

砕波帯におけるスペクトル尖鋭度と波群特性の関係 に関する現地観測

鈴木康正*・河合弘泰**・望月徳雄***

1. はじめに

波高の大きな波が何波か連続して現れる「波の連なり(あるいは波群)」は、海岸・港湾構造物の安定性、係留された船舶や浮体の長周期動揺、越波に対する護岸背後の排水処理、沿岸漂砂などに大きな影響を及ぼす。この波群特性は周波数スペクトルの形状と密接な関わりを持っていると考えられている。そこで本研究においては、統計的変動性が十分に小さくなるような長さで観測した現地波浪データを用いて、スペクトル尖鋭度と波群特性の関係、浅水変形および砕波変形による波群特性の変化について検討した。

2. 現地観測方法およびデータ解析方法

現地観測は波崎海洋研究施設(茨城県鹿島郡波崎町)において行なった。波高計は超音波式のものを使用し、図-1に示すように、長さ約400mを有する栈橋の7箇所および栈橋沖合の3地点に設置した。観測期間は1989年2月25日~3月1日、1990年10月20日~11月2日、および1991年10月29日~11月15日であり、観測回数は1日4回、延べ138回であった。観測データのサンプリング間隔は0.5sであり、統計解析にはそれぞれ8192個(約70分)のデジタルデータをもちいた。これは波数にして約400波、波高の連にして約50個が含まれる長さである。そして、スペクトル尖鋭度としては、Goda(1970)の尖鋭度パラメータ Q_b およびBattjes(1984)の包絡波形相関パラメータ κ を求め、波群特性としては、Funke-Mansard(1979)の波群係数 GF 、隣合う波高間の相関係数 r_{H1} 、合田・永井(1969)の定義による波高の連の平均長さ \bar{l}_1 および繰返しの連の平均長さ \bar{l}_2 を求めた。なお、 Q_b 、 κ および GF はそれぞれ次式により求められる。

$$Q_b = \frac{2}{m_0^2} \int_0^\infty f S^2(f) df \dots\dots\dots (1)$$

$$\kappa = \frac{\sqrt{\left[\int_0^\infty S(f) \cos 2\pi f \bar{T} df \right]^2 + \left[\int_0^\infty S(f) \sin 2\pi f \bar{T} df \right]^2}}{m_0} \dots\dots\dots (2)$$

$$GF = \left[\frac{1}{T_n} \int_0^{T_n} \{E^*(t) - \bar{E}^*\}^2 dt \right]^{1/2} / \bar{E}^* \dots\dots\dots (3)$$

ここに、

$$E^*(t) = \int_{-T_p}^{T_p} \eta^2(t+\tau)(1-|\tau|/T_p) d\tau \dots\dots\dots (4)$$

であり、 m_0 はスペクトルの0次モーメント、 f は周波数、 $S(f)$ はエネルギー密度、 \bar{T} は平均周期、 T_n はデータ観測時間、 $\eta(\cdot)$ は平均水位補正済の水位、 T_p は卓越周期である。

3. スペクトル尖鋭度および波群特性の経時変化

図-2は1989年の観測結果について示したものである。有義波高 $H_{1/3}$ の変化から、低気圧の影響によって2月26日に波が発達し、27~28日に減衰したことがわかる。また、有義周期 $T_{1/3}$ の変化も併せてみると、26日までは発達期の風波であったのに対し、27日には減衰期のうねり性の波に移り変わったこともわかる。

次に、スペクトルの尖鋭度(Q_b 、 κ)についてみると、低気圧によって発生した沖波が来襲するとともに、栈橋沖合ではスペクトルの尖鋭度が高まったことがわかる。これに対して、栈橋先端部では尖鋭度は下がっているが、合田の砕波帯内波高算定図によれば、砕波は栈橋沖合C地点と栈橋先端ch.1の間で始まっていることから、これ

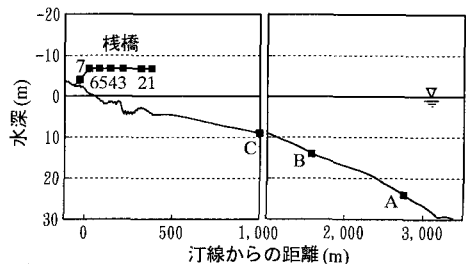


図-1 波高計設置位置

* 正会員 工修 運輸省港湾技術研究所水工部波浪研究室長
 ** 正会員 工修 運輸省港湾技術研究所水工部波浪研究室
 *** 運輸省港湾技術研究所水工部漂砂研究室

