

強風と高波により発達する沿岸域の大規模流れに関する研究

佐 藤 慎 司*

1. はじめに

長期的な海浜変形を把握するためには、砕波帯内だけでなく砕波帯外の底質の移動機構を理解しておく必要がある。砕波帯外では波浪による底面摩擦力は小さいと考えられるが、底面付近にもさまざまな強い流れが存在しており (Matsuyama, 1990; 松山ら, 1992), 底質の移動限界付近においても実質的な底質輸送が生じていると考えられる。これらの流れの発生は海流, 潮汐, 密度差などによると考えられるが, 観測例が十分でないため不明な部分も多い。例えば佐藤 (1994) は, 日本海側の砕波帯外の水深約 15 m の地点で冬期風浪時に 1 m/s にも達する北東向きの平均流がみられることを示し, この流れは強風とコリオリ力によって維持される海岸境界に沿う流れとして説明できることを示した。

このような流れが底質の輸送や海浜変形におよぼす影響を解明するためには, 流れの規模や, 砕波帯内で発達すると考えられる海浜流系との干渉機構を, 定量的に解明する必要がある。また, 高波浪時にこのような流れが発達する領域で実際にどのような底質の移動が生じ, どの程度の地形変化が生じるのかも実測データに基づいて明らかにしておく必要がある。本研究では, これらの点の解明に焦点を当てて実施した現地観測データを解析するとともに, 砕波帯内から沖合いまでの広い範囲における流れの定量的な予測モデルを提案することを目的とした。

2. 現地観測記録の解析

本論文で解析の対象としたのは, 1994 年 12 月から 1995 年 2 月までの期間に石川海岸と新潟西海岸で得られたデータである。両海岸の位置を図-1 に示す。両海岸ともに汀線付近はやや急勾配であるが, 5 m 以深の沖合いは約 1/100 の勾配の海岸である。現地調査はそれぞれ北陸地方建設局金沢工事事務所と信濃川下流工事事務所が実施したものである。

(1) 石川海岸における観測

石川海岸では徳光沖の水深 15.1 m の地点に常設の観測点があり, 水位変動と海底面上 1.2 m の水粒子速度が

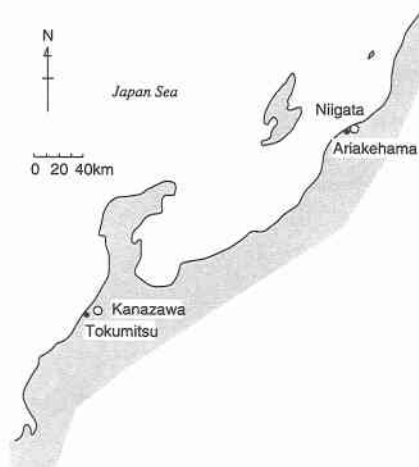


図-1 観測位置

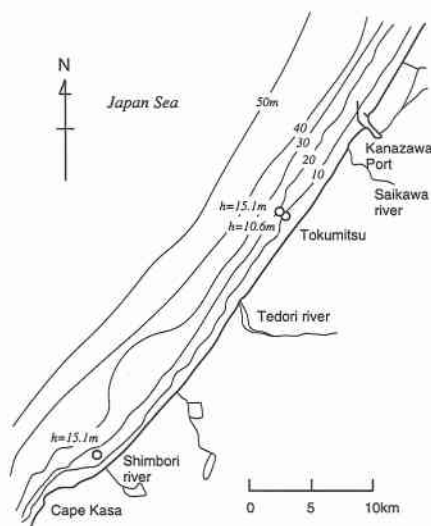


図-2 計測器の設置位置

連続観測されている。また海岸上では地上 10 m の風速風向と気圧も計測されている。今回の観測ではこれに加えて図-2 に示すように, 徳光沖水深 10.6 m の地点 (海底面上 0.6 m) と徳光から約 30 km 南西の新堀川河口沖水深 15.1 m の地点 (海底面上 0.6 m) に波浪流速計を設

* 正会員 工博 建設省土木研究所海岸研究室

置し、毎正時から20分間2Hzで記録した。観測は1994年12月23日から1995年1月17日まで行なわれた。また、徳光沖の水深15.1mの地点では砂面計で地盤高変動を観測するとともに、蛍光砂調査を実施した。

