

# 近未来気候変動予測における極端現象変動の検出可能性

塩竈秀夫<sup>1</sup>, 野沢徹<sup>1</sup>, 江守正多<sup>1, 2, 3</sup>

<sup>1</sup>国立環境研究所 <sup>2</sup>JAMSTEC地球F <sup>3</sup>東大CCSR

## 1. はじめに

人間活動の影響による将来の気候変化に関して、気候モデルを用いた予測研究が活発に行われている[Cubasch 他, 2001]. これまでの研究のほとんどは2100年まで、またはそれ以上の長期にわたる予測に主眼を置いてきた. これらの研究は、不可逆な気候変動を予測し、気候-生態-社会経済などのシステム間の相互作用を理解するために重要である[Cubasch 他, 2001; Prentice 他, 2001]. 一方、最近になって2030年までの近未来予測の重要性も認識されるようになってきた[Zwiers, 2002]. 近未来予測では特に次の2, 30年間の極端現象の変化を詳細に記述することが求められる. これらの近未来の極端現象の変化予測は、政策決定者が気候変動に対する影響の軽減策や適応策を立案するためにきわめて重要な意味を持つ.

長期気候変動予測には大きな不確実性が伴う[Cubasch 他, 2001]. 予測の不確実性をもたらす主な要因は、気候感度、温室効果ガスやエアロゾルの排出シナリオ、炭素循環などに含まれる不確実性と内部変動である. 一方、近未来予測では、前の3要因の影響は小さくなる. 例えば、全球平均地上気温の近未来予測は、どのような排出シナリオを予測に用いるかにあまり依存しない[Stott and Kettleborough, 2002]. しかしながら、温暖化シグナルに対する内部変動の大きさの比は、長期予測よりも近未来予測の方が大きくなる. そのため、シグナルと内部変動ノイズの比の問題は、近未来予測ではより本質的に重要である.

内部変動による不確実性は、積分の初期条件を変えたアンサンブル積分実験で見積もることが出来る. ここで、アンサンブル平均は外部強制力に対する応答シグナルの最尤推定値であり、アンサンブルメンバー間のばらつきは内部変動による不確実性の幅を示す. アンサンブル平均は将来もっとも起こりうる気候変化を表しているが、実際の将来の気候変化は内部変動のためにアンサンブル平均予測と逆の符号も取りうる. そのため、不確実性の幅の情報をアンサンブル平均予測と共に示す事は、アンサンブル平均予測の情報だけよりも、政策決定者にとってより有益である[Palmer and Räisänen, 2002].

これまでも、いくつかの研究で、多メンバーのアンサンブル実験を用いて、極端現象の変化予測の不確実性を定量化しようという試みが行われてきた. Selten 他 [2003] は、内部変動に伴う将来予測の不確実性を単一の大気海洋結合モデル(AOGCM)の初期値アンサンブル実験で調べた. 複数のモデルの将来予測実験を用いた研究では、気温の極端現象に温暖化に伴う変化が現れることがモデル間で一致しているが、降水の極端現象に関してはモデル間のばらつきが大きいことが示されている[e.g., Tebaldi 他, 2006; Kharin 他, 2006]. Hadley Center Quantifying Uncertainty in Model Predictions (QUMP) プロジェクトでは、CO<sub>2</sub> 倍増に対する応答の、内部変動と大気プロセスのパラメータ化に伴う不確実性を見積もっている[Murphy 他, 2004; Barnett 他, 2006; Clark 他, 2006]. Barnett 他 [2006]

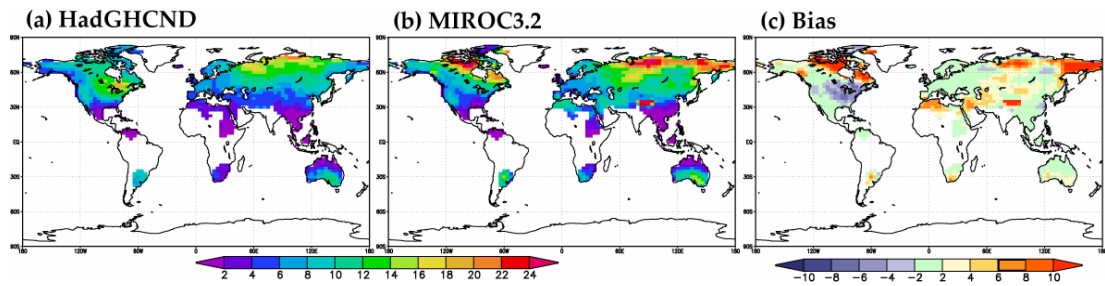


図 1: 1981-2000 年夏の TN の分散. (a)観測, (b)モデル, (c)バイアス.

