

沿岸砂州と長周期波との相互作用に関する現地観測

栗山善昭*・山田貴裕**・西守男雄***

1. はじめに

沿岸砂州と長周期波との関係に関しては今までに理論, 実験データあるいは現地データを用いた検討がいくつか行われてきている. Bowen・Inman (1971) は三日月型砂州がエッジ波によって生ずることを理論的, 実験的に示した. Bowen (1980) は平均流速の岸沖分布から浮遊砂が卓越する場合には岸沖方向に形成される長周期重複波の腹の位置で堆積が生ずることを理論的に明らかにし, Katoh (1984) は, Bowen (1980) の浮遊砂量公式を用いて石川県羽咋海岸における二次元的な多段砂州が周期 100 s の岸沖方向の重複波によって生ずることを証明した. さらに, Symonds・Bowen (1984) は岸沖方向の重複波の腹の位置が沿岸砂州の頂部の位置と一致すると共振が起こることを数値計算によって示すとともに, この共振が砂州の発達を引き起こすことを示唆した.

一方, Dally (1987) は二成分合成波を用いた二次元の室内実験を行い, 沿岸砂州の形成に及ぼす長周期重複波の影響が小さいことを示し, Roelvink (1993) は数値計算によって, 長周期波は砂州を発達させる方向には働かず, 砂州を減衰させながら沖へ移動させる方向に作用することを明らかにした.

このように沿岸砂州と長周期波との関係に関してはいくつかの研究例があるにもかかわらず, いまだ統一的な結論を得るには至っていない. そこで, 本研究では, 沖と碎波帯内の現地波浪データおよび地形データを基に, 碎波帯内の長周期波に及ぼす沿岸砂州の影響, 共振発生の有無ならびに沿岸砂州の移動と長周期波との関係を検討した.

2. 現地観測の概要

現地観測は, 茨城県の波崎海岸に位置する波崎海洋研究施設 (HORS) において 1997 年 1 月 22 日から 2 月 7 日にかけて実施した. HORS に沿って設置した 5 台の空中発射型超音波式波高計で水深 6 m より浅い領域の波浪

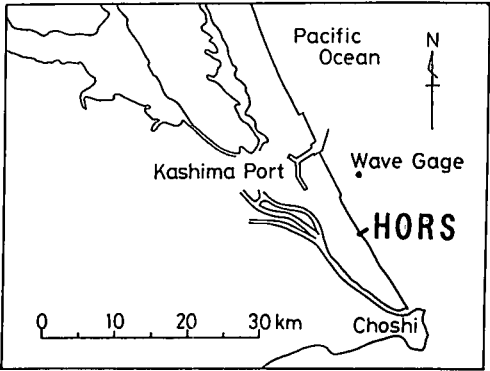


図-1 HORS と沖波波高計の位置

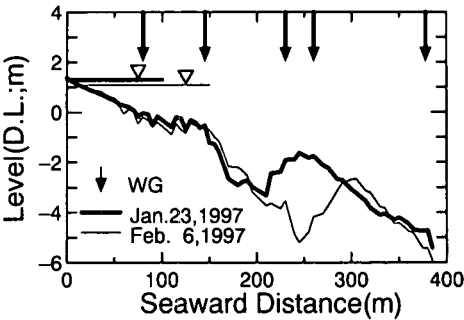


図-2 HORS に設置された波高計 (WG) の位置と 1 月 23 日と 2 月 6 日の断面

データを取得するとともに, 沖波データは水深約 24 m の地点に設置されている海底設置型超音波式で取得した. 観測は 2 時間間隔で, 観測時間は 1 時間 59 分, サンプリング周波数は 2 Hz である. 図-1 は HORS と沖波波高計の位置を示しており, 図-2 は HORS に設置された波高計の位置を 1 月 23 日と 2 月 6 日の断面とともに示している.

