

東海大学大学院平成 25 年度博士論文

北太平洋西部亜寒帯域における傾圧変動と  
親潮域への影響

指導 河野 時廣 教授

久保田 雅久 教授

東海大学大学院地球環境科学研究科

地球環境科学専攻

佐藤 政俊



## 目次

1. 緒言.....	2
1-1. 親潮の概要と社会への影響.....	2
1-2. 親潮変動に関係する物理過程および本研究の目的.....	3
2. 北太平洋亜寒帯における傾圧ロスビー波の伝搬特性.....	8
2-1. 緒言.....	8
2-2. 資料と方法.....	9
2-3. 結果.....	12
2-4. 考察.....	13
3. ブッソル海峡太平洋側で発生する高気圧性渦（クリル渦）の消長過程.....	34
3-1. 緒言.....	34
3-2. 資料と方法.....	35
3-3. 結果.....	37
3-3-1. 解析領域内の高気圧渦の南北移動と面積の時間変化.....	37
3-3-2. 減少期と増加期の渦の挙動.....	38
3-4. まとめと考察.....	39
4. 考察.....	56
4-1. 傾圧ロスビー波およびオホーツク海水による北海道南東海域への影響.....	56
4-1-1. 傾圧ロスビー波の親潮流量長期変動への影響.....	56
4-1-2. オホーツク海水による高気圧性渦の形成と北海道南東海域への影響.....	58
4-2. 親潮の長期変動モニタリングと短期変化.....	61
5. 結論.....	77

## Reference

## 謝辞



## 1. 緒言

### 1-1. 親潮の概要と社会への影響

北太平洋亜寒帯域には半時計回りに亜寒帯域を循環する亜寒帯海洋循環系が存在し、親潮は西岸境界流として循環系の一部を形成している。親潮はカムチャッカ半島から南下する東カムチャッカ海流から連続し、千島列島沿いと北海道南東岸を南西方向に流れる。その後、北海道南岸および北部本州東岸において北東向きに反転離岸し、親潮続流となって東方に流れる。親潮により運ばれる水（親潮水）は、ベーリング海、オホーツク海、および北太平洋亜寒帯海域といった北方起源の海水で構成されている。そのため、この続流に沿って親潮前線が形成され親潮前線の北には低温、低塩の親潮水が広がる親潮域が形成される (Fig.1-1) (川合, 1972; Kono, 1997)。

親潮は西岸境界流として亜寒帯循環系の内部領域を北向きに輸送されるスベルドラップ輸送量を補償する流れとしての性質をもつ一方、局所的には岸を右にみて流れる陸岸を境界とした地衡流とみなすことができる。そのため北海道から北部本州東岸の沿岸域を流域に含み、沿岸の水塊輸送を通じて日本周辺の海況・気候・水産に強い影響を与える。例えば気候との関連としては、親潮流量が変動する事で生じる親潮の異常南下は日本東岸海域の5~6月の海面水温を変化させ、同時期の日本沿岸の気温を低下させる事が報告されている (e.g., 吉永ら, 1998 ; 野口, 2001)。

水産資源の影響に着目すれば、親潮が輸送する北方由来の低密度で栄養塩が豊富な水は春期の植物プランクトンブルームを発生させる要因の一つとなり日本近海の高い生物生産を支えている (e.g., Kasai et al., 1998; Kono and Sato, 2010) 。北海道沿岸で産卵、生長するスケトウダラは北海道および東北海域の重要な水産資源となっているほか (Shida et al., 2007), 沿岸域のホタテガイやコンブなど豊かな資源に恵まれている。また黒潮域で生まれたサンマやマイワシは、親潮域を成魚の索餌域としている事が報告されている (e.g., Watanabe and Nishida, 2002) 。そのため、親潮や黒潮の勢力の経年的な変化は、表層の水温場や流動場の

変化をとおして、これら資源生物の初期生残の経年変化や回遊経路の変化と密接に関係すると考えられている (e.g., Yasuda and Watanabe, 1994).

このように親潮の表層における流れの季節・経年変動は日本近海における海洋のみならず気候、水産業に対しても重要であり、その要因を解明し予測することが求められている。そのためには親潮変動の長期的なモニタリングと、親潮変動に影響を及ぼす物理過程の理解が必要である。とりわけ、地球温暖化の影響が大气と海洋に顕著に現れ始めていることから (e.g., Levitus et al., 2005) , これらの研究はますますその重要性が高まっているといえよう。

## 1-2.親潮変動に関する物理過程および本研究の目的

親潮変動に影響を及ぼすと考えられる物理過程には様々な時空間スケールのものが存在する。西岸境界流は循環全域での広域的な風応力で励起されたロスビー波の西方伝播によって維持され変動する。そのため、亜寒帯循環系ではアリューシャン低気圧による季節・経年変動に対して順圧ロスビー波を通じて数ヶ月で応答するとされている (Isoguchi et al., 1997; Qiu, 2002)。一方で高緯度域での傾圧ロスビー波は順圧ロスビー波に比べて伝搬速度が遅く、熱帯域や亜熱帯域に比べて相対的に分散性が大きい。しかし、親潮続流域を含む北太平洋中緯度域では 1000km 程度の波長を持った西進する傾圧ロスビー波が観測されており、それらは順圧応答に対して非常に遅い速度で西方に伝搬するため経年スケールの変動に影響するとされている (Chelton and Schlax, 1996)。

このように親潮は外洋からのエネルギーを受けて千島列島から北海道～東北沿岸にかけての陸岸を境界として流れ、南下する際には縁辺海—オホーツク海の影響を大きく受ける。オホーツク海は千島列島によって太平洋と隔てられており、北太平洋では最も低緯度で海水が形成される。また、シベリア大陸の河川から淡水が供給されるため、表層は太平洋より低塩分であるとともに、千島列島周辺の潮汐混合や海水形成にともなうブライン溶出・

沈降によって鉛直混合がさかんであり、太平洋よりも海水特性は鉛直一様、すなわち低渦位である (e.g., Gladyshev, 2003; Itoh et al., 2003) . こういった太平洋と海水特性を異にするオホーツク海水は列島の海峡を通じて太平洋へと流出する (Katsumata et al., 2004 ; Ohsihima et al., 2010) . オホーツク海水は太平洋側の海水に比べて低密度かつ低渦位なので、その影響は海水特性のみならず沿岸の流動特性に流出量の時間変動と対応した影響を及ぼすと考えられる. またこのような異なる海水特性を持つ海水が流域内に流入してくる事で、大小様々な渦が形成される. その中でも寿命が数ヶ月から数年で空間スケール数百 km 程度の中規模渦が親潮域周辺では頻繁に観測されている (Isoguchi and Kawamura, 2004; Itoh and Yasuda, 2010) . それらの起源は様々だが、孤立水塊として周囲と異なる海水を運び、通過する際に周囲の海水特性及び流れに大きな影響を与える.

特に北海道南東域では上流からのみならず南から北上してくる亜熱帯起源の渦も頻繁に通過するため、さらに複雑な分布をしている. そのため、渦の時空間スケールよりもより小規模な変動が観測されている. それらは渦から派生するストリーマ (森永, 2004) や慣性振動 (Tomosada and Inagake, 1986) で、それらは数日、数 km の時空間スケールの変動を引き起こす.

この様な親潮流域周辺で観測された物理過程を時空間スケールで分類すると Fig.1-2 のように整理できる. 上述してきたように、これらの物理過程の一般的性質や局所的な特性の概要は明らかではあるものの詳細については不明な点が多い. 例えば、亜寒帯域での傾圧ロスビー波の伝搬特性や西岸への影響、各中規模渦の消長過程、数日、数 km の時空間スケールをもつ変動の変動幅などがあげられる. それらはいずれも密度構造に起因する物理過程であり、時空間スケールが様々に及ぶため、詳細を解明するには広範囲に渡る長期間のデータの蓄積、それらを十分に分解できる時空間分解能の高いデータが必要であるが、従来の研究では何れもそれらの取得が困難であった.

しかし近年では広範囲にわたる人工衛星海面高度計によるデータが長期間蓄積されてき

ている。これによって、これまでは不可能だった広域的な中規模渦の分布や移動特性 (Itoh and Yasuda, 2010) , また大洋を横断する傾圧ロスビー波の全球規模の統計的な性質 (Polito and Liu, 2003) などが調べられてきている。加えて、2007年4月に親潮流域である北海道南東海域で船舶による1ヶ月間の毎日CTD観測が実施された。この観測結果を用いることで人工衛星に匹敵する時間分解能で、海水特性の鉛直構造を調べる事が可能となった。

そこで、本研究ではそれらのデータを用いて親潮の上流域である千島列島沿いを含む北太平洋亜寒帯域での密度構造に起因する物理過程(傾圧変動)の変動特性を調べた。まず2章では亜寒帯域で観測された傾圧ロスビー波の伝搬特性について、3章は千島列島沿いで見られるクリル渦の消長と関連するオホーツク海水の流出について述べる。また4-1節では2~3章で明らかにした傾圧ロスビー波とオホーツク海水の流出が北海道南東海域に与える影響について人工衛星と毎日CTD観測をもちいて考察をおこない、4-2節ではそれらの定量的な評価に必要な親潮の長期モニタリング資料解析の際に問題になる短期変化の影響について考察をおこなう。5章では結論として明らかになった成果の意義について述べる。

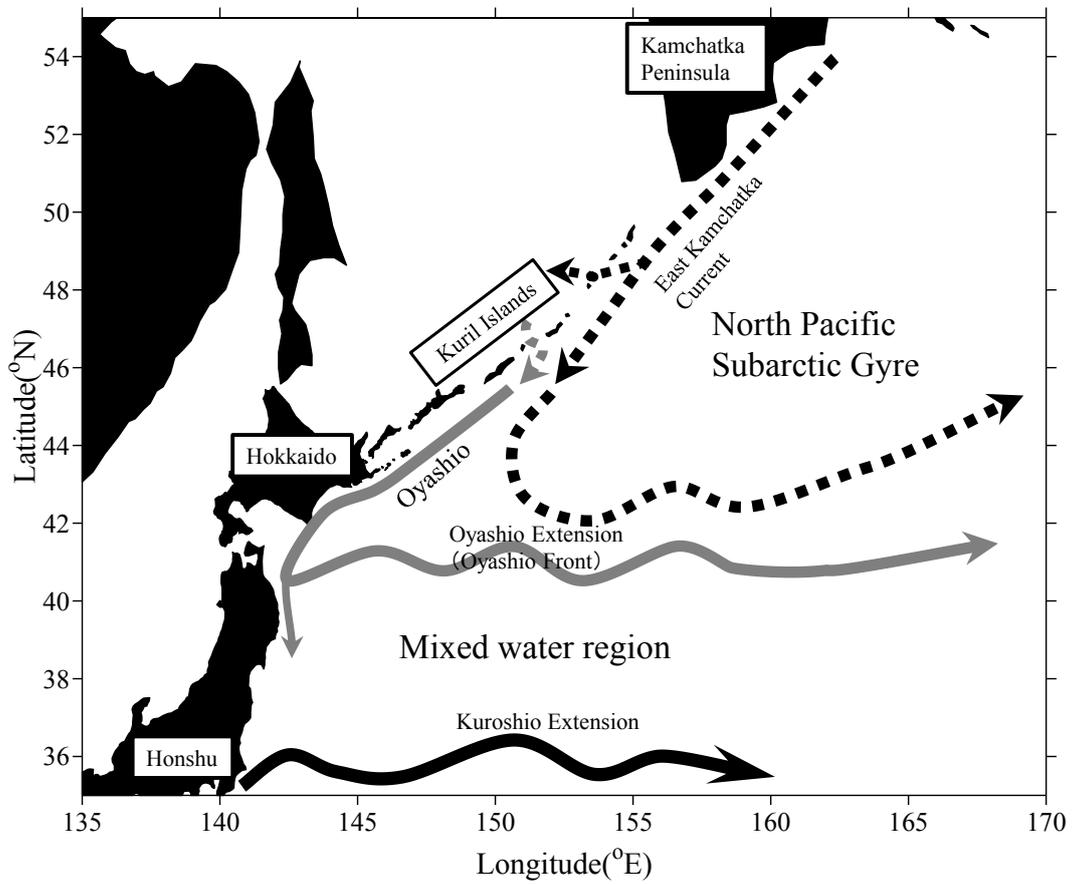
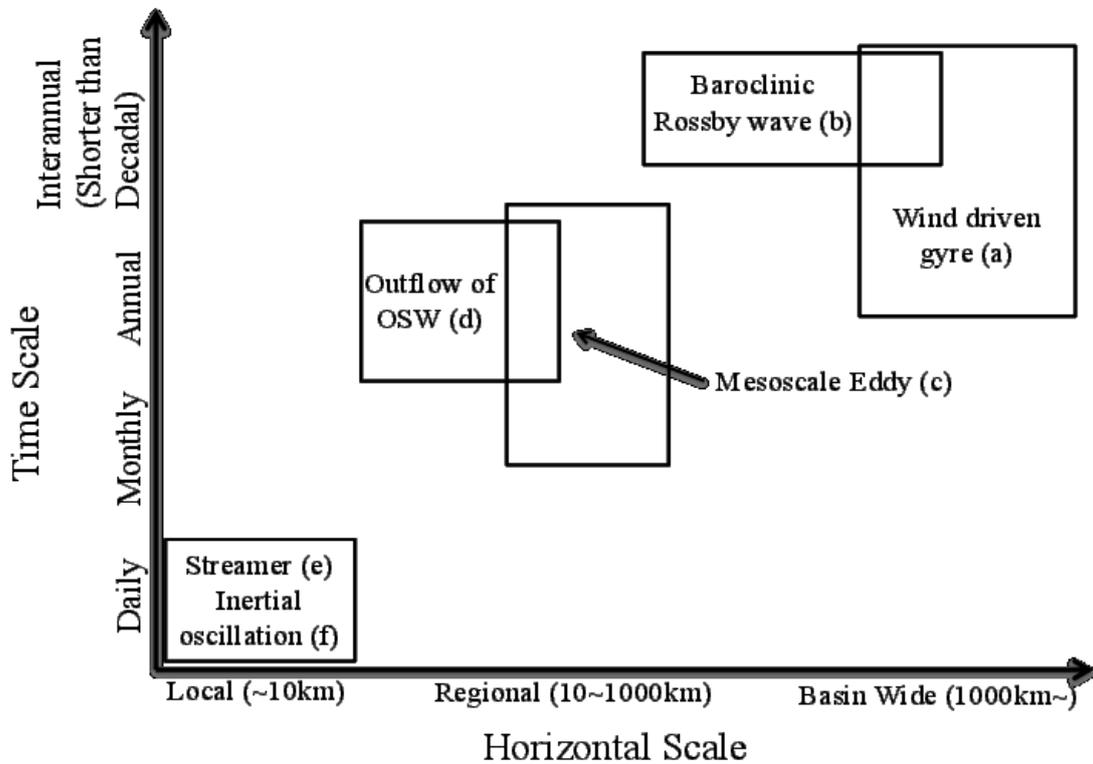


Fig.1-1 Schematic of the currents in the western subarctic North Pacific.



(a) Isoguchi et al., 1997; Qiu, 2002

(b) Chelton and Schlax, 1996

(c) Isoguchi and Kawamura, 2004; Itoh and Yasuda, 2010

(d) Katsumata et al., 2004 ; Ohsihima et al., 2010

(e) 森永, 2004

(f) Tomosada and Inagake, 1986

Fig.1-2 Spatial- and temporal scales for ocean physical processes that can influence the Oyashio.

## 2. 北太平洋亜寒帯における傾圧ロスビー波の伝搬特性

### 2-1. 緒言

人工衛星による海面高度偏差場からは、極域と赤道周辺を除く低・中緯度域において波長数百～数千 km の東西波長を持つ西進する波の卓越が観測されており、それは伝搬速度から傾圧第 1 モードのロスビー波だと考えられている (e.g., Chelton and Schlax, 1996). これら傾圧第 1 モードの長波長なロスビー波は、一般的には風応力によるエクマンポンピングによって形成され、西方に一定速度で伝搬する非分散性の波である。その為、傾圧ロスビー波と共に西岸境界流の形成と維持に重要な役割を果たすと同時に、傾圧ロスビー波に比べて伝搬速度が遅いため、西岸境界流の経年変動成分に影響を及ぼすことが報告されてきた。

北太平洋での傾圧ロスビー波の研究は主に亜熱帯域が主であり、傾圧ロスビー波と西岸境界流である黒潮との関係が調べられてきた。たとえば、Akitomo et al. (1996) は黒潮流量の経年変動パターンと風応力から推定された傾圧ロスビー波の到達時期が対応することを示し、Kawabe (2000) は黒潮域の沖合と沿岸の海面高度偏差が傾圧ロスビー波の伝搬により変化し、黒潮流量を変動させる事を示した。

一方で、亜寒帯域での研究例は少ない。亜寒帯域を含む高緯度域では伝搬速度が中緯度域に比べて遅いため、太平洋東岸から西岸まで伝搬するのに 15 年以上を要する (Chelton and Schlax, 1996; Killworth et al., 1997) . そのため、それらの検出には長期間におよぶ観測データが必要でありその詳細を把握するのが難しかった。しかし近年では人工衛星による海面高度偏差場の蓄積によって亜寒帯域を含め全球での特性が明らかになりつつある。

全球の海面高度偏差場を用いて統計的な特性を明らかにした研究では、亜寒帯域の南限付近である 40°N を境に傾圧ロスビー波の振幅が南側に比べて大きく減少する事が示されている (Polito and Liu, 2003). このような亜寒帯域での特性は伝搬速度が遅いことによる波の分散性が高いためと考えられており、西部亜寒帯海域では 6 年程度で減衰してしまうと考えられてきた (Qiu, 2002) .

しかしこの振幅の特性はあくまで東西および観測期間を平均したものであり、亜寒帯域で傾圧ロスビー波が西岸に影響しない事を必ずしも意味しない。たとえば、平均振幅が小さくてもイベント的に強い波の伝搬が西岸へ影響する可能性や、伝搬速度が遅くても西岸境界近くで発生した伝搬が減衰する以前に到達する可能性もある。こういったことを示唆する研究結果も近年では報告されている。

たとえば近年数値モデルによって、西岸境界に近い西部亜寒帯循環域で風応力により発生した傾圧ロスビー波が3年程度で西岸境界に到達し、親潮変動に寄与する可能性も示されている (Nonaka et al., 2008)。また人工衛星による海面高度観測によっても太平洋の中緯度域では 170°E 付近の天皇海山列以西で傾圧ロスビー波の振幅が強いことが報告されている (e.g., Chelton and Schlax, 1996, Polito and Liu, 2003)。つまり、東岸以外を発生源とした傾圧ロスビー波が、亜寒帯海域でも親潮に対して影響を与える可能性がある。それらを明らかにする為には、統計的な解析の他に各海域に焦点をあてその東西方向の時間変化を調べる必要がある。

そこで本研究では、亜寒帯域の 40~48°N 範囲に焦点をあてて海面高度偏差場の変動特性を調べ、西部亜寒帯域での傾圧ロスビー波の西方伝搬を確かめるとともに、これらの波の発生源および発生過程について考察した。

## 2-2.資料と方法

資料には AVISO/CLS (<http://www.aviso.oceanobs.com/>) より提供されている、1/3°に格子化され、7日ごとに平均された海面高度偏差場から 1992年10月~2012年10月のデータの 38~48°N, 130~240°E の範囲でオホーツク海を除く領域を月平均して用いた (Fig.2-1)。この海面高度偏差場は複数の人工衛星 (TOPEX/POSEIDON, ERS-1, Jason-1, Envisat, Envisat new, Cryosat-2) で観測された絶対高度に対して各種補正 (大気, 海洋潮汐, 電離層, Sea State Bias) を行い、平均場からの値を格子化している。この平均場は長期間人工衛星で観測され

た補正済みの絶対高度を用いているためジオイドの空間変化と海洋構造の平均場が含まれている。海面高度偏差はこの両者からの差として表される。ロスビー波は平均場からの変動成分として現れるため、本研究ではこの偏差を用いて東西方向の海面高度の変位とその時間変化を解析する。

様々な空間スケールの変動を含む海面高度偏差から主に対象とする非分散の傾圧第 1 モードのロスビー波を抽出するためには短波長の変動を除く必要がある。ここでその波長をロスビー波の理論解から見積もった。この波の理論的な分散関係は以下の様な式で表され、

$$\omega = -\frac{\beta k}{k^2 + l^2 + \frac{1}{\lambda^2}} \quad (1),$$

ここで、 $\omega$  は角周波数、 $k$  と  $l$  はそれぞれ東西、南北波数を示し、 $\beta$  はコリオリ力の緯度方向の変化率を、 $\lambda$  はロスビーの内部変形半径を示す。このとき波長 ( $2\pi/\sqrt{k^2 + l^2}$ ) が内部変形半径よりも十分に大きい場合、伝搬速度が波長に依存せず西進する非分散波となる。ロスビーの内部変形半径  $\lambda$  は以下の (2) 式で表される。

$$\lambda = \sqrt{g h_0 (\rho_2 - \rho_1) / \rho_2 / f} \quad (2),$$

ここで、 $g$  は重力加速度、 $h_0$  は海洋を 2 層に分けた場合の上層の厚み、 $\rho_1$  と  $\rho_2$  はそれぞれ上層と下層の平均密度、 $f$  はコリオリパラメータを示す。40°N で東西平均した気候値 (Levitus and Boyer, 1994) の密度場を用いて計算した (Table 2-1)。なお上層の厚みには本海域でのブランドバイサラ振動数の極値を参考に設定した (Emery et al., 1984)。その結果 40°N での内部変形半径は 29km となり、40~48°N の範囲ではおよそ  $\lambda = 25 \sim 29$  km となる。これ

に対して十分に大きな波長を持つ変動を今回は対象とする。

実際の海面高度偏差場に含まれる変動の卓越波数を調べる為に、40°N と 45°N の緯度線上で東西波数に対するパワースペクトルを FFT 法により 1 ヶ月毎に計算しそれらを観測期間すべてで平均したものを Fig.2-2 に示す。観測期間は 181 ヶ月で自由度は 362 であった。その結果、両緯度帯では東西波長に換算すると 3000km 周辺にピークが見られ、さらに 300~1500km の範囲にも複数のピークが見られた (Fig.2-2)。また波長 300km 以下のパワースペクトルは大きく減衰する傾向が見られた。これらの 300~1500km の長波長をもつロスビー波は西進することが期待できる。一方、過去の傾圧ロスビー波の検出を行った研究では、数千 km 以上の長波長領域に関しては大気との熱交換に伴うステリックな変動の影響が大きいため除外されていた (e.g., Chelton and Schlax, 1996)。

そこで、波長が 300~1500km の範囲の成分を抽出するために海面高度偏差生データに帯域通過フィルターを用いた。帯域通過フィルターはガウシアン型を採用し、9 項の低域通過フィルターと 41 項の高域通過フィルターを組み合わせで設計した。設計されたフィルターは波数  $1.15 \times 10^3 \text{ (km}^{-1}\text{)}$  (波長 881km) に通過域のピークをもち、低波数側に急峻な、高波数側に緩やかな遷移域を示した (Fig.2-3)。これは、低域通過フィルターの項数が少ないためこれらの高周波成分を十分阻止できないことを示す。しかし、前述のとおり、パワースペクトルは波数  $0.33 \times 10^3 \text{ (km}^{-1}\text{)}$  (波長 300km) のピークから波数の増加とともに大きく減少するため、波長 300~1500km の成分の伝搬特性を解析することが可能だと考えられる。格子間隔は  $1/3^\circ$  (40°N : 37km) であるため、精度の低くなる東西陸岸から 800km 以内は使用せず除外した。解析においては、まず抽出された高度偏差の変動について平均的な振幅の水平分布を把握するために、各格子点での時間変動成分の Root mean square (RMS) を計算して、高度偏差の時空間変動を解析した。

### 2-3.結果

帯域通過フィルターで抽出した海面高度偏差の時間変動 RMS 水平分布を示す (Fig.2-4). 変動は解析領域の東側に比べて西側で大きく, 特に解析領域の西端から 170°W における南端から 42°N までの範囲に変動の大きな領域が見られた. RMS の大きい領域での東西構造を詳しく調べる. 40°N 線上の RMS は 175°E 付近で 6.7cm の最大値をとり, それより東側 180°E では 3.6cm まで下がり, 170°W 以東では 2.0cm 以下まで低下していた (Fig.2-5b). それにたいして 175°E 以西では減少するものの東側に比べて緩やかであり, 最も低くなる 155°E で 4.2cm となっていた. 一方, 42°N 線上の 175°E 以東では, 175°E 付近の極大構造とその東側で急激に RMS が低下する 40°N 線上と同様の傾向が見られた (Fig.2-5a). 175°E より西側での構造は 40°N 線と異なり, 175°E 以東と同様に急激に RMS は低下し 160°E で 2.0cm 以下となっていた.

