

冬期の東京湾盤洲干潟における 浮遊砂生成機構および短期地形変動について

内山雄介¹

¹正会員 博士(工) 国土交通省港湾技術研究所 海洋環境部漂砂研究室 (〒239-0826 横須賀市長瀬 3-1-1)

自然干潟における浮遊砂の生成、砂面変動等に代表される漂砂の基本特性を把握することを目的として、冬期の東京湾盤洲干潟において、波、流れ、浮遊砂、地形に関する短期の現地観測を行った。その結果、下げ潮時に大きな波浪が来襲し、かつ風の吹送方向と潮汐流の方向が一致したときに大量の浮遊砂が生成されて侵食が進行するという、有意な地形変化を捉えることに成功した。盤洲干潟は長期的には 3.8 cm/y の速度で徐々に堆積しているものの、本観測では、高濃度の浮遊砂が断続的に発生するイベントによって、16 日間の観測期間中に最大 8 cm 程度の侵食が生じていた。また、シールズ数を用いた検討の結果、盤洲干潟の底質移動には浮遊砂が大きく寄与していること、潮汐による水深変化に追従して変動する波浪が高濃度の浮遊砂の発生に対して重要な役割を果たしていることなどを明らかにした。

Key Words: *intertidal sand flat, suspended sediment, topographic change, bed shear stress, tide, field observation.*

1. はじめに

干潟を構成する広大な潮間帯と浅場は、多種多様な生物の生息空間であり、生態学的に重要な場所であると同時に、著しい水質浄化機能を有していることが知られている^{1)~3)}。干潟の生態系を維持・修復・創造していく上で、底質の粒径、透筋などの微地形や海底勾配を含む地形変化の予測を正確に行うことは、工学的に極めて重要な課題である⁴⁾。内山ら⁵⁾は、東京湾奥部の三番瀬において海水流動構造を中心とした水環境に関する現地観測を行い、平坦な干潟地形が沖側水塊の岸向き移流過程や干潟の熱環境形成に多大な影響を及ぼしていることを見出し、干潟の生物を取り巻く環境と干潟地形とが密接に関連していることを示している。干潟で生じる地形変化が、たとえ砂浜では問題にならないほど小規模なものであったとしても、干潟に棲む生物に与えるインパクトは計り知れないほど大きい可能性が高い。例えば Kakino⁶⁾は、砂質干潟における調査結果から、海底面の侵食量が僅か 2cm を超えただけでアサリの個体数が減少する傾向にあると報告している。しかしながら、干潟の漂砂特性に関する情報は、砂浜のそれと比較するとほとんど蓄積されていないため、例えば人工干潟の整備においては、砂浜海岸の漂砂特性に関する知見を援用しているのが現状であり、動的に安定した干潟地形を形成させることは非常に困難となっている。

砂浜の地形変化と同様に、干潟においても、少なくとも 2 つ以上の時間スケールでの地形変化を考える必要がある。つまり、1 年程度以上の時間スケールにわたって生じる長期的な現象と、時化(しけ)や洪水流出等のイベントによって生じる短期の地形変動である。砂浜にお

いては、前者は沿岸漂砂、後者は岸沖漂砂によって生じることが多い。干潟における底質移動や地形変動に関する研究としては、主に salt marsh の沖側に広がる泥質干潟において、数週間程度の短期観測が精力的に行われている(Dyer⁷⁾; Whitehouse and Williamson⁸⁾; Dyer, et al.⁹⁾など)。しかしながら、いずれも時化などのイベントを捉えることに成功してはならず、地盤の変動幅も高々 1~2cm 程度であったと報告されている。一方で、山本・川俣¹⁰⁾は、島原湾緑川河口干潟において砂面変動に関する約 1 ヶ月間の現地観測を 2 回行い、台風の来襲に伴って最大約 10 cm の砂面変動が生じていたことを示している。彼らは、流速データと砂面変動を直接結び付けて考察を行い、地形変化が潮汐によって生じたものと結論付けている。木原ら¹¹⁾は島原湾熊本市前面海域での泥質干潟において、また、李ら¹²⁾は広島湾の砂質干潟において、それぞれ底質移動に関する調査を行い、振動流速振幅や底面せん断応力と、底質の巻き上げ量とに関係があることを報告している。さらに、干潟上の流れや底質移動に関するモデルも幾つか提案されてはいるが(例えば、Cheng, et al.¹³⁾)底質移動を引き起こすメカニズムが明らかになっていないために、底質の巻き上げ量等に関するモデルは実際の現象を表現している保証はなく、土砂移動に関する定量的な評価を行うには問題がある。干潟の地形変動や漂砂特性に関する既往の研究における問題点を整理すると、以下の 3 点に集約される。

実際は生じている可能性が高いにも関わらず、有意な大きさの地形変動を捉えられていない、あるいはその原因となるようなイベントが観測されていない、底質の巻き上げと底面せん断応力、あるいは流れとの関係について言及している報告例もあるが、それ

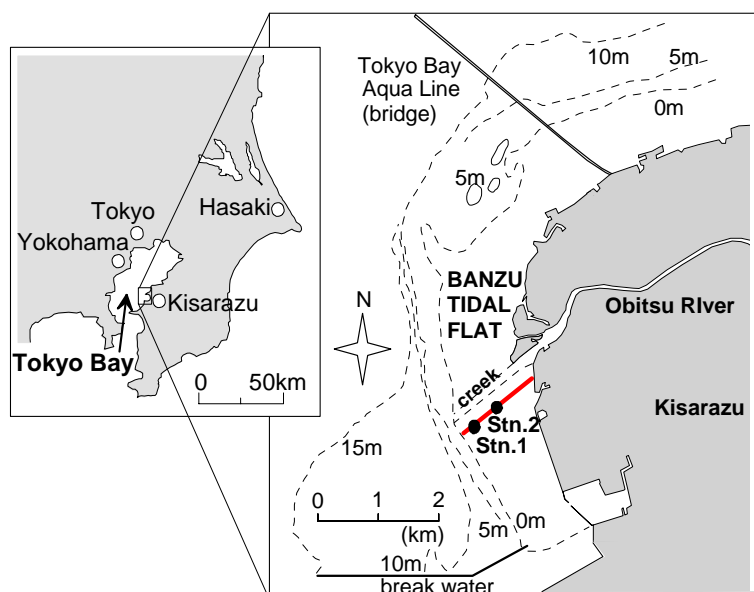


Fig.1 Location of field observation conducted for 16 days, Feb.7 – 22, 2000, on Banzu intertidal sand-flat, Tokyo Bay, Japan.

らの変動特性や発生メカニズムにまで踏み込んだ議論がなされていない，
長期と短期の地形変動を明示的に分離した検討がなされていない．

このような問題に対して，本研究では，東京湾に残された数少ない自然干潟である盤洲干潟を調査・解析対象として，短期地形変動や浮遊砂の生成等に代表される漂砂の基本特性を把握し，そのメカニズムの一端を明らかにすることを目的としている．盤洲干潟では，古川ら¹⁴⁾によって1994年から約1～6ヶ月ごとに地形断面測量が行われており，貴重なデータセットが公表されている．そこでここでは，長期地形変動特性に関して彼らの成果を引用する形で紹介し，次いで，時化による短期地形変動特性を解析するために2000年冬期に行った，波，流れ，浮遊砂，地形に関する現地観測とその解析結果について報告する．

2. 現地観測の概要

千葉県木更津の小櫃川河口部に広がる盤洲干潟において，2000年2月7日～22日までの16日間にわたって現地観測を実施した（Fig.1）．盤洲干潟は典型的な砂質の前浜干潟であり，潮間帯は岸沖方向に約1km，沿岸方向に約8kmにわたって広がっている．海底面下約30cmまでの底質は，中央粒径0.18～0.20mmの細砂によって構成されている（Fig.2）．Fig.1中に示されているように，河口部南側の0mの等深線近くにStn.1，そこから岸に向かって約500mの地点にStn.2を設け，観測機器を設置または埋設して連続計測を行った．Fig.3に示すように，

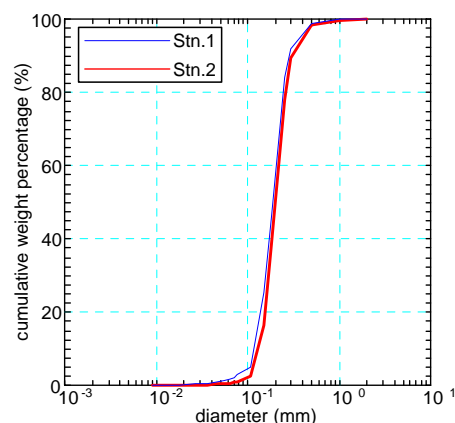


Fig.2 Grain size distributions at Stn.1 and 2.

