

海岸過程における底質の浮遊と分級に着目した実験的研究

山本 幸次*・佐藤 慎司**・田中 茂信***

1. まえがき

富士海岸や駿河海岸などは、広い粒度組成の底質で構成され、沿岸方向や水深方向に特徴的な底質の分布特性を示す。富士海岸では、汀線付近においては沿岸漂砂の上手側に細粒の底質が、下手側に粗粒の底質が分布する。また、水深 20~30 m ではその逆の傾向を示す(山本ほか, 1995)。

このような現地海岸における底質の分布特性は、波と流れの作用、および底質の粒径ごとの沈降速度に起因する分級現象によって生じる。この現象に関する定量的な研究は、主に 2 次元海浜変形を対象として行われてきた。例えば、宇多ほか(1993)、張ほか(1994, 1995)は混合砂と大型水路を用いた実験により、2 次元海浜変形に伴う分級機構を検討している。また、底質の分級の一要因である細砂・シルトの浮遊・輸送機構に関する研究としては、佐藤ほか(1995)の碎波帯内での浮遊砂の現地観測などがある。

しかし、3 次元海浜変形に伴う底質の分級機構を対象とした研究はほとんど行われていない。これは、3 次元的な現地観測が時空間・経済的に困難なこと、底質の浮遊・輸送を再現する実験手法が確立されていないことによる。そこで、本研究では砂と細粒底質を用いて 3 次元海浜変形実験を行い、細砂・シルトの浮遊・輸送と、それに伴う海浜変形と底質の分級の再現を試みた。

2. 実験方法

実験は幅 30 m、長さ 23 m、高さ 1 m の平面水槽内に模型海浜を製作して行った(図-1)。模型海浜は 1/20 勾配の断面形で沿岸方向に一様とし、沿岸流を卓越させるために沖側の入射波向を 15° に設定した。波浪条件は、 $H_0=6$ cm、 $T=1.13$ s とし、左右端の導波板はスネルの法則で求めた波向線に沿って設置した。

模型海浜の中央部には縦堤長 5 m、横堤長 2 m、先端水

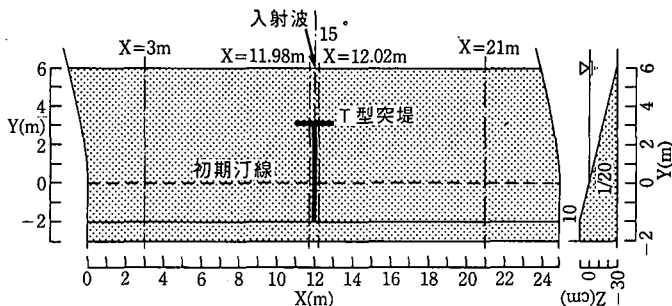


図-1 実験模型の諸元

深 15 cm の T 型突堤を設置し、その周辺で堆積・侵食の海浜変形が生じる条件とした。なお、T 型突堤の前面には異型ブロックをならべ、反射波を極力小さくした。

以上の条件のもとで、底質を変えて 3 ケースの実験を行った。ケース①では砂を、ケース②では細粒底質を、ケース③では砂と細粒底質を体積比 1:1 で混合した底質(以下、混合底質)を用い、設定波浪を 10 時間作用させて碎波波高分布、流況、地形変化などを調べた。

細粒底質としては、港湾内の堆砂等を対象とした底底に関する実験(例えば、五明ほか, 1986)で用いられるカオリンなどが考えられる。しかし、カオリンは中央粒径が約 0.003 mm と非常に細粒のため粘着性が強く、現地海岸の海浜変形を再現するには不適當である。そこで、本研究では、粘着性の影響を極力抑え、浮遊が卓越する海浜変形を検討できるものとして砂とカオリンの中間粒径の底質を用いることとした。

実験で用いた細粒底質は、比重 2.71 で、中央粒径 0.05 mm であり、構成物質はシリカが約 80% を占める。液性限界 w_L は 24.0%、塑性限界 w_P は 21.3% で、塑性係数 $I_P=2.3$ であり、カオリン ($w_L=47.6\%$ 、 $w_P=25.6\%$ 、 $I_P=22.0$) と比較すると砂の性質に近い。また、砂の中央粒径は 0.25 mm、混合底質のそれは 0.15 mm で、液性限界と塑性限界は砂、混合底質とも測定不可であった。

