# 気温偏差場の長期変動

坂井 大作・伊藤 久徳 (九大・理)・行本誠史 (気象研)

## 1. はじめに

気候変動とは，気候要素の統計量に関する相対的短時間（10 年もしくはそれ以上）平均場の長時間にわたる変動のことである。統計量として最も一般的なのは時間平均である。

気候変動の中で近年最も注目されているのが地球温暖化である。IPCC (2001) は今世紀末に現在より 1.4 ℃〜5.8 ℃の気温上昇を予測している。今後も温暖化が進行すれば今世紀末には夏季に北極の氷がほぼ全て消滅するという予測もある（ACIA, 2004）。

このように，時間平均場の気候変動の研究の結果，温暖化は深刻な問題とされるようになった。しかし，温暖化が現在の気候変動の全てを表現しているわけではない。地上気温は年々変動が存在する。年々変動の強さの長期変化も気候変動の一つであって，気候変動を語る上では重要な要素になっている。つまり，時間平均場の気候変動のみでは，気候の一面を捉えただけであるが，年々変動の情報を含めれば，気候変動を総体として捉えたということができる。

年々変動を客観的に示すには，時間平均場からの偏差，すなわち偏差場を算出するのが妥当である。この値が大きくなるほど年々変動が大きいというわけである。気候変動を総体として見るには偏差場の気候変動も非常に重要になってくる。しかし，偏差場の気候変動に関する研究例は少なく，地上気温に関しては著者の知る限りでは存在しない。こういうことから，本研究では気温偏差場の気候変動に迫った。その中で地球温暖化の有無による偏差場変動の違いに注目した。

解析には実際に観測したデータを用いるのが最も良い方法である。しかし，用いることが可能なデータは温暖化以後の期間のみであったり，途中に欠測があったりした。偏差場変動と温暖化の関係を解明するには，温暖化以前の偏差場変動を対比させながら進める必要があるが，その目的には適さない。よって本研究では気候モデルから得られた結果を用いて解析を行った。

## 2. データ

本研究においての解析には，気象研究所（MRI）で開発された全球大気・海洋結合モデル（MRI-CGCM2.2，Yukimoto et al. 2001）により得られたデータを用いた。MRI-CGCM2.2 は同所で開発された大気大循環モデルと海洋大循環モデルを結合させたものであり，大気大循環モデルには陸面過程モデルが，海洋大循環モデルには海氷モデルが含まれている。

本研究で用いたデータは「歴史実験」,「SRES 実験」の月平均データであり，使用領域は 20°N 以北である。詳細は後に述べる。

2 つのデータは 1990 年で結合し，1851〜2000 年の 250 年間のデータとした（以下「H-S データ」とする）。元々は 1850 年からのデータであったが，最初の 1 年を捨てるとデータの使用期間を切りの良い年数にできるため，1851 年から使用した。使用した物理量は地上気温，海氷分布，海面水温，海洋の鉛直子午面質量流線関数である。

### a. 歴史実験データ

まず事前に，温室効果ガスの濃度を産業革命以前に固定した状態での気候を計算した「産業革命前固定実験」を行う。そこから 25 年ずつ異なる 3 つの年（最初から 75 年目，100 年目，125 年目）を初期値（1850 年）として計算したものが歴史実験である。従って 3 メンバーのアンサンブル実験である。観測に基づいた温室効果ガス濃度，エアロゾル濃度，太陽定数により 2000 年までの気候を再現したものである。

### b. SRES 実験データ

歴史実験の 3 つのメンバーの 1990 年を初期値として，IPCC（2001）の SRES シナリオの A2 による温室効果ガス濃度により，2100 年までの気候を予測したものである。これも 3 メンバーのアンサンブルとなっている。A2 とは地域主義の高いシナリオで，2100 年の人口が約 150 億人

に達するとしており，エネルギーは地域内の資源に依存する割合が高いとされている。

## 3. 気温の偏差場変動の解析方法

単純に偏差の解析を行なった場合，トレンドの影響が現れる。例えば，正のトレンドがある場合，平均値からの偏差では平均した期間の前半で負，後半で正の偏差となるのは自明であり，その方法では不適である。年々変動は平均場の長期変動の中で起こっているのであり，そのことを十分に考慮する必要がある。よって，本研究ではトレンドからの差を偏差とした。

