



瀬戸内海周辺海域を対象とした台風通過時の広域海洋熱収支解析

内山, 雄介
西井, 達也

(Citation)

土木学会論文集B3 (海洋開発) , 71(2):I_383-I_388

(Issue Date)

2015

(Resource Type)

journal article

(Version)

Version of Record

(Rights)

©2015 公益社団法人 土木学会

(URL)

<https://hdl.handle.net/20.500.14094/90002948>



瀬戸内海周辺海域を対象とした 台風通過時の広域海洋熱収支解析

内山 雄介¹・西井 達也²

¹ 正会員 神戸大学准教授 大学院工学研究科市民工学専攻
(〒657-8501 兵庫県神戸市灘区六甲台町 1-1)

E-mail: uchiyama@harbor.kobe-u.ac.jp

² 東京海上日動火災保険株式会社 (〒100-8050 東京都千代田区丸の内 1-2-1)

バルク法を組み込んだ ROMS をベースにした 2 段ネスト瀬戸内海高解像度海洋流動モデルを構築し、GPV-MSM および JCOPE2 再解析値を境界条件に用いて、2012 年、2013 年の夏期から秋期にかけて同海域に接近・通過した 5 つの台風による広域水温低下現象について熱収支解析により詳細に検討した。瀬戸内海全体の水温変動に対する豊後水道-紀伊水道間の水平移流熱輸送の影響は小さく、海表面から入射する正味の熱フラックスの影響が卓越していた。顕著な海水冷却を惹起するのは主に潜熱損失であり、台風に伴う海上風が強いとき、盛夏時よりも初秋時に海上気温が海面水温を下回って海上接地境界層が不安定になったとき、乾燥した台風の影響を受けたときに負の潜熱が著しく強化されることなどを明らかにした。

Key Words : typhoons, oceanic response, heat budget analysis, bulk formula, ROMS, downscaling

1. はじめに

気候変動に伴う温暖化により台風の発生頻度変化や規模の大型化が懸念されており¹⁾、それに伴って高潮・高波災害の激甚化が危惧されている。台風下の海洋表層混合層では、運動量・熱フラックス変化を通じて成層構造が大きく変化して表面水温が低下するため、台風へのフィードバック(大気-海洋相互作用)が生じる。したがって、大気-海洋結合モデルを用いて台風時の海洋構造変化やそれに伴う高潮・高波変化について精緻に解析するためには、台風接近・通過時における海洋表層の応答や熱収支に対する理解を深化させておく必要がある。台風は数 100 km の直径を持つ反時計回りの大気の渦であるため、台風通過に伴う暴風時の海洋構造変化を究明する上では、鉛直混合強化による局所的な影響だけでなく、メソスケールの海洋応答や、海洋熱収支の広域的変動に関して検討することが必要となる。海洋での熱収支を考える上で重要な要素は、1) 海面を通じての大気との熱交換、2) 移流による水平方向熱輸送の2つに大別される。前者の代表例は強風に伴う海面冷却であり、後者は、例えば、黒潮系水塊など海流の移流や渦拡散に伴う波及作用による水平熱輸送などが挙げられる。

本研究では、大阪湾や広島湾などを内包し、沿岸域に

人口や資産が高度に集積した瀬戸内海周辺海域(図-1)を対象海域として、台風通過時における広域海洋構造変化について、主に熱収支解析を用いて定量的に評価する。瀬戸内海は紀伊水道、豊後水道という東西2つの狭隘な水道を結ぶ長い水路とみなすことができるが、その内部構造は決して単調ではなく、多数の海峡、湾、灘によって構成され、さらには約3,000の島嶼群が存在するため、極めて複雑な海岸線を有し、特徴的な海岸海底地形条件下にある。また、瀬戸内海は両水道を介して太平洋と接続されており、外洋からの黒潮の流入が内部の流動構造に多大な影響を与えている(例えば、内山ら²⁾)。本海域においては、2012年には9月中旬から10月初旬にかけて3つの台風(16号、17号、18号)が、2013年には9月に2つの台風(17号、18号)が接近あるいは上陸し(図-1)、瀬戸内海及び紀伊水道沿岸域において顕著な水温低下などの海洋構造変化をもたらしたことが明らかになっている(内山ら³⁾;以下、前報と呼称する)。前報では2012年における3個の台風通過時を対象とした3次元海洋再解析を行い、海表面水温(SST)のモデル出力に対してEOF解析を行なった。その結果、海上気温の低下に伴う季節成層の発達による長期的な線形トレンドによるSST低下がモード1に出現し、台風を含む短期的なイベント(強風によるエクマン輸送に伴う沿岸湧昇の発生と

