

4. 台風 23 号による高潮の再現計算

4.1 概要

高潮現象は、①気圧降下による海面の吸い上げと、②強風による海水の吹き寄せが主要な発生要因として考えられており、これらの 2 つの要因を考慮した高潮モデル（従来モデル）による検討がこれまでに多くなされてきた。しかしながら、外洋に面する海岸や湾口における高潮については、従来モデルを用いると再現される潮位偏差が過少となることが多く、高潮に関する発生・発達に他の要因や条件を考慮する必要性が示唆されていた。

台風 23 号が被害をもたらした室戸岬周辺は、図-4.1 に示すように陸棚の狭い外洋に面する急深な海岸となっているため、風による吹き寄せは発達しにくい。このため、従来モデルによる高潮の再現を行うと、気圧降下による海面の吸い上げを主として高潮現象を再現しなくてはならないことになる。しかしながら、台風 23 号時に室戸岬検潮所で記録された最大潮位偏差は 2.53m(港内の副振動を差し引いても 1.69m)と大きく、明らかに従来モデルで考慮されていない他の要因や条件を考慮する必要があるといえる。

このような問題に対して、柴木・渡辺(2002)は、従来モデルでは考慮されていない高潮に影響する要因について統括的に整理し、定量的な検討を行っている。これによると、高潮に影響する要因として、高潮時の流れが鉛直方向に一樣にならないことによる多層化の影響、密度成層の形成による潮位偏差量の増大、wave setup が潮位偏差記録に含まれる可能性が挙げられている。

これらの要因のうち wave setup による水位上昇量は、沖波波高の 1~2 割程度に達することが知られており、室戸岬周辺のように外洋に面する開放的な海岸では、打ち寄せる波も高く、wave setup による水位上昇は無視できないと考えられる。実際に、磯崎(1970)は、外洋に面する静岡県の舞阪における高潮時の潮位偏差記録の多くに wave setup が含まれていることを明らかにしている。

このようなことから、外洋に面する室戸岬周辺の海岸では、wave setup による水位上昇が高潮時の潮位偏差に多く含まれると考えられ、再現計算において考慮すべき要因と考えられる。よって、本研究では、従来モデルで考慮している 2 つの要因に加えて、wave setup による水位上昇を考慮した高潮モデルにより再現計算を行うものとする。

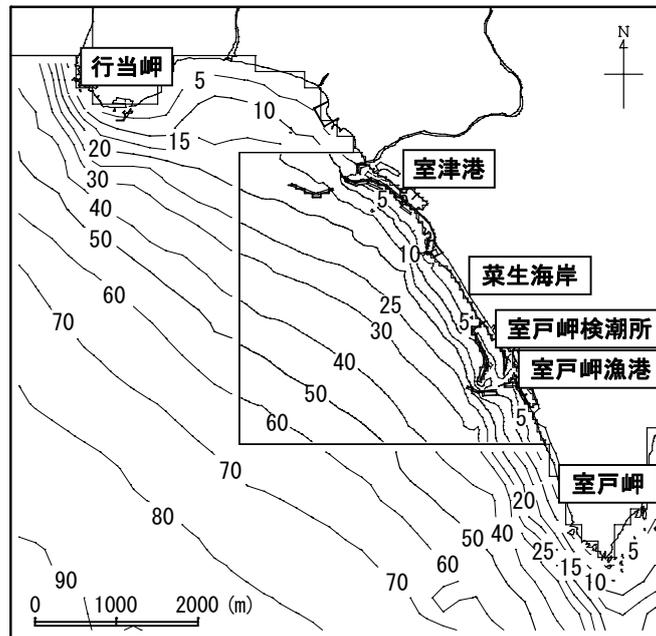
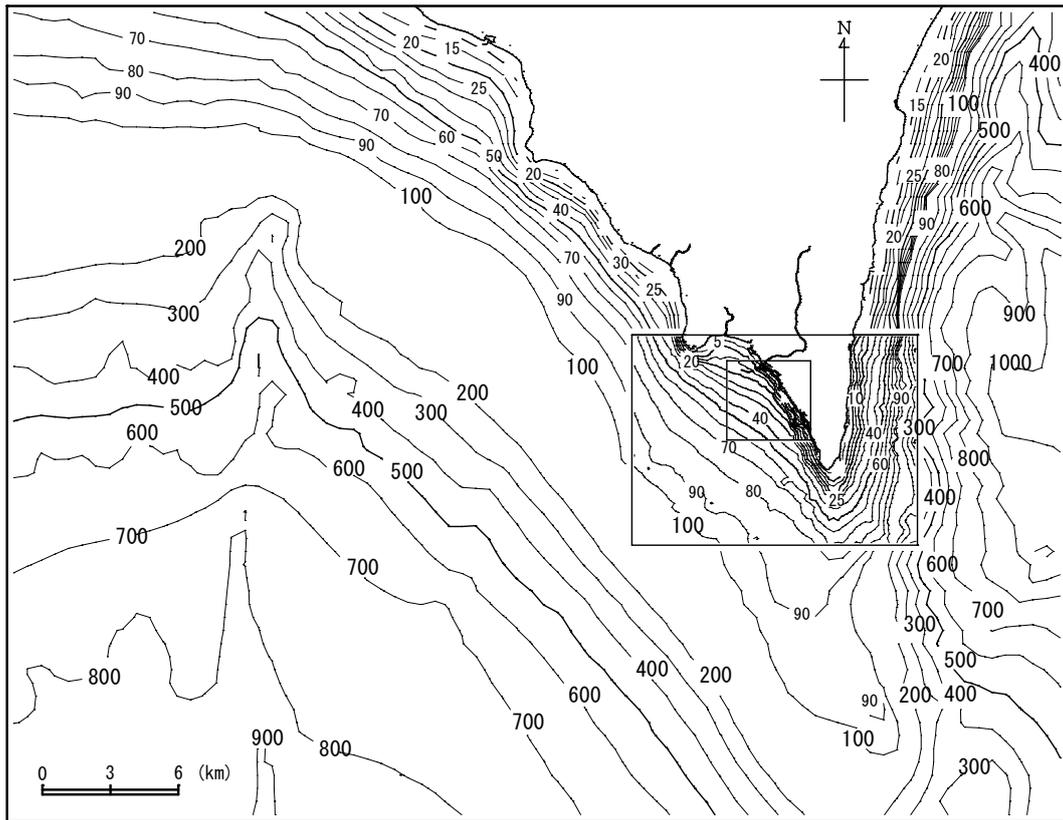


