

冬季における最近の大気・海洋の長周期変動の特徴について

小 出 寛*・小 寺 邦 彦*

要 旨

最近数十年の冬季における, 下部成層圏・対流圏・海洋表層の長周期変動とそれらの関係について記述する. 冬季平均の北半球500hPa高度と, ほぼ全球の海面水温 (SST) の特異値分解 (SVD) 解析により, 数年以上の時間スケールを持つ変動には2つの種類があることを示す. さらに, SSTの3か月平均だけを前後にずらせたラグSVD解析を用いて, これらの変動の大気・海洋間の因果関係について考察する. また冬季平均50hPa高度と500hPa高度のSVD解析の結果から成層圏と対流圏との関連を調べる.

500hPa高度とSSTのSVD第1モード (SVD_{SST-1}) と, 500hPa高度と50hPa高度のSVD第2モード (SVD_{Z50-2}), あるいは前者の第2モード (SVD_{SST-2}) と後者の第1モード (SVD_{Z50-1}) は, 極めてよく一致する. SVD_{SST-1} , SVD_{Z50-2} は, エルニーニョ南方振動 (ENSO) のシグナルと, 1970年代半ばの熱帯太平洋SSTと北太平洋上の500hPa高度それぞれの, 階段状の急激な上昇・低下をとらえている. これに伴い中緯度では偏西風の強まりがSSTの低下を強制しており, 下部成層圏の高度偏差は波数2の成分が増大する特徴を見せた.

これに対して, SVD_{SST-2} と SVD_{Z50-1} は北半球冬季の成層圏を含む大気全体の内部変動モードと考えられる. この変動は冬季成層圏極渦の強さと密接に関係しており, 対流圏ではNAO (North Atlantic Oscillation) パターンの特徴を含むが, 東アジア域での高度場の変化も大きい. また, このモードは大気下層の風系の変化を通して中緯度のSSTにも影響を及ぼし, 特に冬から春にかけて, 北大西洋の南北三極型の偏差パターンを強める. SVD_{SST-2} や SVD_{Z50-1} の時系列は卓越した十年スケールとトレンドを持ち, 最近では1980年代末に急激に符号を変えた. このような長周期の存在は, 大気の内変動と数年以上の記憶を持つ気候要素との関連の可能性を示唆する.

1. はじめに

近年, 大気・海洋の十年~数十年規模の変動が注目を浴びている. 特に1970年代の後半に北太平洋上で起こった大気循環場の変化とそれに伴う海面水温 (SST) の低下 (柏原, 1987; Nitta and Yamada, 1989; Trenberth and Hurrell, 1994) は良く知られており, これまでの研究から熱帯中東部太平洋のSSTの偏差が対流活動の変化を通して大気循環場に影響したことが示されている (Nitta and Yamada, 1989; Kitoh, 1991; Graham, 1994; Lau and Nath, 1994; Kawamura *et al.*, 1995).

一方, 1988年から1989年にかけて北半球で様々な変化が起こったとの報告が相次いでいる. 例えば, 北極圏の海面気圧 (Walsh *et al.*, 1996), 北半球の積雪被覆 (Robinson *et al.*, 1993), オホーツク海南部の海水 (Tachibana *et al.*, 1996) などが挙げられる. この時期には冬季の北半球の大気循環場に大きな変化が見られ, North Atlantic Oscillation (NAO) インデックスが強まり (Hurrell, 1995), 日本を含む極東域で冬の気温が上昇したほか, ユーラシア北部での著しい昇温が報じられている (Yatagai and Yasunari, 1994; Yasunari *et al.*, 1995).

500hPa高度とほぼ全球のSSTを用いて, 時間スケール別に特異値分解解析 (Singular Value Decomposition analysis, 以下SVD解析と略称) を行ったKachi and Nitta (1997) によれば, 十年以上の時間ス

* 気象研究所気候研究部.

—1996年8月1日受領—

—1997年6月2日受理—

ケールに対する SVD 解析の第 1 モードと第 2 モードがそれぞれ上記の 70 年代後半, 80 年代末の変化に対応する。

一方, 80 年代を通して, 冬季成層圏の極渦が強まっていることが指摘されている (Kodera and Yamazaki, 1994)。また, 成層圏の極夜ジェットの強弱は大気中のプラネタリー波の伝播特性を変化させることにより, 対流圏の循環場に影響を与えることが, 大循環モデルによる実験から確認されている (例えば Boville, 1984; Kodera *et al.*, 1991)。観測データに正準相関解析を適用して下部成層圏 50hPa 高度と対流圏の高度・温度場の関係を論じた Perlwitz and Graf (1995) は, 冬季成層圏と対流圏の結びついた変動に 2 種類のものがあり, 片方はエルニーニョ南方振動 (ENSO) に関係してアリューシャン低気圧の変動を伴って強化され, 他方は成層圏の極渦の強さと対流圏の循環場に関係していることを示した。また, Kodera *et al.* (1996) は冬平均の 50hPa 高度場から経験的直交関数 (EOF) 解析により 2 つの異なる長周期変動を見出し, 一方は ENSO に関係するものであるが, 他方は成層圏の極渦の強さに関係しており, 大気に内在する力学的な効果による変動性の現れであることを示唆している。

これらに対して, Kitoh *et al.* (1996) は, 大気海洋結合モデルの長期積分において, 冬の帯状平均東西風の第 1, 第 2 EOF 主成分の時系列と, 500hPa 高度およびモデル SST との相関係数を計算し, 観測にほぼ対応する 2 つのモードを見出した。

このように最近の長い時間スケールの大気・海洋表面の変動には, 熱帯の SST と直接関係するものと, それとは全く異なるタイプがあることが, 最近の研究から次第に明らかになりつつある (渡部・新田, 1997)。

本稿の目的は, このような最近の冬季の大気・海洋の, 数年以上の時間スケールを持つ変動を抽出し, 特に 80 年代以降の変化について, その特徴を記述することにある。大気・海洋結合系の長期変動のモードを抽出するため, 最近良く使われる統計的な解析手法の 1 つである SVD 解析を用いる。SVD 解析は 2 つの空間分布する変数の間で相関の高い変動を抽出する方法である。次節では, SVD 解析について簡単に説明し, 続いて第 3 節でこれを 500hPa 高度と SST に適用した結果を示す。また SVD 解析のような統計解析では大気と海洋の変動の結びつきは示せるが, それらの因果関係については分らない。これについて考察するため

に, 2 つの変数間の時間をずらせたラグ SVD 解析を行う。一方, 大気の変動の特性を理解するためにはその鉛直構造も知る必要があり, 第 4 節では対流圏の変動と下部成層圏との関係について, 500hPa 高度と 50 hPa 高度の SVD 解析を用いて調べる。これらの結果について第 5 節で議論する。

2. データと解析手法

データは全て月平均値で, 気象庁気候情報課 (旧長期予報課) 編集の北半球 500hPa 高度と, 気象庁海洋課の解析による全球 SST, ベルリン自由大学成層圏研究グループの解析による北半球 50hPa 高度を用いた。500hPa 高度は緯経度 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ の格子点データで $20^{\circ}N \sim 90^{\circ}N$ を使用した。1974 年 1 月~1982 年 2 月に $20^{\circ}N$ 上の北大西洋上の数点に欠測値がある。SST はもとの緯経度 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 格子を $4^{\circ} \times 5^{\circ}$ に平均し, 欠測の格子は周囲から内挿して $38^{\circ}S \sim 58^{\circ}N$ を使用した。ただし南東太平洋の一部はデータが欠けている。期間は共に 1963 年から 1996 年まで (33 冬) を使用した。これより以前では 500hPa 高度の低緯度側に欠測値が多いためである。また, 50hPa 高度のデータは, ベルリン自由大学の主観解析データを $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ 格子にあてはめた格子点データの $10^{\circ}N$ 以北を, 1963 年から 1994 年までの 31 冬について使用した。本稿では冬平均は 12, 1, 2 月の 3 か月で平均し, 冬を特定する西暦年は, 原則的に 1, 2 月に対応するものとする。

解析手法としては最近多く用いられている SVD 解析を用いた。この手法については既に多くの解説がなされているので (例えば Bretherton *et al.*, 1992; Iwasaka and Wallace, 1995; 谷本, 1996), ここでは簡単に説明しておく。SVD 解析は 2 つの異なるベクトル場の時系列から互いの場と関連する時空間変動を抽出する統計的手法の 1 つである。これを適用することにより, それぞれの場で空間直交性を持つ空間パターンとその展開係数の時系列が得られる。SVD 解析で取り出されたモードが上位であるほど 2 つの場に対応する空間パターンが出現する確率が高くなる。もともと SVD は線形代数の演算の 1 つで, 任意の $M \times N$ 行列 ($M \geq N$) を, $M \times N$ の列直交行列 U と, $N \times N$ の非負対角行列 W , $N \times N$ の直交行列の転置 V^T , の 3 つの行列の積に分解する技法であるが (Press *et al.*, 1992), これを利用して, 2 つの異なるベクトル (例えば, SST 場 M 点と 500hPa 高度場 N 点など) の時系列から, 互いの格子点間の共分散行列や相関行列を

