

富士川の河床変動に関する研究

芦 田 和 男

STUDY ON THE RIVER BED VARIATION OF FUJIGAWA RIVER

By *Kazuo* ASHIDA

Synopsis

Fujigawa River has a steep slope with a large amount of sediment discharge and much river bed variation. Observations for the variation of the river bed and of the talweg have been conducted since 1918 to the present time. Also the grain-size distributions of the sediment along the river course and below the stream bed surface were obtained.

In this paper, the author conducted the various analyses for the above data including a spectral analysis, and revealed some interesting characteristics concerning for the sediment distribution and the river bed variation. Main results are as follows, Torrents into the main river have large effects on the sediment distribution along the main river, and the sediment from the torrents does not follow to the relation between the grain-size and the shear velocity found in the main river.

River bed variations are composed of three scale components; dunes, bars and the larger scale configuration.

The scale of dunes is less than the river breadth, but has large amplitude which has an important effect on the bank protection. Two or more prominent wave length of dunes were obtained by the spectral analysis. Bar is due to the meander and the length (a half of meander length) is about 3~4 times of river breadth. The larger scale component may be due to the variation of the river geomorphology.

Variation of talweg is rather random, but the mean value reveals the periodic variation along the river course with a wave length corresponding to the bars.

The standard deviation of talweg from the mean value which is a measure of the river stablization is rather large but the value decreases at the large deviation from the river center.

1. 緒 言

河床形態や河床変動の問題は、河川工学における重要な課題であって、従来より種々の観点から論議されているが、その接近の方法は大別するとつぎの三つになる。第一は、境界条件を単純化して土砂水理学的手法を展開し、その一般的な性質を把握しようとする立場であり、第二は、河川における実態をできるだけ忠実に把握し内在する法則を明らかにしようとするものであり、最後の立場は、沖積地河川の経験法則を追究するいわゆる regime theory と呼ばれるものである。

河床変動の問題を明らかにするためには、以上いずれの立場からの研究も重要ではあるが、現在とくに第二の立場からの研究がおくれているように思われる。これは、長期にわたる有用な実際河川の資料を求めることの困難さによるものであろう。

幸い富士川・釜無川・笛吹川では1918年から現在までの約50年間にわたって、途中欠測もあるが、縦断間隔 100~200m の横断測量が実施されており、河床変動の特性を考察することが可能である。さらにこの間約26回にわたって、洪水直後の流心の変遷が調査されており、平面的な変動の特性を知ることができる。さらに粒度分布に関して詳細な調査が行なわれているので、その特性をも知ることができる。

著者は、これらの資料を用いて粒度分布および河床変動の特性を明らかにしようとするものである。

まず粒度分布に関しては、平均粒径の縦断方向の分布・粒径別の縦断分布などにより支川の影響を考察する。さらに表層から深さ方向ごとの層からの粒度分布により、支川からの流出土砂のおよぼす影響の範囲を考察する。さらに50%粒径と摩擦速度との関係を検討するつもりである。

河床変動に関しては、どのようなスケールの変動が含まれており、それぞれどのような特性を持つかについて、移動平均やスペクトル解析などの手法を用いて、考察するつもりである。一方流心部の変遷に関しては、その変動の特性を詳細に検討するとともに、流路固定効果の定量的評価法を提案するつもりである。

本文に述べようとする方法は、要するに河川形態や河床変動の実態をできるだけ忠実に把握してその特性を考察しようとするものであって、今後同様な手法を他の多くの河川に適用しその結果を比較検討することにより、その特性がさらに明確になるものと考えられる。

2. 富士川の概況

富士川は、その源を山梨、長野の県境にある駒ヶ岳に発し、釜無川と称し、韮崎市付近において甲府盆地に出て、塩川、御勅使川を入れ盆地西部を南流し、市川大門付近において笛吹川を合せ、鯉沢町地先の禹の瀬に至りふたたび山地に入り、早川や芝川らの支川を合流して駿河湾に注いでいる。富士川は流出土砂量多く流路は乱流しており、本川筋においては19里10町付近までは玉石混り砂利で土砂堆積はなおはなはだしく、河床こう配は $1/80 \sim 1/200$ の急流である。それより下流、釜、笛合流点までは砂利で河床こう配は $1/200 \sim 1/500$ に漸変する。笛吹川においては4里/28より上流は玉石混り砂利で、それより下流釜無川との合流点までは砂利混り砂となり低水路は割合に固定している。河床こう配は釜無川に比してかなりゆるい。

釜無川・笛吹川合流点は砂利混り砂で、15里/24に至る間の低水路は比較的固定している。河床こう配は $1/2000$ 程度である。それより下流は山間部に入り、河床こう配も急になる。

3. 調査資料

富士川(釜無川・笛吹川)に関する水理資料および河床変動の調査は、1918年頃から現在までひきつづいて建設省甲府工事事務所により行なわれており、その間における河床変動量や流心の変遷および粒度分布などを知ることができる。以下これらの資料について若干の考察を加え河床変動の特性を明らかにするつもりであるが、使用する資料を一括して示すとつぎのとおりである。

