海岸工学論文集，第53巻（2006）
土木学会，361-365

台風により大陸棚近傍に生成される内部波の数値解析

柿沼太郎[1]・中山恵介[2]

外洋遠方から進行する台風が，大陸棚を通過して沿岸域に接近する場合の，海水密度流の3次元数値解析を行なった．表層内の水平渦流が鉛直循環流を伴い，その結果，界面の上昇が生じた．台風の中心より後方に最高水位が，その後方に水平渦流の中心が位置し，界面は，更に後方で上昇した．界面の上昇位置は，大陸棚外縁に至るまで台風に追従し，内部界面の高まりは，大陸棚外縁から外洋までの広水域に及んだ．内部波は，大陸棚外縁近傍で，初期上層水深が深いほど大きな最大波高を示した後，透過波・反射波成分と，大陸棚外縁に沿って進む成分とに分離した．この最大波高に対する大陸棚上の内部波波高の比は，大陸棚上の下層水深が深いほど高くなった．

1. 序　　論

沿岸域に進行する台風は，人間社会及び自然界の活動とその基盤に対して，「防災」と「環境」の両面において多大な影響を及ぼす．すなわち，前者において，高波浪により沿岸防護施設を破壊し，時に，高潮による甚大な被害を引き起こす．他方，後者では，短期間のうちに，水圏環境を常時と大きく異なる状態に変えてしまう．従って，沿岸域の台風に対しては，これら両面を総合的に見据えた，技術の開発・向上が要求される．

台風通過に伴う強風下の海水流動を対象として，現地観測（山本・佐伯，2004；北村ら，2005；etc.）や室内実験（カン・佐藤，1996；鵜崎ら，2005；etc.）が行なわれ，防災と環境のそれぞれに有益な知見が蓄積されてきた．また，構築された様々な数値解析手法も，災害対策や影響評価のための予測手法の確立において，欠くべからざる要素となっている．防災に寄与する数値モデルとしては，例えば，波浪・高潮結合モデル（河合ら，2003）やメソ気象・海洋結合モデル（Kim・Yamashita，2004）が挙げられる．一方，環境の視点からは，流況予測のためのリアルタイム・モデル（田中ら，2005）や，生物・化学的過程を考慮したモデル（佐々木ら，1997）といった数値モデルが，青潮の発生等，実現象の再現や予測のために適用されている．

ところで，こうした数値モデルを用いる際には，計算対象領域として，ある空間を切り出す必要がある．そして，境界条件を設定する．対象領域内の現象と，その境界面，または，対象領域外の現象との相互干渉を考慮するためである．高潮解析における沖側境界条件を例にとると，浅水波モデルを用いる場合，その計算効率が比較的高いため，対象領域を沖合にまで広げ，十分な助走時間を確保して計算を行なうことが許されるであろう．従って，この場合，沖側境界条件をいかに与えるかは，あまり重要な問題とならない．しかし，より高度な解析手法，例えば，山下・別宮（1996），柴木・中山（2000）や柿沼・中山（2005）で適用されたような，水域内の成層を考慮する数値モデルを用いる場合には，ある限られた領域に焦点を当てて解析を行なわざるを得ない．例えば，柿沼・中山（2005）は，湾口付近に発生するであろう estuary 循環の影響を除外して議論を行なうために，湾口に固定鉛直壁を設け，台風の強風に起因する湾内密度流を対象とした数値解析を行なった．

このように，解析を遂行し，現象の特性を明らかにするためには，対象を制限する必要がある．このとき，仮定を導入するのである．従って，仮定の成立条件，この場合，境界位置や境界条件への，現象の依存性を吟味しておくことが大切である．ところが，柿沼・中山（2005）の例のように，湾口境界には，比較的簡単な境界条件が与えられることが多いが，これは，湾外水域の密度流の挙動に未解明な部分が多いからに他ならない．そして，このことが，開放系である内湾における，台風に伴う水圏環境の破壊・再生過程を調べる際にも障害となる．

