対馬海峡の水位変動に及ぼす 台風の影響について*

洪 鉄勲[†] 尹 宗煥[‡]

The Effect of Typhoon on the Coastal Sea Level Variations in the Tsushima Straits

Hong, Chol-Hoon** and Yoon, Jong-Hwan^{††}

Abstract

The effect of typhoon on the sea level variations at three tidal stations in Pusan, Izuhara, and Hakata in the Tsushima /Korea Strait is studied by using hourly sea level data and numerical experiments. The characteristic features of the sea level variations at these three tidal stations are found to be: (1) the existence of the time-lag between the maximum sea levels at these stations (2) the persistence of the high sea level at Pusan for about a week even after the passage of the typhoon and (3) the occurrence of oscillations with a period of about 2.5 days after the passage of the typhoon. The results of the numerical shallow water experiments with the high resolution ($\frac{1}{12}^\circ \times \frac{1}{12}^\circ$) explain well the observed features of the sea level variations at three stations above. The time-lags between the maximum sea levels are caused by the different response of the sea levels at each station to the typhoon. In Pusan and Izuhara, the sea level responds isostatically to the atmospheric pressure as the typhoon approaches to these stations, while in Hakata, there develops the southwestward coastal flow which is driven by the southwestward wind accompanied by the typhoon and cancels the increase of the sea level due to the isostatic response to the atmospheric pressure by the typhoon. The high sea level at Pusan after the passage of the typhoon may be maintained by the southwestward coastal current along the south Korean coast which is driven by the large scale cyclonic eddy formed in the Japan Sea by the typhoon, although the duration in the model is shorter than the observed one. The oscillation of about 2.5 days period after the passage of the typhoon seems to be a basin scale oscillations due to the propagation of Kelvin wave generated by the typhoon.

1. はじめに

毎年数多くの台風が日本南方の熱帯海域で発生した後、西ないし西北西に移動し、中国東海、黄海、日本海さらには太平洋沿岸域を含む北太平洋西部海域の海況に多大な影響を及ぼす。Fig. 1 は 1977 年～1986 年の 10 年間の対馬海峡付近における厳原 (IZ)・釜山 (PS) 間及び博多 (HK)・厳原 (Fig. 2 参照) 間の気圧補正を施した日平均水位差を 5 日間移動平均した時系列を示す。

まず厳原・釜山間 (西水道; IZ-PS) の水位差の変動を

* 1991 年 2 月 15 日受領 ; 1991 年 8 月 3 日受理

[†] 統営水産専門大学, 大韓民国忠武市仁平洞 445

[‡] 九州大学応用力学研究所, 〒 816 福岡県春日市

** Tong-Yeoung National Fisheries Technical College ;
Chungmu, Korea

^{††} Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University;
6-1, Kasugakoen, Kasuga city, Fukuoka, 816 Japan

Fig. 1. Five-day running means of adjusted daily mean sea level differences between Izuhara and Pusan (hereafter IZ-PS) and between Hakata and Izuhara (hereafter HK-IZ) during 1977 to 1986. The arrows indicate the remarkable drop of the sea level differences in IZ-PS.

見ると、冬に減って夏に増加する1年周期成分が顕著に現われていることがわかる。これに対して博多・厳原間(東水道; HK-IZ)では、1年より短い周期の成分が主として現われ、明瞭な季節変動は認められない。ここで注目されるのは、西水道で7月から9月にかけて水位差が数日の間に急激に減少する現象がほとんど毎年起きることである(図中矢印参照)。Yi(1974)は1962年~1966年の厳原、釜山間の日平均水位差を求めて西水道での流れの変動を調べた結果、上記のような水位差の急激な減少は台風が海峡を通過したときに起こることを指摘した。本研究では、このような台風の通過と対馬海峡に現われる異常な水位差の出現との関係を数値実験によって明らかにし、台風に伴う対馬海峡及びその周辺海域における水位の変動機構を考察する。

台風の通過による沿岸海域の応答、即ち高潮の問題については従来から数多くの研究がある(例えば気象庁, 1960; Miyazaki *et al.*, 1961; 宇野木ら, 1964; 小西ら, 1986)が、

その大部分は東京湾、伊勢湾、土佐湾のような小規模な湾の問題として扱われており、中国東海や日本海を含むような広海域の応答についてはほとんど研究されていない。

対馬海峡のような外洋に開放された沿岸領域での高潮を計算する場合には、台風による周辺外洋での応答まで含めなければより現実に近い結果が得られないため、本研究では計算領域を中国東海、日本海を含む広い海域(Fig. 2)に拡張した。

本論文では、対馬海峡付近で上述の現象を引き起こす力学機構と台風による広海域の応答を数値実験を通して調べる。ここでは、研究の第一段階として順圧浅水波モデルを用いた。まず、2章では、過去21年間(1966年~1986年)の対馬海峡付近を通過した台風を選んで、台風の経路と水位記録との間で見られる特徴を調べ、特に中国東海-対馬海峡-日本海の経路(以下中央型と呼ぶ)をとった台風による水位変動の記録について検討する。3章では、

Fig. 2. Map of the northwest Pacific ocean. Depths are indicated in meters. The three tidal stations, Pusan, Izuhara, and Hakata in the Tsushima Straits represented by PS, IZ, and HK, respectively. The boundaries of the model are indicated by solid lines.

実験に用いた数値モデルについて記述する。4章では、中央型台風についての数値実験の結果を紹介する。最後に、5章では、本研究のモデルと結果に対する諸問題について議論をする。

2. 台風に伴う水位変動の特徴

台風通過に伴う対馬海峡付近での水位変動をより具体的に調べるため、1966年から1986年までの各年の7月から10月までの間に対馬海峡付近を通過した台風を選び、その時の3地点(釜山, 厳原, 博多)での水位変動を調べた。用いたデータはそれぞれの場所における1時間ごとの水位データで、釜山については韓国の水路局から、厳原と博多については海上保安庁水路部から得たものである。また台風については気象庁の気象要覧及び天気図を参考にした。解析の対象とする台風を選択するに当たっ

ては、まず対象期間内に厳原を中心として半径約500km以内の領域を通過した台風(59個)を抽出した。次に2個の台風が重なって水位変動に影響している期間を避けるため、台風が対馬海峡を通過して次の台風が通過するまでの時間が5日間以内のものは除いた。結局16個の台風が残り、この16個の台風に伴う水位の解析を行なった。

解析の結果、中国東海-対馬海峡-日本海の経路をとった台風(3個)については、共通するいくつかの明確な特徴がみられたが、他の経路、例えば中国東海-黄海-中国大陆(以下西偏型)あるいは南方海域-日本南岸-本州上陸(以下東偏型)をとったものについてはその経路がバラエティに富んでおり、それによって水位変動もかなり変化するので、水位変動に共通の特徴は認められなかった。そこで明確な特徴を示す中国東海-対馬海峡-日本海の経路をとった3個の台風、TP7911(1979年8月)、TP8410(1984

Fig. 3. (a) Paths of three typhoons, TP7911, TP8410, and TP8520 which passed through the Tsushima Straits. The black circles on the tracks indicate the positions of center of the typhoons at 0900 local time every day. (b) The time series of hourly sea levels at PS, IZ and HK for these three typhoons. (c) Sea level differences of IZ-PS, and HK-IZ. The periods of passing through the Tsushima Straits are adjusted to be the same in these three typhoons along the axis of time. The two parallel solid lines with 12 hours intervals indicate the periods of passing through the Tsushima Straits for these typhoons. Cross marks in (b) and (c) indicate the peaks (maximum or minimum) of sea levels or sea level differences. In the case of TP8410, the time series at HK (or HK-IZ) were interrupted after the passing of the typhoon due to the severe storm.

