

◆ 特集：砂防・河川・海岸における土砂管理の取り組み ◆

濁沼川における洪水中の河床波形状の観測

吉岡英貴* 石神孝之** 山下武宣*** 高部一彦****

1. はじめに

河床波の洪水中の遷移過程に関しては、主に実験水路での知見が得られているが、河床の粒径に対して水深の割合が大きい実河川の遷移過程との対応については十分に明らかにされていない。そこで、実河川の遷移過程を明らかにするため、河床波形状を観測した。また、現在まで、実河川の掃流砂量の計測にはトラップや土研式流砂量捕捉装置等の直接的な採取が試みられてきたが、濁水のため採取が確認できず、観測結果の信頼性が乏しかった。しかし、今回、音響探査装置の一種であるヘッド回転型サイドスキュンソナー（以下ソナーと呼ぶ）を用いて、リアルタイムで間接的に河床の移動を観測し、時空間的に高密度な河床を捉えた画像を解析することで掃流砂量を求めた^{1),2)}。この方法は、濁水中の河床の移動を透視するように把握できるため有用である。そして、河床形状の計測は、ADCPとRTK-GPSの組み合わせ³⁾、ラジコンボートや十字浮体に設置した音響測深器⁴⁾等によりなされてきた。これらの方法と今回用いた方法の違いは、原理や精度の違いから次のように言える。まず、ADCPは、発射した超音波が媒体中を伝播する際に生じるドップラー効果を捉えて鉛直方向に3次元の流速を計測するものである。媒体の異なる河床が認識できるため水深が把握でき、ADCPを固定すると、水深の時系列変化から河床形態が観測できる。一方、ソナーは、発射した音波が物体で反射されると、音響強度として受信されるので、この反射強度の違いから水中物体の位置を測定し、画像化して空間分布を捉えるものである。この空間分布を用いて、河床形態が観測できる。また、浮体に設置した音響測深器での観測では位置把握が難しく、音波の発射角が1.7度のソナーに比べて7度前後と広いため、河床となす角度が大きい音波が先に反射されて河床面が浮き上がって観測される鉛直誤差が大きく生じてしまう。

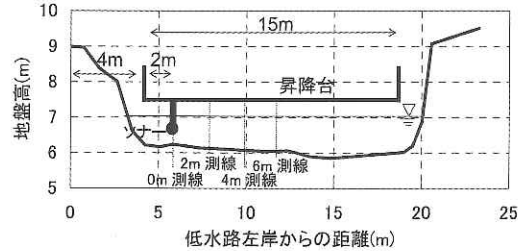


図-1 観測地点の横断形状とソナーの設置箇所

2. 観測地点

観測地点は、一級河川那珂川水系濁沼川の28.1KPであり、河川研究室所有の「濁沼川洪水観測施設」⁵⁾が設置されている。この施設は低水路上で昇降可能な観測台を有し、観測台は洪水時に水面近傍まで近づきソナーを水中に挿入することが可能である。ソナーは、昇降台の左端から約2mの位置に設置した(図-1参照)。観測地点における河床材料の代表粒径 d_{60} は1.6mmである。

3. 観測方法及び解析方法

観測を行った各洪水は2004年5月及び同年10月に発生した台風2号と台風23号である。ソナーは円筒状本体の先端に超音波を送受信するヘッド部があり、それが回転することにより河床形状をスキュンできるものである。ソナーを水面と平行で横断方向に設置することで河床の縦断形状を観測し、河床波の波速、波長、波高を計測した。また、水面と垂直に設置することで平面形状を観測し、河床波の波速、波長を計測した(グラビア参照)。つまり、縦断形状と平面形状のデータを組み合わせることによって、河床波の波速、波長、波高の平面分布を把握することが可能である。観測範囲は、ソナーと河床の位置関係を考慮し、縦断方向は10m、平面方向は低水路幅を捉えられるよう25mとした。観測時間間隔は約1時間間隔としたが間欠的である。1回あたりの観測時間は、波速と得られる画像データの解析精度からヘッド1回転に1分間程度と設定して、約10分間行った。解析方法を次に示す。まず、各時刻で観測した縦断方向データを2次元の座標系に変換する。次に座

