新潟県海府浦付近の溪流河川の流送土砂礫に関する研究(第二報)*

高山茂美**

摘要 1959年夏季に、新潟県北部の溪流河川を対象に流送土砂礫の観測を行なった。今回は、浮流土砂の観測結果について報告する。浮流土砂量は、流量のほぼ2乗に比例し、掃流砂礫量の流量に対する増加率よりやや大きい。浮流土砂量は、8月、9月の出水時に大きく、10月の出水時に小さい。このような時期的差異は、主として河床の貯留土砂量の変化に基くものであろう。河川によって、浮流土砂量が異なる理由についても流域内の諸因子との関係から一応の説明を試みた。

I ま え が き

1959年8月下旬から同年10月下旬までの間、新潟県北部の「海府浦」^{かいふうら}付近で日本海に注ぐ、早川、^{ふこう}普川、大川の3川を対象として、出水期に浮流土砂量の観測を行なった。調査期間中に起った出水は、8月21日、8月27日、9月2日、9月19日、9月27日、10月12日、10月13日、10月14日、10月15日、10月19日の計10回である。この研究を行なった目的、問題の所在、調査地域の地形、地質の概略などについては、第一報¹⁾で既に述べたので、ここでは省略する。

浮流土砂の試料は、前述の各出水時に河水が濁り始めてから容量650ccの採水壺を用いて、水面下10cmの河水を採取した²⁾。採取した浮流土砂の試料は、実験室に持ち帰って、湯煎乾燥後に蒸発残留物を秤量し、浮流土砂濃度をmg/lに換算して求めた。浮

流土砂濃度に試料採取時の流量(m^3/sec)を乗じて浮流土砂量とした。

II 流量と浮流土砂量との関係

浮流土砂量の観測結果について詳細な議論を進めるには資料が不十分であるが、一応、資料整理の結果から流量 Q と浮流土砂量 Q_s との関係について検討を加えてみることにする。

一般に、 Q_s は Q の函数形になることが理論的に証明されており³⁾、多くの実測結果からも次式の形をとると考えられている⁴⁾。

$$Q_s = aQ^n \quad (1)$$

ここで、 a と n とは、観測を行なった場所、時期によって異なる常数である。指数 n の値は、大部分の河川で $n \approx 2$ であるが⁵⁾、最近の荒巻⁶⁾⁷⁾の研究によると、山地河川や荒廃地を流域内に有する河川では、 n の値が3~5になることもあるという。

* この報告は、筆者の学位論文の一部分をまとめたものである。要旨は1964年10月の日本地理学会秋季大会で発表した。

** 東京教育大学地理学教室 Department of Geography, Tokyo Kyoiku University

- 1) 高山茂美 (1965) : 新潟県海府浦付近の溪流河川の流送土砂礫に関する研究 (第一報), 地理評 38, 29~42.
- 2) 独りで三川を巡回しながら観測したので、観測時間の間隔は一定しない。時間の制約上、一回の採水にあたっては、採取地点を流心付近の水面下10cmの1箇所に限った。したがって、浮流土砂の水平、垂直方向の濃度分布を求めてない。
- 3) 吉川秀夫 (1952) : 浮游流砂量に関する二、三の考察, 土木研究所報告 83, 25~37.
- 4) 土木学会編 (1964) : 土木工学ハンドブック, 上巻 285, 技報堂
- 5) 三野与吉編 (1958) : 自然地理学研究法, 181, 朝倉書店
- 6) 荒巻孚・沢野亮一 (1958) : 荒廃山地が河床堆積物および運搬物質に与える影響, 地理評 30, 548~563.
- 7) 荒巻孚 (1962) : 浮流物質に関する河川地理学的研究, 東京文理科大学学位論文 (未公表)

第1図 流量 Q と浮流土砂量 Q_s との関係

各河川, 各出水時における浮流土砂量 Q_s を縦軸に, 試料採取時の流量 Q を横軸にとりて, 両者の関係に対数座標上に表わすと第1図の各図(A), (B), (C), のようである. 第1図によると, Q_s は Q の増大に伴って増加する傾向がある. そこで, 描点の分布に多少のバラツキはあるが, 両者の間に前述の指数法則的關係があるものと仮定して, Q_s と Q との關係式を最小自乗法により, 河川別に求めると次のようになる.

$$\text{早川 } Q_s = 114.1Q^{2.48} \quad (2)$$

$$\text{普川 } Q_s = 89.9Q^{1.72} \quad (3)$$

$$\text{大川 } Q_s = 51.3Q^{2.06} \quad (4)$$

式中, Q_s : 浮流土砂量(g/sec), Q : 流量(m^3/sec)である.

