# セグメント3領域におけるALB欠測領域の 河床位推定手法の構築

DEVELOPMENT OF THE METHOD TO ESTIMATE RIVER GEOMETRY AT ALB MISSING AREA IN SEGMENT3

山崎 崇徳1・竹林 洋史2・小澤 淳眞3・森田 真一4・堀内 成郎5

## Takanori YAMAZAKI, Hiroshi TAKEBAYASHI Atsumasa OZAWA, Shinichi MORITA, and Shigeo HORIUCHI

「正会員 株式会社パスコ 中央事業部(〒153-0042 東京都目黒区)(現:株式会社建設技術研究所)
 2正会員 博士(工学) 京都大学防災研究所流域災害研究センター 准教授(〒612-8235 京都市伏見区)
 3正会員 株式会社パスコ 中央事業部(〒153-0042 東京都目黒区)
 4正会員 株式会社パスコ 経営戦略本部(〒153-0042 東京都目黒区)
 5正会員 博士(農学) 株式会社パスコ 事業統括本部(〒153-0042 東京都目黒区)

We conducted two verifications to develop the method of the estimation river geometry at ALB missing area. The verification section is segment3 in Yoshino River.

Firstly, we constructed the river geometry interpolation of cubic spline curve using the cross-sectional survey and compared the geometry interpolation with real river geometry which is combination of ALB and Multi sonar measurement. Secondly, we conducted horizontal two dimensional analysis of river bed variation using river geometry which included the ALB missing area. We developed the method of analysis that restores the river bed variation to zero every time step except ALB missing area and adopted the elevation of analysis result at ALB missing area as estimation geometry.

The estimation geometry of two methods was confirmed high reproducibility as river geometry at ALB missing area.

Key Words : Airborne Laser Bathymetry, numerical analysis, river bed variation, cubic spline curve, interpolation

# 1. はじめに

航空レーザ測深機(以下,ALBとする)は、従来の近 赤外線レーザに加えて緑レーザを用いることで水域、陸 域を連続して計測できることから、広域にわたる河道の 状態把握に適した技術であるが、測深能力以深の領域や 河床材料の種類によっては測深能力以浅の領域でも欠測 する場合がある.一般的にALB欠測領域はマルチソナー 音響測深等の船舶による補測が実施されるが、多くの労 力・コストを必要とする.筆者らはこの問題に対し、3 次スプライン曲線を用いた既往定期横断測量成果による 内挿補間地形をALB欠測領域に適用することで、地形変 化の少ない領域であれば現地作業を行わずに河床位の再 現が概ね可能であることを示した<sup>1)</sup>.しかし、この検証 はセグメント2の限られた区間におけるものであり、比 較的水深が深くALBの欠測が生じやすいセグメント3で の適用性は未検証である.さらに、定期横断測量成果を 用いた3次スプライン内挿補間では、定期横断測量と ALB計測の間に顕著な河床変動が生じた場合、定期横断 測量による内挿補間地形が河床変動前のものとなってし まい河床位の再現性は劣る.

本論文では、ALB 欠測領域の補間手法の効率化に関す る継続的な検証として、セグメント3におけるALB 欠測 領域を対象に3次スプライン内挿補間の適用性を検証し た. さらに、定期横断測量成果を用いた3次スプライン 内挿補間が困難な場合を想定し、河床変動計算により ALB 欠測領域の河床位を推定する手法について検討した.

# 2. 対象河川と使用したデータ

対象河川は一級河川吉野川下流部のセグメント3とし, 実際にALBの欠測が生じた6.4kから9.8kまでを検証の対 象とした.当該区間は,堤防間距離が800m程度以上, 定期横断測量時の水深が5m~10m程度である.

3次スプライン内挿補間には、2016年9月に国土交通省 が実施した定期横断測量成果を使用した.構築した推定 河床位の検証には、上記ALB欠測領域を対象に国土交通 省が2017年9月に実施したマルチソナー音響測深成果を 用いた.図-1に検証対象のALB及びマルチソナー音響測 深を組み合わせた実地形(陰影図)を,図-2に定期横断 測量成果との重ね図を示す.当該領域の河床は7.2kから 8.2kまでに存在する橋梁や水制工付近の局所洗掘を除き, 縦断方向の地形変化は少ない.ただし、定期横断測量と マルチソナー音響測深の測量時点が約1年異なることか ら、重ね図を確認すると最深河床位に0.5m程度の差が生 じているため、この較差が評価の閾値の一つとなる.



