

石狩川の浮遊流砂について(その1)

土木試験所次長 古 谷 浩 三
総 理 府 技 官
水 工 研 究 室 服 部 博
総 理 府 技 官

On the Suspended load of the Ishikari River (I)

By Kōzō Furuya and Hiroshi Hattori

Synopsis

Based on a survey of the downstream of the Ishikari river, the present paper deals with the close relation between suspended load and hydraulic quantity.

要 旨

本文は石狩川下流部における実測により、浮遊流砂と水理量との関係、すなわち、特性について述べたものである。

目 次

I. 概 説	90
1. 石狩川の概要	90
2. 土砂運搬の型式	90
II. 調 査 概 要	90
1. 観 測 施 設	90
2. 観 測 器 械	91
3. 浮遊流砂の処理	91
III. 調査結果と考察	92
1. 流砂濃度の垂直分布	92
2. 渦動拡散係数	94
3. 平均流砂点	97
4. 表面浮遊流砂量と平均浮遊流砂量の関係	98
5. 水理量との関係	98
6. 流泥量の時間的分布	100
IV. む す び	102

自然河川における浮遊流砂の問題は、流体力学の問題と密接な関係にあり、かつ、河川の治水および利水計画の樹立上極めて重要な基礎調査の一つである。石狩川における浮遊流砂に関する調査は、過去において2, 3の例はあるが、系統的な調査は行われていない。本調査は、石狩川下流部における浮遊流砂の実態を把握してこれと水理量との関係を求め、さらに、浮遊流砂の普遍的な性向を解析するため、昭和30年度より継続的に実施したものである。

I. 概 説

1. 石狩川の概要

石狩川は標高 1,980 m の石狩岳に源を発して空知、石狩の平野を貫流し、途中雨竜川、空知川など多くの支流を合して石狩湾に注ぐ延長約 320 km の北海道における代表的河川である。本調査は、石狩川下流部を対象としたが、過去の水理資料、あるいは、実測した河床構成材料から推定すると、河口から約 60 km 上流の月形地点を境として、下流は河床材料の粒径も急に減少し、また、水深、水面勾配も全くその様相を異にしている。石狩川の中流部分と下流部分境界点はこの付近であろうと思われる。

この月形から下流へ約 40 km (江別) の間は、従来非常に蛇行のはげしい箇所であつたが、河川改修により月形捷水路を最後に河道の整理はほぼ完了した。この区間の捷水路の数は昭和 13 年以来 10 箇所におよんでいるが、このことから推してもいかに屈曲のはげしい区間であるかがうかがい知れよう。捷水路工事による河道距離の短縮は、当然河床に大きな変動を与えるが、特に月形～江別間は年々河床の低下をきたしているといわれているところである。石狩川の一般平面図を示すと 図-1 のとおりである。

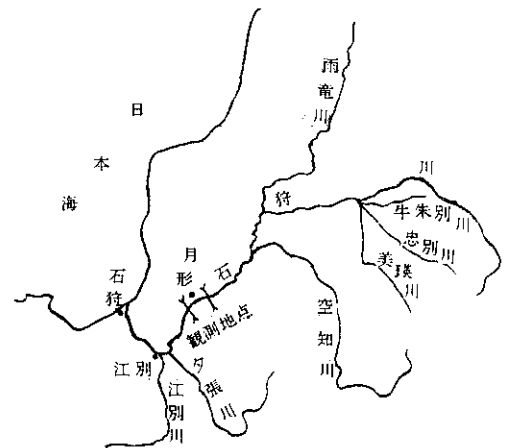
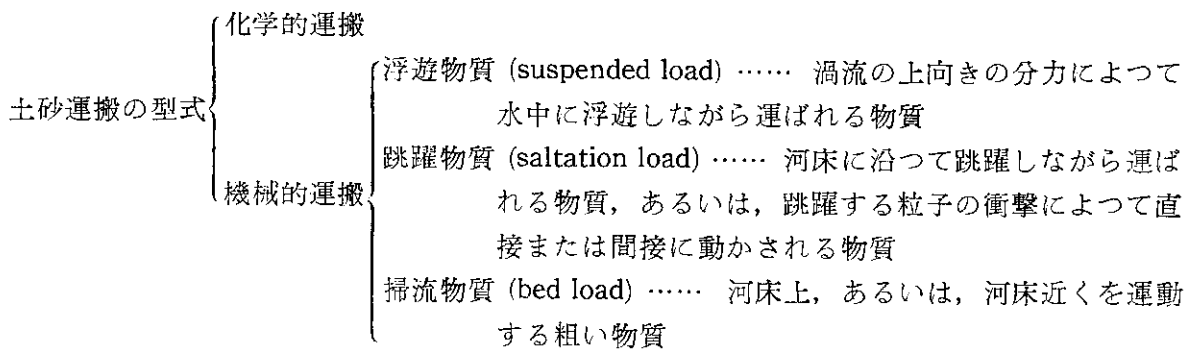


図-1 石狩川一般平面図

2. 土砂運搬の型式

河川が土砂を運搬する型式を大別すると、化学的運搬と機械的運搬の二つに分けられるが、これを更に分類すると次のとおりである。



化学的運搬は鉱物質、あるいは、塩分などを溶解して運ぶいわゆる溶流であり、機械的運搬は土砂、石礫、木片など河水に溶解しない物質の運搬作用を指すものである。

II. 調査概要

1. 観測施設

観測点は 図-2 に示すとおり河口より 75/58 km (西美唄) と 45/54 km (北村) の 2 箇所を選定した。これは浮遊流砂測定の外に、昭和 30 年度末に通水した月形

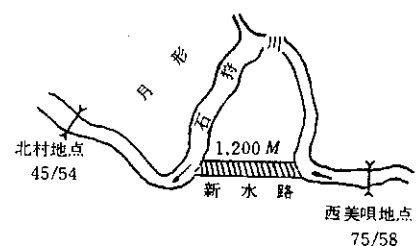


図-2 観測地点拡大図

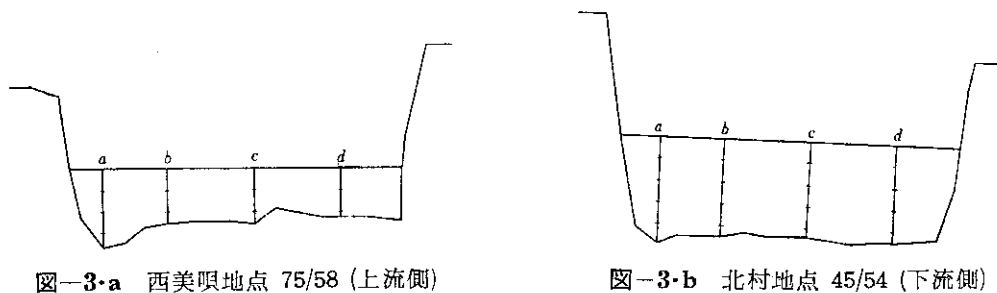


図-3・a 西美唄地点 75/58 (上流側)

図-3・b 北村地点 45/54 (下流側)

図-3 観測点横断面図

捷水路の通水前後における種々の水理量，物理量の変化も併せて調査する目的を持っていたためである。

西美唄地点と北村地点の基準断面を示すと 図-3・a および b のとおりである。川巾は約 170 m 位であるが，兩岸に 24 尺× ϕ 3.5 寸の松丸太 3 本で檣を組み，10 m 間隔に目盛った ϕ 8 mm のワイヤーを張つて，一端を巻き取り器に接続させた。

観測地点には自記水位計および水位標を設置し，観測に当つては軽舟を所定の位置に浮べ，水深測定は 10 m 間隔，流速測定は 3 点法により 10 m 間隔に行い，また，浮遊流砂は 図-3・a, b に示すように 4 地点について，垂直方向にはその時の水深に応じて 50~100 cm 間隔で採取した。なお，観測点より 500 m 離れた地点に水位標を設置し，観測の開始前および終了後には水面勾配の測定も併せ行つた。

2. 観測器械

1) 自記水位計

自記水位計には当試験所村木技官の考案になるサイフォン式自記水位計を使用した。この水位計の詳細については別に報告されているので (技術資料第 9 号，土木学会北海道支部発行) 省略するが，設置が僅か 3~4 人で 2 時間程度で行うことができ，かつ，低廉で，しかも，所要の精度は十分得られる特徴を持っている。

