

伊勢湾台風による高潮とその理論計算について

気 象 庁 宮 崎 正 衛
 気象研究所 宇 野 木 早 苗
 気 象 庁 上 野 武 夫

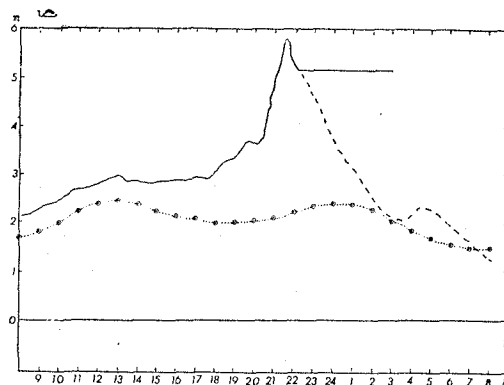
1. 伊勢湾台風による高潮

1959年9月26日伊勢湾周辺をおそった台風5915号（のちに伊勢湾台風と命名された）がその付近一帯の海岸に未曾有の高潮をもたらし、5千有余の人命を奪ったことはまだ我々の記憶に新しい。当時、名古屋港中央突堤の検潮器には東京湾中等潮位上3.89 mに達する異状高潮位が記録された。この値は推算潮位上3.41 mに相当し、室戸台風による大阪港の記録3.1 mをしのぐ歴史的なものであった。

図-1 に示したのは当日の名古屋港の検潮記録である。

図中、実線で示したのは実際の潮位、点線で示したのはこれに対応する推算潮位である。これによると、名古屋で気象による潮位上昇が顕著になり始めたのはほぼ風速が10 m/s に達した12時頃からであつて、この頃には台風中心は潮岬のはるか南々西にあつた。台風が接近し、風速が20 m/s をこえた19時すぎからは更に急激に上昇し、ほぼ最低気圧の時刻（21時27分）に近い21時35分に至つて前に述べた最大値に達したのである。このときの実際の潮位は東京湾中等潮位上3.89 mであつて、名古屋港工事基準面から測ると実に5.31 mとなる。当時、海岸堤防の高さは同基準面上4.80 mに設計してあつたから、海水は大きく堤防を乗超えて、広い地域に津波となつて侵入したのである。しかも、この5.31という数字には風浪やうねりなどによる上昇は含まれていないから、これを加算すれば更に数 m の上昇となろう。

図-1 伊勢湾台風による名古屋港の高潮



この気象潮のピークは図-1 でもみられる通り、著しく尖つた形をしており、台風の接近と共に急激に上昇し、その通過後は急激に下降している。潮汐の記録は22時30分頃、器械故障のためとだえているが、翌27日2時、および5時30分に検潮所で実際に測つた記録や、市内尾頭橋にある検潮器の記録などをもととして推定した潮汐の曲線を同じ図中に破線で示しておいた。

次に伊勢湾、知多湾、渥美湾の沿岸各地の検潮器に記録された最高潮位の分布を表-1 に示す。科学技術庁、その他の調査によると、この沿岸に設置された検潮所の数はきわめて多いが、そのうち今回の台風による最高潮位を正確に記録し得たところはこの表に示した個所だけである。これによると、湾内では全面的に東京湾中等潮位上ほぼ2 m をこえる高潮が起つていることが分る。しかもその高さは湾口の鳥羽では1.88 m であるが、松阪では2.22 m、また渥美湾口の福江では2.13 m、同湾奥の前芝では3.04 m と次第に増加し、伊勢湾奥の名古屋では前に述べたように3.89 m という値を示している。なお、知多湾奥では検潮器による記録はないが、海水痕跡から調査した結果によると、3.5 m 前後に達したと思われる。参考までに湾外のおもな地点における最高潮位を記しておく、清水港では東京湾中等潮位上0.66 m、東京では同じく1.34 m、大阪では同じく1.33 m となる。

