

平面 2 次元ブシネスクモデルによる砕波・遡上計算法の開発と現地適用

平山克也*・平石哲也*

直交座標をなす x, y 方向の流量 Flux を交互に解き進める ADI 差分法の特性に着目して, 1 次元的な波浪現象をもとに定式化された, 乱流モデルに基づく砕波モデルと汀線移動や海底面の露出を許容する遡上モデルを平面 2 次元場へ拡張した. 現地リーフ地形を対象とした平面模型実験で得られた, 波高分布に対する本モデルの再現精度は非常に良好であり, リーフへの段波の侵入や減衰, 引き波時のリーフエッジの露出なども表現できることを確認した. さらに, 台風による高波で堤防の上部パラベットが崩壊した菜生海岸を対象として, 海浜への波の打ち上げ等, 被災時における平面波浪場の推定を試みた.

1. はじめに

海浜や珊瑚礁などの極浅海域を含む平面波浪場で生じる砕波やそれによる波エネルギー減衰, 波の遡上変形を高精度かつ安定に算定するために, これまでにも, サーフエス・ローラーの考え方や乱流モデルを導入した砕波モデルや, 水際線近傍での波変形を再現するために砕波モデルとともに用いられる遡上モデルが提案されている (例えば, Madsen ら, 1997; Chen ら, 2000; 大山・長谷部, 2001). 一方, 著者らは, 砕波により生成される乱れエネルギーの大きさを時間発展型の Bore モデルで客観的に与えるとともに, 越流 Flux を導入して, 汀線移動だけでなく海底面の露出をも許容する遡上計算法を提案した (平山・平石, 2004). しかし, これらは 1 次元的な波浪現象をもとに定式化されているため, これらの計算手法を平面 2 次元場へ拡張する際には工夫を要する. 本研究では, 平面波浪場の差分計算法として知られる ADI 法の特性に着目し, 直交座標をなす x, y の各方向の流量 Flux が時間経過に伴い交互に解き進められることを利用して, これを実現した. そして, リーフ地形を対象とした平面模型実験に対する再現計算を行い, 本モデルの計算精度を検証した. さらに, 台風による高波で堤防の上部パラベットが崩壊した高知県菜生海岸を対象として, 海浜への波の打ち上げ等, 被災時における平面波浪場の推定を試みた.

2. 平面波浪場を対象とした砕波・遡上計算法

本研究では, 浅海波に対する分散特性が改善された修正ブシネスク方程式を, ADI 法を用いて差分化した NOWT-PARI (平山ら, 1998) を用いた. 図-1 はこれに, 以下で述べる平面波浪場に対する砕波・遡上計算法を導入したときの計算アルゴリズムである. ここで, x 方向の未知の流量 Flux: P^{n+1} は, Δt (差分時間間隔) 前に算定された流量 Flux: P^n と, $\Delta t/2$ 前までに得られ

た y 方向の既知の流量 Flux: $Q^{n+1/2}$, $Q^{n-1/2}$, および仮の水位 η^* を代入した x 方向運動方程式から陰的に算定される. 同様に, この時刻から $\Delta t/2$ だけ進んだ y 方向の未知の流量 Flux: $Q^{n+3/2}$ は, 流量 Flux: $Q^{n+1/2}$ と x 方向の既知の流量 Flux: P^n , P^{n+1} , および仮の水位 η^{**} を用いて算定される. 一方, 真の水位 $\eta^{n+1/2}$, η^{n+1} は $\Delta t/2$ 進む毎に各時刻で算定される.

