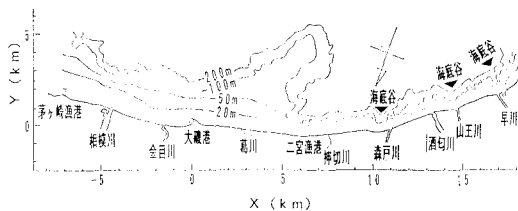


1. まえがき

[illegible]

図-1 西湘海岸の位置図



図—2 西湘海岸沖の海底地形

2. 西湘海岸の海岸侵食

西湘海岸は相模湾に面し、東を大磯港、西を早川に挟まれた延長約 17 km の砂礫海岸である(図-1,2参照)。西湘海岸の大磯港から森戸川河口に至る約 10 km の区間は、海岸線が東西方向にほぼ直線状に伸び、単調な海岸状況を呈している、しかし、この海岸の大磯港～二宮の沖には大磯海脚が大きく張り出して海底勾配が比較的緩やかであるのに対し、二宮以西には急峻な海底谷が汀線付近にまで迫っており、海底地形は東西で大きな相違

を示す。江線近くまでの海底谷の発達は、駿河湾、富山湾と並んで我が国有数のものである。

この海岸の漂砂特性として、荒巻・鈴木(1962)は前浜堆積物の鉱物組成調査より、この海岸では長期的に東向きの沿岸漂砂が卓越し、酒匂川からの流出土砂が大磯港以西の海浜の土砂供給源であることを明らかにした。また、宇多・矢野(1987)は、地形図や空中写真による汀線比較を行い、近年において酒匂川の流出土砂量の減少により河口デルタが大きく縮小したこと、そして西湘海岸全体で侵食が進んできていることを明らかにし、その原因の一つとして海底谷を経由した沖への土砂移動をあげた。この付近の海底谷では、過去にも海底ケーブルの切断などから海底谷での土砂移動が活発なことが指摘されている(大塚ほか, 1973)。しかし、近年における

* 正会員 工博 建設省土木研究所海岸研究室長
 ** 正会員 (財)国土開発技術研究センター
 *** 正会員 工修 (財)国土開発技術研究センター
 **** 建設省土木研究所海岸研究室部外研究員(技研興業
 (株))

海岸侵食と海底谷への土砂移動との直接的因果関係は十分明らかにされていない。

ここではまず、宇多・矢野 (1987) と同様、地形図と空中写真をもとに茅ヶ崎漁港～早川間の汀線変化を調べてみる。図-3 には1921年～1983年の汀線変化と汀線より水深約 10 m までの間の海底勾配を示す。汀線変化は、1921年～1939年と、1954年を基準としたそれ以降のものとに区別して示した。また、1939年～1954年の間では、地形図の比較による限り汀線変化は見られなかったためこの間の汀線変化は図示していない。まず、1921年より1939年の間では茅ヶ崎漁港より二宮漁港の広い範囲で汀線が著しく前進した。この間、1923年には関東大地震があり、これにより湘南海岸では地盤が隆起した。図-4 に示す1896年8月を基準とした1925年1月における水準高変動によれば、隆起量は大磯港より森戸川間で特に大きく、最大2 m 近く隆起したことがわかる。したがって図-3 に示された汀線の著しい前進は、主として地盤の隆起によるものと考えられる。その場合、図-4 に示した隆起量の分布と図-3 の汀線前進量とが比例せずに、大磯港の東側での汀線前進量が大きいのは、図-3 の海底勾配に示されるように大磯港の東側は西側に比べて海底勾配が緩やかであることによると考えられる。一方、図-3 によると、1954年以降酒匂川河口や大磯港～二宮間で激しい侵食が生じた。測定年によって多少の変動はあるものの、大磯以西ではほぼ全域で侵食が生じたことが明らかである。汀線後退区域のうち大磯港～二宮間の汀線後退量は平均で 40 m であり、この侵食量は関東地震の地盤隆起による汀線前進量とほぼ等しい。すなわち、隆起によって前進した汀線がほぼ元の状態まで後退したことを意味する。一方、酒匂川河口ではデルタの縮小として汀線が後退しているが、これは宇多・矢野 (1987) が述べたように、砂利採取などに伴う河川流出