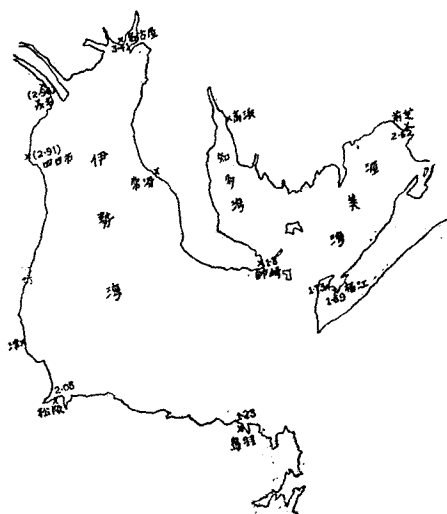
表-1 検潮記録による最高潮位
 （東京湾中等潮位上）とその時刻

地 点	時 刻 時 分	潮 位 m	13号当時 の 潮 位
鳥 羽	20.26	1.88	2.04
松 阪	20.05	2.22	2.63
名 古 屋	21.35	2.89	2.33
師 崎	21.30	1.9	—
前 芝	22.40	2.04	2.82
福 江	21.58	2.12	2.50
小 中 山	21.55	2.17	—

2. 気象潮の分布

次にこれらの資料から気象による潮位の上昇量を計算し、その分布を画いたのが 図-2 である。これによると気象潮の高さの分布もほぼ最高潮位の分布と似た形をとっていることが分る。すなわち、気象潮のもつとも大きい

図-2 気象潮の高さの分布 (m)



のは伊勢湾奥、名古屋の 3.41 m であつて、渥美湾奥の前芝では 2.61 m、湾口の鳥羽では 1.23 m という値を示している。湾口ですでに 1 m 以上の異状があらわれている事実は特に注目に値するであろう。昔は外洋や外洋に近い湾口では潮位の異状はほぼ気圧降下による海面の吸上げだけによつてきまるものと考えられていたが、この効果だけでは鳥羽でわずか 0.5 m 程度の上昇が期待されるにすぎない。この問題については後にふたたび述べよう。

なお、図-2 に示された地点はすべて台風の右側に位置している。そして各地点とも風向はほとんど大差なく、始め東向きであつて、台風の接近と共に次第に南に転じ、通過後は西寄りに変つていく。このような風向の変化によつて、伊勢湾ではほぼ湾奥に向つて風が吹込む、高潮を起しやすい、きわめて都合の悪い風向きとなつた。

渥美湾、知多湾に対しても多少位相は異なるが、ほぼ同様な状況であつた。

事実、以後の研究結果によると、伊勢湾台風はこれらの湾に対し、方向的にみても、また距離的にいっても、ほとんど最悪に近い経路をとつて進んだと考えられている。一般には台風を中心に近いほど高潮の高さは高くなると考えられているが、必ずしもそうではない。台風中心からの距離による風速の変化を考えると、中心ではほとんど風はなく、それから距離とともに急激に強くなつてある一定の距離で最大値に達し、それから遠くなるに従つて次第に弱まつてゆくのが普通である。もちろん、台風の種類によつてこのような最大風速の位置は変化し、また前にも述べたように、台風経路の右側の方が左側より一般に風は強くなる。このような事実はあるが、伊勢湾台風の場合についていえば、台風経路の右側では風速最大のところの中心距離は 60 ないし 100 km となるようである。伊勢湾、渥美湾、知多湾を含む海域はちょうど中心から右にこの程度の距離にあることは台風の経路図 (図-3) から容易に知られる。

なお、表-1 には比較のため 1953 年 9 月 25 日の台風 13 号のときの最高潮位をもあわせて記した。湾口付近ではこのときの方が潮位が高いところが多いが、これは 13 号台風はほぼ大潮の満潮時に近い頃来襲したのに対し、今回は推算潮位がそれほど高くないときに当つていたためとみられる。

3. 高潮の理論計算

高潮、その他気象じょう乱による潮位の異状、と気象条件との数量的な関係を調べることはきわめて重要な問題である。

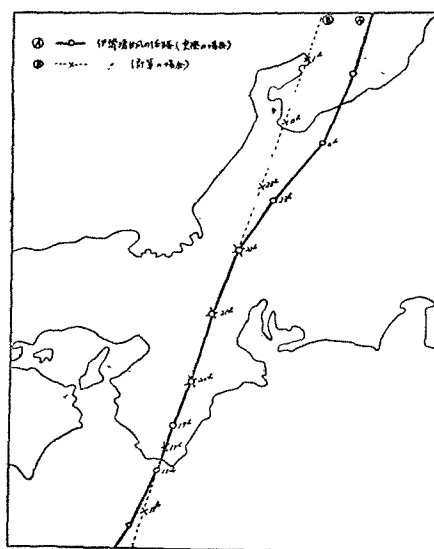
これまで、このような関係は実験的に求められることが多かった。たとえば、名古屋港については筆者の一人宮崎は数ケ年の観測資料をもととして次のような実験式を得た。