(1) 砕波の計算手順

砕波による乱れの生成量のうち, 時間発展型 Bore モデルを x 方向に適用して算定されたものは, 各計算ステップの前半 $\Delta t/2$ の時刻に計算される平面 2 次元の乱流モデルに代入され, 運動量拡散項の渦動粘性係数 ν を介して x 方向の流量 Flux: P^{n+1} の算定に反映される. 同様に, 乱流モデルによって後半 $\Delta t/2$ の時刻に算定される渦動粘性係数は, y 方向の流量 Flux: $Q^{n+3/2}$ の算定

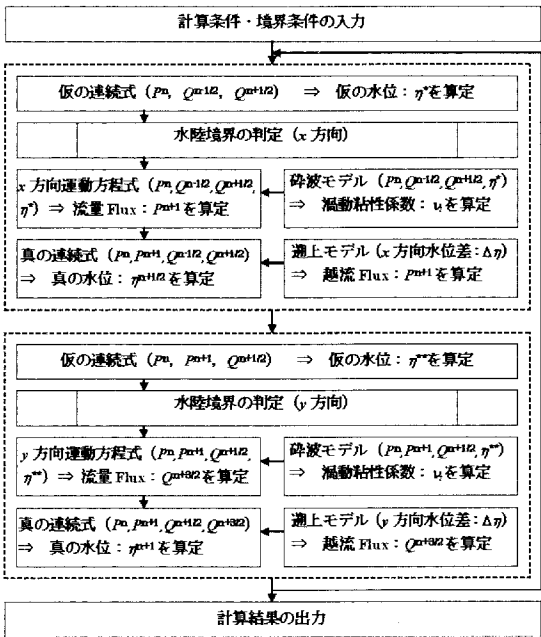


図-1 砕波・遡上計算法の計算アルゴリズム

* 正会員 博(工) (独法)港湾空港技術研究所海洋・水工部

に反映される．このように，乱流モデルは各計算ステップで2回ずつ計算されるので，平面波浪場におけるすべての乱れエネルギーは $\Delta t/2$ 毎に更新され， Δt だけ進む毎に平面的な碎波減衰が算定される．ここで，平面2次元の乱流方程式および乱れエネルギーを用いた渦動粘性係数の算定式は，それぞれ次式で表される．なお，鉛直圧力勾配による碎波判定法や時間発展型 Bore モデルは，ADI 法の考え方に従い方向別に適用することにより，1次元波浪場に対して定式化されたものをそのまま活用することができる．

$$\frac{\partial K}{\partial t} + (\bar{q} \cdot \nabla) K = P^* - \varepsilon + \nabla \cdot \left(\frac{\nu_t}{\sigma^*} \nabla K \right) \dots \dots (1)$$

ここに， $\varepsilon = C_\varepsilon K^{3/2}/l^*$ ，定数 $C_\varepsilon = 0.09$ ， $\sigma^* = 1.0$ である．また， K は乱れエネルギー， P^* は x 方向あるいは y 方向の碎波による乱れ生成項， $\bar{q} = (u, v)$ は水深平均流速ベクトルである． $l^* [\text{m}]$ は乱れスケールで， $l^* = 1.5 H_0$ (H_0 は沖波波高)， ν_t は渦動粘性係数であり，次式で与えられる．

$$\nu_t = K^{1/2} l^* \dots \dots \dots (2)$$

(2) 遡上の計算手順

各方向の運動方程式を解く際には，まず仮の連続式を陽的に解いて各計算格子上の仮の水位を算定する．これは，運動方程式を解く際の未知量を減らすために行うものであるが，遡上モデルにおいては同時に，直前の計算ステップで生じた水塊の遡上(流下)による現時刻での水陸境界位置の判定に利用できる．つまり，水位が地盤高を上回り(下回り)水陸境界の位置が移動すると，その都度，水陸境界の位置を判定して，運動方程式を解く際に用いる行列の大きさを再定義する．次に，汀線などの水陸において水塊の遡上や流下を促す越流 Flux は，仮の水位から得られる水陸境界各方向の水位差を越流公式に代入して，1次元波浪場に対するものと全く同様にして算定される．さらに，運動方程式を解いた後，越流 Flux が算定された前後の計算格子も含むように計算範囲を設定して，真の連続式から各計算格子での真の水位を陽的に算定すると，平面波浪場の水位が $\Delta t/2$ 毎に更新され， Δt だけ進む毎に平面的な水塊の遡上・流下(汀線移動を含む)や海底面の露出等が安定に算定される．

