

富士海岸の沼川新放水路計画地点付近の地形形成機構 に関する研究

宇多高明* ・渡邊晋作**・曾根裕介***
菅野由人****・田子洋一*****

1. はじめに

駿河湾に面した富士海岸では、浮島ヶ原を流れ、田子の浦から太平洋に注ぐ沼川で放水路が計画されている。浮島ヶ原はその標高が2~3mであるが、海岸線付近に発達した標高10~12mの砂丘により塞がれているため、水はけが非常に悪く、昭和放水路や昭和第2放水路が建設されてきたが、昭和第2放水路よりさらに東側の開発が進んだ結果、東部地域での水害対策として新たな放水路が必要となった。

放水路が計画されている富士海岸は東向きの沿岸漂砂が卓越しており、従来式の暗渠構造を持った放水路を突き出した場合、それが沿岸漂砂の連続的移動を阻止して施設の下手側で侵食を生じさせる恐れが大きい。事実、昭和放水路では、当初汀線付近に放水路が建設されたものの、汀線の後退とともに放水路が露出し、さらに放水路自体が沿岸漂砂移動を妨げているため、放水路の東側は大きく深掘れし放水路が破損して改築のやむなきに至った(宇多, 1997a)。昭和第2放水路でも、その東側隣接部での汀線後退が目立っている(宇多, 1997a)。

こうしたことを考慮すると、沼川新放水路については浅水放流式の暗渠構造ではなく、漂砂の移動を妨げない深度に放流する海中放流式を採用する方法が考えられる。また、計画地点では海底勾配が急で、陸からトンネル構造を有する放水路を建設できる可能性が高いことがこのような方式を提案する主な理由である。

この計画においては、施設の安定性を確保する上で、工事中を含んだ急勾配の海底面の安定性や、漂砂特性等について十分な検討が必要であることから、放水路計画地での詳細深浅測量とボーリング調査を実施した。本研

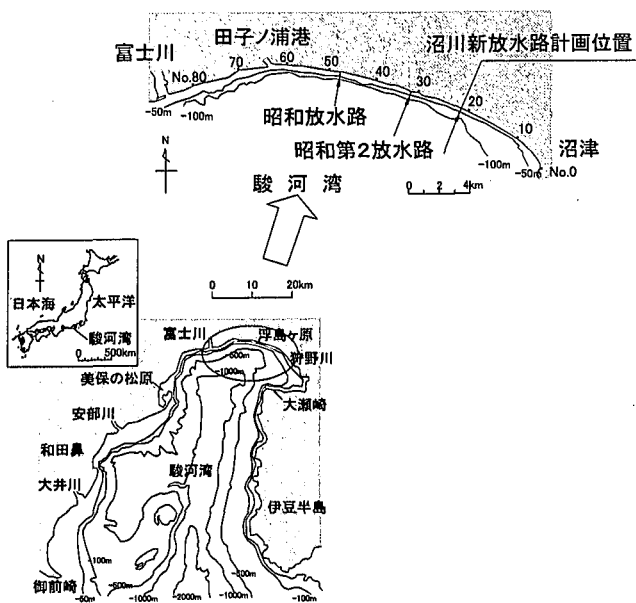


図-1 沼川新放水路計画地点の位置図

究では、これらのデータと既往文献を併せて、放水路周辺の地形形成機構について考察する。

2. 富士海岸、沼川の概要と富士海岸の地形に関する既往の研究

富士海岸は、図-1に示すように駿河湾の湾奥部に位置し、富士川河口西側から狩野川河口に至る延長約25kmの砂礫海岸である。富士川の河口の東4.8kmには田子の浦港が、その東3.5kmには昭和放水路が、さらにその東4.3kmには昭和第2放水路が位置している。

測線番号の基点は沼津港にあり、昭和放水路はNo.48に、昭和第2放水路はNo.31に位置する。また、沼川新放水路の計画地点はNo.21付近である。測線間隔は250mである。図-1によれば駿河湾は急深であること、また-50mの等深線は海岸線に沿ってほぼ平行にNo.10~40付近まで延びていることがわかる。