は、QUMP 実験の結果を用いて、気温と降水の極端現象に関してその発生頻度がどのように変化するかを調べた。彼らは、暖かい気温の極端現象の変化は、最尤推定値では増加するが、不確実性の幅が最尤推定値と同程度の大きさがあり、将来予測の符号は変わらないがその振幅には大きな不確実性があることを示した。また彼らは、降水の極端現象の将来予測の不確実性は、気温に対するものより大きいことを示唆した。

これらの先行研究は全て、長期予測の頑強性と不確実性に着目したものである。それに対して本研究は、2030 年までの気温の極端現象の変化を調べる最初の研究になる。わずか 2, 30 年先において、温暖化シグナルが内部変動より十分に大きいかどうかははっきりしない。すなわち、現実の将来では、内部変動が温暖化シグナルを覆い隠してしまうかもしれない。そのため、ここでは初期アンサンブル実験のアンサンブルメンバー間で、気候変化の符号が一致するかどうかに着目する。

## 2. データと手法

MIROC3.2 AOGCM [K-1 model developers, 2004] を用いて、1850-2000 年の気候変動再現実験 [Nozawa 他, 2005] と、SRES A1B 排出シナリオ [Nakicenovic 他, 2000] に基づく 2001-2030 年の将来予測実験を行った。ここでは、初期値の異なる 10 アンサンブルメン

バーを積分した。MIROC3.2 の全球平均地上気温の 1951-1970 平均と 2021-2030 平均の差は 0.97K で、Intergovernmental Panel on Climate Change 第 4 次報告書に貢献している 21 の AOGCM の中では、中間値にあたる (最大・最小幅は 0.69-1.58 K)。モデルの水平解像度は T42 である。

ここでは、夏の日最低気温 (TN) を調べる。ここで夏とは、北半球の 6-8 月、南半球の 12-2 月を示す。いくつかの結果は、TN の全球観測データ HadGHCND [Caesar 他, 2006] と比較する。観測データが 20 世紀後半からしか得られないため、ここでは解析期間を 1951-2030 年とする。

夏の TN が 1951-1970 年の 95% 値を超える日を「暑い夜」と考え、この数居値を超える頻度の変化を調べる。2011-2030 年における頻度と 1951-1970 年における頻度の比を RF95 とする。RF95 が 1 よりも大きい場合、将来において「暑い夜」が増えることを示す。1981-2000 年における RF95 も計算する。同様に「暑い昼 (夏の日最高気温の 95% 値を超える日)」、「寒い昼と寒い夜 (冬の TX と TN の 5% 値を下回る日)」についてもその頻度の変化を調べた。温暖化に伴い、暑い極端現象は頻度が増加し、寒い極端現象は減少する (図省略)。頻度の変化に関して、「寒い夜」は「暑い夜」と同程度のシグナル・ノイズ比を示すが、「暑い昼」と「寒い昼」は幾分シグナル・ノイズ比が低くなる (図省略)。AOGCM による「暑い夜」の観測された

