

現地海岸における縦断地形変化の再現

Mohammad Dibajnia*・清水 琢三**・渡 辺 晃***

1. ま え が き

海底地形の変化は、波の変形や波によって生じる流れ、砂移動など多くのプロセスを含むため、海岸過程の中でも最も予測がむずかしい。長期の海浜変形に対しては、多くの場合、砂移動のパターンとそれによって引き起こされる地形変化が検討されるので、鉛直方向に一樣な流速場に基づきモデル化すれば十分である。しかしながら、波による砂移動とそれに伴う縦断地形変化が支配的な場合には、3次元的な流況と砂移動を考慮したモデル化が必要である。その重要な一例としては沿岸砂州の形成と消滅が挙げられる。荒天時に岸向きのシートフロー状態の漂砂が砕波点近くで戻り流れによる沖向き漂砂とぶつかってバーが形成される。このバーはそれより大きな波高のとき、戻り流れによってより水深の深いところに移動する。また、波高が小さいときには岸向き漂砂によって浅いところに移動して小さなバーを形成し、場合によっては海浜を元通りにする。

著者らは、前報で、シートフロー状態が卓越する海岸における縦断地形変化を予測する数値モデルを示した(Dibajniaら, 1992)。漂砂量算定式としては、底面軌道流速の非対称性と平均流を考慮したDibajnia・Watanabe (1992)を用いており、実規模大型造波水路実験の結果を良好に再現できることが確認されている。

本研究では、このモデルを改良し、荒天時の現地海岸の縦断地形変化シミュレーションに適用した。検討対象地点は、運輸省港湾技術研究所により定期的に観測が行われている波崎海洋研究施設で、Kuriyama (1991)の論文に掲載されている現地データを用いて検討した。最大有義波高が5mを越える高波浪期間を含む約2週間の入射波の時系列ならびに検討対象期間の初期地形を入力データとして、縦断地形変化を連続的に計算し、その結果を実測値と比較・検討した。

2. 現地データ

波崎海洋研究施設における4回の調査結果がKuriyama (1991)により報告されているが、本研究では、「測定A」と呼ばれているケースを対象とした。平均海底勾配は約1/60で、中央粒径は0.18mmである。現地調査は1988年9月12日～26日に実施されている。縦断地形測量データとしては調査期間の最初と最後のデータが示されている。また水深24m地点の鹿島港の入射波ならびに砕波帯内のP145地点の波高、海底面高、潮位と定常流の経時変化が示されている。そこで、これらの値を2時間毎に図表から読み取った。

3. モデルの概要

3.1 波浪変形の計算

エネルギー方程式に、磯部 (1986) の不規則波に対する砕波減衰項を考慮した方法を用いた。基礎方程式は次式に示す通りで、縦断方向の浅水変形と砕波によるエネルギー逸散が考慮できる。

$$\frac{d}{dx}(EC_g) = -\frac{5}{2}P_B E \sqrt{\frac{g}{h}} \sqrt{\frac{\alpha_{1/3} - \alpha_r}{\alpha_s - \alpha_r}} f_d(kh) \tan \beta \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 E ：全エネルギー、 C_g ：群波速、 x ：縦断方向の距離、 g ：重力加速度、 $\alpha_{1/3}$ ：流速波速比の有義値、 α_r ：波の再生条件に当たる流速波速比、 α_s ：一樣斜面上での限界流速波速比、 f_d ：波数 h と水深 k の関数で h が小さければ1となるが、詳細は磯部 (1986)を参照のこと、 $\tan \beta$ ：局所海底勾配である。 C_g と f_d の値は周波数スペクトルのピーク周波数を用いて計算する。 $\alpha_r = 0.135$ 、 $\alpha_s = 0.4 (0.57 + 5.3 \tan \beta)$ である。また、 P_B は砕波確率を表しており、次式で評価できる。

$$P_B = \left\{ 1 + 2.004 \left(\frac{\alpha_b}{\alpha_{1/3}} \right)^2 \right\} \exp \left[-2.004 \left(\frac{\alpha_b}{\alpha_{1/3}} \right)^2 \right] \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 α_b ：砕波点限界流速波速比で、規則波の0.8倍、 $\alpha_{1/3}$ ：砕波しなかったとした場合の有義流速波速比である。 P_B を用いることにより式(1)は砕波帯内外に適用できる。

平均水位の上昇と潮位による汀線位置の変動は移動境

* 工博 東京大学助教授 工学部土木工学科 (元五洋建設(株))