上記の三つの式を比較してみると, 早川では他の2川より n の値が大きく, Q に対する Q_s の増加率がやや大きい. また, a の値は, 主として河床材料の性質によって決るとされているが⁸⁾, 早川の a の値は, 大川のそれに比べて2倍以上も大きい. このような差異は, 流域内に貯留している細粒土砂のうち何%くらいが浮流土砂として運搬し得るかによって生じるのであろう⁹⁾.

次に, 3川をまとめた Q と Q_s との関係を最小自乗法によって求めると,

$$\text{3川 } Q_s = 86.53Q^{1.90} \quad (5)$$

となる.

すでに報告したように¹⁰⁾, 3川をまとめた流量 Q と掃流砂礫量 Q_B との關係は,

$$\text{3川 } Q_B = 21.72Q^{1.56} \quad (6)$$

である. 式(5)と式(6)とを比較すると, Q_B の Q に対する増加率は, Q_s の Q に対する増加率より小さい¹¹⁾. この現象は, 恐らく次のような理由によるのであろう.

すなわち, 掃流砂礫の運搬には, 浮流土砂に比べて多大な流送エネルギーを必要とする. また, 掃流砂礫は浮流土砂と異なり, 河床付近の限られた範囲を移動し, その移動範囲は, 一般に河床礫の平均粒径の2倍の高さまでと考えられている¹²⁾. 一方, 浮流土砂は, 濃度の差こそあれ, 河床付近から水表面まで, 全断面に亘って流水とほぼ等速度で運ばれる. これに比べて掃流砂礫の移動は断続的であり, その移動速度も緩慢である. したがって, 平地河川では単位時間にある断面を流過する土砂の量は, 浮流によるものが掃流によるものより多いのが普通であるとされている¹³⁾¹⁴⁾. この問題については, IVの部分で詳述することにして, ここでは流量に対する両者の増加率が異なることの指摘にとどめる.

次に, 第1図では流量と浮流土砂量との関係を河川ごとに一本の傾向線で表わしたが, 仔細に見ると Q と Q_s の關係は, 同一河川でも出水時によって異なる. 第1図では, 既報¹⁵⁾の τ と Q_B との關係におけるほど明瞭ではないが, 概括的にみて等しい Q の値に対する Q_s の値は, 8月, 9月の前半の出水時には, 後半の出水時に比べて大きいようである. このような時期的差異を生じた原因については, IVの部分で考察する.

8) 佐藤清一 (1957): 河道の設計について, 土木学会誌, 42, 4, 1~7.

9) Linseley, R. K. et al. (1949): Applied Hydrology, p. 332, N. Y.

10) 高山茂美 (1965): 前掲1)

11) このような傾向は, 河川別に比較してみても同様である.

12) Einstein, H. A. (1950): The Bed Load Function for Sediment Transportation in Open Channel Flows, U. S. Dept. of Agriculture, Technical Bulletin, 1026 pp. 1~81.

13) 細井正延 (1951): 流送砂泥の問題, 土木学会誌 36, 8, 48~51.

14) Louis, H. (1961): Allgemeine Geomorphologie, S. 61, Berlin.