2) 流速計

プライス型電音流速計の下部に，特に作らせた 10 kg の魚雷型錘を流勢に応じ 1 個ないし 2 個取りつけるようにした。

3) 浮遊流砂採取器

当試験所で考案した 2 種類の採水器を使用した。いずれも所定の位置において瞬間的に口が閉ぢられる装置になつており，容量は約 1,100 cc である。ある点における浮遊流砂量は，常に変動しつつ通過するものであるから，その点を通過する流砂量の平均値をとるため，採水器への流入にはかなりの時間をかけて採水するのが好ましいが，石狩川の場合，後でふれるように流砂量の時間的変動は余り大きくなく，瞬間的な採水でも大差はないと思われる。

3. 浮遊流砂の処理

採水器により採水した濁水は直ちに 1 l の広口試薬壺に移され，それを現地で約 3 昼夜以上静置した後，澄んだ上水をゴムパイプにより取り除き実験室に持ち帰つた。浮遊流砂の処理には，蒸発乾燥，濾紙による自然濾過または浮泥量計による方法など種々あるが，ここではガラス濾過器に試料を入れ，耐圧壺を通じて真空ポンプにより濾過する方法を用いてみた。この方法によれば，自然濾過法などに比較して 1/10 位に作業時間が短縮でき，非常に能率的であつた。使用したガラス濾過器のフィルター番号は No. 4 である。なお，採取試料の数は表-1 のとおりである。

表-1 浮遊流砂試料採取数

	西美根地点	北村地点	計
昭和 30 年	83 個	58 個	141 個
“ 31 “	94	60	154
“ 32 “	179	45	224
計	356	163	519

III. 調査結果と考察

1. 流砂濃度の垂直分布

流水中における浮遊流砂は、流れがいわゆる層流状態であるならば、砂泥の運動はあくまでも静水中と同様に沈降するはずであるが、実際の河の流れは乱流であるからその交換作用に左右されると考えられる。水深に比して巾の広い開水路における流砂の濃度分布の基本方程式は、河床上の高さ z における単位体積当りの流砂の質量を m とすれば

$$\frac{\partial m}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\epsilon_s \frac{\partial m}{\partial z} \right) + w_0 \frac{\partial m}{\partial z} \quad (1)$$

ここに w_0 : 砂泥粒子の静水中の沈降速度

ϵ_s : 渦動拡散係数

これが砂泥濃度分布の基本方程式である。特に定常状態となつて流砂濃度が時間的に変化しない場合には $\partial m / \partial t = 0$ であるから、

$$\frac{d}{dz} \left(\epsilon_s \frac{dm}{dz} \right) = -w_0 \frac{dm}{dz} \quad (2)$$

ここで河面では砂泥の上昇はできないという条件、すなわち、 $z=H$ では

$$-\epsilon_s \frac{dm}{dz} - w_0 m = 0 \quad (3)$$

を入れて解き、さらに ϵ_s が深さによつて変り z のみの函数の場合に (3) 式を解くと、

$$m = m_0 e^{-\int_a^z \frac{w_0}{\epsilon_s} dz} \quad (4)$$

ここに m : 浮遊流砂量

m_0 : $z=a$ 点における m の値

a : 土砂が浮遊形式で運動する底面付近の限界点における z の値

z : 底面からの高さ

(4) 式が浮遊流砂の垂直分布を与える式である。これによると浮遊粒子の垂直分布は指数曲線で表わされ、粒径の大きい粒子ほど水面から水底に向つて濃度が急激に増大し、粒径の小さい粒子では水面から水底まで濃度があまり変化しないことを示している。さて、石狩川における浮遊流砂の垂直分布の主な実測例を捷水路の通水前後に区別し、さらにこれを増水時、peak 時、減少時、平水時の各水位状態の場合に分けて示すと 図-4 のとおりである。

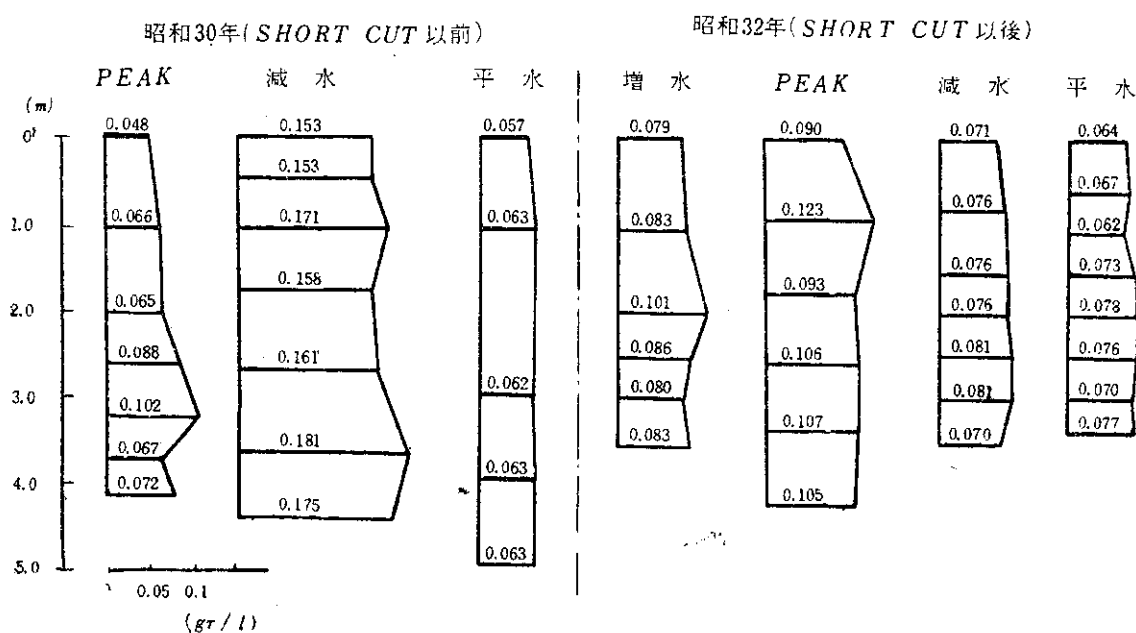
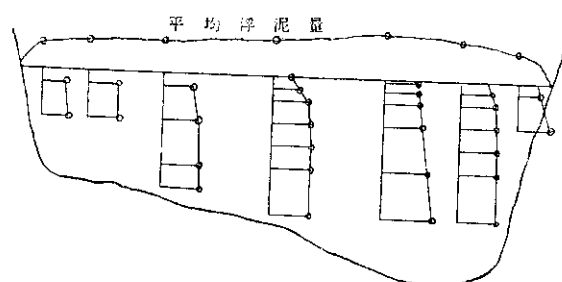
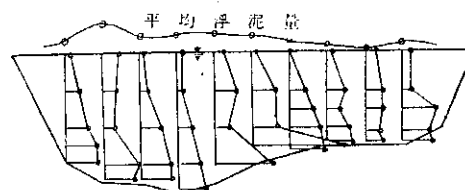


図-4 浮遊流砂の垂直分布 (西美唄地点)

図-5・a 浮遊流砂の垂直分布
(江別大橋) 50/26図-5・b 浮遊流砂の垂直分布
(北村渡舟場) 50/47

増水時における記録はあまり得られなかつたが、小さな peak 時および水位がほぼ一定状態の時の記録は十分採取することができた。測定結果によれば、石狩川の浮遊流砂の垂直分布はほとんど直線変化と考えるとさしつかえないようである。この結果が妥当であるかどうかについて石狩川の過去の実測例を調べてみると、昭和25年に江別郊外石狩大橋(河口より5/26 km)で北大菅谷博士らが行つたものと、昭和29年に北村渡舟場(河口より5/47 km)で著者らの実測した例がある。これらの例を参考までに示すと図-5・aおよびbである。いずれも垂直分布は直線変化と考えるとさしつかえないようである。したがつて、採水器による採水の場合、瞬間的な採取の方法は理論上正しくはないが、石狩川の場合濃度がほとんど直線分布を成すのであるから、逆説的に云うと、瞬間的に採取しても大きな誤差は出ないものと思われる。米国の L. G. Straub のミズリー河における調査によると、これは各深度の浮遊物質を採つてフルイ分けし、粗砂より細砂までの各種別について垂直分布を調べたものであるが、粗粒の砂は表層には極めて少なく主として底層に集つてゐるのに、粒が小さくなるにつれ表層と底層の差が減じ、粒径 1/16 mm 以下の silt または粘土とも云うべき細粒は、上下ほとんど均一分布になると報告されている。