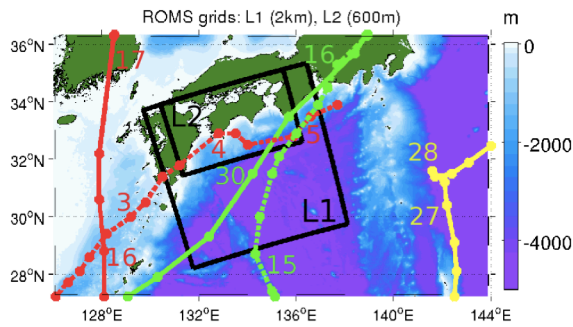


図-1 本研究の解析領域。黒枠：ROMS-L1 および L2 領域，カラー：水深分布。2012 年（実線）9 月に発生した台風 16 号（赤），17 号（緑），18 号（黄），2013 年（点線）9 月に発生した台風 17 号（赤），18 号（緑）のベストトラック。数字は各地点通過時の日付（9 月）。

瀬戸内海内部への時計回りの伝播，四国沖における黒潮流路変動に伴う冷水コアを持つ中規模渦の発生と波及などはモード 2 以降に出現することを示した。しかしながら，水温低下のメカニズムなどに関する詳細な考察は十分に行われていなかった。

そこでここでは，気象庁 GPV-MSM 再解析データを海表面境界条件に用いた 2 段ネスティングによるダウンスケーリング海洋モデルを構築し，2012，2013 年の夏期から秋期を主な対象期間とした瀬戸内海周辺海域における高解像度数値実験を実施し，台風通過に伴う海洋構造変化，特に広域的な SST 低下イベントに対する熱収支解析を行う。本研究では，前報で開発した瀬戸内海モデルをベースに海表面熱フラックス評価に関するバルク式を組み込み，海上気象変化に伴う海面熱収支を精緻に解析できる枠組みを新たに開発する。観測データとの比較を通じてモデルの再現性を確認したのち，2012 年の 3 つの台風，2013 年の 2 つの台風に伴う広域 SST 変化の状況について紹介する。次いで，台風通過に伴う SST 低下時の広域海洋熱収支変化に関する解析および考察を行う。なお，紙面の都合上割愛するが，2013 年の台風通過時の SST 変化に対しても前報と同様に EOF 解析を行い，モード分解の結果およびそれらに対応する力学モードは 2012 年の台風時と概ね同様の傾向であることを確認している。

2. ダウンスケーリング瀬戸内海流動モデル

3 次元変分データ同化を組み込んだ日本近海の海況再解析データ JCOPE2 (Miyazawa ら⁴⁾；水平解像度 1/12°) を最沖側境界条件および初期条件として与え，領域海洋循環モデル ROMS を用いた 2 段階の 1-way offline ネスティングにより，水平空間解像度を 2 km (ROMS-L1) から 600 m (ROMS-L2) へと細密化させた瀬戸内海ダウンスケーリング海洋モデルを構築した (図-1)。本モデルにより，黒潮などの外洋影響を考慮しつつ，瀬戸内海内

部の複雑地形などに伴う内因的な海洋変動を同時に評価することが可能となる。本モデルのプロトタイプおよび派生バージョンは，黒潮-瀬戸内海流動相互作用²⁾，瀬戸内海全域に対する生態系ネットワーク構造解析⁵⁾，紀伊半島田辺湾における海水交換メカニズムの解析⁶⁾，大阪湾・播磨灘における下水処理水分散解析⁷⁾などに広く用いられ，いずれも成功を収めている。本研究で用いる ROMS-L1, L2 モデルは前報³⁾の瀬戸内海全域モデルに対して新たにバルク法による海面熱収支のオンライン計算モジュール（前報では海面熱フラックス・放射フラックスとして COADS による月平均気候値を使用した）を組み込み，計算期間を延長したものである。

