

太平洋 10 年規模変動の感度解析と予測可能性

森正人・木本昌秀・渡部雅浩 (東京気候システム)
石井正好・望月崇・杉浦望 (地球フロンティア)

1. はじめに

「21 世紀気候変動予測革新プログラム」の一つの柱として、人為起源の温室効果ガスによる 2030 年程度までの近未来の気候変化を予測する試みが行われている (望月ほか, 2008 ; 近本ほか, 2008)。近未来の気候を精度よく予測するためには、全球的な温暖化シグナル (外部強制に対する応答) だけではなく、10 年規模の時間スケールを持つ変動 (内部変動) の予測精度の向上が重要になる。そのために、データ同化 (初期値化) を行うことで温暖化予測を初期値問題として扱い、より精度の高い内部変動の予測を目指している。

望月ほか (2008) は、大気海洋結合モデル MIROC 3.2 を用いて実際にデータ同化と近未来予測実験を行い、初期値化を行うことで内部変動である太平洋 10 年規模変動 (Pacific Decadal Oscillation, PDO; Mantua et al., 1997) の予測可能性が向上することを示した。初期値化を行わない場合には PDO の予測可能性はほとんどないが、初期値化を行なった場合、海面水温では 3 年程度、300m 平均水温 (VAT300) では 5 年程度、PDO に予測可能性があった。

しかし一方で、時期によっては予測可能な期間がそれよりも長い場合や短い場合があることも指摘されている (例えば望月ほか, 2008 の図 5)。望月ほか (2008) で行われた予測実験から、他の期間に比べて予測結果があまりよくなかった 1975 年 7 月を初期値とする 15 年予測の PDO インデックスを図 1(b) に示す。このインデックスは、結合モデル MIROC の太平洋域における 10 年規模の内部変動パターン (図 1a) に予測結果と観測データ (Ishii et al., 2006) をそれぞれ射影して求めている (望月ほか, 2008 のやり方と違うので見た目が少し異なる)。変化の度合いが観測よりもやや緩やかだが、気候のジャンプが起こったとされる 1970 年代後半の変化 (e.g., Nitta and Yamada, 1989; Trenberth, 1990) を比較的うまく予測できていることが分かる。しかしながら 1980 年以降になると、予測と観測のずれは顕著になり、予測スプレッドの増大のためにアンサンブル平均がゼロ近傍に落ち着いて

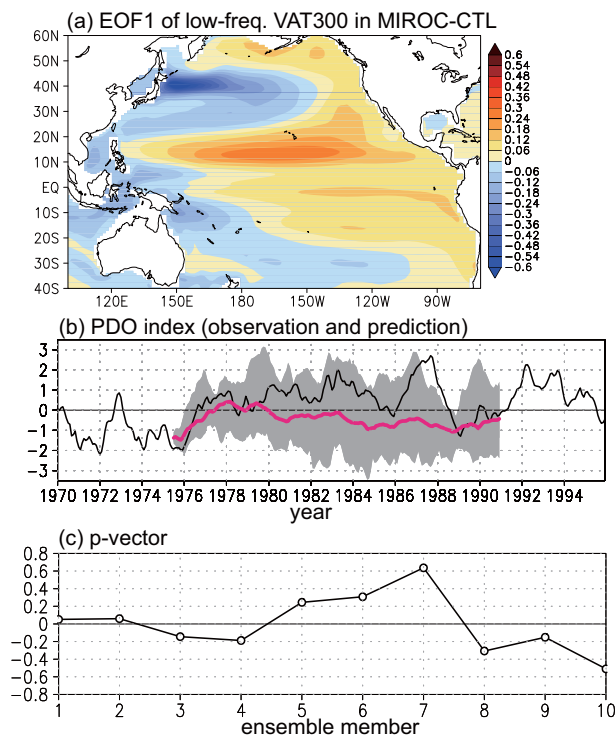


図 1: (a)MIROC のコントロール実験 (外部強制を産業革命以前に固定) の VAT300(単位は [K]) に 7 年の low-pass filter をほどこしたものの EOF 第 1 モード (寄与率 28 %) . 3600 年分のデータを使用 . EOF の計算領域は 100E-70W, 60S-60N . (b)(a) のパターンに射影して求めた PDO インデックス . 観測データ (細線) , 予測 (陰影) , 予測のアンサンブル平均 (赤線) . 月毎の値で、時間フィルターは施されていないことに注意 . (c) 予測 5 年目で見積もった p ベクトルで、規格化されている。