** 工修 五洋建設(株) 土木設計部

*** 工博 東京大学教授 工学部土木工学科

界にすることで考慮した。磯部・堀川 (1981) の方法により有義波高と有義波周期を用いて有限振幅性を考慮した底面軌道流速を評価した。佐藤ら (1987) によれば、碎波帯内では流速波形の非対称性は碎波帯外や碎波点ほど顕著ではないので、碎波点から汀線に向かって徐々に微小振幅波に近づけた。

3.2 戻り流れの計算

Dibajnia ら (1992) は次式で規則波の戻り流れ U を評価した。

$$U = -A \frac{H^2}{D \cdot T} \dots\dots\dots (3)$$

ここに、 H : 波高、 T : 周期、 D : 平均水深、 A : 比例係数である。この式は佐藤ら (1987) により提案された簡便な式である。本研究では、現地での不規則波の碎波による戻り流れに対する現地適用性を調べるため、P145 地点での有義波高、岸沖方向の平均流速と水深ならびに沖波の有義波周期を用いて式 (3) の関係を調べた。その結果を図-1 に示す。ばらつきが大きく、比例係数 A を定めることは困難である。△のシンボルで示した沖波波形勾配が 0.023 よりも大きいデータは、他のデータと多少区別できる。また、戻り流れは海底勾配によっても変化するものと思われる。これらの観点から、戻り流れは surf similarity パラメタ、 $\xi = \tan \beta / \sqrt{H_0/L_0}$ によって変化するものと考えた。ただし、 H_0 は沖波有義波高、 L_0 は有義波周期に対する沖波波長である。海底勾配 $\tan \beta$ としては、戻り流れが碎波に起因して生じることを考えると碎波点での値を用いるのが適切である。そこで、測定期間の前半は波高が大きかったので比較的水深の深い 1/60 勾配斜面のところで、また後半は 1/25 勾配の汀線に近いところで碎波すると仮定した。以上の修正を加えた結果を図-2 に示すが、ばらつきが小さくなり次式で表される関係が見い出せた。

$$U = -22 \frac{H_{1/3}^2}{D \cdot T_{1/3}} \cdot \xi_b \dots\dots\dots (4)$$

戻り流れに関する次の問題点はその岸沖方向分布である。規則波の場合には碎波点が分布形状を支配するが (Dibajnia ら, 1992)、不規則波の場合には異なる波高、周期が含まれているため、波の一部はどこでも碎波する可能性がある。どの地点でも碎波している波が戻り流れに寄与していると考えられる。そこで、式 (4) の U に碎波確率 P_B を乗じる方法、

$$U_{(x)} = P_B \cdot U \dots\dots\dots (5)$$

と全エネルギーに対する碎波している波のエネルギーの比率を用いて評価する方法、

$$U_{(x)} = \left(1 - \frac{E'}{E}\right) \cdot U \dots\dots\dots (6)$$

を用いて検討した。ここで E' は碎波せずに浅水変形し

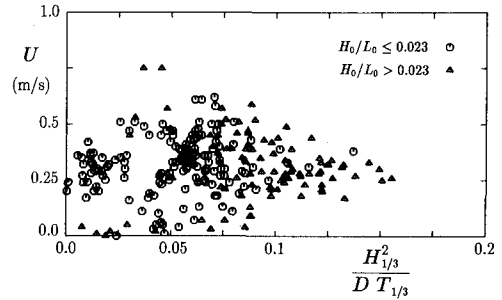


図-1 P 145 地点の戻り流れに対する式 (3) の適用性

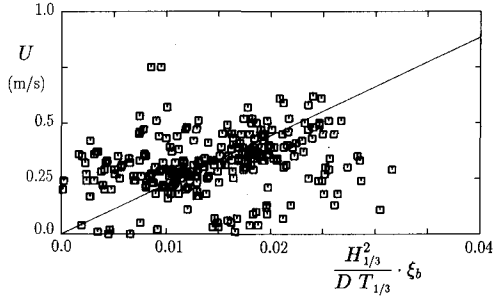


図-2 P145 地点の戻り流れに対する式 (4) の適用性

た場合の仮定の波の全エネルギーである。これら 2 つの方法を用いて縦断地形変化を計算し、その結果を比較した。

3.3 漂砂量の評価

漂砂量算定式としては Dibajnia・Watanabe (1992) のモデルを用いた。無次元のネットの漂砂量 Φ_s は、式だけを列挙すると以下の通りである。

$$|\Phi_s| = 0.0017 \cdot |I|^{0.55} \dots\dots\dots (7)$$

$$\Gamma = \frac{u_c T_c (\Omega_c^3 + \Omega_t'^3) - u_t T_t (\Omega_t^3 + \Omega_c'^3)}{(u_c + u_t) T} \dots\dots\dots (8)$$

