



外洋影響を考慮した瀬戸内海周辺海域の流動再現と黒潮流路変動の効果について

内山, 雄介
栗山, 貴生
宮澤, 泰正

(Citation)

土木学会論文集B2(海岸工学), 68(2):I_441-I_445

(Issue Date)

2012

(Resource Type)

journal article

(Version)

Version of Record

(Rights)

©2012 公益社団法人 土木学会

(URL)

<https://hdl.handle.net/20.500.14094/90002930>



外洋影響を考慮した瀬戸内海周辺海域の流動再現と 黒潮流路変動の効果について

Impact of the Kuroshio Paths on Oceanic and Estuarine Circulations in and around Seto Inland Sea

内山雄介¹・栗山貴生²・宮澤泰正³

Yusuke UCHIYAMA, Takao KURIYAMA and Yasumasa MIYAZAWA

The estuarine circulation in Seto Inland Sea (SIS) has been reported to be affected by the intrusion of the Kuroshio through its two narrow channels. Fluvial buoyancy and mass inputs, as well as its complex coastline, topography and thousands of islands, could skew the oceanic influxes through nonlinear processes, and thus substantially enhance intrinsic variability in the estuary. In the present study, a SIS downscaling system is developed based on a double-nested ROMS at a horizontal grid resolution up to 600 m forced by the assimilative JCOPE2 and the JMA GPV-MSM, to examine the interaction between the estuary and the Kuroshio. After validating the SIS model output, subtidal variabilities on the volume exchange at the two channels along with the riverine influxes are investigated.

1. はじめに

瀬戸内海では、瀬戸内海環境保全基本計画（環境省）に基づく各種施策の着実な実施により、その水質は徐々に改善されつつあるものの、陸域からの負荷や閉鎖性に伴う赤潮や貧酸素水塊等の発生、漁業生産量の低迷などの課題は依然として存在している。海洋環境・資源保全の観点から、海域の海水循環を適切に評価するアセスメントツールの中核としての高精度海洋循環モデルの開発が強く望まれる。

瀬戸内海は豊後水道と紀伊水道を介して太平洋と接続されており（図-1）、外洋からの変動シグナルが内部の流動構造の形成に多大な影響を与えている（例えば、駒井ら, 2008）。そのため、瀬戸内海流動モデリングの高精度化に対しては、四国沖合を流れる黒潮流況変化の再現精度を向上させることが鍵となる。これに対して中山ら（2009）は、豊後水道と紀伊水道近傍に開境界を設定し、時空間的に内挿されたJCOPE同化データを与えた瀬戸内海の3次元流動モデルを構築している。しかしながら、時空間的に変動する黒潮流路、それに伴う豊後－紀伊間の圧力勾配、海峡における傾圧的な外洋水の波及を精緻に取り扱うためには、この方法は精度的に不十分であると考えられる。開境界条件は外洋と内湾の異なるダイナミクスを接続するという物理的に重要な役割を担うので、内部領域に対する不必要な攪乱を最小化するためには、外洋と内湾の接合部である海峡近傍ではなく、より沖側遠方に開境界を設定するべきである。

一方で、瀬戸内海は約3,000の島嶼群で構成されており、しかも複雑な海岸線を有するなど、極めて特徴的な海岸海底地形条件下にある。郭ら（2010）は、ネスティングを用いた数値実験結果から、高解像度の子グリッドは解像度の粗い親グリッドよりも観測値に近い計算結果を与えることを報告している。したがって、内部流動再現性の向上に向けて、微細な地形を解像して流れに対する非線形効果をより高精度に取り扱うためにも、モデルの水平解像度を十分に詳細化させることが必要となる。

ノイズレスな黒潮影響の直接的な考慮に向けた大領域化と、地形再現性向上のための高解像度化を同時に行うため、本研究では、3次元変分データ同化を組み込んだJCOPE2（Miyazawaら, 2009）データセットを最沖側境界条件とし、ROMS（Shchepetkin・McWilliams, 2005）を用いた2段ネスティングによる瀬戸内海ダウンスケーリングシステムを構築する（図-1）。これにより、黒潮変動等の外洋シグナルを正確に評価しつつ、複雑地形を可