図-2は沼川新放水路予定地付近の地形図である。浮島ヶ原は愛鷹山と千本松原砂丘の間に挟まれた幅1.0~1.3km、標高2~3mの低地である。低地には西向

* 正会員 工博 建設省土木研究所 河川部長
** 正会員 静岡県沼津土木事務所 工事第1課長
*** 静岡県沼津土木事務所 工事第1課主任
**** (財)先端建設技術センター主任研究員
***** (株)建設技術研究所 東京支社河川本部・海岸海洋開発室 課長



図-2 沼川新放水路付近の地形図

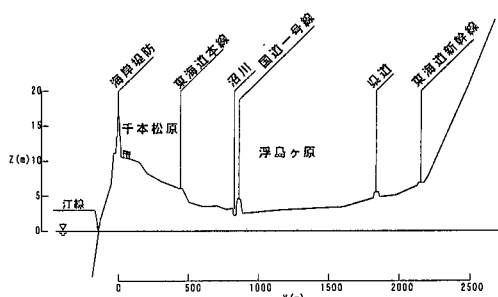


図-3 測線 A-A' の地形断面

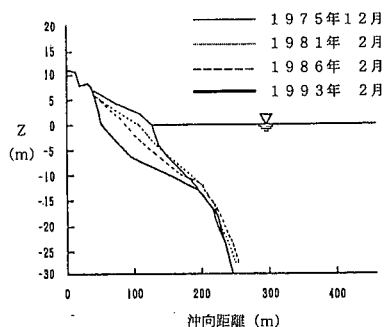


図-4 測線 No. 48 における海浜縦断形の変化

と小さい。そこで高橋川が浮島ヶ原に流入する地点近傍から直線的な排水路を建設し、千本松原を横切って駿河湾へと抜く計画が立てられた。

ここで、図-3 には図-2 において放水路の計画地付近を通る A-A' 測線の縦断形を示すが、浮島ヶ原に対して千本松原の砂丘が大きく立ち塞がっていることがよく分かる。

海岸堤防を除くこの付近の砂丘の最高標高は T.P.+12 m であり、高橋川と沼川の計画高水位 (T.P.+3.3 m) と比較して砂丘地の標高が著しく高いことが明らかである。

この海岸の漂砂に関して、宇多 (1997a, b) は、昭和放水路と昭和第2放水路周辺の海浜地形変化を分析し、汀線変化や海浜縦断形変化を明らかにした。

図-4 は、宇多 (1997a) の示した図を引用したものであり、昭和放水路の東側 (漂砂下手側) に隣接する測線 No. 48 における海浜縦断形の経年変化である。1975~1993 年の地形変化が示されているが、バームを有する初期形状が、東向きの沿岸漂砂の阻止に起因して侵食され、鉛直上方に凹な縦断形に変化したことが見て取れる。この場合、波による地形変化の限界水深 (宇多, 1997b) は、ほぼ 11 m にあることが分かる。

一方、松原 (1984) は、浮島ヶ原の2地点における地質柱状図を示し、礫層と腐植物層との境界が約 10 m に位置することから愛鷹山麓を連ねる旧海岸線と、現海岸線の間には約 10 m の浅海平坦面が広がっていたと推定した。これと図-2 の地形図を考え併せると、浮島ヶ原は浅い海の外縁の、現在千本松原砂丘のある部分が砂礫堤によって塞がれて形成されたことがよくわかる。