しまっている。

このような予測誤差をもたらす要因として、モデルの不完全性や初期値に含まれる解析誤差などが挙げられるが、モデルや初期誤差のどの部分がターゲットとする現象の予測精度にどのように影響を与えているかは一般的に明らかではない。しかしそれはターゲットとする現象の予測精度を向上させる上で重要な知見になると考えられる。そこで本研究では、最も PDO の予測精度に影響を与えている領域 (高感度領域) を感度解析の手法を用いて推定することで、何がどのようなプロセスを

経て PDO の予測精度に影響を与えているのかを調べることを目的とする。より具体的には、上記の 1975 年 7 月を初期値とする予測のスプレッドの増大が何によってもたらされるのかに焦点を当てて解析を行う。感度解析については、随伴モデルを用いる特異ベクトル法やアンサンブル・カルマンフィルタを用いる手法、アンサンブル予報の結果を用いた手法 (榎本ほか, 2005) などが考案されているが、本研究では榎本の手法をベースに、特定の現象 (本研究の場合は PDO) に焦点を当てた非常に簡便な感度解析手法を用いる。予測実験の詳細については望月ほか (2008) を参照されたい。

2. 感度解析

PDO の感度解析を行うために、10 個のアンサンブル初期擾乱 $\delta x_i \{i = 1, \dots, 10\}$ の線型結合を考える。各初期擾乱はアンサンブル平均からのずれで定義する。

$$\delta \mathbf{x}(0) \equiv p_1 \delta x_1(0) + \dots + p_{10} \delta x_{10}(0) = \mathbf{X} \mathbf{p} \quad (1)$$

ここで p_i は各メンバーの重みで、予測時間 τ において擾乱 $\delta \mathbf{x}(\tau)$ が最も大きくなるような係数の組 $\mathbf{p} \equiv (p_1, \dots, p_{10})^T$ を求めることが目的である。 τ 時間後の擾乱の時間発展を表す接線行列を $L(\tau, 0)$ とすると、 τ 時間後の擾乱 $\delta \mathbf{x}$ は以下のように書ける。

$$\delta \mathbf{x}(\tau) = L(\tau, 0) \delta \mathbf{x}(0) = L(\tau, 0) \mathbf{X} \mathbf{p} = \mathbf{Y} \mathbf{p} \quad (2)$$

ここで \mathbf{Y} は τ 時間後のメンバーから成る行列 $\mathbf{Y} \equiv (\delta x_1(\tau) \dots \delta x_{10}(\tau))$ である。今、以下のような量を定義する。

$$E(\tau) \equiv \langle \delta \mathbf{x}(\tau), \mathbf{x}_{\text{PDO}} \rangle = \langle \mathbf{p}, \mathbf{Y}^T \mathbf{x}_{\text{PDO}} \rangle \quad (3)$$

ここで \mathbf{x}_{PDO} は MIROC で再現される PDO のパターンを表すベクトル (図 1a) で、 $\langle \rangle$ は内積を表す。つまりこの量は、 τ 時間後のアンサンブル平均からのずれから構築した擾乱 $\delta \mathbf{x}(\tau)$ の PDO 方向成分を表している。よってこの量が最大となるような \mathbf{p} は $\mathbf{p} = \mathbf{Y}^T \mathbf{x}_{\text{PDO}}$ と表されるのとなり、この重みをもって τ 時間後に PDO 方向成分が最大になるような初期擾乱 $\delta \mathbf{x}(0)$ が求められる。また同様に、おなじ重みで各時間 (予測初期から任意の時間まで) の擾乱 $\delta \mathbf{x}(t)$ も求めることができる。