この極大を示した 175°E 線上と 160°E 線上の RMS の南北構造を示す (Fig.2-6). 160°E と 175°E とともに, 南側が大きく北に向かって小さくなる傾向は共通していた. しかし 160°E 線上では 39°N で 7.1cm だが, 41°N で 2.6cm まで急激に減少し 41°N 以北と以南で大きな差が存在する (Fig.2-6a). 175°E 線上では 41°N でも 5cm 程度と比較的北側まで RMS が高い傾向が見られた (Fig.2-6b). すなわち, 亜寒帯での変動の大きな 40~42°N, 150°E~170°W の範囲に限られたが, その中でも 175°E 以西の構造が南北で大きく異なっていた. そこで次に 40°N と 42°N, 変動があまり見られなかった 45°N 線上での帯域通過フィルターで抽出した海面高度偏差の東西時空間特性を調べた.

40°N の時空間断面を示す (Fig.2-7). この線上では 170°W 以西で正負ともに多くの偏差のピークが西へと移動しており, 変動が西方に伝搬することが示唆された. そこで各時間線上で東西変動の極大と極小を検出し, その中で絶対値が 4cm 以上の偏差を抽出し (Fig.2-8), 150°W 以西でこれら極値の西への移動を追跡した. その結果, 半年以上継続して追跡できた変動の西方伝播は観測期間において正偏差で 21 個, 負偏差で 23 個であった (Table 2-2,

2-3). なお極大と極小が途切れても同符号の偏差が継続する場合は連続した伝搬と解釈した。それらの発生点は  $170^{\circ}\text{E}\sim 170^{\circ}\text{W}$  の範囲で多く見られた。これらの変動は全て解析領域の西端まで到達するわけではなく、観測期間中に  $153^{\circ}\text{E}$  以西まで到達する正偏差は 1995 年 10 月, 1998 年 11 月, 2000 年 10 月, 2001 年 9 月, 2005 年 12 月, 2011 年 9 月の 6 偏差, 負偏差は 1995 年 11 月, 1997 年 1 月, 2000 年 3 月, 2005 年 5 月, 2012 年 5 月の 5 偏差であった。

これらの連続した極値の頂点位置を最小二乗法で線形近似し, その傾きから各伝搬速度を計算し正偏差と負偏差それぞれの平均速度と標準偏差を計算した (Table 2-2 2-3)。平均速度はおよそ  $2.3\text{cm/s}$ , 標準偏差は正偏差で  $0.26\text{cm/s}$ , 負偏差で  $0.44\text{cm/s}$  となった。またこれらの偏差の幾つかは同期間に正負の偏差が対となって伝搬していた。それらの対になった正負偏差の頂点間距離の 2 倍を波長として定義し観測期間中の波長を計算すると, 波長の範囲は  $500\sim 1100\text{km}$  で平均は  $740\text{km}$ , 標準偏差は  $114\text{km}$  となった。しかし頻度として最も多いのは  $500\sim 600\text{km}$  の波長であった (Fig.2-9)。

$42^{\circ}\text{N}$  と  $45^{\circ}\text{N}$  線上の時空間断面を示す (Fig.2-10)。 $42^{\circ}\text{N}$  では  $65^{\circ}\text{E}\sim 175^{\circ}\text{W}$  の範囲に振幅が大きい変動が見られ, それらの大部分は西方に伝搬する様子が見られた (Fig.2-10a)。しかし  $40^{\circ}\text{N}$  線上と異なりそれらの変動は解析範囲の西端までの伝搬は明瞭ではなかった。また,  $155^{\circ}\text{E}$  と  $170^{\circ}\text{E}$  線上では 2001~2003 年などに数年にわたる非伝搬成分も見られた。

$45^{\circ}\text{N}$  線上では 1994~2001 年までの間に  $165^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}$  に西方に伝搬する変動が見られたが, これも解析範囲の西端までは到達していなかった (Fig.2-10b)。それ以外の期間は伝搬自体がほとんど観測されなかった。

## 2-4. 考察

波長  $881\text{km}$  に周波数応答の極大をもつ帯域通過フィルター (Fig.2-3) で抽出した海面高度偏差場から, 西岸へ外洋から伝搬する変動の特性を調べた。その結果, 解析領域の西端から強い変動が連続する領域は  $42^{\circ}\text{N}$  より南の,  $170^{\circ}\text{W}$  以西に限られていた (Fig.2-4)。図

には示さないが、帯域通過フィルターを施さない生の海面高度偏差の時間 RMS の変動も同様のパターンを示すとともに、パワースペクトルの大きな長波長の変動には顕著な西方伝搬の特徴がみられなかった。すなわち、帯域通過フィルターで抽出した波長が 300~1500km の変動が西方伝搬する卓越成分であると考えられる。

振幅の大きかった 40°N 線上では波長 500~1100km の正負の偏差が観測期間通じて西向きに伝搬しており (Fig.2-8), その伝搬速度は 2.3cm/s であった。これらのうち幾つかは解析領域の西端まで到達しており、西岸域である北海道南東海域まで到達する可能性がある。観測された変動の波長  $\lambda$  (500~1100km) と伝搬速度  $C$  (2.3cm/s) から周期は  $T=C/\lambda$  で計算され、伝搬経路のある西岸域において 7 ヶ月~16 ヶ月程度の周期帯の変動に影響を及ぼすと考えられる。西岸に到達した変動の影響については第 4 章で考察する。42°N 以北では 40°N と同様に 175°E 付近の RMS が高かったが、そこから西方に伝搬する信号の数が少なく西方伝搬は見られても西岸まで到達していなかった (Fig.2-10)。

これらの伝搬成分が傾圧第 1 モードのロスビー波であるか調べるために、理論的な伝搬速度との比較を行った。非分散の傾圧第 1 モードのロスビー波の理論的な伝搬速度  $C$  は (1) 式から (3) 式のように表すことができる、

$$C = \frac{\omega}{k} \doteq -\beta \lambda^2 \quad (3)$$

ここで 40°N の伝搬速度を  $\lambda = 29\text{km}$  と  $\beta = 1.75 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$  から計算すると 1.5 cm/s になる。これに対して観測された伝搬速度は標準偏差を加味してもやや速い傾向にあった。これは過去の観測でも指摘されており、その説明に関しては二つの仮説が提唱されている。一つは平均流による移流と渦位変化が伝搬速度に影響している可能性であり (Killworth et al., 1997), もう一つはフィルターの帯域通過幅が広いと誤差を無視できない解析手法上の問題である (Zang and Wunsch, 1999)。今回の結果からはどちらの影響かを議論する事は出来ないが、少なくとも過去に観測された伝搬速度と大きくは異なることから (Chelton and Schlax,

1996 ; Polito and Liu, 2003) , 今回観測した西方伝搬は傾圧第 1 モードのロスビー波であると考えられる.

40°N で西岸まで到達する傾圧ロスビー波は主に 170°E~170°W から発生しており, また西岸まで伝搬しないものの 40~48°N で抽出された海面高度偏差 RMS が 175°E 付近で極大構造を示した (Fig.2-4). このことは, 170°W 以東では傾圧ロスビー波規模の擾乱は発生しないか直ちに減衰することと, 170°E~170°W にこの擾乱の発生源もしくは振幅を増幅する原因があることを示唆する. これは過去の観測でも指摘されてきており (Chelton and Schlax, 1996), その要因としては風応力, 密度構造, 海底地形などの影響が考えられる. そこで以降ではそれらの分布と今回得られた結果から発生要因について考察を行なう.

まず, 160°W 以東の解析領域で時間 RMS が低いこと (Fig.2-4) について東西の密度構造の違いから考察する. 年平均の気候値 (Levitus and Boyer, 1994) から 40°N の東西密度断面を示す (Fig. 2-11) . 東西の構造をみると, 170°W 以西の 0~200m 深は比較的一様で, 弱い躍層が 200~600m 深に存在していた. 一方で 160°W 以東では 200m 以浅に顕著な躍層が存在している. 密度構造の水平変化はロスビーの内部変形半径の変化を通して伝搬速度に変化を及ぼし, ひいては減衰の程度を左右する. しかし, 気候値から計算される 40°N における東西の内部変形半径は 130°W で 27.6km 程度, 170°E で 31.8km 程度であり (Emery et al., 1984) , (3) 式に示す伝搬速度に換算するとそれぞれ 1.3cm/s および 1.8cm/s と同程度であった. すなわち, 時間 RMS が低い 160°W 以東でもロスビー波の発生源があれば 170°W 以西と同様に西方伝播は見られると考えられる.

続いて 170°W 以西でのロスビー波の発生源について考察する. 傾圧ロスビー波は一般的には風応力の回転成分  $Curl\tau$  によるエクマンポンピングによって形成される. そこで今回の人工衛星観測期間である 1992~2012 年までの 1 日間隔で 200km 格子上的 NCEP の再解析による海上 10m の風速値から ( <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml> ), 東西南北 2 個ずつの格子を用いて風応力の回転成分  $Curl\tau$  を計算した. ここで風応力の東西

成分  $\tau_x$  と南北成分  $\tau_y$  は海上 10m の風速 ( $u$ ,  $v$ ) から以下の式で計算される,

$$\tau_x = C_d \rho u^2, \quad \tau_y = C_d \rho v^2,$$

ここで  $C_d$  は抵抗係数,  $\rho$  は大気密度をしめし, 抵抗係数は風速によって変化する可変値もちいた (Gill, 1982). それらは以下の様に計算した,

$$C_d = 10 \times 10^{-3} \quad \text{for } \sqrt{u^2 + v^2} \leq 6 \text{ ms}^{-1},$$

$$C_d = (0.61 + 0.063 \times \sqrt{u^2 + v^2}) \times 10^{-3} \quad \text{for } 6 \text{ ms}^{-1} < \sqrt{u^2 + v^2} < 22 \text{ ms}^{-1}.$$

$\text{Curl}\tau$  は  $\tau_x$  と  $\tau_y$  を用いて以下のように表される.

$$\text{Curl}\tau = \frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y}.$$

こうして計算した 11 年間にわたる 1 日ごとの  $\text{Curl}\tau$  の時系列から時間 RMS を計算し, エクマンポンピングの変動幅について水平分布を調べた (Fig.2-12).

その結果アリューシャン列島沿いの  $50^\circ\text{N}$ ,  $175^\circ\text{E}$  に  $\text{Curl}\tau$  の極大構造がみられるが,  $45^\circ\text{N}$  以南では西向きに単調増加の傾向を示していた. 全期間をとおしての RMS では時間的に不規則な変化を示すことはできないものの, 平均場としては  $170^\circ\text{E} \sim 170^\circ\text{W}$  で局所的に傾圧ロスビー波の発生を促すような構造は存在せず, 風が変動要因とみられる変動では全期間を通して観測された傾圧ロスビー波の発生を説明出来ない.

以上述べてきたように,  $170^\circ\text{W}$  以東には発生要因および西方伝搬する強い変動がなく, 発生海域と考えられる RMS 極大がみられる  $170^\circ\text{E} \sim 170^\circ\text{W}$  ではとりわけ強い風応力はみられなかった. そこで, 局地的に大きな擾乱を起こしうる海底地形と流動場に注目する. 本

海域では南北に天皇海山列が存在し (Fig.2-1), 40°N では 170°E 付近が周辺に比べて 2000 m 以上も浅くなっている (Fig.2-11). さらにこの海域は南下した親潮が東へと返る続流域にあたり, この天皇海山を横切るような東向きの流れが存在する (Fig.2-13). こういった海底地形を流れや傾圧ロスビー波が横切る際に傾圧変動を引き起こす事が示唆されている (Isobe and Imawaki, 2002; Ihara et al., 2002). とりわけ, この天皇海山の東側には東部亜寒帯循環のスベルドラップ輸送流に対する境界流として天皇海山に補足されるような季節的に変化する南北流が観測されている (Wagawa et al., 2012). こういった季節的に変化する南北流が存在した場合, 平均流として存在する東向きの親潮続流に蛇行を生じさせ東西の密度構造を変化させることで, 傾圧ロスビー波として伝搬する可能性はある. 以上の結果から本海域で西岸に影響する傾圧ロスビー波の発生要因として詳細な発生過程は不明だが, 最も疑われるのは 170°E~170°W にこの擾乱の発生源があり, それには天皇海山を中心とした海底地形と周辺流れ場の変動の影響が強く疑われる.

一方で 42°N 以北では, RMS が 170°E 以西で急激に減少し東西断面から 170°E 付近で発生した伝搬が西岸まで到達せずに減衰する事が明らかになった (Fig.2-10a). 北太平洋の 40°N 以北では傾圧ロスビー波の伝搬速度が急激に遅くなる事が示されており (Polito and Liu, 2003), この伝搬の減衰は伝搬速度の急激な低下で説明出来るかもしれない. 少なくとも亜寒帯における傾圧ロスビー波の西岸への影響は南限付近である 40°N 以南に限られると考えられる.

Table 2-1 The parameters used for the internal Rossby radius of deformation ( $\lambda$ ) at 40°N. The observational data from Levitus and Boyer (1994) were used.

Parameter	Value
$g$ ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ )	9.8
$h_0$ (m)	500
$\rho_1$ ( $\text{kg}/\text{m}^3$ )	1.0259
$\rho_2$ ( $\text{kg}/\text{m}^3$ )	1.0275
$\lambda$ (m)	29000

Table 2-2 Periods, areas, and speeds of the positive anomaly propagations revealed by the filtered sea surface level anomaly from the satellite altimetry at 40°N as shown in Fig.2-7.

Propagation period		Propagation area	Propagation speed (cm/s)
Oct-92	- Oct-95	180 ° - 154 °E	-2.16
Feb-94	- Jan-97	176 °W - 158 °E	-2.27
Nov-96	- Nov-98	172 °E - 152 °E	-2.13
Jan-97	- Oct-00	179 °W - 151 °E	-2.25
Jul-97	- Sep-01	177 °W - 151 °E	-2.46
Jan-00	- Jan-01	168 °E - 158 °E	-2.63
Jul-98	- Jul-00	175 °W - 170 °E	-1.95
May-99	- Oct-02	173 °W - 156 °E	-2.63
Jan-01	- Apr-02	179 °E - 169 °E	-2.37
May-01	- Feb-04	177 °W - 164 °E	-1.89
Aug-01	- Dec-05	168 °W - 151 °E	-2.49
Feb-04	- Oct-05	179 °E - 168 °E	-2.27
Oct-03	- Jan-08	170 °W - 158 °E	-2.10
Sep-06	- Aug-07	176 °E - 168 °E	-1.86
Mar-07	- Sep-08	177 °E - 157 °E	-2.13
Oct-07	- Mar-09	178 °W - 170 °E	-2.54
Dec-07	- Mar-10	179 °W - 154 °E	-2.84
May-07	- Sep-11	169 °W - 152 °E	-2.34
Sep-09	- May-12	177 °W - 160 °E	-2.45
Feb-11	- Jun-12	178 °W - 169 °E	-1.93
Jan-11	- Oct-11	168 °W - 186 °E	-2.36
		Ave.	-2.29
		Std.	0.26

Table 2-3 Same as Table 1 but negative anomalies.

Propagation period			Propagation area	Propagation speed (cm/s)
Oct-92	-	Nov-95	176 °E - 151 °E	-2.19
Nov-92	-	Jan-97	174 °W - 152 °E	-2.24
Sep-93	-	Aug-96	173 °W - 159 °E	-2.48
Jul-94	-	Jan-98	176 °W - 157 °E	-2.25
May-95	-	Jan-98	174 °W - 166 °E	-1.65
Jan-97	-	Dec-00	175 °W - 153 °E	-2.13
Oct-98	-	Mar-00	164 °E - 151 °E	-2.58
May-98	-	May-02	180 ° - 157 °E	-1.89
Jan-99	-	Sep-01	177 °W - 165 °E	-1.63
Feb-00	-	May-02	176 °W - 164 °E	-2.53
May-01	-	Feb-02	178 °E - 173 °E	-1.45
Jun-01	-	Dec-01	174 °W - 179 °E	-2.73
Sep-01	-	May-05	171 °W - 152 °E	-2.03
Jul-01	-	Dec-06	164 °W - 154 °E	-2.26
Jan-05	-	Jun-07	176 °E - 158 °E	-2.25
Feb-06	-	Oct-07	178 °W - 168 °E	-2.29
Feb-07	-	Mar-08	180 ° - 170 °E	-3.33
Oct-07	-	Jun-09	175 °W - 171 °E	-2.51
Jul-09	-	Mar-10	176 °E - 170 °E	-2.66
Feb-10	-	May-12	176 °E - 151 °E	-2.14
Sep-10	-	Mar-11	178 °E - 171 °E	-3.09
Feb-11	-	Jun-12	178 °E - 164 °E	-2.54
Jul-10	-	Jun-12	170 °W - 173 °E	-2.09
			Ave.	-2.30
			Std.	0.44

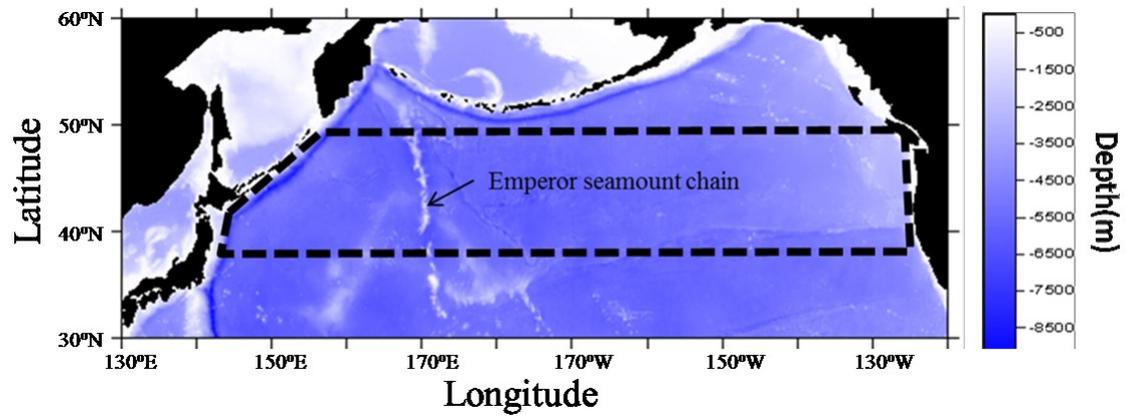


Fig.2-1 Bottom topography of the study region. The depth scale is shown in the right side of the panel in meter. The target domain is inside of the dash line.

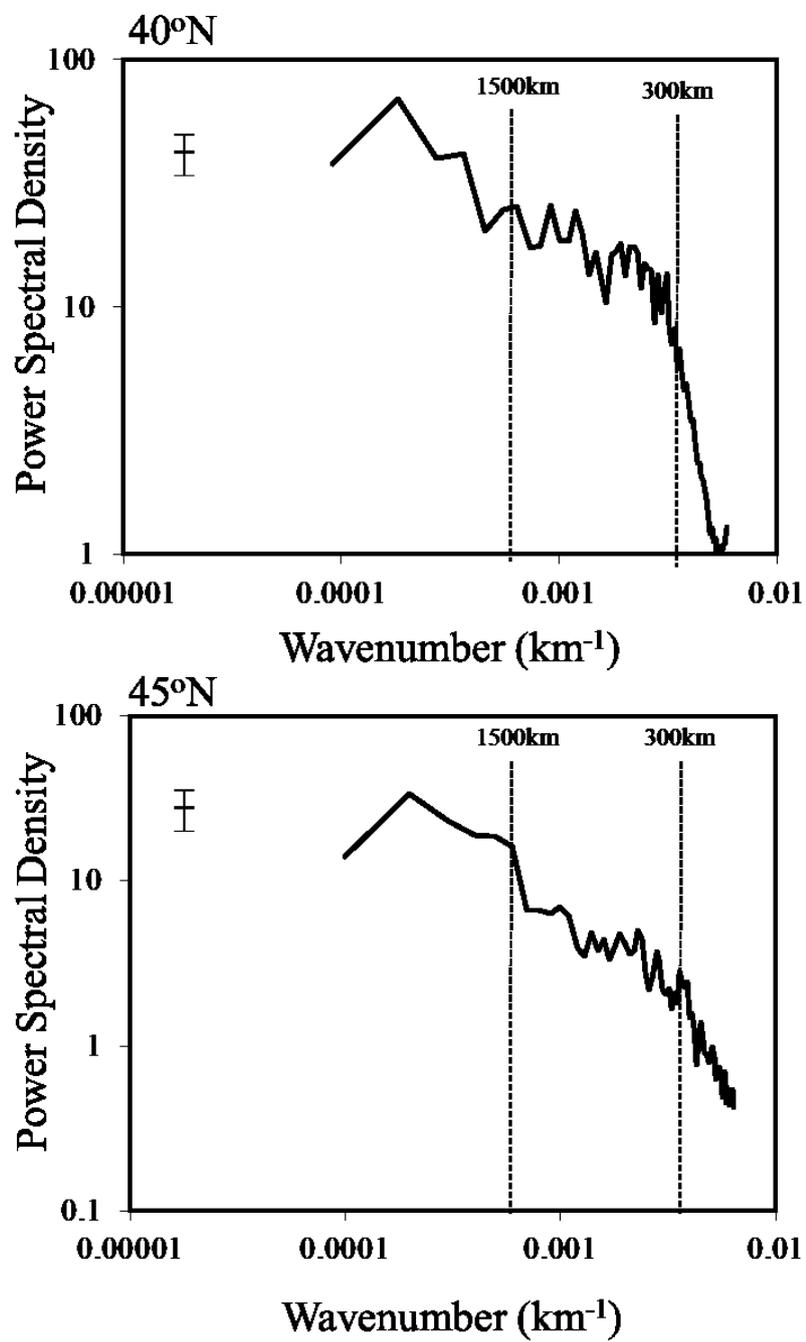


Fig.2-2 Spectral analysis results of the zonal variation of sea surface level anomaly from the satellite altimetry. The 95% significance range is denoted by an error bar (N=362) .

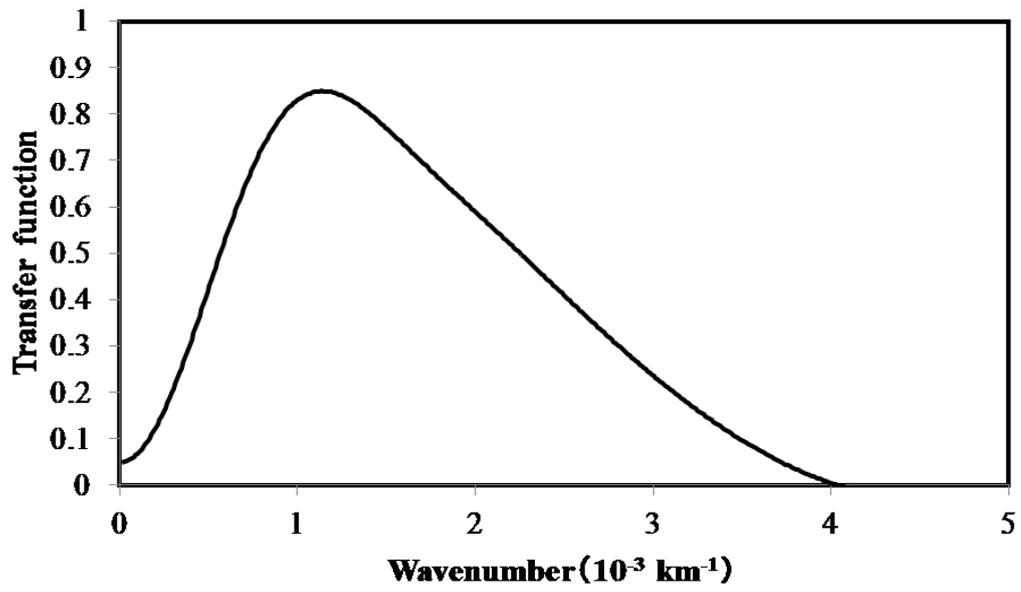


Fig.2-3 Transfer functions of the band pass filter.

