

瀬戸内海忠海沖における海砂利採取の影響

—底質移動特性—

高 橋 暁*・村 上 和 男**

大規模な海砂利採取により消失した瀬戸内海忠海沖海域の砂堆が回復する可能性を検討するために、限界掃流力理論を適用した粒子追跡実験により、底質の移動特性を調べた。その結果、1963年に大久野島から北東方向に延びていた砂堆域周辺では、強い潮流により砂粒子は再懸濁や転動を生じるが、砂の輸送には残差流の寄与が大きい。残差流の収束域である砂堆上に集積すると推論された。また、砂堆が消失した1998年にも1963年の同海域に同じメカニズムが存在することからこの海域周辺に十分な砂の供給源があれば、大久野島北東部に再び砂堆が形成される可能性があることが示唆された。

1. はじめに

瀬戸内海では高度経済成長期の約30年間で約6億 m^3 もの膨大な海砂が採取され、コンクリート骨材、埋立、地盤改良など多様な用途で利用されてきた。現在でも全国の年間海砂生産量の6割に及ぶ大量の海砂が採取されている。一方、海砂採取時に発生する濁水の拡散や、生物生産にとって重要な場である浅瀬を形成している砂堆域の消失等が生態系に与える影響が懸念されている。また、海底地形が大きく変化しているため流況も変化していると考えられ、この変化が海域環境に与える影響も懸念されている。環境庁(1998)は1994年から「瀬戸内海海砂利採取環境影響評価調査」を開始し、海砂採取による海底地形変化や水質・底質変化、濁りの影響等の実態が明らかになってきた。また、1998年に広島県(1999)、1999年に岡山県(2000)が海砂採取による環境影響評価を行っている。しかしながら、海底地形変化による広域的な流況変化や生態系への影響、採取海域の安定化や回復機構などは未だ明らかではない。

本研究で注目する広島県の忠海沖海域は、1998年まで大規模な砂利採取が行われ、浅瀬がすっかり消失した海域である。高橋ら(2002)は、この海域における数値モデル実験を行い、海底地形変化による流況変化についての考察を行った。本研究では、この数値モデル実験による流況計算結果を用いて、消失した砂堆域が回復する可能性について検討するために、底質の移動特性を明らかにすることを試みる。

2. 忠海沖海域の海底地形変化とこれに伴う流況変化

忠海沖周辺海域は M_2 潮流を主成分とする強い潮流が卓越しており、周辺に大きな河川が存在せず、陸域からの淡水供給がほとんど無い。このため、夏季においても成層せず、一年を通して水平的にも鉛直的にも密度一様な海域となっている(高橋ら, 2002)。この海域において

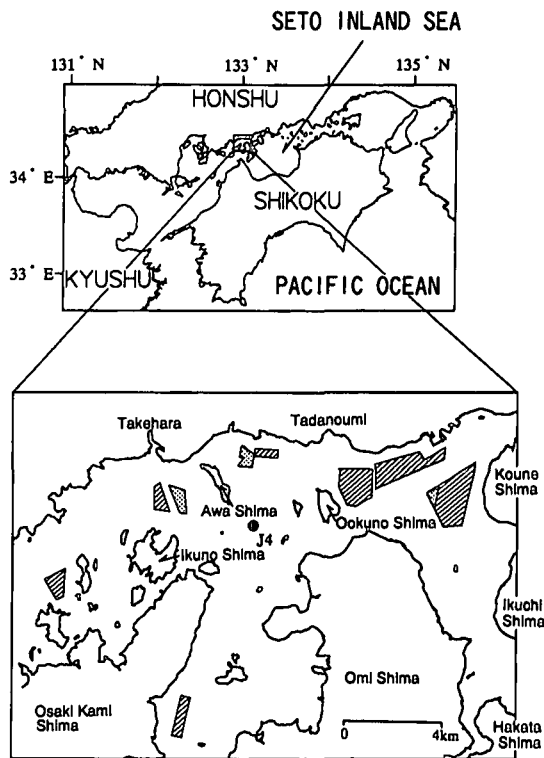


図-1 忠海沖の海砂利採取海域

1960年代から海砂の採取が行われてきた。図-1の図中、黒丸で影を付けた海域が1990年まで採取が許可されていた海域で、斜線で影を付けた海域が1998年まで採取が許可されていた海域である。これら採取海域において、これまで大量の海砂が採取されたため、この海域の海底地形は大きく変化した。図-2(a)に海砂採取が行われる前(1963年)の海底地形を、図-2(b)に採取を中止した1998年の海底地形を示す。1963年に比べ1998年では採取許可海域周辺の水深が増加していることがわかる。特に大久野島と高根島間の海域で水深変化が大きく、高根島西側海域の浅瀬が大久野島から北東方向に山の峰状に延びていた浅瀬が消失し、1998年には水深約40mの比較的平坦な地形に変化している。

