

砕波帯内長周期波の現地観測と数値計算

岡 安 章 夫*・鈴 木 康 之**・花 田 昌 幸***

1. はじめに

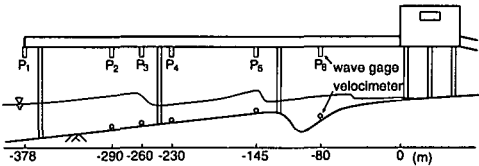
砕波帯内や汀線付近について、長周期波による底質移動の重要性が指摘されている。(例えば、加藤ら, 1989) 砕波帯内で観測される長周期波には、砕波帯外から進行してくるものと砕波点の変動により砕波点付近で形成されるもの、およびそれらが汀線で反射されたものに大別できる。砕波帯外における長周期波に関しては Longuet-Higgins・Stewart (1962) が、また、砕波点の移動に起因する長周期波については、Symonds ら (1982), Schäffer (1993), Mizuguchi (1995) などによって理論的考察がなされている。一方、実験や現地データを用いた砕波帯内長周期波の解析も行われている。長瀬・水口 (1994) や岡安ら (1996) は室内実験により砕波帯内長周期波の挙動を解析しており、加藤ら (1991) は現地データを用いて上述の理論について検討を加えている。

砕波帯内の漂砂について、柴山ら (1992) は室内実験の結果から、浮遊漂砂を評価する上では波浪と長周期波の位相関係が重要であると指摘している。これについては現地データによる検証が不可欠であるが、各々の成因による長周期波の挙動も含めて、現地データからその位相関係を議論した研究はあまりない。本研究では、まず砕波点の移動により発生したと考えられる長周期波を現地データを用いて検討し、その大きさと位相関係を明らかにする。続いて、岡安ら (1996) と同様な手法で surface roller 項を含む非線形分散波方程式による数値計算を行い、現地で観測された波浪の追算を行った。さらに、長周期の変動成分を抽出し、砕波帯内の長周期波に対する数値計算の有効性を現地データをもとに検討する。

2. 現 地 観 測

(1) 観測の概要

現地観測は 1997 年 10 月 14～24 日にかけて、運輸省港湾技術研究所波崎海洋研究施設にて行った。計測には棧橋上に取り付けられた 6 台の超音波式波高計と海底に設



図一 観測施設の概略

置した 5 台の 2 成分電磁流速計を用い、水位変動 η と底層での水平流速 u_b , v_b の同期計測をサンプリング間隔 0.2 秒で 240 時間連続で行った。観測施設の概略を図一に示す。

(2) 観 測 結 果

P₂およびP₆に設置した流速計からの出力はノイズが多く使用できなかった。残りの計測点から得られた時系列データを 1 時間毎に区切り解析し、波高変化をもとに、計測点 P₃と P₅の間で砕波を開始するという条件に適合するデータ 4 ケース選択した。これを case 97-1～97-4 とする。入射波の諸元を表一に示す。また、このときの岸沖方向断面地形を図二に示す。

水位変動と流速のデータには若干のスパイク状のノイズが見られた。これらは手作業で取り除いた。また、流速計は海底に差し込んだパイプ上に取り付けたが、波浪により計測期間中に鉛直方向を軸にして回転してしまったものがある。今回対象とした計測時間内では、流速計は一定の方向を向いていたと仮定し、流速の回転補正を行った。補正は、砕波帯内では波が汀線にほぼ直角に進行してくることから、沿岸方向流速の r.m.s.値が最小と

表一 入射波の諸元 (x = -378 m 地点)

case	観測日時	有義波高 $H_{1/3}$ (m)	有義波周期 $T_{1/3}$ (m)
case 97-1	97/10/20	1.65	11.96
	15:00～16:00		
case 97-2	97/10/20	1.32	12.70
	18:00～19:00		
case 97-3	97/10/22	0.96	9.13
	18:00～19:00		
case 97-4	97/10/23	0.89	9.92
	09:00～10:00		

