

東北大学工学部 学生員 ○張 君倫
東北大学工学部 正員 青藤伸夫

1. はじめに

台風常襲地帯に位置する東京湾・伊勢湾と大阪湾など南向きの遠浅な湾の異常潮位（高潮）の発生機構及びその数値シミュレーションはこれまで数多く発表されているが、高潮防災の英から、非常襲地帯に位置する例えば東北地方の石巻湾、釜谷湾で高潮による異常潮位がどうなるかは無視することができない問題である。また高速大容量のコンピュータと新しい数値計算法の開発に伴って高潮数値予知法を再検討し、異常水理現象を解明することは、高潮災害のポテンシャル評価に有益である。

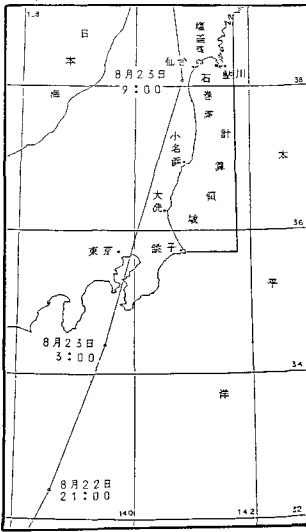


図1 1981年15号台風経路と外周計算領域

図1に示す1981年15号台風はここ十数年間の仙台の最大異常潮位、釜谷港区の30~40 cm（仙台潮位記録からの推算値）越流浸水を生じた台風である。本論文はこの台風のモデルに対し、数値再現計算時の気象パラメータの取りかたと外周計算結果の考察を行ったものである。

2. 高潮の基礎方程式

高潮のような流体運動を表す基礎方程式は1レベルモデルと2レベルモデル基礎方程式があるが、それぞれ適用性をもつと考えられる。簡単のために、今度の計算は次の1レベルモデル方程式を使う

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) = -gD \frac{\partial}{\partial x} (\zeta - \zeta_0) + \frac{T_x(x)}{\rho_w} - \frac{T_x(x)}{\rho_w} + f_N \quad (1)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) = -gD \frac{\partial}{\partial y} (\zeta - \zeta_0) + \frac{T_y(y)}{\rho_w} - \frac{T_y(y)}{\rho_w} - f_M \quad (2)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

式(1)と(2)中で、海面せん断力と海底せん断力と ζ_0 は

$$\tau_x(\zeta) = \rho_w r^2 \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \left(\frac{W_x}{W_y} \right) \quad (4)$$

$$\tau_y(\zeta) = \rho_w r^2 \frac{M^2 + N^2}{D^2} \left(\frac{M}{N} \right) - \beta \tau_x(\zeta) \quad (5)$$

$$\zeta_0 = 0.009914P(1 + (R/R_0)^2)^{-\frac{1}{2}} \quad (6)$$

であり、 $r^2 = 0.0026$ 、 $\beta = 0.5$ で、風速 W_x 、 W_y は台風中心移動速度と台風域気圧分布による傾度風速から決めるが、いずれも R と R_0 によって与えられる。 R は台風中心から距離、 R_0 は台風気圧分布の藤田公式

$$P = P_\infty - \frac{P_\infty - P_c}{\sqrt{1 + (R/R_0)^2}} \quad (7)$$

の中にパラメータとして使われている定数である。式(7)の中、 P_c は台風中心気圧で、 P_∞ は台風圏外での正常気圧である。

3 R_0 のきめかた

パラメータ R_0 を含む式(7)は線形に変えられない非線形モデルで、最小自乗法が直接には使えない。いままでの数値計算の際には各地気圧データから試算法で決められていた。しかし R_0 は台風の発展、運動に伴ってだんだん大きくなるものである。本計算ではテラー級数に変換し、最小自乗法を利用して、気圧データさえあれば、時間ごとの R_0 を決める方法を採用した。勿論、気圧分布は円形と仮定している。

非線形モデルを $y = f(x, b)$ として、 b は式(7)の R_0 に応じる未知のパラメータで、その真値は任意の初期値 $b^{(0)}$ と修正値 Δ の和とする。すなわち

$$b = b^{(0)} + \Delta \quad (8)$$

初期値 $b^{(0)}$ としては任意の数字をあてる。次の問題は b を求めることから修正値 Δ を求めることにする。関数 $f(x, b)$ を $b^{(0)}$ におけるテラー級数に展開して

$$y = f(x, b) = f(x, b^{(0)}) + \frac{\partial f(x, b^{(0)})}{\partial b} \Delta + \dots \quad (9)$$

もし実測

データが N 対あれば $(y_1, x_1), (y_2, x_2), (y_3, x_3), \dots, (y_N, x_N)$ 、それそれ式(9)に代入して、その残差 δ は

$$g_i = y_i - (f(x_i, b^{(0)}) + \frac{\partial f(x_i, b^{(0)})}{\partial b} \Delta), i=1, 2, \dots, N \quad (10)$$

