

# 台風 8506 号による高潮と副振動\*

小西達男・上平悦朗・瀬河孝博\*\*

## 要旨

1985年台風6号によって生じた高潮について主に東京湾内の潮位の変化の特徴を述べてその成因を調べた。最大偏差は千葉で163 cm, 東京で127 cmであった。東京では最低気圧を記録して1時間20分後に顕著な副振動によって最大偏差が現れた。数値計算による再現計算の結果、これは台風の中心が東京湾の西側を北東へ移動するに伴って、湾奥の千葉周辺にいったん堆積した海水が自由波となって南西へ進行し、更に羽田沖の水深分布により屈折が起きて東京に高い偏差をもたらしたものであることがわかった。このような状況は過去の高潮でも生じており、台風のコースと密接な関係を持っていることを指摘する。

## 1. まえがき

1985年6月30日から7月1日にかけて、関東地方を北東に縦断した台風6号は、6年ぶりに東京湾で1 mを超す高潮を引き起こした。日本全体としても検潮記録に1 m以上の潮位偏差が記録されたのは、79年20号台風による高潮以来で、6年ぶりであった。後に示すように、千葉で163 cm, 東京で127 cmの偏差を記録した。東京で1 mを超す高潮が観測された例は今回のものを含めて戦後6回あるが、今回のものは、1949年のキティ台風による1.4 mに次いで第2位に位置するものである。

本論文では、台風6号による高潮の状況を主に東京湾について詳述し、その特徴を指摘する。この高潮の特徴の1つは大きな副振動を生じたことであるが、その空間的な構造は必ずしも明瞭でないので、簡単な数値シミュレーションを行って性質を明らかにする。さらに、同様の現象が過去の顕著な高潮時にも生じており、それが台風の経路に依存することを示す。最後に防災上重要と思われる点を述べる。

## 2. 台風の経路および主な気象要素

6月24日15時にカロリン諸島付近で発生した熱帯低気圧は25日に台風6号となった。29日9時頃に、南大東島

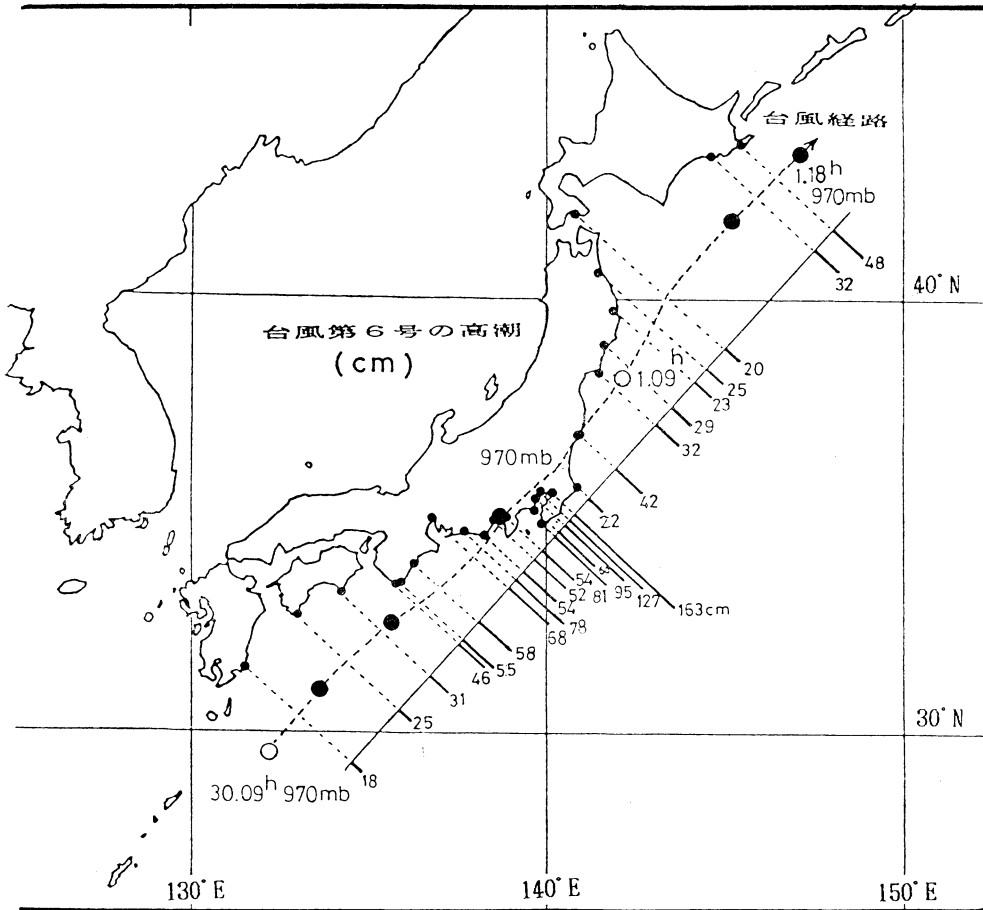
の南南西約200 kmに達して、最低気圧は960 mbとなった。その後台風6号は、北上を続け30日22時頃、潮岬の南80 kmに到達した。7月1日2時過ぎに御前崎付近を通過し、3時頃に静岡県田子ノ浦周辺へ上陸した。毎時75 kmのスピードで北東進を続け、東京湾の西を通過して1日7時頃に福島県いわき市を通過した。第1図には、日本付近での台風の経路を示す。観測された最低気圧は、7月1日2時20分にほぼ真上を台風の中心が通過した御前崎の968.3 mbであった。最大風速は、千葉で1日5時10分に、南南西の風32.9 m/sを観測した。東京では、4時50分に970.0 mb、4時10分に、南の風16.7 m/sを記録している。なお、最大瞬間風速は、大島で3時50分に56.7 m/sを記録した。千葉、大島の風速値はいずれも当該地点での過去の記録を更新した。この台風の特徴は、日本本土に接近してからの進行速度が非常に大きかったこと(70~80 km/h)、台風は上陸後もほとんど衰弱せず、970 mb前後の中心気圧を維持し続けたことなどである。また、千葉や大島の風速値からもわかるように強風を伴っていた。そのため、強風による被害が関東地方で生じた。東京都では、家屋の全半壊、床上、床下浸水の被害のほか、負傷者6名、街路樹倒木約450本があった。神奈川県では神社の大木(直径1.2 m)が倒れ死者1名の被害があり、海岸では海の家100棟が飛散した。千葉県では、私鉄京成線佐倉付近の架線支柱22本が倒れ、駐車中の自動車3台が横転した。台風6号による全般的な被害(警察庁8月1日現在)は、24都道府県で死者3名、行方不明1名、負傷者13名、家屋の全半壊25棟などであった。(気象庁災害時気