* 正会員 工博 横浜国立大学助教授 大学院工学研究科人工環境システム学専攻
.. (株)テトラ
*** (株)アイ・エヌ・エー

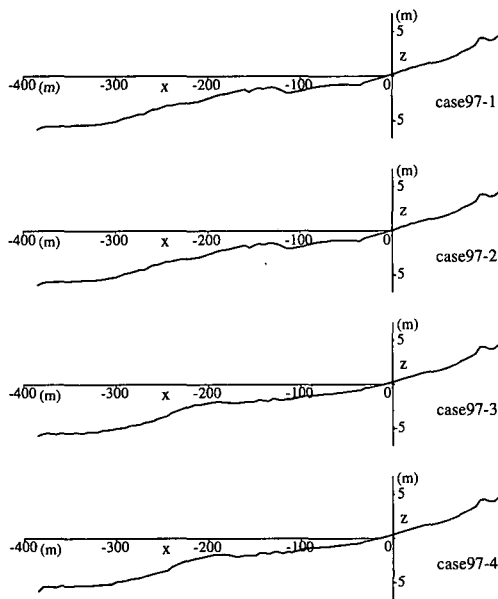


図-2 岸沖方向断面地形

るように回転させた。

岡安・松本 (1995) と同様、得られた水位変動と流速変動のデータから 0.03 Hz の数値フィルタにより長周期成分を分離した後、この長周期水位変動と流速変動を水口 (1991) の手法を用いて入射波成分と反射波成分とに分離した。

表-2 は、砕波帯内外の各測定点における長周期波の反射率を示している。長周期波の反射率は、底面を不透過と仮定した場合には通常の勾配でほぼ 1 となるはずである。今回の算定で反射率がかなり低く見積もられたのは、入反射の分離精度の問題と汀線付近での浸透の影響があるのではないかと考えられる。ただし、汀線付近での浸透については、柳嶋ら (1993) による地下水位のデータを見る限り、長周期波の周波数に一致するような地下水位の変化は見受けられない。

3. 非線形数値波動モデルによる波浪計算

(1) 基礎方程式

岡安ら (1996) と同様、surface roller による運動量を考慮した Boussinesq 型の非線形分散波方程式を用いた数値計算により、現地観測データの追算を行った。砕波帯内での長周期波の計算では、汀線での反射を正確に表現する必要がある。そこで本数値計算では、先端条件に改良を加えると共に、これまで無視されがちだった斜面勾配による項を考慮した。さらに計算を安定させる目的も含めて、砕波による粘性逸散項を取り入れた。

まず、本研究で用いた運動量の基礎方程式は以下のようなもので、第 1 項が局所項、第 2 項が移流項、第 3 項

表-2 長周期波の反射率と発生長周期波の位相差

case	長周期波の反射率		
	P_3	P_4	P_5
case 97-1	0.702	0.743	0.833
case 97-2	0.640	0.627	0.775
case 97-3	0.651	0.612	0.823
case 97-4	0.803	0.672	0.784

が圧力項、第 4、5 項が分散項、第 6 項が surface roller による砕波減衰項、第 7 項が渦粘性によるエネルギー逸散項である。

$$\begin{aligned}
 & \frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q^2}{d} \right) + g d \frac{\partial \eta}{\partial x} \\
 & - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{d^3}{3} \frac{\partial^2}{\partial t \partial x} \left(\frac{q}{d} \right) + \frac{d^2}{2} \frac{\partial h}{\partial x} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{q}{d} \right) \right) \\
 & + \frac{\partial h}{\partial x} \left(\frac{d^2}{2} \frac{\partial^2}{\partial t \partial x} \left(\frac{q}{d} \right) + d \frac{\partial h}{\partial x} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{q}{d} \right) \right) \\
 & + \frac{\partial}{\partial x} \left(\delta \left(c - \frac{q}{d} \right)^2 \left(1 - \frac{\delta}{d} \right)^{-1} \right) \\
 & - \nu_e \frac{\partial^2 q}{\partial x^2} = 0 \quad \dots\dots\dots (1)
 \end{aligned}$$

また、本モデルで用いた連続式は、

$$\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \quad \dots\dots\dots (2)$$

である。ここで、 x は岸向きの水平座標、 z は静水面を原点とする鉛直上向き座標、 t は時刻、 q は線流量、 h は静水深、 $d = \eta + h$ は全水深、 g は重力加速度である。また、 δ は後で述べる surface roller の厚さ、 c は波速、 ν_e は砕波の乱れによる渦動粘性係数である。

(2) 砕波減衰のモデル化

Deigaard (1989) は Boussinesq タイプの運動量方程式に surface roller による運動量フラックスを導入して、砕波による運動量の減衰を数値計算で表現した。surface roller による砕波減衰項は

$$R_s = \frac{\partial}{\partial x} \left(\delta \left(c - \frac{q}{d} \right)^2 \left(1 - \frac{\delta}{d} \right)^{-1} \right) \quad \dots\dots\dots (3)$$

