



Title	オホーツク海の十年変動：海氷と上層水温
Author(s)	佐々木, 克徳; Sasaki, Yoshi Nori; 見延, 庄士郎 他
Description	1章 10年～100年スケールの気候変動の観測, 気候復元とモニタリング
Citation	低温科学, 65, 21-30
Issue Date	2007-03-23
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/20451">https://hdl.handle.net/2115/20451</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	SASAKI.pdf





# オホーツク海の十年変動

## ～海水と上層水温～

佐々木克徳，見延庄士郎 北海道大学

オホーツク海の海水と上層水温の十年変動についての時空間構造と，その大気との関係について解析を行った。冬季の海水の十年変動はオホーツク海北部で大きい振幅を持ち，1980年代の初めから1990年代中頃までは減少傾向，それ以降は海水増加の傾向を示す。この海水変動は秋季の大気変動に強く影響されている。一方，オホーツク海南部の夏期（5-10月）の上層水温の十年変動はクリル海盆付近で大きい振幅を持ち，概ね十年毎に温暖のピークを持つ準十年変動を示す。この上層水温の十年変動はその前の冬季の大気変動に強く影響されている。

### 1. はじめに

北太平洋において大気・海洋の十年～数十年程度の時間スケールを持つ変動は，気候・海洋物理・海洋生物の分野で多くの研究が行われている<sup>1,2)</sup>。しかし，オホーツク海の海洋の十年変動についての研究は，観測データの分布と期間が限られていることから北太平洋での研究に比べて進んでいない。近年，オホーツク海の海水<sup>3)</sup>と上層水温<sup>4)</sup>の十年変動の時空間構造とその大気との関係についてそれぞれ研究が行われている。そこで本稿ではこの2つの論文にしたがって，オホーツク海の十年変動について紹介する。

### 2. 海水の十年変動

#### 2.1 背景

過去にオホーツク海の海水の経年変動と，大気との関係については多くの研究がなされており，海水とアリューシャン低気圧，シベリア高気圧との関係<sup>5,6)</sup>や，West Pacific (WP) パターンとの関係<sup>7)</sup>，北大西洋振動/北極振動との関係<sup>8,9)</sup>について研究が行われている。しかし十年変動と大気変動についての研究は，1989年のオホーツク海南部における海水面積の急な減少についての解析<sup>6)</sup>が行われている程度であり，その時空間構造と大気との関係については十分には明らかにされていない。

また，過去の研究では一般に，海水と大気の経年変動の関係は，両者が同時期，あるいは大気が1ヵ月先行させた場合に最も強い<sup>6,7)</sup>とされている。すなわちオホーツク海で海水面積が最大となる2-3月の海水に対して，1-2月の大気の影響が重要である。しかし最近の研究から，オホーツク海北西部での海水形成時期の早さと10-11月における海洋から大気への熱放出量が強い相関を持つことや<sup>10)</sup>，また1-2月平均の海水面積に対する1月の初め

の海水面積の重要性を示され<sup>8)</sup>，冬季の海水変動に対する秋季の大気的重要性が示唆されている。そこで，オホーツク海の海水面積が最大となる2-3月平均の海水の十年変動について，秋季の大気変動との関係に注目して解析を行う。

#### 2.2 データと解析手法

オホーツク海の海水密接度のデータは，Nimbus-7とDMSPシリーズの衛星観測からbootstrapアルゴリズムで計算された月平均値を使用する<sup>11)</sup>。期間は1979年-2003年である。空間解像度は25×25km格子のものを0.5°×0.5°格子に内挿して使用する。大気データはNCEP-DOE reanalysis-2の，1000hPa等圧面高度上の東西・南北風速，700hPa等圧面高度（Z700），850hPa等圧面高度上の気温（T850），大気-海洋間の熱フラックス（顕熱，潜熱，短波放射，長波放射の和）を用いる<sup>12)</sup>。海表面温度は英国気象局提供のHadISST1を使用する<sup>13)</sup>。

手法はSVD(Singular Value Decomposition，特異値分解)解析を用いる。これは2種類の多変量のデータ間で強い共分散関係の強いモードを抽出する手法である<sup>14)</sup>。このSVD解析を2ヶ月平均したオホーツク海の海水密接度と，同じく2ヶ月平均した40°-67.5°N，130°-170°Eでの大気の3成分（東西風，南北風，T850）を結合させたデータ間で行う。大気の3成分を用いる理由は，海上風は大気-海洋間の熱交換と海水の移流に影響し，またT850は大気-海洋間の熱交換に影響するためである。大気各成分は各々の領域平均時系列の標準偏差を用いて規格化する。

海水と大気の関係の全体像を得るために，海水，大気とも時期をずらしてSVD解析を行う。すなわち，海水は11-12月平均から，3-4月平均まで，大気は9-10月平均から，3-4月平均までそれぞれ1ヵ月ずつずらしてSVD解析を行う。各々のモードについての統計的有意性の検

定はモンテカルロ法を用いる<sup>15)</sup>。また、SVD解析の第1モードのみ議論する。これは第2モード以降は2-3月平均の海水の経年変動の分散を10%以下しか説明しないためである。

## 2.3 結果

### (1) SVD第1モードの全体的な結果

図1に時期をずらして計算したSVD解析第1モードの二乗共分散と、大気の時関数が海水の経年変動を説明する割合を示す。2-3月平均の海水に注目すると、二乗共分散では、10-11月平均の大気の影響が秋季から冬季まで続いて、2-3月平均の海水変動に対して影響を与えている。また、良く知られた大気が海水に対して1ヶ月先行した場合<sup>6,7)</sup>にも統計的に有意な関係が存在する(図1, 長破線)。すなわち、2-3月平均の海水は1-2月平均と10-11月平均の大気に強い影響を受けている。

また、この秋季の大気と冬季の海水の強い関係は海水分散の説明される割合からも明らかである(図1b)。したがって、2-3月平均の海水の経年変動に対し、過去の研究により指摘されている1ヶ月先行した大気だけではなく、秋季(10-11月)の大気の影響も重要である。

