate*, **13**, 1517-1536.
- Wang, B., Z. Wu, C.-P. Chang, J. Liu, J. Li and T. Zhou, 2010 : Another look at interannual-to-interdecadal variations of the East Asian winter monsoon: the northern and southern temperature modes. *J. Climate*, **23**, 1495-1512.
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 2000 : Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic: a positive feedback. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 3343-3369.
- Watanabe, M. and T. Nitta, 1999 : Decadal changes in the atmospheric circulation and associated surface climate variations in the Northern Hemisphere winter. *J. Climate*, **12**, 494-510.
- Wu, B. and J. Wang, 2002 : Winter Arctic Oscillation, Siberian High and East Asian winter monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1897, doi:10.1029/2002GL015373.
- Xie, P. and P. A. Arkin, 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observation, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539-2558.
- Yamashita, Y., R. Kawamura, S. Iizuka and H. Hatsushika, 2012 : Explosively developing cyclone activity in relation to heavy snowfall on the Japan Sea Side of Central Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **90**, 275-295.
- Yasunaka, S. and K. Hanawa, 2003 : Regime shifts in the Northern Hemisphere SST field: revisited in relation to tropical variations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 415-424.

参考文献（日本語）

- 植田宏昭, 2012 : 気候システム論 -グローバルモンスターから読み解く気候変動-. 筑波大学出版会, 248pp.
- 川村隆一, 小笠原拓也, 2007: 平成18年豪雪をもたらしたラージスケールの大気循環場の特異性 -過去の豪雪年との比較-. 雪氷, **69**, 21-29.
- 藤田敏夫, 1966 : 北陸地方の里雪と山雪時における総観場の特徴. 天気, **13**, 359-366.
- 松村伸治, 謝 尚平, 1998 : 日本列島および日本海上の経年気候変動に及ぼす冬季季節風の影響. 天気, **45**, 781-791.