

— 論 文 —

沿岸水位からみた対馬暖流沿岸分枝流の季節変化 *

石川浩平 † ・ 磯田 豊 ‡ ・ 相木智一 ‡

要 旨

対馬暖流沿岸分枝流の季節変化を明らかにするために、日本列島沿岸の 26 地点、沖合に点在する島の 7 地点、計 33 地点の検潮所における 6 年間 (1998~2003 年) の月平均水位資料を解析した。本解析では沖合島とその対岸の水位差、列島に沿った水位勾配の各経月変化をもとに、沿岸分枝流の流路に沿った表層流の季節変化を推測した。その結果、沿岸分枝流の北上流強化は夏季 (4 月~8 月) と晩秋から冬季 (11 月~12 月) にかけての年 2 回程度あることが推測され、これらの強化には地理的な違いがあることが明らかになった。6 年平均でみた場合、夏季の強化は流入口 (対馬海峡) から佐渡島付近までの南部海域で、晩秋から冬季にかけての強化は流入口付近と流出口 (津軽海峡) を含む佐渡島以北の海域で主に卓越していた。ただし、両海域における冬季から晩秋にかけての強化はそれぞれ独立した現象であることが推測された。なお、個々の北上流強化の強さや出現海域は経年的に大きく変化していた。

キーワード：日本海、沿岸分枝流、水位差、季節変化

1. はじめに

継続的な時系列データとして整備されている沿岸水位資料は、沿岸海況のモニタリング (潮汐・高潮・津波など) は勿論のこと、沿岸に近い海域であれば、海流変動の研究においても有用なデータとなる。これは回転系における定常状態が地衡流バランスをすることから、海流を横断する方向の水位差 (圧力差) 変化が表層海流の流速変化に比例することを利用するものである。

日本海を北上する対馬暖流の場合、対馬海峡を横断する方向 (九州-韓国) の月平均沿岸水位差の季節変化から、この海峡を通過する対馬暖流の流量が夏季に最

大、冬季に最小となることが推測されている (Kawabe, 1982a)。ただし、この水位差はあくまでも表層流の指標であり、季節躍層 (もしくは底部冷水の侵入) が発達する夏季には傾圧流成分が卓越するため、この時期の水位差で海峡通過流量を指標する場合は数十%程度の過大評価となる (Lyu and Kim, 2003; Takikawa and Yoon, 2005)。対馬暖流の流出口の一つである津軽海峡の通過流に関しては、冬季のみの観測ではあるが、通過流量の大きな減少と海峡を挟む水位差の減少に良い線形相関のあることが指摘されている (Ito *et al.*, 2003)。また、Toba *et al.* (1982) は対馬海峡および津軽海峡周辺における沿岸水位とその沖合域のダイナミック デプス アノマリー (水柱の伸縮) の季節変化を調べ、両海峡を挟む流下方向の水位勾配から対馬暖流の駆動力について議論している。その結果、対馬暖流の季節変化は東シナ海と津軽海峡東方という局所的な海域間の水位

* 2005 年 12 月 30 日 受 領； 2007 年 2 月 5 日 受 理

著作権：日本海洋学会, 2007

† 北海道大学大学院環境科学院

〒 060-0810 札幌市北区北 10 条西 5 丁目

主著者 e-mail address : ishikawa@ees.hokudai.ac.jp

‡ 北海道大学大学院水産科学研究院

〒 041-8611 函館市港町 3-1-1

差で生じている可能性を示唆し、その水位差は8月ころに最大になることを示した。なお、両海峡間の年平均水位差は、北太平洋の亜熱帯循環の西岸境界に、浅い海峡を通して接続する縁海(日本海)の南北圧力差で説明され(Minato and Kimura, 1980), その水位差の定量的な値は40~50 cm程度と推測されている(Ohshima, 1994)。

これらに従うと、対馬暖流は対馬海峡を横断する方向の水位差および流下方向の水位差が最大となる夏季にのみ強化されるはずであるが、必ずしもそうではないことを示す観測・解析結果もある。近年、定期船によるADCP(超音波流速計)を用いた流速モニタリングが対馬海峡(九州大学)と津軽海峡(原子力研究所)で開始され、解析期間は限定されるものの、それぞれTakikawa *et al.* (2005)・滝川ら(2006)と黒田ら(2004)によって解析された。Takikawa *et al.* (2005)は対馬海峡の観測断面(博多~釜山間)を通過する流入量の極大ピークが春季~夏季だけではなく、晩秋にも極大ピークがあることを指摘した。加えて、Morimoto and Yanagi (2001)は日本海における衛星海面高度データの解析を行ない、対馬海峡から流入したあと韓半島に沿って北上する分枝流(Eastern Korean Warm Current)は晩秋に強化されることを示した。黒田ら(2004)は津軽海峡東口における東向き表層流(流出)の極大ピークが夏季にはなく、冬季にあることを示した。先に紹介したToba *et al.* (1982)では、流出口(津軽海峡)に近い青森沖の海洋観測資料を用いて対馬暖流の傾圧地衡流量の経月変化図も示している(彼らのFig. 3)。その極大時期(北上流強化の時期)は流入口(対馬海峡)の水位差極大月(夏季)から数か月遅れて11月~12月付近(晩秋~冬季)にあるが、その理由は不明であると述べている。

これらの観測・解析結果は北上する対馬暖流の強化が夏季だけでなく、晩秋から冬季にもあることを示唆している。ただし、Takikawa *et al.* (2005)とMorimoto and Yanagi (2001)は対馬海峡(流入口)付近、黒田ら(2004)とToba *et al.* (1982)は津軽海峡(流出口)付近における流れの季節変化を記述したものであり、流入流出を駆動力とした数値モデル計算に拠れば境界条件の設定に対応する。その境界条件は流入・流出口で同期せず、対馬海峡では年2回の流入強化、津軽海峡で

は年1回の冬季の流出強化を示す。これは内部領域(対馬暖流)の応答が流入口から流出口の間で時空間的に変化していなければならないことを示している。

対馬暖流の分枝流の一つである沿岸分枝流は、日本列島の沿岸もしくは陸棚域に捕捉された沿岸境界流である(Kawabe, 1982b; Yoon, 1982a, b)。Kawabe (1982a)は、水温・塩分資料の解析結果から、沿岸分枝流は陸棚域でさらに2分岐していることを指摘した。最近行なわれた沿岸分枝流の研究では、海域や季節が異なるものの、実測流(主にADCPデータ)にもとづく沿岸分枝流の流路が記述されている。これらの記述をもとに、対馬海峡から津軽海峡に至る沿岸分枝流の平均的な流路を模式図としてFig. 1に示した。図中の黒色矢印は沿岸分枝流の沿岸側(第一分枝流)、その沖合の灰色矢印は沿岸分枝流の沖合側(第二分枝流)である。対馬海峡の北側から流入した対馬暖流は、流入直後に分岐して北側の第三分枝流(Eastern Korea Warm Current)を形成し、この分枝流は北緯40度付近を東流する極前線(Polar Front)に繋がると言われている。なお、図中の太実線は200 m等深線であり、ほぼ陸棚縁に対応する。

対馬海峡から流入する対馬暖流は、海峡中央に位置する対馬列島により強制的に2分岐させられ(Takikawa *et al.*, 2005), この第一・第二分岐流は隠岐島までは明瞭に認められるものの、隠岐島に近づくと両者の区別は不明瞭となる(Katoh, 1994)。隠岐島周辺では、隠岐島を迂回する流れと隠岐島西側を北上する流れがほぼ周年にわたって存在するが、隠岐島と本州の間にある浅瀬地形上を東流(通過)する流れは成層が発達する夏季~秋季にしか存在しない(矢部・磯田, 2005)。沿岸分枝流が捕捉されている陸棚地形は、能登半島の東側で一旦途切れている。能登半島周辺の水温・塩分資料解析から、能登半島以北の第二分枝流は陸棚に捕捉されず、1,000 m以深の沖合域を傾圧流として北上していることが推測されている(Hase *et al.*, 1999; 中田・磯田, 2000)。また、能登半島以北の第一分枝流に焦点を当てたADCP観測(9月~10月)によると、流量の連続性から判断して、この分枝流は佐渡島と本州の間を通過し(1 Sv), 津軽海峡の南西付近で沖合の流れ(第二・第三分枝流)と接合した後(合計1.9 Sv), 1.4 Svが津軽海峡から北太平洋へ流出、残りが北海道西岸を北上し