\* Storm Surges of the typhoon 8506 and induced secondary undulations.

\*\* Konishi Tatsuo, Kamihira Etsuro, Segawa Takahiro, 気象庁海洋気象部海洋課。

——1986年2月10日受領——

——1986年4月17日受理——



第1図 台風6号の経路図および各地で観測された最大偏差。白丸印は9時の位置、黒丸印は6時間ごとの中心位置を示す。

象速報)

3. 高潮の全国的な状況

前章で述べたように台風6号は強風を伴っていたので、その東側にあった東京湾に大きな高潮をもたらした。ここではまず高潮の全国的な状況を述べる。第1図には、気象庁所管の検潮所で観測された最大潮位偏差の分布を棒グラフで示してある。台風がその西側を通過した東京周辺で非常に高くなっていること、中心が通過した東海地方で高くなっていることがわかる。東京湾内各検潮所での最大偏差は、千葉の163 cm、東京の127 cm、横浜95 cm、横須賀60 cmであった。静岡県には高潮警報が、関東一円には高潮注意報が発表されたが、いずれもほぼ注意報基準値に達するものが観測された。第1

表に、主な地点での台風6号による最高潮位と最大偏差およびその起時をまとめておく。なおこれらの値は実測潮位を平滑化した毎時の読み取り値から求められている。偏差の計算法は千葉、横須賀を除いて気象庁の方式によっている。すなわち、実測月平均潮位(7月)と推算月平均潮位が一致するように推算値に定数を加えて、その値を実測値から差し引くことで偏差を求めた。気象庁所管外の千葉、横須賀の検潮所では6月27日と28日の実測日平均潮位が推算日平均潮位と一致するように偏差の基準を選んだ。

4. 東京湾内の高潮

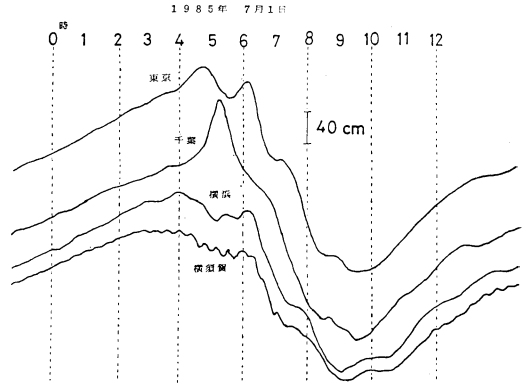
第1図にも示されているように、東京湾で大きい高潮が生じた。特に東京では、79年20号台風による116 cm