15) 高山茂美 (1965): 前掲1)

III 調査河川の流送土砂礫量

河川の運搬物質量は、溶流物質量、浮流土砂量、掃流砂礫量の総和である¹⁶⁾が、このうち、溶流物質は運搬形式が固体粒子の場合と異なり、出水時においては、運搬物質中に占める割合が相対的に少ないと考えられている¹⁷⁾¹⁸⁾ので、ここでは固体粒子の物理的運搬に主眼を置き、浮流土砂量と掃流砂礫量の和である流送土砂礫量について検討してみた。

(イ) 浮流土砂量と掃流砂礫量との比較

まず、3川の各出水時ごとに浮流土砂量 Q_s と掃流砂礫量 Q_B の時間的変化の状態を推定する目的で、 Q_s と Q_B とを縦軸に、横軸に時間をとって両者の走時変化を表わすと第2図の各図(A), (B), (C)のようである。紙数の制約もあるので、ここでは、各河川とも比較的観測回数の多い9月2日の出水時における Q_s と Q_B の時間的変化の状態を代表例として掲げた。9月2日の出水時における3川のハイドログ

第2図 浮流土砂量 Q_s と掃流砂礫量 Q_B
流量 Q の出水時における走時変化
(A) : 早 川

第2図 (B) : 普 川

第2図 (C) : 大 川

ラフは第2図の各図(A), (B), (C)のようである。観測時間の間隔が疎なため、細部の議論はできないが、既に荒巻¹⁹⁾が指摘しているように、本地域においても、同一出水時においては浮流土砂量が掃流砂礫量

- 16) 三野与吉 (1961) : 地形入門, 13, 古今書院
 17) 荒巻孚 (1962) : 前掲 7)
 18) 野満隆治 (1959) : 新河川学, 219~221, 地人書館
 19) 荒巻孚 (1962) : 前掲 7)

第1表 各河川の出水時別流送土砂礫量

	観測 月日	浮流土砂 量 [Q _s] kg/day	比浮流土砂 量 [Q' _s] kg/day/km ²	掃流砂礫 量 [Q _B] kg/day	比掃流砂礫 量 [Q' _B] kg/day/km ²	流送土砂礫 量 [Q _T] kg/day	比流送土砂 礫量 [Q' _T] kg/day/km ²	Q _s /Q _T %	Q _B /Q _s %
早 川 (10.61km ²)	8.21	112973.28	10645.27	2537.59	238.13	115510.87	10886.98	98.07	1.96
	8.27	3543.58	333.91	1183.88	102.12	4727.46	445.57	74.95	33.41
	9. 2	82837.48	7805.65	4331.84	408.20	87169.52	8215.77	95.03	5.23
	9.19	3887.65	363.27	236.18	22.54	4123.83	388.67	94.27	6.07
	9.27	7566.40	712.97	2190.08	206.36	9756.48	919.56	77.55	28.94
	10.12	106.80	10.06	36.32	3.42	143.12	13.49	74.62	34.01
	10.13	492.31	46.39	127.49	12.01	619.80	58.42	79.43	25.89
	10.14	3116.38	293.65	581.61	54.81	3697.99	348.54	84.27	18.66
	10.15	328.55	30.96	105.12	9.92	433.67	40.87	75.76	31.99
	10.19	2737.36	257.94	635.48	59.88	3372.84	317.89	81.16	23.22
	Σ	217589.79	20503.16	11965.59	1127.50	229555.38	21630.66	94.92	5.35
普 川 (5.69km ²)	8.21	28928.07	5084.02	2246.40	394.80	31174.47	5478.82	92.79	7.76
	8.27	561.07	98.61	123.08	21.46	684.15	120.07	82.00	21.94
	9. 2	13522.28	2376.50	1835.20	322.53	15357.48	2699.03	88.05	13.57
	9.19	3493.99	614.06	95.38	16.76	3589.37	630.82	98.93	2.76
	9.27	2110.29	370.88	1184.07	208.10	3294.36	578.98	64.05	56.10
	10.12	64.48	11.33	27.27	4.79	91.75	16.12	70.28	42.29
	10.13	55.75	9.80	19.87	3.49	75.62	13.29	73.73	35.64
	10.14	560.87	98.57	578.08	101.60	1038.95	200.17	49.24	103.07
	10.15	46.71	8.21	57.74	10.15	104.45	18.36	44.71	123.61
	10.19	79.80	14.02	60.85	10.69	140.65	24.71	56.73	76.25
	Σ	50423.41	8656.30	6227.94	1094.37	56651.35	9750.67	88.90	12.49
大 川 (7.88km ²)	8.21	17726.75	2249.59	1662.56	210.98	19389.31	2460.57	91.43	9.38
	8.27	2150.11	272.86	247.24	31.38	2397.35	304.23	89.68	11.50
	9. 2	15847.75	2011.13	3515.32	446.11	19363.07	2457.24	81.85	22.21
	9.19	230.95	29.31	37.98	4.82	268.93	34.13	85.88	16.45
	9.27	928.06	117.77	291.16	36.95	1219.22	154.72	76.11	31.37
	10.12	62.98	7.99	24.82	3.15	87.80	11.14	71.73	39.41
	10.13	39.18	4.97	19.24	2.44	58.42	7.41	67.07	49.11
	10.14	112.92	14.33	57.62	7.31	170.54	21.64	66.21	51.02
	10.15	56.37	7.15	14.33	1.82	70.70	8.97	79.73	25.42
	10.19	108.88	13.82	20.20	2.56	129.08	16.38	84.35	18.55
	Σ	37263.95	4728.92	5890.47	747.52	43154.42	5476.44	86.35	15.81