以上のように構築したダウンスケーリング瀬戸内海流動モデルのうち，本研究では水平解像度 600 m の ROMS-L2 モデル出力を用いた解析結果について述べる。ROMS-L2 領域は，東西 480 km × 南北 288 km（格子数は 800 × 480 × 鉛直 32 層）である (図-1)。海上風，気温，相対湿度に気象庁 GPV-MSM の 1 時間ごとの再解析値および ROMS による SST 計算値を用いて，COAMPS 型のバルク式⁸⁾により海面熱フラックス（顕熱および潜熱）と海面風応力を逐次評価し，海洋流動計算にフィードバックさせる。大気からの長波放射量は，GPV-MSM による雲量データから近藤の方法⁹⁾を用いて推定する。全日射量については，事前検討により MSM 再解析値が実測値よりも過小となって SST の再現性を損なうことが判明したため，領域内に存在する気象庁観測値（1 時間ごと）を空間的に内挿して与えることとした。オンライン熱収支計算と整合させるために，前報³⁾などの海洋再解析で一般的に用いられる SST 気候値への緩和は実施しない。ただし，海表面塩分 (SSS) については COADS 気候値へ緩和させ，長期計算に伴う塩分ドリフトを排除する。領域内に流入する一級河川 (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 年間の月平均気候値を与える。また，TPX07.2 再解析による主要 10 分潮の調和定数を用いて L2 境界において順圧潮汐を考慮する。海表面淡水フラックスは，GPV-MSM による降雨量再解析値と，バルク法による潜熱フラックス計算値の差として与える。海底地形には JODC による JEGG500 データ (水平解像度 500 m) を SRTM30 データ (同約 30 秒) で補完したものを使用する。鉛直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，波浪の影響は考慮しない。ROMS-L1 モデルは 2007 年，L2 モデルは 2008 年から計算を開始し，それぞれ十分なスピニングアップ期間を設定している。本研究の主な解析対象期間は台風の接近時を含む 2012，2013 年の夏期から秋期である。

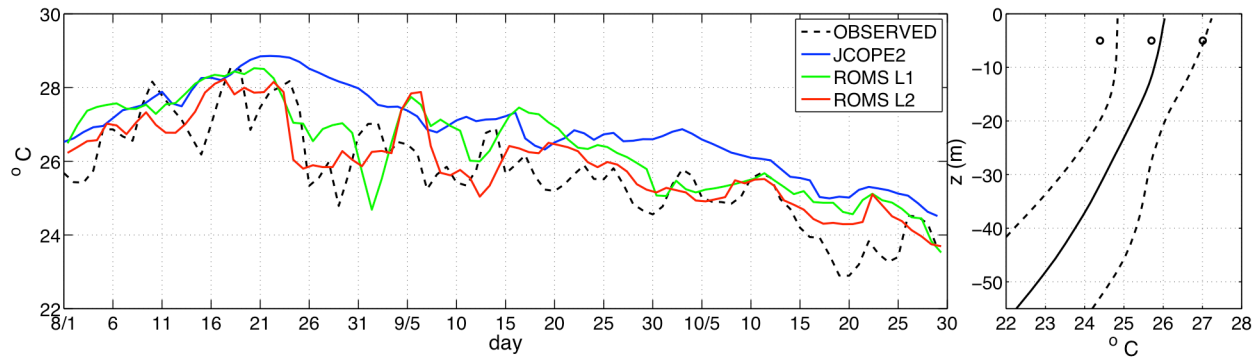


図-2 紀伊半島先端（和歌山県串本）における 2013/8/1~10/29 の（左）水深 5m 水温の時系列（実線：計算値，破線：観測値），（右）平均水温（実線）と平均水温±標準偏差（破線）の鉛直分布（線：ROMS-L2 計算値，○：観測値）。

