

密度成層と Wave Setup を考慮した土佐湾異常高潮の推算

柴木 秀之*・加藤 史訓**・山田 浩次***

1. はじめに

四国南岸に來襲した台風 7010 号は、土佐湾一帯に異常な高潮をもたらし、桂浜で記録された最大潮位偏差は 235 cm に及んだ。この値は、過去、日本の外洋に面する沿岸において観測された高潮の中でも最大級のものである。そのため、宮崎・岡田 (1975), Ueno (1981), 山下・別宮 (1996) は、この異常な高潮の発生過程を明らかにするべく、数値シミュレーションによる高潮の再現を試みた。しかしながら、2 m を超過する潮位偏差を推算した例はなく、未だ高潮の発生過程が完全には説明されていない。これは、土佐湾沿岸が外洋に面するため、気圧低下と風による吹き寄せのみを考慮する従来型の高潮推算では再現できないことに起因する。一方、柴木・中山 (2000) は、外洋に面する熊野灘沿岸における伊勢湾台風による高潮痕跡値を説明するために、密度成層と wave setup を考慮した多層高潮推算モデルを適用し、痕跡値の再現を行った。

この方法にない、本論文では、気圧低下と風による吹き寄せとともに、密度成層、河川流入、wave setup の 5 つの効果を考慮した多層高潮推算モデルを用いて、台風 7010 号時の土佐湾沿岸における高潮の再現を試みる。そして、異常な高潮が 5 つの効果により説明できることを立証する。

2. 土佐湾沿岸における台風 7010 号による高潮の記録

図-1 は、気象庁報告 (1961) による台風 7010 号時の土佐湾沿岸における高潮観測点 (検潮所) とその記録である。観測点は土佐湾沿岸に複数あり、いずれも潮位記録であるため、潮位偏差の時系列がまとめられている。

これら潮位偏差の観測値のうち、浦戸湾口の桂浜では観測中の最大値 235 cm を記録し、それ以外にも、浦戸湾内の横浜・若松町、東部の手結において潮位偏差が求め

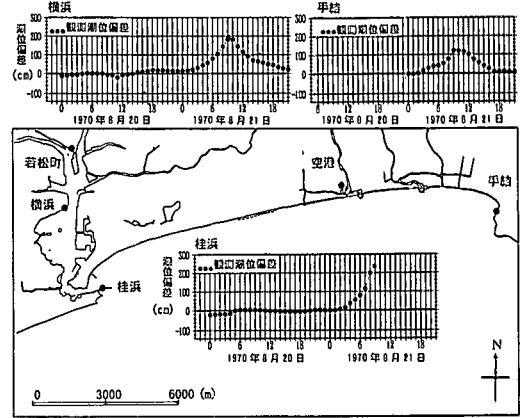


図-1 台風 7010 号による土佐湾沿岸の高潮記録

られている。これらの記録を高潮の検証データとする。なお、桂浜の観測記録は、最大偏差の発生時刻が欠測しており、最大値 235 cm は痕跡による推定値である。

3. 多層高潮推算モデル

(1) 高潮の基本式

土佐湾における高潮推算は、密度成層と wave setup を考慮した多層レベルモデルを適用する。この多層レベルモデルによる高潮の基本式は、層別に鉛直積分した連続式と運動方程式である。今、 L 層に分割し、 k 層 ($k=1, 2, \dots, L$) の連続式と運動方程式を表す。ここで、第 1 層 (表層) は、海面 $z=\eta$ から、 $z=-h_1$ 、第 k 層は $z=-h_{k-1}$ から $z=-h_k$ 、第 L 層 (底層) は $z=-h_{L-1}$ から海底 $z=-h_L$ とする。第 k 層の水平成分線流量 M, N は、

$$M_k \equiv \int_{-h_k}^{-h_{k-1}} u dz, \quad N_k \equiv \int_{-h_k}^{-h_{k-1}} v dz \dots \dots \dots (1)$$