は碎波の影響によるものと考えられる。なお、間瀬・長谷川 (1988) も大潟棧橋における観測結果をふまえ、沖波の波高が高くなると碎波点が通常よりも沖合に移動するため、岸側で観測される波のスペクトル尖鋭度は通常よりもむしろ小さくなると報告している。一方、低気圧が通過して波が減衰し始めると、棧橋沖合の尖鋭度は下がり、棧橋先端部の尖鋭度は上がり、両者の差は小さくなっていることがわかる。

波群性の強さ (GF , r_{H1} , \bar{j}_1 , \bar{j}_2) の変化についてみる

と、波の発達とともに棧橋沖合では波群性が強まり、逆に、棧橋先端部では碎波の影響により波群性が弱くなっていることがわかる。一方、波が減衰し始めると、棧橋沖合では波群性が弱まり、棧橋先端部では波群性が強まって、両者の差が小さくなっている。このような変化はスペクトル尖鋭度の変化とよく似ているといえる。

碎波前の地点と碎波後の地点におけるこのような対照的な変化は、 r_{H1} において最もはっきりみることができ。ただし、碎波後の波浪を観測した棧橋側では、27日

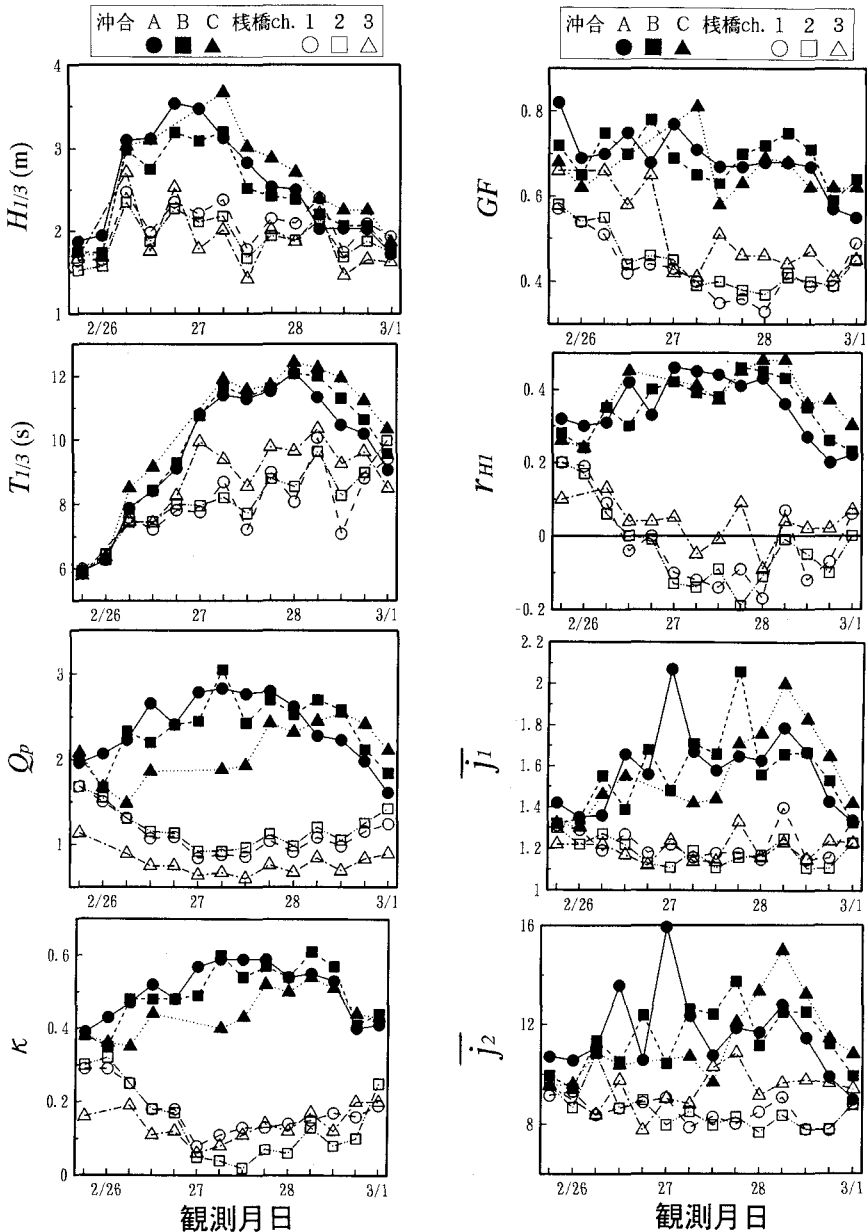


図-2 現地波浪の経時変化 (1989年)