* 工博 (独法)産業技術総合研究所海洋資源環境研究部門

** 正会員 工博 (独法)産業技術総合研究所海洋資源環境研究部門

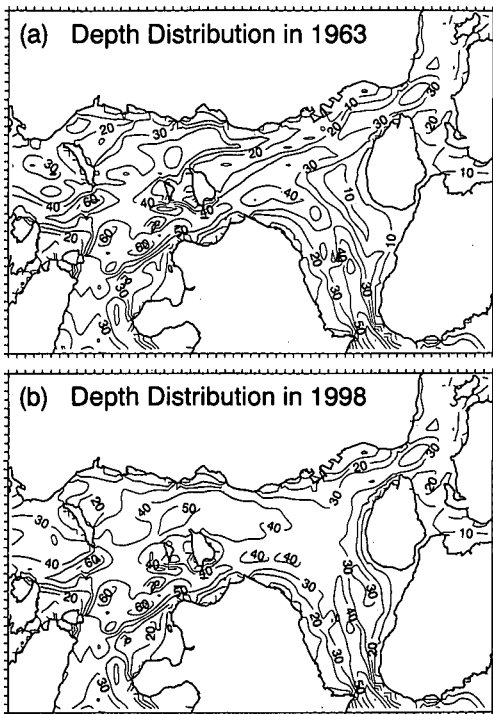


図-2 1963年(a)と1998年(b)の水深分布

このような忠海沖周辺海域における海底地形変化に伴う流況変化は高橋ら(2002)により、図-3に示した海域で、外力として M_2 潮汐を考慮した水平グリッドサイズ $1/3\text{ km} \times 1/3\text{ km}$ 、鉛直方向11層(表-1参照)の数値モデル(レベルモデル)実験により調べられた。この結果、最も水深変化の大きい大久野島と高根島間の海域で潮流が遅くなり、残差流も変化したこと等が明らかとなっている。さらに、モデル計算結果を解析することにより、流況変化がもたらした影響の一例として掃流力の変化を調べている。図-4は限界掃流力理論(椿, 1974)を用いて求めた再懸濁可能な底質の最大粒径分布である。1963年に比べ1998年は特に大久野島-高根島間の海域で、再懸濁可能な最大粒径が小さくなっており、浸食傾向が弱まっていることがわかる。ここで、過去に大久野島から東北東に延びていた砂堆域に注目すると、この砂堆域周辺では再懸濁可能な粒子粒径が $1.0 \sim 1.5\text{ mm}$ と他海域に比べ大きくなっている。一方、星加ら(2001)によると水深約 40 m と深くはあるが砂底である測点J4(図-1参照)の平均粒径は約 1.2 mm である。砂堆の粒径分布が測点J4と同じであったと仮定すると、砂堆上で再懸濁が生じていたことになる。一般的に再懸濁が盛んな海域は浸食傾向が強く、この海域に砂堆が発達していた事実とは矛盾する。この原因として高橋ら(2002)は、図-5に示した最下層の残差流の収束・発散領域の分布におい

て、砂堆域周辺が残差流の収束域と一致することから、砂粒子は強い潮流により再懸濁および転動し、残差流の収束域に集積すると推察している。

残差流が砂堆の形成に関与していると考えられる事例として、大阪湾中央部の砂堆(沖ノ瀬)等を上げることができる。八島(1992)は大阪湾中央部に存在する時計回りの残差循環流により沖ノ瀬の砂の堆積がもたらされたとしている。また、Dyer・Huntley(1999)は数値モデル実験から英国Portland沖のShambles Bank上に反時計回りの残差循環流が存在し、この循環流の二次流が底層で砂堆に向かう収束流となることから、Shambles Bankはこの二次流により形成されたことを示唆している。ここで、1963年の忠海沖周辺海域における鉛直平均された潮汐残差流の分布(図-6)を見ると、図-5の大久野島から東北東方向に延びていた底層残差流の収束域(砂堆域)周辺には4つの残差循環流が卓越している。つまり、このケースにも砂粒子の集積に残差循環流が関与していると考えられる。しかしながら、残差循環流が実際に砂の集積をもたらし、砂堆の形成に関与するかどうかは未だ確かめられていない。そこで、この収束域(砂堆域)に砂粒子が実際に集積するかどうかを確かめるために、粒子追跡実験を行った。

