

不規則波による碎波帯内長周期波の発生及び伝播

岡 安 章 夫*・松 本 輝 紀**

1. はじめに

碎波帯における長周期波の発生・伝播メカニズムの解明は、漂砂等を予測する上で非常に重要である。碎波帯内で観測される長周期波には、碎波帯外から進行してくるものと波群による碎波点の変動により碎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。碎波帯外における長周期波に関しては Longuet-Higgins・Stewart (1962) によりほぼ説明できるとされている (例えば Sato ら, 1989)。一方、碎波点の変動によるものについても Schäffer (1993) らにより詳細な検討がなされている。しかしながら実際に碎波帯内で観測される入射方向の長周期波については、Mizuguchi (1982) のように碎波帯外から進入してくる長周期波が支配的であるという考え方と、Nakamura・Katoh (1992) のように碎波点の変動に起因するものが主体であるとする考え方があるが、碎波帯内では前述のように多くの長周期波が混在しているために定量的な検討が難しい。

長瀬・水口 (1994) は波動水槽内でほぼ定常状態に達した規則波浪場に単一の波群を入射させることにより、碎波点付近で波群による碎波点の移動によって考えられる長周期波の発生を確認した。しかしながら、碎波点の移動によりどの程度の大きさの長周期波が発生するかの定量的な評価はされておらず、このためには一般の不規則波浪場中で観測を行うことが必要であると考えられる。また、流速の長周期成分による浮遊漂砂に関しては、波群と長周期波との位相関係が重要であると指摘されている (例えば 柴山ら, 1992) が、位相変化を検討することも単一波群では難しい。

そこで本研究は、2次元波動水槽内で不規則波および非線形二成分合成波発生させ、碎波帯内でどの程度の長周期波が発生し、碎波帯外から入射してくる長周期波とどのような位相関係をもって伝播していくのかについて、それぞれの長周期波を分離することにより実験的に把握することを目的とする。また、これらの特性につい

て、水口 (1994) の理論と比較しながら定量的な検討を行う。

2. 実験方法

(1) 実験装置および実験条件

実験水槽内に Bretschneider・光易型のスペクトルを有する不規則波および成分波の非線形干渉を考慮した二成分合成波を発生させ、水位変動及び底面付近での岸沖流速変動の測定を行った。実験には、長さ 17 m, 幅 0.5 m, 深さ 0.55 m の二次元波動水槽を用いた。この水槽の一端には反射波を吸収制御できる不規則波造波装置が備えられており、他端にステップ型の地形と、1/30 一様勾配斜面の二通りの地形を作成し設置した。ステップ型の地形はステップの長さが 6 m で岸側は 1/10 勾配、沖側は深くなるにしたがい 1/20, 1/10 勾配となっている。また、1/30 一様勾配斜面は法先 1 m が 1/10 勾配となっている。ステップ部および 1/30 勾配部はステンレス製床の上に厚さ 15 mm の合板を敷き、底面の精度を向上させた。

それぞれの地形において不規則波および二成分合成波を入射させ、水位変動と流速変動を記録した。水位変動の記録は、造波板より 3 m の沖側一様水深部に 1 台、碎波点沖側から静水汀線付近までの 7 つの測線において 7 台、計 8 台の容量式波高計を設置して行った。流速変動は、これらの波高計の直下において岸沖方向の流速を 1 成分の光ファイバー・レーザ流速計で測定した。測定点

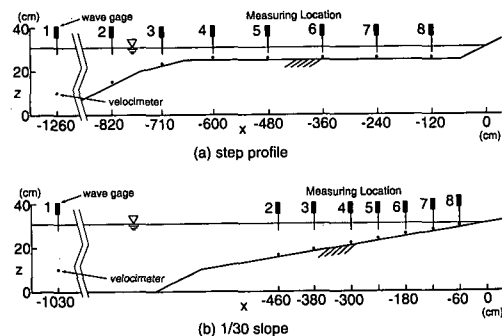


図-1 実験装置の概略

表-1 実験条件

case	地 形	h_i (cm)	h_s (cm)	$H_{1/3}$ (cm)	$T_{1/3}$ (s)
1-1	step	31.0	6.0	5.81	1.03
1-2				4.87	0.882
1-3				8.49	1.03
1-4		29.0	4.0	6.99	1.05
1-5				5.69	1.03
1-6				4.69	0.886
2-1	1/30	31.0	—	3.98	1.01
2-2				3.32	0.862
2-3				5.89	1.01
2-4		29.0	—	4.76	1.05
2-5				3.91	1.01
2-6				3.25	0.863