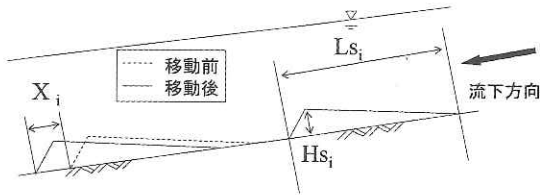


図-2 波速、波長、波高の定義

標系に変換したデータを使い、図-2に示すように河床波の波速、波長、波高を定義し、(1)式によりそれぞれ求める。

$$Vs = \frac{\sum_{i=1}^n X_i}{ndt} \quad Ls = \frac{\sum_{i=1}^n Ls_i}{n} \quad Hs = \frac{\sum_{i=1}^n Hs_i}{n} \quad (1)$$

ここで、 Vs ：波速、 Ls ：波長、 Hs ：波高、 n ：総河床波数、 dt ：観測時間間隔である。次に、平面方向のデータからも縦断方向の数測線について同様に求めるが、波高については縦断方向データの波長と波高の関係を使い求めることとした。また、解析には砂を移動させる流れのせん断力である無次元掃流力 τ_* を用い、(2)式により求めた。 τ_* は、横断方向で異なると考えられるが、ここでは簡単のため断面平均の値を用いた。

$$\tau_* = \frac{hI_b}{sd} \quad (2)$$

ここに、 h ：ソナー位置の水深 (m)、 I_b ：河床縦断勾配 (= 1/1200)、 s ：砂の水中比重 (= 1.65)、 d ：ソナー位置の代表粒径 (= 1.6mm) である。

平面方向データの解析方法は、河岸方向と平行に引いた測線 (縦断方向測線と平行) において、ソナーのある測線を 0m 測線、ソナーから右岸に向かって、2m、4m、6m 離れた測線をそれぞれ、2m、4m、6m 測線とする (図-1 参照)。各測線に対するデータは、縦断データの解析と同じく、その測線上にある河床波の平均的な量を求めた。

4. 解析結果

4.1 縦断方向データ

図-3に τ_* と各河床波の特性変化を示す。この図から、 τ_* が1.0付近以下では τ_* の増加に伴い、波高、波長、波速ともに増加傾向にあるが、 τ_* が1.0付近以上では、波速は減少し、波高と波長は横ばい傾向となることが分かる。山本の研究⁶⁾を参考に、 τ_* と河床形態の関係を調べてみると、 τ_* が1.5前後で、河床波が砂堆から遷移河床となることが予測されている。また、本観測データを芦田・道上の領域区分で区別した場合、 τ_* が1.0前

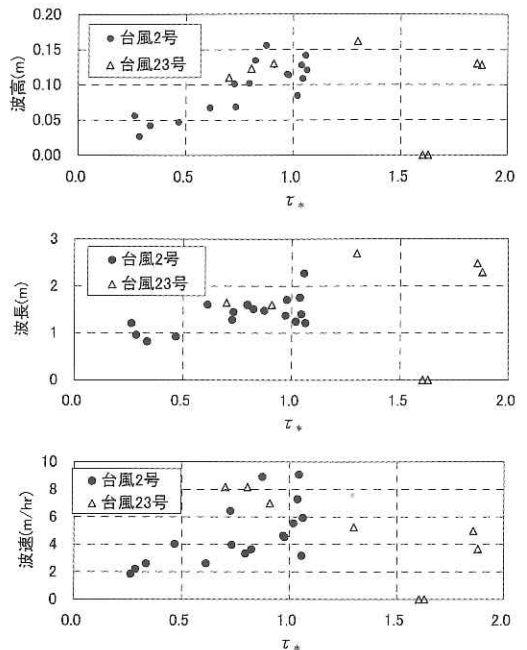


図-3 τ_* による河床波特性の遷移

後で遷移領域となる。以上のことから、涸沼川においては、 τ_* が1.0~1.5付近で遷移河床となることが考えられ、そのため、縦断方向の観測データも、 τ_* =1.0付近で河床波の特性が変化していると考えられる。