### (2) 秋季の局所的な大気変動と海水の関係

図2に2-3月平均の海水密度と10-11月平均の大気との間のSVD第1解析モード(以下、秋季モード)の異質回帰図と時間関数を示す。この秋季モードの時間構造(図2c)は、データの初め(1980年)から1990年代中頃までの海水の減少傾向とそれ以降の増加傾向を示し、2001年には正のピークが存在する。これらの特徴は海水、大気のどちらの時系列にも存在する。このことは、オホーツク海の海水変動には十年スケールの変動が存在し、その変動と秋季の大気変動が強い共変動関係を持つことを

示す。この十年変動の海水変動の大きな領域はオホーツク海北部に位置しており、ほぼ全域で正の偏差を持つ(図2a)。また、このモードは海水の経年変動の20.7%を説明する。この海水変動に対応しオホーツク海上の大気変動は、T850はオホーツク海上全域で負の偏差を持ち、海上風の偏差はシベリアからオホーツク海上へと吹き込む偏差を持つ(図2b)。したがって、秋季モードの大気変動はオホーツク海を冷却していることが示唆される。

これを確かめるために秋季モードの大気の時関数を用いて、10-11月平均の大気-海洋間の熱フラックスとの回帰係数を求めるとオホーツク海上全域での正の偏差を示し(図3)、海洋から大気へ熱が放出されている。同様に11-12月平均の海表面温度との回帰係数を求めると、海表面温度はオホーツク海全域での負の偏差を示し、振幅は特にオホーツク海北部で大きい(図4)。これよりオホーツク海は秋季モードの大気の変動により冷却されている。

さらに秋季モードの大気の変動に伴う海水偏差の季節発展を求めると、オホーツク海で海水が形成され始める11-12月にすでに沿岸に海水偏差が生じており、季節の発展とともに海水偏差は大きくなり、その位置も沿岸から沖へと移動している(図5)。オホーツク海の海水は季節発展時に海水縁で融解を伴いながら海水面積を広げていることが観測やモデルから示されており<sup>16,17)</sup>、この海水偏差とその移動は海洋上層の負の温度偏差が海水縁での海水の融解を抑え海水面積の拡大を促していることと整合的である。以上の結果から、秋季モードの大気変動は、大気-海洋間の熱交換を通じてオホーツク海に負の温度偏差を蓄え、それを通じて冬季の海水変動に影響している。

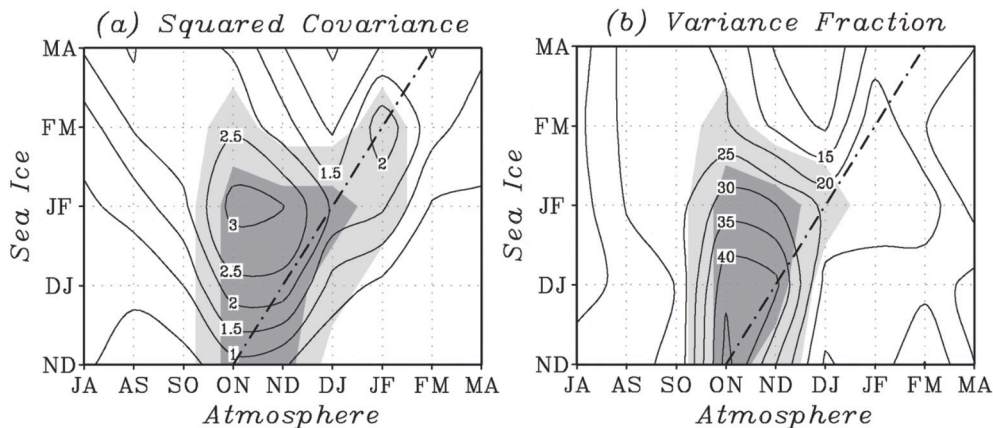
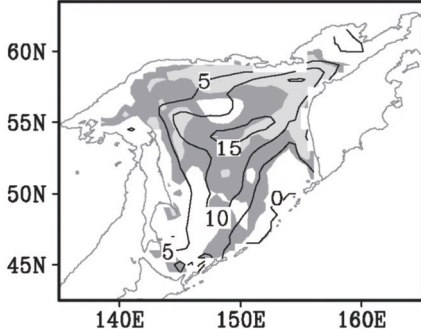
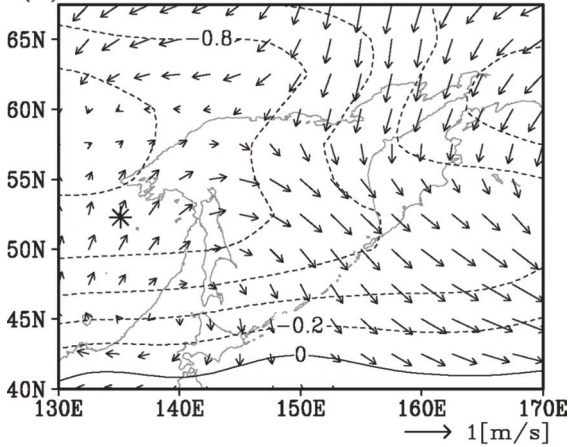


図1. 2ヶ月平均した海水密度と大気の3成分(東西・南北風, T850)を結合させたデータ間でのSVD解析第1モードの(a)二乗共分散と(b)海水の経年変動の説明される割合。縦軸は海水、横軸は大気の時期を示している。等高線間隔はパネル(a)が $0.5 \times 10\%$ , (b)が5%であり、薄い陰影と濃い陰影はそれぞれ統計的有意性の信頼度95%と99%を示している。長破線は、大気の時期が海水の時期に対し1ヶ月先行していることを示している。

Autumn SVD-1 SCF=77.1%  
(a) SIC FM VARF=20.7%



(b) WIND & T850 ON VARF=12.6%



(c) Time series  $r=0.61$

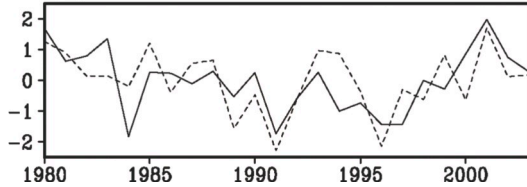


図2. 1980年から2003年の2-3月平均の海水密度度と、4ヵ月先行させた10-11月平均の気象(東西・南北風, T 850)の間のSVD解析第1モード。(a)海水密度度の異質回帰係数。等値線間隔は5%であり、濃い(薄い)陰影は対応する相関係数が統計的信頼度99(95)%で有意な領域を示している。(b)1000 hPa等圧面高度上の風速(矢印)とT 850(等値線)の異質回帰係数。等値線間隔は0.2°Cで、基準の矢印は1 m s<sup>-1</sup>である。星印は式(1)で海水の予測に用いたT 850の格子点を示す。(c)正規化した海水密度度(実線)と気象(破線)の時間関数。気象の時間関数は1年遅らせて示している。