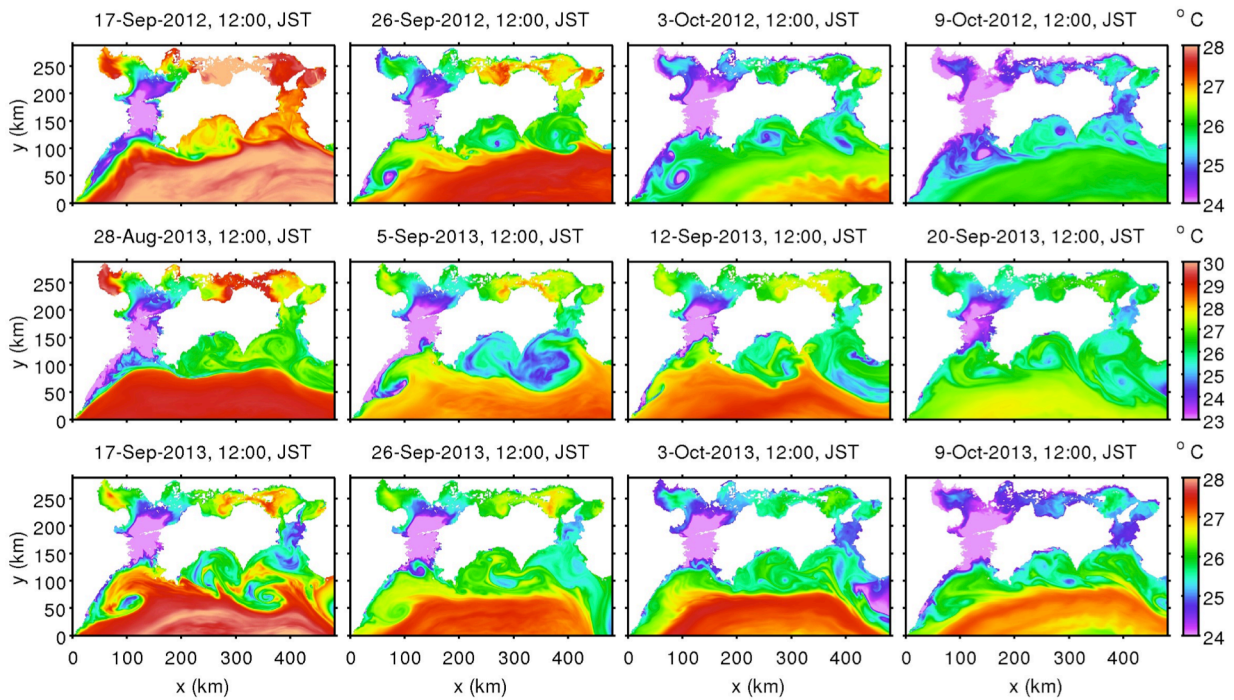


図-3 ROMS-L2 による海表面水温 SST の瞬間像. 左上から, 2012/9/17, 9/26, 10/3, 10/9, 左中央から 2013/8/28, 9/5, 9/12, 9/20, 左下から 2013/9/17, 9/26, 10/3, 10/9 における正午 (JST) の値を表示している。

3. 計算結果

(1) モデルの再現性

ダウンスケーリング瀬戸内海モデルによる再解析結果については、内山ら²⁾や前報³⁾によって観測データ等との比較を通じて良好な再現性を有することが確認されている。本研究における結果の一例として、和歌山県串本における水温観測値（水産総合研究センターによる）と、バルク法を組み込んだ ROMS-L1, L2 モデルおよび JCOPE2 再解析値とを比較した結果を見ると（図-2）, L1, L2 モデルは 9 月以降の長期的な水温低下傾向を概ね再現できていることが分かる（図-2, 左）。また、データ同化を施していないが高解像度である ROMS の方が、データ同化を組み込んだ低解像度の JCOPE2 再解析値よりも

計算期間を通して水温の再現性が高いことが確認できる。さらに、期間内の水温の平均値、標準偏差の鉛直分布（図-2, 右）からも、観測値が存在する表層での値が概ね一致していることが確認される。

(2) 瀬戸内海における水温低下

2012 年 9 月に日本近海を通過した 3 個の台風と 2013 年 9 月に日本近海を通過した 2 個の台風の経路（ベストトラック）は図-1 の通りである。瀬戸内海領域における海上風速のピーク（絶対値の最大値）は、2012 年は 9/16, 25, 30 に、2013 年は 9/4, 15 に出現していた（図は割愛）。2012 年に台風 16 号が九州西岸を通過した 9/16 以降には黒潮流路を含む瀬戸内海全域で長期的な SST 低下が発生した（図-3, 上）。2013 年は 8 月末から SST が低下し、9/5 に台風 17 号通過に伴って一時的ではあるが急激な