第1表 台風6号による最高潮位及び最大偏差

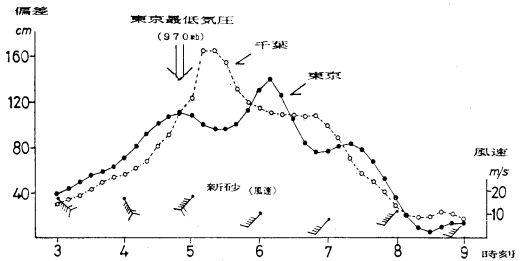
地点	最高潮位		最大偏差	
	T.P.上	起時	偏差	起時
千葉	cm	日 時 分	cm	日 時 分
千葉	194	1 5 15	163	1 5 15
東京	170	1 4 40	127	1 6
横浜	139	1 4	95	1 6
横須賀	112	1 4	60	1 6
布良	108	1 4	81	1 5
内浦	105	1 3	54	1 7
清水港	120	1 3	52	1 3
御前崎	102	1 3	54	1 2
舞阪	115	1 3	78	1 3
名古屋	128	1 3	68	1 1
尾鷲	98	1 3	58	1 0

を超えて、戦後ではキティ台風の 140 cm につぐ 127 cm を記録した。第2図に湾内4箇所（東京、千葉、横浜、横須賀）の実測潮位の時間変化を示す。ただし、高さの基準はいずれも異なっている。天文潮による東京湾の満潮は2時40分頃、干潮は10時頃であった。また、台風が東京に最も接近したのは、4時50分頃である。5時10分前後に見られる千葉の鋭いピーク、東京、横浜、横須賀で生じているかなり大きな副振動が特徴としてあげられる。第3図に東京と千葉の偏差の時間変化を示す。いずれも、平滑化しない実測潮位を10分ごとに読みとり、前章で述べた千葉と同じ計算法により偏差を計算した。台風が東京に最接近した4時50分頃に東京で第一のピークが生じている。4時50分を過ぎると南風から南南西ないし南西の風へと変化した。それとほぼ同時に千葉の偏差が急激に増加し、5時15分頃に極値を迎える。その後台風が遠ざかり、風が弱まるにつれて千葉の偏差は減少する。一方、今度は東京の偏差が増加して第一のピークを超え6時10分に最大となり 139 cm に達した。東京が最低気圧を記録してから1時間20分経過している。台風を中心はこの時点では、茨城県を通過中で風も弱まっている。東京湾に近いアメダス地点、新砂では第3図に示すように3～5時が 18 m/s、6時には 10 m/s と減少している。にもかかわらず、偏差の最大は2番めのピークで生じている。横浜や横須賀の偏差も東京のピークと同時刻に起きています。

東京で2つのピークが現れ、その第2のピークが最大になる原因は、東京湾内の副振動によるものと思われる。



第2図 東京湾内各地の実測潮位の時間変化。地点ごとに基準は異なっている。



第3図 東京および千葉の潮位偏差の時間変化とアメダス地点新砂での風速時間変化。

る。東京と千葉が逆位相であり東京湾の横方向の振動と推定されるが、その空間的な構造は必ずしも明瞭でない。東京湾の過去の高潮に関する数値計算は宮崎等 (Miyazaki et al., 1961) を始め、60年代以来数多く行われ、高潮の大勢が再現できることは確かめられてきた。しかし、上に述べたような副振動によるピークはあまりうまく再現されていない。この原因は外力の再現の難しさに起因すると思われる。以下では、これらの点を調べるために、過去と同様な計算に加えて、計算の途中から外力を除く人為的な仮定を用いた数値計算を行った。

## 5. 数値計算の手法

### 5.1. 基礎方程式

数値計算の目的を、第3図の千葉および東京に見られる副振動の構造を明らかにすることにおく。2次元、線形長波近似を仮定し、外力として大気圧、風の応力による作用および海底摩擦を想定する。考える領域は東京湾のみに限る。よって、コリオリ力の寄与は小さいと考えられるので無視する。x軸は東西方向へy軸は南北方向

へとる。方程式を示すと、

$$\frac{\partial M}{\partial t} = -gH \frac{\partial(\zeta - \zeta_0)}{\partial x} + \frac{\tau_{ax}}{\rho_w} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_w} \quad (1)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} = -gH \frac{\partial(\zeta - \zeta_0)}{\partial y} + \frac{\tau_{ay}}{\rho_w} - \frac{\tau_{by}}{\rho_w} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\frac{\partial M}{\partial x} - \frac{\partial N}{\partial y} \quad (3)$$