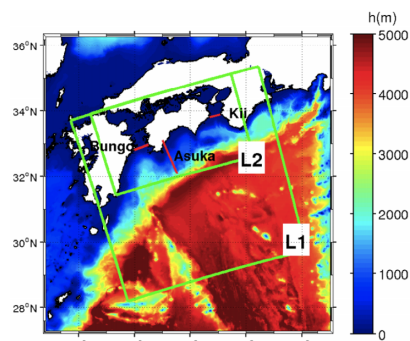


図-1 多段ネスティングによる瀬戸内海モデルの計算領域（ROMS-L1およびL2の境界形状）および水深分布。L2領域中の3本の赤線は、豊後水道、紀伊水道、気象庁ASUKA線を表す。

1 正会員	工(博)	神戸大学准教授 大学院工学研究科 市民工学専攻
2 学生会員	学(工)	神戸大学大学院 工学研究科市民工学専攻
3	博(理)	(独法)海洋研究開発機構 地球環境変動 領域

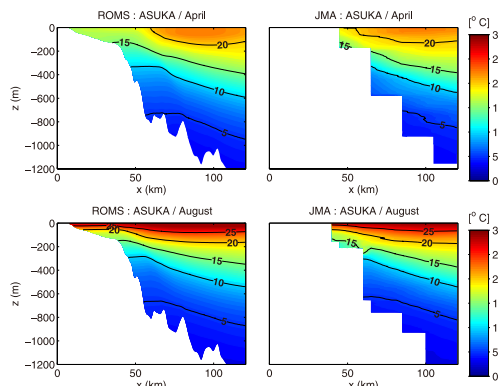


図-2 ASUKA線における上：4月，下：8月の平均水温の鉛直分布．（左：ROMS-L2，右：気象庁観測データ）沖合方向にx軸を取っている．

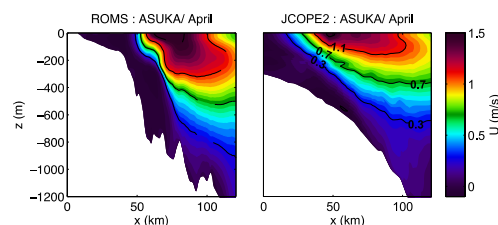


図-4 ASUKA線における法線方向（概ねENE方向）の4月の平均流速分布．黒潮の進行方向を正とした．（左）ROMS-L2，（右）JCOPE2．

能な限り厳密に考慮した大領域・高解像度瀬戸内海モデルが構築される．本研究では，まず，モデル出力と観測データの比較を通じて密度構造や流況などの再現性を確認する．次いで，瀬戸内海と外洋とを繋ぐ豊後，紀伊両水道を通過する流量の季節変動特性，黒潮流路位置などの外洋との相互作用，河川流入を含む瀬戸内海内部の海水収支構造を明らかにすることを主たる目的とする．

2. モデルの概要

黒潮を含む外洋からの海洋シグナルを取り組むために，水平解像度1/12度（約10 km）のJCOPE2データ（1日平均値）を初期条件・最外側境界条件として，ROMSを用いた1-way offline nestingによってROMS-L1（水平解像度2 km）→ROMS-L2（同600 m）へと順次ダウンスケーリングした（図-1）．ROMS-L2領域は東西480 km，南北288 kmであり，これを800 × 480グリッドで解像した．鉛直方向には海表層と海底付近の格子間隔を細かくした40層のs-座標を定義した．海底地形データはJODCのJEGG500（日本沿岸，解像度500 m）をSRTM30（全球，解像度30秒）で補完したものを使用した（最小水深は7 m）．海上風には気象庁GPV-MSMの一時間値を用い，その他の各種海面フラックスにはCOADSによる月平均気候値を用いた．瀬戸内海の流動の高周波成分に寄与する

