

特集「海洋気象業務に関する最新の技術的動向」

MOVE/MRI.COM-WNP 再解析データに見られた 黒潮流路変動と瀬戸内海水位変動との関係

小川 浩司 *1・碓氷 典久 *2・倉賀野 連 *2・
藤井 陽介 *2・豊田 隆寛 *2・蒲地 政文 *2

要 旨

瀬戸内海を中心に日本南岸の広い沿岸域で起こる異常潮位の原因を探るために、2011年9月の異常潮位発生時の事例を沿岸潮位計による観測値及び海洋データ同化システム MOVE/MRI.COM-WNP による解析値を用いて調査したところ、黒潮の流路変動が瀬戸内海における水位変動の一つの要因であることが示唆された。そこで、同システムによる1993年～2011年の長期再解析値を利用し、瀬戸内海における水位と黒潮流路変動との統計的な関係を調査した結果、紀伊半島沖（136°E 付近）及び房総半島沖（141°E 付近）で黒潮流路が通常よりも北偏した場合に、瀬戸内海で水位が高くなる傾向にあることがわかった。さらに、房総半島沖で北偏した場合には、瀬戸内海のみならず東海地方沿岸を含む日本南岸の広範囲で水位が高くなる傾向にあることがわかった。

1. はじめに

気象庁では、潮位変動により沿岸域において浸水等の被害が発生するおそれがある場合、潮位情報を発表して注意喚起するとともに実況の推移及び今後の見通し等の情報を提供している。潮位情報の対象となる現象として、副振動、異常潮位が挙げられる。主に秋の始め頃（海水の熱膨張の影響で水位が高くなる時期）において、瀬戸内海では近年、異常潮位等による浸水被害が起こっている。異常潮位の発生には、海上風、沿岸波動、中規模渦（暖水渦・冷水渦）、黒潮流路の変動等が起因することが考えられる。南西諸島で発生するものについては、暖水渦の接近が主な要因であることが知られている（野崎ほか、2003；木村、2003）。

日本列島南岸における水位変動には黒潮流路の

変動が起因している可能性が指摘されている。例えば、Zhang and Ichikawa (2005) は、沿岸潮位計や衛星海面高度計を利用して、紀伊半島付近での黒潮の変動（流軸の南北変動や地衡流速偏差）と日本南岸の沿岸水位との関係について議論している。板橋・日比野 (2005) は黒潮の離接岸と太平洋沿岸部における異常潮位の海域別の発生特性との関連について議論している。

暖水渦や黒潮流路等の海況変動と瀬戸内海の異常潮位との関係を明らかにすることは、適切な潮位情報提供の一助となる可能性がある。2008年3月に気象庁の現業に導入された北西太平洋版海洋データ同化システム MOVE/MRI.COM-WNP（詳細については石崎ほか、2009を参照）では、1993年以降にデータの取得ができるようになった衛星海面高度計データを同化要素として用いて

*1 気象研究所海洋・地球化学研究部（現 福岡管区気象台）

*2 気象研究所海洋・地球化学研究部

おり、黒潮流路の変動等の中規模現象の再現性がそれまでのシステムと比べて向上した（例えば大崎ほか, 2009）。そのため、同システムは海況変動と異常潮位との関係を調べる有力なツールである。

本稿では、MOVE/MRI.COM-WNPによる再解析値や沿岸潮位計による観測値を用いて黒潮流路変動と瀬戸内海の沿岸水位との関係について調査した結果を報告する。第2章では、使用するデータ及びシステムの概要を述べる。第3章では、顕著な異常潮位として2011年9月の事例を取り上げ、瀬戸内海を中心とした観測値及びMOVE/MRI.COM-WNP解析値を用いて調査した実況の推移を示す。第4章では、MOVE/MRI.COM-WNPによる長期再解析値（1993年～2011年）を用いて瀬戸内海における水位と黒潮流路変動との統計的な関係について調査した結果を示す。第5章では、まとめ及び考察を述べる。なお、本稿における時刻の単位は全て協定世界時（UTC）で記述している。

2. データ及びシステム

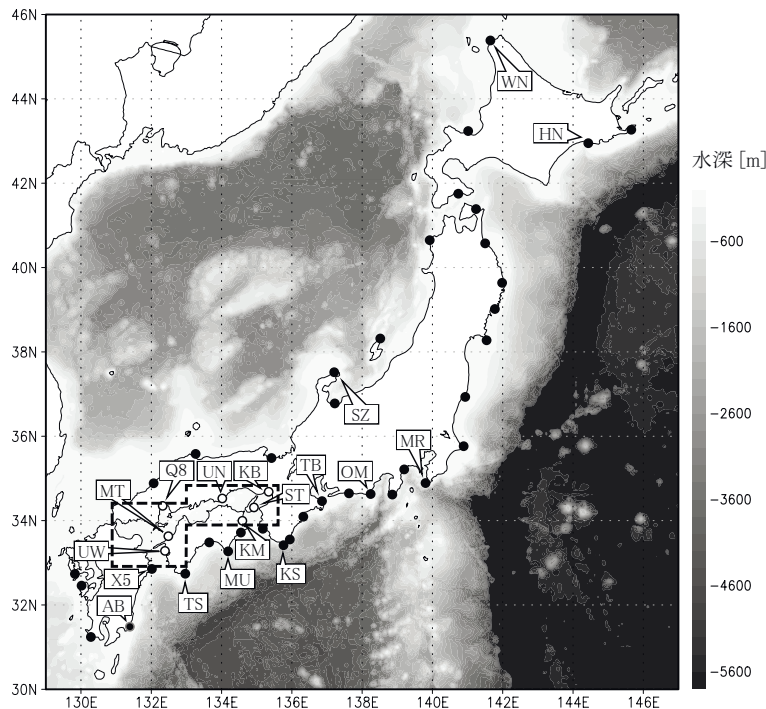
2.1 潮位計データ

第1図に示す気象庁所管の検潮所（38か所、1997年以降のデータ）及び海上保安庁所管の広島験潮所（検潮所）で観測された1時間ごとの潮位観測値を使用した。

気圧補正には各検潮所に最も近い地上気象観測地点における海面気圧データの時別値を利用した。この時別値から気象要因による短期的な変動を除去するため49時間低周波フィルターを作用させた。気圧補正に必要な基準海面気圧として、大気再解析（JRA-25; Onogi *et al.*, 2007）により解析された日別の海面気圧を全海域上で平均した値を用いた。

2003年～2012年の10年間の気圧補正後の潮位観測値を利用して調和解析を行うことで天文潮位を見積もった。調和解析には年周期等の長周期分潮を含む60分潮の調和定数を利用した。

潮位偏差は、観測値から上記で求めた気圧補正值及び天文潮位を差し引き、さらに、分潮の周波



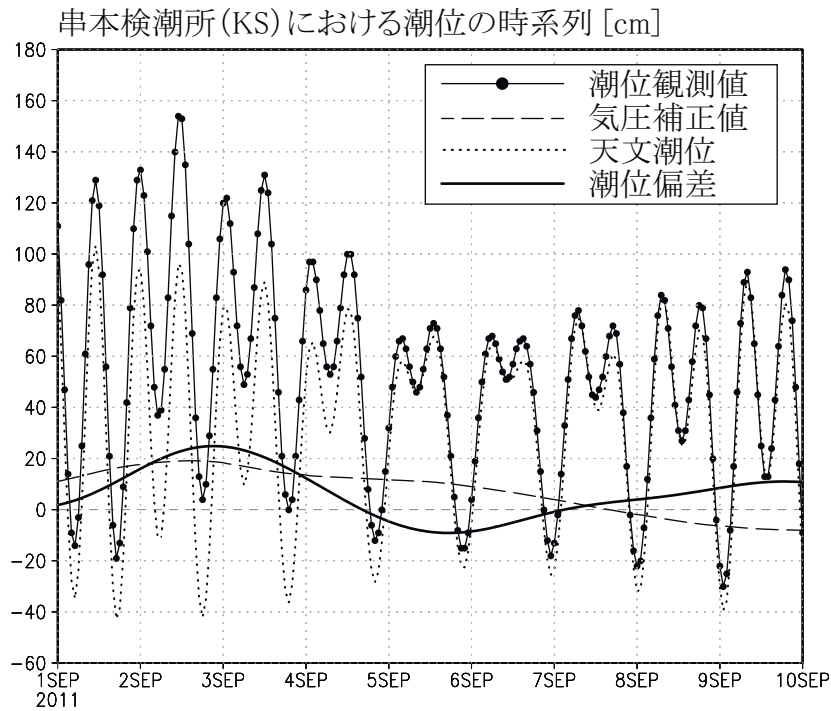
第1図 沿岸潮位計の地点及び海底地形

本調査で使用した日本沿岸を囲む沿岸潮位計地点を黒丸（●）、瀬戸内海内の地点を白丸（○）で表現している。アルファベット2文字によって第4図及び第5図で明示される検潮所記号を示している。MOVE/MRI.COM-WNPにより解析される瀬戸内海の海面高度偏差（第4図d参照）は太破線で示される領域において領域平均された値を用いる。陰影は海底地形を表す。

数が 48 時間以内の潮汐成分を除去する目的で使用されるタイド・キラー・フィルター（花輪・三寺, 1985 を参照）を作用させノイズを除去することにより求めた. 第 2 図にて串本検潮所における観測値, 気圧補正值, 天文潮位及び潮位偏差の時系列の例を示しておく.