で表され、これが式 (1) の第 6 項である。

砕波、非砕波の判定、surface roller の幾何形状の決定は予備計算の結果、Deigaard と異なる基準を用いた。すなわち、波峰前面の砕波限界角として $\alpha_0 = 15^\circ$ 、再生角 $\alpha_e = 5^\circ$ 、また、surface roller 厚の補正に用いるパラメータ $f_s = 1.0$ として計算を行った。計算手順は岡安ら (1996) と同様に、最初、式 (1) の δ を全て 0 として斜面上の波動の伝播を計算し、波峰前面の水面勾配が 15° を越えたときに砕波が始まるものとする。以後、 δ を水面の幾何学的形状より決定し波の変形を解く。砕波が進み水面勾配が 5° 未満になると波が再生したとみなし砕波項の計算を

終了する。

(3) 渦粘性によるエネルギー逸散

本計算では、砕波した波が汀線に近づくにつれ波前面の局所的傾斜角度 α は増加していく。しかし、波前面の前傾化が進み $\alpha=40^\circ$ 付近になると線流量の収束計算が発散してしまう。これは、水深が小さくなった場合に相対的に大きくなる渦粘性や底面摩擦によるエネルギー逸散を考慮しておらず、実際の過程で逸散されるエネルギーを surface roller モデルが十分に表現できないことが一因と考えられる。そこで、surface roller による砕波減衰モデルとともに、汀線付近に渦粘性によるエネルギー逸散項を導入する。

渦粘性型のエネルギー逸散モデルは、既に佐藤・鈴木 (1990) が、砕波減衰項として導入している。本モデルでは砕波減衰は surface roller 項により与えてあるので、渦粘性によるエネルギー逸散を佐藤・鈴木と同様に評価するのは不適当である。そこで、渦動粘性係数 ν_e として、岡安ら (1987) が実験的に求めた値を参考とすることにする。

岡安ら (1987) を参考にし、波速 c を $\sqrt{gd}$ で近似すると、1/20 一様勾配斜面上での断面平均の渦動粘性係数 ν_e は

$$\nu_e = 0.0065 \sqrt{gd^3} \dots \dots \dots (4)$$

となる。さらに、斜面勾配の効果を考慮した ν_e は

$$\nu_e = 0.0176 \tan^{\frac{1}{3}} \beta \sqrt{gd^3} \dots \dots \dots (5)$$

となる。

本計算では、渦動粘性係数 ν_e を $\kappa \nu_e$ とし、 κ は $h=H_{1/3}/\gamma$ (γ は 0.78 となる定数) の地点から静水汀線まで 0~1 で線形的に増加させた。静水汀線より岸側では κ はそのまま増加させる。また、現地観測においては海底勾配が変化するので、 $\tan \beta$ を与えるにあたっては計算領域内の平均底勾配を使用する。

(4) 汀線境界

汀線境界には、岡安ら (1996) にならい、岩崎・真野 (1979) と同様の汀線移動境界を導入する。岩崎・真野の方法は波の遡上時に関しては問題ないが、引き波時の計算においては質量保存則を厳密に満たしていない。例えば、図-3 の (1) ($t=n\Delta t$) において、運動量方程式により汀線沖側での線流量 q_s^n を計算する。これを連続式に当てはめて $t=(n+1)\Delta t$ 時の d_s^{n+1} を決定する。 $d_s^{n+1} < 0$ ならば、 $i=s-1$ を新しい汀線とする (図-3 (2))。しかし、このままでは本来存在しないはずの過剰な海水が汀線境界より沖へ流出することになる。そこで図-3 (3) のように過剰な流量 $V=d_s^{n+1}\Delta x$ を戻して質量保存則を満足させ、流出量 q_s^n と新汀線の水面変動 η_s^{n+1} の修正を

