

台風 7010 号の土佐湾における高潮の追算

——推算誤差は波浪か成層か？——

山下 隆 男*・別 宮 功**

1. 緒 言

外洋に面した土佐湾では、予想外の高波、高潮が発生する。特に台風 7010 号による土佐湾での高潮は、高知県の桂浜で推算値を約 1.2 m も上回る偏差を記録している。これまでに多くのシミュレーションがなされてきたが、これを単層の数値モデルで再現するには、モデル台風の移動風、傾度風の減衰効果を入れず、沖側境界条件を吸い上げ相当分の 2 倍にしなければならない。この推算値との大きなギャップの原因としては、波浪によるセットアップや成層による影響（海水流動の鉛直分布に起因する現象、および内部波と高潮の共鳴現象のようなバロクリニックな応答）が考えられているが、それがどの程度のものかは明らかにされていない。前者は、radiation stress による計算からは有義波高の 0.5~1 割程度と推定されるが、後者の場合の量的な検討はなされていない。Hearn & Holloway (1990) によると、オーストラリア北西部の陸棚上では、多層モデルによるバロトロピックな数値計算結果は単層モデルの 2 倍近い水位上昇となり観測値をうまく説明するという。これは高潮の海水流動（吹き寄せ）が 3 次元性であるため、流れの場の鉛直分布特性を考慮すれば、再現性の良いシミュレーションが可能であるという例である。このような流れの 3 次元性の影響は、発達した大陸棚上での高潮には重要であろう。ここで対象としている土佐湾の大陸棚はあまり発達していおらず、外洋に接しているため、内部波と高潮の共鳴現象のようなバロクリニックな応答のほうの問題になる可能性がある。

本研究では、Veronis and Stommel (1956) の方法により、内部および外部モードに分離した 2 レヤーモデルを構築し、単層モデルとの併用で、台風 7010 号による土佐湾の高潮の数値計算を行い、観測値と推算値との 1 m 以上のギャップが波浪なのか？ 成層なのか？ を検討する。

2. 台風 7010 号による土佐湾の高潮

この台風の経路を図-1 に示す。最盛期は南大東島東方にあった 1970 年 8 月 20 日朝で、中心気圧は 910 hPa、最大風速は 55 m/s の大型で非常に強い台風であった。21 日朝に四国に上陸した頃には勢力が衰え、中心気圧 960 hPa になったが、最大風速は 50 m/s 前後を保っていた。この台風は典型的な夏台風で、局地的な暴風雨を伴っていたため、多くの家屋の損壊、浸水被害を出した。また、この台風は土佐湾沿岸に顕著な高潮を発生させた。高知の桂浜検潮所では 235 cm の高潮偏差を観測したが、ピーク直前で欠測となっている。この時の浦戸湾湾奥の若松町での検潮記録は得られており、最大偏差は 2 m 弱であった。わが国の外洋に面した海岸で観測された最大級の高潮であった。

この高潮を、単層モデルによる数値計算で再現すると、1 m 程度、約半分くらいの偏差しか得られない。宮崎・岡田 (1975) はこの高潮の数値計算を行い、陸棚外縁での開境界条件を気圧低下分の静的な推定値の 2 倍にして、陸上地形による傾度風、移動風の減衰を考慮しない藤田の台風モデルを用いて、1.9 m の最大偏差を得ている。この計算において、台風モデルの仮定は納得できても、開境界条件を 2 倍にすることには疑問がある。推算値と観