から28日にかけて r_{H1} が負になっていることがわかる。 r_{H1} が負であるということは、大きな波の次には小さな波、小さな波の次には大きな波が来襲しやすいということを意味しているが、何故このような結果となったかは不明である。

4. 水深によるスペクトル尖鋭度と波群特性の変化

図-3は、水深による波高、スペクトルの尖鋭度および波群特性の変化を示したものである。

まず、沖波波高比 $H_{1/3}/H_0'$ について見ると、相対水深 h/H_0' が4よりも大きな領域ではほぼ一定であるが、相対水深が2付近でピーク値をとり、これより浅い領域では砕波の影響により減少していることがわかる。

次に、 Q_b についてみると、相対水深が4よりも大きな領域では、沖波の条件によってばらつきがあるものの、

平均値で見ると相対水深によって増加も減少もしていない。しかし、相対水深が4より小さくなると減少し始め、ばらつきも小さくなっていることがわかる。ただし、 Q_b が減少し始める地点は沖波波高比が減少し始める地点よりも沖合である。なお、 κ についても同様な結果が得られている。

GF についても Q_b と同様に相対水深が4付近の点から減少し始めるが、相対水深が2程度で極小値をとった後に若干増加し、相対水深が1程度で極大値をとって再び減少するという変化をしていることがわかる。このような変化の仕方は r_{H1} , \bar{f}_1 , \bar{f}_2 の何れのパラメータについても同様であった。なお、間瀬・長谷川ら(1988)は、相対水深が今回の観測結果よりもやや小さい1.6程度のときに GF および \bar{f}_1 が最小値をとり、これより岸側では増加すると報告している。

5. スペクトル尖鋭度と波群特性の関係

図-4は Q_b による波群係数 GF および隣合う波高間の相関係数 r_{H1} の変化について示したものである。図中の実線は、コンピュータによりJONSWAP型などのスペクトルをもつ疑似波形をつくって求めた統計量の平均値であり、破線は標準偏差の幅を示している。

まず、 GF についてみると、 Q_b と GF との間に明確な相関性のあることがわかる。ただし、今回の現地波浪で得られた GF は数値解析によって得られた GF よりも全体的に小さな値になっている。ところで、図中には観測年毎に印を変えて結果を示しているが、観測年度による明確な差は見られない。また、合田の砕波帯内波高算定図をもちいて砕波前と砕波後ともに分けて示してあるが、何れについても現地観測で得られた値は数値解析による結果と比較して平均的に小さくなっており、ばらつきも同じ程度である。なお、合田(1983)は、コスタリカ国カルデア港の波浪観測結果において、 Q_b と GF との間に明確な相関性が見出されなかったと報告しているが、この主な原因としてはデータの記録長が短かったことに起因する統計的変動性によるものではないかと考えられる。

次に、隣合う波高間の相関係数 r_{H1} についてみると、 Q_b と r_{H1} との間にも高い相関性が見られ、現地波浪によって得られた値と数値解析による値は $Q_b=1$ 付近を除いてはよく一致していることがわかる。