計算し、さらに SVD を行なうことで、互に関連性の高い変動モードを抽出することができる。ここでモードの順位は W の対角成分(特異値)の 2 乗が大きい順に決まり、そのモードで説明できる共分散の 2 乗和が大きい順に等しい。得られた U, V の直交ベクトルは、それぞれが N 個の空間パターンに対応しており、これらを用いて元の場を展開すれば、それぞれの場に対して N 組の展開係数の時系列が得られる。

変動の空間分布を見るためには時系列と各格子点のデータとの線形回帰係数(または相関係数)を計算して図示するが、相互関係を調べる相手の場の時系列との関係を使うか、自身の時系列との関係を使うかの 2 つの方法があり、前者を heterogeneous regression(または correlation) map、後者を homogeneous regression map と呼ぶ。異なる場の相互の関係を明瞭に示すことから、heterogeneous regression map を使うのが一般的である。もし 2 つの場と同じデータを使って SVD 解析を行えば、対象となる行列は正方行列となり通常の EOF 解析と全く同じになる。

SVD 解析で得られる各々の変動モードを評価するために幾つかのパラメーターが用いられる。 W の対角成分の 2 乗和に占める特異値の 2 乗の割合は squared covariance fraction (SCF) と呼ばれ、そのモードの相対的な重要性を示す。また時系列同士の相関係数 r は、2 つの場の相互の強さを示す。そのモードにおいて、片方の場の時系列が、他方の場の変動全体のどれだけを説明するかという指標は、heterogeneous correlation map の格子点値の 2 乗を、解析した空間内で平均した variance fraction (VARF) を使う。

本稿における SVD 解析は、全て解析期間の平均値からの偏差の相関行列を用いて行った。500hPa 高度と SST の場合、空間的には、500hPa 高度は各緯度円上で内挿し、低緯度と高緯度の格子点の密度をほぼ同じにしてから 1 次元に並べ直して $N=571$ に、高緯度を含まない SST については、陸地を含まない元の格子点の値を全て使って $M=1076$ としてから、相関行列を計算した。500hPa 高度と 50hPa 高度の SVD 解析については、緯度円上の内挿を用いる代わりに、格子点値の代表する面積の平方根で重みをかけて相関行列を計算した。結果はどちらでも変わらないが後者の方が処理自体は簡便である。また時間的には、どちらの場合も元のデータ時系列に含まれる階段状の変化の特徴をとらえるため、Kachi and Nitta (1997) とは異なり、

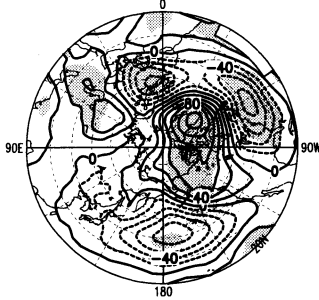
リニアトレンドの除去や時間フィルターを使う前処理は行っていない。

3. 500 hPa 高度と SST の関係について

まず、最近の長期変動について単純な方法で見えておく。70年代に起きた対流圏の循環場の変化がどのようなものであるかを見るために、1976年夏を境とした前後の 5 冬平均の 500hPa 高度の差をとって、第 1 図 a に示す。危険率 5% の両側 t -検定に基づく有意差のある領域には陰影を施した。北太平洋に 80m 以上の高度の低下が見られ、カナダ北部からグリーンランドにかけては高度上昇、北アメリカ東岸からヨーロッパにかけては帯状に高度の低下が見られる。この期間に北太平洋上で有意な差のある領域は小さく、北太平洋域での年々の変動の大きさをうかがわせる。これに対して、アラスカから北大西洋周辺、カスピ海付近までは有意な差が広く分布する。同様に求めた SST の変化を第 1 図 b に示す。中緯度南北太平洋で低下、熱帯太平洋から南北アメリカの西岸で上昇が見られ、昇温域は赤道の日付変更線付近と、カリフォルニア沖から赤道に伸びる領域、熱帯東太平洋でそれぞれ 1.0°C 以上のピークを持つ。また昇温量は小さいが、北大西洋亜熱帯域にも広く有意な差が存在する。北太平洋で最も低下の激しいのは 30°N , 160°W あたりで -1.0°C 以下となっているが、赤道に対してほぼ対称に南太平洋にも -1.0°C の降温が見られる。第 1 図 b は Miller *et al.* (1994) の Fig. 6 と同じ期間で表示しており、データソースは異なるが細部まで良く一致する。

一方、第 1 節で示したように 1988 年から 1989 年にかけて北半球で様々な変化が起こっている。この時期に起こった変化として、1988 年夏を境とする前後 5 冬の平均の差(第 2 図)を見ると、SST の熱帯での変化はほとんど見られず、70年代の変化とは違った変動であることが分る。また、500hPa 高度のグリーンランドと北大西洋周辺では偏差のパターンが 70年代のもの(第 1 図 a)の裏返しになっており、グリーンランド西部には 120m もの高度低下が生じている。これに対して太平洋側のアジアから北アメリカ西部にかけてのセクターでは、70年代と変化の様相は大きく異なっている。日本を含む極東アジア域で 60m の高度上昇があり、アラスカの高高度変化は小さい。北半球の SST の変化(第 2 図 b)は中緯度に偏っており、北太平洋中部の 40°N 付近に最大 1.5°C 程度の昇温が見られ、その南北は弱い降温域となっている。また北大西洋の 40°N 付近にも、

(a) Z500 DJF (1981-77)-(1976-72)



(b) SST DJF (1981-77)-(1976-72)

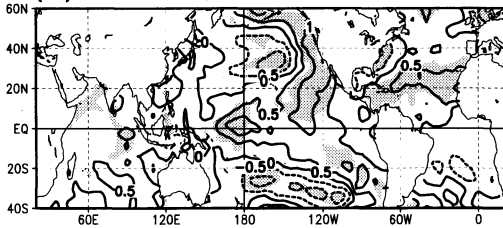
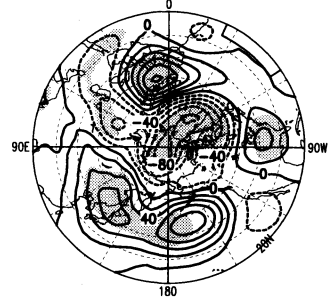


Fig. 1 (a) Difference map between 5-winter averages of unfiltered 500hPa geopotential height : (1977/78~1981/82) - (1971/72~1976/77). Contour interval is 20m. Shaded areas indicate where *t*-test exceed 5% significance level. (b) As in (a), but for unfiltered SST. Contour interval is 0.5°C.

(a) Z500 DJF (1993-89)-(1988-84)



(b) SST DJF (1993-89)-(1988-84)

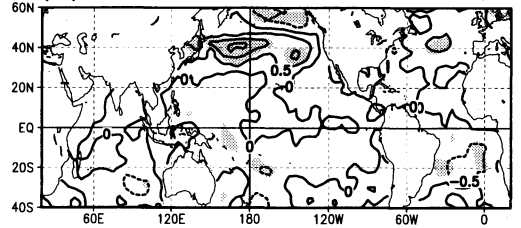


Fig. 2 As in Fig. 1, but for (1988/89~1992/93) - (1983/84~1987/88).

ピークで0.8°Cの昇温が見られる。

これら大気と海洋の変動がどのように関連して起こっているかを調べるために、1964~1996年の冬平均500hPa高度と冬平均SSTのSVD解析を行った。以下では500hPa高度とSSTから求めたSVD第1モードを SVD_{SST-1} 、第2モードを SVD_{SST-2} と呼ぶことにする。 SVD_{SST-1} について、SSTの展開係数と500hPa高度の線形回帰図 (heterogeneous regression map)、500hPa高度の展開係数とSSTの線形回帰図、および展開係数の時系列をそれぞれ第3図a, b, cに示す。空間パターンは線形回帰係数で表示し、互いの場の展開係数時系列との相関係数が絶対値で0.4以上の領域には陰影をつけた。独立なデータ数が33の場合、両側5%水準で有意な相関係数は0.344、両側1%水準では0.442である。実際には各年は完全に独立ではないが、およその目安にはなるであろう。展開係数は解析した期間の標準偏差で規格化してあるので、例えば500hPa高度の図で20mの等値線は、SSTの展開係数が+1標準偏差だけ変化した時に20m高度が上昇する領域を示している。

SVD_{SST-1} は熱帯太平洋のSSTの変動と結びついた北太平洋~北アメリカ上の高度場の変動である。500hPa高度の空間パターン (第3図a) は北太平洋東部からカナダにかけての逆符号のシグナルと低緯度に帯状に広がる正相関が特徴的であり、これまで示されたENSOに対する冬の北半球対流圏の応答パターンと良く一致する。SSTの空間分布 (第3図b) は中東部熱帯太平洋の赤道付近の正の値が最も大きく、中緯度北太平洋にそれと逆符号の領域がある。また、値は0.2°C程度と小さいが、インド洋、北大西洋の正のシグナルも有意なものがあり、日本の南にも正相関がある。展開係数のピークを見ると (第3図c)、例えば1966, 1970, 1973, 1983, 1987-88の主なエルニーニョ年がとらえられており、これがENSOと関連した変動であることは容易に分る。また、展開係数の時系列は1970年代前半に大きな負の値を示しているが、1977年以降は、ほとんど0か正の値となっており、数十年以上の時間スケールの変化が重なっていることが見て取れる。一方、第1図aの北大西洋からグリーンランドにかけてのパターンは第3図aにはほとんど見られない。