図-4.1 室戸岬周辺における海底地形（上図；広域図，下図；拡大図）

4.2 計算方法

4.2.1 数値計算の概要

適用したモデルは、台風モデル(Myers)により気圧と海上風の空間分布を推定し、気圧降下および海上風の吹き寄せによる高潮の発達過程を再現する。また、同時に場における radiation 応力の経時変化から wave setup による水位上昇量も再現する。なお、radiation 応力は時間的に変化する波浪場から計算する。波浪場は、発達・減衰・砕波変形を考慮したスペクトル浅海波浪推算法により計算する。

4.2.2 風の推算 (台風モデル)

高潮推算および波浪推算に用いる海上風(海面上 10m 高度の風)は台風モデルにより推算する。台風モデルは、台風の中心位置、中心示度(圏外気圧 1,010hPa からの気圧降下量)、台風半径で表される台風属性を入力データとし、台風圏内の気圧分布に対して Myers の式を仮定して求めた中心対照傾度風と、台風の移動に伴う場の風にそれぞれ海面摩擦を考慮した変換係数 C_1 , C_2 を乗じて、両者の和から 10m 高度における海上風速 U_{10} および風向 θ_w を推定するモデルである。

a) 自由大気の推算

Myers によるの台風の影響範囲における気圧分布の式は、次式により表される。

$$P(r) = P_c + \Delta P_e \exp\left(-\frac{r_0}{r}\right) \dots \dots \dots (4.1)$$

ここで、 r は台風中心からの距離、 $P(r)$ は地点における気圧、 P_c は台風中心の気圧、 ΔP_e は台風の中心示度、 r_0 は台風半径である。台風半径は、台風中心から傾度風速が最大となる地点までの距離として定義され、速報天気図において等圧線を中心から 2 本読み込み、台風モデルの式(Myers の気圧分布式)に適合する半径を回帰式により求め、対象地点周辺の気象データと整合させた。

式(4.1)より、ある地点における気圧 $P(r)$ は、台風中心からの距離 r のみの関数として与えられ、台風モデルは、同心円の等圧線が仮定されることになる。

一方、Myers の気圧分布式を仮定すると、傾度風速 $U_1(r)$ は、次式により表される。

$$U_1(r) = -\frac{rf}{2} + \sqrt{\left(\frac{rf}{2}\right)^2 + \frac{\Delta P}{\rho_a} \frac{r_0}{r} \exp\left(\frac{r_0}{r}\right)} \dots \dots \dots (4.2)$$

ここで、 f はコリオリ係数、 ρ_a は空気密度である。

これに対して、台風の移動に伴って生じる場の風 $U_2(r)$ は、式(4.2)の傾度風速 $U_1(r)$ と台風の進行速度 V_T に比例するものと仮定して、次式により表される。

$$U_2(r) = \frac{U_1(r)}{U_1(r_0)} V_T \dots \dots \dots (4.3)$$

台風モデルによる海面摩擦の影響を受けない自由大気の風は、式(4.2)で求められる傾度風速 $U_1(r)$ と式(4.3)で求められる場の風 $U_2(r)$ をベクトル合成することにより計算される。

b) 海上風への補正

海上風への変換は、傾度風速 $U_1(r)$ と場の風 $U_2(r)$ にそれぞれ海面摩擦を考慮した変換係数 C_1 , C_2 を乗じ、約 30° の角度で低圧部に風向を偏向させることにより行われる。このようにして求められる海上風の概念図を図-4.2 に表す。

従来のモデルでは、これらの変換係数 C_1 , C_2 には一定値として $0.6 \sim 0.7$ がとられていた。しかしながら、台風の眼の外側では、眼の三次元構造に起因した自由大気の風速を超える海上風(超傾度風(super gradient wind)と呼ばれる)が生じていることから、本研究では、傾度風に乗ずる変換係数 C_1 は、super gradient wind の影響を考慮するため定数とせず、式(4.4)に示す藤井・光田(1986)の変換係数を用いた。

$$C_1(x) = C_1(\infty) + [C_1(x_p) - C_1(\infty)] \left(\frac{x}{x_p} \right)^{k-1} \times \exp \left\{ \left(1 - \frac{1}{k} \right) \left[1 - \left(\frac{x}{x_p} \right)^k \right] \right\} \dots \dots \dots (4.4)$$

ここで、 $x=r/r_0$, $x_p=0.5$, $k=2.5$, $C_1(\infty)=2/3$, $C_1(x_p)=1.2$ である。一方、場の風に乗ずる変換係数 C_2 は、 $C_2=0.65$ の一定値を用いた。

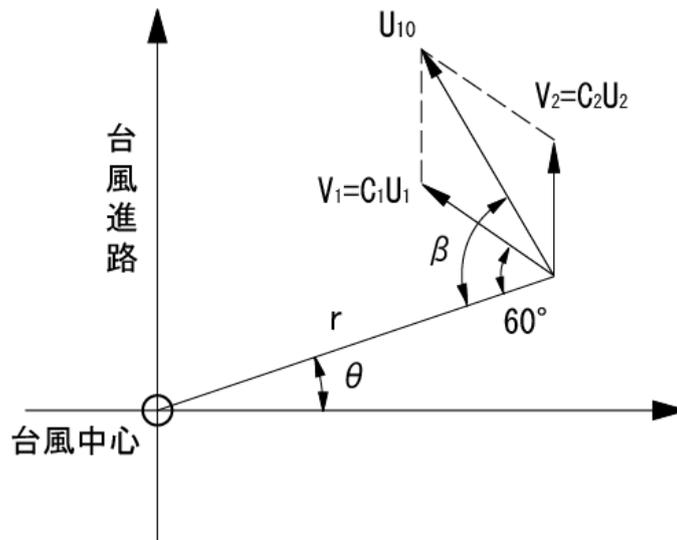


図-4.2 台風モデルによる海上風の計算概念図

4.2.3 波浪推算 (波浪モデル)

台風の通過に伴う波浪の発達・減衰と変形は、柴木ら(1995)のスペクトル浅海波浪推算モデルにより推算する。このモデルは、エネルギー平衡方程式を基礎方程式とし、浅海域における波浪の屈折・浅水変形を計算するために、エネルギー輸送速度(群速度)を場所(水深)と周波数の関数として定義する。波浪のエネルギー平衡方程式は、エネルギーの保存を主体に表現する形式を採用すると、次式で表される。

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \frac{\partial(C_g \cos \theta \cdot E)}{\partial x} + \frac{\partial(C_g \sin \theta \cdot E)}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial \theta} \left[\frac{C_g}{C} \left(\sin \theta \frac{\partial C}{\partial x} - \cos \theta \frac{\partial C}{\partial y} \right) E \right] = F_{IN1} + F_{IN2} \quad (4.5)$$