図-1 検証区間のALB及びマルチソナー音響測深成果.



図-2 定期横断とALB・マルチソナー音響測深の横断図比較.

# 3. 3次スプライン内挿補間による河床位推定

6.4kから9.8kまでのALB欠測領域において,既往定期 横断測量成果を用いた3次スプライン曲線による内挿補 間を実施し,河床位を推定した.3次スプライン曲線は, ALB欠測を含んだ状態の河床位を基に平面二次元流況解 析を実施し,そこで得られた流線に沿って構築した.

図-3にALB及びマルチソナー音響測深による実地形の 河床位コンターを、図-4に3次スプライン内挿補間によ る河床位コンターを示し、図-5には内挿補間地形と実地 形の河床位の差を示す.内挿補間地形は河道の平面線形 に沿った河床地形を構築できているが、河床位較差を確 認すると橋脚の局所洗掘箇所や河岸沿いで0.5m以上の較 差が生じている.7.2k付近では水制工による局所洗掘が 生じていると考えられ、較差が0.5m以上ある.その他は、 全体的に河床位較差が測量時期の差による較差と同程度 の0.5m以内に収まっており、3次スプライン内挿補間に より河床位を再現できているといえる.



図-5 内挿補間地形と実地形の河床位較差.

## 4. 平面二次元河床変動計算による河床位推定

#### (1) 推定手法

河床変動の数値シミュレーションは、河床形状の時間 的な変化を予測する方法として広く実務で利用されてお り、シミュレーションの予測技術が高く、適切な流量や 河床材料の粒度の条件を与えることができれば河床形状 の予測が可能である. そこで、ALB欠測領域の河床形状 を河床変動の数値シミュレーションによって推定する. 河床変動解析の方法には様々なものが存在するが、ここ では一般座標系の平面二次元河床変動解析の基礎式を用 いた数値シミュレーションを用いる. 解析では、計算対 象領域の全てを移動床として取り扱い、流砂量の空間分 布を計算する.ただし、実際に河床形状を変化させるの はALB欠測領域のみとし、欠測以外の領域は、いわゆる 正解値領域として取り扱うこととするため、計算ステッ プごとに初期河床位に戻す計算を行った。ALB欠測領域 に与える初期河床形状は、ALB欠測の当該解析格子を含 む横断面において、当該のALB欠測格子から両岸方向に 最も近い計測領域の河床位2地点を用いて線形内挿補間 して得られる値を与えている.

## (2) 解析に用いた基礎式

堤外地に流路が形成されると、計算領域に表面流の無い陸域(浮州)が形成される.そのため、表面流と浸透 流の両方を計算し、浮州域の土中の流れも考慮した基礎 式を以下に示す.

表面流の計算は、水深平均された平面二次元流れの支 配方程式を用いる.表面流と河床面以下の浸透流との水 の交換を考慮した水の質量保存則は、以下のようになる<sup>3</sup>.

$$\Lambda \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{z}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left( \frac{hU}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left( \frac{hV}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left( \frac{h_g U_g}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left( \frac{h_g V_g}{J} \right) = 0$$
(1)

ここに、tは時間、zは水位である.表面流の水深はh、浸透流の水深は $h_g$ である.  $U \ge V$  は $\xi \ge \eta$ 方向における表面流の反変速度成分であり、 $U_g \ge V_g$ は $\xi \ge \eta$ 方向における浸透流の反変速度成分である.河床面近傍の流速は、水深平均流れの流線の曲率により、以下のように算定されている.

$$u_b = u_{bs} \cos \alpha_s - v_{bs} \sin \alpha_s \tag{2}$$

$$v_b = u_{bs} \sin \alpha_s + v_{bs} \cos \alpha_s \tag{3}$$

$$u_{bs} = 8.5 u_* \tag{4}$$

$$\nu_{bs} = -N_* \frac{h}{r} u_{bs} \tag{5}$$

ここに、 $\alpha_s = \arctan(v/u), N_*$ の値は多くの研究者により



図-8 解析領域と解析格子

提案されており、7.0程度の値をとる<sup>3</sup>. rは水深平均流 れの流線の曲率である.

