

大気海洋結合モデルに現れた北太平洋における長周期変動

飯塚 聡*・松浦知徳*

Low-Frequency Variability over the North Pacific Simulated in a Coupled Ocean-Atmosphere Model

By

Satoshi IIZUKA and Tomonori MATSUURA

*Atmospheric and Hydrospheric Science Division,
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan*

Abstract

The low-frequency variability of sea surface temperatures over the North Pacific during boreal winter appears in the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED) coupled ocean-atmosphere model. This variability depends on the strength of the subtropical and subpolar gyre, Ekman transport and surface heat fluxes that are caused by the variation of westerly winds associated with the strengthening and weakening of the Aleutian Low. These variabilities may be due to an atmosphere-ocean interaction in mid-latitude but are not due to the change of sea surface temperature over the tropical Pacific.

Key Words: A coupled ocean-atmosphere model, Low-frequency variability over the North Pacific

1. はじめに

最近、十年から数十年程度の周期を持つ変動が、大気及び海洋の様々な現象に存在することが指摘されている (Tanimoto et al., 1993)。特に、1977年頃を境に北太平洋で生じた急激な変化については、これまでに多くの研究がなされている (Nitta and Yamada, 1989; Trenberth 1990; Trenberth and Hurrell, 1994; Minobe and Mantua, 1999)。対応する変化は、アリューシャン低気圧の強弱のみならず、黒潮や黒潮流域の水溫変化 (Deser et al., 1996; Yasuda and Hanawa; 1997) にもみられる。また、日本近海での漁獲量 (Yasuda et al., 1999) や熱帯域での降水量 (Nitta and Kachi, 1994) の変動にも対応する変動が存在する。持続期間が長いために、この現象の理解は、日本を含む極東域での冬季の平均的な天候の予測において重要と考えられる。

Nitta and Yamada (1989) は、観測データの解析から、1977年頃を境に北太平洋で生じた急激な変化の原因

として、中部・東部熱帯太平洋での海面水溫の上昇とそれに伴い活発化した対流活動が、冬季のアリューシャン低気圧に影響を与え、さらに海上風や海面での熱フラックスの変化を通して北太平洋の海面水溫にも対応する変化を引き起こしたと考えた。また、Yukimoto et al. (1996) は、気象研の大気海洋結合モデルの結果を調べたところ、モデルに自発的に現れた北太平洋の数十年スケールの変動が、熱帯の海面水溫の変化によって作り出されており、さらに、中緯度偏西風によって励起されたロスビー波が、亜熱帯循環の南側を伝搬し、太平洋西岸に達した後、反射して赤道ケルビン波として伝搬し、熱帯の海面水溫の位相の反転をひき起こしていると結論付けている。一方、Gu and Philander (1997) は、熱帯の海面水溫の位相反転において、中緯度偏西風の強化により沈み込んだ水溫偏差が、赤道まで移流で運ばれる過程が重要であると考えている。

ところが、1989年頃に北半球で起きた急激な変化の際

*防災科学技術研究所 気圏・水圏地球科学技術研究部

には、熱帯の海面水温に対応する変化は見られていない (Kodera et al., 1996; Kawamura, 1997; 小出・小寺, 1997). Latif and Barnett (1994) は、彼等の大気海洋結合モデルに現れた北太平洋の十年スケールの周期変動は、熱帯域の海面水温には関係なく、中緯度の大気・海洋系自身によって作り出されており、その周期を決めているのは、偏西風の変化に伴う亜熱帯循環の力学的調節過程によると報告している。また、Nakamura et al. (1997) は、高密度な観測データの解析から、北太平洋の海面水温における十年スケールの変動は、亜寒帯フロント域と亜熱帯フロント域に集中して見られ、赤道域の海面水温の変動と関連するのは亜熱帯フロント域での変動のみであり、亜寒帯フロント域での変動は、中緯度の大気海洋系自身によって作り出されていることを指摘している。

このように、北太平洋の大気及び海洋現象に見られる十年及び数十年スケールの変動は、北太平洋中緯度の大気海洋系自身によって生じている可能性と、赤道域の変化によって作り出される可能性が指摘されている。しかしながら、そのどちらの影響に因るのか、また、変動の周期性を支配する機構やその変遷過程については、今のところ統一的な見解は得られていない。少なくとも、十年及び数十年スケールの現象を取り扱うためには、現時点での観測記録が十分ではないため、大気海洋結合モデルの長期積分の結果を解析することが、現象解明の手がかりへの有効な手段になると考えられる。本稿では、防災科研の結合モデルに現れた北太平洋における十年規模の変動の特徴について報告する。

2. 大気海洋結合モデル

大気海洋結合モデルの大気部分は、長期積分を容易にするために気象庁で現業の予報モデルとして用いられていた全球スペクトル・モデル (GSM8911) を、低解像度 (T42L21) に変更したものである (Sugi et al., 1990; Sugi et al., 1995)。水平分解能は約 280 km で、鉛直には 21 層配置している。積雲対流のパラメタリゼーションには、Kuo (1974) のスキームを使用し、背の低い積雲対流効果は Tiedtke (1985) に従っている。境界層過程には、Mellor and Yamada (1974) のレベル 2 の乱流クロージャー・スキームを、地表面でのフラックスの計算には、Louis et al. (1982) が提唱したスキームを用いている。また、陸面過程には、植性を考慮した SiB モデル (Sato et al., 1989) を採用している。尚、大気モデルのパフォーマンスは、Sugi et al. (1995) に詳しく記されている。

