

大陸棚上におけるソリトン分裂した津波の碎波に関する無ひずみ模型実験

松山昌史* ・池野正明** ・柿山 勉***
柳沢 賢**** ・藤井直樹*****

津波のソリトン分裂現象と分裂波の碎波限界を把握するために、長さ200 mの大型造波水路を用いて大陸棚上を伝播する津波の実験を行った。大陸棚は長さ約100 mで、地形勾配は1/100, 1/150, 1/200と3つの条件でそれぞれ実施し、碎波近傍で波形を詳細に計測した。また、水位の時系列データから、碎波限界の指標である水面の空間波形や水表面流速波速比を算定する方法を提案し、実験データを適用した。その結果、碎波限界の最大水面勾配は20~50度、水表面流速波速比は0.5~1.2と従来用いられていた碎波限界値より大きいことが明らかになった。

1. はじめに

津波が遠浅の海岸を伝播する場合に、その波峰が分裂することがある。この現象は波状段波やソリトン分裂と呼ばれており、1983年日本海中部地震において津波の分裂が初めて確認された。この現象は、周期数分以上の津波の波峰から前面にかけて、風波と同程度の10数秒程度の波が現れて、波高が増幅し、その後には碎波する。このように波高増幅した波が急激に碎波するために、波力が大きくなることが懸念される。また、碎波周辺では、底面流速も大きくなり、津波による砂移動現象に対しても影響する可能性がある。以上のことから、ソリトン分裂した波の碎波条件を正確に評価することは、重要である。

波の碎波条件について、実用的な指標として、2つを取り上げる。一つは水面勾配 θ (Madsen ら, 1997)、もう一つは水表面水平流速 u_s と波速 c の比 (佐藤ら, 1995, 岩瀬ら, 2001) である。Madsen ら (1997) は、風波の実験結果を基に、サーフェスローラー型の碎波モデルを提案した。崩れ波碎波では、碎波限界の θ を20度、巻き波碎波では22.5度を提案している。佐藤ら (1995) は、風波の実験結果を基に u_s/c が0.4~0.8の間で碎波するとした。佐藤 (1995) は、この碎波モデル項を加えた Boussinesq 方程式の数値計算モデルを用いて、1993年北海道南西沖地震津波による奥尻島南部及び周辺海域に適用した。その結果、実験 (野口ら, 1995) で観察された奥尻海嶺上におけるソリトン分裂現象を再現した。岩瀬ら (2001) は、斜面上で浅水変形した長波が水平床上でソリトン分裂・碎波に関する実験を行い、碎波条件は水表面流速波速比0.59とした。

しかし、Madsen ら (1997) 及び佐藤ら (1995) の碎波モデルは、津波ではなく風波を対象とした実験に基づ

いており、ソリトン分裂した津波への適用には疑問が残る。また、岩瀬ら (2001) の実験は、一様水深を接続した3/20勾配で、急激に浅水変形させた後に分裂するものであり、実際の大陸棚上の津波挙動を再現したものではない。