第2モードである SVD_{SST-2} を見ると、500hPa高度の空間パターン (第4図a) は80年代末に起こった変化 (第2図a) の特徴を良くとらえている。つまり、極域で高度が低く中緯度で高くなるというシーソー・

SVD1 Z500(DJF)-SST(DJF) Lag:0
(a) VARF=10.1% Z500 Hetero.Reg.[m]

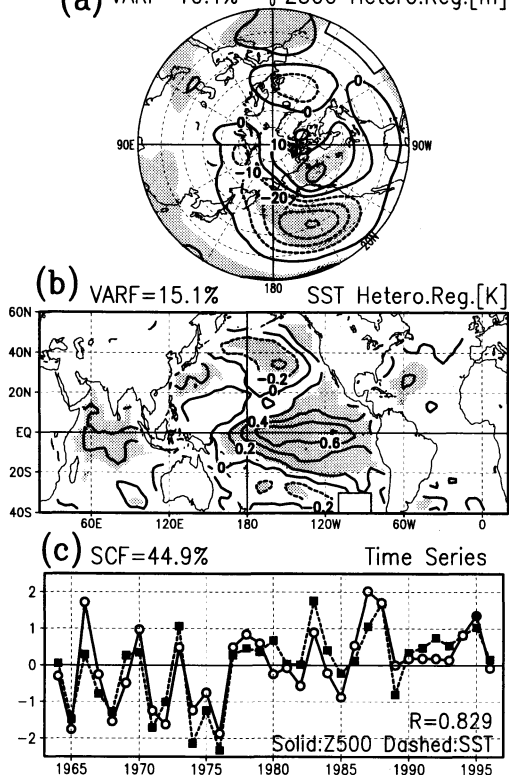


Fig. 3 The first SVD mode of winter (DJF) 500-hPa height in the Northern Hemisphere ($20^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{N}$) and quasi-global SST ($38^{\circ}\text{S}\sim 58^{\circ}\text{N}$) for 1963/64~1995/96. (a) Heterogeneous regression map for 500hPa height where the local unfiltered height anomaly is linearly regressed with the expansion coefficient of SST shown in (c). Contour interval is 10m. Shading indicates where the absolute heterogeneous correlation is greater than 0.4. (b) Heterogeneous regression map of SST, where the local unfiltered SST anomaly is linearly regressed with the expansion coefficient of the height. Contour interval is 0.2°C . (c) Time series of the normalized expansion coefficients for 500-hPa height (solid) and SST (dashed).

SVD2 Z500(DJF)-SST(DJF) Lag:0
(a) VARF=13.7% Z500 Hetero.Reg.[m]

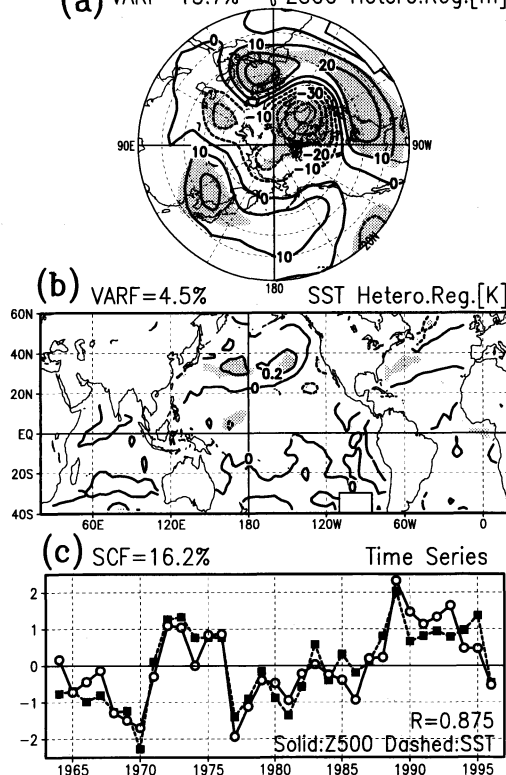


Fig. 4 As in Fig. 3 but for the second SVD mode.

1970~72年, 1976~77年にも階段状の変化をしており, 1976年を境とする前後の5冬平均の差(第1図a)に見られる北太平洋からグリーンランドにかけての変化も, このモードにとらえられているようである. 1980年代末以降はずっと正の値が持続していたが, 1996年始めにはわずかに負に転じた. さらに, このモードにはより長い時間スケールのトレンドもあるように見える. SSTとの関係を見ると(第4図b), 相関は弱いだが北太平洋と北大西洋の中緯度域に正のシグナルがあり, 熱帯域に有意な関係はほとんど見られない.

以上, 500hPa高度とSSTの関係性をSVD解析により調べてきたが, このような統計解析では2つの変数間の変動の結びつきは示せるものの, それらの因果関係については分らない. 原因と結果について考察するために500hPa高度とSSTの間で時間をずらせたラグSVD解析を行った. 大気の循環場は季節ごとに大きく性質が変わるため, 500hPa高度は冬季(12, 1, 2月平均)に固定し, SSTの3か月平均値を1か月ず

パターンで, その中でも特に, カナダ北部~グリーンランド域の負域, ヨーロッパから北アメリカ東部, 東アジアの正域が特徴的である. 展開係数の時系列(第4図c)は80年代前半は, 小さな負の値だが, 1989年以降大きな正の値となり, このモードが80年代の終わりに起こった変動を良く表していることが分る. また,

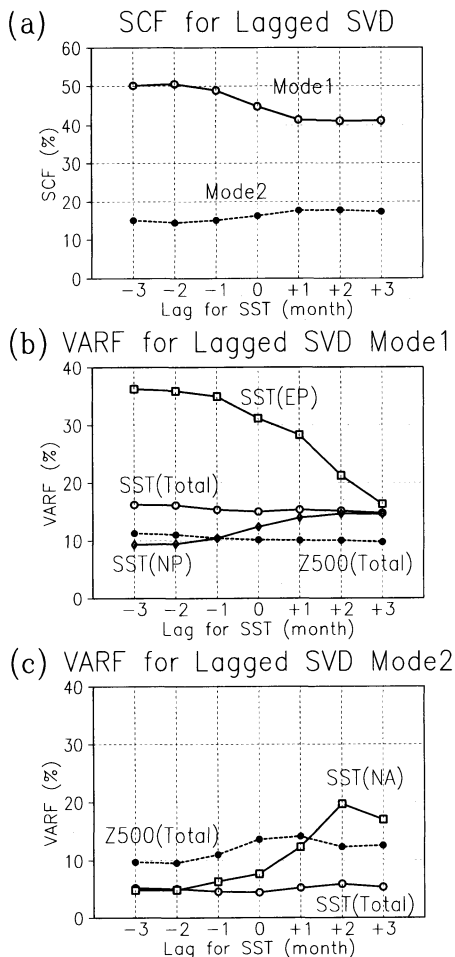


Fig. 5 Squared covariance fraction (SCF) and variance fraction (VARF) based on lagged SVD analysis are plotted as functions of lag with which 3-month averaged SST leads winter 500hPa height (for DJF). A positive lag denotes the height leads SST and vice versa. (a) SCFs for the first and the second SVD modes, (b) VARFs for the first mode of 500hPa height (Z500 Total: 20°N~90°N), quasi-global SST (Total: 38°S~58°N), equatorial Pacific SST (EP: 14°S~14°N, 120°E~80°W), and north Pacific SST (NP: 14°N~58°N, 120°E~105°W). (c) VARFs for the second mode of 500hPa height (Z500 Total: 20°N~90°N), quasi-global SST (Total: 38°S~58°N) and north Atlantic (NA: 14°N~58°N, 80°W~0°). In (b) and (c), VARF values are obtained by averaging the squared heterogeneous correlation coefficients over each of the domains as indicated.

つ前後に最大3か月ずらせて相関行列を計算し、SVDを行った。

第5図にはラグSVD解析の各モードのSCF, VARFの時間ラグによる変化を示す。例えば、500hPa高度(Z500)のVARFは、解析領域内の高度場の変動全体をSSTの展開係数がどれだけ説明できるかを示す数値であるが、ここでは、気候・海洋間の相互作用の性質が全く異なる熱帯域と中高緯度を一緒にして扱っているという点に注意する必要がある。この点を考慮してSSTのVARFについては領域別に計算した値も示しておく。図中の記号は赤道太平洋(EP: 14°S~14°N, 120°E~80°W), 北太平洋(NP: 14°N~58°N, 120°E~105°W), 北大西洋(NA: 14°N~58°N, 80°W~0°)の各領域で面積加重平均したことを表す。第5図はSVD_{SST-1}とSVD_{SST-2}の違いを集約して表している。