各月毎に 250 年の時系列を作り，それに対して Lanczos の high-pass フィルターを用いることで偏差を算出した。cutoff 周期を 30 年，切断（truncation）の数を 30 とした。よって，データの前後 30 年が使えなくなり，1881〜2070 年の 190 年間の high-pass フィルターのデータを得ることができる。

high-pass フィルターにより求めた月ごとの偏差を用いて，季節別（冬：12 月〜2 月，春：3 月〜5 月，夏：6 月〜8 月，秋：9 月〜11 月）の偏差の根二乗平均を計算した。この値が大きいほど，その地点においては偏差の変動が大きいことを示す。この研究では，平均をとる期間は 30 年間とした。ある年 $t$，ある月 $m$ における偏差を $A(t,m)$ とすると，例えば，春の根二乗平均を求める式は次のように表記される。

$$Y(t) = \sqrt{\frac{1}{30}\sum_{n=t-15}^{t+14}\frac{1}{3}\{A(t,3)^2 + A(t,4)^2 + A(t,5)^2\}}$$

他の季節も同様に表される。ここで，$Y(t)$ は時刻 $t-15$ 年から $t+14$ 年の 30 年間の偏差の変動の根二乗平均の時系列である。

気温に関して，各季節の根二乗平均の分布を図 1 に示す。これは $t = 1950$ 年の図であり，アンサンブル平均をしている。大きく見れば，高緯度，50°N 以北で偏差の変動が比較的大きい。よって，50°N で分割し，50°N〜90°N と 20°N〜50°N に分割して解析を行った。

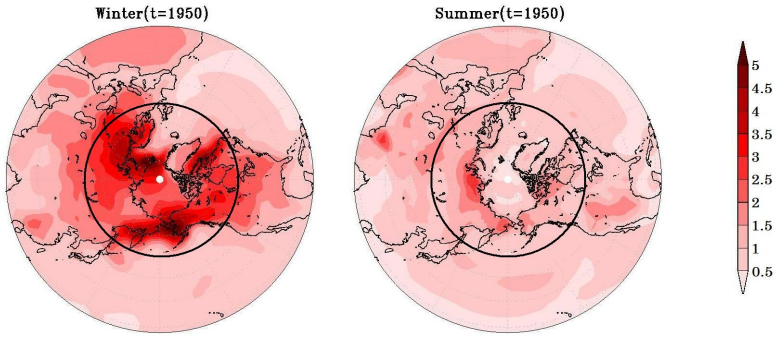


**図 1:** $t = 1950$ 年（1950 年を中心とした 30 年間）における気温偏差の根二乗平均の分布（3 つのアンサンブルを平均，単位：℃）。左：冬，右：夏。20°N 以北を表示している。太円は 50°N を示す。

## 4. 結果と考察

### a. 偏差場の長期変化

各季節における気温偏差場の根二乗平均を 50°N〜90°N と 20°N〜50°N で領域平均し，その長期変化を調べた。50°N 〜90°N を図 2，20°N〜50°N を図 3 に示す。根二乗平均の曲線は 3 つのアンサンブルの間であまり類似はしていなかったので，3 つのアンサンブルを別々に表示している。

50°N〜90°N では春，夏は温暖化が進行していない時期と進行している時期とを比較しても根二乗平均の値に大きな変化は無く，気温偏差は長期的には強弱は見られない。それに対し，冬，秋は 20 世紀後半から負のトレンドが見られる。特に，秋はそれがはっきりと現れている。一方，20°N〜50°N ではどの季節も大きなトレンドは認められない。