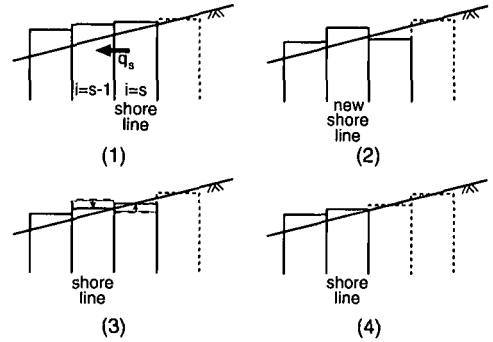


図-3 引き波時の汀線移動

行う。この方法は基本的に磯部・藤城 (1997) の方法を 1 次元に適用したものである。

(5) 数値フィルタ

水面変動 η には、計算の発散を防ぐために領域全体に弱い数値フィルタをかける。フィルタには、式 (6) のような平滑化個数 3 個の三角フィルタを使用する。

$$\eta_i = h_{m1}\eta_{i-1} + h_{m2}\eta_i + h_{m1}\eta_{i+1} \dots \dots \dots (6)$$

また、汀線付近での計算の発散を防ぐため汀線から 100 cm の範囲に、少し強めの数値フィルタをかける。これらのフィルタは波高減衰を引き起こすので、なるべく弱いものが望ましい。

(6) 数値計算方法

計算では、各観測ケースにおける測点 P_3 を沖側境界とし、その地点で測定された水位変動と流速変動の入射波成分のみを数値計算の沖側入射境界に与えた。差分の空間間隔は 2.5 m、時間間隔は 1/20 s とする。観測での測定はサンプリング周波数 5 Hz で行われたので、時系列データは線型補間により内挿した。また、地形データも 5 m 間隔で測定されているので同様に線型補間を行った。

計算の初期条件は静水とした。本計算では、定常状態を再現するために、まず、本計算と同一の入射波データを用いた 3600 s の予備計算を行った後、引き続き 3600 s の計算を行い、この計算結果を用いて解析を行った。

4. 計算結果

(1) 波浪計算の結果

図-4 は上述の数値計算による case 97-1 の波浪計算の結果である。横軸は空間座標 x 、左側縦軸は経過時間 t を示している。また、右側縦軸に水位変動のスケールが記されている。このケースでの潮位から求めた静水汀線は $x=-6.5$ m であった。図は鉛直方向に拡大されているが、波浪が砕波減衰しながら岸へ伝播していく様子が確認できる。

図-5 は各ケースにおいて計算された水位変動の r.m.

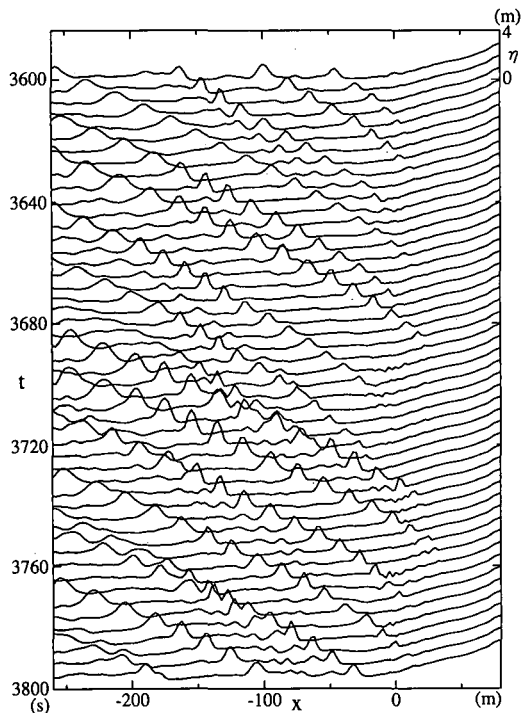


図-4 計算された η の時空間変動 (case 97-1)

s.値である。○が観測地、実線が計算値を示している。当初、Deigaard (1989) と同じ surface roller の幾何学形状の基準を用いて計算を行ったが、計算された波形を詳細に検討すると P_4 , P_5 間で砕波した後にすぐに波が再生してしまうことが分かった。そこで、今回のモデルでは波峰前面の限界傾斜角度 α_b を Deigaard の用いた 20° より小さくし、さらに再生時の傾斜角も $\alpha_e = 5^\circ$ と小さくすることにより減衰を促進させた。これにより砕波減衰が促進されたが、case 97-1, 2 については P_5 , P_6 での r.m.s. 値がまだ過大に評価されている。

一方、case 97-3, 4 については、入射側での r.m.s. 値が小さい。これは、入射境界である P_3 での水位変動と流速変動の測定誤差によるものが一因ではないかと考えられる。しかし、計測に用いた波高計と流速計は原理的にキャリブレーションが必要ではないので、原因についてはさらに検討が必要であろう。いずれにせよ、さらに正確な現地波浪の計算のためには、surface roller の幾何学形状決定に際し、多くの観測・計算結果の比較が必要である。