3. 粒子追跡実験

3.1 粒子輸送モデル

高橋ら(2002)の数値モデル上においてEuler-Lagrange法による粒子輸送を考慮することによって、粒子追跡実験を行った。砂粒子は海底面上を移動すると

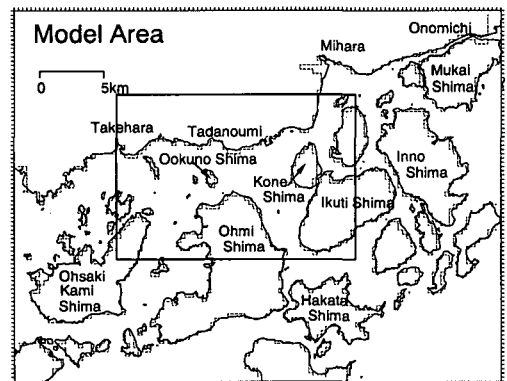
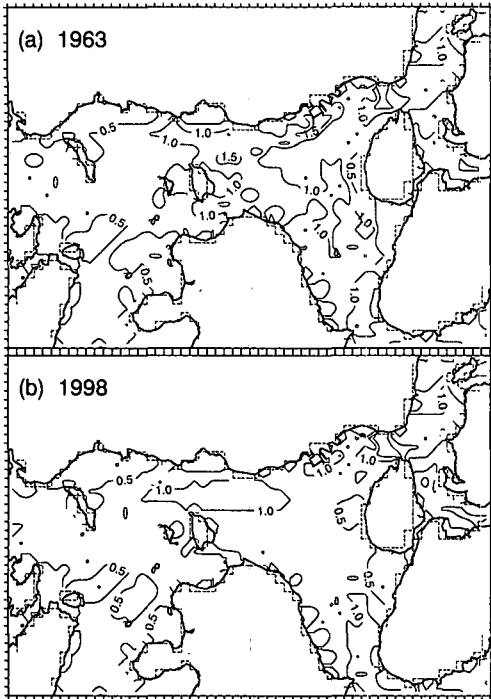


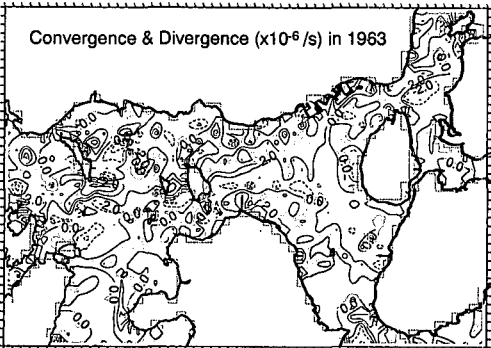
図-3 モデル海域、図中実線で囲まれた海域が忠海沖海域、高橋ら(2002)。

表-1 モデルの層厚

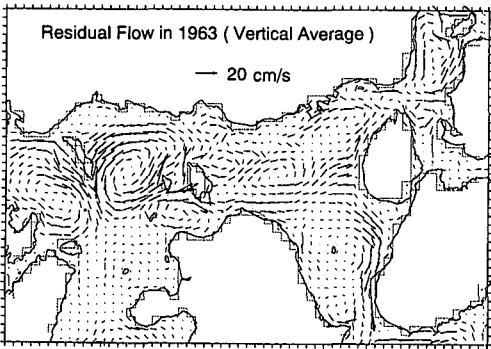
Level	1-2	3	4-5	6-7	8-9	10-11
Thickness (m)	3	4	10	5	10	15



図一4 1963 年 (a) と 1998 年 (b) における再懸濁可能な粒子の最大粒径 (mm), 高橋ら (2002).



図一5 1963 年における残差流 (最下層) の収束域と発散域の分布, 影を付けた領域は収束域を示す, 高橋ら (2002).



