

離岸堤および岬周辺における海浜流の現地観測

宇多高明*・古川博一**・神田康嗣***

1. ま え が き

近年、3次元的な海浜地形変化の予測手法に関する研究が精力的に行なわれるようになった。この手法は、例えば構造物の周りの波動場を計算し、次いで海浜流場を求め、波と流れから漂砂量公式を介して地形変化を予測するものであり、地形変化が生ずると波や流れが変化するために、全体の計算は繰り返し行われることになる。計算手法は現在のところ十分確立している訳ではないが、今後は構造物周辺の地形変化の短期的予測を行う際、有効に利用されうるのであろう。ただし、この種のモデルが現地海岸に適用されるには、モデルの仮定や、地形の条件など種々の面から現地データとの比較検討が必要である。しかし、現地海岸では波や流れの観測が困難なこともあって、検証データが不足するのが現状である。

本研究は、3次元海浜変形予測モデルの検証データを得るべく、離岸堤および岬周辺における波、流れ、地形変化の実態を明らかにしようとしたものである。

2. 離岸堤周辺における海浜流の観測

(1) 観測方法

現地観測は昭和57年12月に富山県の下新川海岸春日地先で行った。春日地先には、100~110mの長さの離岸堤が2基、50mの間隔で設置されており、観測はそ

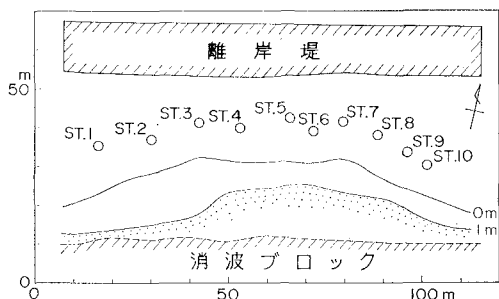


図-1 離岸堤背後の測定点の配置

れらのうち東側の離岸堤の背後で行った。調査項目は、波高・流速測定、フロート追跡、斜め写真による流況観測、地形測量である。波高・流速測定は図-1にSt.1~St.10で示すように、離岸堤背後の10地点で行った。これらは、ほぼ砕波点である。使用した計器は、容量式波高計と2成分型の電磁流速計であり、両者を1つの架台に取り付けて1点ずつ順次測定した。ただし、流速計のセンサーの位置は海底上約30cm、波高計の容量線の長さは5mである。なお、サンプリング間隔0.25秒で各地点12分間の記録をとった。

上記の測定と同時に、平面的な流況をとらえるためにフロート追跡を行った。使用したフロートは、表面の浮子板に抵抗板を取り付けた25cm立方のもので、これをダイバーが海中へ投入し、トランシットで15秒間隔に位置の測定を行った。

一方、フロート追跡と同様に流況を平面的にとらえるため、海岸堤防上に止めた計測車の上から斜め単写真による流況観測も試みた。使用したフロートは上記のものと同一である。また、撮影はハッセルブラット(6×6版)のカメラと40mmレンズを用いた。なお、全範囲を同一画面に収められないため、離岸堤に向かって左右半分ずつ、各々10秒間隔で10分間の測定とした。

波と流れの観測の前後に離岸堤背後の地形測量を行った。測量は、ダイバーがスタッフを海中に立て、レベルで高さを読みとる方法であり、沿岸方向に10m、岸沖方向に2~5mの間隔で行なった。

以上の観測の日程を表-1にとりまとめた。

表-1 下新川海岸における調査日程

調査項目	昭和57年12月			
	17	18	19	20日
波高と流速			10:30~14:30	
フロート追跡			10:30~14:30	
地形測量	13:30~15:00			8:30~10:30
斜め写真		11:25~11:35 13:25~13:35		

(2) 観測結果

図-2は観測期間中の有義波高と周期の経時変化を示している。波高観測は、当調査地点の西約3kmにある

* 正会員 工博 建設省土木研究所海岸研究室長

** 正会員 工修 建設省土木研究所海岸研究室

*** 正会員 (株)アイ・エス・エー新土木研究所

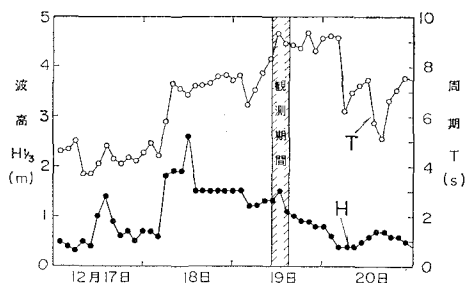


図-2 入射波高, 周期の経時変化

田中観測所 (水深 15 m に超音波式波高計) で行われた。なお、観測期間中の波浪条件は、図によると周期が平均 8.8 秒、波高が平均 1.3 m であった。

一般に離岸堤の主な効果としては、堆砂効果と消波効果があることは周知のとおりである。これらのうち、堆砂効果については現地海岸における例も含めて数多くの研究があるが、消波効果については 3 次元現象についての調査例は少なく、とくに透過性離岸堤背後の波高分布は十分明らかにされていない。このため、ここではまず離岸堤背後の波高分布を詳しく調べた。図-3 に離岸堤背後の碎波点付近における波高の沿岸方向分布を示す。