ここで、 $M$ 、 $N$ は $x$ 軸、 $y$ 軸方向の流量、 $\zeta$ は平均水面からの水位変化、 $H$ は水深、 $\zeta_0$ は次に示す大気圧変化分に相当する水頭、 $\tau_{ax}$ 、 $\tau_{ay}$ は風の応力、 $\tau_{bx}$ 、 $\tau_{by}$ は海底摩擦を表している。大気圧、 $p_s$ は台風外縁の気圧  $p_\infty$  とそれからの偏位  $\Delta p$  で表せて、

$$\begin{aligned} p_s(x, y) &= p_\infty - \Delta p(x, y) \\ &= p_\infty - \rho_w g \zeta_0(x, y) \end{aligned} \quad (4)$$

となり、(1)、(2)式での  $\zeta_0$  に相当する項が導かれる。 $\rho_w$  は水の密度である。台風内の気圧分布はよく使用されている藤田の式

$$p_s(x, y) = p_\infty - \frac{\Delta p_0}{\sqrt{1 + (r/r_0)^2}} \quad (5)$$

を仮定する。 $\Delta p_0$ は、台風中心での気圧降下量、 $r_0$ は定数、 $r$ は台風中心からの距離である。よって、

$$\zeta_0 = \frac{1}{\rho_w g} \frac{\Delta p_0}{\sqrt{1 + (r/r_0)^2}}$$

$\tau_{ax}$ 、 $\tau_{ay}$ は風速の2乗に比例すると仮定して

$$\tau_{ax} = \rho_a c_d \sqrt{w_x^2 + w_y^2} \cdot w_x$$

$$\tau_{ay} = \rho_a c_d \sqrt{w_x^2 + w_y^2} \cdot w_y$$

とする。 $c_d$ は風の応力係数、 $\rho_a$ は空気の密度、 $w_x$ 、 $w_y$ は風速の $x$ および $y$ 軸方向の成分である。台風内の風速分布は過去の高潮計算にならって(例えば、宇野木等、1964)傾度風 $\mathbf{G}$ と一般風 $\mathbf{C}$ の和として与える。一般風は台風の移動速度に比例させ、中心から離れるに従って指数関数的に減少させる。減少させる割合は、500 km 離れると  $e^{-\pi}$  となるように定める。また、実測風と一致させるために傾度風と一般風にそれぞれ係数、 $a$ 、 $b$ をかけて台風域内の風とした。すなわち、

$$\mathbf{W} = a \cdot \mathbf{G}(r) + b \mathbf{C} e^{-\frac{r}{500} \pi} \quad (6)$$

なお、傾度風、 $\mathbf{G}$ は

$$|\mathbf{G}| = \frac{rf}{2} \left\{ -1 + \sqrt{1 + \frac{4}{\rho_a r f^2} \frac{\partial p}{\partial r}} \right\}$$

で与えられる。 $f$ はコリオリパラメータである。中心への吹き込み角は $15^\circ$ とした。

海底摩擦も風の応力と同じく流速の2乗に比例すると

仮定して、

$$\tau_{bx} = \rho_w \cdot c_w \cdot \sqrt{u^2 + v^2} \cdot u$$

$$\tau_{by} = \rho_w \cdot c_w \cdot \sqrt{u^2 + v^2} \cdot v$$

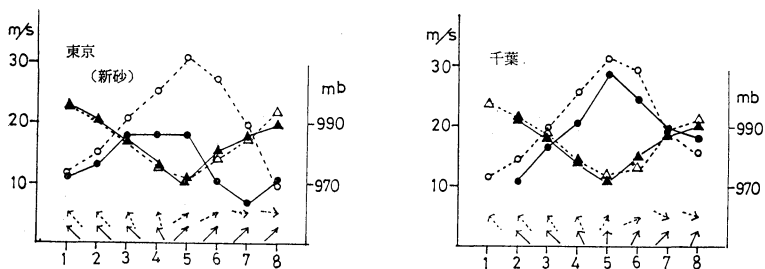
とした。ここで、 $u$ 、 $v$ は平均流速、 $c_w$ は海底摩擦係数である。