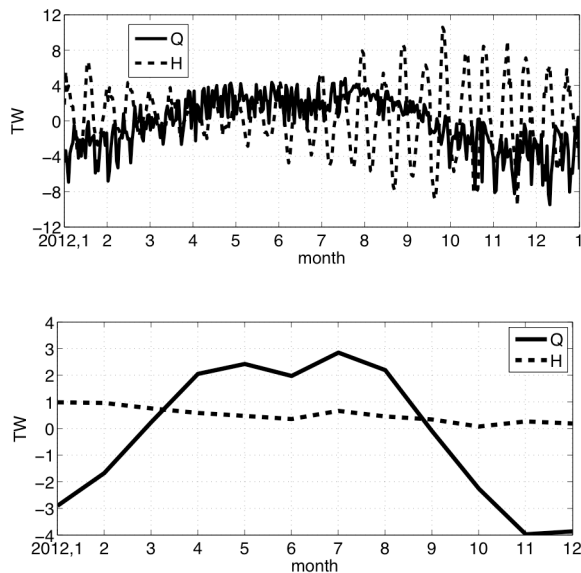


図-4 2012 年の瀬戸内海領域における海面熱フラックス Q と、移流による熱輸送量 H の時系列. 日平均値 (上) と月平均値 (下). 評価方法の詳細は本文を参照.

SST 低下イベントが発生している (図-3, 中央). このような長期的な SST 低下は, 夏から秋にかけての気温低下に伴う季節成層の発達に伴う鉛直混合の影響を最も強く受けており, 台風の影響としては, 九州東岸から瀬戸内海北岸にかけての南北風によるエクマン輸送に伴う沿岸湧昇と, 土佐湾および紀伊水道で発達する反時計回りのメソスケール渦による湧昇に伴う SST 低下が重畳したものである (前報³⁾ 参照). 2013 年は 2012 年の台風接近時の状況と比較して, 九州東岸および黒潮流路上での SST 低下が緩やかであること, 2012 年に見られる土佐湾からの冷水渦の東向き輸送と, 紀伊半島沿岸域における冷水渦の停滞現象がそれほど顕著ではないことが分かった (例えば, 図-3 上と下を参照). これは, 2012 年と比べて 2013 年は 9 月中旬から 10 月初旬にかけての領域空間平均風が弱かったことと, 8 月から 10 月にかけて黒潮流路の離岸状態が継続した (気象庁報告) ことが原因であると考えられる. 反対に 2012 年は黒潮の接岸傾向が維持され, 紀伊水道から外洋への流出が抑制されたため²⁾, 冷水渦が紀伊半島沿岸域に停滞しやすい構造が形成されたことがこの差異を生み出したものと解釈される.

4. 海洋熱収支解析

(1) 海面熱フラックス vs. 移流熱フラックス

前章で示した, 夏から秋にかけての SST 季節変化と台風通過に伴う SST 低下時の海洋熱収支変化について検討する. 海水温度変化は, 海表面を通じて流入する正味の海面熱フラックス Q および移流による水平熱輸送量 (移流熱フラックス) H の影響を受けて生じる.

$$Q = SW + LW + SE + LA$$

SW : 短波放射量, LW : 長波放射量 (いずれも下向き放射から上向き放射を差し引いたもの), SE : 顕熱フラックス, LA : 潜熱フラックスであり, 下向きを正とする.

$$H = \int \int \rho C_p T v dx dz$$

ρ : 海水の密度, C_p : 海水の比熱, T : 水温, v : 検査面 (ここでは x - z 断面) に直交する流速成分である.

まず, 瀬戸内海全体の熱収支に対する海面熱フラックスと移流熱フラックスの寄与を定量的に比較するために, 2012 年の瀬戸内海領域 (豊後水道と紀伊水道で囲まれた内海域) において海表面積分された Q と, 豊後水道からの流入水平熱輸送量 (北向き正) から紀伊水道からの流出水平熱輸送量 (南向き正) を差し引いた H を求めた (図-4). 両者の日平均値を見ると, 特に秋から冬にかけて移流熱フラックスは潮汐の朔望周期で大きく変動しており, 短期的な水温変動に対して有意な影響を及ぼしていることが分かる. しかしながら, 移流熱フラックスは台風通過時においても概ね規則的に変動していること, 月平均値変動を見ると (図-4 下) ほとんど季節変動していないことから, 瀬戸内海では台風通過イベントを含む長期的な水温変動に対する移流フラックスの影響は限定的であり, 海面熱フラックスの影響が相対的に大きいことが分かる. そこで以下では, SST 低下時における海面熱フラックス変化の原因について検討する.