3. 結果

予測 5 年目にあたる 1980 年 7 月の VAT300 に対して感度解析を行った ($\tau = 5\text{year}$)。これは観

測と予測の PDO のずれが顕著になり始めた時期にあたる (図 1b)。まずは得られた \mathbf{p} ベクトルを図 1(c) に示す。定義からも明らかなように、これは各擾乱 δx_i の PDO インデックスの値に相当するので、正 (負) の値のメンバーはアンサンブル平均からのずれが正 (負) の PDO 成分を持っていることを示している。1980 年 7 月は、現実には PDO の極性は正であったのだから (図 1b)、 p の値が大きく正 (負) のメンバーは予測が特に良かった (悪かった) メンバーにあたることになる。それを確認するために、1980 年 7 月を中心とする 3 年平均の VAT300 の観測値とアンサンブル平均を、また予測が良かった 3 メンバーでの平均、悪かった 3 メンバーでの平均をそれぞれ図 2 に示す。1980 年 7 月における現実の長周期変動場 (図 2a) はやはり正の PDO 的で、中緯度フロント域における負の水温偏差、北米西岸から熱帯域における正の水温偏差で特徴付けられる。極大の位置が異なるなど細かい違いがあるものの、予測が良かったメンバー (図 2c) は概ねそれらの特徴を再現できているのに対し、予測が悪かったメンバーは良かったメンバーの符合を反転させたような特徴を示している。これらの結果は、1ヶ月平均場から求めたメンバー間の重みが、PDO (長周期場) のシグナルを正しく反映していることを示している。

次に、 \mathbf{p} ベクトルから構築した初期感度 $\delta \mathbf{x}(0)$ ならびに $\delta \mathbf{x}(\tau = 5\text{year})$ を図 3(a)(b) にそれぞれ示す。図 3(a) は、予測 5 年目にアンサンブル平均からのずれを PDO 方向に最大化するような (図 3b のようにするような) 初期の感度がどこにあるのかを表している。線形を仮定しているので、負の PDO 方向に最大化するような感度は図 3(a) の符合を反転させたものになる。これを見ると、日本の東海上と熱帯太平洋に高い感度があることが分かる。これらの領域では予測 1ヶ月目のスプレッド (図 3c) や RMSE (図 3d) も大きいので、これらの領域における初期誤差が 5 年目の PDO の予測誤差を産む原因の一つになっている可能性が示唆される。しかしながら、感度の長周期成分を調べると日本の東のシグナルは消えてしまうので (図省略)、これは大気の高周波成分によって作られるノイズであると考えられる (大気はデータ同化を行っていないのでメンバー間で高周波成分のばらつきが大きい)。そこで熱帯域のシグナルに焦点をあて、以下 ENSO との関係に注目して解析を進める。

