一論文一

九州南東岸沖における黒潮小蛇行と中規模渦*

日原 勉** • 久保田 雅久[†] • 瀬藤 聡[‡] • 清水 学[‡] • 安倍 大介[‡]

要 旨

九州南東岸沖において黒潮が蛇行する現象が知られており、黒潮小蛇行と呼ばれている。 これまでに、多くの研究が、黒潮小蛇行の発生に対して中規模渦の影響を指摘している。 そこで、本研究では winding-angle method を用いて中規模渦の位置を推定し、黒潮小蛇 行の発生と中規模渦との関係を調べた。初めに、黒潮流軸の位置情報から黒潮小蛇行の発 生状況を調べ、時空間スケールが比較的大きい黒潮小蛇行が、1993 年から 2006 年の間に 16 回発生していることを示した。次に、黒潮再循環域における中規模渦の追跡結果から、 九州南東岸の南の領域に強い高気圧性渦が存在していた時、あるいは東の領域に強い低気 圧性渦が存在していた時に、時空間スケールの比較的大きい黒潮小蛇行が発生しやすいこ とが分かった。即ち、黒潮小蛇行の発達には、九州南東岸沖に接する中規模渦の位置が重 要であることが明らかとなった。また、台湾東岸沖に接近する勢力の強い中規模渦が黒潮 小蛇行の発生要因の一つであることも示唆された。さらに、御前崎沖において、黒潮が 32°N 以南に位置している期間には、黒潮小蛇行が発達しないことが明らかとなった。

キーワード:黒潮小蛇行,中規模渦,九州南東岸海域,衛星海面高度データ, winding-angle method

1. はじめに

黒潮流路は,遠州灘沖において大きく南へ蛇行する大 蛇行流路と,日本沿岸に沿った経路を通る非大蛇行流路 の2つに大きく分けられる。また,非大蛇行流路から大

* 2012年6月15日受領; 2013年5月1日受理
著作権:日本海洋学会,2013

- **〒**424-8610 静岡県静岡市清水区折戸3丁目20番1号 * 水産総合研究センター中央水産研究所
- 〒236-8648 神奈川県横浜市金沢区福浦2丁目12番4号
 **東海大学大学院地球環境科学研究科
 〒424-8610 静岡県静岡市清水区折戸3丁目20番1号

蛇行流路へと変化していく過程において,九州の南東に 位置する都井岬沖で,小さな黒潮の蛇行(黒潮小蛇行) が発生し,その蛇行が黒潮の下流域へと伝播して,黒潮 大蛇行へと発達することが知られている(Kawabe, 1995)。この黒潮小蛇行は,"trigger meander"と呼ば れている。しかしながら,九州東岸や四国沖の黒潮流路 の変動を調べると,大蛇行へと発達しない黒潮小蛇行も 多く観測されている(例えば,Ambe et al. 2009)。黒 潮流路変動が漁場の形成位置の変動や急潮の発生など多 くの人間活動に影響を及ぼしていることを考えると,大 蛇行の形成の有無に関わらず,黒潮小蛇行の発生を予測 することは重要である。

都井岬沖における小蛇行の発生に関しては以下の4つ の要因が指摘されている。

[†] 東海大学海洋学部

TEL: 054-334-0916 FAX: 054-334-9983 e-mail: tsutomu@mercury.oi.u-tokai.ac.jp

- 1) トカラ海峡の地形 (Masumoto, 2004)
- 2) 黒潮再循環域を西進する中規模渦(Ebuch and Hanawa, 2003; Kashima *et al.*, 2009)
- 3) 亜熱帯前線域を西進する中規模渦(Ichikawa, 2001)
- 4)トカラ海峡に接近する高気圧性の中規模渦 (Endoh and Hibiya, 2001)

Ebuch and Hanawa (2000) は, 人工衛星海面高度 データを用いて黒潮再循環域の中規模渦の位相速度 を-6.8 cm/s と見積もっており、この位相速度は、背 景移流を考慮した理論的なロスビー波の位相速度 -4.4 cm/s よりも速い値を示していた。さらに, Ebuchi and Hanawa (2001) は、中規模渦を「海面高 度偏差場における,直径 100 km 以上の円形に閉じた 10 cm の等値線」という条件をもとに抽出して、「位相 速度が15 cm/sを超えない」という条件で追跡を試み, 得られた中規模渦の軌跡から位相速度を-7.0 cm/s と 見積もった。この中規模渦の抽出および追跡結果をもと に, Ebuchi and Hanawa (2003) は黒潮再循環域を西 進する中規模渦と黒潮の蛇行に着目し、日本南岸におい て中規模渦が黒潮に接近するときに黒潮小蛇行が生じて いることを明らかにした。また, Kashima et al. (2009) は足摺岬沖における黒潮流軸の緯度の変動が110日周期 あるいは150日周期で変動し、その周期が九州南東沖の 海面高度偏差の変動周期と一致していることを示した。 さらに,その海域を中規模渦が西進し九州東岸に到達し ていることから、黒潮再循環域を西進する中規模渦と黒 潮流軸変動に関係があることを示唆した。Ichikawa (2001)は、亜熱帯前線域を西進する中規模渦が黒潮お よび台湾東岸に接することによって発生する東シナ海を 北上する前線波動と黒潮小蛇行との関連性を示した。 Kobashi and Kawamura (2001) は人工衛星海面高度 偏差データを用いて、亜熱帯前線域を西進する中規模渦 の位相速度を-7~-11 m/s と見積もっている。Endoh and Hibiya (2001) は、中規模渦に対する黒潮の応答 を調べ、九州南東岸における黒潮小蛇行の発生に対して、 トカラ海峡に接近する高気圧性渦が要因であり、それに 伴うトカラ海峡における地衡流速の上昇が重要であるこ とを指摘した。

Usui et al. (2008) は, 2003 年末に都井岬沖に発生し,

2004年の黒潮大蛇行の trigger meander となった黒潮 小蛇行の形成メカニズムをデータ同化を行なった数値モ デルを用いて,力学な視点から説明することを試みた。 彼らは,黒潮再循環域を西進する中規模渦,亜熱帯前線 域を西進する中規模渦及びトカラ海峡の地形的な効果を 要因に挙げ,黒潮小蛇行発生の経過を以下のように説明 した。

- 1)黒潮再循環域を西進する低気圧性の中規模渦が、 九州東岸に接近し、小さな黒潮の蛇行が都井岬沖 に生じる。
- 2) 亜熱帯前線域を西進する高気圧性の中規模渦が、 台湾の東岸に接近し、黒潮に沿って北上する前線 波動が発生した。70日後、その前線波動がトカ ラ海峡を通過し、九州の南東側に達する。
- 3)前線波動がトカラ海峡を通過するとき、地形的な 効果によって水柱が引き伸ばされ、大きな正の渦 度が生じ、小さな黒潮の蛇行が黒潮小蛇行へと発 達する。

しかしながら,この研究では2003年末の黒潮小蛇行の みを対象としており、その結果にどの程度一般性がある かは議論の余地がある。

これまでの研究によって,黒潮再循環域と亜熱帯前線 域の2つの海域を西進する中規模渦が,九州南東岸の黒 潮小蛇行の発生に対して,重要な役割を果たしているこ とが強く示唆されてきた。したがって,中規模渦の位置 を推定し追跡することにより,黒潮小蛇行の発生を予測 できる可能性が期待出来る。

前述した Ebuchi and Hanawa (2001) では,海面高 度偏差マップから目視によって中規模渦の抽出を試みて いる。しかしながら,この方法では,比較的はっきりと した中規模渦しか捉えることが出来ず,中規模渦の消滅 や,発生する途中の中規模渦や,人工衛星の軌道上から 外れ,実際よりも小さく表現された中規模渦を見逃す可 能性が高い。その結果,無理に遠くの中規模渦同士を同 一の渦と判断し追跡している可能性がある。