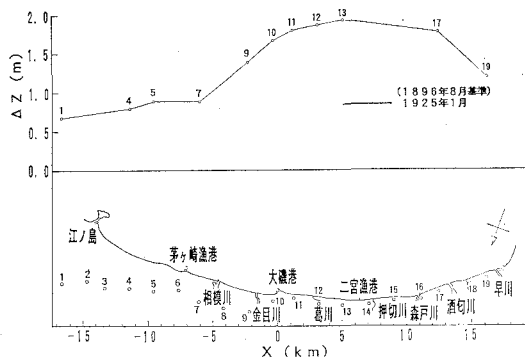


図-4 西湘海岸における水準高変動量

土砂量の減少に起因すると考えられる。

従来、西湘海岸の海岸侵食の原因については、酒匂川からの流出土砂量の減少と海底谷を経由した沖への土砂損失が主なものと考えられてきた。河川流出土砂量が減少した場合には河口デルタ状に突出した汀線は後退するが、河口より十分離れた二宮～大磯港間での侵食を説明することはできない。また、海底谷を経由する沖合への土砂損失は海岸侵食の原因となりうるが、図-2 に示したように、海底谷は二宮漁港以西に発達しているから、この場合にも二宮大磯港間での著しい侵食を説明できない。これらのことから、当地区での海岸侵食は関東地震による隆起が重要な役割を果たしたと考えられる。関東地震により地盤が隆起したとき、隆起地盤面上には当然砂礫層がのっていたため、この底質は波の作用により移動し、隆起前の地形へ戻ろうとする復元力が働くはずである。これはちょうど大規模な養浜を行ったとき、養浜砂が流出する現象と同一である。そこで次節では大磯港から森戸川区間の地形変化と、地盤隆起の関係を等深線変化モデル (宇多ほか, 1990; 1991) を用いて調べることにする。

3. 数値計算による検討

計算に用いる初期地形は、現地海岸の水深 0～20 m の海底地形条件より勾配 1/25 の一様斜面とし、大磯港付近に原点をとり西向きに x 軸を定めた。図-3 によれば、二宮漁港付近を境として汀線変化状況が異なることから、 $X=0 \sim 5.5$ km 区間での 2 m 隆起が生じたと考えられる。そして、 $X=6 \sim 10$ km の区間ではもとの地盤高が保持されたとする。その間の $X=5.5 \sim 6.0$ km の区間では直線近似で等深線を定めた (図-5 参照)。計算モデルでは、碎波波高 (H_b) を定める必要があるが、これについては高波浪時の作用が卓越するとして、 $H_b=2.5$ m と仮定する。また、沿岸埋砂量の水深方向分布は宇多ほか (1991) と同様とする。碎波波向については、地盤の

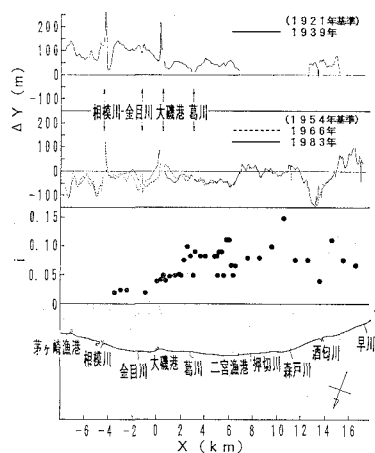


図-3 西湘海岸における汀線変化 (1921 年～1983 年)

隆起のみによる影響を調べるために、初期汀線に対する波峰線の角度を $\theta_b=0^\circ$ とする。また、漂砂量係数 f は 0.003 とおく。碎波角 10° として波のエネルギーフラックスにこの係数を乗ずると、沿岸漂砂量は $6 \text{ 万 m}^3/\text{yr}$ となり、現地海岸の漂砂量のオーダーとしてはほぼ妥当な水準を与える。沿岸方向の差分間隔は $\Delta X=500 \text{ m}$ 、水深方向の差分間隔は $\Delta Z=1 \text{ m}$ とし、計算期間は1923年から現在までの70年間、時間間隔は $\Delta t=1 \text{ 年}$ とする。境界条件としては、大磯漁港では防波堤で漂砂移動が阻止されることから、 $X=0 \text{ km}$ で $Q=0$ 、森戸川付近では自由境界とする。