採取浮遊土の粒度試験および顕微鏡写真により検討すると、粒径は 0.01~0.2 mm の範囲にあり、土質は砂質粘土ロームに該当するようである。

2. 渦動拡散係数

乱れた流れの中におかれた微細な土砂は浮遊現象によつて輸送される。この浮遊による粒子の輸送現象は通常渦動拡散とよばれ、乱流における大小の渦運動と各層の水の混合運動によるものである。渦動拡散係数 ϵ_s は次式によつて与えられる。

$$\epsilon_s = \frac{w_0 m}{-\frac{dm}{dz}} \quad (5)$$

ϵ_s は乱流における水分子間に働く渦動粘性係数 ϵ_m に相当するものであり、 ϵ_m は次式から求められる。

$$\epsilon_m = \frac{\tau}{\rho \frac{d\bar{u}}{dz}} \quad (6)$$

ここで ϵ_s : 渦動拡散係数

ϵ_m : 渦動粘性係数

τ : 剪断力 $= \tau_0 \left(1 - \frac{z}{H}\right)$

τ_0 : $\rho g H I$

ρ : 水の密度

浮遊流砂のある河川の乱流においては一般に ϵ_s は ϵ_m より大きく $\epsilon_s = \beta \epsilon_m$ の関係があり、 β の値は浮遊粒子の大きさによつて異なるが大体 $\beta = 1.0 \sim 1.5$ 位の値をとる。しかし、浮遊粒子の大きさが極めて小さく、粒子が水分子とはほぼ同様の運動をしている場合には、 ϵ_s は ϵ_m とほとんど等しいと考えられる。

また、乱流において渦乱が平均流におよぼす影響は、水の塊が一つの層から他の層へある物理的な量を輸送するものと考えられている。したがつて、水の塊が平均流を横切つて物理量を輸送する距離、すなわち、混合距離 l というものが考えられる。

混合距離 (mixing length) は次式で与えられる。

$$l = \sqrt{\frac{\epsilon_m}{d\bar{u}/dz}} \quad (7)$$

ここで l : 混合距離

いま実測の試料6種を取り出し、 ϵ_m および l を計算して示すと表-2 のとおりである。

表-2 ϵ_m , l , m の計算値

月 日	z (m)	$\frac{du}{dz}$	τ	ϵ_m (gr/cm·sec)	l (cm)	$\int_0^z \frac{w_0}{\epsilon_m} dz$	$m_0 e^{-\int_0^z \frac{w_0}{\epsilon_m} dz}$ (gr/l)	m (gr/l)
9. 10	3.50							
	3.00	0.11	13.82	127.27	34.2	0.196	0.067	0.071
	2.50	0.11	22.11	203.61	43.3	0.129	0.071	0.076
	2.00	0.11	41.46	381.74	59.3	0.087	0.074	0.076
	1.50	0.06	55.28	859.71	126.6	0.064	0.076	0.076
	1.00	0.27	69.09	255.89	30.8	0.054	0.077	0.081
	0.50	0.18	82.91	460.63	50.6	0.020	0.079	0.081
	0	0.04	96.73	2,418.15	245.9	0.002	0.081	0.081

月 日	z (m)	$\frac{du}{dz}$	τ	ε_m (gr/cm·sec)	l (cm)	$\int_0^z \frac{w_0}{\varepsilon_m} dz$	$m_0 e^{-\int_0^z \frac{w_0}{\varepsilon_m} dz}$ (gr/l)	m (gr/l)
9. 25	4.00							0.077
	3.50	0.04	12.69	314.43	89.1	0.131	0.075	
	3.00	0.04	25.38	634.55	126.0	0.104	0.075	
	2.50	0.07	38.07	519.41	84.0	0.090	0.077	0.090
	2.00	0.07	50.76	692.55	97.2	0.074	0.079	
	1.50	0.21	63.46	309.54	38.9	0.061	0.080	
	1.00	0.13	76.15	609.17	69.8	0.033	0.082	0.075
	0.50	0.05	88.84	1,957.42	208.6	0.019	0.083	
	0.20	0.25	96.45	385.81	39.3	0.016	0.084	
	0	0.25	101.53	406.11	40.3	0.004	0.085	0.085
9. 26	4.00							0.079
	3.50	0.12	11.03	91.88	27.7	0.346	0.059	
	3.00	0.28	22.05	78.75	16.8	0.252	0.064	0.083
	2.50	0.20	33.08	164.55	28.6	0.143	0.072	
	2.00	0.11	44.10	420.00	63.3	0.091	0.076	0.101
	1.50	0.08	55.13	654.16	89.5	0.070	0.078	0.086
	1.00	0.17	66.15	378.00	46.6	0.057	0.078	0.080
	0.50	0.22	77.18	358.95	40.9	0.034	0.080	0.083
	0.20	0.22	83.79	389.72	42.6	0.015		
	0	0.22	88.20	410.23	43.7	0.004		
9. 27	4.50							0.090
	4.00	0.11	11.60	103.58	30.4	0.228	0.084	
	3.50	0.16	23.20	141.48	35.5	0.145	0.091	0.123
	3.00	0.09	34.80	382.46	64.8	0.085	0.097	
	2.50	0.08	46.51	604.03	88.6	0.062	0.099	0.099
	2.00	0.11	58.11	553.44	72.6	0.047	0.101	0.106
	1.50	0.12	69.71	562.20	67.3	0.032	0.102	
	1.00	0.07	81.31	1,178.46	130.7	0.017	0.103	0.107
	0.50	0.05	92.92	1,858.32	192.8	0.016	0.103	
	0.20	0.19	99.92	517.71	51.8	0.012	0.105	
	0	0.19	104.52	541.59	53.0	0.004	0.105	0.105
10. 11	3.50							0.068
	3.00	0.06	14.85	270.02	70.7	0.128	0.066	
	2.50	0.06	23.76	431.91	88.6	0.097	0.068	0.082
	2.00	0.07	44.54	1,107.77	125.8	0.077	0.069	0.085
	1.50	0.15	59.40	409.62	53.2	0.076	0.069	0.021
	1.00	0.19	74.24	401.28	46.6	0.055	0.071	
	0.50	0.27	89.09	336.18	35.6	0.034	0.073	0.072
	0.20	0.22	98.00	455.79	46.0	0.013	0.074	
	0	0.22	103.93	483.39	47.4	0.004	0.075	0.075
10. 12	3.50							0.064
	3.00	0.03	9.75	295.53	94.6	0.150	0.062	0.067
	2.50	0.07	15.60	232.90	59.0	0.121	0.063	0.062
	2.00	0.04	29.26	696.55	128.8	0.084	0.066	0.073
	1.50	0.10	39.01	406.34	65.1	0.072	0.067	0.072
	1.00	0.14	48.76	355.88	51.0	0.051	0.068	0.076
	0.50	0.34	58.51	171.08	22.4	0.027	0.070	0.070
	0.20	0.27	64.36	242.87	30.3	0.024	0.070	
	0	0.27	68.26	257.57	31.2	0.007	0.072	0.072

さて、浮遊流砂量を計算するに当つて実測値があれば問題はないが、実測値がない場合(6)式により流速分布から渦動粘性係数を求め、さらに、基底濃度 m_0 を知ることにより浮遊濃度の垂直分布を求めることができる。ただし、この場合渦動拡散係数 ε_s と渦動粘性係数 ε_m とが等しくなければならない。したがつて、 $\varepsilon_s = \varepsilon_m$ であれば、流速分布から求めた流砂濃度の垂直分布は実測のそれと一致するはずである。

本調査においては、流速分布を測定すると同時に同位置において浮遊流砂の濃度も測定してい

るので、両者が一致するか否かを検討してみた。いま実測された流速分布から du/dz を求め、これを(6)式に代入して ε_m の値を決定し、さらに、これによつて $\int_0^z \frac{w_0}{\varepsilon_m} dz$ を積算し、(4)式に代入して m の分布を得た。その計算値を示すと表-2のとおりであり、流速分布から求めた m の分布と実測による m の分布を比較すると図-6のようになる。