$$h = 1.6743(P_0 - P) + 0.16534 V^2 \cos \theta$$

ここで h は気象潮の高さ (cm), P は最低気圧 (mb), P_0 は月平均気圧 (mb), V は最大風速 (m/s), θ は風向と湾の主軸 (南々東) とのなす角である。この実験式は 11 回の高潮の記録から得られたもので、その公算誤差は 16 cm となる。伊勢湾台風はこの実験式を適用して計算してみると

$$h = 320 \text{ (cm)}$$

図-3 伊勢湾台風及び計算に用いた台風の経路



となり、実際の値と 20 cm 程度の誤差で一致している。

しかし、このような実験式はある特定の地点の、それも最高の値しかあたえてくれない。湾内の各点でどのような気象潮がどのような時刻に起つて、それがどのように変化してゆくかを調べるには、流体力学の基礎方程式から出発して、複雑な計算を行わなければならない。

このような理論的研究はかなり古くから多くの学者によつて試みられてきた。特に日本では 1934 年 9 月室戸台風にともなつて関西地方をおそつた高潮を機としてその研究が著しく進み、また 1950 年 9 月に同じく関西地方に高潮を起したジェーン台風の時などにも多くの研究がなされた。最近では計算の手数を省き、細かい二次元的な高潮の分布を求めるための手段として高速度の自動計算機を用いる試みが行われている。昨年末より今年にかけて、気象庁では運輸省港湾局の要望もあつて、名古屋港外に防潮堤を設置した場合、高潮の分布がどのように変化をするかをいくつかのモデルについて計算した。

また、この問題に関聯して筆者等は種々の台風モデルに対する伊勢湾周辺の海域の高潮の計算を進めている。次にこれらの結果の概要について述べよう。

4. 基礎方程式と境界条件

この問題に対する運動、および連続の式は次のかたちであらわされる。

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} &= f v - u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - g \frac{\partial}{\partial x} (\zeta - \zeta_0) + \nu \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ \frac{\partial v}{\partial t} &= -f u - u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - g \frac{\partial}{\partial y} (\zeta - \zeta_0) + \nu \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \\ \frac{\partial \zeta}{\partial t} &= - \int_{-\zeta}^h \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (4.1)$$

ここで、 x, y, z は一つの直角座標をあらわし、 x, y 軸は左廻りで水平面内に、また z 軸は平均海面より鉛直下方にとられている。 t は時間、 u, v はそれぞれ流速の x, y 成分、 ζ は海面の平均海面よりの上昇量、また ζ_0 は海面の気圧降下量 ΔP を海水密度 ρ_w 、重力加速度 g の積で割つたもので、静力学的に考えられる海面の上昇量をあらわす。また f はコリオリの係数、 h は水深、 ν は鉛直方向のうず粘性係数である。

今、 u, v の代りに深さに関する平均流速 U, V 、すなわち

$$U = \frac{1}{h + \zeta} \int_{-\zeta}^h u dz$$

$$V = \frac{1}{h + \zeta} \int_{-\zeta}^h v dz$$

を用いると、(4.1) 式は十分な精度で次のように書改められる。

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} &= f V - U \frac{\partial U}{\partial x} - V \frac{\partial U}{\partial y} - g \frac{\partial}{\partial x} (\zeta - \zeta_0) + \frac{\tau_s^{(x)} - \tau_b^{(x)}}{h} \\ \frac{\partial V}{\partial t} &= -f U - U \frac{\partial V}{\partial x} - V \frac{\partial V}{\partial y} - g \frac{\partial}{\partial y} (\zeta - \zeta_0) + \frac{\tau_s^{(y)} - \tau_b^{(y)}}{h} \\ \frac{\partial \zeta}{\partial t} &= - \frac{\partial}{\partial x} \{ (h + \zeta) u \} - \frac{\partial}{\partial y} \{ (h + \zeta) v \} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (4.2)$$

ただし、この式において τ_s, τ_b はそれぞれ海面、および海底における接線応力をあらわし、サフィックス $(x), (y)$ はその x 、および y 成分を意味する。