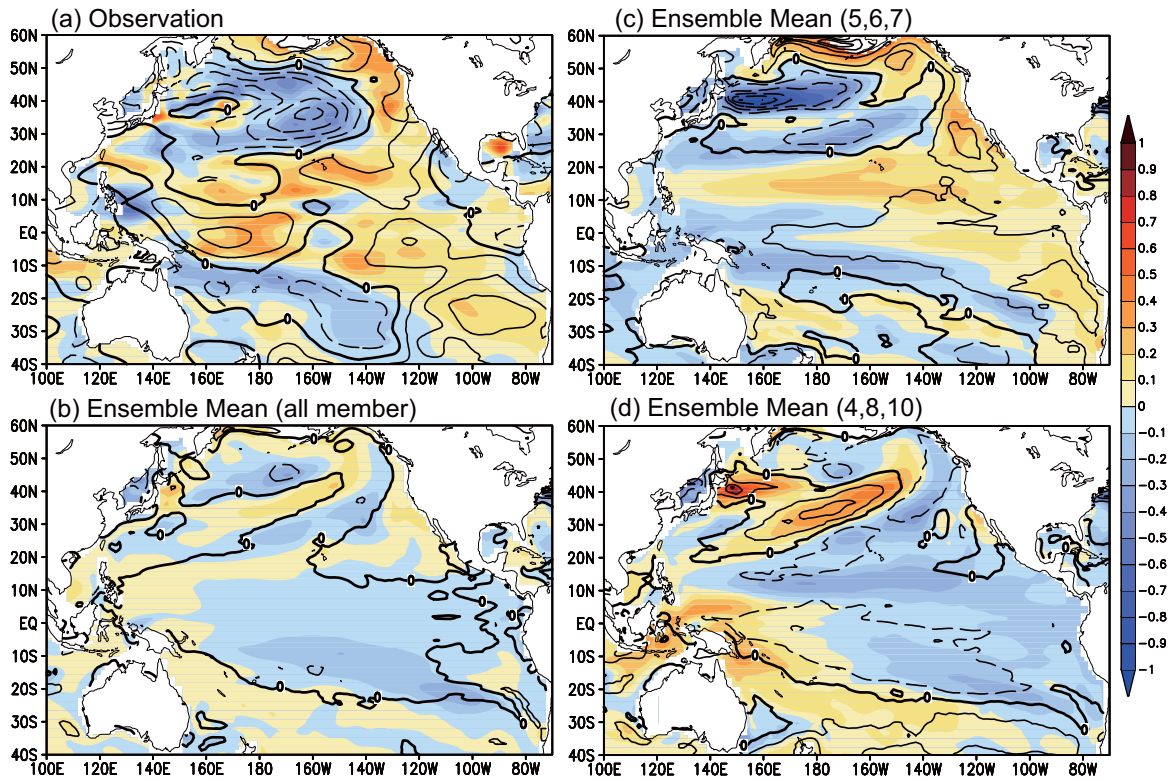


図 2: 1980 年 7 月を中心とする 3 年平均の VAT300 偏差 (陰影: 単位は [K]) と SST 偏差 (等値線: 単位は [K]) . (a) 観測データ, (b) 予測のアンサンブル平均 (10 メンバー), (c) p が正であるメンバー (5,6,7) の平均, (d) p が負であるメンバー (4,8,10) の平均 . 等値線間隔は 0.2[K] .

