

霞ヶ浦大山地区における湖浜砂位の周期的変動の原因

Cause of Periodic Variation in Lakeshore Elevation at Ohyama Region in Lake Kasumigaura

宇多高明¹・熊田貴之²・三波俊郎³・石川仁憲⁴

Takaaki UDA, Takayuki KUMADA, Toshiro SAN-NAMI and Toshinori ISHIKAWA

Kasuga (2006) has been measuring the lakeshore elevation at a point in front of the seawall at Ohyama region in Lake Kasumigaura once a day since 1993. Due to this observation, the elevation at the point showed a strong periodicity of a year. To investigate the cause of the changes, original data taken by Kasuga was analyzed as well as seabed sounding and sampling test of seabed materials. Wave forecasting and numerical simulation using the contour-line-change model was carried out. It was found that this periodic variation of the elevation was induced by the seasonal changes in direction of longshore sand transport on a pocket beach between a drainage gate and lakeshore plants.

1. ま え が き

霞ヶ浦大山地区は、霞ヶ浦（西浦）西岸に位置するが、この地区の南東部にある大山排水樋管とその南東側にある植生帯の間には長さ約 400 m のポケットビーチがある。このポケットビーチの南東端において、春日（2006）は湖浜地盤高（砂位）を 14 年間にわたって毎日 1 回測り続けてきた。これによると、砂位は 1 年の強い周期変動を示すと同時に、湖水位変化に対応するドリフトも観察された。大山地区は、東側に長いフェッチを有するために、東寄りの風が吹くとかなり高い波が発達する。砂位の変動はこのような風波起源の湖浜変形の一種と推定される。同時に、近年水資源確保のために湖水位が人為的に上げられ、それらが砂位の変化をもたらした可能性が高い。本研究では、このような砂位の変動の原因について春日の原データを分析するとともに、新たに深淺測量と底質採取を行った。また波浪推算をもとに等深線変化モデル（芹沢ら、2002）を用いて砂位変動の原因を分析する。

2. 砂位変化の実態

図-1 は霞ヶ浦（西浦）の地形図である。大山地区は西浦西岸に位置し、湖に対し湖岸形状が大きく開いているため風波の作用が強い。春日（2006）が行っている砂位の観測地点は、図-1 に併せて示す空中写真上の P 点である。P 点の東隣には植生帯があり、また北西方向に約 400 m 離れた位置には大山排水樋管の導流堤がある。砂位の観測は 1993 年 8 月以降継続的に行われている。

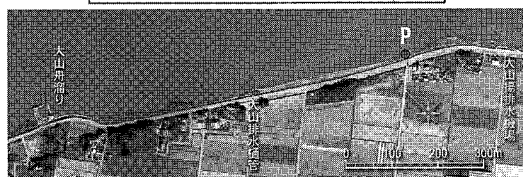
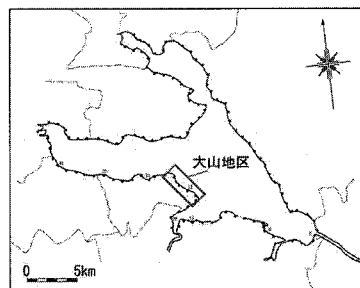


図-1 大山地区の位置と検討対象地域の空中写真(2003 年撮影)

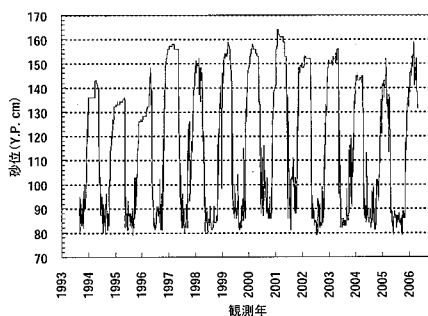


図-2 砂位の長期的変化(春日, 2006)

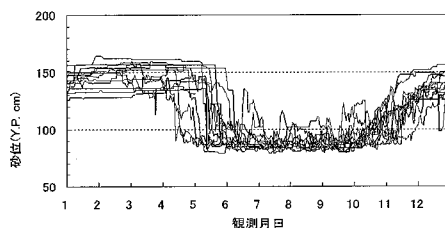


図-3 観測月日をそろえて表示した砂位変化

- | | |
|------------|--|
| 1 正会員 工博 | (財)土木研究センター理事なぎさ総合研究室
長兼日本大学客員教授理工学部海洋建築工学科 |
| 2 正会員 博(工) | (株)水圏科学コンサルタント |
| 3 | 海岸研究室(有) |
| 4 正会員 工修 | (財)土木研究センターなぎさ総合研究室主任
研究員 |