より多い傾向がある。流域面積が狭小なためか、降雨開始後、最大流量に達するまでの到達時間は比較的短かく（第2図）、 Q_s 、 Q_B も出水と同時に急激に増大するようである。観測期間中の Q に対する Q_s の変化率は Q_B のそれより大きい。

次に、各河川の出水時ごとに描いた浮流土砂量～時間曲線（以後 $Q_s \sim T$ 曲線と略称する）、掃流砂礫量～時間曲線（以後 $Q_B \sim T$ 曲線と略称する）の二つの曲線下の面積を区分求積法によって求めた結果

は第1表のようである。この場合に、これらの二つの曲線下の面積を閉鎖図形として求めなければならぬので、便宜上、観測開始時刻 t_1 から観測終了時刻 t_2 までの間の $Q_s \sim T$ 曲線、 $Q_B \sim T$ 曲線の各曲線と座標軸とに囲まれた部分の面積を求めた。これらの値は、時刻 t_1 から t_2 にいたる間の浮流土砂の総量 $[Q_s]$ 、掃流砂礫の総量 $[Q_B]$ を表わすものと仮定する。すなわち、

第3図 Q_B/Q_S と各出水時中の最大流量 Q_{max} との関係

$$[Q_S] = \int_{t_1}^{t_2} Q_S \cdot dt$$

$$[Q_B] = \int_{t_1}^{t_2} Q_B \cdot dt$$

である。

第1表によると、各出水時において、 $[Q_S]$ は概して $[Q_B]$ よりも多いが、両者の量的割合は出水時により異なっている。これは主として出水の規模に關係して差異を生じたものであらうと考えて、次のような処理を行なってみた。各河川、各出水時について $[Q_B]$ の $[Q_S]$ に対する百分率 (以後これを Q_B/Q_S で表わす²⁰⁾) を縦軸にとり、出水規模を表わす指標として、各出水時中の最大流量 Q_{max} ²¹⁾ を横軸にとって両者の關係を表わすと第3図のようになる。第3図で、両者の關係は大雑把にみて、図中に破線で表わした座標軸を漸近線とする双曲線に似た傾向線で表わせるようである。すなわち、3川とも出水規模が大きくなるにつれて Q_B/Q_S が小さくなり、出水規模が小さいうちは Q_B/Q_S が大きい。

(ロ) 調査期間中の全流送土砂礫量について

第1表中の各出水時における浮流土砂の総量 $[Q_S]$ 、掃流砂礫の総量 $[Q_B]$ 、流送土砂礫の総量 $[Q_T] (= [Q_S] + [Q_B])$ を各河川について集計すると、調査期間中の出水による全浮流土砂量 ΣQ_S 、全掃流砂礫量 ΣQ_B 、全流送土砂礫量 $\Sigma Q_T (= \Sigma Q_B + \Sigma Q_S)$ を得る。ここで、3川の値を比較する都合上、 ΣQ_S 、 ΣQ_B 、 ΣQ_T をそれぞれの河川の流域面積で割って、単位流域面積 (1km²) あたりの値に換算し、これを比全浮流土砂量 $\Sigma Q'_S$ 、比全掃流砂礫量 $\Sigma Q'_B$ 、比全流送土砂礫量 $\Sigma Q'_T$ と呼ぶことにする。各河川ごとに求めたこれらの値を一括して表示したのが第2表である。