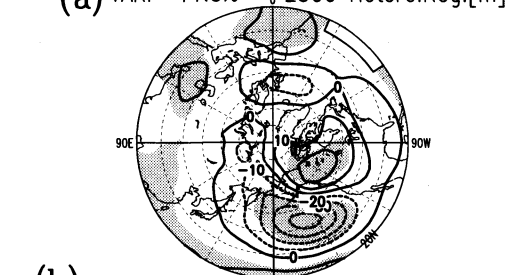
SCF(第5図a)でラグのとり方によるモードごとの特徴を見てみると、SVD_{SST-1}ではSSTを先行させた場合に、SVD_{SST-2}ではSSTを遅らせた場合に、SCFの値はラグなしの場合より大きくなる。SCFは第1モードが圧倒的に大きく45%前後を占め、SVD_{SST-2}は16%程度を占める。これはSVD_{SST-1}のSSTの空間パターン(第3図b)が熱帯の広い範囲にシグナルをもっているのに対し、SVD_{SST-2}はSSTのシグナルがほとんど見られず(第4図b)、気候の変動が大半を占めているためだと考えられる。従ってSCFの大小は、解析に使用した領域の変動において、各モードが占める割合に依存することに留意すべきである。

SVD_{SST-1}のVARF(第5図b)はSSTが先行する場合に赤道太平洋域では約36%を占め、SSTが3か月遅れると半分以下まで落ち込む。北太平洋中高緯度だけでは逆にSSTを遅らせた場合にVARFが増大し、+3か月で15%に達する。SST全体のVARFは、解析領域に相反する傾向を含むため変動幅が少ないが、面積の大きい赤道太平洋域の変化を反映している。500hPa高度のVARF(20°N以北全域)は10%前後で、こちらもSSTが先行するとわずかに増加した。

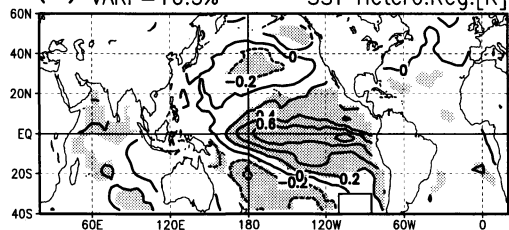
一方、SVD_{SST-2}(第5図c)はSSTの時間を遅らせるとVARFが増加し、特にラグ+2か月で北大西洋域のSSTの変動を良く説明するが、全域で平均するとSSTとは関係が弱い。SVD_{SST-2}は500hPa高度についてはSVD_{SST-1}と同じかそれ以上の変動を説明する。

SVD_{SST-1}では、ラグの変化に対してVARFの変

SVD1 Z500(DJF)-SST(SON) Lag:-3
(a) VARF=11.3% Z500 Hetero.Reg.[m]



(b) VARF=16.3% SST Hetero.Reg.[K]



(c) SCF=50.1% Time Series

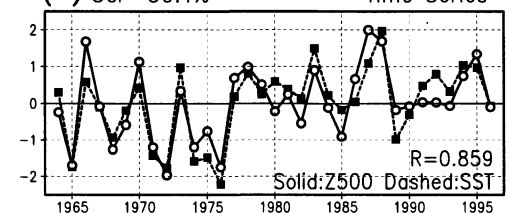
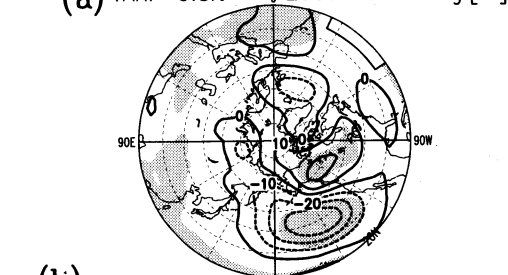
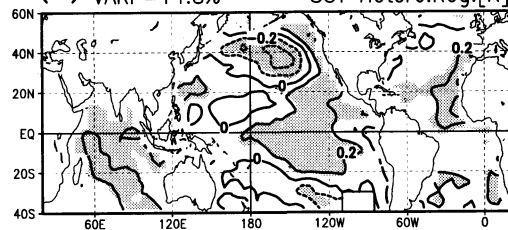


Fig. 6 As in Fig. 3, but for a SVD analysis with lag of -3 months (i. e., for SON-mean SST and DJF-mean 500hPa height).

SVD1 Z500(DJF)-SST(MAM) Lag:+3
(a) VARF=9.8% Z500 Hetero.Reg.[m]



(b) VARF=14.8% SST Hetero.Reg.[K]



(c) SCF=41.2% Time Series

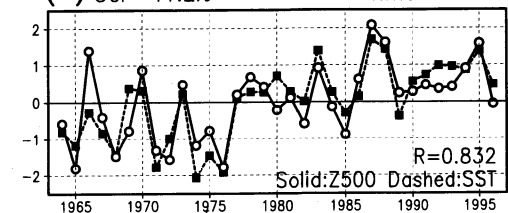


Fig. 7 As in Fig. 3, but for a SVD analysis with lag of +3 months (i. e., for MAM-mean SST and DJF-mean 500hPa height).

化が相対的に緩やかで、北太平洋平均を除いて SST のラグ-3か月で VARF の値が最も大きくなるが、SVD_{SST-2} の場合はラグの変化に対して VARF の変化が SVD_{SST-1} よりも急激であり、500hPa 高度と SST の VARF にそれぞれラグ+1、+2 か月でピークが現れる。このことは変動を強制していると見られる側の場合 (SVD_{SST-1} では SST, SVD_{SST-2} では 500 hPa 高度) において、卓越する時間スケールの違いを表すと考えられよう。

第 6 図に冬平均の 500hPa 高度とそれに 3 か月先立つ 9, 10, 11 月平均の SST のラグ SVD 解析第 1 モードを示す。VARF, SCF だけでなく r の値もわずかにラグをとる前よりも大きい。500hPa 高度の空間パターン (第 6 図 a) にはそれほど大きな変化はないが、SST は中東部熱帯太平洋で変動幅と有意な相関域が増大している (第 6 図 b)。一方、時間ラグを逆にして SST が大気に 3 か月遅れる方にずらした時 (第 7 図

は SST の熱帯太平洋のシグナルは有意だが絶対値が小さくなる。しかし、興味深いことにインド洋と北大西洋、日本の南の 20°N 付近に見られる正相関域、中緯度北太平洋の負相関域は強まる。ラグの時間スケールから見て、基本的にこれらのラグ相関は ENSO の影響が大きいと見られる。第 3 図と第 6, 7 図では SST の季節が異なることから、線形回帰表示では標準偏差の違いに影響される可能性があるが、相関係数で見た場合もここで示した傾向は変わらない。

第 2 モード SVD_{SST-2} については、第 8 図に冬の 500hPa 高度とそれに 1 か月先立つ 11, 12, 1 月平均の SST のラグ SVD 解析の結果を示す。大気の空間パターンにほとんど変化がないのは SVD_{SST-1} と同様だが、SST にはほとんど有意な相関が見られない。第 9 図には逆に 1 か月遅れた 1, 2, 3 月平均の SST を使った場合の SVD_{SST-2} を示す。特に南北に負・正・負の相関が並ぶ北大西洋の三極型のパターンが特徴的

SVD2 Z500(DJF)-SST(NDJ) Lag:-1
(a) VARF=11.0% Z500 Hetero.Reg.[m]

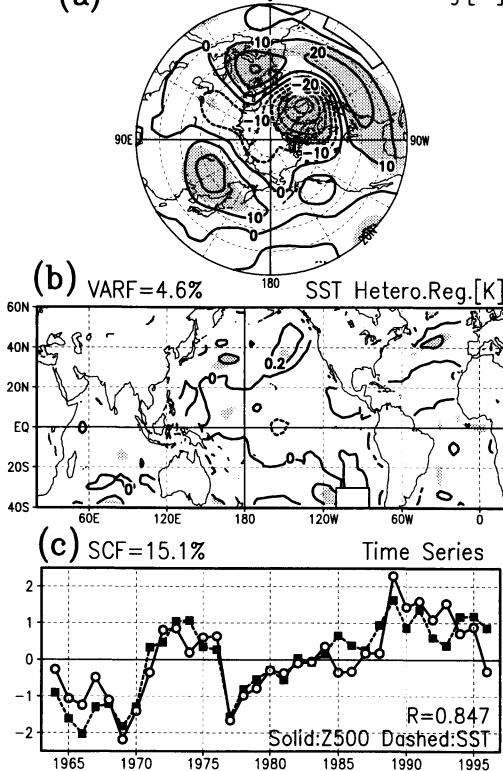


Fig. 8 As in Fig. 4, but for a SVD analysis with lag of -1 month (i. e., for NDJ-mean SST and DJF-mean 500hPa height).

SVD2 Z500(DJF)-SST(JFM) Lag:+1
(a) VARF=14.2% Z500 Hetero.Reg.[m]

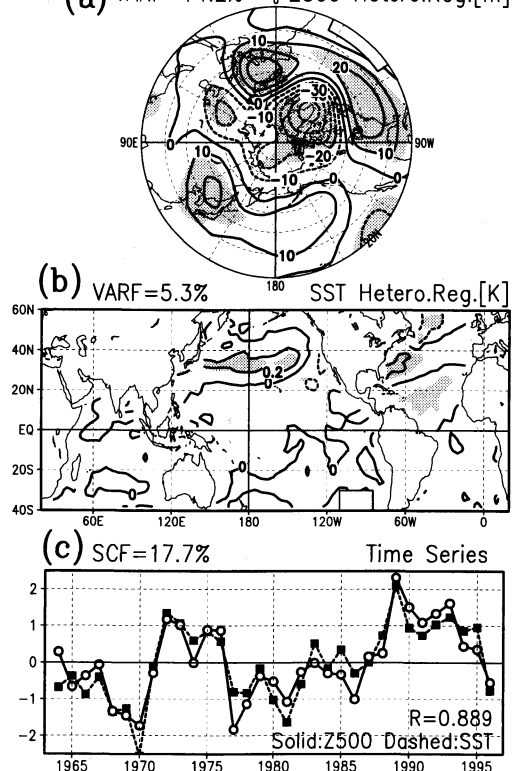


Fig. 9 As in Fig. 4, but for a SVD analysis with lag of +1 month (i. e., for JFM-mean SST and DJF-mean 500hPa height).