表-2 二成分合成波の入力諸元

case	$H_1(=H_2)$ (cm)	T_1 (s)	T_2 (s)
1-3 2-3	6.0	1.0	1.1
1-4 2-4	5.0	1.0	1.2

の高さは沖の測定点のみ底面から 10 cm で、その他は全て底面から 1 cm の位置で測定した。水深を 31 cm に設定した場合での水槽及び測定点配置の概要をそれぞれの地形について図-1 に示す。図中 x は静水汀線から沖側にとった水平座標で、 z は沖側一様水深部の底面を基準にした鉛直座標である。

実験はそれぞれの地形に対し 6 ケースずつ行った。沖側一様水深部での水深 h_i は 31 cm と 29 cm の 2 通りとし、この時のステップ上の水深 h_s はそれぞれ 6 cm と 4 cm であった。また、case 1-3, 1-4, 2-3, 2-4 については波群の特性が比較的単純である二成分合成波を入射させた。ステップ地形の場合の砕波点はおおむね測線 3 の近辺であり、1/30 勾配地形の場合はほぼどのケースにおいても測線 5 と 6 の間であった。表-1 に実験条件および入射波の諸元を示す。表中 $H_{1/3}$ はゼロダウンクロスを用いた波別解析法により求めた沖側一様水深部での有義波高、 $T_{1/3}$ は同じく有義波周期である。また、二成分合成波についても波別解析による諸元を表-1 に示してあるが、合成波の造波信号を作成した際に用いた成分波の諸元を別に表-2 に示す。

(2) 実験方法

測定に際しては、流速計が 1 台しかないのものでそれぞれの実験ケースについて同じ造波信号を測定点の数だけ繰り返し入力して測定を行った。測定の際の造波は常に静水状態から開始し、造波開始 600 秒で波浪場はほぼ定常に達したとみなし、その後から水面変動および流速変動

の記録を行った。波動水槽内での不規則波浪場は、水槽内での静振を含めた長周期の成分波の多重反射の影響で、自然海岸におけるものと異なる。本実験におけるこの影響の定量的な評価は後節で若干述べる。

波高計からの信号はサンプリング周波数 20 Hz でデジタルデータレコーダに記録し、流速計についても毎秒 20 個以上のデータが取得できるように調節した。流速計の時系列データは等間隔ではないので、リサンプリングにより 20 Hz 相当の等間隔データに変換した。このようにして得られた水位と流速のデータ 300 秒分を以後の解析に用いた。

3. 実験結果

(1) 入射波の分離と発生長周期波の抽出

まず、短周期と長周期の分離周波数を 0.25 Hz に設定し、得られた水位変動と流速変動のデータから数値フィルタにより長周期成分を分離した。つぎに、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。

図-2 はステップ型地形、case 1-2 での長周期波の入射波分離の結果である。図中 t はデータ取得を開始した時点を基準とした時間軸、 η は平均水位まわりの水位変動である。実線がそれぞれの測定点における入射波、点線が反射波の時系列データである。また、長波近似による入射波伝播経路を一点鎖線で、反射波の伝播経路を二点鎖線で示してある。ステップ上水深は 6 cm であり、砕波点はおおよそ測線 3 ($x = -710$ cm) の近辺である。ステップ上を進行する成分を見る限りにおいては入射波の分離は良好であると判断できる。図中、一点鎖線に沿って進む入射波はステップ上ではほぼ長波の波速で進行しているが、砕波点をさきむ測線 2 ($x = -820$ cm) と 4 ($x = -600$ cm) の間で振幅・位相ともに大きく変化しており、砕波点付近で長周期波が発生していることが確認できる。

図-3 は同じケースにおいて砕波点直前の測線 2 を基準として、ここで観測された入射長周期波が長波近似のもとにステップ上を進行していくと考えたときの予測自由長周期波 (図中点線で表示) と、これと実際に測定された入射長周期波 (図-2 実線) との差より求めた発生長周期波 (実線) とを示したものである。

砕波帯外から進入してくる長周期波については、水槽内の多重反射等により現地海岸で存在している長周期波とは必ずしも同質ではないと考えられる。しかし、砕波点付近で考える限りにおいては、砕波帯外から進行してくる長周期波はいずれも自由波として扱って良いと思われる。一方、砕波点の変動により発生する長周期波は、入射短周期成分が同一であれば自然海岸のものと基本的