第2表によると、 $\Sigma Q'_S$ 、 $\Sigma Q'_B$ 、 $\Sigma Q'_T$ の値は、いづれも早川が最も大きく、普川がこれに次ぎ、大川は小さい。 $\Sigma Q'_B$ については河川による差異が小さいが、 $\Sigma Q'_S$ 、 $\Sigma Q'_T$ の値は、早川が普川、大川に比

20) 同様な指標であるが、各河川、各出水時について $[Q_S]$ と $[Q_T]$ との比を求め、 Q_S/Q_T として第1表に併記してある。

21) 観測値のうち最大の流量である。

第2表 調査期間中の河川別流送土砂礫量
(トン単位)

	早 川	普 川	大 川
全 浮 流 土 砂 量 ΣQ_s	217.59	50.42	37.26
比全浮流土砂量 $\Sigma Q'_s$	20.50	8.66	4.73
全 掃 流 砂 礫 量 ΣQ_B	11.97	6.23	5.89
比全掃流砂礫量 $\Sigma Q'_B$	1.13	1.09	0.75
全 流 送 土 砂 礫 量 ΣQ_T	229.56	56.65	43.15
比全流送土砂礫量 $\Sigma Q'_T$	21.63	9.75	5.48

べて2~4倍も大きい。3川の $\Sigma Q'_T$ の量的割合を長期間についても適用し得ると仮定すると、 $\Sigma Q'_T$ の値に比例して、早川、普川、大川の順に流域の侵蝕・解体が進むであろう。このように一定期間中に流出した土砂礫の量が、河川によって異なる原因についてはIVの考察の部分で検討することにする。

IV. 考 察 と 結 論

以上述べてきたことに対して若干の考察を加えてみると以下のである。

(イ) 浮流土砂量と掃流砂礫量との量的割合について、

前述のように、全般的には Q に対する Q_s の増加率は Q_B のそれよりも大きい傾向がある。しかし、同一出水時における掃流砂礫の総量 $[Q_B]$ の浮流土砂の総量 $[Q_s]$ に対する百分率、 Q_B/Q_s についてみると、第3図のように最大流量 Q_{max} が大きくなるにつれて Q_B/Q_s が減少する。すなわち、出水規模が大きくなると、浮流土砂量が掃流砂礫量よりも多くなる。この点に関して、佐藤・吉川・芦田ら²²⁾が、利根川、斐伊川などの平地部での実測結果から、平水時には掃流砂礫量と浮流土砂量とがほぼ等しいが、大規模な出水時には掃流砂礫量が浮流土砂量の2%

前後になることを報告している。

3川においても出水規模が大きくなるにしたがって Q_B/Q_s が減少することは平地河川の場合と類似している。これは、 Q に対する Q_s の増加率が Q_B のそれより大きいこと、流量の増大に伴って、細砂、粗砂などが掃流から浮流に転ずることなどのためと考える。第3図からも、 Q_B/Q_s の値は同一河川でも一定せず、水理量に関連して変化すると言えよう。その変動の幅は、2%から150%に及ぶと報告されている²³⁾。3川の場合に Q_B/Q_s の値がどの位の範囲を変動するかについて、観測資料だけから求めてみると、 Q_B/Q_s の値は、最大123.6%から最小1.96%までである(第1表、第3図)。言いかえると、 Q_B/Q_s の値は44.7%から98.1%まで変化している。

(ロ) 流送土砂礫量の時期的差異について

掃流砂礫量 Q_B と掃流力 τ との関係が同一河川でも出水時によって異なり、調査期間中の前半に起った8月、9月の出水時には、後半に起った10月の出水時より、等しい τ の値に対して Q_B の値が大きい傾向にあることを前回の報告²⁴⁾で指摘した。浮流土砂量 Q_s と流量 Q との間にも同じような傾向があることは前述の通りである。 Q_B 、 Q_s が等しい水理量に対してこのように時期的に異なる理由は次のようであろう。