年 8 月), TP8520(1985 年 10 月) を中心に解析し, 台風とそれに伴う水位との関係を考察することにした。

Fig. 3 は上記の 3 個の台風の経路 (Fig. 3a) と各々の台風の対馬海峡通過期間 (Fig. 3b 中 2 つの縦線で示す期間, ここでは台風が対馬海峡に進入し, 通過するまでの 12 時間を示す) を一致させた 3 地点での水位 (Fig. 3b) 及び西水道 (IZ-PS), 東水道 (HK-IZ) での水位差 (Fig. 3c) の時系列を示している。×印は最大水位及び最大水位差の時刻を表している。台風 TP8410 の場合には, 博多の水位は台風の通過に伴って一部欠測になっている。観測水位の基準レベルとしては, 1966 年-1986 年の 21 年間の日平均水位データを 1 日ごとに平均し, さらに一ヶ月移動平均をとったものを採用した。潮汐成分は低周波通過フィルター (Miyata, 1970) を用いて消去した。全体の様子を見ると, 台風が海峡を通過する 1~2 日前から水位が上昇し, 上昇時期は厳原の方が釜山よりやや先行するが, 博多では数時間遅れて最大水位に達する。最大水位は釜山と博多で高く, 厳原で比較的低い。特徴的なのは, 釜山で台風通過後 5~6 日もの間水位の高い状態が続くことである。この傾向は厳原においても同様である。ところが, 博多の水位は釜山, 厳原に比べ早く減衰する傾向が見られる。一方, 水位差 (Fig. 3c) は, 西水道では台風の海峡接近の数日前から下がり始めるが, 台風の接近と共に急激に下がり始め, 台風通過後半日から一日弱で最低値に達する。即ち, 水位差のピークの時刻は水位がピークに達する時刻より約 1 日遅れる。東水道では, 台風が接近する 1 日前から急激に下がり始める TP8410 及び TP8520 の場合と, 数日前から上がり始める TP7911 の場合があるが, いずれの場合も台風の通過と共に急激に上がり始め台風通過後半日前後でピークに達する。また西水道では東水道に比べて水位差が元のレベルに戻るのが遅くなる傾向が認められる。同じ傾向は水位にも認められる。TP8410 と TP8520 場合では水位差が元のレベルに戻るのに 5~6 日程度かかっている。さらに注目すべきは, TP8410 の場合に顕著に見られるように, 釜山と厳原では台風の通過後 2~3 日周期の振動が認められることである。

以上の水位及び水位差の変動特性をまとめると次のようになる。まず水位については,

- (1) 最大水位値が 3 地点で異なる。

- (2) 最大水位に達する時刻にずれがある。

- (3) 台風通過後, 釜山では高水位が数日間持続される。

- (4) 台風通過後釜山と厳原では 2~3 日周期の振動が認められる。

また水位差については,

- (1) 最大 (最小) 水位差に達する時刻が最大水位に達する時刻に比べ半日から一日程度遅れる。

- (2) 西水道では台風通過後もとの水位差に回復するのに 5~6 日程度かかる。

本研究では, 上にあげた特徴を持つ水位変動のメカニズムの解明を目的として, 台風の対馬海峡通過に伴う水位変動の数値モデル実験を行なった。

3. モデル

3.1. 方程式とモデル海洋

現象を支配する方程式は, 球面座標系上で密度一様な海での浅水波方程式,

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} U + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (uU) + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (uV \cos \phi) \\ - \frac{uV}{a} \tan \phi - fV = \\ - \frac{gH}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (\eta - \eta_0) + \frac{\tau^\lambda}{\rho} - F^\lambda + T^\lambda \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} V + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (vU) + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (vV \cos \phi) \\ + \frac{uU}{a} \tan \phi + fU = \\ - \frac{gH}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} (\eta - \eta_0) + \frac{\tau^\phi}{\rho} - F^\phi + T^\phi \end{aligned} \quad (2)$$

及び連続方程式,

$$\frac{\partial}{\partial t} \eta + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} U + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (V \cos \phi) = 0 \quad (3)$$

である (Gill, 1982)。ここで λ, ϕ はそれぞれ経度, 緯度, u, v は λ, ϕ 方向の流速成分, η は基準海面 ($z=0$) からの変位, h は平均海面から海底までの深さ, H は水深 ($H = \eta + h$), ρ は海水の密度, a は地球の半径, g は重力加速度, f はコリオリ因子である。 η_0 は大気圧変化 (δP ; 3.2.1 節参照)

に対する海面の変位であり, $\eta_0 = -\delta P/\rho g$ と与える. また τ^λ, τ^ϕ はそれぞれ風の応力の λ, ϕ 方向の成分, U, V はそれぞれ u, v を海面から海底まで積分したもの, 即ち

$$U = \int_{-h}^{\eta} u dz, V = \int_{-h}^{\eta} v dz \quad (4)$$

である. F^λ, F^ϕ は海底摩擦力の λ, ϕ 方向の成分で次式で表される.

$$(F^\lambda, F^\phi) = \gamma(u, v)\sqrt{u^2 + v^2} \quad (5)$$

ここで γ は海底摩擦係数である. T^λ, T^ϕ は水平粘性力の λ, ϕ 方向の成分で次式で表される.

$$T^\lambda = A_h H \left(\Delta u - \frac{1}{a^2 \cos^2 \phi} u - \frac{2}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (v \sin \phi) \right) \quad (6)$$

$$T^\phi = A_h H \left(\Delta v - \frac{1}{a^2 \cos^2 \phi} v + \frac{2 \sin \phi}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} \right) \quad (7)$$

ここで A_h は水平渦動粘性係数であり, 演算子 Δ は

$$\Delta = \frac{1}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial^2}{\partial \lambda^2} + \frac{1}{a^2 \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\cos \phi \frac{\partial}{\partial \phi} \right) \quad (8)$$

である. Fig. 4 にモデル海洋 (Fig. 4a) 及び対馬海峡付近の詳細図 (Fig. 4b) を示す. モデル海洋は, 中国東海から日本海の北部までの南北 $31^\circ \times$ 東西 25° の領域をとった. また地形データについてはできるだけ忠実に海底地形 (特に日本海の陸棚) を組み込むため日本海洋データセンター (JODC) による $(\frac{1}{12}^\circ \times \frac{1}{12}^\circ)$ の精度を持つ海底地形データを用いた. なおモデル海洋の最大水深は 3600m で cut-up した.