### (3) 秋季の半球規模の気象変動と海水の関係

次に秋季モードと大規模な気象変動との関係を知るために、10-11月平均のZ 700と秋季モードの気象の時間関数との回帰係数を求める。この結果、オホーツク海での正の海水偏差に対応して、正のZ 700偏差がユーラシア大陸北部に位置し、負のZ 700偏差がオホーツク海とベーリング海上に広がっている(図6)。これら二つの気圧偏差はオホーツク海上で北東風偏差を生じ、オホーツク

Surface Heat Flux ON

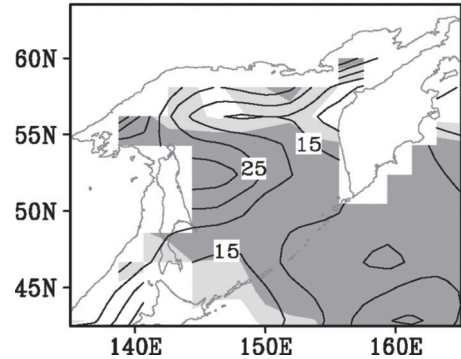


図3. 秋季モードの気象の時間関数と、10-11月平均の海面熱フラックスの回帰係数。等値線間隔は5 Wm<sup>-2</sup>で上向き正である。また、陰影の意味は図2aと同じである。

SST ND

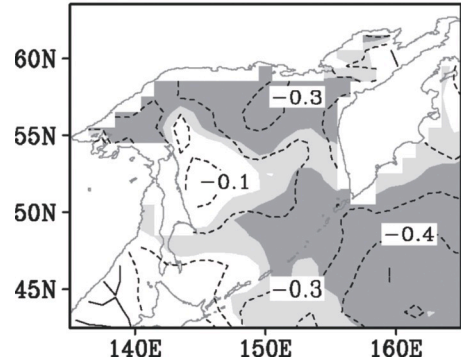


図4. 図3と同じ。ただし11-12月平均の海表面温度。等値線間隔は0.1°Cである。

ク海上の負のT 850偏差と整合的であることが示唆される。実際、オホーツク海上で領域平均したT 850の時系列とZ 700で同様にして回帰図を求めると図6と同じくユーラシア大陸北部とベーリング海上に逆符号の気圧偏差が位置しており(図示せず)、ユーラシア大陸北部とベーリング海上の逆符号のZ 700偏差はオホーツク海上に効果的に負の気象の温度偏差をもたらす。

図6のZ 700のパターンに関係した気象のロスビー波の伝播について知るために、300 hPa等圧面高度での10-11月平均の定在ロスビー波のwave-activity flux<sup>18)</sup>をもとめ、その秋季モードの気象の時間関数に対する回帰係数を求めた(図6, 矢印)。これより、北大西洋東部からシベリア中央部へと、シベリア東部からアラスカへの2つの定在ロスビー波の伝播が見られる。前者の定在ロスビー波はユーラシア大陸北部のZ 700の偏差を含み、後者はベーリング海上のZ 700偏差を含む。したがって、秋季モードに伴う気象変動は単一のテレコネクションパターンでは説明できず、ユーラシア大陸北部とベー

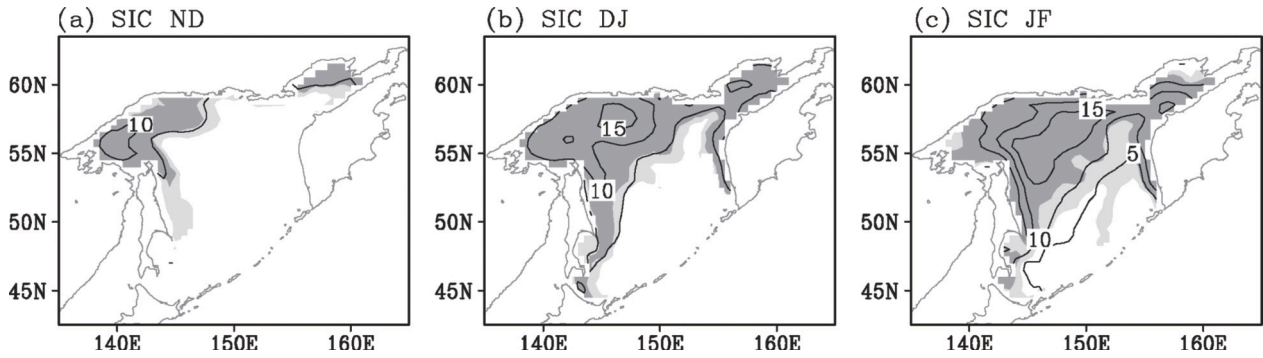


図5. 秋季モードの大気的时间関数と、(a) 11-12月平均、(b) 12-1月平均、(c) 1-2月平均の海水密度度の回帰係数. 等値線間隔は5%であり、陰影の意味は図2aと同じである.

リング海上の気圧偏差は別の定在ロスビー波の伝播により生じている.