ここで、 E は周波数 f で伝播方向 θ の成分波のエネルギー密度($E(f, \theta)$)、 C_g 、 C は各成分波の群速度と波速で場所と周波数の関数($C_g(x, y, f)$ 、 $C(x, y, f)$)である。方向スペクトル $E(f, \theta)$ は、周波数で22分割(周期4秒~25秒)、方向で16分割の計352成分により構成する。 F_{IN1} は風から波へ供給される単位時間当たりのエネルギー量、 F_{IN2} は各種機構によるエネルギーの消散量である。風からのエネルギー供給量 F_{IN1} と消散量 F_{IN2} は、次のように表される。

$$\left. \begin{aligned} F_{IN1} &= A + BE \\ F_{IN2} &= -F_B - F_D - F_W - F_F - F_P \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (4.6)$$

ここで、 A はPhillipsの共鳴理論に対応する関数、 B はMilesの不安定理論に対応する関数である。消散量には、①砕波による消散 F_B 、②内部摩擦による消散 F_D 、③逆風による消散 F_W 、④底面摩擦による消散 F_F 、⑤底面への浸透による消散 F_P が含まれる。なお、深海波浪推算では、水深無限大とするため、群速度 C_g と波速 C は周波数のみの関数となり、エネルギーの消散項は、④と⑤の消散過程を無視する。

式(4.5)を差分方程式に直し、時間積分して解を求める。時間差分は陽的に、空間差分はスタガード形式で行う。移流・伝播項の計算は、1次の風上差分を適用する。

さらに、浅海域における砕波減衰については、推算有義波高 $H_{1/3}$ が砕波限界波高 H_b よりも大きい場合に、各スペクトル成分を次式により置き換える方法を用いる。

$$E_b = E \left(\frac{H_b}{H_{1/3}} \right)^2 \quad H_{1/3} > H_b \text{ のとき} \dots \dots \dots (4.7)$$

ここで、 E_b は砕波後のスペクトル、 E は非砕波推算スペクトル、 $H_{1/3}$ は砕波前の有義波高である。砕波限界波高は式(4.8)に示す合田(1970)の砕波指標を準用する。

$$\frac{H_b}{L_0} = A \left[1.0 - \exp \left(-1.5 \frac{\pi h}{L_0} (1 + 15 \tan^{4/3} \theta) \right) \right] \dots \dots \dots (4.8)$$

ここで、 L_0 は沖波波長、 $\tan \theta$ は海底勾配、 h は水深であり、 A は定数として0.15を与える。

4.2.4 高潮推算 (高潮モデル)

高潮推算は、気圧降下による海面の吸い上げと風の吹き寄せに加え、wave setup による水位上昇を考慮したモデルにより推算する。高潮推算モデルは、柴木・渡辺(2002)のモデルを用いるものとし、水深方向は単層として扱うものとする。

高潮の伝播は非線形長波として近似でき、wave setup の効果を取り込むために、運動方程式に radiation 応力勾配項を加える。よって、連続の式と運動方程式は以下ようになる。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \dots \dots \dots (4.9)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) \\ & = fN - gD \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{D}{\rho_w} \frac{\partial p_0}{\partial x} + \frac{1}{\rho_w} (\tau_{sx} - \tau_{bx}) + A_h \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) - \frac{1}{\rho_w} \left(\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \right) \dots \dots (4.10) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) \\ & = -fM - gD \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{D}{\rho_w} \frac{\partial p_0}{\partial y} + \frac{1}{\rho_w} (\tau_{sy} - \tau_{by}) + A_h \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right) - \frac{1}{\rho_w} \left(\frac{\partial S_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} \right) \dots \dots (4.11) \end{aligned}$$

ここで、 g は重力加速度、 ρ_w は海水の密度、 p_0 は海面での大気圧、 A_h は水平渦動粘性係数、 D は全水深、 M および N は流量フラックス、 τ_{sx} は海面せん断応力、 τ_{by} は底面せん断応力、 S_{xx} 、 S_{xy} および S_{yy} は radiation 応力である。

なお、海面せん断応力 τ_{sx} および底面せん断応力 τ_{by} は次式により与えられる。

$$\tau_{sx} = \rho_a C_D W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \dots \dots \dots (4.12)$$

$$\tau_{sy} = \rho_a C_D W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \dots \dots \dots (4.13)$$

$$\tau_{bx} = \frac{\rho_w g n^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} \dots \dots \dots (4.14)$$

$$\tau_{by} = \frac{\rho_w g n^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} \dots \dots \dots (4.15)$$

ここで、 C_D は海面の抵抗係数であり、本多・光易(1980)による値を用いる。また、 W_x および W_y は海上風の風速、 n はマニングの粗度係数(=0.025)である。

radiation 応力は次式により与えられる。

$$S_{xx}(-h) = \int_0^\infty \int_0^{2\pi} \rho g \{ (1 - R_1(-h)) \cos^2 \theta + R_2(-h) \} \times E(f, \theta) d\theta df \dots \dots \dots (4.16)$$

$$S_{xy}(-h) = \int_0^\infty \int_0^{2\pi} \rho g (1 - R_1(-h)) \cos \theta \sin \theta \times E(f, \theta) d\theta df \dots \dots \dots (4.17)$$

$$S_{yy}(-h) = \int_0^\infty \int_0^{2\pi} \rho g \{ (1 - R_1(-h)) \sin^2 \theta - R_2(-h) \} \times E(f, \theta) d\theta df \dots \dots \dots (4.18)$$

ここで、 h は水深、 θ は x 軸に対する波の入射角であり、 R_1 、 R_2 は次式により与えられる。

$$R_1(z) = \frac{\sinh 2k(h-z)}{\sinh 2kh} - \frac{2kz}{\sinh 2kh} \dots \dots \dots (4.19)$$

$$R_2(z) = \frac{\sinh 2k(h-z)}{\sinh 2kh} + \frac{2kz}{\sinh 2kh} \dots \dots \dots (4.20)$$

ここで、 k は波数である。なお、radiation 応力は、4.2.3 節で示した波浪モデルにより、時間変化する平面波浪場を計算し、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 応力形式で計算する。