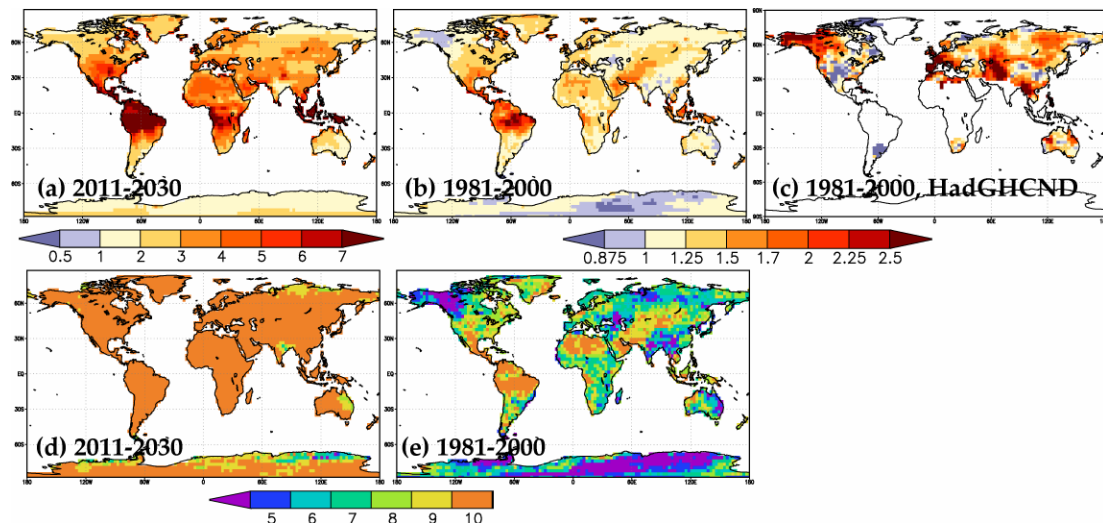


図2: (a) 2011-2030年と (b) 1981-2000年の10メンバー平均RF95. (c) 1981-2000年の観測. 下図は(d) 2011-2030年と (e) 1981-2000年で、いくつかのメンバーでRF95 > 1となるかを示している.

トレンドの再現性が、他の指標より良いことが分かっている [Christidis 他, 2005; Shiogama 他, 2006] ので、ここでは「暑い夜」の解析結果を示す.

温暖化シグナルの頑強性を調べるため、気候変化の符号がアンサンブルメンバー間で一致するかどうかを調べる. このような頑強性の評価方法だと、その評価はアンサンブル数に依存する. そのため、アンサンブルメンバー間の一致度がアンサンブル数にどの程度敏感かを、簡単な手法で評価する. まず、10メンバーから  $n$  メンバーをランダムに抽出する. 全  $n$  メンバーで RF95 が 1 より大きいグリッドの全陸上面積に対する割合を調べ、それを  $F(n; RF95 > 1)$  とする. アンサンブル数  $n$  が大きくなるほど、少なくとも 1 メンバーで  $RF95 \leq 1$  となる確率が増えるので、 $F(n; RF95 > 1)$  は減少すると予測される.  $F(n; RF95 > 1)$  をアンサンブル数  $n$  の関数として図示する. もし  $F(n; RF95 > 1)$  がアンサンブル数  $n_0$  の近辺で急激に減少するならば、アンサンブル数  $n_0$  は起こりうる気候変動の幅を定量化するのに不十分だとわかる. もし  $F(n; RF95 > 1)$  がアンサンブル数が  $n_1$  より大きいときに安定なら、アンサンブル数

が  $n_1$  より大きいときに、気候変化の符号がメンバー間で一致するグリッドを推定することができる.

極端現象の頻度の変化は、気温の頻度分布の「平均の変化」と「分布形の変化」に起因する [Meehl 他, 2000]. RF95 の「平均の変化」に伴う成分 (RF95m) は、1951-1970 年における気温の頻度分布を、分布形を変えずに平均だけ変化させることによって得られる [Barnett 他, 2006]. もし RF95 が RF95m と同じなら、極端現象の頻度の変化は、気温の頻度分布の平均 (つまり季節平均気温) の変化によってもたらされたと考えられる. この場合、内部変動の大きさを見積もるのに、アンサンブルメンバーの代わりに (産業革命前の状態の) コントロール実験の長期積分 (3600 年) をもちいることができる. 20 年間の内部変動の影響を考える場合、コントロール実験から 20 年間のデータを取り出して、2011-2030 年と 1951-1970 年の季節平均気温偏差に重ねれば、擬 RF95 を 90 サンプル計算する事ができる. 同様に 10 年計算、5 年計算も行え、それぞれ 180, 360 サンプルの擬 RF95 が得られる.