これより、ユーラシア大陸北部 (65°-80°N, 40°-80°E) とベーリング海上 (50°-65°N, 140°E-180°) の Z 700 偏差の領域平均を別々に、Climate Prediction Center がまとめた Z 700 上のテレコネクションと北極振動の指数との相関係数を求める. ベーリング海上の Z 700 偏差は、Pacific North American (PNA) 指数と最も高い相関 ( $r = -0.64$ ) を持ち、次に WP 指数と高い相関 ( $r = -0.50$ ) を持つ. どちらのテレコネクションパターンも北太平洋上で大きな振幅を持ち<sup>19)</sup>、これは図6の wave-activity flux 偏差と整合的である. またユーラシア大陸北部の Z 700 偏差は、East Atlantic/Western Russia pattern の指数と最も高い相関 ( $r = -0.70$ ) を持ち、次

いで Scandinavia pattern の指数と高い相関を持つ ( $r = -0.57$ ). これらのテレコネクションパターンは北大西洋からユーラシア大陸上へ伝播する定在ロスビー波を伴い<sup>19)</sup>、wave-activity flux 偏差と整合的である. 以上のことから、ユーラシア大陸上の Z 700 偏差は北大西洋からの定在ロスビー波の伝播の影響が重要であり、これに対してベーリング海上の Z 700 偏差は北太平洋上での定在ロスビー波の伝播の影響が重要である.

#### (4) 冬季の海水の季節予測式

秋季の大気が冬季の海水に影響を与えるという結果は、秋季の大気の情報から冬季の海水が予測できることを示唆する. この秋季の大気の情報を用いた予測が有益であるかを調べるため、秋季の T 850 を用いた次のような単純な冬季の海水面積の予測式を提案する.

$$Y = 9.47 - 6.90 T, \quad (1)$$

ここで Y は 2-3 月平均のオホーツク海の海水面積 ( $\times 10^4 \text{ km}^2$ ), T は 10-11 月平均の 52.5°N, 135°E の T 850 (°C) である (図 2b に星印で示した). T 850 の座標は秋季モードの異質相関係数が最も高い点を選択した. この予測式による予測値と、実際の海水面積の相関係数は 0.67 であり、海水面積の分散の 45% を説明する

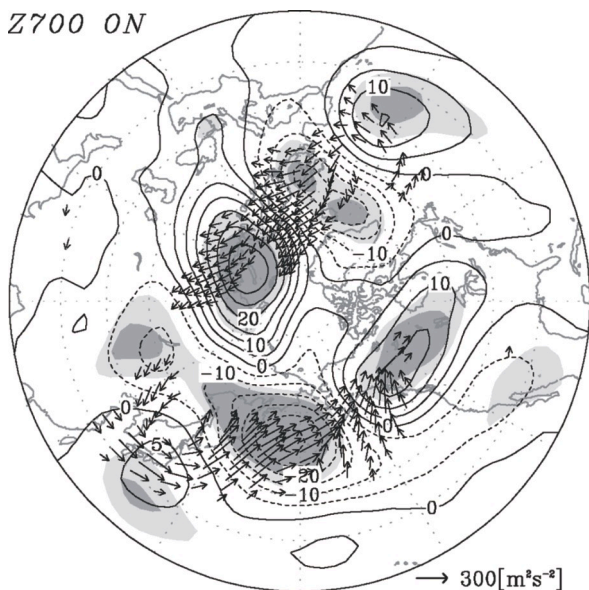


図6. 秋季モードの大気的时间関数と、10-11月平均の Z 700 (等値線) と 300 hPa の wave-activity flux (矢印) の回帰係数. 等値線間隔は 5 m で、陰影の意味は図 2a と同じである.

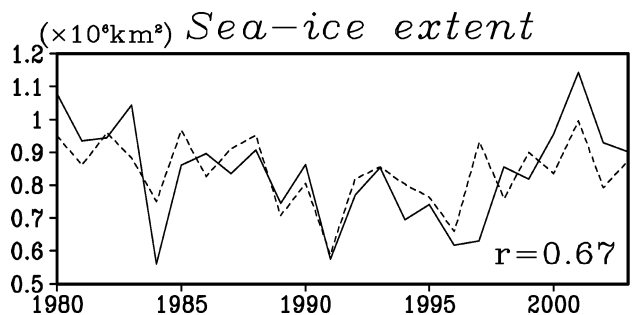


図7. 観測された 2-3 月平均のオホーツク海の海水面積 (実線) と、10-11 月平均の T 850 を用いたその予測値 (破線).

(図7). したがって、冬季の海水に対して4ヶ月先行した秋季の大気を与える影響は、海水面積の季節予測に対し大変有益である。

### 3. 上層水温の十年変動

#### 3.1 背景

オホーツク海の上層水温の変動についての研究は1990年代以降の観測を用いた研究しかなく<sup>20)</sup>、十年変動については全く行われていない。1990年代以降の十数年程度しかないデータでは十年スケールでの海洋の変化とその気候変動との関係を知るには不十分であり、より長期間のデータを用いた解析が必要である。そこで海洋の観測点での水温データを最適内挿法を用いて格子化したデータを新たに作成し、この格子データを用いて解析を行う<sup>4)</sup>。

#### 3.2 データと解析手法

観測点の水温の鉛直分布はWorld Ocean Database 1998 (WOD 1998)<sup>21)</sup>のデータを1951年から1996年まで使用する。オホーツク海内での観測点数は19,342点であったが、宗谷暖流により水温の水平勾配が大きい北海道沿岸の観測点は格子化の際に除外する。これは我々が格子化に用いる手法ではこの大きい水温の水平勾配の気候値を再現できない可能性があり、この場合、偽の水温変動が生じる可能性があるためである。この北海道沿岸の観測点を除外した残りの9,182点を格子化に用いる。格子化の解像度は $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ とし、水深は0, 50, 100, 200 mとする。

格子化の前にまず水温データの品質管理のため、 $-2^{\circ}\text{C}$ 以下のデータと水深よりも深い位置のデータを除外した。残りのデータからe-foldingスケール100 km、カットオフ距離200 kmのガウシアンフィルタを用いて $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ の月気候値データを作成した。この月気候値から最小二乗法を用いて年周期と半年周期に近似し気候値の季節変動を推定した。さらにそれぞれの観測点についてこの気候値からの偏差を求め、この偏差の振幅がその対応する観測点での偏差の標準偏差の2.5倍よりも大きいものについてはこの後の解析から除外した。この除外の後、再び上記の手順を繰り返し気候値と偏差データを再び作成し、この水温偏差データを最適内挿法<sup>22)</sup>を用いて格子化した。

オホーツク海では観測点数は少なく、特に冬季が最も少ない。そこで解析には格子化した偏差データを夏期(5月から10月)で平均したものをを用いる。この夏期の上層水温変動から卓越したモードを抽出するために、1958年