3. 観測結果と考察

3.1 長周期変動成分の時系列

図-3 は沖波の長周期変動成分 (0.04 Hz 以下) の標準偏差値 $\eta_{l,rms}$ を沖波有義波高 $H_{0.1/3}$ と有義波周期 $T_{0.1/3}$ と

* 正会員 博(工) (独) 港湾空港技術研究所
** 正会員 株式会社エコー
*** 正会員 国土交通省 国土技術政策総合研究所

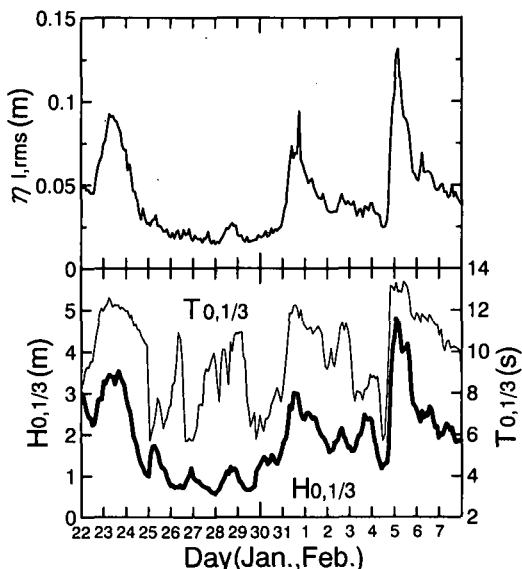


図-3 沖波の長周期変動成分の標準偏差値 $\eta_{l,rms}$ と沖波有義波高 $H_{0,1/3}$, 周期 $T_{0,1/3}$

ともに示したものである。沖波波高が3mを越える時は観測期間中3回生じており、それぞれ、波高が大きくなるにつれて長周期変動成分が大きくなっている。

3.2 長周期領域のスペクトル構造

砕波帯内における長周期領域のスペクトルの時系列の一例として、沖方向距離260m地点(P260m地点)におけるスペクトルの時系列を図-4に示す。この図より、エネルギーの大きいところと小さいところが周波数方向に交互に現れていることがわかる。

図-5は、荒天時において潮位がほぼ等しい1月23日15時($H_{0,1/3}=3.53$ m, $T_{0,1/3}=12.3$ s)と2月6日15時($H_{0,1/3}=2.59$ m, $T_{0,1/3}=11.6$ s)における沖波のスペクトル(上段)と沖方向距離260m地点の波のスペクトル(下段)を示したものである。下段の矢印は、Hottaら(1981)にならない断面地形を多段斜面と見なして計算したときの重複波の腹の位置を示しており、太い矢印は1月23日の、細い矢印は2月6日の計算結果を示している。計算結果より重複波の腹が形成されていると考えられる周波数でスペクトル密度が大きくなっており、長周期領域では重複波の腹節構造が形成されていたことがうかがえる。

このスペクトル構造は沿岸砂州の移動に鈍感で、2月6日には1月23日に比べて沿岸砂州が約70m沖に移動したにもかかわらず、長周期領域におけるスペクトル構造はほとんど変化しなかった(図-4、5)。

本検討結果は岸沖方向の重複波の形成を示唆するものとなったけれども、エッジ波の水面変動の岸沖分布は岸

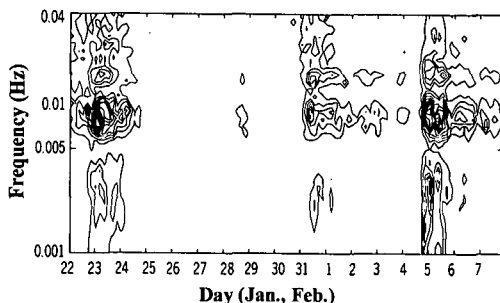


図-4 P260m地点におけるスペクトルの時系列(コンターの間隔は0.25 m²s)