で、北太平洋の30°N帯でも正の値が第4図bに比較して大きくなっている。また時系列の1989年以降の強まりは第4図cに比較してもより顕著に現れている。ここで図は示さないが、ラグを2~3か月遅れにした場合、SSTの北太平洋の偏差は弱まり、北大西洋の偏差は正負共にさらに強くなった。

以上の結果についてまとめると次のようになる。

(1) 500hPa高度とSSTの冬平均同士でのSVD解析第1モード(SVD_{SST-1})は熱帯太平洋SSTと北太平洋~北アメリカ上の大気循環場に関係し、SSTについては中緯度北太平洋とインド洋、北大西洋、日本の南にも相関を持つ。このモードは年々の時間スケールではENSOに対応し、数十年の時間スケールでは1970年代半ばに階段状に符号が変化した。

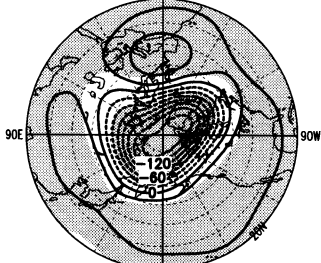
(2) 第2モード(SVD_{SST-2})は北大西洋周辺の500hPa高度のシグナルが最も顕著で、北アメリカ東部~ヨーロッパとカナダ北部~グリーンランド付近が逆

符号になるが、東アジアの正相関も大きい。SSTのシグナルは非常に弱く、中緯度北太平洋、北大西洋でかろうじて有意である。時系列はトレンドに重なって1970~72年と1976~77年、1988~89年に階段状に変化しているが、1996年初めにはわずかに負に転じた。

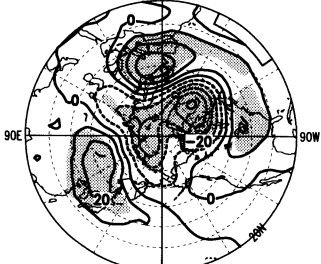
(3) 冬平均の500hPa高度に対して時間差をとった3か月平均SSTのラグSVD解析によって、 SVD_{SST-1} と SVD_{SST-2} を比較すると、 SVD_{SST-1} はSSTを先行させた場合に、赤道太平洋SSTのVARFが極めて大きくなり、全体のSCF, VARFもほぼこれに従って変化する傾向がある。しかし、北太平洋域では、SSTが遅れる方がVARFが大きい。 SVD_{SST-2} は全体としてSSTが遅れるラグの方が結び付きが強くなり、SSTの北大西洋平均のVARFが著しく増大する。SCFは SVD_{SST-1} がはるかに大きく40~50%を占め、 SVD_{SST-2} は15~19%程度である。

(4) ラグを伴う SVD_{SST-1} は、SSTを3か月先行さ

SVD1 Z500(DJF)-Z50(DJF)
(a) VARF=29.8% Z50 Hetero.Reg.[m]



(b) VARF=11.7% Z500 Hetero.Reg.[m]



(c) SCF=61.6% Time Series

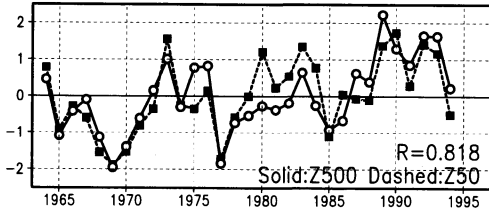
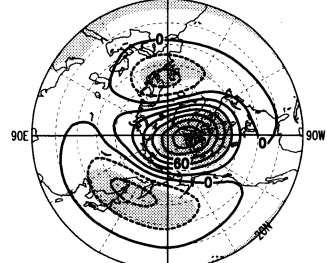
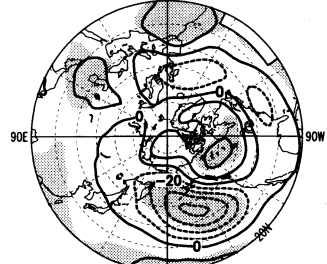


Fig. 10 The first SVD mode of winter (DJF) 500 hPa height and 50hPa height both over the Northern Hemisphere (20°N~90°N) for 1963/64~1993/94. (a) Heterogeneous regression map for 50hPa height where the local unfiltered height anomaly is linearly regressed with the expansion coefficient of 500hPa height shown in (c). Contour interval is 20m. Shading indicates where the absolute heterogeneous correlation is greater than 0.4. (b) Heterogeneous regression map of 500hPa height, where the local unfiltered 500hPa height anomaly is linearly regressed with the expansion coefficient of 50hPa height. Contour interval is 10m. (c) Time series of the normalized expansion coefficients for 500hPa height (solid) and 50hPa height (dashed).

SVD2 Z500(DJF)-Z50(DJF)
(a) VARF=10.7% Z50 Hetero.Reg.[m]



(b) VARF=10.7% Z500 Hetero.Reg.[m]



(c) SCF=19.8% Time Series

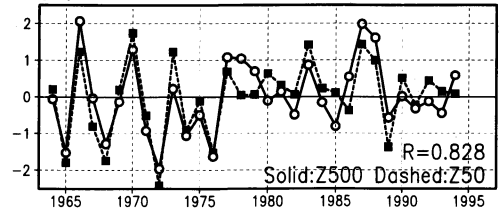


Fig. 11 As in Fig. 10, but for the second SVD mode.

せると熱帯太平洋 SST の正相関域が増大し、南太平洋を除くその他の領域のシグナルは減少する。また、500hPa 高度の相関はやや強まるが、パターン自体にあまり大きな変化はない。逆に SST を 3 か月遅れさ

せると熱帯太平洋 SST の正相関は弱まるがインド洋、北大西洋、日本の南、ギニア沖の正相関と中緯度北太平洋の負相関は強まる。

(5) SVD_{SST-2} は SST を 1 か月先行させるラグをとると、SST の相関が弱まり大気だけに強い変動が残る。SST が 1 ヶ月遅れるラグをとると中緯度北大西洋の南北に並んだ三極型の構造と北太平洋30°N帯の正相関が強まり、時系列の1988年前後の差がはっきりする。

4. 対流圏と下部成層圏の関係について

さて、ここまで冬季の対流圏の循環場と SST の関係について見てきたが、次に対流圏の変動と下部成層圏の関係について調べてみる。1964~1994年の31冬の500hPa 高度と同じ期間の下部成層圏50hPa 高度(領域は共に20°N以北)を用いて SVD 解析を行った。得られた SVD 第 1 モードを SVD_{Z50-1}、第 2 モードを

SVD_{Z50-2} と称する。第10図に SVD_{Z50-1} 、第11図に SVD_{Z50-2} を示す。図の表示は前節の第3, 4図に準ずるが、データ数は31なので、全てが独立とした場合に両側5% (1%)水準で有意な相関係数は0.355 (0.456) である。

SVD_{Z50-1} の50hPa高度の空間パターン (第10図 a) は、60°N以北の極域と中緯度20~50°N帯のシーソー・パターンであり、極夜ジェット強化と亜熱帯ジェット弱体化 (またはこれらの逆) を表す同心円状の特徴を示す。このモードは20°N以北で50hPa高度場全体の変動のほとんど30%を説明する。高度場の特徴はグリーンランド北部から東シベリア海上にかけて140m以上 (相関係数0.6~0.7) の負偏差を示し、線形回帰で示しているため低緯度は弱い表現になっているが、30~40°Nの緯度円上の相関係数はほぼ全域で0.6、ヨーロッパ西部では0.8に達している。これと500hPa高度の空間パターン第10図 b を比較すると、このモードが持つ対流圏上部から下部成層圏にかけての等価順圧的な構造は明らかである。より詳しく見るとグリーンランドと東シベリア海上の高度低下、ヨーロッパ西部、極東アジア、北アメリカ東部の高度上昇はほとんどその中心が50hPaと500hPaで一致している。しかし、50hPa高度の方がより経度方向に一様になる特徴があり、北太平洋東部とカスピ海付近のみは500hPa高度との符号が一致しない。500hPa高度のVARFは11.7%である。

SVD_{Z50-1} と前節の SVD_{SST-2} の500hPa高度のパターン (第10図 b と第4図 a) は極めて良く似ているが、細部に注意すると、 SVD_{Z50-1} では SVD_{SST-2} に比して北アメリカ東部の正相関がやや弱く、東シベリアの正相関が強くなっている。また有意ではないものの、第4図 a や第2図 a で見られた北太平洋東部の高度場の正偏傾向は、第10図 a には見られない。

一方、第10図 c の展開係数の時系列間での相関は0.818である。大きく見ると、破線の50hPa高度の展開係数は1960年代末からトレンドに乗って約10年周期で3つの山があるのに対し、500hPa高度 (実線) は1980年代前半の山がなく、わずかに1983年が正の値を持っている。