2.2 MOVE/MRI.COM-WNP 再解析値

MOVE/MRI.COM-WNP は, 数値海洋モデル及び客観解析スキームから構成される海洋データ同化システムである (石崎ほか, 2009). システムの概要を第 1 表にまとめる. 海洋モデルには, 117°E-160°W, 15°N-65°N を領域とする北西太平洋版の気象研究所共用海洋モデル (MRI.COM-



第 2 図 串本検潮所における時系列の例 (2011 年 9 月 1 日～9 日)
東京湾平均海面を基準面として標高に換算した潮位観測値を用いている. その他の各要素の求め方については本文を参照されたい.

第 1 表 MOVE/MRI.COM-WNP の仕様及び再解析実験の設定

OGCM	気象研究所共用海洋モデル (MRI.COM) 北西太平洋版 (15°N-65°N, 117°E-160°W)
日本近海の解像度	水平 : 0.1°, 鉛直 : 54層
側面境界	MOVE/MRI.COM-NP (北太平洋版) における 同期間の再解析結果を使用
海面強制	JRA-25, JCDASによる日別値
使用する現場観測	Argo, CTD, XBT, TAO/Tritonブイ (WOD09及びGTSPにて公開)
使用する衛星観測	SST: MGDSST SSH: TOPEX/Poseidon, Jason-1/2, ERS-1/2, Envisat
同化手法	水温・塩分結合鉛直EOFモードを3次元変分法により解析 Incremental Analysis Updatesによりモデル場へ反映
同化間隔	5日間
再解析期間	1993年～2011年 (19年間)

WNP; Tsujino *et al.*, 2010) が用いられている。水平格子間隔は、日本付近で $1/10^\circ \times 1/10^\circ$ 、 160°E 以東で東西 $1/6^\circ$ 、 50°N 以北で南北 $1/6^\circ$ 間隔となる可変格子を採用している。鉛直には水深 6300m までに 54 層を有する。また、 15°S 以北の太平洋を領域とする解像度 $1/2^\circ \times 1/2^\circ$ の北太平洋モデルから、単方向ネスティングにより側面境界値を受け取る。

客観解析スキームは、3次元変分法を基本とし、鉛直方向の水溫・塩分場の共分散を経験的直行関数 (EOF) により表現する手法が採用されている (Fujii and Kamachi, 2003)。このスキームの特徴は、水溫と塩分の変動を関連させて解析することにより、鉛直の密度成層の再現性に優れているという点である。このスキームにより、海面から水深 1500m までの水溫・塩分場を推定する。推定された水溫・塩分解析値は、Incremental Analysis Updates (Bloom *et al.*, 1996) により、モデル場へと反映される。

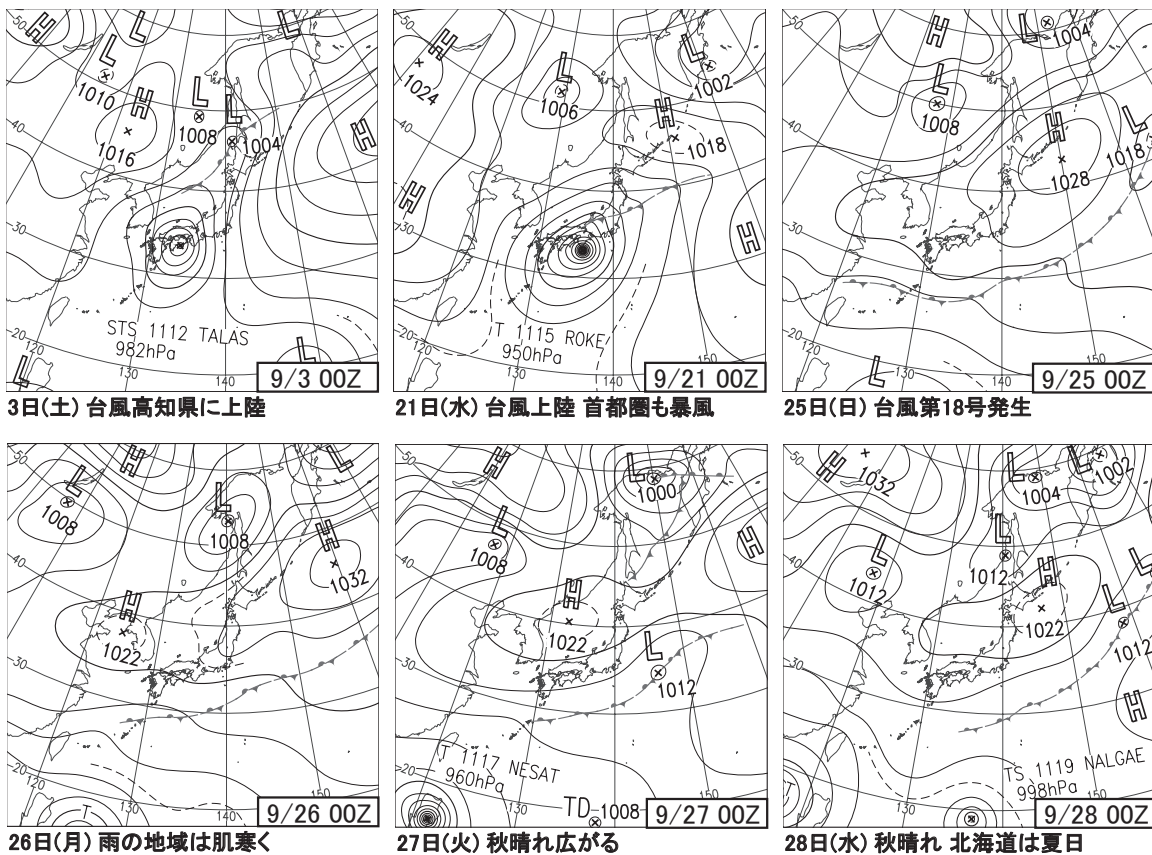
本調査には、衛星海面高度計が MOVE/MRI.

