

2010年夏季の天候再現実験

森正人・渡部雅浩・木本昌秀（東京大学 大気海洋研究所）

1. 背景

2009年12月から2010年1月にかけての強い寒波に引き続き、2010年の夏季（6～8月）は記録的な猛暑となった。2010年夏季の日本の平均気温は1898年の観測開始以来最高で、特に8月の月平均気温が平年を2.25℃上回ったことが大きい。これに伴い、全国42の地点で最高気温35℃以上の猛暑日が20日を超え、社会的に大きな影響が生じた。世界的に見ても、ロシア西部および北米東岸での猛暑、パキスタンや中国南部の洪水、ボリビア・ペルーの豪雪など、各地でいわゆる異常気象の頻発する天候であった。

そこで本研究では、高解像度の大気大循環モデルMIROCを用いて2010年夏季の全球的な天候再現実験を行い、これら天候変動の要因を検討した。また日本の猛暑に対する地球温暖化の影響を定量的に評価した。

2. モデルと実験デザイン

東京大学気候システム研究センター（現大気海洋研究所）・国立環境研究所・海洋研究開発機構によって開発された大気海洋結合モデル（MIROC3.2）の大気部分を使用した。このモデルは気候変動に関する政府間パネル（IPCC）のシナリオにもとづく地球温暖化予測計算に使われてきた気候モデルであり、今回採用した解像度はT106L56（水平格子約110km）である。海面水温（SST）および海氷被覆のデータはThe National Oceanic and Atmospheric Administration（NOAA）のOISSTを用いた。気象庁長期再解析（JAR25/JCDAS、Onogi et al., 2007）を大気の初期値に、モデルの気候値を陸面初期値に採用し、2010年3月から9月まで、LAF法によってわずかに初期状態を変えた5メンバーのアンサンブル実験を行った。SSTならびに海氷被覆を2010年の状態にした実験を、以後、再現実験（ANM-run）と呼ぶ。要因分析を行うために、SSTあるいは海氷被覆のみを平年状態にした実験、熱帯（30S-30N）以外でSSTを平年状態にした実験、熱帯の各海域（インド洋、太平洋、大西洋）以外を平年状態にした実験なども行った（表1）。以後、モデル実験の結果は全てアンサンブル平均を示す。

2010年夏季のSST偏差（1971～2000年平均からのずれ）は、ラニーニャに伴う赤道中東部太平洋の低温、インド洋、西太平洋、大西洋の高温で特徴づけられる（図1a）。また、北極海の海氷は2007年の激減ほどではないものの1979年以降3番目に少ない状態であり、特にロシア沿岸域で減少が顕著であった（図1b）。

実験	SST	Sea ice
CTL	気候値	気候値
ANM	2010年	2010年
SST	2010年	気候値
ICE	気候値	2010年
TRD	1982-2009 線形トレンド成分	1982-2009 線形トレンド成分
TRP	2010年熱帯30S-30Nのみ	2010年
IND	2010年インド洋のみ	2010年
PAC	2010年熱帯太平洋のみ	2010年
ATL	2010年熱帯大西洋のみ	2010年

