

間欠的な沿岸漂砂移動を伴う岬（岩礁）周辺における 海浜地形変化の現地観測

樋口 豊久*・西澤 学**・川村 哲也***・宇多 高明****

1. ま え が き

海浜変形モデルにより海浜地形変化を予測する場合、最も重要な点の一つは境界条件の設定法である。例えば、自然地形として冲向きに突出した岩礁を考えると、岬状の岩礁のスケールは様々であるから、波による地形変化の限界水深と比較して岩礁の先端水深が十分大きければ、沿岸漂砂は完全に阻止されるものの、先端水深がそれほど大きくない場合には、岬先端を越えた沿岸漂砂の回り込みが生じ、岬を挟んで隣り合う沿岸漂砂の系の間での土砂のやりとりが生じる。このような場合における沿岸漂砂の境界条件の設定法は、海浜の土砂収支に大きな影響を及ぼすので十分な検討が必要である。とくに、波浪の入射方向が平均海岸線への法線に対して時計・反時計回りに変動し、しかもいずれか一方の波浪が来襲頻度は低いものの、エネルギーレベルが高い場合、岬を越えた沿岸漂砂の移動がある一方向に偏る場合も出てこよう。このような条件では、長期的にみて隣り合う一連海岸の土砂収支にかなり大きな影響をもたらす可能性がある。しかし、このような点に関する従来の研究は十分ではない。そこで、本研究では、この点に関して茨城県北部、常磐海岸に位置する岩礁である天妃山を実例として、現地観測により検討するものである。

2. 観測地域の概要と波浪条件

観測地域は、茨城県北部、常磐海岸に位置する天妃山周辺の区域である。図-1には、1994年6～8月測量の天妃山周辺の深淺図を示す。図示する範囲の北端には大津漁港の防波堤が伸びており、そこから南側に約5 kmの長さの砂浜が伸びたあとと突出した岬があるが、ここが天妃山である。天妃山は天然の岩礁であって、約100 mの長さで太平洋に突き出ている。この岩礁の付け根には、北向きに大きく蛇行してきた大北川が流入する。図-1に示すように、天妃山周辺の矩形領域において、1993年6月から1994年5月まで詳細深淺測量を実施した。詳細深淺測量はほぼ1ヶ月に1回と、時間的に密に延べ12回行った。図-2には、詳細深淺測量の測線配置を1994年5月の測量結果とともに示す。測量範囲は、天妃山・大北川河口を中心として、沿岸方向には約1 km、岸沖方向には約0.8 kmである。

波浪観測は、天妃山の沖合約6 kmに超音波式波高計を設置して行った。表-1には、観測期間中の波向別波高出現頻度を示す。1993年11月から1994年1月にかけて一部欠測期間があるが、全体としての測得率は73.9%である。高波浪は、海岸線に対する法線方向であるESE深淺図より南寄り、すなわち北向きの沿岸流を生じさせる

方向から入射している。これらの有義波高3.5 m以上の波高出現頻度は約2.2%であって、出現頻度は非常に低い。とくに有義波高5 m以上の高波浪の出現状況を調べると、出現頻度は約0.6%であるのに対して、入射方向はSSEと海岸線に対して大きく時計回りに傾いた方向からの入射が

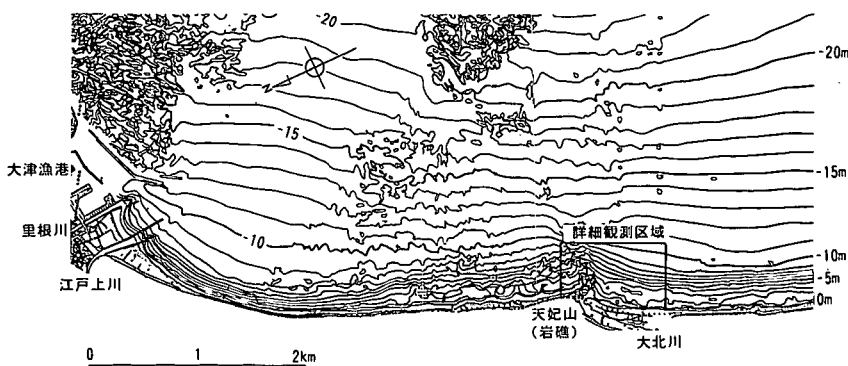


図-1 深淺図

- * 正会員 東電設計(株)第二土木本部火力土木部 部長代理
- ** 東電設計(株)第二土木本部火力土木部
- *** 正会員 東京電力(株)広野火力発電所建設所 課長
- **** 正会員 工博 建設省土木研究所河川部長