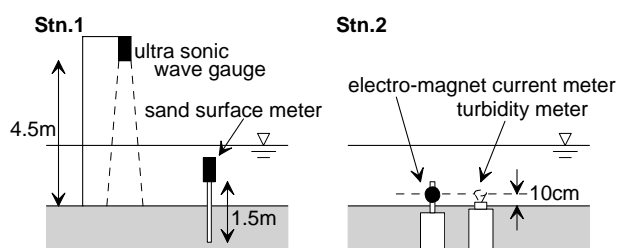


Fig. 3 Instrumentation layout (left: Stn.1, right: Stn.2)

Stn.1において水位変動（超音波式波高計，KENEK製，サンプリング周波数5Hz）と砂面（光電式砂面計SPM-7，三洋測器製，10分毎平均値）を，Stn.2では底面直上約10cmの流向流速（3次元電磁流速計ACM-16M，アレック電子製，サンプリング周波数2Hz）と濁度（後方散乱式濁度計MTB-16K，アレック電子製，10分毎平均値）を測定し，参照データとして

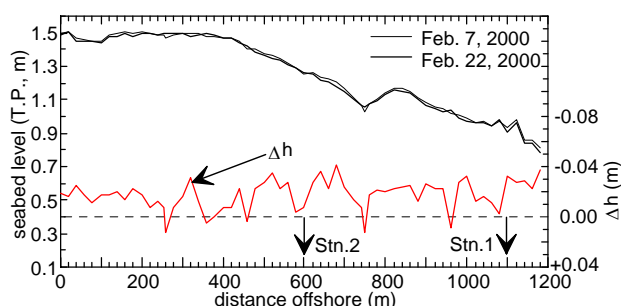


Fig.4 Bottom topographies surveyed on Feb.7 and 22, 2000, and their difference, Δh .

AMeDAS による木更津の風向風速データ (1 時間毎), および千葉県土木部による小櫃川 5.6km 地点の水位データ (1 時間毎) を使用した. なお, 濁度計のキャリブレーションについては, カオリン溶液による標準検定結果を用いた. また, 光電式砂面計の使用にあたり, 計測器による局所洗掘が懸念されたが, 観測期間中に 2 回行ったメンテナンス時には, 有意な洗掘は観察されなかった.

Fig.4 は, Stn.1 と 2 の岸沖方向の位置, 観測開始時 (2 月 7 日正午頃) と終了時 (2 月 22 日正午頃) における Stn.1 と 2 とを結ぶ測線の岸沖断面地形, および終了時と開始時の差による砂面変化量 Δh ($\Delta h = h_{\text{Feb.22}} - h_{\text{Feb.7}}$, $\Delta h < 0$ で侵食, $\Delta h > 0$ で堆積) を示している. これを見ると, 同測線は平均的に 1/1850 の極めて緩い勾配を有しており, また, 全体的に 2~3cm 程度侵食されているものの, 観測前後での地形変化は非常に小さいことが分かる. 一方, 古川¹⁴⁾ は, 1994 年から 2000 年にかけて断続的に行った盤洲干潟の地形断面測量結果をまとめているが, そのデータを用いて, Fig.4 と同一の測線における単位汀線長あたりの土砂量の経年変化を, 1994 年 10 月の土砂量からの差として求めた (Fig.5). その結果, 小櫃川河口付近の同測線では, 侵食・堆積を繰り返しながらも, 長期的には約 $45\text{m}^3/\text{m}/\text{y}$, 測線長 1200m で除算して地盤高に換算すると約 $3.8\text{cm}/\text{y}$ の速度で徐々に堆積しつつあることが分かった.

3. 観測結果と考察

(1) 短期地形変動と浮遊砂の関係

Fig.6 は Stn.1 における砂面データを示しており, それぞれ, (a) 1 時間平均の砂面高さ, (b) 24 時間移動平均による砂面変動の長周期成分, (c) a と b の差による砂面変動の短周期成分, (d) 砂面変動短周期成分の RMS 値 (4 時間毎) である. なお, 砂面計データは 2 月 19 日以降が欠測であった. Fig.6 (a), (b) を見ると, 最初の 3 日間で初期砂面高さから最大 8cm 程度の侵食が生じ,

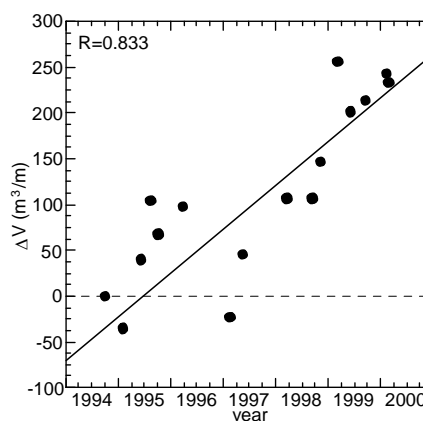


Fig.5 Long-term accumulation rate of the volume of bed materials per unit alongshore length. The volume measured in October 1994 is set to be zero in this figure.

その後, 侵食と堆積を小刻みに繰り返しながら徐々に堆積し, もとの砂面高さに戻っていく様子が捉えられている. また, Fig.6 (c), (d) からは, 観測初期の侵食期間と中盤の堆積期間における砂面高さの短周期の変動は, 共にほぼ同程度のレベルであり, 特に差異が見られないことが分かる.

次に, Fig.7 に Stn.1 における砂面高さと潮位, および Stn.2 における濁度の時系列を示す. 観測期間は大潮 - 小潮 - 大潮にかけて行われており, 潮位データと Fig.4 に示した各 Stn.の地盤高さから, Stn.1 は大潮の最干潮時でも多少冠水し, Stn.2 は概ね干潮毎に干出することが分かる. また, 濁度データと砂面変動短周期成分の RMS 値 (Fig.6 (d)) とを比較すると, 両者は比較的良好似た変動パターンを示しており, 例えば 2 月 8 日~9 日などに見られるように, 砂面が大きく下降 (つまり侵食) するときには必ず高い濁度が観測されていることが分かる. 一方, 水位の低下とともに波高が減少して (これについては次節で検討する) 埋め戻されるため, 結果として, 潮汐に対応した形で小規模な侵食と堆積を繰り返している様子が見て取れる.

短期地形変動と浮遊砂の関係を調べるために, 砂面計データより土砂量の時間変化 dW_s/dt ($\text{kg}/\text{s}/\text{m}^2$, 質量換算) を, 濁度, 流速, 水位データより, 水平移流による浮遊砂フラックス F_s ($\text{kg}/\text{s}/\text{m}$) を求め, 両者のオーダー比較を行う. ここで, dW_s/dt , F_s は, 以下の式 (1), (2) により表現される.