表1. 各実験の名称と与える海水温・海氷被覆の設定。

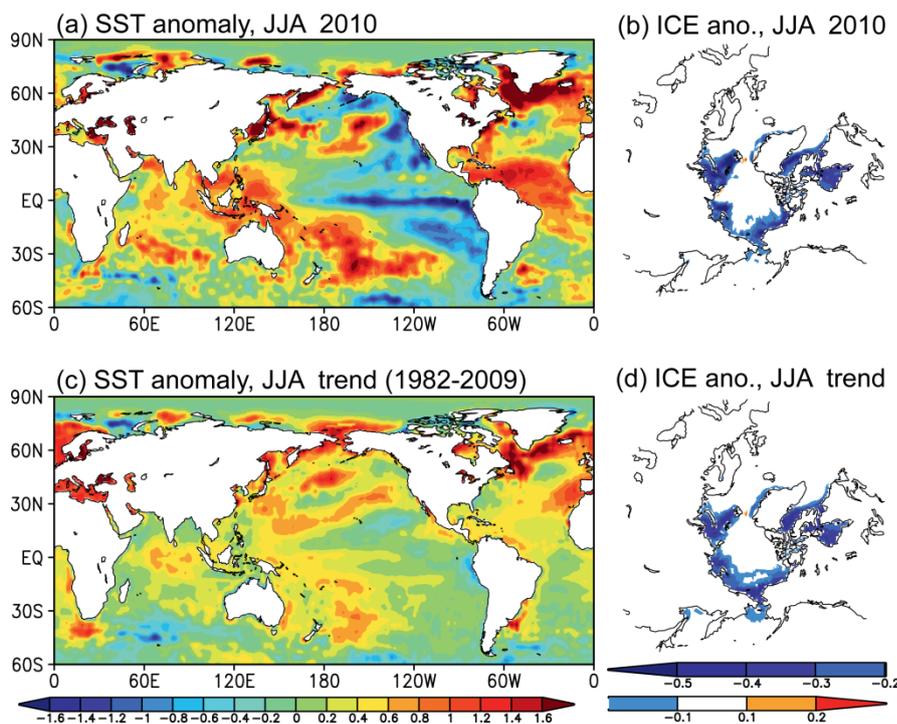
3. 再現実験と結果

再現実験で得られた2010年夏季(6~8月)の地表気温偏差の分布を実況値と比較した(図2a-b)。北半球では、中東からロシア西部にかけての高温、ロシア中部の低温、北日本を中心とする極東域の高温、米国・カナダ西岸域の低温、北米中東部からグリーンランド南部の高温といった偏差の特徴がモデルでよく再現されている。観測される気温偏差は、SSTや海水に本来的に依存しない大気の内変動によっても生じているため、モデルでは気温偏差の絶対値を過小評価しているものの、この分布の相似は、2010年夏季の世界的な天候変動が海と海水の緩やかな変動によってもたらされたことを表している。

2010年春季に終息したエルニーニョ現象、夏季に発生したラニーニャ現象に関連して、夏季にインド洋から西太平洋の熱帯海面水温は平年よりも高い状態にあった(図1a)。これに伴って活発化した対流活動により太平洋高気圧が強化、平年よりも西に張り出したことが、2010年夏季に日本周辺が高温偏差に覆われた

主要因であると考えられる。2010年夏季の海面気圧偏差ならびに外向き長波放射(OLR: outgoing long-wave radiation)偏差の分布を観測と再現実験で比較した(図3)。再現実験では北への張り出しはうまく再現されていないものの、西への張り出しはよく再現されており、これはインド洋から西太平洋における対流活動偏差が比較的よく再現されているためだと考えられる(ただしパキスタンに洪水を引き起こした対流はうまく再現されていない)。この点は5節で詳しく議論する。

一方、ロシア西部が顕著な高温偏差に覆われたのは、そこでブロッキング高気圧が断続的に発生したためである。再現実験では、地表面気温偏差ならびに対応する等価順圧的な高気圧性循環偏差(図省略)の中心が観測に比べてのわずかに東にずれているものの、このイベントの一端をとらえることができています。このことは、SSTや海水の緩やかな変動が大気の内変動であるブロッキングの形成・維持に何らかの影響を及ぼしていることを示唆している。海面水温あるいは海水被覆のみを平年状態にした実験(それぞれ



ICE-run、SST-run)では、この高気圧性循環偏差が形成されないことから(図省略)、北極域において海水が顕著に

図1. 2010年夏季の(a)海面水温と(b)海水被覆率の偏差。1982~2009年の(c)海面水温と(d)海水被覆率のトレンドから見積もった成分。海面水温の単位は°C、海水被覆率の単位は0-1の比率。