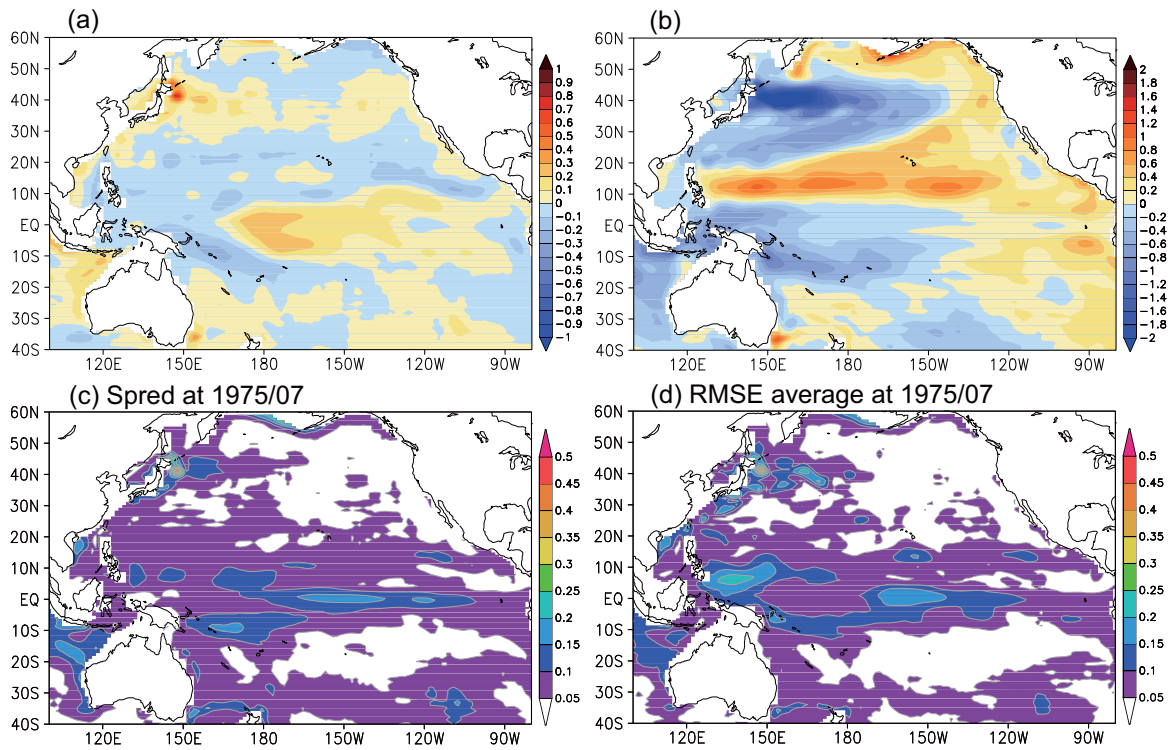


図 3: (a) VAT300 の 5 年目の予測で見積もった $\delta x(0)$, (b) 同 $\delta x(5\text{year})$, (c) 1975 年 7 月における VAT300 のスプレッド, (d) 1975 年 7 月における VAT300 の RMSE の平均 .

ENSO との関係を知るために、予測 5 年目で評価した p ベクトルから各時間における感度 $\delta x(t)$ を構築し、その Nino3.4 インデックスを調べた。アンサンブル平均に正 (負) の感度を加えた場合のインデックスを図 4(a) の赤 (青) 細線で、その 3 年移動平均を太線で示している。長周期成分を見ると、感度が正の場合は予測開始から 5 年目までエルニーニョが持続しているのに対し、感度が負の場合はラニーニャが持続しているのが分かる。このことは、1980 年 7 月に PDO のスプレッドが正 (負) の方向に広がるためには、それ以前の場が長くエルニーニョ的 (ラニーニャ的) でなければならぬことを示唆する。言い換えれば、PDO を正しく予測するためには、それ以前の ENSO の 10 年規模の変動 (decadal ENSO; Zhang et al., 1997) を正しく予測する必要があることを示唆する。ただし、ここで示した感度の時間発展は実際にモデルを積分して得られた結果ではないので、5 年目の予測が正の PDO 的になるメンバー (図 2c) と負の PDO 的になるメンバー (図 2d) で、同様に Nino3.4 インデックスを比較した (図 4b)。その結果、図 4(a) と同様の特徴が見られるので、やはり 5 年目の PDO の予測にはそれ以前の decadal ENSO の予測が重要であったことが示唆される。

それを確かめるために、アンサンブルメンバー間で、長周期の Nino3.4 インデックスと VAT300 の回帰係数分布を調べた (図 5)。予測を開始してから 2 年半後の長周期場がエルニーニョ的 (図 5a) であるメンバーほど、予測 5 年目の長周期場が正の PDO 的になるということを、図 5(b) は示しており、これは先程の示唆をより強固にする結果である。

では、どうして数年前の decadal ENSO の予測結果次第で PDO 方向のスプレッドが大きく広がってしまうのだろうか? 長周期の Nino3.4 インデックスと SLP の同時回帰係数分布 (図 5c) を調べると、予測を開始してから 2 年半後に熱帯域で長周期場がエルニーニョ的 (図 5a) になることに対応して、大気の大気北太平洋域では低気圧性偏差が卓越する傾向にあることが分かる (e.g., Nitta and Yamada, 1989; Trenberth, 1990)。この循環は、海面からの潜熱・顕熱放出や海洋混合層の攪拌を助長することで、図 5(a) の中緯度のフロント域に見られる負の水温偏差を維持・強化するセンスにあり、それが予測 5 年目の正の PDO を作りだしたと解釈できる (熱帯域がラニーニャで北太平洋の循環が高気