既報²⁵⁾のように、筆者が調査を始めた8月下旬は、夏の渇水期から秋の豊水期に移り変る時期に相当する。そのため観測を開始する以前の7月下旬から8月中旬に及ぶ無降水継続期間中には、流域斜面および河床から供給された土砂礫や渇水期以前の豊水期(梅雨期)に上流から運搬されてきて推積した土砂

22) 佐藤精一・吉川秀夫・芦田和男(1957): 河床砂礫の掃流運搬に関する研究, 土木研究所報告, 98, 13~30.

23) Sundborg, Å (1956): The River Klarälven, A Study of Fluvial Process, Geogr. Ann, 38, p. 212.

24) 高山茂美(1965): 前掲1)

25) 高山茂美(1965): 前掲1)

第3表 調査河川の流域特性値

	早 川	普 川	大 川
①流域面積 A (km ²)	10.61	5.69	7.88
②河 長 L (km)	6.69	5.93	6.27
③流域平均巾 B=A/L (km)	1.57	0.96	1.26
④流域形状係数 s. f.=B/L	0.23	0.16	0.20
⑤流域平均傾斜 Sg	0.6195	0.5826	0.5534
⑥平均河床勾配 Sc	0.05054	0.04218	0.03482
⑦流域内最高点高度 H(m)	826	620	521
⑧流域平均起伏比 H/L	0.124	0.104	0.088
⑨流域中位高度 H ₅₀ (m)	335	240	230
⑩流域平均高度 Hm(m)	345.1	251.4	234.7
⑪流域内最大起伏量 R(m)	220	180	180

礫などが河道に貯留していた。渇水期間中は、各河川とも流送エネルギーが小さいために、かなり細粒の土砂までが堆積し、河床の洗掘はほとんど起らないから²⁶⁾、河床の貯留土砂量は増加の一途を辿っていた²⁷⁾。これらの河床堆積物は、豊水初期の出水によって多量に流送され、とくに細粒土砂は、前半の8月、9月の出水時に大部分が流去した。このため、後半の出水時には河道貯留量が減少して、容易に動き得るような細粒のものが少なく、相対的には移動しにくい粗粒のものが多くなったのであろう。

(ハ) 流送土砂量の地域差について

調査期間中に3川の流域から流出した土砂量の量は第2表のようであり、 $\Sigma Q'_T$ についてみると、早川21.6トン、普川9.8トン、大川5.5トンである。このうち、 $\Sigma Q'_B$ は、早川と普川が1トン前後、大川が0.8トンで、3川の間に著しい差はないが、 $\Sigma Q'_S$ は、早川が20.5トンで、普川の8.7トン、大川の4.7トンに比べて2～4倍も多い。

以上のような河川による流送土砂量、とくに浮流土砂量の流域差は、3川の流域内における諸種の地形的因子が影響して生じた結果と考え、以下で第

3表との関連においてその原因を考察してみる。

(1)まず、流域内最高点高度、流域平均高度、流域内最大起伏量などの高度分布、起伏を表わす指標は、いずれも①早川、②普川、③大川の順に大きい。しかも、普川と大川とがほぼ近似した値をとるのに対して、早川の値は前記の2川よりもかなり大きい。

流域全体の高度が大きいことは、それだけ侵蝕基準面からの比高が大きいから、早川では他の2川よりも侵蝕営力が強く作用する可能性がある。起伏量の大小は、地形の開析程度を表わす重要な指標である²⁸⁾。流域内の起伏量分布をみると、第4図のように、早川では起伏量160m以上の部分がかなりの面積を占めているのに対し、普川、大川ではこのような起伏量の大きな部分が少なく、それだけ開析が遅れているために流域内の土砂生産量が少ないのであろう。

第4図 起伏量分布

26) Leighly, J. (1934) : Turbulence and the Transportation of Rock Débris by Streams, Geogr. Rev, 24, pp. 453~464.