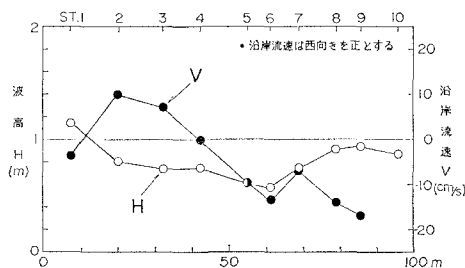


図-3 離岸堤背後の波高と沿岸流速の分布

離岸堤背後の中央部で波高が最も低く、 $H=0.58\text{ m}$ となっている。離岸堤前面の入射波高は直接測定していないが、設置水深が 4.5 m であり、沖合の地形が平坦なことから、離岸堤沖の入射波を田中観測所の値で代用できるとすれば、離岸堤前面における入射波高が計算できる。いま、田中観測所の平均入射波の周期を 8.8 秒、波高を 1.3 m とおき、浅水変形を考慮すると、離岸堤前面の波高は 1.57 m となる。この場合、離岸堤背後の中央部の透過率は 0.37 となる。

今回の観測では、離岸堤背後の各地点で波と流れの同期したデータが得られたので、共分散法を用いて波向を推定した。Longuet-Higgins は方向スペクトルから定義される不規則波の代表波向および方向集中度を提案したが、ここでは、これに基づいた合田の波向推定法¹⁾にしたがって波向を求めた。

波数空間表示の方向スペクトルを $E(l, m)$ で表わし、原点に関するモーメントを次のように表記する。

$$M_{pq} = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} E(l, m) l^p m^q dl dm \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 (l, m) と極座標 (k, θ) とは $l = k \cos \theta$, $m = k \sin \theta$ の関係にある。Longuet-Higgins は、代表波向として次の 2 つの定義を行った。まず、座標原点と方向スペクトルの重心を結ぶ方向である平均波向は、

$$\bar{\theta} = \tan^{-1}(M_{01}/M_{10}) \quad \dots\dots\dots (2)$$

波の峰が最も密に分布する方向である主波向は、

$$\theta_p = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{2M_{11}}{M_{20} - M_{02}} \right) \quad \dots\dots\dots (2)$$

である。ここで、2 成分の流速 u, v と水位 η とを用いて、方向スペクトルのモーメントと共分散との関係から求められる 0~2 次のモーメントは、次のようである。

$$\begin{aligned} M_{00} &= \bar{\eta}^2, & M_{10} &= -\bar{\eta}u, & M_{01} &= -\bar{\eta}v \\ M_{20} &= \bar{u}^2, & M_{11} &= \bar{u}v, & M_{02} &= \bar{v}^2 \end{aligned} \quad \dots\dots\dots (3)$$

ここに、 v を沿岸方向、 u を岸沖方向の流速とする。

計算は主波向と平均波向の両者について行ったが、主波向は定義上波の進行・逆行が不明であり、ここでは代表波向を平均波向と考えて図示した。図-4 に平均波向の沿岸方向分布を示す。透過波と回折波より合成された波は、平均的には等深線に沿った分布をしている。

次に、離岸堤周辺の海浜流の状況を明らかにする。

図-5 は、フロート追跡によって得られた流速ベクトル図である。平均的な流れの状況としては、St. 4 から西側では西向きの流れが見られる。また、中央部では一定した流れはなく、離岸堤の両端の岸近くでは循環流的な