よって本研究では，秋の高緯度での気温偏差減少について考察した。

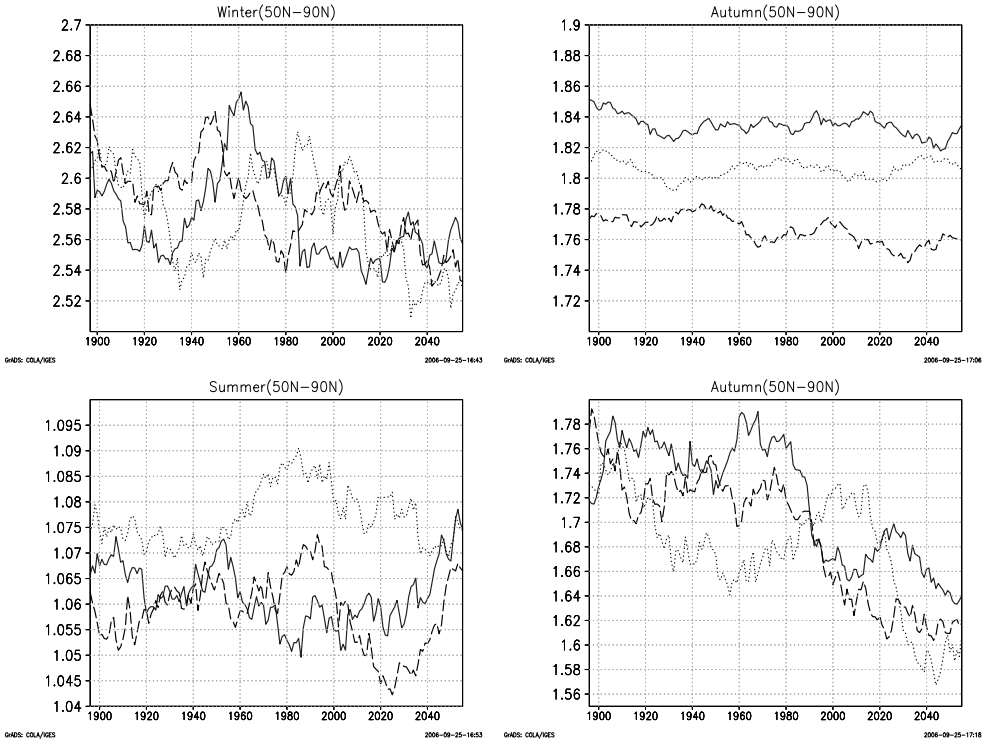


**図 2:** H-S データにおける，50°N〜90°N で領域平均した，地上気温の偏差の根二乗平均の時系列（単位：℃）。左上：冬，右上：春，左下：夏，右下：秋。実線はアンサンブル 1，破線はアンサンブル 2，点線はアンサンブル 3 である。時間 $t$ 年での値は $t-15$ 年から $t+14$ 年の 30 年間の変動についての根二乗平均を表す。