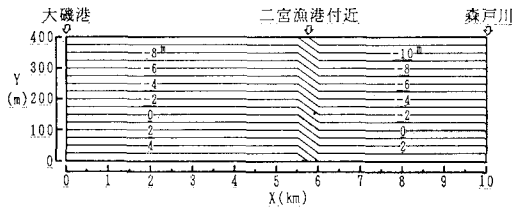


図-5 初期地形

等深線変化モデルにより予測された等深線図を 図-6 に示す。隆起によって等深線と波峰線とのなす角が急激に変わったためそれが元の状態に戻ろうとして西向きに大量の土砂が流出する。このとき、地形変化は波による地形変化の限界水深～浜屋の間で生ずる。2～5m の等深線は $X \leq 5.5 \text{ km}$ では後退し、その量は $X=5.5 \text{ km}$ で最大で $X=0 \text{ km}$ に近づくほど小さくなる。 $X \geq 6.0 \text{ km}$ では逆に $X=6.0 \text{ km}$ で最大の前進を示し、 $X=10.0 \text{ km}$ へ近づくほどのその前進量は小さくなる。その結果として 2～5m の等深線は直線状となる。また $X=10.0 \text{ km}$ では自由境界のための等深線の変化は起こらないが、 $X=0 \text{ km}$ では等深線の若干の後退が起こる。

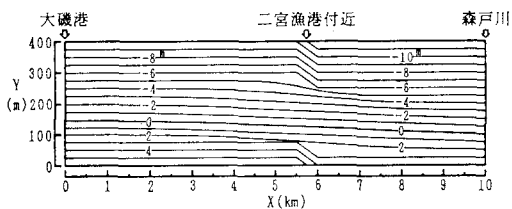
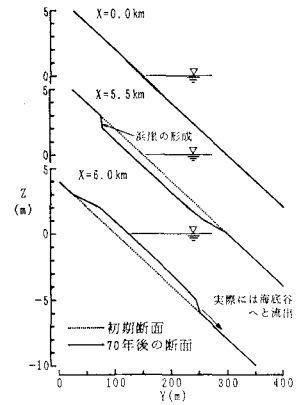


図-6 70年後の予測地形

次に、 $X=0, 5.5, 6.0 \text{ km}$ における断面変化を図-7 に示す。大磯港に隣接する $X=0 \text{ km}$ では土砂の流出位置より十分離れているために海浜変形はほとんど生じない。 $X=5.5 \text{ km}$ と $X=6.0 \text{ km}$ ではそれぞれ侵食および堆積が生じ、それらの断面形状は初期断面に対してほぼ平行移動している。ところで、土砂の堆積域の $X \geq 5.5$

図-7 断面形状変化
($X=0.0 \text{ km}, 5.5 \text{ km}, 6.0 \text{ km}$ 断面)

km 断面では実際には海底勾配が急な海底谷があるため、土砂は深海へと流出すると考えられる。

4. 海底谷周辺での海底面調査

現地調査は、1991年2月18日より2月26日の間に実施した。まず、2万5千分の一海底地形図に調査計画測線を記入し、調査用平面図を作成した。これには国家座標系 (IX系) のグリッドを記入し、現地で船位をプロットできるようにした。調査船の位置は、航法衛星システムの GPS (Global Positioning System) により8秒毎に定めた。水中カメラを搭載した ROV (Remotely Operated Vehicle) の位置は、トランスポンダーによる測定データをコンピュータ処理して定めた。ROV は、ディスプレイに表示された予定測線を移動するよう制御した。ROV には水中テレビカメラを搭載し、水深約200mまでの海底面の状況をビデオテープに収録した。

図-8 には、森戸川～二宮間の沖合での測点配置を示す。区域 A は森戸川の河口沖の海底谷に位置する。測点 A1～A3 は海底谷の中央を横切る直線上に並び、A1 (−35m), A2 (−63m), A3 (−23m) と次第に深くなる。測点 A4 は、海底谷の東端部の −26m に位置する。森戸川河口沖では海底谷が汀線近くまで発達するが、そ