$$\frac{dW_s}{dt} = (1 - \lambda) \cdot \rho_s \cdot \frac{dh}{dt} \quad (1)$$

$$F_s = \rho_s \cdot \int_h^{h+\delta} CU dz \quad (2)$$

W_s : 土砂の質量 (kg), λ : 底質の空隙率 (0.39), ρ_s : 底

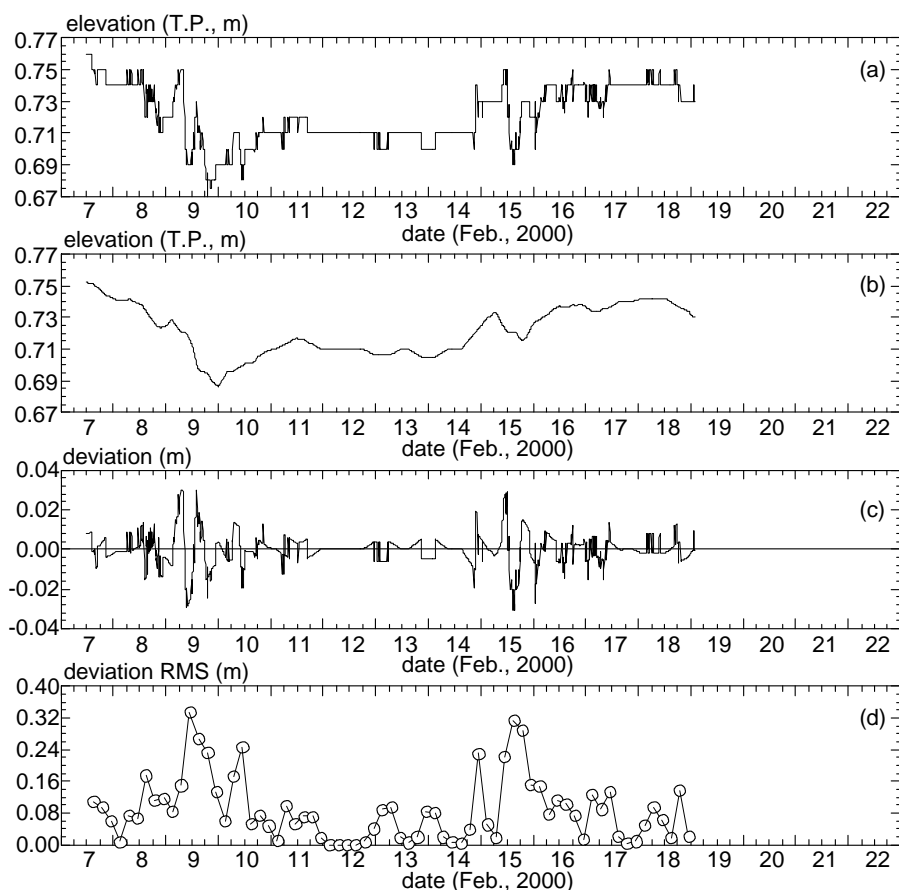


Fig.6 Time series of bed level, h , measured at Stn.1: (a) original time series, (b) 24-hour moving averaged bed level, (c) difference between (a) and (b), and (d) root-mean-square of (c).

質の密度 (2690 kg/m^3), h : 砂面高さ (m), t : 時間 (s), C : 濁度 (ppm), δ : 水深 (m), U : 流速 (ここではN-S成分 U_n -sを使用, m/s), z : 鉛直座標 (m) である. dW_s/dt と F_s を用いることにより, 浮遊砂が支配的な状況下での土砂の質量保存式 (1次元) が式 (3) で表される.

$$\frac{dW_s}{dt} = \frac{\partial F_s}{\partial x} - F_p + F_d \quad (3)$$

ここに, F_p : 巻き上げフラックス (kg/s/m^2), F_d : 沈降フラックス (kg/s/m^2) である. 本来であれば, 式 (3) の各項の大きさを見積もって比較することにより, 土砂収支を議論すべきであるが, 本観測では F_s は一点での値しか求められないため, ここでは単純に dW_s/dt と F_s の大小関係のみを調べることにした. その結果を Fig.8 に示すが, 濁度・流速が鉛直方向に一樣であることを仮定し, dW_s/dt と F_s を同一地点での値と見なしているため, 定量的な解釈をする際には注意を要する. Fig.8 から, 土砂が大幅に減少するとき ($dW_s/dt \ll 0$), つまり, 顕著な侵食が生じる時には, 浮遊砂フラックス F_s の絶対値が大きくなっている様子が見て取れる. また, dW_s/dt は F_s よりも1オーダー小さいことから, 地形変化を生じさせるために

必要な土砂量よりも, かなり大量の浮遊砂フラックスが底質上を通過していることが分かる (但し, 厳密な議論をするためには, 収支を取る必要がある). 以上のことから, 観測期間中の盤洲干潟の地形変化, 特に侵食に対しては, 浮遊砂の影響が大きいものと推察される. なお, 底質の移動形態に関しては, 3.(4)において底面せん断応力を用いることにより, 再度検討を行う.

(2) 波と流れの特性

Stn.1 における有義波高と有義波周期, Stn.2 の流速データから推定された波向き (例えば, Katoh, *et al.*¹⁵⁾) を Fig.9 に, AMeDASによる木更津の風速ベクトル, Stn.2 における平均水平流速ベクトルおよび水深を Fig.10 に示す. 観測地点の平均水深が極めて浅いため, 波浪は潮汐の影響を強く受けており, 潮位が低いほど砕波点が沖側に移動することになるため, 高潮位時に波高が大きく, 反対に, 低潮位時には波高が小さくなるような変動をしている. 波高は最大で 0.8m, 周期は 4 秒程度となっており, 東京湾奥部としては比較的大きな波が来襲していたことが窺える. また, 長期的なトレンドとしては, 観測前半で高波浪, その後の数日間は静穏, そして中盤以降

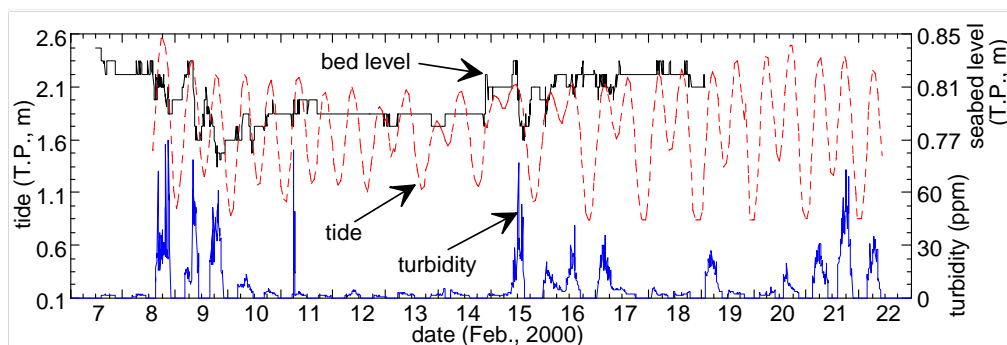


Fig.7 Bed level and tide level at Stn.1, and turbidity at Stn.2.

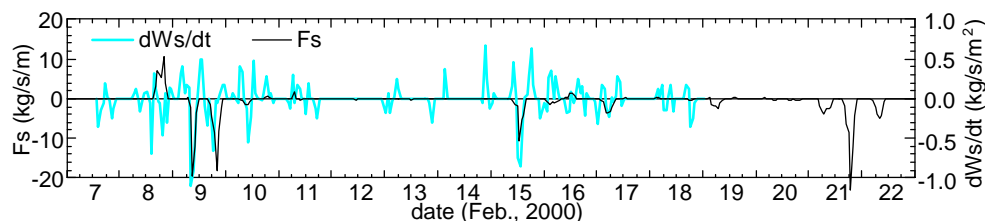


Fig.8 Suspended sediment flux due to horizontal advection, F_s , and accumulation/erosion rate, dWs/dt .

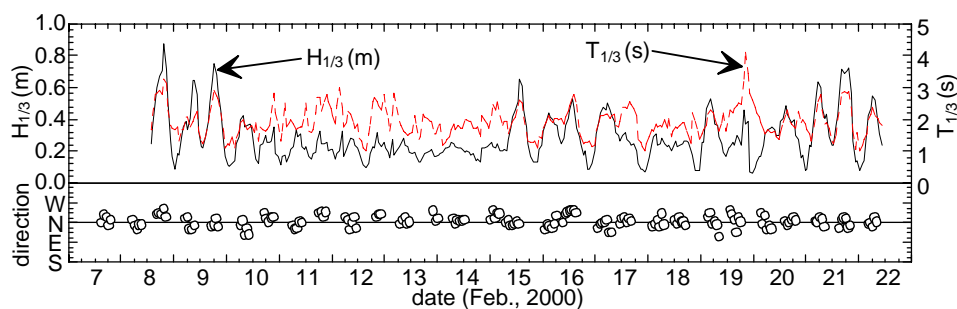


Fig.9 Significant wave height, $H_{1/3}$, and period, $T_{1/3}$, at Stn.1, and wave directions estimated with the current data obtained at Stn.2.