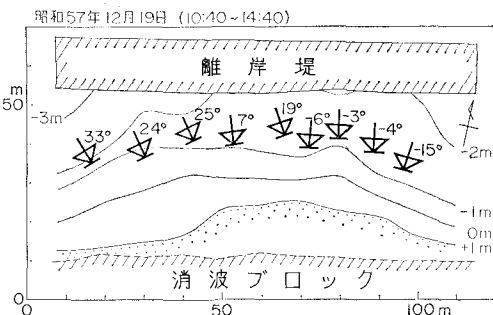


図-4 平均波向の分布

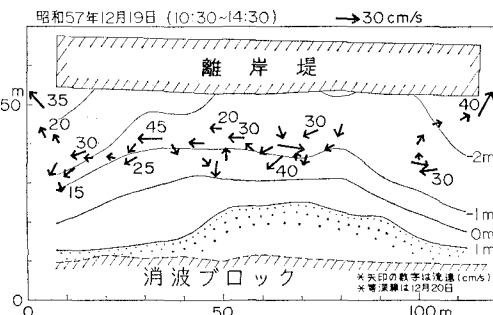


図-5 フロート追跡より得られた流速ベクトル

流況を示し、離岸堤の両端付近から比較的速い流速で沖へ流出している。ここで、図-3には電磁流速計で測定した沿岸流速も示されていたが、少なくとも流向については両者はほぼ一致している。しかし、流速値はフロートによる値の方が全体的に大きい。

一方、斜め写真による流況測定で得られた流速ベクトル図を図-6に示す。ここで、写真座標の地上座標への変換には、変換方程式を最小二乗法で解く村井ら²⁾の方法を用いた。また、測定結果には中央部を境として、左右で時間のずれがあるが、観測地点は日本海に面しているために潮位の変化は小さく、また、図-2によるとこの間の入射波の変化も小さかったため、両者を合わせて議論しても良いであろう。なお、図中の流速値は20秒の平均値である。測定は斜めの単写真を用いており、俯角が約 10° と小さいので、波の高低による見かけ上の位置のずれがかなり大きい。したがって、フロートは数多く投入したものの、識別が難しく得られた軌跡はやや少ない。しかしながら、流況をみると、フロート追跡および流速計による測定データと良く対応している。

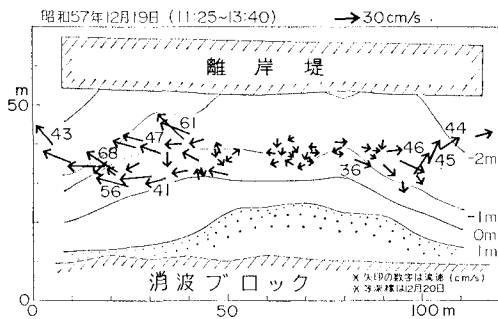


図-6 斜め写真から得られた流速ベクトル

最後に、図-7は波と流れの観測の前後で測量した結果を比較したものである。観測を行った19日は2m以上の波高が来襲しており、17日の0mの等深線で明瞭であったトンボロの先端が侵食され、離岸堤両側では堆積している。このような地形変化のパターンは、図-5, 6に示されるような開口部へ向う流れによって海浜が侵食されたものと考え、対応関係は良いといえる。

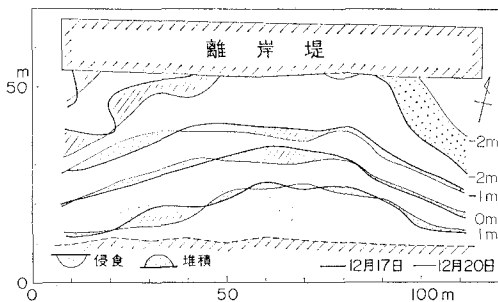


図-7 離岸堤背後の海底地形変化

3. 岬周辺における海浜流の観測

(1) 観測方法

現地観測は、昭和58年8月28日から9月3日まで、茨城県日立市の河原子海岸で行った。この海岸は太平洋に東面しているが図-8に示すように沖合に干出露岩域があるため、海岸線は大きなトンボロ状となっている。また、砂浜は平均海面下約2mまでであり、それより深いところでは概ね露岩域である。

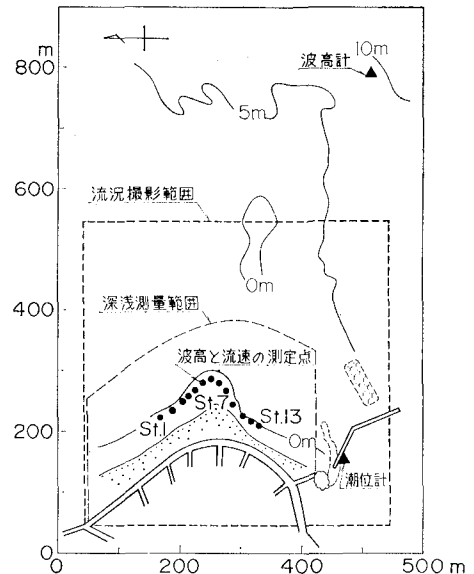


図-8 観測範囲と測定点の配置

観測を行った項目は、地形測量、入射波測定、潮位測定、波高・流速測定、およびヘリコプターによる海浜流観測である。地形測量は、図-8に示すように沿岸方向に約400m、岸沖方向に約200mの範囲で行った。測量方法は下新川海岸の場合と同様であるが、測線は沿岸方向に25m間隔とし、岸沖方向の測量間隔は5~10mとした。入射波測定は自記式の水圧式波高計を用い、図-8に示すように露岩域の沖合(水深約9.5m、離岸距離約700m)で行った。また、潮位は河原子港内に水圧計を設置して記録した。