ここで、 τ_s, τ_b がどのようなかたちであらわされるかが問題となる。現在のところ、 τ_s については海上の風速の自乗に比例するものとして

$$\tau_s = \gamma^2 \rho_a W^2 \dots\dots\dots (4.3)$$

という関係が成立つものと考えるのが最も妥当であろう。ここで ρ_a は大気密度、 W は海上のある一定の高さ (anemometer height) における風速であつて、 γ^2 は一つの定数である。 γ^2 の値については Munk 等の研究による値 0.0026 が一般に用いられているが、この値はほぼ 6 m/s から 20 m/s 位までの風速に対しあてはまるものとされている。ただし、この関係は下層大気が中立の安定状態にある場合について得られたもので、安定、または不安定な場合についてはまだ十分調べられていない。最近の諸測定によると、 γ^2 の値は上述の風速範囲に対し 0.001 から 0.003 位までの間にあり、平均すれば 0.0026 よりやや小さくなるようである。また、この値は風速と共に増加し、または減少するという説もあつて、まだ見解は統一されていない。従つて、伊勢湾台風の場合のように 40 m/s にも達する暴風に対し、果して γ^2 の値をどの位にとればよいかについては確実な回答をあたえること

は困難である。我々はそこでやむを得ず Munk の値を採用することとした。

海底の接線応力 τ_b についても不明の点が多い。たとえば Hansen 等は海面応力の場合との相似から、この量は平均流速の自乗に比例するものと仮定した。確かに、潮流などの現象にはこのような仮定が適合するといわれている。しかし、高潮の場合のように、海面から海底まで流速の分布がかなり変化するとと思われるときに、この仮定がつねに適用できるかどうかは疑問である。

一方、たとえば海底で流速がなくなる条件から近似的に海底の応力を計算しようという試みもある。山田彦児博士はこの条件と、流速は深さに関する二次式であらわされるという仮定とから、

$$\tau_b = -\frac{\tau_s}{2} + \frac{3\nu \vec{v}}{\rho_0 h^2} \dots\dots\dots (4.4)$$

という関係を導き出した。ここで $\vec{v}$ は平均流速のベクトルをあらわす。この場合には τ_b は τ_s に比例する量と流速に比例する量との差としてあらわされることとなる。

もし、平均流速がない極端な場合を考えると、Hansen の仮定では

$$\tau_b = 0$$

となり、山田の仮定では

$$\tau_b = -\frac{\tau_s}{2}$$

となる。今、一方を限られた水道に沿って風が長い間吹込んで定常状態に達した場合を考えると、水深が比較的大きい場合には前の式が、比較的小さい場合には後の式が成立つことが知られている。比較の深い海では海面、海底の近くを除けば流速の深さによる変化は小さく、ほぼ潮流などの場合に近いが、浅い海では流速の鉛直変化が各層ともかなり著しく、山田の仮定のような変化が事実に近いものと思われる。

海岸の条件はそれほど複雑ではない。自然境界の場合には

$$h \vec{v} = 0$$

をもって境界条件とすればよい。人工的な直立境界の場合には、そこで滑りがあるとすれば海岸に直角な流速成分だけがなくなることとなる。

最後に重要な問題は湾口の条件である。最近の研究結果によれば、気象じょう乱が大陸棚に近づいたとき、そこで陸棚波やセイシュなどの振動が起り、またじょう乱と共に進行してきた海面変形が深さが浅くなるにつれて増幅するなどの効果も加わって、湾口付近でもかなり著しい潮位上昇がみられることが明らかとなった。たとえば今回の場合でも湾口の鳥羽ですでに 1.23 m の気象潮がみられるが、これもこれらの効果によるものと考えられる。

しかし、現在ではその大きさを適確にあらわす理論はまだ見出されていない。従つて、湾口からできるだけ外側まで計算の範囲を延し、そこで

$$\xi = \xi_0 \dots\dots\dots (4.5)$$

とおくのがもつとも良い方法である。これはこれより外側では水深は無限大と考えたことに相当する。

我々が選ぶべき基礎方程式、および境界条件について今日までに得られている知識は筆者等の調べた限りではほぼ以上に述べたようなものである。まだ未解決の点、疑問の点も多いように見受けられるが、これらについては今後の研究に強く期待したい。

なお、海底の条件については目下高潮にともなう流動の鉛直変化をモデル的な場合について計算しているので、その結果によつて条件式が改良される可能性のあることをここに付け加えておく。