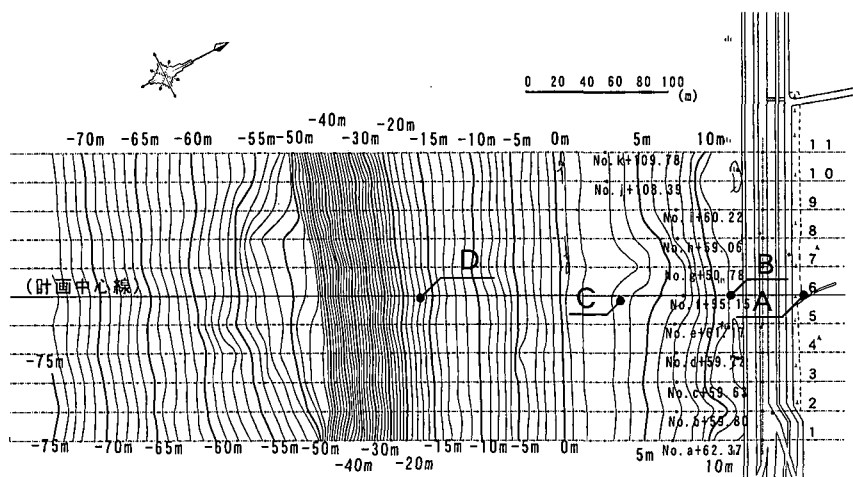
3. 深浅測量およびボーリング調査の結果

(1) 深浅測量結果

図-5 は、放水路建設予定地付近で行われた詳細深浅測量の結果である。深浅測量の測線は沿岸方向に 20 m 間隔で、沖方向には海岸堤防から 500 m の沖合まで測量されている。沿岸方向の測量間隔は、富士海岸で定期的に行われている深浅測量の測線間隔 250 m と比較してはるかに狭く、そのため海底面の詳細調査が可能となった。図-5 の海底地形図から、以下の3つの特徴を読みとることができる。

① 汀線から -20 m 付近までほぼ 1/6 勾配の斜面が続いたあと、-20 m から -50 m 付近まで勾配 1/2.1 と非常に急勾配の海底が続く、-50 m 付近を境として、勾配が約 1/7 と相対的に緩くなる。

きに沼川が流れ、浮島沼を経て田子の浦へと流れている。上流部では、沼川の右支川として愛鷹山系に源を有する流域面積約 16 km² の高橋川が流入している。しかし、浮島ヶ原は低地であるために、沼川の流下能力は 110 m³/s



* 高さの基準 = 東京湾平均水面 (T.P. 0.0m)

図—5 沼川新放水路計画地点等深線図

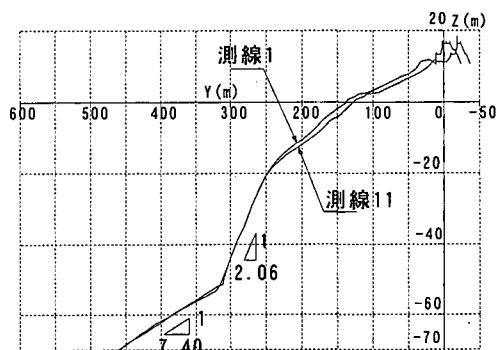
② 中央の測線 6 付近を中心として -50m から -65m m 付近までの等深線が海底扇状地状に突出している。等深線は中央部での沖向きの突出度が大きく、かつ海底表面には不規則な変動が見られる。例えば -50m の等深線に着目すると、等深線は測線 1 から測線 8 までは沿岸方向に比較的なだらかに突出しているが、測線 8 から西側では等深線の突出量が急激に減少し、中央測線を境に左右非対称になっている。このような -50m 以深での等深線の突出に対して、 -20m から -50m までの急斜面やその上部の遷急線付近での等深線は、 -65m 以深での等深線形状とほぼ平行であって、 -50m から -65m 間の局所的な等深線の突出と無関係に直線的に延びている。

③ 前浜上の 3m から 10m において凹状の等高線が見られる。これは B 点直下に排水管があり、そこで流水の作用による侵食があったためである。

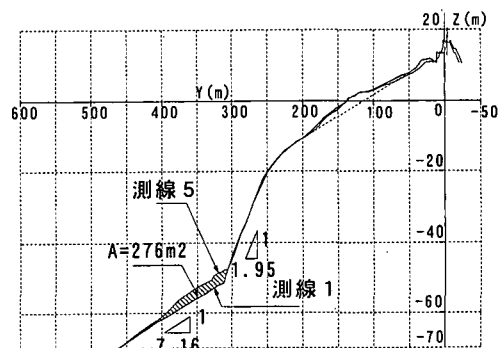
図—6 では測線 1 と 11 の縦断形比較を示す。海岸堤防上に設置された基準線をもとに縦断形を重ねて表示すると、沖合の急斜面が岸沖方向にずれるが、海岸堤防は汀線とほぼ平行に設置されてはいるものの、基準線として任意性が残ることと、図—5 に示すように沖合の急斜面と -65m より沖合の等深線がほぼ平行であることから、陸上に基準線を設けるのではなく、沖合の急斜面を基準に取ることによって、海底地形特性をより正確に表現できると考えた。そこで、沖合の急斜面が重なるようにして縦断形を重ね合わせた。この結果、 -20m 以深の縦断形は勾配の急変する付近でのわずかな差を除けば、ほぼ完全に一致を示す。これより、測線 1 から測線 11 の間では、 20m より沖合の急斜面とそれに続く沖合海底形状は沿岸方向にほぼ一様であったと推定することができ、測線 1, 11 の縦断形に地形変動が重なった結果、図—5 に