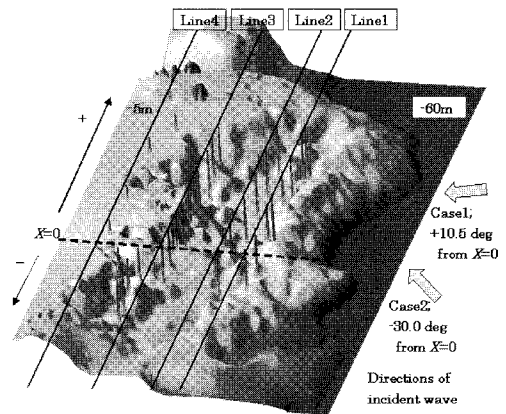
3. 平面実験結果に対する計算精度の検証

本モデルの計算精度を確認するために，現地リーフ地形を対象とした波浪変形実験に対する再現計算を実施した．波浪変形に影響を及ぼさない深い海域は一様に水深 -60 m とし，水深 -60 m 以浅のみ再現した平面模型の鳥瞰図と波浪観測点(4測線)，および等深線図を図-2に示す．

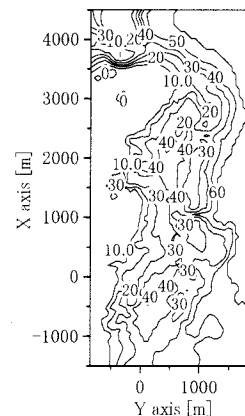
海底地形は，ほぼ Line1 の沖側に沿ってリーフ外縁を

なすバー地形が連なり，その岸側の Line2 に沿って比較的平坦な海域が広がっている．さらに岸に進むと，ほぼ Line3 に沿って裾礁をなすリーフエッジが連なり，その岸側のリーフフラットは背後の本島まで広がっている．Line4 はほぼリーフ上に位置しているが，リーフエッジまでの距離は場所によって大きく変動している．なお，Line3 と Line4 の間にこれらと平行な基線； $Y = 0 \text{ m}$ を設けた場合，各測線はそれぞれ，Line1； $Y = +800 \text{ m}$ ，Line2； $Y = +550 \text{ m}$ ，Line3； $Y = +60 \text{ m}$ ，Line4； $Y = -500 \text{ m}$ で表される．一方，これらの測線と直交する図に示した基線を $X = 0 \text{ m}$ と定義した場合，各測線が描かれる範囲はほぼ $X = -1500 \text{ m}$ から $X = +4500 \text{ m}$ として表される．

なお，模型縮尺は $1/150$ であったが，特に断らない限り，これらの諸元はすべて現地量で記載することとする．本研究では，波浪諸元が異なる2ケースについて，波

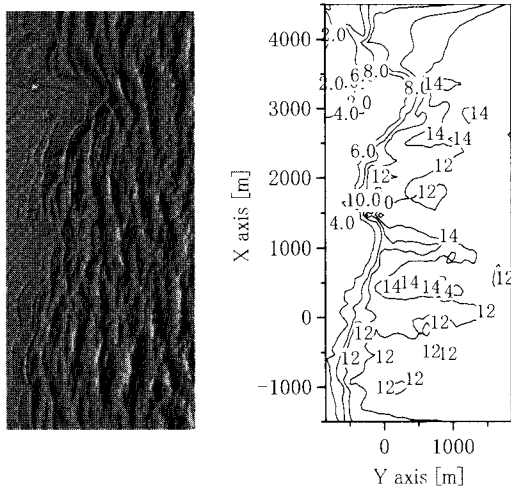


(a) 鳥瞰図と波浪観測点(4測線)