図-3は徳光沖水深15.1mにおける解析データを示したものである。上段の図には、上から平均水位 $\bar{\eta}$ 、水頭に換算した気圧 η_P 、有義波高 $H_{1/3}$ ・有義波周期 $T_{1/3}$ ・換算沖波波形勾配 H_0/L_0 、波向、平均流速 $\bar{u}$ 、平均風速 $\bar{W}$ が示してある。3~4日周期で通過する低気圧に伴って平均水位が変動し、風と波が発達するとともに海岸線にほぼ平行な向きの流れが強くなっていることがわかる。この流れは佐藤(1994)が指摘したように、風応力とコリ

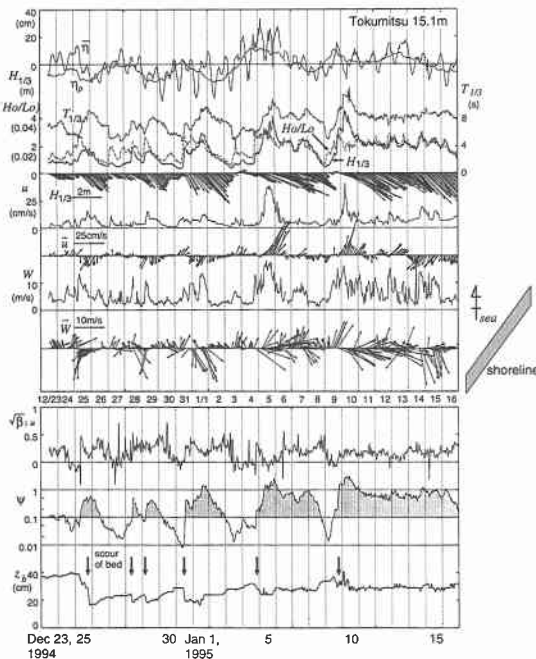


図-3 風・波・流れの特性

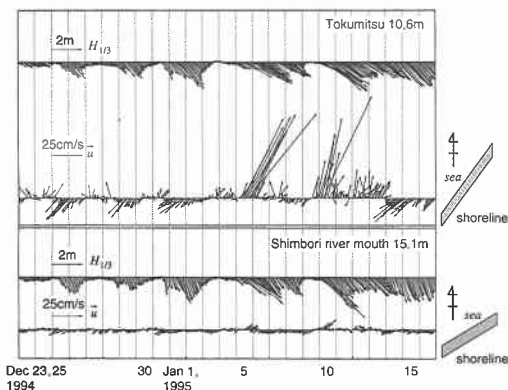


図-4 波・流れの特性

オリ力によって維持されているものと考えられる。石川海岸では平均的にはやや北からの波が卓越し、砕波帯内には南向きの沿岸流が卓越するが、今回の観測期間中ではやや西からの波が多かった。

図-3の下段の図には、上から順に、平均波向方向の水粒子速度の歪み度 $\sqrt{\beta_{us}}$ 、粒径 ($D=0.15$ mm) を粗度として Jonsson の摩擦係数を用いて有義波の諸元で算出したシーلز数 Ψ 、海底地盤高変動 z_b を示してある。海底地盤高は、時化の初期に急激に低下し、その後徐々に回復する傾向がある。シーلز数の変化と比較すると、 $\Psi < 0.1$ の期間には z_b はほとんど変化しないが、時化の初期に Ψ が急増する時に z_b の急激な低下がみられる。時化の初期には波形勾配の大きな波が来襲するため、底面流速波形の歪み度も急増する傾向があり、そのため、漂砂量も急変すると考えられる。そのために、主として岸沖方向の漂砂量の空間勾配が大きくなり、急激な地形変化が生じると考えられる。このような地形変化特性は、他海岸の観測でも観察されている(佐藤, 1996)。時化の最中には $\Psi > 1$ となる期間や流れが 40 cm/s にも達する期間がみられるが、この時期には海底地盤高変化は必ずしも大きくない。この観測点では、底面に波長約 10 cm 程度の砂漣が存在しており、蛍光砂調査でも投入点の南側の1地点を除く全地点の砂層 5~20 cm の範囲に微量の蛍光砂が確認されたことから実質的な砂輸送が生じていることがわかる。

図-4は、徳光沖水深10.6mと新堀川沖15.1mにおける波・流れを示したものである。徳光沖の水深10.6mの地点では、流れの方向は水深15.1mの地点とほぼ同じであるが、流速は1.5~2倍程度の強い流れとなっている。これに対し新堀川河口沖では、かなり弱い流れとなっている。これは、新堀川河口が図-2に示すように突出した岬の近くにあるためと考えられ、流れの強さは海岸地形の影響を強く受けることがわかる。