COM-WNP の同化要素として利用可能である 1993 年から 2011 年までの 19 年間の再解析値を用いた。観測データとして、World Ocean Database 2009 (WOD09) 及び Global Temperature-Salinity Profile Program (GTSP) より取得した現場水溫・塩分データ、気象庁海洋気象情報室作成の海面水溫格子点値 (MGDSST; 栗原ほか, 2006) 及び軌道沿いの衛星海面高度計データ (TOPEX/Poseidon, Jason-1, Jason-2, ERS-1, ERS-2, Envisat) を再解析実験に使用した。同化間隔は 5 日間とし、JRA-25 による日別の大気再解析値によりモデルを駆動した。以後の解析には、5 日平均の再解析値を使用し、明記される解析値の日付は、同化間隔 (5 日間) の中日を表す。

3. 2011 年 9 月の実況の推移

本章では、2011 年 9 月に瀬戸内海で発生した異常潮位の実況の推移を、潮位計で観測された潮位偏差等を用いて調査する。

第 3 図に主な気象イベント時及び異常潮位発生



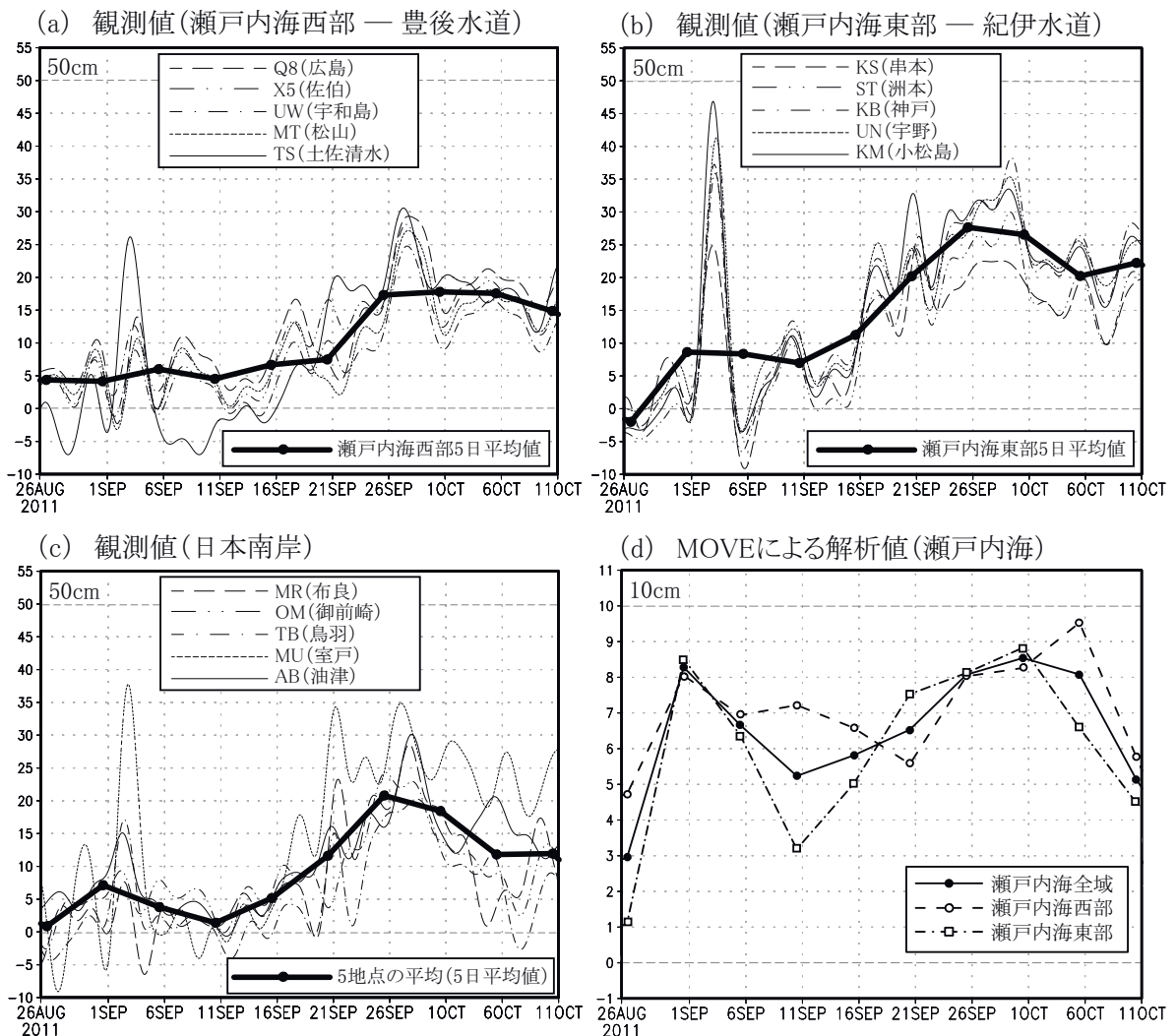
第 3 図 2011 年 9 月の気象概況 (日々の天気図より抜粋)

時の気象概況を示す。9月3日頃に台風第12号が中国地方・四国地方を北上，9月21日頃に台風第15号が東海地方から北陸地方にかけて日本列島を北上している。異常潮位が起こったとされる25日以降は日本列島沿岸域に顕著な気象擾乱は見られない。

潮位計により観測された潮位偏差（第4図 a, b, c）によると，おおむね9月中旬から下旬にかけて高水位が続いている。9月3日に瀬戸内海東部を中心に観測されている高水位は台風第12号が西日本を通過したことによる吹き寄せ効果が主に起因していると考えられ，際立った高水位は1

日程度で収まっている。9月21日に台風第15号が東海地方を通過したことによる効果により，布良や室戸のような外洋に面する地点の潮位計で水位の上昇が確認できる。台風第15号の通過後に目立った気象擾乱は見当たらないが，9月27日～29日に潮位偏差は各地でピークを迎えており，気象擾乱が直接的な要因ではない異常潮位が起こっていると考えられる。

潮位計の設置海域ごとに見ると，瀬戸内海西部及び日本南岸の広い範囲において高水位となり始める時期（水位偏差が+15～20cmとなる時期）はおおむね9月26日頃であるが，それよりも先



第4図 (a, b, c) 各潮位計において観測された潮位偏差（特別値）及び (d) MOVE/MRI.COM-WNP による解析値の時系列（2011年8月26日～10月10日）

(a, b, c) で用いられている観測地点は第1図の通りである。横軸は時間経過を表す。各図の黒丸太線は (a) 瀬戸内海西部 (Q8, UW, MT), (b) 瀬戸内海東部 (ST, KB, UN, KM), (c) 日本南岸 (MR, OM, TB, MU, AB) の観測潮位偏差のそれぞれの5日平均値を加算平均したものを表す。

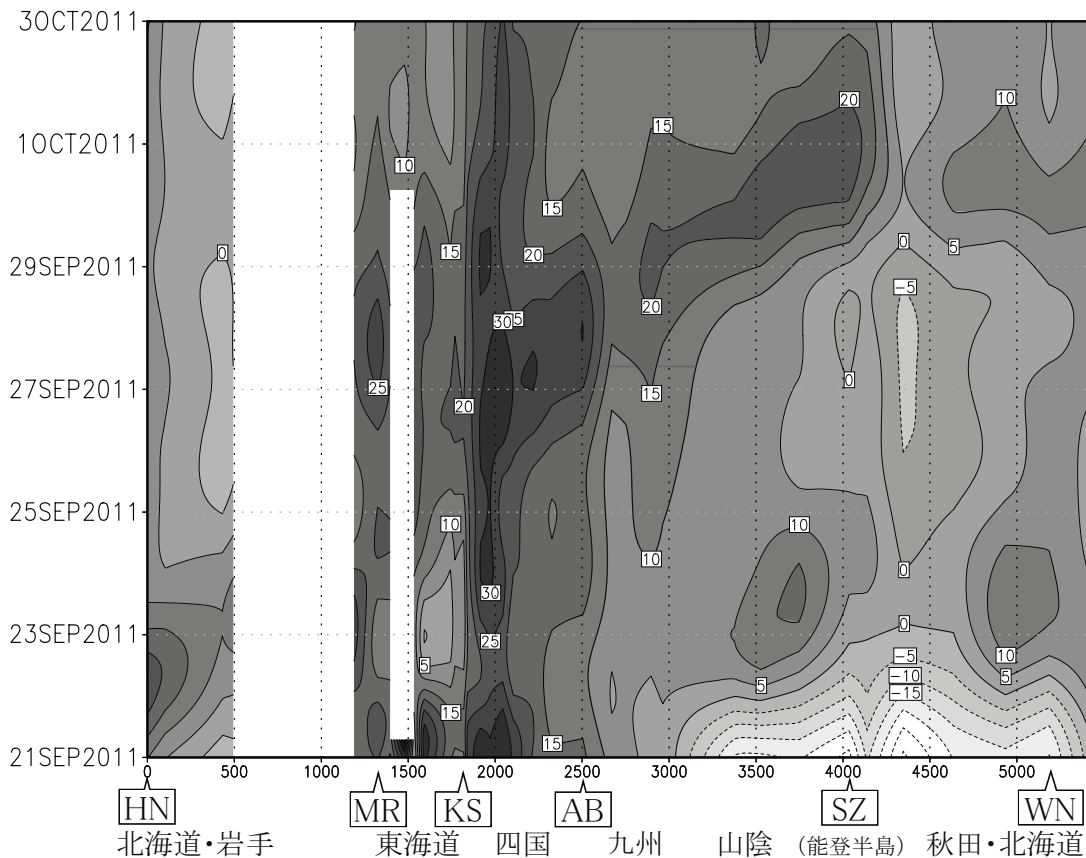
行して瀬戸内海東部における水位上昇は9月18日頃から始まっている。

日本沿岸の各潮位計（第1図の黒丸●の潮位計を使用）で観測された潮位偏差の時系列を重ねて、ホフメラー図（第5図）を作成した。9月26日頃から高水位シグナルが、東海道南岸、紀伊半島沖、四国南岸、九州南岸、九州西岸、さらに山陰沿岸の日本海へと日本沿岸を時計回りに伝播しているように見える。