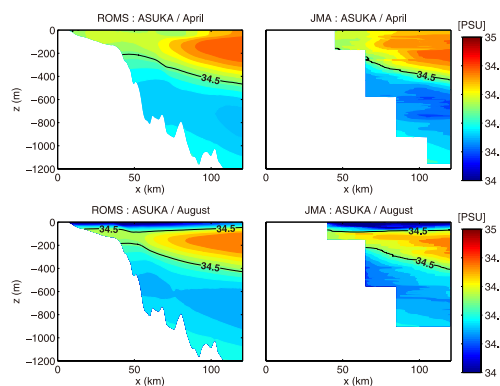


図-3 ASUKA線における上：4月，下：8月の平均塩分の鉛直分布．（左：ROMS-L2，右：気象庁観測データ）

潮汐に関しては，TPX07全球調和定数を用いてROMS-L2の順圧成分境界条件として与えた．また，領域内に河口を有する一級河川（L1：29本，L2：27本）を考慮し，流量は雨量・流量年表データベース（河川協会）から求めた10年間の月平均値を時間的に線形補間して与えた．鉛直方向の乱流モデルには海表面・海底面の両惑星境界層に対するKPPモデルを用いた．L1，L2ともに格子間隔以下の狭隘な関門海峡は閉じ，日本海－瀬戸内海（周防灘）間の海水交換は無視した．

ROMS-L1では2003年から2010年末までの8年間，ROMS-L2では2008年1月1日から2009年12月31日の2年間についての再解析を行った．閉鎖性の強い海域であることを考慮し，L1，L2ともに十分なスピニングアップ期間を取っている．本報では，黒潮影響を考慮した高解像度モデルであるROMS-L2の解析結果について報告するが，ROMS-L1に関しても黒潮流路や密度成層などについて観測データとの良好な一致を確認している．

3. 結果

(1) 黒潮の再現性

土佐湾・足摺岬沖のASUKA線（図-1参照．黒潮の流路にはほぼ直交する定線観測ライン）断面における2009年4月と8月の平均水温・平均塩分の鉛直分布に関して，気象庁観測データとROMS-L2との比較を行った（図-2，3）．水温・塩分の等値線位置や勾配は全体的に良好に一致しており，特に黒潮流路が存在する海洋垂表層（ $z > -400$ m）での再現性が高い．したがって，ROMS-L2は四国沖における黒潮を精度よく再現できていることが確認される．

図-4はROMS-L2，JCOPE2によるASUKA断面における4月の流速法線方向成分（概ねENE方向）の分布である．解像度とモデルの相違に起因して両者の地形がかなり異なっており，それに伴ってROMS-L2ではJCOPE2よりも黒潮主軸を表すピーク流速の岸沖方向幅は小さく，

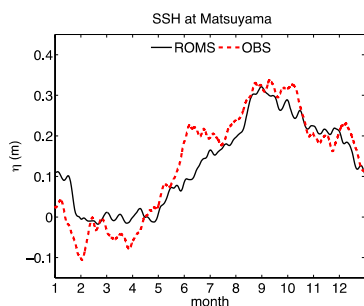


図-5 ROMS-L2および観測による愛媛県松山における水位の長周期成分（15日以下の成分を除去，2009年）。

表-1 松山における水位の調和解析結果。

OBS：観測，MDL：モデル（L2），DIF：MDL－OBS。

Matsuyama	Amplitude (cm)			Phase (°)		
	OBS	MDL	DIF	OBS	MDL	DIF
M_2	97.08	88.66	-8.42	257.72	268.03	10.31
S_2	41.08	38.25	-2.83	297.14	304.65	7.51
K_1	33.79	33.75	-0.04	205.98	210.48	4.5
O_1	26.34	26.29	-0.05	185.25	181.74	-3.51