(2) 海面熱収支

L2 領域における 2012, 2013 年夏期の海面熱収支を見ると (図-5), 長波放射量 LW , 顕熱フラックス SE には顕著な長期変化傾向は見られないが, 短波放射量 SW は夏から秋への季節変化にともない緩やかに減少し, 潜熱フラックス LA は 9 月中旬以降に負の方向に増大 (すなわち蒸発の強化) しており, 短波放射と潜熱が正味の海面熱フラックス Q の変動に対して支配的な影響を及ぼしていることが分かる. 2012 年 9 月中旬からは Q が負に転じて海面から熱が奪われるため, SST 低下を強化する海洋構造が形成されていたものと解釈される (前報³⁾ の EOF モード 1 に対応). 2013 年は, 8 月下旬から 9 月上旬にかけて生じた西日本を中心とする継続的な大雨による短波放射量の減少に伴い, Q が 8 月末から 9 月初旬にかけて短期的に負の値となっているが, 顕著な海面冷却は 2012 年と同様に 9 月中旬以降に生じている.

次に, Q の変動を支配する潜熱フラックスの変動要因について検討する. 潜熱フラックス LA は次式で定義されており, LA の各構成要素の寄与について評価する.

$$LA = \rho_a L C V (q_s - q_a)$$

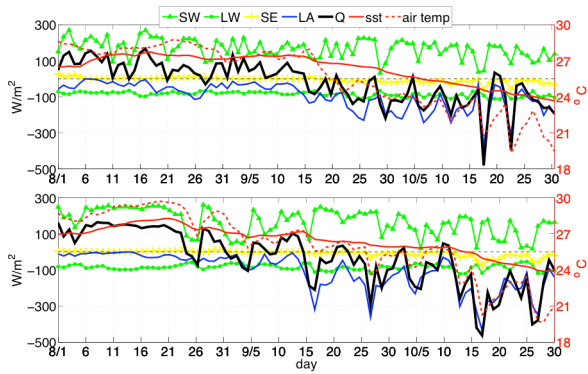


図-5 2012 年 (上) と 2013 年 (下) 夏の ROMS-L2 領域における各海面熱フラックス (短波放射 SW, 長波放射量 LW, 顕熱フラックス SE, 潜熱フラックス LA, 海面での正味の熱フラックス Q), SST, 気温の空間平均値 (日平均). 黒色破線はゼロ値を表す.

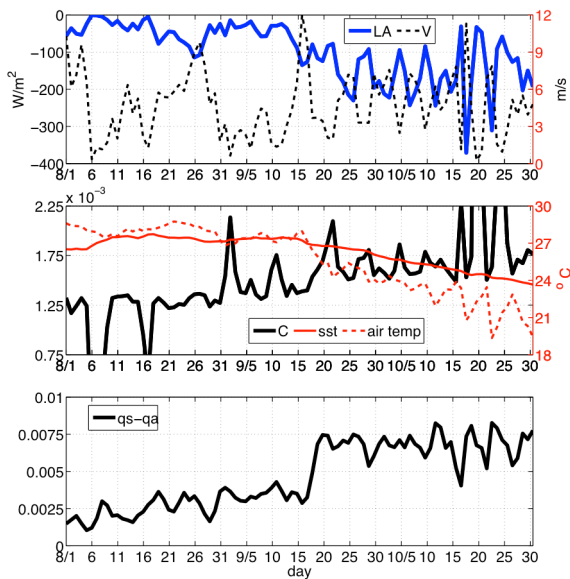


図-6 2012 年夏の ROMS-L2 領域で平均された, (上) 潜熱フラックス LA と風速絶対値 V , (中央) 潜熱のバルク係数 C , SST, 海上気温, (下) 比湿差 $q_s - q_a$. いずれも日平均値.