著しい。これに対して、EやENEなど、明らかに南向きのエネルギーフラックスを生じさせる方向からは、エネルギーレベルは低いものの、波高出現頻度は27%であっ

表-1 波向別波高出現率 (%)

波向 波高 (m)	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	合計
～0.50			0.1	0.9	0.1			1.1
0.51～1.00		0.6	9.9	24.0	9.4	0.3		44.2
1.01～1.50		1.4	11.9	16.7	6.2	1.0		37.2
1.51～2.00		0.8	2.0	3.8	2.5	0.7		9.8
2.01～2.50		0.1	0.3	1.1	0.9	0.8		3.2
2.5～3.00			0.1	0.4	0.5	0.3		1.3
3.01～3.50				0.4	0.5	0.2		1.1
3.51～4.00				0.3	0.3	0.3		0.9
4.01～5.00				0.2	0.3	0.2		0.7
5.01～				0.1	0.1	0.3		0.5
合 計		2.9	24.3	47.9	20.8	4.1		100.0

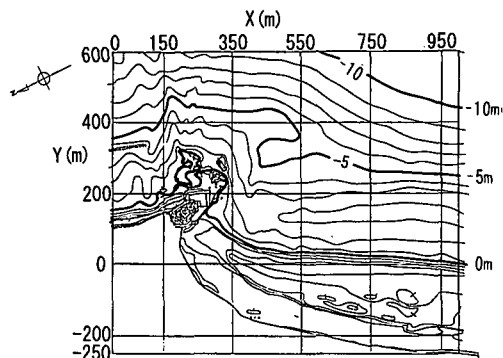


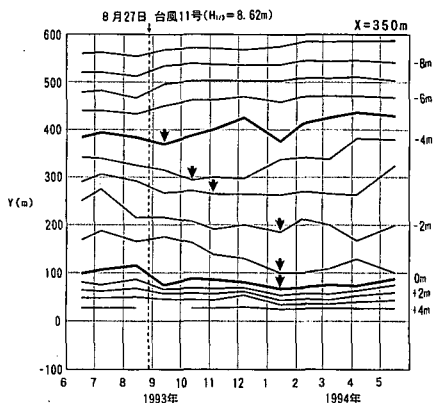
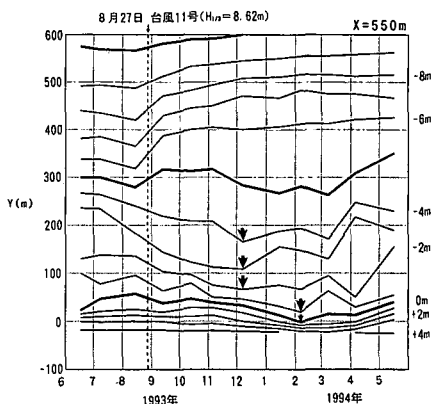
図-2 詳細深浅測量図

て、来襲頻度はかなり高いのが特長である。

3. 時間軸で見る海浜地形変化

図-2に示した座標系に基づいて、代表測線上における等深線の経時変化を調べてみる。まず、12回の深浅測量データより、各測線ごとに等深線距離の変化を調べたところ、天妃山の北側の $X=0, 150$ m 測線では、等深線に目立った変化は見られなかった。そこで、以下では $X=350$ m 測線より南側の3測線における等深線の経時変化について調べることにする。

図-3には、天妃山の南側直近に位置する $X=350$ m 測線における等深線距離の変化を示す。観測期間中の波浪条件は表-1に示したが、その中で最大波高が現れたのは、1994年8月27日である。このとき台風11号に起因する有義波高8.62mという高波浪が来襲した。図-3には、この高波浪の作用時期を破線で示す(以下、図-4、5の場合もこれにしたがう)。-6～-9mの等深線には、この高波浪に応答した沖方向への移動が見られるが、その移動量は-6mから-9mまで水深の増加とともに減少傾向にある。一方、-5～-3mおよび0～2mの等深線では、これらと対照的に岸向きの移動が見られる。沖合での等深線の突出と、-5m以浅での等深線の後退が同時に生じていることから、この時期において沖向きの