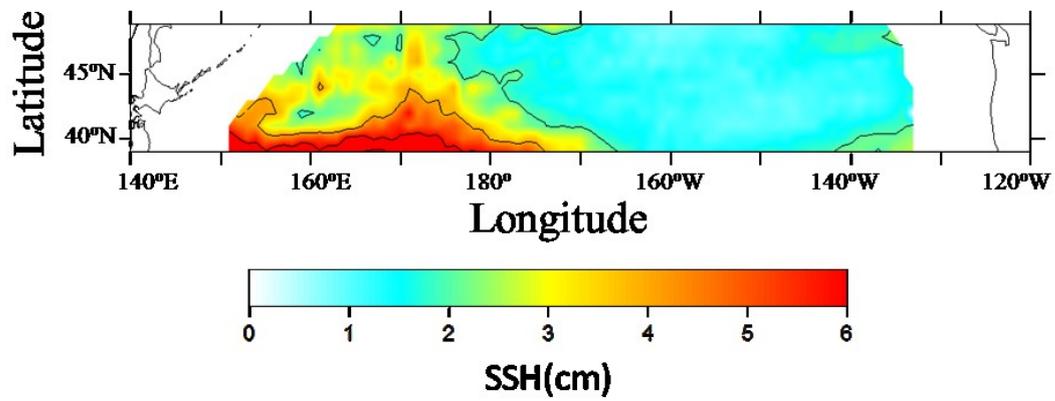


Fig.2-4 Map of temporal root mean square for the filtered sea surface level anomaly (cm) during 1992-2012 with a color scale. The contours interval is 2 cm.

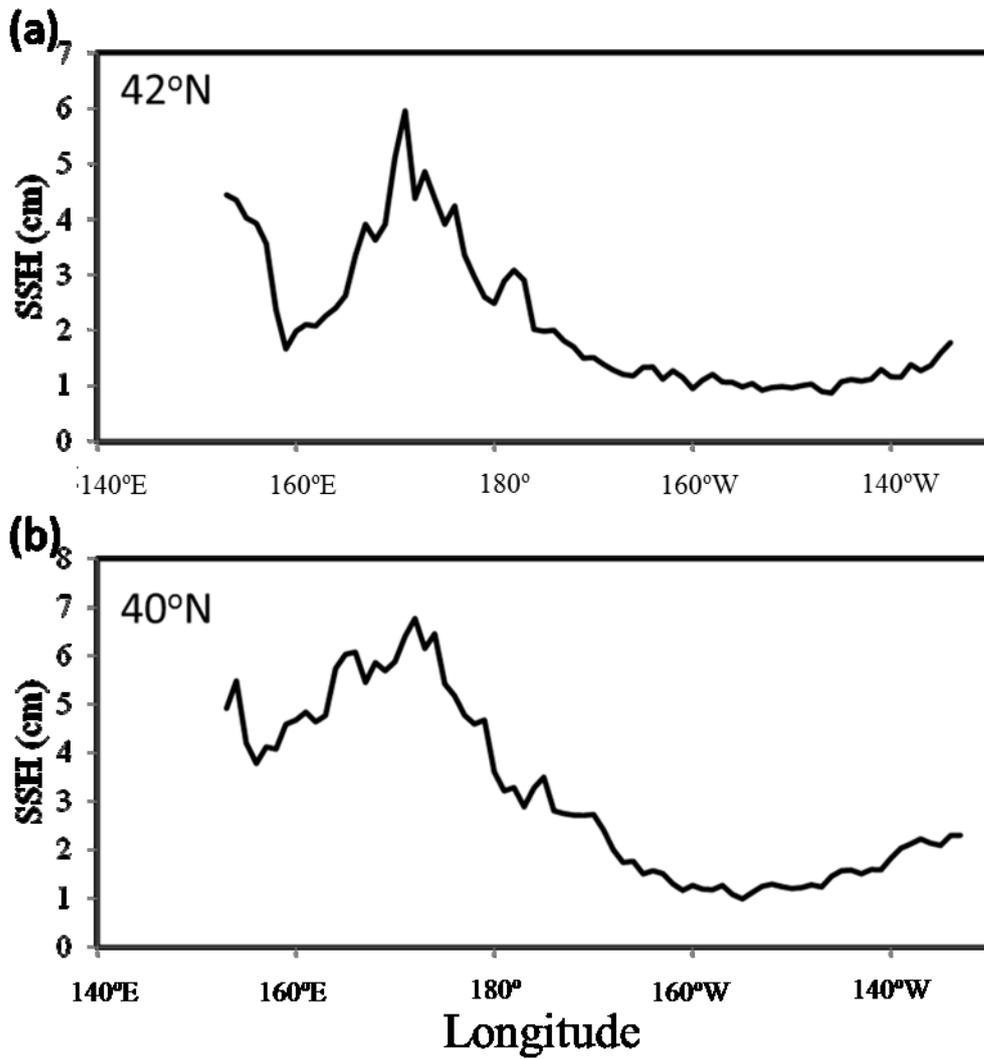


Fig.2-5 Zonal variations of temporal root mean square of filtered sea surface level anomaly at (a) 45°N, (b) 40°N.

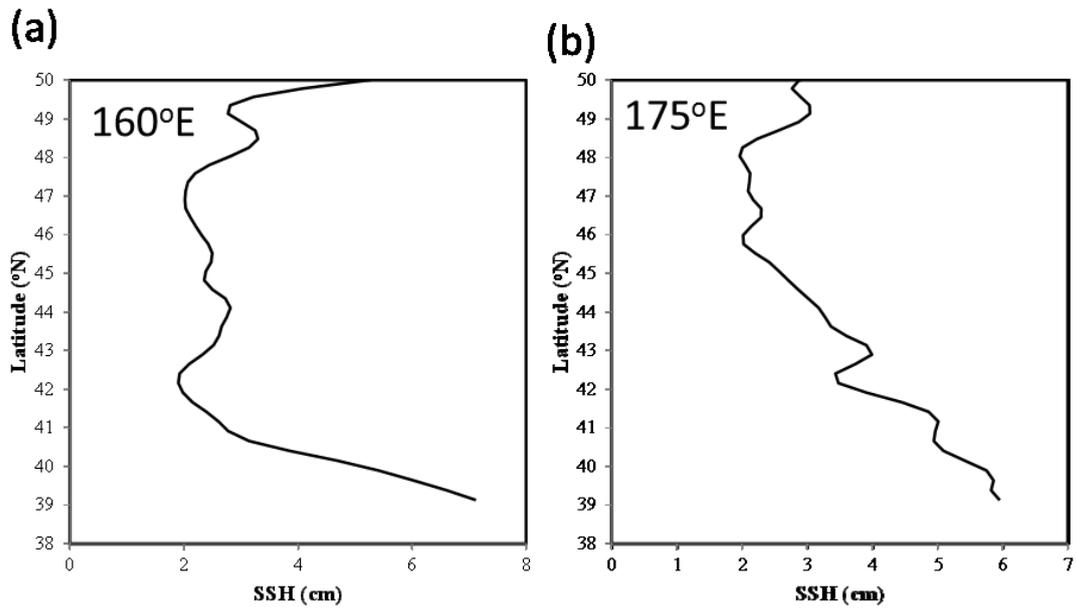


Fig.2-6 Meridional variations of temporal root mean square for the filtered sea surface level anomaly at (a) 160°E, (b) 175°E.

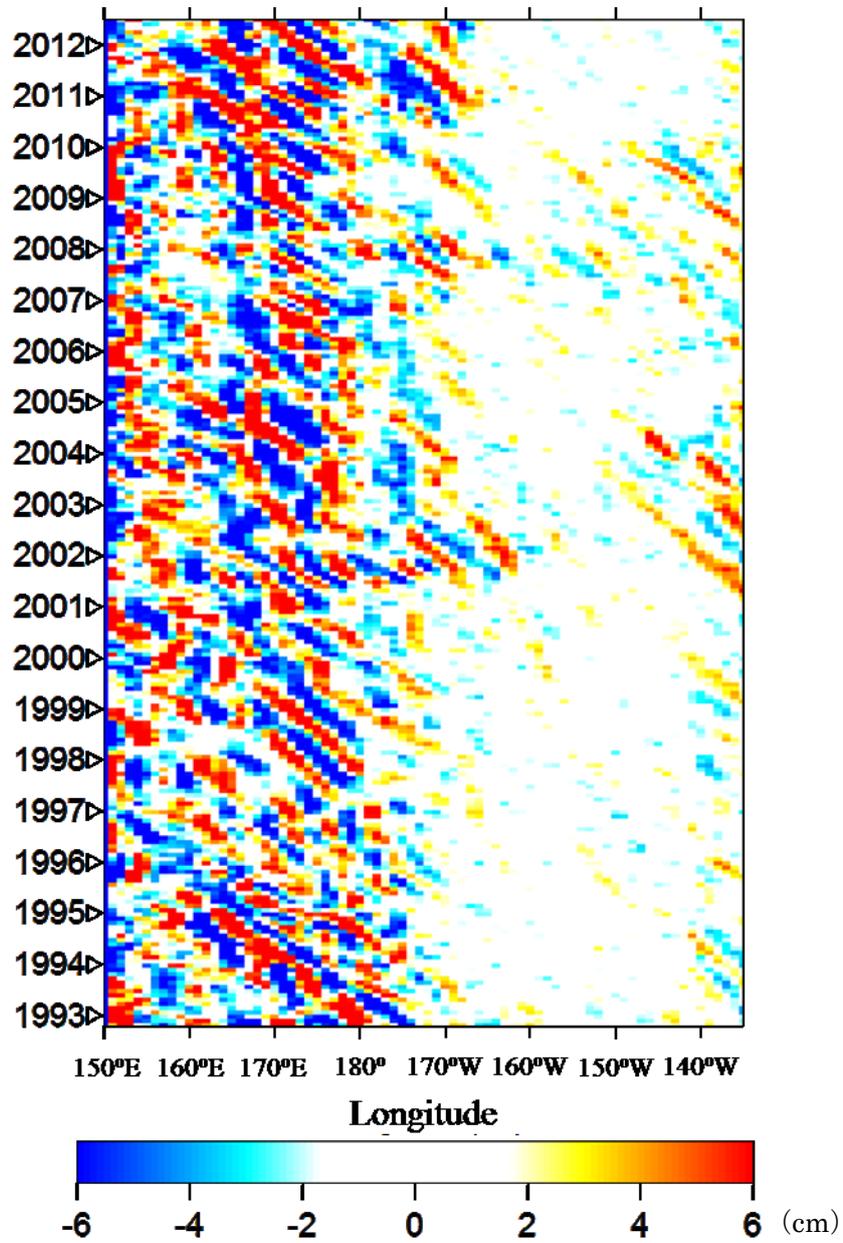


Fig.2-7 Time-longitude matrix of the filtered sea surface level anomaly (cm) at 40°N with a color scale.

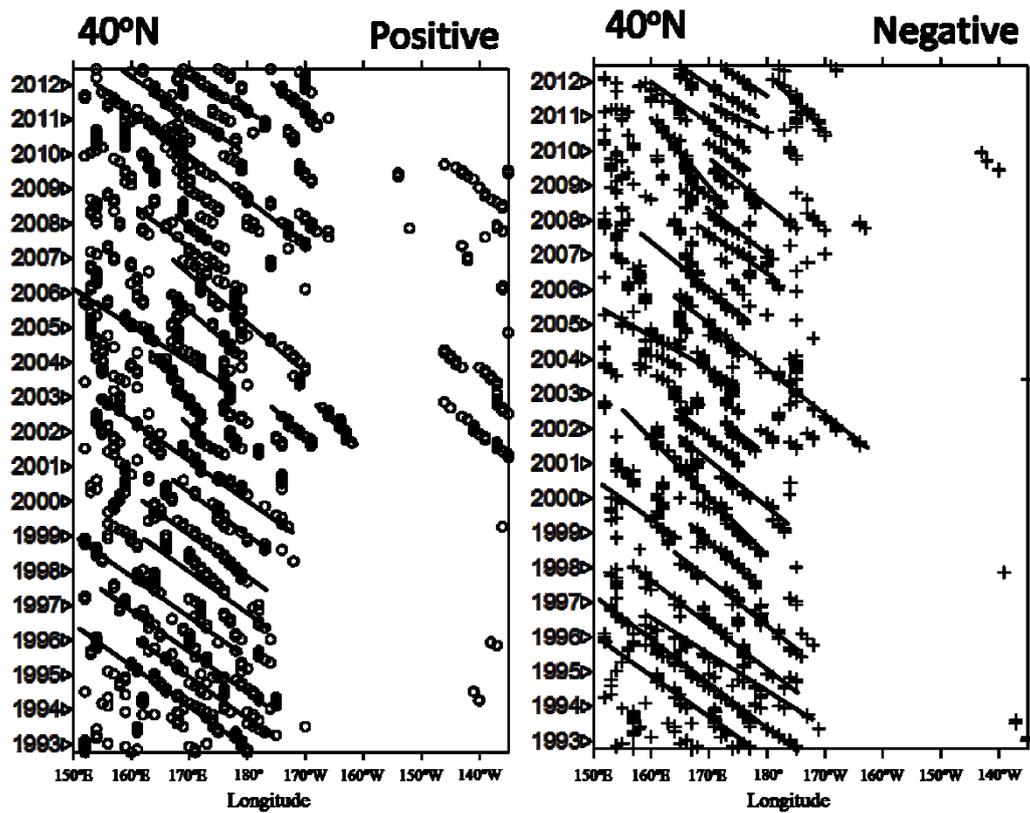


Fig.2-8 Peak positions of positive- (larger than 4cm) and negative (smaller than -4cm) anomalies of the filtered sea surface level anomaly at 40°N. The black lines indicate simple linear regressions of peak positions of the westward propagations longer than half a year.

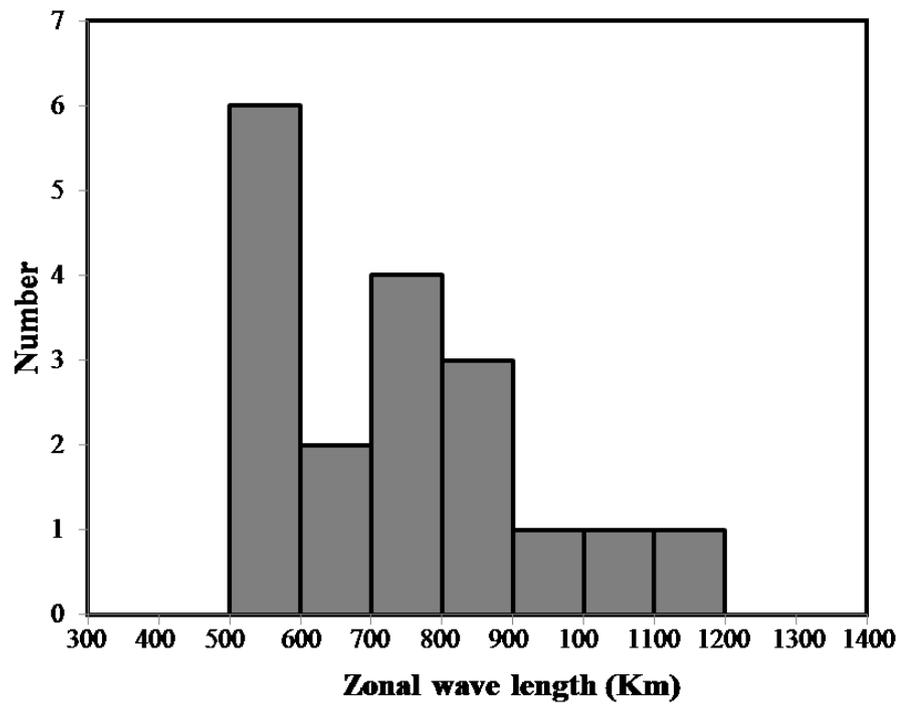


Fig.2-9 Frequency distribution for zonal wave length of the westward propagations at 40°N.

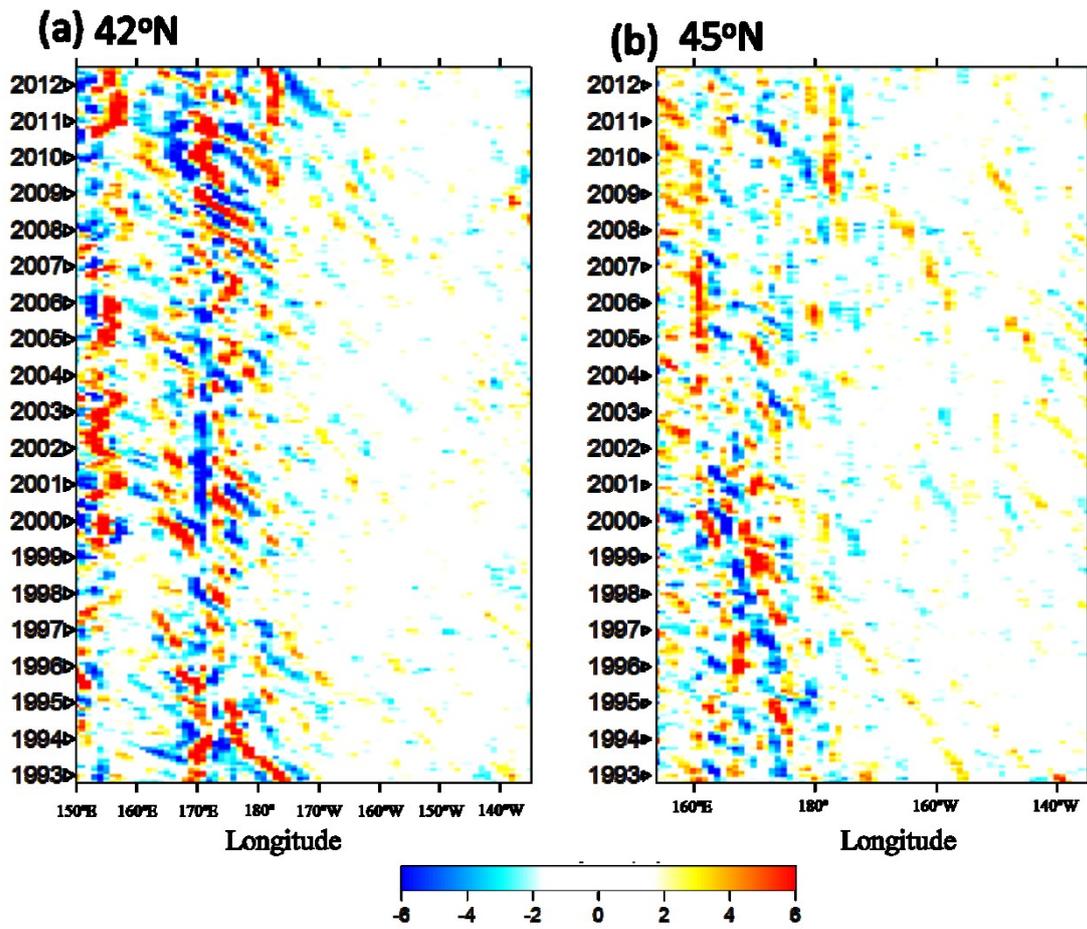


Fig.2-10 Same as Fig.2-6 but at (a) 42°N, (b) 45°N.

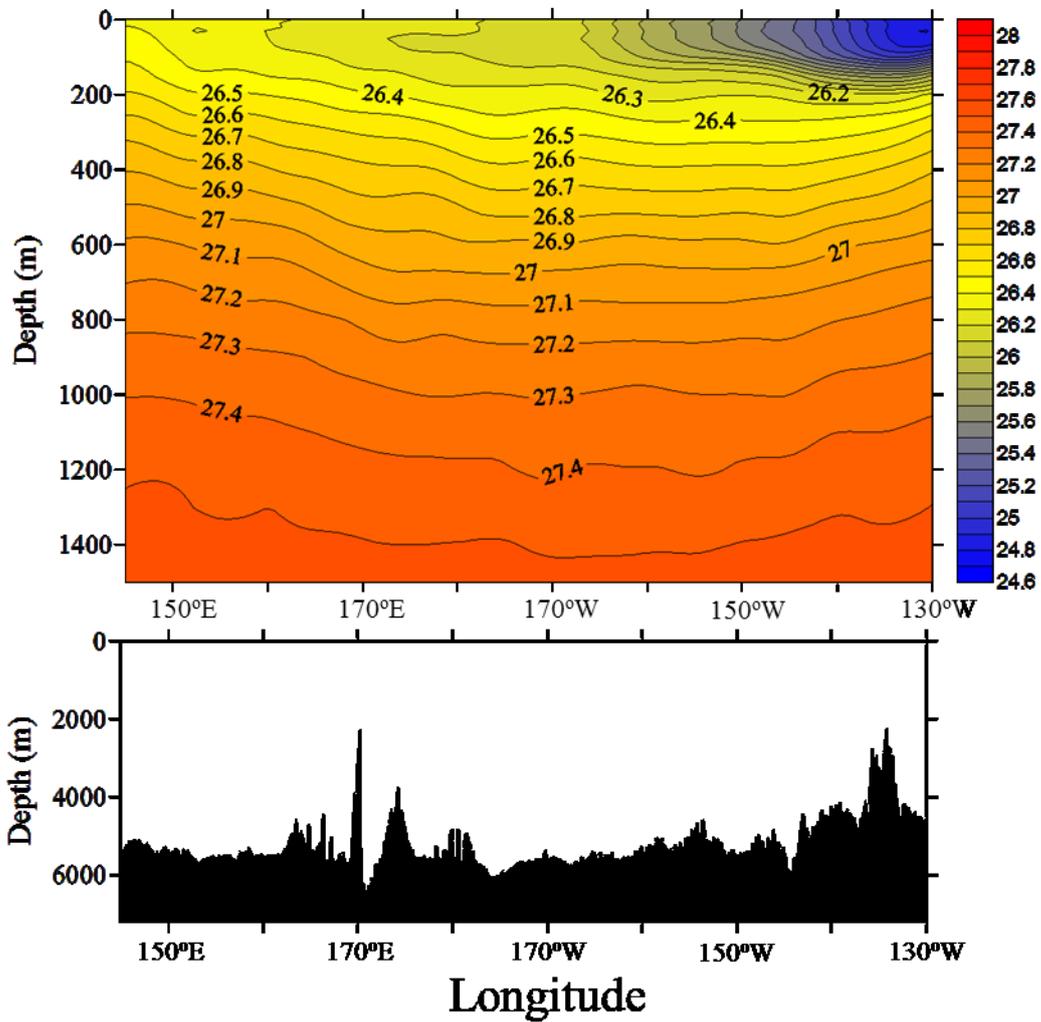


Fig.2-11 Vertical sections of potential density ( $\text{kg/m}^3$ ) from Levitus and Boyer (1994) at 40°N (top), and the bottom topography (Bottom). The density scale is shown in the right side of the upper panel.

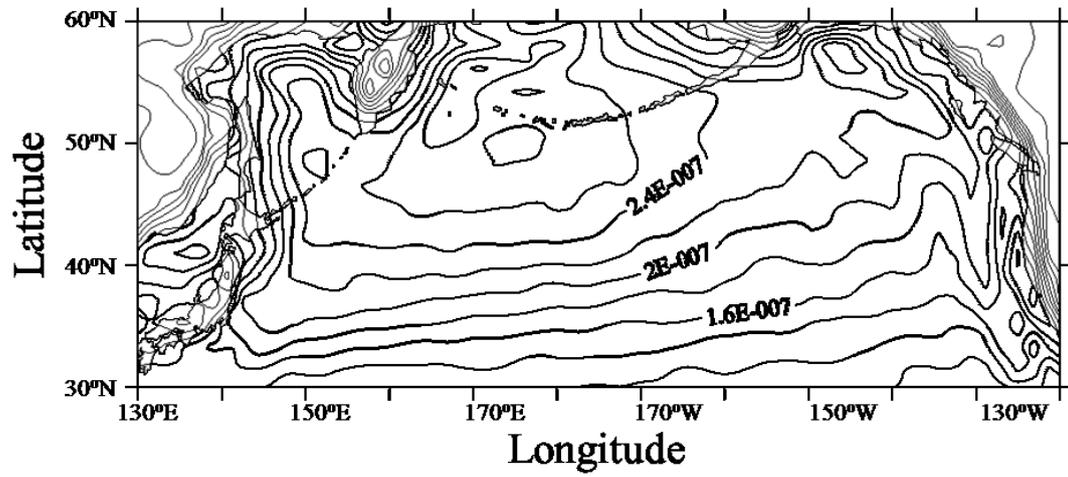


Fig.2-12 Temporal root mean square of curlt ( $\text{N/m}^3$ ) during 1992-2012. The interval of contour is  $2 \times 10^{-8} \text{N/m}^3$ .