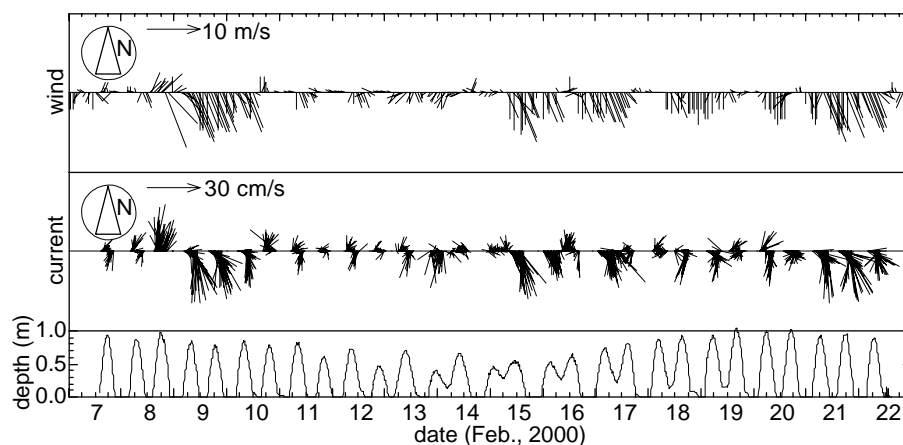


Fig.10 Wind velocities at Kisarazu, and current velocities and water depth at Stn.2.

に中程度の波高, となっている. 波向きは概ね風の吹送方向と一致しており, 主としてNからNNW方向である. 平均的な主波向きがNNWという事実から, 岸沖方向ではなく, 沿岸方向に伝播する波浪が卓越していたことが分

かる.

Fig.11 は, (a) 有義波高 ($H_{1/3}$) と風速N-S成分 (W_{N-S}), (b) 有義波高と潮汐 (Stn.2における水深), に関するクロススペクトル解析結果を示している. Fig.11 中のコヒ

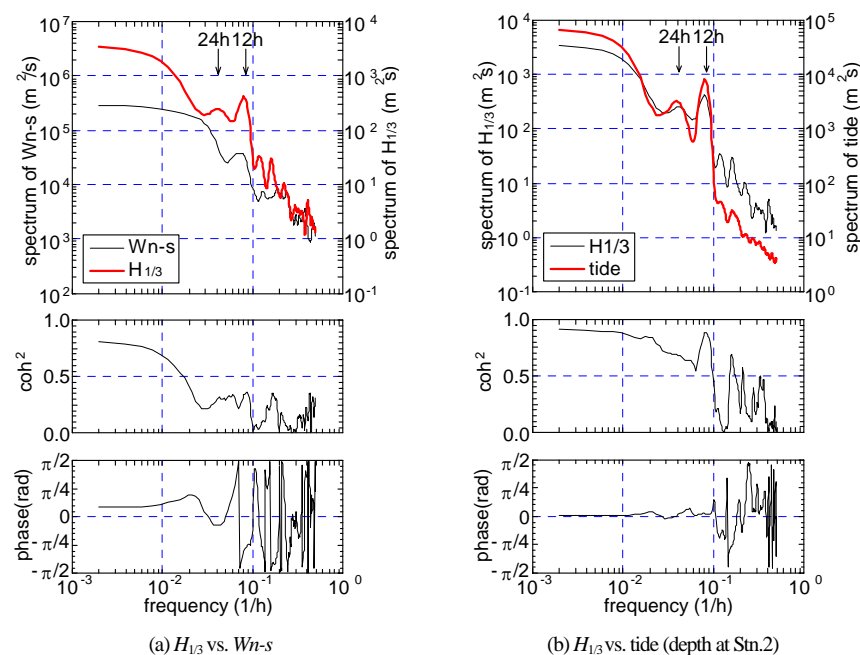


Fig.11 Cross spectra: (a) significant wave height, $H_{1/3}$, vs. N-S component of wind velocity, $Wn-s$, and (b) $H_{1/3}$ vs. tide (depth at Stn.2). The upper, middle and lower panels respectively show spectral density, coherence, and phase.

ーレンスを見ると、波高は全周波数帯にわたって潮汐との相関が高く、風との相関は長周期帯で若干高くなっているものの、全体的に見ると比較的低いことが分かる。

また、Fig.12 に潮位変動に対する有義波高 ($H_{1/3}$) のパワースペクトル密度の時間変化の一例として、2月9日午前8時の満潮から2時間後の午前10時までの3時間分のデータに関するスペクトルを示す。Fig.12 より、低周波帯域のパワーは低く、0.2 から 0.3 Hz (周期約 3~5 秒) にかけての高周波帯域に強いピークが存在することが分かる。このピーク周波数帯域のパワーは、満潮後 1 時間ではほとんど変化しないが、2 時間後では大きく減少すると同時に、さらに高周波側 (周期 1~2 秒) にもう一つのピークが現れている様子が見て取れる。つまり、本観測期間中の盤洲における波浪は、基本的に潮汐による水深変化の影響を強く受けており、潮位が高いほど短周期波の波高が大きくなる傾向にあると言える。同時に、Fig.9 ~ Fig.11 に示したように、長期的な波高の発達や波向きの決定に対しては、風が寄与しているものと考えられる。さらに、周期数十秒から数分程度の長周期波の発達は認められず、周期数秒程度の短周期波の波高は、満潮から約 1 時間後程度ではあまり変化せず、概ね同程度であることが分かった。

次に、Stn.2 における平均流速ベクトル (Fig.10) を見ると、観測期間全般にわたる長周期の流速変動は、風速変動パターンに対応しているように見える。同時に、潮汐の干満によって流向を反転させていることから、潮汐の影響も強く受けているものと考えられる。加えて、

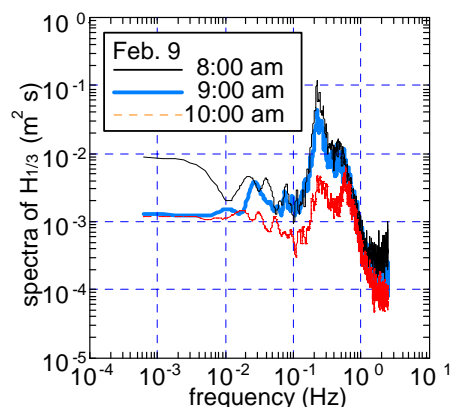


Fig.12 Power spectral densities of wave height at 8 a.m. (high tide), 9 a.m., and 10 a.m. on Feb. 9, 2000.

Fig.11 等 に示したように、波高は潮汐や風に追従して変動しているため、盤洲干潟上の流れは結局、風、潮汐、波の影響を受けていることになる。そこで、これらの相互関係を調べるために、流速N-S成分 ($Un-s$) と風速N-S成分 ($Wn-s$)、有義波高 ($H_{1/3}$)、潮汐 (Stn.2 の水深) に関するクロススペクトル解析を行った。Fig.13 にその結果を示しているが、これを見ると、流速N-S成分は低周波数帯域のパワースペクトル密度が小さく、周期約 12 h (半日周期) 付近に強いピークを有していることが分かる。一方、風速N-S成分、有義波高、および潮汐には、周期約 24 h以上の長周期帯に 12 hと同程度以上のパワーが存在する。この長周期帯では、流速は、風速とのコヒーレンスが最も高く、次いで風の影響を受ける波高との