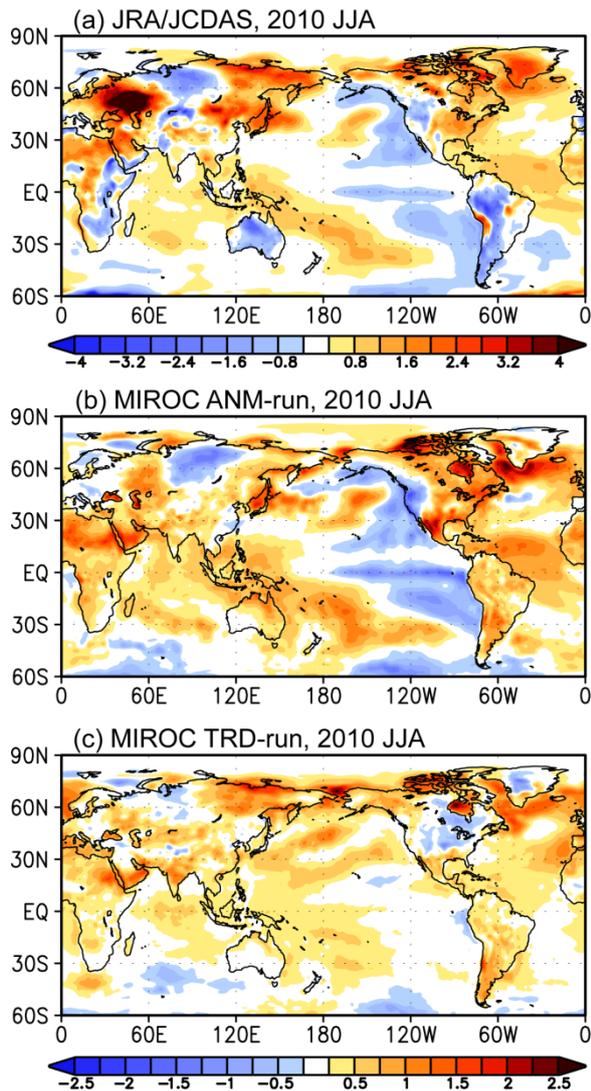


図 2. 2010 年夏季の地表気温偏差。(a) JRA/JCDAS、(b) 再現実験、(c) トレンド実験。単位は $^{\circ}\text{C}$ 。

減少したことや、大西洋の SST が平年よりも高かったことが、今夏季にロシア西部でブロッキングを発生・持続させる一端を担っていたと考えられる。しかしながら、大西洋からヨーロッパへ伝播・碎波するロスビー波束が平年よりも多かったことや、短周期の非定常擾乱からのフィードバックがブロッキングを維持するように働いていたことは確認できたが (<http://www.ccsr.u-tokyo.ac.jp/~hiro/ex/>)、SST や海氷がこれらにどう寄与しているかなど、詳しいメカニズムはまだ分かっていない。さらなる研究が必要である。

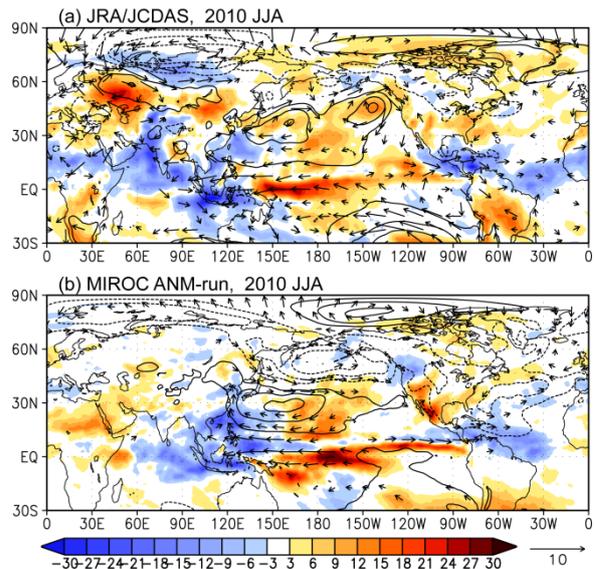


図 3. 2010 年夏季の海面気圧偏差（等値線）と OLR 偏差（陰影：単位は wm^{-2} ）、850hPa 面の水平風偏差（ベクトル：1 m/s 以上のみ）。(a) JRA/JCDAS、(b) 再現実験。等値線の間隔は (a) 1.5 hPa、(b) 0.75 hPa。点線は負値で零線は省略している。

4. 温暖化の影響

再現された夏季の天候は、図 1a-b に示される 2010 年の海面水温・海氷被覆の状態が原因である。一方、このような暑夏に地球温暖化がどの程度寄与しているかは、この実験からは明らかでないため、1982 年以降の海面水温・海氷被覆の変化傾向（線形トレンド）を抽出して、それによる増分を大気大循環モデルに与える実験（トレンド実験：TRD-run）を行った。全球平均したトレンドの値は $0.80 \text{ K}/100 \text{ 年}$ であった。図 1c-d に示したように、これらの傾向は海水温の長期的な上昇および北極海縁辺での海氷の減少を示しており、その多くが地球温暖化のシグナルであると考えられる¹。TRD-run によって得られた地表面気温偏差は