流路が厚く表現されている。これはL2のみに存在する陸棚（ $x < 40$ km）の地形効果と，ダウンスケールに伴う温度風平衡の改変を通じた流速鉛直勾配の変化によるものと考えられる。これに伴い，ASUKA線（図-1の範囲）通過流量の年平均値はL1：18.5 SvからL2：33.4 Svへ増加し，足摺岬沖黒潮共同観測による推算値：61.3 Svに近づく。ただし，観測値は足摺岬沖から北緯26度までの広範囲にわたる積分値であるため，定量的な一対一の比較はできない。しかしながら，L2の密度構造の再現精度が高いため（図-2，3），準地衡流的に決まる黒潮の流速分布の再現性も高くなるはずである。したがって，高解像度化は沿岸地形の再現性の向上を通じて黒潮流動の再現性の向上に資することが強く推察される。

(2) 瀬戸内海内部の構造

瀬戸内海内部の愛媛県松山におけるROMS-L2と気象庁による水位データに対して周波数フィルタを適用し，潮汐を含む15日以下の変動成分を除去した水位の長周期成分を比較した（図-5）。使用したデータは2009年の一年間に対するものである。両者は概ね一致しており，特に冬春で低水位，夏秋で高水位という季節変動が良好に再現されている。水位長周期成分の年較差は最大で35～40 cm程度であることが分かる。

表-1は松山における水位（ROMS-L2は2時間間隔，気象庁データは1時間値）に対して調和解析を行った結果のうち，半日周，日周成分による主要4分潮の調和定数を示している。ROMS-L2では M_2 ， S_2 振幅が数cm程度過小評価されているなど，振幅や位相に若干の差異は見られるが，L2モデルは瀬戸内海内部の潮位変動を十分な精

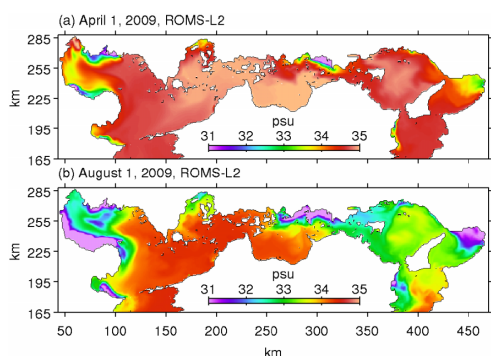


図-6 SSS（海表面塩分）の日平均値の空間分布。（a）2009年4月1日，（b）同8月1日。31 psu以下は同色とした。

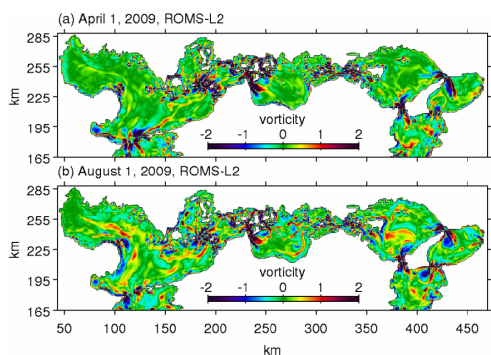


図-7 表層無次元渦度の日平均値の空間分布。（a）2009年4月1日，（b）同8月1日。

度で再現しているものと判断される。

次に，瀬戸内海内部流動の様子を見るために，L2による2009年4月と8月のSSSおよび表層無次元渦度（相対渦度を惑星渦度で正規化）の日平均値を示す（図-6，7）。SSSは，東西の周防灘，備讃瀬戸，大阪湾で低く，中央の安芸灘，燧灘で高い。夏場にピークを迎える河川流入量の影響を受けて8月のSSSは全域的に低下しており，33 psu以下の領域が伊予灘，備後灘，播磨灘まで拡大しているとともに，淀川などの河口フロントがシャープになっている。一方，鳴門，明石，来島といった狭窄な海峡では地形性の非地衡流的な強い正負の渦度が確認される。海峡部以外では，夏期の河川からの浮力供給の影響によって傾圧不安定が助長され，瀬戸内海全体でより強い渦が形成されていることが分かる。また，コリオリ力による遠心力不安定の影響はそれほど強くなく，瀬戸内海全域で渦度の正負の偏りは小さい。これらの無数の強いサブメソスケール渦は，瀬戸内海内部の海水混合に対して重要な役割を果たしていることが予想される。