ここに、 T : 波の周期、 T_c 、 T_t は岸向きおよび沖向き流速の継続時間、 Ω_c 、 Ω_c' 、 Ω_t 、 Ω_t' 、 u_c 、 u_t は以下に示す通りである。

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{if } \omega_c \leq \omega_{\text{critical}} \left\{ \begin{array}{l} \Omega_c = \omega_c \cdot \frac{w_0 T_c}{d} \\ \Omega_c' = 0 \end{array} \right. \\ \text{if } \omega_c > \omega_{\text{critical}} \left\{ \begin{array}{l} \Omega_c = \frac{w_0 T_c}{d} \\ \Omega_c' = (\omega_c - \omega_{\text{critical}}) \cdot \frac{w_0 T_c}{d} \end{array} \right. \\ \text{if } \omega_t \leq \omega_{\text{critical}} \left\{ \begin{array}{l} \Omega_t = \omega_t \cdot \frac{w_0 T_t}{d} \\ \Omega_t' = 0 \end{array} \right. \\ \text{if } \omega_t > \omega_{\text{critical}} \left\{ \begin{array}{l} \Omega_t = \frac{w_0 T_t}{d} \\ \Omega_t' = (\omega_t - \omega_{\text{critical}}) \cdot \frac{w_0 T_t}{d} \end{array} \right. \end{array} \right. \dots\dots\dots (9)$$

$$u_c^2 = \frac{2}{T_c} \int_0^{T_c} u^2 dt, \quad u_t^2 = \frac{2}{T_t} \int_{T_c}^T u^2 dt \quad \dots\dots\dots (10)$$

$$\omega_c = \frac{1}{2} \frac{u_c^2}{sgw_0 T_c}, \quad \omega_t = \frac{1}{2} \frac{u_t^2}{sgw_0 T_t} \quad \dots\dots\dots (11)$$

ここで、 d ：粒径、 w_0 ：沈降速度、 $s=(\rho_s-\rho)/\rho$ 、 ρ_s 、 ρ ：砂と海水の密度である。詳細は、Dibajnia・Watanabe (1992)に示す通りである。上記の定式化はシートフロー条件下に対してなされたものであるが、掃流移動や浮遊移動にも容易に拡張することができる。砂漣上での浮遊移動から平坦床上のシートフローへの遷移領域では、砂漣高は減少し、ネットの砂移動の方向は浮遊移動の沖向きからシートフローの岸向きへと変化する。したがって、式(10)中の $\omega_{critical}$ を1から掃流移動の条件に相当する0.01のオーダーの値に徐々に変化させることにより現象を容易に再現することができる。佐藤・光信(1991)より式(12)で表されるパラメータを用い、式(13)で与えた。

$$A = [1 - (\Psi_{rms}/0.6)^2] \cdot \min(1, 2\lambda/d_0) \quad \dots\dots\dots (12)$$

ここに、 Ψ_{rms} ：底面軌道流速波形の自乗平均平方根を用いて評価したシールズ数、 λ ：砂漣の長さ、 d_0 ：底面での水粒子の軌道流速振幅である。シートフロー条件に当たる $\Psi_{rms} > 0.6$ のときには、 A は0になる。

$$\omega_{critical} = 1 - 0.99\sqrt{A} \quad \dots\dots\dots (13)$$

なお、海底勾配は、Dibajniaら(1992)と同様に限界勾配を0.1と仮定して補正したが、局所海底勾配による漂砂量の補正は行ななかった。

4. 結果と考察

3.で述べたモデルを用いて、Kuriyama(1991)により報告されている最初のケース「測定A」の調査期間中に生じた縦断地形変化をシミュレートすることを試みた。波浪場と地形変化の計算は2時間毎に行った。計算格子間隔は5mである。2時間後の地形変化の計算の後、限界勾配になっているかをチェックし、必要があれば補正した。