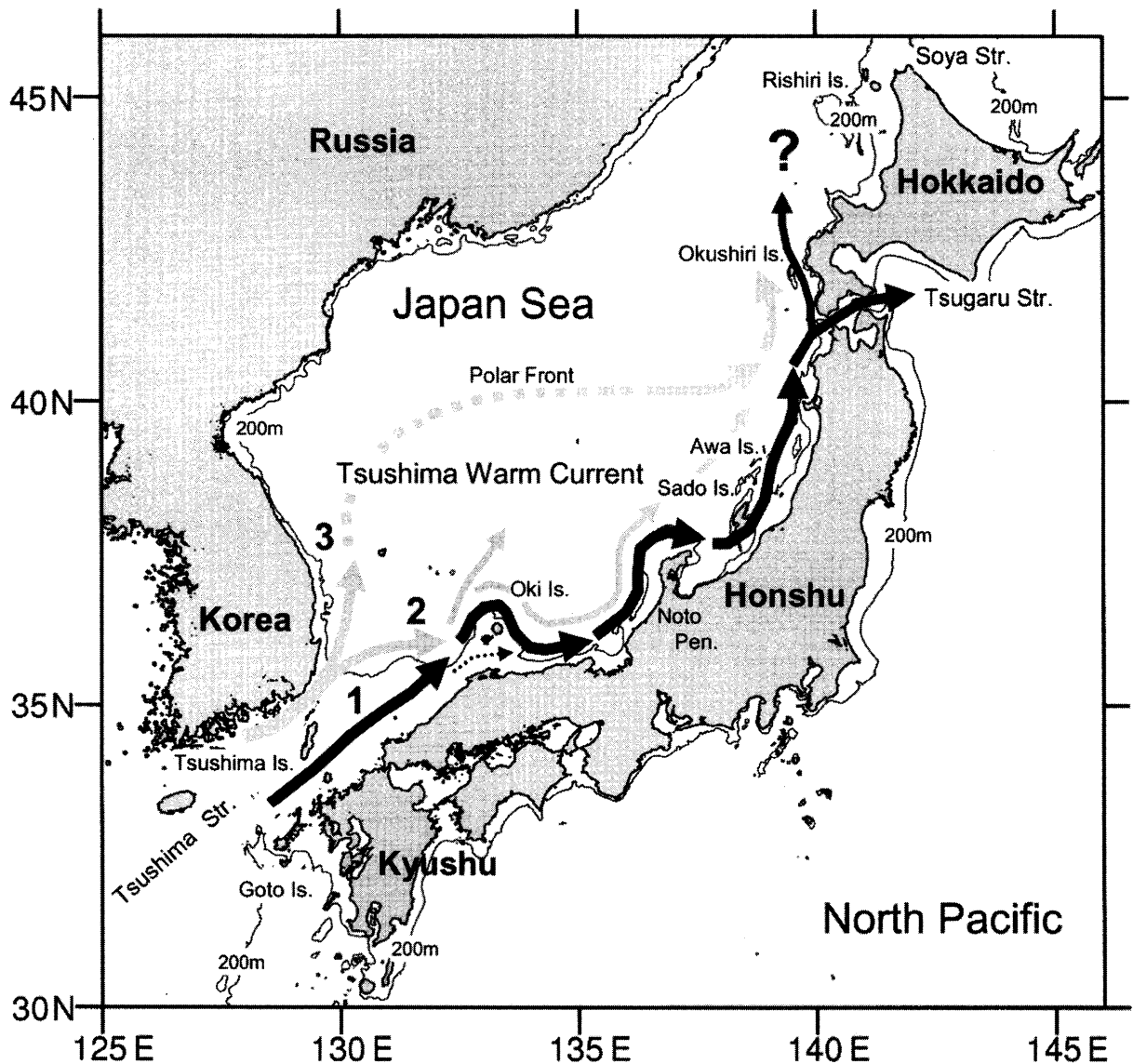


Fig. 1. Schematic flow patterns of the Tsushima Warm Current (TWC) in the Japan Sea. Dark arrows indicate the First Branch of the TWC. Nearshore and offshore light arrows indicate the Second Branch and the Third Branch of the TWC, respectively.

ている (Watanabe *et al.*, 2006)。残念ながら、北海道西岸を北上する対馬暖流に関する研究はほとんどなく、残りの流量がどのような経路で宗谷海峡からオホーツク海へ流出しているかは未だ不明である。

このような沿岸分枝流 (特に、第一分枝流) の流路上には、検潮所を有する島 (沖合 25~125 km に位置) が北の利尻島から南の五島列島まで水平距離 100~300 km 間隔で計 7 地点 (Fig. 2 の白丸印) 存在する。それゆえ、

沖合の島と列島沿岸の間を沿岸分枝流が通過していれば、対岸同士の水位差から表層流の相対的な季節変化を推測できる。しかし、沖合の島が列島に沿って点在しているため、得られる情報は空間的に離散的なものとなる。一方、対馬暖流は対馬海峡と津軽・宗谷海峡間の水位差で駆動されていることから、もし日本海内部にも有意な水位勾配があれば、沿岸に沿った水位勾配の大小からも沿岸分枝流の季節変化を推測すること