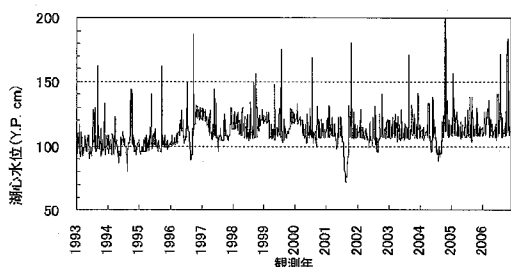


図-4 霞ヶ浦湖心観測所における水位の長期的変化

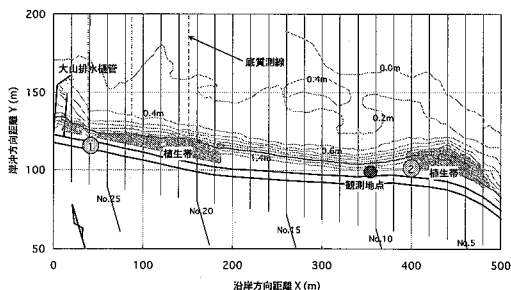


図-5 測線配置と2006年2月の測量結果

観測された砂位の長期的変化を図-2に、各年の砂位の測定結果について観測月日をそろえて表示したのが図-3である。砂位は顕著な季節変動を有し、冬季には高く夏季に低い特性がある。また4月中旬～6月中旬には下降し、10月中旬～12月中旬には上昇している。また最大砂位は1997年より急上昇したが、2001～2005年には低下傾向を有している。

図-4は、霞ヶ浦湖心観測所における湖水位の長期的変化である。湖水位は1993年から1995年まではY.P. 1.0 m (以下、Y.P.は略す)を中心として不規則に変動していたが、1996年から2000年の冬季には20～30 cmの上昇が見られる。これは水資源の確保のために試験的に水位が上げられたことによるもので、1996年4月より冬季は1.30 mに、夏季は1.10 mに調整された。その後2001年以降水位は低下し、通年で1.10 mとなるよう管理が行われている。図-2に示した砂位変動において、水位が高い1997～2001年の最大砂位の平均値は1.58 mであるのに対し、水位が低かった1994～1996年の平均値は1.42 mであり、水位上昇とともに砂位が16 cm上昇している。一方、最低砂位については水位変動に応じた顕著な変化は見られず、0.85 mを中心として変動している。

3. 湖浜測量に基づく実態調査

春日による砂位観測は湖岸の1地点で行われているが、浮島地区での観測結果(宇多, 1997)を参考にすれば、湖浜変形は3次元的と考えられるので、図-1に示した

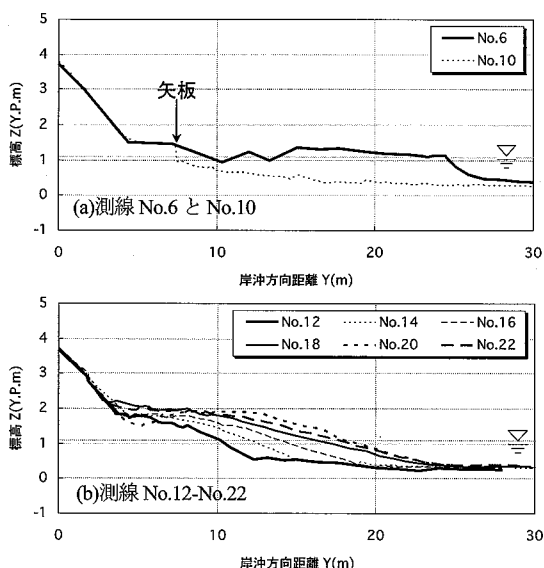


図-6 湖浜縦断面の重ね合わせ

ポケットビーチ全体を対象として深淺測量と底質採取を行った。砂位は季節変動を有することから、2006年11月と2007年2月の2回同一区域を測量した。図-5は、測線配置とともに2006年11月の測量結果を示す。沿岸方向の測線間隔は20 mである。南東端の植生帯付近に測線 No. 1を、大山排水管の左岸に測線 No. 28を設定した。南東端において湖内に突き出したヨシ帯は、突堤と同様に沿岸漂砂を完全に阻止しているため、沿岸漂砂から見ると閉じた系となっている。この閉じた漂砂の系の中で上述の砂位変動が観察された。なお砂位変動の観測地点は、測線 No. 10における護岸直前面である。