そこで、本研究では、実際の大陸棚を模擬した無ひずみ実験で津波のソリトン分裂を再現し、碎波近傍の現象を詳細に把握するとともに、さらに碎波条件について検討した。

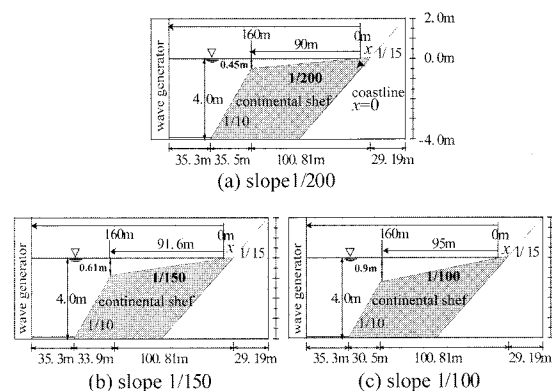


図-1 実験の概要図

2. 実験方法

実験は長さ205 m、幅3.4 m、深さ6 mの大型造波水路に大陸棚地形を設置した。造波板前面から、水深4.0 mの一様水深部が35.3 m、次に1/10勾配 (大陸棚端部斜面) が続く。そこから一様勾配斜面が100 m程度続き、1/15の斜面上に接続している。この一様勾配を1/200, 1/150, 1/100の3種類変化させて、それぞれ実験を行った (図-1)。造波条件は正弦波1波長分の波形を再現するものを主に用い、その造波周期は20秒, 40秒, 60秒の3種類、造波機前面における造波振幅は0.005 m~0.09 mの範囲で変化させた (表-1)。座標系としては、図-1に示すように汀線を0として沖側に向かって x 方向正

* 正会員 工修 (財)電力中央研究所 地球工学研究所
** 正会員 工博 (財)電力中央研究所 環境科学研究所
*** 正会員 工博 (財)電力中央研究所 地球工学研究所
**** 正会員 工修 東京電力(株)原子力技術・品質安全部
***** 正会員 東電設計(株) 第二土木本部

とする。

容量式波高計を用いて水位変動を計測した。水路全体に10箇所を5～20 m 間隔で固定し、さらに10台程度の波高計を移動用とし、砕波発生地点周辺に0.2 m もしくは0.4 m 間隔で集中的に波高計を設置した。計測データの時間間隔は0.01秒である。なお、実験は一つの造波条件に対して少なくとも2回以上実施し、その再現性を確認した。

表-1 実験造波条件

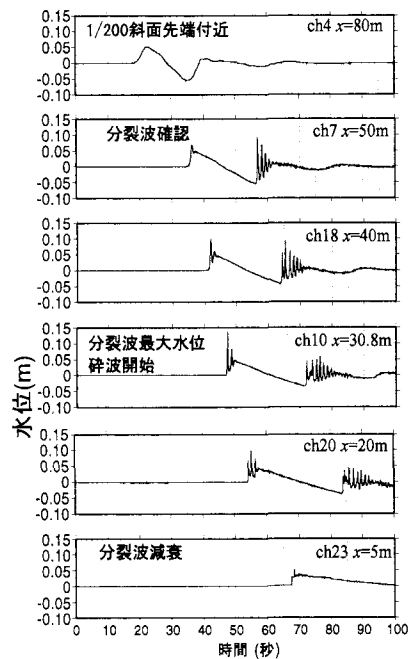
No.	造波周期(秒)	片振幅(m)
021	20	0.005
022		0.01
023		0.02
024		0.03
041	40	0.01
042		0.02
043		0.03
044		0.04
045		0.09
061	60	0.005
062		0.01
063		0.02
064		0.03
065		0.04
121	120	0.01
122		0.02

3. 実験結果と考察

(1) 津波の浅水変形

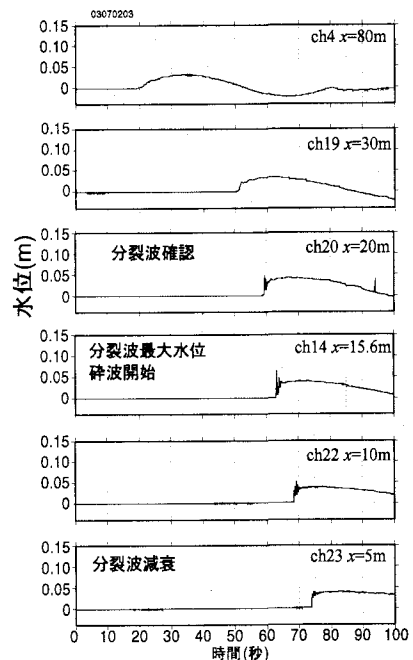
地形勾配1/200において、造波周期20秒、片振幅0.03 m (No. 024) の水位変動を計測点別に図-2 に示す。横軸は造波開始後の時間である。発生した津波は大陸棚を伝播すると、浅水変形により、波長は短くなり、それにつれて、水位上昇量及び低下量が増幅する。さらに浅海域では波形が前傾し、その先端で波峰が分かれて、造波周期(津波本体)より短い波が発生する(以降、分裂波)。第一波に着目した場合に、 $x = 50$ m でソリトン分裂の開始が確認される。さらに、伝播すると最初の分裂波の発達と共に、その後方に新たな分裂波が発生・成長する。分裂波第一波の高さは0.14 m 程度と津波本体の2倍以上増幅し($x = 30.8$ m)、その後には砕け、分裂波は減衰する($x = 5$ m)。汀線では分裂した波峰はほとんど崩れ、段波となって遡上する。