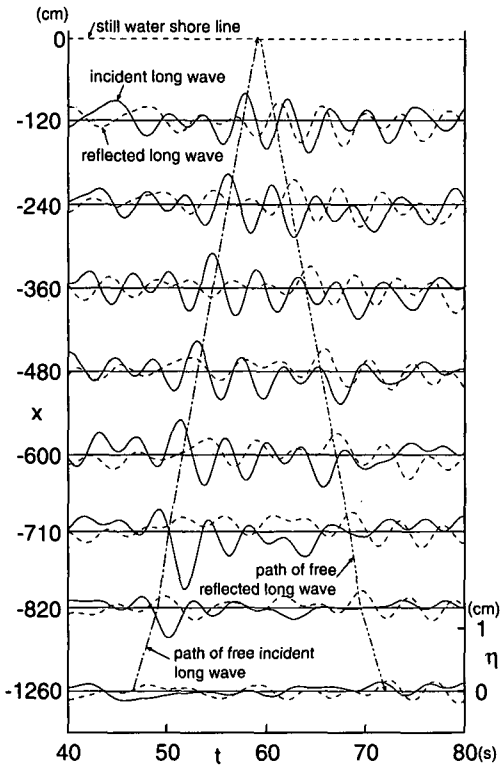


図-2 碎波帯内の入射長周期波と反射長周期波およびその伝播経路(一点鎖線:自由入射波の伝播経路, 二点鎖線:自由反射波の伝播経路)

には同じである。従って、碎波帯内で観測された入射長周期波(碎波点で発生する長周期波を含む以上この表現は適当ではと思われるが「長周期波の入射方向進行成分」の意)から、碎波帯外より進入してくる進入自由長周期波(その起源が何にかにかかわらず)を除くことによって碎波帯内で発生した長周期波を、現地と基本的には同じ条件でとらえることが可能である。図からは測線2から4の間にかかなり大きな長周期波が発生し、これがステップ上を自由長周期波として伝播していく様子が分かる。また、測線4以降のステップ上ではこの発生長周期波はほとんど変形していない。

(2) 発生長周期波の推算と入射長周期波との比較

この発生長周期波の定量的な評価を行うために、それぞれの測線において発生長周期波のrms値を計算した。さらに水口(1994)のモデルを適用して発生長周期波の概算値を推算し、これとの比較を行った。

水口(1994)は碎波帯内で発生する長周期波として、1) 碎波点の変動に伴う長周期波、2) 応力勾配の変動に伴う長周期波、3) 再生点の変動に伴う長周期波の3者があり、このうち実際の状況においては1)のみが有意であろうと述べている。そこで、ここでは碎波点の変

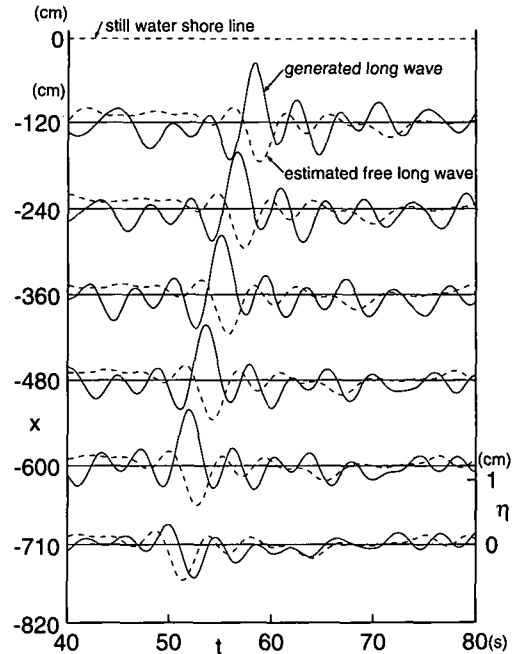


図-3 入射長周期波が自由波として伝播した場合の予測長周期波(点線)とそれと実測値との差から求められた発生長周期波(実線)

動に伴う長周期波のみを評価する。

水口のモデルではこの長周期波による水位変動幅は

$$\eta_{ba} = (F_0 x_{ba} / 2cp) \dots\dots\dots (1)$$

となる。 F_0 は外力の定常成分で次式で評価される。

$$F_0 = (3/8)gm^2\gamma_0^2 \dots\dots\dots (2)$$

ここで、 m は斜面勾配、 γ_0 は碎波波高水深比であり、ここでは γ_0 の値として0.8を用いた。また、 x_{ba} は碎波点変動幅で

$$x_{ba} = 0.8\beta\kappa h_{bm}/m \dots\dots\dots (3)$$

で表される。 β は波高変動率、 κ は碎波帯内での波群消滅率である。波高変動率は二成分合成波の場合理論上1であるが、本研究ではすべてのケースについて一定値0.5を与えた。 κ についても碎波帯内では波群構造は消滅するとして1を用いた。 h_{bm} は平均碎波水深で、本研究では近似値として有義波高を0.7で除した値を用いた。式(1)の c は波速で、長波近似を用い

$$c = \sqrt{gh_{bm}} \dots\dots\dots (4)$$

とした。 p は波群の角周波数であるが、ここでは入射波群の代表周期として、碎波点直前の測線(ステップ地形では測線2, 1/30勾配地形では測線5)における長周期水位変動の平均周期を用いた。