4. 考察：瀬戸内海と外洋との相互作用

(1) 豊後・紀伊水道における断面内流速分布

以下では，豊後水道・紀伊水道（図-1）における通過

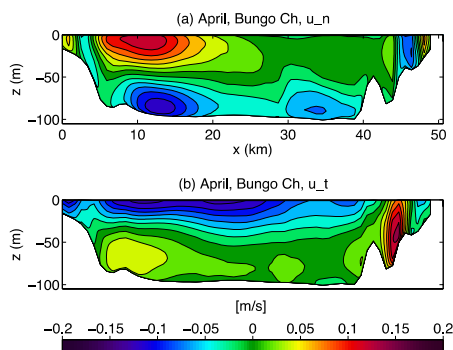


図-8 豊後水道における2009年4月の平均流速分布。(a) 法線成分(北向き正), (b) 接線成分(東向き正). x 軸は豊後水道西岸を原点, 東向きを正とした(図-1).

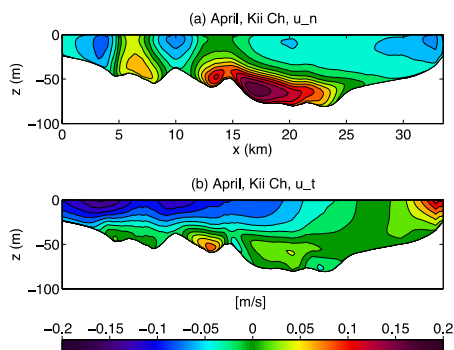


図-9 紀伊水道における2009年4月の平均流速分布。(a) 法線成分(南向き正), (b) 接線成分(東向き正). x 軸は紀伊水道西岸を原点, 東向きを正とした(図-1).

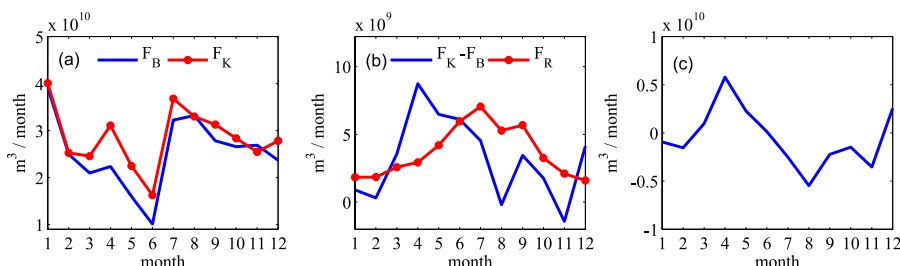


図-10 瀬戸内海における2009年の月平均体積フラックスの経時変化。(a) 紀伊水道からの流出量 F_K と豊後水道からの流入量 F_B , (b) 紀伊水道からの流出と豊後水道からの流入量の差 $F_K - F_B$ (すなわち開境界を通じた瀬戸内海からの総流出量) および一級河川による月平均流入量 F_R , (c) 河川影響を除去した瀬戸内海におけるネットの流出量 F_{net} .

流量を求め, 瀬戸内海と外洋との海水交換機構を評価する. まず, 図-8, 9に例示されるように, 両水道断面における月平均(4月)流速分布は明確な傾圧性を有し, 岸近傍で順圧的な正負の流速が交互に並ぶなど極めて複雑である. 例えば豊後水道での法線成分流速を見ると(図-8(a)), 九州東岸表層で流入, 底層では流出が生じている. 紀伊水道(図-9(a))では表層では横断方向に概ね負(流入)であるが, 領域中央部の底層では強い南下流(流出)が確認される. また, 通過流量となる断面に対する法線成分だけではなく, 接線成分も有意な大きさを持っており, 両水道における流れの主軸は, 断面に対して $\pm 20 \sim 50^\circ$ の角度を持って斜めに向いていることが分かった.