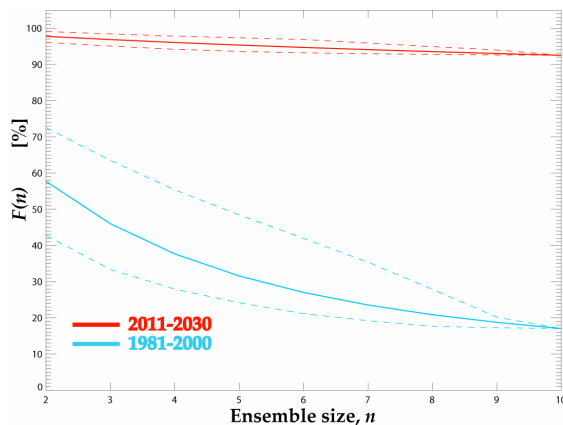


図3: 全  $n$  アンサンブルメンバーで  $RF95 > 1$  となるグリッドの全陸上に対する面積割合 ( $F(n; RF95 > 1)$ ; %) をアンサンブル数  $n$  に対する関数として示す. 赤と青の線は 2011-2030 年と 1981-2000 年の  $F(n; RF95 > 1)$ . 実線と破線は、10 メンバーから  $n$  メンバーを選ぶ全ての組合せの平均と、最大-最小幅.

### 3. 結果

図 1a, 1b に、観測とモデルにおける TN の分散を示す. 全体的に見て、モデルは観測の分散の分布を再現していることが分かる. しかし、モデルは北極圏やヒマラヤなどで過大評価であり、また五大湖周辺で過小評価である (図 1c). これらの領域では、モデルは内部変動の震幅をいくらか過大または過小評価している.

図 2a, 2b は、それぞれ 2011-2030 年と 1981-2000 年における  $RF95$  の分布である. 2011-2030 年においては、全ての陸上で  $RF95$  は 1 より大きい (図 2a). いくつかの領域 (例えばアマゾン) では、暑い極端現象が 6 倍以上増える. 1981-2000 年では、 $RF95$  の大きさは 2011-2030 年より小さいが、その空間パターンはある程度似ている (図 2b). 観測と比較すると、モデルの  $RF95$  は幾分控えめのようなものである (図 2c). モデルの空間パターンは、ユーラシア大陸上では観測とよく似ているが、北アメリカでは異なる. 北アメリカでの気温変動パターンは北太平洋

での大気循環の変動に大きな影響を受ける. しかし、北太平洋での大気循環の温暖化による変化はモデル間のばらつきが大きく、結果として北アメリカでの温暖化パターンに大きな不確実性をもたらしている [Yamaguchi and Noda, 2006].

図 2d, 2e はいくつのアンサンブルメンバーで  $RF95 > 1$  となるかを示している. 1981-2000 年でも、いくつかの領域、例えばメキシコ、アマゾン、サハラなどで、全てのメンバーが  $RF95 > 1$  で一致している (図 2e). しかし他の領域では、内部変動のために、少なくとも一つのメンバーで極端現象の頻度が減っている. 一方、2011-2030 年では陸上のほとんどで、「暑い夜」の頻度が増えることで全 10 メンバーが一致している. すなわち 2011-2030 年では、内部変動は人間活動の影響を覆い隠すことが出来ない (図 2d).

将来予測に対する内部変動の影響の幅を見積もるのに、アンサンブル数 10 では不十分かもしれない. もしアンサンブル数が不十分なら、シグナル・ノイズ比を過大評価しているかもしれない. この問題に答えるため、全てのメンバーで  $RF95 > 1$  となる領域の割合のアンサンブル数  $n$  に対する感度を調べる (Fig. 3). 1981-2000 年では、アンサンブル数の増加に従って、 $F(n; RF95 > 1)$  は急速に減少する. つまり、シグナルは内部変動に対して十分に大きくない. 一方、2011-2030 年では、 $F(n; RF95 > 1)$  は大きく、安定している. これは、内部変動がシグナルを覆い隠せない領域が広く、アンサンブル数に敏感でないことを示している. アンサンブル数が大きくなるほど  $F(n; RF95 > 1)$  の減少率は小さくなるので、10 以上のアンサンブル数でも 2011-2030 年の  $F(n; RF95 > 1)$  は急激に減少することはないと予測できる.