(1) 解析対象範囲: Fig. 1

(2) 河床の粒度分布資料

1964年実測、縦断方向に8~10町ごとの断面において洲、水際および水中の3箇所づつ測定、さらに数箇所については河床面から4mの深さまで層ごとの粒度分布測定。

(3) 河床変動

1918~1964年間に約20回、100mまたは200mごとに縦横断測量が行なわれており、これから最低河床および平均河床の変動を調べる。

(4) 流心の変遷

1923~1962年間に前後26回測定されている。

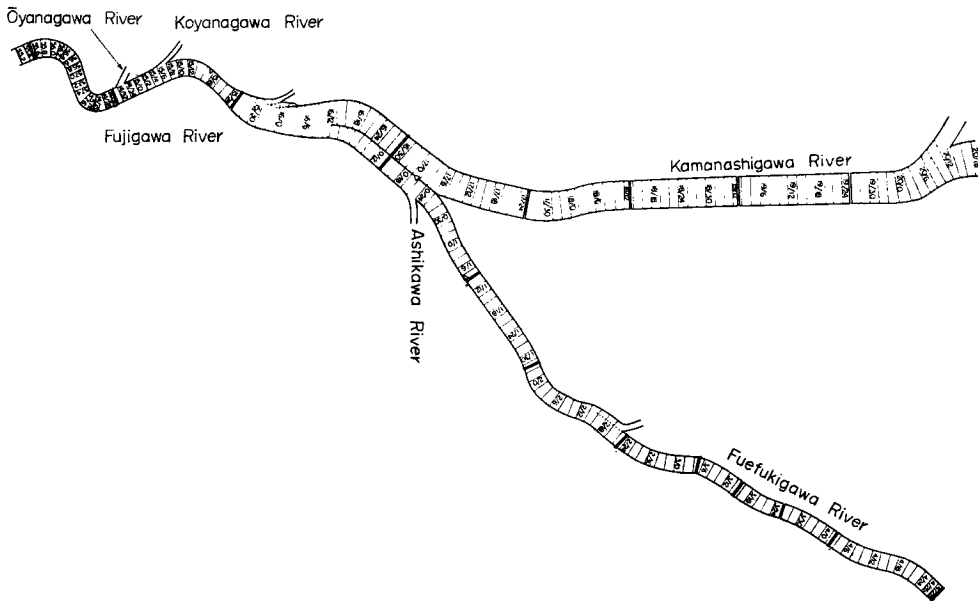


Fig. 1 Plan and section number of the Fujigawa, Kamanashigawa and Fuefukigawa River.

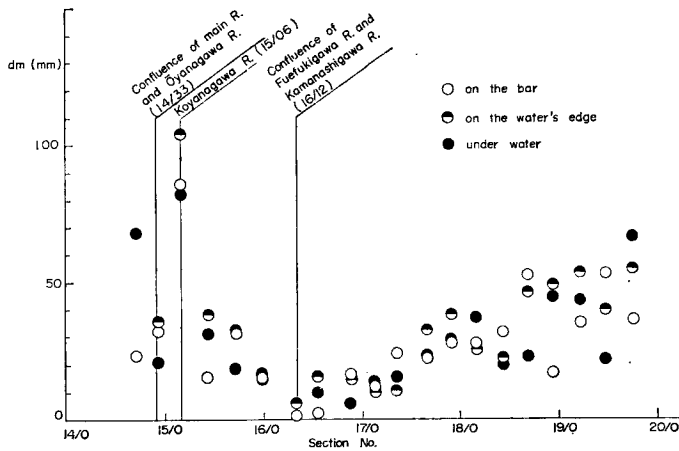


Fig. 2 Profile of the mean grain-size of the sediment along the Fujigawa and Kamanashigawa River.

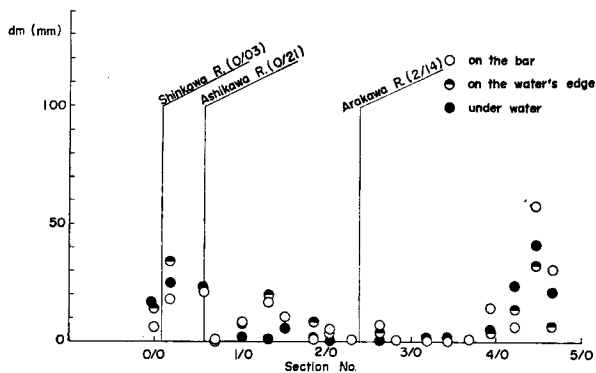


Fig. 3 Profile of the mean grain size of the sediment along the Fuefukigawa River.

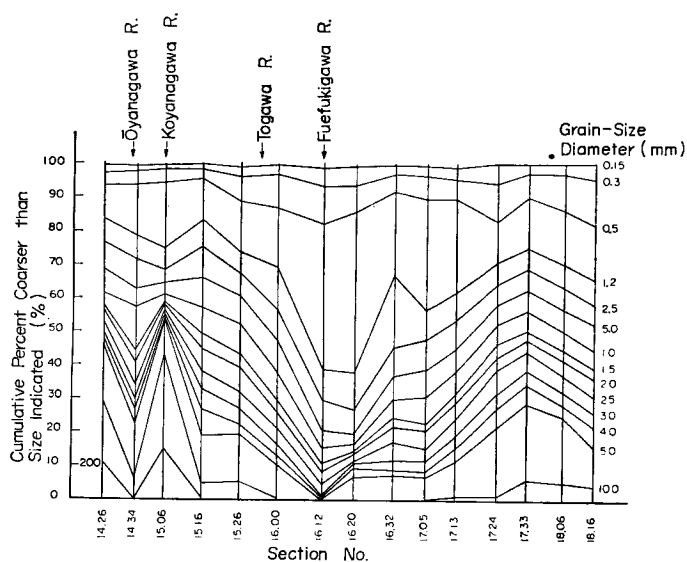


Fig. 4 Profile of the cumulative percent of the sediment distribution along the Fugigawa and Kamanashigawa River.

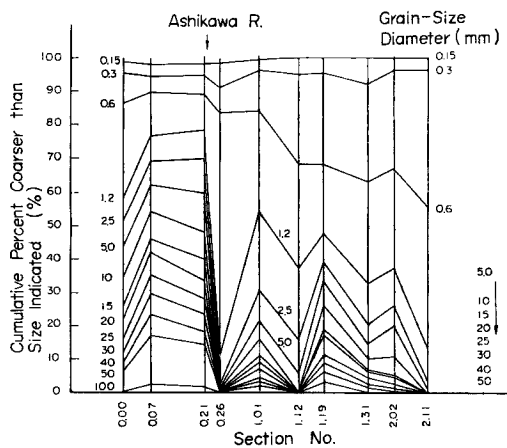


Fig. 5 Profile of the cumulative percent of the sediment along the Fuefukigawa River.

4. 粒度分布に関する考察

洲、水際および水中ごとに平均粒径の縦断分布を示すと、Fig. 2 および Fig. 3 のとおりである。洲、水際および水中において顕著な差異が認められない。富士川、釜無川、平均粒径は上流から下流へ順次小さくなるが、支川の小柳や大柳川の合流点において急に増大している。このことは笛吹川においても同様であって、芦川合流点付近において平均粒径の増大が見られる。これは支川からの流出土砂の堆積によるものである。このことは河床材料の粒径別縦断分布を示す Fig. 4 および Fig. 5 から明らかである。すなわち本川16里/12付近には 50~100mm の大粒径のものはほとんど存在しないにもかかわらず、それより下流の小柳川、大柳川合流点付近には相当量存在し、さらに大きい 200mm 程度の粒径のものまで存在することは支川からの流出土砂であることを示している。笛吹川における芦川合流点上下流の粒径の変化も同様な事実を示している。

支川から流出した堆積土砂は河床材料の縦断分布においてかなり大きな影響を持つことが知られたが、どの程度の厚さに堆積しているかは河床変動などの問題を考える上に重要である。