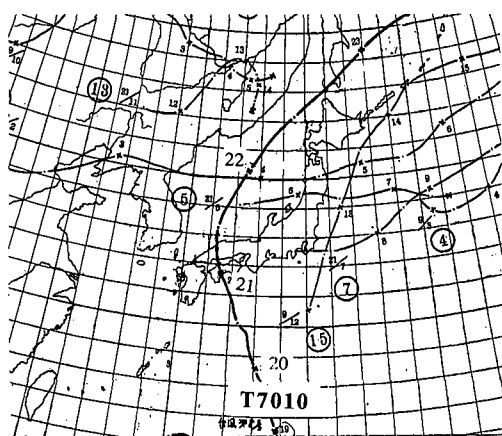


図-1 台風 7010 号の経路図

* 正会員 工博 京都大学助教授 防災研究所

** 正会員 工修 東北電力(株)北上川上流調査所

測値の1m以上のギャップの要因を何かに求める必要があろう。このことは、土佐湾のように外洋に面した海域での高潮の予測には重要な意味を持つと思われる。すぐに思い付く要因としては、以下4つがある。

(1) 波浪によるセットアップのため：中心気圧910 hPaの大型で非常に強い台風であったので、太平洋で発達した波浪が沿岸部で水深の減少による砕波のため、大きな水位上昇が生じた。

(2) 成層時の表層の流動による吹き寄せ効果の増大したため：夏期成層状態で、薄い(50m程度)表層水が流動しやすくなり、吹き寄せ効果を増大させた。

(3) 成層のため内部波が生じその伝播速度と高潮(台風)の移動速度が近くなり共鳴現象を起こした：土佐湾は狭い大陸棚を介し、表層を黒潮の流れる深海域に接しているため、外洋での成層を考慮して、内部モードと外部モードとの共鳴の可能性を検討しておく必要がある。

(4) 陸上地形の影響による風域場の歪のため：正の吹き寄せ(セットアップ)を起す南風は陸上の影響を受けないが、負の吹き寄せ(セットダウン)を起す北よりの風は四国の山脈により弱められるので、正の吹き寄せ効果が卓越した。

このうち、(1)は波高10mの波浪の砕波により起される水位上昇は0.5~1m程度なので、これによる可能性が最も高いと言える。(4)の要因も皆無ではなからうが、負の吹き寄せが弱まると高潮に伴う循環流が弱められるので、正の吹き寄せ効果も弱まる可能性もある。ここではこの要因については検討せず、(2)および(3)の要因について検討するため、以下に示す2レーヤモデルを構築し、台風7010号の土佐湾の高潮を追算する。

3.2 レーヤモデルの概要

高潮は、重力波としてのパロトロピックな基本モードでかなりの部分が記述できる現象であるが、外洋に面した大陸棚の発達した成層した海域でのそれとなると、バロクリニックな応答も考慮する必要がある。そのため、Veronis and Stommel (1956)の方法により、2レーヤモデルを以下のように構築する。

上下2層の成層状態を考え、表層をサフィックス1、下層をサフィックス2とすると、図-2のような座標系と変数を用いて、流体運動を記述するプリミティブ方程式は次式で示される。

$$\frac{\partial \vec{M}_1}{\partial t} + f \vec{k} \times \vec{M}_1 + \rho_1 g H_1 \nabla (h_1 + h_2) = \vec{\tau}_s - \vec{\tau}_i - H_1 \nabla P_a \quad (1)$$

$$\rho_1 \frac{\partial h_1}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{M}_1 = 0 \quad (2)$$

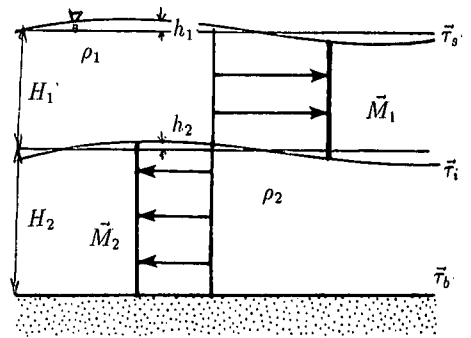


図-2 2レーヤモデルの座標系と変数

$$\frac{\partial \vec{M}_2}{\partial t} + f \vec{k} \times \vec{M}_2 + g H_2 \nabla (\rho_1 h_1 + \rho_2 h_2) = \vec{\tau}_i - \vec{\tau}_b - H_2 \nabla P_a \quad (3)$$

$$\rho_2 \frac{\partial h_2}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{M}_2 = 0 \quad (4)$$