時間積分は (1)~(3) 式を差分化して行う. 格子間隔は $\frac{1}{12}^\circ \times \frac{1}{12}^\circ$, 時間ステップは 10 秒とし, 15 日間時間積分を行なった. 初期条件は, $t = 0$ のとき海水面変位 (η) は零とし, 海は静止した状態であるとした. 岸での境界条件は流速について $(u, v) = 0$ とした. 海底摩擦係数 γ は 2.3×10^{-4} , 水平粘性係数 A_h は $10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ を用いた.

計算結果の流れの場の解析は, 流れの回転成分を表す流線関数, 及び流れの非回転成分を表す速度ポテンシャルを用いて行なう. 一般に速度場はこれらを用いて回転成分と非回転成分の和として定義できる. 速度の回転成分はいわゆる渦モードの流れを表し, 惑星 β 効果や地形性 β 効果あるいは外力の回転成分などによって引き起こ

される. ロスビー波や陸棚波の様な準地衡性の流れはほぼこの回転成分によって表される. また地衡流平衡にある流れは回転成分しか持たない. 非回転成分は発散成分とも呼ばれ, 風による発散効果 (例えば, エクマン発散) 等によって引き起こされるが, 潮汐波や重力波に伴う流れなどでは非回転成分が卓越する. また慣性重力波や semi-geostrophic wave としての ケルビン波などのように, 重力復元力及びコリオリの力の両方が重要な役割を果たしている場合には, 回転成分と非回転成分はその重要さの度合いに応じて配分される. これらの成分同士は互いに独立ではなく, 非線形項あるいは海底地形効果によって互いに相互作用を行う. この様に波や流れを回転と非回転の両成分にはっきり分けることは一般的には出来ないが, 上述のように現象によっては分けても殆ど差し支えない場合があるので, 流れの場の解析にはこの手法は有効と思われる.

3.2. 外力としての気象条件

3.2.1. 気圧の分布

台風中心を原点とした座標 (x, y) での気圧 P は, 一般的に台風影響域の外側の気圧 P_∞ とそれからの偏位 δP で次式のように現わすことができる.

$$P(x, y) = P_\infty - \delta P(x, y) \quad (9)$$

ここで P_∞ は理論的には無限遠方での気圧であるが, 実際には台風外側の最初の高気圧性等圧線の値を用いる (Holland, 1980). 一方, δP の与え方については高橋 (1939), Fujita (1952) によって提案された式がよく用いられるが, 台風の中心付近において低気圧化する傾向がより強い高橋の式 ($\delta P = \delta P_a / (1 + r/r_0)$) に比べて, Fujita の式の方が実測の気圧分布に近い近似を与えているという報告 (土屋, 1984) がある. Fujita の式は

$$P(x, y) = P_\infty - \delta P_a / \sqrt{1 + (r/r_0)^2} \quad (10)$$

と表される. ここで δP_a は台風の中心での気圧降下量であり, r_0 は気圧降下が $\delta P_a / \sqrt{2}$ となる距離であり, そこで最大傾度風を持つ. 即ち r_0 は台風 core の半径に相当する. 本研究では Fujita の式を採用する. 現実の気圧場には台風そのものによる気圧場以外に background の気圧場が重要な役割を果たす可能性もあるが, 実際の background の気圧場をモデル上に導入することは様々な困難を伴う

Fig. 4. (a) Model bathymetry (depths in meters). (b) Model bathymetry around the Tsushima Straits.

ので、本研究ではより状況を単純化して、台風中心付近の気圧のみを出来るだけ忠実に表すことに焦点を当てることにした。現実の台風については、(10)式の右边に現れる要素は全て空間的、時間的に変化する。従来の、湾などの狭い領域に限られた高潮の研究では台風の時空間変化が少ないので、 $\delta P_a, r_0$ を定数として扱っている場合が多い(宇野木ら, 1964; 小西ら, 1986)が、本研究の扱う領域は広域にわたるので、台風の空間的な変形は大きく、時間的にも大きく変化していくのでこれらの量をすべて定数として与えるのは不適切である。そこで P_∞ については $P_\infty = 1010 \text{ mb}$ と固定するが、 r_0 は時間的に変化するものとし各時刻ごとに次式であらわされる S が最小にな

るように r_0 を決める。

$$S = \sum_{i=1}^N (P_c - P_0)^2 \quad (11)$$

ここで P_c はある r_0 について (10) 式によって計算された気圧、 P_0 はある時刻の天気図から読み取った気圧で、これらの差の自乗を全データ点 N 個について和をとった。なお、 r_0 の値は 50 km から 500 km の間を変化させ S が最小になるような r_0 を求めた。天気図から気圧を読み取るには台風の中心から経度と緯度が 6° 以内の領域 (概ね天気図上で 1000 mb 等圧線に囲まれた領域に相当する) を定めて、東西南北に 10 分間隔でデータを読みとった。実験に用いたモデル台風としては、Fig. 3a に示した 1984

Fig. 5. The track of TP8410 (August, 1984) used in the model. The numerals assigned to the points on the track indicate the central pressure, day, and time.

年8月に発生し対馬海峡を通過した台風10号 (TP8410) を採用した。台風 TP8410 の中心気圧、日時及び移動経路を Fig. 5 に示す。気圧分布及び風速は、12 時間ごとの台風のパラメータ (core 半径 r_0 , 気圧降下量 δP_a) を時間ステップ毎に内挿した値を使って求めた。Table 1 に、TP8410 について以上のように計算して得られた r_0 を示した。 r_0 の値は、130km-430km の範囲であり、台風の発生及び消滅期に大きく、発達期に小さくなっている。また今回の r_0 の値は従来の高潮研究などで使われた r_0 の値 (60km-120km) を大幅に越えている。これは台風の core が時・空間的に大きく変化していることを示している。

3.2.2. 風の分布

台風に伴う風速 (W) の分布は、次式のように、傾度風 (W_g) と一般風 (W_b) との和として与えられる。

$$W = C_g W_g(r) + C_b W_b e^{-\alpha r} \quad (12)$$

ここで、 C_g, C_b はそれぞれ実測に合わせるための係数である。一般風は台風が移動することによって、台風の進行方向の右側の風がより強くなることに起因するもの (土屋, 1984) であり、狭い領域での台風については考慮しない場合 (例えば、宇野木ら, 1964) もある。しかし、広域での台風を扱う本研究では進行速度が時空間的に変わり、特に低緯度より高緯度に北上するほどより速くなる (約2倍以上) という一般的な性質があることを考慮すると、一般風を無視することはできない。ここでは一般風が台風の移動速度に比例し、中心から離れるに従って指数関数的に減少すると仮定した。減少の割合 α は、 $r=500\text{km}$ で $\alpha r = -\pi$ になるように定めた (Miyazaki *et al.*, 1961)。なお、傾度風とは気圧傾度力、コリオリ力及び遠心力の釣り合いを満たす風であり、その大きさは次式で与えられる。

$$W_g = \frac{rf}{2} \left(-1 + \sqrt{1 + \frac{4}{\rho_a r f^2} \frac{\partial P}{\partial r}} \right) \quad (13)$$