27) 荒巻孚 (1962) : 前掲7)

28) 吉川虎雄・中野尊正 (1954) : 地形調査法, 37~38, 古今書院

(2)流域の平均傾斜²⁹⁾は、①早川、②普川、③大川の順に大きい。一般に傾斜が急な場合に侵蝕作用は強力に働らき、侵蝕が急速に進行するといわれている³¹⁾。

急斜面は緩斜面よりも急速に削剝を受け、斜面からの土砂供給も活潑化するであろうから、流域平均傾斜が大きい早川では、普川、大川よりも斜面流亡土量が多いと考える³²⁾。急斜面からの供給土砂が河床に多量に滞留していると、出水時にはこれらの細粒土砂が浮流土砂となって多量に流下するのである。

(3)流域平均起伏比は、流域内の最高点と最低点との差を河長で除した商で、流域内の土砂生産量と密接な関連を有する指標と考えられている³³⁾。その値は大きい順に①早川、②普川、③大川であり、 $\Sigma Q'_T$ の多い順と一致している。

(4)平均河床勾配³⁴⁾は、第5図の破線のようにある。第5図の実線は、地形図をもとにして作成した三川の河床縦断面曲線である。平均河床勾配を表わす破線は、この河床縦断面曲線下の面積と等しい面積を持ち、一定の勾配を有する仮想上の河床縦断面曲線である³⁵⁾。その値は①早川、②普川、③大川の順に大きい。仮に流域内の土砂礫生産量が等しいとしても、平均河床勾配の大きい方が迅速に土砂礫を下流に流送する可能性がある。

第5図 各河川の河床縦断面と平均河床勾配

以上にあげた指標は、いずれもその値が①早川、②普川、③大川の順に大きく、 ΣQ_s , ΣQ_b , $\Sigma Q'_T$ の値が①早川、②普川、③大川の順に多いこととよく一致する。したがって、流域内の高度、起伏量、傾斜などを表わす地形的因子の値が大きい河川ほど流送土砂礫量が多くなったものと考ええる。

また、既報³⁷⁾のように、大川では、早川、普川に比べて若返りの波及がみられていること、そのために上流域での土砂礫生産量が少ないこと、しかも「二の滝」によって、土砂礫の下流への供給が抑制

29) ホートンの方法によって求めた。地形図上に一辺 500m の方眼をかけ、方眼の格子線と等高線の交点総数 N を数える。等高線間隔を D (ここでは 20m), 方眼の全長を l とすると、平均傾斜 S_g は、 $S_g = 1.571 \times D \cdot N / l$ である³⁰⁾。

30) Linseley, R. K. et al. (1949): Applied Hydrology, pp. 248~250, N. Y.

31) 三野与吉 (1942): 地形原論, 431~432, 古今書院

32) 荒巻孚 (1961): 秩父長芦沢流域における斜面流亡土について, 日本地理学会 1961 年秋季大会講演要旨 6~7.

33) Maner, S. B. (1958): Some Factors Affecting Sediment Delivery Rate in the Red Hill Physiographic Area, Trans. Amer. Geoph. Union, 39, pp. 669~675.

34) 河床縦断面図から距離 500m ごとの区間河床勾配を求め、その平方根の逆数の算術平均値を α とすると、平均河床勾配 $Se = 1/\alpha^2$ として求めた³⁵⁾。

35) Rouse, H. (1950): Engineering Hydraulics, pp. 302~305, N. Y.

36) Linseley, R. K. et al (1949): Applied Hydrology, p. 248, N. Y.

37) 高山茂美 (1965): 前掲 1)

されているために河道貯留量が少ないことなどの理由から、早川、普川より $\Sigma Q'_s$ が少ない。

早川で $\Sigma Q'_s$ が異常に多いのは、上流側流域の崩壊地³⁸⁾に由来する浮流土砂が相当量あるためである。普川は、早川に比べて崩壊地が少なく、植被の発達が良いだけに流域斜面がより安定した状態³⁹⁾にあるから、早川よりも $\Sigma Q'_s$ が少ない。この点で、大川も普川と同じような状態にあるが、それに加えて、