まず、代表測線に沿った縦断面を調べるために、南東端のヨシ帯を横断する測線 No. 6と、砂位変動の観測点を通る No. 10の縦断面を図-6(a)に示す。No. 6では25 m付近まで標高が1.3 mのヨシ帯が突出している。No. 10では矢板位置で地盤高が急に低下し、その沖では緩やかな湖底斜面が続く。No. 6, No. 10とも沖合は0.2 mの平坦面が広がっている。砂位の測定が行われた No. 10における直立護岸との接点の標高は0.9 mであって、図-2に示した砂位変動が汀線近傍の浅い場所で行われたことが分かる。このように砂位の観測点の地盤高がかなり高いため、砂位の下限値はこの湖底地盤高によって制約されている。

図-6(b)は測線 No. 12～No. 22の重ね合わせ図である。いずれの測線でも沖合の湖底面は約0.35 mの平坦面であり、北西方向に前浜は次第に広がるが、汀線の前進とともに0.35 mから2.0 mの間で地形変化が生じている。図-6(b)はある時期に測定された縦断面を場所的に重ね合わせたものであるが、地形変化におけるエルゴード性を利用し、時間—空間の入れ換えを行えば、1断面が時

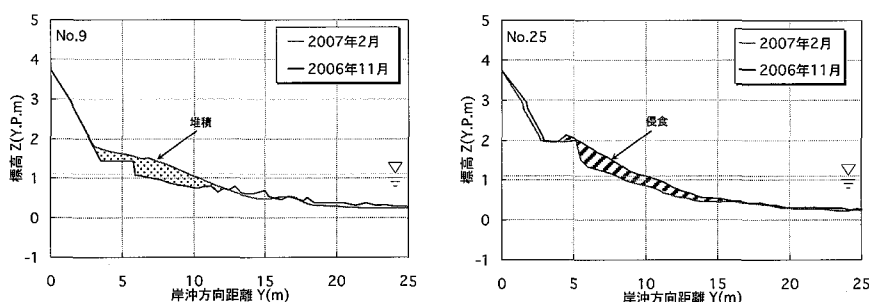


図-7 代表測線における湖浜縦断形の変化

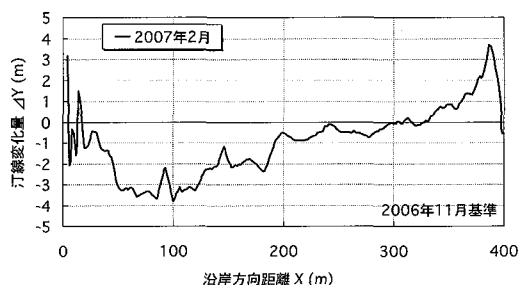
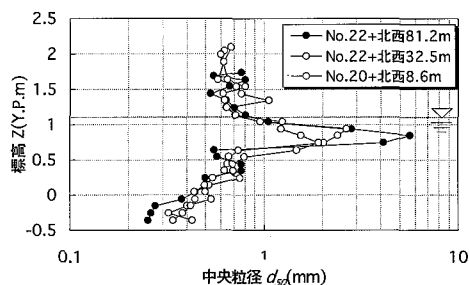


図-8 汀線変化

図-9 3 測線における d_{50} の水深方向分布

間的に変化した場合の縦断形変化と相似となるので、これより大山地先における波による地形変化の限界水深 (h_c) はほぼ 0.35 m と推定される。

11 月と 2 月実施の深浅測量データからは湖浜縦断形の変化を調べることができる。図-7 は代表測線における湖浜縦断形の変化である。ポケットビーチ北西端近傍の測線 No. 25 では、11 月には約 2.1 m のバームが発達していたが、前浜は浜崖の形成を伴いつつ大きく侵食された。全く対照的に、ポケットビーチ南東端の測線 No. 9 では、11 月には護岸の水たたきが露出していたが、2 月では砂が堆積して前浜が形成された。この変化はポケットビーチ北西端の測線 No. 25 と全く逆である。これより 11 月から 2 月の間に南東向きの沿岸漂砂が発達して北西端周辺が侵食され南東端付近で堆積が起きたことが分かる。さらに、図-7 に示す縦断形変化より h_c を読み取ると、侵食域の No. 25 では $h_c = 0.4$ m、堆積域の No. 9 では 0.73 m であって、 h_c の平均値は 0.57 m となる。この値は前述で推定した値よりやや浅いが、これは堆積域の湖底地盤高が高かったことによる。