で表される。第 1 層と第 k 層の層厚は、

$$H_1 = h_1 + \eta, \quad H_k = h_k - h_{k-1} \dots \dots \dots (2)$$

と定義する。また、圧力勾配は鉛直積分し、第 k 層を、

$$[P_x]_k = \int_{h_k} \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} dz, \quad [P_y]_k = \int_{h_k} \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} dz \dots (3)$$

と定義する。第 k 層の radiation 応力は次式で表す。

* 正会員 工修 株式会社エコー 環境水理部
 ** 正会員 工修 国土交通省国土技術政策総合研究所 河川研究部海岸研究室
 *** 工修 前国土交通省四国地方整備局高知工事事務所調査課長

$$\left. \begin{aligned} [S_{xx}]_k &= S_{xx}(-h_k) - S_{xx}(-h_{k-1}) \\ [S_{yy}]_k &= S_{yy}(-h_k) - S_{yy}(-h_{k-1}) \\ [S_{xy}]_k &= S_{xy}(-h_k) - S_{xy}(-h_{k-1}) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (4)$$

式 (1)~(4) の形式を用いると、密度成層と wave setup を考慮した多層の高潮の基本式は、連続式と、各層の密度勾配を考慮した圧力勾配項及び radiation 応力勾配項を加えた運動方程式として、次のように記述される。

$$w|_{z=h_{k-1}} + \frac{\partial M_k}{\partial x} + \frac{\partial N_k}{\partial y} = w|_{z=-h_k} \dots\dots\dots (5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial M_k}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M_k^2}{H_k} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{M_k N_k}{H_k} \right) + (uw)|_{z=-h_k} \\ = +fN_k - [P_x]_k + \frac{1}{\rho_k} (\tau_{ix}|_{z=-h_{k-1}} - \tau_{ix}|_{z=-h_k}) \\ + A_h \left(\frac{\partial^2 M_k}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M_k}{\partial y^2} \right) - \frac{1}{\rho_k} \left(\frac{\partial [S_{xx}]_k}{\partial x} + \frac{\partial [S_{xy}]_k}{\partial y} \right) \end{aligned} \dots\dots\dots (6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial N_k}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M_k N_k}{H_k} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N_k^2}{H_k} \right) + (vw)|_{z=-h_k} \\ = -fM_k - [P_y]_k + \frac{1}{\rho_k} (\tau_{iy}|_{z=-h_{k-1}} - \tau_{iy}|_{z=-h_k}) \\ + A_h \left(\frac{\partial^2 N_k}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N_k}{\partial y^2} \right) - \frac{1}{\rho_k} \left(\frac{\partial [S_{xy}]_k}{\partial x} + \frac{\partial [S_{yy}]_k}{\partial y} \right) \end{aligned} \dots\dots\dots (7)$$

ここで、連続式 (5) は、

$$w|_{z=\eta} = \frac{\partial \eta}{\partial t}; k=1, \quad w|_{z=-h_L} = 0; k=L$$

となる。また、式 (6), (7) の境界面せん断応力は、

$$\begin{aligned} \tau_{ix}|_{z=\eta} = \tau_{sx}, \quad \tau_{iy}|_{z=\eta} = \tau_{sy}; k=1 \\ \tau_{ix}|_{z=-h_L} = \tau_{bx}, \quad \tau_{iy}|_{z=-h_L} = \tau_{by}; k=L \end{aligned}$$

となる。以上の式中に用いた、(x, y) は水平面座標、z は平均海面を基準に鉛直上向き、η は水位、(u, v, w) は (x, y, z) 方向の流速成分、P は圧力、ρ は海水密度、f はコリオリ係数、A_h は水平渦動粘性係数、τ_s は海面せん断応力、τ_b は底面せん断応力である。