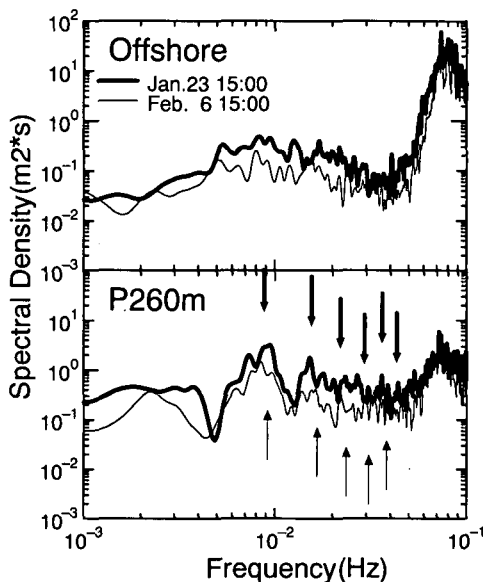


図-5 沖とP260m地点におけるスペクトル

沖方向の重複波のそれと似たような性質を持っており(例えば、Holman, 1983)、図-4、5に示された長周期領域のスペクトル構造がエッジ波によって生じていた可能性もある。しかしながら、本研究では流速データの解析を行っておらず、水位変動に対する岸沖方向の重複波とエッジ波の寄与率を求めることはできない。よって、以降は、岸沖方向に重複波が形成されていたと仮定し、岸沖方向の現象に絞って検討を行う。

3.3 共振

続いて、共振現象の有無の検討を行った。Symonds・Bowen (1984)は、砂州頂部が重複波の腹の位置と一致するときに共振が発生することを示した。本研究では、まず、観測期間中の地形に対する共振周波数を規則波を用いた数値計算によって求め、続いて、その周波数での共振の有無を実測データを基に検討した。

数値計算では、以下に示す非線形性を考慮した岸沖2

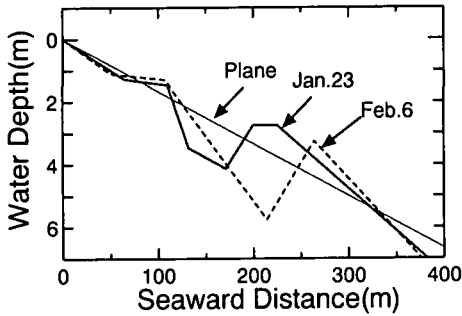


図-6 計算断面

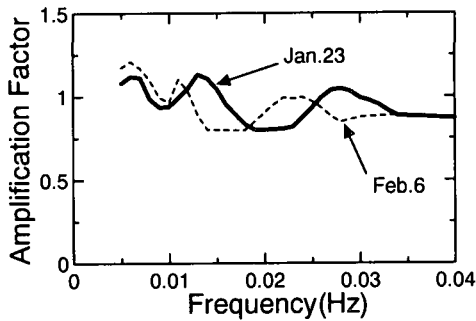


図-7 汀線における水面変動の振幅の増幅率

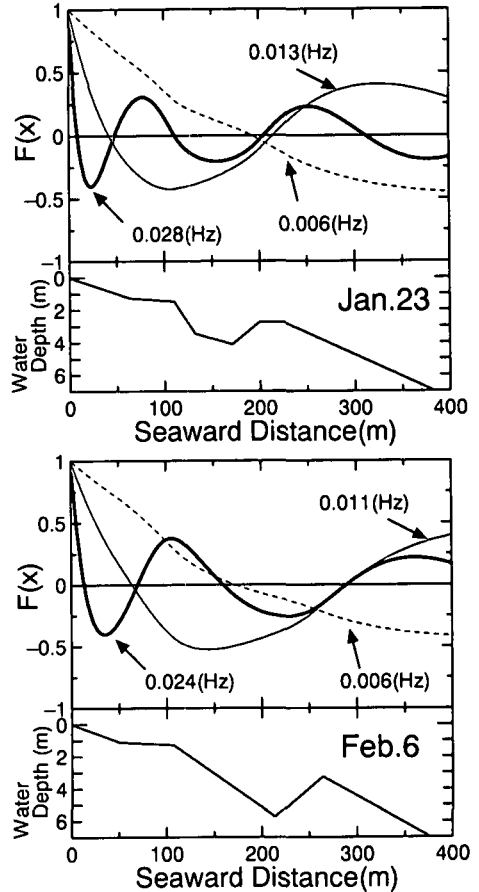
次元の長波の式を用いた、

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} &= 0 \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [u(h + \eta)] &= 0 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 u は水平流速、 t は時間、 x は岸沖方向距離、 g は重力加速度、 η は水位である。