第11図の SVD_{Z50-2} に目を移すと、50hPa高度の空間パターン (第11図 a) には東シベリア~北太平洋域と北西ヨーロッパ上の負相関と、カナダ北部から北極にかけての正相関が見られ、基本的には極渦を浅くして極夜ジェットを弱める傾向である。第11図 b の500

hPa高度の特徴は、低緯度の帯状の正域、北太平洋東部から北アメリカの波列状のパターン共、500hPa高度場での SVD_{SST-1} (第3図 a) に酷似する。 SVD_{Z50-2} の50hPa高度と500hPa高度のVARFは共に10.7%である。第11図 c の二つの時系列は、相関0.828で1964から1977年には特に相関が高い。

500hPa高度と50hPa高度のSVDモードの時系列と、前節で得られた500hPa高度とSSTのSVDモードの時系列とを比較すると、同じ500hPa高度の展開係数に関しては、 SVD_{Z50-1} と SVD_{SST-2} (第10図 c と第4図 c の実線同士) の対応する31冬で相関0.946、 SVD_{Z50-2} と SVD_{SST-1} (第11図 c と第3図 c の実線同士) では相関0.959を持つ。同じ場の展開係数ではなく、50hPa高度とSSTの間だと、 SVD_{Z50-1} と SVD_{SST-2} (第10図 c と第4図 c の破線同士) で0.548、 SVD_{Z50-2} と SVD_{SST-1} (第11図 c と第3図 c の破線同士) では0.790となる。このことは成層圏の変動の力学的な影響が直接にはなく対流圏を介して地表面やSSTと関係しているという意味で当然と言える。500hPa高度とSSTのラグSVDの結果を用いた場合には、 SVD_{Z50-2} とラグ-3の SVD_{SST-1} との500hPa高度時系列 (第11図 c と第3図 c の実線同士) で相関0.979、50hPa高度とSSTの時系列 (第11図 c と第3図 c の破線同士) では0.807と、同時の SVD_{SST-1} を使った場合よりもやや相関が高い。しかし SVD_{Z50-1} とラグ±1の SVD_{SST-2} の場合は第10図と第8, 9図の500hPa高度の時系列 (全て実線同士) の間での相関はそれぞれ0.919, 0.937となり、ラグなしの SVD_{SST-2} の場合より共にわずかに低くなる。

ところで、ここで結果は示さないが500hPa高度と50hPa高度を扱う場合にラグSVD解析を用いても、2~3か月平均値を用いる限りは明瞭な関係は得られず、VARFの値は同時相関の時に最も大きい。このことは抽出した大気圏内部での変動の時間スケールが、SSTのそれよりもはるかに短いことを反映していると見られる。

5. 議論とまとめ

これまで行われた研究から、熱帯太平洋のSSTの変動は数年から数十年の時間スケールで北半球の大気循環場に影響を与えることが明らかになっている。すなわち熱帯太平洋のSSTの上昇が対流活動の変化を通して冬の大気循環場に影響し (例えば Nitta and Yamada, 1989; Lau and Nath, 1994)、北太平洋か

ら北アメリカにかけて準定常ロスビー波の伝播による高度場の偏差パターン (Wallace and Gutzler, 1981; Barnston and Livezey, 1987; Karoly *et al.*, 1989) をもたらすと考えられている。

このような変動は SST を使った SVD 第 1 モードである SVD_{SST-1} に良くとらえられており、高度場の偏差パターン (第 3 図 a) はこれまで示された ENSO に伴って現れやすい北半球の偏差と良く一致している (例えば Karoly *et al.*, 1989)。SST を数か月先行させた場合の SVD_{SST-1} の SCF, VARF, r の各パラメータが増大し、熱帯太平洋 SST の相関が増すこと (第 6 図 b)、逆に SST が大気に遅れる方向にラグをとった場合は相関が減ること (第 7 図 b) から、このモードにおいて熱帯太平洋の SST が大気に先行して変化し、大気循環場に影響を与えていることが推察されるが、このことはこれまで示された結果と良く整合する。

ラグ SVD 解析において、SST が大気に遅れる方向にラグをとると、第 7 図 b の熱帯インド洋と中緯度北太平洋の SST の相関が強まることは、熱帯太平洋 SST に強制され変化した大気循環が、さらにこれらの領域の SST に影響を与えることを示唆する。北太平洋の 40°N 付近の SST 低下については、大気循環場の変化によって強められた下層の西風が、第 1 に潜熱・顕熱フラックスの変化と、エクマンドリフトの変化による海洋表層の南北移流の効果 (Tokioka *et al.*, 1993; Iwasaka and Wallace, 1995) や乱流運動エネルギーの増加による海洋混合層の深まり (Miller *et al.*, 1994) によって変化していると解釈できる。また熱帯太平洋から熱帯インド洋、熱帯大西洋へのウォーカー循環の変化を通しての影響が存在しうることもモデル実験から指摘されている (Latif and Barnett, 1995)。一方、Kawamura (1994) は、1955~1988年の月平均 SST の回転 EOF (R-EOF) 解析を行ない、この期間においては、第 1 R-EOF に ENSO に伴う SST 変動が、第 2 R-EOF にはインド洋と中緯度北太平洋の逆符号の変動が見えることを示したが、第 2 R-EOF の空間パターン (Kawamura, 1994, Fig. 1 下) は東部熱帯太平洋以外では第 7 図 b と良く似ており、しかもよく見ると東部熱帯太平洋にも弱い正の相関がある。このことは、熱帯太平洋域の変動にやや遅れて、インド洋と北太平洋に同時に現れる偏差があるという第 7 図の結果と整合する。

第 1 図 a, b と第 3 図 a, b の類似と、時系列 (第 3 図 c.) の 1976~77 年の変化は、 SVD_{SST-1} が ENSO の

時間スケールの変動に加えて、熱帯太平洋 SST の数十年スケールの変動とそれに伴う北半球の大気循環場の変動を含んでいることを示す。熱帯太平洋の SST の変化は El Niño の出現頻度が変わったというよりは、バックグランドの平均状態が変わっているように見える (Graham, 1994)。北太平洋域の SST 変動を時間スケール別に調べた Tanimoto *et al.* (1993) は、ENSO スケールと十年スケールで変動の空間パターンが異なることを指摘しており、大気海洋結合モデルの長期積分の結果からも、モデル ENSO とそれと良く似た空間パターンを持つ数十年スケールの変動で、特に中緯度での大気と海洋の関係が異なっていることが示唆されている (Yukimoto *et al.*, 1996)。ここではこれ以上立ち入らないが、このモードについてさらに理解を深めるには時間フィルターや調和解析等で時間スケールを分離して取り扱うことも必要であろう。

それでは、ここで注目している SVD_{SST-2} の変化はどういう特徴を持っているであろうか？前節で述べたように、大気循環場の偏差 (第 4 図 a) は、北極域と中緯度で逆符号のシグナルをもっており、グリーンランド、ヨーロッパ、東アジア、西大西洋に相関の中心が位置している。北大西洋周辺域のみに注目すると、この変動は Northern Atlantic Oscillation (NAO) パターン (例えば Wallace and Gutzler, 1981; Barnston and Livezey, 1987) として知られるテレコネクションパターンと良く似ており、時系列で見ても 1989 年以降の最近の NAO パターンの強化 (Hurrell, 1995) と符合する。しかし、NAO とは異なり、 SVD_{SST-2} や SVD_{z50-1} の高度場のパターンは北大西洋域だけでなく全球的な広がりを見せている。

大気が先行して変化し SST が遅れて追従する方へのラグ相関を使った SVD 解析で、全変動のうち SVD_{SST-2} で説明される変動量は増大し、SST の空間パターンには北半球中緯度に有意な相関が現れる (第 9 図 b)。一方、逆に SST が先行する場合はほとんど SST にシグナルはない (第 8 図 b)。これらのことから、この変動において SST は受動的に変化していると考えるのが自然である。

第 9 図 b の SST の空間パターンを見ると、北大西洋で中緯度の 30°N~40°N 付近の正相関をはさんで南北に負の相関があり、北太平洋にもやや弱いながら符号は一致した特徴が見られる。北大西洋の特徴は、basin ごとに熱フラックスと SST の変化傾向の SVD 解析を行った Iwasaka and Wallace (1995, Fig. 8) の

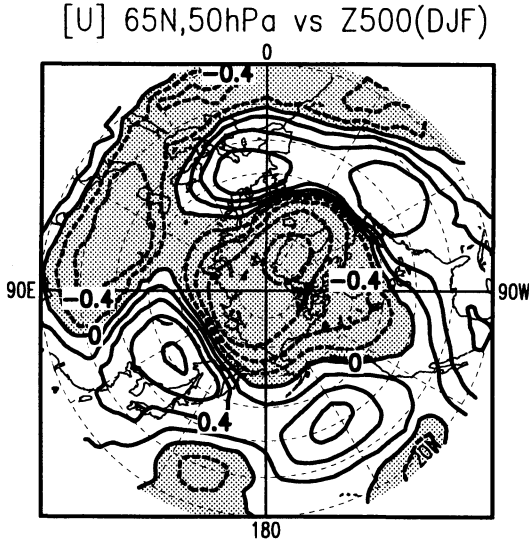


Fig.12 Correlation map of winter 500hPa height with winter 50hPa zonal-mean zonal wind at 65°N, based on two integrations of MRI atmospheric GCMs combined to yield 19 simulation years. Each of the integrations was performed with the lower boundary condition fixed to the observed climatological SST. Contour interval is 0.2. Negative values are shaded. (adapted from Fig. 11 of Kodera *et al.*, 1996).