そこで，本研究では，沿岸域のみならず，外海・外洋に至る海域をも対象とし，台風通過によって発生する密度流場の解明を目的とする．本論文では，ある想定した台風が外洋遠方から到来し，大陸斜面（大陸棚外縁）を通過して大陸棚を進行し，沿岸域に接近する場合の，海水流動過程の3次元数値解析を行なう．その際，台風直下に発生する表層流とともに，水圏環境や物質輸送に対して重要な影響因子となる内部波の，生成の過程並びに大陸棚近傍における挙動にも着目する．

なお，大陸棚上は，海底油田や海洋牧場といった種々の構想が提案・実現されている海域であり，大陸棚上を含む外洋における密度流の，長・短期変動に関する調査・研究は，海洋開発の意味においても重要である．

1 正会員　博（工）（独法）港湾空港技術研究所　海洋・水工部
2 正会員　博（工）国土技術政策総合研究所　沿岸海洋研究部

2. 数値計算法

水面に作用する風応力と低気圧とに起因して海洋に発生する密度流の，3次元数値解析を行なう．基礎方程式系は，非圧縮性流体を対象とした連続方程式．

Boussinesq 近似を施した Navier-Stokes 方程式系と，塩分の移流・拡散方程式である．これらの方程式は，LES モデル及び ALE 法を併用し，CIP 法の scheme を適用する差分法（中山・佐藤，1999）によって解く．境界条件として，底面及び側面の鉛直壁上で slip 条件を与える．また，側面の内側にエネルギー減衰帯を設ける．初期状態は，無風の静水状態とする．表面波浪や降雨による混合・拡散と，潮汐流や海流の影響を無視する．

3. 数値計算の対象と条件

静水面から鉛直上向きに z 軸をとる．対象地形は，初期静水深が $h_0=50$ m（0 km≦x<100 km），200 m（200 km≦x<300 km）及び 1,000 m（300 km≦x≦900 km）であり，100 km≦x<200 km に一様勾配斜面がある．静水深 200 m の大陸棚が，200 km≦x<300 km に存在する．また，y 軸方向の領域幅を 500 km とする．

四方の側方境界面より内側に設けた，幅 30 km のエネルギー減衰帯内で，流速 $\boldsymbol{u}$ に関する減衰項 $-C_d|\boldsymbol{u}|\boldsymbol{u}$ を考慮する．その係数には，一定値 $C_d=0.0234$ を与える．

水平方向の格子幅を $\Delta x=\Delta y=10$ km とする．一方，初期状態の鉛直方向の格子幅は，$\Delta z=8$ m（-200 m≦z≦0 m）とし，$z<-200$ m で，深度に従って 8 m から双曲正接型で徐々に増加させ，最下面（$z=-1{,}000$ m）上で，$\Delta z=93$ m とする．全水深の時間変化に伴い，Δz に比例して，各格子幅が鉛直方向に伸縮する．計算時間間隔は，$\Delta t=90$ s とする．

初期状態において，対象海域が2層に成層していると仮定する．そして，上・下層の塩分 s をそれぞれ 29.04 及び 33.00 とする．水温は，20℃で一定に保つ．また，初期状態の上・下層間に存在する密度の遷移領域の厚さを 12 m とし，この領域にわたって，鉛直方向に線形な密度分布を与える．塩分が $s=(29.04+33.00)/2=31.02$ である面を内部界面と呼び，これ以降，内部界面から海面までを上層，内部界面から海底までを下層と呼ぶ．この2層海域に，風速及び移動速度が一定の台風が x 軸の負の向きに侵入し，通過して行く．台風が，対象領域外の遠方，$x=1{,}800$ km の地点に位置する時刻を $t=0$ とする．

台風によって，大気圧が低下する．任意の水平面内において，台風の中心からの距離を r として，大気圧 p が，次式で表わされる Myers の圧力分布を有すると仮定する．

$$p=p_c+\Delta p\ \exp(-r^*/r) \quad \cdots\cdots(1)$$

ここで，p_c 及び Δp は，それぞれ，台風の中心気圧及び気圧深度である．また，$r=r^*$ の位置において，傾度風の風速が最大となる．傾度風は，気圧傾度に起因する力，遠心力及び Coriolis 力が，次式のように釣り合ったときに等圧線に沿って吹く，理論上の風である．