既述のように前輪廻の地形が比較的広い面積を占めていることも $\Sigma Q'_s$ の少ない原因である。

謝辞 終りに、御指導を賜った石川（三野）与吉名誉教授、御助言を頂いた町田貞教授、市川正巳助教授をはじめとする東京教育大学地理学教室の諸先生、未発表原稿を見せて頂いた専修大学の荒巻孚助教授に深甚の謝意を表します。その他、測器の輸送に便宜を計って頂いた運輸省新潟港工事事務所の白石直文元所長、長谷直樹、中島幹夫両技官、現地調査の際に御協力を頂いた中央大学の鈴木隆介博士、および現地でお世話になった方々に厚く御礼申し上げます。

SEDIMENT TRANSPORT IN THE RIVULETS NEAR KAIFUURA, NIIGATA PREFECTURE

Shigemi TAKAYAMA

In a former paper the writer (TAKAYAMA, S. 1956) mainly treated the problem of bed load transport. The present article describes the results of measurement on the transportation of suspended load of sediment by the three rivulets.

In Fig. 1 are presented writer's results of measurement of the suspended load on these rivers (Hayakawa, Fukôgawa and Ôkawa). Both the appreciable scatter of the points and the limited coverage of discharge range are evident. However, the trends of the regression lines indicate that suspended load discharge increases continuously with increasing discharge. The equations for the lines for average conditions of Hayakawa, Fukôgawa and Ôkawa are respectively :

$$\text{Hayakawa; } Q_s = 114.1 Q^{2.48}$$

$$\text{Fukôgawa; } Q_s = 89.9 Q^{1.72}$$

$$\text{Ôkawa; } Q_s = 51.3 Q^{2.06}$$

in which Q_s is the suspended load in tons per second, Q is the water discharge in cubic meter per second.

The coefficient and the exponent in the equations are different from each other due to the condition of the surface of the drainage area at the time, the rate of availability of sediments and other factors. Usually the suspended load seems to vary approximately as the square roots of the water discharge and this means that the values of increment of suspended load with water discharge is generally larger than that of bed load.

Two fairly distinct trends could be discerned (one for the flood occurred August through September when high flows take place; the other for the flood of October when flood stage is not so high) from Fig. 1. This difference is thought to be due to the changing volume of fine-grained river bed material which can be easily transported. That is, the river bed is filled with fine-grained particles subsequent to several weeks of low stages; then the flood peak in August and September completely removes these particles.

Total sediment discharge is computed as the sum of suspended discharge and bed load discharge. It is the total quantity of sediment as measured by dry weight, that is discharged during a given time. For

38) 早川では、河口から約3 km 遡った地点付近から上流に崩壊地が多い。詳しい調査を行っていないが、谷壁の肩から河床に直接達する幅5 ~ 6 m, 長さ50 m程度の直線状の崩壊が諸処に発生している。

39) Chow, V. T. (1964) : Handbook of Applied Hydrology, p. 17-38, N. Y.

example, in Fig. 2, the area under the curves (Q_S-T and Q_B-T) represent the sum of suspended load $[Q_S]$ and that of bed load $[Q_B]$ respectively during a flood (Tab. 1). Hydrograph for this flood is shown in Fig. 3. The percentage ratio of $[Q_B]$ to $[Q_S]$ (hereafter designated as Q_B/Q_S) varies with the scale of flooding as shown in Fig. 3. There is a tendency that the bed load movement dwindles to small portions as the maximum water discharge increases.

The gross amounts of sediment transported as bed load, suspended load and total sediment load during the observed period are calculated by continuous summation of $[Q_B]$, $[Q_S]$ and $[Q_T]$ of each flood and ΣQ_B , ΣQ_S and ΣQ_T are obtained as tabulated in Tab. 2. In order to provide data on comparative basis, these values are reduced to the values per square kilometer of drainage area. There are great spatial variations among them and these differences may be reflected not only in the character of sediment but also in the landforms themselves in each drainage area.

The geomorphic features which appear to be significant to sediment delivery are mean altitude of a drainage basin, maximum relief in a drainage area, mean watershed slope, mean channel slope and mean relief ratio (Fig. 4 & 5, Tab. 3).