河床位方程式は、以下のようになる.

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{c_b E_b}{J} \right) + \left( 1 - \lambda \right) \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{z_b}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left( \frac{\xi_l c_b E_b}{J} + \sum_{k=1}^n \frac{q_{b\xi_k}}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left( \frac{\eta_l c_b E_b}{J} + \sum_{k=1}^n \frac{q_{b\eta_k}}{J} \right) (6) + \sum_{k=1}^n \frac{1}{J} w_k \left( c_{sbek} - c_{sbk} \right) = 0$$

ここに、nは粒径階の総数である. qbkkとqbnkはξとη方向 における粒径階kの反変掃流砂量成分であり、以下のよ うに定義される.

$$q_{b\xi k} = \xi_x q_{bxk} + \xi_y q_{byk}, \quad q_{b\eta k} = \eta_x q_{bxk} + \eta_y q_{byk} \tag{7}$$

ここに、*qbxk*と*qbyk*は*x*と*y*方向における粒径階kの掃流砂量 成分であり、以下のように定義される<sup>4-0</sup>.

$$q_{bxk} = q_{bk} \cos\beta_k \quad q_{byk} = q_{bk} \sin\beta_k \tag{8}$$

$$q_{bk} = \frac{17\rho u_{*e}^{3}}{(\rho_{s} - \rho)g} \left(1 - \sqrt{K_{c}} \frac{u_{*ck}}{u_{*}}\right) \left(1 - K_{c} \frac{u_{*ck}^{2}}{u_{*}^{2}}\right) f_{bk}$$
(9)



平面分布

ここに、 $\rho_s$ は砂の密度、 $u_{*e}$ は有効摩擦速度である. $u_{*e}$ は粒径階kの限界摩擦速度であり、粒子の遮蔽効果を考慮した以下の関係を用いる<sup>4.5</sup>.

$$u_{*ck}^{2} = u_{*cm}^{2} \left[ \frac{\log_{10} 19}{\log_{10} (19 d_{k}/d_{m})} \right]^{2} \frac{d_{k}}{d_{m}} \quad d_{k}/d_{m} \ge 0.4 \quad (10)$$

$$u_{*ck}^2 = 0.85 u_{*cm}^2 \qquad d_k/d_m \le 0.4 \quad (11)$$

斜面上を土砂が輸送される場合,流砂ベクトルは,河 床近傍の流れのベクトルよりも斜面下方となる. さらに, 限界掃流力も斜面上では異なる値となるため,これらの 補正が行われている <sup>5,0</sup>.

浮遊砂の沈降速度 $w_{k}$ は、Rubeyによる式<sup>7</sup>を用いる. 基準面高さにおけるk粒径階の平衡浮遊砂濃度 $c_{sbek}$ は、以下のLane and Kalinskeの式を用いる<sup>8</sup>.

$$c_{sbek} = 5.55 \left( \frac{1}{2} \frac{u_*}{w_{fk}} \exp\left(\frac{-w_{fk}}{u_*}\right) \right)^{1.61} f_{bk} \ (\begin{tabular}{l} \dot{E} \ \dot{E$$

浮遊砂の鉛直濃度分布を指数分布と仮定すると、k粒 径階の水深平均濃度c<sub>sk</sub>と基準面高さにおけるk粒径階の 浮遊砂濃度c<sub>sk</sub>の関係は以下のようである<sup>8</sup>.

$$c_{sk} = \frac{c_{sbk}}{\beta_{sk}} \left( 1 - e^{(-\beta_{sk})} \right), \quad \beta_{sk} = \frac{w_{jk}h}{D_h}$$
(13)

ここに, D<sub>h</sub>は鉛直方向の浮遊砂の拡散係数である. 粒径 階 k の水深平均浮遊砂濃度は,以下の浮遊砂の質量保 存則より求める.