示するような海底形状になったと推定される。これを考慮した上で、各測線ごとに測線 1 を基準として各測線の縦断形の急斜面部分を重ねると、いずれの場合にも急斜面はほぼ完全な重なりを示したあと、沖合 -50m 付近で海底勾配が急激に変化することが見いだされた。図—7 に測線 1 と測線 5 の重ね合わせを示した。 -50m で勾配 $1/1.95$ の急斜面は勾配が急激に変化し、多少の変動の後、約 $1/7$ の勾配と

なる。しかし、沖向き距離 400m 以遠で海底形状は両測線で再び重なる。勾配の急変点の沖合隣接部では海底面形状に不規則な乱れがあるが、さらに沖合ではこの乱れも小さくなり、2 測線はなだらかにすり付いている。図—7 では測線 1, 5 で差が見られる部分をハッチングで



図—6 測線 1, 11 の重ね合わせ



図—7 測線 1, 5 の重ね合わせ

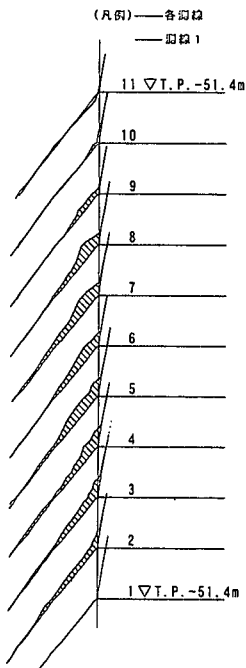


図-8 測線1を基準とした
海底地盤変化

示している。

同様な重ね合わせ比較を各測線ごとに、測線1を基準として変動量を示した結果が図-8である。

これによると、海底勾配の急変点沖に見られた海底面の変動は、測線1から西向きに次第に増加した後、測線8から西向きに減少し、測線10付近ではほぼ消失している。

通常の波の作用が及ぶ水深よりはるかに深い領域で、急斜面直下に沿岸方向に非一様な海底地形の局所的高まりが存在し、その部分より岸側の急斜面と沖合の海底地形が全く同じ形状をしていること

は、急斜面を経由して沖向きに土砂が落ち込み、勾配急変点より沖合に扇状地状に堆積していると推定しない限り説明ができない。

図-8で堆積土砂量を求めると、土砂の落ち込みは約 $1.23 \times 10^4 \text{ m}^3$ となった。

各測線において、水深30m付近の急勾配斜面の勾配と、沖合の $y=450$ m地点における勾配を読みとった結果、水深30m地点における海底勾配は $25.3 \pm 0.8^\circ$ とほぼ一定である。一方、沖合の450m地点での海底勾配は平均で 8.0° と-30m付近と比較するとはるかに勾配が緩くなっている。

図-7の測線5の縦断形において汀線付近の形状を調べると、沖合から-10m付近に変曲点を有する鉛

直上方に凸で緩やかな曲率を有する斜面が存在する。この変曲点より岸側では、図に破線で近似するように、後浜上の点と直線で結ぶ線より上方であたかも土砂が堆積しているように見える。この変曲点の水深は沿岸方向にほぼ一定であり、平均値は-10.5mである。

第2節で述べた富士海岸の昭和放水路地点で海浜縦断形変化から測定された波による地形変化の限界水深は約11mでありここで求められた値とよく一致している。

以上より、図-7において破線でつながれた部分より上方にある土砂は、沿岸漂砂によって活発な移動が行われている範囲と推定できる。

(2) ボーリング結果

図-9にボーリング結果と想定地質縦断図を示す。

陸から沖方向に測点をA, B, C, Dとしたとき、標高10.21mの点Aでは表面近傍はAg3層であるが、T.P.+2.41m以深ではAg4, Ag5の砂礫層、または砂礫および玉石混じり砂礫層となり、N値は33~50以上である。