(b) 等深線図

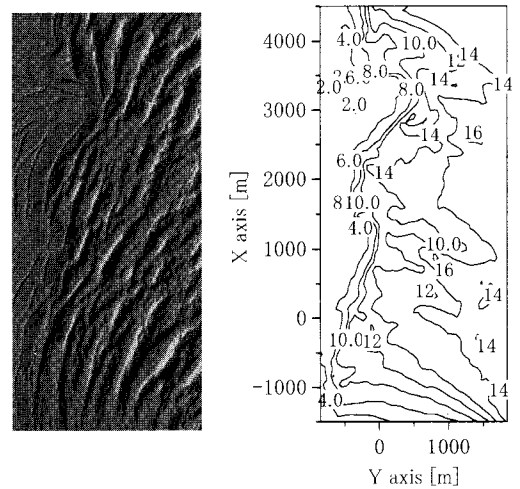
図-2 現地リーフ地形模型



(a) 波浪状況

(b) 波高分布

図-3 リーフ地形周辺の波浪変形計算; Case1



(a) 波浪状況

(b) 波高分布

図-5 リーフ地形周辺の波浪変形計算; Case2

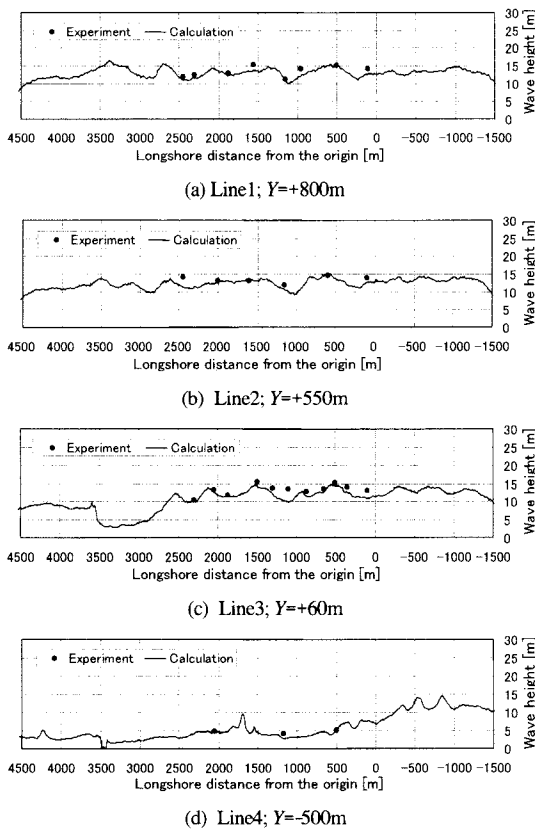


図-4 リーフ地形周辺の波高分布の再現性; Case1

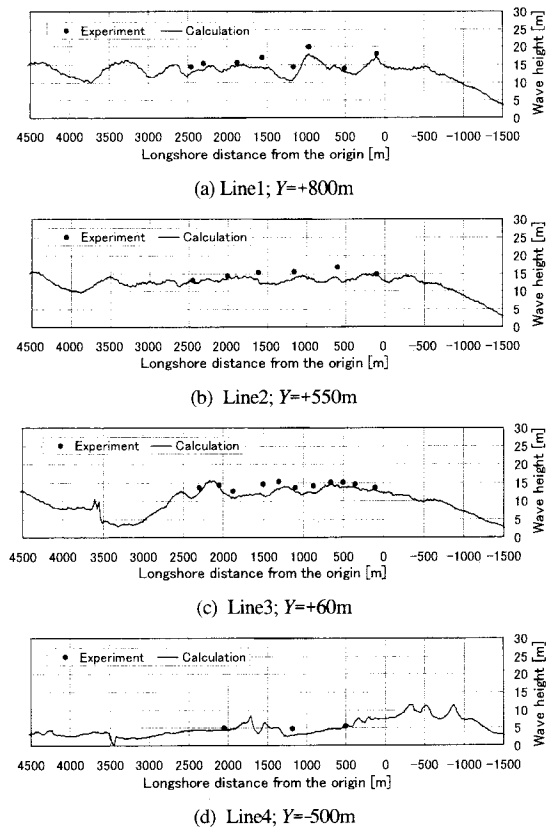


図-6 リーフ地形周辺の波高分布の再現性; Case2

浪変形実験結果に対する再現計算を実施した。まず Case1として、有義波高 $H_{1/3}=13.1$ m, 有義波周期 $T_{1/3}=17.8$ s, 方向集中度 $S_{\max}=50$ の多方向不規則波を、基線

$X=0$ に対して $+10.5^\circ$ の主波向きで入射させた場合に算定されるリーフ地形周辺の波浪状況と有義波高分布を図-3に、各測線上の波高分布の再現性を図-4にそれぞれ

れ示す。別途実施された平面模型実験で実際に観察された波浪伝播の状況はおおよそ次のようである。すなわち、水深-60 mの沖合から入射した多方向不規則波は、急勾配でせり上がるバー地形によって屈折・浅水変形して波高と方向集中度がともに増加し、背後の比較的平坦な窪地へと伝播する。そして、寄せ波時にはリーフエッジ付近で急激に屈折しながら砕波または遡上し、段波状となった波が減衰しながらリーフフラットを伝播するほか、引き波時にはリーフエッジが露出するなど、リーフ地形周辺では非常に複雑な波浪変形が生じることが確認された。図-3(a)およびその時系列変化を眺めた波浪変形アニメーションは、これらの現象を少なくとも定性的によく再現している。また図-3(b)は、バー地形による局所的な波集中や波高増大、およびリーフによる波高減衰等が、本モデルによって実際に算定されていることを定量的に示している。