まず戻り流れの評価法が結果に及ぼす感度を調べるため、式(3)と(5)を用いて戻り流れとその縦断分布を評価した。最終地形が実測値ともっともよく一致したのは、図-3に示すように、戻り流れの係数 A を4.0とした場合であった。沖合いのバーの消滅や岸側のバーの移動など全体的な縦断地形変化の特徴がよく再現されている。次に、式(3)と(6)による検討を試みたところ、図-4に示すように $A=5.6$ のとき最もよく一致し、岸側のバーの形成とそれ以浅の領域の地形変化もかなりよく再現されている。そこでこのケースの計算結果について、図-5～7に示すように、より詳細に検討した。

図-5に、鹿島港の波浪記録に基づく入射有義波高と

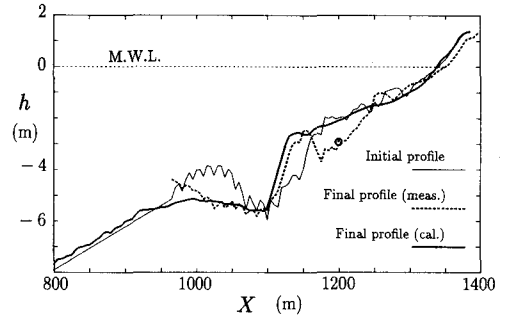


図-3 式(3)と式(5)による地形変化の計算結果

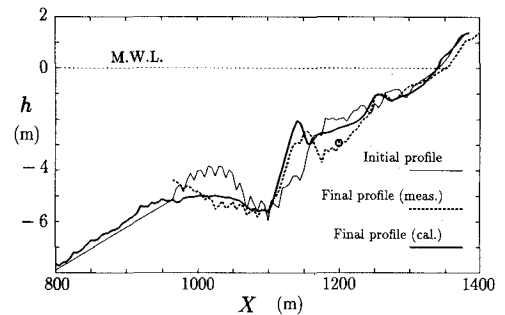


図-4 式(3)と式(6)による地形変化の計算結果

平均海底勾配1/60を用いた場合の surf similarity パラメータ ξ と碎波点近傍の海底勾配を用いて評価した surf similarity パラメータ ξ_b の経時変化を示した。また、P145における有義波高と戻り流れならびに地盤高の経時変化を実測値とともに示した。波高については実測値と計算値は非常によく一致している。戻り流れは波高が大きい期間は非常によく合っているが、3.2で詳しく述べたように、 ξ_b が0.023より大きくなると実測値との対応が悪い。一方、地盤高は満足には再現されていない。これは碎波点の位置と戻り流れの岸沖分布を評価する際の誤差に起因するものと考えられる。また碎波によって引き起こされる乱れを無視していることにもよるものと考えられる。

図-6は、Kuriyama(1991)の論文中的図-6(b)に碎波点の計算値を破線でプロットし、実測値と比較した結果を示している。計算による碎波位置は、 $P_b=0.4$ を与える $\alpha_{1/3}=\alpha_b$ で定義した。不規則波の碎波ということを考えると、計算結果は碎波帯の沖側端に相当しているものと推定される。

図-7には3つの異なる時刻における波高、戻り流れ、漂砂量フラックス、シールズ数、海底地形の岸沖分布の計算結果を示している。シールズ数は大部分で0.5を越えており、シートフローが支配的であると判断される。1988年9月16日には顕著な戻り流れとそれに伴う沖向き漂砂が計算されているが、このとき沖側のバーが消滅