から1994年の夏期の水深50, 100, 200 mのデータを結合し、EOF (Empirical Orthogonal Function, 経験的直交関数)解析を行う。このとき、EOF解析を行う領域はデータの欠損の少ないオホーツク海南部( $52^{\circ}\text{N}$ 以南)に限定する。

#### 3.3 結果

##### (1) 上層水温の変動

水深50, 100, 200 mの水温偏差データを結合し、EOF解析を行った第1モードを図8に示す。このモードは上層水温の変動の分散を36%説明する。回帰係数、相関係数はともにクリル海盆において50, 100 mでは単一の強い振幅を持ち、200 mではより弱い二つの変動の中心を持つ。EOF第1モードの時間関数(PC-1)は4つの正の顕著なピークを持ち、それぞれ1960年代初め、1970年代初め、1980年代初め、1990年代初めとおおよそ10年間隔でピークがあるので準十年変動である。

この準十年変動は北太平洋の亜寒帯フロントの十年変動と類似している<sup>23)</sup>。この類似は冬季(12月-2月)平均の表面温度と相関を取ると、高い相関係数を示す領域が北太平洋の $40^{\circ}$ - $50^{\circ}\text{N}$ の間で西部から東へ広がっていることから確認できる(図9)。したがって、オホーツク海の上層水温のEOF第1モードは大気や海洋のより大規模な変動と関係していることが示唆される。

それでは上層水温のEOF第1モードはどのような海洋循環の変動と関係しているのだろうか? これを調べるために稚内と網走間の海面水位の差との関係を調べる。この海面水位の差は北海道北東岸を流れる宗谷暖流の流量を示す指標の1つになる。この水位差とPC-1を比較すると両者の間に十年スケールの共変動が存在する(図10)。どちらの時系列も1970年代初め、1980年代初め、1990年代初めに振幅のピークを持ち、1990年代初めの海面水位差のピークは著しく大きい。この準十年変動は日本海でも観測される<sup>24)</sup>ことから、オホーツク海だけではなく日本海の変動も、宗谷暖流の流量の変動を通じてオホーツク海の上層水温の変動に影響を与えている可能性がある。

##### (2) 半球規模の大気変動との関係

過去の研究では冬季のクリル海盆での冷却が夏期の亜表層水温の変動に支配的であるので<sup>25)</sup>、夏期のオホーツク海南部での亜表層水温の変動は、その前の冬季の大気変動の影響を保持していると仮定する。最近のフロートによる観測からオホーツク海北西部の水塊がクリル海盆を通り北太平洋へ抜けるのに半年程度かかることがわかっている<sup>26)</sup>。このことは夏期のクリル海盆の水塊の一部は、その前の冬季にオホーツク海の半時計回りの循

EOF1 36%

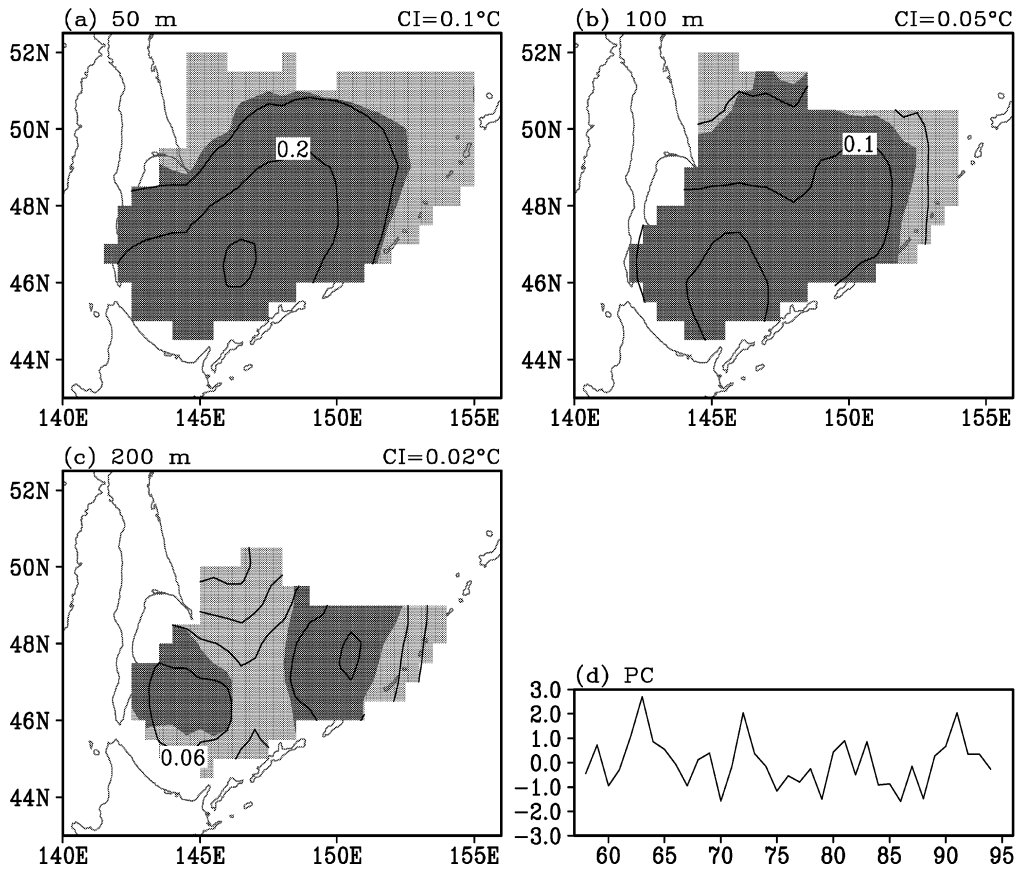


図8. (a)-(c)夏期(5-10月)の水深50, 100, 200 mの水温を結合した EOF 第1モードの空間パターン. 等値線は PC-1 と水温の間の回帰係数で, 薄い陰影は EOF を計算した格子点, 濃い陰影は相関係数が 0.4 以上の領域である. (d) EOF 第1モードの時間関数 (PC-1).