(2) 密度成層の計算

土佐湾における台風 7010 号の高潮観測値を再現する計算は、夏季密度成層と沿岸からの河川水流出に伴う表層低塩分水による成層を考慮した 3 層レベルモデルを用いる。3 層高潮推算の層分割は、土佐湾沿岸における水温と塩分の鉛直分布により、成層が確認できる水深をもとに決定する (例えば、日本全国沿岸海洋誌, 1985)。

土佐湾沿岸の成層には、水深 50~200 m 深の夏季密度成層と沿岸からの淡水供給に伴う表層低密度水による成層がある。これより、3 層の層厚は、海面~10 m, 10 m~50 m, 50 m~海底までとする。また、水温と塩分の鉛直分布から、3 層各々の初期値も設定する。なお、表層

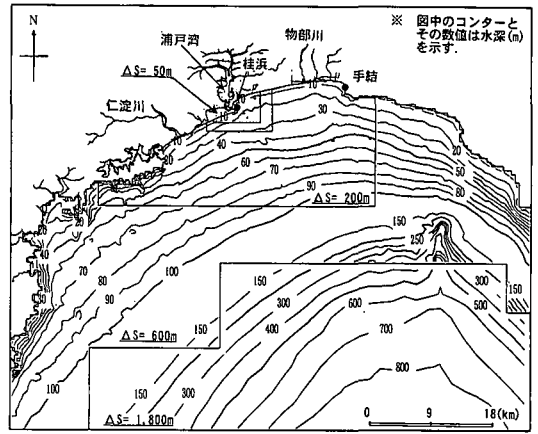


図-2 土佐湾沿岸の領域構成

及び中層の密度は、表面の状態方程式から求めるが、下層の密度は海水中の圧力による体積圧縮効果により、表面と同じ水温と塩分でも表層の密度より大きくなる。この影響を考慮し、下層の密度については、中層との密度差を 10 kg/m³ となるように補正する。各層の密度の時間変化は、高潮計算と同時に、水温と塩分各々の 3 層拡散方程式を計算し、時間ステップ毎の水温及び塩分の値を国際状態方程式 (日本海洋データセンター, 1984) に代入して求める。拡散方程式に用いる水平拡散係数は 10 m²/s、鉛直拡散係数は 0.001 cm²/s とする。

河川からの淡水流入は、5 河川 (仁淀川、物部川と浦戸湾内の国分川、鏡川、下田川) について考慮する。河川流量は台風 7010 号来襲時のハイドログラフをもとに設定する (高知県河川課, 1976)。河川水の初期条件は、塩分を 0、水温を第 1 層の値と同じとする。

(3) Wave setup の計算

Wave setup 量は、3 層の運動方程式に層別の radiation 応力勾配項を加え、気圧勾配項と表面せん断応力項と同時に計算する。式 (4) に代入する radiation 応力を求めるために、柴木ら (1995) による波の発達・減衰・変形を考慮したスペクトル浅海波浪推算法により、時間変化する平面波浪場を計算する。そして、波浪推算結果から求められる成分波スペクトルを用いて多方向不規則波の radiation 応力の形式で計算する。計算する方向スペクトルは、周波数成分を 22 (4 秒~25 秒, 周波数 0.01 間隔)、方向成分を 16 (22.5°間隔) の計 352 成分から構成する。

浅海波浪推算における砕波波高は、合田 (1970) の砕波限界波高式を波高上限値として用いることにより推定する。また、多層の radiation 応力は、Longuet-Higgins・Stewart (1964) にならい、鉛直分布式を層毎に積分することにより求める。