ここに, ρ_a : 大気密度, L : 蒸発の潜熱, C : バルク係数, V : 絶対風速, q_s : 海面比湿, q_a : 大気比湿である. まず, 潜熱と絶対風速との関係を見ると (図-6, 上), 9月中旬以降では強風時に負の潜熱が著しく強化されているが, それ以前では, 強風時であっても潜熱はそれほど強化されないことが分かる. このとき, バルク係数 C も 9月中旬頃から徐々に増加しており, 潜熱変化に及ぼす風速の寄与は C の影響を受けている (図-6, 中央). C は海上接地境界層の安定度に応じて定義されており, SST と気温との差に比例し, 風速の自乗に反比例する. 安定度は, $SST \leq$ 気温のとき安定状態, $SST >$ 気温のとき不安定状態と定義され, それぞれの場合に算出される C は, 安定時に小さく, 不安定時に大きな値となる^{8,9)}. また, 海面比

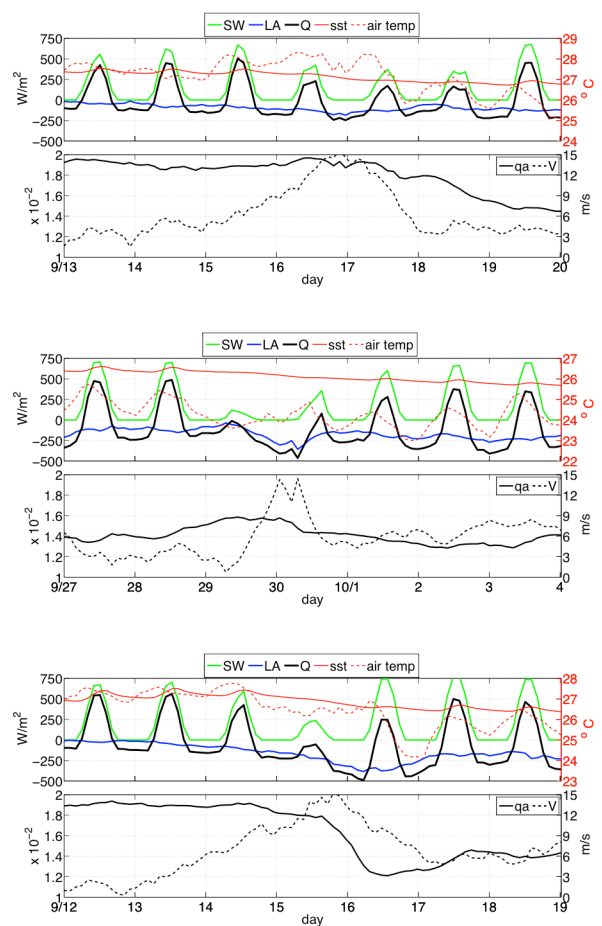


図-7 ROMS-L2 における各海面熱フラックス (短波放射 SW, 潜熱フラックス LA , 海面での正味の熱フラックス Q), SST, 海上気温, 大気の比湿, 風速絶対値の空間平均値 (2 時間平均). (上) 2012 年台風 16 号通過時, (中央) 2012 年台風 17 号通過時, (下) 2013 年台風 18 号通過時.

湿 q_s と大気比湿 q_a の差を見てみると, 9月中旬以降に q_a が顕著に減少することで $q_s - q_a$ が増大し, 潜熱強化を助長していることが分かる (図-6, 下). ここでの q_a の減少は, 気温低下に伴う大気の水蒸気圧低下 (飽和混合比の減少) によるものである. なお, 蒸発の潜熱 L (SST に依存) に関しては, 潜熱強化に有意な影響を及ぼさないことを確認している. すなわち, 1) 気温が SST を下回った海上接地境界層の不安定状態と, 2) 気温低下に伴う大気の比湿減少が生じたときに, 強風によって潜熱フラックスが強化されることが明らかになった.

(3) 各台風最接近時における負の潜熱強化の原因

続いて, 台風最接近時における海面熱収支について検討する (図-7). 2012 年 17 号通過時 (図-7, 中央) は, 日射量低下に伴う短波放射 SW の減少と, 強風による潜熱 LA の強化が相まって海面熱フラックス Q が -500 W/m^2 程度まで減少し, 顕著な海面冷却が生じている. 一方, 2012 年 16 号接近時は, 気温 $>$ SST の安定状態であるた

め潜熱強化は強くなく、風速ピーク時でも Q は -150W/m^2 程度にとどまる(図-7, 上)。また、図には示さないが、2013年17号は勢力が弱く、最接近時の風速が小さかったため、台風通過時の海面冷却は弱かった。2013年18号通過時は2012年17号の場合と同様に、最接近時に顕著な海面冷却が生じるが、2012年17号のケースとは異なり、台風通過直後にも潜熱が強化されている(図-7, 下)。これは、2013年18号台風の特徴であった乾燥した大気の流れに伴い、急激な大気の比湿減少が発生して蒸発が促進されたことにより、通過直後にも潜熱が強化されたものと解釈される。乾燥大気が卓越した原因は台風経路の差異によるものと考えられるが、その詳細な機構については本論文の目的を超えるので、気象学分野の研究進展が望まれる。また、台風通過後半日～1日程度で Q は元の状態に戻るため、台風最接近時における領域平均SSTには顕著な変動は確認できなかったものの、海面での熱収支が一時的に大きく改変され、それぞれの台風で異なる熱収支構造変化が生じていることが分かった。