より客観的に中規模渦の位置を推定する方法として, Okubo-Weiss parameter (Okubo, 1970; Weiss, 1991) を用いた位置推定方法 (Isern-Fontanet *et al.*, 2003), Wavelet 解析を用いた位置推定方法 (Doglioli *et al.*, 2007), winding-angle method を用いた幾何学的な位 置推定方法(Sadarjoen and Post, 2000)が発表されて いる。Souza *et al.* (2011)は、南大西洋中緯度域にお いて、上記の3つの位置推定方法を用いて中規模渦の位 置を推定、追跡することによって、各々の方法の性能を 比較した。その結果、winding-angle method を用いた 位置推定方法が最も良い性能を有していると結論づけて いる。

そこで本研究では,都井岬沖での黒潮流軸の位置と winding-angle method により推定された中規模渦の位 置を用いて,以下の4つの点について調べることを目的 として解析を行った。

- 1)九州南東岸沖に発生する黒潮小蛇行の特徴
- 2)九州南東岸沖にみられる中規模渦の分布と黒潮小 蛇行の発生との関係
- 3)台湾東岸沖にみられる中規模渦の分布と黒潮小蛇 行の発生との関係
- 4)九州南東岸沖で発生する黒潮小蛇行と本州南岸沖 に発生する黒潮流路変動との関係

2節では、本論文で使用した海面高度偏差データおよび黒潮流軸データに付いて述べる。3節では、中規模渦の位置推定法および追跡方法について記述する。4節に結果を、5節に議論および本研究のまとめを記述する。

2. 使用データ

2.1 地衡流速データ

本研究では、Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data (AVISO) が提 供している時間解像度1週間,空間解像度0.25 度格子 の絶対海面力学高度データ(Maps of Absolute Dynamic Topography "Reference")を用いて解析が行な われた。我々は、季節変動よりも長い時間スケールを有 するロスビー波として西進する中規模渦を研究対象とし ているため、主に熱膨張によって生じる海面高度の季節 変動を取り除いた海面高度偏差データを作成した。その ためにまず、絶対海面力学高度データを時間方向に線形 内挿して、1日間隔のデータを作成し、格子点ごとに絶 対海面力学高度の気候学的日平均値を計算した。2月 29日の気候学的日平均値は、閏年以外は2月28日と 3月1日の平均値を用いることによって作成した。本研 究の解析期間は1993年から2006年までの14年間であ り,気候学的日平均値は14年間分の平均値である。海 面高度偏差データは,絶対海面高度データから気候学的 日平均値を引くことによって作成した。このようにして 作成された海面高度偏差データから以下の式を用いるこ とによって,地衡流速を計算している。

$$u = -\frac{g}{f}\frac{\partial h}{\partial x}, \ v = \frac{g}{f}\frac{\partial h}{\partial x}$$
(1)

ここで, *u* は地衡 流の東西成分, *v* は地衡流の南北成分 であり, *g* は重力加速度, *f* はコリオリパラメータ, *h* は海面高度偏差である。本研究の解析範囲は, 北西太 平洋, 東シナ海, 黄海, 日本海が含まれる 19~39°N, 120~180°E の範囲である。

2.2 黒潮流軸データ

本研究では、Ambe et al. (2004)の黒潮流軸推定方 法によって推定された黒潮流軸データを使用した。この 推定方法は、黒潮の上流側から下流側に向かって、最大 流速地点を連続的に抽出することによって黒潮流軸位置 を推定する方法である。最大流速地点を抽出する最初の 地点は、黒潮の流路が比較的安定している九州南西沖 (130°E付近)で、143°E付近まで黒潮流軸位置を推定 している。Ambe et al. (2004)で用いられている流軸 データと異なる点は、AVISOから提供されている海面 高度偏差データの時間解像度が 10 日から一週間になっ たことにより一週間ごとに黒潮流軸位置を推定している 点と、推定期間が 2000 年以降まで伸びた点であり、そ れ以外に違いはない。

3. 解析方法

3.1 中規模渦の位置推定方法

本研究では、Chaigneau *et al.* (2008) を参考にし、 winding-angle method を用いて中規模渦の位置を推定 した。winding-angle method は、地衡流場における円 形に閉じた流線を中規模渦とする方法である。中規模渦



Fig. 1. Winding-angle schematic representation for a segmented streamline.

の中心は、その流線内の海面高度偏差の極値(Hc)の 地点とする。流線が閉じているかどうかの判断は、流線 を一定の長さの線分として区切り、線分と線分によって 生じる外角の総和(WA)の値によって行う(Fig. 1)。 WAの絶対値が 2π よりも大きくなったときに、その流 線が閉じていると判断し, WA の値が正の時は高気圧 性渦, 負の時は低気圧性渦である。 WA を計算する際 に,線分の最大の数と線分の長さから抽出できる中規模 渦の最大の大きさを指定することが出来る。Chaigneau et al. (2008) では、線分の長さを 1.35 km、最大の線 分の数を1200と決め、抽出する中規模渦の最大の半 径は約250kmとしている。本研究では、計算速度と の兼ね合いから最大の線分の数を800,線分の長さを 2.05 km と決め, 抽出する中規模渦の最大の半径は Chaigneau et al. (2008) と同様に約 250 km とした。 また、AVISOの空間解像度を考慮して、抽出する中規 模渦の最小の半径は35kmとした。円形に閉じた流線 の中に, さらに円形に閉じた流線がある場合, 一番外側 の流線を中規模渦の縁とした。本研究では、より円形の 流線を抽出するために2つの工夫をした。1つは、始点 P_1 と *WA* が 2π を超えたときの地点 P_{m+1} との距離を流 線が閉じたかどうかの判断の目安とし、その距離に閾値 を設けた点である。ここで添字 m は地衡流を計算した 地点を意味しており、m+1はPmにおける地衡流の流 向に 2.05 km だけ進んだ地点を意味している。この条 件は、流線が急なカーブを描くことによって、P1と

 P_{m+1} の距離が遠く離れているにもかかわらず閉じた流線と判断してしまうことを防ぐために設けている。ただし、この閾値を小さくしすぎると計算量が増えると共に、抽出出来る渦の量が減る恐れがあるため、本研究では、閾値を線分の約10倍の距離を目安として、20km以下と決めた。2つ目は、各線分と中規模渦の中心位置から扇形を仮定して求めた面積の総和を計算しその面積から推定される半径 Rsと、線分の数と線分の長さから計算した中規模渦の円周を元に推定される半径 Rcとを比較し、それらの差異が30km以下の場合に円形に閉じているとする条件を加えた点である。

本研究で推定された中規模渦の延べ数は 101543 個で あり,内訳は,高気圧性渦が 50140 個,低気圧性渦が 51403 個であった。また,高(低)気圧性渦の *Hc* およ び*Rs* の平均値はそれぞれ,0.187 (-0.195) m,90.20 (89.97) km であった。ただし,ここでは,渦として抽 出された黒潮の擾乱と中規模渦は区別されていない。

3.2 中規模渦の追跡方法

時間的に連続した地衡流場において、別々の時間に 抽出された中規模渦 $e_1 \ge e_2$ が同一かどうかを調べ、追 跡するために Penven and Echevin (2005) および、 Chaigneau *et al.* (2008) を参考にして、以下の式を用 いた。

$$X_{e1,e2} = \sqrt{\left(\frac{\Delta X}{X_0}\right)^2 + \left(\frac{\Delta Rs}{Rs_0}\right)^2 + \left(\frac{\Delta Hc}{Hc_0}\right)^2}$$
(2)

ここで、 ΔX は $e_1 \ge e_2$ の中心間の距離、 ΔRs は $e_1 \ge e_2$ の半径の差、 ΔHc は $e_1 \ge e_2$ の中心における海面高度偏 差の差である。 X_0 , Rs_0 はそれぞれ特徴的な距離および 半径差であり、Penven and Echevin (2005) にならっ て 100 km、50 km とした。また、 Hc_0 は特徴的な海面 高度偏差の差であり、本研究では 0.1 m とした。低気圧 性渦と高気圧性渦の組み合わせを除く全ての $e_1 \ge e_2$ の 組み合わせを式 (2) に当てはめ、各渦に対して $X_{el,e2}$ の値が最も小さい組み合わせを同一の渦とした。ただし、 $X_{el,e2}$ の値が 3 を超える場合は、最も小さい組み合わせ だったとしても、異なる渦と判断した。

更に、新しく発生した中規模渦のうち、中心位置が前



Fig. 2. Trajectories of a) an anticyclonic and b) a cyclonic mesoscale eddies remaining over 52 weeks. A black diamond is an original point for each mesoscale eddy.