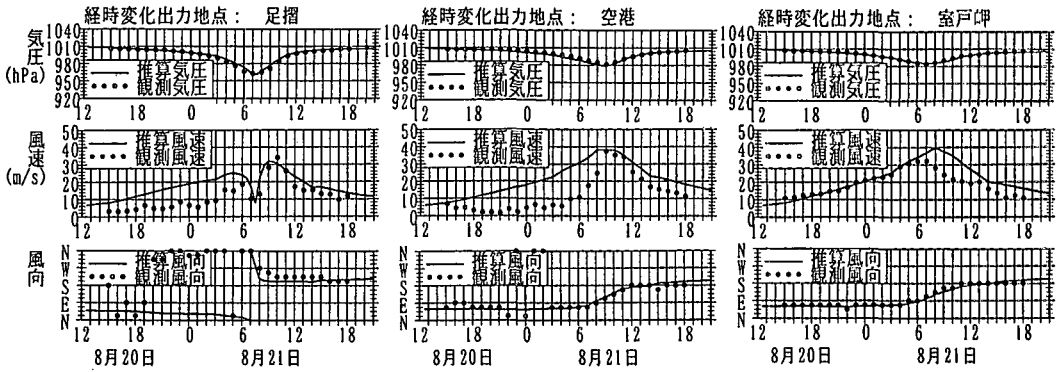


図-3 気圧及び風の推算値と観測値の経時変化の比較 (空港は図-1 に位置を示す.)

4. 台風7010時の土佐湾高潮推算

(1) 高潮推算の初期条件と境界条件

計算範囲は台風7010号の経路を含む広域とし、図-2に表すように土佐湾沿岸を200 m格子、桂浜及び浦戸湾周辺を50 m格子で地形近似する。

高潮推算の初期条件は、水位と流速を0とし、計算開始時刻に、台風中心深度(台風中心における1,010 hPaからの気圧低下値)を0とする。現実の台風は既に発達しているものの、初期に発達した台風の気圧と海上風を与えると、計算上の初期振動が発生して領域内の高潮偏差の経時変化に影響を及ぼす。この振動を抑えるために、次第に所定の中心深度にするための立ち上げ時間を12時間とする。また、計算期間は、高潮に伴う潮位偏差が生じていない8月19日21時を開始時刻とし、揺れ戻しがほぼ完了する21日21時までの48時間とする。

外洋の境界条件は、気圧降下分の高潮偏差を強制水位として与え、領域から外部へ伝播する自由波は自由透過させる放射条件を用いる。

(2) 気圧・海上風の推算

台風7010号の気圧分布はMyersの気圧近似式を用いて同心円状に近似する。上空大気の流れは台風モデルを適用し、傾度風と場の風を分離して求める。この推算風を海上風へ変換する方法として境界層モデルを適用する。境界層モデルは、後藤・柴木(1993)が提案した方法であり、風の鉛直分布に関する理論から10 m高度の風速及び風向へ変換するための低減率及び吹き込み角を推定するものである。

図-3は気圧及び風速・風向を推算値と観測値で比較したものである。観測風との整合を図るために、土佐湾沿岸における海上風は、境界層モデルによる推算風の1.2倍とする。また、土佐湾沿岸の風向は反時計回りに22.5°補正する。

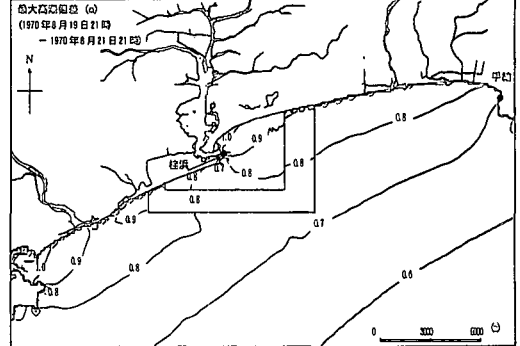
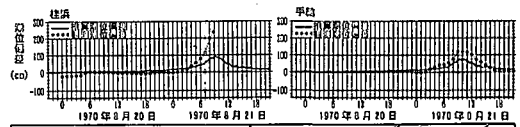