海洋部分には、GFDL の海洋大循環モデル (MOM ver. 1) を用いている (Cox, 1984; Pacanowski et al., 1990)。モデルの領域は、地中海と 80°N 以北の北極海を除く全球海洋である。モデルの水平分解能は、東西 2.0°、南北には赤道から南北 10°以内で 0.5°とし、20°N と 20°S より極側では 2.0°、その間は可変格子にしている。鉛直には 37 層取り、上層 400 m に 25 層配置している。水平渦拡散係数は $1 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{s}$ 、水平拡散係数は $1 \times 10^3 \text{ m}^2/\text{s}$

である。鉛直渦粘性、渦拡散係数は、リチャードソン数に依存する式を用いて計算している (Pacanowski and Philander, 1981)。海洋への短波放射の透過については、Paulson and Simpson (1977) の式を、不安定が生じた場合に行う対流調節には、Marotzke (1991) のスキームを使用している。また、モデルには海水過程が組み込まれていないため、60°N と 60°S より極側での表層の温度、塩分場は、Levitus (1982) の気候値に緩和させている。河川流出量の海洋への流入については考慮していない。

1988年4月のJMA客観解析データを与え、UKMO (MOHSST ver. 4, Bottomley et al., 1990) で解析された海面水温の観測値を境界条件にして、大気モデルを1989年1月1日まで積分したときに得られた状態を大気モデルの初期条件として用いた。海洋モデルに関しては、初期の水温、塩分場には Levitus (1982) の年平均気候値を与え、静止状態とした。これらの状態から、大気モデルから得られた日平均運動量、熱、淡水(塩分)フラックスで海洋モデルを駆動し、それから得られた日平均海面水温を大気モデルに与える操作を繰り返し、結合モデルを70年間積分した。その際、フラックス修正は行っていない。解析には、モデルの海面水温がほぼ平衡状態に達した15年以降の結果を用いた。尚、結合モデルの気候値や ENSO の特性については、飯塚等 (1998) に記されている。

3. 結果と考察

3.1 冬季の大気の変動

図1aは、結合モデルで再現された冬季(12, 1, 2月平均)の海面気圧及び地上風の気候値を示したものである。NCEPの再解析データや観測値の海面水温を与えて大気モデルを動かした場合に比べると、アリューシャン低気圧の位置が北東にシフトしており、また30°N付近での高压帯が強まっている (Sugi et al., 1995 参照)。これは、結合モデルの冬季の海面水温の気候値が現実とずれてしまい、熱帯のハドレー循環がずれ、その結果偏西風の位置も北にシフトしたためと考えられる。しかしながら、このようなずれはあるものの、モデルで再現された海面気圧場は、概ね観測値と一致すると言える。

冬季のモデルの海面気圧の標準偏差を見ると、アイスランド低気圧の変動に対応して北大西洋から北西ユーラシア大陸上に、標準偏差の大きな場所が存在する (図1b)。一方、日付け変更線より東の北太平洋域にかけては、アリューシャン低気圧の変動に対応する大きな標準偏差域が見られる。この標準偏差の空間分布を考慮して、180°-130°W, 30°N-60°N で平均した冬季の海面気圧をモデルのアリューシャン低気圧の変動を表す北太平洋インデックス (NPI) として定義し、その年々変化を示したものが図2である。正(負)の年は、モデルのアリューシャン低気圧が弱い(強い)年に対応する。興味深い点は、モデルのアリューシャン低気圧の強弱に7年以上の長周期の変動が見られることである。また、47/48年及び62/63年を境にして平均場がシフトするより長い時間スケール

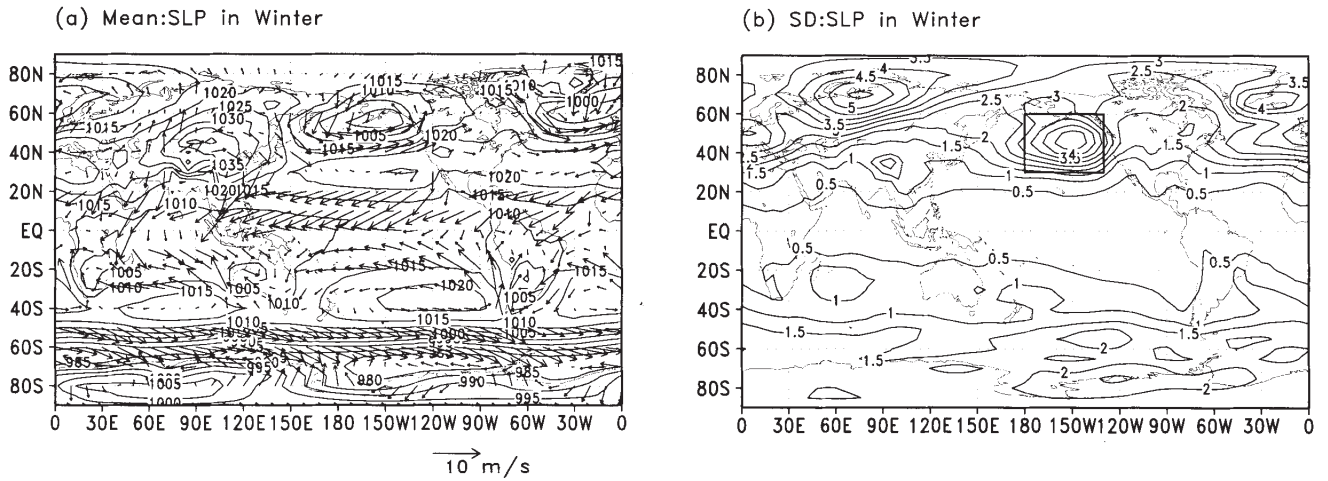


図1 (a)結合モデルにおける冬季(12, 1, 2月平均)の海面気圧と地上風の気候値(15-70年の平均)コンター間隔は5hPa
地上風の基準ベクトル(10m/s)は図の下端に記されている。
(b)海面気圧の標準偏差。コンター間隔は0.5hPa

Fig. 1 (a) Wintertime (December, January, and February) model sea level pressure and surface winds averaged from 15 to 70 years. The contour interval is 5 hPa. The reference wind vector (10m/s) is indicated on the bottom of panel.
(b) Standard deviation of the sea level pressure. The contour interval is 0.5 hPa.