週では他の中規模渦の領域内であった場合は、分裂によっ て発生したと仮定した。また、消滅した中規模渦のうち、 中心位置が翌週では他の中規模渦の領域となっていた場 合は、合体したことによって消滅したと仮定した。

4. 結果

4.1 中規模渦の追跡結果

中規模渦を追跡した結果,4週間以上継続していた中 規模渦は6382個(高気圧性渦:3141個,低気圧性渦: 3241個),52週間以上継続していた中規模渦は187個 (高気圧性渦:92個,低気圧性渦:95個)存在した。 Fig.2は,52週間以上連続して存在していた中規模渦 (a:高気圧性渦,b:低気圧性渦)の軌跡である。黒い 点は中規模渦が発生した地点である。30°Nより南側で は概ね西進する傾向が優勢であり,北側では伝播方向が あまり明確ではなかった。特に高気圧性渦においては, 30°Nから32.5°N付近を通過する,52週間以上継続し た中規模渦は少なく,30°N以北と以南での軌跡の違い が明らかである。30°N以南に注目すると,25°N付近は, 高気圧性渦の軌跡が密集しており,27.5°N付近では低 気圧性渦の軌跡が密集しているように見受けられる。

解析期間中に,他の渦と合体したことによって消滅 した渦は1697個,分裂によって生じた中規模渦は1658 個であった。渦が合体したことによって消滅した地点 と分裂したことによって発生した地点をそれぞれ, Fig 3 a), b)に示す。経度方向に2.5度間隔,緯度方向





Table 1. Information about zonally averaged phase speeds of a mesoscale eddy in the northwest Pacific. The phase speed for each mesoscale eddy is calculated by the zonal distance and the period between start point and end point of the eddy.

region	kind of eddy	num. of case	average[cm/s]	SD[cm/s]
20.0∼22.5°N, 125~180°E	anticyclone cyclone	$\begin{array}{c} 214\\ 236\end{array}$	$-6.591 \\ -6.635$	$2.158 \\ 2.192$
22.5~25.0°N, 125~180°E	anticyclone cyclone	231 263	$-5.717 \\ -5.391$	2.132 2.099
25.0~27.5°N, 130~180°E	anticyclone cyclone	235 268	-5.024 -4.888	1.639 1.719
27.5∼30.0°N, 135~180°E	anticyclone cyclone	221 211	$-4.587 \\ -4.666$	$1.669 \\ 1.564$
30.0∼32.5°N, 135~180°E	anticyclone cyclone	186 203	-2.899 - 3.351	$2.417 \\ 2.164$
32.5∼35.0°N, 145~180°E	anticyclone cyclone	134 160	$-0.692 \\ -0.635$	2.109 1.956
35.0∼37.5°N, 145~180°E	anticyclone cyclone	156 153	-1.557 - 0.857	$1.661 \\ 2.041$



Fig. 4. Meridional variation of zonally averaged phase speeds of a mesoscale eddy. The solid line indicates the meridional variation of the phase speeds estimated by propagation theory for extratopical freely propagating, nondispersive Rossby waves (Chelton *et al.* 1998).

に5度間隔に区切って,中規模渦が合体によって消滅した回数を数えると,伊豆小笠原海溝上および台湾東岸沖 で合体によって消滅しやすいことが分かった。

中規模渦の追跡結果をもとに,黒潮続流域,黒潮再循 環域,亜熱帯前線域における中規模渦の位相速度を計算 した結果を Table 1 に載せる。ここでは,各領域内に 8 週間以上連続して存在していた中規模渦を対象として いる。32.5~35.0°N 以南の 6 つの範囲における位相速 度を比べると,一般に低緯度ほど位相速度が速い。しか しながら,35.0~37.5°N の範囲の位相速度は32.5~ 35.0°N の範囲の位相速度よりも速い値を示していた。 本研究で推定された位相速度は,理論的な第1モードの ロスビー波の位相速度と比べて32.5°N を境に南では速 く,北では遅い (Fig. 4)。Ebuchi and Hanawa (2000) は,船舶によって観測された背景移流を用いて,28~ 29°N帯における背景移流を考慮した理論的な位相速度 を 4.4 cm/s と見積もった。本研究で得られた27.5~ 30°N帯の位相速度は約 4.6 cm/s であり,背景移流を考 慮した位相速度にかなり近い値を示していることがわか る。32.5~35.0°N では,黒潮続流の強流帯のため東向 きの背景移流速度が大きく,ロスビー波の西向きの位相 速度と相殺することによって,中規模渦の追跡結果から 得られた位相速度は非常に小さい値となっていると考え られる。

4.2 都井岬沖における黒潮流軸変動

過去の研究において,九州南東岸における黒潮小蛇行 の定義は,黒潮流軸の緯度を目安としていることが多い (Ebuchi and Hanawa, 2003, Ambe *et al.*, 2009)。Fig. 5 中の黒い実線は 31.25°N 線を示しており,黒い破線と 灰色の実線はそれぞれ 2006 年の 10 月 4 日と 12 月 13 日 の黒潮流軸を示している。九州南東岸に接岸していた黒 潮流軸がおよそ 2 か月後に大きく蛇行していることがわ かる。このように, 31.25°N 線上において,接岸時は黒



Fig. 5. Superposition of Kuroshio axes on Oct. 4, 2006 (a black dashed line) and Dec. 12, 2006 (a gray solid line). Two black thick lines indicate the lines of 31.25°N and 138.0°E.



Fig. 6. Time variation of the longitude of Kuroshio axis on 31.25° N.



Fig. 7. Histogram of the longitude of Kuroshio axes on 31.25°N.

潮流軸がより西に位置し,蛇行が大きくなるほど東へ膨 らむことがわかる。すなわち,九州南東岸では,黒潮は 沿岸に沿って概ね北上する流路を取り,蛇行は東および 南東へと膨らむ傾向が強い。したがって,黒潮流軸の経 度を目安にすることで,より明確に小蛇行を定義出来る と考えられる。そこで,31.25°N線上における黒潮流軸 の経度を九州南東岸沖における黒潮流路変動の目安と した。

31.25°N 線上における黒潮流軸の経度の時間変化を Fig. 6 に載せる。この図から,黒潮流軸が常に東西に移 動していることが分かり,これは黒潮が何度も蛇行を繰 り返していることを示している。ここでは,黒潮流軸が 東へ膨らみ始め,極東点に達したあと蛇行が収縮して, 再び黒潮流軸が東へ膨らみ始めるまでの間を1回の黒潮 小蛇行事象と仮定した。具体的には,流軸データに対し て4週間移動平均を掛けたデータを用いて経度の変化率 を計算し,その値が,負から正に変わった週から再び負 から正に変わった直前の週までの期間を1回の小蛇行事 象とした。その結果,解析期間中に68回の小蛇行事象 が起きていることが分かった。

Ebuchi and Hanawa (2003) は、ある経度線上にお ける黒潮流軸の平均的な位置と標準偏差(σ)を求め、 平均的な位置から1 σ あるいは2 σ 以上南へ離れた位置 を目安にして、流軸がそれ以南に位置している時を比較



Fig. 8. Location of Kuroshio axis obtained by a composite average of each mode, when Kuroshio axis was located at local maximum longitudes (black solid and dashed lines) and local minimum longitudes (a gray line) on 31.25°N in each mode. A horizontal line means the standard deviation.