これらの方程式を、空間的にスタッガード格子、時間差分にリーブ・フロッグ法を用いた差分法で計算する。移流項の差分は風上差分を採用する。

4.2.5 高潮推算の条件

a) 計算領域

計算範囲は図-4.3 に示すように、台風 0423 号の通過経路を含む広域とし、外洋域を再現する領域 A (格子間隔: 32.4km) の内部に、領域 B (16.2km)、C (5.4km)、D (1.8km)、E (0.6km)、F (0.2km)、G (0.05km) を順次接続させたものである。なお、室戸岬周辺を拡大した計算格子図を図-4.4 に示す。

b) 地形近似

計算に用いる海底地形は、海図から作成した。ただし、菜生海岸周辺については、深浅測量の成果を取り込んでいる。

c) 計算条件

計算に用いる水平渦動粘性係数は、200m 格子以下を $10\text{m}^2/\text{s}$ 、600m 格子以上を $50\text{m}^2/\text{s}$ とし、格子間隔に応じて変化させる。鉛直渦動粘性係数は $0.02\text{m}^2/\text{s}$ とする。また計算時間間隔は、全領域とも 1.0s とし、計算期間は 10 月 18 日 12 時～10 月 21 日 9 時までの 69 時間とする。

d) 初期条件

高潮推算の初期条件は、水位と流速を 0、台風の中心示度を 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潮位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、次第に所定の中心示度にするための立ち上げ時間を 6 時間とするものとする。

e) 境界条件

外洋の境界条件は、気圧降下分の潮位偏差を強制水位として与え、計算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。また、格子間隔の異なる領域では、水位と流量を接続して同時計算を行う。

4.2.6 波浪推算の条件

波浪推算では、格子間隔の異なる領域において方向スペクトルを接続した同時計算を行う。計算時間間隔は最小の 50m 格子において 1s とする。なお、波浪推算における計算領域、地形近似、計算期間、初期条件は、高潮推算と同様の条件で行う。

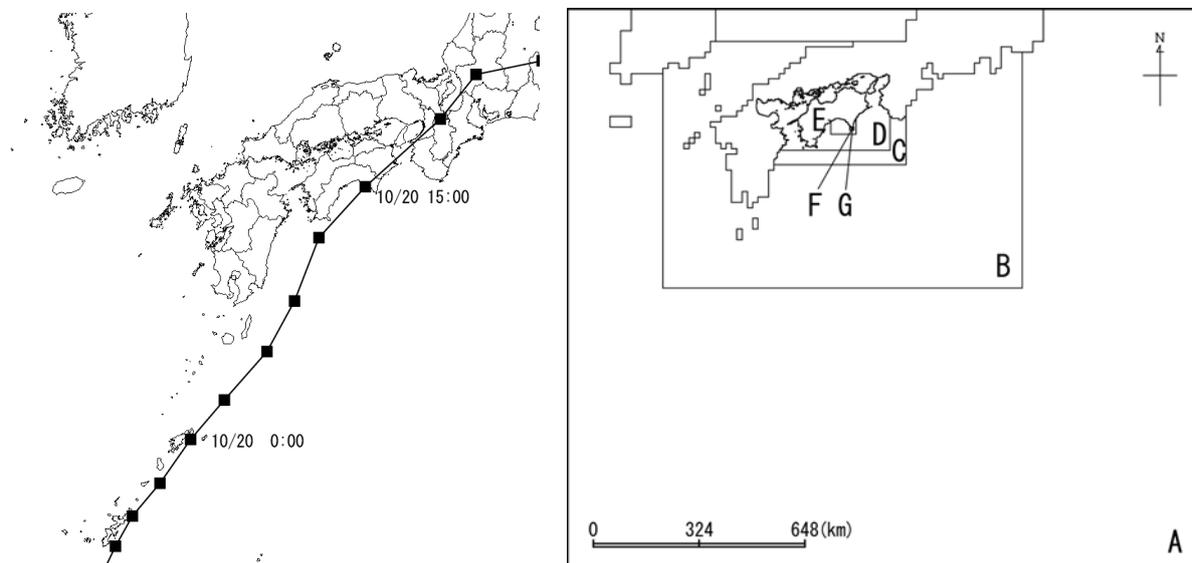


図-4.3 台風 0423 号の経路と高潮推算および波浪推算の計算領域

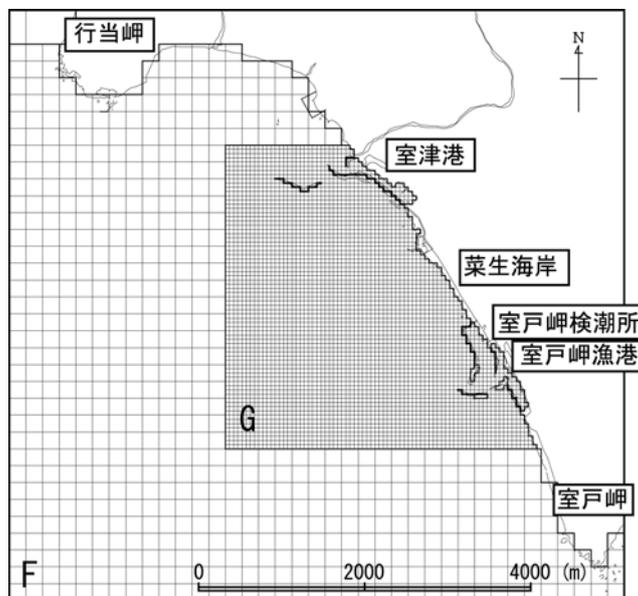


図-4.4 計算格子（室戸岬周辺部）

4.3 計算結果

4.3.1 気圧・海上風の再現

図-4.5 は土佐湾沿岸の気象観測所における風の観測値と推算値の経時変化の比較である。本研究では、室戸岬周辺部を対象とするため、室戸岬における推算気圧が観測気圧に近づくように Myers の気圧分布式の台風半径を微調整した。その結果、室戸岬における台風接近時の気圧、海上風が再現された。以下に、土佐湾沿岸における気圧、風速、風向の再現性についてまとめる。

a) 気圧

気圧は、室戸岬、高知空港、土佐清水では概ね再現されたが、高知空港において台風接近時の推算気圧が観測気圧よりも低くなっている。その原因として、台風接近時の気圧分布が台風モデルで仮定した同心円状と異なり歪んでいた可能性や、また台風モデルの半径を室戸岬の気圧がうまく再現されるように調整していることの影響が考えられる。

b) 風速

室戸岬、土佐清水では、風速は概ね再現されている。ただし、室戸岬では台風の接近前において風速の推算値が過少となっているが、これは台風モデルで考慮されていない台風圏外の気圧による風の影響であると考えられる。また、土佐清水では、台風通過直後の推算風が過大となっているが、これは、台風通過後の W~NW の風速が、陸上地形の影響を受けて減少するのに対して、本研究で用いた台風モデルでは、この傾向を十分に表現できないためである。