図-4 単層モデルによる最大潮位偏差の分布と観測潮位偏差との比較

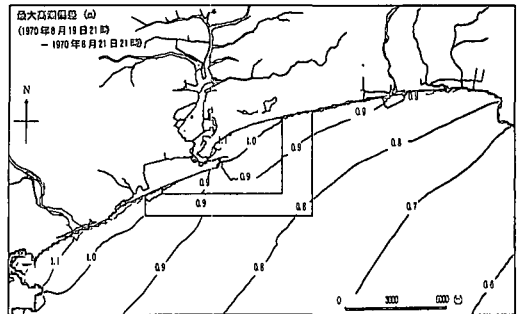


図-5 密度成層と河川流入を考慮した3層モデルによる最大潮位偏差の分布

(3) 単層モデルと多層モデルによる高潮推算

図-4は、台風モデルの気圧及び海上風を用いた単層モデルによる台風7010号時の最大潮位偏差の分布である。図中、桂浜及び手結における経時変化を併記する。

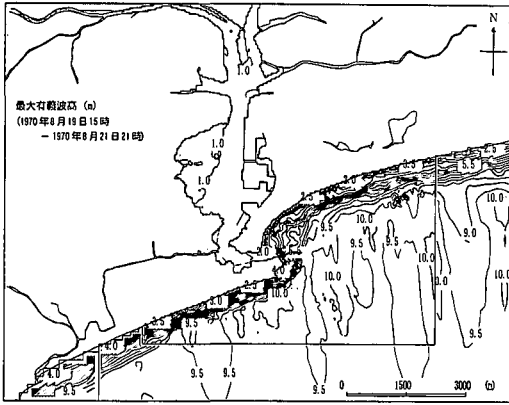


図-6 浅海波浪推算による最大有義波高の分布

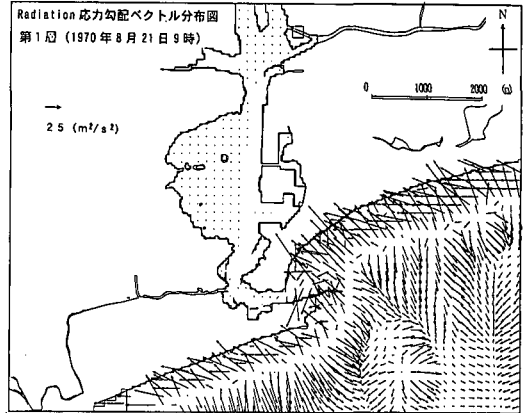


図-7 第1層の radiation 応力勾配ベクトルの分布

単層モデルによる推算値は、土佐湾沿岸全体で観測値を大幅に下回る結果となる。

一般に、土佐湾のような外洋に面する沿岸は、開放的かつ水深が深いため、風による吹き寄せは発達しにくい。内湾の高潮は、推算風速を試行計算により調整すれば、高潮の再現を図ることは可能である。しかしながら、外洋に面する沿岸では、このような再現方法を適用できない。この高潮推算の課題は、気圧と風の効果のみを考慮した従来型モデルで表現していない他の過程を、高潮推算に組み込む必要性を表している。

図-5は、密度成層と河川流入を考慮した3層モデルによる土佐湾沿岸における最大潮位偏差の分布である。図-4に表した単層モデルによる潮位偏差の分布と比較すると、沿岸全体における潮位偏差が上昇し、単層モデルによる潮位偏差よりも10~20cm程度大きくなる。

(4) 浅海波浪推算と radiation 応力の算定

Radiation 応力を計算するために行う浅海波浪推算の適用範囲は、土佐湾沿岸を中心とする浅海域に限定する。計算範囲の領域構成は、沖合を1800m格子で、土佐湾沿岸を600m格子以下で地形近似し、600m~50m格子の領域については、図-2に表す高潮推算の領域構成と一致させる。隣接する領域間は、方向スペクトルを接続して同時計算する。適用範囲外となる外洋から伝播する波浪は、外洋波浪推算により別途計算し、この結果を浅海波浪推算の沖側境界条件とする。沖側境界条件として与える量は波浪の方向スペクトルであり、1時間毎の値を線形補間して計算の時間間隔毎に与える。

