

II-212 河岸浸食係数の普遍表示と性質

北海道大学工学部 正員 長谷川和義

1. 問題意識

昨年¹⁾は、蛇行変動予測式によって河岸における偏倚流速 \bar{u} を求め、実測の河岸浸食速度 $\bar{\zeta}$ から比例係数 E_0 を逆算し、それらが土質定数(N値)と密接に関係していることを示した。しかし、これらの結論については、次のような疑問が生じる。

(1) $\bar{\zeta} \propto \bar{u}$ なる仮定の成立性は十分か。(2) \bar{u} の算出に必要な係数A(底面の傾きを表す係数)の統一的な推定法が不明。(3) 河岸の耐食性パラメータとしてNはふさわしいか。(4) 支配流量をいかにとるか。(5) $\bar{\zeta}$ の時間的不等性の原因と扱いかた。

いずれも大きな問題であり、特に(1)の仮定が成立しなければ、予測法自体が成立しなくなる。これに対する検証は、実測によることが第一であり、石狩川などにおいて7割以上の高相関区間が広く見いだされている²⁾が、普遍性のある係数を見いだすには理論的検討も不可欠である。ここでは、(2)について妥当な方法を工夫し、水理学的意味合いをもつ浸食係数を導き、その性質を吟味する。

2. 河岸浸食係数

湾曲部河岸の浸食に対する解析的な研究はほとんど見当たらない。いま、図-1のような横断面を考え、記号を定める。流砂連続式をあてはめ、最深部から水際まで積分すると、

$$\bar{\zeta} = \frac{\partial \bar{n}_b}{\partial \bar{t}} = \frac{1}{(1-\lambda)(\bar{h}_t + \bar{h}_f)} \left[\int_{\bar{n}_t}^{\bar{n}_b} \frac{\partial q_s}{\partial s} d\bar{n} - q_n(\bar{n}_t) \right] \quad \text{----- (1)}$$

ただし、 λ =河岸空隙率、 q_s 、 $q_n = \bar{s}$ および \bar{n} 軸方向の流砂量、 \bar{t} =時間であり、横断形状は相似に保たれるものと考えている。一方、流砂量を

$$q_s = K \sqrt{(\rho_s/\rho - 1)gd^3} (\tau_* - \tau_{*c})^{1.5} \quad \text{---- (2)}, \quad q_n = q_s \cdot (v + \tan \psi + T \frac{\partial \eta'}{\partial \bar{n}}) \quad \text{-- (3)}$$

とみなし、剪断力と流速との関係を

$$\tau_* = \frac{1}{(\rho_s/\rho - 1)gd} \cdot \frac{f}{2} (\chi \bar{U}_0 + \bar{U})^2 \approx \tau_{*0} \cdot \chi^2 (1 + 2u - \frac{1}{3} \eta) \quad \text{----- (4)}$$

とおく。ここに、 v =横断方向平均流速/ \bar{U}_0 、 $\tan \psi = 2$ 次流底面流速/ \bar{U} 、 $T = \sqrt{\tau_{*c}/(\mu_s \mu_r \tau_{*0})}/\chi$ 、 \bar{U}_0 =谷軸方向流路の平均流速、 χ =蛇行流路の平均流速 \bar{U}/\bar{U}_0 、 $f = f_0(1 - 1/3 \cdot \eta)$ =局所的抵抗係数、 $u = \bar{u}/\bar{U}_0$ 、 $\eta = \eta'/H$ 、 $\tau_{*0} = \bar{U}_0$ にて定義した無次元剪断力、他は慣用の記号である。式(2)~(4)を(1)に代入して高次項を省略し整理するとともに、平均流速による浸食作用をゼロとみなす。これは、平均流に対して平衡が成立していると見なしてのことである。

$$\bar{\zeta} \approx \frac{q_{s0}}{(1-\lambda)H_0} \left[\frac{3\phi_* \chi^3}{\tan \theta_R} \frac{\partial u}{\partial s} \Big|_{n=n_t} \textcircled{1} + \frac{1.5\phi_* \chi^3}{3 \tan \theta_R} \frac{\partial \eta}{\partial s} \Big|_{n=n_t} \textcircled{2} + \chi^4 T \tan \theta_R \left\{ 3\phi_* u(n_t) \right. \right. \textcircled{3}$$

$$\left. - \left(\frac{1.5}{3} \phi_* + 1 \right) \cdot \eta(n_t) - h_f \right\} - \chi^4 \left\{ v(n_t) + \tan \psi(n_t) \right\} \textcircled{4} \textcircled{5} \quad \text{----- (5)}$$