3. 実験結果

(1) 初期における地形、沖波、碎波、流況

模型海浜の初期地形は、ケース①ではほぼ設定した形

* 正会員 建設省土木研究所河川部海岸研究室研究員
 ** 正会員 工博 建設省土木研究所河川部海岸研究室長
 *** 正会員 工修 (財) 国土開発技術研究センター
 (前 建設省土木研究所河川部海岸研究室長)

状に、ケース②、③では底質が若干流動し、等深線が波うつ形状になった。したがって、各ケースで初期地形が少し異なるが、実験的には問題は少ないと考えられる。

入射波の測定は沖側の3地点で行った。初期における測定波高はケース①で5.2~6.3 cm、ケース②で4.9~6.5 cm、ケース③で5.3~5.9 cmとややばらついた。しかし、平均値はケース①で5.6 cm、ケース②で5.5 cm、ケース③で5.5 cm、周期は各ケースとも $T=1.13$ s であり、沖波に関してはほぼ同じ条件と言える。

ケース①~③の初期における砕波波高の測定結果を図-2に示す。ケース①では砕波波高は全体的には約6 cmの値を示すが、T型突堤周辺の $X=11\sim 13$ mで小さくなり、遮蔽域が形成された。ケース②では全体的に砕波波高が4~6 cmとケース①より低くなり、その影響でT型突堤の遮蔽域での波高減衰が明確でない。ケース③ではケース①と同様に全体的には約6 cmの値で、 $X=9\sim 13$ mで砕波波高が小さく遮蔽域が形成された。

実験中の観察によれば、ケース②においては造波開始直後から細粒底質が浮遊し、実験水が白濁した状態となった。このことから、ケース②において全域で砕波波高が低減したのは、細粒底質と実験水が混合し粘性が増し、エネルギー逸散量が大きくなったためと考えられる。

次に、初期における汀線位置から砕波点までの距離(以下、砕波帯幅: Y_b)の沿岸方向分布を図-3に示す。ケース①の上手側においては、砕波帯幅は $X=0\sim 9$ mでは約1.6 mで、T型突堤の遮蔽域では徐々に短くなる。また、下手側においても砕波帯幅は、遮蔽域では徐々に長くなり、 $X=15\sim 24$ mでは $Y_b=0.9\sim 1.5$ mの値となる。ケース②では全域において砕波帯幅は約1 mの値となり、ケース①に比較して狭くなった。ケース③の砕波帯幅は、上手側ではケース①とほぼ同様の傾向を示すが、下手側ではケース②と同様の傾向を示す。つまり、ケース③の砕波帯幅は上手側で長く、下手側では短くなった。

砕波波高の沿岸方向分布に比較し、砕波帯幅の場合では各ケースの違いが顕著になった。ケース②において全域で砕波帯幅が狭いのは、砕波波高が小さくなったのと同様に、細粒底質

を含む実験水の粘性の増加によると考えられる。

また、ケース③の下手側で砕波帯幅が狭くなったことは、実験中に濁りが見られたことから、その影響が生じたと考えられる。しかし、実験手法の制約上、T型突堤下手側では砕波測定を上手側より遅れて行ったため、侵食が進んで砕波位置が崖側へとずれた可能性もある。こ

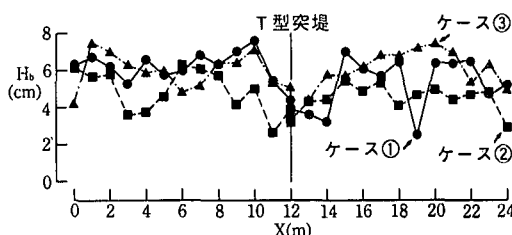


図-2 各ケースの砕波波高の沿岸方向分布 (初期)