季節平均気温の変化に伴う「暑い夜」の頻度の変化  $RF95m$  は、 $RF95$  とよく似ている (図

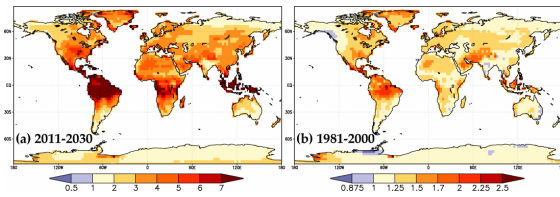


図4: (a) 2011-2030年と (b) 1981-2000年の10メンバー平均RF95m.

4). つまり、「暑い夜」の変化は主に季節平均の変化によりもたらされる。Barnett 他 [2006]は、CO<sub>2</sub> 倍増実験でも同様であることを示している。ただし気温の頻度分布形の変化は、極端現象の振幅の変化に関しては、頻度の変化に対するよりも重要であるかもしれない [Hegerl 他, 2004; Clark 他, 2006].

「暑い夜」の頻度の変化が主に季節平均気温の変化によるものなので、コントロール実験を用いて擬RF95を見積もることができる。90 サンプルの20年計算擬RF95の平均は、10 アンサンブルメンバー平均のRF95と非常によく似ている(図省略)。擬RF95を用いた場合、サンプル数が多いことから、擬RF95が1より大きくなる確率を求めることが出来る(図5)。20年計算で、2011-2030年に全90サンプルで「暑い夜」の頻度が増えるグリッドは陸上の83%になる(図5a)。また陸上のほとんどで、頻度が増える確率が90%以上ある。計算期間を20年から、10年、5年と短くすると、10年スケールの内部変動の影響が大きくなり、サンプル間の一致度は小さくなる(図5b, 5c)。5年計算では、陸上の20%でしか全360サンプルの予測の符号は一致しない。しかしながら、「暑い夜」が90%以上の確率で増える領域は、陸上の大多数の領域になる。

#### 4. まとめ

本研究では、「暑い夜」の頻度が、

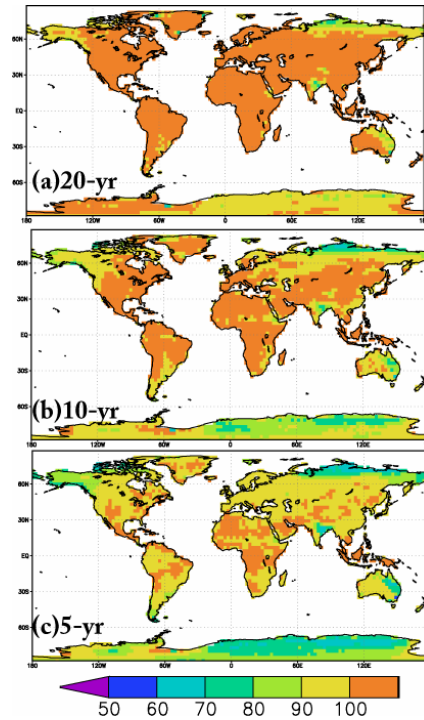


図5: 何%の擬RF95のサンプルで擬RF95が1より大きくなるかを示す。(a) 20年計算の90サンプル, (b) 10年計算の180サンプル, (c) 5年計算の180サンプル。

2011-2030年にどのように変わるかを調べた。陸上のほとんどの領域で、全10アンサンブルメンバーが、「暑い夜」が増えることで一致する。またより大きなアンサンブル数の実験でも、この結果はロバストであるだろうと示唆された。頻度を計算する期間を5年に縮めた場合でも、ほとんどの領域で「暑い夜」が増える確率は90%以上ある。これらの結果から、内部変量を考慮しても、政策決定者は「暑い夜」が増える可能性を低く見積もるべきではないという事が示唆される。

本研究では、気候感度や排出シナリオなどの不確実性を考慮していないため、気候変動予測の頑強性を過大評価しているかもしれない。またモデルバイアスの影響も見積もらなくてはならない。これらの問題は、マルチモデル・マルチシナリオ解析によって答える事が出来ると考えられるので、これ

が我々の次の課題になる。将来起こりうる自然起源の外部強制力の変動に関しても、ここでは考慮していない。例えば、大規模な火山活動が起こった場合、数年間は大気を冷却するので、気温の極端現象変化のシグナル・ノイズ比を下げるはずである。将来の太陽活動の予測は難しく、火山活動の将来予測はほぼ不可能であるが、なんらかの方法で起こりえる影響の大きさを見積もる事は有益であるかもしれない。