5. 気 象 条 件

高潮の計算にあたって次に問題となるのは外力となる気圧、および風の分布のあたえ方である。実際高潮の問題でもつとも重要な因子の一つは海上の風であるが、伊勢湾台風の場合、海上の気象資料はほとんど得られていない。また陸上の値にしても伊勢湾周辺で確実な資料の得られているのは大王崎、津、名古屋、伊良湖、の以上 4 地点にすぎない。そこで、海上の風は陸上の気圧分布から傾度風の式、その他によつて推定する以外に方法がないわけである。このように考えると、風や気圧の実測値をそのまま基礎方程式に入れて計算するよりも、これを簡単なかたちの数式であらわして、これを用いた方がはるかに有効であるように思われる。

まず、気圧の分布については、これを台風中心からの距離の関数としてあらわすいくつかの方式があつて、それぞれ一長一短があることが知られている。たとえば Bjerkness の式は台風の中心附近の気圧分布を比較的良好に表現しているが、遠いところでは合わない。これに対して、高橋（浩）の式は台風中心付近ではあまり合わないが、比較的遠いところではよく一致している。また、藤田の式は台風全域の気圧分布の模様をほぼあらわしている。

伊勢湾台風の場合には台風は伊勢湾西岸よりかなり内陸側を通つたので（図-3 参照）、高潮の問題については中心にごく近いところのことはあまり考える必要はない。そこで、我々の場合には高橋（浩）の式が適しているように思われる。この式は

$$P = P_{\infty} - \frac{a}{1+x} \quad (5.1)$$

のようなかたちであらわされる。ここで P は気圧、 P_{∞} は台風中心から十分外側における P の値、 x は台風中心からの距離 r に比例する量、 a は気圧と同じ次元をもつ定数である。 r と x との比 r_0 、および a の値はもちろん台風によつて異なる。伊勢湾台風の場合は、 $r_0 = 1010(\text{mb})$ 、 $a = 80(\text{mb})$ 、 $r_0 = 105(\text{km})$ 、となつた。これと実際の観測値と比較した結果を 図-4 に示す。これによると、高橋の式は台風中心付近では実測値よりも約 10 mb 低い値を示しているが、この近くを除くとかなりよく合っていることがわかる。

また、藤田の式

$$P = P_{\infty} - \frac{a}{\sqrt{1+x^2}} \quad (5.2)$$

の場合についても同様に係数値が計算されている。これによると、 $r_{\infty} = 1010(\text{mb})$ 、 $a = 70(\text{mb})$ 、 $r_0 = 75(\text{km})$ となる。この式と同じく 図-4 中に破線で示しておいた。この図を見ると、伊勢湾周辺の気圧分布については、中心のごく附近を除き、高橋（浩）の式の方が藤田の式よりもやや実際に近いように思われるが、その差はわずかである。

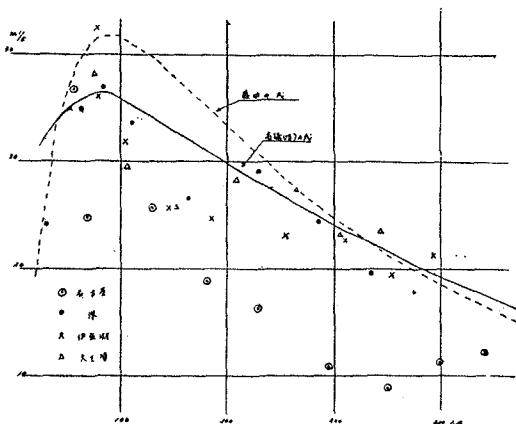
なお、実際の台風の場合は陸地に上陸すると特別の場合を除き、次第に中心示度が浅くなつてゆくのが普通である。伊勢湾台風もその例外ではなく、その上昇量はほぼ 3 時間について 10 mb に達する。従つて、台風の通過前後数時間程度以上の現象を考える場合にはこのような中心気圧の変化も当然考える必要がある。我々はこの中心の深さの変化は時間とともに指数関数的に減少するものと仮定して計算を進めた。

次に風速の分布の問題であるが、その決定には大きな困難が横たわっている。すなわち、台風域内の風速はただ中心からの距離だけの関数ではない。よく知られているように、台風経路に向つて右側では強く、左側では弱い。これは台風系の進行にともなう場の風が存在するためと考えられるが、台風が別々に中心を有し、別々の速度で進行する二つの部分から成つているためであるという学者もあつて、その取扱い方はまだ十分確立されていない。