以上の条件を各式に代入し、碎波点の変動により発生する長周期波の予測変動幅を求めた。変動が正弦的であ

表-3 長周期波のrms値の推算条件及び推算値と実測値

case	勾配 m	代表周期 T_l (s)	砕波水深 の代表値 T_{bm} (cm)	砕波点変動幅 x_{ba} (cm)	発生波の 推算変動幅 η_{ba} (cm)	発生波の 推算rms値 H_{rms} (cm)	発生波の 実測rms値 H_{rms} (cm)	入射波の 実測rms値 H_{rms} (cm)
1-1	1/20	6.59	8.30	66.4	0.454	0.161	0.374	0.206
1-2		6.12	6.96	55.7	0.386	0.136	0.195	0.166
1-3		10.7	12.1	96.8	0.890	0.315	0.493	0.273
1-4		5.84	9.99	79.9	0.441	0.156	0.353	0.282
1-5		6.39	8.13	65.0	0.436	0.154	0.286	0.169
1-6		11.2	6.70	53.6	0.693	0.245	0.195	0.190
2-1	1/30	5.59	5.69	68.3	0.213	0.075	0.174	0.214
2-2		6.10	4.74	56.9	0.212	0.075	0.141	0.160
2-3		9.18	8.41	101.	0.424	0.150	0.358	0.296
2-4		5.80	6.80	81.6	0.241	0.085	0.211	0.437
2-5		4.89	5.59	67.1	0.184	0.065	0.178	0.246
2-6		5.17	4.64	55.7	0.178	0.063	0.137	0.153

と仮定すると、変動幅と変動のrms値の比は $2\sqrt{2}$ である。そこで求められた予測変動幅を $2\sqrt{2}$ で除したものと実測水位変動から得られた発生長周期波の実測rms値を比較した。各ケースにおける入力条件と得られた値を表-3に示す。表ではほとんどのケースにおいて、実測データから求められた発生長周期波の方が推算値より2倍程度大きくなっているものの、推算値は概算としてはおおむね実測値を説明できるものとなっている。

また、実測長周期波の全入射波成分に対して計算したrms値も表の最後に示した。これによると発生長周期波は入射長周期波とほぼ同じ程度かそれよりも大きく、砕波帯内での長周期の水位・流速変動に関しては砕波点の変動に伴う長周期波が大きな影響を与えていることが分かる。波動水槽においては砕波帯に入射してくる長周期波に水槽内での多重反射によるものが含まれるが、本実験においては入射長周期波そのものが比較的小さく、これを考慮しても発生長周期波によるものが支配的であることに変わりはないと思われる。しかし、発生長周期波の振幅は式の形から明らかなように、斜面勾配、代表周期および砕波水深（入射波高）の平方根に比例する。従って、これらの条件が変化する場合に常に発生長周期が支配的かどうかはそれぞれの条件に依存することになる。

(3) 発生長周期波と入射長周期波の位相差

図-4は砕波帯外から入射してくる長周期波がそのまま自由長波として伝播すると仮定したときの予測自由長周期波（図-3点線）と実測入射長周期波（図-2実線）との位相差（図中実線）および予測長周期波と発生長周期波（図-3実線）との位相差（図中点線）の岸沖方向変化を示したものである。図中 θ は予測自由長周期波を基準とした位相進み角であり、位相差はそれぞれの長周期波の0.1 Hz付近の成分波の位相差をとっている。図か

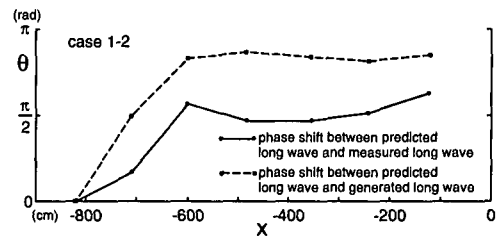


図-4 予測入射波と実測入射波および予測入射波と発生長周期波との位相差

ら実測長周期波の位相進みはステップ上で $\pi/2$ 程度、発生長周期波では π 近い位相進みがあり、水口（1994）による理論上の位相進み $\pi/2$ よりかなり大きい位相変化が生じていることになる。また、どちらの場合も砕波が起きていると考えられる測線2と4の間で位相差が急激に変化し、ステップ上では極めて安定していることが分かる。