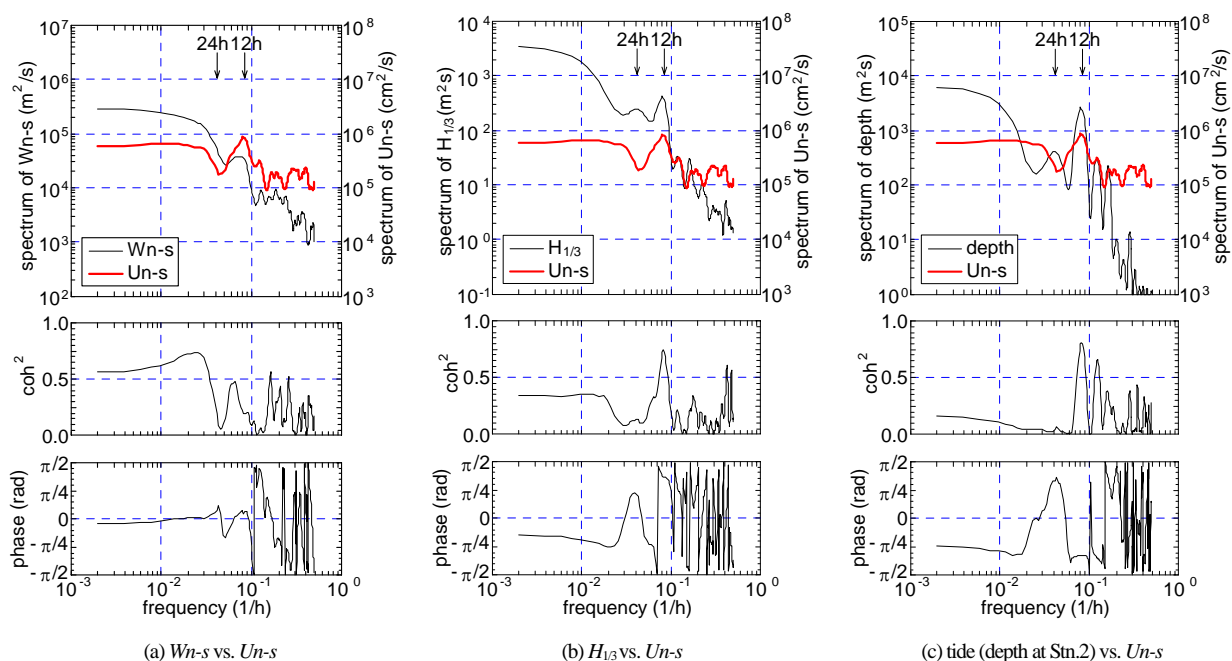


Fig.13 Cross spectra: (a) $Wn-s$ vs. $Un-s$, (b) $H_{1/3}$ vs. $Un-s$, and (c) tide (depth at Stn.2) vs. $Un-s$. The upper, middle and lower panels respectively show spectral density, coherence, and phase.

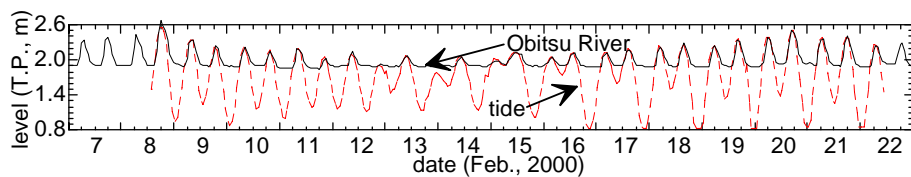


Fig.14 Water level of Obitsu River measured at 5.6 km upstream from the river mouth, and tide level at Stn.2.

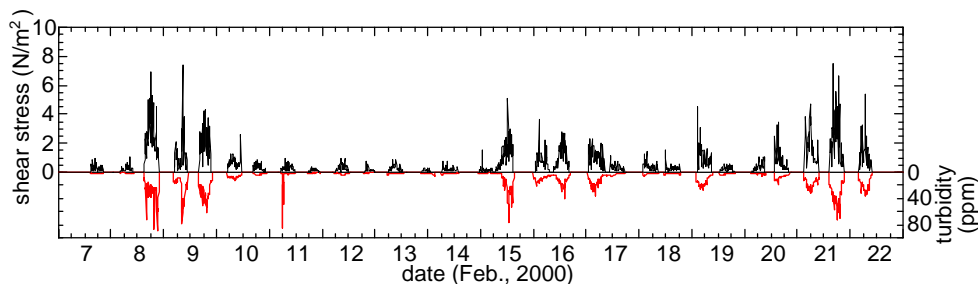


Fig.15 Bed shear stress (upper panel) and turbidity (lower panel) at Stn.2.

相関が高く、潮汐とはほぼ無相関である。しかしながら、スペクトルに明瞭なピークが見られる周期 12 h 前後では、流速と潮汐とのコヒーレンスが最も高く、次いで波高とのコヒーレンスが高くなっている。つまり、干潟上の流れは、1 日以上の大周期変動に対しては風、半日周を中心とした短周期変動に対しては潮汐の干満と波浪の影響を強く受けていることが明らかになった。

(3) 河川流出の影響

盤洲干潟は小櫃川河口部に広がっているため、干潟上

の流れ、浮遊砂、地形変動等を議論する際には、河川の影響を考慮する必要がある。そこで、**Fig.14** に河口部より 5.6km 上流に設けられた千葉県の水観測所における水位の実測値を、Stn.1 における潮位とともに示す。これを見ると、低潮時の河川水位は平均的に海水位よりも高くなっているが、満潮時には潮汐の影響を受けていることが分かる。一方、干潮時の河川水位に有意な大きさの変動が認められないことから、観測期間中の平均的な淡水流入量は少なかったものと推察されるが、小櫃川河口付近の河道内では入退潮による流れが往復しているため、

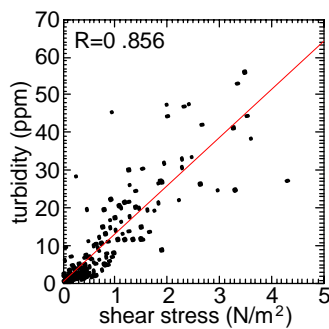


Fig.16 Correlation between bed shear stress and turbidity.

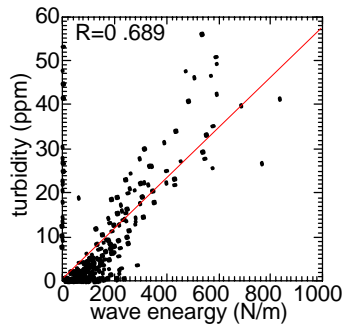


Fig.17 Correlation between wave energy and turbidity.

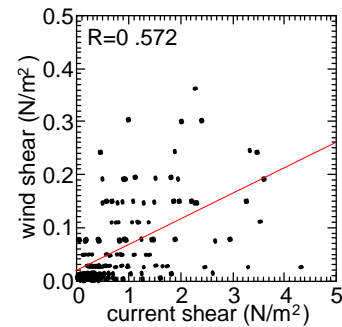


Fig.18 Correlation between bed shear stress and wind shear stress at surface.

その影響は無視できない可能性がある。しかしながら、Fig.7 中の濁度データと Fig.14 を対比させると、河川水位と潮位の差が大きくなる時、つまり入退潮量が増大する場合に、必ずしも常に濁度が増大している訳ではない。このことから、今回の観測に関しては河川流出の影響を考慮する必要はないものと判断したが、より詳細な検討のためにも、今後は河川流量を何らかの方法で評価することが求められる。

(4) 底面せん断応力

干潟における底質輸送は、波や流れによって引き起こされるが、底質の巻上げは底面付近のせん断応力に直接支配されているものと考えられる。そこで次に、底面せん断応力について検討する。底面せん断力に関しては多くの評価手法が提案されているが、本研究では、流速の変動成分から直接 Reynolds 応力を求めて底面せん断力を評価した(例えば、French and Clifford¹⁶⁾; Dyer and Soulsby¹⁷⁾)。すなわち、砂面直上の流速測定部を含む底面近傍領域が constant shear layer であると考え、以下の式(4)~(6)によって底面せん断応力 τ_b を求めた。

$$\tau_{uw} = -\rho \overline{u'w'} \quad (4)$$

$$\tau_{vw} = -\rho \overline{v'w'} \quad (5)$$

$$\tau_b = \sqrt{\tau_{uw}^2 + \tau_{vw}^2} \quad (6)$$

ここに、 $(u', v', w') = (u - U, v - V, w - W)$: 変動流速, (u, v, w) : 流速, (U, V, W) : 平均流速, (τ_{uw}, τ_{vw}) : u および v 方向の鉛直 Reynolds 応力, ρ : 海水密度 (1025 kg/m^3) であり、上付きバーはアンサンブル平均を表す。なお、底面せん断応力 τ_b には潮汐、波浪、風等の影響がすべて含まれているが、一般論としては、流速を平均流成分、波動成分、乱れ成分に周波数分解することによって、 τ_b を各

成分に分離することも原理的に可能である。しかし、本観測では Stn.2 の波高記録がないため、このような分離を行うことはできない。また、本観測では流速の測定を 10 分毎バースト、サンプリング周波数 2 Hz で 15 秒間行っているが、サンプル個数がやや少ないため、計算される τ_b には若干の誤差が含まれている可能性がある(波動成分を分離できていない)。