一方、高知空港では、観測風速に対して推算風速が過大となった。これは、高知空港周辺の陸上地形により、特に E, W 方向の風が影響を受けて減少しているためであると考えられる。

c) 風向

室戸岬、土佐清水では、推算風向は観測風向と概ね一致している。一方、高知空港では、観測風向のばらつきが大きく、推算風向とあまり一致していない。これは、台風が土佐湾を横切っており、また高知空港が台風の中心円に対して左側に位置していたことから、高知空港に吹き込む風向が E~N, N~W となり、陸上地形の影響を受ける風向であったためであると考えられる。

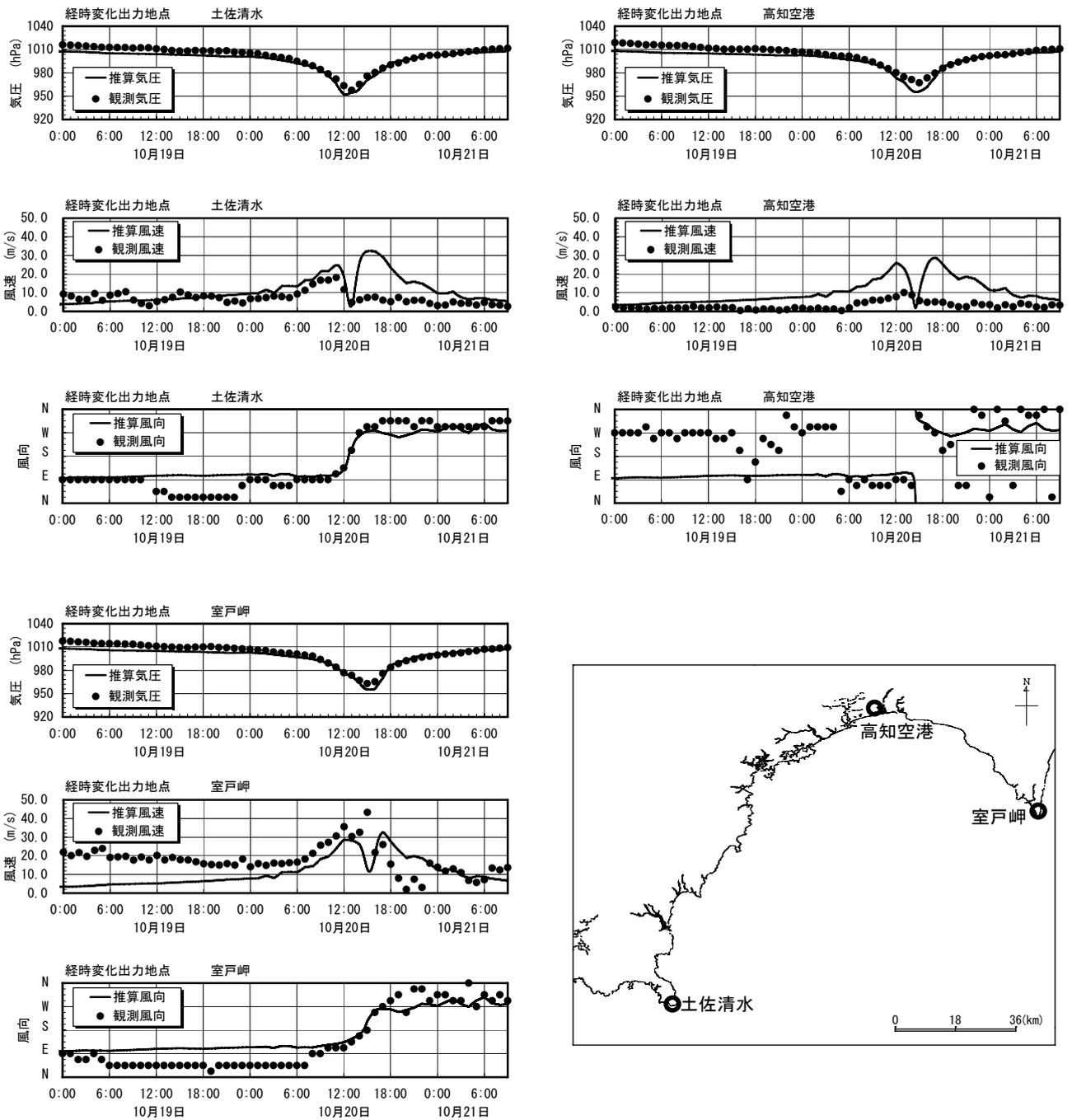


図-4.5 高知県南岸における台風モデルによる推算風と観測風の経時変化の比較

4.3.2 波浪の再現

図-4.6 は、室津波浪観測所における有義波高および有義波周期の観測値と推算値の経時変化の比較である。台風 0423 号により、国内観測史上最大といわれた異常な高波が発生したが、図によると、既往のスペクトル浅海波浪推算法により、ピーク時の波浪は概ね再現されていることがわかる。ただし、台風が種子島より南方に位置していた 10 月 20 日 6 時以前では、推算値が観測値である波高 2~4m に対して下回っている。観測記録によれば、このときの有義波周期は 12s 程度であり、台風接近以前から波高 2m 以上のうねりが来襲していたことがわかる。周期については、台風が室戸岬周辺に接近する前の 10 月 20 日の 9 時から室戸岬を横切る 16 時にかけては、観測周期 14s~16s が概ね再現されている。これ以前になると、推算値は観測値を下回る。

図-4.7 は、平面的に見た有義波高の最大値の分布である。図によれば、室戸岬周辺において有義波高 12m を超える高波が発生していることがわかる。また、室戸岬から南側にかけては、15m もの異常な高波が発生しており、室戸岬沖に設置された GPS 津波計における観測記録の公表値の 15.00m と一致する。