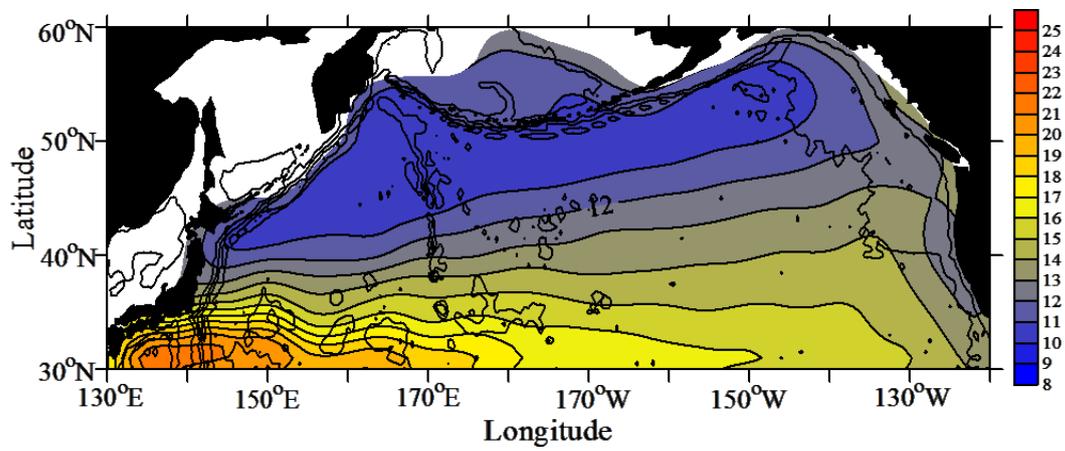


Fig.2-13 Mean dynamic height ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ ) at 20 dbar referred to 1000 dbar during 2005-2012 from Argo float observations (color shades and black solid contours) with the bottom topography (bold lines). The color scale for the dynamic height is shown in the right side of the panel. The contour interval of the bottom topography is 1000m.

### 3. ブッソル海峡太平洋側で発生する高気圧性渦（クリル渦）の消長過程

#### 3-1. 緒言

亜寒帯循環の西岸境界である千島列島沿いには、多くの中規模渦が観測されている (Isoguchi and Kawamura, 2003; Itoh and Yasuda, 2010) . その中で、オホーツク海と太平洋を結ぶ重要な海峡であるブッソル海峡の東口で形成されるクリル渦は、オホーツク海起源の低温低塩分低密度な海水 (OSW) がコアになるため、冷水塊にもかかわらず高気圧渦となる (e.g., Yasuda et al., 2000; Rabinovich et al., 2002) . このクリル渦が見られる千島列島沿いは親潮流域なので、流れの強い時期はこの渦は必ずしも孤立水塊とならず親潮の蛇行として現れる (Yasuda et al., 2000) (Fig.3-1) .

このクリル渦を含む千島列島沿いに分布する渦は、人工衛星海面高度偏差の観測により、主に千島海溝上を南北に移動する事が明らかにされている (Isoguchi and Kawamura, 2003) . 1992~2008年の期間における海溝上の渦の移動を観察した結果、ブッソル海峡の東口付近で発生した高気圧渦は44°Nから47°Nの範囲の間を南北に移動していた (Itoh and Yasuda, 2010) .

Yasuda et al. (2000) は、この高気圧渦について海洋観測と人工衛星海面高度による発達と減衰の時間変化を調べており、冬~春に減衰し夏~秋に発達する季節変動が存在する事を示唆している。これらの高気圧渦は存在範囲と海水特性から、その発達にはブッソル海峡から流出するオホーツク海水が影響し、減衰にはコアとなっているOSWの下流への移流と関係していると考えられる。しかし、その発達と減衰過程は4年間の観測結果を基にしており、より長期的なデータによる検証と経年変動に関しては今後の課題となっていた。

そこで本研究では、20年間の人工衛星海面高度偏差場を用いて、44°Nから47°Nの範囲内の高気圧渦を対象に発達と減衰を調べた。渦を検出するためにOkubo-Wiess parameter (Okubo 1970; Weiss 1991) を用いた。そうして検出された渦の中で高気圧性のみを抽出し、小規模な擾乱を除いた後、その面積の時間変動特性を調べた。考察では得られた渦面積変

動を,親潮による移流と海峡からのOSWの流出量のバランスからの説明を試みた.

### 3-2. 資料と方法

資料にはAvisoより提供されている1992年10月～2012年10月の1/3°に格子化された週平均された海面高度偏差場の, 千島列島沿いの千島海溝上を中心した領域を解析に用いた (Fig.3-1) . 海面高度偏差の局所変化は質量の移動以外に大気との熱交換によって生じる Steric heightが含まれている可能性がある. 本海域を含む北太平洋亜寒帯で見積もられる Steric heightの振幅は海域全体で2cm以下であり (Qiu,2002) ,今回対象としている中規模渦の振幅 (数10cm) に比べて十分に小さい. したがって,Steric heightの影響は無視して解析を行った.

渦の領域を定義するため,1週間毎の海面高度偏差場から地衡流近似により海面流速を計算し,Okubo-Wiess parameter (Okubo 1970; Weiss 1991)を計算した. Okubo-Wiess parameter  $W$ は  $x$ ,  $y$ をそれぞれ東向き, 北向き方向とした直交座標を用いて以下の式で表される

$$W = Ss^2 + Sn^2 - \omega^2 \quad , \quad (1)$$

ここで  $Sn$ と  $Ss$ はひずみの垂直およびせん断成分,  $\omega$ は相対渦度である. 各成分は  $u$ と  $v$ をそれぞれ海面地衡流速の東西,南北成分として以下の式で計算した.

$$Sn = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \quad Ss = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \quad \omega = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad ,$$

ここで  $u$ と  $v$ はそれぞれ海面流速の東西,南北成分とし, 以下の式で計算した

$$u = -\frac{g}{f} \frac{d\eta'}{dx} \quad , \quad v = \frac{g}{f} \frac{d\eta'}{dy} \quad ,$$

このとき,  $g$ は重力加速度,  $f$ はコリオリパラメータ,  $\eta'$ は海面高度偏差場である. このとき得られる  $W$ はある瞬間の流速場における,ある地点のまわりでの相対渦度成分に対するひずみ成分の卓越度として表される. 渦は渦度がひずみより卓越している領域の連結であるため,

その内部で $W$ は負である.

過去の研究では, Okubo-Wiess parameterを用いて人工衛星海面高度偏差から渦を機械的に検出できる事が多くの海域において明らかとなっている (e.g. 地中海: Isern-Fontanet et al., 2003; 西部北太平洋: Itoh and Yasuda, 2010; 全球: Chelton et al., 2007). これらの研究では渦を検出する方法として,  $W$ が負の値であり, かつ絶対値がある閾値以下の点を渦のコアの内部にあると定義している. 本研究では彼らと同じ方法を用いて渦の検出を行なった.

渦のコアを定義する場合,  $W$ の閾値の推定方法は海域によって異なる. 例えば固定値を用いる方法や (Itoh and Yasuda, 2010) 解析領域の標準偏差の0.2倍を用いる方法がある

(Isern-Fontanet et al., 2006; Henson&Thomas, 2008). Itoh and Yasuda (2010) は本研究の対象としている千島列島沿いを含む北西太平洋全域で, 固定値を用いて渦を検出している. その結果ブッソル海峡付近ではFig.3-1に示すようなクリル海溝を中心として東西3°幅, 南北に44°Nから47°Nの範囲で高頻度に高気圧渦が観測された. そこで, 本研究ではこの海域により特化した解析を行うためにこの範囲で見積もった $W$ の標準偏差から閾値の推定を試みた. その結果, 閾値として使われる解析領域の標準偏差の0.2倍の値 (Isern-Fontanet et al., 2006; Henson&Thomas, 2008) は $1.28 \times 10^{-11} \text{ s}^2$ となり, 北西太平洋を領域としたItoh and Yasuda (2010) が用いた閾値に比べて小さな値となった. 解析領域の時空間的な変化にともなって $W$ の標準偏差は変化するうえ, 閾値は経験的なものである. そこで閾値の設定が適切か否か検討した.

こうして得られた閾値から, 渦の内部領域を求めた結果と, 過去に1993年9~10月に表層ブイにより観測された高気圧渦 (Rabinovich et al., 2002) の中心位置と空間スケールの比較をおこなった (Fig.3-2). 同時期に本研究の手法で検出された高気圧渦は直径130kmの円状で, 中心はおよそ45°N, 152.7E付近に位置していた. これに対し, 表層ブイは45°N, 152.4°E付近を中心として直径130km程度で2回転半回転しており, 渦の外縁または内部にあったと考えられる. これらの中心位置と大きさは互いに同程度であったことから, 表層ブイの軌跡は

必ずしも渦の外縁を示すわけではないが、Okubo-Wiess parameterの $1.28 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$ を閾値として識別した渦の内部領域は現実の渦を指しているといえる。本研究ではこれを用い、海面高度偏差が正である高気圧渦のみを抽出した。同時に分解能と持続期間の問題から、南北、東西の直径どちらかが100kmに満たない渦を解析から除いた。こうして、クリル海溝を中心として東西3°幅の44°Nから47°Nの解析領域内で渦の内部領域として検出された格子数に格子面積をかけた値を渦面積として定義し時系列を調べた。格子面積は緯度によって変化し、44°N で728 km<sup>2</sup>、47°Nで677 km<sup>2</sup>である。

### 3-3. 結果

#### 3-3-1. 解析領域内の高気圧渦の南北移動と面積の時間変化

解析領域を北東および南西方向に延長させた千島列島沿いの範囲 (Fig.3-1) で、閾値を用いて検出された高気圧渦の月ごとの南北位置を示す (Fig.3-3)。観測期間内に千島海溝上には、多くの高気圧渦が分布し南北移動していたにもかかわらず、解析領域の南限44°Nおよび北限47°Nを横切つての移動は観測期間中で3例 (1994年, 2004年, 2006年) しか見られなかった。このことはほとんどの渦はブッソル海峡東側の領域内で形成され消滅することを示し、大変興味深い。また観測範囲内に同時に分布する渦は多くても3つでほとんどの場合は1~2個であった。これらの結果は以降で記述する渦面積の変化が、解析領域内で増減する1個ないし2個の渦面積の時間変化を表している事を示している。

解析領域内の渦面積の時系列 (Fig.3-4) とパワースペクトル (Fig.3-5) を示す。1ヶ月の移動平均した渦面積は観測期間中一度も0にならず、この解析領域から100km以上のサイズの渦が1ヶ月以上なくなる期間は無かった (Fig.3-4)。スペクトル解析の結果、渦面積の変動には半年周期,1年,2年,の付近にピークが見られた (Fig.3-5)。これら各周期が卓越する期間の時系列の例として、1年周期が卓越していた年から1995~1996年を、半年周期が卓越していた年から2001~2002年を、2年周期が卓越していた年から2006~2007年を拡大した

変動をそれぞれFig.3-6に示す. このうち1年周期が卓越していた1995年の面積は3月に最も低下し10月に最大になるような季節変動を示している (Fig.3-6a). この季節変動パターンは, 全観測期間20年間のうち合計11年間で見られ, これらの年の面積を月平均すると2~3月に最低,10月に最高になる変化が示された (Fig.3-7) .

半年周期は1993~1994年, 1996年, 2001~2002年に卓越していた. その中で2001年を例に取れば2~3月に減少する点では季節変動と同じだが,季節変動パターンでは面積が増加する9~10月にも減少する傾向が見られた (Fig.3-6b) . 一方で2年周期の変動は2004~2007年間で顕著に見られた. この中で2006~2007年の面積の変動を見れば,2006年は3月に最も渦面積が低くなり10月まで増加するという季節変動と同様のパターンを示していたが, 季節変動では渦面積が減少するはずの2007年2~3月になっても面積は減少していなかった (Fig.3-6c) . すなわち, 2年と半年周期の変動パターンも最小, 最大の月をみれば, 季節変化と似通っているといえる. 以降では, これらの期間で実際の渦がどのような挙動をしているかを詳しく調べる.

### 3-3-2. 減少期と増加期の渦の挙動

1年周期の季節変動が明瞭な1995年5月~1996年3月の渦の水平分布と絶対海面高度場の時間変化をしめす (Fig.3-8) . 季節変動が明瞭な期間の特徴としては解析領域内には常に単独の渦が存在していた. 渦は1995年3月に観測範囲の南限である44°Nに位置するが,その後北上し11月にはブッソル海峡の東口付近に移動する (Fig.3-8a,b,c) . その間,渦面積は徐々に増大し11月に最大になる. 渦面積が増加する7月以降の絶対海面高度を見れば, オホーツク海からブッソル海峡を抜ける等値線が海峡南東側の渦を囲んでいた (Fig.3-8b) . 11月から1996年1~3月にかけて渦は南下し渦面積は減少していた (Fig.3-8c,d,e) . この渦面積が減少する1月以降には, 絶対海面高度場は千島列島沿いに沿って平行に流れる南西流が形成されており, 渦はその内側に分布していた (Fig.3-8d,e) . これらのことは, 渦の成長と減衰に

かかわる過程を示しているのかもしれない。本章の最後に議論する。

半年周期が顕著な2001年の渦の水平分布と絶対海面高度場をみれば、2001年7月には45°N付近の千島列島沿いに渦が分布し解析領域内には一つしか渦が観測されていなかった (Fig.3-9a)。しかし9月には解析領域内の南限付近の44°Nの渦とは別にブッソル海峡の東口付近の46.5°Nに二つ目の渦が分布しており、11月を見れば解析領域内には二つの渦がそれぞれ44.5°Nと46°N付近に分布し、さらに解析領域の南側に43.7°N付近にも渦が分布していた (Fig.3-9b,c)。このように半年周期が卓越する期間においては、複数の渦が形成維持されており季節変動とは異なる傾向を示していた。

一方で、2年周期の経年変動が見られた2006年から2007年の渦の水平分布と絶対海面高度を見ると、2006年5月には解析領域内には45°N付近に渦が単独で分布していた (Fig.3-10a)。しかし2006年9月の分布を見ると、解析領域内の渦とは別に範囲外である44°N以南から高気圧渦が北上し解析領域内に進入していた (Fig.3-10b)。南から北上してきたこの渦は2007年3月にも継続して解析領域内に分布しており、面積を保ったまま解析領域内に留まっていた (Fig.3-10c)。一方で2006年5月に45°N付近に分布していた渦は2006年9月に46.5°N付近まで北上し2007年3月も同緯度に留まっていた (Fig.3-10b,c)。このとき46.5°N 付近の渦は2006年9月から2007年3月にかけて面積が減少しており (Fig.3-10b,c)、1995年の例で示したような1年周期で見られた冬季における面積の減少と対応している。なお、この北上する渦は同じく2年周期が見られた2004~2005年も観測されており、この2年周期の変動は単独の渦の季節的な消長に加えて、解析領域外から進入してきた渦の影響を受けたと考えられる。この北上する高気圧渦は過去の研究でも捉えられており、その軌跡を見ると42°N付近から海溝上に現れており (Itoh and Yasuda, 2010)、ブッソル海峡の東口で形成されるクリル渦とも、亜熱帯から軌跡を追跡できる暖水塊とも起源が異なる渦であると考えられる。

#### 3-4. まとめと考察

本研究ではOkubo-Wiess parameterを用いて、ブッソル海峡付近の高気圧性渦面積の時間変化を調べた (Fig. 3-4) . その結果、時間変化には3つの周期特性 (半年,1年,2年) が含まれることが分かった (Fig. 3-5) . 1年周期の季節変動は観測期間中の多くで卓越し、それらの期間にはブッソル海峡付近に単一の渦が継続して分布し面積を増減させながら解析領域内を南北に移動していた (Fig.3-8) . また半年周期の変動は1993~1994年, 1996年, 2001~2002年に顕著で、領域内に複数の渦が分布していた (Fig.3-9) . 一方で2年周期の変動は2004~2007年にみられ、この期間は解析領域外から高気圧渦の影響により冬期に渦面積が減少しなかった事が明らかになった (Fig.3-10) . すなわち季節変動は単一の渦の発達と減衰、半年周期は複数の渦の離散と集合の影響が、そして2年変動は南から北上してくる渦の影響がそれぞれ要因と考えられる.

このうち単一の渦面積の増減を捉えた季節変動はクリル渦の消長過程を捉えていると考えられ、月平均した面積は2~3月に最低、10月に最高になっていた (Fig.3-7) これは過去にYasuda et al. (2000) が4年間のデータから示唆した秋季 (9~10月) に増大し冬季 (1月) に縮小するという季節変動と矛盾しない. Yasuda et al. (2000) はこの渦面積の季節変動が、背景となる千島列島沿いの南西流の消長と対応することをあげている. すなわち、南西流が強い (弱い) ときブッソル海峡から流出したオホーツク海水 (OSW) の流速が大きく (小さく) なり、その輸送流量が渦成長のための閾値を上回る (下回る) ため、流出水は沿岸流 (渦) のパターンを示すとした. 我々の結果からも渦面積が減少する冬期には渦が千島列島沿いの南西流に取り込まれる様子が確認されており (Fig.3-8) , 南西流との関係が期待される.

ただし、今回の観測期間中一度も渦面積が0にならなかった (Fig.3-4) , つまり常に渦モードであった. 南西流の強化/弱体化は沿岸流と渦のパターンの切り替わりではなく、渦に取り込まれるOSWと下流へ運ばれるOSWの流量の配分の制御に関係していたと考えられる. すなわち、南西流の強化は下流へ運ばれるOSWの流量を増大させ渦に取り込まれるOSW量

を相対的に減少させ、弱化はOSWの流量を減少させ渦に取り込まれるOSW量を増大させる。そのため、南西流は面積そのものではなく増減率に関係してくると考えられる。そこで南西流の指標として千島列島沿い（47–48°N, 152–154°E）と沖（45–48°N, 156–158°E）のSSH差を用いて、今回の得られた渦面積の増減率の季節変動との比較を行い、Yasuda et al. (2000) の妥当性を議論した (Fig.3-11)。

SSH差の時間変化には2月に南西流としては最大になり、11月に最低になる季節変動が見られた (Fig.3-12)。それに対して年変化が卓越していた年の渦面積の日ごとの増減率の月平均には11～2月は渦面積が減少し、3～10月に渦面積が増加する傾向が見られた (Fig.3-13)。このうち1～2月の南西流の強化と渦面積の減少、および8～10月の南西流の弱化和渦面積の増加が対応しておりYasuda et al. (2000) の仮説と矛盾しない。しかしながら南西流が強い3～6月に渦面積は増加し、南西流が弱い11～12月に渦面積が減少しており、これらの月は南西流の強化/弱化では説明出来ない。その理由として上記の仮説で考慮していない海峡から流出するOSWの時間変化が関係していると考えられる。

オホーツク海からの流出過程は、千島列島周辺で発生する強い潮汐の影響で非常に複雑である。しかし近年、潮汐成分を除いたシミュレーション (Katsumata and Yasuda, 2010) やフロート及び海面高度観測 (Ohsihima et al., 2010) により、流出量に季節変動があることが示唆されている。それらは、太平洋とオホーツク海の間海面高度差に起因し、冬季（11～5月）に流出量が多く、夏季（6～10月）に少ないとされている (Katsumata and Yasuda, 2010 ; Ohsihima et al., 2010)。このOSWの流出量が増加する時期と渦面積の3～6月の増加は対応しており、この時期の面積の増加はOSWの流出量の増加で説明出来るかもしれない。一方11～12月に関してはOSW流出量の季節変動でも説明できず、流出量の経年変化もしくは全く別の渦の消長過程の存在が示唆されるが、それらは今後の課題となっている。

以上の結果から、クリル渦の季節変動についてOSWを南に運ぶ南西流と海峡を通じたOSW流出から定性的に説明できる可能性が示された。つまり、海峡から流出したOSWの一部は直接下

流へ輸送されずこのクリル渦に取り込まれ、渦面積の減少時に下流へ流出すると考えられる。この下流へ輸送される OSW は、単に親潮流量に加算されるだけでなく、その低渦位、低密度であることから流速場に影響を及ぼすと考えられる。数値モデルによる実験ではオホーツク海からの低渦位、低密度水の供給によって親潮の南限強化される結果が得られている (Tatebe and Yasuda, 2004; Tatebe and Yasuda, 2005)。また流れのみならず下流へ運ばれた OSW は最終的に亜熱帯の水と日本近海で混合し北太平洋中層水 (NPIW) の起源となる (Yasuda, 1997)。OSW はその形成過程で中層まで大気の影響を受けていることから (Talley, 1993)、北太平洋全域の中層を換気する役割も果たしている。このように親潮流域のみならず北太平洋の海洋・気候に大きく影響する OSW について、太平洋から日本近海までの輸送過程が多く調べられてきた (Shimizu et al., 2009; Yasuda et al., 2001)。その際千島列島沿いで観測された親潮流量に含まれる OSW は  $3.4\text{Sv}$  ( $26.7\text{-}27.4\sigma_\theta$ ) と見積もられている (Yasuda et al., 2001)。

過去に海洋観測によって捉えられたクリル渦の鉛直構造は  $27.2\sigma_\theta$  (650 m) まで及んでいた (Yasuda et al., 2000)。この厚みに今回観測したクリル渦の平均面積 ( $1900\text{ km}^2$ ) をかけて渦の内部にトラップされる OSW の体積を推定すると、平均で  $1.2 \times 10^{13}\text{ m}^3$  程度となる。またこの月平均した体積の増減率 (Fig.3-13) からこのクリル渦に取り込まれる (放出される) OSW 量を計算すると、9月に最も多く取り込まれ、1月に最も多く放出される。その放出流量は9月に  $-0.8\text{Sv}$  ( $10^6\text{ m}^3/\text{s}$ ) 程度で9月に  $0.9\text{Sv}$  程度となり、年間を通してこのクリル渦に取り込まれる (放出される) OSW 量は海峡を通じて流出する OSW の 8%に相当する。すなわち今回明らかにしたクリル渦の消長は、OSW の太平洋から日本近海までの輸送過程を考える際に、緩衝機能として重要な役割を果たし、OSW の下流への輸送量の時間変動に対して渦面積の変化で見られた1年程度の時間スケールで影響を及ぼす可能性が示された。

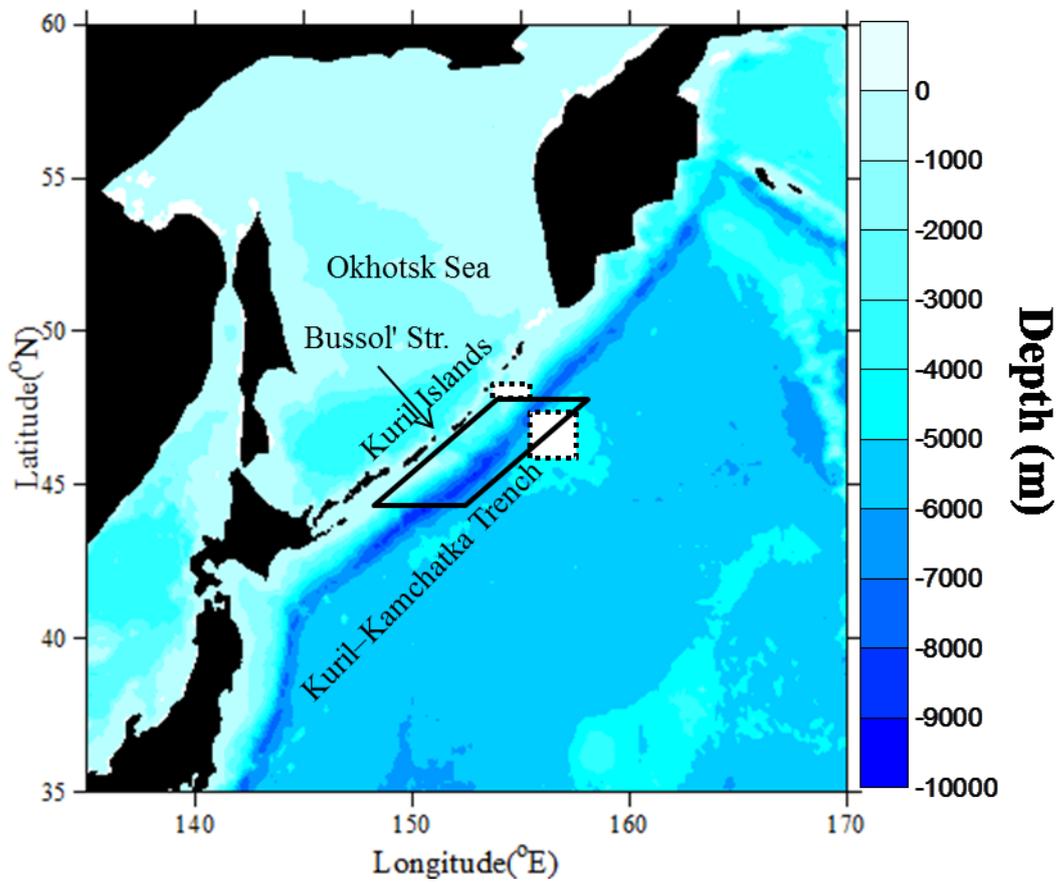


Fig.3-1 Bottom topography of the study region. Analysis domain for eddies is inside the thick solid line. Sea surface height was averaged inside the dashed lines to calculate height difference between these two areas as shown in Fig. 3-12.