ただし、伊勢湾台風の場合については考えている海域はすべて台風中心から右側にあるため、もう少し簡単な考え方をしてもそれほど差はないと思われる。すなわち、傾度風の式によると、風速 W は

$$W = \frac{rf}{2} \left\{ -1 + \sqrt{1 + \frac{4}{\rho a r f^2} \frac{\partial p}{\partial r}} \right\} \quad (5.3)$$

図-5 風速分布と台風中心距離との関係



によつてあたえられる。この式と前に述べた高橋（浩）の式、または藤田の式とを組み合わせると、図-5 に示したような風速の中心距離による変化が求められる。これらと同じく 図-5 中に点で示した陸上 4 地点の実測値と比較してみると、高橋（浩）の式から得られたものは名古屋以外の 3 点とほぼ一致し、藤田の式から得られたものはこれらよりやや強い風速をあたえることが分る。もつとも、これらは台風中心がそれぞれの地点に近づくまでの記録であつて、台風中心が過ぎ去つた後の実測値はこれらよりもはるかに小さい。

通常の場合は地衡風や傾度風に 0.6 ないし 0.7 の係数を乗じたものが陸上、または海上の風になるといわれているが、今回の場合には、台風接近までのことを論ずる限り、この係数は乗じないで、傾度風の式その

ままで近似させた方がよいように思われる。我々の問題としているのはおもに高潮がピークに達するまでの変化で

あるから、このような仮定を採用することにしたわけである。

この場合、風向についても問題はあがあるが、実際の記録から調べてみると、同じ時刻では湾内における風向はほぼ同じであつて著しい差異は認められない。これは伊勢湾、三河湾を含む海域のスケールが台風自体に比べてかなり小さく、全体が台風の中心からほぼ同じ方位にあたっているとみられるからであろう。従つて我々は簡単のため、まず第一段階としては風向は場所によらず、ただ時間と共に変化するだけであると仮定した。

更に第二段階においては、台風域内の風は二つの成分の合成されたものと考えて計算を進めた。その一つは中心対称で速度は傾度風に比例し、等圧線に一定の角度で吹込むような風、他の一つは台風の移動速度に比例する場の風である。

このような仮定は、しかしまだ十分検討されたものではない。台風域内における風の構造の問題は気象学上もかなり重要な意義をもつものと思われるが、これに対する現在までの知識はまだ我々の要求を充たすほど十分ではないようである。特に場の風をどのようにあたえるかについては大きな疑問が残つており、今後の検討を要すると思われる。

6. 計算結果の概要

我々はこの計算を電子計算機によつて行うため、(4・2)式を階差方程式のかたち直し、次に伊勢湾、知多湾、渥美湾を含む海域を2 km ほどの格子に分割した。計算の手順はこの階差方程式からたとえば $\Delta U/\Delta t$ の値を各格子点ごとに、ある時間ステップについて求め、これから次の時間ステップの U の値を求めてゆくという方法である。この場合、計算安定の条件があつて、この時間ステップの間隔はある値以上長くとは出来ない。我々の場合についてはこの計算安定の条件は

$$\Delta s/\Delta t > \sqrt{2gh_{max}} \quad (6 \cdot 1)$$

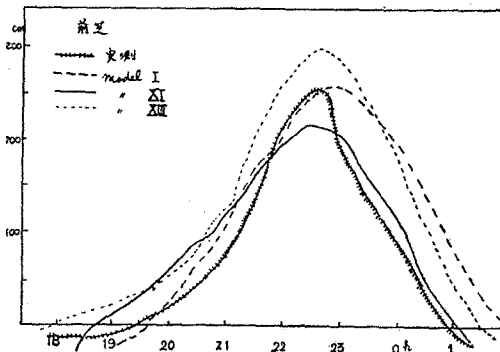
であてえられる。ここで Δs は格子間隔、 Δt は時間間隔、また h_{max} は格子点における水深の最大値である。今回の計算については h_{max} は 60(m) となるから、これから Δt の限界値を計算すると約 58 秒となる。我々はこの条件を考慮して $\Delta t = 60/1.1 \sim 54.5$ (秒) とした。これは限界値にかなり近い値であるが、安定な側にある。