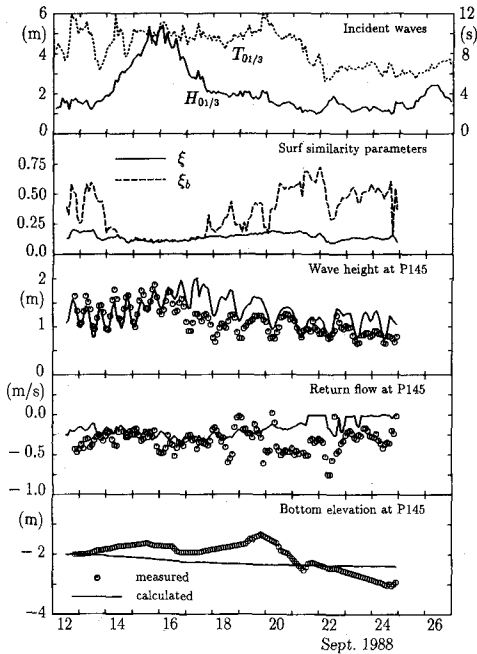


図-5 P145における有義波高, 戻り流れおよび底面高の経時変化の計算値と実測値の比較

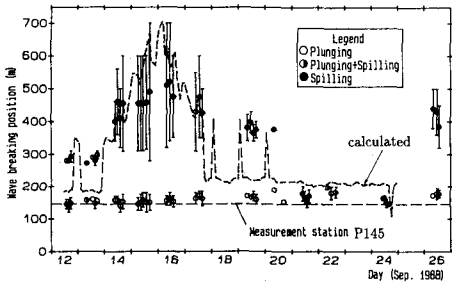


図-6 砕波位置の経時変化の計算値と実測値の比較

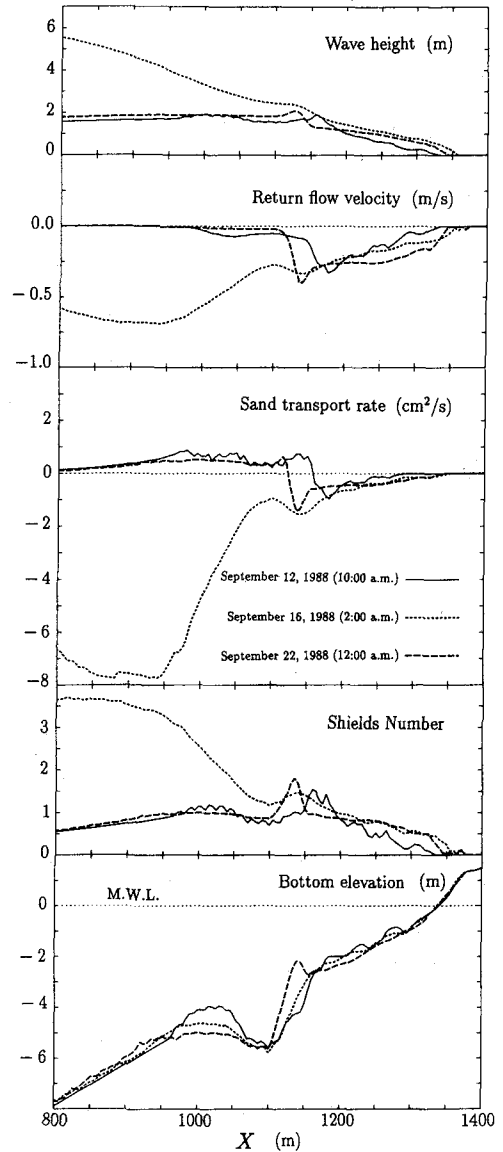


図-7 代表3時刻における有義波高, 戻り流れ, 漂砂量, シールド数および地形変化の岸沖分布の計算結果

しており, モデルの再現性は良好である。このことは局所的な海底地形にあまり影響を受けないような高波浪時の条件に対してはモデルが高い精度を有していることを証明している。その一方で, 大きな波高は水深3m以浅の浅海域の地形変化にはあまり影響を及ぼさず, 岸側のバーの移動は主に時化が終わってから生じている。

渡辺ら (1984) の漂砂量算定式でも同様の検討を行った。その結果を図-8に示す。漂砂量係数は, 清水ら (1992) と同様, 計算点毎に渡辺 (1981) の波による漂砂量係数 B_w から波による漂砂量係数 A_w を推定し, 流れによる漂砂量係数 A_c はその10倍とした。 B_w は既往の研究成果を参考に4と仮定した。波による漂砂の移動方向は, シールド数が0.2~0.5のとき砂漣上の浮遊移動による冲向き, それ以外のときは岸向きと仮定した。

消滅した沖合いのバーよりも沖側若干大きな地形変化

を与えるものの, Dibajnia・Watanabe (1992) モデルによる計算結果とほぼ同様の結果を与えている。さらに沖合までの地形変化の実測値がなければ, 現状ではどちらが優れているかは判断できない。

最後に, 戻り流れの係数に surf similarity パラメタを取り入れた式 (4) と (6) を用いて検討した。図-9は, 戻り流れの計算値と実測値の経時変化を, 図-10に地形変化の計算結果を示す。戻り流れの計算結果は, 図-5に比べて著しく改善されているが, 地形変化の方は大差ない結果となっている。その理由としては, 戻り流れの岸沖分布形状の評価に誤差があることが原因と考えられる