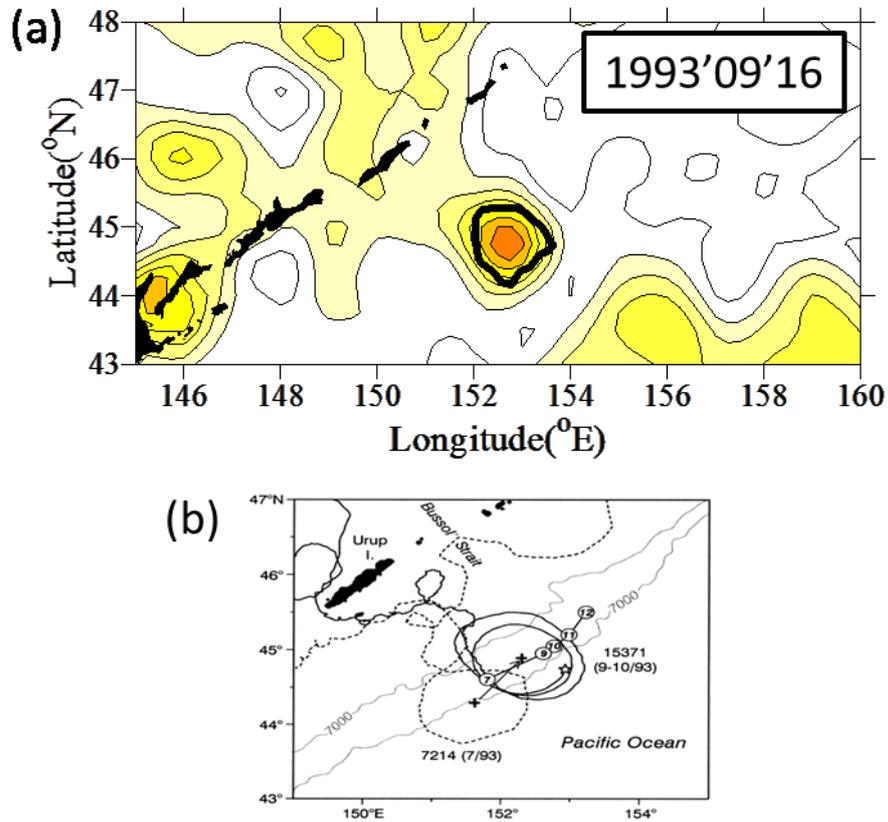


Fig.3-2 (a) The map of absolute sea surface height with an eddy domain detected by the Okubo-Wiess criterion on 16 September 1993. The contour interval of the surface height is 5 cm. The areas higher than 25cm are colored. The detected domain is shown as inside the bold line. (b) Trajectories of Drifter 7214 in July 1993 and Drifter 15371 in September–October 1993 from Rabinovich et al. (2002) .

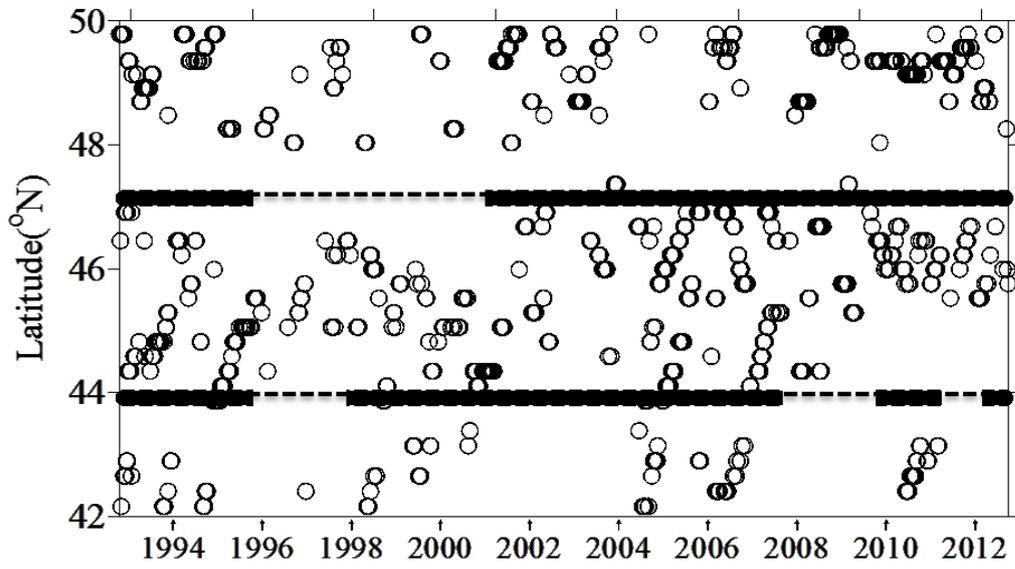


Fig.3-3 Positions of anticyclonic eddies detected by the Okubo-Wiess criterion along the Kuril–Kamchatka Trenches for the period 1993–2012.

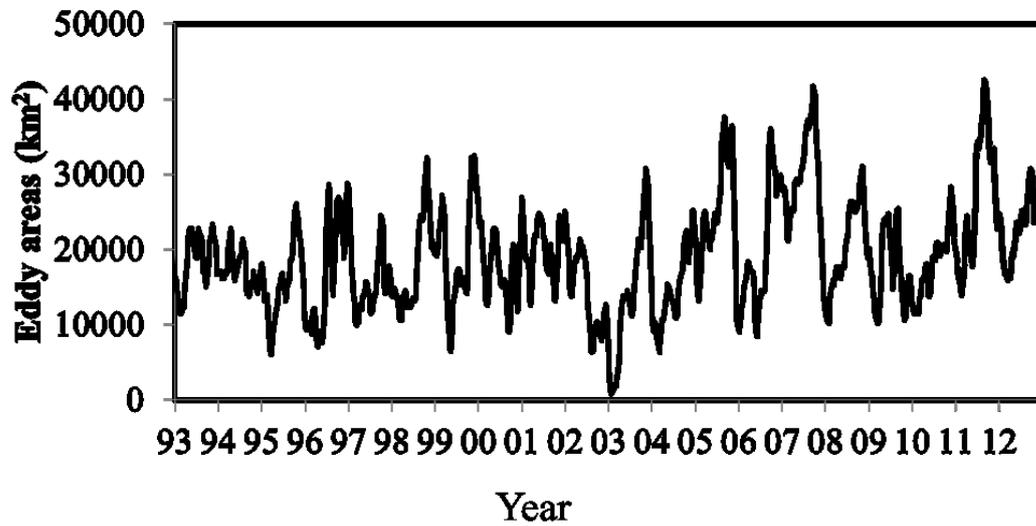


Fig.3-4 One month running mean temporal variation of the area, which are total of detected anticyclonic eddies in the analysis domain as shown in Fig.3-1 during 1993–2012.

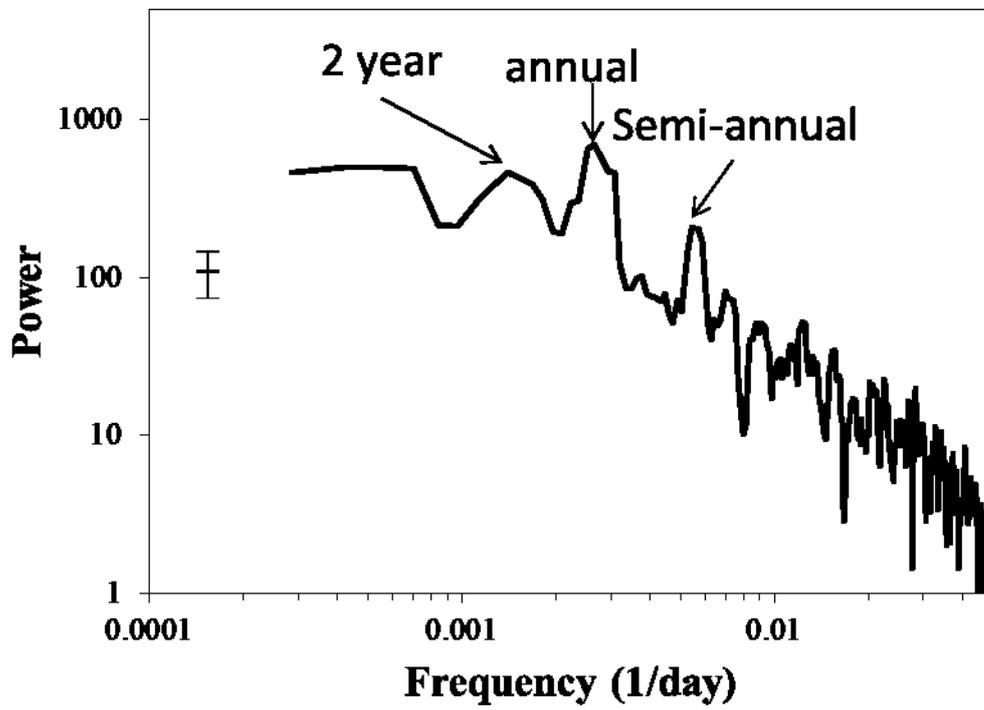


Fig.3-5 Power spectral density for the total area of the detected eddies as shown in Fig.3-4. The 95% significance range is denoted by an error bar (N=10) .

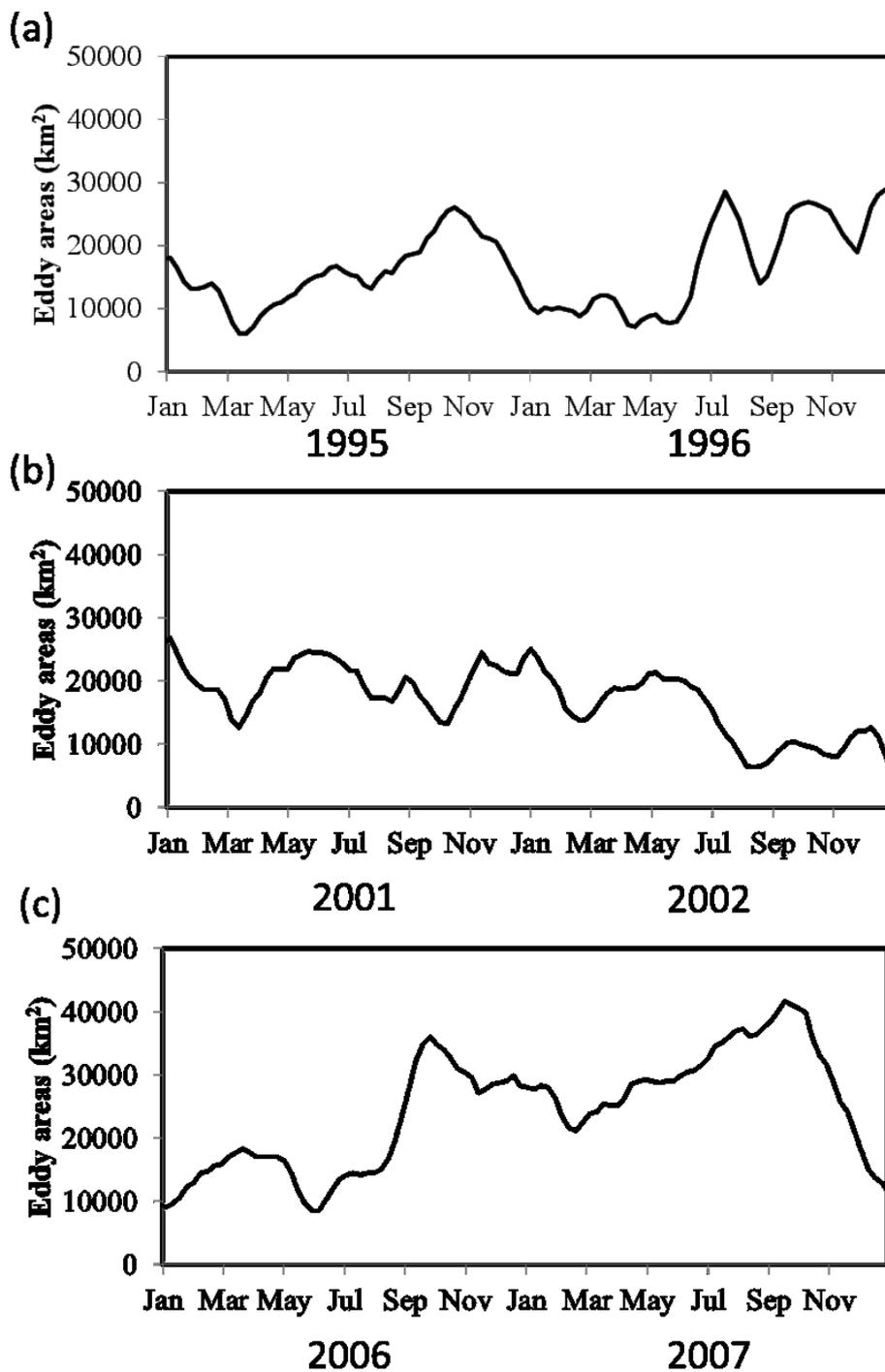


Fig.3-6 The time series of the total eddy area in analysis domain shown as in Fig.3-1 during (a) 1995–1996, (b) 2001–2002, (d) 2001–2002.

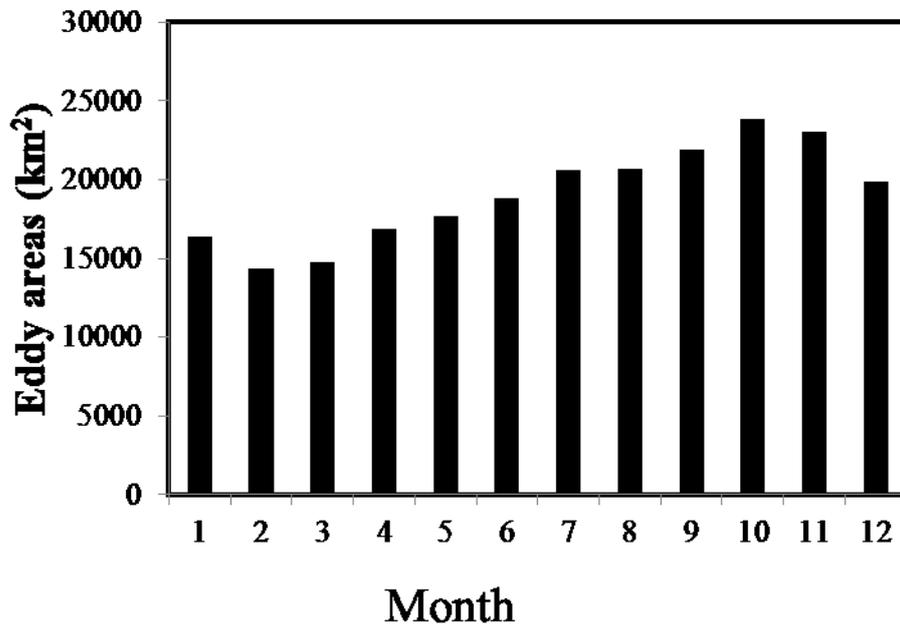


Fig.3-7 Monthly mean of the total eddy area for the 11 year-periods in which the seasonal variations dominated; 1995,1997,1998,1999,2000,2003,2008,2009,2010,2011,2012.

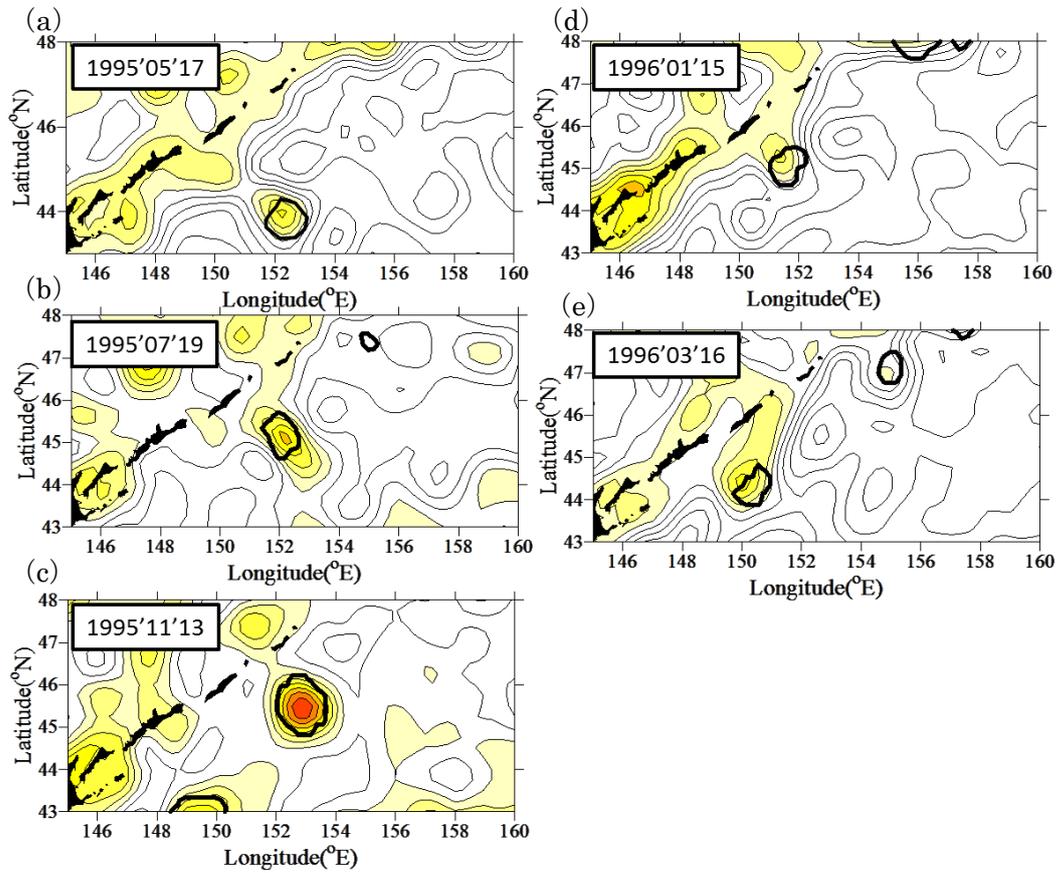


Fig.3-8 The map of Absolute sea surface height and the eddies detected by Okubo-Wiess parameter on (a) 17 May, (b) 19 July, (c) 13 November 1995, (d) 15 January and (e) 16 March 1996 . The contour interval of the surface height is 5 cm. The colored domain is higher than 25cm in surface height. The detected eddies are denoted by bold lines.

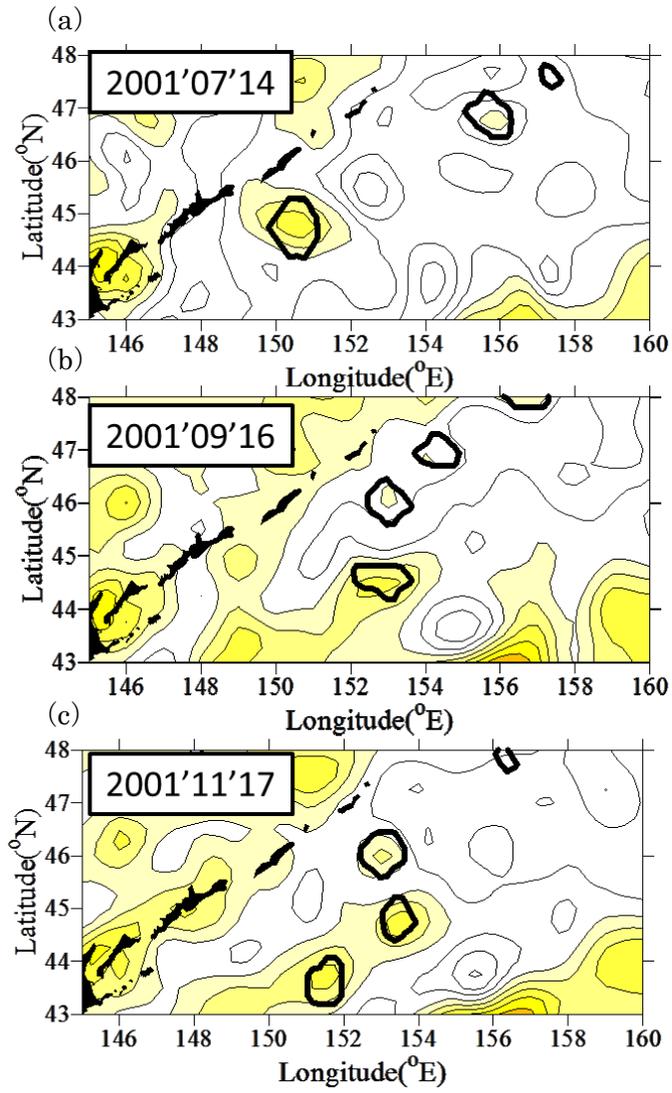


Fig.3-9 Same as Fig.3-8 but on (a) 14 July, (b) 16 September and (c) 17 November 2001.

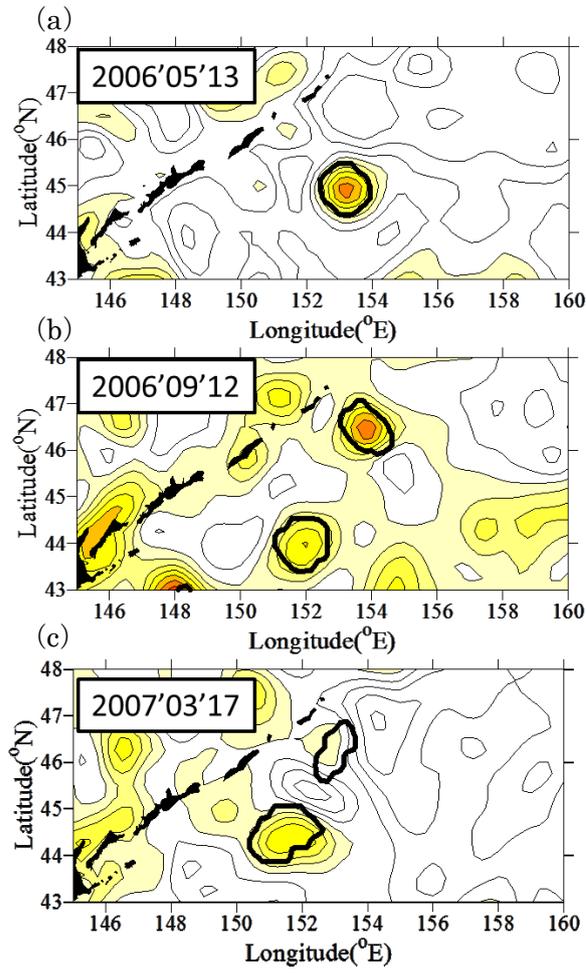


Fig.3-10 Same as Fig.3-8 but on (a) 13 May, (b) 12 September 2006 and (c) 17 March 2007.

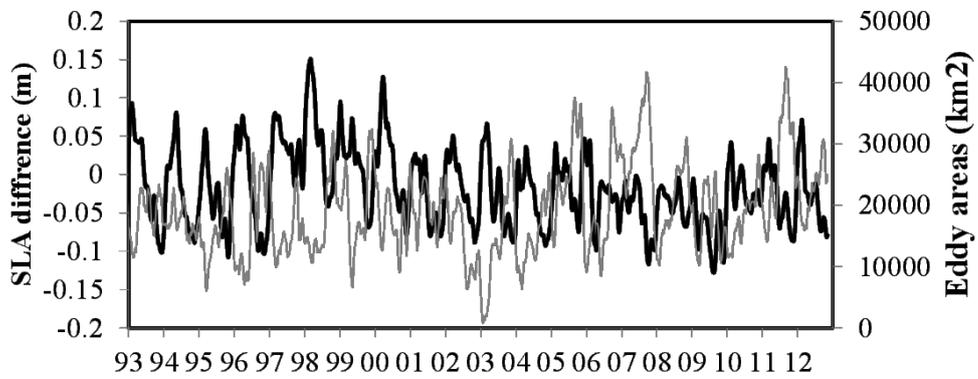


Fig.3-11 Comparison of the sea surface height difference (black line) with the total eddy area (gray line) as shown in Fig.3-4. The height difference were calculated between the domains (47 – 48°N, 152 – 154°E) and (45 – 48°N, 156 – 158°E) and being smoothed by one-month running mean. Since the western boundary current flows between these domains, the difference should indicate its mean surface velocity.