 Table 2.
 Detail information of Kuroshio small meander for each mode.

	num. of case	weeks	ave.	SD
MODE1	34	257	131.966°N	0.213°
MODE2	18	218	$132.225^{\circ}N$	0.376°
MODE3	16	255	132.655°N	0.701°
ALL	68	730	132.285°N	0.561°

的大きな小蛇行事象として抽出している。そこで,本研 究でも同様な目安で,比較的大きな事象を抽出すること が可能かどうかを調べた。Fig. 7 中の実線は,解析期間 における黒潮流軸の経度のヒストグラムである。注意深 くヒストグラムを見ると,132°E,132.6°E,133.2°Eの 3 箇所にピークが見られ,複数のモードが重ね合わさっ ているように見受けられるので Ebuchi and Hanawa (2003) と同じ正規分布を仮定した目安を用いることは 好ましくないと推測される。そこで、ここでは各小蛇行 事象を黒潮流軸が最も東に位置していた時の経度をもと に、その値が132.5°Eより西の時をモード1、133°Eよ り西の時をモード2、133°E以東の時をモード3として、 蛇行の大きさを目安に3つのモードに分類した。 Table 2 に各モードの蛇行の詳しい情報を載せる。全 68 回の黒潮小蛇行事象の内、半分の34 回が、振幅の小 さいモード1の蛇行であり、振幅の大きなモード3 はそ のおよそ半分の16 回生じていた。しかしながら、期間 で比べると、モード1とモード3 はそれぞれ257 週と 255 週であった。すなわち、モード3 の小蛇行事象はモー ド1の事象よりも、平均的に見て約2 倍長く続くことが 分かった。

さらに、各モードの空間スケールの検討を行なった。

モード毎に,九州南東岸沖および四国南岸沖の海域での, 流軸が最も東よりに位置していた時の平均的な位置と, 最も岸よりに位置していた時の平均的な位置を Fig. 8 に示す。各モード間において、最も東よりに流軸が位置 していた時の平均位置に有意な差があるかどうか,99% 有意水準のt検定を行なって検討した。有意な差が, 30°Nから32.2°Nの範囲において存在しており、各モー ドの空間スケールに違いがあることが示された。また、 蛇行が影響する範囲は、より東に膨らむほど広範囲にな ることも明らかとなった。Nagano and Kawabe (2004) は、日本南岸の潮汐の観測値に対して frequency domain empirical orthogonal function (FDEOF) 解析 を行い,得られた第2モードと第3モードの成分を用い て, 黒潮小蛇行の分類している。本研究の分類を Nagano and Kawabe (2004) の分類と照らし合わせる と, モード2の小蛇行事象は, type a, b の小蛇行に, モード3の小蛇行事象は type c, d に対応していると思 われる。また、モード1の小蛇行事象は第3モードより

も低次の成分に対応していると思われる。

本研究では,各黒潮小蛇行事象を上記のように都井岬 沖の黒潮流軸の経度を基に3つのモードに分けて,主に モード3の大きな小蛇行事象について議論していく。

4.3 九州南東岸における中規模渦の位置と小蛇行の発達

Fig. 9 は,モード3の小蛇行事象うち,2004年の黒 潮大蛇行に繋がった,黒潮小蛇行が最も発達した時の海 面高度偏差場である。この図から,九州南東岸の黒潮内 側域に,低気圧性渦が存在していることがわかる。ただ し,この低気圧性渦が,中規模渦か黒潮の蛇行に伴って 生じた低気圧性擾乱かどうかの区別はできない。黒潮外 側域では,流軸の東に低気圧性渦が存在し,南に高気圧 性渦が存在している。同様の中規模渦の分布は,他の 15回の事象においても見られた(図略)。すなわち,今 回の結果からも,今まで多くの研究で指摘されているよ うな「中規模渦が黒潮に接近したときに小蛇行が発生す



Fig. 9. The oceanic condition, when Kuroshio axis was located at local maximum longitude on 31.25°N in the periods categorized into mode 3. Contour indicates sea surface height anomaly. Gray shading represents negative sea surface height anomaly region. The gray dashed line points out the position of Kuroshio axis. The black solid (dashed) line indicates an anticyclone (cyclone). The small closed circle indicates the center of each mesoscale eddy.



Fig. 10. The locations of an anticyclonic eddy (upper figure) and a cyclonic eddy (lower figure), which are located southeast of Kyushu.

	MODE1		MODE1 MODE2		MODE3	
	Anticyclone	Cyclone	Anticyclone	Cyclone	Anticyclone	Cyclone
East region South region	135 22	110 85	96 64	82 64	67 99	153 89

Table 3. The number of an eddy shown in Fig. 10.

る」という状況を確認することができた。そこで,黒潮 小蛇行と黒潮に接近する中規模渦の関係を調べた。

Fig. 10 に,九州南東岸沖の海域(都井岬沖から 500 km 圏内を目安とした黒実線に囲まれた領域)に存 在した中規模渦の中心地点を各モードの期間に分けて示 した。ただし,黒潮内側域に存在していた中規模渦は取 り除いている。また,4週以上追跡できた渦のみを対象 とした。さらに,九州南東岸沖の海域を東側と南側に別 け,東側を水色の矩形(133.5~136.5°E, 29.0~32.0°N), 南側をオレンジ色の矩形(131.5~135.0°E, 27.25~ 29.0°N)で示した。各領域に存在した中規模渦の個数 を Table 3 に掲載した。全モードにおいて 30°N 以北の 132.5°E 線付近に高気圧性渦の中心がまとまって存在し ている。Fig. 6 や Fig. 8 から明らかなように,132.5°E 線付近を中心として黒潮流軸が東西に変動している。し たがって,黒潮が平均的な位置よりも九州東岸に接岸し た際に,132.5°E 付近が正の海面高度偏差の極値となり やすいと考えられる。そのため,132.5°E 付近の高気圧 性渦は黒潮蛇行の変動とは分離できていない可能性もあ る。九州南東岸沖の東側と南側の領域に着目すると,



Fig. 11. Histograms of sea surface height anomalies at the center of mesoscale eddy (*Hc*) in each mode.

Fig. 9でも見られたようにモード3の期間は,東側にお いて低気圧性渦が,南側において高気圧性渦が多く存在 していることがわかる。この分布は,Ebuchi and Hanawa (2003)の Figure 12c に示された模式図と良 く似ている。一方,モード1では,東側で高気圧性渦, 南側で低気圧性渦が多く位置しており,モード3と相反 する特徴がみられる。また,モード2では,高気圧性渦, 低気圧性渦ともに他のモードほど偏った分布が見られな い。モード3に対する結果から,蛇行が大きく発達する ためには,九州南方沖に位置する高気圧性渦と,九州東 方沖に位置する低気圧性渦の存在が重要であると推測さ れる。

次に、各中規模渦の Hcの値を用いて、九州南東岸沖 の海域に位置していた中規模渦の強さの特徴を調べた。 Fig. 11 は Hc の値の頻度分布を各モードの期間ごとに 描いた図である。この図では、各モードを比較出来るよ うに、度数を各モードの期間における中規模渦の延べ数 で割ることによって正規化している。モード2の頻度分 布を見ると、絶対値が 0.25 m 以上である割合がモー ド1,3と比べて低く,0.2m以下の高気圧性渦の度数 が高くなっている。この結果は、モード2が黒潮外側域 に比較的弱い中規模渦を多く含む事象である事を示唆し ており、比較的強い中規模渦が存在しているモード1,3 とモード2とを分けることができるように思われる。こ の結果から、蛇行の大きさと九州南東岸域に位置する中 規模渦の強さとの間に関係があることが推定される。そ こで,以降の解析では「Hcの値が絶対値で 0.25 m 以上 の中規模渦」を強い中規模渦として解析を行なった。