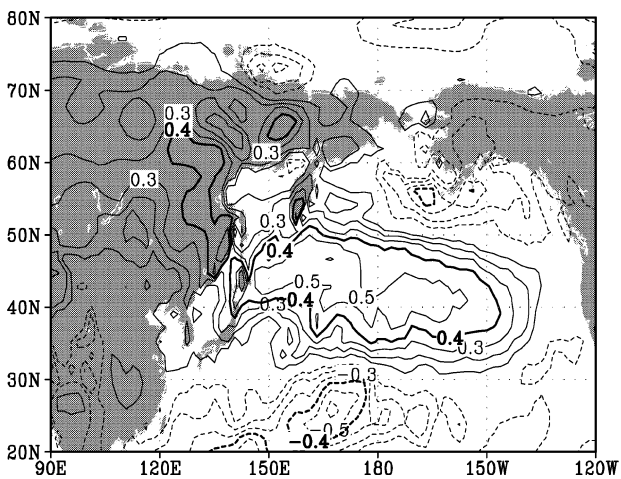


図9. 冬季の表面温度(海上は海表面温度, 陸上は陸面温度)と PC-1 の間の相関係数. 等値線間隔は 0.1 で,  $\pm 0.4$  の等値線は太線で示した.

環<sup>27)</sup>の上流側に位置している可能性を示唆する. そこで冬季の大気の影響をクリル海盆上だけではなく, より大

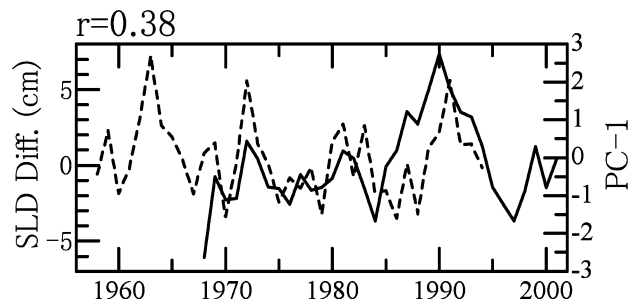


図10. 稚内から網走を引いた海面水位の差(実線, 左軸)と PC-1 (破線, 右軸). 両者の相関係数は 0.38 である.

規模の大気変動の影響に注目して調べる.

図11に PC-1 と冬季の海表面気圧の相関図を示す. 強い負の相関がユーラシア大陸北部に, 強い正の相関が北太平洋上に存在する. さらに十年変動に注目するために7年のローパスフィルタを PC-1 と海表面気圧の両者に用いて同様に相関係数を求めると(図11下), フィルタを用いない場合と同様に強い負の相関がユーラシア大陸

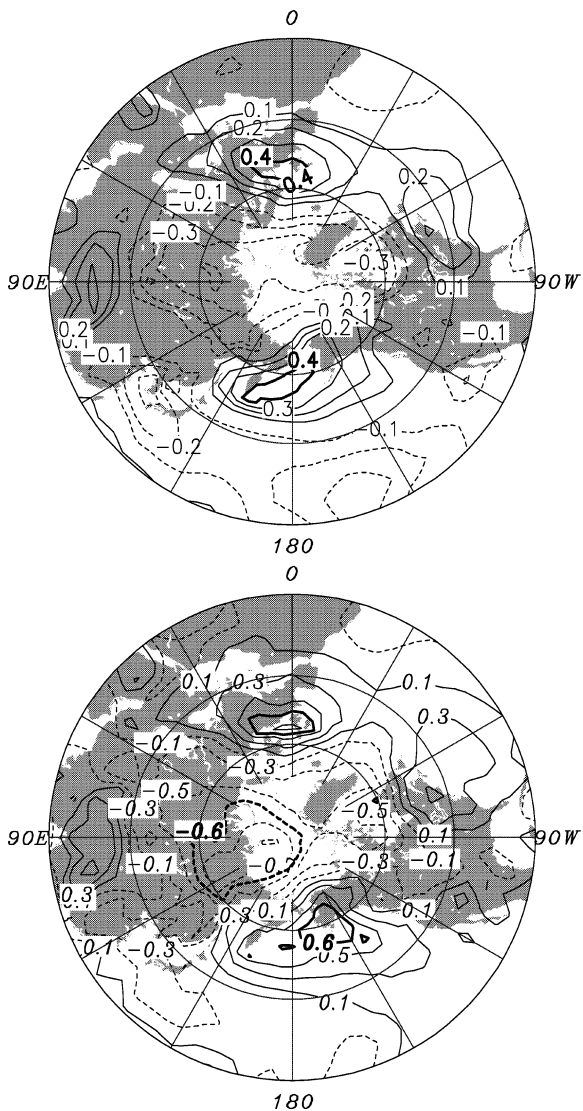


図 11. 冬季の海表面気圧と PC-1 の間の相関係数で、(上パネル) フィルタリングなしと (下パネル) 7 年のローパスフィルタを用いたもの。上パネルの等値線間隔は 0.1 で、0 の等値線は表示していない。下パネルの等値線間隔は相関係数の絶対値が 0.5 以上 (未満) で 0.2 (0.1) である。上パネルは ±0.4、下パネルは ±0.6 の等値線を太線で示した。

北部に、強い正の相関が北太平洋上に位置するが、前者の相関の絶対値は後者の相関の絶対値よりもフィルタを用いた (用いない) 場合に大きい (小さい)。

次に PC-1 と海表面気圧差の時系列を比較する。海表面気圧差は北太平洋北部での領域平均からユーラシア大陸北部の領域平均を引いた差を用いた。両者の共変動は明らかであり、両者の相関係数は 0.49 である (図 12)。この共変動は主に十年変動によるもので (図 13)、7 年のハイパスフィルタを用いて長周期成分を除くと両者の相関は 0.20 と著しく低下する。

さらにコヒーレンス解析はこの結果を支持し、PC-1

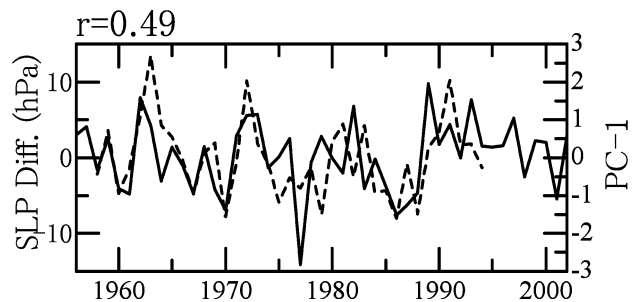


図 12. 図 10 と同じ。ただし海表面気圧の北太平洋北部 (50°-60°N, 160°E-140°W) の平均とユーラシア大陸北部 (50°-80°N, 50°-130°E) の平均の差。両者の相関係数は 0.49 である。