図-6は、浅海波浪推算による土佐湾沿岸における最大有義波高の分布を表す。浅海域における波浪変形を考慮すると、屈折及び浅水等の変形の影響により波高分布に空間的な差が生じる。さらに、海岸において砕波による急激な波高減衰が生じる。この浅海波浪推算の結果から3層の radiation 応力を計算する。

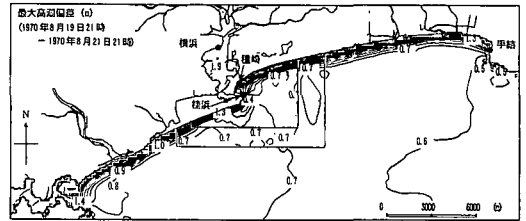
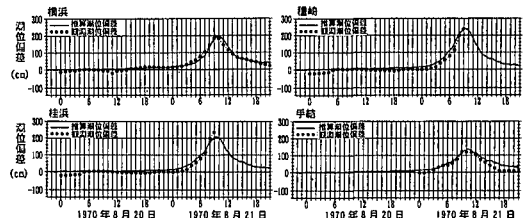


図-8 Wave setup を考慮した3層モデルによる最大潮位偏差の分布と観測値との比較

図-7は、桂浜周辺の沿岸における21日9時(高潮最盛時)の第1層の radiation 応力勾配ベクトルの分布である。図によれば、水深10~15m程度の砕波点より岸側は岸向きの応力が、砕波点より沖側は沖向き応力が作用し、砕波点を境界とする逆向きの応力分布となる。

(5) Wave setup を考慮した多層高潮推算

浅海波浪推算により計算した3層の radiation 応力を用いて高潮推算を行う。計算条件は、密度成層と河川流入を考慮した3層モデルであり、気圧及び海上風は台風モデルによる推算値を用いる。

図-8は、wave setup を考慮した場合の土佐湾沿岸における最大潮位偏差の分布である。また、桂浜・手結・横浜・種崎の推算潮位偏差と観測値との比較も表す。種崎の観測値は桂浜の値である。Wave setup を考慮すると、海岸近傍において急激な水位上昇が生じるため、図-4に表すような従来の高潮推算において見慣れた高潮の分布とはかなり異なるものとなる。

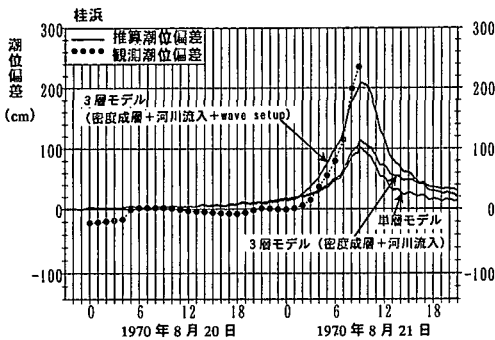


図-9 桂浜における観測潮位偏差の再現性の比較
(推算値は単層モデル, 密度成層・河川流入を考慮した3層モデル, 密度成層・河川流入・wave setupを考慮した3層モデルの3種類)

海岸近傍の水位分布は, 図-7 に表した radiation 応力勾配ベクトルの分布に対応して, 砕波点よりも岸側で wave setup が, 沖側で set-down が生じる。Wave setup を考慮すると, 桂浜・手結・種崎のような外洋に面する沿岸の潮位偏差は大きくなり, 観測潮位偏差に近づく。また, 浦戸湾口の桂浜における潮位偏差の上昇に伴い, 湾内の横浜における潮位偏差も大きくなる。

5. 高潮の再現に関する考察

図-3 と図-8 の潮位偏差の経時変化を見ると, 単層モデルに比べて, wave setup を考慮した3層モデルの推算潮位偏差は大きくなる。特に, 外洋に面する桂浜及び種崎における最大潮位偏差は1.0 m 以上, 手結では50 cm 以上高くなる。また, 桂浜における潮位偏差の上昇に伴い, 湾内の横浜における潮位偏差も1.0 m 以上高くなる。いずれの点とも, 3層モデルによる推算値は観測値に近いものとなり, 観測値の再現性は向上する。

