

# 近未来地球温暖化予測を念頭においた北太平洋十年スケール変動予測

望月崇(1)・石井正好(1)・木本昌秀(2)・近本喜光(2)・渡部雅浩(2)  
(1:海洋研究開発機構, 2:東大気候システム研究センター)

## 1. はじめに

これまでの地球温暖化予測研究では、長期(100年程度)の気候変化を対象として、人為起源の温室効果ガスに対する気候システムの応答について主に調べられてきた。一方、最近では政策決定などのために、近未来(20-30年程度)気候変化の精度よい予測も必要とされてきている(Murphy et al. 2004; Barnett et al. 2006; Clark et al. 2006)。精度よい近未来予測をおこなうためには、温室効果ガスの増加による全球的な温暖化シグナルに加えて、自然変動(内部変動)として存在するような十年スケール変動に対する予測精度の向上が重要である(Stott and Kettleborough 2002; Knutti et al. 2002; Zwiers 2002; Meehl et al. 2007)。また政策決定のためには、気候変化の地域的な差異もより良く予測する必要がある、その点からも十年スケール自然変動予測は、近未来予測にとって主要な研究テーマである。

しかしながら、初期値化によって十年スケール自然変動の予測精度を向上させるような近未来予測実験がおこなわれ始めたのはごく最近のことである(Smith et al. 2007; Keenlyside et al. 2008)。よって、ここでは比較的シンプルな初期値化をおこない、十年スケール自然変動の予測可能性について、特に北太平洋に注目しながら調べた。

## 2. 初期値化(同化)実験と予測実験

結合モデルMIROC3.2中解像度版(T42L20)を用いた。IPCC第4次報告書(AR4)向けに実施した20世紀再現実験10アンサンブルメンバー(以下、NoASとよぶ; Nozawa et al. 2005; Shiogama et al. 2007)の1945年1月スナップショットを10個の初期値とし、海洋上層(700m以浅)でIshii et al.(2003, 2005, 2006)の客観解析データ(水温と塩分)を1AU手法(Bloom et al. 1996)でそれぞれ同化することにより、10アンサンブルメンバーからなる同化場を作成した。その後、この同化(アンサンブル)場の各メンバーのスナップショットを10個の初期値とする14年アンサンブル予測実験を、1960年7月から5年毎におこなった(以下、HCSTとよぶ)。また同様に、2005年7月から2030年までの将来予測実験(以下、FCSTとよぶ)もおこなった。

ここでは十年スケール自然変動の予測可能性を議論するので、同化時も予測時も全ての実験において、放射条件(温室効果ガス濃度や火山変動、太陽活動変動など)はAR4シナリオのうち20C3M-LA-FULL及びSRES-A1-FULL(A1Bシナリオ)実験時のものを用いた(Nakicenovic et al. 2000)。

同化による初期値化時には、予測時のモデルドリフトを防ぐために、予めモデル気候値と観測気候値をそれぞれ計算しておき、観測値の偏差成分のみを同化した。また同化時に熱と水の全球総和が保存するように特に高緯度で解析インクリメントを調整した。海水に関する初期値化がその後の予測実験に対してどの程度インパクトもつかは現在のところ別途調査中であり、むしろ安易な同化はモデルの熱力学的バランスに大きな不整合をもたらしやすい。海水分布も同化できるようにシステムを開発/改良しているが、今回は同化していない。

## 3. 外力応答成分と内部変動成分の予測

地表面気温の全球平均値を指標にした場合、観測値に見られる年々変動や十年スケール変動は、同化アンサンブル場によく表現される(図略)。また、十年スケール変動成分は予測アンサンブル場(HCST/FCST実験結果)でもうまく表現されている(図1)。但し、外部から与えた放射条件に対するモデル応答成分(Forced mode)も小さくないので、内部変動(の位相)をうまく予測できたかどうかは、図1からは必ずしも明らかでない。実際、初期値化を施していないNoAS実験でも、長期的な温暖化トレンドや火山噴火による突発的な冷却を表現できている。

実際、温暖化トレンド(例えば1961年から1990年までのトレンド)に注目した場合には、観測値(Ishii et al. (2006)の客観解析値)( $0.085\text{degC}/10\text{yr}$ )とNoAS実験結果( $0.080\text{degC}/10\text{yr}$ )の間にほとんど差はない。一方、1970年代後半の気候変化(例えば1979-1986年平均値と1971-1978年平均値の差)に注目した場合には、NoAS実験に表現される変化幅( $0.078\text{degC}$ )は観測値に見られる変化幅( $0.149\text{degC}$ )よりもかなり小さい。いわゆる1970年代後半の気候変化には、放射強制に対する応答(温暖化トレンドなど)だけではなく、