各黒潮小蛇行事象はそれぞれ、31.25°N線上で最も東 よりに流軸が位置していた時を境に、蛇行の発達期間と 伝播期間に分けることが出来る。そこで、期間の違いで、 中規模渦の分布に差があるかどうかを調べた。Fig. 12 の左の列は発達期間における強い中規模渦の位置,右の 列は伝播期間における強い中規模渦の位置を Fig. 10 と 同様に描いた図である。この図において最も注目すべき 点は、モード3の発達期間に、Fig. 10 で示された「九 州南東岸沖の海域における東側の領域で低気圧性渦が多 く、南側の領域で高気圧性渦が多く位置している」とい う特徴がはっきり見られことである。この結果は、中規 模渦の位置と強さが都井岬沖における蛇行が発達するか どうかの目安になる可能性を示している。モード3を他 のモードと、より注意深く比べると、高気圧性渦が南側 の領域に存在していることがモード3の明確な特徴であ ることがわかる。この高気圧性渦の分布は, Endoh and Hibiya (2001) のトカラ海峡の南側に位置する高気圧性 渦によって黒潮流速が速められることが重要であるとい う研究結果と整合性がある。

4.4 黒潮再循環域を西進し、九州南東岸に接近する中 規模渦

Ebuchi and Hanawa (2003) は,黒潮小蛇行の発生 に対して,黒潮再循環域を西進し九州南東岸に接近する 低気圧性渦と,四国と潮岬の南方を時計回りに移動する 高気圧性渦の重要性を示している。そこで,本研究も, 中規模渦がどこで発生し,どの様な経路で日本の南方を



Fig. 12. The same as Fig. 10, except we show only the center of a mesoscale eddy whose Hc is over |0.25|m. Red and blue points indicate the locations of anticyclonic eddy and cyclonic eddy, respectively.



Fig. 13. Trajectories of a mesoscale eddy whose center was shown in Fig. 12. The black dots indicate the center of each eddy. a) development period, b) propagation period

移動するのかを調べた。Fig. 13 は, Fig. 12 に示された 強い中規模渦の軌跡を Fig. 2 と同様の形式で示した図 である。Fig. 12 では,同一の中規模渦かどうかは関係 なく,抽出された中規模渦の中心が示されているため, Fig. 13 のモード 1 からモード 3 のそれぞれの図には, 同一の軌跡が含まれている。さらに,分裂によって発生 した中規模渦の発生位置は白抜き,新たに発生した中規 模渦の発生位置は黒塗りの菱形で示している。また,領 域ごとに発生位置を数えた結果を Table 4 に示す。まず, モード 1 では,30°N 以北で発生した高気圧性渦は 24 個, 30°N より南で発生した高気圧性渦は 10 個であった。一 方,モード 3 では,それぞれ 11 個と 19 個であり,モー ド1とモード3において,高気圧性渦の発生する緯度に 偏りが見られた。また,高気圧性渦の軌跡では,モー ド1は四国や紀伊半島の南沖を概ね時計回りに循環する ような軌跡が多く,モード3は27.5°N付近を西進する ような軌跡が多かった。更に,この傾向は伝播期間より 発達期間に明確に現れていることがわかった。低気圧性 渦の軌跡では,期間による大きな差異は見られず,低気 圧性渦は30°N付近を西進している。モード3の低気圧 性渦に関しては,135°Eから145°Eの30°N以南の領域 で発生した低気圧性渦の数が,発達期間は1個,伝播期 間は7個であり,期間の違いで差異が見られた。また, この領域における高気圧性渦に注目すると,モード3の



Table 4. The number of an eddy in each region in Fig. 13.

		development period					
		>=30 deg.N		<30 deg.N			
<13		<135 deg. E	135~145 deg. E	>145 deg. E	<135 deg. E	135∼145 deg. E	>145 deg. E
MODF1	anticyclon	1	10	1	2	1	1
MODEI	cyclon	0	7	0	2	4	2
MODE9	anticyclon	0	5	2	1	1	1
MODEZ	cyclon	0	4	2	0	3	1
MODE3	anticyclon	3	1	1	4	6	1
MODES	cyclon	0	7	3	2	1	2
i		propagation period					
		>=30 deg.N		<30 deg.N			
		<135 deg. E	135~145 deg. E	${>}145$ deg. E	<135 deg. E	135~145 deg. E	$>\!145$ deg. E
MODEI	anticyclon	2	9	1	4	1	1
MODEI	cyclon	0	6	1	4	2	3
MODE2	anticyclon	0	5	2	2	2	0
	cyclon	0	4	1	2	4	2
MODE3	anticyclon	1	4	1	3	4	1
	cyclon	0	5	2	1	7	2

Table 5. Information of Eddy_H and Eddy_L existing in development period of meander categorized into mode 3. The values of the second and the third columns indicate average values of *Hc* of Eddy_H and Eddy_L, respectively. "×" indicates no Eddy_H or Eddy L.

accrual date of meander categorized into mode 3	Eddy_H (ave. of <i>Hc</i> [m])	Eddy_L (ave. of <i>Hc</i> [m])
Apr.06.1994	0.272	-0.337
Dec.28.1994	×	-0.550
Apr.19.1995	×	-0.318
Feb.05.1997	×	-0.407
Mar.11.1998	×	×
Sep.30.1998	×	-0.347
Jun.09.1999	0.296	-0.350
Jun.12.2002	0.405	-0.319
Nov.20.2002	×	-0.362
Jan.15.2003	0.269	-0.320
Nov.05.2003	×	-0.370
Jan.28.2004	0.274	×
Mar.10.2004	0.284	0.409
Nov.30.2005	×	×
May.17.2006	0.258	×
Nov.01.2006	0.306	×

発達期間に九州南東岸に接近した渦がモード1,2より 多いことがわかる。そこで,この領域で発生し九州南東 岸沖の海域内を伝播した中規模渦の個数や軌跡について 調べた。その結果,高気圧性渦と低気圧性渦の数はそれ ぞれ9個と10個であり,高気圧性渦は9個全て,低気 圧性渦は7個が九州の南側を通過する軌跡を示していた (図略)。したがって,この領域で発生した中規模渦を追 跡することが,九州南東岸沖における黒潮流路変動を予 測するうえで有効であると考えられる。

次に、モード3の16回の小蛇行事象の内、発達期間 に Eddy_H および Eddy_L が存在する事象がどれだけ あるか調べた。Fig. 14 (a:高気圧性渦,b:低気圧性 渦)はホフメラー図に、27~32.5°N、130~160°Eの黒 潮外側域の範囲を通過した中規模渦の内、Hcの値の絶 対値が 0.25 m よりも大きくなったものの軌跡を線で描 いた図である。モード3の黒潮小蛇行事象の内、発達期 間に Eddy_H が存在していたのは8事象、Eddy_L が 存在していたのは11事象であった。また、両方存在し ていたのは5事象であり、両方とも存在していなかった のは2事象であった(Table 5)。Fig. 14a を見ると、モー