ここで ρ_a は大気密度である。

Table 1. The values of r_0 calculated for TP8410 (August, 1984).

days	central pressure (mb)	r_0 (km)
15 09	996	395
21	996	345
16 09	990	330
21	990	430
17 09	985	305
21	975	205
18 09	970	185
21	970	195
19 09	970	150
21	960	130
20 09	965	160
21	965	165
21 09	970	170
21	975	200
22 09	980	200
21	984	205
23 09	988	130

(12) 式のように風の分布を与えるのは近似であり、実際の台風ではより複雑な分布をしていることは言うまでもない。

一方、風の応力は風の分布から次式によって計算する。

$$(\tau^\lambda, \tau^\phi) = \rho_a C_d W(w^\lambda, w^\phi) \quad (14)$$

ここで C_d は風の応力係数、 w^λ, w^ϕ は風速の λ, θ 成分である。 C_d は風速が変わると変化し (Denman *et al.*, 1973; Large *et al.*, 1981), 海面状態 (表面波など) によっても値が変化するといわれ (Masuda *et al.*, 1987), それらの C_d の値は、およそ 2.5×10^{-3} (Heap, 1967) から 3.0×10^{-3} (Platzman, 1963) の範囲である。ここでは定数として従来から高潮の研究に用いられてきた $C_d = 2.6 \times 10^{-3}$ (宇野木ら, 1964) の値を用いる。一方、 C_g, C_b については、上述の r_0 の求め方とほぼ同様な方法で求めてみたが (ただし、天気図上の風のデータが少ないので、台風の発生から消滅までの天気図上の風のデータを用いて、定数として求めた)、得られた値 (それぞれ 0.51, 0.1) を用

いて計算された風の分布は現実の風と良く対応しなかった。そこで従来の研究 (小西ら, 1986) で用いられた値に相当する $C_g = 0.8, C_b = 0.5$ を採用する。このとき海面との摩擦を考慮し、中心への吹き込み角は 30 度とした。

Fig. 6 は、以上のようにして計算した 20 日 09 時の気圧分布 (図 6a), 風速 (Fig. 6b), 風速ベクトル (Fig. 6c) 及び比較のための天気図 (Fig. 6d) を示す。台風を中心付近の気圧分布については、実験上の気圧の分布と天気図上の気圧の分布とはよく対応しているように見える。しかし風の分布は天気図で示された風に比べ、台風を中心から東側では比較的よい対応を示すようであるが、西側では実験上の風速のほうがより強くなっている。全般的に風については、台風中心気圧が最も低い時期 (台風 core がほぼ円形) に両者の対応性が良く、発生期あるいは消滅期には両者のずれが大きくなる傾向が見られた。

4. 実験の結果

4.1. 外洋での応答

Fig. 7 に、台風が南方海域で発生して約 4 日経った 19 日 15 時 (Fig. 7a) から 21 日 03 時 (Fig. 7d) までの 12 時間ごとの海水面変位 (左図), 速度場 (中図) 及び流線関数 (右図) の時間的发展を示す。台風を中心を×印で表わす。陰影部は負の値を示す。19 日 15 時 (Fig. 7a) の海水面変位の分布を見ると、台風中心付近及び中国沿岸から黄海に至るまで高水位を示していることがわかる。台風を中心付近においては、周辺との気圧差による海面の盛り上がり (吸い上げ効果) が台風に伴うエクマン発散による水面降下効果に打ち勝った結果、高水位を維持している。中国沿岸では沿岸流が発達し (Fig. 7a の中図), このため中国沿岸での水位が高くなっている。一方、対馬海峡を含む日本海全域は負の海水面変位を示し、速度場をみると対馬海峡の中央部では日本海に流入する流れが (Fig. 14a 参照), また韓国南岸及び日本沿岸では南西向きの流れが、それぞれ存在している。流線関数の分布 (Fig. 7a の右図) を見ると、台風通過とともに広域にわたる低気圧性の循環が形成されている。これは台風による反時計回りの風によって生じたものであるが、琉球列島のために 2 つの循環に分かれてしまったものと考えられる。

Fig. 7. Surface elevations (cm)(left), velocity vectors (m/sec)(center), and stream functions (right) from(a) 191500 to (d) 210300 every 12 hours. The center of the typhoon is denoted by the cross mark (×) in the map of surface elevations. The negative values are indicated by shaded area. The Cheju island, Tsushima, and Ryukyu island chain are shown by black points. The contour interval of surface elevation is 10 cm and thoses of stream function are (hereafter C.I.) $2 \times 10^{12} \text{ cm}^3/\text{s}$ in (a) ~ (c) and $3 \times 10^{12} \text{ cm}^3/\text{s}$ in(d),respectively.

Fig. 8. As in Fig.7 except for (a) 211500, (b) 212100, and C.I.= 2×10^{12} cm³/s.

20日03時 (Fig. 7b) の海水面変位の分布を見ると、台風移動方向が北東方向に変わり対馬海峡に接近すると共に、海峡では日本沿岸側を除いて高水位を示している。台風中心が陸棚上に進入した20日15時 (Fig. 7c) には、台湾北東部の負の海水面変位の分布はより大きくなると同時に海水面は急速に低下し中心の値は-53cmに達する。流線関数の分布 (Fig. 7cの右図) からみられる陸棚上の低気圧性の循環は、この負の海水面変位の分布とややずれがあるものの、良い対応を示している。一方、対馬海峡付近では高水位の分布が対馬海峡のほぼ全域に広がっている。ところが、釜山や巖原付近とは違って博多

付近ではまだ負の分布を示していることが注目される。台風中心が九州の西方に北上した21日03時 (Fig. 7d) には、中国東海の陸棚上の流れは更に強くなり、中国東海の負の海水面はより低くなっている。また負の海水面の中心は台風の北上と共に移動していることがわかる。この時刻になると、陸棚上の流れは流線関数の分布とほぼ対応しており、主に流れの回転成分 (非発散成分) が卓越しているのがわかる。

Fig. 8は、台風が対馬海峡の中央付近に接近した21日15時 (Fig. 8a) と日本海に進入した21日21時 (Fig. 8b) の様子を示している。まず、中国東海の低気圧性の循環

Fig. 9. As in Fig. 8 except for (a) 222100 and (b) 232100.