まず、本モデルを Symonds・Bowen (1984) の地形に対して適用し、その結果と彼らの結果とがほぼ一致することからモデルの妥当性を確認した。その後、図-6 に示す 1 月 23 日と 2 月 6 日の複合断面、および、一様勾配斜面に対して周波数 0.001 Hz 毎に数値計算を行った。

図-7 は汀線における長周期波の振幅の増幅率 (複合断面に対する振幅/一様勾配斜面に対する振幅) を示したものである。増幅率はそれほど大きくないものの、1 月 23 日の断面と 2 月 6 日の断面に対して、振幅の大きくなる、すなわち、共振が生じていたと考えられる周波数が長周期領域でそれぞれ 3 つずつ存在する。これらの周波数の波によって形成される重複波の水位変動を $\eta = aF(x) \cos \sigma t$ で表したとき (a は汀線における水位変動の振幅、 σ は角周波数) の $F(x)$ の岸沖分布を図-8 に示す。Symonds・Bowen (1984) は重複波の腹の位置が砂州頂部の位置と一致したときに共振が生ずる結果を示したものの、本計算結果は必ずしもそうっていない。逆

図-8 共振周波数における $F(x)$ の岸沖分布

に、2 月 6 日の断面に対する周波数 0.006 Hz の波を除くと共振が生じていたと考えられる波は砂州頂部で重複波の節を形成している。ステップ型地形ではステップ先端に重複波の節が形成されたときに共振が生ずることから (仲座・日野, 1988)、本計算結果はステップ型地形に対する共振のモードに近い結果と言える。これは、砂州頂部の水深が比較的大きいため、砂州は形成されているものの碎波帯内の地形は長周期波に対してはステップ地形として作用したためではないかと考えられる。

続いて、これらの周波数における現地での共振の有無を実測データを基に検討した。今回の観測では、汀線近傍では水位データを取得しておらず、また、前述したように本観測期間中は腹節構造が形成されているため一地点の結果を基に共振の有無を判断することは難しい。そこで、HORS に沿って観測された 5 地点のスペクトルを重ね合わせ、その包絡形状から共振の有無を判断した。図-9 は、そのようにして求めた碎波帯内のスペクトルの包絡形状 (太い実線) ならびに各スペクトル (細い実線) を示しており、図中の実線の矢印は数値計算の結果

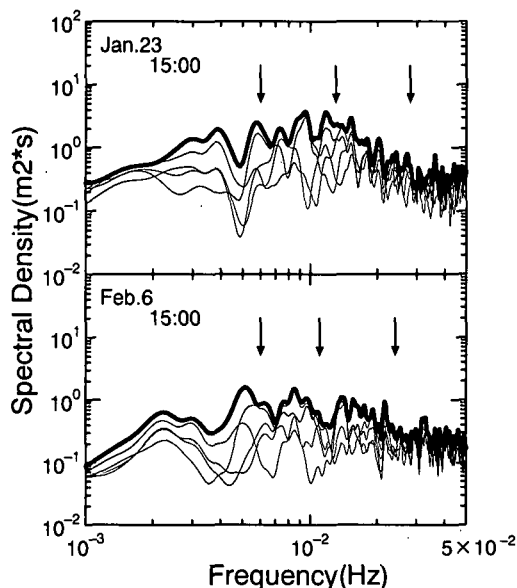


図-9 砕波帯内におけるスペクトルの重ね合わせと計算で得られた共振周波数との関係

から予測される共振発生周波数を示している。スペクトルの包絡形状は共振の発生が予想される周波数で特に大きくなっているわけではなく、よって、今回の観測では共振の発生は確認できなかった。