ここに、 $\vec{M}$ は線流量、 f : Coriolisパラメーター、 $\vec{k}$: 鉛直方向の単位ベクトル、 ρ : 海水の密度、 g : 重力の加速度、 H : 平均水深、 h : 変動水位、 $\vec{\tau}_s$: 海面に作用する応力、 $\vec{\tau}_i$: 表層、下層の境界面に作用する応力、 $\vec{\tau}_b$: 海面に作用する応力、および P_a : 大気圧である。

まず、式(1)、(2)に α をかけ、式(3)、(4)に β をかけて、両者をたしあわせ、プリミティブ方程式を次式の基本モード方程式に書き換える。

$$\frac{\partial \vec{M}}{\partial t} + f \vec{k} \times \vec{M} + g [\nabla \{ \alpha H_1 (\rho_1 h_1 + \rho_1 h_2) + \beta H_2 (\rho_1 h_1 + \rho_2 h_2) \}] - [(\rho_1 h_1 + \rho_1 h_2) \nabla (\alpha H_1) + (\rho_1 h_1 + \rho_2 h_2) \nabla (\beta H_2)] = \vec{G} \quad (5)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + \alpha \nabla \cdot \vec{M}_1 + \beta \nabla \cdot \vec{M}_2 = 0 \quad (6)$$

ここに、 $\vec{F}_1, \vec{F}_2$ は式(1)、(3)の右辺の外力項であり、 $\vec{M} \equiv \alpha \vec{M}_1 + \beta \vec{M}_2$
 $\phi \equiv \alpha \rho_1 h_1 + \beta \rho_2 h_2$
 $\vec{G} \equiv \alpha \vec{F}_1 + \beta \vec{F}_2$ (7)

ここで、重みパラメーター α および β に対して、基本モードの水位変動を記述する次式のような関係式を定義する。

$$\alpha H_1 (\rho_1 h_1 + \rho_1 h_2) + \beta H_2 (\rho_1 h_1 + \rho_2 h_2) = \Gamma \phi \quad (8)$$

ここに、 Γ は内外部の水位変動に対する寄与率を示すようなパラメーターである。

いま、 $h_1 \neq 0, h_2 = 0$ の場合、式(8)は

$$\alpha H_1 + \beta H_2 = \Gamma \alpha \quad (9)$$

$h_2 \neq 0, h_1 = 0$ の場合、

$$\alpha (\rho_1 / \rho_2) H_1 + \beta H_2 = \Gamma \beta \quad (10)$$

となるので、これらの特別な場合の関係がともに成立する条件から、 α および β に対する特性方程式として、 Γ に

関する次式の 2 次方程式を得る。

$$\Gamma^2 - D\Gamma + \varepsilon H_1 H_2 = 0 \quad (11)$$

ここに、 $D = H_1 + H_2$, $\varepsilon = (\rho_2 - \rho_1)/\rho_2$ で、式 (11) の 2 根は各々、外部および内部モードの等価水深となっている。

$$\left. \begin{aligned} \Gamma_E &= D[1 - \varepsilon(H_1 H_2/D^2) + O(\varepsilon^2)] \\ \Gamma_I &= \varepsilon(H_1 H_2/D)[1 + \varepsilon(H_1 H_2/D^2) + O(\varepsilon^2)] \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

また、これらの関係式 (9), (10) を基本モード方程式 (5), (6) に用いて、相互作用項 C および B として、次式のように書き換えることができる。

$$\frac{\partial \vec{M}}{\partial t} + f \vec{k} \times \vec{M} + g \Gamma \nabla \phi - \vec{B} = \vec{C} \quad (13)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{M} - C = 0 \quad (14)$$

ここに、

$$\left. \begin{aligned} \vec{B} &= g \Gamma (\rho_1 h_1 \nabla \alpha + \rho_2 h_2 \nabla \beta) \\ C &= \vec{M}_1 \cdot \nabla \alpha + \vec{M}_2 \cdot \nabla \beta \end{aligned} \right\} \quad (15)$$