表　台風に関する定数の

定　数	値
中心気圧 Pc	950 hPa
気圧深度 Δp	63 hP
最大傾度風半径 r^*	70 km
大気の密度 ρ_{air}	1.0 kg/m^3
Coriolis 係数 f	8.9×10^{-5}s^{-1}
移動速度 V_t	-13.5 m/s
低減係数 C_1	0.7
低減係数 C_2	1.0
偏向角 α	30°

$$\partial p/\partial r=\rho_{air}U_{gr}^2/r+\rho_{air}fU_{gr} \quad \cdots\cdots(2)$$

ここで，U_{gr} は，傾度風の風速である．本論文では，風速を水平面内における風ベクトルの大きさとする．また，ρ_{air} 及び f は，大気の密度及び Coriolis 係数である．

式(1)を式(2)に代入して，次式が得られる．

$$U_{gr}=-\frac{rf}{2}+\sqrt{\left(\frac{rf}{2}\right)^2+\frac{\Delta p}{\rho_{air}}\frac{r^*}{r}\exp\left(-\frac{r^*}{r}\right)} \quad \cdots(3)$$

海面上 10 m における風速 U_{10} が，河合ら（2000）と同様に，次式で表わされると仮定する．

$$U_{10}=C_1U_{gr}+C_2V_tU_{gr}/U_{gr}^* \quad \cdots\cdots(4)$$

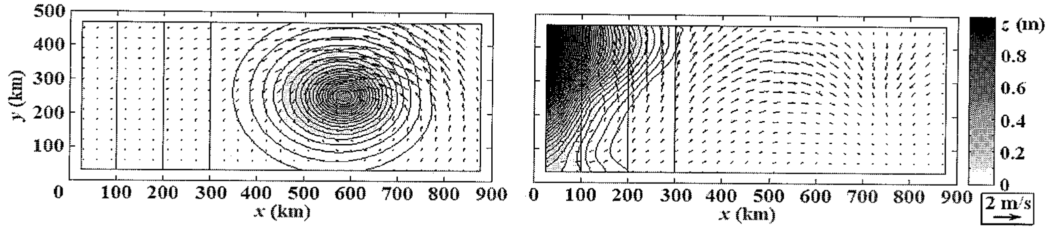
ここで，V_t 及び U_{gr}^* は，それぞれ，台風の移動速度及び傾度風の風速の最大値である．経験的な係数である C_1 及び C_2 を導入している．また，海面上 10 m における風ベクトルは，台風の中心方向に偏向することが知られており，その偏向角を α とする．大型で強い台風を想定し，各定数の値を上表のように定める．

4. 台風により大陸棚近傍に発生する密度流

まず，初期上層静水深が $h_1=150$ m の場合を対象とする．

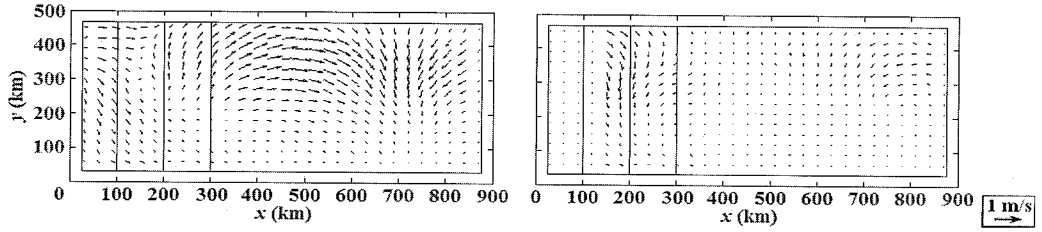
図-1 に，$t=26$ 及び 40 h における，水位分布と水面上の水平方向流速ベクトルとを示す．時刻 $t=26$ h において，台風の中心は，$x_c=536.4$ km の地点に位置するが，水位の最高点は，やや後方の $x=590$ km 付近に現れる．また，水面近傍の水平渦流の中心（この位置では，水平方向流速がほぼ0である．）は，更に後方の $(x, y)=(630$ km, 210 km$)$ 付近にある．このように，海水流動の台風への応答は，台風の後方にずれて現れる．時刻 $t=40$ h には，初期静水深が $h_0=50$ m の沿岸域（0 km≦x<100 km）で，高潮が発生している．その最高水位は，台風の中心の走行線から進行方向右寄り（図-1(b)の $y=400$ km 付近）に出現している．