に注目する。この循環は台風が海峡に接近するまでは台風と共に北上する (Fig. 8a の右図) が、台風が海峡を通過して日本海に進入した後 (Fig. 8b の右図) は対馬海峡が浅い為 (換言すれば geostrophic contour が対馬海峡で途切れているため) に日本海に進入できず、逆に中国東海の陸棚に沿って陸棚波として南西方向に移動していくのがわかる (Fig. 8b と Fig. 9b 参照)。移動速度は約 2 m s^{-1} である。この様に、低気圧性循環の振舞いが海峡内での海水面の変動に大きな影響を与えているのがよくわかる。台風の進入に伴って日本海は全域が正の海水面の分布を示す (Fig. 8b)。

Fig. 9 は、台風が日本海北部に位置する 22 日 21 時

(Fig. 9a) と日本海を過ぎ去った時刻に相当する 23 日 21 時 (Fig. 9b) の様子を示している。速度場 (Fig. 9a-b の中図) を見ると、日本海沿岸に沿って強い流れが形成されていることがわかる。

これは、日本海中央部を中心として台風による低気圧性の循環 (Fig. 9a の右図) が形成されたためである。特にシベリヤ沿岸の流れに注目すると、台風が日本海を過ぎ去った後の方がより発達していることがわかる。流線関数の分布はこのことをよりはっきり示している。台風が日本海に位置しているときは、日本海中央部に中心を置いた低気圧性の循環に伴う沿岸流を形成するが、台風が

Fig. 10. (a) Velocity vectors and (b) stream function at 300900 about 7 days after the typhoon disappeared. C.I.= $10^{12} \text{ cm}^3/\text{s}$.

通過すると共にこの低気圧性の循環は日本海北東部にその中心を移し (Fig. 9b の右図), シベリヤ沿岸流を加速する。台風通過後もこの循環は日本海盆に捕捉されたまましばらくその勢力を維持する。このことは Fig. 10 に示された速度場 (Fig. 10a) 及び流線関数の分布 (Fig. 10b)

に示されている。この図は台風通過後、約 7 日経った 30 日 09 時のものであるが、日本海盆上には低気圧性の循環場が残されて、シベリヤ沿岸から韓国東岸に沿っての南下流を維持している。これは台風が通過した後でも相当期間日本海の沿岸の流れの場及び沿岸水位に台風の影響が残ることを示している。

4.2. 対馬海峡での応答

前節では、台風に対する海の応答をモデル海域の全域について調べた。本節では本研究の主海域である対馬海峡付近での応答を調べる。Fig. 11 は観測 (実線) と実験 (破線) における釜山 (上図), 厳原 (中図), 博多 (下図) での水位の時系列を示す。観測水位データには潮汐成分を除くためのフィルター (Miyata, 1970) をかけているので実験で得られた水位データにも同じフィルターをかけた。以後、特別に指摘しない限り観測及び実験の水位にも同じフィルターをかけているものとする。

観測と実験で得られた水位変動の互いの対応は総じて良い。即ち、観測値と計算値の両方に次の現象がみられた。

- (1) 台風の接近 (20 日前後) とともに水位は急激に上昇し始め厳原, 釜山, 博多の順に最大値をとる。
- (2) その最大値は厳原より博多, 釜山の方が大きい。
- (3) 台風が海峡を通過した後、厳原, 博多に比べて釜山での高水位の持続時間が長い。
- (4) 台風が日本海を過ぎ去った後の水位に約 2 ~ 3 日周期 (以後 2.5 日周期と呼ぶ) の振動が残る。

しかし、以下のような差異も認められた。

- (1) 釜山, 厳原で水位の計算値が観測値に比べて低い (約 7 ~ 10cm ほど) 傾向を示している。
- (2) 台風通過後の釜山, 厳原の水位の減り方については計算の方が速く減衰している。
- (3) 台風通過後の水位の振動の位相に観測値と計算値の間で約 180 度のずれがある。

次に水位差を見てみる。Fig. 12 は西水道における水位差 (厳原-釜山)(上図) と東水道における水位差 (博多-厳

Fig. 11. The time series of hourly sea levels at PS, IZ, and HK in the model (dashed lines) and observation (solid lines).

Fig. 12. As in Fig.11 except for hourly sea level differences of IZ-PS and HK-IZ.

原)(下図)の時系列を示すものである。実線は観測値で破線が計算値を示す。まず観測値に注目すると21日を境として西水道での水位差は急激に減少し始め東水道では逆に急激に増加し始める。その後、西水道では台風通過後約半日で最小値に達し、東水道ではこれよりも2～3時間早く最大値に達する。観測された水位 (Fig. 11) そ

のものと比較すると、水位差の急変時刻及び最低または最高値の時刻は水位のそれと比べると約1日弱遅れていることがわかる。これは、次のように解釈できる。即ち、水位の差をとることによって、台風に伴う気圧低下による水位への直接的な影響 (大気圧変化に対する isostatic response) がほとんど除去された結果、台風によって引き

Fig. 13. As in Fig.11 except for isostatic elevations (black circles) produced by the atmospheric pressure with the reference pressure of 1010 mb, un-filtered elevations (solid line), and filtered elevations (dotted line), in the model.

起こされた流れが主として残るが、この流れは引き起こされて十分発達するまでに0.5～1日程度の時間を要するためであると思われる。水位差が最大または最小に達した後、元のレベルにまで戻するのに西水道では1週間程度を要し、東水道では1～2日を要する。また水位にも現れているように、台風通過後2.5日周期の振動が現れている。

計算値と観測値とを比べると、台風接近と共に21日を境として急激に水位差が減少(西水道)または増加(東水道)することや、ピーク時刻が水位に比べて遅れていることが互いによく対応している。相違点としては、この2.5日周期の振動の位相にずれがあること及び西水道での低水位差の持続期間が短いことである。以上のように計算結果と観測結果の対応性を検討した結果、上述したような部分的な違いがあるものの、全体としては2章で指摘した観測の一般的な特徴を計算で相当程度再現することが出来た。

次に潮汐除去フィルターをかけていない計算水位(以下、生の計算水位と呼ぶ)を調べる。

Fig. 13は釜山、厳原、博多における生の計算水位(実線)及び潮汐除去フィルターをかけた水位(破線)の時系列である。黒丸で示すのはモデル上の大気圧の1010mbからの変位を水位に換算したものである。また2本の縦

線は台風の海峡通過時をあらわしている。まず釜山、厳原での生の計算水位の変動(実線)に注目する。生の計算水位は台風の接近と共に20日から急激に増加し始め、21日12時頃最初のピークに達する。この時刻が換算水位の最大の時刻と一致することから、台風に伴う気圧降下に対するisostaticな応答の結果であることは明らかである。2番目のピークは換算水位が急激に減衰する時期(22日15時前後)に起こっている。これは、1番目のピークは台風に伴う吸い上げ効果が主原因であるが、2番目のピークは吸い上げ効果とは別の原因、即ち台風によって引き起こされた流れに伴う水位変動によるものであると思われる。また2番目のピークの振幅を釜山と厳原で互いに比較すると、振幅の比は約0.7であることは注目に値する。なぜなら、台風の通過と共に沿岸ケルビン波なども十分に励起される可能性があり、その場合水深100mとして順圧ロスビー変形半径を270kmとすれば釜山と厳原における振幅の比は約0.8になるので、この値は数値計算の振幅によく対応しているからである。一方博多では釜山、厳原と全く異なった様相を呈している。即ち、計算水位のピークは1つでしかも換算水位のピークとは一致せず、約半日遅れる。また2.5日周期の振動は生の計算水位に良く現れている。

次に以上の結果に現れた特徴的な水位変動機構を、対

Fig. 14. The surface elevations (upper panel), velocity vector (medium), and wind vector (m/sec) (lower panel) in the Tsushima Straits at (a) 191500, and (b) 201500. The Tsushima and Iki island in the map of surface elevations are shown as black squares.