図-3 等深線距離 ($X=350$ m)図-4 等深線距離 ($X=550$ m)

砂移動が一部生じた可能性がある。さらに、図中の矢印で示すように、台風の来襲以前の1993年7月以降、-4mから0mまでの等深線は次第に後退しており、各等深線が最も後退する時期に時間遅れが見られる。

図-4は、 $X=550$ m 測線における等深線距離の変化である。この測線は、図-2によれば-5mの等深線の大きなくぼみの開口部付近を通る測線である。1993年8月の高波浪によって-6m以深の等深線には急激な沖向きの移動が発生し、しかも水深が増加するにしたがって等深線の変化量が減少し、-10mにおける変化量は小さい。これと同時に、-4m以浅の等深線は後退し、-4m以浅の等深線には、台風による高波浪の来襲以前の1993年7月から後退しており、両者とも図-3の場合と同じである。さらに、-4m以浅の等深線は最も後退したあと、いずれの等深線も明瞭な前進傾向に転ずるとともに、等深線が後退から前進へと転ずる時期に時間遅れが見られる。この測線では-6m以深の等深線は台風時に大きく前進したが、その後も1994年2月、すなわち江線付近の等深線が最も後退した時期まで、緩やかな前進傾向を示す。このことは、この測線では、一部沖向きの土砂移

動があったことを示唆している。しかしながら、-4 m 以浅の等深線は 1993 年 6, 7 月から後退して冬季に最も後退し、夏季に向かって前進するという特性が現れており、-6 m 以深の等深線にはこのような周期的変動は見られないことと非常に対照的である。天妃山の岩礁によって砂移動が明瞭な形で阻止される -4 m 以浅の海域で、漂砂を阻止する岬から離れるにしたがい時間遅れを有しつつ、等深線が周期的に変化する現象は、沿岸漂砂の方向が季節的に変化する場で、岬により沿岸漂砂が阻止されたときに発生することが、同じく茨城県の阿字ヶ浦海岸で観測されている(橋本・宇多, 1981)。

図-5 には、 $X=950$ m 測線における等深線距離の変化を示す。この測線においても 1993 年 8 月の高波浪に対応した等深線の冲向き移動が見られる。-4~-9 m の等深線は高波浪の来襲時期に冲向きに移動しているが、その絶対値はかなり小さくなってきている。しかし、この測線では他の測線と異なり、浅い領域で時間経過とともに等深線の後退・再前進の発生時期が時間遅れを持つ現象は観察されず、沖合での等深線の移動と同じ時期の -2 m 以浅の等深線の後退が見られるのみである。

以上のことより、天妃山の岩礁のすぐ脇では等深線の変動が小さいが、高波浪時においてほぼ -5 m 以深の等深線の前進は、沿岸方向に一般的なモードをもたずに、岩礁として突き出た天妃山の南側約 200 m で最大値を取ったあと、沿岸方向に減衰する特性を有する。一方、 $X=950$ m 測線では時間遅れを伴うような現象は見られない。これらは、天妃山周辺においては単なる岸沖漂砂ではなく、岬によって沿岸方向の土砂が阻止されたために生じたものと考えられる。

5. 等深線の時空間変動

前節で述べたように、天妃山の南側区域での時間遅れを伴う地形変動は、-5~-3 m 付近に顕著に現れている。ここでは、等深線それぞれに分解して、時間的・空

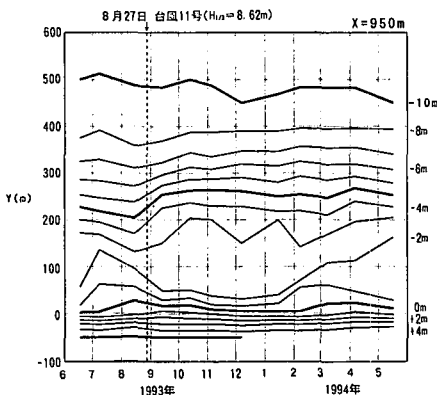


図-5 等深線距離 ($X=950$ m)