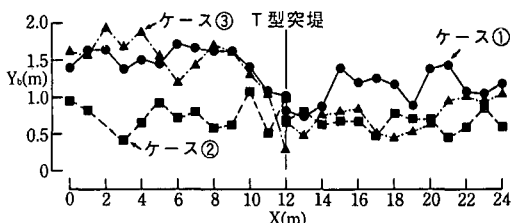


図-3 砕波帯幅の沿岸方向分布

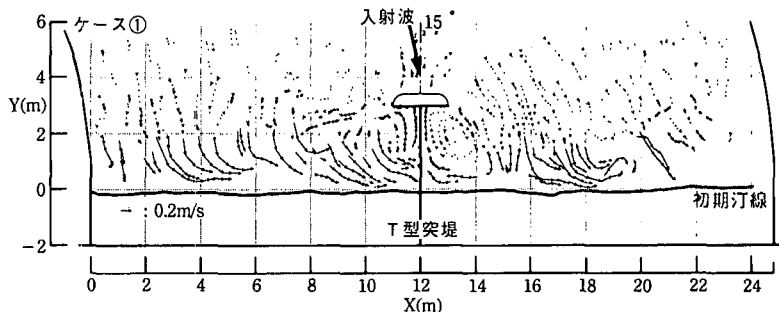


図-4 ケース①の初期における流況

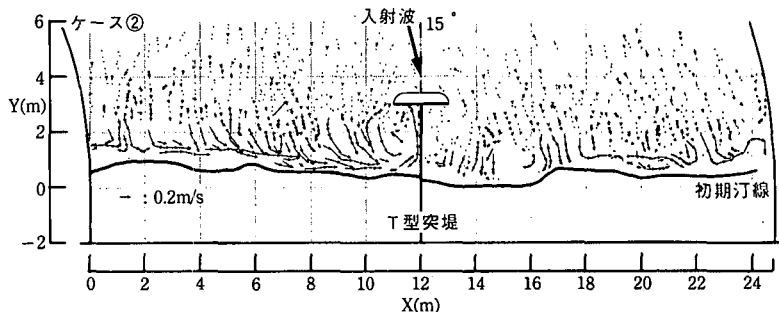


図-5 ケース②の初期における流況

これらのことについては今後の検討課題として残されている。

ケース①の初期における流況を図-4に示す。上手側では $X=1\sim6\text{m}$ に右向きの沿岸流が、 $X=7\sim12\text{m}$ で反時計回りの海浜流セルが見られ、 $X=12\text{m}$ ではT型突堤に沿って沖向き流れとなる。下手側では $X=12\text{m}$ でT型突堤に沿って沖向き流れが、 $X=12\sim15\text{m}$ に時計回りの海浜流セルが、 $X=16\sim24\text{m}$ に右向きの沿岸流が見られる。すなわち、 $X=16\text{m}$ 付近で向岸流が左右に分かれた。

ケース②では、T型突堤の上手側で明確な海浜流セルが見られず、汀線沿いに右向きの流れとなった(図-5)。また、下手側では $X=17\text{m}$ で向岸流が左右に分かれ、 $X=12\sim16\text{m}$ に時計回りの海浜流セルが、 $X=18\sim24\text{m}$ に右向きの沿岸流が形成された。結局、ケース①に比較して、向岸流の流速が速くなる位置が岸側にずれて、右向きの沿岸流もやや弱くなった。これは、ケース①より全体的に碎波波高が小さく、碎波帯幅が狭くなっていたことと対応している。

ケース③においては、上手側では右向きの沿岸流が、下手側では $X=15\text{m}$ で向岸流が左右に分かれ、 $X=12\sim15\text{m}$ に時計回りの海浜流セルが、 $X=15\sim24\text{m}$ に右向きの沿岸流が形成された(図-6)。全体的な流れの強さはケース①、②の中間となった。

(2) 海浜変形特性

ケース①の代表測線(図-1参照)における海浜断面形状の経時変化を図-7に示す。上手側の導波板の影響範囲にある $X=3\text{m}$ では、岸側が侵食され沖が堆積したが、侵食量の方が大きい。T型突堤の上手側の $X=11.98\text{m}$ では縦堤による沿岸漂砂の遮断と、横堤による静穏域の形成により砂が堆積した。ただし、砂の堆積は横堤まで達してはいない。T型突堤下手側の $X=12.02\text{m}$ では横堤により静穏域が形成され砂が堆積した。 $X=21\text{m}$ では汀線付近と $Y=2\sim4\text{m}$ に若干の堆積が見られる。ケース①では海浜全体のプロファイルのタイプを分類するパラメータ(例えば、砂村, 1985)は $C_s=5.5$ であり、堆積と侵食の中間タイプとなる。 $X=21\text{m}$ ではこの2次元地形変化に、沿岸漂砂で運ばれた砂が $Y=0\sim2\text{m}$ に堆積した地形変化が重なったと考えられる。

ケース①における初期地形と、波を10時間作用させた後の地形との比較から得られた地形変化量を図-8に示す。T型突堤上手側においては $X=2\sim4\text{m}$ で侵食量が