次に、MOVE/MRI.COM-WNP が当時の瀬戸内海の水位変動を捉えているか検証するために、瀬戸内海（第1図の破線で示した海域）において平均した海面高度偏差の解析値を見る。ここで用いる海面高度偏差は、海面高度の解析値から再解析期間1993年～2011年の19年間で平均した5日ごとの気候値、すなわち5日ごとの海面高度の季節変動を引いた値である。参考のため133°Eを挟んで東部・西部の領域平均値も見る。第4図d

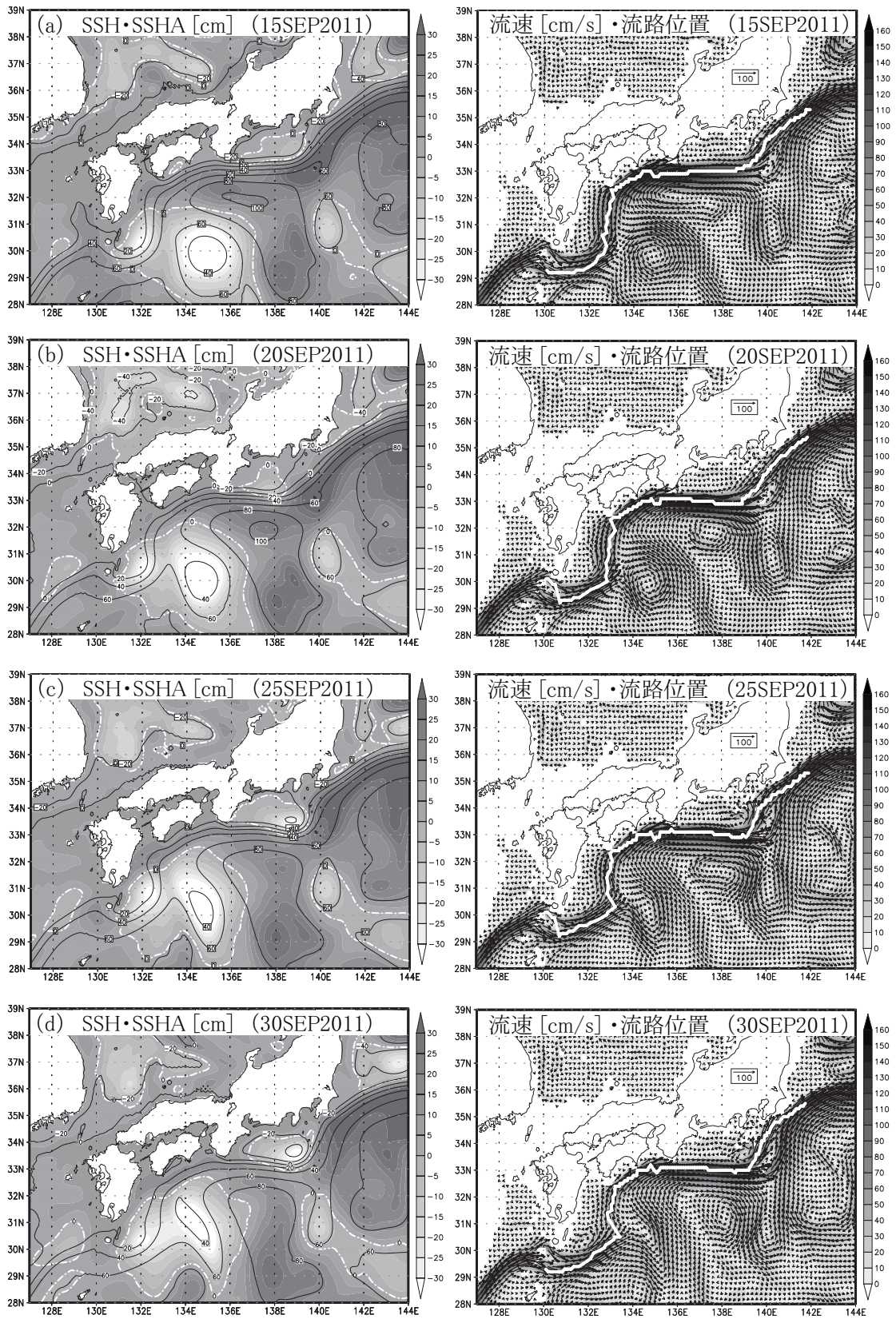
がその結果である。同期間の瀬戸内海の潮位偏差の時系列 (a), (b) と比較すると、異常潮位の上昇のシグナルは捉えているが、観測値 (20～30cm) と比べてその大きさは過小 (10cm 未満) であることがわかる。この事実は、当システムは時間的に複雑な瀬戸内海における海洋現象を解像することが困難であることを示唆している。一方、瀬戸内海東部の海面高度偏差が西部に先行して上昇を始めていることは、当解析値においても確認できる。

第6図は、MOVE/MRI.COM-WNP により解析された9月15日、20日、25日、30日を中心とする海面高度・海面高度偏差・流速の5日平均場を示す。右図の白色実線は流速分布から推定された黒潮流路を示している。その推定方法については付録を参照されたい。9月15日、20日の場（第6図a, b）からは、四国の南（30°N 付近）で西進していた冷水渦が黒潮流路に接近しているこ



第5図 潮位偏差観測値により作成したホフメラー図 (2011年9月21日～10月2日)

気圧補正後のデータ使用。東北地方太平洋沿岸の検潮所は宮城県三陸沖地震による津波被災のため欠測している。横軸は花咲検潮所 (HN) から日本列島を時計回りに見た検潮所間の距離 [km] を表す。



第6図 MOVE/MRI.COM-WNPによる海況場 (2011年9月15日～30日)

(左図) 黒色等値線で海面高度, 陰影で海面高度偏差, 白色一点鎖線で高度偏差ゼロの等値線を表す. (右図) 陰影及びベクトルで水深200mにおける流速, 白色実線で推定された黒潮流路位置を表す.

と、四国南岸から紀伊半島南岸にかけて黒潮流路が接岸傾向にあることが確認できる。実況では多くの海域で異常潮位が認められる9月25日、30日の海面高度場（第6図c, d）を見ると、東海道沖で冷水渦が強化され、その周りの黒潮流路がやや南に蛇行し、房総半島南岸においては接岸傾向にあることが確認できる。

水平解像度2kmの高解像度モデル及びインクリメンタル4次元変分法が採用された沿岸システムMOVE/MRI.COM-Setoを用いて、碓氷ほか(2014)によって2011年9月の異常潮位事例の再現実験が行われた。再現実験によると、9月中旬における紀伊半島沖の黒潮流路の北偏に伴い、紀伊半島西側に逆流を伴った低気圧性渦が形成され、その結果、瀬戸内海の水位が上昇したことが示された。さらに、9月下旬に流路が伊豆半島から房総半島にかけて接近した結果、高水位偏差を伴った沿岸捕捉波が励起され日本南岸を西へ伝播したため、広範囲の日本南岸域において高水位が及んだことが示された。

上述の異常潮位発生メカニズムは、紀伊半島及び房総半島沖における黒潮流路の変動に対して、瀬戸内海の水位が影響を受けやすいことを示唆する。また、その発生のためには、黒潮流路がこれらの海域で岸に近接した流路形態をとってい