図-4.8 は、菜生海岸周辺を拡大した有義波高分布であり、海岸線から 500m 程度沖側まで 10m を超える高波が押し寄せることがわかる。

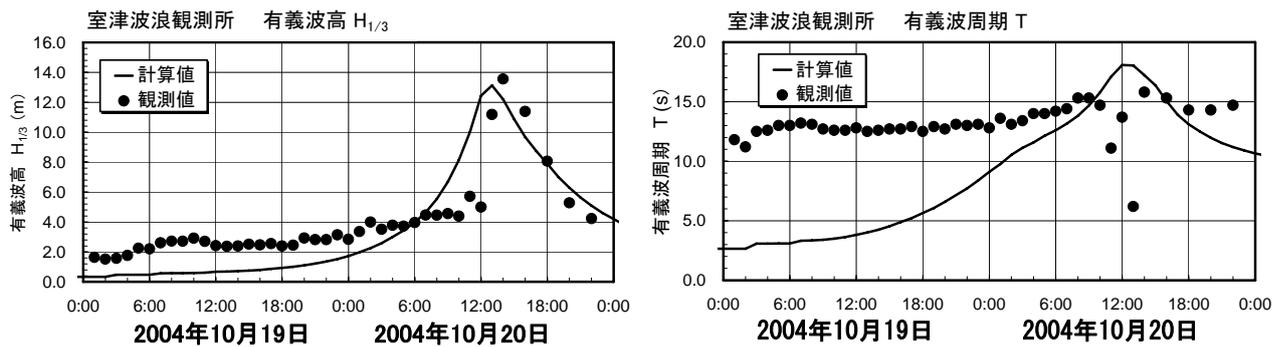


図-4.6 室津波浪観測所における推算値と観測値の経時変化の比較

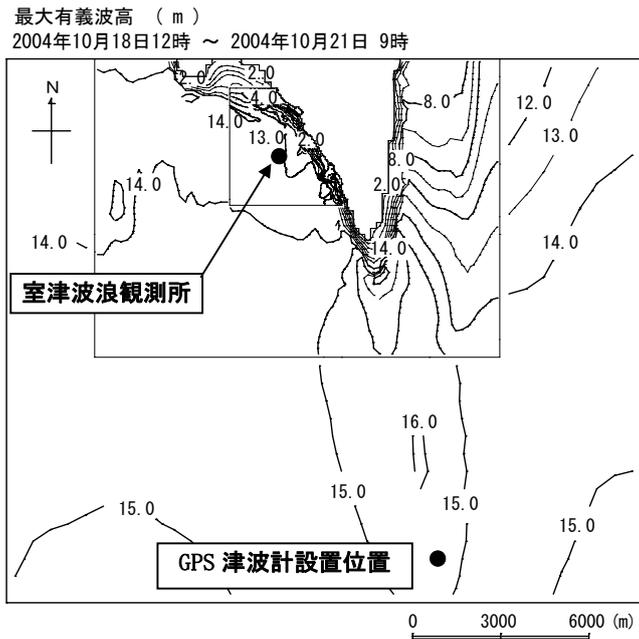


図-4.7 室戸岬周辺の有義波高分布

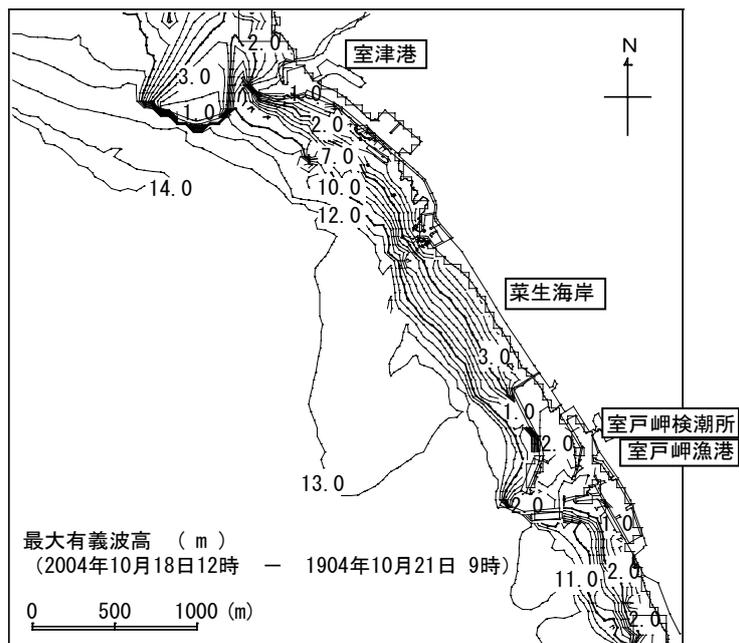


図-4.8 菜生海岸周辺における最大有義波高分布

4.3.3 wave setup を考慮した高潮の再現

図-4.9 は室戸岬漁港（気象庁室戸岬検潮所），図-4.10 は室津港（高知県室津観測所）における潮位偏差の観測値と推算値の経時変化の比較である．図中には，wave setup を考慮したモデルによる推算結果に加えて，wave setup を考慮しない従来モデルによる推算結果も併記している．

室戸岬漁港における高潮時の最大潮位偏差の公表値は，2.53m である．しかしながら，これには港内の副振動が含まれており，副振動による影響を差し引いた毎正時の潮位偏差の観測値を検証に用いる．この場合の最大潮位偏差は1.69m である．一方，室津港における観測値は10分毎の記録であり，周期30分程度の副振動が含まれている．

図によれば，室戸岬漁港の毎正時における潮位偏差は，概ね再現されていることがわかる．ただし，ピーク時近傍において推算値は観測値より約40cm 少ない．室津港においても同様にピーク時近傍で観測値を下回っており，観測値に見られる変動を無視すると，室戸岬漁港と同様に40cm 程度の違いがあることがわかる．

本研究では，単層モデルを用いており，密度成層における高潮の増幅は考慮されていない．密度成層に関する過去の検討事例を見ると，山下・別宮(1996)，柴木ら(2001)による台風7010号時の土佐湾における事例において，密度成層における高潮偏差の増幅量は約10cm~20cm と報告されている．

今回の再現計算においてピーク時近傍の潮位偏差の不足分については，密度成層における増幅効果の影響が考えられるが，この他にも最小格子幅50m に対して再現性について検証する対象港の港口が140m 程度と狭いことなど，このような微地形による影響も考えられる．