なお、浮遊流砂量 m を計算するには、基底濃度の決定が必要であるが、Vanoni は $z=0.05h$ の点の実測濃度を用い、Kalinske は河床の濃度を、Einstein は $z=2d$ を、また Rouse は $z=K_s$ の点を基底濃度としており、 m_0 の求め方はこのようにさまざまである。理論的な算出法としては、Lane および Kalinske は河床材料から渦乱により粒子が拾い上げられる割合は、渦乱によつて生ずる流速の垂直方向の成分に比例するという考え方から基底濃度を決定し、また、京大南勲氏は最大基底濃度を乱流中の浮力と関係づけて求める方法を導いている。

本調査においては、河床上 10~20 cm の点の m をもつて基底濃度とした。これは採取に当つて採水器を河床上 10 cm 位の点に下し、この中に bed-material load のような砂粒が混じていたときは採水器を 5 cm 程度上げて採取しなす方法を取つた。suspended load と bed-material load との限界はもともと明らかでないが、石狩川の場合 suspended load の粒径が微小であるため、完全に砂粒と判定できる粒子のものは、容易に区別することができるようである。なお、この採取深度は、水深を h とすると約 $0.05h$ の点に相当し、結果的にみれば Vanoni の主張する $z=0.05h$ を採用したこととなり、これが実用的なようである。

渦動粘性係数 ε_m の計算に当り、水面では剪断力 $\tau=0$ となり、したがつて、 $\varepsilon_m=0$ となるが自然河川においては $m=0$ ということは実際問題としてあり得ない。これは $\partial \bar{u}/\partial z=0$ の場合(6)式が不定形となるためである。

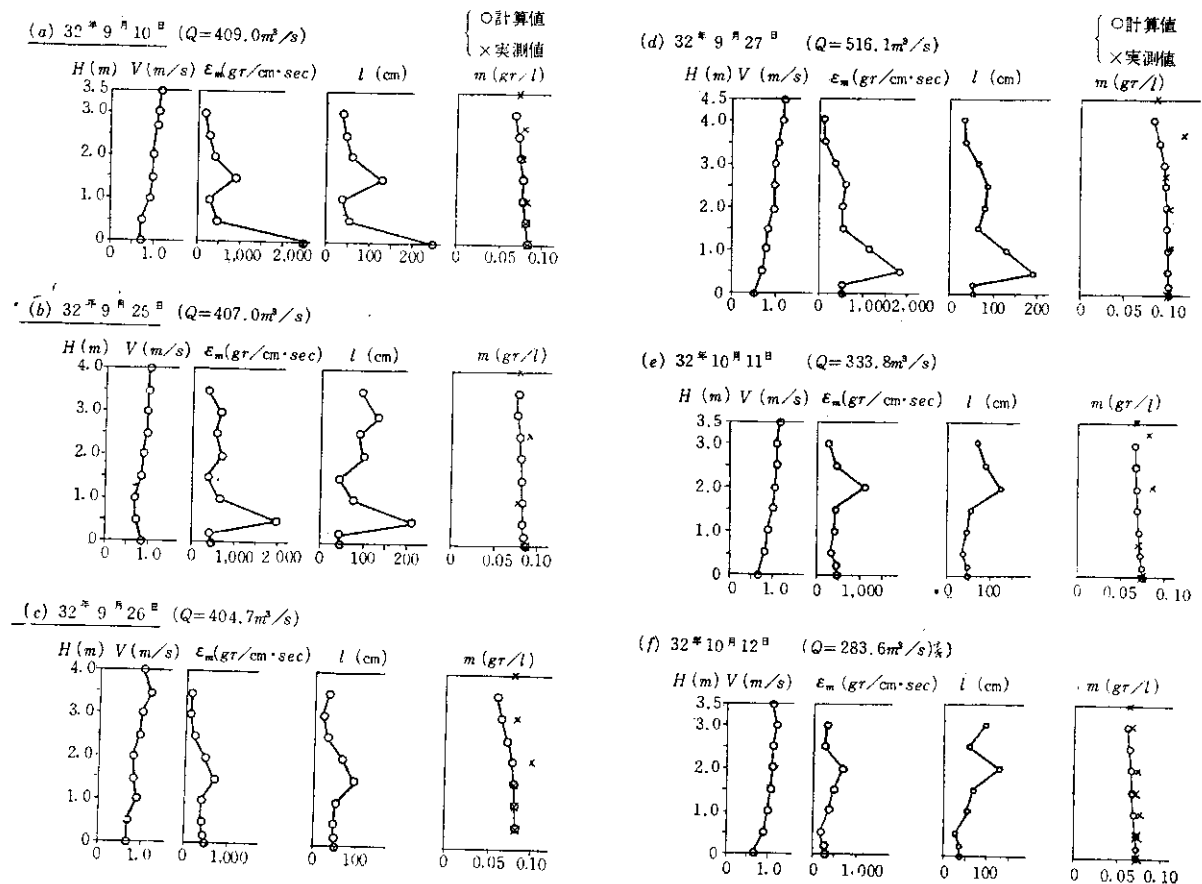


図-6 浮遊流砂の計算値と実測値の比較

渦動粘性係数 ϵ_m は水深 H の函数であると想像されるが、図-6 をみてもわかるように極めて規則性に乏しく函数形は定め難い。計算による ϵ_m の値は大体 100~2,000 C.G.S. 位の範囲にあり、平均値は 519 C.G.S. である。東仲秀雄氏が揚子江漢口附近の測流記録により算出した ϵ_m は 100~1,000 C.G.S. で平均値 408 C.G.S. と報告されている。混合距離についてはやはり水深についての規則性は求め難く、計算によると $l=20\sim250$ cm 位の範囲にあり、平均値は 70 cm である。なお、東仲氏によると前記計算の結果は $l=50\sim350$ cm で平均値 115 cm である。

図-6 において浮遊流砂量 m の分布のうち ○ 印は流速分布から求めた、× 印は実測によるそれぞれの m の分布である。これをみると計算による m の値は流れの下層部および中層部においてはほとんど合致し、上層部においては幾分誤差が生ずるようであるが、比較的良好一致している。すなわち、石狩川における渦動粘性係数 ϵ_m と渦動拡散係数 ϵ_s はほぼ等しいと考えられる。したがって、今後流速分布を知ることにより、これより $\epsilon_m = \epsilon_s$ と置き浮遊流砂量を算出しても、あまり大きな誤差はないものと思われる。

3. 平均流砂点

自然河川における浮遊流砂量を知るには、横断面内における縦・横方向の流砂の分布を詳細に知ることが望ましいが、実際問題としてこれはなかなか大変なことである。横断面内における平均流砂点の位置をあらかじめ知ることができれば、その点の浮遊流砂を採取することにより全横断面を通過する流泥量を推定することが可能である。永井荘七郎博士の遼河および松花江における詳細な実測記録によると、平均流砂点の位置は水深の約 60% (水面から) の点に在り、流出土砂の粒径、あるいは、比重が小さい時は 60% よりやや上方にあり、また、大なる場合には 60% よりやや下方にあると発表されている。なお、同氏によれば Lech 河 56%, Colorado 河 62%, Mithrao Canal 53% と報告されている。