3.4 沿岸砂州の移動と長周期波との関係

最後に、沿岸砂州の移動に及ぼす長周期波の影響を検討した。Bowen (1980) や Katoh (1984) は、浮遊砂が卓越する場合には砂州頂部が長周期重複波の腹の位置に形成されることを示した。そこで、まず、観測期間中に卓越していた底質移動の形態を Katoh (1984) と同様に入江ら (1984) の結果を用いて検討した。入江ら (1984) によれば底面水粒子速度の最大値 u_b と底質の沈降速度 w との比 u_b/w が 10 よりも大きくなると浮遊砂が卓越する。底質の粒径を 0.2 mm (加藤ら, 1990) とし、海水温を 10°C とすると、Rubey の式より沈降速度は 2.1 cm/s となる。ここで、図-2 を参考に砂州頂部が形成される水深を 4 m、図-3 を参考に周期を 8 s と仮定すると、 $u_b/w > 10$ の条件を満たす波高は 0.3 m 以上となる。よって、本観測期間中は、ほとんど浮遊砂が卓越していたと言える。

Bowen (1980) や Katoh (1984) に従えば、浮遊砂が卓越している状態で長周期波が砂州の移動に寄与していたとすると、砂州頂部位置の変動は長周期重複波の腹の位置の変動に密接に関連しているはずである。そこで、次に、砕波帯内で最も発達している長周期変動の周波数のもとで形成される重複波の腹の位置の変動と沿岸砂州の頂部位置の変動とを比較した。

砕波帯内で最も発達している長周期波の周波数は以下に示す二通りの方法、すなわち、沖波データを基にした方法と砕波帯内のデータを基にした方法で求めた。

沖波データを基にした方法では、Katoh (1984) と同様に、沖における長周期領域のピーク周波数が砕波帯内で発達する長周期波の周波数に等しいと仮定し、1 日平均の沖波のスペクトルから長周期領域のピーク周波数を求めた。

砕波帯内でのデータを基にした方法では、まず、HORS に沿った各観測地点の 1 日平均のスペクトル形状を求め、それを重ね合わせる。次に、この重ね合わせから包絡波形を求め、それを基に長周期領域におけるピーク周波数を求めた。

図-10 は、このようにして求めた二つのピーク周波数を比較したもので、波高の小さかった 25 日～29 日を除くと両者はほぼ一致していると言える。図-11 はこれらの周波数を用いて求めた重複波の腹の位置と沿岸砂州頂部の位置とを比較したものである。ただし、沖波データを基にして求めた 1 月 25 日の重複波の腹の位置は図面から除いてある。砂州頂部の位置は重複波の腹の位置とずれており、どちらかという重複波の節の位置に近い。さらに、沿岸砂州は 1 月 31 日から 2 月 3 日にかけて沖へ約 50 m 移動したけれども、それに対応する長周期重複波の腹の位置の変動は見られない。よって、Bowen (1980) や Katoh (1984) が砂州形成のメカニズムと考えた長周期波による平均流速の岸沖分布は今回観測された砂州の移動の主たるメカニズムではなかったと考えられる。

Roelvink (1993) は長周期波が砂州の減衰しながらの沖向き移動に寄与すること数値計算によって示した。しかし、今回観測された砂州の移動は沖向きであるけれども砂州は発達している (図-2)。よって、Roelvink (1993) によって示された長周期波の影響も今回の砂州移動を説明することはできなかった。

以上の検討結果より、観測期間中の砂州の沖向き移動

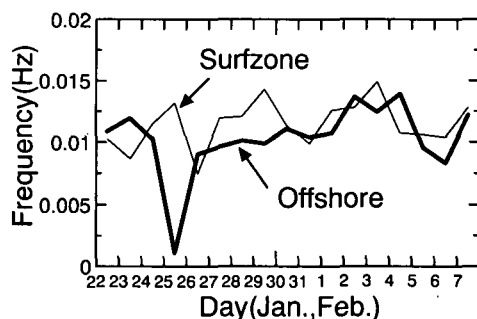
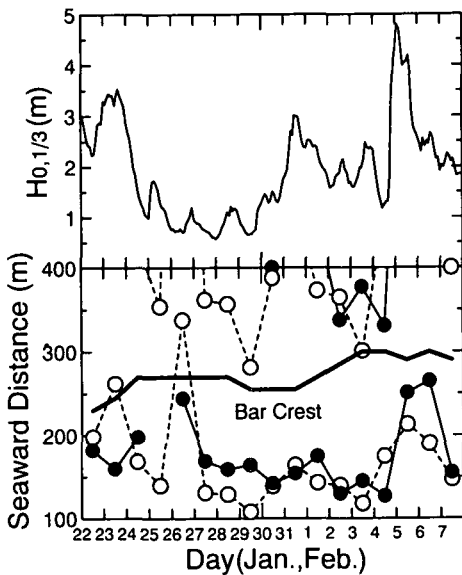