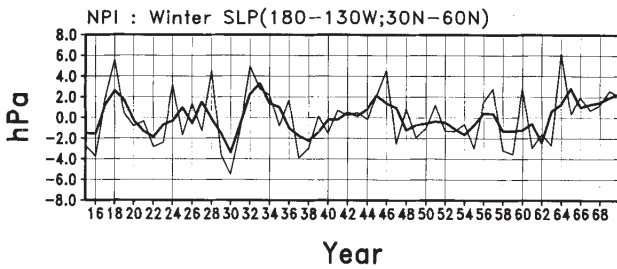


図2 180°-130°W; 30°N-60°Nの領域で平均した冬季の海面気圧(NPI)の変化。
細線は各年, 太線は3年の移動平均

Fig. 2 Time series of the NPI, which is defined as the model wintertime sea level pressure averaged over 180°E-130°W, 30°N-60°N. The thin line indicates the values for each year and the thick line is the 3 year running mean.

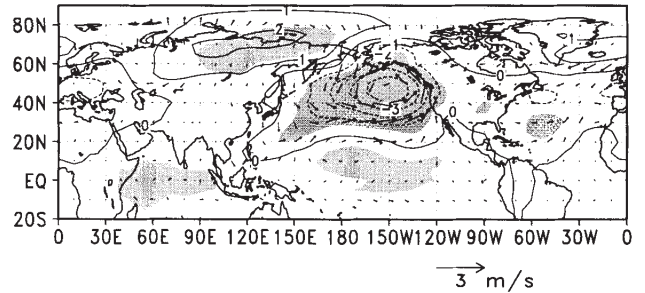


図3 NPIと冬季の海面気圧及び地上風との回帰係数。海面気圧のコンター間隔は1hPa。
NPIと海面気圧の相関係数の絶対値が0.5以上の領域は陰影で示されている。
地上風の基準ベクトル(3m/s)は図の下端に記されている。

Fig. 3 The map of linear regression coefficients between the NPI and wintertime model sea level pressure. The contour interval is 1hPa. The shading denotes absolute correlation coefficients larger than 0.5. The vector denotes the regression coefficients of the surface wind to the NPI. The reference wind vector (3m/s) is indicated on the bottom of panel.

の変化も見られる。

図 3 は、モデルの NPI とモデルの地上気圧及び地上風との回帰係数を示したものである。但し、長周期の変動に着目するために、回帰係数を計算する前に、リニアトレンドを除去してから各変数に対して 3 年の移動平均を行っている。回帰係数は、標準偏差で規格化した NPI が 1 に対しての変化量を示しており、対象とする変数もその標準偏差で規格化した場合には、相関係数に一致する。これから、モデルのアリューシャン低気圧が強まる（弱まる）時期、北太平洋の中緯度偏西風が強く（弱く）なる傾向があることがわかる。一方、亜熱帯域では貿易風が弱く（強く）なる。日本付近では、北西風が強まる（弱まる）傾向が見られ、寒冬（暖冬）になりやすいことを示している。また、シベリア北部では気温が低く（高く）なる傾向が、北大西洋の偏西風は弱まる（強まる）傾向が見られる。図には示さないが、この偏西風の変動に伴い、40°N 付近の擾乱が通過する領域では、降水量の増加（減少）も見られる。これらの結果は、観測されている十年スケールの変動と対応している (Tanimoto et al., 1993)。

3.2 冬季の海洋の変動

次に、モデルのアリューシャン低気圧の変動に対する北太平洋の海面水温の変動を見ることにする。図 4 は、モデルの NPI と冬季の海面水温との回帰係数を示したものである。相関係数の絶対値が 0.5 以上の場所は、影域で示してある。但し、図 3 と同様に回帰係数を取る際に、各変数に対してリニアトレンドを除去した後に 3 年の移動平均を行っている。モデルのアリューシャン低気圧が強まる（弱まる）時期、日本沿岸のモデルの黒潮続流域及び北太平洋中央部(180°-140°W; 30°N-45°N)で海面水温が低下(上昇)し、アラスカ沿岸で水温が上昇(低

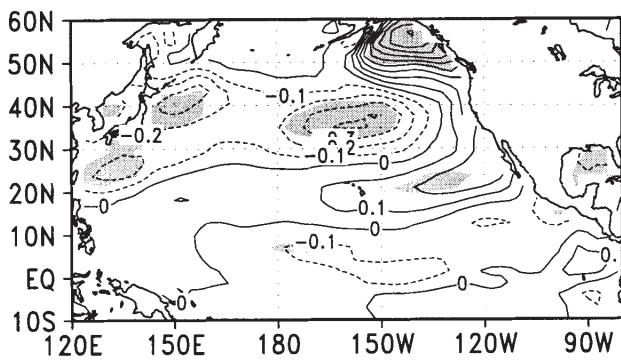


図 4 NPI と冬季の海面水温との回帰係数。コンター間隔は0.1°C。NPI と海面水温の相関係数の絶対値が0.5以上の領域は陰影で示されている。

Fig. 4 The map of linear regression coefficients between the NPI and wintertime model sea surface temperature. The contour interval is 0.1°C. The shading denotes absolute correlation coefficients larger than 0.5.