図-8 は、大山排水樋管から突出した植生帯までの 2006 年 11 月～2007 年 2 月の汀線変化である。ポケットビーチの中央部より北側では汀線が後退し、南東端にある植生帯のすぐ北西側では前進しており、全体として南東向きの沿岸漂砂による地形変化が起きたことが明らかである。ただし前浜面積の収支は取れていない。

検討対象区域内に 5 測線を設定し、底質採取を行って粒度の水深方向分布を求めた。測線配置を図-5 に示す。5 測

線のうち湖浜中央より北西側に位置し、湖浜発達の良好な 3 測線 (No. 26, 24, 20) 付近における d_{50} の水深方向分布を図-9 に示す。いずれの測線も d_{50} は 0.75 m から平均汀線 (1.1 m) の間でピークを有し、礫または粗砂が集中的に堆積している。また 0.5 m 付近を境に水深が増加すると細粒となる。この水深は地形変化の限界という意味での h_c に等しいが、この水深より深い場所は細粒の土砂で覆われ、そこは平坦面であることが分かる。

4. 2 時期の現地写真の比較による砂位変動の確認

大山排水樋管の南東 40 m に位置する地点①では、11 月には写真-1 のように緩勾配の前浜が広がっていた。また汀線の陸側にある排水管の半分は砂に埋まっていたが、その前面には浜崖が形成されていた。このことは、11 月時点の汀線が形成される以前に水位が上昇した時期があり、その間に排水樋管の南東側隣接部で砂が堆積して高いバームが形成されたが、この砂の堆積部分も一度侵食を受けて浜崖が形成され、その後再び砂が堆積して前浜が形成されるという履歴作用があったことを意味している。同じ場所の 2 月の状況が写真-2 である。護岸前面の前浜は完全に消失し水たたきが露出し排水管が現れた。侵食状況が明らかである。ポケットビーチ南東端の地点②では、写真-3, 4 に示すように 11 月には護岸の水たたきが露出して越波が起きていたが、2 月には同じ場所が砂で埋められ、前浜が形成された。ポケットビーチの北西端付近で観察された写真-1, 2 の変化は堆積→侵食であり、逆に南東端では侵食→堆積の変化が起



写真-1 大山排水樋管の南東40mに位置する地点①の状況 (2006年11月)

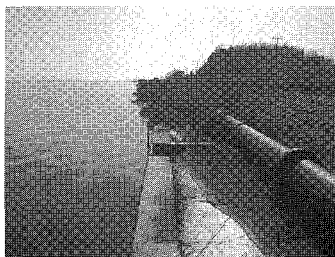


写真-2 大山排水樋管の南東40mに位置する地点①の状況 (2007年2月)

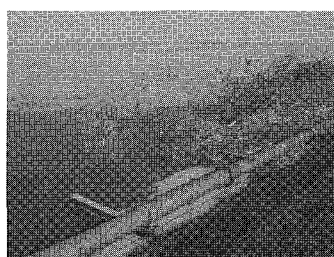


写真-3 ポケットビーチ南東端の地点②の状況 (2006年11月)



写真-4 ポケットビーチ南東端の地点②の状況 (2006年2月)

き、さらに中央部では汀線変化が見られなかった。このようにポケットビーチの両端部で正反対の変化が見られ、かつ湖浜の中央部では何らの変化が生じないという地形変化は、一連の湖浜地形変化が沿岸漂砂起源であることを示している。湖浜地形変化は、11月から2月には南東向きの沿岸漂砂の発達によってのみ説明が可能である。

5. 砂位変動の要因

図-3に示した砂位の全平均値によれば、冬季の安定した高い砂位が低下を始める時期は平均的に4月中旬であり、6月中旬までに夏季の低い砂位となる。またこれと逆モードの砂位の変化は10月中旬から12月中旬に起こる。これら2ヶ月間の波浪条件の変化が砂位の変化を決定付けている。このように方向性が反転するという顕著な季節変動は、単なる作用波高の変化に求めることはできない。重要な要素は、砂位の測定が図-5の観測地点に示したように、両端を固定境界で挟まれたポケットビーチの一端で行われたことである。この場合、湖岸線に対する波の入射角の変化によって沿岸漂砂の方向が反転し、上述のような逆モードの現象が起こりえるからである。