各モードの重み係数 α, β の決定には、プリミティブ方程式と基本モード方程式から求められるエネルギー方程式が等価である条件を用い、次の関係を得る。

$$\left. \begin{aligned} \alpha_E &= 1 + \frac{1}{2} \varepsilon - \frac{1}{2} \varepsilon (H_2/D) + O(\varepsilon^2) \\ \beta_E &= 1 - \frac{1}{2} \varepsilon (H_1/D) + O(\varepsilon^2) \\ \alpha_I &= H_2/D \left\{ 1 + \frac{1}{2} \varepsilon + \varepsilon \left[(H_1 H_2/D^2) - \frac{1}{2} (H_1/D) \right] + O(\varepsilon^2) \right\} \\ \beta_I &= -H_1/D \left\{ 1 + \varepsilon \left[(H_1 H_2/D^2) - \frac{1}{2} (H_2/D) \right] + O(\varepsilon^2) \right\} \end{aligned} \right\} \quad (16)$$

一方、式 (7) は各モードに対して次式のように表示される。

$$\left. \begin{aligned} \vec{M}_E &= \alpha_E \vec{M}_1 + \beta_E \vec{M}_2 \\ \vec{M}_I &= \alpha_I \vec{M}_1 + \beta_I \vec{M}_2 \\ \phi_E &= \alpha_E \rho_1 h_1 + \beta_E \rho_2 h_2 \\ \phi_I &= \alpha_I \rho_1 h_1 + \beta_I \rho_2 h_2 \\ \vec{C}_E &= \alpha_E \vec{F}_1 + \beta_E \vec{F}_2 \\ \vec{C}_I &= \alpha_I \vec{F}_1 + \beta_I \vec{F}_2 \end{aligned} \right\} \quad (17)$$

これより、上、下層での未知数と各モードのそれとの関係は次式で示される。

$$\left. \begin{aligned} \rho_1 h_1 &= r(\beta_E \phi_I - \beta_I \phi_E) \\ \rho_2 h_2 &= r(-\alpha_E \phi_I + \alpha_I \phi_E) \\ \vec{M}_1 &= r(\beta_E \vec{M}_I - \beta_I \vec{M}_E) \\ \vec{M}_2 &= r(-\alpha_E \vec{M}_I + \alpha_I \vec{M}_E) \end{aligned} \right\} \quad (18)$$

ここに、 $r = (\alpha_I \beta_E - \alpha_E \beta_I) - 1$ である。また、式 (15) の相互作用項は、式 (17), (18) から、次式のように近似する。

$$\left. \begin{aligned} \vec{B}_E &\approx r g \Gamma_E \varepsilon \phi_I \nabla (H_1/D) \\ \vec{B}_I &\approx -g \Gamma_I \phi_E \nabla (H_1/D) \\ C_E &\approx r \varepsilon \vec{M}_I \cdot \nabla (H_1/D) \\ C_I &\approx -\vec{M}_E \cdot \nabla (H_1/D) \end{aligned} \right\} \quad (19)$$

一方、外力項 $\vec{G}$ は式 (7) および (17) を用いて、次式のように近似する。

$$\left. \begin{aligned} \vec{G}_E &= \vec{\tau}_s - \vec{\tau}_b - D \nabla P_a + O(\varepsilon^2) \\ \vec{G}_I &= (H_2/D) \vec{\tau}_s + (H_1/D) \vec{\tau}_b - \vec{\tau}_i + O(\varepsilon^2) \end{aligned} \right\} \quad (20)$$

結局、基本モード方程式 (13), (14) は、次式のような外部モードと内部モードの基礎方程式に書き換えられる。

外部モードとしては、

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \vec{Q}_E}{\partial t} + f \vec{k} \times \vec{Q}_E + g D \nabla \phi_E - \varepsilon g D \phi_I \nabla \left(\frac{H_1}{D} \right) \\ = \vec{T}_s - \vec{T}_b - g D \nabla P_a / \rho \\ \frac{\partial \phi_E}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{Q}_E - \varepsilon \vec{Q}_I \cdot \nabla \left(\frac{H_1}{D} \right) = 0 \end{aligned} \right\} \quad (21)$$