湾口で (4・5) の条件をおく位置は出来るだけ外側にとることが望ましいが、その場合水深が深くなるので、(6・1) の計算安定条件が利いてくるから、その事情も考え、今回は伊勢湾の湾口より約 10 km 外側から計算を始めた。

なお、事柄を簡単にするため、コリオリの項、および慣性項は省略することとした。これらの省略した項の影響は第三段階以降で考えてゆきたい。

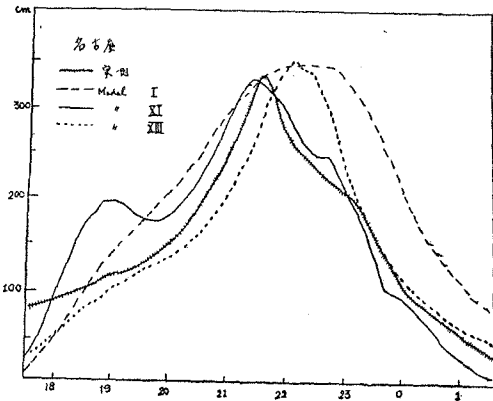
第一段階の計算ではまず海底の応力が無視される場合と、それが (4・4) 式であらわされる場合とを取扱つた。

図一七 種々のモデルに対する気象潮の変化
(その2)



図一六 種々のモデルに対する気象潮の変化 (その1)

model 11 海底摩擦のない場合 } 第1段階
model 1 $v=80$ (c.g.s.) の場合 } 第2段階
model 13 " " " " " "



この場合、風速の分布は傾度風の法則に従い、また風向は場所にはよらず、ただ時間と共に変化すると考えたのである。

次に第二段階では台風域内の風の分布が前節のような仮定に従うものとして同様の計算を行つた。海底の条件は第一段階の場合と同じである。

これらの計算結果から得られる名古屋、および前芝における気象潮の高さの時間的変化の曲線を実際の検潮記録から求められる曲線と比較して画いたのが 図一六、および 図一七 である。

これをみると計算値は大体において実測の結果とよく合っているようである。しかし、その時間的変化のパタ

ンはモデルによつていろいろに変化する。海底摩擦を考えない場合についてはそのピークの位相はほぼ実測の結果と一致するが、高潮にともなう振動は実際よりもかなり著しく出すぎるようである。その周期などもいくらか実際とは食違つているように考えられる。これに対し、海底摩擦を考えた場合には、前芝ではほぼピークの位置があつてゐるが、名古屋では実測の結果より30分以内位の範囲で、多少おくれであらわれている。従つて、実際の現象はこの何れの計算結果とも多少の差異があるわけである。

また、第一段階の結果より第二段階の結果の方がピークのかたが鋭くなり、実際の場合に近くなることは注目に値する。これはもちろん風のあたえ方の問題と関係があるわけであるが、実際には台風通過後は風は急激に衰え、我々の仮定より小さくなつてゐるから、この影響を考えると、ピークは更に鋭くなるものと思われる。しかし、第二段階の場合についてはまだくわしく風の分布を実測値と比較、検討していないから、これ以上の議論はさしひかえよう。

なお、防潮堤設置の場合の高潮の計算はすべて第一段階の後者の台風モデルについて行つた。そして、開口部ではそれを狭む二つの格子点間の流量が何分の1かに制限されるという条件をあたえた。たとえば流量が $\frac{1}{8}$ に制限されるということはほぼ開口部の幅を500 mにとつたことに相当すると考えられる。

開口部の幅をいろいろにとつたとき、名古屋の気象潮がどのように変化するかを 図-8 に示す。防潮堤をつくつた場合には名古屋の潮位は減少し、最高となる時刻がおくれるが、その傾向は開口部の幅が狭いほど著しい。我々の計算の場合、幅500 m ならば潮位は約50 cm 減少し、位相は約40分おくれるが、800 m の場合は降下量は10 cm 内外に過ぎない。しかし、これらの数値は開口部の位置や、そこであたえるべき条件によつてかなり異つてくることが予想される。

現在までの計算結果から結論出来ることは、計算の基礎となつた種々の仮定にはそれほど大きな誤りはなく、将来改良を進めてゆき、また台風の構造や、その進路予報の研究が進んだならば、定量的に予報を行うことも可能だということである。

図-8 防潮堤を設置したときの名古屋の気象潮の変化