図-2 に，$t=40$ h における，$z=-40$ 及び -80 m の水



(a) t=26 h（台風の中心位置の x 座標:x_c=536.4 km）　(b) t=40 h（x_c=−144.0 km）

図-1　各時刻における水位の平面分布と水面上の水平方向流速ベクトル（h_1=150m）



(a) z=−40 m　(b) z=−80 m

図-2　各深度における水平断面内の流速ベクトル（h_1=150m ; t=40h ; x_c=−144.0km）

平断面内の流速ベクトルを示す．海水の，x, y 及び z 軸の正の向きの流速成分を順に u, v 及び w で表わすと，高水位下の x<100 km，y≧300 km において，図-1(b)より，水面で u<0 であるが，z=−40 m では，逆に u>0 であり，また，z=−80 m では，流れが殆ど生じていない．他方，150 km≦x<300 km においては，水面で v>0 であるが，z=−80 m で v<0 となっている．

図-3 に，t=26, 36, 46 及び 52 h における，y=250 km の鉛直断面内の流速ベクトルと内部界面位置を示す．図-3(a)において，最速の上昇流は，x=740 km 付近に生じ，これは，水面近傍の水平渦流の中心位置（x=630 km）より後方である．550 km≦x<800 km の水域の水面近傍流速は，u<0 かつ w>0 であり，x=590 km 付近の水面近傍に海水が集積され，低気圧による吸い上げ効果と相俟って，水位が高まる．この水域の z=−15 m では，w と比較して u 成分が卓越し，この u に引き寄せられて，z<−30 m に鉛直循環流が形成される．台風の吹送と Coriolis 効果に起因する水平渦流が，鉛直循環流を伴うのである．その結果，x≧720 km の上層内の海水が，水平渦流の中心から外向きに，かつ，鉛直上向きに移動する．こうして，内部界面の上昇が発生する．内部界面の上昇位置は，表層（−50 m≦z≦0 m の辺り）に現れる水平渦流の中心より後方にあり，台風の移動につれて，x 軸の負の向きに進む．

ところで，内部波の伝播速度は，台風の移動速度よりも遅く，高められた内部界面が，緩やかに下降する．従って，大陸棚外縁（x=300 km）から，下降流が生じる地点（x=800 km 付近）までの広領域にわたって，内部界面の盛り上がりが見られる（図-3(b)）．

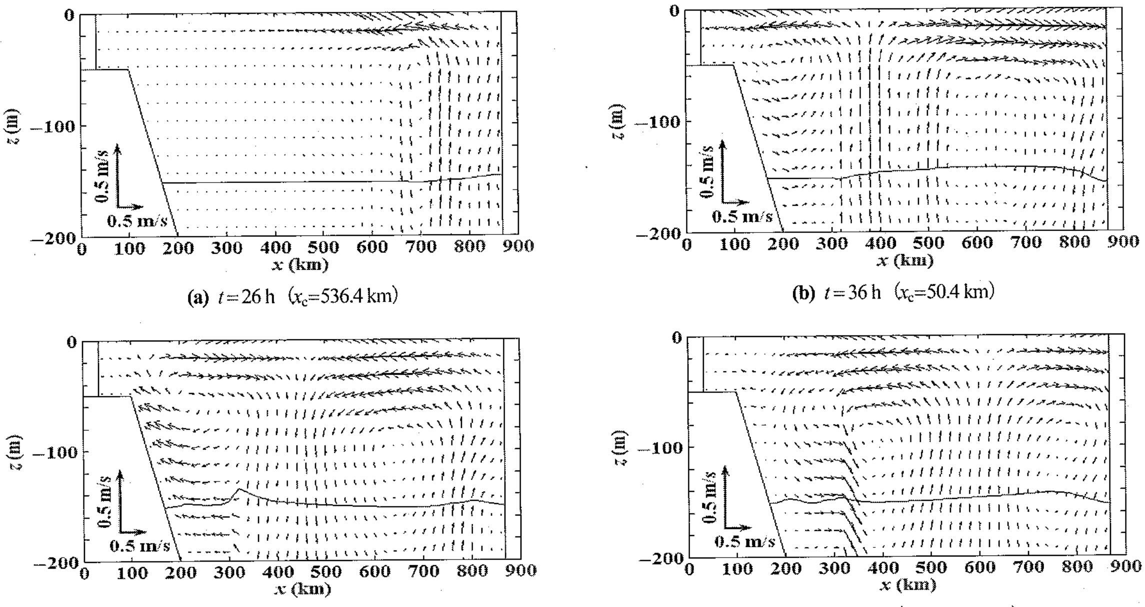
図-3(b)では，x=370 km 辺りを境にして，x 軸の負の向きの側に反時計回わりの，正の向きの側に時計回わりの鉛直循環流が見られ，大陸棚の岸側斜面上（100 km≦x<200 km）に，沖向きの底層流が存在する．また，高潮を引き起こす岸向きの表層流が，h_0=50 m の水域に侵入し始めている．