大きい。これは、図-4における強い向岸流の位置と対応しており、砂はこの位置から右向きの沿岸流によりT型突堤の方に運ばれ、 $X=5\sim12\text{m}$ の汀線付近と、T型突堤に沿って堆積したことが分かる。下手側では $X=14\sim18\text{m}$ で侵食量が大きく、T型突堤付近と $X=18\sim24\text{m}$ の汀線付近に堆積が見られる。これも $X=16\text{m}$ で向岸流

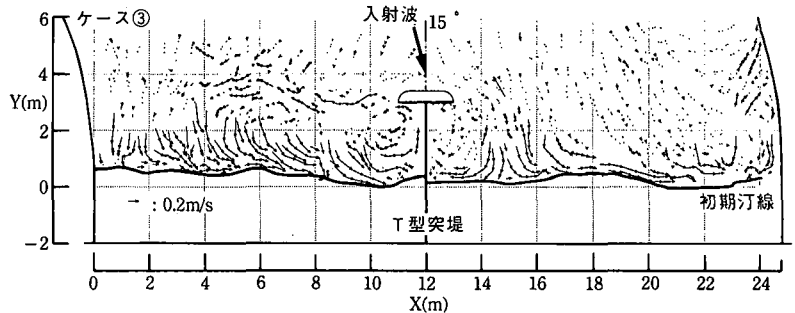


図-6 ケース③の初期における流況

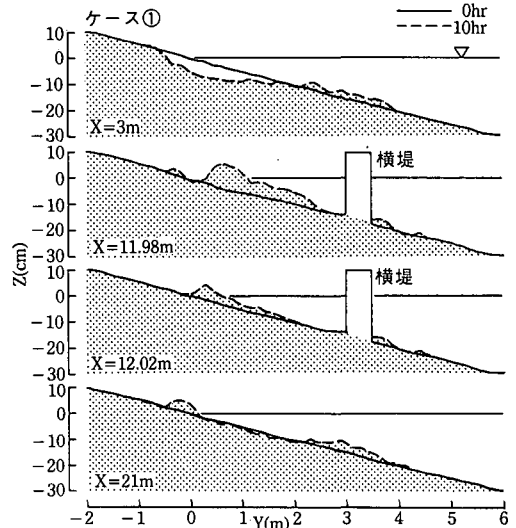


図-7 ケース①の断面変化

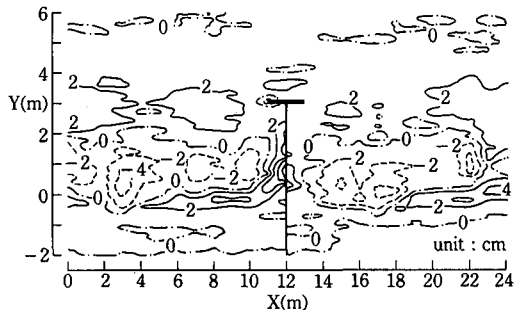


図-8 ケース①の地形変化量

が左右に分かれ、時計回りの海浜流セルと右向きの沿岸流が見られたことと良く対応している。

ケース①では、実験中においては水の濁りは少なく、断面変化からも岸沖方向の砂の移動は少ないことが分かる。また、地形変化量の特性は流れの特性とよく対応しており、ケース①の地形変化は海浜流に伴う沿岸漂砂により生じたと考えられる。

ケース②の断面変化を図-9に示す。 $X=3\text{ m}$ では岸側の $Y=-0.5\sim 3\text{ m}$ が侵食され、 $Y=-0.5\text{ m}$ に浜崖が見られる。また、沖合の $Y=3\sim 6\text{ m}$ に細粒底質が堆積した。T型突堤周辺の $X=11.98, 12.02\text{ m}$ では汀線付近が侵食され、横堤の内側と沖に堆積が見られる。横堤より岸側の堆積状況は、ケース①と異なり横堤に近い場所が堆積量が大きく、沖向きの漂砂が横堤により遮られて堆積したような状況を示す。ケース①では堆積傾向であった $X=21\text{ m}$ でも侵食型の地形変化が生じた。

ケース②の地形変化量を図-10に示す。ケース①に比較して地形変化が大きく、 $X=0\sim 10\text{ m}$, $X=14\sim 24\text{ m}$ の