波高・流速測定は、図-8に丸印で示すように砕波点付近の沿岸方向13点(12.5~25m間隔)で行った。なお、測定方法は下新川海岸の場合とほぼ同様で、1地点ずつ順次行った。一方、海浜流の流況測定は、図-8に示す500×500mの範囲をヘリコプターから空中撮影し、フロート追跡を行った。ヘリコプターは高度約500mでホバリングし、15秒の間隔で30分間にわたり撮影を行った。この間、海中には50個のフロートをダイバーと船を使って投入した。表-2は以上の観測の日程をとりまとめたものである。

表-2 河原子海岸における調査日程

調査項目	昭和58年8月			9月		
	29	30	31	1	2	3日
沖 波	10:00		〜			8:00
潮 位					9:00~16:00	
波高と流速					10:00~15:00	
地形測量		8:00~15:00				
流況(ヘリ)					11:30~12:00	

(2) 観測結果

まず最初に、海底地形状況より明らかにする。図-9は8月30日に行われた地形測量の結果である。ただし、図中の破線より沖合のコンターは昭和57年12月の測量結果である。観測範囲の右端には河原子漁港があり、その港に隣接して離岸堤が建設されている。岬の沖合には細長い礁があり、このため、岬は砂浜海岸として安定を保っている。この砂浜の底質組成は、岬先端の汀線付近で中央粒径が0.22mm、ふるい分け係数が1.35である。また、岬から離れるに従い粒径は大きくなる傾向にあり、岬から北へ225m離れた地点の汀線付近では、中央粒径が0.27mm、ふるい分け係数が1.18となる。

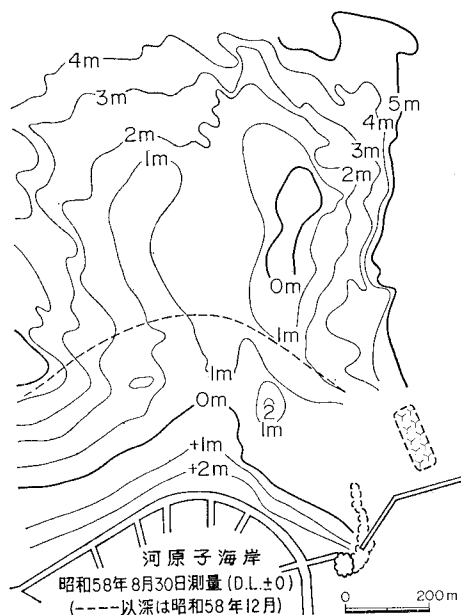


図-9 岬周辺の海底地形

岬周辺における波高分布について議論する前に、入射波特性について明らかにしておく。入射波を測定した8月28日から9月3日までのデータのうち、流況等の観測を行った9月2日の波の諸元をとりまとめたものが、表-3である。有義波高の3回の観測の平均値は42cm、周期は7.9秒と静穏な波の条件であった。

図-10は岬周辺における沿岸流の流速、波高、平均水位の沿岸方向分布を示している。波高は岬の北側で低

表-3 観測日(9月2日)の入射波特性

時 刻	$H_{1/3}$ (cm)	$T_{1/3}$ (s)
8:30~9:30	45	8.0
11:30~12:00	43	7.6
14:30~15:00	39	8.2

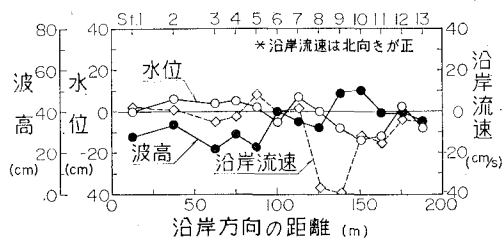


図-10 沿岸流の流速・波高・平均水位の沿岸方向分布

く、南側で高くなっている。最大波高は St. 10 で生じており、約50cmの波高となっている。沿岸流の流速は北向き流れを正として図示しているが、St. 7を境として南側では南向き流れが発達していることがわかる。一方、それより北側では、顕著な流れが認められない。