図一6 1963 年の潮汐残差流 (全層平均), 高橋ら (2002).

いう仮定の下で, 時刻 $n+1$ における砂粒子の位置 $X_{n+1}(x^{n+1}, y^{n+1}, z^{n+1})$ は, 時刻 n の位置 $X_n(x^n, y^n, z^n)$ を用いて (1) 式で表される.

$$X_{n+1} = X_n + V_b \Delta t + (\nabla_H V_b) V_b \Delta t^2 \dots\dots\dots (1)$$

ここで, Δt はタイムステップ, ∇_H は水平微分演算子である. V_b は海底直上の流速ベクトルで, Yanagi・Inoue (1995) にならい, モデル最下層の流速の 0.1 倍であると仮定し (2) 式で与えた.

$$V_b = 0.1 \times (u_b, v_b) \dots\dots\dots (2)$$

u_b, v_b はモデル最下層の x, y 方向流速である. 砂粒子が海底に留まるか, 移動するかは樁 (1974) の限界掃流力理論を適用して判断した. 砂粒子を巻き上げるための力である掃流力 (F) と底質粒子に働く摩擦抵抗力 (R) は (3) 式と (4) 式でそれぞれ表される.

$$F = \frac{\rho_0}{2} C_s V_b^2 \frac{\pi}{4} d^2 \dots\dots\dots (3)$$

$$R = \frac{\pi}{6} d^3 (\rho_p - \rho_w) C_t g \dots\dots\dots (4)$$

ここで, ρ_p は砂粒子密度 (2.65 g cm^{-3}), d は砂の粒径, C_s は砂粒子の摩擦係数 (1.0) である. C_t は砂粒子の抵抗係数で (5) 式で与えた.

$$C_t = \frac{K}{\text{Re}^m} \dots\dots\dots (5)$$

定数 K と m は実験的に (6) 式で示される (岩垣・樫木; 1979).

$$\left. \begin{aligned} K &= 24.00, m = 1.0 & \text{at } \text{Re} < 1 \\ K &= 12.65, m = 0.5 & \text{at } 1 < \text{Re} < 10^3 \\ K &= 0.40, m = 0.0 & \text{at } 10^3 < \text{Re} < 10^5 \end{aligned} \right\} \dots\dots (6)$$

Re は Reynolds number で, (7) 式で表される.

$$\text{Re} = \frac{U_b d}{\gamma} \dots\dots\dots (7)$$

γ は海水の粘性係数 ($0.0115 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$) である. $F < R$ のとき粒径 d の砂粒子は海底に留まり, $F > R$ のとき移動する. また, 限界掃流力の条件は $F = R$ で与えられる. 1963 年の地形条件の下で, 初期条件として各計算メッシュの海底面上に 1 つずつ粒径 1.0 mm の粒子を配置し, 粒子追跡開始時を上げ潮時と下げ潮時とする 2 ケースの計算を行った.

3.2 計算結果

図一7 に上げ潮時に粒子追跡を開始した後 10 日間の粒子の軌跡を示す. なお, 図中には移動を生じた粒子のみを表示している. 大久野島北東部の海域に注目すると, 残差流の収束域周辺の粒子が潮流による往復運動を繰り返しながら, 残差流の収束域, つまり砂堆上に集積している様子が伺える. また, 図は示さないが下げ潮時に粒子追跡を開始した場合でも同様の結果が得られている. このことから, 大久野島北東部の海域では砂堆域周辺の

砂粒子を集積するメカニズムが働いていることがわかる。次に、砂粒子を集積するメカニズムに残差流がどの程度関与しているかを明らかにするため、残差流のみによる砂粒子の追跡実験を行った。なお、砂粒子が移動可能な海域を前述の限界掃流力理論より求め、この海域内でのみ粒子は移動するとした。10 日間の粒子追跡結果を図一8 に示す。大久野島北東部の残差流の収束域(砂堆域)に周辺から粒子が集積している様子が伺え、潮流も考慮した場合(図一7)とほぼ同様の結果となっている。このことから、粒子は主に残差流によって輸送されることが明らかである。つまり、この砂堆域周辺の粒子は強い潮流により再懸濁や転動等が生じるが、粒子の輸送には残差流が貢献するため、残差流の収束域である砂堆上に集積し、砂堆が維持されていたと考えられる。