1998~2003

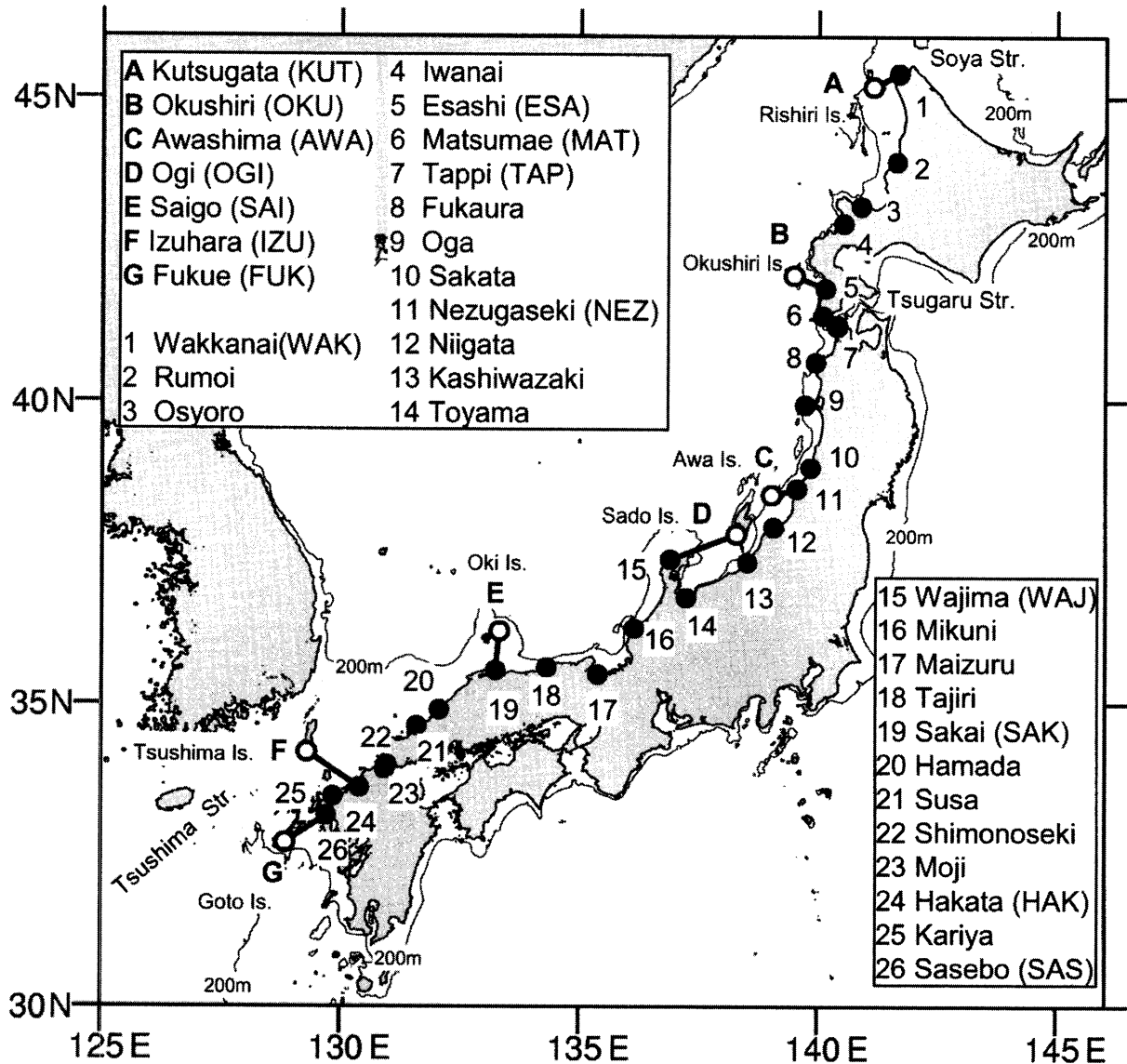


Fig. 2. Location of tide stations used in this study. Closed circles with the numerals of 1~26 indicate the stations along the Japanese coast. Open circles with the alphabet of A~G indicate the stations of offshore island.

ができる。実際に、宗谷海峡からオホーツク海へ流出し南下する宗谷暖流(沿岸捕捉流)の場合、その流速の季節変化が流下方向の沿岸水位勾配と良い相関があることが報告されている(青田, 1984; 松山ら, 1999)。日本列島の日本海側には連続して計26地点もの検潮所があるために(Fig. 2の黒丸印)、これらの検潮所の水位

データから沿岸に沿った水位勾配を知ることができれば、空間的に高い分解能で沿岸分枝流の季節変化を推測することができる。本研究では、これらの水位差情報を用いて、対馬暖流の沿岸分枝流の夏季強化と晩秋~冬季強化が空間的にどのように分布し、各海峡の流入流出の季節変化と繋がっているのかを明らかにした。

2. 解析資料と解析方法

海岸昇降検知センターのホームページ

(<http://cais.gsi.go.jp/cmdc/centerindex.html>)

に登録されている検潮所から、北海道・本州・九州沿岸(以下、日本沿岸と呼ぶ)の26地点(北から通し番号1~26でFig. 2に示した黒丸印)、日本沿岸の沖合に位置する島(以下、沖合島と呼ぶ)の7地点(北からA~FでFig. 2に示した白丸印)を選択し、計33地点における月平均水位値と検潮所近傍の気象官署における月平均海面気圧値を使用した。解析期間は1998年1月から2003年12月までの6年間である。各検潮所の所在地名は地点番号もしくはアルファベットを対応させて、Fig. 2の矩形枠線内にまとめた。

まず、欠測期間であるKutsugata (A)の2002年5月、Rumoi (2)の2002年11月、Esashi (5)の2002年11月・12月、Niigata (12)の1998年12月、Kashiwazaki (13)の2003年5月、Mikuni (16)の2000年9月、Susa (21)の2000年11月、Kariya (25)の2001年9月、そして明らかに異常値と思われるWajima (15)の2000年11月の値は、前後の月の水位値から線形内挿により補った。次に、月平均気圧値を用いて水位値に気圧補正(-1 cm hPa^{-1})を施した。さらに、地殻変動もしくは海洋現象の長期的な変動を除去するために、最小自乗法を用いて6年間の線形トレンドを計算した。本研究では、各地点の線形トレンドからの偏差水位(以下、沿岸水位もしくは水位と称する)を基本データとしている。沖合島とそれらと近接する日本沿岸との岸沖水位差を表層流の指標とするため、島の名前と岸沖水位差地点の略記号(日本沿岸-沖合島)の対応と[地点間距離]を以下に示しておく。利尻島はWAK-KUT (1-A)[50 km]、奥尻島はESA-OKU (5-B)[60 km]、粟島はNEZ-AWA (11-C)[25 km]、佐渡島はWAJ-OGI (15-D)[125 km]、隠岐島はSAK-SAI (10-E)[70 km]、対馬列島はHAK-IZU (24-F)[120 km]、五島列島はSAS-FUK (26-G)[100 km]である。これらの岸沖水位差に加えて、津軽海峡の東向き通過流の指標として、海峡の対岸地点TAP-MAT (7-6)[20 km]の水位差も計算した。各地点間において地衡流バランスを仮定した場合、上記の水位差に正偏差もしくは極大ピークが現れ

る時期は、北上する沿岸分枝流もしくは津軽海峡の東向き通過流が強化される時期の指標となる。

3. 解析結果

3.1. 日本列島に沿った岸沖水位差と津軽海峡対岸の水位差の季節変化

3.1.1. 沿岸水位の経月変化

Fig. 3は水位差をとる組み合わせ2地点の月平均水位の時系列を重ねて示したものである。左図が6年間、右図が6年平均(2年表示)の経月変化図である。図中では、日本沿岸-沖合島、もしくは津軽海峡のTAP-MATの水位差が正偏差(北上流もしくは通過流の強化)となる領域を、灰色で表示した。なお、6年平均水位差の各経月変化図の上段には正偏差となる期間に注目して、その期間が分かるように太横線で示した。いずれの組み合わせにおける沿岸水位の季節変化の振幅は10~15 cmの大きさであり、極大極小となる時期もほぼ同じであることから、偏差は非常に小さい($\Delta \eta = \pm 3 \sim 4 \text{ cm}$ 程度)。2地点間の水平距離は平均 $\Delta x = 70 \text{ km}$ なので、偏差値 $\Delta \eta$ から表層地衡流 v を概算すると、

$$v = g(\Delta \eta / \Delta x) / f \sim \pm 5 \text{ cm s}^{-1}$$

(ここで、 f はコリオリパラメータ、 g は重力加速度)となる。この概算値の季節変化の大きさ(全振幅では 10 cm s^{-1} 程度)は、対馬暖流の代表的な流速10~30 cm s^{-1} に比べると、小さな値ではない。

興味深い特徴は、正偏差の期間が南から北へ向かって系統的に遅れていることである。例えば、6年平均水位差(右図)は、南の五島列島は4月~10月、中央付近の佐渡島は6月~12月、津軽海峡は9月~2月、北の利尻島は10月~2月に正偏差が生じている。このような傾向は6年間の経月変化図(左図)にも毎年現れている特徴であり、6年平均による見かけの特徴ではない。