Fig. 6 は表層から 1m ごとの層の粒度分布を示す。大柳川合流点の14里/28の断面においては粒径の粗い部分は表層から 3m 程度であって、それより下の層の粒径は急に小さくなり、それより上流側の15里/17

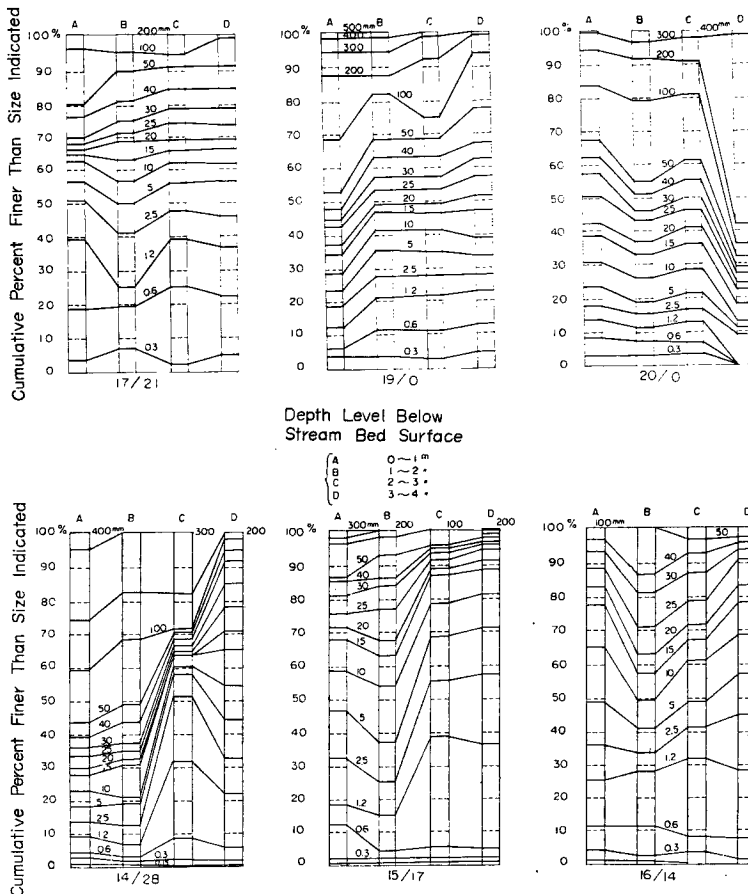


Fig. 6 Cumulative percent of the sediment on the level below stream bed surface.

の断面におけるものとはほぼ同じとなる。このことは支川から流出した堆積土砂の厚さはこの地点で3 m程度であることを示している。15里/17, 16里/14, 17里/21, 19里/0の断面においては支川の影響もなく、表層から4 mの深さまでの粒度の変化は比較的小さい。支川御勅使川の合流点下流の20里/0の断面においては表層から4 mの深さにおいて粒径が急に大きくなっている。この原因については明確ではないが、かなり以前の堆積物ではなからうかと考えられる。

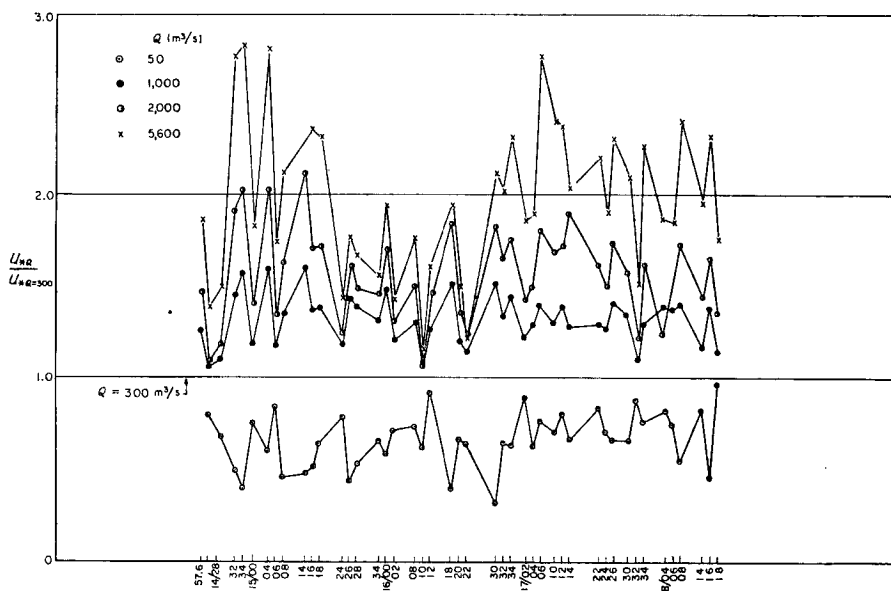


Fig. 7 Comparison of the shear velocity profile for various kinds of discharge.
($U_{uQ=300}$ means the shear velocity at $Q=300\text{ m}^3/\text{s}$).

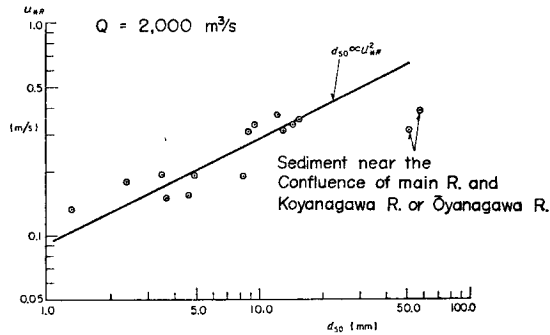
粒度分布の場所的变化は、掃流力の変化による浮流砂の沈澱、洗掘作用、粒子の粒径による移動限界の相異にもとづく節分け作用および砂礫の流下時における摩擦作用によるが、前二者が大きな影響を持っているものと考えられる。そこで掃流力もしくは摩擦速度と粒径との関係を調べる必要があるが、掃流力としての流量に対するものを使えばよいか、混合砂の粒径の特性値をどのように評価すべきかが問題である。

掃流力の分布が流量によってどのように変化するかを調べるために、いろいろな流量に対して摩擦速度を計算して $Q=300\text{ m}^3/\text{s}$ に対する値を基準にして示したものが Fig. 7 である。

摩擦速度の縦断分布には、小さい変動と全体にわたるある変化の傾向が存在する。小さい変動は $Q=50\text{ m}^3/\text{s}$ で谷の部分は $Q=1,000\text{ m}^3/\text{s}$ あるいはそれ以上で山になっており、小流量時に堆積した部分は流量が大きいに洗掘され流量系列全体として河床変動に寄与することがわかる。