なお、現地リーフ地形を対象とした平面模型実験やその再現計算において、バー地形やリーフエッジ前面の急勾配斜面による波の反射はそれほど顕著ではなかった。これは、グレートバリアリーフ内の環礁に侵入する波浪の現地観測を行った Hardy (1993) による指摘と一致する。

さらに図-4では、平面模型実験で実際に計測された4測線上の各地点での有義波高値に対する計算精度を検証した。リーフ前面のバー地形背後に沿う Line1や Line2上で算定された波高分布は、 $X = 0$ m 付近と $X = 1000$ m 付近に存在するバー地形の切れ目や $X = 500$ m 付近の岬地形による屈折変形を受けて、前者で波高が減衰しその分後者で波高が増大していることを除けば、沖波波高と同じ13 m程度ではほぼ一様となっている。また、これらの算定結果は実験で得られた波高値を非常によく再現している。一方、一部のリーフエッジに沿う Line3や、大部分がリーフフラット上に位置する Line4 上で算定された波高分布は、リーフ地形による波浪減衰が生じるか否かで場所的に大きく変動している。すなわち Line3では、リーフエッジに沿う $X = 0$ m~1500 m の区間で屈折・浅水変形が生じ、Line2と比べ波高増大がみられる。また、リーフの切れ目を跨ぐ $X = 1500$ m~2500 m の区間では、微地形による波浪変形を除いて顕著な波高変化はみられない。そして、これらの計算結果は実験結果とよく一致している。さらに、計算結果において Line3の $X = 2500$ m~3500 m の区間で急激な波高の減衰がみられる。これは、波がリーフに侵入してリーフ上を伝播する際に生じる砕波・遡上変形を考慮したことによるものと考えられる。Line4の $X = -500$ m~4500 m の区間でみられる波高減衰もこれと同様な理由によるものと考えられる。そして、これらは実験で得られた波高値をよく再現していることから、平面波浪