図-10 長周期領域におけるピーク周波数



図—11 ピーク周波数の波で形成される重複波の腹の位置 (破線は沖波データを基にした値, 細い実線は砕波帯内データを基にした値) と砂州頂部の位置 (太い実線)

と長周期波との関係は弱かったと結論づけられる。

4. おわりに

現地における波浪データを基にして得られた本研究の結論は以下の通りである。

① 本研究で観測された荒天時における長周期領域でのスペクトル構造は岸沖方向の重複波によるものとして説明できた。このスペクトル構造は、砂州の位置が70 mほど変動してもほとんど変化しなかった。

② 実測断面に対する共振周波数を数値計算によって求めたところ、共振が生ずると考えられる波のほとんどは砂州頂部で重複波の節を形成するものであった。ただし、今回の観測では数値計算で予測された周波数における共振は確認できなかった。

③ 長周期重複波の腹の位置およびその変動特性と砂州頂部の位置およびその変動特性との相関は弱かった。

よって、観測期間中の砂州の沖向き移動と長周期波との関係は弱かったと結論づけられた。

最後に、本研究で使用した沖波データは国土交通省鹿島港湾空港工事事務所と独立行政法人港湾空港技術研究所海象情報研究室より提供されたものである。また、波浪データの収録システムは独立行政法人港湾空港技術研究所海洋・水工部の柳嶋慎一主任研究官によって構築されたものであり、断面データは波崎海洋研究施設の観測スタッフによって取得されたものである。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 入江 功・灘岡和夫・近藤隆道・寺崎賢次 (1984): 重複波による防波堤前面での二次元的海底洗掘—底質の移動機構に着目した研究—, 港研報告, 第23巻, 第1号, pp. 3-52.
- 加藤一正・柳嶋慎一・栗山善昭・磯上知良・村上裕幸・藤田 誠 (1990): 砕波帯内の底質粒度の変動特性—波崎海洋研究施設における現地調査—, 港研報告, 第29巻, 第2号, pp. 37-61.
- 仲座栄三・日野幹雄 (1988): 波群によって引き起こされる平均海面の共振応答, 第32回水理講演会論文集, pp. 571-576.
- Bowen, A. J. (1980): Simple models of nearshore sedimentation; beach profile and longshore bars, The Coastline of Canada, edited by McCann, S. B., Geological Survey of Canada, Paper 80-10, pp. 1-11.
- Bowen, A. J. and D. L. Inman (1971): Edge waves and surf beat, J. Geophys. Res., Vol.76, No.36, pp. 8662-8671.
- Dally, W. R. (1987): Longshore bar formation—surf beat or undertow, Proc. Coastal Sediments '87, ASCE, pp. 71-86.
- Holman, R. A. (1983): Edge waves and the configuration of the shoreline, CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion, edited by Komar, P. D., CRC Press, Inc., pp. 21-33.
- Hotta, S., M. Mizuguchi and M. Isobe (1981): Observations of long period waves in the nearshore zone, Coastal Eng. in Japan, Vol.24, pp. 41-76.
- Katoh, K. (1984): Multiple longshore bars formed by long period standing waves, Rep. Port and Harbour Res. Inst., Vol.23, No.3, pp. 3-46.
- Roelvink, J. A. (1993): Surf beat and its effect on cross-shore flow mechanisms, Ph. D. dissertation, Technical Univ. Delft, The Netherlands, 150 p.
- Symonds, G. and A. J. Bowen (1984): Interactions of nearshore bars with incoming wave groups, J. Geophys. Res., Vol. 89, No.C2, pp. 1953-1959.