## 5.2. 境界条件および諸定数

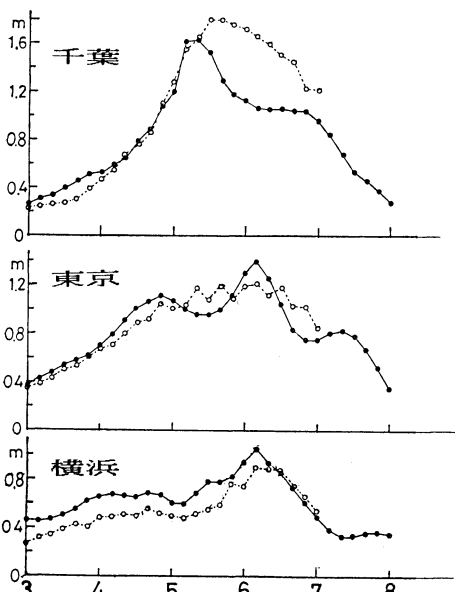
計算の対象にした領域は東京湾である。境界条件として陸岸境界では海岸に直交する流速を0とした。また南側の開放境界では横須賀でその実測潮位を与え、その東西の格子については、横須賀の計算気圧を基準として当該地点での計算気圧との差による水頭分を補正した値を与えた。台風内の気圧分布式や風速の式に使用する係数は、千葉で実測された気圧、風速と一致するように選んだ。その結果、(6)式の係数、 $a$ 、 $b$ はそれぞれ0.7、0.57とした。藤田の式((5)式)の $r_0$ も同様に選ぶことを試みたが、一定の $r_0$ を使って気圧と風速の時間変化を共に一致させることはできず、気圧と風速について $r_0$ に異なった値を使用した。気圧分布については $r_0 = 108$  km、風速分布については $r_0 = 60$  kmである。このように、気圧分布と風速分布の分布半径を変えるのは一貫した取り扱いではないが、目的が副振動の再現にあるので、なるべく外力の再現をよくしたい。そのため、ここでは外力の成因は別にしてできるだけ観測事実を再現できる気圧、風速の分布モデルを仮定することにした。台風の最低気圧は968 mbを使用し計算の間一定とした。風の応力係数は $3.5 \times 10^{-3}$ を、海底の摩擦係数は $2.6 \times 10^{-3}$ を用いた。計算の対象は偏差のみとして、計算開始時間は7月1日午前0時で水は静止の状態から出発した。空間格子間隔は1 km、時間ステップは25秒とした。なお、気象条件の計算は時間がかかるので10分に1回計算を行い、10分間は一定とした。差分は蛙飛び法を用いた。

## 6. 数値計算の結果

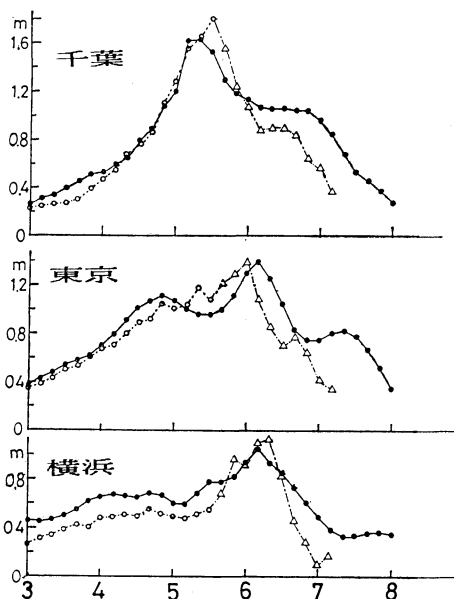
第4図には、計算に使用した風速、気圧と実測値の比較を東京と千葉について(東京の風はアメダス新砂)時系列で現した。前章で述べたように、千葉は計算値なるべく実測と一致するように選んだ地点である。これを見ると気圧の再現は両地点ともほぼうまくいっているが、風速値が東京で実測よりかなり大きくなっている。新砂は荒川の河口で、東京湾に近い場所であるが、それでも違いは大きい。風のモデルがよくないのか、それとも海上はモデルに相当する風が吹いているのか今のところ明瞭でない。もう1つの特徴は、6~8時の風向であ



第4図 東京および千葉の計算風速(白丸印), 計算風向(点線矢印), 計算気圧(白抜き三角印)と, 実測風速(黒丸印) 実測風向(実線矢印), 実測気圧(黒ぬり三角印)の比較。