3.1.2. 水位差の経月変化

前節では正偏差が生じる期間に注目したが、本節では偏差部分(水位差)を示し、偏差が極大ピークとなる月に注目した。Fig. 4はFig. 3と同じ順序の表示とし、

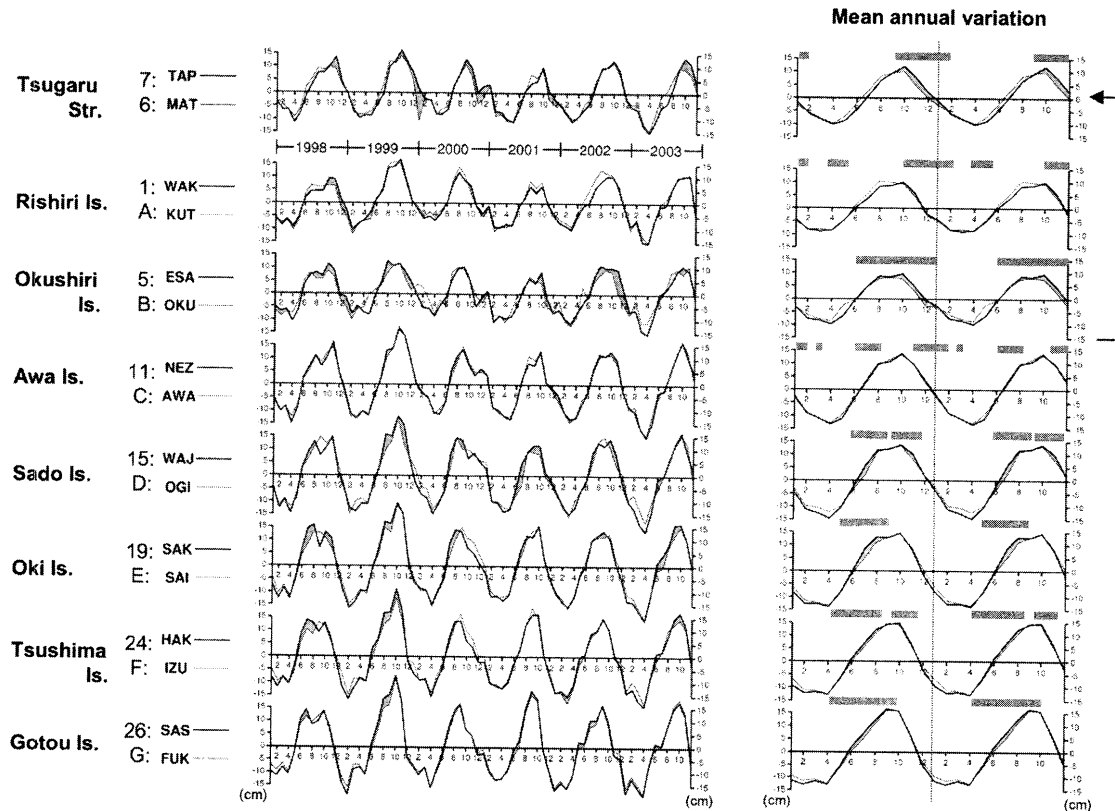


Fig. 3. Time series of coastal sea level variations at the offshore seven islands (thin lines) and their neighboring Japanese coast (thick lines), but the stations of TAP (7) and MAT (6) locate both sides across the Tsugaru Strait. The left and right panels show the monthly mean variations from 1998 to 2003 and their mean annual variations. Gray areas or gray lateral bars indicate the periods with positive anomaly when sea level at Japanese coast (TAP (7): southern side of the strait) minus that of offshore islands (MAT (6): northern side of the strait).

日本列島に沿った岸沖水位差 (日本沿岸-沖合島) と津軽海峡対岸の水位差 (TAP-MAT) の時系列を示す。なお、各地点間の水平距離が異なるために、各地点間の6年間の時系列から標準偏差値 (σ) を計算し、この値で各時系列を規格化している。各時系列に示した左側軸は、規格化した値であり (1目盛りは 1σ)、右側軸に示した1目盛りが実スケールの水位差 1 cm である。各時系列には、1年間に1~3回程度の極大ピークが存在する。これらのピーク月に注目して1年を便宜上3期に分割し、極大ピークが6月~9月 (夏季~初秋) にある時は●印、10月~1月 (晩秋~冬季) は○印、2月~5月 (晩冬~春季) は△印の記号を用いて、各時系列の上側に表示した。

はじめに、ADCP 流速モニタリングが行なわれてい

る対馬海峡と津軽海峡で実測された通過流の季節変化が、どの程度に水位差時系列で表現されているのかを確認しておいた。滝川ら (2006) の Fig. 5 には対馬海峡の ADCP 観測断面を通過する月平均流量 (1997年~2005年) を東水道 (博多~対馬列島間) と西水道 (対馬列島~釜山間) に分けて示されている。Fig. 4 に示した HAK-IZU の水位差極大ピーク月と東水道の滝川ら (2006) の流量極大ピーク月を年ごとに対応させると、次のようになる。なお、各年ごとに極大ピークの相対的な大きさを (大), (小), (同程度) に分類してピーク出現月のあとに付記した。1998年は水位差が6月~8月 (大)・10月~11月 (小) で流量が6月 (大)・10月 (小), 1999年は水位差が6月 (小)・8月~11月 (大) で流量が4月~6月 (小)・10月 (大), 2000年は水位差が3月

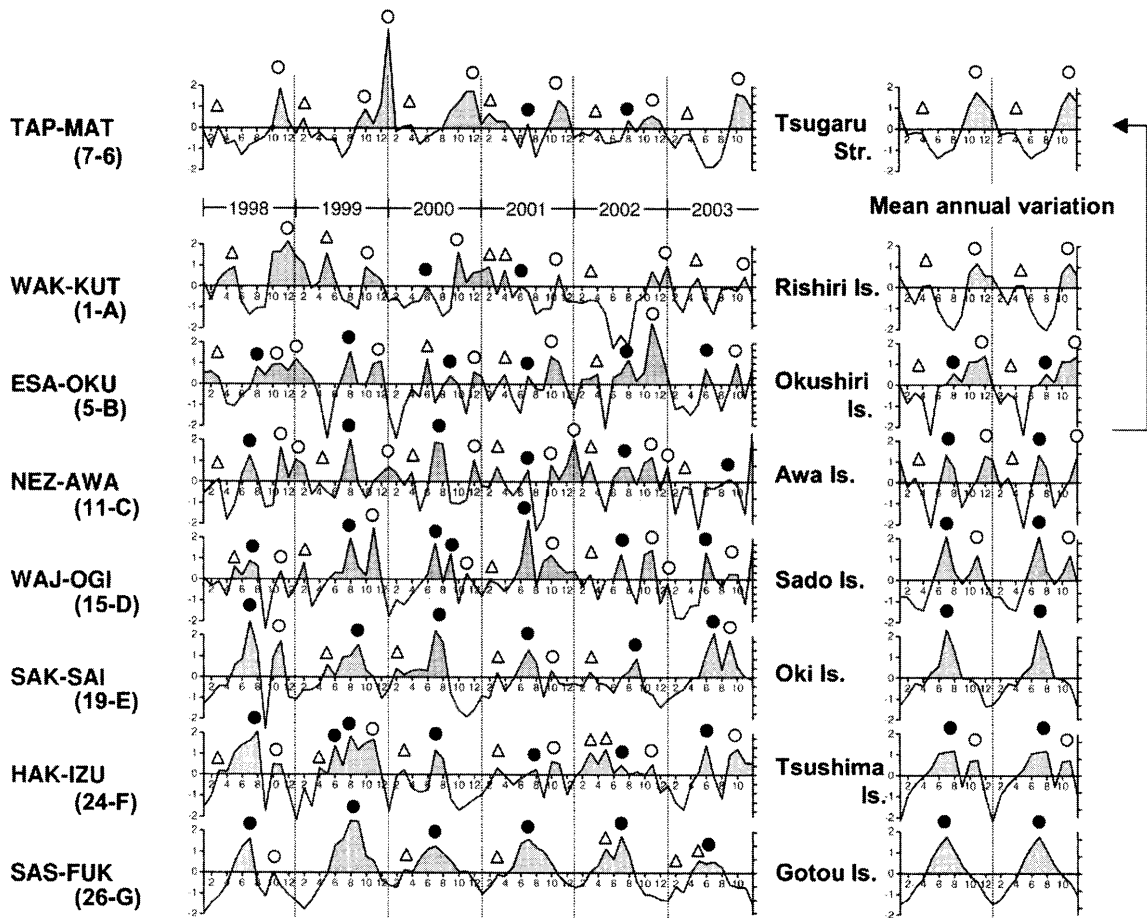


Fig. 4. Time series of sea level difference between the offshore seven islands and their neighboring Japanese coast, and that of TAP-MAT (7~6) across the Tsugaru Strait. The left and right panels show the monthly mean variations from 1998 to 2003 and their mean annual variations. Closed circles, open circles and open triangles are marked at the month with maximum peaks during the following three periods; July~August, November~December and March~April, respectively.