5. おわりに

気象庁GPV-MSM再解析値と、バルク式を組み込んだ高解像度海洋モデルにより、瀬戸内海周辺海域における台風通過に伴うSST低下時の海洋熱収支変化に関する解析を行った。瀬戸内海における水温変動に対する水平移流熱輸送量の寄与は小さく、正味の海面熱フラックスが支配的な役割を果たしていた。2012, 2013年ともに、9月中旬以降に気温低下に伴う海上接地境界層内の不安定成層化と大気の比湿減少によって正味の海面熱フラックスが負となり、広域的なSST低下で特徴付けられるメソスケールの海洋応答が生じていた。台風接近時の正味の海面熱フラックス変化は、強風と台風通過後の比湿減少に伴う潜熱フラックス強化、日射量低下に伴う短波放射

量減少によって特徴付けられた。

謝辞：本研究は、科研費基盤研究C(24560622, 代表者：内山雄介)、および京都大学防災研究所・一般共同研究(24G-05, 26G-05, 代表者：内山雄介)の補助を受けた。

参考文献

- 1) Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC): *Fifth Assessment Report*, <https://www.ipcc.ch/report/ar5/>, 2014.
- 2) 内山雄介・栗山貴生・宮澤泰正：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、土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 68, No. 2, pp. I_441-I_445, 2012.
- 3) 内山雄介・西井達也・森 信人・馬場康之：紀伊半島沿岸域における台風通過に伴う海水温低下と海洋構造変化について、土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 69, No. 2, pp. I_481-I_485, 2013.
- 4) Miyazawa, Y. and Coauthors: Water mass variability in the western North Pacific detected in a 15-year eddy resolving ocean reanalysis. *J. Oceanogr.*, Vol. 65, 737-756, 2009.
- 5) 内山雄介・小碓大地・西井達也・御手洗哲司：コネクティブティを用いた瀬戸内海全域における海洋生態系ネットワーク構造の解析, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 70, No. 2, pp. I_1076-I_1080, 2014.
- 6) 内山雄介・松川大佑・神吉亮佑・馬場康之・森 信人・水谷英朗・渡部靖憲・大塚淳一・山田朋人・猿渡亜由未・二宮順一：紀伊半島田辺湾湾口部における海水交換特性に関する研究, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 70, No. 2, pp. I_446-I_450, 2014.
- 7) 内山雄介・神吉亮佑・中山昭彦：高解像度海洋モデルによる大阪湾・播磨灘における処理水分散シミュレーション, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 69, No. 2, I_1056-I_1060, 2013.
- 8) Hodur, R. M.: The Naval Research Laboratory's Coupled Ocean/Atmosphere Mesoscale Prediction System (COAMPS), *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 125, pp. 1414-1430, 1997.
- 9) 近藤純正：水環境の気象学-地上面の水収支・熱収支-, 348 pp., 朝倉書店, 1994.

A MESOSCALE HEAT BUDGET ANALYSIS DURING TYPHOON PASSAGES AROUND THE SETO INLAND SEA, JAPAN

Yusuke UCHIYAMA and Tatsuya NISHII

We investigate with a detailed downscaling oceanic model on impacts of typhoon passages on upper-ocean cooling in and around the Seto Inland Sea, the largest semi-enclosed estuary in Japan. A sea surface heat budget analysis is conducted using the heat balance equation based on the outcomes of the innermost ROMS-L2 model results. After the mid September, the net heat flux at surface becomes negative to induce prominent surface cooling and cold-water formation in the upper ocean. The surface heat flux varying with the typhoons are characterized by decrease of short wave (solar) radiation and negative latent heat flux enhanced by strong surface wind stress and unstable condition of the lower atmospheric boundary layer during the typhoon passages. The latent heat flux is also strengthened by abrupt decrease of the near-surface atmospheric specific humidity after the typhoon passages.