$Y=-0.5\sim 2.5\text{ m}$ の範囲で侵食が、T型突堤周辺と全域の沖側に堆積が見られる。

ケース②の実験条件でタイプ分類をすると、 $C_s=16.2$ とかなりの侵食型の地形変化が生じることになる。また、実験中に細粒底質の浮遊が著しかったことから、ケース②では底質の浮遊と岸沖漂砂による地形変化が支配的であったと推測される。さらに、図-5に示した沿岸流に伴う地形変化も複合して、 $X=3, 21\text{ m}$ にみられるような浜崖(図-9)が形成されたと考えられる。

ケース③の断面変化を図-11に示す。 $X=3\text{ m}$ では $Y=1\sim 2.5\text{ m}$, $3\sim 4\text{ m}$ が侵食され、 $Y=4\sim 5\text{ m}$ に堆積が見られる。 $X=11.98\text{ m}$ では汀線付近が若干侵食され、横堤の前面に小山状に堆積が見られる。また、 $X=12.02\text{ m}$ では汀線付近に小さなバームが形成されているのみである。すなわち、T型突堤の遮蔽域では断面変化が小さい。 $X=21\text{ m}$ では変形のパターンはケース②と似ているが、沖側での堆積が小さくなっている。

ケース③の地形変化量を図-12に示す。全体的に地形

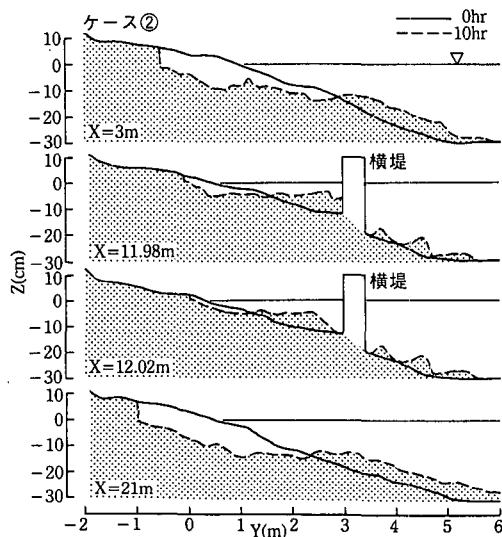


図-9 ケース②の断面変化

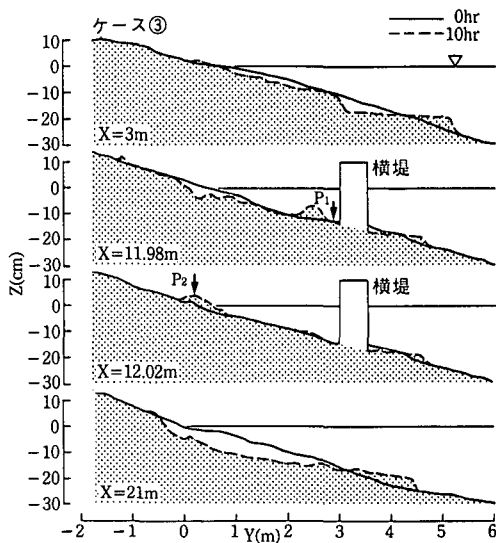


図-11 ケース③の断面変化

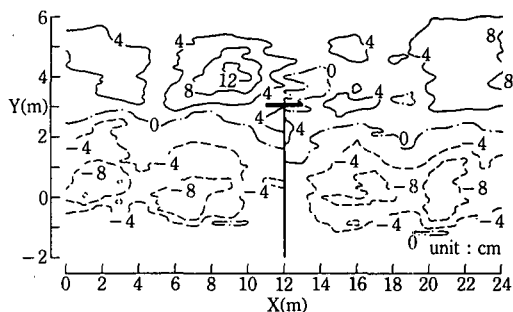


図-10 ケース②の地形変化量

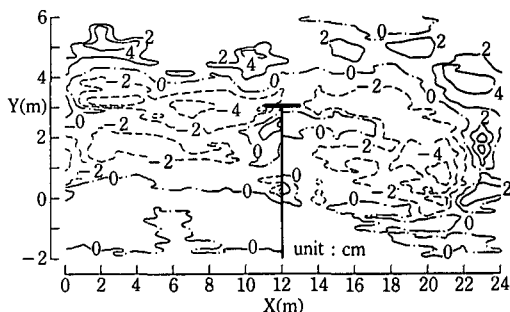


図-12 ケース③の地形変化量

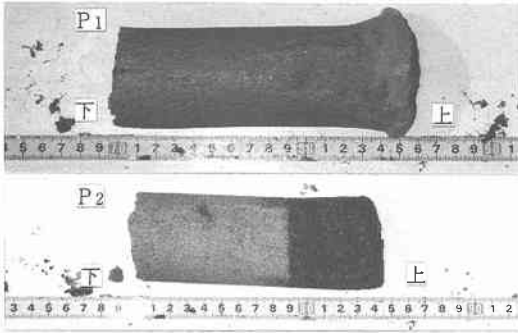


写真-1 分級された底質の状況

変化量が小さい。これは砂の粒子間に細粒底質が入り込み、移動しにくい状況になったためと考えられる。また、ケース①に比較して沖側に堆積が見られる。これは細粒底質が集積したことによると推定されるが、今回の実験では定量的な測定を行っておらず、実験手法の課題として残されている。

ケース③における T 型突堤遮蔽域の底質を写真-1 に示す。X=11.98 m, Y=2.9 m (図-11, P₁) のサンプルによると、海底面から約 1 cm の厚さの部分は堆積した細粒底質で、やや流動化しており、そこより深い部分は混合底質である。X=12.02 m, Y=-0.2 m (図-11, P₂) のバームが形成された地点のサンプルによれば、表面から約 5 cm は細粒底質がほとんどない砂のみで、それより深い部分は混合底質である。