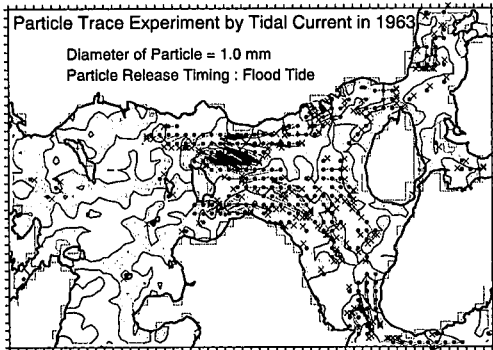
4. 砂堆回復の可能性

図一9 に示した 1998 年の潮汐残差流の分布を見ると、砂堆が消失したものの、大久野島北東側海域に時計回りの残差循環流が卓越しており、残差流の収束域になって

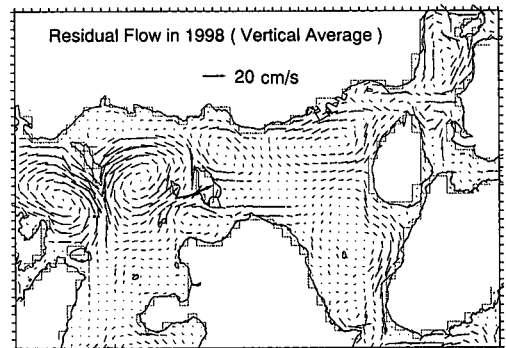
いることが期待できる。そこで、消失した砂堆が回復する可能性を検討するため、1963 年と同じ条件の下、1998 年の計算を行った。図一10 に高橋ら(2002)と同じ方法で求めた底層残差流の収束と発散の分布図を示す。大久野島北側海域から東に向かって収束域が分布している。図一11 に示した上げ潮時に計算を開始した粒子追跡実験結果を見ると、潮流による往復運動を繰り返しながら、周辺海域から収束域に粒子が集積している様子が伺える(下げ潮時に計算を開始した場合も同様の結果が得られている)。また、図一12 に示した残差流のみによる粒子の移動からも、大久野島北側から東に分布する収束域に粒子の集積が見られる。つまり、1963 年と比べ、収束の強さは小さく、粒子が集積できる範囲も狭くなっているものの、1963 年と同じメカニズムが 1998 年の大久野島北東部海域に存在していると考えられる。このことは、収束域周辺に十分な砂の供給源があれば、大久野島北東部に再び砂堆が形成される可能性があることを示唆している。

5. ま と め

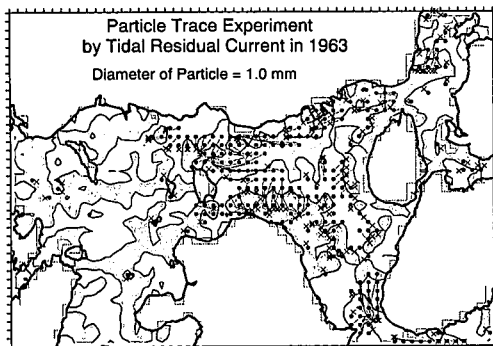
大規模な海砂利採取により消失した忠海沖海域の砂堆



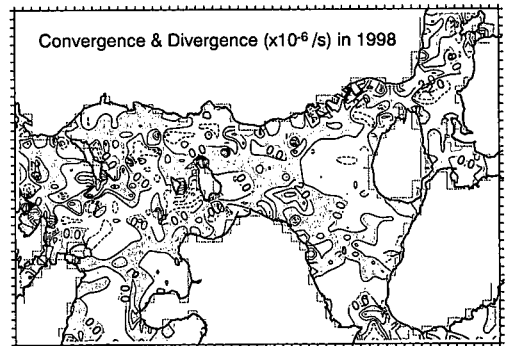
図一7 1963 年の粒子追跡実験結果。細い実線は粒子の軌跡、●は粒子の初期位置、×は計算終了時の粒子位置、影を付けた領域は残差流の収束域を示す。