¹ 約 30 年の変化傾向には、気候の長周期の自然変動が含まれるため、トレンド＝温暖化であるとは断定できない。

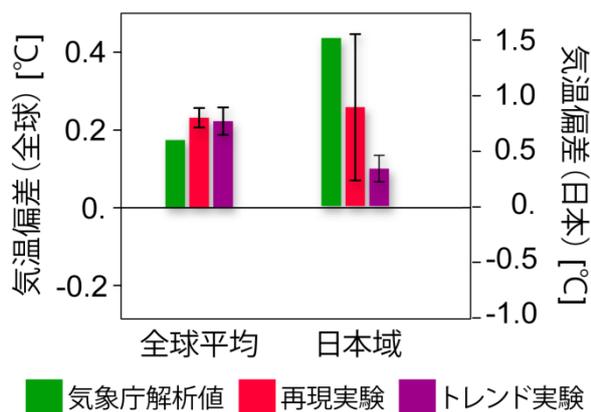


図 4. 2010 年夏季の地表気温偏差の全球平均（左）と日本周辺域での平均（右）。JRA/JCDAS、再現実験およびトレンド実験の値をそれぞれ示す。モデル結果のエラーバーはアンサンブルのばらつきを示す。

全球的な昇温傾向を示し、それは特に北半球で顕著であった（図 2c）。

地表気温偏差の全球平均値と日本周辺域（130E-150E、30-50N）での平均値を、気象庁解析値、再現実験、およびトレンド実験で比較した（図 4）。全球平均値の気温偏差は、観測・モデルともに 0.2°C 前後であり、かつ再現実験とトレンド実験で有意な差がない。このことは、2010 年の全球平均気温偏差は同時期の海面水温分布などではなく、長期的な水温・海水の変化により説明されることを表している。一方、日本周辺域では、再現実験の気温偏差は解析値より小さいものの（図 2 参照）、観測された高温はアンサンブル実験の誤差範囲で再現されている。トレンド実験に比べてやや大きい誤差範囲は、地域的な高温には SST・海水の変化に加えて偏西風の蛇行等に伴う大気循環の内部変動が寄与していたことを示しており、観測された高温が、実現され得る高温状態の中でも非常に極端なものだったことを表している。トレンド実験では昇温がやや小さく、観測の 2 割強、再現実験平均の 4 割弱を説明する。これは、近年の温暖化が 2010 年の猛暑

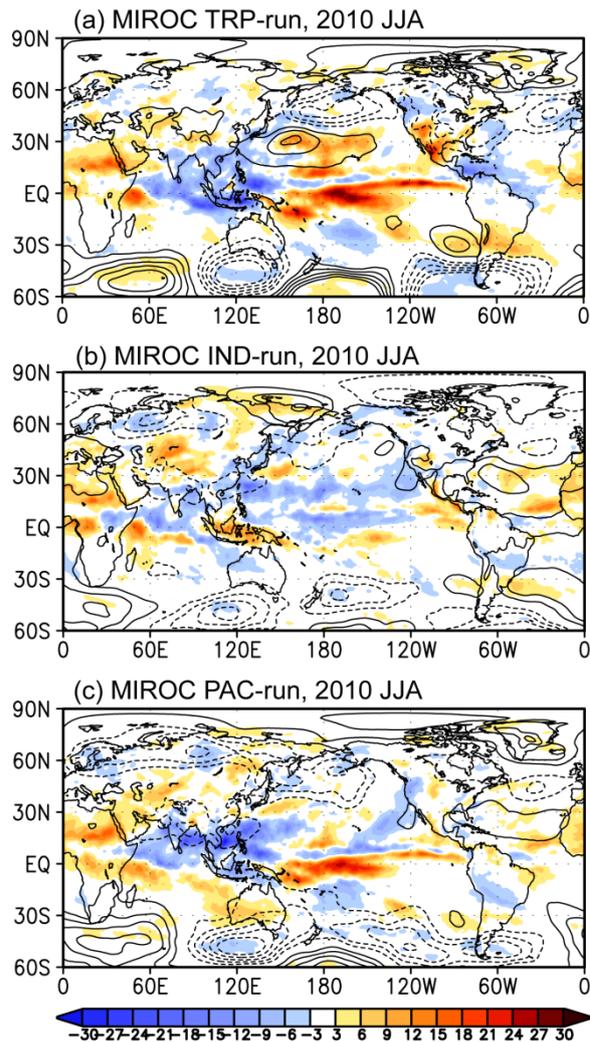


図 5. 2010 年夏季の海面気圧偏差（等値線）と OLR 偏差（陰影：単位は w m^{-2} ）。(a) 熱帯実験、(b) インド洋実験、(c) 太平洋実験。等値線の間隔は 0.75 hPa。点線は負値で零線は省略している。