図-3 に造波周期60秒、片振幅0.02 m (No. 063) の水位変動を示す。No. 024のケースと同様に、浅水変形した後に分裂が発生するが、分裂の発生位置については、津波本体の波頂からではなく、その前面で分裂が開始する。分裂波の最大水位は0.07 m 程度であり、津波本体の2倍以下である。このように、正弦波波形を造波した場合には、周期が長く、造波振幅が小さくなるほど、分



造波周期 20 秒, 片振幅 0.03m

図-2 津波の時間波形



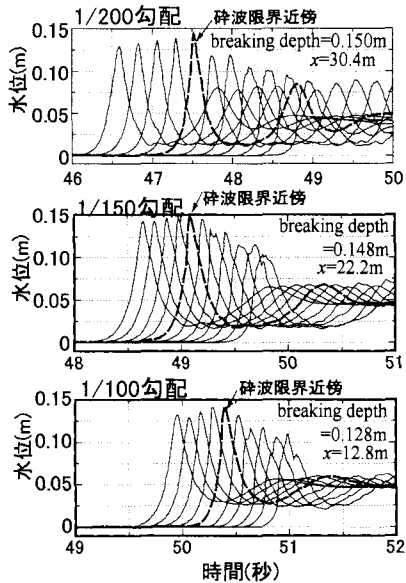
造波周期 60 秒, 片振幅 0.02m

図-3 津波の時間波形

裂発生位置が津波本体の波峰から波前面へ移動し、分裂波の発達も抑えられる。

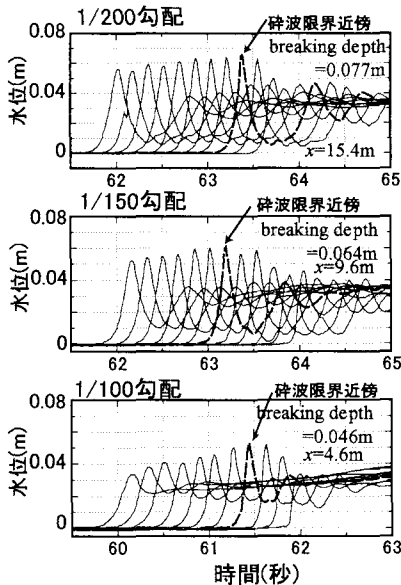
(2) 碎波時の波形

No.024とNo.063の造波条件において、碎波近傍の時間波形を、大陸棚地形勾配別に図-4(a)と(b)にそれぞれ



(a) No.024

造波周期 20 秒, 片振幅 0.03m



(b) No.063

造波周期 60 秒, 片振幅 0.02m

図-4 大陸棚地形勾配別の碎波時の時間波形

れ示す。各ケースとも0.4 m 間隔で10点もしくは11点のデータを同時にプロット、最大の水位を示した地点を最も碎波限界に近いと判断し、それぞれ点線で示した。また、碎波水深と場所も各図に記述した。

分裂した第一波の最大波高（水位）にはについては、1/200から順に、No.024で0.144 m, 0.148 m, 0.142 m, No.063で0.065 m, 0.061 m, 0.053 mと地形勾配による差は小さい。碎波水深は、1/200から順に、No.024で0.150 m, 0.148 m, 0.128 m, No.063で0.077 m, 0.064 m, 0.046 mと、地形勾配が大きい程、浅くなる。このため、図-5に示すように碎波限界の波高水深比 $\varepsilon = \eta/h$ は、地形勾配が大きい程、大きい結果となった。大陸棚地形勾配別に平均すると、1/200勾配で0.87, 1/150で1.00, 1/100で1.23である