場、とくに複雑なリーフ地形とその周辺で生じる砕波・遡上変形を対象とした波浪変形計算に対し、本モデルは高い適用性を有していることが確認できた。

次に Case2 として、有義波高 $H_{1/3} = 14.9$ m、有義波周期 $T_{1/3} = 18.5$ s、方向集中度 $S_{\max} = 50$ の多方向不規則波を、基線 $X = 0$ に対して -30.0° の主波向きで入射させた場合に算定されるリーフ地形周辺の波浪状況と有義波高分布を図-5に、各測線上の波高分布の再現性を図-6にそれぞれ示す。模型実験および数値計算で確認されたリーフ地形による波浪変形の状況は Case1 の場合とほぼ同様であるが、代表的なリーフエッジ法線に対して沖波の主波向きが大きく傾いているため、沖波の伝播状況に次のような特徴がみられる。すなわち、多方向波を形成する個々の成分波の波向きは、バー地形およびリーフエッジによる屈折変形を受けて次第に揃い、リーフ上を伝播する段波の波向き等の状況は Case1 の場合とあまり変わらないことが図-5(a)から観察される。また図-5(b)では、 $X = 0$ 線に対して主波向きを大きく傾けて造波したために有効造波領域が縮小し、 $X = -1500$ m~0 m の区間の沖海域で波高が大きく減衰していることが確認できる。なお、サーベント型造波装置を用いて実施した平面模型実験においても、同様な現象が生じていることが別途確認された。

さらに、図-6において、Line1 および Line2 上で算定された波高分布は、実験結果に比べ全体的に小さかった。これは、計算 Grid に対して斜めに伝播する成分波が多く存在し、差分計算における離散誤差が増大したためと考えられる。ところが、Line3および Line4 上で算定された波高分布は実験で得られた波高値をほぼ再現できている。これは、砕波変形によって波高の大きな波が減衰して波高頻度分布が変化したことと、リーフ上を伝播する段波の波向きが計算 Grid にほぼ沿う向きに変化して離散誤差が減少したこと等が主な理由として考えられる。

4. 海浜地形への波の打ち上げに関する再現計算

本モデルを活用し、海浜への波の打ち上げ等、被災時における平面波浪場の推定を試みた。台風による高波で堤防の上部パラベットが崩壊した高知県菜生海岸周辺の海底地形を図-7に示す。海岸堤防前面には1/5勾配の砂浜と岩礁があり、被災時には打ち上げられた波が海岸堤防に直接作用したのと考えられる(写真-1参照)。計算に用いる入射波条件には、本稿では簡単のため、推定被災時刻における NOWPHAS (波高計設置水深: 26.8 m) による波浪観測値 (14:00, $H_{1/3} = 13.55$ m, $T_{1/3} = 15.8$ m) と気象庁による観測潮位 (14:39, T.P. +2.863 m) をそのまま用いた。なお、概略値として求めた換算沖波は $H_0 = 14$ m, $T_0 = 16$ s であった(平山ら、

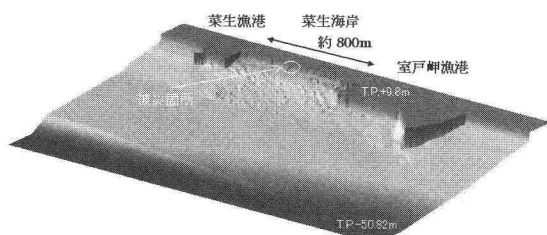


図-7 高知県菜生海岸周辺の海底地形

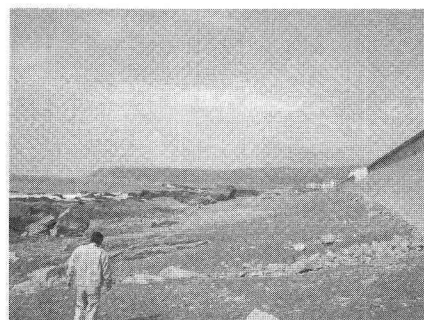


写真-1 堤防被災箇所周辺の海岸地形(被災後)