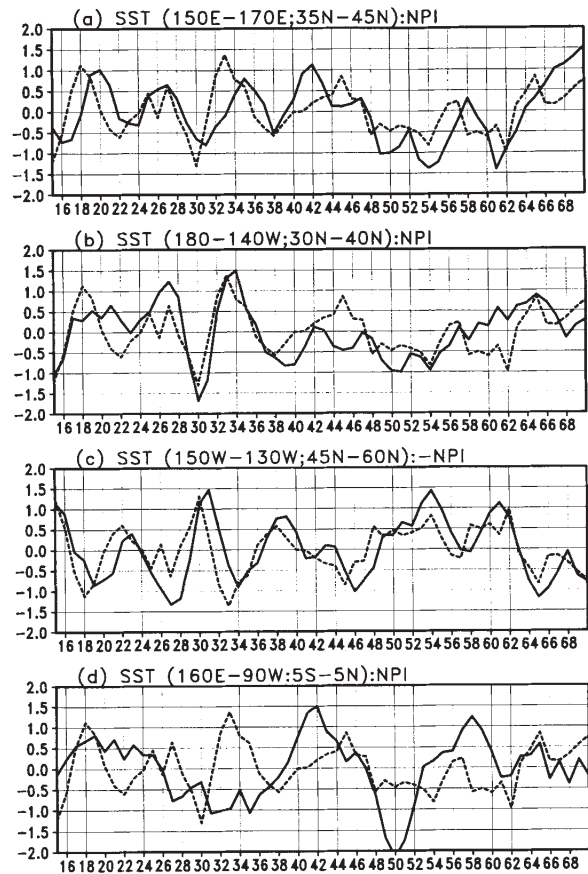


図 5 (a)黒潮続流域 (150°E-170°E, 35°N-45°N) の冬季海面水温の時間変化。(b)北太平洋中央部 (180°-140°W, 30°N-40°N) の冬季海面水温の時間変化。(c)アラスカ湾 (150°W-130°W, 45°N-60°N) の冬季海面水温の時間変化。(d)中東部赤道太平洋 (160°E-90°W, 5°S-5°N) の冬季海面水温の時間変化。いずれにも NPI の時間変化を点線で併記している。また各時系列は標準偏差で規格化し、3 年の移動平均をしている。

Fig. 5 Time series of wintertime model sea surface temperature anomalies averaged at the Kuroshio extension region (150°E-170°E, 35°N-45°N) (a), the central North Pacific (180°-140°W, 30°N-40°N) (b), the Gulf of Alaska (150°W-130°W, 45°N-60°N) (c), and the central and eastern equatorial Pacific (160°E-90°W, 5°S-5°N) (d). The dashed line is NPI. Each line is normalized and a 3-year running mean is applied to each line.

下)する傾向があることがわかる。このような海面水温偏差の空間構造は、観測された冬季の海面水温に見られる十年スケールの変動パターンに類似している (Tanimoto et al., 1993)。

水温変化の大きいモデルの黒潮統流域 (図 5 a)、北太平洋中央部 (図 5 b) 及びアラスカ湾 (図 5 c) における冬季の海面水温の変化を見ると、興味深いことに、モデルの NPI と同様に周期 7 年以上の変動が存在する。さらに、47/48 年及び 62/63 年を境にして平均場がシフトするより長いスケールの変動もほぼ対応している。一方、中東部赤道域での海面水温と NPI との対応はあまり良くない (図 5 d)。このことは、モデルで見られる北太平洋の長周期変動において、熱帯の海面水温が影響していないことを示唆している。

モデルの NPI に対応する変動は、北太平洋の海面水温のみならず、表層下 100-300 m 付近の水温や塩分にも見られる。図 6 は、ハワイの東の 160°W, 25°N における年平均温度及び塩分アノマリーの鉛直方向の時間変化を示したものである。表層 100 m 以下の温度と塩分場に同様な変動が見られる。偏西風の強まり (弱まり) に伴い、対流混合が活発 (不活発) 化し、北太平洋での表層下に沈み込む水塊の量は増加 (減少) する。偏西風が強い (弱い) 時期、北太平洋では降水量が増加 (減少) するので、沈み込む水塊は低温・低塩分 (高温・高塩分) の特性を持つ。北太平洋の亜熱帯循環域では、沈み込んだ水塊は、渦位保存から南西に移動する (Luyten et al., 1983)。このため、ハワイの東の表層下における温度、塩分場に対応する変動が見られると考えられる。しかしながら、モデルにおいては、Gu and Philander (1997) が指摘しているような中緯度で形成された水温偏差が赤道へと移動する様子は見られない。

このように、アリューシャン低気圧の長周期変動に伴い見られる大気及び海洋の長周期変動の空間的なパターンは、概ね観測事実と対応している。そこで、このような大気と海洋に見られる長周期変動の関係について次に調べる。