間の変化を調べることにする。図-6(a)には、-5 m 等深線の平面形状の時間的変化を示す。等深線の平面位置の基準として、図の左側に $X=350$ m 軸の位置を測量時期ごとにずらして描くとともに、等深線変位のスケールを示している。さらに初回の 1993 年 6 月の等深線に対して、等深線が前進、後退した場合を区別している。これによれば、台風の来襲と合わせて 1993 年 8 月~9 月に天妃山の南側隣接部にくぼみができると同時に、ほぼ $X=500$ m より南側では沿岸方向に一般的な形で等深線の前進が見られる。その後、時間経過とともにくぼみの形成範囲が南側に広がるとともに、等深線の前進量が減少し、1994 年 1 月には台風前と大きく違わなくなった。くぼみの形成範囲の南側への拡大は、前節で述べた、各測線での位相遅れを伴う等深線の変動に対応している。その後、1994 年 3 月までは変化が大きくなかったが、3~4 月には天妃山の隣接域で等深線が大きく突出して湾曲し、等深線の後退域を包み込むように変形した。この場合、天妃山側にかなり大きな堆積域が生じていることが注目される。なぜなら、天妃山側から土砂が堆積するには、北上する沿岸漂砂の条件下で、天妃山が沿岸漂砂をかなり阻止したと考えられるからである。

図-6(b)には、-4 m の等深線の平面形状の時間変化を示す。-4 m の等深線の変化は、-5 m のそれとよく似ているが、天妃山の南側隣接部のくぼみのスケールが大きくなるとともに形成範囲が南側に拡大し、さらにいずれの時期にも等深線の前進量が -5 m の場合と比較して相対的に小さくなったことに違いがある。そしてこの場合も 1994 年 4 月には天妃山傍で局所的に著しいくぼみが形成されたことが見てとれる。

-3 m の等深線について同様に整理をしたのが図-6(c)である。-5, -4 m の等深線と比較して、等深線の後退域が全体に南側に広がるとともに、等深線の前進域が狭くなった。-5, -4 m 等深線の場合には、1993 年 8 月の台風時に等深線の前進・後退が一度に生じたが、-3 m では等深線の前進が 10 月になって生じており、時間遅れが見られる。

さらに、図-6(a), (b), (c)には等深線の前進・後退域を区分する点を破線でつないで示すが、各図の破線はほぼ同様な変化傾向である。また、天妃山のすぐ南側で著しい地形変化が見られた $X=550$ m 測線における、-4, -3 m 付近の等深線の変動(図-4 参照)とも非常に類似している。このことは、天妃山周辺では沿岸方向の地形変化が強く生じていたことを示すと考えられる。

6. 深浅図および水深変動量の平面分布の比較

図-7には、台風来襲前後の深浅図を重ねて示す。図には、天妃山の南側区域の -1 m 以深の区域において、等

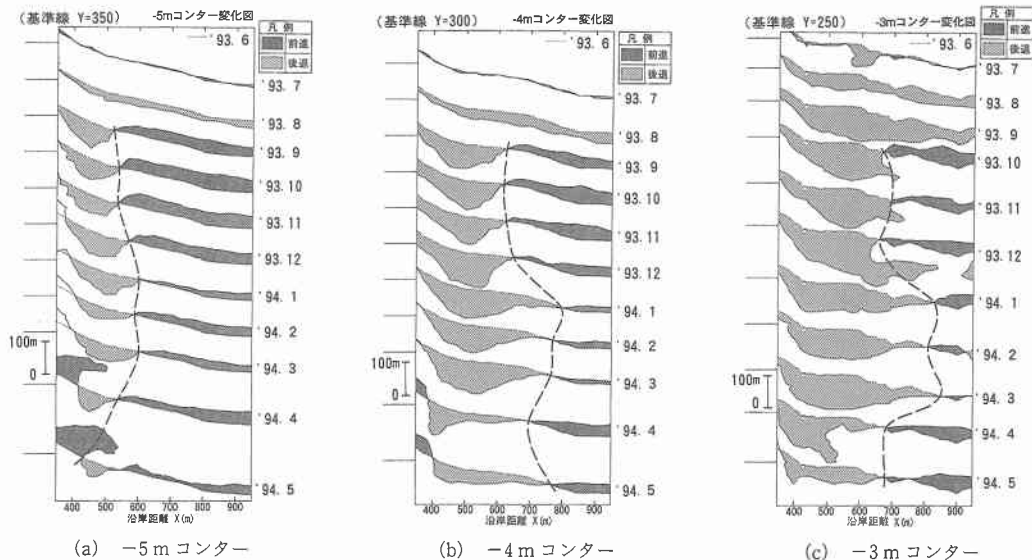


図-6 等深線の時間的・空間的变化

深線の著しい前進・後退を示した区域を区別している。この図によれば、台風の来襲以前の1993年8月には、天妃山の南側区域の等深線は沿岸方向になだらかに伸びていたが、台風後の1993年9月には天妃山のすぐ南側で-4mから-6mの等深線に大きくくぼみが形成され、しかもそのくぼみの沿岸方向の長さが500m（-3m）、300m（-4m）、200m（-5m）、150m（-6m）と深さが増加するにしたがい短くなり、同時にくぼみの曲率が増している。さらに、-7~-9mの範囲の等深線は-6mの等深線が最もくぼんだ位置を中心として、大きく前進している。