馬海峡付近の水位や流速ベクトルなどの平面的な分布を調べることによって考察する。

Fig. 14 に対馬海峡における 19 日 15 時 (Fig. 14a) と 20 日 15 時 (Fig. 14b) の海水面変位 (上図), 速度場 (中図) 及び風のベクトル (下図) を示す。まず台風が海峡から十分離れている 19 日 15 時の海水面変位の分布を見ると, 日本海から伸びる負の海水面が韓国南岸のベルト状の部分を除いて海峡のほぼ全域を覆っていることがわかる。この時期に, 釜山, 厳原, 博多の 3 箇所がすべて Fig. 11 で負の水位を示したのはこのためである。またこの時期の流速ベクトルの分布 (Fig. 14a の中図) を見ると, 海峡中央部には日本海に流入する弱い流れが, また韓国南岸及び日本沿岸に沿っては比較的強い南西方向の流れが見られる。これらの沿岸流は風の分布 (Fig. 14a の下図) から推測されるように, 韓国沿岸及び日本沿岸に平行な風の応力成分によって駆動されていると思われる。この流

れは台風が海峡に接近するにつれてより強くなる。台風がさらに北上して九州の南東海域に移動した 20 日 15 時 (Fig. 14b) の海水面変位の分布 (×印: 台風的位置) を見ると, 台風による高水位が海峡の日本沿岸を除いてほぼ全域に広がっていることがわかる。日本沿岸側では韓国の沿岸側とは違って負の海水面を示している。これは台風の接近につれて更に強まった風の応力 (Fig. 14b の下図) によって南西方向の沿岸ジェット流がより発達した結果であると思われる (ただし, このジェット流と表面水位の傾度がほぼ地衡流バランスしているものと仮定した)。このことは上述の 3 カ所での計算水位の時系列 (Fig. 11) で, 釜山や厳原に比べて博多の水位が増加し始めるのが遅れることとよく対応している。

Fig. 15 に台風が対馬海峡付近に到達し, 生の計算水位が釜山や厳原でピークにほぼ達する 21 日 15 時 (Fig. 15a)

Fig. 15. As in Fig.14 except for (a) 211500, (b) 220300, (c) 221500, and the lower maps show the stream functions with C.I.= 10^{12} cm³/s.

と博多でピークに達する 22 日 03 時 (Fig. 15b) と釜山と厳原で 2 番目のピークにはほぼ達する 22 日 15 時 (Fig. 15c) における海水面変位 (上図), 速度場 (中図) 及び流線関数 (下図) を示す. まず Fig. 15a に注目すると, 台風を中心とほぼ同位置に水位の最大値を持つ領域があり釜山及び厳原はこの中に含まれている. この時期には釜山と厳原付近での南西向きの流れは余り発達していない. 台風が対馬海峡を通過し日本海上に移動した 22 日 03 時 (Fig. 15b) は, 釜山と厳原で Fig. 13 にも見られるように生の計算水位が最小になる時刻であるが, 釜山と厳原付近に南西向きの流れが強まっているのがわかる. この流れは流線関数の分布 (Fig. 15b の下図) にはっきり見られるが, 台風によって低気圧性の渦が日本海に生成され, その渦に伴う流れである. Fig. 15c と比較するとこの低気圧性の渦は発達しながら日本側の陸棚斜面上を右に見て伝播して行くのがわかる. Fig. 15c の時刻は釜山と厳原で生の計算水位が 2 番目のピークを迎える時刻であり, 日本海に入った台風が, 陸棚斜面上に低気圧性の渦を生成発達させることによって, 韓国東岸及び南岸沿いに南及び南西向きの流れを発達させ, この流れがこの 2

番目のピークをもたらしているわけである. 一方博多に関しては, Fig. 15a で示されたように台風中心が対馬海峡に到達したとき水位の最大には到達していない. これは流速ベクトル (Fig. 15a の中図) や流線関数 (Fig. 15a の下図) からわかるように, 博多付近には依然として日本沿岸に沿って発達した南西向きの流れが存在しており, これが台風による吸い上げ効果を相殺しているためである. 台風の日本海への進入と共に, Fig. 16 にも示されているように日本沿岸沿いに吹く北東向きの風によって Fig. 15a, b に見られるような北東向きの沿岸流が発達し, 博多の水位はピークに達する. これが博多での水位のピークが他の 2 地点と比べて遅れる理由である.

次に釜山で高水位が長時間持続することについて触れなければならない. 観測では釜山の高水位は台風通過後 1 週間程度は続くが, 計算水位ではそれほど顕著に持続しない. この持続しない理由について順圧 1 層モデルの限界も含めて次節で詳しく考察することにする. ここでは博多に比べるとより長く持続する傾向を示しているのでその理由を考えてみる. Fig. 15a, b, c で釜山付近の流速ベクトルと流線関数を比較するとよい対応があるのが

Fig. 16. The wind vectors at 211500 (upper panel) and 220300 (lower panel) in the model.

わかる。即ち、非発散成分が流速ベクトル場で卓越することを示唆しているが、このことは Fig. 17 を見ればよりはっきりする。Fig. 17 には釜山における流速 (上図)、流速の発散成分 (中図)、及び非発散成分 (下図) が示されているが、台風の通過後には非発散成分が卓越していることがわかる。発散成分には 2.5 日周期の振動が顕著にみられ、この振動が慣性重力波的特性が強いことを示唆している (厳原, 博多での流速はここでは示していないが同様な傾向がみられる)。そこでこれらの速度の非発散成分と水位差の比較をすることによって上記の問題の考察を行なう。

Fig. 18a には、計算された厳原・釜山間の水位差と釜山における流速の非発散成分が示されており、Fig. 18b には計算された博多・厳原間の水位差と博多における流速の非発散成分が示されている。厳原・釜山間の水位差は振動成分のために 25 日頃に一旦零に近付くが、速度の非発散成分は水位差よりもなだらかに減少し、より持続性があるように見える。これに比べて博多での流速の非発散成分は持続性がやや小さい。Fig. 15 で示された日本海に入った台風によって生成された低気圧性の渦に伴う南西向きの流れが、釜山での 2 番目のピークを生成し

Fig. 17. The time-series of velocity(upper map) at PS. The divergent and non-divergent components of velocity are shown on the middle and lower map, respectively.

Fig. 18. (a) The sea surface differences of IZ-PS (upper) and the non-divergent components of velocity at PS (lower). (b) As in Fig. 18a except for HK-IZ (upper) and at Hk (lower).