(小)・7月(大)で流量が3月・9月(同程度), 2001年は水位差が3月・8月・10月(同程度)で流量も3月・8月・10月(同程度), 2002年は水位差が2月~6月で流量が5月, 2003年は水位差が6月・10月(同程度)で流量は6月(大)・10月(小)である。このように, 水位差から推測される概ね年2回(春季~初夏と晩秋~冬季)の表層通過流が極大となる時期は, 東水道における通過流量の極大時期にほぼ一致していることが分かる。

Ito *et al.* (2003) の Fig. 4 は 1999 年 11 月から 2000 年 3 月における津軽海峡中央部の断面平均通過流量を示し, 11 月末(約 2 Sv) から 1 月末(約 1 Sv) の期間に通過流量の大きな減少があったことを指摘した。同時期

の津軽海峡(TAP-MAT)の水位差時系列(Fig. 4)からも同様に, 2000年1月~2月で急激に減少する表層流が推測される。黒田ら(2004)の Fig. 6 は津軽海峡東口における表層流の季節変化図(2000年4月から2002年1月)を提示している。彼らは2000年5月から同年12月にかけて東向き成分流が次第に増加し, 12月から翌年1月にかけて急激に減少, 2001年も同様に11月から12月に急激な減少することが津軽海峡通過流の特徴であることを指摘している。同期間におけるTAP-MATの水位差時系列(Fig. 4)は, 彼らの表層流の季節変化によく対応しており, 11月もしくは12月を年1回の極大ピークとした季節変化が存在する。

このように、流入流出の境界に位置する対馬海峡および津軽海峡の通過流の季節変化は水位差時系列でも、ある程度は表現されている。ここで、6年平均水位差(右図)においては、対馬列島(HAK-IZU)は6月~8月(●印)と11月(○印)の年2回の極大ピーク、津軽海峡(TAP-MAT)は11月(○印)の年1回の極大ピークとなっている。

次に、このような海峡通過流の強化を示唆する極大ピーク時期が、対馬海峡の西側、津軽海峡の北側、両海峡間において分布する様式を確認した。6月~9月の極大ピーク(●印)は津軽海峡よりも南側の海域に多く存在し、10月~1月の極大ピーク(○印)は北側海域に多く存在した(Fig. 4左図)。ただし、経年変化もしくは各島近海の局所的な変動が重なっており、年による極大ピークの大きさ、および、ピーク時期のばらつきは大きい。また、2月~5月の極大ピーク(△印)は、前者二つのピークに比べて小さなシグナルのため、明瞭な分布傾向を見出すのは難しい。そこで、6年平均水位差の経月変化図(Fig. 4右図)を用いて、これらの極大ピーク(沿岸分枝流の強化)の出現時期の平均像を以下にまとめた。最南の東シナ海にある五島列島(SAS-FUK)は7月を極大としたほぼ年1回の極大ピーク(●印)、最北の利尻島(WAK-KUT)は11月の大きな極大と4月の小さな極大をもつ年2回の極大ピーク(○・△印)をもっている。それらの中間にある粟島(NEZ-AWA)はこれら三つの極大ピーク(●・○・△印)が混在し、佐渡島(WAJ-OGI)と対馬列島(HAK-IZU)は、7月と11月の年2回の極大ピーク(●・○印)を示していた。隠岐島(SAK-SAI)において11月の極大ピークが検出されない理由は不明だが、経年変化が大きいため6年間では平均化されない可能性、隠岐海峡が浅瀬地形のために沿岸分枝流が海峡を迂回している可能性(矢部・磯田, 2005)などが考えられる。

3.1.3. 水位差時系列の EOF 解析

本節では、各島近海の局所的な変動を除去することを目的に、変動の直交性を仮定した EOF 解析を行ない、岸沖水位差をとった7地点で共通した変動成分の抽出を試みた。Fig. 5は左から順に、第1~4モードの寄与

率(%), 6年間と6年平均(2年表示)の時間スコア(固有値), 空間構造(固有ベクトル)である。第1モードの寄与率は約40%, 第2モードはその半分程度(22%), 第3と第4モードは4分の1程度(約10%)である。第1~4モードまでの累積寄与率は約85%となる。6年間の時間スコアをみると、いずれのモードも経年変化が大きく、いくつもの極大ピークが存在している。6年平均の時間スコアでは、第1・2モードはほぼ1年周期、第3・4モードは半年周期の変動に分解されているようにみえる。第1モードは6月~8月付近(●印)に顕著な極大ピークがあり、空間構造は粟島(NEZ-AWA)以南で卓越した変動成分である。第2モードは10月~1月付近(○印)に顕著な極大ピークがあり、空間構造は佐渡島(WAJ-OGI)以北で卓越した変動成分である。第3モードは5月(△印)と11月(○印)に極大ピークがあり(ただし、2000年~2002年は不明瞭)、空間構造は北部の利尻島(WAK-KUT)と対馬列島(HAK-IZU)から佐渡島(WAJ-OGI)の間の二か所で正偏差を示す変動成分である。第4モードの空間構造は7地点で交互に正負の値をとる細かい分布を示すことから、各島近海の局所的な変動が高次モードとして分解されている可能性がある。

この EOF 解析は共分散行列をもとにしているため、伝播する波動現象があれば、ほぼ同じ寄与率の二つのモードに分解されてしまう危険性がある。例えば、 $A \sin(kx - \omega t)$ で表される振幅 A , 伝播速度 $C = k/\omega$ の波動伝播は

$$A \sin(kx - \omega t) = A \sin(kx) \cos(\omega t) - A \cos(kx) \sin(\omega t) \quad (1)$$

となり、右辺が示すように同振幅 A ・同周波数 ω をもった二つのモードに分解される。上記の EOF 解析結果では、同じ1年周期をもった第1・2モードの時空間分布が、この例に近い直交関係にある。そこで、分解された第1モードから第4モードまでを順に再合成し、伝播現象の有無を確認した。Fig. 6はモード合成した6年平均水位差だけを示しており、左から順に第1+2モード、第1+2+3モード、第1+2+3+4モードの合成結果である。第1・2モードを再合成しても伝播現象とは判別できず、7月を極大ピークとして粟島以南で卓越する