石狩川における I 断面について流砂の濃度分布を詳細に測定したものを示すと図-7 のとおり

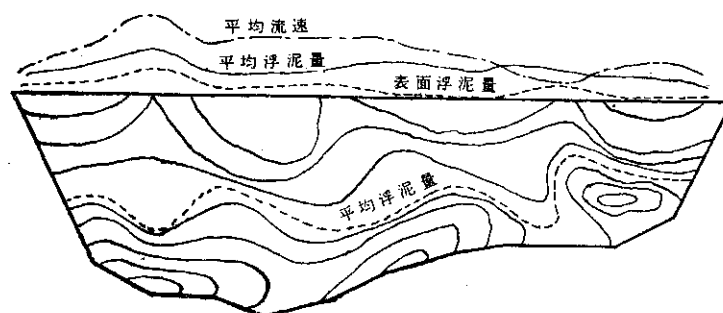


図-7 浮遊流砂の分布

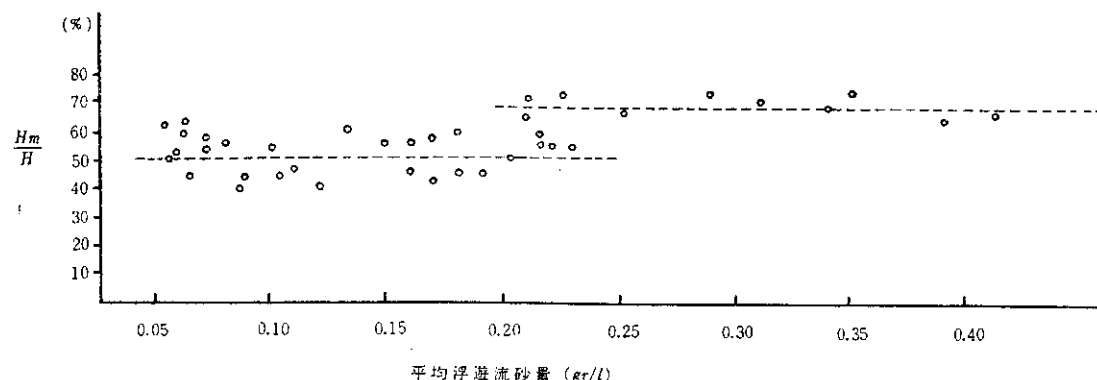


図-8 平均浮遊流砂量と水深との関係

である。これによると平均浮遊流砂量 $\bar{m}$ はほぼ水深の 50~60% 付近にあることが見当つくが、さらに多くの試料から $\bar{m}$ の位置をプロットしてみると 図-8 のようになる。

これによると、単位流量に含まれる流泥量の多寡により 2 群に別けられるようである。すなわち、 $m=0.23 \text{ gr/l}$ 当りまではかなりのばらつきをみせ、平均流砂点 H_m/H は 40~60% 位の巾をもつようである。このことは、浮泥量の少ないときは水深の中間あたりから採取すれば大体 $\bar{m}$ を代表していると考えてよいであろう。 $\bar{m}=0.23 \text{ gr/l}$ 以上になると $\bar{m}$ の位置は水面より 60~70% 位の点に在る。したがって、実際の調査に当つては、 m の急激に増大する水位の上昇時には水深の中心より下層から、それ以外の時はほぼ中心より採取して $\bar{m}$ と考えてさしつかえないようである。

4. 表面浮遊流砂量と平均浮遊流砂量の関係

洪水時における浮遊流砂量を正確に知るには詳細な試料の採取が必要であるが、これはなかなか困難なことである。このために表面浮遊流砂量が平均浮遊流砂量とある一定の関係をもっているならば、これからその概略値が求められて好都合である。実測の記録から両者の関係を示すと 図-9 のようになり、かなりのばらつきはあるが一定の関係を持つようである。

すなわち、平均浮遊砂量を $\bar{m}$ 、表面浮遊流砂量を m' とすると次式が得られる。

$$\bar{m} = 1.18 m' + 0.01 \quad (8)$$

これによつて平均浮遊流砂量の概略値は求められると思う。

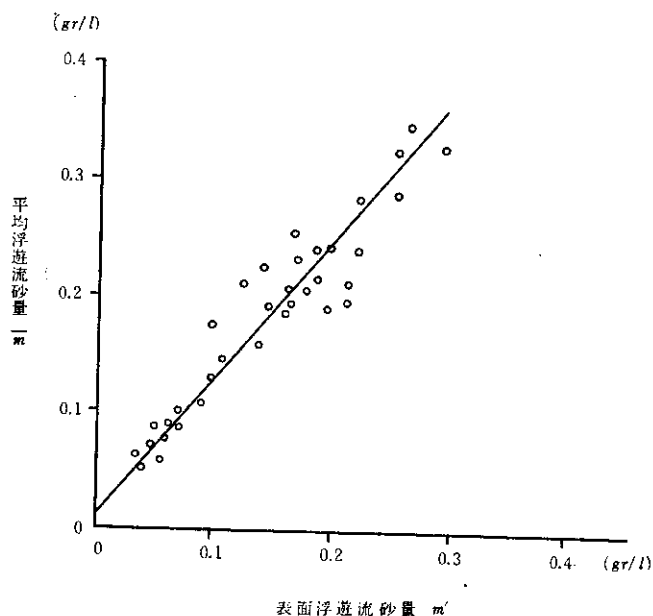


図-9 $\bar{m}$ と m' との関係

5. 水理量との関係

流量 Q により単位時間に運ばれる河川断面全体についての浮遊流砂量 Q_s は、 q_s を単位巾当りの浮遊流砂量とすると、 $Q_s = q_s Q$ で表わされ、 q_s は乱流の程度、したがって、流速ひいては Q の増加に伴なつて増大すべき性質のものであるから、 Q_s は Q の 1 次に比例するよりは一層高次の関係をもつことがわかる。 Q_s と Q との関係は古くから研究され、Brown によると、

$$Q_s = aQ^b \quad (9)$$

なる式で表わされることを知り、 b の値は 1.17~2.50 の範囲なることを知つた。 a は常数であり河状によつて左右される。過去における実測例を示すと表-3 のとおりである。

表-3 $Q_s = aQ^b$ の例

人 名	河 川 名	$Q_s = aQ^b$
Straub	Missouri	$Q_s = 30.4 \times 10^{-11} Q^{2.16}$
Campbell, Bauder	Red River	$Q_s = 9.5 \times 10^{-9} Q^{1.92}$
吉 川 秀 夫	斐 伊 川	$Q_s = 0.011 Q^{1.92}$

吉川氏は (9) 式が成立する理論的根拠を Kalinske の理論により基底濃度を決定し、これを Einstein の流砂量式に代入して $q_s \propto H^2 I$ なる関係を進き、さらに $q \propto H \sqrt{HI}$ なる関係を用いて、 $q_s \propto \frac{1}{H} q^2$ または $Q_s \propto \frac{1}{A} Q^2$ であることを示している。

石狩川における実測値よりこれを図示すると 図-10・a および b のようになり、これより次式が得られた。これを表-4 に示す。

表-4 石狩川における $Q_s = aQ^b$

	西 美 唄 地 点	北 村 地 点
昭和 30 年	$Q_s = 0.000973 Q^{1.80}$	$Q_s = 0.00109 Q^{1.80}$
昭和 31 年	$Q_s = 0.000385 Q^{2.06}$	$Q_s = 0.00113 Q^{1.81}$
昭和 32 年	$Q_s = 0.000115 Q^{2.10}$	$Q_s = 0.00045 Q^{1.86}$