第5図 実測偏差と計算偏差の比較。ただし、海底摩擦なし。黒丸印が実測値、白丸印が計算値。

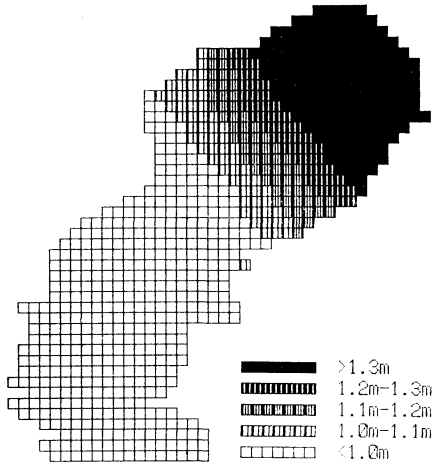


第6図 第5図と同じ。ただし、5時30分以降、風、気圧による強制力なし。黒丸印が実測値、白抜き三角印が計算値。

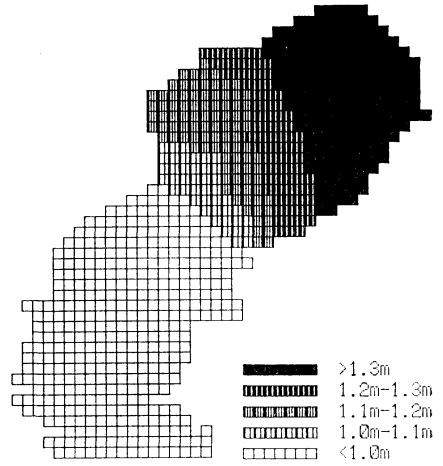
る。台風が5時頃東京付近を通り過ぎると、モデル台風の風向は南から西へと回転するが、実測風は長い間南よりの風が吹き続ける。これは多分現在用いている台風モデルが同心円状の台風形状をしているためと思われる。実際の台風は上陸して幾分変形し、等圧線が南北へのびる傾向にある。この傾向は後の計算結果にも影響を与えることになる。

千葉、東京、横浜の計算偏差を実測の偏差と比較すると第5図のようになる。ただし、ここでは、副振動が顕著に現れることを意図して海底摩擦を無視している。第5図の結果を見ると、偏差の大きさと起時は、どの地点

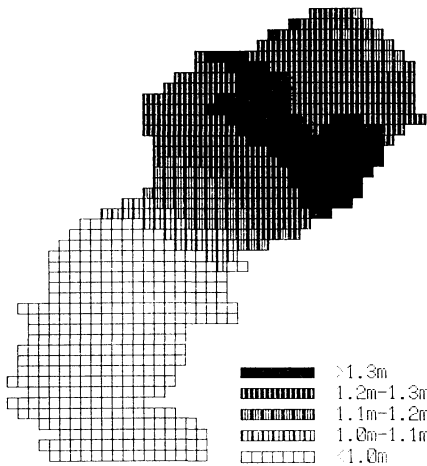
も概ね一致しているように見える。実測値との違いは、千葉の偏差が、ピークを過ぎたあとになかなか減少しないことが上げられる。千葉の偏差が減少しない原因は、上で述べたように風向が早く変化しすぎることにあると思われる。西よりの風は東京湾の東岸の潮位を上昇させる。千葉で上昇した水が副振動としてその後どのように移動するかを見るために千葉で最大偏差を迎えたあと、風や気圧による強制力を0にした計算を行った。第6図がそれである。同じく、海底摩擦は無視している。第5図では実測と差の大きかった6時前後の千葉の偏差が大きく減



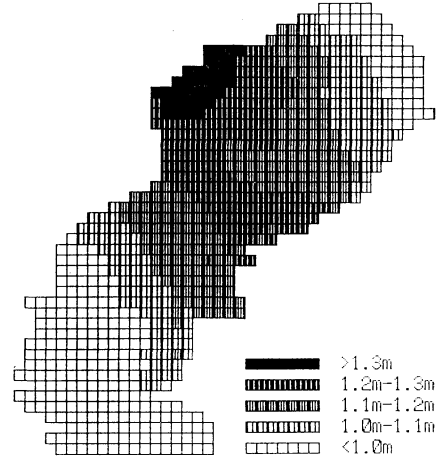
第7-1図



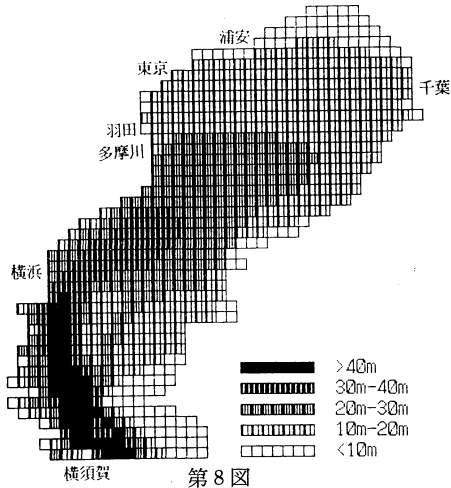
第7-2図



第7-3図



第7-4図



第8図

第7-1図 第6図の場合の東京湾内偏差分布 (5時30分).