測点Bにおいてもほぼ同じ状況が観察される。測点Cでは地表面から5m下部まではAg3層であるが、その下部はAg5層がT.P.-32.21mまで続く。この層はN値が非常に大きく、T.P.-32.21mからはAs1層になる。

測点DではT.P.-44.69mまでAg3層が続いている。

富士海岸では、砂層またはシルト質砂層の基層上に砂礫層が構成されており、汀線際から沖合の砂礫層は陸側からAg3, Ag5層をなす砂礫が落ち込んで堆積した状況を示すことが地質断面図からも分かる。

測点Dのサンプリングデータの粒度分析結果より中央粒径 (d_{50}) の分布は海底面下約27m (T.P.-44m) までは約10mmの礫からなるが、深度約-30m (T.P.-48

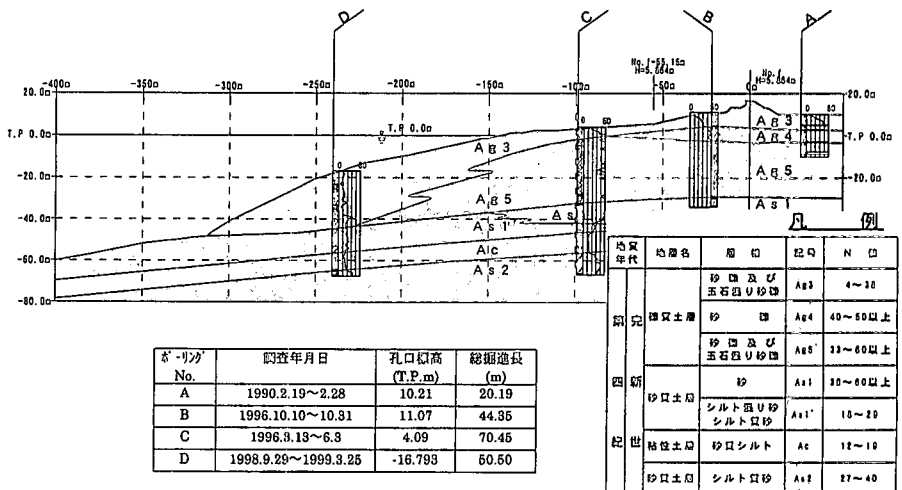
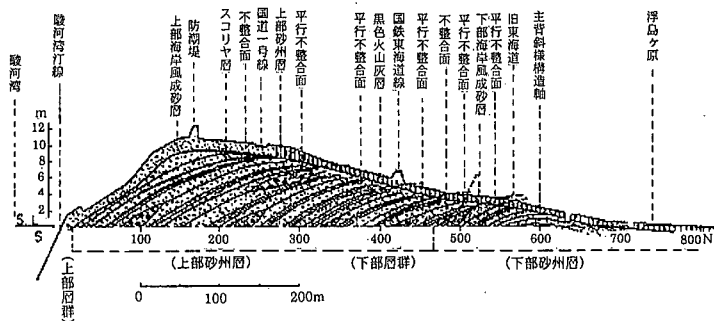


図-9 ボーリング結果からの地質想定縦断図



図一10 昭和第2放水路掘削工事露頭調査

m)ではほぼ0.1 mm以下の細砂層に変わる。また、2 mm以下のふるい通過質量百分率も中央粒径(d_{50})と非常により対応を示し、深度約27 m以浅の地層に堆積している砂礫層中における2 mm以下の砂分が占める割合は非常に低く、よく淘汰された砂礫が堆積した地層である。

図-10 には昭和第2放水路の1960年からの開削工事における露頭より小川(1965)が作成した地質縦断面図であるが、砂丘に残された数多くの地層は、波のうちあげと飛砂の作用によって内陸側から海側へと砂丘が発達したことをよく表している。このような砂丘の発達と同時に現況の沖合の急斜面が発達したと考えられる。