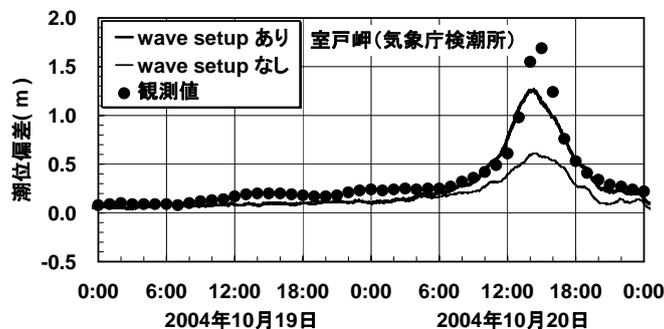


図-4.9 室戸岬漁港における潮位偏差の推算値と観測値の経時変化の比較

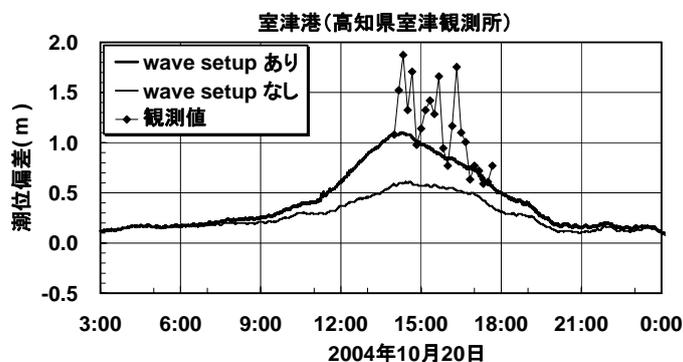


図-4.10 室津港における潮位偏差の推算値と観測値(10分毎)の経時変化の比較

4.3.4 従来モデルとの比較に見る室戸岬周辺の高潮の特性

図-4.11 は、室戸岬周辺における最大潮位偏差の平面分布である。図によると、室戸岬周辺では、海岸から沖側約 1km 以内で急激に潮位偏差が大きくなっていることがわかり、wave setup による高潮の増幅効果が明らかに現れている。

図-4.12 は、沿岸部(行当岬～室戸岬)における最大潮位偏差分布である。図中には、wave setup を考慮しない従来モデルによる計算結果も併記している。図によると、wave setup を考慮したモデルでは、最大潮位偏差に場所的な違いが現われているのに対して、従来モデルでは、最大潮位偏差が 60cm 程度のほぼ一様な分布となっている。台風の中心気圧は室戸岬上陸時に 955hPa であったことを考慮すると、従来モデルにより得られた一様な最大潮位偏差は、ほぼ気圧降下に依存しており、風の吹き寄せはほとんど発達していないことがわかる。

また、wave setup を考慮したモデルと従来モデルの両者の差分が、潮位偏差における wave setup の寄与分であり、最大潮位偏差の場所的な違いは、wave setup 量の場所的な違いに依存していることが明らかである。

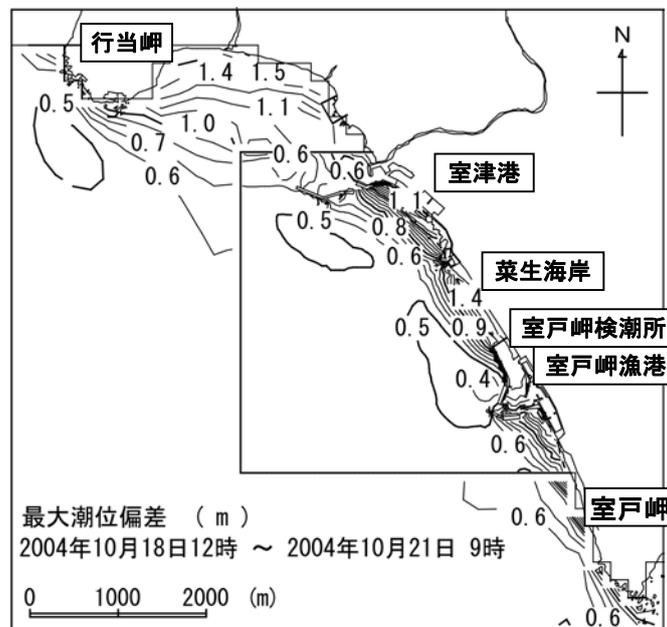


図-4.11 室戸岬西側沿岸部における最大潮位偏差分布

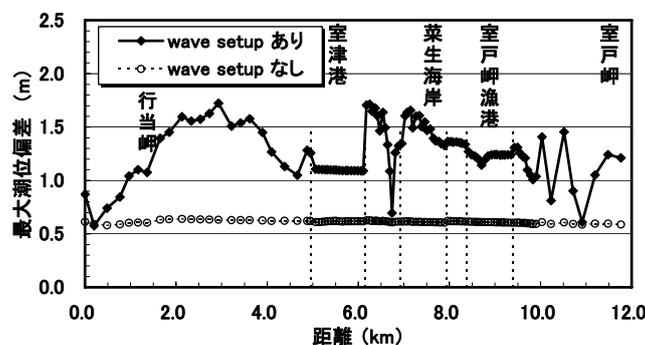


図-4.12 室戸岬周辺における wave setup を考慮した最大潮位偏差の分布

4.3.5 考察

図-4.12において、菜生海岸および室津港北部から行当岬にかけての沿岸部の最大潮位偏差に着目する。室戸岬から行当岬にかけては、海岸線は南東から北西に延びている。漁港や港湾で挟まれた海岸に着目すると、最大潮位偏差は北西側に向かって大きくなっており、菜生海岸では南北で30cm程度、室津港北部から行当岬の区間で70cm程度と潮位偏差に比較的大きな差が生じていることがわかる。沿岸方向にはほぼ一様な地形の海岸である菜生海岸を取り上げて、wave setupの場所的な違いについて考察する。

図-4.13は台風が室戸岬に最も接近した10月20日15時における菜生海岸周辺のradiation応力の分布である。図では、菜生海岸において潮位偏差が最も大きくなっていった場所のradiation応力を1として、それとの比率によって応力を示している。岸沖方向に見ると、菜生海岸付近のradiation応力は沖側約250m付近でもっとも大きくなっている。菜生海岸付近の水深を示した図-4.14と図-4.13を対比させると、岸沖方向においてradiation応力がもっとも大きい領域の離岸距離が、菜生海岸の南東側で比較的大きく、北西側で比較的小さいことがわかる。wave setupはradiation応力の岸沖方向の変化量を岸沖方向に積分して求められることから、radiation応力の岸沖方向の変化が比較的大きい北西側でwave setupが大きくなったと考えられる。

なお、図-4.15は図-4.13と同時刻におけるradiation応力の勾配をベクトル表示したものである。図によると、radiation応力の勾配は汀線の法線方向よりやや北向きであり、北西向きの沿岸流が生じていることを暗示している。