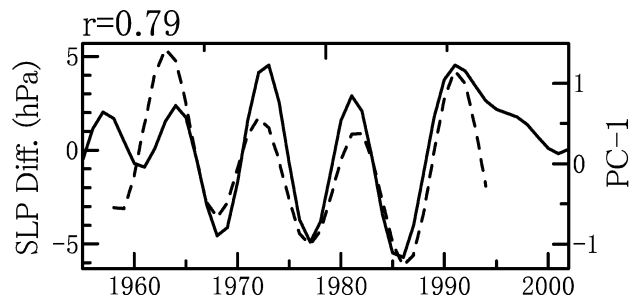


図 13. 図 11 と同じ。ただし 7 年のローパスフィルタを用いて平滑化した。両者の相関係数は 0.79 である。

と海表面気圧差の時系列の間には十年の周期帯において 99%信頼度で有意なピークを持つ (図 14)。また北太平洋北部とユーラシア大陸北部の海表面気圧の領域平均もともに PC-1 と 99%信頼度で有意なピークを持ち、その位相差は 180°である (図示せず)。このことから、北太平洋北部とユーラシア大陸北部の間の、逆位相の海表面気圧変動が東アジアの冬季モンスーンに影響し、オホーツク海南部の夏期の上層水温変動と準十年スケールで関係している。

冬季の 1000 hPa 等圧面高度上の東西・南北風速との回帰図は、夏期のオホーツク海の垂表層が暖かい年に、オホーツク海上で東風と南東風偏差を示す (図 15)。これらの風偏差は温かく湿った空気を北太平洋からユーラシア大陸へと運び、大気-海洋間の顕熱・潜熱フラックス偏差を通じてオホーツク海を暖めている。これらの結果は、強いシベリア高気圧とアリューシャン低気圧に伴う強い東アジアの冬季モンスーンが準十年スケールで、オホーツク海南部の上層水温を冷却していることを示唆する。

#### 4. まとめ

これまで述べてきたように、冬季の海水の十年スケール

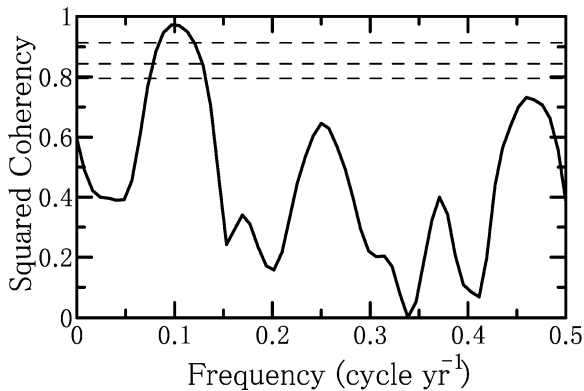


図 14. PC-1 と、海表面気圧の北太平洋北部 (50°-60°N, 160°E-140°W) の平均とユーラシア大陸北部 (50°-80°N, 50°-130°E) の平均の差の間の二乗コヒーレンシー。水平方向の破線はそれぞれ統計的有意性の信頼度 95, 97, 99%を示す。

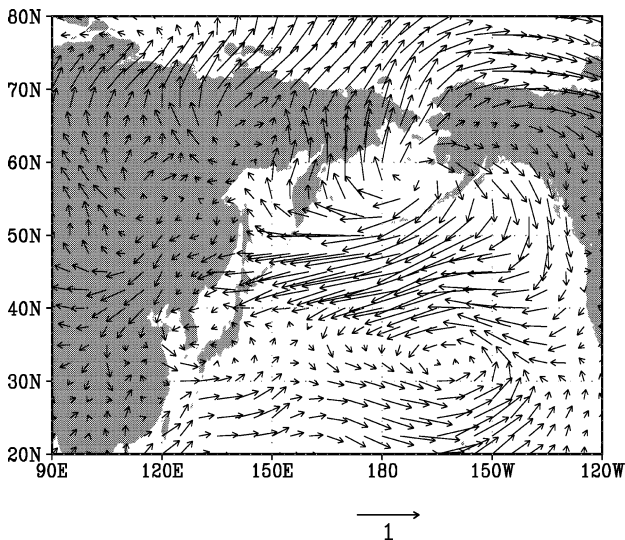


図 15. 1000 hPa 等圧面高度上の東西・南北風速と PC-1 の間の回帰係数。矢印の尺度は 1 m s<sup>-1</sup> である。

ルの変動は、海氷偏差の大きな振幅をオホーツク海北部に持ち、1980 年代初期から 1990 年代中頃にかけての減少傾向と、それ以降の上昇傾向により特徴付けられる。この変動は秋季 (10-11 月) の大気変動と密接に関係しており、秋季の大気による海洋の冷却が冬季の海氷面積の拡大に影響を与えている。一方、夏季のオホーツク海南部の上層水温の十年変動はオホーツク海南部のクリル海盆付近で大きな振幅を持ち、ほぼ十年おきに温暖のピークを持つ準十年変動を示す。また、この変動はオホーツク海のみならず北太平洋北西部に広がる水温偏差を伴う。この変動に対し冬季のユーラシア大陸北部と北太平洋北部の気圧差により生じる海洋の冷却が重要である。

海氷と上層水温の十年スケールの変動は、時間構造は一致しておらず直接の関係は見られない。しかし関係す

る大気循環のパターンは、季節は秋季と冬季で異なるが、共にユーラシア大陸北部と北太平洋北部に気圧の偏差を持ち両者の逆位相の関係が重要であった。すなわち、海氷と上層水温の十年スケール変動の時間構造の違いは、大気の十年変動の時間構造の季節依存性に依ることを示唆する。このことは、オホーツク海の十年変動だけではなく、北太平洋の十年変動について知るためにも興味深い現象である。