高砂位が下がる4月中旬～6月中旬と、低砂位が上がる10月中旬～12月中旬に注目し、湖心の1978～2004年の風向風速データをもとに上記2時期について波向別の波高を推算すると図-10となる。4～6月ではNEが最も卓越しそれにENEが続く。一方10～12月にはNが最も卓越しそれにNNEが続く。平均湖岸線への法線方向はN34°Eなので、第二位までの卓越波向について入射角を調べると、4～6月での卓越波向NEは11°、ENEは33.5°時計回りの入射となる。一方、10～12

月での卓越波向Nは34°、NNEは11.5°反時計回りの方向からの入射である。このように大山地先にあつては季節的に卓越波浪の入射方向が大きく変化し、沿岸漂砂方向が変わることが砂位変動と大きく関係している。

6. 等深線変化モデルによる追算

砂位変動の機構を等深線変化モデルにより検討した。両端を閉ざされた沿岸方向に380m区間を考え、このモデル湖浜に波向の周期変動を与えて等深線変化を予測するとともに、水位を20cm (1.1m → 1.3m) 上昇させた後、同様に波向変動を与えた場合の湖浜変形予測を行った。初期勾配は、実測値より+1.5m～0.5mでは1/25、+0.5m以深では1/200として設定し、平衡勾配は実測値と同様の1/25とした。入射波条件としては、1978～2004年の霞ヶ浦湖心の風データより推算したエネルギー平均波より算定した碎波波高 $h_b=0.20$ mを用い、波向は図-8の汀線変化を参考に $\pm 1^\circ$ と設定した。水位が1.1mの時は $h_R=1.3$ m、 $h_c=0.5$ mとし、水位が1.3mの時は $h_R=1.5$ m、 $h_c=0.7$ mとした。また陸上・水中での安息勾配は1/2、1/3とした。計算条件を表-1に示す。

図-11はモデル計算の結果である。初期平行等深線は、4-6月の波向 $+\theta$ ($+1^\circ$)により右側区域は侵食され、左側では堆積する(b)。10～12月の波向 $-\theta$ (-1°)ではcのように反転する。この状態で水位がdのように上昇し波向 $+\theta$ が作用すると、eのように右側領域の深い部分の等深線は取り残される。波向が反転するとfとなる。

一般に、波による地形変化は h_R から h_c の間で起こる。このことを考慮すると、湖浜のある任意点において観測された図-2の砂位変動では水位の上昇にあわせて年間最大の h_R が1.42mから1.58mまで増大し、高い標高まで地形変化が生じたと推定される。一方、砂位の最低値に変化が見られなかったのは、砂位の測定点の標高が h_c より浅い砂浜上であつて、波による地形変動帯に含まれていたためと推定される。

表-1 計算条件

計算ケース		CASE1	CASE2	CASE3	CASE4
初期勾配		1/25			
平衡勾配		1/25			
入射波条件	碎波波高 H_b (m)	0.2			
	碎波波向 α =(deg.)	-1.0	+1.0	-1.0	+1.0
	潮位条件(Y.P.m)	1.1	1.1	1.3	1.3
地形変化の 水深範囲	地形変化の限界水深 h_c (Y.P.m)	0.5	0.5	0.7	0.7
	バーム高 h_B (Y.P.m)	1.3	1.3	1.5	1.5
漂砂量係数	漂砂量係数 k_1	0.3			
	小笠プランクトンの頂の係数	0.0			
	岸沖・沿岸漂砂量係数比	0.1			
土砂落ち込み の限界勾配	陸域	1/2			
	海域	1/3			
計算範囲	沿岸方向 X (m)	380			
	鉛直方向 Z (Y.P.m)	3.0 ~ 0.0			
計算メッシュ	ΔY (m)	10.0			
	ΔZ (m)	0.1			
	計算時間間隔 Δt	1.0			
計算ステップ数		15,000			