### 参考文献

- Barnett, D. N., S. J. Brown, J. M. Murphy, D. M. H. Sexton, and M. J. Webb, 2006: Quantifying uncertainty in changes in extreme event frequency in response to doubled CO<sub>2</sub> using a large ensemble of GCM simulations, *Clim. Dyn.*, 26, 489-511, DOI 10.1007/s00382-005-0097-1.
- Caesar, J., L. Alexander, and R. Vose, 2006: Large-scale changes in observed daily maximum and minimum temperatures: Creation and analysis of a new gridded data set, *J. Geophys. Res.*, 111, D05101, doi:10.1029/2005JD006280.
- Christidis, N., P. A. Stott, S. Brown, G. C. Hegerl, and J. Caesar, 2005: Detection of changes in temperature extremes during the second half of the 20th century, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L20716, doi:10.1029/2005GL023885.
- Clark, R., S. J. Brown and J. M. Murphy, 2006: Modelling northern hemisphere summer heat extreme changes and their uncertainties using a physics ensemble of climate sensitivity experiments. *J. Clim.*, 19, 4418-4435.
- Cubasch, U., 他, 2001: Projections of future climate change, in *Climate Change 2001-The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by J. T. Houghton 他, pp. 525-582, Cambridge Univ. Press, New York.
- Hegerl, G. C., F. W. Zwiers, P. A. Stott, and V. V. Kharin, 2004: Detectability of anthropogenic changes in annual temperature and precipitation extremes, *J. Clim.*, 17, 3683-3700.
- K-1 Model Developers, 2004: K-1 coupled GCM (MIROC) description, K-1 Tech. Rep. 1, edited by H. Hasumi and S. Emori, 34 pp., Cent. For Clim. Syst. Res., Univ. of Tokyo, Tokyo.
- Kharin, V. V., F. W. Zwiers, X. Zhang, and G. C. Hegerl, 2006: Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations. *J. Clim.*, accepted
- Meehl, G. A., 他, 2000: An introduction to trends in extreme weather and climate events: observations, socioeconomic impacts, terrestrial ecological impacts, and model projections. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 81, 413-416.
- Murphy, J. M., D. M. H. Sexton, D. M. H., D. N. Barnett, G. S. Jones, M. J. Webb, M. Collins, and D. A. Stainforth, 2004: Quantification of modelling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations. *Nature*, 430, 768-772.
- Nakicenovic, N., 他, 2000: Emissions Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate

- Change, 599 pp., Cambridge Univ. Press, New York.
- Nozawa, T., T. Nagashima, H. Shiogama, and S. A. Crooks, 2005: Detecting natural influence on surface air temperature change in the early twentieth century, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L20719, doi:10.1029/2005GL023540.
- Palmer, T. N. and J. Räisänen, 2002: Quantifying the risk of extreme seasonal precipitation events in a changing climate, *Nature*, 415, 512-514.
- Prentice, I.C., 他, 2001: The carbon cycle and atmospheric carbon dioxide, in *Climate Change 2001-The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by J. T. Houghton 他, pp. 525-582, Cambridge Univ. Press, New York.
- Selten, F., M. Kliphuis, and H. Dijkstra, 2003: Transient coupled ensemble climate simulations to study changes in the probability of extreme events, *CLIVAR Exchanges*, 8, 11-13.
- Shiogama, H. N. Christidis, J. Caesar, T. Yokohata, T. Nozawa, and S. Emori, 2006: Detection of greenhouse gas and aerosol influences on changes in temperature extremes, *SOLA*, 2, 152-155, doi:10.2151/sola.2006-039.
- Stott, P. A., and J. A. Kettleborough, 2002: Origins and estimates of uncertainty in predictions of twenty first century temperature rise, *Nature*, 416, 723-726.
- Tebaldi, C., K. Hayhoe, J.M. Arblaster, and G.A. Meehl, 2006: Going to the extremes: An intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events. *Climatic Change*, in press.
- Yamaguchi, K, and A. Noda, 2006: Global warming patterns over the North Pacific: ENSO versus AO, *J. Mete. Soc. Japan*, 84, 221-241.
- Zwiers, F.W., 2002: Climate change. The 20-year forecast. *Nature*, 416, 690-691.