第7-2図 第7-1図と同じ (5時40分).

第7-3図 第7-1図と同じ (5時50分).

第7-4図 第7-1図と同じ (6時00分).

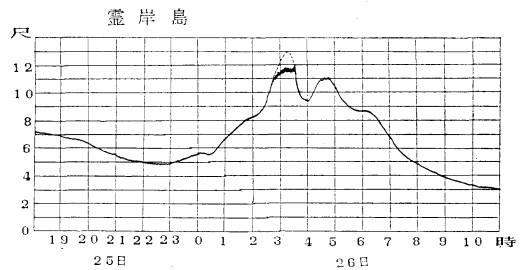
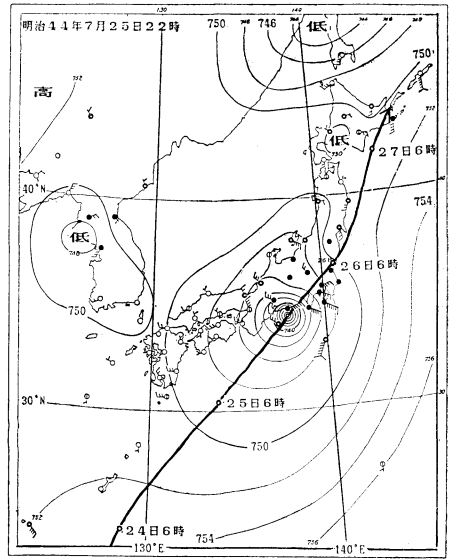
第8図 東京湾内の水深分布.

少し、東京に鋭いピークが生じた。東京、横浜ともに最大偏差は風を吹かせ続けた場合より大きくなっている。時間による変化の様子も実測に近い。ただし、7時頃になると風を止めた場合、偏差は大きく減少して実測とは一致しない。この点も含めてさらに一致をよくするためにはなるべく現実的な風を使う必要があるだろう。しかし実測風に近い風をモデルに使用するとしても6時前後に想定できる風向は、南南西ないし南西の風であり東京の潮位をあげる方向には作用し得ない(第3図参照)。よって風の作用によって東京のピークが作られたとは考えにくい。従って、東京での第2のピークは副振動によるものと結論できるだろう。第6図の副振動の空間的な構造を見るために、第7-1図から第7-4図に5時30分から10分おきに6時までの東京湾内の偏差分布を示した。5時30分は千葉周辺の偏差が最も大きくなった時刻である。10分後の第7-2図では湾奥の水位勾配が少し緩くなって流れへとエネルギーが変換されつつあることを推定させる。5時50分の第7-3図では、パターンの移動が起こり偏差の峰は東京湾北部を縦断している。6時には、東京周辺が最も高い偏差に包まれている事がわかる。これは、次のように考えられる。第8図の東京湾の水深分布でわかるように、多摩川河口の沖合は水深が深くなっている。このため、千葉付近から発した北西から南東に走る波の峰線は中央の部分の進行が速くなり、進行方向が南西から西ないし北西へと曲げられる。こうして曲率を持った北部の波の峰線は、多摩川の河口ないし羽田付近から浦安あたりまでの東京港を包みこむ。第7-1図から第7-4図はこのような機構を示しているように思われる。

上で述べた計算はすべて摩擦なしの仮定のもとで行った。摩擦を考慮した計算も行ったが第5図と比べると全体に潮位が下がっていることを除いて大きな変化はみられなかった。第5図で千葉の計算偏差が極値を迎えた後に減少しない原因として、摩擦は本質的なものではなく気象条件に由来するものと思われる。

7. 台風の経路と副振動

台風6号で観測された東京の副振動はこの台風に限ったものではない。第9図には、過去に東京に大きな災害をもたらした明治44年7月台風の進路および通過時に観測された潮位(霊岸島)を示す(淵, 1961)。最高潮位周辺は2つのピークからなっている。第9図を第1図と比べると、その進路が今回の6号と極めて類似している



第9図 明治44年台風の経路図(图中気圧の単位は、mmHg)および霊岸島での実測潮位。霊岸島の潮位で点線の部分は中村左衛門太郎による推定(淵, 1961, p 104)。