沿岸方向への流れが十分に発達した状態では、風応力と底面摩擦応力の沿岸方向成分がほぼ釣り合うと考えられる。図-5は、徳光沖水深15.1mと10.6mにおける風速の沿岸方向成分 W_s と流れの沿岸方向成分 u_s の関係を示したものである。沖に向かって右方向の汀線に沿う方向を s 軸と定義した。波の沿岸方向への寄与を示す指標として次式の H_s を用いてデータを分類してある。

$$H_s = H_{1/3} \frac{\vec{k} \cdot \vec{s}}{|\vec{k}|} \quad (1)$$

ここで、 $\vec{k}$ は波数ベクトル、 $\vec{s}$ は s 軸方向の単位ベクトルである。 H_s が正の時は砕波帯では $u_s > 0$ の沿岸流が発達する。

水深10.6mの地点では H_s が大きい時に急激に u_s が強くなる。これは、時化の最中には水深10.6mの地点が

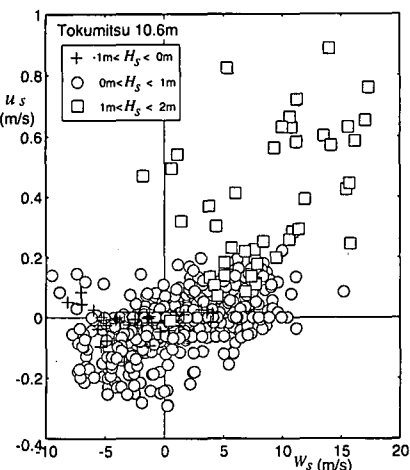
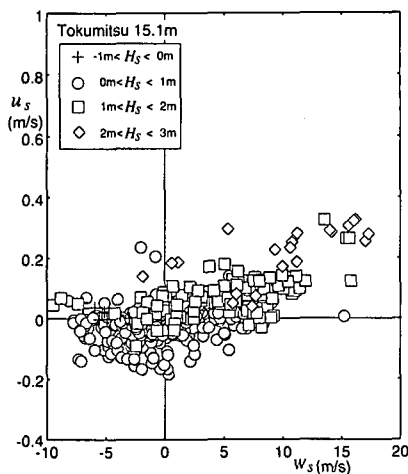


図-5 流れの沿岸方向成分と波高・風速の関係

ほぼ碎波帯外縁にあたるため、碎波帯内で発達する沿岸流の影響を受けたものと考えられる。水深 15.1 m の測点でも H_s が大きなデータほど流れが強くなる傾向があり、有義波高の 4~5 倍程度の大水深領域でも、安田ら (1994) が指摘するように、波の作用で流れが発達していることを示している。

(2) 新潟海岸における観測

新潟海岸では図-6 に示すように、有明浜沖の水深 15.4 m の常設観測点をはさんで、ほぼ海岸に垂直な線上の水深 8.8 m と 20 m の海底上約 1 m の地点に波浪流速計を設置し、毎偶数時をはさむ 20 分間 2 Hz で記録した。観測は 1994 年 11 月 24 日から 1995 年 3 月 1 日まで行われた。

図-7 は、石川海岸の観測と同期間におけるデータを示したものである。佐渡島の遮蔽域にあるので、波向はやや北寄りからのものが卓越するが、流れは汀線に沿う北東向きのものが多く見られる。この流れは水深が浅くなるにつれて徐々に強くなる傾向がある。このように、