内部モードとしては、

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \vec{Q}_I}{\partial t} + f \vec{k} \times \vec{Q}_I + g \Gamma_I \nabla \phi_I - g \Gamma_I \phi_E \nabla (H_1/D) \\ = \frac{H_2}{D} \vec{T}_s + \frac{H_1}{D} \vec{T}_b - \vec{T}_i \\ \frac{\partial \phi_I}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{Q}_I + \vec{Q}_E \cdot \nabla (H_1/D) = 0 \end{aligned} \right\} \quad (22)$$

ここに、

$$\left. \begin{aligned} \vec{Q}_E &\equiv \vec{M}_E / \rho & \vec{Q}_I &\equiv \vec{M}_I / \rho \\ \phi_E &\equiv \phi_E / \rho & \phi_I &\equiv \phi_I / \rho \\ \vec{T}_s &\equiv \vec{\tau}_s / \rho & & \\ \vec{T}_b &\equiv \vec{\tau}_b / \rho = g \left(\frac{|\vec{Q}_2| |\vec{Q}_2|}{C^2 (H_2 + h_2)^2} \right) & & \\ \vec{T}_i &\equiv \kappa (D/H_1 H_2)^2 |\vec{Q}_I| \vec{Q}_I & & \end{aligned} \right\} \quad (23)$$

なお、 C は Chézy 係数で、境界面での応力係数は $\kappa = 2.0 \times 10^{-5}$ (Mahunnop, 1985) で与える。結局、外部モードと内部モードとに書き換えられた基礎式 (21), (22) を数値的に解く。数値解法としては山下ら (1990) の時間分割法による陰解法の差分計算モデルと同様の方法を用いる。また、単層モデルは山下らのものを用いており、成層を考慮しない場合にはこの単層モデルによる解に一致する。

4. 台風 7010 号による高潮の追算

モデル台風は、光田・藤井 (1986) の台風モデルを減

衰定数を与えずに用いる。これは宮崎・岡田と同様に、台風の風域場が陸上の影響により減衰する効果を無視している。計算領域および水位出力点は、土佐湾の両岬を境界にして図-3に示すように設定する。また、計算条件は空間刻みは $\Delta x=1,140$ m, $\Delta y=928$ m, 時間ステップ $\Delta t=20$ s, 水平混合係数 100 (m^2/s), 海面での抵抗係数 0.0026 , 2 レヤーモデルでは、上層の静水深を 50 m に、上、下層の海水の密度を各々、 1.03 と 1.02 に設定した。

単層および2 レヤーモデルによる台風7010号の高潮の中村、須崎、佐賀および高知(桂浜)における高潮偏差の時間変動を図-4に示した。図中、実線は2 レヤー、破線は単層モデルによる推算結果である。何れの水位点においても、2 レヤーモデルによる推算値は最大偏差で $10\sim 20$ cm 大きく、Hearn & Holloway (1990) の場合と同様に、resurgence の特性が単層モデルとは異なっている。桂浜で計算された偏差と若松町での観測偏差の時間変化を比較すると図-5のようであり、2 レヤーモデルによっても 1 m のギャップは埋められない。また両モデルの流動特性の一例を流速ベクトル場で、図-6および7に示す。2 レヤーモデルの計算結果からは、バロクリニックな流れが計算されていることがわかる。この数値計算の結果をまとめると、以下のようである。

(1) 2 レヤーモデルにより成層条件で計算すると、高潮は単層モデルのそれに比べて湾内全域で大きくなる。これは表層の活発な流動が吹き寄せ効果を増大させるためであろう。しかしながら、その水位上昇は単層モデルの $10\sim 20\%$ 増で、台風7010の場合には 20 cm 程度の最大水位の上昇が計算された。