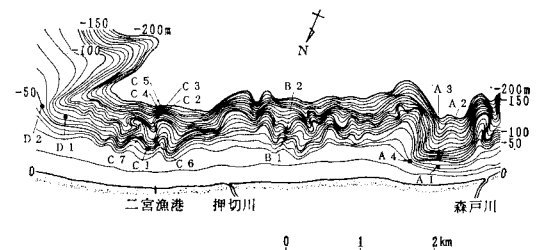


図-8 海底面撮影の測点位置

こより東側では浅海緩斜面の幅が広がり、押切川の河口沖において再び海底谷が汀線近くにまで発達する。そこで押切川河口沖を調査区域Cとし、ここと森戸川河口沖の海底谷とのほぼ中間に調査区域Bを設けた。区域Bの測点は、B1(-51m)、B2(-73m)に位置する。区域Cでは谷の中央に沿って、C1(-47m)、C2(-128m)、C3(-150m)、C4(-178m)、C5(-200m)と、谷の側面にC6(-69m)、C7(-60m)を配した。図-8の等深線によれば、二宮付近より沖合の等深線は大磯海脚へ向かって大きく張り出す。この付け根にも海底谷が斜めに発達しているので、そこは調査区域Dとし、D1(-75m)、D2(-50m)を配した。

最初に、森戸川河口沖の海底谷(区域A)における海底面状況を写真-1~4に示す。A1(-35m)の海底面は砂礫に覆われている。次第に水深が大きくなると、A2(-63m)では大きな礫が見られ、さらにその右側にはパイプ状のものが落ちている。これらの水深は当海岸において波により地形変化が生ずる水深(約10m)よりはるかに深く、しかも摩耗して丸くなった大きい礫が表面近くに散在する点は、この海底谷では土砂が落ち込んでいる可能性を示している。その沖のA3(-73m)の海底面は顕著な凹凸を有し、あたかも地すべりの後のような状況を呈する。この海底谷の東端部に位置するA4(-26m)では再び海底表面に礫原が広がり、またその上に砂漣がのっている。この地点も水深が26mと十分大きいにもかかわらず表面に礫が露出する点は、A1地点と同様、A4地点でも海底谷を経由した深海への土砂

移動の可能性を示している。

海底谷の発達が見られず、沖合の緩斜面の幅の広い区域Bの海底面状況を写真-5に示す。海底面は一面シルトに覆われており、砂漣はなく、底生生物が見られる。この状況は前出のA2と比較すると大きく異なっている。また、図示はしていないが、B2(-73m)では急峻な崖が発達し、崖の側面や上部はシルトや底生生物によって覆われていた。これらのことから、区域Bでは汀線付近から沖への土砂移動は区域Aに比較するとずっと不活発であると考えられる。

次に、押切川河口沖の区域Cにおける海底状況を写真-6~9に示す。C1(-47m)の海底面は大きな礫で覆われている。海底谷の中央に沿ってC3(-150m)、C5(-200m)と次第に水深が大きくなっても、いずれの場所にも無数の礫が分布し、特にC3(-150m)地点では明らかにコンクリート塊が見出される。これらの点は、A地区と同様C地区の位置する押切川河口沖の海底谷でも活発な土砂移動があり得ることを示している。同じC地区でも谷の中心より東側に250m離れたC7(-60m)では礫は一切見られず、表面はシルトで覆われている。これらの点は、押切川河口沖のかなり狭い範囲においてのみ沖への土砂移動が活発なことを示している。

最後に、二宮沖のD地区の海底状況として、写真-10にはD2(-50m)の状況を示す。表面はシルト質で覆われており、多くの底生生物が見られる。これらのことから、この地点はB地区と同様、A、C地区と比較して沖への土砂移動が不活発と考えられる。



写真-1 A1地点 (h=-35m)



写真-2 A2地点 (h=-63m)

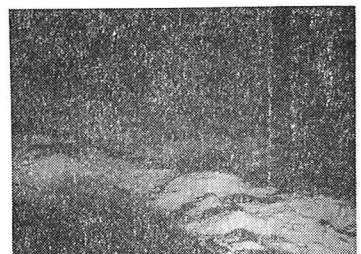


写真-3 A3地点 (h=-73m)



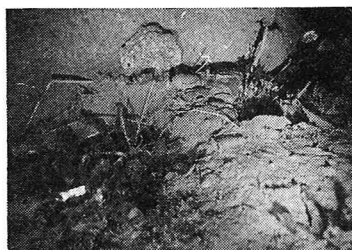
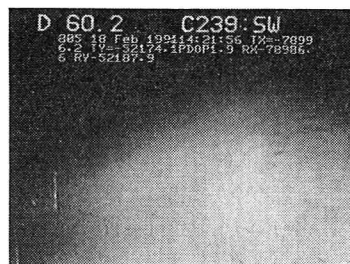
写真-4 A4地点 (h=-26m)