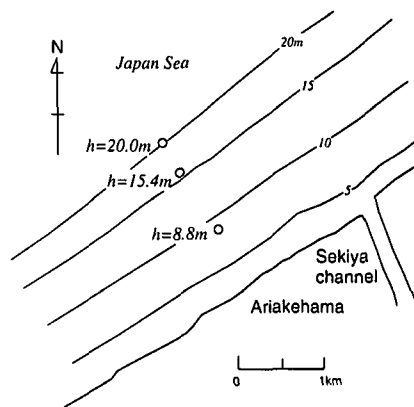


図-6 計測器の設置位置

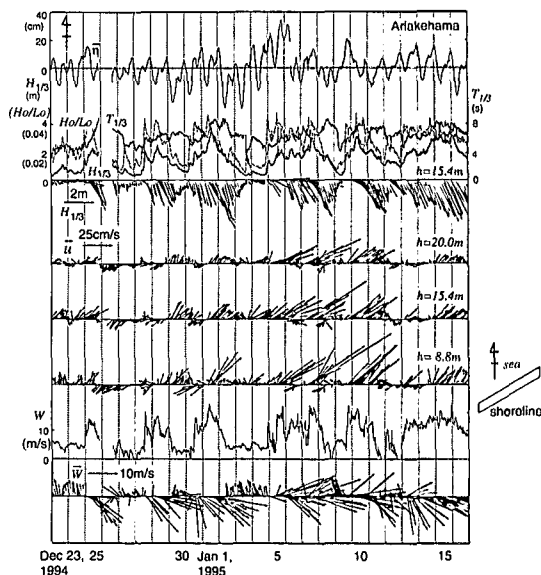


図-7 風・波・流れの特性

碎波帯外においても広い範囲で強い流れが観測されることは注目に値する。

3. 強風と高波による大規模流れの発達

鉛直方向に積分された方程式を用いることとし、波によるラディエーション応力を考慮すると、基礎方程式は以下になる。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (2)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{d} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{d} \right) - fN + gd \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ & + \frac{d}{\rho_w} \frac{\partial p_0}{\partial x} + \frac{1}{\rho_w} \left(\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \right) - \frac{\tau_{sx}}{\rho_w} + \frac{\tau_{bx}}{\rho_w} \\ & - \varepsilon \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) = 0 \quad (3) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{d} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{d} \right) + fM + gd \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ + \frac{d}{\rho_w} \frac{\partial p_0}{\partial y} + \frac{1}{\rho_w} \left(\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} \right) - \frac{\tau_{sy}}{\rho_w} + \frac{\tau_{by}}{\rho_w} \\ - \epsilon \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right) = 0 \quad \dots\dots\dots (4) \end{aligned}$$

ここで、 M, N は x, y 軸方向の線流量、 η は水位変動、 d ($=h+\eta$, η は静水深) は全水深、 f はコリオリの因子、 τ_s, τ_b はそれぞれ海表面に作用する応力と底面摩擦応力、 S_{xx}, S_{xy}, S_{yy} はラディエーション応力、 ρ_w は海水の密度、 g は重力加速度、 ϵ は水平渦動粘性係数である。

計算は ADI 法で行い、沿岸方向に 100 km、岸沖方向に 30 km の領域を計算領域とした。海浜勾配は石川・新潟の両海岸を再現するものとして 1/100 の一様勾配とした。格子幅は沖合いでは 1 km とし、沿岸域の汀線から 3 km までの領域は 200 m とした。風の場合は全域で一様とし、モデル風または観測された風の変動記録を時間的に内挿して与えた。また、波の場合は入射境界で有義波高、有義波周期と平均波向を与えることとし、観測値を用いる場合は一時間ごとの値を内挿して用いた。

表面応力は風速 $\vec{W}$ を用いて

$$\tau_s = \rho_a C_a |\vec{W}| |\vec{W}| \dots\dots\dots (5)$$

で与えた。ここで、 ρ_a は空気の密度、 C_a は海面の抵抗係数である。

底面摩擦は流れの断面平均流速 $\vec{u}$ を用いて

$$\tau_b = \frac{\rho_w g n^2}{d^{1/3}} |\vec{u}| |\vec{u}| \dots\dots\dots (6)$$

で評価した。ここで、 n は Manning の粗度係数である。粗度係数の値としては通常用いられている $n=0.026$ ($m^{1/3}s$) を用いた。この値を用いて、表面応力と底面摩擦力がほぼつりあっていると考えられる流れが十分発達した条件でかつ波の影響が小さいと考えられるデータについて C_a を求めると $C_a=0.001$ となる。

ラディエーション応力は合田・渡辺 (1990) にならい、波の不規則性を考慮して算定した。すなわち、沖波の波高分布を Rayleigh 分布で与え、屈折と浅水化による波高分布の変化を合田 (1975) 砕波変形モデルで算出し、自乗平均波高からラディエーション応力を評価した。

水平渦動粘性係数の値として、Longuet-Higgins (1970) は無次元定数 N を用いて次式を用いた。

$$\epsilon = N l_x \sqrt{gh} \dots\dots\dots (7)$$

ここで、 l_x は汀線からの距離である。勾配 1/100 の海浜に波高 4 m 程度の波が来襲することを想定し、上式で砕波点における渦動粘性係数の値を推定すると、 $N=0.01$ で $\epsilon=25$ m^2/s となる。本研究ではラディエーション応力の算定に波の不規則性の影響を考慮することにし、水平渦動粘性係数の値には計算の安定性を確保する範囲で通常