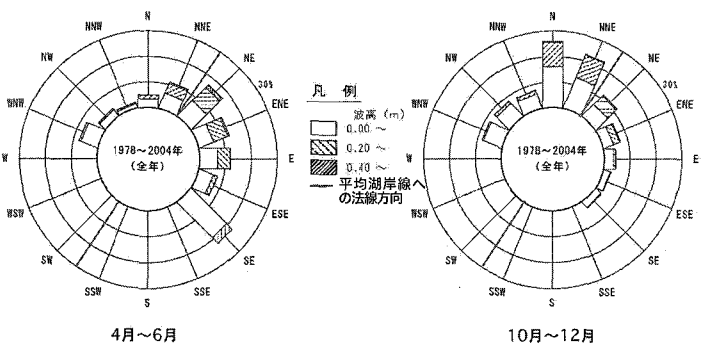


図-10 波向別の推算波高

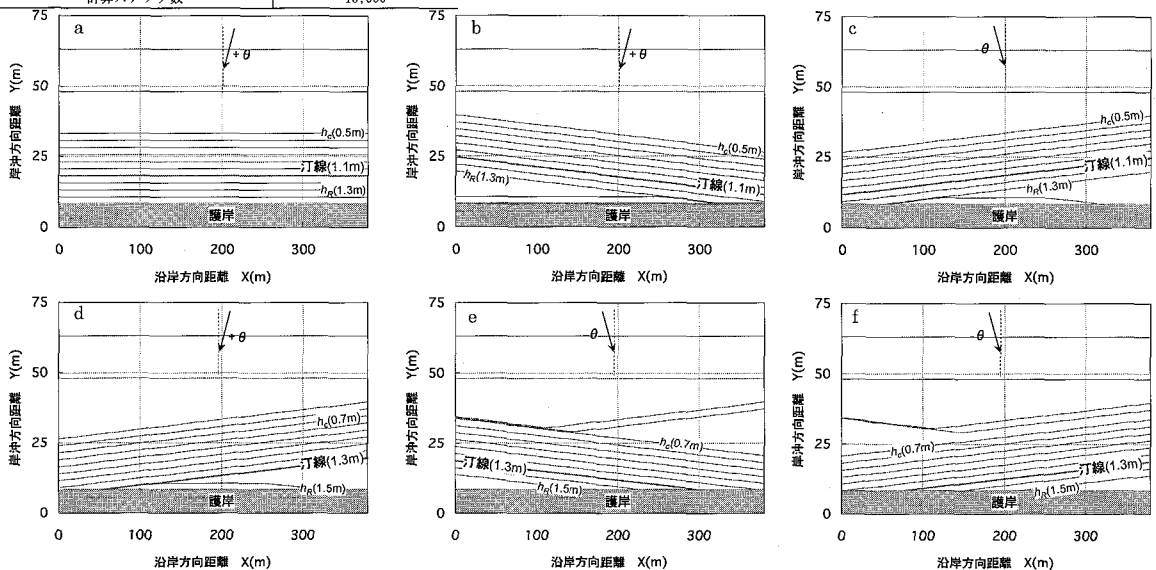


図-11 計算結果

7. ま と め

霞ヶ浦大山地区における砂位の1年の周期変動が、ボケットビーチに作用する波の入射方向の変動に伴う沿岸漂砂の方向の変化によってもたらされたことを実測データより明らかにし、計算によりその機構を再現した。霞ヶ浦湖岸では、過去に広く繁茂していた植生帯の消失が問題となっている。植生帯は砂浜で覆われている限りその根が保護されているが、砂浜が消失すると根が露出して植生の倒伏も起こる。本研究によれば、植生帯の根が露出する条件は、岸沖方向の漂砂に起因するというよりもむしろ入射方向の周期変動に多く起因する。同様な現象は浮島地区でも観測されている(宇多, 1997)。これらを考慮すると、湖浜にあって沿岸漂砂を阻止する樋門樋管出口の導流堤の建設により、その隣接部で著しい汀線変動が起こり、そこで植生帯の集中的な後退が起こり

得ることを示唆する。その意味でこのような波向変動に伴う場での植生帯の保護策について検討することが今後の課題である。

謝辞：本研究に際しては、霞ヶ浦研究会会員の春日清一氏より貴重な測定データの提供を受けた。本研究が成立したのは春日氏の教えによるところが大きい。また大山地区の深浅図については、国土交通省霞ヶ浦河川事務所より提供を受けた。ここに記して謝意を表します。

参 考 文 献

- 春日清一(2006)：砂浜は動く，霞ヶ浦研究会報，第9号，pp. 19-21.
- 宇多高明(1997)：「日本の海岸侵食」，山海堂，p. 442.
- 岸沢真澄・宇多高明・三波俊郎・古池 鋼・熊田貴之(2002)：海浜縦断形の安定化機構を組み込んだ等深線変化モデル，海岸工学論文集，第49巻，pp. 496-500.