結果と酷似している。Tokioaka *et al.* (1993) は、気候・太平洋結合 GCM の冬の北太平洋の SST 変動の原因を、SST の EOF からのコンポジット解析で調べ、卓越風（偏西風・貿易風）の強弱による潜熱・顕熱フラックスの増減と、西風のエクマンドリフトの強弱による高緯度側の冷たい表層水の南向き移流の増減が同じ程度に重要であることを示した。一方、Miller *et al.* (1994) は海洋 GCM に観測の熱フラックス、風、地表付近の乱流運動エネルギーの偏差を与えて積分して基本的には同じ結論を得ており、さらに下層大気の流れ運動エネルギーの変化による海洋混合層の深まりの影響も重要であることを示している。これらの結果と第 9 図 b の SST の正負の特徴は良く似ており、高度場の変化（第 9 図 a）に伴う中緯度の下層風系の変化によって、卓越風が弱まる領域と強まる領域で、潜熱・顕熱フラックスと表層水の南北移流の効果が働いて SST が変化すると解釈できる。

このように SVD_{SST-2} の変動は、気候循環場によって主導されていると考えられるが、ではこの気候の変動はどのようなメカニズムでもたらされているのだから

うか。

80年代を通して冬季成層圏の極渦は強まる傾向があることが既に知られている (Kodera and Yamazaki, 1994) が、 SVD_{SST-2} 、 SVD_{Z50-1} の 500hPa 高度場の空間パターン（第 4 図 a、第 10 図 b）は半球スケールの広がりを持っており、これまで示された成層圏の極渦の変動と相関の高い対流圏の偏差パターン (Kodera and Yamazaki, 1994, Fig. 4; Baldwin *et al.*, 1994, Fig. 3a; Perlwitz and Graf, 1995, Fig. 4c) と、よい一致が見られる。 SVD_{SST-2} と SVD_{Z50-1} を比較した結果から、これらに見られる対流圏の高度場の帯状平均の極と中緯度のシーソー・パターンは、冬季下部成層圏の極夜ジェットの高さの変化にも関係したものととらえることができる。

観測だけでなく気候海洋結合モデルにおいてもこの種の変動は見出されているが (Kitoh *et al.*, 1996)、極夜ジェットが強くなるか弱くなるかの変化は、大気中のプラネタリー波の伝播特性の変化による影響が大きい。これは冬の初めに成層圏の高緯度側で西風が強い時に、大気下層からの波が極域に伝播しにくくなり、西風がさらに強化されて、その影響は次第に大気下層にまで及ぶという過程である。すなわち中層大気まで含めた大気圏全体において、プラネタリー波と平均流の相互作用によって冬期間を通して進行する内部変動モードと理解することができる。例えば、Kodera (1995) は、冬期間の帯状平均東西風の連続する月平均値を用いた拡張 EOF 解析により、このような一連の変動を取り出して示している。

もし SVD_{SST-2} や SVD_{Z50-1} に代表される変動が大気内部の力学的効果によって励起される変動であるとすれば、年々変動が全くない SST を下部境界条件として大気大循環モデルを積分しても、同様な変動が生じるはずである。第 12 図に、2 つの大循環モデル (MRI スペクトルモデル、グリッドモデル) の 10 年積分の結果を併せた 19 冬 (10 冬 + 9 冬) のデータにおける、成層圏ジェットの高さ (65°N, 50hPa の冬平均東西風) とモデルの冬平均 500hPa 高度との相関を示す (Kodera *et al.*, 1996, Fig. 11 より)。第 4 図 a、第 10 図 b と非常に良く似た空間パターンが見出される。このことは、 SVD_{SST-2} や SVD_{Z50-1} の大気圏の空間パターンが内部変動モードとして存在する可能性を裏付けるものである。

SST を使った SVD 第 1 モード SVD_{SST-1} と 50 hPa 高度を使った SVD 第 2 モード SVD_{Z50-2} 、ある

いは SVD_{SST-2} と SVD_{Z50-1} がそれぞれ非常に良く対応していることは、前節の終わりに時系列に関して示した通りである。 SVD_{SST-1} と SVD_{Z50-2} の 500 hPa 高度の線形回帰図同士 (第3図aと第11図b) で空間相関を計算してみると 0.922, SVD_{SST-2} と SVD_{Z50-1} (第4図aと第10図b) では 0.919 と、どちらのモード間でも極めて高い一致が見られる。これらのことから SVD_{SST-1} と SVD_{Z50-2} , SVD_{SST-2} と SVD_{Z50-1} はそれぞれ大気圏と海洋表層を含む、一つながりの現象を異なる断面で見ていると考えることができる。例えば Kodera *et al.* (1995) では 1958~1994 年の冬季 500 hPa 高度の第1, 第2 EOF 主成分と 500 hPa 高度, SST の同時相関図を示しているが、その時系列や空間パターンの特徴もここで得られた結果と一致している。本研究で特筆すべきことは、500 hPa 高度と SST の SVD 解析で見ても下部成層圏から始めても、時間フィルターその他の人為的な操作を経ない年々の冬平均値だけから、ほぼ同じように時間変動する2つのモードが抽出できるということである。

以上を総合すると、 SVD_{SST-2} や SVD_{Z50-1} にとらえられた80年代末の変化は、70年代の変化とは異なり熱帯の SST 変動と直接には関係ないと考えられる。では何がこのモードの時間スケールを決めているのだろうか? 実は SVD_{SST-2} や SVD_{Z50-1} が大気の内層変動に関連したモードだということは、必ずしもその出現がランダムに起こるということの意味しない。外力が加わった場合にも、大気の力学的な効果による応答として (i) 極渦が強くなる、あるいは (ii) 弱くなるという2つのタイプの循環場のどちらかがより起こりやすくなることが考えられる (Kodera, 1995)。例えば、火山噴火によるエアロゾル加熱が加わった場合には、極渦が強くなるモードが現れることが指摘されている (Kodera, 1994)。同様に、SST の変化も、直接的にこのモードのどちらか一方の大気循環場がより現れやすくなるという環境を作りうる (Kitoh, 1988)。もっとも、これは SST だけに限らず、海水や雪氷も同様な効果を及ぼしうる。

SVD_{SST-2} あるいは SVD_{Z50-1} の時系列 (第4図c, 第10図c) において、年々の変動より、10年規模あるいはトレンドが卓越していることは、大気だけでなく何らかの記憶を保持できるものとの相互作用があることを示唆している。またトレンドは、人為起源による放射強制力の変化との関連を考えさせるが、非常に長い時間スケールの自然変動の一部を見ている可能

性もある。このような成層圏・対流圏の長周期変動の時間スケールが何によって規定されているかという問題は、熱帯および北太平洋大気海洋系の数十年変動の原因の解明と並んで、今後の気候研究の1つの焦点となるであろう。

謝 辞

データを提供して下さったベルリン自由大学、気象庁気候情報課、海洋課の関係者の方々にお礼申し上げます。2人の査読者と編集委員の中村尚氏の建設的な御批判により本稿は面目を一新しました。また、終始有益な議論と助言を頂いた気象研究所の鬼頭昭雄、二階堂義信 (現気象庁)、行本誠史の各氏に感謝致します。

参 考 文 献

- Baldwin, M. P., X. Cheng and T. J. Dunkerton, 1994: Observed correlations between winter-mean tropospheric and stratospheric circulation anomalies, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 1141-1144.
- Barnston, A. G. and R. E. Livezey, 1987: Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1083-1126.
- Boville, B. A., 1984: The influence of the polar night jet on the tropospheric circulation in a GCM, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1132-1142.
- Bretherton, C. S., C. Smith and J. M. Wallace, 1992: An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data, *J. Climate*, **5**, 354-369.
- Graham N. E., 1994: Decadal-scale climate variability in the tropical and North Pacific during the 1970s and 1980s: Observations and model results, *Clim. Dyn.*, **10**, 135-162.
- Graham, N. E., T. P. Barnett, R. Wilde, M. Ponater and S. Schubert, 1994: On the roles of tropical and midlatitude SSTs in forcing interannual to interdecadal variability in the winter northern hemisphere circulation, *J. Climate*, **7**, 1416-1441.
- Hurrell, J. W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperature and precipitation, *Science*, **269**, 676-679.
- Iwasaka, N. and J. M. Wallace, 1995: Large scale air sea interaction in the Northern Hemisphere from a view point of variations of surface heat flux by SVD analysis, *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 781-794.
- Kachi, M. and T. Nitta, 1997: Decadal variations of the global atmosphere-ocean system, *J. Meteor.*