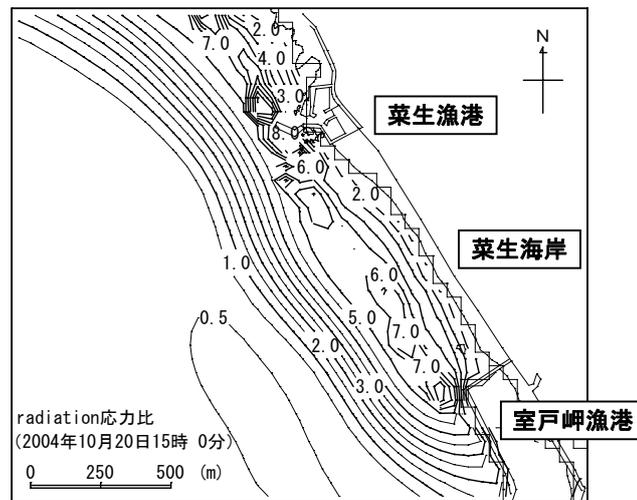


図-4.13 菜生海岸周辺における radiation 応力比

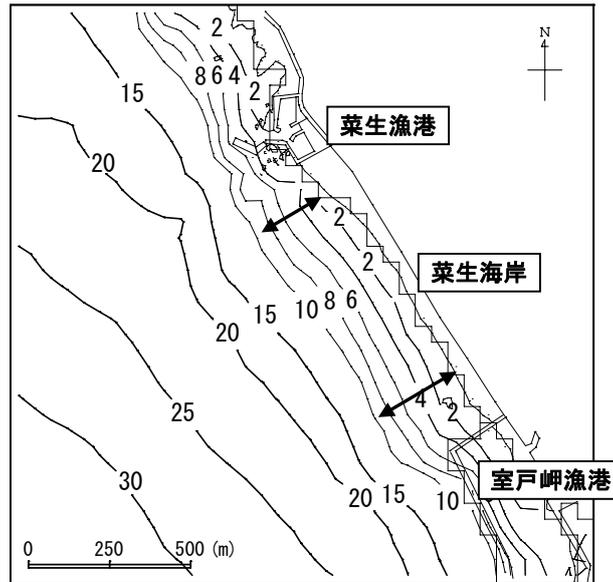


図-4.14 菜生海岸周辺の海底地形

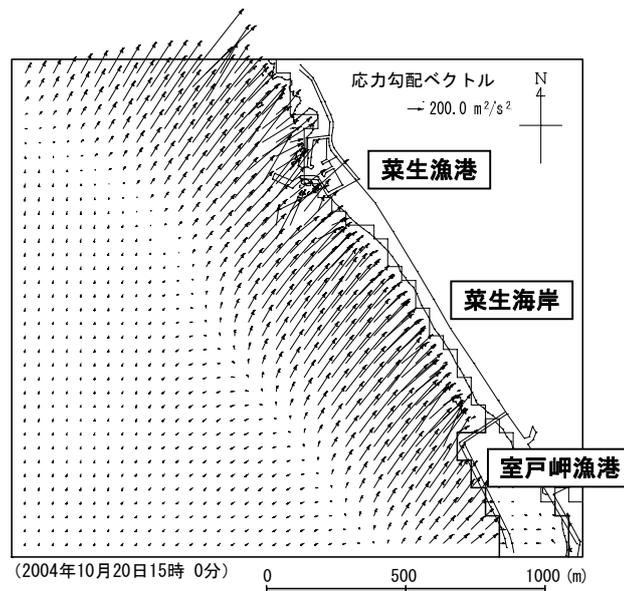


図-4.15 菜生海岸周辺における radiation 応力勾配ベクトル

4.4 まとめ

室戸岬周辺のような陸棚が狭く外洋に面する海岸では、内湾域と異なり、風の吹き寄せ効果と比べて wave setup に伴う水位上昇が顕著に現れるため、wave setup を考慮しなければ推算値が過少となることが今回の高潮再現計算からも明らかになった。よって、外洋に面する海岸を対象とした高潮を推算する際には、wave setup による水位上昇を適切に評価しなければならない。また、wave setup 量を決定付ける radiation 応力の時空間分布の適切な評価も重要である。

参考文献：

- 柴木秀之・渡辺 晃(2002)：密度成層と Wave Setup を考慮した多層高潮推算に関する研究，土木学会論文集，No. 719，Ⅱ-61，pp. 47-66.
- 磯崎一郎：舞阪の高潮，沿岸海洋研究ノート，第 8 巻，第 2 号，pp. 40-47，1970.
- 藤井 健・光田 寧(1986)：台風の高率モデルの作成とそれによる強風のシミュレーション，京都大学防災研究所年報，第 29 号，B-1，pp. 229-239.
- 柴木秀之・渡辺 晃・磯辺雅彦・三原正裕(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，1995 年，pp. 341-345.
- 合田良実：砕波指標の整理について，土木学会論文報告集，第 180 号，pp. 39-49，1970.
- 本多忠夫・光易 恒(1980)：水面に及ぼす風的作用に関する実験的研究，第 27 回海岸工学講演会論文集，pp. 90-93.
- 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 — 推算誤差は波浪か成層か —，海岸工学論文集，第 43 巻，pp. 261-265.
- 柴木秀之・加藤史訓・山田浩次(2001)：密度成層と wave setup を考慮した土佐湾異常高潮の推算，海岸工学論文集，第 48 巻，pp. 286-290.

5. おわりに

本研究で得られた主な成果は以下の通りである。

- (1) 台風 16 号および 23 号による高潮・高波災害について、海象および被災状況を取りまとめた。
- (2) 台風 16 号による高潮災害について、浸水被害に関する住民アンケート調査を行い、家屋の各構成部分および各種家庭用品の被害率と浸水深との関係を明らかにするとともに、家屋と家庭用品の被害率を算出し、1999 年の台風 18 号による浸水被害などと比較した。
- (3) 高潮時に住民が必要とする情報に関するアンケート調査を行い、波のうちあげ高などのより詳細な情報を住民が求めていることを明らかにした。
- (4) wave setup を考慮した高潮計算モデルにより、台風 23 号による室戸岬周辺の高潮を再現し、気圧低下と wave setup が潮位偏差の支配要因であることを明らかにした。さらに、radiation 応力の勾配の空間的な違いにより、wave setup に伴う潮位偏差が沿岸方向に異なることを明らかにした。

謝辞：

高潮による浸水被害に関するアンケート調査では、高松市および倉敷市の被災者の方々に貴重な時間を費やして回答していただいた。また、アンケート調査に先立ち、高松市役所および倉敷市役所よりご助言をいただいた。さらに、調査票の配布・回収・集計において、後藤英生氏を始めとする（株）アイ・エヌ・エーにご尽力いただいた。

台風 23 号による高潮の再現計算では、高知県より室戸岬周辺の地形データを、気象庁気候・海洋気象部海洋気象情報室より室戸岬検潮所の潮位データを提供していただいた。

ここに記して謝意を表します。