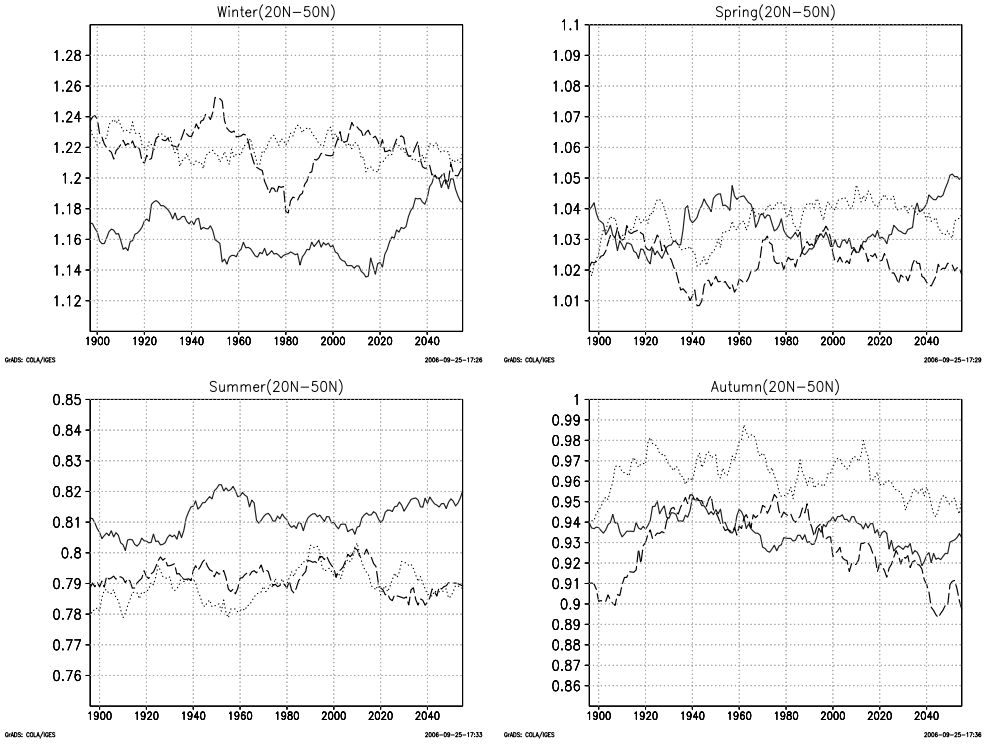


**図 3:** 図 2 と同じ，ただし 20°N〜50°N である。

### b. 秋における偏差場変動減少の要因

1900 年を中心とした 30 年の平均地上気温と 2050 年を中心とした 30 年の平均地上気温の差を各月で計算した（図 4）。温暖化時には秋～冬は高緯度ほど気温上昇が大きいので，南北方向の気温差は温暖化とともに小さくなり，それは秋が最も小さくなっている。

また，気温の偏差場の変動には東西方向の温度差の変化も関係してくると考えられる。それを調査するために，秋における気温の帯状平均からの差（定常波とする）を計算し，1900 年と 2050 年中心のそれぞれ 30 年の時間平均で比較した（図 5）。それによると，温暖化時には北極海周辺で東西方向の温度差が小さくなっている。

よって，高緯度の秋に気温偏差の変動が小さくなったのは，気温の南北方向と東西方向の差がともに小さくなったことで，暖気・寒気の南北・東西移流が弱まったからである可能性がある。

南北方向において温度差が小さくなった要因については，海氷面積・分布の変化が関係しているものと思われる。図 6 は H-S データにおける季節別に見た 70°N 台，80°N 台の海氷被覆率の時系列である。夏，秋では 1960 年ごろから 70°N 台で減少し，北極周辺の 80°N 台でも 2000 年頃から減少が始まっている。70°N 台では夏，秋は冬，春に比べ海氷面積が小さく，秋も夏とほとんど変わらないことがわかる。また，秋の温暖化時の海氷減少の度合いも夏に非常に近い。

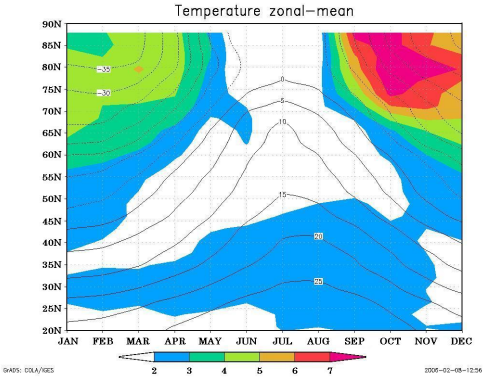


**図 4:** H-S データにおける，帯状平均した 20°N～90°N における地上気温の 1 年間の推移。コンターは 1900 年を中心とした 30 年平均の気温，カラーは 2050 年を中心とした 30 年平均と 1900 年を中心とした 30 年平均の気温差（単位は℃）。コンター間隔は 5 ℃，縦軸は緯度，横軸は月である。

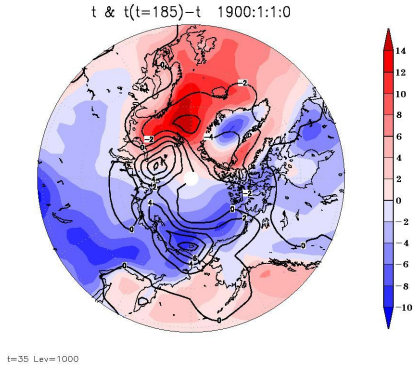


**図 5:** H-S データによる 30 年平均した秋の地上気温の定常波とその推移。カラーは 1900 年を中心とした定常波，コンターは 2050 年を中心とした定常波と 1900 年を中心とした定常波の値の差。単位はいずれも℃。コンター間隔は 2 ℃である。3 つのアンサンブルを平均している。