ことがわかる。明治44年台風は、東京で最低気圧969.9 mb, 最大風速南南東の風31.4 m/s (20分平均), 最大偏差2.3 m (推定値)であった。同様な経路をとり東京に大きな高潮(最大偏差2.1 m)をもたらした大正6年10月の台風の時の潮位記録にも2つのピークが現れている(淵, 1961, 特に108頁と115頁を参照)。最低気圧はどちらの台風も第一のピークで生じている。千葉には検潮所がなかったため、台風6号と同様の経過をたどったかは結論できないが、経路の類似性からいっても同様であったろうと推論される。東京に大きな影響を与えたキャティ台風(昭和24年8月)の場合(最大偏差1.4 m)は、今回の台風や上の2例と違って実測潮位には1つのピークしか現れていない。この台風は東京湾の西をまっすぐ

北進するコースを通った。このように2つのピークの出現は台風の経路に依存していることがわかる。ただし、最低気圧の起時はキティ台風の場合も最大偏差が起きた時間より2時間前となっている。さらに詳細な解析と検討が必要である。

### 8. まとめ

台風6号で生じた高潮について、主に東京湾内の潮位変化の特徴を述べてその成因を調べた。平滑した最大偏差は千葉で163 cm、東京で127 cmであった。東京では顕著な副振動によって、最低気圧を記録して1時間20分後に最大偏差が現れた。数値計算による再現計算の結果、これは高潮によって千葉周辺に集められた海水が、台風の通過後に自由波となって南西へ進行し、さらに羽田沖の水深分布により屈折が起きて東京に高い偏差をもたらしたものであることがわかった。このような状況は、過去の台風によっても生じており、東京湾の西を南西から北東へコースをとる台風では偏差は2つのピークをもつと推定される。

防災上重要だと思われるのは、台風が行きすぎて潮位が下がり始めても、東京では安心できないことである。上に述べたように台風のコースによってはもう一度潮位が上昇してくることが十分考えられる。水門等の操作に

はこのような点への配慮は重要だと思われる。

### 謝 辞

東京大学地震研究所都司嘉宣助教授には、計算結果の表示に関して中間プロダクトの段階でプログラムを使用させて頂きました。また、本論文に関して示唆に富む多くの御指摘頂きました。お礼申し上げます。斎藤実前海洋課長（現在、東京航空地方気象台長）および磯崎一郎前海上気象課長（現在、気象協会）にも有益なコメントを頂きました。併せてお礼申し上げます。

### 文 献

- 淵 秀隆, 1961: 東京湾の過去の高潮について, 東京湾計画に対する高潮数値計算とこれの対策, 産業計画会議, 88-137.  
 気象庁予報部, 1985: 災害時気象速報, 昭和60年6月18日から7月14日にかけての梅雨前線による大雨と台風第6号による暴風雨等, 71 pp.  
 Miyazaki, M., T. Ueno and S. Unoki, 1961: Theoretical investigations of typhoon surges along the Japanese coast, (I), *Oceanogr. Mag.*, **13**(1), 51-75.  
 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.

## 日本気象学会誌 気象集誌

### 第II輯 第64巻 第2号 1986年4月

- 林 良一: 集合一時間平均予報可能性の統計的解釈  
 岩嶋樹也・山元龍三郎: 時間一空間スペクトル大気大循環モデル. I. 周期外力を有する低次順圧方程式系の時間一空間スペクトルモデル  
 向川 均・廣田 勇: 順圧大気における強制ロスビー波の非線型的な振舞い.  
 第1部 強制ロスビー波の安定性  
 向川 均・廣田 勇: 順圧大気における強制ロスビー波の非線型的な振舞い.  
 第2部 初期値問題  
 K. HAMILTON: 成層圏半年周期振動の力学  
 岩崎俊樹・住 明正: 冬期循環の予報 (JMA, 北半球モ

- デル) に対する Envelope Orography のインパクト  
 村松照男: 台風8019の眼のトロコイダル運動  
 山元龍三郎・岩嶋樹也・サンガ N.K.・星合 誠: 気候ジャンプの解析  
 安田延寿・近藤純正・佐藤 威: V字谷で観測された谷筋を流下する冷気流  
 岩坂泰信: 冬の南極成層圏エアロゾル層にみられる大きな偏光消滅度: 南極昭和基地 (69°00'S, 39°35'E) におけるライダー観測  
 P. SINGH, T.S. VERMA and N.C. VARSHNEYA: 雷雲の動きが雲の微物理過程におよぼす影響