図-9 は, 桂浜における観測潮位偏差と推算潮位偏差の経時変化の比較を表す。図中, 推算値は, 単層モデル, 密度成層と河川流入を考慮した3層モデル, wave setup も考慮した3層モデルの3種類について比較する。3種類の推算値の比較から, どの条件の効果が潮位偏差の再現に寄与する度合いが大きいかを明らかにすることができる。

図によれば, 密度成層の効果は10 cm 程度とわずかである。なお, 河川流入の効果はほとんど見られなかった。台風7010号時の高潮が河川流入の影響を大きく受けていないのは, 最大流量となる時刻が, 潮位偏差が最大となる時刻よりも数時間遅れたためである。それに対し, wave setup による水位上昇量は, 潮位偏差が最大となる時刻において1.0 m 程度となる。Wave setup による水位上昇量は, 単層モデルによる潮位偏差とほぼ同程度の値となり, この関係は潮位偏差が上昇し最大となる時刻

まで成立する。その結果として, 観測記録と同程度の潮位偏差が表現できる。

6. おわりに

土佐湾沿岸において, 台風7010号来襲時に観測された異常な高潮の再現を行った。高潮推算は, 密度成層と wave setup を考慮した3層レベルモデルを適用した。

以下に成果をまとめる。

①スペクトル浅海波浪推算法により, 発達・減衰と砕波を含む変形を考慮した土佐湾沿岸の浅海波浪場を推算し, その結果から radiation 応力を推定した。

②気圧低下と風による吹き寄せの効果のみを考慮する従来型の単層モデルは, 土佐湾沿岸で記録された潮位偏差よりもかなり低い偏差しか推算できない。

③密度成層, 河川流入, wave setup を考慮した3層レベルモデルを適用すると, 観測値をほぼ説明できる。

④密度成層の効果は10~20 cm, wave setup の効果は桂浜で1 m 以上となる。また, 浦戸湾口に位置する桂浜における偏差の上昇は, 湾内の偏差も上昇させる。

謝辞: 本研究をまとめるに当たり, 東京大学工学研究科 渡辺晃教授, 東海大学工学部 後藤智明教授より数々の御助言を頂いた。ここに記して謝意を表する次第である。

参考文献

- 合田良実 (1970): 砕波指標の整理について, 土木学会論文報告集, 第180号, pp. 39-49.
- 後藤智明・柴本秀之 (1993): 陸上地形の影響を考慮した海上風推算, 港湾技術研究所報告, 第32巻, 第3号, pp. 65-97.
- 柴本秀之・渡辺 晃・磯部雅彦 (1995): 浅海波浪推算モデルとその応用に関する研究, 海岸工学論文集, 第42巻, pp. 341-345.
- 柴本秀之・中山哲殿 (2000): 密度成層と wave setup を考慮した多層高潮推算による熊野灘高潮痕跡値の再現, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 201-205.
- 日本海洋学会 沿岸海洋研究部会編 (1985): 日本全国沿岸海洋誌, pp. 540-545.
- 日本海洋データセンター (1984): 実用塩分と国際海水状態方程式 (改訂版), pp. 11-14.
- 宮崎正衛・岡田正美 (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・別宮 功 (1996): 台風7010号の土佐湾における高潮の追算, 海岸工学論文集, 第43巻, pp. 261-265.
- Japan Meteorological Agency (1973): Report on the abnormally high storm surge in Tosa Bay, Oceanogr. Mag., Vol. 25, No. 1, pp. 37-58.
- Longuet-Higgins, M. S. and R. W. Stewart (1964): Radiation stresses in water waves: A physical discussion with applications, Deep-Sea Res., Vol. 11, pp. 529-562.
- Ueno T. (1981): Numerical Computations of the Storm Surges in Tosa Bay, J. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 37, pp. 61-73.