(2) Hearn & Holloway (1990) によるオーストラリア北西部の大陸棚の高潮の場合にも、3 次元モデル(多

層)と2次元モデル(単層)との水位差は 20 cm 程度で、高潮が実測値で 40 cm と小さいことから、表現上は2倍であり大きな差のようにみえるが、差の絶対値は 20 cm

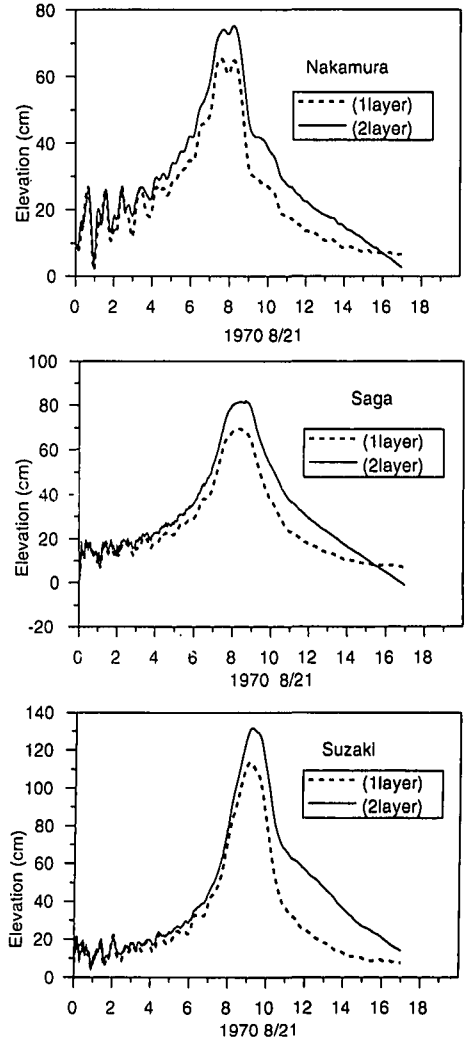


図-4 単層および2 レヤーモデルによる台風7010号の高潮

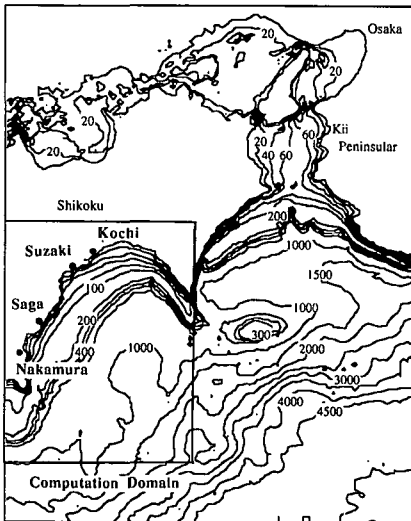


図-3 高潮の計算領域および水位出力点

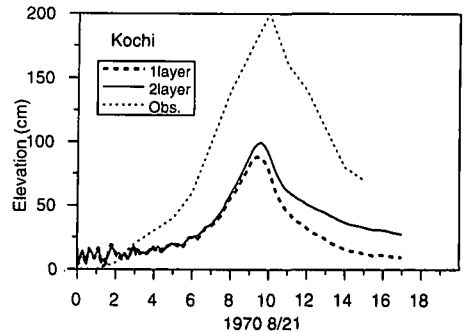


図-5 桂浜における計算偏差と若松町での観測偏差の比較

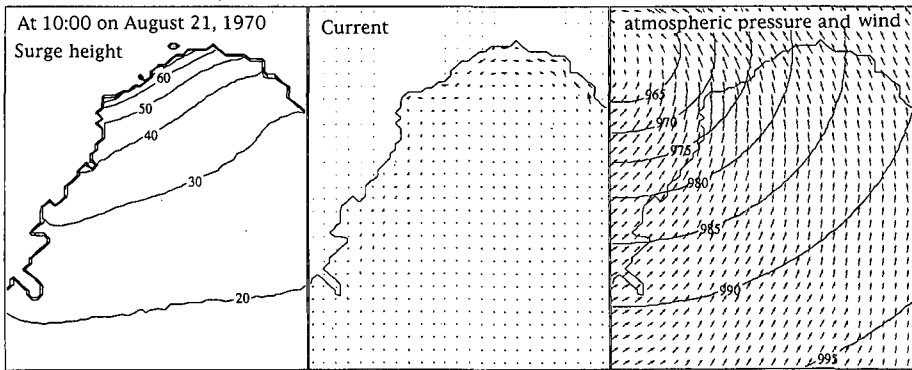


図-6 単層モデルにより計算された流速ベクトル場の一例

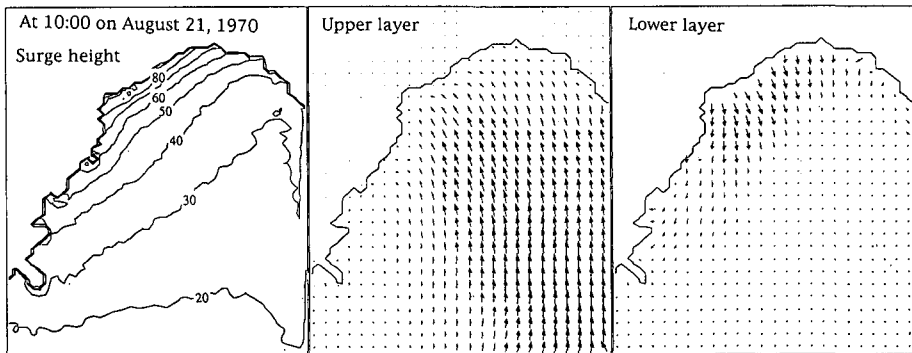


図-7 2 レヤーモデルにより計算された流速ベクトル場の一例

で、ここでの高潮の追算結果と一致している。換言すれば、流れの鉛直分布が高潮の水位変動に及ぼすオーダーは 20 cm 程度であるとも言える。

(3) 内部波による共鳴は発生せず、このために高潮が大きくなる計算結果は得られなかった。

(4) 以上のことから判断して、台風 7010 号の土佐湾の高潮には、波浪によるセットアップが支配的で、そのオーダーは 80 cm 程度であると考えられる。

5. 結 語