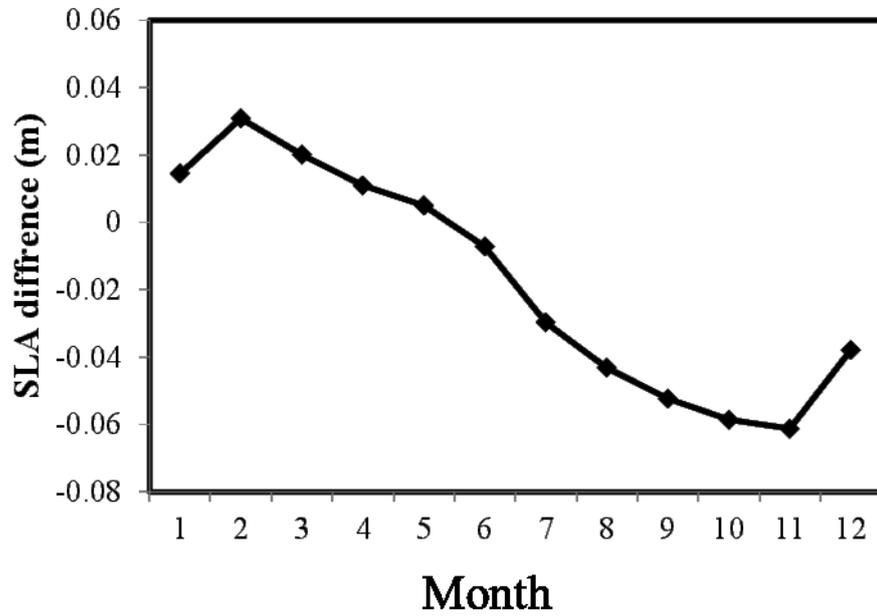


Fig.3-12 Monthly mean of the sea surface height difference between the areas (47 – 48°N, 152 – 154°E) and (45 – 48°N, 156 – 158°E) for the 11 year-periods in which the seasonal variations dominated; 1995,1997,1998,1999,2000,2003,2008,2009,2010,2011,2012. Areas are shown in Fig.3-1.

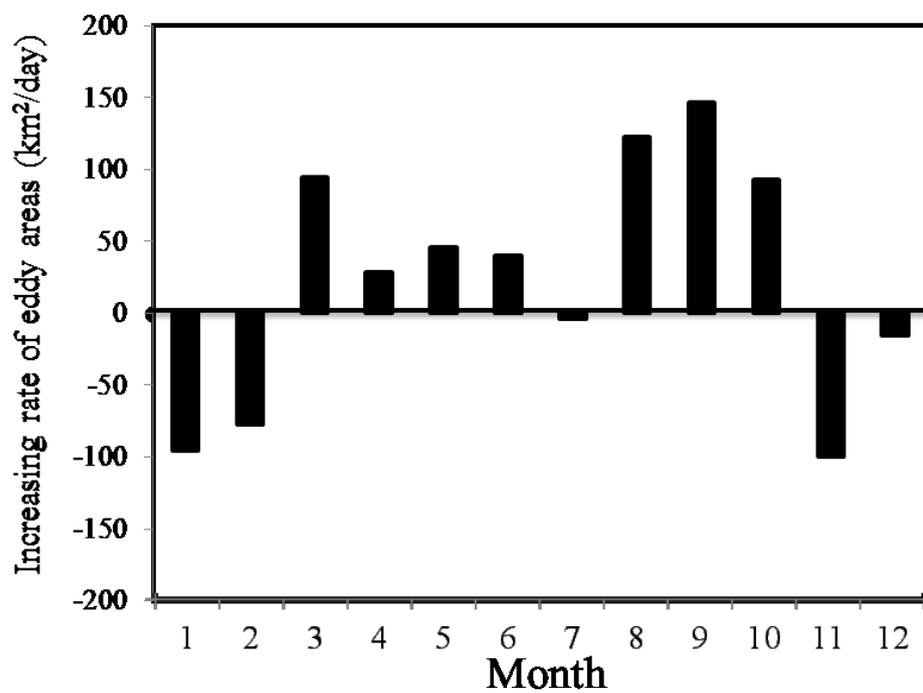


Fig.3-13 Monthly mean of Increasing rate of eddy areas (km<sup>2</sup>/day) for the 11 year-periods in which the seasonal variations dominated; 1995,1997,1998,1999,2000,2003,2008,2009,2010,2011,2012.

#### 4. 考察

本研究では、2章および3章で親潮域の表層流速場を変化させうる傾圧変動過程として傾圧ロスビー波と千島列島太平洋沿岸の渦をとりあげ、海面高度データを用いて調べた。その結果、北太平洋亜寒帯域における傾圧ロスビー波の伝搬特性を明らかにし、その発生・減衰過程を議論するとともに、千島列島の渦の消長を明らかにし、渦の形成・減衰とオホーツク海水（OSW）の流出・輸送過程とのかかわりについて議論した。すなわち、これら密度構造に起因する擾乱について、それらの変動特性と発生・消滅過程の一端を明らかにしてきた。

本章では、実態として明らかになったこれら変動が実際にどのような過程でどの程度、北海道南東海域に影響を与えるかを考察した。4-1節では、傾圧ロスビー波とOSWのそれぞれが北海道南東海域に与える影響について文献と比較し、新たなデータ解析を通して考察した。4-2節では、4-1節で明らかになったOSWによる短期変動が、この海域の長期モニタリング資料の解析に際して、どの程度大きなノイズになるかを評価した。

#### 4-1 傾圧ロスビー波およびオホーツク海水による北海道南東海域への影響

##### 4-1-1 傾圧ロスビー波の親潮流量長期変動への影響

2章では、亜寒帯域における300～1500kmの東西波長を持つ海面高度偏差を抽出し傾圧第1モードのロスビー波の伝搬特性を調べた。その結果、解析領域の西端まで到達するような振幅の強い傾圧ロスビー波は40°N以南に限られ、さらに40°N線上でも西岸へ到達するものは20年間で正負偏差あわせて10個程度のイベント的な現象である事が明らかになった。それらの発生域は主に170°E～170°W付近であり伝搬速度から推定すると発生からおよそ4～5年で西岸に到達すると考えられる。ここではそれらが北海道南東海域に与える影響について調べ、親潮流量長期変動への影響について考察する。

40°N線上で観測された傾圧ロスビー波は、波長の範囲500～1100km (Fig.2-9)、伝搬速度

2.3cm/s (Table 2-2,2-3) で7ヶ月～16ヶ月程度の周期を示した。これらの観測された傾圧ロスビー波の幾つかは解析領域の西端まで到達しており (Fig.2-7, 2-8, Table 2-2,2-3), 親潮の流れる西岸域に影響すると考えられる。しかし今回の結果は帯域通過フィルターを用いているため、西岸の影響に関してはこのデータからは見積もる事は出来ない。そこで西岸域 (40°N, 143°E) でのフィルターを用いていない海面高度偏差の時系列との比較を行い傾圧ロスビー波の西岸域への影響について調べた。

解析範囲の西端である 40°N, 152°E での帯域通過フィルターで抽出した海面高度偏差と帯域通過フィルターを用いていない 40°N, 143°E の海面高度偏差生データと間のラグ相関を計算した (Fig.4-1)。その結果、ラグ 21 ヶ月で 153°E が先行する正のピーク ( $r=2.4; p<0.01$ ) が見られ変動の西方伝搬がうかがわれた。このラグと 2 点間の距離から伝搬速度を計算すると 1.9cm/s になり、この速度は帯域通過の海面高度偏差から得られた西方伝搬速度の範囲内 (平均 2.3cm/s, 標準偏差 0.26, 0.44 cm/s) にあった (Table 2-2 2-3)。

しかし、ラグ相関は帯域通過データ同士ではなく、生データにはロスビー波の以外の変動成分が含まれている。このため、傾圧ロスビー波の 143°E への到達予想時期を伝搬速度と解析領域西端への到達時期を推定し、北海道南東域である 143°E の海面高度偏差の時系列の比較を行った (Fig. 4-2)。7ヶ月の移動平均をかけたこの地点での海面高度偏差は最大で±10cm 程度の振幅の数年変動が見られた。この時系列に正偏差・負偏差の到達予想時期をプロットすると、2000,2001,2002 年の正偏差の到達時期、1997,1998,2001 年の負偏差の到達時期は海面高度偏差の正負それぞれの極値とほぼ一致していた。一方で、2007 年の正偏差と 2006 年の負偏差に関しては明確な関係はみられなかった。今回観測された傾圧ロスビー波の海面高度は高偏差、低偏差ともに最大 4~6cm であり (Fig.2-5), 143°E での海面高度偏差の変化幅 (±10cm; Fig.4-2) に匹敵する。すなわち減衰せずに到達したと仮定すれば、北海道南東沖の海面高度偏差の経年変動を説明する上で、傾圧ロスビー波は重要な要因の一つとなると考えられる。

ここで北海道南東沖の親潮流量の時間変化に注目してみる。Ito et al. (2004) は北海道南岸から南南東方向の線上での海面高度偏差を指標として北海道南東岸から 39°30'N までの親潮流量変動を見積もったうえで、40°~42°30'N 上での 142°30'~172°30'E の curl $\tau$  から見積もったスベルドラップ輸送量との差を計算し時間変化を調べた。この流量差時系列と 40°N, 143°E の海面高度偏差およびロスビー波の到達時期を比較し (Fig.4-3), ロスビー波が親潮流量の変動にどれほどの影響を与えるかの考察をおこなった。流量差と 40°N, 143°E の海面高度偏差を比較すれば、1994 年の増加、1996 年から 1997 年にかけての減少、2001 年の増加の各パターンは、位相のずれはみられるものの、二つの時系列で互いに似ている。すなわち、40°N, 143°E の海面高度の増加 (減少) は、親潮流量の減少 (増加) とおおむね対応した。親潮は北海道沿岸および東北沿岸に沿った流れであり、局所的にみれば圧力の南北差によって駆動される (磯田ら, 2003)。40°N, 143°E は東北沿岸の大陸斜面上水深 1000~2000m にあり (Fig.4-4), ここでの海面高度が親潮の流下方向の海面勾配を決定するとすれば、上述の流量と海面高度の関係が説明可能である。

流量差を詳細にみれば、1993 年 5 月、1994 年 1 月、1997 年 5 月および 9 月~12 月、1999 年 3 月、2000 年 12 月に極小、1994 年 8 月、1995 年 12 月、1998 年 7 月、1999 年 10 月、2000 年 7 月、2001 年 6 月にそれぞれ極大があった。ロスビー波の到達時期と比較すれば、負偏差では 1997 年 5 月、1998 年 3 月、2001 年 3 月で流量差の極小の時期とほぼ一致するか半年以内にみられた (Fig.4-3)。正偏差の到達時期は 2000 年 8 月、2001 年 10 月と流量差の極大時期とほぼ一致した。これは正 (負) 偏差のロスビー波が 40°N, 143°E に到達したとき親潮が弱まった (強まった) ことを意味し、ロスビー波の到達による海面高度の変化が親潮流量に影響している可能性を示している。

#### 4-1-2 オホーツク海水による高気圧性渦の形成と北海道南東海域への影響

3 章では、クリル渦の消長は OSW の下流への輸送量に対して 1 年程度の時間スケールで

影響を及ぼす可能性が示された。クリル渦自身は渦を維持したまま下流へと移動しないが (Fig.3-3) , 下流へと輸送された OSW は低渦位であることから (Yasuda 1997) , 下流で暖水塊と合体し、暖水塊と OSW による二重渦を形成する事が観測されている (Itoh et al., 2011) . このように OSW による下流での渦の形成は北海道南東海域の水温、塩分、流速場に大きな影響を及ぼすと考えられる。

2007 年 4 月に同海域の A ライン定線の 2 定点 (A4,A5) で、1 か月にわたるほぼ毎日の CTD 観測を行って海面から 1000db までの海水特性の短期変化を調べたところ、この二重渦の構造とその変動を捉えることができた (Fig.4-4) . ここでは、CTD 観測結果と人工衛星観測による海面水温と海面高度の両面からこの 2 重渦による北海道南東海域への影響について考察をおこなう。

まず 2007 年 3 月と毎日 CTD 観測がおこなわれた 4 月の人工衛星による週平均の海面水温場と海面高度偏差場を示す (Fig.4-5) . 3~4 月にかけて北海道南東海域には高気圧渦が定点上に継続して存在していた。しかしながら、3月と4月の A ライン定線観測断面をみれば、3月と4月で渦の鉛直構造が異なっていた (Fig.4-6) . 3月には高気圧渦が存在する A ライン上の A2 ~A8 の観測点では表層~200mに周囲に比べて高温・高塩分な水があり、暖水塊的な構造を持っている (Fig.4-6a,c) . この高温・高塩分水に対応して密度  $26.6\sigma_0$  の等値線が下に凸の構造を示していた。しかし 4 月の断面を見れば、同様に高気圧渦がみられた A2 ~ A8 の観測点では表層の高塩分、低密度の構造は見られなくなり、かわりに  $26.8\sigma_0$  の水温・塩分が低下し、3月に比べて  $26.7-26.9\sigma_0$  の等密度線の間隔が厚くなっていた (Fig.4-6b,d) . この構造の変化は Itoh et al. (2011) が示したような、低温、低塩、低渦位の OSW が沿岸から高気圧性渦の中層へと流入する縦渦合体と同様な現象と推測され、4月以降はこの中層の OSW が高気圧渦のコアとなっていたと考えられる。

この渦の中心に位置していた各定点で 4 月の毎日 CTD 観測により観測された水温・塩分の時系列断面 (Fig.4-7) と 2 点を同日に観測した日の 2 点間の地衡流速の時系列断面を示す

(Fig.4-8). 本観測期間中である 2007 年 4 月は 1 か月間で水温・塩分ともに表層を中心に大きく変動しており、地衡流速も数日間で向きが変わるほど変動していた。

この表層の変動は高気圧渦による周囲の水の移流と関係していた。4 月第 1 週における地衡流速は南西向きで海面～26.6 $\sigma_0$  面の間に水温 2°C 以下、塩分 33.2 以下の水が分布していた (Fig.4-7,4-8)。この時の定点は高気圧性渦の北東の縁に沿って北海道沿岸から移流された冷水の影響を受けていた (Fig.4-5b)。また第 2 週は渦が北上しその西縁に沿って暖水が北上してきており (Fig.4-5c)、その結果定点での地衡流速は北東向きに転じ海面～26.6 $\sigma_0$  面での水温、塩分は上昇し極大値 (水温 6°C, 塩分 33.7 以上) を示した (Fig.4-7,4-8)。第 3～4 週には渦はさらに北上し中心はほぼ 2 定点の間に位置し (Fig.4-5d,e)、そのため北と南それぞれの点の水温塩分には逆位相の変動が見られた (Fig.4-7)。

ここで、この時期に観測点周辺に現れた水温変化の時間規模を調べるために、衛星海面水温の時系列を用いてスペクトル解析を行った (Fig.4-9)。2007 年 3～5 月の 3 か月分の時系列から線形トレンドを除き、5 つの期間に分割して FFT 法を用いてパワースペクトルを計算しアンサンブル平均したものを Fig.4-9 に示す。その結果、測点 A4 と A5 周辺では 6, 9, 16 日にそれぞれ有意なピークが見られた。これらのピークは衛星水温と断面で示したような渦による水塊の入れ替わりの時間スケールと対応していた。

このような、OSW をコアとする高気圧渦の影響はコアとなっている 26.7-26.9 $\sigma_0$  より浅い層で顕著であり、各密度層の毎日 CTD 観測期間中の水温の標準偏差を計算すると、26.6 $\sigma_0$  層以浅は下層に比べて標準偏差が高かった (Fig.4-10)。また表層 10m における水温、塩分変化と 26.6 $\sigma_0$  層の変化との相関係数を計算すると相関が高く (相関係数  $r=0.45\sim 0.56$ )、海面から 26.6 $\sigma_0$  面までは高気圧性渦の移動と渦の周りを循環する異なる水塊の出現がある程度反映されていたと考えられた。一方で 26.8 $\sigma_0$  層における水温と塩分の標準偏差は下層である 27.0 $\sigma_0$  よりも小さく、測点 A4 と A5 とともに極小構造を示した (Fig.4-10)。この層には高気圧渦のコアである OSW が分布しており (Fig.4-6)、観測期間を通して OSW を観測して

いたと考えられる。

このように北海道南東海域まで輸送されてきた OSW は長中期的な影響に留まらず、高気圧渦を形成する事で周囲の水の取り込み、局所的に表層の水溫・塩分が劇的に変化させる事が明らかになった。この効果は海水のみならず周囲の生物にも影響を及ぼすはずである。実際に同時期にこの渦の移流によって沿岸の植物プランクトンブルームが沖合に運ばれる様子が観測されている (Kono and Sato, 2010)。こういった現象は生物生産が沿岸部に比べて相対的に低い沖合の生産量を短期的に上昇させる効果があると考えられる。

また今回得られた渦の鉛直構造は中層に北からのOSWがコアとなりその上層には北と南の水が混合し深度によって水の起源が異なっていた。親潮前線の南の混合水域には塩分極小が観測され、NPIWの起源と言われている (Talley, 1993; Yasuda, 1997) が、その形成過程は表層では熱帯の水が中層には北からのオホーツク海水が影響することで形成されると言われている (Kono, 1998)。今回見られたこの渦による鉛直構造は、非常に小規模であるが奇しくもNPIWの形成過程と同じものと考えられて興味深い。加えてこのように局所的に大きな海水特性の短期変動は長期的なモニタリングに対しても影響を及ぼすはずである。次の4-2ではこういった短期変化が親潮の長期モニタリングに与える影響について述べる。

#### 4-2 親潮の長期変動モニタリングと短期変化

4-1では北海道南東海域に与える具体的な影響について議論を行ない、4-1-1で傾圧ロスビー波が親潮流量の季節・経年変動に影響を及ぼす事を示した。また第3章で示した下流へ移流されるOSWの流量変動は単に親潮流量に加算されるだけでなく、その低渦位、低密度である事から流速場に影響を及ぼし親潮の南限位置を変化させる事が示唆されている (Tatebe and Yasuda, 2004; Tatebe and Yasuda, 2005)。しかしながら、それらの親潮変動への影響に関しては定性的な議論に留まっている。観測結果に基づいた定量的な議論を行うためには長期モニタリングによる北海道南東海域での親潮変動のそのもの理解が不可欠である。これ

まで親潮変動を観測するためのモニタリングとして、数多くの船舶観測が行われてきており、それらは季節変動を分解出来るスケールで行われている(高谷ら, 2007; 日下ら, 2009)。この船舶観測は今回使用した衛星観測結果では得られない鉛直的な水塊構造を明らかにする事ができ、定量的な議論を行なううえで重要な資料となる。

しかしこの海域は4-1-2で示したような短期変化が存在する。今回4-1-2で示したOSWをコアとする高気圧渦は定点における水温・塩分変化に6~16日程度の短期変化を引き起こした(Fig.4-9)。この短期変化自体は空間スケールが小さい為、長期的な親潮変動自身には影響を及ぼさないと考えられるが、観測結果への影響は考慮する必要がある。長期モニタリングの多くは季節・経年変動を対象にしており1~3か月の頻度で行なわれている。そのため4-1-2で示した観測間隔よりも短い9日~16日スケールの短期変化は分解できずエイリアシングノイズが加算されているはずである(e.g., 日野, 1977)。ただし一般的なエイリアシングとは異なり、海洋における定線観測は観測間隔が不定な為、短期変化によって生じるノイズが特定の周期を持つかどうかまでは分からない。しかし少なくとも船舶観測の観測間隔に伴う、ナイキスト周期(2か月~6か月)以上の長期変化に影響を及ぼし、そのノイズの最大幅は短期変化の振幅と同じになるはずである。そのため、長期モニタリングから得られた資料を評価する上では、両者の振幅の比較が重要となる。

そこで、4-1-2で明らかにした短期変化と観測を行った期間を含む2006~2007年の同地点での定線観測による年変化との標準偏差を計算して比較した(Fig.4-11)。同地点での1年を通じた変化幅は上層ほど大きい傾向が見られた。一方、2007年4月に行ったCTD毎日観測による約1か月間の変化幅は表層10mで最も大きい点は1年間の変化と同じだが、変化幅が、 $27.2\sigma_{\theta}$ に次いで $26.8\sigma_{\theta}$ が小さい点が異なっていた。2006~2007年の同地点で行なわれた定線観測8航海と毎日CTD観測それぞれの時間変動標準偏差を計算し、その比率を求めると年変化に対しては短期変化の比率は少なくとも20%程度となった(Table 4-1)。さらに、2007年4月の1か月間に表層10m水温は年変化の最低値よりも低い値を示した。この結果は年変化

を調べる上で2007年4月に観測されたような短期変化の影響が無視できないことを示している。

本海域では、4-1-2で示したような高気圧渦の元となる暖水塊 (Itoh and Yasuda, 2010) や低渦位のオホーツク海水の流入は決して珍しい現象ではない。その為、渦による表層の短期変動は2007年以外にも存在すると考えられる。そこで、本観測で示された6日、9日、16日周期の海面水温の変化が、常時みられる現象かどうか調べるために、2005年～2010年の各年3月～5月の測点付近の衛星海面水温の時系列を用いて、スペクトル解析を行った (Fig.4-12)。その結果、全ての年で6日～21日の間に2～3つの有意なピークが見られた。そのため2007年春季に観測された様な短期変化は特異的な現象では無く他の年でも起こっていると考えられる。

以上の結果は、観測資料を用いて親潮の長期・経年変動を捉える事が必ずしも不適當であることを意味するのではなく、解析方法を考慮する必要があることを示している。今回見られた短期変動は渦によって生じていた。そのため、船舶観測から親潮の水塊特性、流量などの季節・経年変動を調べるためには、観測期間に存在する小中規模の渦や他の水塊の分布を明らかにし、それらを親潮と分離して解析する必要がある。もしくはそのような解析が難しい場合は今回の様な短期変化によるノイズを考慮したうえで結果を解釈する必要がある。

Table 4-1 Standard deviation for the temporal variation of temperature (°C) and salinity at each depth /isopycnal surface at the station A5. The range indicates the confidence interval of 95%. In case of the calculation of daily standard deviation, the monthly trend is ignored by A line observations (Mar., Apr., May)

Depth	Annual (Nov. 2006 - Oct. 2007)		Daily (Apr. 2007)		Daily / Annual	
	Temperature	Salinity	Temperature	Salinity	Temperature	Salinity
Surface(10m)	2.5 < 3.78 < 5.09	0.23 < 0.34 < 0.46	1.02 < 1.34 < 1.49	0.14 < 0.19 < 0.21	20~60%	30~91%
26.6 $\sigma_\theta$	0.96 < 1.46 < 1.96	0.11 < 0.17 < 0.22	0.64 < 0.84 < 0.94	0.06 < 0.08 < 0.09	33~97%	28~83%
26.8 $\sigma_\theta$	0.26 < 0.39 < 0.53	0.03 < 0.04 < 0.05	0.15 < 0.19 < 0.22	0.01 < 0.02 < 0.02	28~82%	27~80%
27 $\sigma_\theta$	0.26 < 0.39 < 0.52	0.03 < 0.05 < 0.06	0.22 < 0.29 < 0.33	0.03 < 0.03 < 0.04	43~128%	41~123%
27.2 $\sigma_\theta$	0.24 < 0.36 < 0.48	0.03 < 0.04 < 0.06	0.14 < 0.18 < 0.2	0.02 < 0.02 < 0.02	28~84%	28~83%

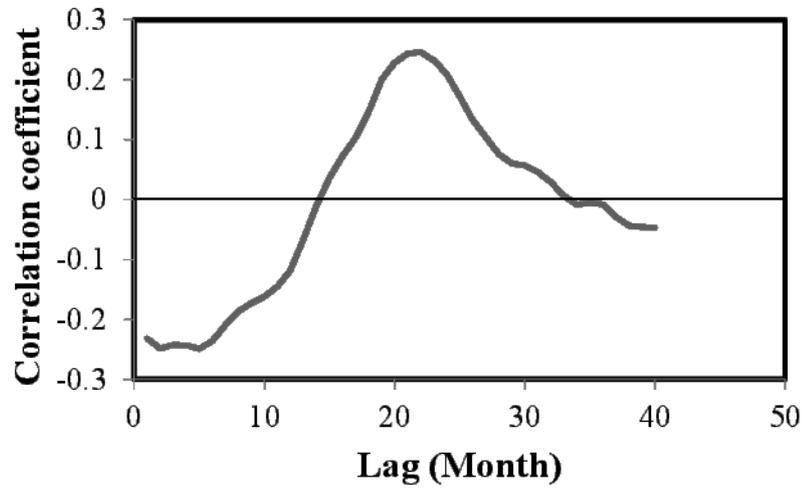


Fig.4-1 Lag correlation between filtered sea surface anomaly at 40°N, 152°E and normal sea surface anomaly at 40°N, 143°E.