### 参考文献

- 1) N. J. Mantua, S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace and R. C. Francis, *Bul. Am. Met. Soc.* **76** (1997) p. 1069.
- 2) S. Minobe, *Geophys. Res. Lett.* **24** (1997) p.683.
- 3) Y. N. Sasaki, Y. Katagiri, S. Minobe and I. G. Rigor, *J. Oceanogr.* (2007) in press.
- 4) S. Minobe and M. Nakamura, *J. Geophys. Res.* **109** (2004) C09S05, doi: 10.1029/2003JC001916.
- 5) C. L. Parkinson, *Ann. Glaciol.* **14** (1990) p.226.
- 6) Y. Tachibana, M. Honda and K. Takeuchi, *J. Meteor. Soc. Jpn.* **74** (1996) p.579.
- 7) Z.-F. Fang and J. M. Wallace, *Pol. Meteorol. Glaciol.* **12** (1998) p.58.
- 8) 山崎孝治, 雪氷 **62** (2000) p.345.
- 9) M. Ogi, K. Tachibana and K. Yamazaki, *J. Meteor. Soc. Jpn.* **82** (2004) p.905.
- 10) K.-I. Ohshima, S. C. Riser and M. Wakatsuchi, *Geophys. Res. Lett.* **32** (2005) L06607, doi: 10.1029/2004GL021823.
- 11) C. L. Parkinson, D. J. Cavalieri, P. Gloersen, H. J. Zwally and J. C. Comiso, *J. Geophys. Res.* **104** (1999) p.20837.
- 12) M. Kanamitsu, W. Ebisuzaki, J. Woollen, S. K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino and G. L. Potter, NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2). *Bull. Am. Met. Soc.* **83** (2002) p.1631.
- 13) N. A. Rayner, D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent and A. Kaplan, *J. Geophys. Res.* **108** (2003) 4407, doi: 10.1029/2002JD002670.
- 14) C. S. Bretherton, C. Smith and J. M. Wallace, *J. Clim.* **5** (1992) p.541.
- 15) Y. N. Sasaki and S. Minobe, *J. Geophys. Res.* **110** (2005) C05011, doi: 10.1029/2004JC002486.

- 16) N. Kimura and M. Wakatsuchi, *J. Geophys. Res.* **104** (1999) p.11137.
- 17) T. Watanabe, M. Ikeda and M. Wakatsuchi, *J. Geophys. Res.* **109** (2004) C09S02, doi: 10.1029/2003JC001905.
- 18) K. Takaya and H. Nakamura, *Geophys. Res. Lett.* **24** (1997) p.2985.
- 19) A. G. Barnston and R. E. Livezey, *Mon. Wea. Rev.* **115** (1987) p.1083.
- 20) I. Yasuda, S.-I. Ito, Y. Shimizu, K. Ichikawa, K.-I. Ueda, T. Honma, M. Uchiyama, K. Watanabe, N. Sunou, K. Tanaka and K. Koizumi, *J. Phys. Oceanogr.* **30** (2000) p.1137.
- 21) S. Levitus, T. P. Boyer, M. E. Conkright, T. O'Brien, J. Antonov, C. Stephens, L. Stathoplos, D. Johnson and R. Gelfeld, *World Ocean Database 1998* vol. 1, *Introduction*, NOAA Atlas NESDOS 18, Natl. Oceanic and Atmos. Admin. (1998) Silver Spring, Md.
- 22) W. B. White, *Prog. Oceanogr.* **36** (1996) p.169.
- 23) H. Nakamura, G. Lin and T. Yamagata, *Bull. Am. Met. Soc.* **78** (1997) p.2215.
- 24) S. Minobe, A. Sako and M. Nakamura, *J. Phys. Oceanogr.* **34** (2004) p.2382.
- 25) M. Wakatsuchi and S. Martin, *J. Geophys. Res.* **95** (1990) p.13393.
- 26) K.-I. Ohshima, M. Wakatsuchi, Y. Fukamachi and M. Genta, *J. Geophys. Res.* **107** (2002) 3195, doi: 10.1029/2001JC001005.
- 27) D. Shimizu and K.-I. Ohshima, *J. Oceanogr.* **58** (2002) p.851.

(2006年10月19日 改訂受付)

---

## Decadal variability in the Okhotsk Sea: Sea-ice and upper ocean temperature

Yoshi Nori Sasaki  
Graduate School of Science, Hokkaido University

Shoshiro Minobe  
Graduate School of Science, Hokkaido University

abstract:

We investigate decadal-scale variations in the wintertime (February-March) sea-ice concentration and warm-season (May-October) water temperature in the upper 200 m of the Okhotsk Sea, as well as their relation to atmospheric circulation. Large decadal-scale variation in wintertime sea-ice occurs in the northern Okhotsk Sea; this variability showed a decreasing trend from 1980 to the mid-1990s and an increasing trend from the mid-1990s to the early 2000s. This sea-ice variation is thermodynamically influenced by the atmospheric conditions during the late autumn (October-November). The atmospheric conditions in late autumn for the positive sea-ice anomalies exhibit cold air-temperature anomalies over the Okhotsk Sea and wind anomalies blowing into the Okhotsk Sea from Siberia. These atmospheric conditions in late autumn are related to 700-hPa geopotential height differences between the Bering Sea and northern Eurasia. The dominant upper-ocean temperature fluctuations in the southern Okhotsk Sea have a monopole structure with the maximum amplitude in the Kuril Basin; corresponding time series exhibit prominent quasi-decadal variability over the period 1958-94. This variability is closely related to wintertime differences in sea-level pressure between northern Eurasia and the northern North Pacific.

## 佐々木克徳

〒060-0810 札幌市北区北 10 条西 8 丁目  
北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻  
海洋気候物理学研究室  
日本学術振興会特別研究員 DC  
e-mail: sasa@ep.sci.hokudai.ac.jp

## 見延庄士郎

〒060-0810 札幌市北区北 10 条西 8 丁目  
北海道大学大学院理学研究科自然史科学専攻  
海洋気候物理学研究室  
Tel/Fax: 011-706-2644  
e-mail: minobe@mail.sci.hokudai.ac.jp