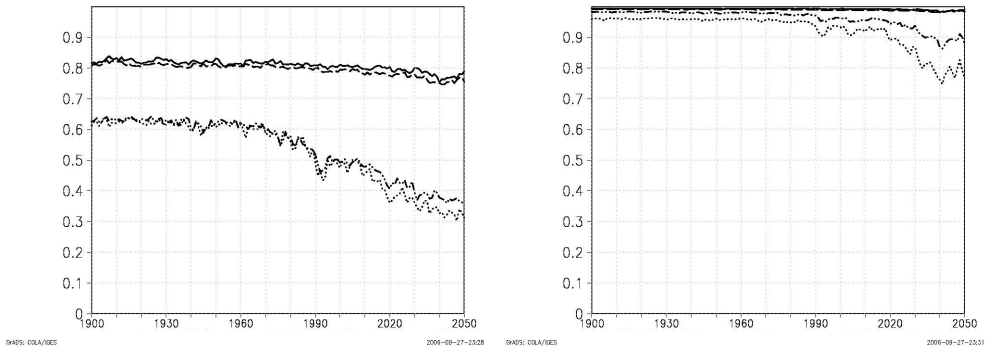


**図 6:** 緯度別の海氷被覆率の時系列（単位：×100 %）。3 つのアンサンブルを平均している。上が 70°N 台，下が 80°N 台で領域平均したもの。実線は冬，破線は春，点線は夏，二点鎖線は秋。

海面のアルベドは海氷のそれよりも小さいので，海氷の融解により太陽放射の吸収量が増える。Manabe et al.(1992) は，温暖化の影響で夏に海氷が融解すると，海氷面積が減少し海面面積が増加して太陽放射の吸収量が増して海洋に熱が蓄積され，秋になるとその熱が大気中に放出されると述べている。また，彼らは熱放出が秋の海氷の形成を遅らせるとも主張しており，これらの結果，秋の高緯度で最も温暖化すると述べている。冬になると海氷が北極海を覆って海氷面積が大きいので，氷の下の海水からの熱放出は秋に比べると少ない。しかし，氷の厚さは温暖化前に比べて薄くなるので，熱放出の量は温暖化前に比べて増加し，秋ほどではないがある程度の温暖化は生じると述べている。この過程に似たことが，本研究においても起こっている可能性がある。すなわち，本研究で秋に高緯度で最も温暖化している（図 4）のは，その放出された熱と海氷の減少が原因である可能性が高いというわけである。

定常波が弱まる理由としては次のことが考えられる。図 7 は H-S データにおける大西洋における海洋の鉛直子午面流線関数を示したものである。60°N 付近に注目すると，元々そこで海水の沈み込みが強いことを示しているが，2050 年ではそれが弱くなっていることがわかる。

また，図 8 は H-S データにおける $t$ =2050 年と $t$ =1900 年の秋の海水温の差を示したものである。グリーンランド南の海域に注目すると，他の海域に比べてあまり温暖化していないことがわかる。

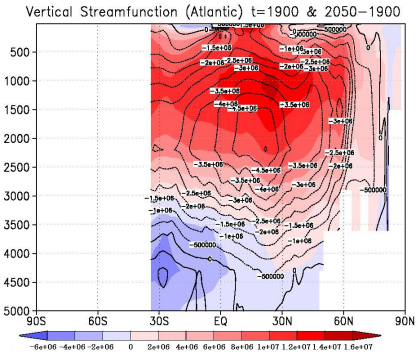


**図 7:** H-S データにおける，30 年平均した大西洋の鉛直子午面質量流線関数とその推移（ただし秋ではなく年平均である）。影は 1900 年を中心とした質量流線関数，コンターは 2050 年を中心とした質量流線関数と 1900 年を中心とした質量流線関数の差。単位はいずれも $\mathrm{m^3\ s^{-1}}$ であり，コンター間隔は $0.5\times10^6\mathrm{m^3\ s^{-1}}$ である。3 つのアンサンブルを平均している。