内部波は，水深が急変する大陸棚外縁で，反射と透過を示す．図-3(c)の x=320 km 付近には，波高が約 15.8 m である，非線形性の強い内部波が現れている．台風の中心は，既にx_c=−435.6 km の地点に至っている．

図-3(c)では，大陸棚上（200 km≦x<300 km）の鉛直循環流が，時計回わりに転じており，大陸棚の岸側斜面上に，岸向きの底層流が生じている．

大陸棚上へ透過した後，大陸棚の岸側斜面上に伝播した内部波は，浅水変形を示す（図-3(d)）．この場合，大陸棚の岸側斜面上で，y=250 km の鉛直断面内に現れる最大内部波波高は，時刻 t=52 h における約 2.7 m である．

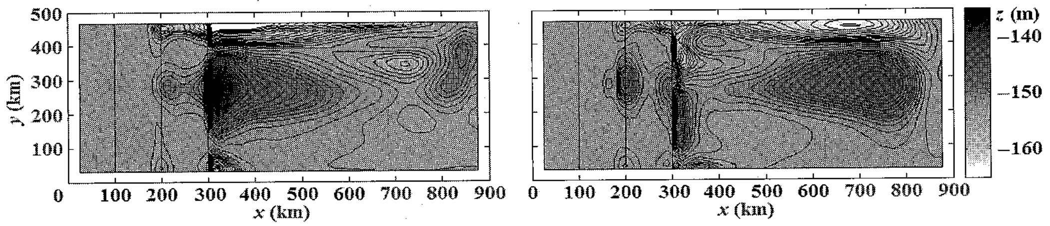
図-4 に，t=44 及び 52 h における，内部界面位置の平面分布を示す．時刻 t=44 h の内部界面は，(x, y)=(330 km, 280 km)付近で最も高く，その後，大陸棚上に透過した内部波は，x 軸にほぼ平行な方向に進む．その結果，時刻 t=52 h において，(x, y)=(200 km, 280 km)付近の内部界面が比較的高くなっている．他方，内部波のエネルギーの一部は，進路を約 90° 転換し，大陸棚外縁に沿って伝播する．この，y 軸の負の向きに進行するエネルギーは，図-4(b)より，x 及び y 軸方向の長さが，それぞれ，50 m 及び 180 m 程度の，x 軸方向



