

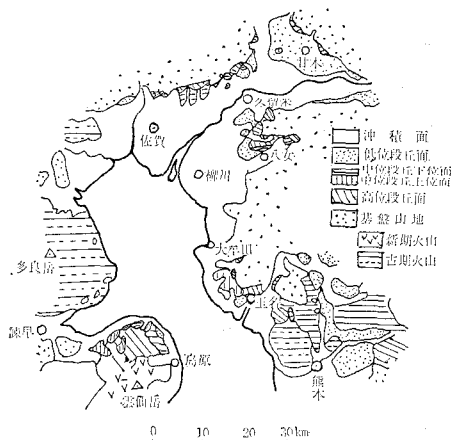
満田雅男*

1. はじめに

従来、浮泥に関する研究としては、個々の問題に関連して行なわれた貴重な報告が若干ある^{1), 2), 3)}。今回、筆者らは河川部から海浜部にかけて、かなり広範囲にわたる同時一斉観測を実施する機会を得て、浮泥の成因、挙動、効果についてかなり明らかにすることができたのでその一部を報告する。なお本報告は水産庁の企画のもとに福岡学芸大学、福岡県水試、佐賀県水試の協力によって行なわれたものであることを付記して謝意を表する。

2. 浮泥の成因と挙動の概要

河川水に含まれる浮泥は、通常、流水中における土壌侵食あるいは人為的かく拌などの作用によって生ずる。すなわち、山間部においては山林、山道、溪間などにおける掘削、構造物改修などに際しては著しい濁水が発生



浮泥を含有した淡水が塩水中に拡散する場合には、塩分濃度の変化とともに浮泥の凝集・綿毛化現象がおこる。元来、浮泥の生成は、ケイ酸コロイドや粘土鉱物、風化残留物としての雲母、石英、長石および腐植酸などの分解生成物が河水中に溶解イオンとともに流れ込んだものであるが、これらは電荷をもっている。一般に、ケイ酸、腐植酸コロイドおよび粘土鉱物は負電荷をもち、水酸化アルミニウムおよび水酸化第二鉄（負にもなりう

* 正會員 農林省農業土木試驗場佐賀支場

る)は正電荷をもっている。したがって、負のコロイドは河水によって運搬される過程において、溶解して存在する金属イオンなどを吸着しているが、海水と接触する段階で大量の Na^+ を吸着して、電気的平衡状態に達して沈積する。その他、河川水が海水中に拡散する過程における水素イオン濃度の変化も浮泥の凝集沈降に影響すると考えられている。

かように、浮泥は各種のコロイド状粒子を含み、電荷をもち、水分子やいろいろなイオンやお互同志が結合したりするので、その大きさはそれぞれについて論じなければならないが、一応、コロイドと称せられる特徴をもった挙動をする粒子の大きさは $2\mu\sim 10^{-3}\mu$ 程度の間にあると考えられる。これらが水和し綿毛化現象を起せば、さらに蜂巢状に連なるわけである。これら海中粘土の結合構造については、Lambe (1958) の溶解塩類の種類による堆積状態や Rosenquist (1959) の電子顕微鏡観察による研究などがある。このような現象は、淡・塩水の接触地点において、河道内のかなり広範囲の区間にわたって行なわれていると考えられ、浮泥の直接的な存在源となっている。

3. 浮泥の濃度分布

浮泥はその大部分がコロイド粒子から成り、前述のごとく、その構造(あるいは形状)はかなり複雑なため、その濃度決定には多くの問題点がある。従来、浮泥濃度の調査は比較的局所的に行なわれることが多かったが、今回の調査では河川部から海湾部へかけて、非常に広範囲な測定が行なわれ、浮泥粒子の挙動が浮遊環境にともなって全く異なることが見出され、きわめて意義が大きいと考えられる。

およそ浮遊環境は淡水域(河川部)、拡散域(河口感潮部)、塩水域(海湾部)の3つにわけられ、浮泥の移動はそれぞれつぎのごとく考えられる。

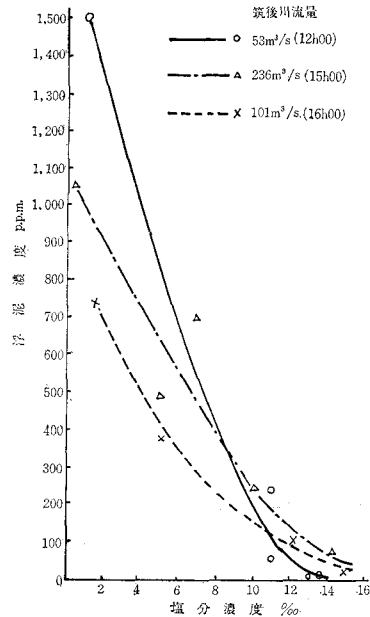
(1) 淡水域

淡水域とは汚水流入のない比較的清潔な河川や排水溝渠(クリーク etc.)などを指し、この区域においては浮泥(粘土コロイド)のみならず、粘土、シルト、細砂なども浮遊運搬されている。したがって、約 2μ より大きい粒子は Rouse (1937) などによって導かれている浮流砂濃度分布の式にしたがうと考えられるが、それ以下のコロイド粒子については粒子の沈降速度 $w_0=0$ なるゆえ、水深方向に一樣な濃度分布となる。また、上流から下流に向かうにしたがって、平均流速の変化が少ない場合でも、河岸または河底侵食による浮泥の増加が加わって、相対的に濃度は大きくなるのが通例である。