図-5はステップ地形上での別の3ケースについての予測入射長周期波と発生長周期波の位相変化の様子である。どのケースにおいてもステップ上での位相進みはほぼ π となっていることがわかる。図-6は1/30一様勾配でのケースである。水深が浅くなり、砕波が進むにつれて位相進みが大きくなり、最も浅い測線ではここでも $\pi/2$ よりかなり大きな位相進みとなっていることが確認できる。

佐藤ら（1994）は砕波点近傍の長周期波の挙動について、浮遊砂濃度が高くなるとき（波高の大きな短周期波が観測されるときと考えられる）に長周期の変動流速成分が一般に岸向きになることを指摘している。これは砕波帯内での波群構造が砕波帯外の場合と逆転することによっても説明できるが、本研究で明らかになった発生長周期波の位相進みが π 程度になることも大きく関係

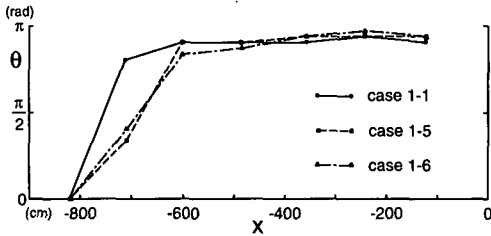


図-5 ステップ地形での発生長周期波の予測入射長周期波に対する位相差

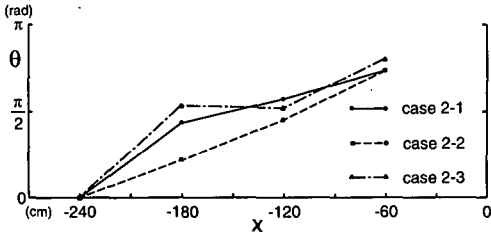


図-6 1/30 勾配地形での予測入射長周期波と発生長周期波の位相差

しているものと思われる。

また、Watson ら (1994) は非線形浅海波の方程式を用いた数値モデルで、砕波帯で発生する長周期波の検証を行っている。砕波帯内で発生する長周期波の位相進みが $\pi/2$ より大きくなる理由については不明であるが、これらの現象をこのような数値モデルによって模擬することが可能であれば、その原因についても数値モデルを用いて解析できると考えられる。

4. おわりに

本研究では、2次元波動水槽内で不規則波および非線形二成分合成波発生させ、砕波帯内で発生する長周期波について測定を行った。得られた水位変動と岸沖方向の流速変動のデータから砕波帯内でどの程度の長周期波が発生し、砕波帯外から入射してくる長周期波とどのような位相関係をもって伝播していくのかについて検討し、

以下の結論を得た。

1) 不規則波群による長周期波の伝播に伴い、砕波点付近において砕波点の変動によって考えられる長周期波の発生が認められた。2) 砕波帯内で発生した長周期波は砕波帯外から入射してきた長周期波と同程度に大きく、振幅については水口 (1994) のモデルである程度予測が可能である。3) 発生長周期波の入射長周期波に対する位相進みは水深が浅くなるにつれて徐々に大きくなり、最終的には $3/4\pi$ から π 程度になる。

今後は現地においてこれらの長周期波の振幅比・位相差がどうであるのかを検討すると共に、数値モデル等によってこれらの現象が予測できるかどうかについてもさらに検討する必要があると考えられる。

参考文献

- 佐藤慎司・浅野 学・上野慎一郎 (1994): 斜面上で砕波する波群による漂砂, 海岸工学論文集, 第 41 巻, pp. 421-425.
- 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 寛・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.
- 水口 優 (1994): 波群性入射波の砕波帯付近に発生する長周期波について, 海岸工学論文集, 第 41 巻, pp. 96-100.
- 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. (1982): A field observation of wave kinematics in the surf zone, Coastal Eng. in Japan, Vol. 25, pp. 91-107.
- Nakamura, S. and K. Katoh (1992): Generation of infragravity waves in breaking process of wave group, 23rd Int. Conf. on Coastal Eng., ASCE, pp. 990-1003.
- Sato S., T. Isayama and T. Shibayama (1989): Long-wave component in near-bottom velocities under random waves on a gentle slope, Coastal Eng. in Japan, Vol. 32, No. 2, pp. 149-159.
- Schäffer, H. A. (1993): Infragravity waves induced by short-wave groups, J. Fluid Mech., Vol. 247, pp. 551-588.
- Watson, G., T. C. D. Barnes and D. H. Peregrine (1994): The generation of low-frequency waves by a single wave group incident on a beach, 24th Int. Conf. on Coastal Eng., ASCE (in press).