4. 底質の安息角の推定

斜面の滑りは直線すべりとし、滑り抵抗には内部摩擦角のみ有効と考えて、力の釣り合いから水中での安息角(α)の推定を行う。まず、-20 m 付近からの勾配 1/2.1 をなす砂礫層の安息角を推定する。ボーリング資料の密度試験結果より、砂礫土の単位体積重量は $\gamma = 2.6 \text{ tf/m}^3$ (26 kN/m^3)、海中での単位体積重量を $\gamma' = 1.5 \text{ tf/m}^3$ (15 kN/m^3) とし、水中での安息角を α とすると、次の釣り合い関係が成立する。

$$\gamma \sin \alpha = \gamma' \tan \phi \cdot \cos \alpha \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 ϕ は砂礫の内部摩擦角である。

ボーリングデータによれば、Ag3 の平均 N 値は、16 程度である。次に、Dunham の式（地盤工学会，1998）において、砂礫を角ばった粒子と仮定した場合の内部摩擦角は $\phi = 39^\circ$ となるので、この値を式（1）へ代入すると、

$$\alpha_1 = \tan^{-1}(0.467) = 25.0^\circ \text{ (勾配 } 1:2.1) \cdots \cdots (2)$$

となる。この結果は、実測の $25.3 \pm 0.8^\circ$ という値と非常によい一致を示す。

同様に、-50 m 以深の緩勾配約 1/7 をなす底質層の安息角の推定を行う。砂質土の単位体積重量を $\gamma=1.80 \text{ tf/}$

m^3 (18 kN/ m^3), 水中の単位体積重量
を $\gamma' = 0.80 \text{ tf}/\text{m}^3$ (8 kN/ m^3) とする.

ポーリングデータによれば, AsI'層の平均 N 値は49程度であるが, 海底部においては上層のAg層が無くなって表面にAsI'層が露頭していると推定でき, 平均 N 値と比較してかなりゆるい状態が予測される。

ここでは、 N 値を3と仮定し、Dunhamの式で砂を丸い粒子として内部摩擦角を計算すると $\phi=19^\circ$ となる。し

たがって式 (1) より,

$$\alpha_2 = \tan^{-1}(0.153) = 8.70^\circ \quad (\text{勾配 } 1:6.5 \div 7) \quad (3)$$

となる。この計算結果も実測値をよく説明している。

5. ま と め

富士海岸の海底勾配急変点に見いだされた緩勾配の扇状地は、細粒分で構成されている可能性が高い。宇多ら(1995)によって No. 70 以西では海浜材料に 1.0 mm 以下の砂が存在するが、東側に存在しないのは、砂礫が沿岸方向に移動する間に細粒分が沖へと流出したと示唆したが、この示唆を支持する結果となった。海底地滑りにより発生した扇状地の可能性は、急斜面上部に地滑り後の凹状の地形が残されていないこと、等深線が沿岸方向に一樣であることから否定できる。

部分的な海底扇状地が形成されるメカニズムは、冲向きの土砂輸送の前後での調査が必要であるが、冲向きの土砂輸送が発生する場所・時間・機構の予測が出来ないことから、20 m 間隔（通常の測量間隔 250 m）で実施した詳細深浅測量による推定も十分な価値を有すると考える。さらに、土砂の堆積状況に指向性がある点も富士海岸での沿岸流の発達状況から説明可能である。

参考文献

- 宇多高明 (1997a): 沿岸漂砂の卓越する海岸における暗渠型放水路吐口の設計上の留意点, 海洋開発論文集, 第 13 巻, pp. 627-632.
- 宇多高明 (1997b): 日本の海岸浸食, 山海堂, p. 442.
- 宇多高明・山本幸次・張 達平 (1995): 駿河湾湾奥部に位置する富士海岸の海浜変形機構, 地形, 第 16 巻, pp. 137-155.
- 小川賢之輔 (1965): 駿河湾北部に発達する田子の浦砂丘, 地理評, 第 38 巻, pp. 241-259.
- 社団法人 地盤工学会 (1998): N 値と $c \cdot \phi$ の活用法, 130 p.
- 松原彰子 (1984): 駿河湾奥部沖積平野の地形発達史, 地理評, 第 57 巻, pp. 37-56.