(2) 拡散域

拡散域とは淡水が塩水中に混合する区域、あるいは顕著な汚水の流入があり河水中に拡散する区域をいう。こ

図-2 拡散域における塩分と浮泥濃度



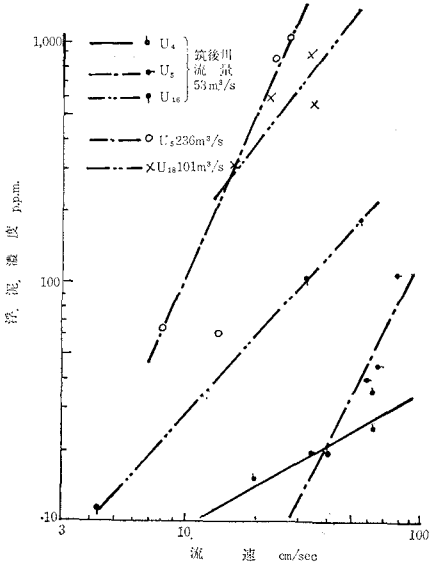
の区域においては、浮泥の主体をなすコロイド粒子が流入金属イオンの吸着や他粒子との結合などを行なって、みかけの粒径は変化し凝集沈降が活発に行なわれ、浮泥濃度には物理的作用のほかにかような物理化学作用が加わった形としてあらわれる。したがって現段階においては、この区域の濃度分布を理論的に求めることは非常にむずかしく、今後の研究にまたねばならない。いま、筑後川河口より沖へ向かう一定測線上の河川水の拡散過程における塩分濃度と浮泥濃度との関係を測定結果からみれば図-2のとおり示される。観測期日によって曲線の勾配は異なっているが、両者の間には一定の逆相関がみられる。

(3) 塩水域

塩水域とは、河水の混合が終り、浮泥粒子と Na^+ イオンとの結合がほとんど完了した区域のことをいい、測定結果を検討してみれば、塩分濃度が 15% くらいより高い区域に相当している。この区域においては、シルト、砂などを混じえて、ごく表層では粘土コロイドの綿毛化したものが沈澱しており、その下の層になれば自重による圧密化により、漸次、堆積粘土の密度は高くなる。海水中には1価の Na^+ イオンが多いので、淡水中の場合と異なり、イオンの吸着をうけた粘土は密接に接触することができず、面と端とが結合するように接触するとみられる。

この区域における浮泥濃度は底質と流速とからほとんど定まると考えられるので Rouse の濃度分布式が適用できるであろう。しかし、底質を表現する粒径および沈降速度は堆積状態、塩分濃度などによってかなり差があ

図-3 塩水域における流速と浮泥量との関係



と考えられるので、なお問題を含んでいる。

いま、河川の影響が少なく均一な泥質地盤とみられる3点について、流速と浮泥濃度の関係として測定値を整理すれば図-3のごとく示される。現地測定値として信頼度の問題もあるが、測定数が十分でないものが多く、結局3点以上のプロットが得られるものを取り図をかいた。これによれば両者の間には指数関係がみられ、Rouseの濃度分布式と同型のものであらわされるものと思われる。

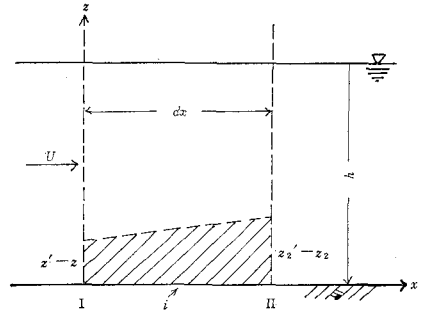
4. 浮泥の渦面変化への影響

海水中における浮泥の移動は、その海底面において洗掘、堆積をとまっているとみられるので、その変化について考えてみる。現場観測値の結果などからみれば、有明海湾奥部における大部分の海水は、閉塞海湾であるため、通常定常波振動を行っており、最満潮時には潮流速が最も小さく、浮泥量もごく小さな値となる。また、平均水位付近で最大流速となり、浮泥量の極大値が現われる。この場合の流れの方向は毎潮時ほとんど同じ経路をとっている。したがって、一潮汐周期中で最も浮泥の移動が卓越する時刻をもって浮泥移動量を代表させ、それにとり渦面変化量を計算すれば、一応の傾向は明らかにできると思われる。