また、分裂第二波の波高は、1/200勾配から順に、No.024で0.084 m, 0.069 m, 0.060 m, No.063で0.047 m, 0.039 m, 0.033 mと、地形勾配が小さい程大きい。このように、地形勾配が小さい程、分裂第二波が発達し、その波高は大きい。

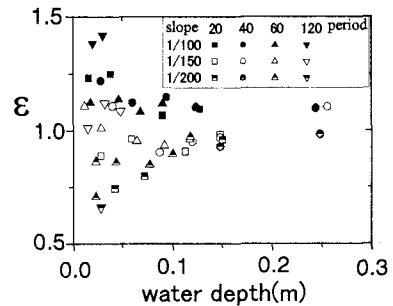


図-5 碎波時の波高水深比と静水深

(3) 碎波条件

碎波指標として、水面勾配 θ と水表面流速波速比 u_s/c の2つについて検討した。

a) 波速の推定方法

波高計で計測された水位時系列データを基に、上記の2つの碎波指標を推定するためには波速が必要となる。そこで、次に示す断面1次元の Boussinesq 方程式を基に、波速を算定する式を誘導し、実験データを基に検証する。

$$\text{連続式: } \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} = 0 \quad (1)$$

運動方程式:

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{1}{3} h^3 \frac{\partial^3 \bar{u}}{\partial t \partial x^2} \quad (2)$$

ここに、 t : 時間, x : 距離, η : 水位, M : 線流量, h : 静水深, D : 全水深, $\bar{u}$ は断面平均流速である。ある物

理量 f が波速 c で進行すると位相速度は以下の式で表現される。この時に短い時間内に物理量は変化しないものとする。

$$\frac{\partial f}{\partial t} = -c \frac{\partial f}{\partial x} \quad (3)$$

上式 (3) を連続式 (1) に代入すると次の式が得られる。

$$M = c\eta \quad (4)$$

式 (3) と式 (4) を基に、式 (2) の M を水位で置き換えて変形すると次の式を得る。

$$c\eta - \frac{c\eta^2}{D} - \frac{gD}{c}\eta - \frac{1}{3}\frac{h^3}{c} \left[\frac{1}{(h+\eta)^3} \left\{ h(h+\eta) \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - 2h \left(\frac{\partial \eta}{\partial t} \right)^2 \right\} \right] = 0 \quad (5)$$

ここに、 ε は η/h である。さらに整理すると、水位の時系列から波速を推定する式 (6) が得られる。

$$c = \sqrt{gh} \sqrt{(1+\varepsilon)^2 + \frac{1}{3gh\varepsilon(1+\varepsilon)^2} \left\{ D \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - 2 \left(\frac{\partial \eta}{\partial t} \right)^2 \right\}} \quad (6)$$

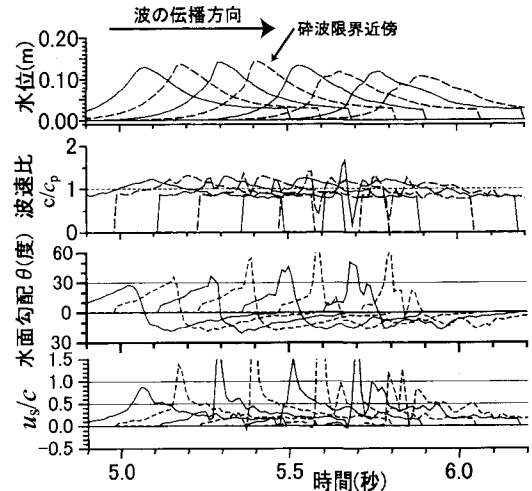
測定された水位変動データを基に、式 (6) を用いて算出した波速 c を波高計間の位相差時間を波高計距離で割った波速 c_p で検証した。1/100 勾配における、No. 024, No. 063 の 2 ケースについて、図-6 に示す。横軸は砕波直前のある点を 0 とした相対的な時間、縦軸は上段が切り出した分裂波の波形、下段が c/c_p であり、1 であれば両者は完全に一致する。両者はほぼ一致し、波峰付近では 1 以上になることが多い。波峰付近では、分裂波の増幅と前傾化が進行中であるため、それが反映されて、1 以上になるものと推察される。なお、式 (6) は水位の 2 階微分項を含むために、波形が崩れた場合には、精度が落ちる可能性が高く、No. 024 では砕波後に c/c_p が不安定になる地点もみられた。以上のことから、式 (6) は砕波限界までの波速 c を精度良く推定できることが確認された。