以上、内部および外部モードに分離した 2 レヤーモデルを構築し、単層モデルとの比較で台風 7010 号による土佐湾の高潮の数値計算を行い、観測値と推算値との 1 m 以上のギャップが成層にどの程度起因しているのかを検討し、約 20 cm が成層の影響で、残りの約 80 cm は波浪の影響であると結論した。今後、数値実験により内部波と高潮の共鳴現象の可能性を検討する必要がある。なお、本研究は科学研究費（一般研究（A））、代表者 光田 寧

教授、京大防災研）による研究成果の一部として行われたものである。

参 考 文 献

- 藤井 健・光田 寧 (1986): 台風の確率モデルの作成とそれによる強風シミュレーション, 京大防災研究所年報, 第 29 号 B-1, pp. 229-239.
- 宮崎正衛, 岡田正実 (1975): 土佐湾高潮の数値計算, 気象研究所報告, 第 26 巻, 第 2 号, pp. 55-62.
- 山下隆男・山中久生・土屋義人 (1991): エスチャリーにおける長周期波の数値計算—田辺湾の潮流・吹送流シミュレーション—, 京大防災研究所年報, 第 34 号 B-2, pp. 449-469.
- 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. Ocean., Vol. 20, pp. 60-80.
- Mahunnop, B (1985): An investigation of hurricane-induced forerunner surge in the Gulf of Mexico, Dissertation of Texas A&M University, 202 p.
- Veronis, G. and H. Stommel (1956): The action of variable wind stress on a stratified ocean, J. Mar. res., Vol. 15, pp. 43-75.