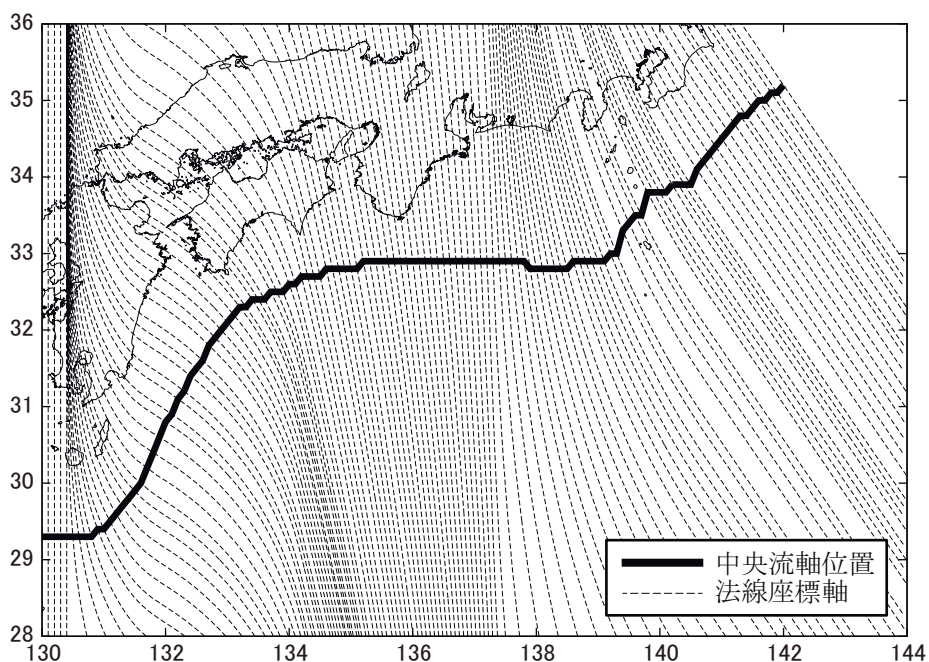
ることが必要条件として考えられる。

前述したように、MOVE/MRI.COM-WNPによる解析値からは、異常潮位そのもののシグナルは解像度等の制約から過小評価であったが、定性的な水位変化の傾向は、ある程度現実を反映していた。また、当システムは外洋の黒潮流路変動に関しては精度良く再現していることが確認されている。そこで次章では、1993年～2011年の長期間得られているMOVE/MRI.COM-WNP再解析値を用いることで、上述の黒潮流路の変位と瀬戸内海水位との関係が一般的に成立するかについて統計解析によって明らかにする。

4. 黒潮流路変動と瀬戸内海水位変動との関係の統計的調査

本章では、MOVE/MRI.COM-WNPによる長期的な再解析データを用いて瀬戸内海水位と黒潮流路位置との統計的な関係を探る。黒潮流路位置は、あらかじめ第7図のとおり定義した中央流軸に対する法線座標軸上における解析値の中で水深200mにおいて流速が最大となる位置として定義する。その詳しい定義の方法は付録を参照されたい。

本章における解析では、MOVE/MRI.COM-WNPによる海面高度偏差の解析値を第1図の破



第7図 中央流軸に対して法線方向に張った座標軸

線で示した海域で領域平均した値，西部及び東部を代表する観測値として松山検潮所 (MT) 及び洲本検潮所 (ST) における潮位偏差の 5 日平均値を，瀬戸内海を代表する水位偏差の時系列として用いる。

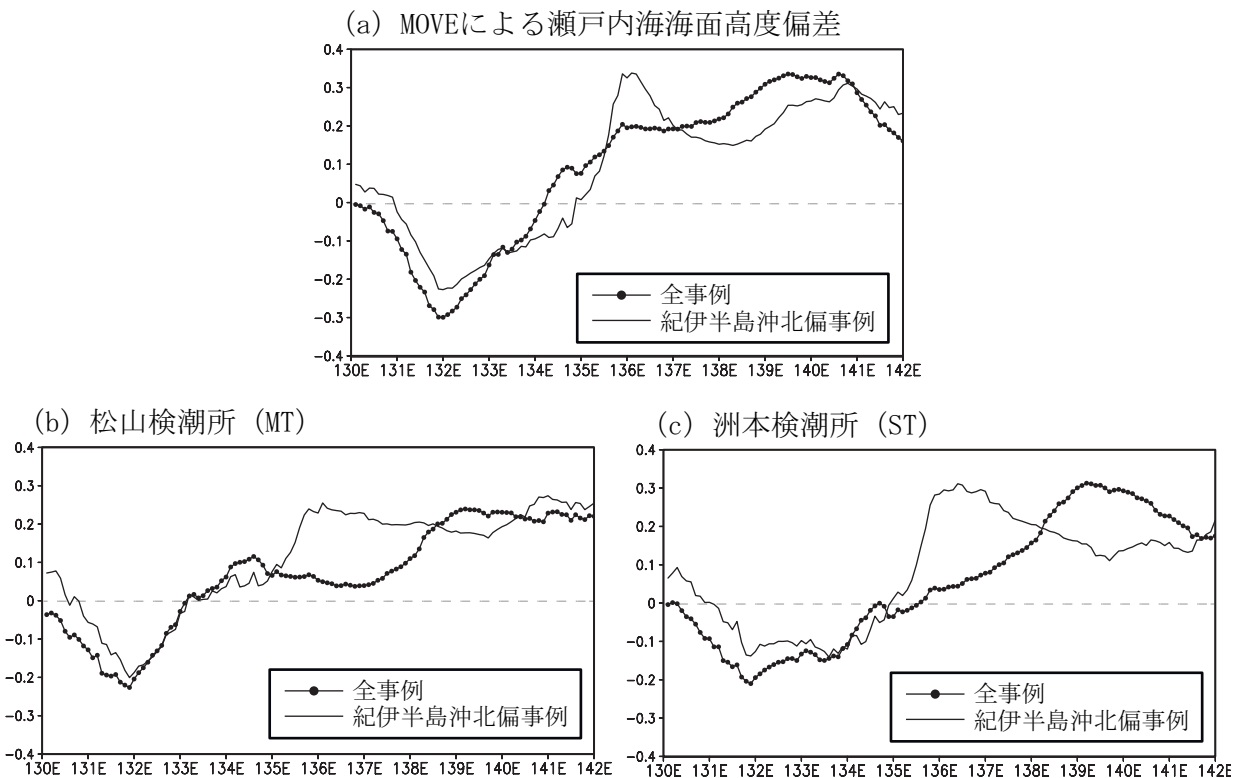
4.1 黒潮流路位置と瀬戸内海の水位との相関解析

黒潮のどの位置 (経度) の流路変動が瀬戸内海の水位変動に寄与するのかを調査するために，各経度において，黒潮流路位置の法線方向の距離偏差 (中央流軸よりも北側への変位を正) と瀬戸内海の水位偏差との相関係数を計算する。第 8 図 a の黒丸実線が，瀬戸内海の水位偏差の時系列として MOVE/MRI.COM-WNP による海面高度偏差を用いて計算した，相関係数の分布である。この結果を見ると，132°E (九州南東部～豊後水道沖)，135.9°E (紀伊半島沖)，139.5°E (伊豆半島沖)，

140.6°E (房総半島沖) をピークとして相関が高いことが分かる。ここで，それぞれのピークにおける相関係数は統計的に有意な水準である (99% 以上)。

伊豆海嶺から房総半島沖にかけて一様に高相関である結果から，この海域で黒潮が離岸している時期と比べると接岸している時期に瀬戸内海の水位が高くなる傾向にあることが示される。このことは 2011 年 9 月下旬において黒潮流路が房総半島に接岸した時期に瀬戸内海を含む日本沿岸域に高水位が及ぶ事例 (第 3 章) 及びメカニズム (碓氷ほか，2014) と整合する。

一方，前述したとおり，碓氷ほか (2014) による 2011 年 9 月における異常潮位の再現実験によると，9 月中旬の瀬戸内海東部の水位上昇は，紀伊半島南岸における黒潮流路の接岸に対応して起こっていることが分かっている。そこで，紀伊半島沖で黒潮流路が北偏している場合に注目する。



第 8 図 各法線座標軸上における黒潮流路偏差と瀬戸内海水位偏差との相関係数の分布

130°E から 142°E までの各法線座標軸上における黒潮流路の中央流軸からの偏差の時系列と，(a)MOVE/MRI.COM-WNP により解析された瀬戸内海の水位偏差，(b)松山検潮所，(c)洲本検潮所で観測された潮位偏差 (5 日平均値) の時系列との相関係数の分布を表す。