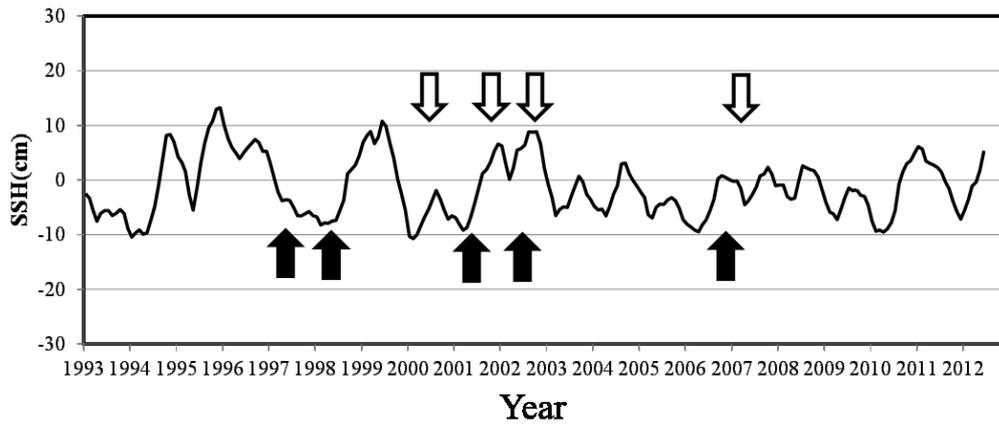


Fig.4-2 Comparison of one-month running mean of the SSH temporal variation at 40°N, 143°E during 1993-2012 with the arrival times of baroclinic Rossby waves at 143°E. The arrival times of positive and negative anomalies are denoted by white and black arrows, respectively.

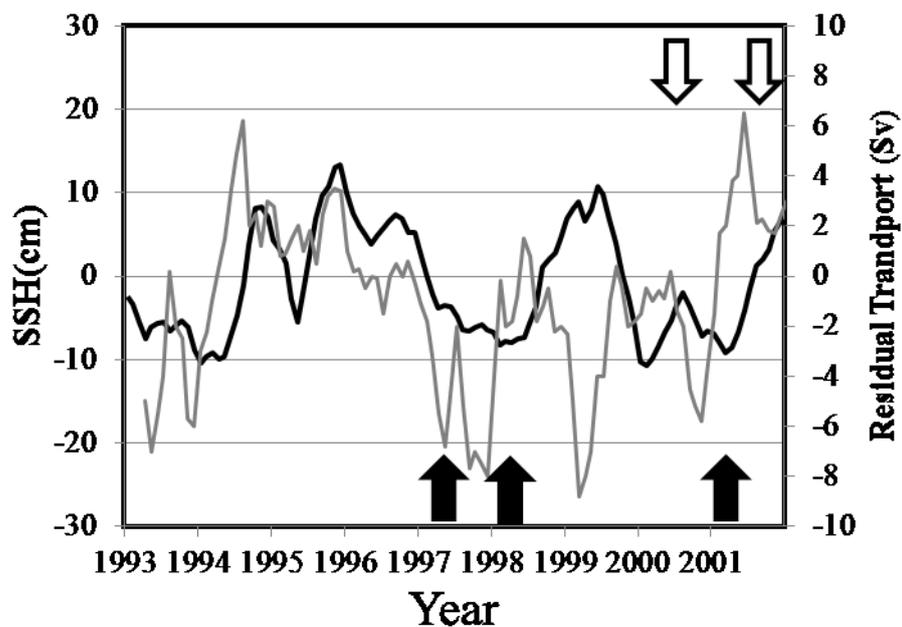


Fig.4-3 Comparison of the arrival times of the baroclinic Rossby waves at 143°E with the time series of the SSH and the Oyashio residual transport on the western coast of the subarctic North Pacific. Arrival times of the positive (negative) anomaly are denoted by white (black) arrows. The black line indicates one-month running mean SSH temporal variation at 40°N, 143°E during 1993-2001. The gray line denotes thirteen-months running mean residual transport (Sv). Residual transport was calculated by subtracting the Sverdrup component from the Oyashio transport crossing the line between the south coast of Hokkaido and 39°30'N, which was estimated from the T/P SSHA (See Ito et al., 2004).

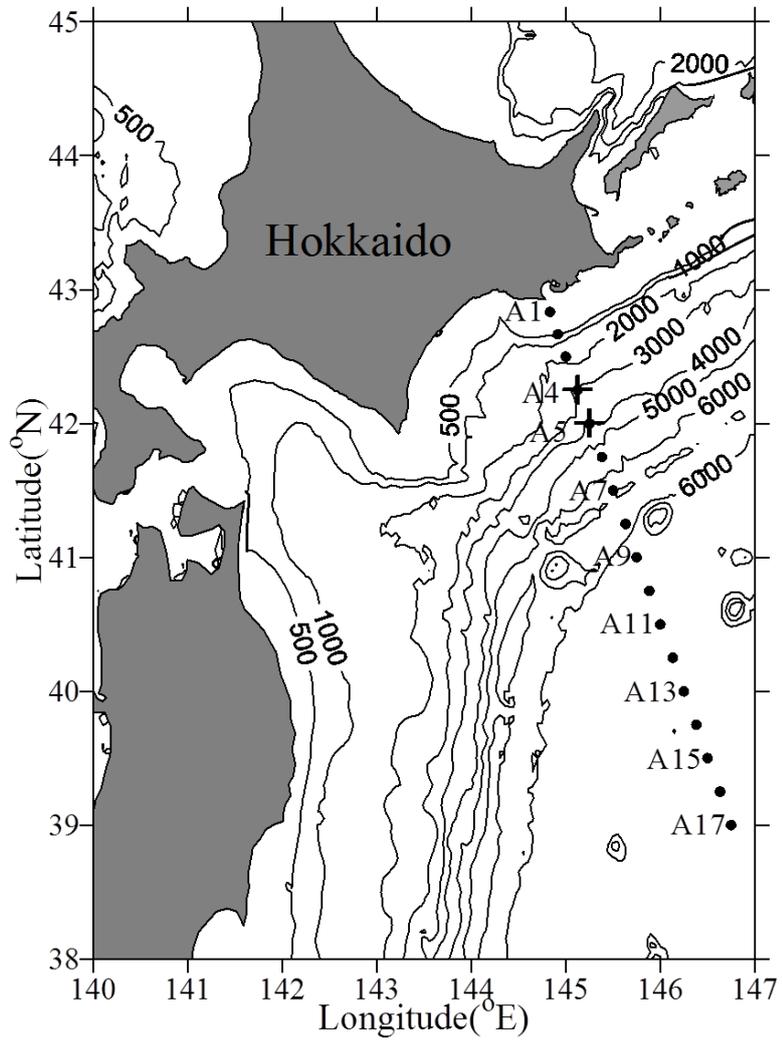


Fig.4-4 Location of A-line stations (dots) with bottom topography (contours; m). The crosses denote stations A4 and A5 which were observed almost daily in April 2007.

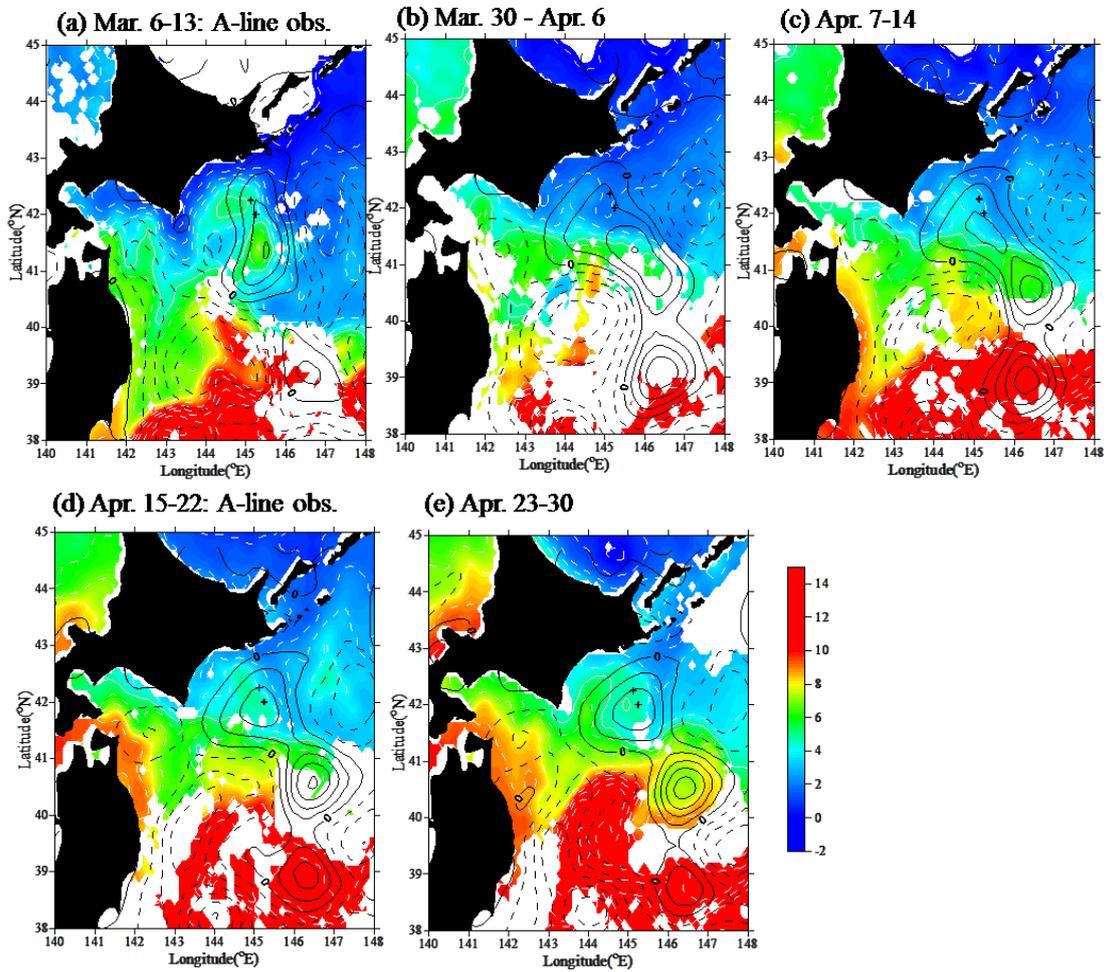


Fig.4-5 Weekly mean sea surface temperature from MODIS/AQUA (color tone) for average periods (a) Mar. 6-13, (b) March 30 - April 6, (c) April 7 -14, (d) April 15 - 22, (e) April 23 - 30. The black solid and dashed curves are positive and negative weekly-mean AVISO/CLS sea level anomaly respectively. The crosses denote stations A4 and A5 which were observed almost daily in April 2007.

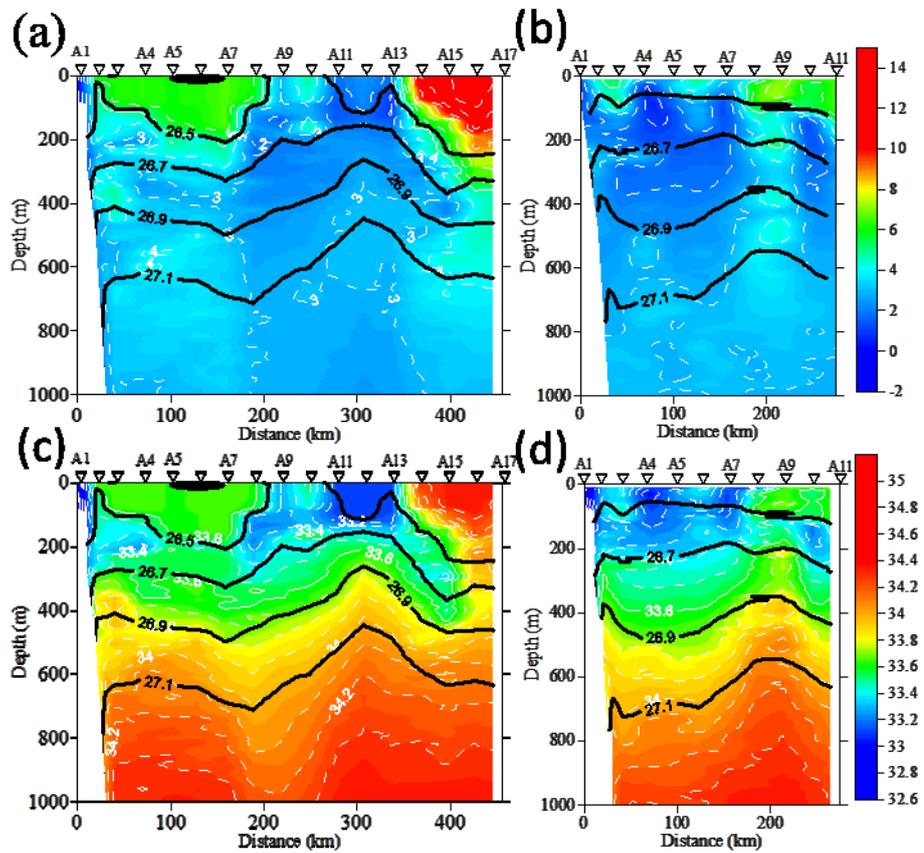


Fig.4-6 Vertical sections of temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) (color shades and white contours) from A-line observation in (a) March and (b) April, and salinity in (c) March and (d) April. Contours of potential densities 26.6, 26.8, 27 and 27.2 $\sigma_\theta$  are denoted by the thick lines in each panel.

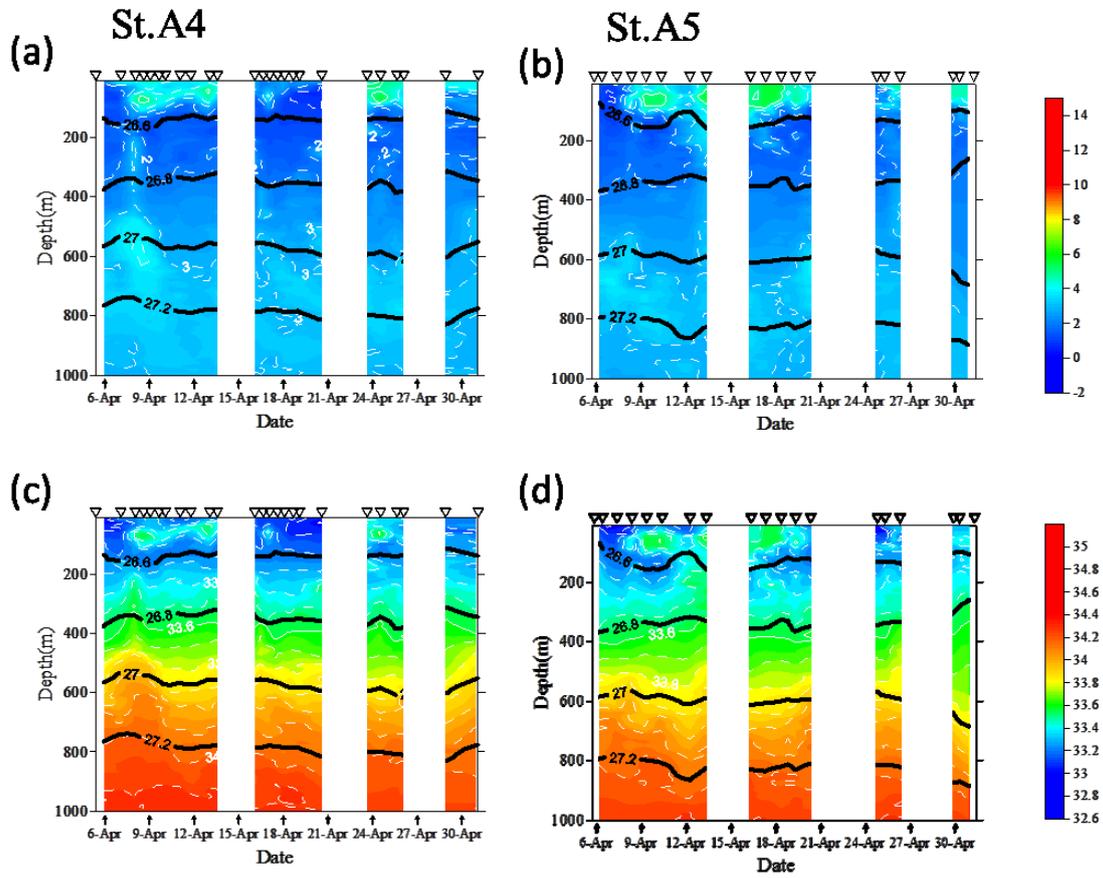


Fig.4-7 Temporal change of vertical profiles in temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ), at (a) A4 and (b) A5, and salinity in (c) A4 and (d) A5 from the sequential CTD observations during April 5 to May 1, 2007. Isopycnal of densities 26.6, 26.8, 27 and 27.2 $\sigma_{\theta}$  are denoted with the thick lines in each panel.

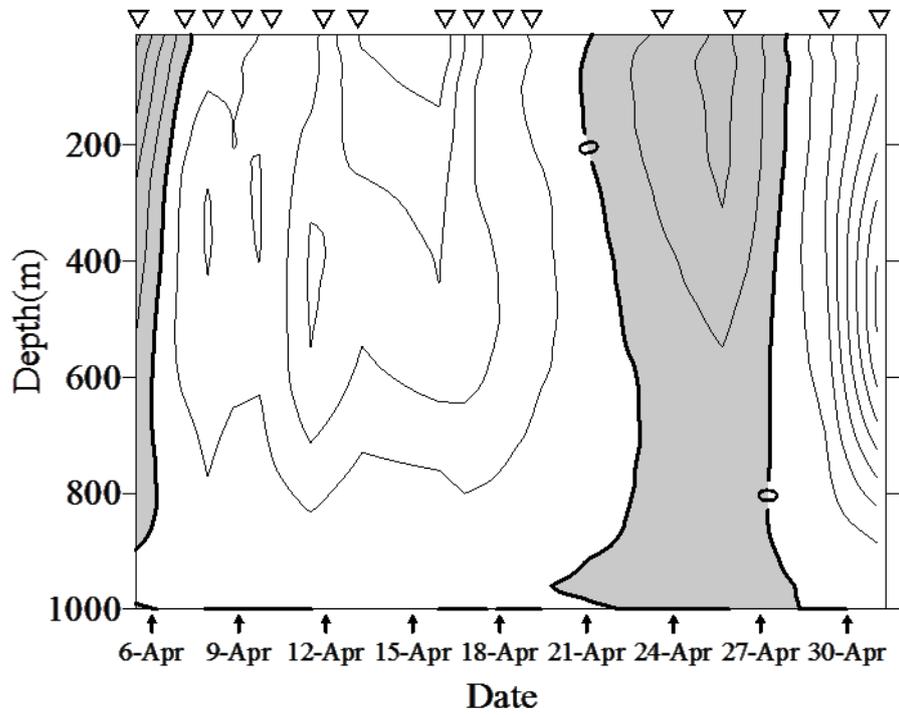


Fig.4-8 Temporal change of vertical profiles in geostrophic velocity ( $\text{ms}^{-1}$ ) referred 1000db between St.A4 and St.A5 from the sequential CTD observations. The gray/white area is southwestward/northeastward velocity, respectively. The interval of contour is  $0.02 \text{ ms}^{-1}$ .

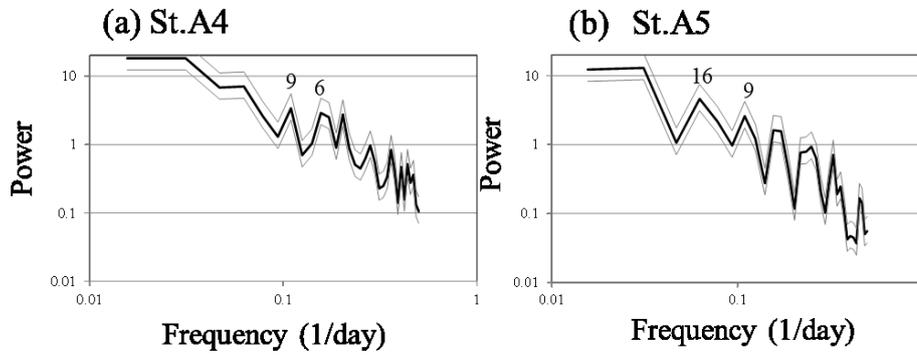


Fig.4-9 Spectral analysis of the time series of sea surface temperature from the MODIS/AQUA during March to May 2007 at (a) St. A4 and (b) St. A5. The 95% significance ranges (N=10) are denoted by gray line.

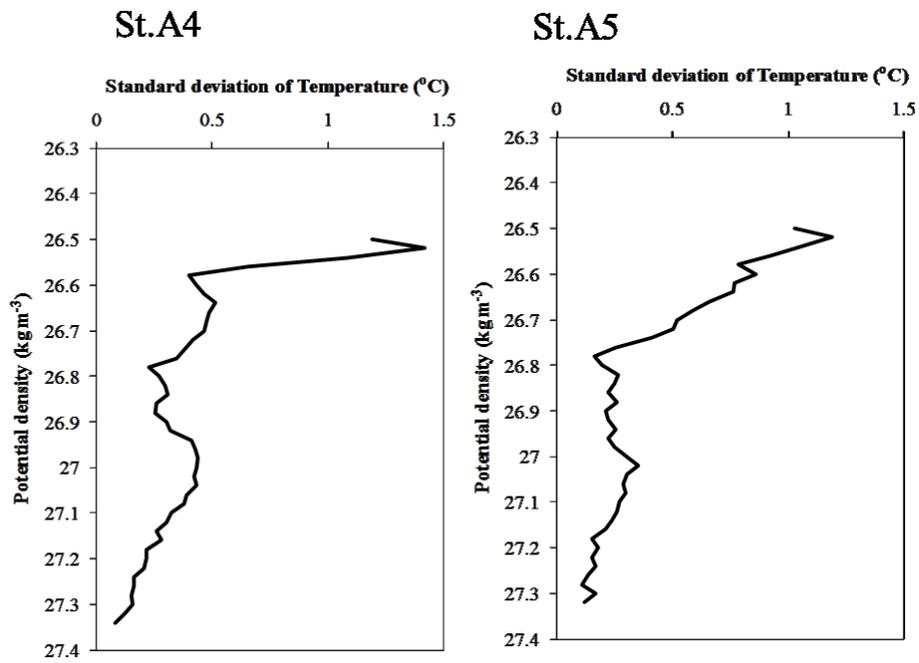


Fig.4-10 The standard deviation of temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) against potential density ( $\text{kgm}^{-3}$ ) from the sequential CTD observations at St.A4 (left) and St.A5 (right) .