(a) t=26 h（x_c=536.4 km）　(b) t=36 h（x_c=50.4 km）

(c) t=46 h（x_c=−435.6 km）　(d) t=52 h（x_c=−727.2 km）

図-3　各時刻における鉛直断面内の流速ベクトルと内部界面（h_1=150m；y=250km）



(a) t=44 h（x_c=−338.4 km）　(b) t=52 h（x_c=−727.2 km）

図-4　各時刻における内部界面位置の平面分布（h_1=150m）

の幅が狭い内部波峰に集中している．

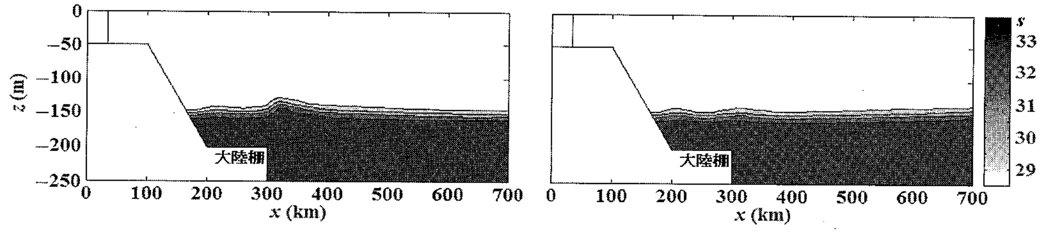
次に，上・下層の初期静水深比が異なる場合の解析結果を比較する．初期上層静水深がh_1=150，100及び50 mである場合の，t=46及び52 hにおける，y=250 kmの鉛直断面内の密度分布をそれぞれ図-**5**，**6**及び**7**に示す．

この鉛直断面内の内部界面変動（内部界面位置の静水状態からの偏差）の，各地点における0 h≦t≦52 hの間の最大値をη_{max}で表わす．大陸棚外縁より沖側，大陸棚上及び大陸棚の岸側斜面上におけるη_{max}をそれぞれη_{off}，η_{shelf}及びη_{slope}とすると，これらの比は，h_1=150，100及び50 mの場合，それぞれ，$\eta_{off}:\eta_{shelf}:\eta_{slope}\cong$ 1.0：0.50：0.50，1.0：0.70：0.77及び1.0：0.76：0.98である．大陸棚外縁近傍に現れる最大内部波波高は，初期上層水深が深いほど大きいが，内部波波高比η_{shelf}/η_{off}は，大陸棚上の下層水深が深いほど高い．

また，図-7の場合，斜面上の伝播距離が他の場合に比べて長く，浅水変形による内部波波高増加率$\eta_{slope}/\eta_{shelf}$が高い．内部界面が水面に近いため，吹送流による混合が促進され，密度の遷移領域の厚さは，最大で約32.3 mである．

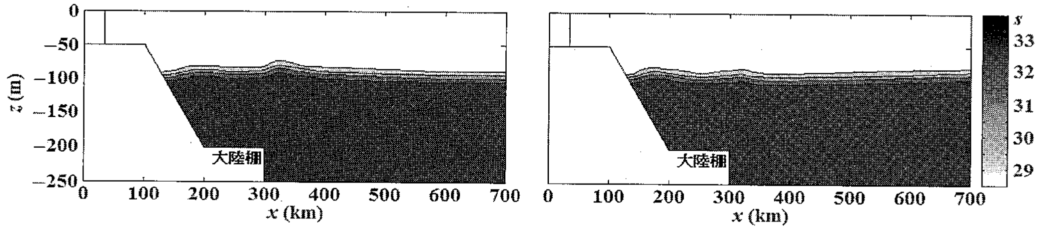
5. 結　　論

外洋遠方から進行する想定台風が，大陸棚を通過して沿岸域に接近する場合の，海水密度流の3次元数値解析を行なった．表層内に形成される水平渦流は，内部界面を貫く鉛直循環流を伴い，その結果，内部界面の上昇が生じた．台風の中心より後方に最高水位が，その後方に水平渦流の中心が位置し，内部界面の上昇が更に後方に現れた．内部界面の上昇位置は，それが大陸棚外縁に至るまで，台風の移動に追従したが，内部波の伝播速度が遅いため，この内部界面の高まりは，大陸棚外縁から外洋までの約500 kmにもわたった．ポテンシャルが高められた内部界面をいわゆる初期波形とする内部波が，独自の位相を有する自由波として周辺海域に伝播する．内部波は，大陸棚外縁近傍で，初期上層水深が深いほど大