全体の傾向として、 $Q=5,600\text{ m}^3/\text{s}$ (計画高水流量) 時、摩擦速度は 57.6~15/20 付近で大、その上流の 15/24~16/30 付近で小になっている点が認められる。これは前者が狭く部で、これによるせき上げの効果が大量のとき強くあらわれるためである。 $Q=2,000\text{ m}^3/\text{s}$ に対しても若干この傾向は認められるが、 $Q=50\sim2,000\text{ m}^3/\text{s}$ は平均的に見てほぼ同じ縦断分布を示すと見てよい。したがって、この範囲内では流量の選び方によって得られる粒径と摩擦速度との関係は変わらないであろう。

粒度構成の指標としては平均粒径や50%粒径のみでは不十分であってその他に節分け係数など分布の型を表わす指標についても考えなければならないが、ここでは簡単に50%粒径を取り、 $Q=2,000\text{ m}^3/\text{s}$ に対する摩擦速度との関係を調べた結果は Fig. 8 のとおりであり、


 Fig. 8 Relation between d_{50} and u_{*R} .

$d_{50} \propto u_{*R}^2$ すなわち中央粒径は掃流力に比例する。ただし小柳川および大柳川と本川との合流点付近の粒径はこの関係で求まるものよりかなり大きく、支川からの流出土砂の堆積物のうち大粒径のものが一種の armour 作用をなし河床変動を防止していることを示唆している。

5. 河床変動に関する考察

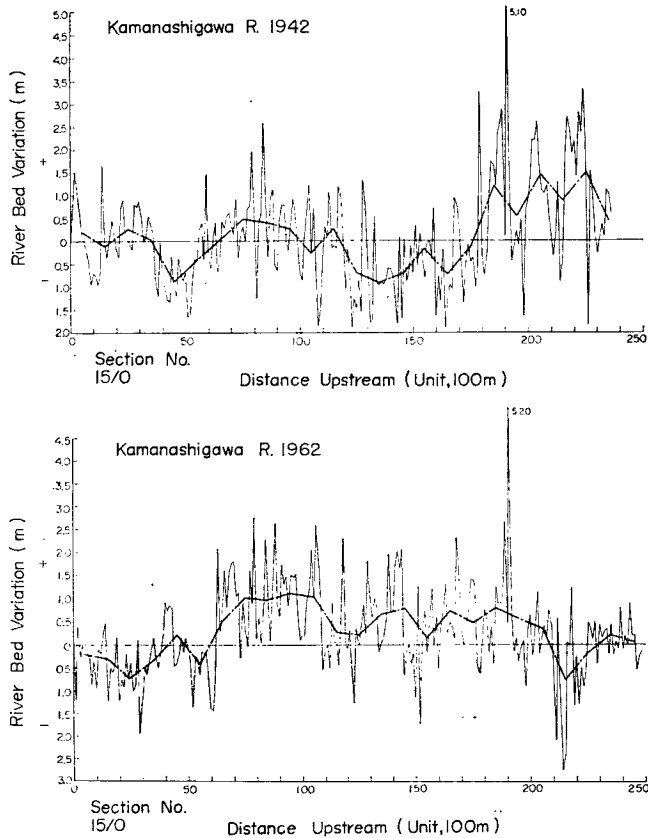


Fig. 9 (1) Profile of the lowest river bed elevation at each section measured from the elevation in 1964. This profile shows an aspect of the river bed variation.

(1) 河床変動の経年変化

1964年の最低河床高を基準にして、資料のある各年度の最低河床高との差を取り、河床変動の経年変化を調べた。その2, 3の例を Fig. 9 に示すが、つぎのことが認められる。

(a) 河床変動量は場所的にかんがりの変化を示しており、これにはいろいろのスケールの波が含まれている。特に波長 300~400 m 程度、1.0~1.5 km 程度 およびそれよりもはるかに長いスケールの波の3種類の成分が目につく。移動床の河床形態の定義は人によりまちまちであるが、ASCE の “Task Force Committee on the Bed Forms”³⁾ の分類に従えば、第1のものは Dune, 第2のものは Bar と区分され特性が異なる。これらのスケールのものが卓越していることは後記するように、河床変動のスペクトル解析や、流心の変遷資料の解析からも裏づけられる。

(b) 300~400 m 程度の短かい波長成分の波の変動の振幅は大きく、護岸計画などに対して重大な影響を持っている。

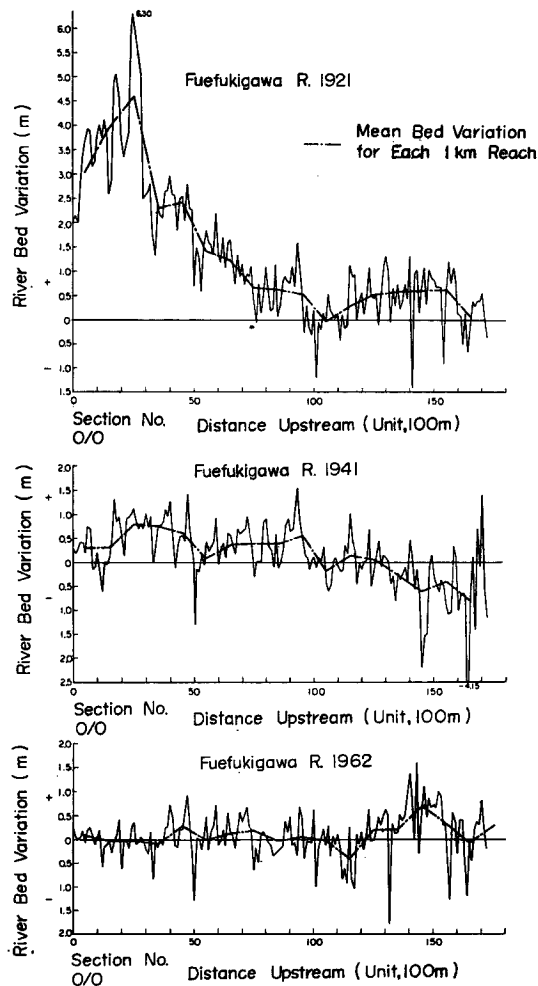


Fig. 9 (2) Profile of the lowest river bed elevation at each section measured from the elevation in 1964. This profile shows an aspect of the river bed variation.