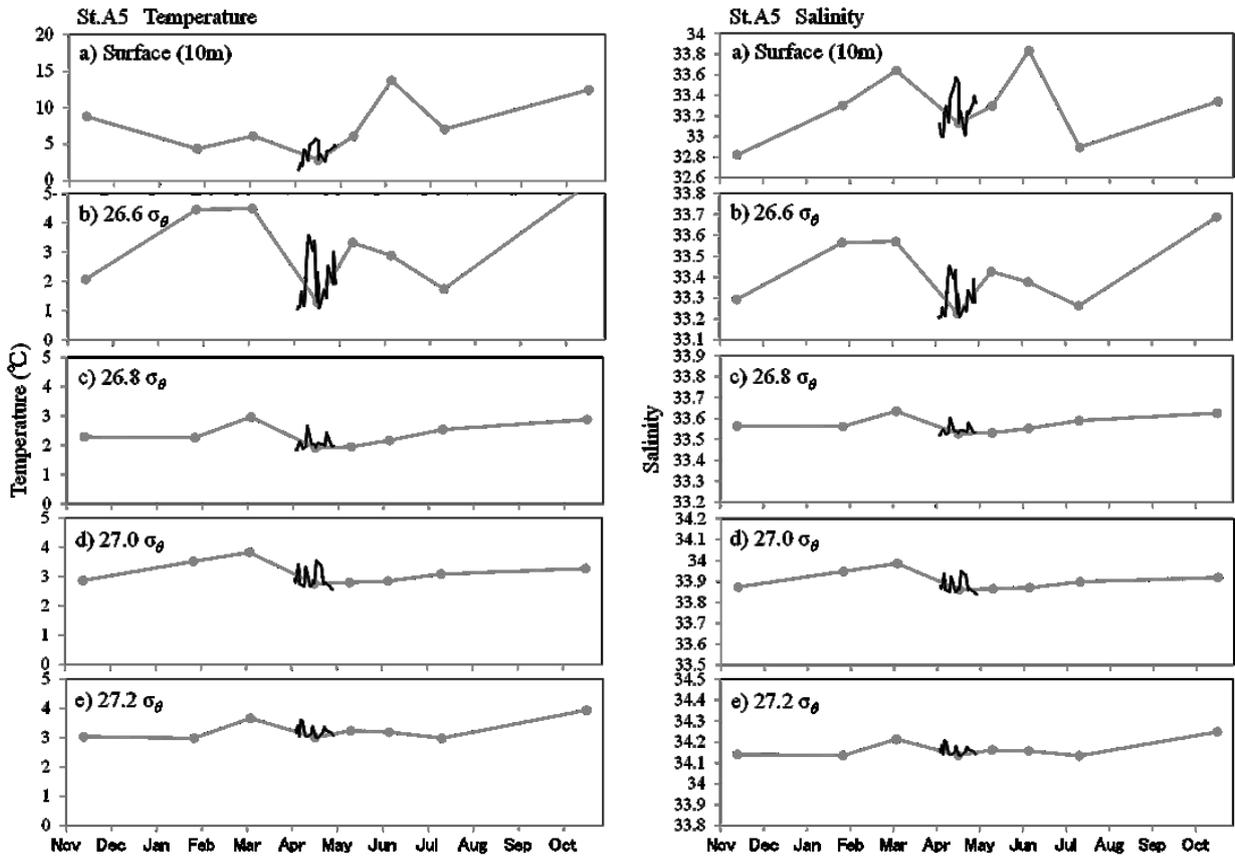


Fig.4-11 Time series of temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) and salinity at 10m depth and at the isopycnal surfaces of 26.6, 26.8, 27.0 and 27.2 $\sigma_\theta$  at the station A5. The daily CTD observations are denoted by the black line. The gray line indicates the linearly connected A-line observations performed from November 2006 to December 2007. The day of the A-line observations are denoted by gray dots.

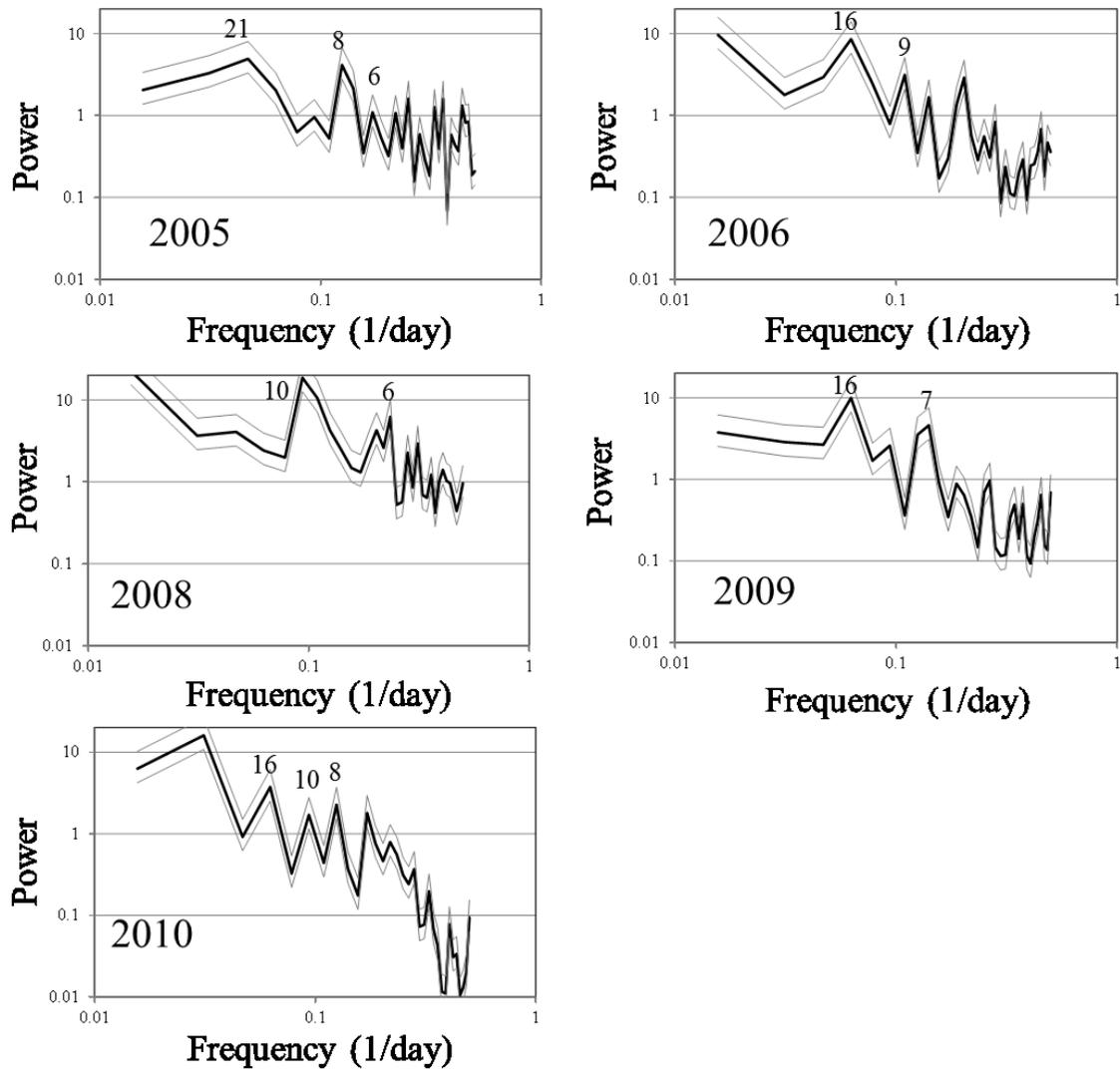


Fig.4-12 Spectral analysis of time series of sea surface temperature from MODIS/AQUA during March to May at St.A5 in 2005, 2006, 2008, 2009 and 2010. The 95% significance ranges (N=10) are denoted by gray line.

## 5. 結論

親潮は北太平洋亜寒帯循環の西岸境界流として循環の一部を形成している。また西岸境界流であると同時に局所的に見れば陸岸を境界とした地衡流としての性質をもち、北からの低温で栄養塩豊富な海水を岸沿いに運ぶ。このため、親潮の運ぶ海水が分布する北海道～北部本州の東方海域、すなわち親潮域では親潮の変動とそれともなう低温水の分布が気候や生物生産に強い影響を与える。そのため、これら親潮域の季節・経年変動の要因を解明し予測することが求められている。

親潮変動に影響を及ぼすと考えられる物理過程には様々な時空間スケールのものが存在する (Fig1-2)。それらの物理過程の一般的性質や地域的な特性の概要は明らかではあるものの詳細については不明な点が多い。例えば、亜寒帯での傾圧ロスビー波の変動特性や西岸への影響、各中規模渦の消長過程、短期的な変動幅などがあげられる。それらの詳細を解明するには広範囲に渡る長期間のデータの蓄積、それらを十分に分解できる時空間分解能の高いデータが必要でありどちらも難しかった。本研究では長期間蓄積されてきている広範囲にわたる人工衛星海面高度計によるデータを用いて、親潮の上流域である千島列島沿いを含む北太平洋亜寒帯域で密度構造に起因する物理過程（傾圧変動）に焦点をあて変動特性を調べその過程を考察するとともに、親潮域への影響についても定量的に評価した。

2章では、亜寒帯域における 300～1500km の東西波長を持つ海面高度偏差を抽出し傾圧第 1 モードのロスビー波の伝搬特性を調べた。その結果西岸域まで到達する傾圧ロスビー波は、西岸域まで到達するような振幅の強い傾圧ロスビー波は 40°N 以南の 190°E 以西に限られ、さらに 40°N 線上でも西岸へ到達するものは 20 年間で正負偏差あわせて 10 個程度のイベント的な現象である事が明らかになった。またそれらの発生元は 170～190°E 付近に集中しており海底地形が発生に重要な役割を果たしている事が示唆された。

3章では、千島列島沿いに分布するクリル渦の消長を調べた。渦の成長・減衰には年変動が存在し、その変動はクリル渦を形成するオホーツク海水 (OSW) の海峡から流出量と千

島列島沿いの南西流による下流へ輸送の収支で定性的に説明できる事が明らかになった。

クリル渦に取り込まれ、放出される月平均の OSW 量は平均 0.39Sv でこれは海峡から流出する輸送量の 8%に相当する。そのため、オホーツク海から日本近海への OSW の輸送過程においてクリル渦の形成・消失に伴う緩衝機能は重要な役割を果たし、下流で観測される OSW 流量に海峡での流出の時間変動と異なる時間変動を与える事が示唆された。

4-1 節では 2~3 章で明らかにした傾圧変動が北海道南東海域に与える影響について考察をおこなった。4-1-1 では 40°N 線上を西進する傾圧ロスビー波は日本近海の海面高度偏差変動に影響を及ぼし、その結果北海道南東海域での親潮流量の経年変動を説明するうえで重要な役割を果たしている可能性が示された。4-1-2 では北海道南東海域まで輸送されてきた OSW は親潮の季節・経年変動に影響するに留まらず、高気圧渦を形成することによって周囲の水を取り込み、表層の水温・塩分を劇的に変化させることを示した。

4-2 節では 4-1-2 で明らかにした短期変化が親潮変動の長期モニタリングに与える影響について考察した。その結果、季節・経年変化を調べる上で OSW をコアとする高気圧渦が引き起こす短期変化の影響が無視できないことが示された。船舶観測から親潮の水塊特性、流量などの季節・経年変動を調べるためには、観測期間に存在する小中規模の渦や他の水塊の分布を明らかにし、それらを親潮と分離して解析する必要がある。そのような解析が難しい場合は短期変化によるノイズを考慮したうえで結果を解釈する必要がある事が明らかになった。

本研究では広範囲にわたる長期間の人工衛星データを用いた結果、親潮変動に影響を及ぼす物理過程の中でこれまで十分に明らかでなかった外洋からエネルギー供給の一端を担う傾圧ロスビー波と、上流からの OSW の流出から下流への輸送過程に関係するクリル渦の変動特性を明らかにした。これら変動の時間スケールは風応答による親潮の季節変動と同程度であるが、位相やタイミングが異なる。そのため、北海道南東の親潮変動にスベルドリップ輸送量に起因する季節変動から外れる経年変動を生じさせると考えられる。この様

な経年変動の要因を明らかにしたことは、海洋学的な議論のみならず、本海域を生活史として利用する水産資源の変動を議論するうえで重要な知見となる。

しかし、本研究ではそれら要因と親潮流域の変動について定性的な関係が示唆されたに過ぎず、今後はこれらの各物理過程が親潮変動へ与える定量的な影響を見積もる必要がある。そのためには長期モニタリングによる北海道南東海域での親潮変動そのものの理解が不可欠である。本研究では北海道南東海域には季節・経年変動以外にも1か月よりも短い変化が存在するため、長期モニタリングを解析する際には短期変化を考慮する必要があることも併せて示した。本研究で明らかにしたこれらの結果により、親潮変動の要因解明を目指した研究が今後進展すると考えられる。

## References

Akitomo, K., M. Ooi, T. Awaji and K. Kutuwada (1996) Interannual variability of the Kurochio transport in response to the wind stress field over the North Pacific : Its relation to the path variation south of Japan. *Journal of Geophysical Research*, 101, 14057-14072.

Chelton, D. B., and M. G. Schlax (1996) Global observations of oceanic Rossby waves, *Science*, 272, 234 - 238.

Emery, W. J., W. G. Lee and L. Magaard (1984) Geographic and Seasonal Distributions of Brunt-Vaisala Frequency and Rossby Radii in the North Pacific and North Atlantic. *Journal of Physical oceanography*, 14, 294-317.

Gill AE (1982) *Atmosphere–Ocean dynamics*. Academic, San Diego

Gladyshev, S, Talley, L, Kantakov, G, Khen, G, Wakatsuchi, M., 2003. Distribution, formation, and seasonal variability of Okhotsk Sea Mode Water. *Journal of Geophysical Research*, 108,17,1-17,21.

Henson, S. A. and A. C. Thomas (2008) A census of oceanic anticyclonic eddies in the Gulf of Alaska. *Deep-sea Research* , 55, 163-176.

日野幹雄 (1977) *スペクトル解析*. 300 pp. 朝倉書店, 東京.

Ihara, C., T. Kagimoto, Y. Masumoto and T. Yamagata (2002) Eddy Formation Near the

Izu-Ogasawara Ridge and its Link with Seasonal Adjustment of the Subtropical Gyre in the Pacific.

Journal of the Korean Society of Oceanography, 37, 134-143.

Isern-Fontane, J., E. Garcia-Ladona and J. Font (2006) Vortices of the Mediterranean Sea : An altimetric perspective. Journal of Physical oceanography, 36, 87-103.

Isobe, A., and S. Imawaki (2002) Annual variation of the Kuroshio transport in a two-layer numerical model with a ridge. Journal of Physical oceanography, 32, 994-1009.

磯田豊, 黒田寛, 明正達也, 本田聡 (2003) 沿岸親潮の海洋構造とその季節変化. 沿岸海洋研究, 41, 5-12.

Isoguchi, O. and Kawamura H. (2003) : Eddies advected by time-dependent Sverdrup circulation in the western boundary of the subarctic North Pacific. Geophys. Res. Lett. 30, 1794,  
doi:10.1029/2003GL017652.

Isoguchi, O., H. Kawamura, and T. Kono (1997) A study on wind-driven circulation in the subarctic North Pacific using TOPEX/POSEIDON altimeter data. J. Geophys. Res., 102, 457-468.

Itoh, M., K. I. Ohshima and M. Wakatsuchi (2003) : Distribution and formation of Okhotsk Sea Intermediate Water; an analysis of isopycnal climatology data. J. Geophys. Res., 108, doi: 10.1029/2002JC001590.

Ito, S., Uehara, K., Miyako, T., Miyake, H., Yasuda, I., Watanabe, T., Shimizu, Y., 2004.

Characteristics of SSH Anomaly Based on TOPEX/POSEIDON Altimetry and in situ Measured Velocity and Transport of Oyashio on OICE. *Journal of Oceanography* 60, 425-437.

Itoh, M., K. I. Ohshima and M. Wakatsuchi (2003) : Distribution and formation of Okhotsk Sea Intermediate Water; an analysis of isopycnal climatology data. *J. Geophys. Res.*, 108, doi: 10.1029/2002JC001590.

Itoh, S. and I. Yasuda (2010) : Water Mass structure of Warm and Cold Anticyclonic Eddies in the Western Boundary Region of the Subarctic North Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 40, 2624-2642.

Itoh, S., Y. Shimizu, S. Ito and I. Yasuda (2011) : Evolution and decay of a warm-core ring within the western subarctic gyre of the North Pacific, as observed by profiling floats. *J. Oceanogr.*, 67, 281-293.

Kasai, H., H. Saito, M. Kashiwai, T. Taneda, A. Kusaka, Y. Kawasaki, T. Kono, S. Taguchi and A. Tsuda (2001) Seasonal and interannual variations in nutrients and plankton in the Oyashio region: A summary of a 10-years observation along the A-line. *Bull. Hokkaido Natl. Fish. Res. Inst.* 65, 55-134.

Katsumata, K., K. I. Ohshima, T. Kono, M. Itoh, I. Yasuda, Y. Volkov and M. Wakatsuchi (2004) Water exchange and tidal currents through the Bussol' Strait revealed by direct current measurements. *Journal of Geophysical Research*, 109, C09S06.1-C09S06.11.

Katsumata, K. and I. Yasuda (2010) Estimates of Non-tidal Exchange Transport between the Sea

of Okhotsk and the North Pacific. *Journal of oceanography*, 66, 489-504.

Kawabe, M. (2000) Calculation of Interannual Variations of Sea Level in the Subtropical North Pacific. *Journal of Oceanography*, 56, 691-706.

川合英夫 (1972) 黒潮と親潮の海況学. 海洋科学基礎講座 (海洋物理Ⅱ) . 129-320 pp.

Killworth, P. D., D. B. Chelton and R. A. D. Szoeké (1997) The Speed of Observed and Theoretical Long Extratropical Planetary Waves. *Journal of Physical oceanography*, 27, 1946-1966.

Kono, T. and M. Sato (2010) : A mixing analysis of surface water in the Oyashio region: its implications and application to variations of the spring bloom. *Deep-Sea Res. II*, 57, 1595-1607.

Kono, T., 1997. Modification of the Oyashio Water in the Hokkaido and Tohoku areas. *Deep-sea Research* 44, 669-688.

Kono, T., 1998. Formation of the salinity minimum in the Mixed Water Region between the Oyashio and Kuroshio Fronts. *Deep-sea Research* 45, 2035-2057.

Kono, T. and M. Sato (2010) : A mixing analysis of surface water in the Oyashio region: its implications and application to variations of the spring bloom. *Deep-Sea Res. II*, 57, 1595-1607.

日下彰, 小埜恒夫, 東屋知範, 葛西広海, 小熊幸子, 川崎康寛, 平川和正 (2009) 北海道東部太平洋陸棚域における海洋構造の季節変動. *海の研究*, 18, 135-156.

Levitus, S., J. Antonov and T. Boyer (2005) Warming of the world ocean 1955 - 2003, *Geophys. Res. Lett.*, 32, doi:10.1029/2004GL021592.

Levitus, S., and T. Boyer (1994) *World Ocean Atlas 1994. Vol 4: Temperatures*, NOAA Atlas NESDIS 4, U.S. Govt Printing Office, Washington, 117 pp.

森永健司 (2004) 道東海域沿岸の夏季の海況変動に与える暖水ストリーマの影響. p. 171-177. 杉本隆成 編著. 海流と生物資源. 成山堂書店, 東京.

野口泰生 (2001) 東北地方太平洋岸の海面水温と気温の年々変動. *天気*, 48, 747-757.

Nonaka, M., H. Nakamura, Y. Tanimoto, T. Kagimoto and H. Sasaki (2008) Interannual-to-Decadal Variability in the Oyashio and Its Influence on Temperature in the Subarctic Frontal Zone: An Eddy-Resolving OGCM Simulation. *Journal of Climate*, 21, 6283-6303

Ohshima, K. I., T. Nakanowatari, S. Riser, and M. Wakatsuchi (2010) Seasonal variation in the in- and outflow of the Okhotsk Sea with the North Pacific. *Deep Sea Research II*, 57, doi:10.1016/j.dsr2.2009.12.012, 1247-1256.

Okubo, A. (1970) Horizontal dispersion of floatable particles in vicinity of velocity singularities such as convergences. *Deep-Sea Res.*, 17, 445-454.

Polito, P. S. and W. T. Liu (2003) Global characterization of Rossby waves at several spectral

bands. *J. Geophys. Res.*, 108, C1, 3018, doi: 0.1029/2000JC000607.

Qiu, B. (2002) Large-scale variability in the midlatitude subtropical and subpolar North Pacific Ocean: Observations and causes. *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 353–375.

Rabinovich, A. B., R. E. Thomson and S. J. Bograd (2002) Drifter Observations of Anticyclonic Eddies near Bussol' Strait, the Kuril Islands. *Journal of Oceanography*, 58, 661 – 671.

Shida, O., T. Hamatsu, A. Nishimura, A. Suzaki, J. Yamamoto, K. Miyashita and Y. Sakurai (2007) Interannual fluctuations in recruitment of walleye pollock in the Oyashio region related to environmental changes. *Deep-Sea Research II*, 54, 2822 – 2831.

Shimizu, Y., K. Takahashi, S. Ito, S. Kakehi, H. Tatebe, I. Yasuda, A. Kusaka and T. Nakayama (2009) : Transport of subarctic large copepods from the Oyashio area to the mixed water region by the coastal Oyashio intrusion. *Fisheries Oceanography*, 18, 312-327.

高谷祐介, 岩尾尊徳, 宮尾孝, 緑川 貴, 齊藤一浩 (2007) 親潮水の水質の 10 年スケール変動とその要因. *海の研究*, 16, 23-37.

Talley L.D. (1993) : Distribution and Formation of North Pacific Intermediate Water. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 517-537.

Tatebe, H. and I. Yasuda (2004) Oyashio Southward Intrusion and Cross-Gyre Transport Related to Diapycnal Upwelling in the Okhotsk Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 34, 2327-2343.

Tatebe, H. and I. Yasuda (2005) Numerical Experiments on the Seasonal Variations of the Oyashio near the East Coast of Japan. *J. Phys. Oceanogr.*, 35, 2309-2326.

Tomosada, A. and D. Inagake (1986) Trajectory of Argos buoy released in the Oyashio. *Bull. Tokai Reg. Fish. Res. Lab.*, 119, 77–91.

Wagawa, T., Y. Yoshikawa, Y. Isoda, E. Oka, K. Uehara, T. Nakano, K. Kuma, and S. Takagi (2012) Flow fields around the Emperor Seamounts detected from current data. *J. Geophys. Res.*, 117, C06006, doi:10.1029/2011JC007530.

Watanabe, C., and H. Nishida. (2002) Development of assessment techniques for pelagic fish stocks: applications of daily egg production method and pelagic trawl in the northwestern Pacific ocean. *Fisheries Science*, 68, 97–100.

Weiss, J. (1991) The dynamics of enstrophy transfer in 2-dimensional hydrodynamics. *Physica D*, 48, 273–294.

Yasuda, I. (1997) : The origin of the North Pacific Intermediate Water. *J. Geophys. Res.*, 102, 893-909.

Yasuda, I., Y. Hiroe, K. Komatsu, K. Kawasaki, T.M. Joyce, F. Bahr and Y. Kawasaki (2001) : Hydrographic structure and transport of the Oyashio south of Hokkaido and the formation of North Pacific Intermediate Water. *J. Geophys. Res.*, 106, 6931-6942.

Yasuda, I., S. Itoh, Y. Shimizu, K. Ichikawa, K. Ueda, T. Honma, M. Uchiyama, K. Watanabe, N. Suno, K. Tanaka and K. Koizumi (2000) : Cold-Core Anticyclonic Eddies South of the Bussol'Strait in the Northwestern Subarctic Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 1137-1157.

Yasuda, I. and Y. Watanabe (1994) : On the relationship between the Oyashio front and saury fishing grounds in the north-western Pacific. *Fisheries Oceanography*, 3, 172-181.

吉永創, 山田二久次, 関根義彦 (1998) 親潮異常南下に関連する日本の気温・降水量の変動. *天気*, 45, 105-117.

Zang, X. and C. Wunsch (1999) The Observed Dispersion Relationship for North Pacific Rossby Wave Motions. *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 2183-2190.

## 謝辞

指導教官である河野時廣教授には本研究のすべてについて議論を重ね懇切丁寧にご指導頂いた，感謝申し上げます。またお忙しいなか審査委員を引き受けていただいた東海大学の轡田邦夫教授，久保田雅久教授，植原量行教授，北海道大学の中村知裕講師に感謝申し上げます。久保田教授には研究の途上において論文の内容について貴重なご意見を頂いた。また轡田教授，植原教授，中村講師には予備審査会の際に貴重なご意見と解析方法のご指導を頂いた。また本研究で用いた毎日 CTD 観測は OECOS-WEST プロジェクトの一環として行われた。観測に携われた関係者の皆様に厚く感謝申し上げます。また A ライン観測資料を提供して下さった中央水産研究所清水勇吾グループ長と日下彰様をはじめとする観測者，関係者の皆様に厚く感謝申し上げます。特に清水グループ長には，観測資料の解析と短期変化の評価に関して多くの助言を頂いた。また東北区水産研究所資源海洋部および函館水産試験場調査研究部の皆様には，在職中に博士論文の作成に関して多くのご協力とご尽力を頂いた。皆様のご協力が無ければ本論文を完成させることはできなかった，この場を借りて感謝申し上げます。