Fig.15 は以上のようにして求められる Stn.2 における底面せん断応力 τ_b の時系列を、同地点における濁度と比較する形で表示したものである。 τ_b と濁度はほぼ完全に一致した時間変動をしており、特に 2 月 8, 9, 15, 21 日等に計測された高濃度の浮遊砂の生成は、底面せん断応力の増大によって説明できることが分かる。

次に、 τ_b を用いて、底質の移動形態に関する検討を行う。計算された τ_b を用いれば、無次元底面摩擦応力を表す Shields 数 Ψ_m は、以下の式(7)により直接計算することができる。

$$\Psi_m = u^*{}^2 / (\rho_s / \rho - 1) d g = \tau_b / (\rho_s - \rho) d g \quad (7)$$

u^* : 摩擦速度 (m/s), ρ_s : 底質の密度 (2690 kg/m^3), d : 底質粒径 (0.19 mm), g : 重力加速度 (9.80 m/s^2) である。振動流中での底質移動形態と Shields 数との関係に関する知見(例えば、Shibayama and Horikawa¹⁸⁾)を参考にし、移動形態の遷移が生じるとされる Shields 数を τ_b に換算すると、掃流運動の初期移動は約 $0.2 \text{ (N/m}^2\text{)}$ 、浮遊砂への遷移は約 $0.6 \text{ (N/m}^2\text{)}$ と見積もられる。また、一方方向流中における知見(例えば、岩垣¹⁹⁾)によれば、限界掃流力は約 $0.1 \sim 0.25 \text{ (N/m}^2\text{)}$ 程度と計算され、掃流砂から浮遊砂への遷移はその数倍程度となる。つまり、本観測では、 τ_b の算定誤差を考慮しても、高濁度発生時には底質移動に対して浮遊砂が卓越していたことが分かる。

また、底面せん断応力 τ_b と浮遊砂濃度(それぞれ 1 時間平均値)の単相関を Fig.16 に示しているが、相関係数は 0.856 であり、極めて高い相関があることが分かる。

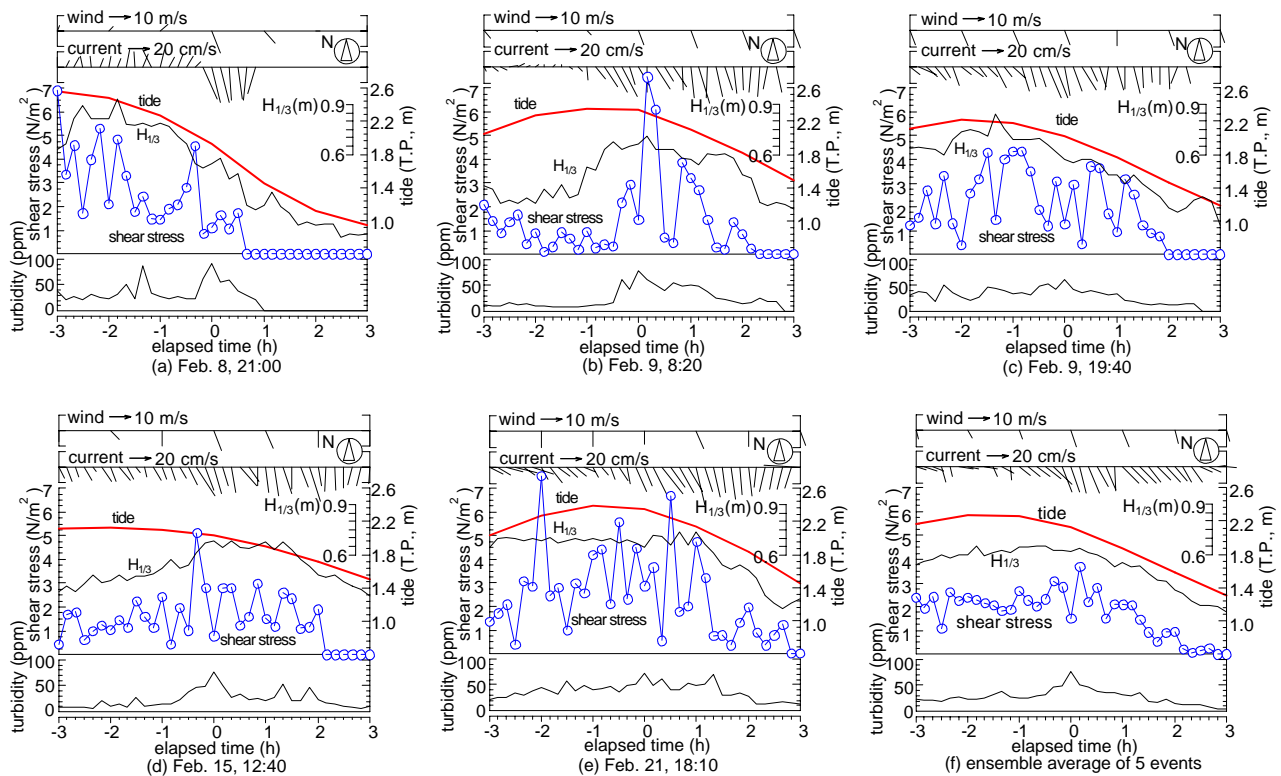


Fig.19 Oceanographic and meteorological data (wind velocity, current velocity, tide, $H_{1/3}$, bed shear stress, and turbidity) of the 5 events in which turbidity was measured to exceed 50 ppm. The peaks of turbidity appeared at (a) 21:00 on Feb. 8, (b) 8:20 on Feb. 9, (c) 19:40 on Feb. 9, (d) 12:40 on Feb. 15, (e) 18:10 on Feb. 21, and (f) represents the ensemble averages of these 5 events. The solid lines, the thick lines, and the circle marks in the middle panels show $H_{1/3}$, tide, and bed shear stress, respectively.

このとき, Fig.16 中の回帰直線は以下に示す式(8)で表される.

$$C_s = 1.27 \times 10^1 \times \tau_b + 6.85 \times 10^{-2} \quad (8)$$

ここに, C_s : 浮遊砂濃度 (ppm) である

ところで, 砂浜の浮遊砂生成機構においては, 通常, 波の影響が最も大きいと考えられている. そこで, 有義波高を用いて, 単位海底面積あたりに作用する波のエネルギーを線形理論から求め, 濁度との相関を取った (Fig.17). このとき相関係数は 0.689 であり, 底面せん断応力と濁度の相関係数 0.856 と比較すると, 若干小さい値である. 但し, 波浪は Stm.1, 流速は Stm.2 において計測された値であること, τ_b は波動成分を内包した形で評価されていることを考慮すれば, 底面せん断応力の生成に及ぼす波浪の影響は, かなり大きいものと推察される.

また, 例えば内山ら^{(20),(21)}によれば, 浅海域の流動に対しては風の寄与が大きいと考えられているので, 海表面に作用する風応力 τ_s を式(9)により求め, 底面せん断応力と比較した (Fig.18).

$$\tau_s = C_f \rho_a (W_{n-s}^2 + W_{e-w}^2) \quad (9)$$

ここで, C_f : 海表面摩擦係数 (2.5×10^{-3}), ρ_a : 大気密度 (1.2 kg/m^3), (W_{n-s} , W_{e-w}): 水平風速 2 成分である. Fig.18 に示されているように, 底面せん断応力 τ_b と風応力 τ_s には殆ど相関がなく, クロススペクトル解析結果 (Fig.13 (a)) 等と併せて考えると, τ_b の増大や浮遊砂の生成に対する風の直接的な影響は極めて小さいと言える. つまり, 底面せん断応力 τ_b の生成に対しては, 波と潮汐の影響が大きく, 風は 2 次的な要因となっているものと考えられる.

(5) 高濃度の浮遊砂発生時における気象海象データのアンサンブル平均像

最後に, 実際にどのような状況で浮遊砂濃度が高くなるのかを調べるために, 濁度が継続的に 50 ppm (底面せん断応力約 4 N/m^2) を超えるイベントをトリガーにして条件付抽出を行い, 濁度のピーク位相を中心とした (経過時間を 0 h に取った) 気象海象データのアンサンブル平均像を求めた. 対象としたイベントは, 2 月 8 日 21:00, 9 日 8:20, 9 日 19:40, 15 日 12:40, および 21 日 18:10 にそれぞれ濁度のピークを有する全 5 ケースである. Fig.19 (a) ~ (e) は上記 5 ケースの生データ, Fig.19 (f) は 5 ケースのアンサンブル平均像を示している.