以上の等深線の特徴は、図-7に太線で示すように、南側から発達してきた沿岸流が天妃山により阻止され、冲向きに離岸流となって流出したことによって形成されたかのである。天妃山の南側海域では、このような著しい地形変化が生じたにもかかわらず、天妃山の北側では有意な地形変化は観察されない。

図-8には、図-7に示した2時期の深浅図から水深変化量を算出し、その平面分布を描いた。-3~-8mの範囲で岸沖方向に約200mの幅を有する顕著な堆積域が、南側から天妃山沖へと斜めに伸び、その一部は天妃山沖を越えている。このことは、台風に伴う高波浪によって、沿岸漂砂の一部は天妃山を越えて北側へと移動した可能性が大きいことを示している。

図-9には、1994年3月、4月の深浅図を合わせて示す。この間、3月には高波浪が2時期（3月9日、3月24日）において来襲している。2時期の深浅図を比較すると、天妃山の南側隣接部で再び特長ある地形変化が観察される。すなわち、高波浪の来襲後の1994年4月には、

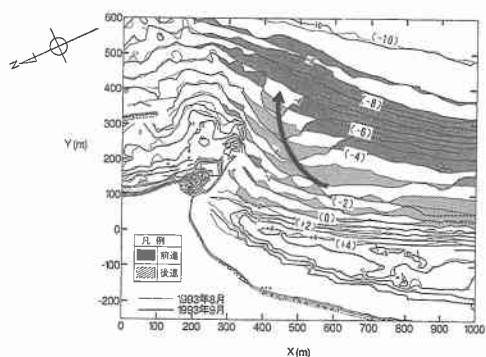


図-7 深浅図の重ね合わせ（8月、9月）

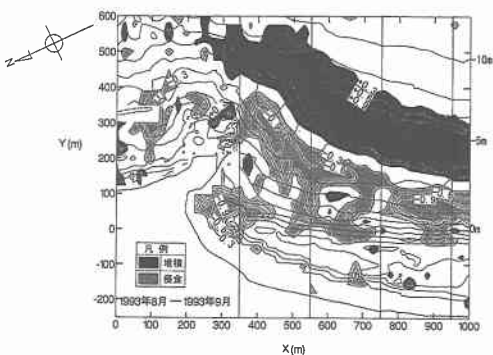


図-8 水深変化量（8月～9月）の平面分布

-2mの等深線が天妃山の南約350mで大きく湾入しているが、-3、-4mと水深が大きくなるにしたがい等深線のくぼみの位置が天妃山の岩礁に接近している。しかし、-4mの等深線が最も天妃山に接近したあと、-5mの等深線では等深線のくぼみの位置が岩礁からやや離れ

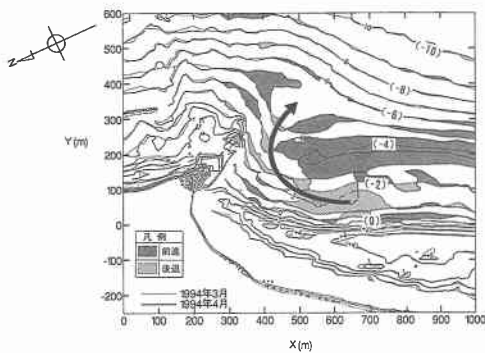


図-9 深浅図の重ね合わせ (3月, 4月)