3.3 海洋循環の変動

まず、熱フラックスの役割について見ることにする。図 7 は、モデルの NPI と冬季の熱フラックスとの回帰係数を示したものである。但し、図 3 と同様に回帰係数を取る際に、各変数に対してリニアトレンドを除去した後、3 年の移動平均を行っている。また、相関係数の絶対値が 0.5 以上の場所は、影域で示してある。熱フラックスの回帰係数を見ると、風速の変化に伴い、日本沿岸と 30°N 以北の北太平洋では、海面での冷却が増加 (減少) する一方、亜熱帯域では海面での冷却が減少 (増加) する関係が見られる。このことから、基本的に、熱フラックスの変化を通して、海面水温が変化したものと推測される。風速の増加 (減少) に伴い海面で冷却 (加熱) 傾向にある海域の海面水温が低い (高い) ことから、観測同様に大気海洋間での正のフィードバック機構が、これらの変動の空間構造を作る上で働いていることが示唆さ

れる。しかしながら、熱フラックスと海面水温とのピークの位置を比べると、北太平洋中央部における海面水温偏差域は、熱フラックスによる冷却域のピークよりも南に位置している。このことから、エクマン流による移流効果や風による混合効果も水温偏差形成において重要な役割を果たしていると推測される。また、アラスカ湾における水温変化に対しては、そこでの湧昇効果の変化も寄与していると考えられる。一方、日本の東の海面水温偏差域に対しては、その位置がモデルの黒潮統流域を中心に見られることから、海洋循環の変動が寄与していることが推測される。

図 8 は、34°N を通過する上層 300 m のモデルの年平均黒潮流量の時間変化を示したものである。モデルの上層の黒潮流量と日本東岸での海面水温変動の間には、比較的良好な対応関係が見られる。モデルの黒潮により北向き熱流量が増加 (減少) した時、日本東岸での海面水温が上昇 (下降) する傾向が見られる。亜熱帯循環系の変動傾向を詳しく見るために、NPI とモデルの上層 300 m の年平均熱容量との時差回帰係数を図 9 に示す。Lag=0 における熱容量の回帰係数の分布を見ると、日本の東から日付変更線にかけてのモデルの黒潮統流域に熱容量の負偏差域が見られる。図には示さないが、ここでは低気圧性の循環場が見られることから、この海域の水温低下に、モデル黒潮による南からの熱流量の減少とモデル親潮による北からの冷水の移流の増加が寄与していると考えられる。一方、フィリピンの東から日付変更線にかけての 10°N から 20°N の間では、逆符号の熱容量及び循環の偏差が見られる。この熱容量アノマリーは西進した後 (図 9 b, c)、日本沿岸にそって北上してモデルの黒潮統流域に現われる (図 9 d)。この変化は、モデルの黒潮流量の増加とモデルの黒潮統流域での水温上昇を伴う。同時に、偏西風は弱まる一方で、貿易風は強化する。この後、同様な過程が符号を変えて進行し、再び偏西風が強化し、貿易風は弱化する。この風系の変化が起きる前年には、負の熱容量アノマリーが太平洋西岸沿いを北上する (図 9 d)。偏西風の強化 (弱体化) は、亜熱帯循環系に負 (正) の渦度を、亜寒帯循環系に対しては正 (負) の渦度を与えるので、亜寒帯循環系は強まる (弱まる) 一方で、亜熱帯循環系は弱まる (強まる) ことになる。このような風の応答に対して、亜熱帯循環系の傾圧的流れは、時間差をもって応答するので、結果として周期的な変動が生じると考えられる。このような偏西風に対する亜熱帯循環系の調節過程を通じた北太平洋中緯度での大気海洋変動現象の様子は、Latif and Barnett (1994) の結合モデルの結果と似ている。しかし、その周期は彼等のモデルの周期の半分程度である。また、木本 (1998) の結合モデルの結果とは周期はほぼ同じであるが、10°N から 20°N の間の熱容量アノマリーが、赤道域での海面水温に対応する変動を引き起こしていない点で異なる。

4. おわりに

本稿では、防災科学技術研究所の大気海洋結合モデル

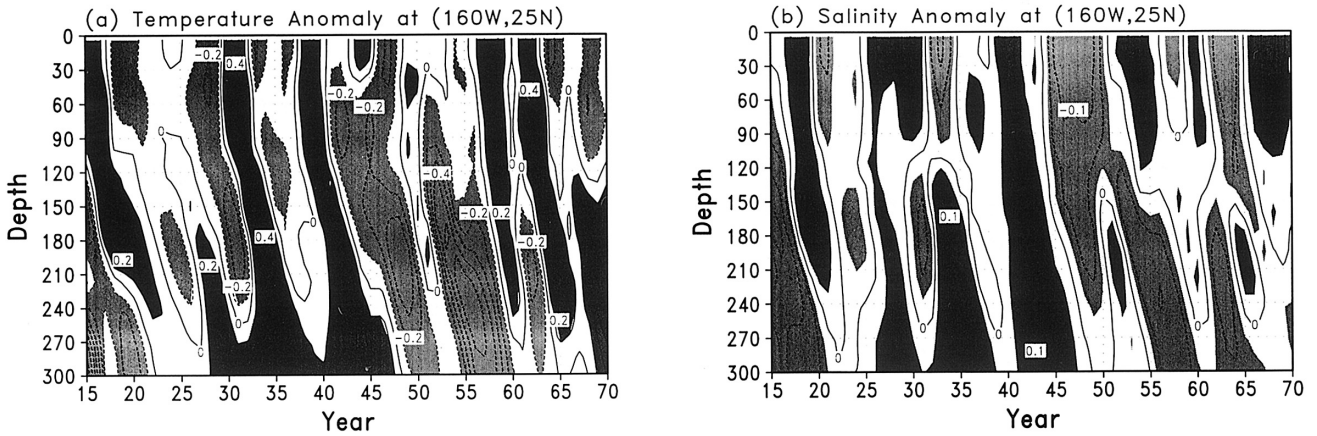


図6 (a)160°W, 25°Nにおける年平均温度偏差。
 コントラーは0.1°Cで、濃い陰影部は0.2°C以上の領域を、薄い陰影部は-0.2°C以下の領域を示す。
 (b)同じ地点での塩分偏差。コントラーは0.5パーミルで、濃い陰影部は0.25パーミル以上の領域を、薄い陰影部は-0.25パーミル以下の領域を示す。