を底上げしていたことを定量的に示すものである。従って 2010 年夏季の日本の猛暑は、海水温・海水の特徴的な変動と上流からの Rossby 波列などの内部変動、ならびに温暖化の複合的な寄与で説明される。

5. 太平洋高気圧の強化

3 節で、2010 年夏季に日本が猛暑に見舞われたのは、太平洋高気圧が平年よりも西に張り出していたことが主要因であると述べた。このことを詳しく調べるために、熱帯（30S-30N）

以外で SST を平年状態にした実験 (TRP-run)、インド洋、熱帯太平洋以外を平年状態にした実験 (それぞれ IND-run、PAC-run) を行った。図 5 に各実験で得られた 2010 年夏季の海面気圧偏差と OLR 偏差の分布を示す。TRP-run では再現実験 (図 3b) に比べて若干弱いものの西への張り出しが再現されているのに対して、IND-run、PAC-run では西での強化が再現されていない。このことは、インド洋・太平洋の両海域の SST が太平洋高気圧の強化に重要であったことを示している。

さらなる要因分析のために、線形傾圧モデル (LBM: Watanabe and Kimoto, 2000, 2001) を用いた診断解析を行った。MIROC による再現実験の結果から得られた 2010 年夏季の非断熱加熱偏差に対する定常応答を、夏季の気候場の回りで解いた。熱帯全域 (30S-30N) の強制

を与えた場合、太平洋高気圧を西で強化する応答が得られ (図 6a)、これは強制域を 60E-120W に限った場合も同様である (図 6b)。しかしながら強制域を赤道域 (10S-10N) に制限すると、そのような応答は得られず (図 6c)、インド洋から太平洋の亜熱帯域 (10N-30N) の強制が西への張り出しをもたらしていることが分かる (図 6d)。亜熱帯域の強制をさらに東西に分けた場合の応答を図 6e、6f に示す。どちらの場合も太平洋高気圧を西で強化するセンスであるが、160E 以西の加熱偏差よりも 160E 以東の冷却偏差の方が強化に支配的である。この冷却偏差の多くは、ここで対流活動が不活発になることによる負の凝結加熱偏差であるが、長波による放射冷却の寄与も無視できない (図省略)。これには、西太平洋における対流活動の活発化によって、この領域で下降流が卓越したことも寄与していたと考えられる。