横軸は中央流軸上の経度を表し，流路位置偏差は第 7 図の法線座標軸上の偏差であることに注意が必要である。

第 8 図の細線で示される分布は、全事象のうち紀伊半島沖において黒潮流路が中央値よりも北偏する事例のみを用いて同様に求めた相関係数の分布である。紀伊半島沖 (136°E 付近) において高相関が顕著であるこの結果から、紀伊半島沖で北偏している黒潮流路の当海域における離接岸が、瀬戸内海の水位変動に関係していることが示唆される。

九州南東部における負の相関のピークからは、黒潮が九州東岸から離岸する方向に変位する程、瀬戸内海に高水位をもたらすことが示唆される。

第 8 図 b 及び c に示すとおり、潮位計による観測値 (潮位偏差) と黒潮流路の変位との相関は、MOVE/MRI.COM-WNP による瀬戸内海水位偏差と黒潮流路の変位との相関 (第 8 図 a) と、分布の様子がよく類似することが分かる。なお、松山及び洲本における潮位偏差データは 1997 年～2011 年の 5 日平均値を用いている。瀬戸内海における他の潮位計においても同様の傾向が見られることを確認している (図省略)。

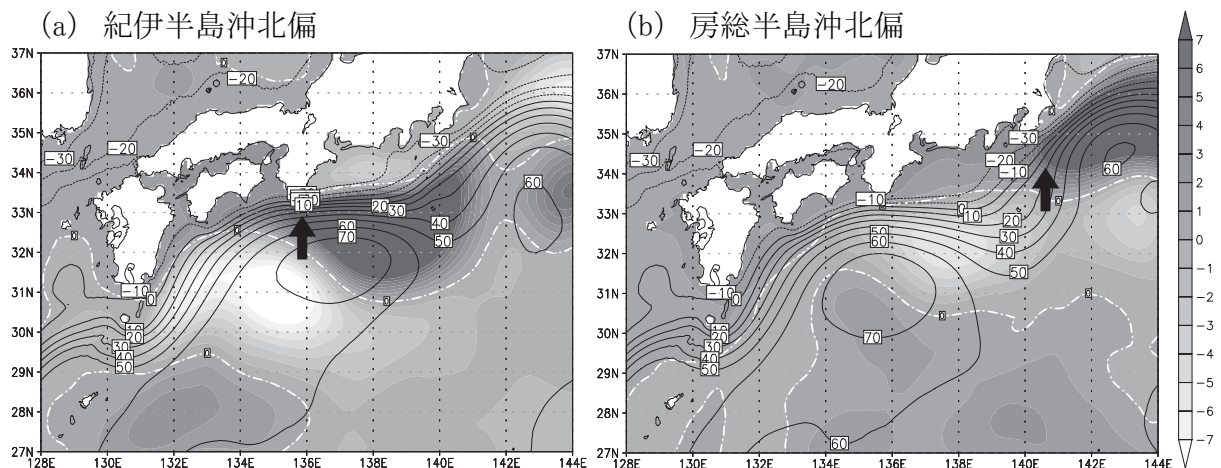
4.2 コンポジット解析

第 4.1 節において、紀伊半島沖で黒潮流路が北偏した際に、流路の北寄りの変位に対し瀬戸内海の水位が上昇する傾向にあることが示された。一方、第 3 章における事例 (第 4 図及び第 6 図) や第 4.1 節にて示された相関係数の分布を見ると、

紀伊半島及び房総半島沖における黒潮流路変動が重要になりそうである。そこで、これらの海域で黒潮が北偏している際の海況を探るため、黒潮が 2 つの地点 (135.9°E 及び 140.6°E) において北偏している事例のみを合成することにより得られる海面高度・海面高度偏差の平均場 (コンポジット) を第 9 図のとおり作成した。

紀伊半島沖で黒潮が北偏している海面高度偏差場 (第 9 図 a) を見ると、東海道の沖合の高水位が、紀伊半島の西側の沿岸域 (瀬戸内海・四国南岸・九州東岸域) に及んでいることが分かる。それに対して、紀伊半島の東側の沿岸域では水位は下がる傾向にあることが分かる。第 9 図の海面高度場から、紀伊半島沖の暖水渦が、再解析期間 (1993 年～2011 年) の平均海面高度場の暖水渦 (135.8°E, 31.3°N 付近, 図省略) と比べると、北東に位置していることが確認できる (137.2°E, 31.7°N 付近)。その渦の東側から紀伊水道を通じて瀬戸内海まで高水位が及んでいる場であることが分かる。海面高度場から推測される黒潮流路は、四国・紀伊半島にかけて接岸しており、黒潮続流域に至るまで東向きにほぼ直進流路をとっている。2011 年 9 月の事例において、瀬戸内海東部で先行して高水位が観測された時期 (9 月 20 日) の場 (第 6 図 b) は、このコンポジットに近い構造をしている。

一方、房総半島沖で黒潮が北偏している場 (第 9 図 b) を見ると、瀬戸内海のみならず東海道南



第 9 図 海面高度及び海面高度偏差のコンポジット

紀伊半島沖 (135.9°E 付近: 図 a) もしくは房総半島沖 (140.8°E 付近: 図 b) で黒潮流路が中間値 (図 a, b の黒色矢印が指す地点) より北偏した場合の事例で作成した海面高度及び海面高度偏差のコンポジットを表す。黒色等値線で海面高度、陰影で海面高度偏差を表し、白色一点鎖線は高度偏差ゼロの等値線を表す。

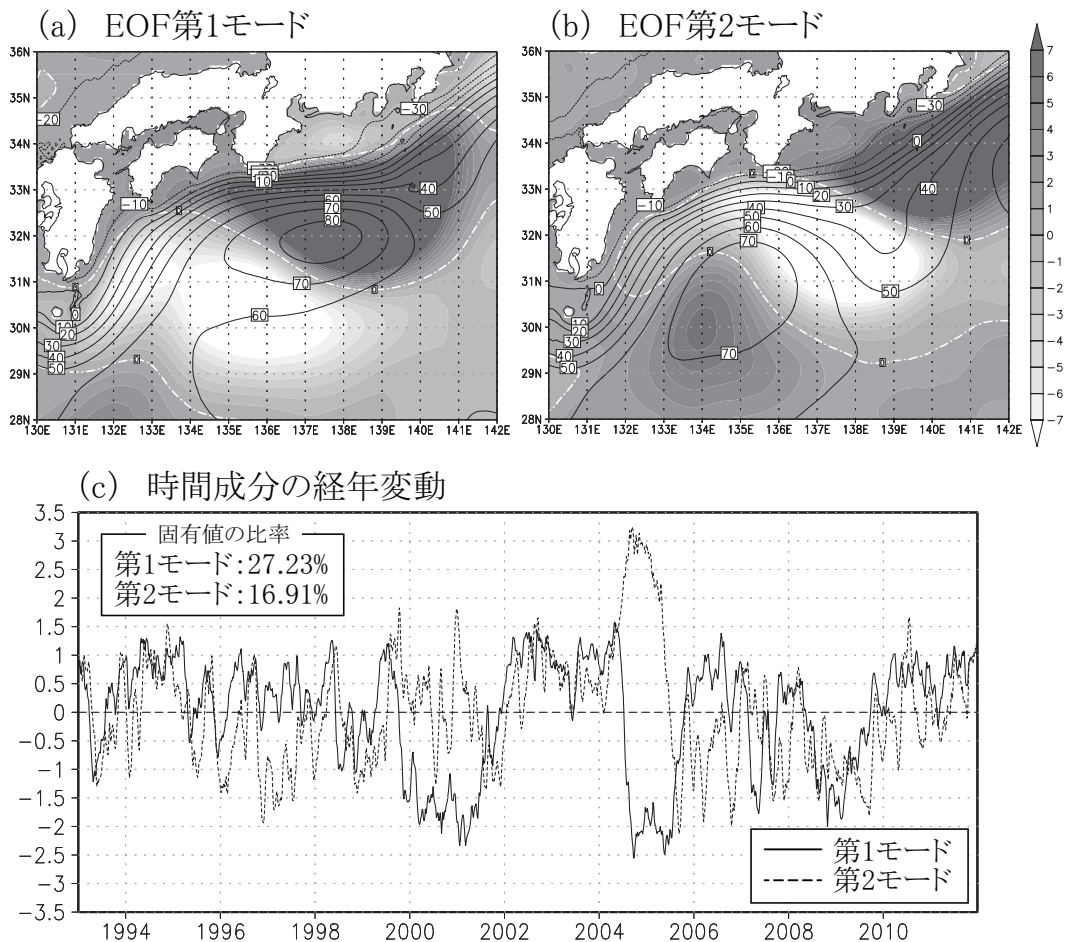
岸，四国南岸，九州沿岸域，日本海西部と広い範囲の沿岸域に高水位が及んでいることが分かる．第9図aと比較すると紀伊半島沖の暖水渦が南西に位置している（135.6°E, 31.2°N 付近）．黒潮流路は四国から紀伊半島南岸にかけて接岸傾向にあるが，伊豆海嶺付近で流路が北寄りに折れて房総半島南岸で接岸傾向にある場となっている．日本沿岸の広い範囲で水位の高かった時期（2011年9月30日）の場（第6図d）は，このコンポジットに近い構造をしている．