(c) 短い波長の波を除去して長区間にわたる傾向を見るためには、適当な移動平均を行なうべきであるが、ここでは簡単に 1 km 区間の平均値で代表させて調べた。その結果、長区間にわたる変動の傾向は比較的接近している年度においてほぼ同じであり、年度が離れるとかなり相異することが知られた。これは 300~400 m あるいは 1.0~1.5 km の波動成分の変動速度は早く、年ごとにあるいは 1 洪水ごとによりかなり変化するのに対して、長区間にわたる変動の速度はおそいことを示す重要な事実であろう。

Fig. 10 は上述の河床変動量の 1 km 区間の平均値の経年変化を示した例である。富士川（釜無川、笛吹川）の河幅を示した Fig. 11 から知られるように、Fig. 10 中の 15/10~15/20 区間は狭さく部、16/24~16/34 区間は狭さく部上流で河幅の広い所である。河床変動の経年的な変動の幅は、狭さく部において小さく、その上流の河幅の広い区間において大きいことは注目に値する。河床変動と洪水との対応が明確につかないので、推察になるが、河幅の広い所は土砂の調節区間になっており洪水直後に河床が上昇し、その後の出水で徐々に低下することを繰り返すことによって変動の幅が大きくなるのであろう。これに対して狭さく部は上流から流下した土砂をそのまま流下させるために変動の幅が小さくなるものと考えられる。すなわち河床変動に含まれる長波長の成分は、このような地形的な変化に対応しているものではないかと考えられる。

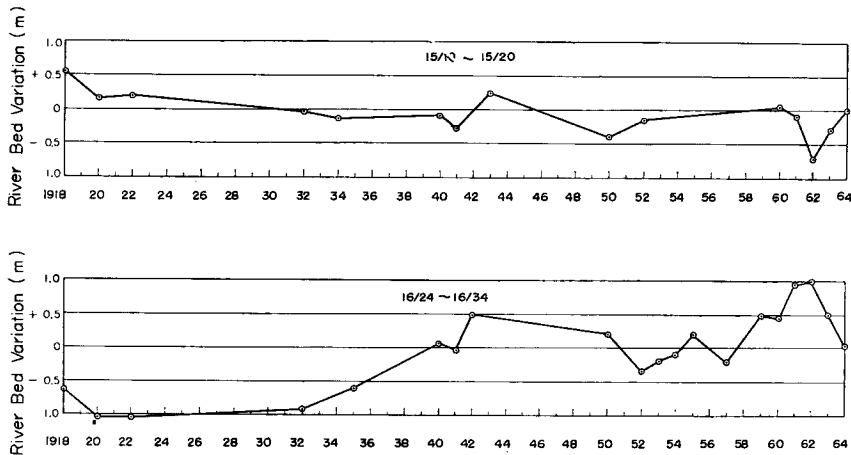


Fig. 10 Annual trend of river bed variation for narrow reach (15/10~15/20) and wide reach (16/24~16/34).

Fig. 12 は、長波長の変動において変動の傾向が似ていると思われる区間に分割して、それぞれの河床変動量の平均値の経年変化を調べたものである。1959年に大洪水があり、多量の土砂が本川に流出して河床が上昇したが、その影響は、Fig. 12 に見られるように、上流から順次あらわれて下流に及んでいる。すなわち、河床高のピークは最上流の (19/26~21/16) 間では洪水直後の1959年にあらわれているが、下流の (15/30~16/14) 間では2~3年おけている。狭さく部の (14/26~15/30) 区間ではその影響はあらわれていない。河床変動の問題を考察する上で、人為的な掘削、砂利採取の影響は無視することができない。そこで1948年から1963年までの掘削量を示すと Table 1 のとおりである。

これによると1960年以降の掘削量は多くて、河床変動にかなりの影響を及ぼしていることがわかる。1960~1961部以降の河床高が急激に低下しているのも、この影響のためであろう。

笛吹川では1924~1929年合流点の処理工事が行なわれ、新河道が掘削されたが、そのため Fig. 9 (3) に示すように 0/0~2/0 付近までの河床は大正時代に比べて現在かなり低下している。しかしそれ以外の変動

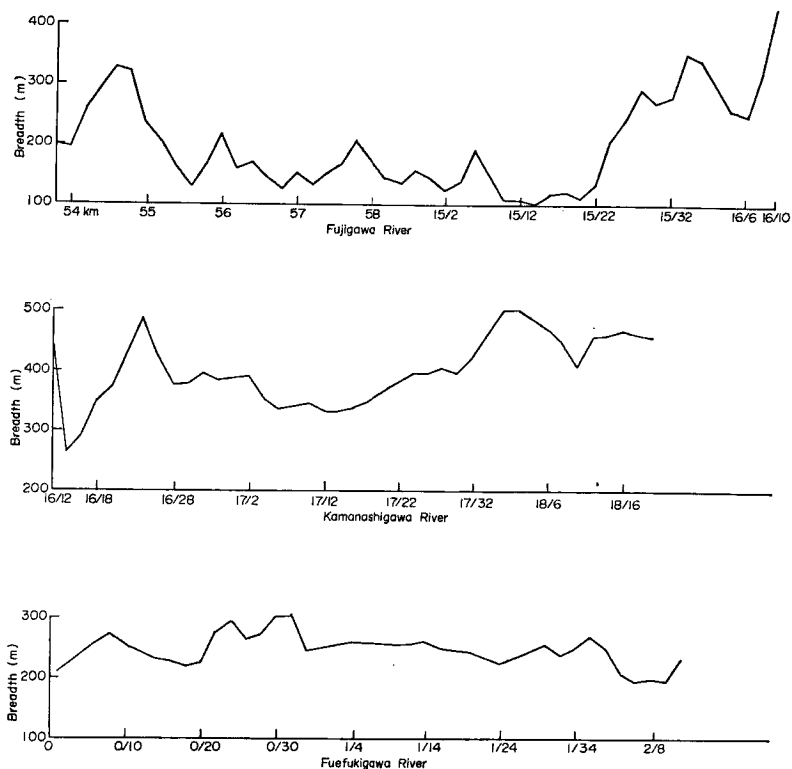


Fig. 11 Breadth of the Fujigawa, Kamanashigawa and Fuefukigawa River.