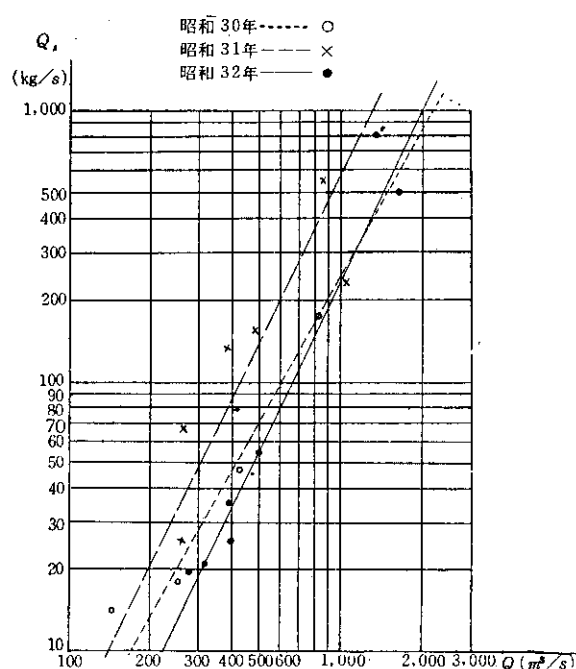


図-10・a $Q_s = aQ^b$ 西美唄地点

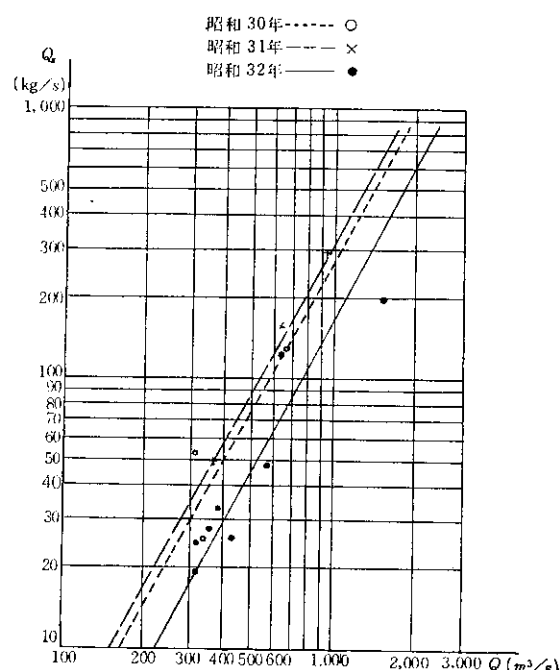


図-10・b $Q_s = aQ^b$ 北村地点

図-10・a および b はそれぞれ試料の数も不足であり誤差も多いことと思われるが、一応の傾向は推定できるであろう。昭和30年、すなわち、short-cut 前は2断面共に $b=1.80$ で曲線はほとんど変化がない。このことは2断面間では一応河は平衡状態を保っていたものと考えられる。昭和31年、すなわち、short-cut 後はこのバランスがくずれ、新水路の上流（西美唄）は $b=2.06$ と急増し、したがって浮遊流砂量は急増し河床は洗掘を起していると考えられる。新水路の上流側においては水面勾配が増大することは当然考えられるのでこのことからもうなづける。一方新水路の下流（北村）は $b=1.81$ とあまり変化せず、曲線の勾配も平行して少しく移動しているが、顕著に新水路の影響が出ているとは断言できない。昭和32年は昭和31年とあまり変った結果にならぬものと予想したが、実際には上、下流共に流砂量が急減してしまう結果となった。short-cut の一時的に急激な影響がある程度治まったためと思われるが、それにしては数値が少し大き過ぎるようであり、これだけではなんとも云えない。なお、全般的にいえることは、short-cut により新水路上流側の浮遊流砂量は下流側のそれより増加したことであるが、このことは両断面のバランスが破れ、上流側は洗掘を下流側は堆積を起しているといえよう。

昭和32年 北村地点

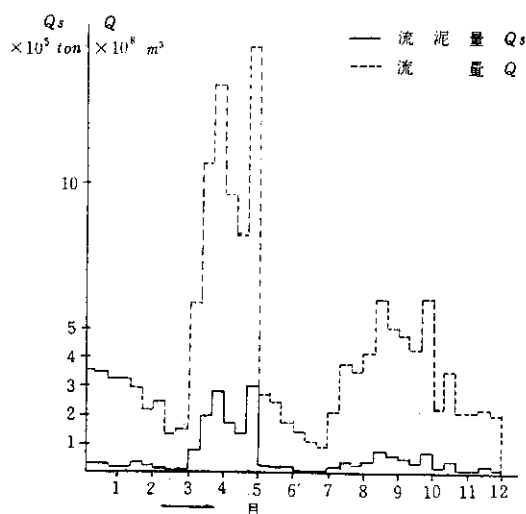


図-11 月別流泥量

この曲線を使つて石狩川における昭和32年の月別流泥量を計算すると表-5のとおりであり、さらにこれを図示すると図-11のようになる。

これをみると、1年間に流出する浮泥の大部分は4,5月のいわゆる融雪出水期に流れ去ることになる。しかしこの曲線を形作つた試料はすべて夏期間の調査によるものであり、北海道特有の融雪出水期にもこの曲線を当てはめられるかどうかはなだ疑問である。おそらく全く異なつた特性を有するものと考えられるが、これは今後の問題として残し、ここでは一応同曲線で処理した。

6. 流泥量の時間的分布

洪水時には浮遊流砂量は非常に増大するが、水位との関係は洪水水位の上昇時には浮泥は極めて多く、下降時には急激に減少するものと考えられる。吉川博士の室内実験例によると水面勾配、流速、浮遊流砂量、流量、水位の順序に最大が生ずることが認められているが、自然河川における洪水期間を通じて浮遊流砂量が測定された例は少ないのでこの測定を試みた。これを図-12(a)~(d)に示す。

出水時の追跡は、人命の危険あるいは夜間観測などいろいろな障害を含むため測定値に相当の誤差を含むことは止むを得ない。今回も明確に実証するには至らなかつたが、一応の傾向はつかめたようである。

昭和32年8月14日の第1回出水時は、丸二昼夜の連続観測を行い、相当の成果を期待したが結果は予想に反し、図(a)のように遂に流泥量の最大は現われぬままに終り、その原因は不明である。しかし、他の3例(b),(c),(d)によれば、水位のpeak前に流泥量は最大となり直ちに急激に減少

表-5 昭和32年北村月別流泥量

月	旬	H (m)	Q ($\times 10^8$ ton)	Qs ($\times 10^5$ ton)
1	上中下	5.61	3.55	0.27
		5.58	3.46	0.26
		5.28	3.28	0.22
2	上中下	5.47	3.28	0.28
		5.25	2.94	0.19
		5.16	2.21	0.14
3	上中下	4.31	2.55	0.15
		3.96	1.38	0.05
		4.02	1.57	0.06
4	上中下	6.68	5.88	0.71
		8.57	10.71	2.03
		9.52	13.39	2.85
5	上中下	8.20	9.68	1.73
		7.61	8.21	1.30
		9.49	14.68	3.14
6	上中下	5.13	2.72	0.16
		4.92	2.42	0.14
		4.35	1.73	0.07
7	上中下	4.06	1.44	0.05
		4.69	1.11	0.03
		3.44	0.95	0.02
8	上中下	4.71	2.16	0.11
		5.70	3.76	0.30
		5.40	3.47	0.24
9	上中下	5.91	4.17	0.36
		6.73	5.96	0.73
		6.32	5.04	0.56
10	上中下	6.20	4.75	0.48
		5.92	4.17	0.36
		6.13	5.09	0.49
11	上中下	4.74	2.20	0.11
		5.60	3.54	0.28
		4.63	2.07	0.10
12	上中下	4.68	2.07	0.10
		4.79	2.25	0.12
		4.40	2.00	0.09
計			149.84	18.28