ド3の黒潮小蛇行の発達期間とEddy Hの存在期間は 良く一致している(特に1999年以降)。したがって, Eddy_H は黒潮の蛇行が発達するかどうかの良い目安と なることがわかる。ただし、半分の事象では Eddy H が存在しておらず, Eddy Hだけを目安にして小蛇行の 発達を予測すると見逃す確率が高い。一方, Eddy_L は 11回の事象の発達期間に存在しているが、それ以外の 期間においても多く存在しており, Eddy_Lのみを小蛇 行の発達の目安として発達を予測すると空振り率が高く なる。しかしながら、1998年3月11日に蛇行が発達し 始めた事象を除くと,多くの場合で黒潮再循環域を西進 する低気圧性渦が頻繁に九州の南東岸に接近し, Eddy L が高頻度で存在している期間にモード3の各小 蛇行事象が発生していることがわかる。これらの結果か ら, モード3の小蛇行事象の発生予測に対して, Eddy H は十分条件として, Eddy L は必要条件として 用いることが有用であると考えられる。

本研究の解析期間において, Eddy_H, Eddy_L 共に 存在していなかった小蛇行事象は2回発生していた (1998年3月11日に蛇行が発達し始めた小蛇行事象; M98 と 2005 年 11 月 30 日に蛇行が発達し始めた小蛇行 事象;M05)。そこで、この2つの小蛇行事象に対して 個別に、小蛇行と中規模渦の関係を調べた。M98 に対 して, Ebuchi and Hanawa (2003) では, 四国沖を循 環する高気圧性渦が黒潮に接近したことによって小蛇行 が発生したとしており、本研究の追跡結果においても 1997 年から 1998 年にかけて四国沖を時計回りに移動す る高気圧性渦が確認出来る(図略)。この高気圧性渦は 1997年1月22日に31.5°N, 136.5°E付近で発生し, 29~33°N140~133°Eの範囲を概ね時計回りに移動して いる。M98の発達期間は、この高気圧性渦が 29°N 付近 まで南下した期間と一致していた。すなわち, M98 は Eddy_H が存在していた事象と同様に、トカラ海峡付近 に強い高気圧性渦が存在していた事象であった。M05 では, 九州南東岸の海域において, Eddy H, Eddy L に代わる中規模渦を確認することはできなかった。一方, 東シナ海側の海況に注目すると、2005年10月19日か ら11月16日にかけて、黒潮前線波動と思われる低気圧 性渦(Fig. 15の矢印で示した渦)が東シナ海からトカ ラ海峡に向かって東北東方向に伝播し、11月23日、低



Fig. 14. Trajectories of a) an anticyclonic eddy and b) a cyclonic eddy in Kuroshio recirculation region (27~32.5°N, 130~160°E), in the time-longitude diagram. The size of each circle corresponds to the value of *Hc*. The black circles indicate a) Eddy_H and b) Eddy_L. The shadows indicate the development period of small meander categorized into mode 3. The green lines indicate the variation of longitude of Kuroshio axis on 31.25°N line.



気圧性渦の一部がトカラ海峡を通って太平洋側へと伝播 しているように見受けられる。この結果は,発生頻度は 少ないが,東シナ海から伝搬してきた擾乱の影響のみで 生じるモード3の小蛇行が存在することを示唆している。

4.5 亜熱帯前線域を西進し、台湾東岸に接近する中規 模渦

台湾東岸に接近する中規模渦が,東シナ海を北上する 黒潮前線波動を発生させ,この波動によって黒潮小蛇行 が発生すると指摘している研究が多く発表されている



Fig. 15. Consecutive maps of the positions of an eddy. The arrows point out the cyclonic eddy propagating eastward from East China Sea to Pacific.



Fig. 16. Trajectories of a mesoscale eddy whose center is located east of Taiwan $(121 \sim 126^{\circ} \text{E}, 21 \sim 25^{\circ} \text{N})$ and absolute value of Hc is more than 0.25 m.

(例えば, Ichikawa, 2001; Usui *et al.*, 2008)。そこで, 台湾東岸に接近した中規模渦と黒潮小蛇行の関連性を調 べた。ここでは台湾東岸の海域を 121~126°E, 21~ 25°N と定義した。また, Usui *et al.* (2008) は, 台湾 東岸に接近した中規模渦の内,より勢力が強い中規模渦 によって生じた黒潮前線波動ほど九州南東岸まで到達し やすいと述べている。そこで本研究では、台湾東岸に接 近する中規模渦の内,*Hc*の値が絶対値で0.25 m以上



Fig. 17. Same as Fig. 14, except for the subtropical region $(120 \sim 150^{\circ}\text{E}, 21 \sim 25^{\circ}\text{N})$. Also we show only the trajectories of an eddy with |Hc| more than 0.25 m. The black circle indicates Eddy_T. The meanders categorized into mode 3 occur after 70 days of the day indicated by a gray dashed line.

の値を示した中規模渦(Eddy_T)を解析の対象とした。 Fig. 16 は, Eddy_T の追跡結果を Fig. 2 と同様の形

上を東から西へとほぼ真っ直ぐに西進していることがわ かる。低気圧性渦には,22.5°N 以南を東北東に進む渦 式で示した図である。多くの高気圧性渦は、22.5°N線 と22.5°N以北を東南東に進む渦の2種類がある。180°



以西の亜熱帯前線域において,北亜熱帯前線と南亜熱帯 前線の二つの前線が存在することが分かっており (Kobashi *et al.*, 2006),高気圧性渦は北亜熱帯前線の 前線上を西進し,低気圧性渦は北亜熱帯前線を挟んで北 側と南側を西進しているように見える。また,高気圧性 渦と低気圧性渦のどちらも,北亜熱帯前線の西端である 北緯 22.5 度, 東経 125 度付近を通過している。

亜熱帯前線域(20~25°N, 120~150°E)を通過した 中規模渦に対して, Fig. 14 と同様の図を Fig. 17 に示 した。この図から, 殆どのモード3の黒潮小蛇行事象に 対して, 発生する70日前付近に Eddy_T が存在するこ とがわかる。しかしながら, Eddy_T が存在していても



Fig. 18. Top diagram is same as Fig. 6,. and bottom diagram is the time variation of latitude of Kuroshio axis on 138°E. The dashed lines show the propagation of Kuroshio meander. The shadow shows the periods of large meander off Omaezaki.

モード3の小蛇行が発生していない期間も多く見られる。 以上の結果から,Eddy_Tの存在は必要条件ではあるが, 十分条件では無いことが分かった。したがって, Eddy_Tの存在の有無をモード3の小蛇行事象発生の目 安とすることができず,九州南東岸沖の状況も加味する する必要があると考えられる。

4.6 黒潮小蛇行の発生と御前崎沖における黒潮流軸位 置の関係

Fig. 14b を見ると,2000年,2001年,2005年におい て,黒潮再循環域を西進する低気圧性渦が極端に少なく, また,モード3の小蛇行事象が生じていないことがわか る。これらの年は,日本南岸において黒潮の蛇行が非常 に発達した期間として知られている(例えば, Sugimoto and Hanawa,2012)。そこで,31.25°N線 上の黒潮流軸の経度と138°E線上の黒潮流軸の緯度 (Fig. 5)を比べ,黒潮小蛇行事象の発生予測に対して, 御前崎沖の流軸位置を目安とすることができるかどうか を調べた。

31.25°N 線上の黒潮流軸の経度と 138°E 線上の黒潮流 軸の緯度の時系列図を Fig. 18 に載せる。一般的に、九 州南東岸沖の小蛇行が黒潮の下流域へと東方伝播するこ とによって、御前崎沖の蛇行が発達する(例えば、 Kawabe, 1995; Ebuchi and Hanawa, 2003) ことが知ら れている。本研究の解析期間においては、御前崎沖にお いて継続的に大きく蛇行した期間(Fig. 18 陰影部分) を除いて,蛇行が 32°N 付近まで発達したケースが6回 あった。これらの蛇行が御前崎沖で発生する3ヶ月程度 前に黒潮小蛇行が発生していた。小蛇行の内訳は、モー ド3の小蛇行が4回,モード2の小蛇行が1回,モー ド1の小蛇行が1回であった。4回のモード3の小蛇行 事象のうち,1994年12月28日の事象を除く3回では, Eddy H あるいは九州南東岸に勢力の強い高気圧性渦が 存在していた。このことから黒潮小蛇行が黒潮の下流域 において発達するために, Eddy_Hの存在の重要性が示 唆される。