Fig. 6 Time series of the vertical profile of annual mean temperature (a) and salinity (b) at 160°W, 25°N.

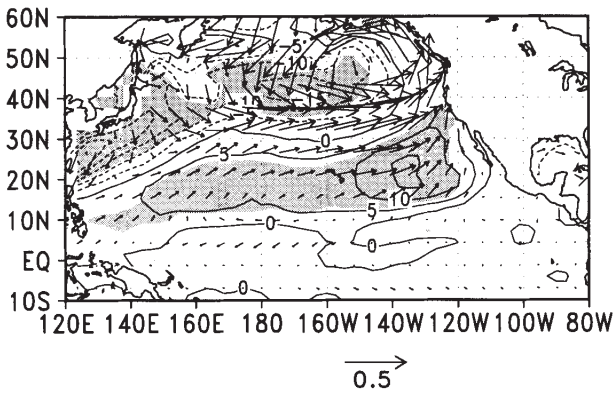


図7 NPIと冬季の海面熱フラックス及び風応力との回帰係数。コントラー間隔は5W/m²。
 NPIと海面熱フラックスの相関係数の絶対値が0.5以上の領域は陰影で示されている。
 風応力の基準ベクトル (0.5dyne/cm²) は図の下端に記されている。

Fig. 7 The map of linear regression coefficients of wintertime model wind stress and surface heat flux to the NPI. The contour interval is 5W/m². The shading denotes absolute correlation coefficients is larger than 0.5. The vector denotes the regression coefficients of wind stress to the NPI. The reference wind stress vector (0.5dyne/cm²) is indicated on the bottom of panel.

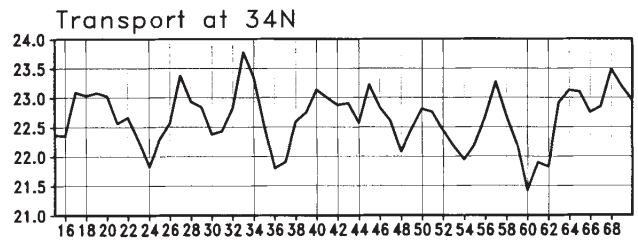


図8 34°Nを横切る日本沿岸から150°Eまでの上層300mの年平均流量の時間変化。
 リニアトレンドを除去し、3年の移動平均をしている。単位はSv。(=10⁶m³/s)。

Fig. 8 Time series of the annual mean northward transports in the upper 300m across 34°N from 130°E to 150°E.