たのは先に指摘したとおりであるが、この渦は台風通過後も長期間にわたって日本海全域を覆い、持続的に韓国東岸での南下流を引き起こす (Fig. 10 参照)。この南下流が韓国南岸の等深線 (Fig. 4b 参照) に沿って南西方向に流れるため高水位が持続されると思われる。

4.3. 2.5 日周期の振動

台風が対馬海峡を通過した後、長期間にわたって、2.5 日周期の振動が水位や水位差についての観測及び計算の両方に残ることを前節で指摘した。また、この振動が流速の発散成分に顕著に現われることから、慣性重力波的性質が強いことが示唆された。

Fig. 19 は水位の 6 時間ごとの水平分布を示す (×印は台風の中心位置)。台風が対馬海峡に到達する以前の 21 日 12 時 (Fig. 19a) には、黄海では台風に伴う北東風が卓越し、その風による吹き寄せ効果によって、朝鮮半島

西岸は低水位に、中国東岸は高水位になっている。また、中国東岸の台風の中心と同程度の緯度では、南向きの風が南下流を加速することも水位を高める原因になっている。この様にして引き起こされた水位のアノマリーは、その後の図からわかるように黄海を半時計回りに約 14 m s^{-1} の速さで伝播する。台風が対馬海峡を通過し日本海に入ってから数時間経過した 22 日 06 時には、韓国南岸に高水位が出現し、やはり黄海を反時計回りに伝播する。その初期における速さは約 14 m s^{-1} である。この高水位の幅は $200\text{ km} \sim 300\text{ km}$ であるが、重力波の速さを 14 m s^{-1} にしたときの外部変形半径は 180 km 程度であるので、ほぼ外部変形半径程度と考えてよい。このような水位のアノマリーの反時計回りの伝播は、外部ケルビン波もしくは陸棚波として生じる可能性がある。Hsueh *et al.* (1983) によれば黄海の海底の地形による陸棚波の位相速度は高々 1.7 m s^{-1} 前後でしかない。従って、この伝播はケルビン波的であると解釈するのが妥当であろう。上記の韓国南岸

(a)

(b)

Fig. 19. The sea surface elevations every 6 hours (a) from 211200 to 230600 and (b) from 231200 to 250600.

Fig. 20. The space time diagram of sea surface elevation along the line tracing the points by black circles and squares along the Korean, Chinese, and Japanese coasts in Fig.2. Two horizontal lines indicate the period (12 hours) of the passing of the typhoon in the Tsushima Straits. The interval of contour is 20 cm. The beginning point (KY) is the west coast of Kyushu in Japan.

に出現する高水位は、台風が対馬海峡を通過した後、日本海に入ることによって韓国東岸に沿って南向きの流れを加速し、それが韓国南岸沿いにケルビン波として伝播した結果であるが、この高水位は前述のように黄海を反時計回りに伝播して行き黄海の奥部に近くなるほど振幅が増幅する。24日06時 (Fig. 19b) 以降は中国大陆に沿って台湾海峡まで達する。この後韓国南岸には24日18時に再び高水位が出現し、前述のような伝播を繰り返す。

Fig. 20 は Fig. 2 の黒丸及び黒四角をつなぐ線で示された経路の各点における水位についての時間変化を示す。2本の横線は台風の対馬海峡の通過期を示している。台風が対馬海峡を通過するまでは、朝鮮半島西岸では低水位が、中国東岸では高水位が、それぞれ発達し、岸を右にみて伝播するのがわかる。台風通過後は、先に指摘したように釜山で高水位が低振幅ながら発達し、これが朝鮮西岸及び渤海湾岸に沿って進む間に急激に増幅する。こ

Fig. 21. The time-series of sea surface elevation at PS, IZ, and HK. The solid line indicates the case of open boundary and the broken line the case of closed boundary. The observed sea surface elevation is shown by the dotted line.

これらの水位のアノマリーは、朝鮮西岸及び渤海湾にある時は $14\text{ m s}^{-1} \sim 20\text{ m s}^{-1}$ の速さで伝播するが、山東半島より南の中国東岸では減速し、伝播速度は 10 m s^{-1} となる。黄海の北部(渤海湾)から中国沿岸沿いに博多・釜山間で見られる 2.5 日周期の振動より短い周期の振動(周期は 1.2 日～1.5 日)が 25 日以後に見られる。これは黄海北部海域の地形による固有振動と関係があるものと思われる。

以上 Fig. 19 と Fig. 20 で見てきたように、対馬海峡、黄海、並びに中国東海の水位の変動を引き起こす 2 つの大きなイベントが台風によってもたらされた。1 つは、対馬海峡を通過するまでの台風に伴う北東風によって黄海、中国東海上与えられた北東-南西方向の水位傾斜の set-up であり、もう 1 つは、台風が対馬海峡通過後韓国東岸沿いの南下流を加速し、対馬海峡に高水位をもたらすことである。この 2 つのイベントは、Fig. 19a の 21 日 12 時と 22 日 18 時の図を比較するとわかるように、対馬海峡での低水位と高水位の間には 1.2 日-1.3 日の時間差があり、これは約 2.5 日周期の強制力がこの期間強く働いたのと同じであると解釈することが出来る。

しかし、このような 2.5 日周期の強制力に対してどのようなメカニズムで 2.5 日周期の振動が引き起こされる

かは今回の研究では明かではなかった。ただ南西諸島の存在が何らかの形で黄海や中国東海の沿岸に沿って伝播してきたケルビン波に対する境界の役割をしているのではないと思われる。

5. 結論及び議論

1966 年から 1986 年までの釜山 (PS)、厳原 (IZ)、博多 (HK) の 3 地点での水位を調べた結果、中国東海-対馬海峡-日本海の経路をとった台風(中央型の台風)について次のような水位変動の共通性が認められた。

- (1) 上記 3 地点での最大水位値に相違が生じる。
- (2) 最大水位に達する時刻にずれが生じる。
- (3) 台風通過後も釜山では高水位が 1 週間程度持続する。
- (4) 台風通過後 2-3 日周期の振動が認められる。

水位差については上記の (3) と (4) と同じ特性が認められた。しかし著しい相違は、水位差が最大(最小)に達する時刻が水位に比べて半日から 1 日程度遅れることである。

以上に挙げた特徴を持つ中央型の台風における水位変動の力学機構を調べるため、順圧浅水波モデルを用いた数値モデル実験を行った結果、次のようなことがわかった。

- (1) 釜山及び厳原では、台風の通過に伴う気圧降下に対する isostatic な応答の結果として最大水位に達する。しかし博多ではこの時期に、日本沿岸に沿って発達した南西向きの流れが形成されており、これが台風による吸い上げ効果を相殺するため最大値に達するのが遅れ、台風の日本海への進入とともに日本沿岸沿いに吹く北東向きの風によって北東向きの沿岸流が発達し、博多の水位は釜山と厳原に比べ遅れてピークに達する。
- (2) 最大(最小)水位差に達する時刻が最大水位に達する時刻に比べ半日から1日程度遅れるのは、台風によって引き起こされた流れが十分発達するまでに0.5～1日程度の時間を要するためであると思われる。
- (3) 実験では、台風通過後釜山で長期間(1週間)高水位が持続することは再現できなかった。しかし博多に比べて釜山の方がより長く持続する傾向は示している。これは台風が日本海への進入後、日本海スケールで長時間持続する低気圧性の渦を形成、その渦が韓国東岸及び南岸沿いに南及び南西向きの流れを供給するためだと思われる。
- (4) 台風の通過後、観測水位にみられた2～3日周期の振動は、台風が黄海と中国東海に対して約2.5日周期の強制力として働いた結果引き起こされたものであると思われる。しかし、この振動のメカニズムについては明らかにされなかった。