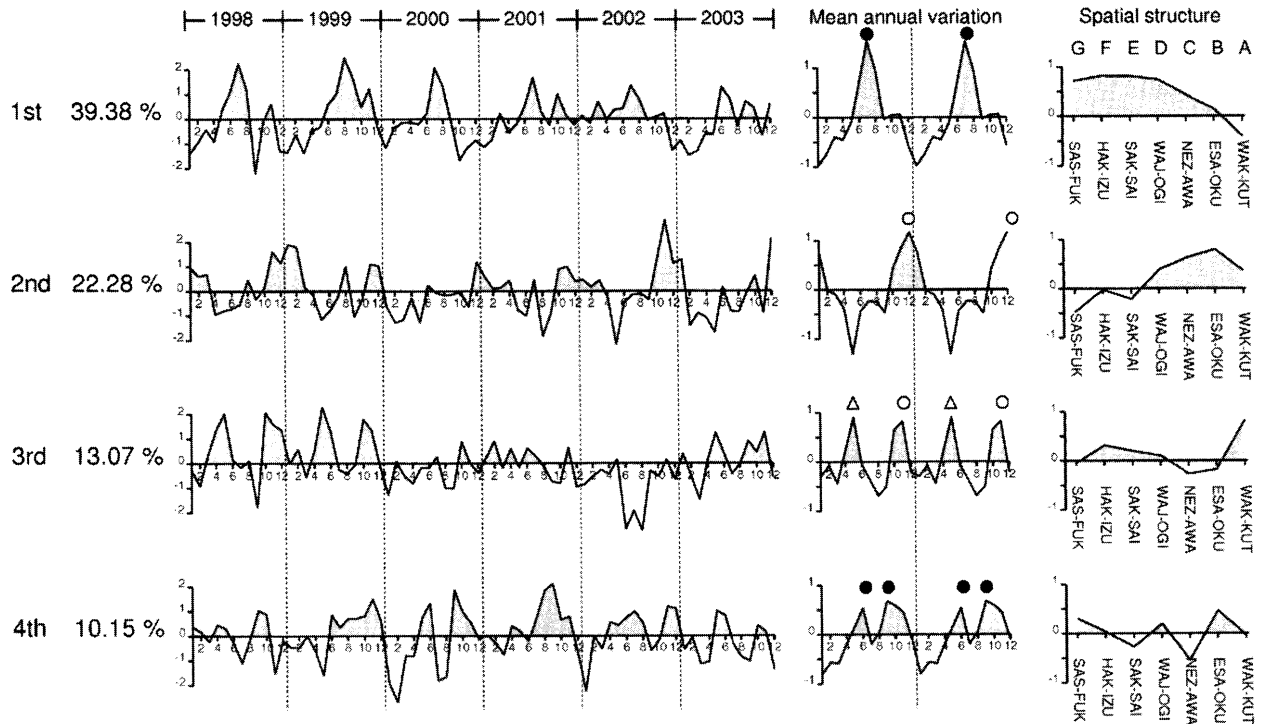


Fig. 5. Four first leading modes of the EOF analysis using sea level difference data in Fig. 4. Left, central and right panels show the time coefficients (eigenvalues) from 1998 to 2003, their mean annual variations and the spatial structures (eigenvectors) at each mode, respectively. In the central panel, typical three periods of intensified northward-current, which are inferred from Fig. 4, are plotted by closed circles, open circles and open triangles, respectively.

第1モード(●印)と11月~12月を極大ピークとして佐渡島以北で卓越する第2モード(○印)は、それぞれ独立した現象として表現されている。第3モードまで合成すると、粟島以北の3月~5月に小さな極大ピーク(△印)が現れ、対馬列島と隠岐島には10月~11月の極大ピーク(○印)が出現している。なお、第4モードまで合成しても極大ピークのパターンには大きな変化はない。

以上の解析結果から、次のことが示された。(1)夏季における沿岸分枝流は、対馬海峡から津軽海峡付近まで強化されているが、その強さは北上するにつれて次第に弱くなる。(2)晩秋~冬季における沿岸分枝流は日本列島全体に強化されているが、佐渡島以北(第2モード)と隠岐島以南(第3モード)では異なるモードとして抽出された。すなわち、対馬海峡における2回目(晩秋~冬季)の強化と北部海域に存在する晩秋~冬季の強化は異なる現象の可能性はある。(3)春季における沿岸

分枝流の強化はシグナルとしては小さく、その存在の経年変化は大きい、主に津軽海峡以北に現れる。

3.2. 流下方向の水位勾配の季節変化

本節では日本列島に沿った流下方向の水位勾配から沿岸分枝流強化の季節変化を推測し、3.1節の岸沖水位差から推測された季節変化との整合性を確認した。日本列島の日本海側の海岸線は単調ではなく、いくつもの半島や湾が存在し、陸棚幅の変化も大きい(Fig. 2参照)。それゆえ、隣り合う2地点が入り組んだ半島・岬・湾を挟む組み合わせが多く、単純な2地点間の水位差時系列には局所的に大きな値が計算されてしまう。そこで、このような地形による局所的な変化を除去することを目的に、空間的な平滑化を行なった。具体的には、地点番号*i*、時間*t*の月平均沿岸水位を $a_i(t)$ とすると、空間平滑値 $A_i(t)$ は両隣2地点を含めた3点の

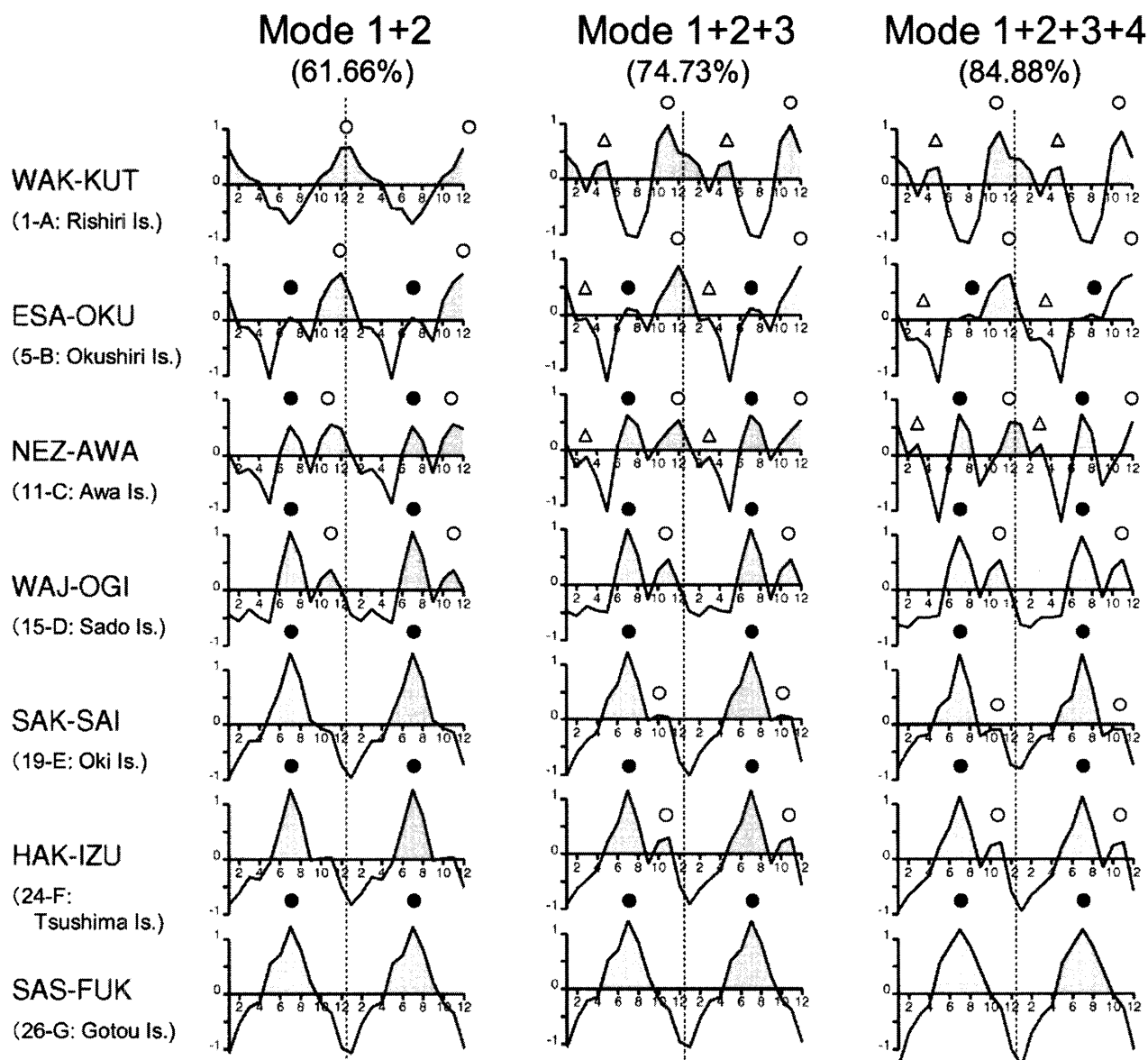


Fig. 6. Mean annual variations of sea level difference, which are calculated from the combining EOF mode 1 with mode 2 (left), from mode 1 to mode 3 (center), and from mode 1 to mode 4 (right). Closed circles, open circles and open triangles are the same as Fig. 5.