(2) 体積フラックス収支

次に, 瀬戸内海と外洋とを接合する豊後水道, 紀伊水道での通過流量(それぞれ F_B , F_K と表記し, F_B は流入(北上流)が正, F_K は流出(南下流)を正と定義する)と, ROMS-L2で考慮した瀬戸内海へ注ぐ全一級河川からの海域への流入量(F_R とする)の収支を求め, 河川影響を除去した瀬戸内海からのネットの流出量 F_{net} :

$$F_{net} = F_K - F_B - F_R \quad \dots\dots\dots (1)$$

と, 黒潮流路などの外洋影響との相互作用について検討

する. なお, F_B , F_K は各水道断面における流速法線成分を断面積分したものを月平均した体積フラックスである. すなわち, 例えば豊後水道における流入量 F_B は,

$$F_B = \frac{1}{T} \int_t^{t+T} \int_S u_n dS dt \quad \dots\dots\dots (2)$$

となる. ここに, t : 時間, T : 平均をとる対象時間(1ヶ月), u_n : 北向き正の法線流速, S : 断面積である.

紀伊水道からの流入量 F_K と豊後水道からの流出量 F_B はほぼ位相差なしで変動しており, 年間を通じて概ね紀伊水道からの流出量が卓越している(図-10(a)). 両水道からの総流出量 $F_K - F_B$ は年間を通じて概ね正であり, 瀬戸内海から外洋への流出が卓越することが分かる(図-10(b)). 総流出量 $F_K - F_B$ のピークは春(4月)で, 夏(8月)や秋(11月)にはほぼゼロもしくは若干の流入傾向を示している. 一級河川からの月平均流入量 F_R は当然ながら常に正(流入)であるとともに, $F_K - F_B$ と同オーダーとなっており, 瀬戸内海の水収支に対して重要な役割を果たしていることが理解される. しかしながら, $F_K - F_B$ と F_R には若干の位相差があり, $F_K - F_B$ の正のピークが4月(3月~7月)であるのに対し, F_R のピークは7月(6月~9月)である. この位相差の影響を受けて, 式(1)で定義される瀬戸内海からのネットの流出量 F_{net} は年の前半で正(流出), 後半で負(流入)となっており, 流出比

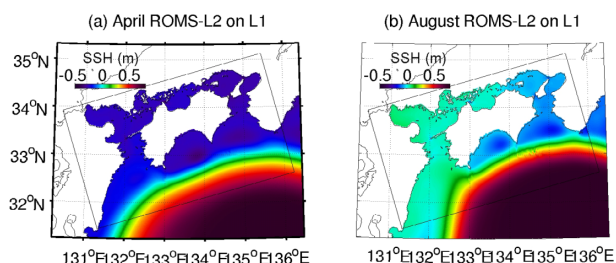


図-11 ROMS-L2による月平均SSH（海面高度）の空間分布。(a) 4月, (b) 8月 (2009年)。

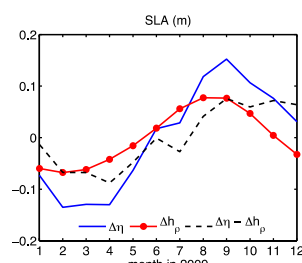


図-12 瀬戸内海全域で平均した水位偏差 (SLA). $\Delta\eta$: 月平均SLA, $\Delta h\rho$: 密度変化によるSLA.

ークは4月, 流入のピークは8月に生じることが分かる. このとき, 各フラックスの2009年一年間の積分値は, $F_K: 3.42 \times 10^{11} \text{ m}^3$, $F_B: 3.04 \times 10^{11} \text{ m}^3$, $F_R: 3.85 \times 10^{10} \text{ m}^3$, F_{net} はほぼゼロであり, 収支が取れていた. なお, 紀伊水道からの流出量と河川流入量 (積分値) の比 F_K / F_R は約8.8 (すなわち外洋影響による通過流量は河川流量の約8.8倍) と見積もられる. したがって, 瀬戸内海内部の流動は, $F_K - F_B$ による豊後水道から紀伊水道方向への平均流で特徴付けられ, 春から夏にかけて最も強く, 秋から冬にかけて弱くなるが (図-10 (b)), 河川流入量との位相差により, ネットの通過流量は4月に流入最大, 夏に流出最大となる (図-10 (c)). この傾向は瀬戸内海内部における水位の長周期変動 (図-5) と概ね整合している.