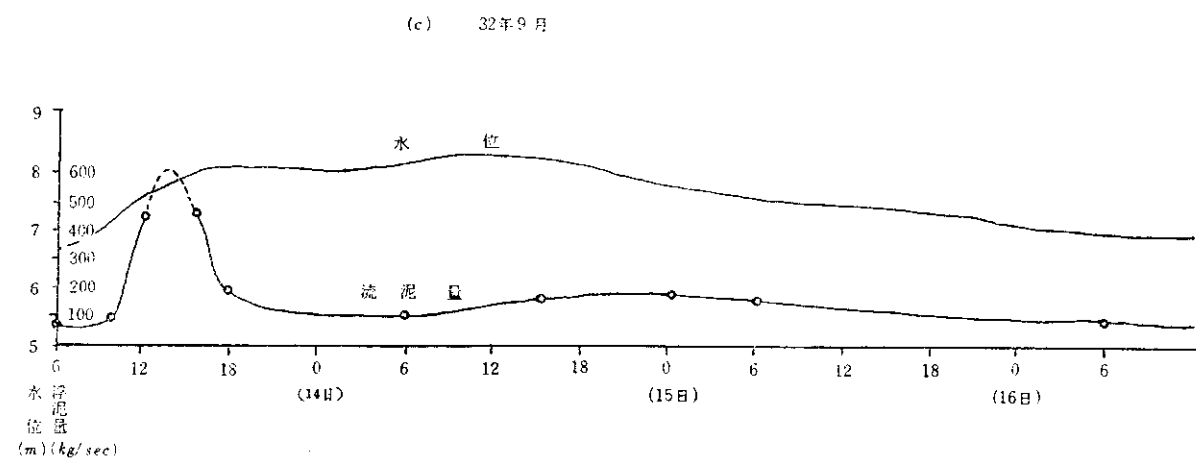
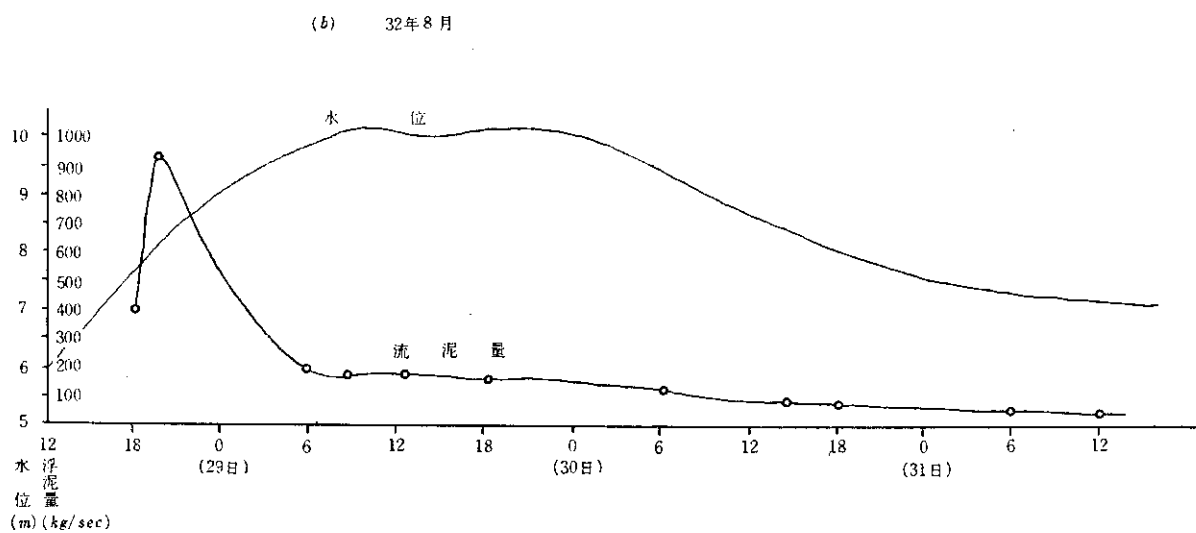
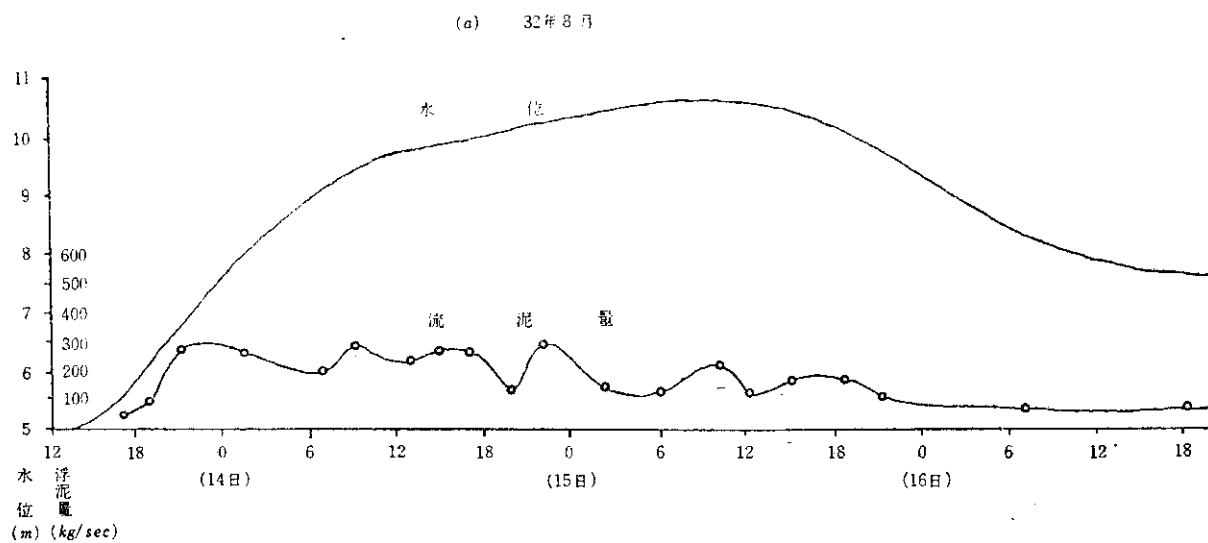
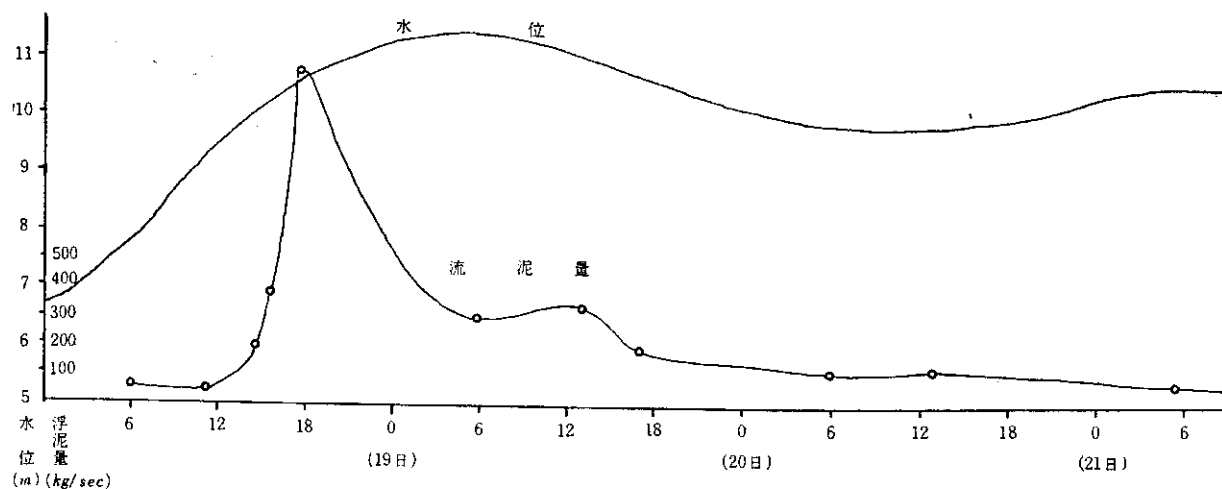


図-12 流泥量の時間的分布

(d) 32年9月



図—12 流泥量の時間的分布

し、水位の peak 時にはほとんど増水前の流泥量の値に復するようである。

IV. む す び

試料を整理してみて不備な点が多く見受けられたが、石狩川の浮遊流砂についての一応の特性はつかめたと思う。今後機会があれば、① 河川の縦断方向の調査による浮遊流砂の比較、② 融雪期における浮遊流砂の特性、の2点に重点を置いて調査研究してみたいと思つている。

調査中種々の御便宜を戴いた石狩川治水事務所月形、北村両事業所の各位、現地において特段の御協力を仰いだ遠藤秀一氏ならびに現地調査、資料整理などに従事された当研究室山田、宮田両技術員に対し厚く感謝の意を表したい。