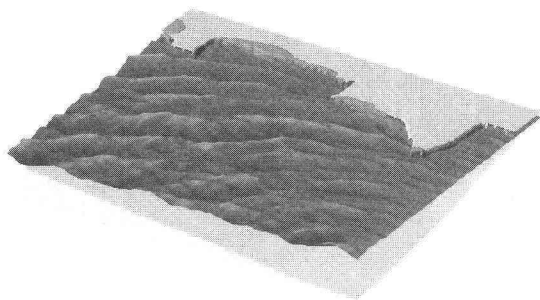


図-8 高知県菜生海岸における波浪場の再現(被災時)

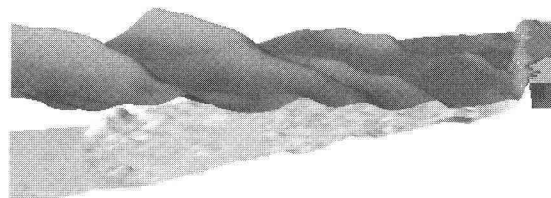


図-9 海岸地形への波の打ち上げ状況の再現(被災時)

2005). また計算では、 $S_{\max}=75$ の多方向不規則波と仮定し、主波向きを海岸堤防法線に垂直な方向に対して35度傾けて設定した。

被災時の波浪伝播状況を再現した図-8および図-9では、沖から伝播した多方向波が海底地形による屈折変形を受けて次第に一方向化し、碎波しながら海浜を遡上して、海岸堤防に到達する様子や越波した痕跡が確認できる。また、第一線防波堤の形状と天端高のみを表現し、数値計算上、港口部および港内を陸地とみなした周辺の漁港施設でも、実際の被災状況に対応して越波した痕跡が確認できる。本モデルでは、当時繰り返し見られたであろう越波飛沫の挙動は再現されないが、最大波の来襲時には大きな波力とともに大量の水塊が海岸堤防に打ち寄せ乗り越えたことが、これらの計算結果から容易に推定される。

5. おわりに

本研究では、乱流モデルに基づく碎波モデルと汀線移動や海底面の露出を許容する遡上モデルを備えた平面2次元ブシネスクモデルを新たに開発して、現地リーフ地形模型を対象に検証計算を行い、非常に高い計算精度を有することを確認した。また、台風による高波で海岸堤

防が被災した菜生海岸を対象として、海浜への波の打ち上げ等、被災時における平面波浪場の推定を試みた。

参考文献

- 大山 巧・長谷部雅伸(2001): 波による渦度供給を考慮した碎波帯内の波・流れ場のモデル化, 海工論文集, 第48巻, pp. 121-125.
- 平山克也・上原 功・永松宏一・平石哲也(1998): 珊瑚礁リーフにおける波と流れの計算法の適用性, 海工論文集, 第45巻, pp. 161-165.
- 平山克也・南 靖彦・奥野光洋・峯村浩治・河合弘泰・平石哲也(2005): 2004年に来襲した台風による波浪災害事例, 港空研資料(印刷中).
- 平山克也・平石哲也(2004): ブシネスクモデルによる碎波・遡上計算法とその適用性, 海工論文集, 第51巻, pp. 11-15.
- Chen, Q., J.T. Kirby and R.A. Dalrymple, A.B. Kennedy, A. Chawla (2000): Boussinesq Modeling of Wave Transformation, Breaking, and Runup. II: 2D, J. Wtrwy., Port. Coast. and Oc. Engrg., Vol.126, No.1, ASCE, pp. 48-56.
- Hardy, T.A.(1993): The attenuation and spectral transformation of wind wave on a coastal reef, Thesis for the degree of Doctor of Philosophy, James Cook University of Australia, 326p.
- Madsen, P.A., O.R. Sorensen and H.A. Schaffer(1997): Surf zone dynamics simulated by a Boussinesq type model. Part II. Surf beat and swash oscillations for wave groups and irregular waves, Coastal Eng., 32, pp. 289-319.