(3) 通過流量・水位と黒潮流路との関係

2009年前半および後半の流出入傾向の相違 (図-10 (c)) の原因を探るため, 4月と8月の月平均SSH (水位) 分布を比較した (図-11). 8月の黒潮によるSSHフロント位置は, 4月と比べて四国沖では北上し, 九州東岸では東へシフトしている. 特に8月の紀伊水道沖ではSSHフロントが室戸岬と潮岬に接岸しており, 蓋をしたような格好になっている. 低Rossby数の沖合海域ではSSHは黒潮流線の概形を表すことになるが, 黒潮流軸が紀伊水道沖から離岸している4月は紀伊・豊後双方において流出が卓越して瀬戸内海の平均水位が大幅に低下する. 反対に, 黒潮が紀伊水道側に接岸する8月は, 北向きの圧力勾配によって相対的に流出が抑制され, $F_K - F_B$, F_{net} は流入傾向に転じ (図-10), 瀬戸内海の水位も上昇する (図-5) という構図になっているものと考察される.

なお, 領域平均・月平均された水位偏差 (SLA) と密度変化 (熱膨張) によるSLAを比較すると (図-12), その最大年較差は前者が約28.7 cm, 後者が約14.5 cm (日平均値では47.6 cmと15.29 cm) と見積もられる. つまり, 海域の水位変動量の約50～68%が系内外での海水交換と河川流入によるものであった (モデルでは気圧偏差による吸い上げや降雨による質量増加は考慮していない).

6. おわりに

本研究では瀬戸内海および四国沖合海域を対象として, 多段ネステイングを用いた高精度海洋モデルにより, 外洋シグナル・黒潮変動, 内湾の複雑地形を同時に考慮したダウンスケーリング実験を行った. 観測値等との比較を通じてモデルの精度を検証した後, 豊後水道および紀伊水道からの流出入, およびこれまで不明であった両者の収支を河川流入量まで考慮した形で解析し, 瀬戸内海-外洋間の海水交換機構について精緻に検討した. また, 瀬戸内海の長周期水位変動と流出入フラックス変動に相関があることを見出し, 黒潮流路変動との間に密接な関係があることを具体的に示した. フラックス変動は黒潮流軸の室戸岬～潮岬への接岸の度合いに強く依存しており, 接岸時に流入, 離岸時に流出が卓越することが明示された.

謝辞: 本研究は科学研究費基盤研究C (24560622), 近畿建設協会研究助成, クリタ水・環境科学振興財団・国内研究助成の援助を受けた.

参考文献

- 郭 新宇・S.M. Varlamov・宮澤泰正 (2010): 入れ子手法による沿岸海洋モデリング, 沿岸海洋研究, Vol. 46, pp. 113-123.
- 駒井克昭・日比野忠史・大釜達夫 (2008): 黒潮の蛇行・直進が瀬戸内海の流に及ぼす影響, 土木学会論文集B, 64 (3), pp. 165-179.
- 中山哲蔵・八木 宏・藤井良昭・伊藤 靖・三浦 浩・安信秀樹・杉野博之・山田達夫 (2009): 瀬戸内海全域を対象とした流動・低次生産モデルの開発及びマコガレイ幼稚仔分散過程への適用, 土木学会論文集B2 (海岸工学), Vol. B2-65, No.1, pp. 1126-1130.
- Miyazawa, Y., R. Zhang, X. Guo, H. Tamura, D. Ambe, J.-S. Lee, A. Okuno, H. Yoshinari, T. Setou, and K. Komatsu (2009): Water mass variability in the western North Pacific detected in a 15-year eddy resolving ocean reanalysis, J. Oceanogr., Vol. 65, pp. 737-756.
- Shchepetkin, A. F. and J. C. McWilliams (2005): The Regional Oceanic Modeling System: a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model, Ocean Modell., Vol.9, pp. 347-404.