内部変動(PDOなど)も大きく影響しているということであろう。初期値化を施さないNoAS実験では、そのような内部変動を現実的に予測することはできない。海洋上層の初期値化もおこなうことによって、既にNoAS実験でうまく表現できている外力応答成分に加えて、十年スケールの内部変動の位相変化(や振幅変化)もうまく予測しようというのが本研究のポイントである。

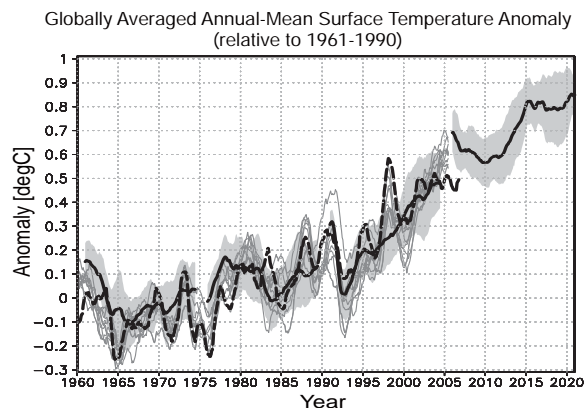


図1: 全球平均地表面気温の年平均値偏差(1961-1990年平均値を気候値と定義した)。太実線は1960年7月, 1975年7月, 1990年7月からの14年予測(アンサンブル平均)値で, 陰影は標準偏差の幅をあらわす。太破線は観測値(CRU3)。細実線は同化値の各アンサンブルメンバー。

#### 4. 十年スケール自然変動の予測可能性

NoAS実験では, Forced modeはどのアンサンブルメンバーでも同じように表現されているだろうが, (初期値化をしていないために)PDOのような内部変動の位相は各アンサンブルによってバラバラであると考えられる。そこで, NoASアンサンブル平均場がForced modeを表現しているとみなして, 故にそこからのずれを予測すべき内部変動成分とみなして, 初期値化の効果を調べた。特に, 北太平洋十年スケール自然変動(PDO; Mantua et al. 1997)を抜き出して予測可能性を調べるために, 20C3M-LA-FULLの10アンサンブル(1945-1999)を用いて, そのアンサンブル平均からのずれ成分に対してEOF解析を施した。こうして得られるEOF第1モードは, 海面水温(図2a)と300m平均水温(図2b)のいずれも, PDOに特徴的な空間パターンを表現している。これらEOF第1モード空間パターン(図2)への射影時系列をPDO時系列と定義して, その再現性を調べた。

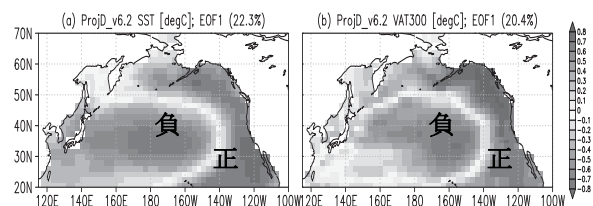


図2: 20C3M-LA-FULL実験の10アンサンブルメンバーについて, アンサンブル平均値からのずれ成分のEOF第1モード。1945年から1999年までの(a)SSTもしくは(b)VAT300の月平均値に対してEOF解析を施した。

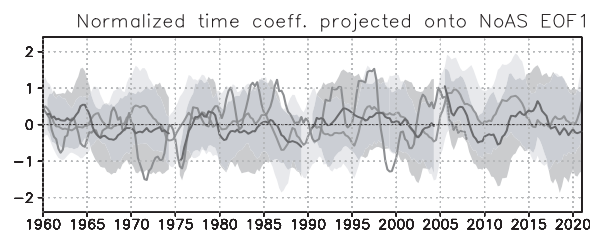


図3: 20C3M-LA-FULLから得られるモデル内部変動(SST)のEOF第1モード空間パターン(図2a)に射影したSST偏差(1961-1990平均からのずれ)時系列。濃線/薄線はHCST-FCST実験/NoAS実験で, 1960年から2007年まで続く線は対応する観測値。いずれの時系列も観測値の標準偏差で規格化してある。濃い/薄い陰影はそれぞれHCST-FCST実験/NoAS実験のスプレッドをあらわす。

観測値に見られる1961-1990年からの偏差を射影した海面水温時系列は, いわゆるPDO index(Mantua et al. 1997)によく似ている(図3)。NoAS実験のアンサンブル平均場はこの十年スケール変動の位相を現実的には表現できていない。それに対して, 予測開始後の3,4年程度に限られてはいるが, HCST/FCST実験のアンサンブル平均場は観測されたようなPDO時系列変化を表現しているように見える。射影時系列のRMSEを用いて統計的にもう少しきちんと調べてみると, PDOの位相が各アンサンブルによってバラバラであるNoAS実験では, 常に一定量のエラーがみられる。しかしHCST実験では, 予測開始後ある程度の期間は有意にエラーが小さい。海面水温でみれば3年程度, 300m平均水温でみれば5年程度, PDO時系列に予測可能性があった(図略)。

