

台風 0416 号に伴う瀬戸内海における広域高潮に関する数値実験

* 吉野 純・村上 智一・林 雅典・安田 孝志 (岐阜大・工)・大澤 輝夫 (神戸大・海事科学)

1. はじめに

昨年 2004 年 8 月下旬に日本列島を横断した台風 0416 号 (TY. CHABA) による高潮で、高松 (香川県) や釧路 (北海道) など全国 9 地点で過去最高の潮位を記録した。最も大きな被害にあった高松では、気圧低下による海面吸い上げ効果・強風による海水の吹き寄せ効果の他に、夏の大潮・猛暑による海水温の上昇・黒潮の蛇行・台風の進路・満潮などの効果が重なって最高潮位が予測された。しかし、実際には予測を大きく超えた高潮被害に見舞われた。瀬戸内海は外洋と繋がる開口部が 3 カ所 (紀伊水道、豊後水道、開門海峡) 存在するために、海水流入プロセスはその他の湾と比較してはるかに複雑であり、今回の高松での高潮発生メカニズムについても十分に理解されているとはいえない。

そこで本研究では、村上ら (2005) により開発された大気-海洋-波浪結合モデルを用いて 2004 年 8 月下旬に瀬戸内海沿岸に高潮の被害をもたらした台風 0416 号の再現実験を行い、各種の感度実験を行うことで、高潮災害の発生メカニズムの解明を試みた。

2. 使用したモデルについて

本研究で使用した大気-海洋-波浪結合モデルは、大気モデルに MM5 (Dudhia, 1993; 水平格子間隔 3km)、海洋モデルに CCM (村上ら, 2004; 水平格子間隔 3km)、波浪モデルに SWAN (Booij et al., 1996; 水平格子間隔 3km) を採用している (詳細は、村上ら (2005) を参照)。この結合モデルを用いて、台風 0416 号により大きな被害を受けた瀬戸内海を取り囲む計算領域を設定して、2004 年 8 月 28 日 00 時から 31 日 00 時 Z までの 3 日間の高潮シミュレーションを行った。この時、大気モデルの初期・境界・同化条件には、NCEP 全球客観解析データ ($1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 格子) に台風ボーガスを加えたものを、海洋モデルの初期・境界条件には、JCOPE 海洋領域客観解析データ ($10\text{km} \times 10\text{km}$ 格子)、及び、海洋潮汐モデル NAO (Matsumoto et al., 2000) を使用した。

本研究では、『CASE1: 結合モデルを使用した (メソスケール気象モデル MM5 を入力値とする) 計算』、『CASE2: 従来型のパラメトリックな経験的台風モデル (光田・藤井, 1997) を入力値とする計算』の 2 種類の計算を行うことで、精度の高い気象場を海洋モデルの入力値とすることの意義について検討した。CASE1 の台風ボーガスや、CASE2 の経験的台風モデルの設定に必要な各種パラメータ値には気象庁ベストトラックデータを与えた。

3. 結果と考察

図-1 は、高松における潮位の観測値と計算値の時系列を示す。高松では、30 日 14 時 Z に 124cm の潮位偏差 (実測潮位と天文潮位の差) が観測された。CASE1 の結果を見ると、高潮発生期間にわたって、量的に殆ど一致した時間発展を示し、大気-海洋-波浪結合モデルの計算精度の高さを実証している。この大きな潮位偏差は、台風 0416 号の通過に伴う気圧低下による吸い上げ効果に加えて、強風による吹き寄せ効果によって生じたものである。別の感度実験の結果 (図省略) によると、強風による吹き寄せの効果の方がより重要であることが示されている。一方で、CASE2 では 30 日 14 時 Z の潮位が 64cm の過小評価であり、吸い上げ、及び、吹き寄せ効果を半分程度しか再現できていないことが分かる。

図-2 は、高潮発生直前の 30 日 11 時 Z における両ケースの気圧・風速分布を示す。CASE2 では、円形の等圧線およびそれに沿ったほぼ一様な風速分布となっている。一方で、CASE1 では、非軸対称的な台風構造に加えて複雑な地形や土地利用状態の効果、周囲の高低気圧擾乱や雲の 3 次元構造まで考慮されているため、それに伴った複雑な気圧・風速分布となっている。一見、どちらもほぼ同じような分布に見受けられるが、紀伊水道上における南風が、CASE2 に比べて CASE1 の方が 5m/s 以上強くなっている。この風速差が、瀬戸内海に流入する海水量に差をもたらし、結果として、図-1 に示した高松の潮位変動の再現性にまで影響したものと推察される。

実際に、同時刻の CASE1 の表層流速 (図-3) を見ると、台風中心から比較的距離のある紀伊水道にて大量の海水が流入していることが分かる。この顕著な海水流入は、台風と太平洋高気圧との間に生じる強い気圧傾度や、台風縁辺部で発達するアウターレーンバンド (外側降雨帯) に伴う局所的な強風に起因していた。また、この数時間前には豊後水道においても強い南寄りの流速分布となっていた。つまり、豊後水道と紀伊水道の両方から大量の海水が流入し、瀬戸内海中央部で東西の流れの収束が生じることで、広域にわたって予想以上の潮位となったものと考察できる。

一方、CASE2 においては、紀伊水道における強い海水流入は生じず (図省略)、その結果、瀬戸内海における流れの収束が CASE1 よりも弱まり、潮位の過小評価へと結びついた。以上の結果から、精度の高い高潮シミュレーションのためには、壁雲付近の気圧傾度・強風の再現性のみならず、台風から比較的離れた場所で発達するレーンバンドに伴う強風をも考慮しなくてはならないと結論づけられる。

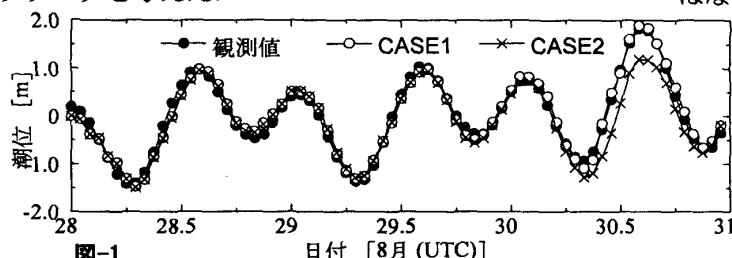


図 1: 高松における潮位偏差の観測値と計算値の時系列。CASE1: 大気-海洋-波浪結合モデルによる計算。CASE2: 2 次元台風-海洋-波浪結合モデルによる計算。図 2: CASE1 (2a) と CASE2 (2b) の海面気圧 (実線) と地表風速 (ベクトル) の分布 (30 日 11 時 Z)。図 3: CASE1 における表層流速 (ベクトル) と潮位 (実線) の分布 (30 日 11 時 Z)。