以上のように、数値実験の結果と観測結果とは総じて良く対応していると思われるが、いくつかの重要な点で食い違いが生じている。即ち

- (1) 釜山、厳原での計算水位が観測に比べて低い(約7～10cmほど)傾向を示している。

- (2) 台風通過後の釜山、厳原の高水位は観測値の方がはるかに長く持続している。

- (3) 台風通過後の水位の振動の位相に観測値と計算値の間で約180度のずれがある。

このような観測と実験との食い違いは、モデルの妥当性の検証のために行なった、ここには示されていないが中央型以外の台風(例えば、西偏型の台風あるいは東偏型の台風)についてのモデル実験においても同様に得られた。上記の食い違いのうち、水位についてはここでは結果を示されないがモデル境界で開放境界条件を採用することによって相当程度改善することができた。これは台風に伴う気圧低下による海面上昇に必要な海水が、開放境界にしたために、モデルの外側から補給されたためである。さらに、水位の食い違いをもたらし可能性のあるものとして、鉛直シアが計算では表現されていないことを挙げたい。

Mizuno *et al.* (1986) は、TP8410 が対馬海峡を通過した期間の間、東水道で流速を測定した結果を報告している。彼らの結果(Fig. 11, Fig. 12 参照)を見ると、台風が対馬海峡を通過した後流れの鉛直シアが生じているのが見られる。Hearn *et al.* (1990) は順圧浅水波モデル(以下2Dモデルと呼ぶ)及び多層位順圧浅水波モデル(以下3Dモデルと呼ぶ)を用いて沿岸の高潮について行った数値実験の結果を報告している。彼らの結果を見ると、3Dモデルで行った実験の結果が実測水位とよく合っており、2Dモデルでの結果は3Dモデルでの結果より実測水位に比べて約30%くらい低くなっている。即ち鉛直シアを許すことによって台風による流れが表層に集中すれば当然水位の振幅も大きくなると予想される。

実験では、台風通過後に釜山と厳原の計算水位が観測に比べてかなり速く減衰している。この意味では、本研究で採用した順圧1層モデル(2Dモデル)では台風通過後の応答を十分再現していないということもできる。前述のように、鉛直シアを許す多層位モデルの採用や成層構造の考慮などをすれば、海底地形や海底摩擦などの影響が減少し持続性の高い沿岸流が継続され、高水位がより長く持続する可能性があると思われる。

前述の 2.5 日周期の振動についての観測値と計算値との食い違い (約 180 度) にも、鉛直シアを表現し得ないこと及び成層効果を考慮していないことが大きく影響しているのではないかと考えられる。台風は海洋の成層が非常に発達している夏期と秋期に來襲するので、特に成層の効果が何らかの形で位相のずれに影響を与えていると考えるのは自然であると思われる。事実 Choi (1990, personal communication) による中国東海が多層位潮汐モデルでは、順圧モデルで現われる観測値と計算値の間の潮汐振動の位相の食い違いが生じていない。今後、台風による広域の海の応答の問題を調べるためには、成層を考慮し得る多層位モデルによる研究への移行が必要と思われる。これと同時に、モデル台風を改良、即ち、台風のパラメータ (例えば、駆動力) をいかに精度よく設定するかというのも大きな問題であると思われる。さらに、実験では、黄海・中国東海での約 2.5 日周期の振動の存在を指摘し、その実体を示すことができた。しかし、そのメカニズムを解明するまでは及ばなかった。これらのことは、別の機会を用いて研究し報告するつもりである。

謝辞

杉ノ原伸夫教授 (東京大学) には終始有益な忠告と激励をいただいた。また増田章教授 (九州大学) の助言もたいへん有益であった。ここにこの方々に深く感謝の意を表したい。計算は東京大学大型計算機センターの HITAC S820/80 で行なった。海底地形のデータは日本海洋データセンター (JODC) から提供された。

References

- Denman, K.L. and M. Miyake (1973): The behaviour of the mean wind, the drag coefficient, and the wave field in the open ocean. *J. Geophys. Res.*, **78**, 1917-1931.
- Fujita, T. (1952): Pressure distribution within typhoon. *Geophys. Mag.*, **23**, 437-451.
- Gill, A.E. (1982): *Atmosphere-ocean dynamics*. Academic press, New York. 93 pp.
- Heap, N.S. (1967): Storm surges. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, **5**, 11-47.
- Hearn, C.J. and P.E. Holloway (1990): A three-dimensional barotropic model of the response of the Australian North West Shelf to tropical cyclones. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 60-80.
- Holland, G.J. (1980): An analytical model of the wind and pressure profiles in hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1212-1218.
- Hsueh Y. and R.D. Romea (1983): Wintertime winds and coastal sea-level fluctuations in the Northeast China Sea. Part 1: Observation. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 2091-2106.
- Hsueh Y., R.D. Romea and P.W. de Witt (1986): Wintertime winds and coastal sea-level fluctuations in the Northeast China Sea. Part 2: Numerical model. *J. Phys. Oceanogr.*, **16**, 241-261.
- 気象庁 (1960): 伊勢湾高潮の総合調査報告. 気象庁技術報告, **4**, 287 pp.
- 小西達男・上平悦朗・瀬川孝博 (1986): 台風 8506 号による高潮と副振動. *天気*, **33**(6), 263-270.
- Large, W.G. and S. Pond (1981): Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 324-336.
- Miyata M. (1970): A study of the effect local and distant weather on sea level in Hawaii. Doctoral dissertation. Hawaii University.
- Miyazaki, M., T. Ueno and S. Unoki (1961): Theoretical investigation of typhoon surges along the Japanese coast. *Oceanogr. Mag.*, **13**, 51-75.
- Mizuno, S., K. Kawatate and T. Miita (1986): Current and temperature observation in the east Tsushima Channel and Sea of Genkai. *Prog. Oceanogr.*, **17**, 277-295.
- Masuda, A. and T. Kusaba (1987): On the local equilibrium of winds and wind-waves in relation to surface drag. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **43**, 28-36.
- Platzman, G.W. (1963): The dynamical prediction of wind tides on Lake Erie. *Meteor. Monogr.*, No.26, Amer. Meteor. Soc., 44 pp.
- 高橋一郎 (1939): 台風域内における気圧及び風速の分布. *気象集誌*, **17** (11), 417-421.
- 土屋喬 (1984): 台風域内の風について. *海の気象*, **32**(2), 1-13.
- 宇野木早苗・磯崎一郎・大塚伸 (1964): 東京湾における高潮の推算. 第 2 港湾建設局, 30-32.
- Yi, S.U. (1974): Variations of oceanic condition and mean sea level in the Korea Strait. p. 125-141. *In: The Kuroshio*, ed. by J.C. Marr, East-West Center Press, Honolulu.