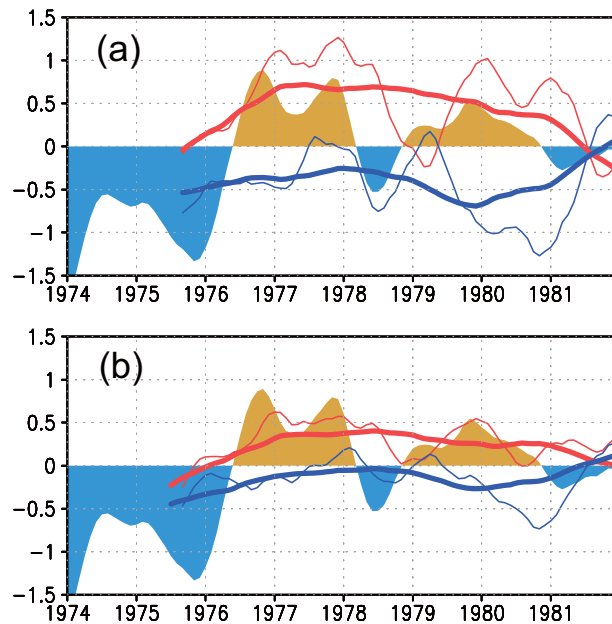


図 4: (a) Nino3.4 インデックス: 観測データ (陰影), アンサンブル平均と予測 5 年目で見積もった感度の和 (赤細線) と差 (青細線), それらの 3 年移動平均 (それぞれ太線). (b) 5 年目の予測が正の PDO 的になるメンバー (5,6,7) の平均 (赤細線), 5 年目の予測が負の PDO 的になるメンバー (4,8,10) の平均 (青細線) と, それらの 3 年移動平均 (それぞれ太線).

圧性になる場合も、それはやはり中緯度域における正の水温偏差を維持・強化するセンスになる)。よって、予測される decadal ENSO の極性如何で中高緯度ではそれぞれ逆符号の SLP 偏差、ならびに逆符号の PDO が形成されるため、PDO のスプレッドが大きく広がってしまったと考えられる。

4. まとめと議論

Decadal ENSO をうまく予測できなかったことが、PDO のスプレッドの増大を招いた一つの大きな原因であったことが分かった。予測 5 年目で見積もった $\delta x(0)$ にみられた赤道域の感度は、その後起こる ENSO のシグナルを捉えていたものと考えられる。赤道域では同時にスプレッドや RMSE も大きかったわけだが、Decadal ENSO をうまく予測できなかったことが初期誤差によるものなのか、モデルの不完全性によるものなのかを判断することは非常に難しい。近未来予測をより良い精度に行うためには、今後はモデルの性能を向上させることに加え、このモデルの中で decadal ENSO の極性がどのような初期誤差で決まるのかを明らかにすることが重要だと考えられる。