b) 砕波時の水面勾配

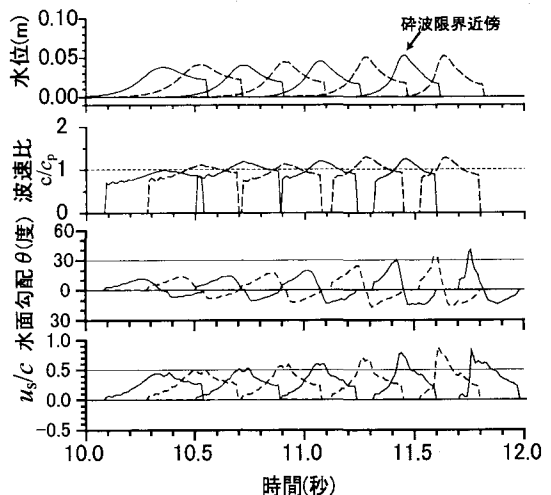
水面勾配 θ は波速 c を基に下記の式で算出した。

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} \right) = \tan^{-1} \left(-\frac{1}{c} \frac{\partial \eta}{\partial t} \right) \quad (7)$$

砕波周辺の水面勾配の時間波形変化を図-6(a) と (b) の三段目にそれぞれ示す。砕波に近づくに従って水面勾配が徐々に大きくなり、砕波限界近傍でそのピークが急激に発達する。次に、砕波近傍の最大水面勾配を図-7 に示す。最大水面勾配は 20 度～50 度に分布し、波速が大きいほど大きい。また、造波周期との関連性もみられない。波速が大きく、最大水面勾配の大きな場合は砕波直後の可能性が高いと仮定すれば、砕波限界の水面勾配は 30～40 度と考えられる。



(a) No.024, 造波周期 20 秒, 片振幅 0.03m



(b) No.063, 造波周期 60 秒, 片振幅 0.02m

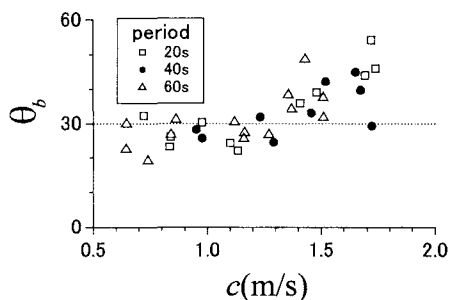
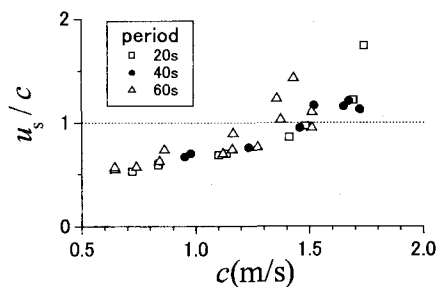
図-6 ソリトン分裂波の波形と波速

c) 砕波時の水表面流速波速比

まず、水位時系列データを基に水表面流速波速比 u_s/c を算出する式を導く。ソリトン分裂波が砕波する条件下、すなわち水位水深比 $\varepsilon \sim 1$ 、相対水深比 $\sigma \ll 1$ ($\sigma = (\eta/h)^2$) では、藤間 (1986) によると、水表面流速 u_s は以下のように表される。

$$u_s = \bar{u} - \frac{D^2}{3} \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial x^2} \quad (8)$$