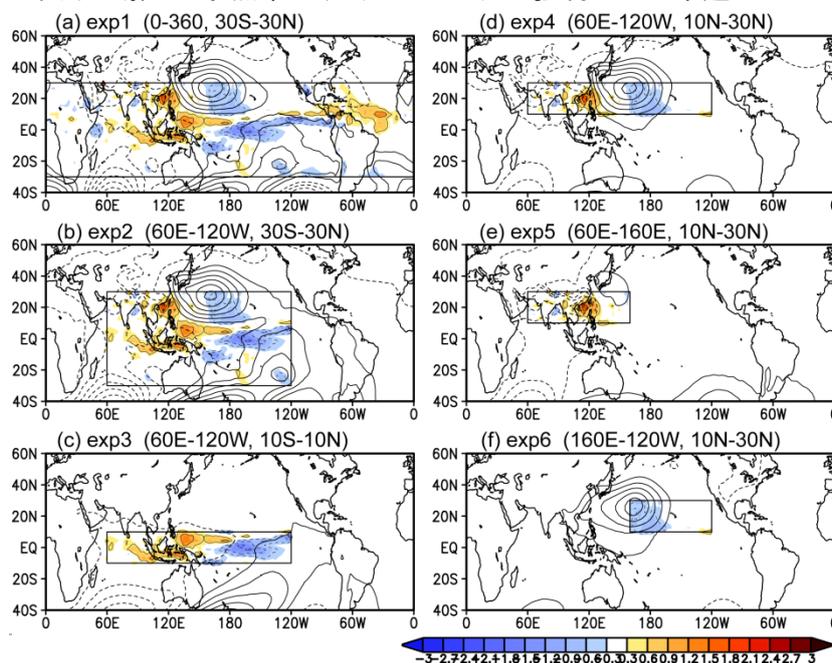


図 6. LBM によって診断された、加熱偏差に対する海面気圧偏差の応答 (等値線: 間隔は 0.25 hPa) と、与えた非断熱加熱偏差の鉛直積算値 (陰影: 単位は 1×10^{-1} K/s)。加熱偏差を与えた領域はそれぞれ、(a) 熱帯全域 (30S-30N)、(b) 60E-120W, 30S-30N、(c) 60E-120W, 10S-10N、(d) 60E-120W, 10N-30N、(e) 60E-160E, 10N-30N、(f) 160E-120W, 10N-30N。領域は四角の枠で示される。点線は負値。

従ってこれらの結果は、160E 以東の冷却偏差が太平洋高気圧強化の主たる要因というよりは、西太平洋亜熱帯域で活発化した対流活動によってその東で高気圧性偏差が励起され、それによる対流活動の抑制と放射冷却がさらに高気圧性偏差を強化するというフィードバックの存在を示唆している。

一方で、与える SST 偏差の領域を制限した IND-run、TRP-run において、太平洋高気圧の西方強化が再現されなかったことから、インド洋から太平洋への (あるいはその逆の) 遠隔的な影響の重要性も示唆される。Xie et al.

(2009) は、エルニーニョ現象の翌夏に、昇温したインド洋で励起されたケルビン波が北西太平洋の下層で発散を引き起こし、そこで対流が抑制されることで高気圧性循環が励起されるというメカニズムを提唱した。2010 年夏季もこのメカニズムが働き、インド洋の昇温も、中央太平洋の亜熱帯域における対流の抑制ならびに太平洋高気圧の強化に寄与していた可能性がある。また、インド洋での活発な対流活動に伴い、アジアジェットが平年よりも北偏したこと(チベット高気圧が北側へ張り出したこと)や、上流から伝わるロスビー波によりジェットが日本付近でしばしば北側へ蛇行したことも(田中ら、2011)、太平洋高気圧が西側で強化された一因であると考えられる。

6. まとめと今後の展望

高解像度の気候大循環モデルを用いて 2010 年夏季の全球的な天候再現実験を行った。中東からロシア西部にかけての高温、ロシア中部の低温、北日本を中心とする極東域の高温などの全球的な偏差の特徴がモデルでよく再現されることから、ラニーニャに関連する海水温偏差および北極域の海氷減少が、2010 年夏季の世界的な天候変動の主要因であると言える。さらに、追加実験から、過去 30 年ほどの長期的な海水温の上昇が 2010 年夏季の日本域の高温状態の 2 割強を説明することを示すことができた。これは、近年の温暖化が 2010 年の猛暑を底上げしていたことを表している。

日本の夏季の天候は、太平洋高気圧、オホーツク海高気圧、シルクロードパターン、PJ パターンなど様々な現象の影響で決まる。2010 年夏季の日本の猛暑に支配的だったのは太平洋高気圧の西での強化だと考えられるが、そのメカニズムは十分明らかにされているとは言えない。今回指摘されたフィードバックや、

SST との相互作用などを含めた、太平洋高気圧の西方強化のメカニズムのさらなる理解が必要である。

謝辞

本研究は、文部科学省「21 世紀気候変動予測革新プログラム」における研究課題「高解像度気候モデルによる近未来気候変動予測に関する研究」の一環として実施された。

参考文献

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. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.

Watanabe, M. and M. Kimoto, 2000 : Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic: A positive feedback. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **126**, 3343-3369.

Watanabe, M. and M. Kimoto, 2001 : Corrigendum. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **127**, 733-734.

Xie, Shang-Ping, Kaiming Hu, Jan Hafner, Hiroki Tokinaga, Yan Du, Gang Huang, Takeaki Sampe, 2009: Indian Ocean Capacitor Effect on Indo-Western Pacific Climate during the Summer following El Niño. *J. Climate*, **22**, 730-747. doi: 10.1175/2008JCLI2544.1

田中昌太郎、山田卓、牛田信吾、萱場瓦起、2011: 2010 年夏の記録的な高温について. 気象学会 2011 年度春季大会講演予稿集, **99**, D151.