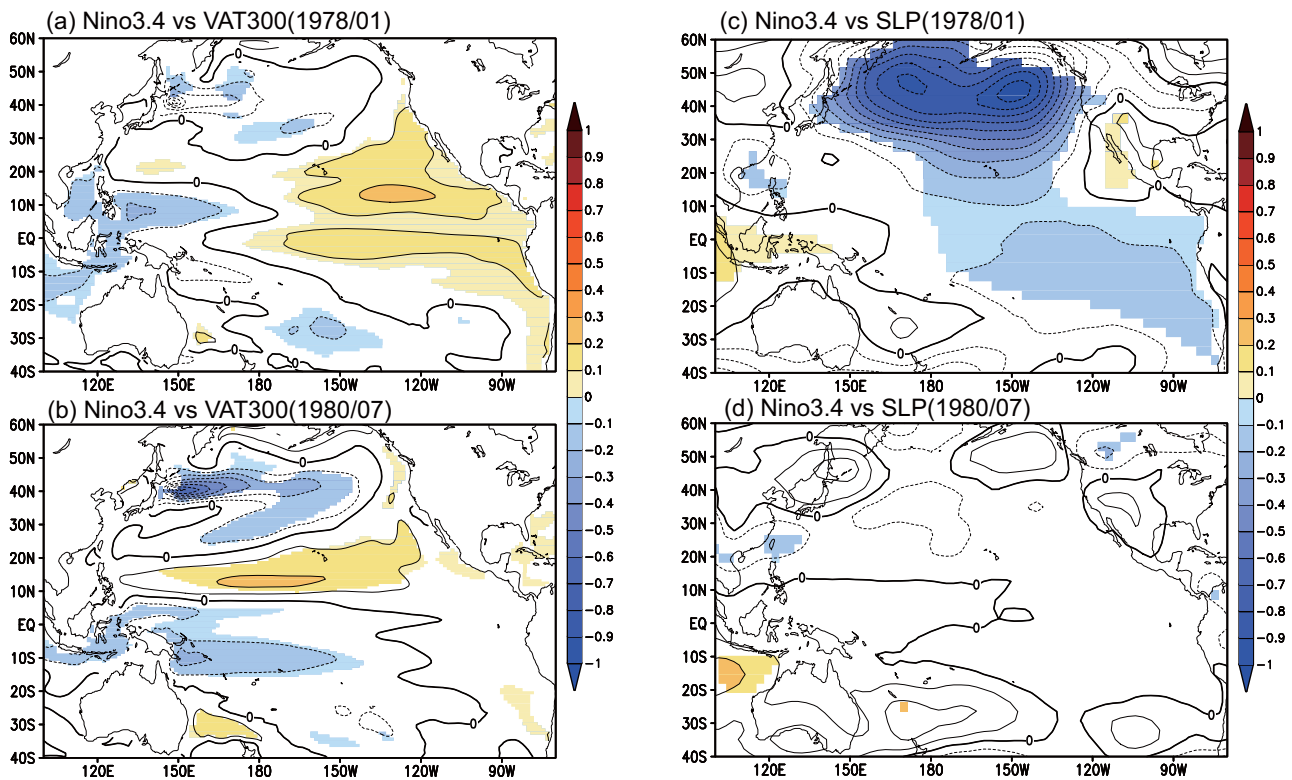


図 5: 1978 年 1 月を中心とする 3 年平均の Nino3.4 インデックスと (a) 同期間の VAT300 偏差, (b)1980 年 7 月を中心とする 3 年平均の VAT300 偏差とのアンサンブルメンバー間の回帰係数分布. 等値線間隔は 0.1[K]. (c)(d) 同じく回帰係数分布. ただし Nino3.4 インデックスと SLP 偏差. 等値線間隔は 0.1[hPa]. 90% の信頼限界で有意な所のみ陰影.

謝 辞

本研究は「21 世紀気候変動予測革新プログラム」として行われたもので、文部科学省のサポートを受けた。

参考文献

- 近本喜光, 木本昌秀, 望月崇, 石井 正好, 2008 : 近未来予測に向けたアンサンブル摂動の開発. 平成 20 年度「異常気象と長期変動」研究集会報告書.
- 榎本剛, 山根省三, 大淵濟, 2005 : アンサンブル予報を用いた簡易感度解析. 平成 17 年度「異常気象と長期変動」研究集会報告書.
- 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.
- Mantua, N. J., S.R. Hare, Y. Zhang, J.M. Wallace, and R.C. Francis, 1997 : A Pacific in-

terdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1069-1079.

望月崇, 石井正好, 木本昌秀, 近本 喜光, 渡部 雅浩, 2008 : 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. 平成 20 年度「異常気象と長期変動」研究集会報告書.

Nitta, T., and S. Yamada, 1989 : Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern Hemisphere circulation. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **67**, 375-383.

Trenberth, K. E., 1990 : Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 988-993.

Zhang, Y., J.M. Wallace, and D.S. Battisti, 1997 : ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *J. Climate.*, **10**, 1004-1020.