ただし、 $s = \bar{s}/H_0$ 、 $n = \bar{n}/(B/2)$ 、 θ_R = 水際における河岸傾斜角、 $\phi_* = \tau_* / (\tau_* - \tau_{*c})$ 、 $h_f = h_f/H_0$ 。上式中、括弧内の第1項は s 軸方向の砂の出入りによる浸食を表す。第2項は河床変化の影響であり、第3項に仮定の関係が現れている。(4)、(5)項は河床の掘れおよび河岸高の H_0 に対する比が大きいほど浸食速度が小さくなることを示している。最後の項は、底面における横断方向流速による変化を表すが、図-1の軸系では、通常 $\tan \psi < 0$ となるので、浸食側に働くことになる。今、流路変動にとって支配的な τ_* が各河川にとってそれほど違いがなく、 ϕ_* や T が大きく異ならないものとし、また、深掘れの位置が $n_t = 0.8$ 程度で $u(n_t) \approx u(n_s)$ (河岸偏倚流速)とみなしうものとしてオーダー解析を試みると、表-1のようになる。これによれば従来の仮定は、土砂水理学的にも認めうるものであることがわかる。ただし、2次流式として一様湾曲流における平衡解を考えての結果であり、実態的には4、6項はもう少し小さめにみてよい。沖積河川の河岸高は水深に比べて大きくはなく、5項は無視できる。第3項のみをのこすと、

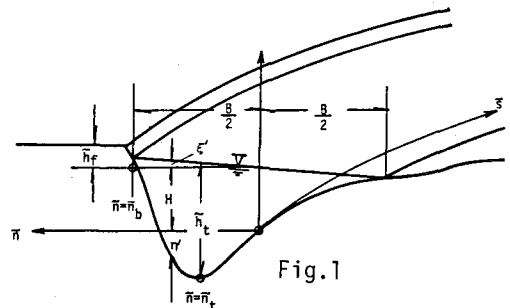


表-1 オーダの比較

項	1	2	3	4	5	6
オ	<10 ²	<10 ²	10 ¹ <	<10 ¹	<10 ²	<10 ¹
ー						
ダ						

$$\zeta = \frac{z_{so}}{(1-\lambda)H_0\bar{U}_0} \cdot 3\lambda^4 T \tan \theta_k \cdot \phi_* \bar{U}(nt)$$

$$\approx \sqrt{\frac{f_0}{2}} I \cdot \frac{3K \tan \theta_k \cdot T \phi_*}{(1-\lambda)(\rho_s/\rho - 1)} \cdot \bar{U}(n_b) \dots (6)$$

したがって、これまで用いてきた比例係数E₀は、

$$E_0 = \sqrt{\frac{f_0}{2}} I \cdot \frac{3K \tan \theta_k T}{(1-\lambda)(\rho_s/\rho - 1)\sqrt{\phi_*}} \dots (7)$$