(2) 長周期波の計算結果

図-6 は case 97-1 について 2.(2) 節で述べた方法により分離した入射長周期波 (岸向きに伝播する成分) と反射長周期波について、計算値と観測値との比較を行ったものである。それぞれが、短周期の波浪計算から数値フィルターを通して得られた結果であることを考えれば、数

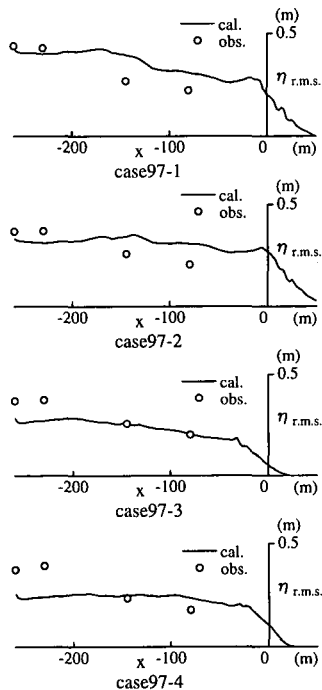


図-5 不規則波水位変動の r.m.s. 値 ($\alpha_b = 15^\circ$, $\alpha_e = 5^\circ$)

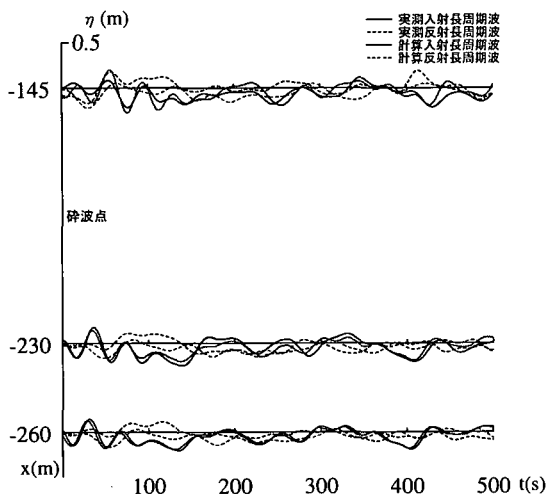


図-6 入射分離した長周期波の計算値と観測値の比較 (case 97-1)

値計算結果と長周期波の入射分離は概ね良好であるといえる。

次に、砕波点の移動により発生したと考えられる長周期波の挙動について検討する。岡安・松本 (1995) と同様、分離された入射波の成分については、まず砕波点直前の測点での入射長周期波を基準とし、この波を長波近似のもとに伝播させたものを「予測長周期波」と呼ぶ。実測値から分離された入射波の成分とこの予測長周期成

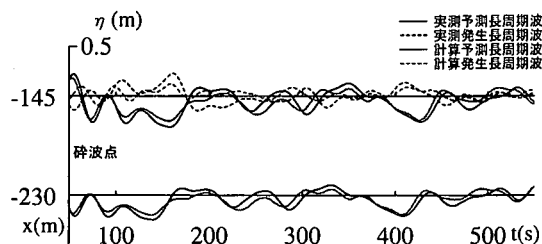


図-7 予測長周期波と発生長周期波の比較 (case 97-1)

分との砕波帯内におけるずれは、砕波により発生した長周期波によるものであると仮定し、これを「発生長周期波」とする。

図-7は上述の予測長周期波と発生長周期波について、観測データと数値計算による砕波帯内の長周期波とを比較したものである。図中上側が砕波帯内での計算結果と観測結果との比較である。下側は砕波帯外の基準点での値であるため、発生長周期波は存在しない。砕波帯内での発生長周期波を比較すると、計算結果から求めたものは現地データを用いて求めたものと概ね一致しており、本計算手法が現地においても十分に実用的であることが分かる。

表-3の第2列は、観測データについて測点P₅での「予測長周期波」と「発生長周期波」との位相差を各ケースで示したものである。位相差の計算は長周期成分の分離周波数を考慮して、0.005 Hz、0.01 Hz、0.02 Hzの平均値を用いた。現地での値は、岡安ら(1996)の室内実験での値よりさらにMizuguchi(1995)の理論値 π に近い値となっている。一方、第3列は、数値計算の結果から求めた、予測長周期波と発生長周期波の位相差である。観測結果より若干小さい値を示す傾向にあるが、概ね良好な位相差が得られている。