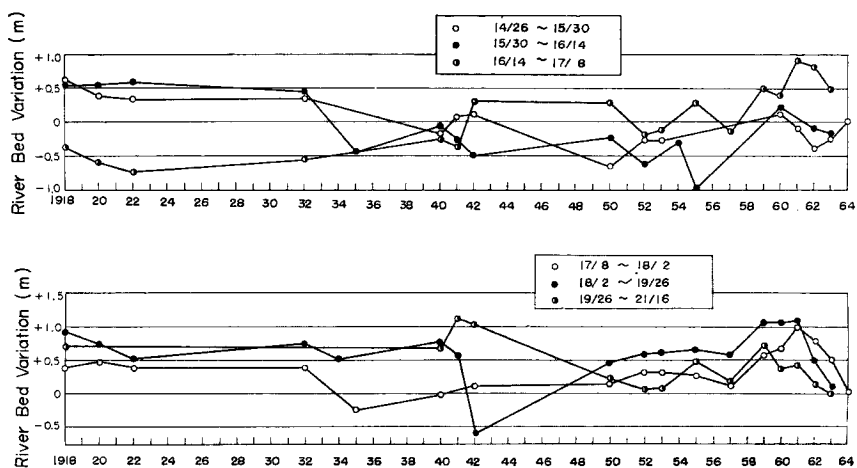


Fig. 12 Annual trend of the river bed variation for various reaches.

Table 1

Year	1948	49	50	51	52	53	54	55
Volume excavated (m ³)	48,921	25,500	10,000	55,000	54,185	49,839	70,673	48,605
Year	56	57	58	59	60	61	62	63
Volume excavated (m ³)	30,595	30,600	18,434	50,587	541,803	162,84	488,308	1,055,934

の特性は釜無川とほぼ同様である。

以上のことから、河床高は、極端な人為的掘削を行なわなければ、ほぼ一定標高のまわりをいろいろなスケールの成分の合成された変動をくりかえす。これは数10年のオーダーでは河川の長区間にわたる縦断形状には顕著な変化があらわれないことを意味している。このことは逆にいえば、河川の長区間にわたって縦断形状を変化させるような改修を行なった場合には、その縦断形状はまたあまり顕著に変化しないであろうということになる。

上のように平均的には釣合いが取れていても、各断面においてはかなりの変動を生じており、それらは護岸計画や堤防の余裕高など河道の安定性を左右するので、その特性の解明が非常に重要な問題である。

(2) 河床変動および縦断形状のスペクトル特性

河床変動のスペクトル特性を調べるために2つの方向から解析を試みた。その一つはある年度の河床高を基準として各年度における河床高との差にあらわれる河床の変動を対象とするものであり、他の一つは各年

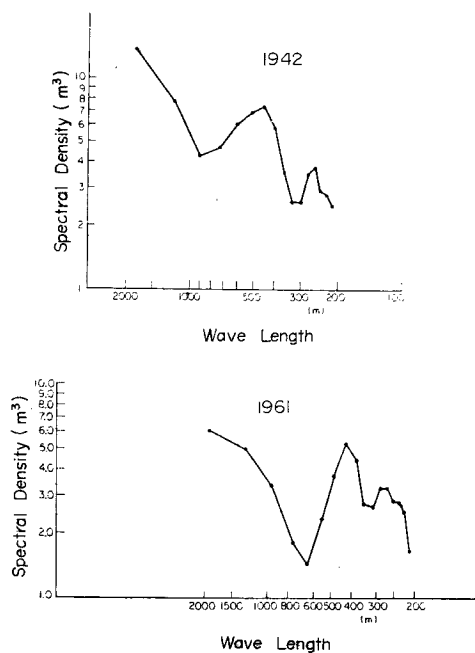


Fig. 13 (1) Spectral density of the lowest river bed elevation measured from the elevation in 1964 (Kamanashigawa River). (Ordinate should be multiplied by two hundred.)

度の縦断形状に存在する河床変動を対象とするものである。前者については1964年最低河床高を基準年度に選り各年度の最低河床高との差を変動量とした。後者の場合には、各年度における最低河床高縦断を流下方向に2 km の移動平均を行ないもとの河床高との差を変動量とした。解析の対象区間は釜無川では14/16 から上流約 19 km, 笛吹川では 0/0 から上流約 17 km である。測定断面は旧来の1町ごとであって資料数

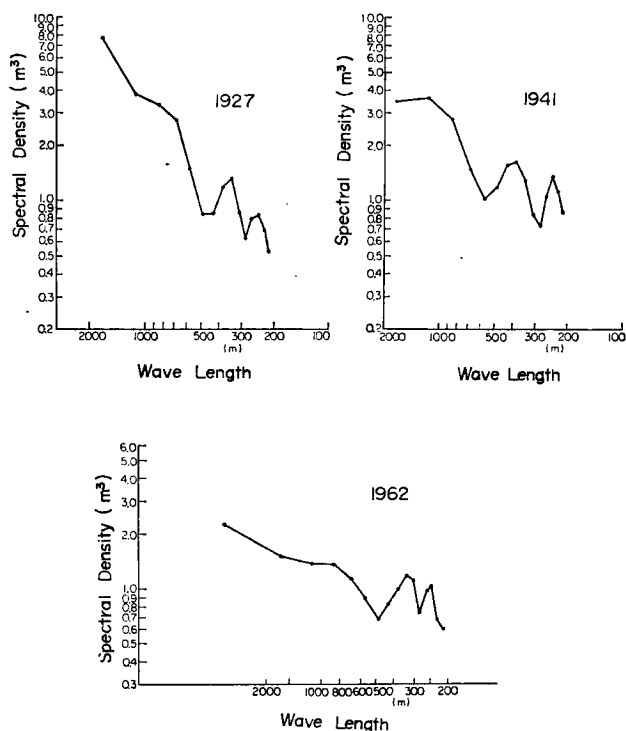


Fig. 13 (2) Spectral density of the lowest river bed elevation measured from the elevation in 1964 (Fuefukigawa River). (Ordinate should be multiplied by two hundred.)

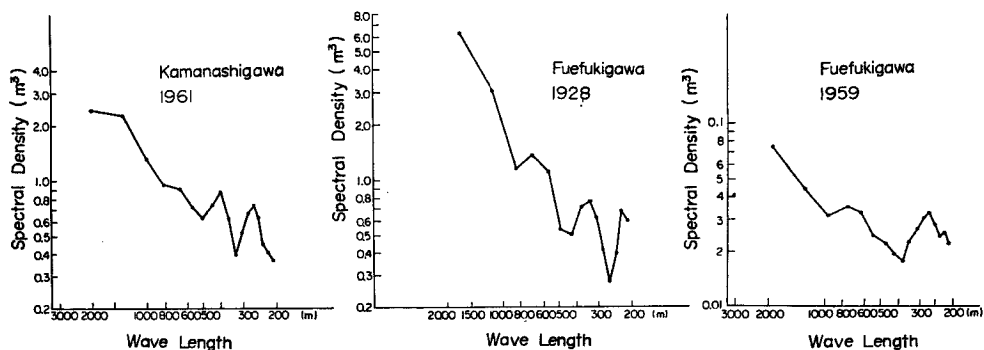


Fig. 14 Spectral density of the lowest river bed profile. (Ordinate should be multiplied by two hundred.)