である。最小自乗法原理によって、この残差の自乗和は $Q = \sum_{i=1}^N g_i^2 = \min$ となるはずである。 $\partial Q / \partial \Delta = 0$ という条件から、修正値 Δ は式(11) ように

$$\Delta = \frac{\sum_{i=1}^N \left[(y_i - f(x_i, b^{(0)})) \frac{\partial f(x_i, b^{(0)})}{\partial b} \right]}{\sum_{i=1}^N \left(\frac{\partial f(x_i, b^{(0)})}{\partial b} \right)^2} \quad (11)$$

得られる。

次に、修正値 Δ を式(8)に代入して得られた真値 b を新しい初期値 $b^{(1)}$ にして、もう一度くりかえして計算する。このように三、四回反復計算すれば、最後の真値 b が得られる。

藤田式(7)の R_0 に対する偏微分

$$\frac{\partial P}{\partial R_0} = -(P_m - P_c) \frac{R^2}{R_0^3} (1 + (R/R_0)^2)^{-\frac{3}{2}} \quad (12)$$

を式(11) に代入した計算の結果、今回の台風モデルのパラメーター R_0 は 78 km から 240 km ぐらいいわって変わった。この方法によるある時間の気圧分布とある場所(銚子)の風速の変化を図2、図3に示す。図2のひだり側に3行 R_0 という数字が出てくるが、これはこの反復計算の回数が3回であったことを意味して

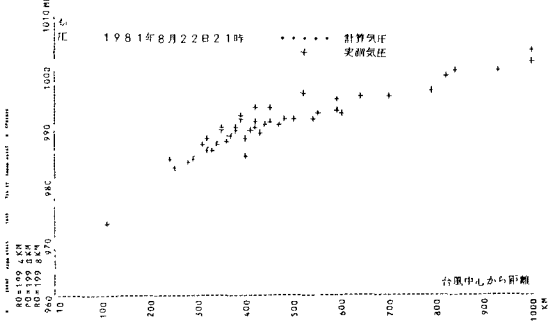


図2 台風気圧分布図

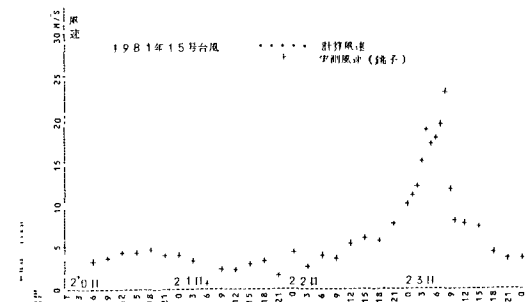


図3 銚子風速変化図

いる。

4. 外海計算

外海計算では、運動方程式(1)と(4)の移流項が略されて線形計算となる。領域はふたつからなり、図1に示すように大きい方はメッシュの長さ 5.4 km (領域Aと言う)であり、その中には図5あるいは図6に示すような領域(メッシュ長さ 1.8 km) Bがある。計算の安定のための必要條件 $\sqrt{gD} < \frac{\Delta x}{\Delta t}$ から領域A、Bとも Δt は20秒にする。気象要素は3分間ごとに計算し、A領域の沖側の境界条件は反射波を出させるようにいつも気圧低下による式(6)の水位値を設定する。初期条件も式(6)で与える。船川、仙台、小名浜、大

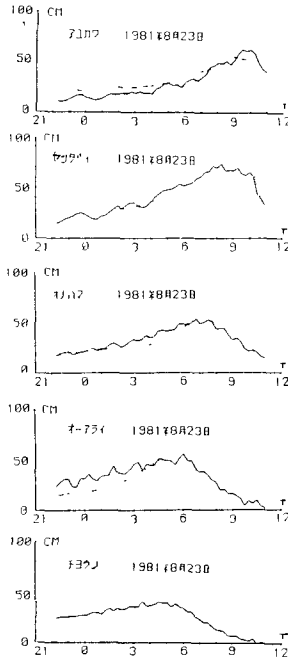


図4 計算と実測気象潮位変化図

洗と銚子など気象潮位の計算結果及び23日2時の空間分布を図4と図5に示す。図4の実線は計算値で、点線は実測気象潮位である。

石巻の東側と西側に位置する船川と仙台的計算結果から見ると、計算気象潮位のピークは実測値には一致すると考えられる。

したがって、高潮数値再現計算の際に、開境界を充分遠いところに設置すれば良好な計算結果と与ることが分かる。

図5で等水位線が滑らかでないのは台風中心移動速

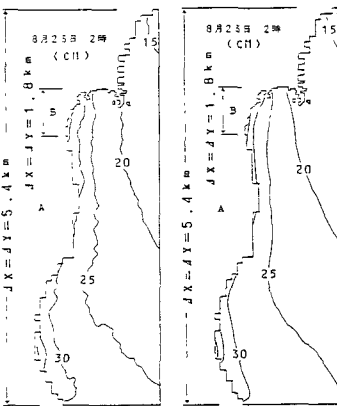


図5 気象潮の等水位線分布図

図6 気象潮の等水位線分布図 (contour map)

度がはよい ($40 \text{ km} \sim 70 \text{ km} / 1 \text{ 時間}$) ことによる振動のためかもしれない。計算時には45秒stepごとに平滑化して図6をえている。