4.3 EOF解析

第4.1節及び第4.2節では，瀬戸内海における

高水位と関連のある2つの海域を特定し，その海域で黒潮流路が接岸傾向にある場合において，瀬戸内海水位と流路パターンとの関係について調べた．一方，本節ではMOVE/MRI.COM-WNPの海面高度偏差の解析値から，黒潮の顕著な流路パターンを調べ，そのコンポジットと瀬戸内海の水位変動との関係を見る．その手法として，1993年～2011年の再解析値を使用して，黒潮流路変動が大きく寄与すると考えられる日本の南の海域（ここでは，130°E-142°E, 28°N-36°N）における海面高度偏差に対してEOF解析を行った¹．

第10図a及びbの陰影が海面高度偏差のEOF第1モード及び第2モードの振幅を表す．第1



第10図 EOF第1・第2モードの振幅の分布及び時間成分

図(a)及び(b)における陰影は海面高度偏差のEOF第1・第2モードの振幅[cm]を表し，白色一点鎖線は高度偏差ゼロの等値線を表す．黒色等値線は，平均海面高度場にモードごとに算出された海面高度偏差を足すことにより求めた海面高度分布[cm]を表す．図(c)は時間成分の変動（無次元）を表す（1993年～2011年）．

¹ 本調査において本題ではない黒潮続流域は流路の変動が大きく，当海域を含めてEOF解析を行うと，他の場の変動より上位のモードで出現するため，続流域の寄与があまり反映されない計算領域として東端を142°Eに設定した．

モード及び第2モードの固有値の全体に対する寄与率はそれぞれ27.23%、16.91%であり、2つ合わせると約44%を説明している。黒色の等値線は再解析期間の平均海面高度場に、海面高度偏差の各EOFモードが瀬戸内海水位の上昇する方向に変動した場合の振幅（陰影）を足すことで算出した海面高度分布を描いている。

これらの分布は、第4.2節において、キーとなる2つの海域（紀伊半島及び房総半島沖）で黒潮が北偏している場で作成されたコンポジット（第9図）とよく類似している。特に紀伊半島沖で北偏している場とEOF第1モードの振幅がよく似ており、推測される流路パターンも四国から紀伊半島南岸にかけて接岸して、黒潮続流域に至るまでほぼ直進流路をとっている。海面高度偏差が紀伊半島の西側沿岸域で正、東側沿岸域で負となり、符号が逆転している点も共通している。第2モードの振幅は房総半島南岸で接岸している場（第9図b）と似ており、日本沿岸の広い範囲で海面高度偏差が正となっている。

時間成分（第10図c）を見ると、例えば2004年～2005年の黒潮大蛇行時において、EOF第1モードが負に、第2モードが正に振れており、黒潮が紀伊半島沖では離岸して房総半島沖では接岸傾向にあった時期を説明している。また、この大蛇行時は東海地方沿岸域で水位が高い時期であったが、この主要な上位2モードを考慮するだけでも、その事実と整合的である。2011年9月は、第1モードと第2モードが共に正に振れていることも確認できる。この上位2モードの時間成分と瀬戸内海の水位偏差との相関係数を計算すると、第1モードが0.356、第2モードが0.293となっている。これらの相関係数は99%以上有意な水準である。

5. まとめと考察

MOVE/MRI.COM-WNPによる長期再解析値（1993年～2011年）を利用し、瀬戸内海の水位と黒潮流路変動との統計的な関係を調査した。その結果、黒潮のどの海域の流路変動が瀬戸内海の水位変動に寄与するのかが分かった。紀伊半島沖（136°E付近）及び房総半島沖（141°E付近）で黒

潮流路が通常よりも接岸した場合に、瀬戸内海で高水位となる傾向にあった。さらに、房総半島沖で北偏した場合は、瀬戸内海のみならず東海地方を含む日本南岸の広い範囲で高水位となる傾向が見られた。

このような統計的な結果から、2011年9月の異常潮位事例について沿岸潮位計による観測値の推移を見た。9月18日頃の黒潮流路が紀伊半島に接岸を始めるタイミングで、瀬戸内海東部を中心に高水位になり始めた。その後、9月26日頃に流路が房総半島に接岸傾向にあるタイミングで、瀬戸内海西部及び日本南岸において高水位になり始めた。9月26日以降に観測された高水位シグナルは日本沿岸を時計回りに伝播しているように見えた。

本調査で用いたMOVE/MRI.COM-WNP再解析データの時空間的な解像度と同化スキーム（3次元変分法）を考慮すると、5日以内の時間変化や沿岸の細かな地形性波動を解像することは困難であるが、統計解析によりいくつかの示唆が得られた。

2つのキーとなる海域（紀伊半島及び房総半島沖）で北偏した事例を用いて作成した海面高度偏差場のコンポジットは、日本の南の海域の海面高度偏差をEOF解析することにより得られるEOF第1モード及び第2モードの振幅の分布とよく似ており、黒潮の顕著な流路パターンであるEOF上位モードと、瀬戸内海における水位とが有意な相関をもっていることが確認できた。

なお、第8図によると九州南東部にて黒潮流路が離岸した際に、瀬戸内海の水位が上昇する相関があることが確かめられた。この離岸流路はEOF第1モード（第10図a）もしくは紀伊半島で北偏した場合のコンポジット（第9図a）に対応した流路変動であると推察される。九州南東部における黒潮の離岸が瀬戸内海の水位に影響を及ぼすメカニズムを調査することは、今後の課題である。

現在、気象研究所ではインクリメンタル4次元変分法及び高解像度（水平解像度2km）モデルMRI.COM-JPNを採用した日本沿岸海況監視予測システムの開発が進められており、2011年9月

の異常潮位事例についてメカニズムが解明されている(坂本ほか, 2014; 碓氷ほか, 2014)。本調査により得られた知識をもとに, 瀬戸内海の高水位と黒潮流路との関連に注目し, それぞれの事例を次期システムによる再現実験を行うことで, 黒潮流路変動が瀬戸内海を中心とした日本沿岸域に異常潮位を及ぼすメカニズムが明らかになることが期待される。

謝辞

本調査では, 気象庁海洋気象情報室潮汐班技術専門官林原寛典氏及び同本山龍也氏を通じて海上保安庁で管理されている潮位計データを使用させていただきました。また, 両氏には潮位計データ使用に関する多大なご教示をいただきました。気象研究所海洋・地球化学研究部第一研究室の皆様には, 様々なご教示をいただきました。心から感謝の意を表します。