写真-5 B1地点 (h=-51m)



写真-6 C1地点 (h=-47m)

写真-7 C3地点 ($h=-150$ m)写真-8 C5地点 ($h=-200$ m)写真-9 C7地点 ($h=-60$ m)写真-10 D2地点 ($h=-50$ m)

5. 考 察

4地区における海底状況調査によれば、森戸川と押切川河口沖に発達する海底谷では浅海部から沖合へと砂礫が移動している可能性が示され、しかも大きな礫は少なくとも水深200 m付近まで落ち込んでいることがわかった。そして海底谷以外の浅海緩斜面の幅が広い部分では相対的に沖への土砂移動が不活発ことがわかった。このように海底谷の部分に砂礫が見出された点は、海底谷の岸側斜面が約1/3と非常に急であることと考え合わせると、前節の数値計算で指摘した海浜土砂の沖への流出の可能性を裏づけていると思われる。すなわち、まず、関東地震時の隆起により海浜が波に対して不安定となり、大磯海脚より西側へと土砂が流出し易い状況となった。そして、酒匂川からの大量の土砂供給がある間は西側への移動があっても土砂収支は釣り合っていたが、河川流出土砂量の急減により二宮以西から供給土砂量が減じると、隆起面上の土砂が海底谷へと流出することで汀線後退が起こったと推定される。

6. 結 論

① 西湘海岸の大磯港～二宮間では関東地震後汀線は約40 mほど前進したが、1951年以降侵食が激しくなり、1983年までには一度前進した汀線はほとんど元に戻った。

② 地震に伴う地盤隆起による等深線が前進したとき、地盤上に砂礫層がのる条件では、沿岸漂砂によって

海浜変形が生じる。これは養浜後の土砂流出と同様、海浜地形がより安定な形状へと近づくため生ずるものである。本研究ではこのような機構で大磯港二宮間で侵食が生じたことを等深線変化モデルにより再現することができた。

③ 上述のモデルは二宮付近にある海底谷から沖合への土砂損失を仮定しているが、この仮定を確かめるために海底面撮影を実施した。これによると、森戸川河口～二宮間に発達する海底谷では、水深200 mに至るまでの海底面上に礫やコンクリート塊が見出された。このことは、これらの海底谷では汀線から沖方向への底質移動が起きていることを強く示唆する。

④ 2つの海底谷の間で、浅海緩斜面の幅が広い部分の沖合では、海底面ではシルト質のもので覆われており、砂礫は表面には見られなかった。これらはこの部分では海底谷と比較して沖への土砂移動の可能性が低いことを示している。したがって沖への土砂損失を防ぐ対策は、これらの海底谷を中心に行えば良いと思われる。

謝 辞：本研究は、京都大学防災研究所の土屋義人教授、東京大学の渡辺晃教授ほか、行政機関の代表者からなる西湘海岸保全対策検討委員会の成果の一部をまとめたものであることを記し、多くの有益な助言をいただいたことに謝意を表します。

参 考 文 献

- 荒巻 孚・鈴木隆介(1962)：海浜堆積物の分布からみた相模湾の漂砂について、地理評, Vol. 35, pp. 17-34.
- 宇多高明・矢野 滋(1987)：相模湾西湘海岸の侵食実態について、地形, Vol. 8, No. 1, pp. 1-19.
- 宇多高明(1990)：わが国の海岸侵食の現状とその問題点, 地理, Vol. 35, No. 6, pp. 34-43.
- 宇多高明・山本幸次・河野茂樹(1990)：沿岸漂砂量の水深方向分布を考慮した海浜変形モデル, 海岸工学論文集, 第37巻, pp. 304-308.
- 宇多高明・山本幸次・河野茂樹(1991)：沿岸漂砂による3次元海浜地形変化の予測法, 海岸工学論文集, 第38巻, pp. 386-390.
- 大塚謙一・加賀美英雄・本座栄一・奈須紀幸・小林見吉(1973)：相模湾の海底地すべりと乱泥流, 海洋科学, Vol. 5, pp. 446-552.