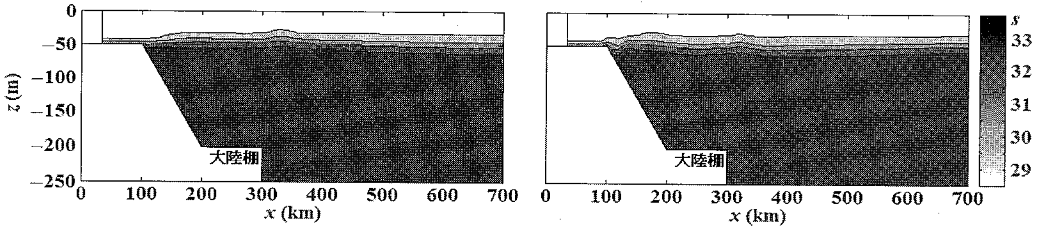
(a) t=46 h (x_c=−435.6 km)　(b) t=52 h (x_c=−727.2 km)

図-5　各時刻における鉛直断面内の密度分布（h_1=150m ; y =250km）



(a) t=46 h (x_c=−435.6 km)　(b) t=52 h (x_c=−727.2 km)

図-6　各時刻における鉛直断面内の密度分布（h_1=100m ; y =250km）



(a) t=46 h (x_c=−435.6 km)　(b) t=52 h (x_c=−727.2 km)

図-7　各時刻における鉛直断面内の密度分布（h_1=50m ; y =250km）

きな最大波高を示した後，岸沖方向の透過及び反射波成分と，大陸棚外縁に沿って進行する成分とに分離した．内部波波高比 η_{shelf}/η_{off} は，0.50〜0.76 程度で，大陸棚上の下層水深が深いほど高かった．ここで対象とした，台風に伴う内部波の，広海域にわたる生成・伝播機構は，大陸棚上を含む外洋における水圏環境の変化に対して重要であるのみならず，閉鎖水域とみなせない沿岸水域における現象の，境界条件としても機能する．湾内・外の流況の相関が明確になれば，湾内における観測値から湾外の流況を推測することも可能となり，このことが，防災・環境に関する予測技術の精度向上に繋がる．

参　考　文　献

鵜崎賢一・田畑敦圭・戸谷昭浩・松永信博（2005）：底質の移動限界と浮遊砂フラックスにおける吹送流の影響，海岸工学論文集，第 52 巻，pp. 386-390.

柿沼太郎・中山恵介（2005）：強風の吹き寄せにより密度成層水域に生成する流れ場の 3 次元数値計算，海岸工学論文集，第 52 巻，pp. 306-310.

河合弘泰・平石哲也・丸山晴広・田中良男（2000）：台風 9918 号による高潮の現地調査と追算，港湾技術研究所資料，No. 971, 43p.

河合弘泰・川口浩二・橋本典明（2003）：台風による内湾の波浪・高潮の双方向結合推算モデルの構築，港湾空港技術研究所報告，第 42 巻，第 3 号，pp. 85-110.

カンアケミ・佐藤道郎（1996）：強風下における近岸帯の水理に関する実験，海岸工学論文集，第 43 巻，pp. 381-385.

北村康司・仲座栄三・S. Rahaman・中川勝広・津嘉山正光（2005）：強風時における吹送流および水温の鉛直構造に関する研究，海岸工学論文集，第 52 巻，pp. 311-315.

佐々木淳・今井　誠・磯部雅彦（1997）：内湾における溶存酸素濃度予測モデル，海岸工学論文集，第 44 巻，pp. 1091-1095.

柴木秀之・中山哲嚴（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.

田中昌宏・G. E. Serafy・H. Gerritsen・安達貴浩（2005）：アンサンブルカルマンフィルターを用いたリアルタイム流況予測モデルの開発，海岸工学論文集，第 52 巻，pp. 321-325.

中山恵介・佐藤圭洋（1999）：LES モデルによる水平面上張り出しプルームの解析，土木学会論文集，No. 628, pp. 97-114.

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.

山本　潤・佐伯信哉（2004）：野見湾での初夏の流況と水質変動及び赤潮発生を捉える現地観測，海岸工学論文集，第 51 巻，pp. 951-955.

Kim, K. and T. Yamashita (2004) : Wind-wave-surge parallel computation model and its application to storm surge simulation in shallow water, Proc. 24th Int. Conf. Coastal Eng., pp. 1578-1590.