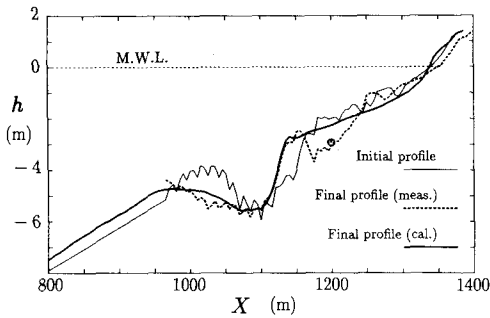


図-8 渡辺 (1984) のモデルによる地形変化

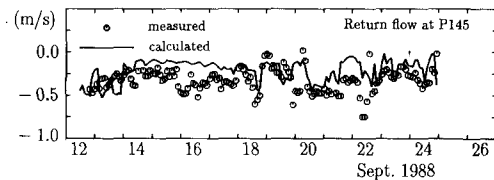


図-9 式 (4) による戻り流れの計算結果と実測値の比較

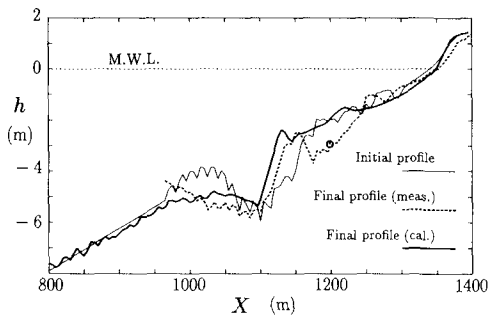


図-10 式 (4) と (6) による地形変化の計算結果

ので、今後、地形変化の予測精度を高めるためには、戻り流れのモデル化についてさらに研究が必要である。

5. あとがき

Dibajnia ら (1992) のモデルを改良し、実際海岸の縦断地形変化にモデルを適用した。高波浪を含む2週間の

再現を試みたところ、バーの消滅や移動など全般的な地形変化は定量的にも定性的にもよく再現された。さらに推定精度を高め、小さいスケールの地形変化を再現するためには、砕波帯内の底面軌道流速や戻り流れの岸沖分布を適切に評価し、砕波による乱れの効果も取り込んだ精度の高い一般的なモデルを構築する必要がある。

なお、NOWPHAS (全国波浪情報網) の鹿島港観測記録の入手に当たり便宜を図っていただいた運輸省港湾技術研究所永井紀彦海象調査研究室長に謝意を表します。また、本研究を進めるに当たり熱心に御議論いただいた運輸省港湾技術研究所稗砂研究室加藤一正室長ならびに栗山善昭主任研究官に心より感謝申し上げます。

参考文献

- 磯部雅彦・堀川清司 (1981): 砕波帯付近における流速場の浅水変化に関する研究, 第28回海岸工学講演会論文集, pp. 5-9.
- 磯部雅彦 (1986): 放物型方程式を用いた不規則波の屈折・回折・砕波変形の計算法, 第33回海岸工学講演会論文集, pp. 134-138.
- 佐藤慎司・福澤方哉・堀川清司 (1987): 斜面上における不規則波の砕波変形と底面流速に関する実験的研究, 第34回海岸工学講演会論文集, pp. 36-40.
- 佐藤慎司・光信紀彦 (1990): 不規則波による海浜断面地形変化の数値計算, 海岸工学論文集, 第37巻, pp. 309-313.
- 清水琢三・水流正人・渡辺 晃 (1992): 3次元海浜変形モデルによる長期的な地形変化予測, 海岸工学論文集, 第39巻, pp. 416-420.
- Dibajnia, M.・清水琢三・渡辺 晃 (1992): シートフロー状態が卓越する海岸における縦断面地形変化の数値計算, 海岸工学論文集, 第39巻, pp. 301-305.
- Dibajnia, M. and A. Watanabe (1992): Sheet flow under nonlinear waves and currents, Proc. 23rd Int. Conf. on Coastal Eng., pp. 2015-2028.
- Kuriyama, Y. (1991): Investigation of cross-shore sediment transport rates and flow parameters in the surf zone using field data, Rep. of P. H. R. I., Vol. 30, No. 2, pp. 3-53.
- 渡辺 晃 (1981): 海浜流と海浜変形の数値シミュレーション, 第28回海岸工学講演会論文集, pp. 285-289.
- 渡辺 晃・丸山康樹・清水隆夫・柳山 勉 (1984): 構造物設置に伴う三次元海浜変形の数値予測モデル, 第31回海岸工学講演会論文集, pp. 406-410.