いま、原点を渦面上の一点にとり、流れの方向（鉛直平均の方向）にx軸を、上方にz軸をとり、比較的近い二断面Ⅰ、Ⅱを検査面とし、図-4のように符号を定め、浮泥に関する連続式を考える（検査面ⅠおよびⅡにおける浮泥濃度、および流速などの値は水深方向の平均値とする）。

$t=0$, 検査面Ⅰにおける濃度を c , dt 秒間, 検査面

図-4



Ⅰ～Ⅱ間における平均水深および平均流速を h および U とすれば、

浮泥濃度の差により、 dt 秒間、Ⅰ～Ⅱ間に滞留する浮泥量は、

$$c_{I \sim II} = -h \cdot U \left(\frac{\partial c}{\partial x} \cdot dx \right) dt$$

一方、 dt 秒間、Ⅰ～Ⅱ間の渦面変化量は、

$$z_{I \sim II} = \frac{\partial z}{\partial t} dt \cdot dx$$

で表わされ、堆積土の見掛比重を σ_s とすれば、両者は等しいとおけるので、

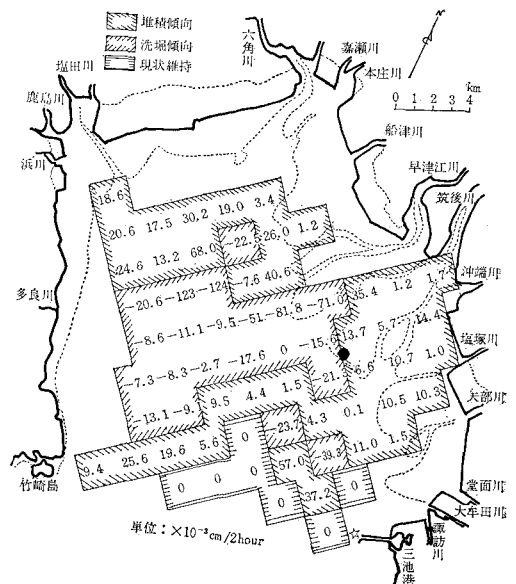
$$\frac{\partial z}{\partial t} = -\frac{h \cdot U}{\sigma_s} \cdot \frac{\partial c}{\partial x}$$

と表わされる。この式は堆積土が完全飽和の状態にある場合、

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -\frac{(G \cdot w + 100)}{G(w + 100)} h \cdot U \cdot \frac{\partial c}{\partial x}$$

で表わされる（ただし、 G : 土粒子の真比重、 w : 堆積土の含水比を示す）。

図-5 3月観測 浮泥による渦面変化への影響
(筑後川流量 236 m³/sec の場合)



上式において h , U および c は, t および x の関数であるから, くわしく潟面変化量を求めるためには水理量に関する方程式とともに差分式に直して用いねばならない。

今回の測定では, 3月, 7月, 9月および11月に水深, 流速, 浮泥濃度その他を調べたので, 一例として, 3月観測の測定値を用いて, 2km 方眼の区画内における潟面変化量を計算してみた。その結果は図-5に示すとおりで, 図中に記した数字は上げ潮中1時間と下げ潮中1時間とによって変化する差引きの潟面変化高さを示したもので, 長期にわたる変化絶対量に適用する場合や流速変化が正弦的でない河川固有流量の影響が大きい所への適用などにはそのままでは問題がある。しかし地域内におけるおおよその堆積傾向, あるいは洗掘傾向などを知るためには, 一応の手がかりとなり得るものと思われる。

5. 結 言

有明海湾奥部における浮泥の運動はわが国でも特異な

環境を形成し, 各方面に影響をおよぼしている。本報では, 浮泥の成因, 運動についてまず明らかにし, その濃度分布を規制する要因が浮遊環境によって異なっていることを指摘し, 浮泥の移動が最も卓越して生ずる時刻の浮泥濃度勾配, 水深, 流速の測定値を用いて, 湾奥部における潟面変化の傾向を知る資料とした。

浮泥の運動については, 研究方法に困難な面が多く, 凝集沈降に関する問題, 堆積土に関する問題など, きわめて困難な点を内蔵しているが, 一応浮泥現象解明への足がかりとなれば幸いである。

参 考 文 献

- 1) 細川 徹: 潮汐作用による河口浮泥の移動, 『科学』, Vol. 29, No. 11, p.p. 611~612 (1959).
- 2) 藤川武信: 干拓造成の見地からした有明海の干潟の研究, 干拓研究報告 No. 33, 九州農業試験場干拓部 (1954).
- 3) 山口貴美夫: 潮汐による浮遊土砂の移動, 第14回管内技術研究論文集, p.p. 393~410 (1963).
- 4) 有明海研究グループ: 有明・不知火海域の第4系, 地団研専報 No. 11, 地学団体研究会 (1965).