ここで、水深の x 方向の変化は小さいと仮定している。式 (8) に式 (3) と式 (4) を代入して変形すると、水位時系列データを基にした下記の式を得る。

図-7 碎波限界時の最大水面勾配 θ と波速 c 図-8 碎波限界時の水表面流速波速比 u_s/c と波速 c

$$\frac{u_s}{c} = \frac{\eta}{D} - \frac{h}{3Dc^2} \left[D \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - 2 \left(\frac{\partial \eta}{\partial t} \right)^2 \right] \dots \dots \dots (9)$$

なお、水位空間分布で表現すると以下の式が得られる。

$$\frac{u_s}{c} = \frac{\eta}{D} - \frac{h}{3D} \left[D \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} - 2 \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} \right)^2 \right] \dots \dots \dots (10)$$

式(10)は u_s/c を水位の空間分布と静水深で表現しており、数値計算モデルへ適用することも可能である。

式(9)を用いて求めた碎波周辺の u_s/c の変化を図-6(a)と(b)の四段目にそれぞれ示す。 u_s/c は碎波に近づくに従って大きくなり、碎波前後にそのピークは最大値を示し、碎波後は徐々に小さくなる。次に、碎波近傍の u_s/c を図-8に示す。 u_s/c は0.5~1.2程度の間にあり、従来用いられている値(例えば0.59, 岩瀬ら, 2001)より大きい。岩瀬ら(2001)の実験では一様水深の接続部3/20の勾配で急激な浅水変形とソリトン分裂を起こしている。それに対して、本実験では1/200~1/100緩勾配上を徐々に浅水変形させているためと考えられる。このために、非線形性と分散性のバランスがよく、分裂波の安定性が高いためと推察される。いずれにしろ、大陸棚上での浅水変形を無ひずみで再現した実験に基づく結果であり、津波の実体に近い成果と考えられる。

4. 結 論

大陸棚を伝播する津波の無ひずみ実験を行い、以下を明らかにした。

- 1) 津波のソリトン分裂時の発生地点は、波峰から分裂し始めるケースが多いが、造波周期が長く、振幅が小さくなるほど、分裂開始位置は波峰から波前面へ移動する。
- 2) 同じ造波条件の分裂第一波の碎波限界について、大陸

棚地形勾配が大きくなる程、水深は浅くなり、波高の変化は小さい、その結果、波高水深比は大きくなる。

- 3) 碎波限界指標である水面の空間波形や水表面流速波速比を算定する方法を提案し、実験データに適用した。
- 4) その結果、碎波指標 u_s/c について0.5~1.2と、従来の碎波限界値より大きい分布となる。

今後は、上記の成果を基に、分裂波の碎波前後の水位や流速を精度よく評価できる碎波モデルを検討し、津波数値計算モデルの構築に資する予定である。

最後に、本研究は、電力共通研究の成果の一部であることを付記するとともに、(社)土木学会原子力土木委員会津波評価部会(主査首藤伸夫教授)の委員の皆様から有益な助言を賜りました。ここに記して、謝意を表する次第です。

参 考 文 献

- 岩瀬浩之・深沢雅人・後藤智明(2001): ソリトン分裂波の碎波変形に関する水理実験と数値計算, 海岸工学論文集, 第48巻, pp. 306-310.
- 佐藤慎司(1995): 波の分裂と碎波を考慮した津波の数値計算, 海岸工学論文集, 第42巻, pp. 376-380.
- 藤間功司・後藤智明・首藤伸夫(1986): アーセル数が大きい場合の非線形分散波の方程式, 土木学会論文集, Vol.396, pp. 223-232.
- 野口賢二・佐藤慎司・田中茂信(1995): 北海道南西沖地震津波の奥尻島南端部における変形機構, 海岸工学論文集, 第42巻, pp. 371-375.
- Madsen, P.A., O. R. Sorensen, and H. A. Schaffer. (1997): Surf zone dynamics simulated by a Boussinesq type model. Part I: Model description and cross-shore motion of regular waves, Coastal Engineering, vol.32, pp. 255-287.