表-3 P₅における予測長周期波と発生長周期波の位相差

case	観測地	数値計算
case 97-1	1.05π	0.88π
case 97-2	0.97π	1.05π
case 97-3	0.85π	0.57π
case 97-4	0.89π	0.78π

5. おわりに

本研究では、まず現地砕波帯内で発生する長周期波についての観測を行った。得られた水位変動と流速変動のデータから、発生する長周期波の、入射してくる長周期波に対する位相関係についてまとめ、Mizuguchi(1995)との比較も示した。また、surface roller モデルを用いた

Boussinesq 型の非線形波動方程式を用いた波浪変形モデルにより、砕波帯内で発生する長周期波の数値計算を行い、以下の結論を得た。

1) 今回観測された長周期波の汀線での反射率は0.6~0.8であった。2) 砕波点の移動により発生したと考えられる長周期波は、入射長周期波とほぼ π の位相差がある。3) surface roller 項を加えた Boussinesq 型非線形分散波モデルにより砕波帯内での長周期変動が現地レベルで的確に再現できることが確認された。

なお、現地データの使用にあたっては、運輸省港湾技術研究所のご協力をいただいた。また、観測において適切な助言をいただいた同所漂砂研究室長、栗山善昭氏に深湛なる謝意を表する。

参考文献

- 磯部雅彦・藤城 透 (1997): ベンガル湾奥における高潮遡上計算, 海岸工学論文集, 第44巻, pp. 346-350.
- 岩崎敏夫・真野 明 (1979): オイラー座標系による二次元津波遡上の数値計算, 第26回海岸工学講演会論文集, pp. 70-73.
- 岡安章夫・上野慎一郎・鈴木康之 (1996): 砕波帯内長周期波の特性と数値波動モデルの適用性の検討, 海岸工学論文集, 第43巻, pp. 176-180.
- 岡安章夫・柴山知也・堀川清司 (1987): 砕波帯内定常流速場の鉛直分布に関する研究, 第34回海潮論文集, pp. 31-35.
- 岡安章夫・松本輝紀 (1995): 不規則波による砕波帯内長周期波の発生及び伝播, 海岸工学論文集, 第42巻, pp. 151-155.
- 加藤一正・中村聡志・池田直太 (1991): 現地データによる長周期波発生理論の検証, 海岸工学論文集, 第38巻, pp. 91-95.
- 加藤一正・柳嶋慎一・栗山善昭・磯上知良 (1989): 荒天時のバーム地形の侵食—長周期波に注目した現地観測—, 海岸工学論文集, 第36巻, pp. 354-358.
- 佐藤慎司・鈴木秀典 (1990): 砕波帯における底面流速変動波形の評価法, 海岸工学論文集, 第37巻, pp. 51-55.
- 柴山知也・柏木幹雄・岡安章夫 (1992): 砕波帯内長周期波の漂砂量への効果, 海岸工学論文集, 第39巻, pp. 316-320.
- 長瀬 覚・水口 優 (1994): 砕波帯における長周期波の発生に関する実験的研究, 海岸工学論文集, 第41巻, pp. 91-95.
- 水口 優 (1991): 浅海域における入・反射波の分離手法について, 海岸工学論文集, 第38巻, pp. 31-35.
- 柳嶋慎一・加藤一正・福田真人 (1993): 現地海岸における前浜地下水位の変動特性, 海岸工学論文集, 第40巻, pp. 411-415.
- Deigaard R. (1989): Mathematical modelling of waves in the surf zone, Prog. Rep. No. 69, Inst. of Hydrodyn. and Hydraulics Eng., Tech. Univ. of Denmark, pp. 47-60.
- Longuet-Higgins, M. S. and R. W. Stewart (1962): Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to "surf beat", J. Fluid Mech., Vol. 13, pp. 481-504.
- Mizuguchi, M. (1995): A simple analysis of long wave generation by time-varying breakpoint, Coastal Eng. in Japan, Vol. 38, pp. 105-109.
- Symonds, G., D. A. Huntley and A. J. Bowen (1982): Two-dimensional surf beat: long wave generation by a time-varying breakpoint, J. Geophys. Res., Vol. 87, No. C1, pp. 492-498.
- Schäffer, H. A. (1993): Infragravity waves induced by short-wave groups, J. Fluid Mech., Vol. 247, pp. 551-588.