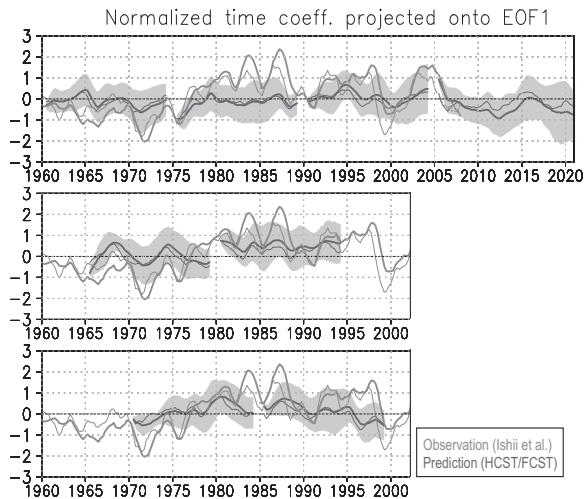


図4: NoAS実験のアンサンブル平均値からのずれ成分を、モデル内部変動のEOF第1モード空間パターン(図2)に射影した時系列。太線/細線はそれぞれVAT300とSSTの年平均値の射影時系列。HCST/FCST予測実験のアンサンブル平均値を5年毎に濃線であらわし、そのときの射影時系列のスプレッドを陰影であらわした。1960年から2007年まで連続する薄線は対応する観測値。

長期平均(例えば1961-1990年平均)からの偏差は気候解析によく用いられる変動量であるが、Forced modeをある程度を含んでしまっていると思われる。そのため、温暖化シグナルのなかにPDOと似たような空間パターン(図2参照)をもつものがあつたならば、射影時系列(図3)に温暖化シグナル成分が含まれてしまうことになる。ここでは温暖化シグナルを取り除いた内部変動成分の予測可能性を調べたいので、さらにもうひと工夫して、長期平均からの偏差ではなく、NoAS実験のアンサンブル平均場からのずれの時系列を射影した(図4)。NoAS実験結果が観測値のなかのForced modeを厳密に表現しているわけではないだろうが、全球平均地表面気温(図1)などを見る限り、この処理は妥当なものであると考えられる。

実際、この処理をおこなっても、観測値はやはりPDO indexに似た時系列を示す。HCST実験結果は十年スケールの変動を概ねよくあらわしている。なかでも、PDOの位相がゆっくりと反転するような1970年や1985年からの予測実験結果はより長い予測可能性を示している。図4の各HCST実験結果を眺めると、10年以上の長期にわたって予測できそうな場合とそうでない場合があるようにも思われるが、これは予測可能な期間を決定するような物理プロセスが何であるか、ということと関係しているのではないだ

ろうか。詳細なプロセスの解明は現在、取り組んでいる課題のひとつである。

空間パターンを固定した場合には、PDOに関して数年程度の予測可能性がある(図略)が、局所的に見れば、より長期間にわたって十年スケールでの水温変動が予測可能である領域が存在する(図5)。特に北太平洋中緯度の海洋フロント域では、中緯度海洋の数年スケールの力学応答(循環場変動)や海洋大循環による偏差移流によって、十年スケール自然変動のシグナルが数年以上の予測可能性をもっている。なお、アノマリの線形回帰係数(相関係数)が長期に渡って有意な領域では、単に位相が予測できるだけではなくて、そのアノマリの大きさも観測値の少なくとも3割程度までは説明できている。

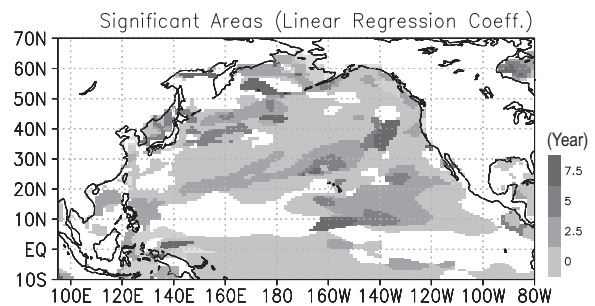


図5: HCST実験において、VAT300の5年平均値を、予測開始から0年後、2.5年後、5年後、7.5年後にそれぞれ、90%有意に予測できる領域(アノマリの線形回帰係数が90%有意)。ここでの予測対象は、NoAS実験のアンサンブル平均値からのずれ成分としている。