は釜無川で190個、笛吹川で約170個となる。測定間隔は厳密には等間隔でないが、解析上これを等間隔の資料として取り扱う。

河床変動のスペクトル解析に対しては、資料が定常的な変動量であることが望ましい。しかし実際河川の資料は、河川の長区間を考えると河道条件や粒度構成が変化し、定常性が十分に保たれない場合が多い。ここでは一応定常変動量としての解析を進めた。これについては議論の余地が残されている。計算は Blackman & Turkey の方法を用い、ずらしの数は資料長の約1/10とした。

1964年最低河床を基準とした河床変動のスペクトル解析の結果の2, 3の例を Fig. 13 に、各年度の縦断形状の解析結果を Fig. 14 に示すが、次のことが認められる。

1) (1) で述べた河床変動の3成分のうち、最も短いスケールのものすなわち Dune に対応する周波数成分の存在が明確にあらわれている。卓越波長は、200~300 m, 300~500 m のように2つ存在し、ピークの値は年度によって変化する。

2) ある年度を基準にした河床変動のスペクトル特性と縦断形状に存在する河床高の移動平均値からの変動のスペクトル特性とは同じ年度では一致する。これはこの程度のスケールの変動には年度間の相関がないことを表わしている。すなわち Dune は各年の出水により容易に消滅、発生、移動し変遷きわまりないものであることがわかる。

3) 笛吹川のスペクトル特性の経年変化を見ると、短い波長領域のピーク付近で変化はないが、1 km 以上の領域のスペクトル密度は相対的に減少し全体的に扁平化の傾向がある。これは河道掘さくなどの河川改修の影響であろう。

6. 流心の変遷に関する考察

釜無川の流路は乱流しており、僅かな出水によっても流心が極端に変化する場合がある。1923年以降1962年まこ前後26回にわたって流心の変遷が調べられているので、これらの資料をもとにその特性を考察しよう。

流心線の1例を示すと Fig. 15 のとおりである。Fig. 16 の記号説明図に示すように、流心線と100m 隔の横断線との交点が横断内のどの位置に存在するかを検討する。交点の河道中心線からの偏差を $y(x)$ 、その点の間河の半幅を $b(x)$ とし、

$$\frac{n}{10} < \frac{y(x)}{b(x)} \leq \frac{n+1}{10} \quad n=0 \sim 9$$

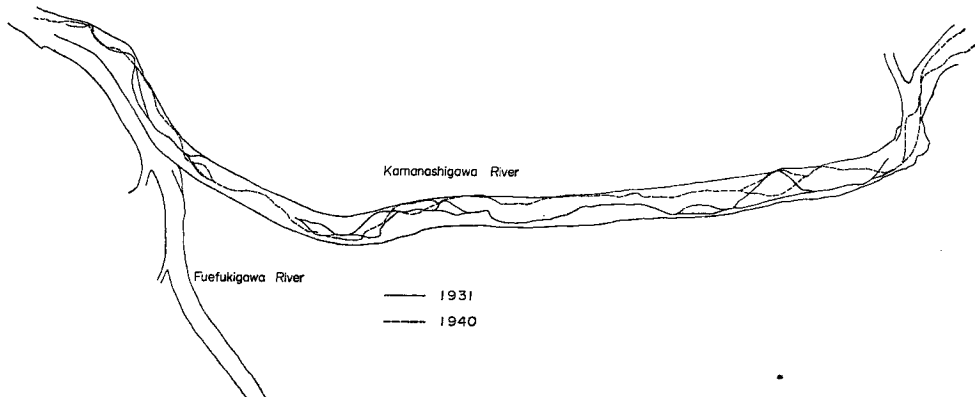


Fig. 15 Some examples showing the course of the main flow in Kamanashigawa River.

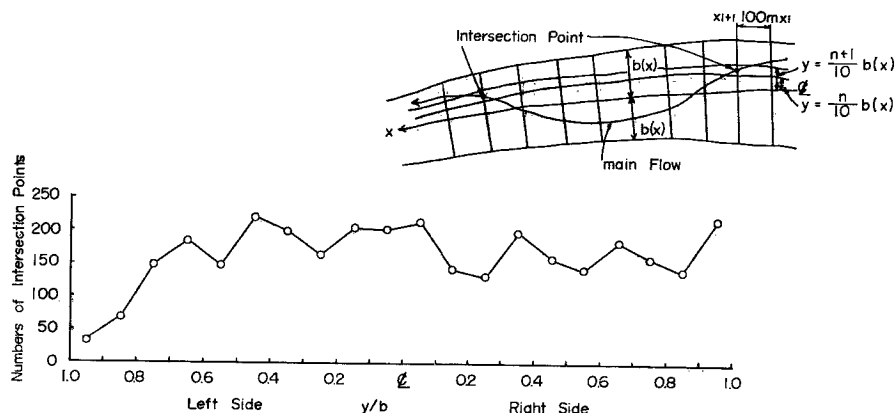


Fig. 16 Cross-sectional variation of the main flow position.

にある交点の総数を全資料について求めたものが Fig. 16 である。左岸近くを除いて総数はほぼ等しく、水路幅にわたって一様に分布していることがわかる。これは現象が非常にランダムであることを意味している。

各年度の流心線の河道中心線からの標準偏差は Table 2 のとおりである。

Table 2 Value of $\sigma = \sqrt{\{y(x_i, t)/b(x_i)\}^2}$

year	1923	25	26	27	28	29	30	31	37	38	40	41	42
σ	0.71	0.62	0.50	0.42	0.69	0.53	0.79	0.53	0.55	0.50	0.58	0.59	0.51
year	49	50	51	52	53	54	55	57	59	60	61	62	mean
σ	0.47	0.53	0.51	0.57	0.53	0.55	0.51	0.50	0.55	0.50	0.55	0.60	0.56