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{hc_{sk}}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left( U \frac{hc_{sk}}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left( V \frac{hc_{sk}}{J} \right)$$

$$= \frac{1}{J} w_{fk} \left( c_{sbek} - c_{sbk} \right)$$

$$+ \frac{\partial}{\partial \xi} \left( h \frac{D_x \xi_x^2 + D_y \xi_y^2}{J} \frac{\partial c_{sk}}{\partial \xi} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left( h \frac{D_x \xi_x \eta_x + D_y \xi_y \eta_y}{J} \frac{\partial c_{sk}}{\partial \eta} \right)^{(14)}$$

$$+ \frac{\partial}{\partial \eta} \left( h \frac{D_x \xi_x \eta_x + D_y \xi_y \eta_y}{J} \frac{\partial c_{sk}}{\partial \xi} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left( h \frac{D_x \eta_x^2 + D_y \eta_y^2}{J} \frac{\partial c_{sk}}{\partial \eta} \right)$$

ここに、 $D_x \ge D_y$ は流下方向と横断方向の浮遊砂の拡散係数である.

河床・河岸材料は非粘着性材料と考えているため、局 所河床勾配は安息角以上とはならない.そのため、局所 河床勾配が安息角以上となる場合は、安息角となるよう に河床位を修正する<sup>9</sup>.

### (3) 計算条件

上流端からの流量については、実測のハイドログラフ を上流端からの境界条件として与えて解析するのが最も 良いが、計算時間が非常に長くなる.また、どれぐらい の期間のハイドログラフを与えるかも検討が必要となる. 本研究では、効率的に河床形状を予測することを目的と しているため、ここでは定常給水での検討を行う.黒 木・岸<sup>10</sup>によると、実河川の河床形態は平均年最大流量 程度の流量で形成される河床形態と一致することが多い ので、河床形状の変化がほぼ平衡状態に到達するまで平 均年最大流量を定常的に与える.図-6に昭和29年から平 成16年までの吉野川の年最大流量を示す.これによると、 約8000m<sup>3</sup>/sが平均年最大流量程度であるため、8000m<sup>3</sup>/s を定常的に与える.また、既往最大流量に近い 18000m<sup>3</sup>/sを定常的に与えた条件の解析も実施し、非定 常給水条件で形成される河川地形がどの定常給水条件で 形成される河川地形で代表できるかについても検討した. 図-7に解析に用いた粒度分布を示す.平均粒径は3.2cm であり、実測データに基づいて決定した.図-8に解析領 域を示す.解析対象領域は、3章で検討した区間を含む 5.5km~11.3kmの領域である.解析格子のサイズは平均 30m程度であり、ALB欠測領域の横断面に複数の格子が 存在するようにした.

#### (4) 解析結果

図-9に8000m<sup>3</sup>/sと18000m<sup>3</sup>/sによる水深,流速ベクトル, 無次元掃流力,河床変動解析によって得られた河床位と 実地形との差の平面分布を示す.なお,初期河床位と実 地形との差の平面分布も示している.図より,平均年最 大流量程度の8000m<sup>3</sup>/sよりも既往最大流量に近い 18000m<sup>3</sup>/sの方が,河床変動解析によって得られた河床 位と実地形との差が小さいことがわかる.これは,対象 地点の河床地形は,平均年最大流量程度よりも大きい流 量条件によって形成されている可能性を示す.そこで, 本解析では,河床変動解析によって得られた河床位と実 地形との差が小さい18000m<sup>3</sup>/sの給水条件で得られた結 果について,各断面形状の再現性を検討する.

図-10に河口から8.8km, 7.2km, 6.8km断面における河 床変動解析の初期河床位、河床変動解析によって得られ た河床位,実地形の横断分布を示す.8.8km断面におい ては、 左岸側に河床位の低い領域があり、 ALB 欠測領域 となっている.この断面では、初期河床位と実地形との 最大の差は約2.6mとなっている。河床変動解析を実施す るとALB欠測領域の洗掘が進み、河床変動解析によって 得られた河床位は実地形とほぼ同じ形状となっているこ とがわかる.本断面では、実地形との最大の差は約0.3m となっている. また, 6.8km断面においても, 初期河床 位と実地形との最大の差は約2.6mとなっているが、河床 変動によって洗掘が進み、河床変動解析によって得られ た河床位は実地形とほぼ同じ形状となっている.一方, 7.2km断面においても河床変動によって洗掘が進んでい るが、河床変動解析によって得られた横断面形状は、実 地形と大きく異なっている. これについてはいくつかの 原因が考えられるが、その一つは、前述のように、 7.2km~7.4kmの左岸側に水制と窪み(わんど)が存在し, これらによって形成される流れ場を本解析で用いた解析 格子では十分に評価できなかったためと考えられる. し かし、その他の多くの領域については、河床変動解析に よって得られた河床位と実地形との差は50cm以下とな っており、河床変動解析によっても広い範囲でALB欠測 領域の河床形状を予測することが可能であることがわか る. なお、本解析で用いている解析モデルは平面二次元 流れのモデルであるため、三次元的な流れ場に起因した 掃流力分布を適切に評価できていない可能性もあるが、 三次元性の強い流れが形成される8.8km断面において河 床変動解析によって得られた河床位が実地形とほぼ同じ