なお、本論文では割愛するが、 κ と \bar{f}_1 および \bar{f}_2 にも高い相関性があるという結果を得ている。

6. 実験室における波群特性の再現

(1) 実験の概要

現地で観測されたような波群特性をもつ波が水路に再

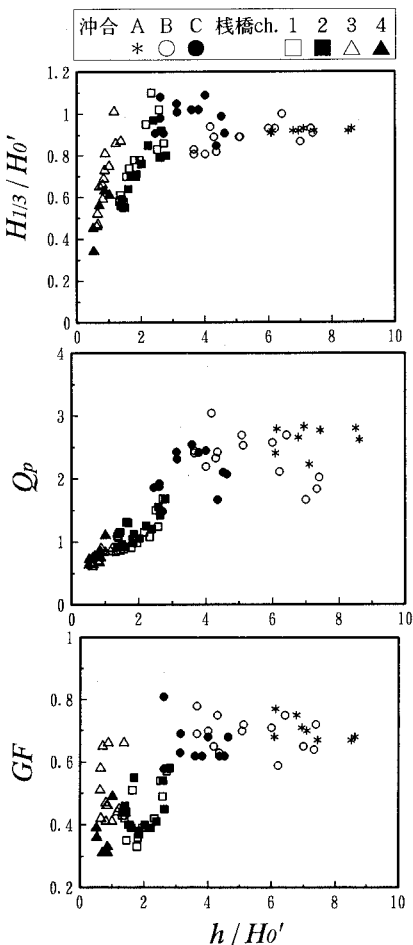


図-3 水深による沖波波高比、スペクトル尖鋭度および波群特性の変化

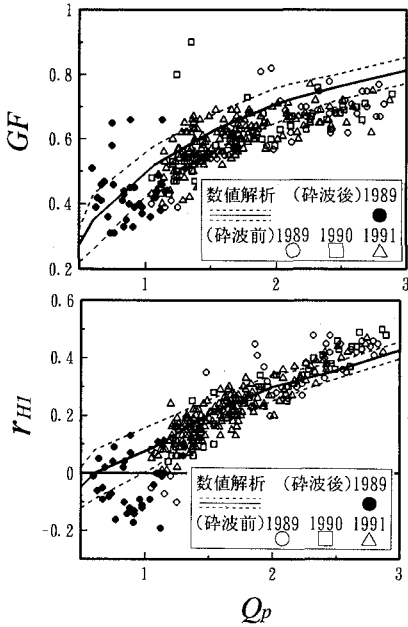


図-4 Q_p による波群特性の変化

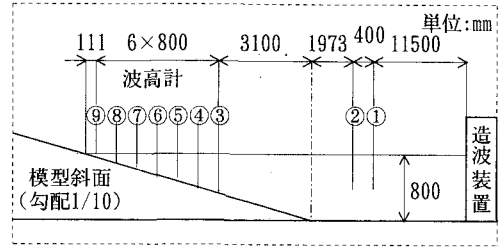


図-5 波高計の設置位置

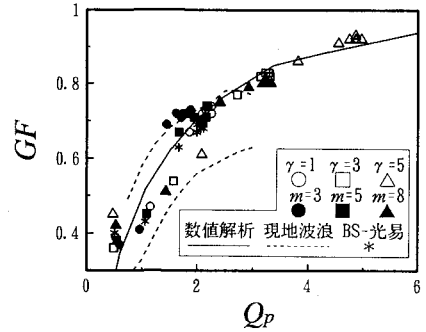


図-6 水路に再現された波の Q_p と GF の関係

現できるか検討を行なった。実験には、当研究所にある長さ 40 m×幅 0.6 m の水路をもちいた。造波装置は模型で反射した波を造波板が再反射させないように制御することができる。図-5 に示すように、波高計は沖側の水深一様部に入射分離計算用として 2 本、模型斜面上に 7 本を設置した。沖波の有義波高は 7.5 cm、有義波周期は 1.26 s とした。収録したデータは 0.05 s 間隔で 32768 個であり、波数としては約 1400 波、波高の連としては約 130 個が含まれている。

(2) スペクトル尖鋭度と波群特性の関係

図-6 は Q_p と GF の関係を示したものである。水理模型実験で得られた値は、数値解析の結果とよく一致している。また、沖波のスペクトルによる偏りも見られない。図中の破線は現地観測データの分布範囲を示しているが、水理模型実験の結果はこの範囲に入っている。

したがって、水路内に現地と同じ波群特性の波を与えるためには、現地と同じスペクトル尖鋭度を持つ波を与えればよいことがわかる。

7. 波群特性とサーフビート

図-7 は 1989 年 2 月 26 日 10 時の現地観測で得られたスペクトル形状を示したものである。エネルギー密度のピークは 0.12 Hz 付近である。沖から岸へ向かうにしたがって、このピーク付近のエネルギーは減衰するのに対して、0.04 Hz 以下の低周波数のエネルギーが発達していることがわかる。このような現地観測結果を考慮し

て、本論文においてはサーフビートを 0.04 Hz 以下の成分として定義した。

合田 (1975) によれば、サーフビートの強さは下式により表される。

$$\frac{\xi_{rms}}{(\xi_{rms})_0} = \frac{a}{\sqrt{\frac{H_0}{L_0} \left(1 + \frac{h}{H_0}\right)}} \dots\dots\dots (5)$$

ここに、 ξ_{rms} はサーフビートの rms 値、 $(\xi_{rms})_0$ は波形の rms 値、 a は係数、 H_0 は換算沖波波高、 L_0 は沖波の波長、 h は水深である。合田は茨城県大洗海岸、新潟県松浜海岸、宮崎県宮崎海岸の現地観測により $a=0.040$ を得ている。

図-8 は波崎において観測されたサーフビートおよび実験水路のサーフビートについて、合田の式と比較したものである。波崎において観測されたサーフビートは合田の観測結果よりも弱く、式 (5) の係数は $a=0.025$ と小さい。それに対して、水路に発生したサーフビートは現地波浪より全体的に大きくなっている。現地波浪については棧橋沖合 A 地点、水理模型実験については造波板前面における合田のスペクトル尖鋭度パラメータ Q_{p0} によって分類を試みたが、明確な差は見られない。したがって、サーフビートの強さは、沖波のスペクトル尖鋭度 (あるいは波群特性) とはあまり関係がなく、沖波の波形勾配 H_0/L_0 と相対水深 h/H_0 によって決まっていることがわかる。