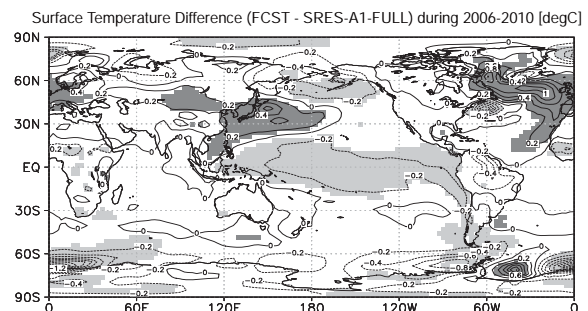


図6: 2005年7月からのFCST実験とNoAS実験のアンサンブル平均地表面気温の差(5年平均値)。2006-2010年の差。濃い/薄い陰影は90%有意な正値/負値の領域。

## 5. 将来予測

この初期値化(データ同化)+予測システムを用いた場合、全体的に5年程度、また局所的にはそれ以上の予測可能性があることがわかったので、最後に2005年7月からの将来予測実験をおこなった。海洋上層の初期値化は、以下のように将来予測に対して大きなインパクトをもっていた。

初めの10年間に於いて、全球的な温暖化傾向は緩やかになっている(図1)。またこのとき、PDO時系列は符号が正から負に転じている(図3, 4)。なお2005年から2008年までの観測データもこのような符号反転を示している。この先の数年間、長期トレンドとしての温暖化が緩やかになるのは、PDOシグナルの初期値化によって、熱帯太平洋で広範囲に渡って気温/水温上昇が抑えられるためである(図6)。また逆に、日本付近(北西太平洋)や欧州付近(北大西洋)では、PDOの効果で気温上昇幅が大きくなった。

## 6. まとめ

比較的簡易なデータ同化手法であっても海洋上層の水温と塩分の初期値化は、PDOをより良く予測するために有効な手段のひとつである。20世紀後半のhindcast実験では、PDOに数年程度の予測可能性があることが示された。また、大きなPDOシグナルが観測される海洋フロント域にはより長期の予測可能性があった。

初期値化によるこのような予測スキルの向上は2005年からの将来予測に対してもインパクトをもっている。10年程度の時間スケールに着目した場合には、PDOの(正から負への)符号変化によって(内部変動の影響によって)、ゆったりとした温暖化傾向が、ある領域では強くなり、ある領域では弱くなる。この先10年程度においては、温暖化傾向は東アジアで強くなり、北米沿岸や熱帯域では逆に弱くなる。特に熱帯域の弱化は広範囲にわたるものであり、それによって全球平均地表面気温のトレンド的な上昇傾向もゆるやかになるだろう。

このように、近未来地球温暖化予測実験を成功させるためには、結合モデルの性能を向上させるだけでなく、初期値化システムを整備/改良することも重要である。現在、同化により適したデータセットの整備/使用や、同化手法の高度化、アンサンブル作成法の高度化といった課題に取り組んでいる。

## 謝辞

本研究は「21世紀気候変動予測革新プログラム」としておこなわれたものであり、文部科学省よりサポートを受けた。

## 参考文献

1. Barnett, D. N., et al., 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.
2. Bloom, S. C., L. Takacs, A. M. da Silva, and D. Ledvina, 1996: Data assimilation using Incremental Analysis Updates, *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1256-1271.
3. 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. Climate*, **19**, 4418-4435.
4. Ishii, M., M. Kimoto, and M. Kachi, 2003: Historical ocean subsurface temperature analysis with error estimates, *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 51-73.
5. Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of SST and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe Collection, *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.
6. Ishii, M., M. Kimoto, K. Sakamoto, and S. Iwasaki, 2006: Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses, *J. Oceanogr.*, **62**, 155-170.
7. Knutti, R., T. F. Stocker, F. Joos, and G.-K. Plattner, 2002: Constraints on radiative forcing and future climate change from observations and climate model ensembles, *Nature*, **416**, 719-723.
8. Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis, 1997: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1069-1079.
9. Meehl, G. A. et al., 2007: in Climate Change 2007: The Scientific Basis, *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pp. 525-582, Cambridge Univ. Press.
10. Murphy, J. M., et al., 2004: Quantification of modelling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations, *Nature*, **430**, 768-772.

11. Nakicenovic, N. et al., 2000: Intergovernmental Panel on Climate Change: Emissions Scenarios, *A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 599 pp., Cambridge Univ. Press, New York.
12. 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.
13. Shiogama, H., T. Nozawa, and S. Emori, 2007: Robustness of climate change signals in near term predictions up to the year 2030: Changes in the frequency of temperature extremes, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, doi:10.1029/2007GL029318
14. Smith, D. M., S. Cusack, A. W. Colman, C. K. Folland, G. R. Harris, and J. M. Murphy, 2007: Improved surface temperature prediction for the coming decade from a global climate model, *Science*, **317**, 796-799.
15. 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.
16. Zwiers, F. W., 2002: Climate change: The 20-year forecast, *Nature*, **416**, 690-691.