形状となっていることを考えると,三次元的な流れ場に 起因した掃流力分布の適切な評価以外の原因についても 着目する必要があると考えられる.

# 5. おわりに

ALB欠測領域の河床位データの効率的な補間方法に関 する継続的な検証として、セグメント3におけるALB欠 測領域を対象に3次スプライン内挿補間の適用性を検証 した. さらに、河床変動計算によりALB欠測領域の河床 位を推定する手法について検討した. 得られた結果をま とめると以下のようである.

- 内挿補間地形は河道の平面線形に沿った河床地形を 構築できているが、河床位の差を確認すると橋脚の 局所洗掘箇所や河岸沿いで0.5m以上の差が生じてい る.7.2k付近では水制工による局所洗掘が生じてい ると考えられ、較差が0.5m以上ある。その他は、全 体的に河床位較差が測量時差による較差と同程度の 0.5m以内に収まっており、3次スプライン内挿補間 により河床位を再現できているといえる。
- 2) 平均年最大流量の8000m3/sよりも既往最大流量に近い18000m3/sを給水条件とした方が、河床変動解析によって得られた河床位と実地形との差が小さい.これは、対象地点の河床地形は、平均年最大流量程度よりも大きい流量条件によって形成されている可能性を示すものであり、逆に平均年最大流量以下の条件下では現況河床位よりも堆積傾向を示すことが考えられる。給水条件については、非定常給水条件で形成される河川地形がどの定常給水条件で形成される河川地形で代表できるかについて更なる検討が必要である.
- 3) 水制やわんどが存在する領域において、これらによって形成される流れ場を本解析で用いた解析格子では十分に評価できなかったと考えられるが、その他の多くの領域については、河床変動解析によって得られた河床位と実地形との差は50cm以下となっており、河床変動解析によっても広い範囲でALB欠測領域の河床形状を予測することが可能である。

## 参考文献

- 岡部貴之、山崎崇徳、小澤淳眞、森田真一、堀内成郎、 竹林洋史:3次スプライン曲線によるALB欠測領域の 河床位補間の精度と流れへの影響、土木学会論文集B 部門、Vol.62, I\_859-864, 2018.
- Takebayashi, H., Egashira, S. and Okabe, T.: Numerical analysis of stream stability process on beds with non-uniform sediment, Journal of Hydroscience and Hydraulic Engineering, Vol.22, 2 (2004) 37-46.
- Engelund, F.: Flow and bed topography in channel bends, Jour. of Hy. Div. ASCE, Vol. 100, No. HY11 (1974).





- 4) 芦田和男,道上正規:移動床流れの抵抗と掃流砂量に 関する基礎的研究,土木学会論文報告集,206 (1972) 59-69.
- 5) 芦田和男,江頭進治,劉炳義:蛇行流路における流砂の分級および河床変動に関する数値解析,水工学論文集,35(1991),383-390.
- 6) Kovacs, A. and Parker, G.: A new vectorial bedload formulation and its application to the time evolution of straight river channels. J. Fluid Mech. Vol. 267, pp. 153-183, 1994.
- Rubey, W. W.: Settling velocities of gravel, sand and silt particles, American J. of Science, 25 (1933) 325-338.
- Lane, E. W. and Kalinske, A. A.: Engineering calculation of suspended sediment, Trans. A.G.U., 22 (1941).
- 9) 永瀬恭一,道上正規,檜谷治:狭窄部を持つ山地河川の河床変動計算,水工学論文集,40(1996)887-892.
- 黒木幹男,岸力:沖積地河道の河床形態・流れの形態の形成領域区分,北海道大學工學部研究報告,118, pp.47-58,1984.

(2019.4.2受付)