参考文献

- Ambe, D., S. Imawaki, H. Uchida, and K. Ichikawa (2004): Estimating the Kuroshio Axis South of Japan Using Combination of Satellite Altimetry and Drifting Buoys. *J. Oceanogr.*, **60**, 375-382.
- Bloom, S. C., L. L. Takacs, A. M. da Silva, and D. Ledvina (1996): Data Assimilation Using Incremental Analysis Updates. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1256-1271.
- Fujii, Y. and M. Kamachi (2003): A Reconstruction of Observed Profiles in the Sea East of Japan Using Vertical Coupled Temperature-Salinity EOF Modes. *J. Oceanogr.*, **59**, 173-186.
- 花輪公雄・三寺史夫(1985): 海洋資料における日平均値の作成について一日平均潮位を扱う際の問題点一。沿岸海洋研究ノート, **23**, 79-87.
- 橋本晋・井上博敬(2009): 南西諸島周辺における黒潮の流路変動と海況変動。測候時報, **76**, 特別号, S55-S81.
- 石崎士郎・曾我太三・碓氷典久・藤井陽介・辻野博之・石川一郎・吉岡典哉・倉賀野連・蒲地政文(2009): MOVE/MRI.COM の概要と現業システムの構築。測候時報, **76**, 特別号, S1-S15.
- 板橋直樹・日比野忠史(2005): 黒潮流路の変動と異常潮位の発生特性。海岸工学論文集, **52**, 356-360.
- 木村一洋(2003): 2001年(平成13年)に発生した2つの異常潮位について。測候時報, **70**, 特別号, S123-S129.
- 栗原幸雄・桜井敏之・倉賀野連(2006): 衛星マイクロ波放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析。測候時報, **73**, 特別号, S1-S18.
- 野崎太・檜垣将和・高野洋雄(2003): 中規模渦による南西諸島の異常潮位。海と空, **79-1**, 39-49.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira (2007): The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- 大崎晋太郎・有吉正幸・志賀達・岩尾尊徳(2009): MOVE/MRI.COM を用いた日本南方における黒潮流路変動の解析。測候時報, **76**, 特別号, S37-S54.
- 坂本圭・山中吾郎・辻野博之・中野英之・平原幹俊(2014): 水平解像度 2km の瀬戸内海モデル MRI.COM-Seto 及び日本沿岸モデル MRI.COM-JPN の開発。測候時報, **81**, 特別号, S63-S75.
- Tsujino, H., T. Motoi, I. Ishikawa, M. Hirabara, H. Nakano, G. Yamanaka, T. Yasuda, and H. Ishizaki (2010): Reference Manual for the Meteorological Research Institute Community Ocean Model (MRI.COM) Version 3, Tech. Rep., **59**, Meteorological Research Institute, Tsukuba, Japan.
- 碓氷典久・坂本圭・小川浩司・藤井陽介・辻野博之・山中吾郎・倉賀野連・蒲地政文(2014): 日本沿岸海況監視システムによる 2011 年瀬戸内海異常潮位の再現実験。測候時報, **81**, 特別号, S53-S62.
- Zhang, Z. and K. Ichikawa (2005): Influence of the Kuroshio Fluctuations on Sea Level Variations along the South Coast of Japan. *J. Oceanogr.*, **61**, 979-985.

付録 黒潮流路位置の定義

黒潮流路位置の定義方法として、経験的に黒潮流路にほぼ直行する方向に法線を準備して最大流速位置を探索する方法（例えば橋本・井上, 2009）、流速ベクトルをたどって流路を決定する方法（Ambe *et al.*, 2004）等が挙げられる。本調査では、前者と類似する方法として、法線座標軸をあらかじめ定義して法線座標軸上の解析値の中で水深 200m において流速が最大となる位置を黒潮流路位置として定義する。

日本南岸の各経度において、最も流速が大きい子午線位置（緯度）を繋ぐことで流路位置を定義できそうである。しかし、豊後水道付近や伊豆海嶺付近の広い範囲においては、黒潮流路がしばしば南北に大きく変動している。そのため経度の一価関数として緯度を用いて黒潮流路位置を表現すると正確な流路を再現できない。そこで以下の方法を考える。

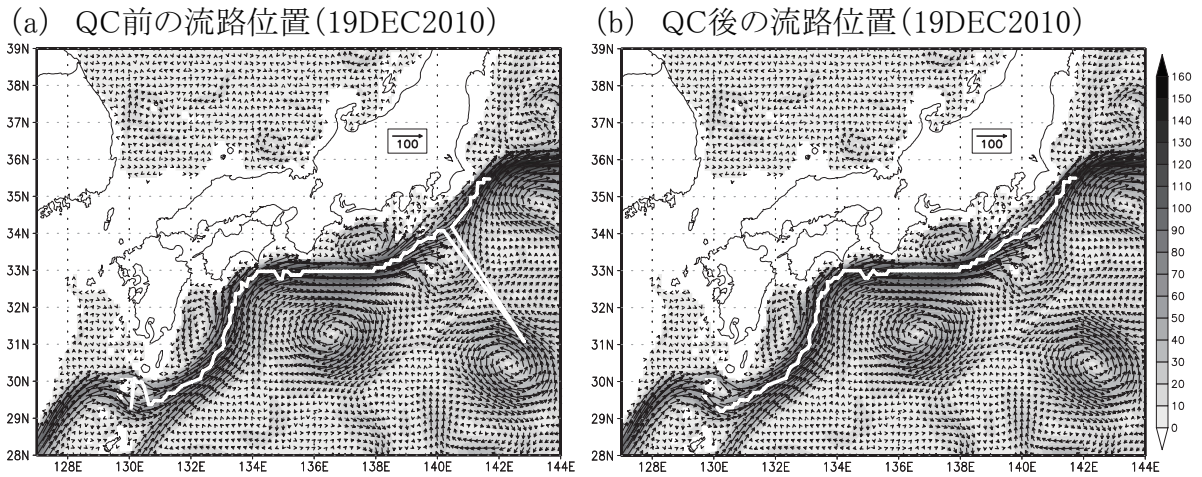
確かに 1 つの時間単位（5 日平均値）の流路位置は緯度により表現することはできないが、過去の多数の黒潮流路の代表的な位置（中央流軸位置）は緯度により経度の一価関数として表すことができると仮定する。各時間単位において経度ごとに子午線上の水深 200m の流速最大となる緯度を決め、その全事象を集めたメジアン（中央値）に対応する緯度の点を結んだ線分を中央流軸位置と定義する。緯度の範囲は 28°N-36°N として、経度 130°E-142°E の間で求めた。また、明らかに流軸は存在しない海域（日本海等）は選択対象に含めていない。

代表的な流路位置として中央流軸を選んだので、中央流軸を構成する線分の各交点から南北方向に伸びる新たな座標軸を以下のとおり決定する。中央流軸の緯度は経度の一価関数として表されるので、経度に対する流路の緯度の傾きも経度の一価関数で表される。この傾きと直行する法線の向きも同様に経度の一価関数である。ただし、中央流軸を構成する交点は必ずモデルの格子（MOVE/MRI.COM-WNP の場合 1/10° ごと）上にあるので、その傾きは滑らかではない。そのため法線軸の傾き（経度の関数）を経度方向に平滑化した。座標軸は中央流軸の各交点を始点とし

て、逐次的に緯度方向に 1 格子ずつ、経度ごとに一定の関数である法線軸の傾きの向きに南北方向それぞれに伸ばす。その結果、第 7 図のとおり中央流軸を構成する交点（1/10° ごと）の数だけ法線方向に新しい座標軸が定義される。流路決定のためには経度 142°E より東の海域にも座標軸を張る必要があるため、142°E-144°E の海域において、142°E における傾きの直線によって座標軸を延長させて補完した。

座標系が決定されれば、各時間単位における流速位置を以下のとおり決定できる。中央流軸の法線方向の座標軸ごとに、座標軸上で水深 200m の流速最大の位置を求める。次に、座標軸ごとに求まった最大流速位置を結んだ線分をその時刻における黒潮流路と定義する。この座標系を用いることで、例えば第 6 図の右図のように経度の一価関数ではない流路（白色実線）を表現することができる。

明らかに黒潮流路と異なる位置に最大流速位置が存在する場合がある。例えば、黒潮流路位置の交点を決定する際に、はるか沖合に存在する流速の大きな中規模循環上の地点を選択することで不自然なスパイクが生じることがある。このような事例を除くために、既に一つ西側で決定された流路位置における水平流速方向の視野角を用いて視野の範囲内なら使用する等の品質管理を行った。第 11 図 a 及び第 11 図 b の白色実線は 2010 年 12 月 19 日における品質管理前後の流路を表している。



第11図 QCにより修正された流路位置の例(2010年12月19日)

陰影及びベクトルで水深200mにおける流速[cm/s], 白色実線で推定された黒潮流路位置を表す.

本調査では, 流路を構成する交点は, 緯度方向には $1/10^\circ$ 単位(モデル格子の単位)で選ぶように定義した. その結果, 図のようないびつな流路になる.