ランダム分布の場合： $\sigma=0.58$

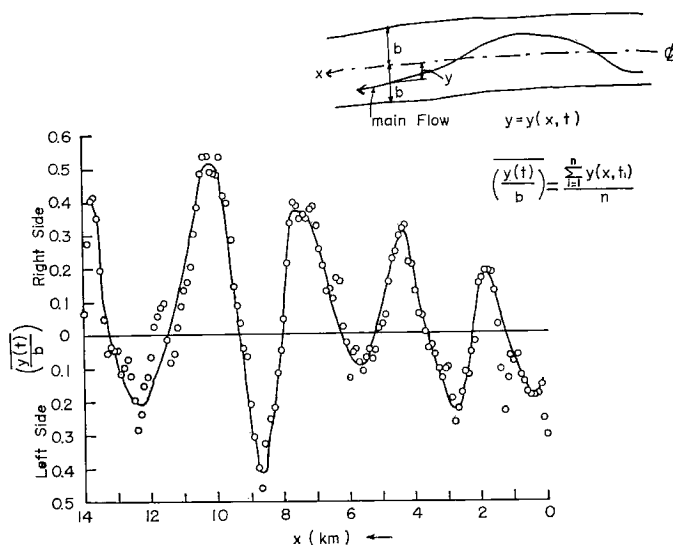
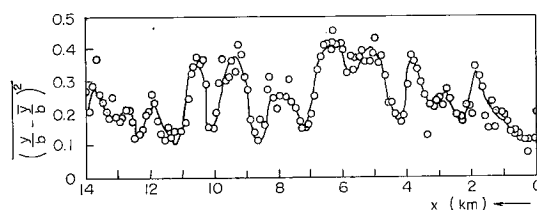
sine wave の場合： $\sigma=0.71$

Table 2 の σ の値は各年度ともランダム分布に近いことがわかる。

Fig. 17 は各断面における $y(t)/b$ の全資料の平均である。上述のようにランダムな変動も平均的に見ると顕著な周期性があらわれる。この場合の波長はほぼ 3 km, この半波長の $l=1.5$ km が Bar の長さである。この場合の河幅 $B=400$ m 程度であるから $l/B=3.75$ となる。従来の実験結果⁴⁾ によると l/B は F_r 数によって変化し, $F_r=0.8: l/B=3\sim4$, $F_r=1.0: l/B=4\sim5$, $F_r=1.5: l/B=5\sim6$ 程度となっている。さらに Leopold⁵⁾ などによると, $l/B=5\sim7$ 程度である。order としてはいずれも一致している。

Fig. 17 において河道中心線から偏倚の大きい所ほど流心を岸に固定しようとする作用が大きい。この位置は霞堤の位置にあたっており、従来から言われているように霞堤が流路を固定する作用を持っていることが明確に理解される。

流心は Fig. 17 に示した平均線のまわりをかなり大幅に変動している。この変動を定量的に把握するために、平均線からの偏差の分散を示したものが Fig. 18 である。分散が小さいほど流路は固定していることになるが、この区間の上流部および下流部に比べて中流部の分散は大きく、変動がはげしいことが知られる。さらに平均線の河道中心線からの偏倚の大きいところほど分散は小さくなるが、これは流路の固定作用が大きくなることを意味しており上述の事実と一致する。逆に偏倚が 0 に近づくほど分散は大きくなりラン


 Fig. 17 Variation of $y(t)/b$ with distance downstream.

 Fig. 18 Variation of $(y/b - \bar{y}/b)^2$ with distance downstream.

ダムな場合の分散の値に一致する。

7. 結 論

以上富士川の約半世紀にわたる河床変動および流況変遷の資料に関して種々の観点から定量的ならびに定性的な考察を加えるとともに粒度分布などについても検討した結果、多くの興味ある事実を見出すことができた。

粒度分布に関しては支川からの流出・堆積土砂が非常に大きな影響を持ち、本川において一般的に成立することが認められた50%粒径が掃流力に比例するという関係からこの部分で大きくはずれることがわかった。さらに、Boring などにより粒度分布を層状に調査することによって堆積層の厚さを知ることができる。

河床変動には、Dune, Bar およびさらに大きなスケールの変動の3成分が含まれることが示され、それぞれの特性が明らかにされた。

この場合の Dune の長さは河幅程度あるいはそれ以下であって、出水によって容易に消滅・発生しないしは移動し各年度間の相関は認められない。しかし振幅はかなり大きく護岸計画などには重大な影響を持っている。これに対して Bar は平面的な変動に基因するものであって、その長さ（蛇行長の1/2波長）はこの場合河幅の3～4倍程度である。これよりさらにスケールの大きい変動成分は地形的変化（狭さく部や河幅

の広い部分などの変化)によって生じるものと考えられ、洪水の時系列によってその変動が支配されるようであり、河幅の広い部分では洪水直後に河床が上昇し、その後低下して変動の振幅が比較的大きいのに対して、狭さく部での振幅は比較的小さいようである。

流心の変遷はかなりランダムであるが、平均的にみると周期的に左右岸に偏倚し、その波長は上述の Bar に対するものと一致する。

流心が岸に偏倚する場所は霞堤のところが多く、流路固定に対する霞堤の作用を認めることができる。偏倚の大きいところでの変動の分散は小さくなり、流路の固定作用が大きい。これに対して偏倚の小さいところではほぼランダムな場合の分散を示している。

本論に述べた手法は、河床変動の特性や河川の形態を定量的に把握し考察する上で非常に有効なものである。

本研究は、建設省治水課、関東地方建設局、甲府工事事務所の方々の御協力のもとに行なわれたものであって、関係各位特に藤吉三郎、安岡九寿男、永井靖郎、金田健之助の諸氏に深謝するとともに、資料整理や計算に御協力いただいた京大大学院学生奈良井修二氏ならびに日本建設コンサルタント庵原照太郎氏に感謝の意を表す。

参 考 文 献

- 1) 建設省関東地方建設局甲府工事事務所：甲府盆地の低湿地改善に関する調査研究報告書，昭. 42. 3.
- 2) 防災研究協会：富士川禹の瀬上流地区の河床変動調査研究，昭42. 3.
- 3) Task Force on Bed Forms in Alluvial Channels of the Committee on Sedimentation: Nomenclature for bed forms in alluvial channels, Proc. of ASCE Vol.92 No.HY3, May, 1966. pp.51~64.
- 4) 芦田和男，塩見靖国：水路における砂礫堆の水理特性について，京大防災研究所年報第9号，昭42. 3. pp.457~477.
- 5) Luna B Leopold, M. Gordon Wolman, and John P. Miller: Fluvial Processes in Geomorphology, W.H. Freeman and Company, San Francisco and London, 1964, p.194.