と表されることになる。f₀、Iなどが河川の置かれている地形条件によって変化するのに対し、他の部分は主として河岸構成材料の性質によっているものと考えられる。つまり普遍係数としては

$$\zeta = E_* \cdot \sqrt{\frac{f_0}{2}} I \bar{U}(n_b) \dots (8)$$

によって定義されるE_{*}を用いるべきものといえる。

3. 係数Aの同定法

精度よく \bar{u} の値を推定するには適切なAの値が必要である。Aの大小は、主に流路曲率 $\bar{C}(s)$ に対する $\bar{u}(s)$ の位相ずれとなって現れるので、逆に二年度にわたる平面図から $\bar{C}(s)$ と $\zeta(s)$ の位相ずれを測定し、流路形状がsine-generated curveの場合の \bar{u} の理論解からAを逆算することにする。図-2は、石狩川における実測のAと逆算のAを比較したものである。実測結果が、やや大きめの値をとるのに対し、逆算値はA=2.89に近いものとなっている。しかし、地域による違いはいずれも無視できないことが分かる。逆算結果によって \bar{u} を計算すると、実測 ζ との相関がある程度改善される。

4. E_{*}の性質

上述の方法で \bar{u} を求め、実測 ζ との相関係数が0.5以上の地点について最小二乗法により比例係数を求めてE_{*}に換算する。使用データは昨年と同じく、石狩川(KP63~124)・雨龍川(KP4~22)である。河岸土質の代表パラメータを何にとればよいか十分明らかにされていないので、ここでは昨年と同じく標準貫入試験の結果(N値)を用いることにした。図-3は、データ採取の行われた全土層厚（一部洪積層を含む）にわたって平均したN値に対してE_{*}をプロットしたものである。E_{*}は、上流域から下流域にかけて順に大きくなる傾向を示し、一方、N値は順に減少する。その結果、図の右下がりの性質となって現れる。なお、雨龍川の()付きのデータは内挿によってN値を推定したことを示す。これらを除けば、両川のデータはほぼ同じ位置に集まり、E_{*}が統一表現のパラメータとしてふさわしいように思われる。昨年、E₀が10m深平均のN値に対して中央山型の傾向を示すことを報じたが、この性質は、図-4からも一応の説明はできる。すなわち、沖積層のみの平均によるN値を使ってE_{*}をプロットすると、図のようにNにともなってE_{*}が増えるまったく逆の性質が現れる。石狩川で10m、雨龍川で5mの深さは、ちょうど図-3、4の中間的性質を表すことになるわけである。いずれの関係が正しいものか、現在のところ十分な判断が出来ない。

謝辞 本研究は、文部省科研費特定研究「比較河川学の研究」の補助を受けて進められた。関係諸方に謝意を表す次第である。

《参考文献》

- 1) 長谷川・佐藤：流路の移動速度に及ぼす河岸土質の影響、土木学会第40回年講Ⅱ-216、1985、9
- 2) 長谷川：沖積地移行帯における流路変動、「比較河川学の研究」報告書（代表 岸力）、昭和61年3月

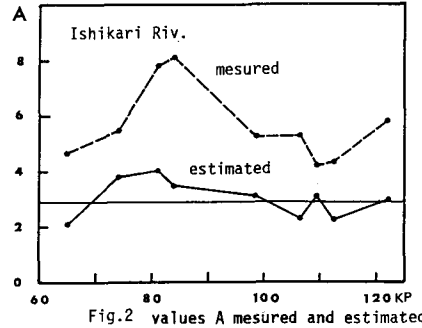


Fig.2 values A measured and estimated

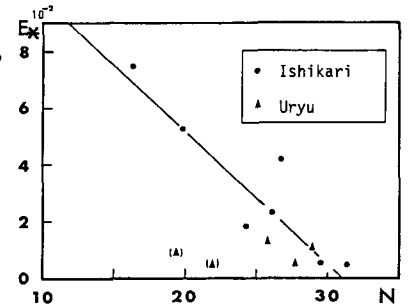


Fig.3 Relation bet. E_{*} and N(total layer)

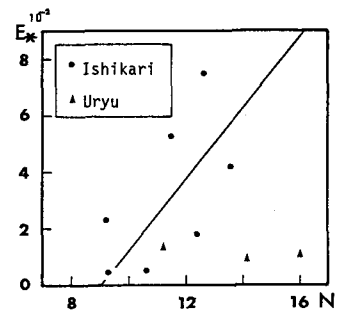


Fig.4 Relation bet. E_{*} and N (alluvial layer)