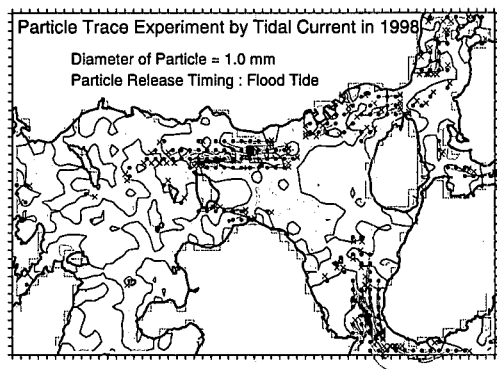
図一9 1998 年の潮汐残差流(全層平均)、高橋ら(2002)。



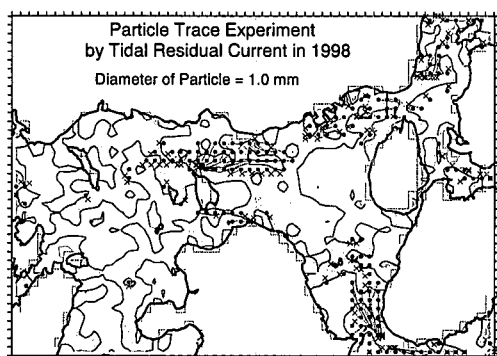
図一8 1963 年の残差流による粒子追跡実験結果、図中の表示は図一7 と同じ。



図一10 1998 年における残差流(最下層)の収束域と発散域の分布、影を付けた領域は残差流の収束域を示す。



図一11 1998年の粒子追跡実験結果，図中の表示は図一7と同じ。



図一12 1998年の残差流による粒子追跡実験結果，図中の表示は図一7と同じ。

が回復する可能性を検討するために，限界掃流力理論を適用した粒子追跡実験により，底質の移動特性を調べた。その結果，(1)：1963年に大久野島から北東方向に延びていた砂堆域周辺では，強い潮流により砂粒子の再懸濁や転動等が生じ洗掘されるが，砂の輸送には残差流が寄与しているため，残差流の収束域である砂堆上に集積すると推論された。(2)：1998年にも1963年の同海域に

同じメカニズムが存在することからこの海域周辺に十分な砂の供給源があれば，大久野島北東部に再び砂堆が形成される可能性があることが示唆された。

もちろん，砂堆回復の可能性をより現実的なものにするためには，砂の集積量と洗掘量の収支を明らかにする必要があるが，これについては，砂の移動量を取り扱うことのできるモデルを用いた今後の研究に期待したい。

最後に，本研究を行うに当たり貴重な議論をしていただいた産業技術総合研究所湯浅一郎博士に深く感謝いたします。また，本研究は環境省地球環境保全等試験研究費「瀬戸内海の高砂利資源採取による広域的环境影響評価と管理に関する研究」(研究代表者：産業技術総合研究所 星加章博士)の一部であることを付記します。

参考文献

- 岩垣雄一・榎木 亨 (1979)：海岸工学，共立出版，463 p.
 岡山県 (2000)：岡山県高砂利採取環境影響調査報告書，90 p.
 環境庁水質保全局瀬戸内海環境保全室 (1998)：瀬戸内海における高砂利採取とその環境への影響 (瀬戸内海高砂利採取環境影響評価調査中間とりまとめ)，146 p.
 高橋 暁・湯浅一郎・村上和男 (2002)：瀬戸内海芸予諸島周辺海域の高砂利採取が流況に与えた影響，沿岸海洋研究 (印刷中).
 椿東一郎 (1974)：水理学II，森北出版，216 p.
 広島県土木建築部港湾課 (1999)：平成10年度高砂利採取に係る海域環境等現況調査報告書.
 星加 章・三島康史・井内美郎・高杉由夫・橋本英資・長尾正之・村上和男・田辺弘道・湯浅一郎・高橋 暁 (2001)：瀬戸内海の高砂利資源採取による広域的环境影響評価と管理に関する研究，平成12年度環境保全研究成果集(II)，環境省編，pp. 52.1-52.20.
 八島邦夫 (1992)：明石海峡周辺の砂堆地形と流況に関する諸問題，水路部技報，10巻，pp. 79-89.
 Dyer, K. R. and D. A. Huntley (1999)：The origin, classification and modeling of sand banks and ridges, *Conti. Shelf Res.*, Vol. 19, pp. 1285-1330.
 Yanagi, T. and K. Inoue (1995)：A Numerical Experiment on the Sedimentation Processes in the Yellow Sea and the East China Sea, *J. Oceanogr.*, Vol. 51, pp. 537-552.