- Soc. Japan, **75**, 657-675.
- Karoly, D. J., R. A. Plumb and M. Ting, 1989 : Examples of the horizontal propagation of quasi-stationary waves, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2802-2811.
- 柏原辰吉, 1987 : 北太平洋を中心とした最近の冬季の冷化について, *天気*, **34**, 777-781.
- Kawamura, R., 1994 : A rotated EOF analysis of global sea surface temperature variability with interannual and interdecadal scales, *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 707-715.
- Kawamura, R., M. Sugi and N. Sato, 1995 : Interdecadal and interannual variability in the northern extratropical circulation simulated with the JMA global model. Part I : wintertime leading mode, *J. Climate*, **8**, 3006-3019.
- Kitoh, A., 1988 : A numerical experiment on sea surface temperature anomalies and warm winter in Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 515-533.
- Kitoh, A., 1991 : Interannual variations in an atmospheric GCM forced by the 1970-1989 SST Part II : Low-frequency variability of the wintertime Northern Hemisphere extratropics, *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 271-291.
- Kitoh, A., H. Koide, K. Kodera, S. Yukimoto and A. Noda, 1996 : Interannual variability in the stratospheric-tropospheric circulation in a coupled ocean-atmosphere GCM, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 543-546.
- Kodera, K., 1994 : Influence of volcanic eruptions on the troposphere through stratospheric dynamical processes in the northern hemisphere winter, *J. Geophys. Res.*, **99**, 1273-1282.
- Kodera, K., 1995 : On the origin and nature of the interannual variability of the winter stratospheric circulation in the northern hemisphere, *J. Geophys. Res.*, **100**, 14077-14087.
- Kodera, K., M. Chiba, H. Koide, A. Kitoh and Y. Nikaidou, 1996 : Interannual variability of the winter stratosphere and troposphere in the Northern Hemisphere, *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 365-382.
- Kodera, K., M. Chiba, K. Yamazaki and K. Shibata, 1991 : A possible influence of the polar night jet on the subtropical tropospheric jet, *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 715-721.
- Kodera, K. and K. Yamazaki, 1994 : A possible influence of recent polar stratospheric coolings on the troposphere in the northern hemisphere winter, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 809-812.
- Latif, M. and T. P. Barnett, 1995 : Interactions of the tropical oceans, *J. Climate*, **8**, 952-964.
- Lau, N.-C. and M. J. Nath, 1994 : A modeling study of the relative roles of global atmosphere-ocean system, *J. Climate*, **7**, 1184-1207.
- Miller, J. A., D. R. Cayan, T. P. Barnett, N. E. Graham and J. M. Oberhuber, 1994 : Interdecadal variability of the Pacific Ocean : Model response to observed heat flux and wind stress anomalies, *Clim. Dyn.*, **9**, 287-302.
- 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.
- Perlwitz, J. and H.-F. Graf, 1995 : The statistical connection between tropospheric and stratospheric circulation of the Northern Hemisphere in winter, *J. Climate*, **8**, 2281-2295.
- Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling and B. P. Flannery, 1992 : *Numerical Recipes in FORTRAN (2nd ed.)*, Cambridge Univ. Press, 51-63.
- Robinson, D. A., K. F. Dewey and R. R. Heim, Jr., 1993 : Global snow cover monitoring : An update, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 1689-1696.
- 谷本陽一, 1996 : SVD (Singular Value Decomposition : 特異値分解) 解析, *天気*, **43**, 243-245.
- Tanimoto, Y., N. Iwasaka, K. Hanawa and Y. Toba, 1993 : Characteristic variations of sea surface temperature with multiple time scales in the North Pacific, *J. Climate*, **6**, 1153-1160.
- Tachibana, Y., M. Honda and K. Takeuchi, 1996 : The abrupt decrease of the sea ice over the southern part of the Sea of Okhotsk in 1989 and its relation to the recent weakening of the Aleutian Low, *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 579-584.
- Tokioka, T., A. Kitoh and S. Nakagawa, 1993 : Interactions between lower atmosphere and the ocean realized in a coupled atmosphere-ocean general circulation model. Extended Abstracts of International WCRP Symposium—Clouds and Ocean in Climate—, Nagoya, 28 September-2 October, 1992, Nagoya University, 1.5-1.8.
- Trenberth, K. E. and J. W. Hurrell, 1994 : Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific, *Clim. Dyn.*, **9**, 303-319.
- Wallace, J. M. and D. S. Gutzler, 1981 : Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784-812.
- Walsh, J. E., W. L. Chapman and T. L. Shy, 1995 : Recent decrease of sea level pressure in the Central

- Arctic, *J. Climate*, **9**, 480-486.
- 渡部雅浩, 新田 勲, 1997: 冬季北半球における近年の気候変化と10年規模変動, *天気*, **44**, 59-64.
- Yasunari, T., T. Mito and M. Nishimori, 1995: Two modes in the recent lower-tropospheric warming in the Northern Hemisphere. Extended Abstracts of Wadati Conference on Global Change and the Polar Climate, Tsukuba Science City, Japan, 7-10 November 1995, 32-36.
- Yatagai, A. and T. Yasunari, 1994: Trends and decadal-scale fluctuations of surface air temperature and precipitation over China and Mongolia during the recent 40 year period (1951-1990), *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 937-957.
- 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, *Clim. Dyn.*, **12**, 667-683.

Characteristics of the Recent Long-Term Wintertime Variability in the Atmosphere and the Oceans

Hiroshi Koide* and Kunihiko Kodera**

* (Corresponding author) *Climate Research Department, Meteorological Research Institute, Tsukuba 305, Japan.*

** *Climate Research Department, Meteorological Research Institute.*

(Received 1 August 1996 ; Accepted 2 June 1997)

Abstract

Long-term variations in the lower stratosphere, troposphere, and upper oceans during recent winter seasons, and their interrelationship are documented. The two leading modes of the interannual-interdecadal variability are extracted using a singular value decomposition (SVD) analysis of the unfiltered Northern Hemisphere (NH) 500hPa height and quasi-global sea surface temperature (SST). We also conducted a SVD analysis of the winter 500hPa height and the lagged SST to get insights into their causal relationship. Then, we investigated the relationship between the tropospheric and stratospheric circulation using a SVD analysis of the unfiltered NH 500 and 50hPa height fields.

Highly significant correlation is found both (i) between the first SVD mode of the 500hPa height and SST (SVD_{SST-1}) and the second SVD mode of the 500 and 50hPa height (SVD_{Z50-2}) and (ii) between the second SVD mode of the 500hPa height and SST (SVD_{SST-2}) and the first SVD mode of the 500 and 50hPa height (SVD_{Z50-1}). SVD_{SST-1} and SVD_{Z50-2} capture a striking ENSO (El Niño/Southern Oscillation) signal. They also capture stepwise interdecadal rising and falling of the tropical Pacific SST and 500hPa height over the North Pacific, respectively, both of which occurred in the mid 1970's. The lagged SVD suggests that the enhanced westerlies over the North Pacific forced the cooling of the underlying SST. The associated height anomalies in the lower stratosphere are characterized by the zonal wave number 2 components.

The other mode of the global variability represented by SVD_{SST-2} and SVD_{Z50-1} may be considered as the internal variability in the atmosphere. This mode represents the variability in the strength of the winter stratospheric polar vortex, and it is characterized by the tropospheric North Atlantic Oscillation (NAO) and

distinct height anomalies over East Asia. This mode also influences the mid-latitude SST by changing the low-level wind. The associated SST anomalies appear as a meridional tripole pattern in the North Atlantic that develops from winter to spring. The time coefficients of this mode exhibit a predominant decadal signal superimposed on a linear trend, with an abrupt sign reversal at the end of the 1980's. The presence of this mode may suggest a possible link between the atmospheric internal variability and anomalies in the Earth's surface conditions or somewhere else in the climate system which acts as long-term "memory".

日本気象学会1997年度秋季大会シンポジウムのお知らせ —北極圏の大気環境と物質循環—

日 時：1997年10月8日（水）・（大会2日目）
15時00分～17時00分

場 所：第1会場（北海道大学学術交流会館2～3F
講堂）

司 会：塩谷雅人（北海道大学大学院地球環境科学研究科）

主 旨

近年、水蒸気や大気微量成分の時間・空間分布を通して、さまざまなスケールの大気現象とその背後にひそむ物理・化学過程について考えていこうという研究が活発に行われるようになってきています。このシンポジウムでは、特に北半球の極域を中心として、地表付近から成層圏にまで視野を広げ、それぞれの領域で特徴的に見られる大気の流れ、およびそれに伴う微量成分等の分布の動態について講演していただきます。そしてその中から、物質循環というキーワードで大気環境をとらえることの面白さや重要性が見えてくるものと期待しています。

プログラム

- 1 「北極圏の擾乱の構造と水輸送」
遊馬芳雄（北海道大学大学院理学研究科）
- 2 「北極圏の大気環境汚染」
太田幸雄（北海道大学大学院工学研究科）
- 3 「対流圏の大規模な物質循環と水循環」
山崎孝治（北海道大学大学院地球環境科学研究科）
- 4 「衛星センサーILASによる北極成層圏の観測」
神沢 博（国立環境研究所）

問い合わせ先

〒060 札幌市北区北10条西5丁目
北海道大学大学院地球環境科学研究科
大気海洋圏環境科学専攻 塩谷雅人
TEL：011-706-2366
FAX：011-726-6234
E-mail：shiotani@ees.hokudai.ac.jp