平均値

$$Ai(t) = (ai - 1(t) + ai(t) + ai + 1(t))/3$$

とした。この操作により、地点番号1(稚内)と26(佐世保)の値は計算できないが、局所性の影響は減少させることができた。

Fig. 7(a)は、空間平滑化した沿岸水位の24地点(地点番号2~25)の時空間ダイアグラムであり、左図が6年間、右側が6年平均(2年表示)である。8月~10月

を極大、2月~4月を極小とした季節変化が卓越している。その季節変化の振幅は南側ほど大きく、津軽海峡(6~7)の北側で特に小さい。また、偏差値0付近のコンターをみると、佐渡島付近(12~15)付近は他の海域に比べて1~2か月程度、位相が遅れている。このような振幅や位相の空間構造が流下方向の水位勾配の季節変化を生じさせる。

Fig. 7(a)の沿岸水位を用いて隣り合う2地点間の水

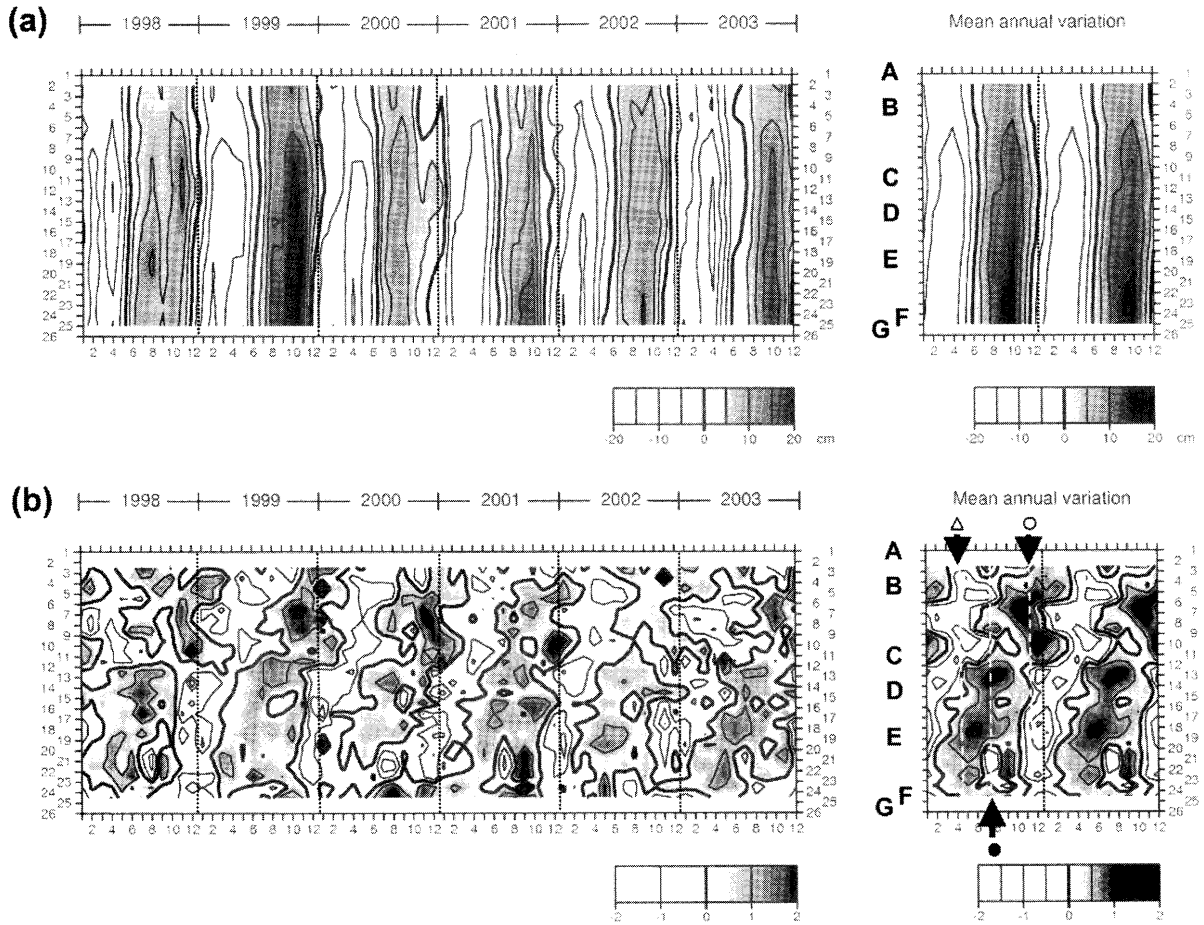


Fig. 7. Time (month) and spatial (station point) variations of (a) coastal sea level and (b) the normalized sea level difference along the Japanese coast. In both figures, left and right panels show the monthly mean variations from 1998 to 2003 and their mean annual variations. In the right panel of Fig. 7b, closed circles, open circles and open triangles are the same as Fig. 5.

位差 $(A_{i+1}(t) - A_i(t))$ を求め、その水位差時系列から計算される標準偏差値で規格化した時空間ダイヤグラムを Fig. 7(b) に示した。左図は6年間、右側は6年平均(2年表示)を示し、グレーで強調した正偏差が北上流強化に対応する。規格化の理由は、岸沖水位差の場合と同様に地点間距離が異なること、そして3地点の空間平滑化を行なったことによる。よって、Fig. 7(b) は北上流の相対的な大きさは示さず、北上流がいつ強化されるかなどの季節変化パターンを示す。なお、6年平均図の1年目には比較のため、岸沖水位差から推測された北上流強化の時期、夏季(7月~8月)を●印、晩秋~冬季(11月~12月)を○印、春季(4月~5月)を△印で表示した。

流下方向の水位勾配の時空間分布図 (Fig. 7(b)) から、夏季の北上流強化は佐渡島 (C) 以南で、晩秋~冬季の強化は佐渡島以北で卓越する傾向が示された。偏差値0のコンターは佐渡島 (C) 付近で途切れている、もしくは大きく屈曲していることから、佐渡島以南の夏季の強化と佐渡島以北の晩秋~冬季の強化は独立した現象であると考えられる。これらの特徴は、日本沿岸-沖合島間の水位差 EOF 解析の結果とも一致する。

また、対馬海峡付近 (E~F) の水位勾配には、Takikawa *et al.* (2005) が指摘した2回目(晩秋)の強化に対応する北上流強化のシグナルも確認することができる。Takikawa *et al.* (2005) は、この2回目(晩秋)の強化の原因として、この時期、東シナ海から対馬海

峡へ供給される淡水量の増加が大きく関係していることを示している。ここで、対馬海峡から津軽海峡までの距離を約 1,000 km, 沿岸分枝流の平均流速を $10\sim 20\text{ cm s}^{-1}$ とすると、両区間の移流時間は 2~4 か月程度となる。つまり、淡水供給量の季節的な増加が 2 回目強化の原因だとすれば、津軽海峡付近では数か月遅れて強化されるはずである。しかし、対馬海峡付近 (E~F) における 2 回目 (晩秋) の強化はこの海域だけに留まっており、北向きへの位相伝播は認められない。このことから、佐渡島以北の晩秋~冬季の強化については、Takikawa *et al.* (2005) が指摘した淡水供給量の季節的な増加とその移流では説明できない現象と考える。すなわち、対馬海峡付近と佐渡島以北海域の晩秋~冬季の北上流強化はほぼ同時期であるものの、お互い独立した現象と推測される。

また、北海道西岸 (A~B) における春季強化は 2 月~3 月頃にあり、岸沖水位差からの推測月 (4 月~5 月) よりも 2 か月程度位相が進んでいる。このように、岸沖水位勾配と流下方向の水位勾配から推測される北上流強化には相違点もある。北海道西岸沖における対馬暖流の流路は不明であるので推測の域を出ないが、奥尻島や利尻島と北海道沿岸の間に対馬暖流 (沿岸分枝流) の主流が通過しているか否かが、上述の相違点の原因かもしれない。よって、この問題については将来、北海道西岸沖の対馬暖流の季節変化を詳細に研究して見る必要がある。

4. まとめ

日本沿岸-沖合島の水位差、津軽海峡対岸の水位差、沿岸分枝流の流下方向の水位差を解析し、対馬暖流の沿岸分枝流が年 2 回程度強化されている可能性を示した。6 年平均で解析した場合、年 2 回の強化には地理的な違いがあり、(1) 対馬海峡から流入した沿岸分枝流は主に佐渡島までの間で夏季 (4 月~8 月ころ) に卓越する 1 回目の強化、(2) 対馬海峡付近と佐渡島以北で晩秋~冬季 (11 月~12 月) に卓越する 2 回目の強化があることが示された。ただし、両海域の 2 回目の強化には位相伝播がみられず、互いに独立した現象であると推測した。このように対馬海峡における 1 回目と 2 回