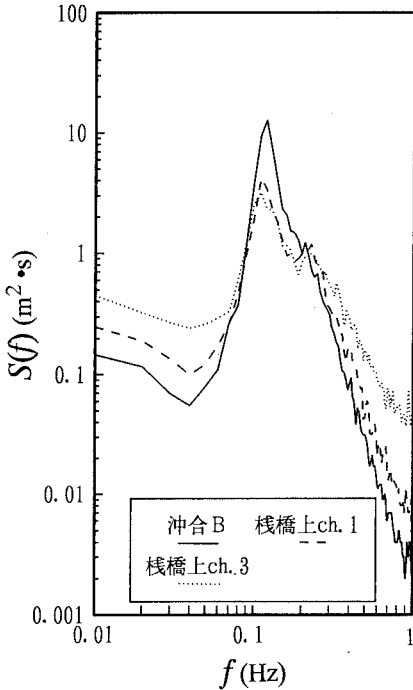


図-7 スペクトル形状の岸沖変化

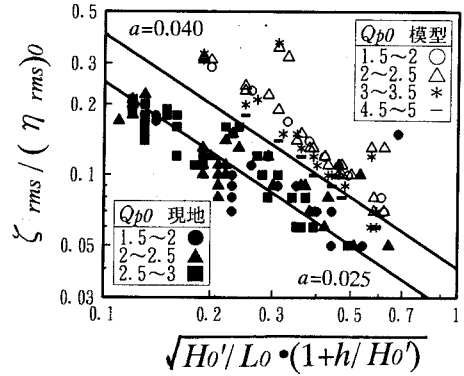


図-8 サーフビート波高

8. おわりに

本論文では、現地観測データを解析することによって、周波数スペクトルの尖鋭度と波群特性の関係について調べた。結論を要約すると以下の通りである。

①スペクトル尖鋭度が高いほど波群性は強くなる。この関係は台風や低気圧の接近または通過に伴って波高や周期が変化しても、浅水変形や砕波変形によってスペクトルの形状が変化しても、ほとんど変化しない。

②2次元水路において現地と同じ波群特性を持つ波を発生させるためには、現地と同じスペクトル尖鋭度をもつ波を与えればよい。

③台風や低気圧などにより沖の波が発達すると、砕波帯の外側においては波群性が高まり、静穏時よりも大きな波が連続して来襲しやすくなる。しかし、砕波が静穏時よりも沖合から始まるようになるので、汀線近傍に来襲する波のスペクトル尖鋭度および波群性は静穏時より

もむしろ弱くなる。

④サーフビートの強さは沖波の波形勾配および相対水深によって決まり、沖波のスペクトル尖鋭度（あるいは波群特性）とはあまり関係がない。

参考文献

合田良実・永井康平 (1969): 造波板の変速運動による発生不規則波のスペクトルについて, 港研報告, 第8巻, 第3号, pp. 47-75.

合田良実 (1975): 浅海域における波浪の砕波変形, 港研報告, 第14巻, 第3号, pp. 59-106.

合田良実 (1976): 波の連なりの統計的性質について, 港研報告, 第15巻, 第3号, pp. 3-19.

間瀬 肇・長谷川順一 (1986): 現地海岸波浪の波群の伝搬, 第35回海講論文集, pp. 98-102.

Funke, E. R. and E. P. D. Mansard (1979): On the synthesis of realistic sea states in a laboratory flume, National Research Council Tech. Rept. LTR-HY-66, Ottawa, Canada.

Goda, Y. (1970): Numerical experiments on wave statistics with spectral simulation, Rept. Port and Harbour Res. Inst., Vol. 9, No. 3, pp. 3-57.

Goda, Y. (1977): Numerical experiments on statistical variability of ocean waves, Rept. Port and Harbour Res. Inst., Vol. 16, No. 2, pp. 3-26.

Goda, Y. (1983): Analysis of wave grouping and spectra of long-travelled swell, Rept. Port and Harbour Res. Inst., Vol. 22, No. 1, pp. 3-41.

Rye, H. (1974): Wave group formation among storm waves, Proc. 14th Coastal Engg. Conf., Copenhagen, pp. 164-183.

Van Vledder, G. Ph and J. A. Battjes (1984): An empirical check of Kimura's theory for wave group statistics, 19th Coastal Engg. Conf., pp. 368-369.