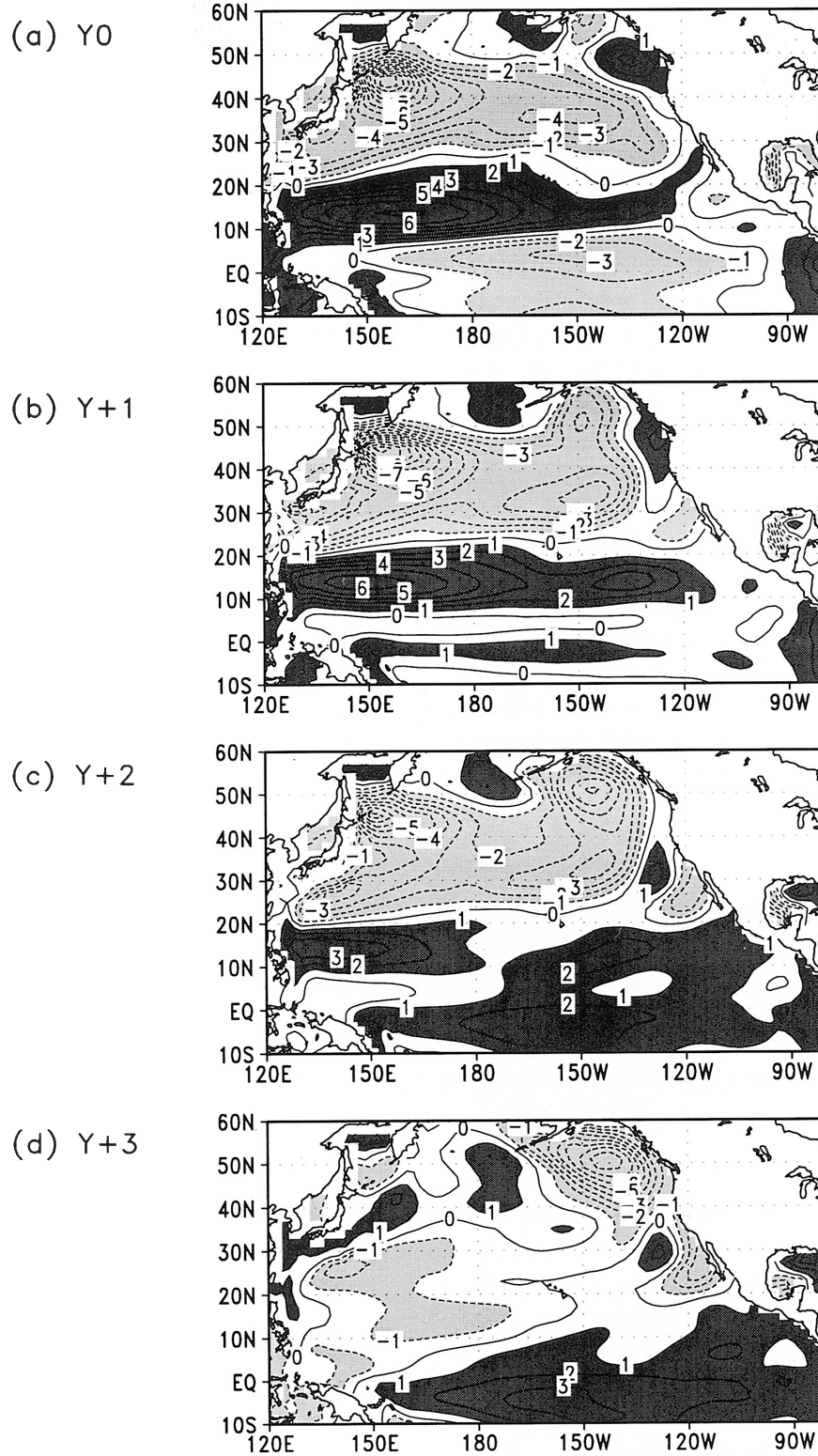


図9 NPIを基準にした上層300mの年平均熱容量の時差(Lag)回帰係数。コンターは 10^3°Cm 、濃い陰影部は 10^3°Cm 以上の領域を、薄い陰影部は 10^3°Cm 以下の領域を示す。
(a) Lag=0年, (b) Lag=+1年, (c) Lag=+2年, (d) Lag=+3年

Fig.9 The map of linear regression coefficients between the annual mean heat content in the upper 300m to the NPI for Lag=0year (a), Lag=+1year (b), Lag=+2year (c), and Lag=+3year (d).
The contour interval is 10^3°Cm . The dark (light) shading denotes heat content more (less) than 10^3°Cm .

に現れた北太平洋の長周期変動の特徴について示した。北太平洋中央部やアラスカ沿岸付近では、モデルのアリューシャン低気圧の強弱に伴う熱フラックスとエクマン流による移流効果の変化が、そこでの海面水温偏差の形成に寄与している。一方、モデルの黒潮続流域では、熱フラックスと同時に、モデルのアリューシャン低気圧の強弱に伴う亜熱帯循環と亜寒帯循環の移流効果の変動も、そこでの水温偏差の形成に寄与している。また、これらの変動は、熱帯域の海面水温異常によって作り出されたものではなく、中緯度の気象海洋相互作用によって生じている可能性がある。しかしながら、これらの海面水温偏差に対してどの様に偏西風の変動が引き起こされているのかは、現時点では明らかでない。

同様な十年スケールの変動が、北大西洋に存在することが知られている (Deser and Blackmon, 1993; Ku-Kushnir, 1994)。また、Xie *et al.* (1999) は、北大西洋の十年規模の変動と冬季北日本での気温変動とに密接な関係があることを示している。一方、Kawamura *et al.* (1998) はフィリピン付近の対流活動による夏季の日本の天候への影響の及ぼしかたにも、十年スケールの変調が見られることを指摘している。観測データの解析及び大気モデル、海洋モデル、大気海洋結合モデルを用いた実験などにより、長周期の気候変動の機構が明らかになれば、日本を含む極東域での冬季や夏季の平均的な天候の予測が可能になると考えられる。

謝辞

本研究は、特別研究「全球水文過程における災害予測に関する研究」の一部として行いました。モデルの計算は、Cray 社の T 932 にて行いました。結合モデルの大気部分を提供して頂いた気象庁には深く感謝いたします。また、計算機の利用に際し、先端解析技術研究部及び SGI 社、Cray 社の方々には御協力頂きました。