御前崎沖の黒潮流軸の位置を目安にして経年変動に着 目すると,解析期間を北緯 33 度付近に位置している期 間(1993 年 1 月~1999 年 10 月,2001 年 7 月~2004 年 7月,2005年10月~2006年12月;接岸期間)と,北緯 32度付近あるいはそれ以南に位置している期間(1999年11月~2001年8月,2004年8月~2005年9月;蛇 行期間)に分けることが出来る。期間ごとに,31.25°N線上の黒潮流軸の経度と138°E線上の黒潮流軸の緯度を比べると,モード3の黒潮小蛇行事象は全て接岸期間 に発生しており,蛇行期間には1度も発生していないことがわかる。また,蛇行期間から接岸期間に移行してから,一回目のモード3の小蛇行事象が発生するまでに, 数か月以上かかっていることもわかる。この結果から, 御前崎沖の黒潮流軸位置を目安にすると,モード3の黒 潮小蛇行が発生しやすい期間か発生しにくい期間かを判断することができる。また,その判断は,少なくともモー ド3の黒潮小蛇行が発生する数か月前から可能であると 考えられる。

5. 議論およびまとめ

本研究では最初に,winding-angle method を用いて 人工衛星データから客観的に中規模渦の位置を推定し追 跡を行った。次に,黒潮流軸位置の情報を用いて,九州 南東岸沖における黒潮小蛇行の発生状況を調べ,都井岬 沖の黒潮流軸の経度を目安に小蛇行を3つのモードに分 類した。最後に,中規模渦の追跡結果から得られた情報 が,黒潮小蛇行の発生予測に対する目安になり得るかど うかを調べた。さらに,御前崎沖における黒潮の流路変 動と九州南東岸沖の小蛇行の発生との関係を調べた。主 な結果をまとめると以下のようになる。

- 都井岬沖の黒潮流軸の経度変動から1993年から2006年の間に68回の黒潮小蛇行事象が発生していることがわかった。黒潮流軸が最も東に位置していた時の経度を目安として、各小蛇行事象を3つのモードに分けた。モード3は黒潮流軸が133°E以東まで膨らんだ事象であり、解析期間中に16回発生していた。
- 2) モード3の黒潮小蛇行事象の発生に対して,九州 南東岸沖の東側の海域に位置する強い低気圧性渦 (Eddy_L) は必要条件,南側の海域に位置する 強い高気圧性渦(Eddy_H) は十分条件であるこ とが示唆された。さらに,九州南東岸沖に接近し

た中規模渦の殆どは、27.0~32.5°N, 130~160°E の範囲に発生しており、特に 135~145°E, 30°N 以南で発生した高気圧性渦は、Eddy_H になり易 いことが分かった。また、Eddy_L と Eddy_H のどちらもが存在しない黒潮小蛇行事象に対して は、東シナ海側からトカラ海峡を東進する擾乱の 影響が示唆された。

- 3)台湾東岸沖に接近する、勢力の強い中規模渦 (Eddy_T)の伝播経路を調べた結果、高気圧性 渦は北亜熱帯前線に沿って西進する傾向が強く、 低気圧性渦は北亜熱帯前線を挟んで北側と南側を 西進する傾向が強いことが分かった。さらに、高 気圧性渦、低気圧性渦ともに、22.5°N、125°E付 近を通過していることが分かった。モード3の個々 の黒潮小蛇行事象とEddy_Tの関係を調べた結 果、モード3の多くの黒潮小蛇行事象において、 蛇行の発達が始まるおよそ70日前にEddy_Tが 存在していた。
- 4)御前崎沖と九州南東岸沖における黒潮の流路変動 を比べ、モード3の黒潮小蛇行事象は、御前崎沖 において黒潮が33°N付近に位置している期間に 発生しており、32°N付近かそれ以南に位置して いる期間には発生していないことが分かった。

中規模渦の追跡結果から得られた位相速度は、傾圧第 ーモードのロスビー波の位相速度の理論値と比べて, 亜 熱帯前線域では速い値を、黒潮再循環域では遅い値を示 した。Aoki et al. (1995) は、1年分の海面高度データ を用いて, 黒潮続流域における中規模擾乱の位相速度を 計算し,最大で理論値の3倍近い値を得ている。彼らは, 表層における東向きの背景移流に反して, 位相速度が理 論値より速くなった理由として、下層における西向きの 平均流,有限な振幅による非線形効果,混合順圧傾圧効 果の3つをあげている。彼らの研究結果は本研究の結果 とは大きく異なっている。そこで、黒潮続流域における 海面高度偏差のホフメラー図(Fig. 19)および,位相 速度(Table 1)の計算に用いた中規模渦の軌跡のホフ メラー図 (Fig. 20) を描くことによって, Aoki et al. (1995) と本研究の結果の差異の原因を検討した。 Fig. 19 より, 180°から 145°E まで, ロスビー波と思わ れる海面高度偏差の西方伝播する筋が幾つも生じている



Fig. 19. Time-longitude diagrams of SSHA averaged between a) 32.5 and 35.0°N and b) 35.0 and 37.5°N.

ことがわかる。しかしながら,正偏差,負偏差の筋が連続的に西方伝播している例は稀であり,1つの筋が途切れていたり,途中で分かれていたりして,東方へ伝播しているように見える場合もある。Fig. 20aから,どの経度においても中規模渦の西方伝播はかなり不明瞭であることがわかる。また,Fig. 20bにおいて,155°E以東では中規模渦が西方に伝播しているが,それ以西では停滞もしくは東方へ伝播している。黒潮は35°N付近で離

岸し,離岸後の強流帯は黒潮続流と呼ばれる。黒潮続流 は日本から離れると少しずつ南下し,150°E以東でその 傾向が顕著であることが知られている(Qiu,2002)。し たがって,Fig 20に見受けられる中規模渦の軌跡は, 黒潮続流の東向きの流れが中規模渦の伝播に強く影響し ている事を示唆するものである。ただし,中規模渦の追 跡結果を1年程度で区切って見ると(例えば1996年), 中規模渦が概ね西方へ伝播する傾向が強い期間もあるこ



Fig. 20. Same as Fig. 17, except for the Kuroshio Extension region, $145^{\circ}E - 180^{\circ}$, a) $32.5 \sim 35^{\circ}N$, an b) $35 \sim 37.5^{\circ}N$.

とが分かる。したがって, Aoki et al. (1995) は, そう いった期間を対象に解析を行った可能性が考えられる。

Usui et al. (2008)のモデル計算結果では,海面高度 偏差場において,東シナ海を黒潮に沿って北東へ伝播す る前線波動が確認されている。一方,本研究の中規模渦 の追跡結果では,台湾から九州南東岸まで伝播する様な 明確な低気圧性擾乱を見つけることができなかった。東 シナ海では潮汐によって海面高度が大きく変動し,衛星 データから潮汐による変動成分を十分に取り除けていな い可能性があることや、東シナ海における黒潮の流路変 化は比較的小さいため、空間解像度が 0.25°の人工衛星 データでは、擾乱を十分に解像することができていない 可能性あることが、この差の原因として考えられる。し かしながら、Fig. 15 では、東シナ海側から太平洋側へ と擾乱が伝播していることが確認出来る。だたし、この 擾乱と考えられる中規模渦の Hc は小さく、実際にトカ ラ海峡を通過する中規模渦を黒潮小蛇行発生の目安と することは難しかった。