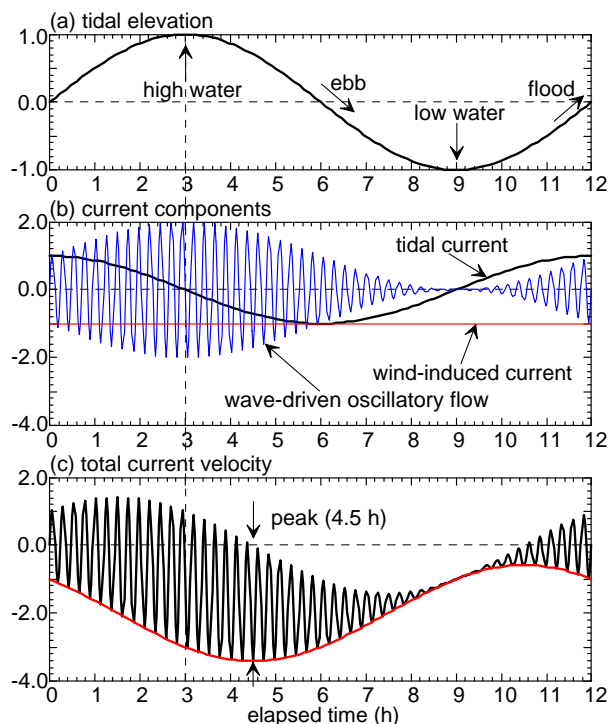


Fig.20 Schematic diagram of the current on Banzu tidal flat in winter: (a) tidal elevation, (b) velocities of wind-induced current, tidal current and wave-driven oscillatory flow, and (c) total current velocity. Tide is assumed to consist of only semi-diurnal component. High water and low water are set here to be at 3 h and 9 h.

Fig.19 (a) ~ (e) より、いずれのケースにおいても、浮遊砂濃度のピークは下げ潮の位相に出現していることが分かる。この位相周辺では、全体的に、流速、底面せん断応力、波高が大きくなっている。Fig.19 (f) を見ると、潮位のピーク位相（統計上の平均満潮時刻）は濁度ピークを基準にした時刻 -1.5 h 付近にあり、高濃度の浮遊砂は下げ潮時に発生していることが明瞭に示されている。しかしながら、一般に、潮汐による流れが最強になるのは満潮と干潮の間の時間帯であり、半日周潮が卓越する場合は、満潮の前後およそ 3 時間の時間帯で最強となる。これに対して Fig.19 (f) では、満潮から約 1.5 時間後に流速や τ_b が最大となっており、無視し得ないタイム・ラグが存在する。これは、流速あるいは底面せん断応力が、潮汐だけではなく、波と風の影響を受けていることを示すものである。すなわち、風、有義波高 $H_{1/3}$ 、底面せん断力 τ_b の最大値は、潮汐変動のピーク位相（満潮位）よりも若干遅れて、浮遊砂濃度最大の位相近傍に出現している。

この成因を考えるために、本観測期間中において浮遊砂濃度が著しく高くなった時の干潟上の流れを、潮位、流速各成分（潮汐流、波浪流、吹送流）とともに模式的に示す (Fig.20)。ここでは、潮汐として半日周潮のみを考慮し、これを正弦波で表現している。また、波高は概

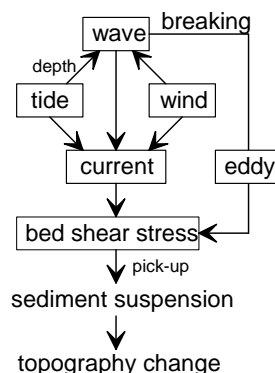


Fig.21 Conceptual illustration of short-term morphological processes on Banzu tidal flat in winter.

ね潮位に追従して変動するので、波浪に伴う軌道流速も潮位に比例するものとし、さらに潮流流は潮位の時間微分に比例するものと考えた。そして、潮流速振幅は 1.0、波浪に伴う軌道流速振幅は、その包絡線の振幅が潮流速振幅と同一になるように、潮位に対応させて 0.0 ~ 2.0 の範囲で変化させ、吹送流の流速は簡単のため一定値 (= 1.0) を仮定した。さらに、観測データを参考に、吹送流の流向を下げ潮時の潮流流と同一方向になるように設定した。Fig.20 (a), (b) から明らかなように、潮流流は下げ潮時（時刻 6 h）、波浪流は満潮時（時刻 3 h）に最も強くなるが、合成流速 (Fig.20 (c)) は満潮からやや引き潮に入った位相（時刻 4.5 h）で最強となっていることが分かる。これは、Fig.19 (f) に示した観測結果と完全に一致しているが、その原因は以下のものであると解釈される。まず、満潮直後の下げ潮時においては、潮流流は徐々に速くなるけれども、反対に波高は時間とともに減少する。それゆえ、潮流流と波動に伴う振動流による底面せん断応力（シア）を考えると、潮位の低下に対応して潮流流によるシアは増加し、波動によるシアは減少する。さらに、Fig.12 に示したように、満潮前後 1 時間程度では波高があまり低下しないという傾向がある。そのため、両者の和が最大となる位相（つまり、この場合、満潮後 1.5 h）で浮遊砂濃度が最大値を示したものと説明される。

また、風の影響に関しては、潮流流（ここでは下げ潮流流の方向）と同一方向に吹送する風によって流れが加速され、その結果、底面せん断応力 τ_b が増大するため、合成流速が極大値を取る位相に τ_b の最大値が現れる、と説明される。反対に、もし仮に吹送流の流向が上げ潮流と同一方向であれば、合成流速の極大値は上げ潮時 (Fig.20 と同様に考えた場合、時刻 1.5 h) に τ_b の最大値が現れるものと考えられる。

ここで重要なのは、潮流流の流速が潮位変動とともに変化することと、潮位が水深を通じて波高変化に影響を

及ぼしていることである。以上の結果をもとに、本研究によって明らかにされた、冬期盤洲干潟における外力、流れ、底面せん断応力、浮遊砂、地形変化の相互関係を概念的に表すと、Fig.21 のようになる。Fig.21 中では、「current」として潮汐流、吹送流、および波による振動流の3成分を想定しており、潮汐、風、波等の外力が、流れを介してせん断応力を生み出すものと考えている。

結局、盤洲干潟上の流れは、潮汐、波、風の影響を複雑に受けながら、底面せん断応力を通じて高濃度の浮遊砂の生成を支配していることが分かった。その中でも、潮汐およびそれに伴う流れは、水深変化を通じて波高レベルの大小と密接に関係するなど、浮遊砂の生成に対して直接的な引き金になっており、さらに、流れと同一方向に連吹する風の影響が重なることによって、浮遊砂の発生が助長されているものと結論付けることができる。

4. おわりに

(1) 結論

本研究では、河川流出、つまり系外からの土砂の流入がないものと考えられる、冬期の盤洲干潟における浮遊砂生成機構および短期地形変動特性に関する調査を実施し、有義波高 0.8m を超える、東京湾奥部としては比較的大きな時化によって地形変化が生じるというイベントを捉えることに成功した。このイベントとは、下げ潮時に大きな波浪が来襲し、かつ風の吹送方向と潮汐流の方向が一致したときに大量の浮遊砂が生成されて、侵食が進行するというものであった。盤洲干潟は、長期的には 3.8 cm/y の速度で徐々に堆積しているものの、本研究では、風応力の作用によって加速された下げ潮による潮汐流と波浪が同時に作用することによって、大量の浮遊砂が断続的に発生し、16 日間の観測期間中に最大 8cm 程度の侵食が生じることが明らかになった。また、Shields 数を用いた底質移動形態の推定結果等から、地形変動（特に侵食）と浮遊砂濃度の上昇に深い関係があると考察するとともに、高濃度の浮遊砂の発生メカニズムに関する検討を行い、潮汐およびそれに伴う水位変化に追従して変動する波浪が、高濃度の浮遊砂の発生に対して重要な役割を果たしていることを明らかにした。一方、水位および波高の低下とともに地盤高が上昇し、結果として、潮汐に対応した形で小規模な侵食と堆積を繰り返すような短期地形変動が生じていることが分かった。つまり、盤洲干潟の地形は短周期で侵食・堆積を繰り返しながら、長期的には動的に安定しているものと考えられる。