参考文献

- 1) Bottomley, M., C.K. Folland, J. Hsiung, R.E. Newell, and D.E. Parker (1990): Global Ocean Surface Temperature Atlas (GOASTA). 20 + iv pp, HMSO, London.
- 2) Cox, M. (1984): A primitive equations, 3-dimensional model of the ocean, GFDL Ocean Group Tech. Rep., No. 1. 143pp. GFDL/NOAA, Princeton, NJ.
- 3) Deser, C., M.A. Alexander, and M.S. Timlin (1996): Upper-ocean thermal variations in the North Pacific during 1970-1991. *J. Climate*, **9**, 1840-1855.
- 4) Deser, C., and M. Blackmon (1993): Surface climate variations over the North Atlantic Ocean during winter: 1990-1989, *J. Climate*, **6**, 1743-1753.
- 5) Gu, D., and S.G.H. Philander (1997): Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. *Science*, **275**, 805-807.
- 6) 飯塚 聡, 松浦知徳, 千葉 長, 杉 正人 (1998): 防災科学技術研究所の大気海洋結合モデルの特徴. 防災科学技術研究所研究報告, No. 58, 61-75.
- 7) Kawamura, R., M. Sugi, T. Kayahara, and N. Sato (1997): Recent abnormal changes in wintertime atmosphere response to tropical SST forcing. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 783-786.
- 8) Kawamura, R., M. Sugi, T. Kayahara, and N. Sato (1998): Recent extraordinary cool and hot summer in East Asia simulated by an ensemble climate experiment. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 597-617.
- 9) 木本昌秀 (1998): 環太平洋大気海洋結合変動の理解にむけて. 気候システム研究業書, 気候変動の謎に挑む, **3**, 263pp.
- 10) Kodera, K., M. Chiba, H. Koide, A. Kitoh, and Y. Nikaïdou (1996): Interannual variability of the winter stratosphere and troposphere in the Northern Hemisphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 365-382.
- 11) 小出 寛, 小寺邦彦 (1997): 冬期における最近の大気・海洋の長周期変動の特徴について. *天気*, **44**, 535-550.
- 12) Kuo, H.L. (1974): Further studies of influence of cumulus convection on large scale flow. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232-1240.
- 13) Kushnir, Y. (1994): Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmosphere conditions. *J. Climate*, **7**, 141-157.
- 14) Latif, M., and T.P. Barnett (1994): Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. *Science*, **266**, 634-637.
- 15) Levitus, S. (1982): Climatological atlas of the world ocean. NOAA Prof. Paper **13**, 178pp, U.S. Government Printing Office, Washington D.C.
- 16) Louis, J., M. Tiedtke and J.F. Geleyn (1982): A short history of PBL parameterization at ECMWF. Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization, ECMWF, 59-80.
- 17) Luyten, J.R., J. Pedlosky, and H. Stommel (1983): The ventilated thermocline. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 292-309.
- 18) Marotzke, J. (1991): Influence of convective adjustment on stability of the thermohaline circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 903-907.
- 19) Mellor, G.L. 2nd T. Yamada (1974): A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791-1806.
- 20) Pacanowski R.C. and S.G.H. Philander (1981): Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 1443-1451.
- 21) Pacanowski, R.C., K. Dixon and A. Rosati (1990): GFDL modular ocean model. GFDL Ocean Group Tech. Rep. No. 2, 46pp, GFDL/NOAA Princeton, NJ.
- 22) Paulson, E.A. and J.J. Simpson (1977): Irradiance measurements in the upper ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **7**, 952-956.

- 23) Minobe, S., and N. Mantua (1999): Interdecadal modulation of interannual atmospheric and oceanic variability over the North Pacific, *Prog. Oceanogr.*, **43**, 163-192.
- 24) Nakamura, H., G. Lin, and T. Yamagata (1997): Decadal climate variability in the North Pacific during the recent decades. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2215-2225.
- 25) Nitta, T., and M. Kachi (1994): Interdecadal variations of precipitation over the tropical Pacific and Indian Oceans. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 823-831.
- 26) 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**, 375-382.
- 27) Sato, N., P.J. Sellers, D.A. Randall, E.K. Schneider, J. Shukula, J.L. Kinter, Y.-T. Hou, and E. Albertazzi (1989): Effects of implementing the simple biosphere model in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2757-2782.
- 28) Sugi, M., K. Kuma, K. Tada, K. Tamiya, N. Hasegawa, T. Iwasaki, S. Yamada, and T. Kitade (1990): Description and performance of the JMA Operational Global Spectral Model (JMA-GSM 88). *Geophys. Mag.*, **43**, 105-130.
- 29) Sugi, M., R. Kawamura, and N. Sato (1995): The climate simulated by the JMA global model Part I: Global Feature. *Rep. of Nat. Res. Inst. for Earth Sci. and Disaster Prevention*, **54**, 155-180.
- 30) Tanimoto, Y., N. Iwasaka, K. Hanawa, and Y. Toba (1993): Characteristic variations of sea surface temperature with multiple time scales on the North Pacific. *J. Climate*, **6**, 1153-1160.
- 31) Tiedtke, M. (1985): The sensitivity of the time-mean large scale flow to cumulus convection in ECMWF model. *Workshop on convection in large scale numerical models, ECMWF*, 297-316.
- 32) Trenberth, K.E. (1990): Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 988-993.
- 33) Trenberth, K.E. and J.W. Hurrell (1994): Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climate Dyn.*, **9**, 303-319.
- 34) Yasuda, I., H. Sugusaki, Y. Watanabe, S. Minobe, and Y. Oozeki (1999): Inter-decadal variations in Japanese sardin and ocean/climate, *Fisheries Oceanography*, **8**, 18-24.
- 35) Yasuda, T. and K. Hanawa (1997): Decadal changes in the mode waters in the midlatitude North Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 858-870.
- 36) Yukimoto, S., M. Endoh, Y. Kitamura, A. Kitoh, T. Motoi, A. Noda, and T. Tokioka (1996): Interannual and interdecadal variabilities in the Pacific in an MRI coupled GCM. *Climate Dyn.*, **12**, 667-683.
- 37) Xie, S.P., H. Noguchi, and S. Matsumura (1999): A hemispheric-scale quasi-decadal oscillation and its signature in northern Japan, **77**, 573-582.

(原稿受理：2000年11月24日)

要 旨

防災科学技術研究所の大気海洋結合モデルの結果を調べたところ、冬季北太平洋の海面水温に長周期変動が見られた。この変動は、アリューシャン低気圧の強弱を伴う偏西風の変化が引き起こす亜熱帯循環と亜寒帯循環の変動やエクマン流、熱フラックスの変化によって生み出されている。これらの変動と太平洋熱帯域の海面水温の間には関係が見られず、中緯度の大気海洋相互作用によって生じている可能性が示唆される。

キーワード：大気海洋結合モデル、北太平洋の長周期変動