写真-1 観測施設



写真-2 水位観測標



写真-3 観測船

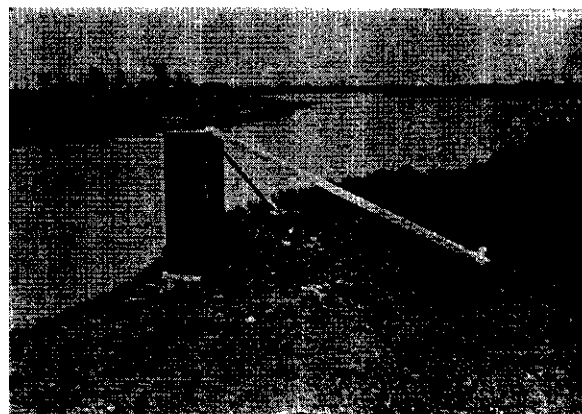


写真-4 サイフォン式自記水位計



写真-5 流速測定

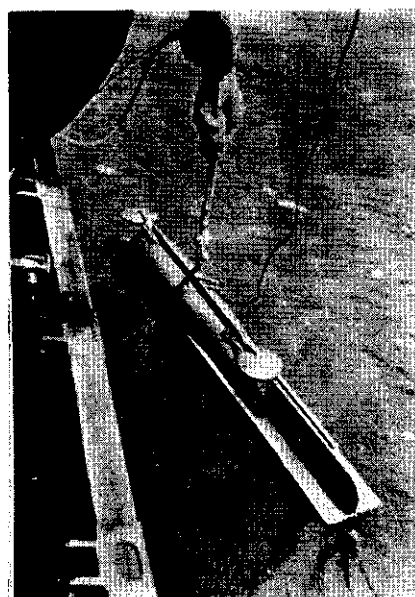
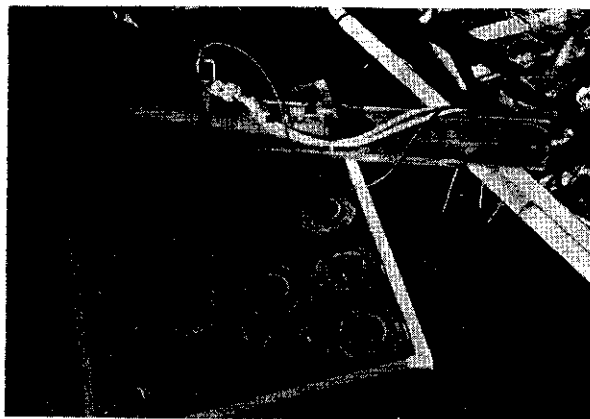
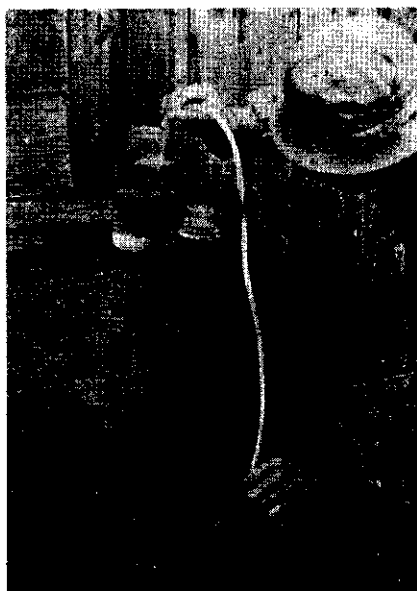


写真-6 浮遊流砂測定



写真—7 採水器と採水場



写真—8 浮遊流砂の現場処理



写真—9 浮遊流砂の室内処理



写真—10 浮遊流砂の重量測定

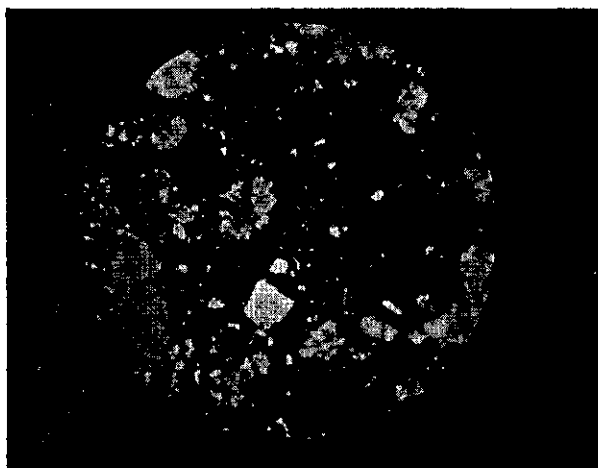


写真-11 浮遊流砂の顕微鏡写真

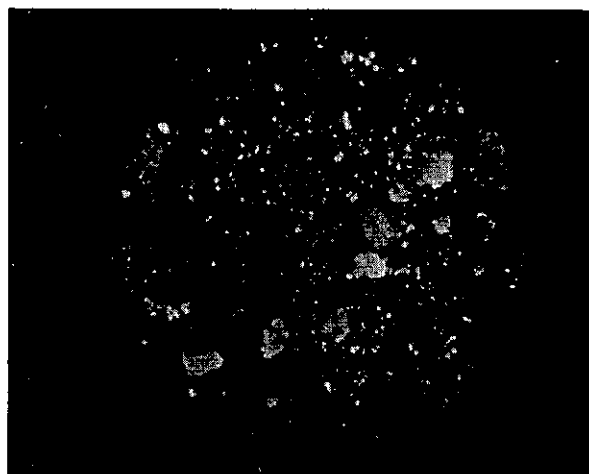


写真-12 浮遊流砂の顕微鏡写真

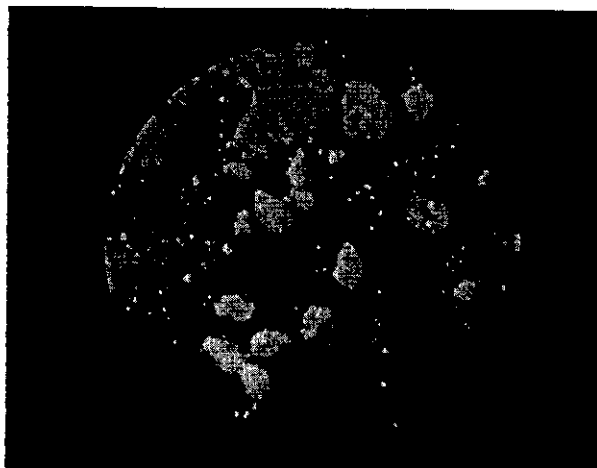


写真-13 浮遊流砂の顕微鏡写真

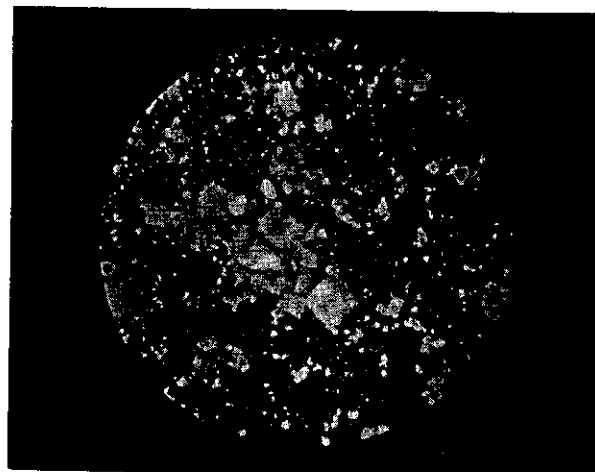


写真-14 浮遊流砂の顕微鏡写真

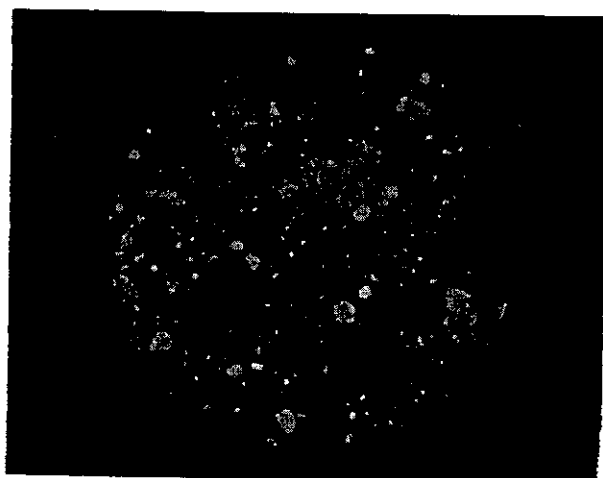


写真-15 浮遊流砂の顕微鏡写真

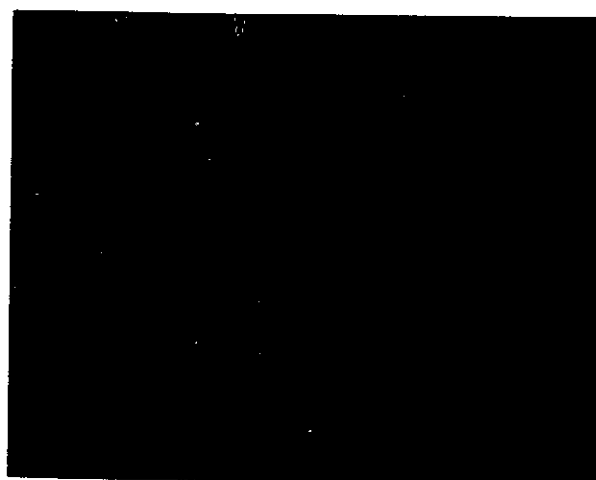


写真-16 スケール