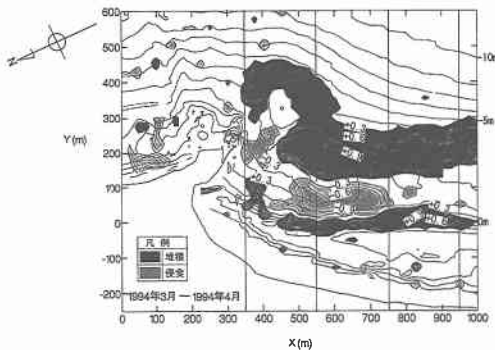


図-10 水深変化量 (3月~4月) の平面分布

ている。以上の等深線のくぼみの位置を連ねると、図に示す太い矢印ようになる。この矢印の向きは、天妃山の岩礁に沿って時計回りの方向であって、これと同じ状況は図-7に示した1993年8月の高波浪時に観測された。ただし、図-7の場合には等深線のくぼみを連ねる位置が、天妃山の沖まで直線的に大きく伸びていたのに対して、図-9の場合にはその規模が縮小するとともに、くぼみを滑らかに結ぶ線の曲率が大きくなった。

図-10には、図-8と同様にして水深変化量の平面分布を示す。この場合も堆積域が南側から天妃山方向に伸びている状況は図-8の場合と同様であるが、著しい堆積の起きている範囲が、ほぼ-2~-5mと図-8の場合の-3~-8mと比較して浅い範囲にずれており、天妃山沖への土砂の流出は見られない。以上の点は、波高の低下より説明される。すなわち、1993年8月での最大有義波高は8.62mに対して、1994年3月の場合は4.98mであったことから、波による地形変化の限界水深が波高の低下に応じて浅くなったためと考えられる。また、図-10において、天妃山の南側隣接部の-5m等深線が凹状となっていた範囲の沖側では、半円形状の堆積域が広がっている。このことは、すでに図-9で推定したように、天妃山の南側の等深線が凹状となっている場所に沿って離岸流が発達し、この流れによって沖向きに土砂

が運ばれ堆積したと考えれば理解しやすい。さらに、沖合の広い堆積域の岸側には細長い楕円形状の侵食域が存在するが、この侵食域は-2mの等深線の凹状域が始まる場所でもある。この場合、その付近から離岸流が発達し始めるので、そこでは流れが加速され、侵食されたと考えればこれも理解できる。

8. まとめ

沖に突き出た岩礁である天妃山の周辺では、年間を通じるとESE方向からの入射波が卓越し、全体的な海岸線はこれとほぼ直角になっている。この方向に対して反時計回りの方向となるE方向の入射波は、秋〜冬季を中心として入射し、頻度は高いものの、それぞれの入射波のエネルギーレベルは低い。これに対して、夏季を中心として卓越方向より時計回りの方向に45°の角をなすSSE方向から、非常に頻度は低いが高いエネルギーレベルの波浪が入射する。以上のように、年間を通じて両方向からサイクリックな波の作用を受け、海浜地形もそれに応答している。この場合、天妃山周辺の沿岸流・沿岸漂砂のパターンは以下のようにまとめられる。

- ① 1993年8月27日の有義波高8.62mの入射波のように、SSE方向から異常な高波浪が来襲した場合、沿岸流・沿岸漂砂は岩礁を越えて北側へと流出する。
- ② 1994年3月の有義波高4.98mの波浪の場合には、波高が相対的に低いために、沿岸流・沿岸漂砂が岩礁帯を回りこめず、循環流を形成する。
- ③ ENE, E方向の波浪条件では、南向きの沿岸流・沿岸漂砂は岩礁を越えて南側へと流出する。

岩礁を横切る沿岸漂砂には、入射方向の非対称性だけではなく、岩礁周辺の汀線形状の南北非対称性が深く関与すると考えられる。天妃山周辺の海岸線形状は南北非対称なために、南向きの沿岸流は岩礁帯を通過しやすくても、北向きの沿岸流は、波高が非常に高くない限り岩礁帯を北向きに通過できないと考えられる。以上の点より、天妃山はENE, E方向の入射波に対してはほぼ開境界、SE, SSE方向に対しては波高が8mと異常に高い場合には、一部通過境界、そして4m程度の波高では閉境界に近いと推定される。

参考文献

- 橋本 宏・宇多高明 (1981): 海浜地形と外力の動的応答関係について, 土木学会論文報告集, 第310号, pp. 77-87.
 宇多高明・野口賢二 (1992): 茨城県北部, 神岡上海岸の侵食機構, 土木技術資料, Vol. 34, No. 1, pp. 49-53.
 宇多高明・住谷勉夫・小林洋三 (1986): 茨城県の海岸変形の実態, 地形, Vol. 7, pp. 141-163.