今回の観測では、波高計相互の高さを測定したので、各波高計間の平均水位差を計算できる。ただし、測定の間潮位が最大24cm変化しているのを、それを差し引いて相対的水位差を計算した。図-10には、St. 1の水位を基準水位0cmとして各地点の水位が示されている。水位差も St. 8より北側ではあまり有意な差がないが、それより南側では10cm以上の水位低下が見られる。

岬周辺における波と流れの観測では、波と流れの同期したデータが得られたので、離岸堤周辺の場合と同様に共分散法を用いて波向を推定した。計算の方式は前述と同様である。図-11は計算された平均波向の分布を示している。また、図中には空中写真より読み取った波峰線形状も示している。平均波向の分布は、St. 1~10の区間でほぼ波峰線分布と対応しており、代表波向として妥当なものを与えていることがわかる。なお、St. 11~St. 13では、両者は必ずしも対応していないが、これは

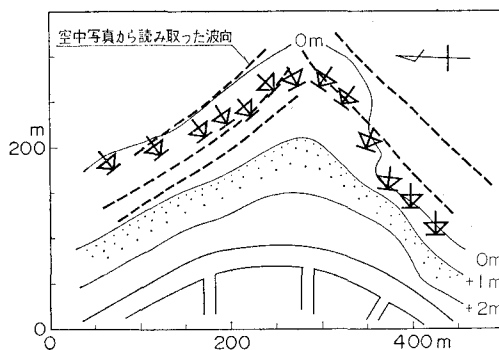


図-11 岬周辺における平均波向の分布

この部分の地形の場所的変化が大きかったため、波向が急激に変化したためと考えられる。

次に、ヘリコプターを利用した岬周辺の海浜流観測の結果について明らかにする。ヘリコプターからの撮影では、ほぼ正射に近い写真が得られたので、これらのフィルムの解析にあたっては、スライドをプロジェクターで投影し、基準点の位置によって直接的に偏歪修正する方法を用いた。ただし、フロートの移動速度が遅いため、撮影間隔の15秒に対して、フロートは1分間隔で追跡した。図-12が得られた流速ベクトル図である。岬の南側では、岬先端付近から岸向き流れが汀線に沿って流速を増しながら南へ流れ、さらに沖方向へ向きを変えて大きな循環流を形成している。これに対して、岬の北側では先端から汀線に沿って北に向かう流れが認められるものの、明確なパターンとはなっていない。この理由

は、図-11に示したように岬の北側では汀線とほぼ直角に波が入射していたためである。一方、岬の南側のSt. 11~13においては、海岸線の法線に対して反時計回りの方向より入射しており、このため強い南向きの沿岸流が発生したものと考えられる。

4. あとがき

本研究では、3次元海浜変形モデルの検証データを得るために、離岸堤と岬の周辺で波、流れ、海浜流等に関する現地観測を実施した。離岸堤周辺の観測では、トランシットと斜め写真によってフロート追跡を行い、両者の比較を行った。また、離岸堤背後の波高分布や透過率を明らかにするとともに、共分散法によって平均波向の分布を求めた。岬周辺の観測では、同様に共分散法によって波向を求め、波峰線形状と比較してそれらが良く対応することを明らかにした。また、岬周辺での海浜流の流況も測定することができた。今後、これらのデータをもとに数値計算との比較を行いたいと考えている。

謝 辞： 本観測にあたっては、建設省黒部工事事務所、茨城県日立港湾事務所にご協力を頂いた。ここに記して深甚の謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 合田良実： 共分散法による波向算定方式の数値的検討，港湾技研資料，Vol. 20, No. 3, 1981.
- 2) 村井俊治・奥田 勉・中村秀至： 非測定用カメラを用いた解析的写真測量に関する研究，東京大学生産技術研究所報告，Vol. 29, No. 1981.

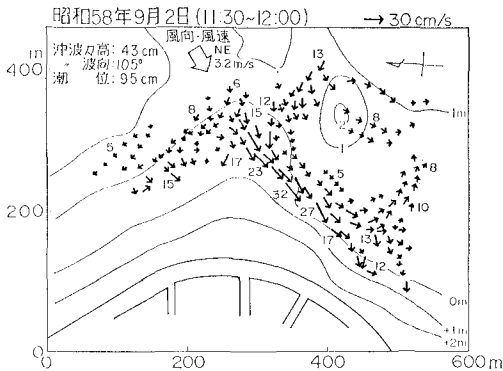


図-12 ヘリを利用したフロート追跡より得られた流速ベクトル