の海浜流計算よりも小さな値を用いることにし、計算領域全域で $1 m^2/s$ の一定値を用いた。

(2) 波が流れに及ぼす影響

波が海岸に斜めに入射する場合、砕波帯内では沿岸流が発達する。一方、風による吹送流は風向方向に発達するため、風向と波向が汀線に対して逆の方向である場合には、砕波帯内と砕波帯外で流れの向きが異なることが予想される。図-8 は、風向と波向が逆の条件となった 1995 年 1 月 30 日から 2 月 2 日までの期間の新潟海岸における波・流れ・風の変化を示したものである。1 月 31 日には強い西風の影響を受けて、北東向きの流れが見られるが、波が高くなった 2 月 1 日以降、流れの向きが南西から西向きに逆転しているのがわかる。

図-9 は、図-8 に対する流れを計算したものである。上段の図は、流れの外力として風応力のみを考えた場合で、中段の図は風応力とラディエーション応力を考えた場合である。風応力のみの場合にはすべての点で北東向きの流れが発達しており、実測値を再現していない。ラディエーション応力を考慮して計算した流れは、 $h=8.8$ m の地点では波による沿岸流の影響を受けて南西向きの流れが卓越しているが、 $h=15.4$ m と 20.0 m では流れの逆転は見られない。この期間中の波高がたかだか 4 m であることから、15 m を越える水深にまで沿岸流の影

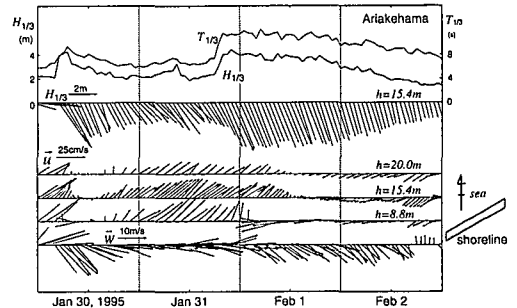


図-8 新潟海岸における流れ

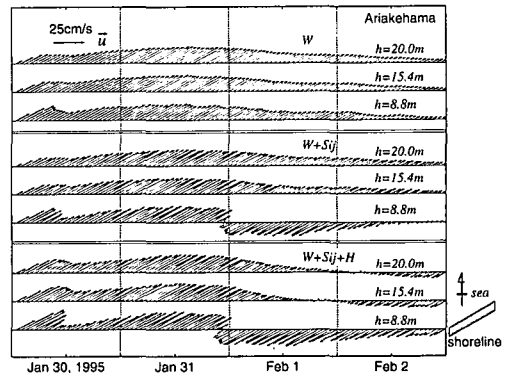


図-9 新潟海岸における流れの計算例

響が及んでいるとは考えにくく、安田ら (1994) が指摘したような表面波の砕波による影響によるものと考えられる。表面波の砕波による流れへの運動量輸送については、定量的な評価は確立されていないので、本研究では砕波により波向方向への表面応力が増加すると考えて、次式のようにしてその影響を取り込むことにした。

$$\vec{\tau}_s = \rho_a C_a \vec{W} |\vec{W}| + \rho_w C_w g H_{1/3} \frac{\vec{k}}{|\vec{k}|} \dots\dots\dots (8)$$

ここで、 $\vec{k}$ は波数ベクトル、 C_w は無次元定数であり、ここでは $C_w = 1.0 \times 10^{-5}$ とした。図-9 の下段に式 (8) を用いて計算した流れの変化を示す。大水深の領域まで観測値を再現しており、やや深い領域においても波の影響により流れが発達することを示している。なお、 $h = 8.8$ m の地点において実測された 2 月 1 日以降の流れがやや沖向きとなっているのは、undertow の影響によると考えられる。