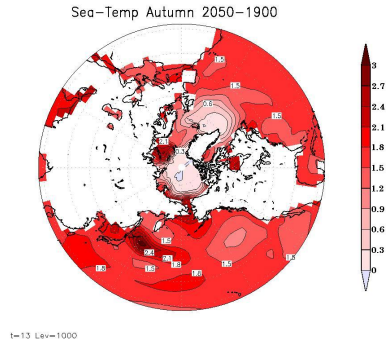


**図 8:** H-S データにおける，秋の海面温度の 2050 年を中心とした 30 年平均と 1900 年を中心とした 30 年平均の差。単位は℃である。3 つのアンサンブルを平均している。

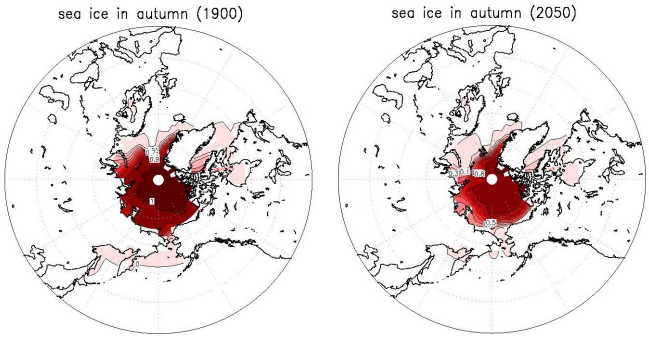


**図 9:** H-S データにおける，海氷被覆率の地理的分布。左：1900 年秋，右：2050 年秋。

すなわち，温暖化が進むと海氷が融解・流出し，メキシコ湾流により北上した温暖な海水は流れ込んだ淡水による塩分濃度の減少によって密度が小さくなるか，海水の鉛直の安定性の増加により沈み込みが弱まるであろう。その結果，南からのメキシコ湾流の北上が弱まり，大西洋北部では他の同緯度に比べて温暖化は小さくなっていると思われる。

一方，東シベリア海付近の負の定常波領域は海氷の減少が進んでいる領域にある（図 9）。ベーリング海峡北方近辺では，実際の観測において 1990 年代後半以降，夏季にベーリング海峡を経由した太平洋の暖水の流入により海氷が減少したことがわかっている（Shimada et al., 2006）。本研究においてもそのことが作用しているかもしれない。つまり，太平洋の暖水が東シベリア海付近で海氷の減少を引き起こして温暖化を促進していると考えられる。元々この地域は同緯度においては気温が比較的低いので，温暖化により同緯度の他の場所との気温差が小さくなるというわけである。

## 5．結論

本研究は MRI-CGCM2.2 により月平均の地上気温をシミュレートしたデータを用いて，時間平均場からの気温偏差場の長期変動を調査することを目的とした。その結果，高緯度（50 °N〜90 °N）の冬，秋において 20 世紀後半以降に気温偏差の減少が見られ，特に秋にはっきりと現れていた。

そこで高緯度の秋に注目して気温偏差減少の要因を調査した。その結果，温暖化により高緯度では南北および東西の温度差が小さくなっていた。また，温暖化が激しくなった 1960 年以降，夏〜秋において海氷面積の長期的な減少があった。

秋において，南北，東西それぞれの方向で気温差が小さくなる原因は次の過程が考えられる。まず，南北方向では，温暖化で夏に海氷融解が起こると海洋に熱が蓄積され，秋にその熱が放出されて高緯度でさらなる温暖化をもたらす。その結果，秋では他の季節よりも南北の温度差は小さくなるという過程が考えられる。

東西方向では，場所的な要素が関係する。大西洋北部では海氷融解で，塩分濃度が減少するか，海洋の鉛直安定性が増すことから海水の沈み込みが弱まり，メキシコ湾流の北上が弱まってあまり温暖化はしない。東シベリアでは温暖化が激しいが，このことは太平洋の暖水が北極海に流入することにより，東シベリア海の海氷融解が進むことが関係している可能性がある。これらの結果，元々気温の高い大西洋北部で温暖化が小さく，逆に気温の低い東シベリアで温暖化が大きいので，東西方向の温度差が高緯度では小さくなる。

その結果，暖気・寒気の東西・南北移流が弱まり，気温偏差が小さくなるとみられる。

## 参考文献


ACIA(Arctic Climate Impacts Assessment), 2004: *Impact of Warming Arctic.* Cambridge University Press, 140pp.

IPCC, 2001: *Climate change 2001.*, Cambridge University Press, 881pp.

Manabe, S., M. J. Spelman, and R. J. Stouffer, 1992: Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric $CO_2$. Part Ⅱ : Seasonal response. *J. Climate*, **5**, 105-126.

Shimada, K., T. Kamoshida, M. Itoh, S. Nishino, E. Carmack, F. McLaughlin, S. Zimmermann, and A. Proshutinsky, 2006: Pacific Ocean inflow: Influence on catastrophic reduction of sea ice cover in the Arctic Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, 10.1029/2005GL025624.

Yukimoto, S., A. Noda, A. Kitoh, M. Sugi, Y. Kitamura, M. Hosoda, K. Shibata, S. Maeda, and T. Uchiyama, 2001: The new Meteorological Research Institute coupled GCM (MRI-CGCM2) –Model climate and variability–. *Pap. Meteor. Geophys.*, **51**, 47-88.