地点 P₁ では、碎波帯内で混合底質が分級され、細粒底質のみが浮遊・輸送されて遮蔽域に堆積したものと考えられる。このような死水域での細粒底質の堆積(例えば、山本・戸崎, 1996) は、砂を用いた室内実験では再現が困難であった現象である。また、地点 P₂ では混合底質が波により攪乱され、砂と細粒底質の輸送機構の違いから分級され、粗粒の砂がうちあげられてバームが形成されたと推定できる。この現象は、現地海岸で見られるバームの層状化(例えば、宇多ほか, 1989) の一要因と考えられる。

4. あとがき

本研究では、砂、細粒底質、混合底質を用いた 3 次元海浜変形実験を行った。その結果、砂の実験では流れに伴う沿岸漂砂による海浜変形を、細粒底質を用いた場合には底質の浮遊と岸沖漂砂による海浜変形を、混合底質を用いた実験では底質の分級を再現できた。

波による底面せん断力を基本として漂砂量を与える現状の地形変化の数値計算では、ケース②で見られた死水域での顕著な堆積や、写真-1 に示した細粒底質の堆積は再現不可能である。このことから、今後、浮遊底質の拡散・沈降過程を取り込んだモデルを開発する必要があると言える。また、ケース③で見られた汀線付近への粗粒底質の堆積は、海浜の安定化につながると考えられ、海岸過程における底質の分級機構に関する定量的な検討が研究課題として残されている。

参考文献

- 宇多高明・小俣 篤・竹淵 勉 (1993): 前浜における底質粒径の時空間変化とバームの形成機構, 海岸工学論文集, 第 36 巻, pp. 359-363.
- 宇多高明・山本幸次・小西正純 (1993): 河口テラス上における河口流出土砂の分級機構, 海岸工学論文集, 第 40 巻, pp. 471-475.
- 五明美智男・矢内栄二・堺 和彦・大槻 忠・糸列長敬 (1986): 波と底泥の相互干渉に及ぼす物性の影響について, 第 33 回海岸工学講演会論文集, pp. 322-326.
- 砂村継夫 (1985): 海浜地形一本問 仁監修/堀川清司編「海岸環境工学」一, 東京大学出版会, pp. 130-146.
- 佐藤慎司・田中茂信・野口賢二・山本幸次 (1995): 碎波点付近における浮遊砂の現地観測, 土木学会論文集, No. 521/II-32, pp. 135-144.
- 張 達平・田中茂信・山本幸次 (1994): 大型 2 次元水路による海浜砂の分級機構に関する研究, 海岸工学論文集, 第 41 巻, pp. 361-365.
- 張 達平・山本幸次・佐藤慎司・田中茂信 (1995): 混合砂の分級過程に関する実験的研究, 海岸工学論文集, 第 42 巻, pp. 481-485.
- 山本幸次・張 達平・田中茂信 (1995): 富士海岸における底質の分布特性について, 第 50 回年次学術講演会講演概要集, II-B, pp. 868-869.
- 山本幸次・戸崎正明 (1996): 現地踏査の必要性について—駿河海岸踏査を例として—, 海岸, 第 36 巻, 第 1 号, pp. 34-39.