目の強化は、Takikawa *et al.* (2005)・滝川ら (2006) が指摘した対馬海峡における夏季と晩秋~冬季の年 2 回の流入強化と矛盾しない。また、夏季の強化が北上するにつれて減衰し、晩秋~冬季の強化が佐渡島以北で卓越することは、黒田ら (2004) が指摘した津軽海峡の流出強化が晩秋~冬季の年 1 回であることも矛盾しない。本研究では、春季 (2 月~5 月) の強化も示唆されたが、シグナルが小さいために出現の経年変化も大きく、北海道西岸もしくは対馬海峡付近という局所的な海域でみられる程度の指摘に留まる。

本研究で解明された夏季と晩秋~冬季における年 2 回程度の沿岸分枝流強化とその空間分布は、この分枝流が北上する間に何らかの海洋構造変化があることを示している。特に、佐渡島以北において、晩秋~冬季に卓越する沿岸分枝流の強化が流入変動とは独立しており、北上するに従って夏季の沿岸分枝流の強化が弱まるという特徴は、少なくとも流入強制の季節変化だけでは説明できない現象である。また、「はじめに」でも述べたように、能登半島東側で陸棚地形が一旦途切れる付近で第二分枝流が沖合域を北上すること (Hase *et al.*, 1999; 中田・磯田, 2000) や津軽海峡の南西付近で沿岸分枝流が沖合の流れと接合すること (Watanabe *et al.*, 2006) など、佐渡島付近では対馬暖流の大きな海洋構造の変化が期待される。今後は、具体的にどのような海洋構造変化の特徴が沿岸分枝流強化に関係しているのかを流路に沿って解析を行ない、北上流強化の季節変化の原因を明らかにしていきたい。

謝 辞

本研究を遂行するにあたり、研究費の一部を文部科学省科学研究費 (「気候変化と人間活動に応答する海洋生態系の歴史的変遷と将来予測」課題番号 16108002) の補助を受けたことを付記する。

References

- 青田 昌秋 (1984): 宗谷暖流域の海況変動. 沿岸海洋研究ノート, **22**, 30-39.
- Hase, H., J. H. Yoon and W. Koterayama (1999): The current structure of the Tsushima Warm Current along

- the Japanese coast. *J. Oceanogr.*, **55**, 217–235.
- Ito, T., O. Togawa, M. Ohnishi, Y. Isoda, T. Nakayama, S. Shima, H. Kuroda, M. Iwahashi, and C. Sato (2003): Variation of velocity and volume transport of the Tsugaru Warm Current in the winter of 1999–2000. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1678, doi: 10.1029/2003GL017522.
- Katoh, O. (1994): Structure of the Tsushima Current in the southwestern Japan Sea. *J. Oceanogr.*, **50**, 317–338.
- Kawabe, M. (1982a): Branching of the Tsushima Current in the Japan Sea, Part I. Data analysis. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **38**, 95–107.
- Kawabe, M. (1982b): Branching of the Tsushima Current in the Japan Sea, Part II. Numerical experiment. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **38**, 183–192.
- 黒田 寛, 磯田 豊, 大西 光代, 岩橋 雅行, 佐藤 千鶴, 中山 智治, 伊藤 集通, 伊勢田 賢一, 西沢 慶介, 島 茂樹, 外川 織彦 (2004): 定期船 ADCP による semi-regular sampling データを用いた調和解析手法の検討 – 津軽海峡東口における潮流と残差流の評価 –. *海の研究*, **13**, 553–564.
- Lyu and Kim (2003): Absolute transport from the sea level difference across the Korea Strait. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1285, doi: 10.1029/2002GL016233.
- 松山 優治, 青田 昌秋, 小笠原 勇, 松山 佐和 (1999): 宗谷暖流の季節変動. *海の研究*, **8**, 333–338.
- Minato, S. and R. Kimura (1980): Volume transport of the western boundary current penetrating into a marginal sea. *J. Oceanogr.*, **36**, 185–195.
- Morimoto, A. and T. Yanagi (2001): Variability of sea surface circulation in the Japan Sea. *J. Oceanogr.*, **57**, 1–13.
- 中田 聡史・磯田 豊 (2000): 富山湾沖対馬暖流の季節変化. *海と空*, **76**, 145–152.
- Ohshima, K. I. (1994): The flow system in the Japan Sea caused by a sea level difference through shallow straits. *J. Geophys. Res.*, **99**, 9,925–9,940.
- Takikawa, T. and J. -H. Yoon (2005): Volume transport through the Tsushima Straits estimated from sea level difference. *J. Oceanogr.*, **61**, 699–708.
- Takikawa, T., J. -H. Yoon and K. -D. Cho (2005): The Tsushima Warm Current through Tsushima Straits Estimated from Ferryboat ADCP Data. *J. Phys. Oceanogr.*, **35**, 1,154–1,168.
- 滝川 哲太郎, 尹 宗煥, 福留 研一 (2006): 東アジア縁辺海の環境変動に対してフェリー・モニタリングが果たす役割. *沿岸海洋研究*, **44**, 25–32.
- Toba, Y., K. Tomizawa, Y. Kurasawa, and K. Hanawa (1982): Seasonal and year-to-year variability of the Tsushima-Tsugaru Warm Current system with its possible cause. *La mer*, **20**, 41–51.
- Watanabe T., O. Katoh, and H. Yamada (2006): Structure of the Tsushima Warm Current in the northeastern Japan Sea. *J. Oceanogr.*, **62**, 527–538.
- 矢部 いつか, 磯田 豊 (2005): 隠岐島周辺海域における流れ場の季節変化. *海と空*, **80**, 163–174.
- Yoon, J. -H. (1982a): Numerical experiment on the circulation in the Japan Sea, Part I. Formation of the East Korean Warm Current. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **38**, 43–51.
- Yoon, J. -H. (1982b): Numerical experiment on the circulation in the Japan Sea, Part II. Mechanism of the nearshore branch of the Tsushima Current. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **38**, 125–130.

Seasonal Variation in the Nearshore Branch of the Tsushima Warm Current as Inferred from Coastal Sea Level Data

Kohei Ishikawa[†], Yutaka Isoda[‡], and Tomokazu Aiki[‡]

Abstract

Seasonal variations of the Nearshore Branch (NB) of the Tsushima Warm Current (TWC) were investigated using the monthly mean coastal sea level records of 26 tide-stations along the Japanese coast and 7 tide-stations of offshore islands during recent 6 years (1998~2003). To infer the seasonal variability of surface flow along the path of the NB, we examined the sea level difference between the offshore islands and their neighboring Japanese coast, and the coastal sea level gradient on the downstream of the NB. It is inferred that the seasonal variation of the NB is characterized by the biannual intensifications of northward flow, i.e., both during summer (April~August) and during winter (November~December). In the mean annual state during 6 years, the summer-time intensification is dominant around the southern region from the inflow-mouth (Tsushima Strait) to around the Sado-Island, while the winter-time intensification is dominant mainly around the inflow-mouth and north of the Sado-Island also including the outflow-mouth (Tsugaru Strait). However, it is suggested that these winter-time intensifications in both regions are independent phenomena of each other. However, strength and predominant area of individual intensifications varied interannually.

Key words: Japan Sea, Nearshore Branch(NB), sea level difference, seasonal variation

(Corresponding author's e-mail address: ishikawa@ees.hokudai.ac.jp)

(Received 30 December 2005; accepted 5 February 2007)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2007)

[†] Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University, N10W5, Kita-ku, Sapporo 060-0810, Japan

[‡] Graduate School of Fisheries Science, Hokkaido University, 3-1-1 Minato-cho, Hakodate 041-8611, Japan