本研究では、モード3の黒潮小蛇行の発生予測に対し て、Eddy_H、Eddy_L、Edd_Tの存在および御前崎沖 の黒潮流軸位置の4つの目安が示された。その中で、 Eddy_H、Eddy_Lの有無が、最も重要な目安であり、 九州南東岸沖に位置する中規模渦が黒潮に及ぼす力学的 な影響が、黒潮小蛇行の発達に対して重要な役割を果た していると思われる。すなわち、Eddy_Hが九州の南方 沖に接近することによって黒潮外側域の海面高度が上昇 し、圧力傾度力が強くなり、トカラ海峡付近の黒潮流速 が速められることによって、あるいはEddy_Lによっ て、黒潮内側域に正の渦位が供給されることによって、 黒潮内側域の低気圧性の循環が強められ九州南東岸沖に おける黒潮小蛇行が発達すると考えられる。

謝 辞

本研究は、平成22年度資源動向要因分析調査事業の 一部として行ったものです。本研究で使用した衛星海面 高度データは AVISO から入手しました。データ提供に 感謝いたします。本研究を進める上で、多大な助言を頂 いた中央水産研究所 海洋・生態系研究センター 齋藤 勉氏に感謝の意を表します。

References

- Aoki S., S. Imawaki, K. Ichikawa (1995): Baroclinic disturbances propagating westward in the Kuroshio Extension region as seen by a satellite altimeter and radiometers. J. Geophys. Res., 100, 839-855
- Ambe, D., T. Endoh, T. Hibiya, S. Imawaki (2009): Transition to the large meander path of the Kuroshio as observed by satellite altimetry. La Mer, 47, 19-27
- Ambe, D., S. Imawaki, H. Uchida, K. Ichikawa (2004): Estimating the Kuroshio axis south of Japan using combination of satellite altimetry and drifting buoys. J. Oceanogr., 60, 375-382
- Chaigneau, A., A. Gizolme, C. Grados (2008): Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns. Prog. Oceanogr., 79, 106-119
- Chelton, D. B., R. A. de Szoeke, M. G. Schlax, K. El Naggar, N. Siwertz (1998): Geographical variability of the first-baroclinic Rossby radius of deformation. J. Phys. Oceanogr., 28, 433-460
- Doglioli, A. M., B. Blanke, S. Speich, G. Lapeyre (2007): Tracking coherent structures in a regional ocean model with wavelet analysis: Application to Cape Basin eddies. J.Geophys. Res., 112, C05043

- Ebuchi N., K. Hanawa (2000): Mesoscale eddies observed by TOLEX-ADCP and TOPEX/POSEIDON altimeter in the Kuroshio Recirculation region south of Japan. J. Oceanogr., 56, 43-57
- Ebuchi N., K. Hanawa (2001): Trajectory of mesoscale eddies in the Kuroshio Recirculation region. J. Oceanogr., 57, 471-480
- Ebuchi N., K. Hanawa (2003): Influence of mesoscale eddies on variations of the Kuroshio path south of Japan. J. Oceanogr., 59, 25-36
- Endoh T., T. Hibiya (2001): Numerical simulation of the transient response of the Kuroshio leading to the large meander formation south of Japan. J. Geophys. Res., 106, 26,833-26,850
- Ichikawa K. (2001): Variation of the Kuroshio in the Tokara strait induced by meso-scale eddies. J. Oceanogr., 57, 55-68
- Isern-Fontanet J., E. Garcia-Ladona, J. Font (2003): Identification of marine eddies from altimetric maps. J. Atmos. Ocean. Technol., 20, 772-778
- Kashima M., S. Ito., K. Ichikawa, S. Imawaki, S. Umatani, H. Uchida, T. Setou (2009): Quasiperiodic small meanders of the Kuroshio off cape Ashizuri and their inter-annual modulation caused by quasiperiodic arrivals of mesoscale eddies. J. Oceanogr., 65, 73-80
- Kawabe M. (1995): Variations of current path, velocity, and volume transport of the Kuroshio in relation with the large meander. J. Phys. Oceanogr., 25, 3103-3117
- Kobashi F., H. Kawamura (2001): Variation of sea surface height at periods of 65-220 days in the subtropical gyre of the North Pacific. J. Geophys. Res., 106, 26,817-26,831
- Kobashi F., H. Mitsudera, S. Xie (2006): Three subtropical fronts in the North Pacific: Observational evidence for mode water-induced subsurface frontogenesis. J. Geophys. Res., 111, C09033
- Masumoto Y. (2004): Generation of small meanders of the Kurohio south of Kyushu in a high-resolution ocean general circulation model. J. Oceanogr., 60, 313-320
- Nagano A., M. Kawabe (2004): Monitoring of generation and propagation of the Kuroshio small meander using sea level data along the southern coast of Japan. J. Oceanogr., 60, 879-892
- Okubo A. (1970): Horizontal dispersion of floatable particles in vicinity of velocity singularities such as convergences. *Deep-Sea Res.*, 17, 445-454
- Penven P., V. Echevin, J. Pasapera, F. Colas, J. Tam (2005): Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modeling approach. J. Geophys. Res., 110, C10021
- Qiu B. (2002): The Kuroshio Extension system: Its large-scale variability and role in the midlatude ocean-atmosphere interaction. J. Oceanogr., 58, 57-75
- Sadarjoen I. A., F. H. Post (2000): Detection, quantification, and tracking of vortices using streamline geometry. Comput. Graph., 24, 333-341
- Souza J. M. A. C., C. de B. Montegut, P. Y. L. Traon (2011): Comparison between three implementations of automatic identification algorithms for the quantification and characterization of mesoscale eddies in the South Atlantic Ocean. Ocean Sci., 7, 317-334
- Sugimoto S., K. Hanawa (2012): Relationship between the path of the Kuroshio in the south of Japan and the path of the Kuroshio Extension in the east. J. Oceanogr., 68, 219-225
- Usui N., H. Tsujino, Y. Fujii, M. Kamachi (2008): Generation of a

trigger meander for the 2004 Kuroshio large meander. J. Geophys. Res., $\mathbf{113},$ C01012

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

Kuroshio small meander southeast Kyushu and mesoscale eddies

Tsutomu Hihara^{**}, Masahisa Kubota[†], Takashi Setou[‡], Manabu Shimizu[‡] and Daisuke Ambe[‡]

Abstract

The meander of Kuroshio southeast of Kyushu is well known as Kuroshio small meander. Many previous studies pointed out the impact of mesoscale eddies in generating of Kuroshio small meander. Accordingly, we investigated the relationship between Kuroshio small meander and mesoscale eddies defined by a winding-angle method. First, examining the frequency of Kuroshio small meander, we showed that Kuroshio small meanders having a relatively large spatiotemporal scale occurred 16 times from 1993 to 2006. Second, from the tracks of an eddy in the Kuroshio recirculation region, we found that a relatively large-scale meander tends to occur when an anticyclonic (cyclonic) eddy is located in the southern (eastern) region southeast of Kyushu. Therefore, we conclude that the location of a mesoscale eddy near Kyushu is important for the development of Kuroshio small meander. We showed that a mesoscale eddy approaching to east coast of Taiwan is the generating factor of Kuroshio small meander. Furthermore, we found that a relatively large-scale meander does not occur when the Kuroshio axis is located south of 32°N off Omaezaki.

Key words: Kuroshio small meander, mesoscale eddy, southeast of Kyushu, winding-angle method

(Corresponding author's e-mail address: tsutomu@mercury.oi.u-tokai.ac.jp) (Received 15 June 2012; accepted 1 May 2013) (Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2013)

[†] School of Marine Science and Technology, Tokai University 3-20-1 Orido, Shimizu, Shizuoka, Japan

[‡] National Research Institute of Fisheries Science, Fisheries Research Agency 2-12-4 Fukuura, Kanazawa, Yokohama, Kanagawa, Japan

^{**} School of Earth and Environmental Science, Tokai University 3-20-1 Orido, Shimizu, Shizuoka, Japan

TEL:054-334-0916 FAX:054-334-9983