(3) 沿岸地形の影響

石川海岸における観測記録では、徳光沖の 2 地点に比べて新堀川沖の地点では流れが極めて弱いことが観測された。この原因としては、風の場の非一様性や観測地点周辺の局所的な地形の三次元性の影響なども考えられるが、ここでは岬や防波堤などの沖合いに突出した地形の影響を数値モデルにより考察することにした。沿岸方向 100 km、沖合い 30 km の計算領域に加佐ノ岬と金沢港防波堤をモデル化した地形を再現した。加佐ノ岬は底辺 10 km、高さ 2 km の三角形形状に突出した地形として与え、金沢港防波堤は直線状に沖合い 1.5 km まで延びた突堤として単純化して与えた。波の場と風の場は徳光海岸における観測値を入力条件として用い、計算領域内で一様と仮定した。

図-10 は長さ 1.5 km の突堤周辺の流れと平均水位変化を示したものである。汀線に平行に 10 m/s の風が吹き続けた場合の 2 日後の状態である。波の影響は考慮していない。上流側では平均水位が上昇し、構造物先端では沖へ向かう強い流れが発達する。下流側では渦が発達し、その影響範囲は構造物長の 2 倍程度に及んでいる。このように、沿岸域に発達する大規模な流れは海岸地形や大規模構造物の影響を強く受ける可能性があり、大規模構造物周辺の海浜変形を考えるうえでは注意する必要がある。

4. おわりに

強風と高波が継続することにより、砕波帯外においても大規模な強い流れが発達することを示した。流れは海岸地形や大規模構造物の影響を強く受けるとともに、砕波点付近では海浜流と干渉する。流れが発達する沖合いでは、波浪が発達する初期に地盤低下が観測されており、

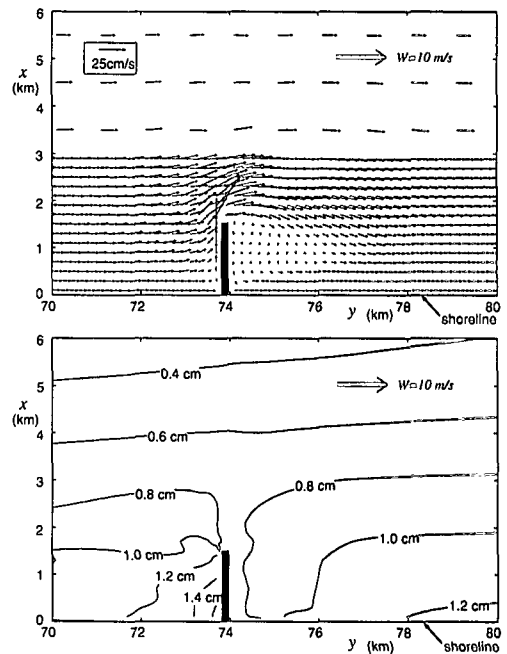


図-10 大規模突堤周辺の流れと平均水位変化

蛍光砂の移動も確認されていることから、有意な底質移動が起こっており、流れによる底質の輸送量も大きいと考えられる。海浜変形に及ぼす影響について定量的に評価することが今後の課題である。

謝辞：本研究で解析したデータは、建設省北陸地方建設局信濃川下流工事事務所、金沢工事事務所から提供いただいた。貴重なデータを快く提供して下さいた関係各位に謝意を表する。

参考文献

- 合田良實・渡辺則行 (1990): 沿岸流速公式への不規則波モデルの導入について, 海岸工学論文集, 第 37 巻, pp. 210-214.
- 合田良實 (1975): 浅海域における波浪の砕波変形, 港湾技術研究所報告, 第 14 巻, 第 3 号, pp. 59-106.
- 佐藤慎司 (1995): 日本海沿岸で観測された流れの特性, 土木学会論文集, No. 521/II-32, pp. 113-122.
- 佐藤慎司 (1996): 現地海岸における波・流れと漂砂機構, 1996 年度水工学に関する夏期研修会講義集, B コース.
- 松山俊治・岩田静夫・前田明夫・鈴木 亨 (1992): 相模湾の急潮, 沿岸海洋研究ノート, 第 30 巻, 第 1 号, pp. 4-15.
- 安田孝志・森 信人・加藤 茂・佐藤慎司 (1995): 石川海岸沖合いの流況特性と砕波の影響について, 海岸工学論文集, 第 42 巻, pp. 431-435.
- Longuet-Higgins, M. S. (1970): Longshore currents generated by obliquely incident waves, 1 & 2, J. Geophys. Res., Vol. 75, No. 33, pp. 6778-6801.
- Matsuyama, M. (1990): The structure of the nearshore branch of the Tsushima current on the shelf off the San'in coast in summer, J. of the Oceanographical Society of Japan, Vol. 46, No. 4, pp. 156-166.