(2) 今後の課題

本研究は、干潟の地形変動特性とそのメカニズムを解

明するための調査・研究の第一ステップと位置付けられるが、その意味では一定の成果が得られたものと確信される。以下に次のステップにおける検討課題を列挙する。

まず、本研究では観測されなかった河川流出は、系外からの唯一の土砂供給源であるものと考えられる。そのため、河川からの土砂供給は短期地形変動のみならず、盤洲干潟の長期堆積傾向に寄与している可能性が高く、流量の評価等、さらなる検討を要する。また、通常、浮遊砂濃度が上昇するときには、他の場所で巻き上がって移流されるものが含まれることが多いので、移流と巻き上げ・沈降の各フラックスを分離して議論しなければならない。地形変動と底質移動とを結び付けるためには、浮遊砂を構成する土砂の粒径や、掃流砂やシートフローを含めた土砂フラックスの収支などに踏み込んだ検討を行う必要がある。底面せん断応力についても、今後は波動、潮汐、吹送流の各成分に分離して、それぞれの寄与を定量的に評価することが求められる。そのためには、河川流出イベント時（台風時期等）に観測を行うこと、面的な観測を行うこと、鉛直方向に測点を増やすこと、浮遊砂中の粒度分布を調べるために採水を行うこと、さらに、波動成分や乱れを解像するために、高周波数での連続計測を行うこと、などが必要となる。

謝辞：本観測の遂行にあたっては、運輸省港湾技術研究所海洋環境部海水浄化研究室および漂砂研究室の諸兄にご助力を頂いた。特に、海水浄化研究室の藤野智亮氏と野村宗弘氏には、本観測のデータセットの取りまとめに際して多大なるご協力を頂いた。古川恵太環境評価研究室長には、長期地形変動に関するデータを快く提供して頂いただけではなく、本論文の論旨に関して多くの有益なコメントを頂いた。また、加藤一正水工部長、細川恭史海洋環境部長、栗山善昭漂砂研究室長には、観測データの解釈等について様々なご指摘を頂いた。ここに記して深甚なる感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 栗原 康：干潟は生きている、岩波書店、219 p., 1980.
- 2) 細川恭史：浅海域での生物による水質浄化作用、沿岸海洋研究ノート、Vol.29, No.1, pp.28-36, 1991.
- 3) 細川恭史：沿岸域における自然浄化機能の強化策（自然の浄化機能の強化と制御、第 11 章、楠田哲也編著）、技報堂、pp.223-235, 1994.
- 4) Paterson, D.M. : Short-term changes in the erodibility of intertidal sediments related to the migratory behaviour of epipelagic diatoms, *Limnol. Oceanogr.*, Vol.34, pp.223 - 234, 1989.
- 5) 内山雄介、瀬岡和夫、堀川誠司：砂浜と干潟の比較による湾奥部極浅海域の水環境特性に関する研究、海岸工学論文集、Vol.45, pp.1051-1055, 1998.
- 6) Kakino, J. : Dispersal of Japanese littleneck clam *Ruditapes philippinarum* (Adams and Reeve) in relation to changes of bottom level due to wave action on Banzu tidal flats, Tokyo Bay.,

- Fisheries Engineering, Vol.37, No.2, pp.115-128, 2000.
- 7) Dyer, K.R. : Sediment processes in estuaries: future research requirement, *J. Geophys. Res.*, Vol.94, pp.14 327 - 14 339, 1990.
 - 8) Whitehouse, R.J.S. and Williamson, H.J. : The relative importance of tide and wave influences on bed level change at an intertidal cohesive mudflat site, *HR Wallingford Report*, SR 445, 1996.
 - 9) Dyer, K.R., Christie, M.C., Feates, N., Fennessy, M.J., Pejrup, M. and van der Lee, W. : An investigation into processes influencing the morphodynamics of an inter tidal mudflat, the Dollard Estuary, the Netherlands, I. Hydrodynamics and suspended sediment, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol.50, pp.607-625, 2000.
 - 10) 山本正昭, 川俣 茂 : 干潟の物理環境(地温と地盤高の変動)の観測, *海岸工学論文集*, Vol.41, pp.1021-1025, 1994.
 - 11) 木原 力, 高橋 誠, 松本正昭, 養父恒夫, 川又良一 : 干潟海岸における底泥移動の現地観測, 第34回海岸工学講演会論文集, pp.397-401, 1987.
 - 12) 李 正奎, 鄭 正朝, 西嶋 渉, 岡田光正, 馬場栄一 : 干潟の土壌構造に及ぼす海水の流動の影響, *水環境学会誌*, 第22巻, 第8号, pp.677-682, 1999.
 - 13) Cheng, R.T., Casulli, V. and Gartner, J.W. : Tidal, residual and intertidal mudflat (TRIM) model and its applications to San Francisco Bay, California, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol.36, pp.235-280, 1993.
 - 14) 古川恵太, 藤野智亮, 三好英一, 桑江朝比呂, 野村宗弘, 萩本幸将, 細川恭史 : 干潟の地形変化に関する現地観測 - 盤洲干潟と西浦造成干潟 -, *港湾技研資料*, No.968, 2000.
 - 15) Katoh, K., Tanaka, N., Kondoh, T., Akashi, M. and Terasaki, K. : Field observation of local sand movements in the surf zone using fluorescent sand tracer (second report), *Rep. Port and Harbour Res. Inst.*, Vol.24, No.4, pp.3-63, 1985.
 - 16) French, J.R. and Clifford, N.J. : Characteristics and event-structure of near-bed turbulence in a macrotidal salt-marsh channel, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol.34, pp.49-69, 1992.
 - 17) Dyer, K.R. and Soulsby, R.L. : Sand transport on the continental shelf, *Ann. Rev. Fluid Mech.*, Vol.20, pp.295 - 324, 1988.
 - 18) Shibayama, T. and Horikawa, K. : Sediment transport and beach transformation, *Proc. 18th Coastal Eng. Conf.*, ASCE, pp.1439-1458, 1982.
 - 19) 岩垣雄一 : 限界掃流力に関する基礎的研究, (I) 限界掃流力の流体力学的研究, *土木学会論文集*, No.41, pp.1-21, 1956.
 - 20) 内山雄介, 瀬岡和夫, 瀬崎智之, 八木 宏 : 成層期の東京湾奥における砂浜海岸周辺の熱構造について, *海岸工学論文集*, 第44巻, pp.1071-1075, 1997.
 - 21) 内山雄介, 瀬岡和夫, 瀬崎智之, 八木 宏 : 東京湾奥極浅海域の砂浜海岸周辺における成層期の水環境特性, *土木学会論文集*, No.593/II-43, pp.125-144, 1998.

(2000.10.20 受付)

SEDIMENT SUSPENSION AND SHORT-TERM MORPHOLOGICAL RESPONSE IN WINTER ON BANZU INTERTIDAL SAND-FLAT, TOKYO BAY, JAPAN

Yusuke UCHIYAMA

A field measurement was conducted on Banzu intertidal sand-flat in Tokyo Bay, Japan, for 16 days in February 2000, aimed at investigating hydrodynamics, sediment suspension and short-term morphodynamic responses on the flat. The results of a 16-day measurement and a 6-year survey of bed levels have demonstrated that the Banzu flat has a morphological process consisting of a long-term gradual accretion, short-term episodic erosions and the following accumulations. The topography of the tidal flat fluctuated by approximately 8 cm during the 16 days with the significant wave height in excess of 0.8 m, which was relatively large for shallow waters in Tokyo Bay, although the long-term accumulation rate is estimated to be only about 3.8 cm/y. Episodic erosions appeared to occur with high turbidity, which was caused by the combination of relatively high wave and strong tidal current accelerated by the wind between the high water and the mean water during the ebb tide. The tide fluctuation, as well as wave action and wind forcing, plays a key role in hydrodynamics and associated morphological process on the tidal flat.