τ_* の最大値が1.0程度の台風2号においては、平坦河床データは見られなかった。台風23号においては、平坦河床と考えられる τ_* が1.9程度においても河床波が確認でき、その後の減水期の τ_* が1.6付近において河床波の存在しないデータ (平坦河床) が存在していた。このことから、河床波は水理量に直接対応しているのではなく、水理量に対して時間的な遅れをともなって河床形態が変化し、履歴性を生じるとみられる。

4.2 平面方向データ

平面データにおいても、縦断データと同様に減水期において、 τ_* が1.5近傍で平坦河床であるデータが観測された。また、図-4から測線によらず波長は τ_* に比例して増加していくが、波速は、 τ_* が0.8より大きくなると、横ばいまたは減少傾向となっている。このように、前述の縦断方向のデータとほぼ同一の傾向が確認され、縦断方向及び平面方向データを組み合わせて解析することは妥当であると考えた。次に、同じ τ_* で比較すると、波速、波長ともに、河道中央部に向かうほど (0m→6m 測線) 大きくなることが分かる。これらは、流速の横断分布に対応していると考えられる。

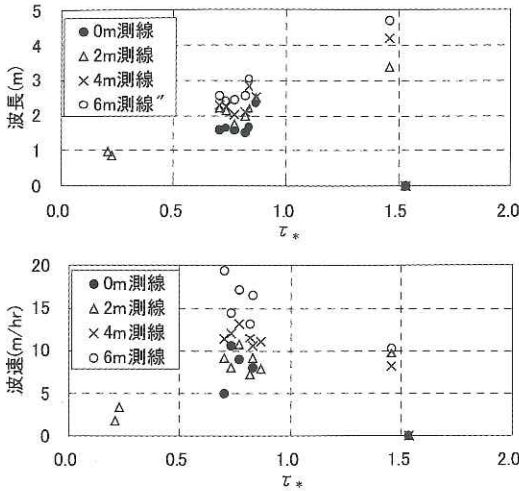


図-4 各測線での河床波特性

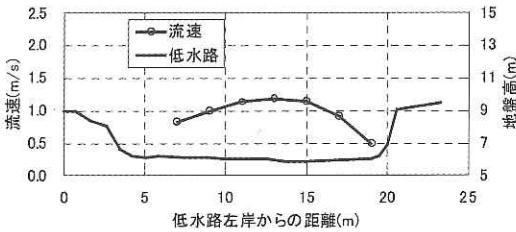


図-5 流速分布 (2004年10月6日洪水、h=1.2m時)

鉛直方向の平均流速 v を Manning式を用いて (3) 式で表せば τ_* は (4) 式となる。(4) 式から τ_* は、流速及び水深に依存することが分かるが、観測地点での水深は横断的に変化が小さく、一定と見なせば、 τ_* は特に流速に大きく影響されると言える。

$$v = \frac{\sqrt{I_e}}{n} h^{2/3} \quad (3)$$

$$\tau_* = \frac{n^2}{sd} \frac{v^2}{h^{1/3}} \quad (4)$$

ここで、 I_e はエネルギー勾配、 v は流速、 n は粗度係数である。このことから、観測地点における、河床波の波長、波速の横断的な分布は、流速の横断分布により生じていると考えられる。参考として、2004年10月6日の洪水時に計測した流速分布を図-5に示す。

4.3 河床形態の遷移

縦断方向及び平面方向データの解析結果から、涸沼川における河床形態の遷移は次のように考えられる。増水期においては、 $\tau_* \leq 1.0$ で砂堆、 $1.0 \leq \tau_*$ で遷移河床、減水期においては、 $1.5 \leq \tau_* \leq 1.6$ で平坦河床となる。台風23号による洪水時の河床形態の遷移を図-6に示す。

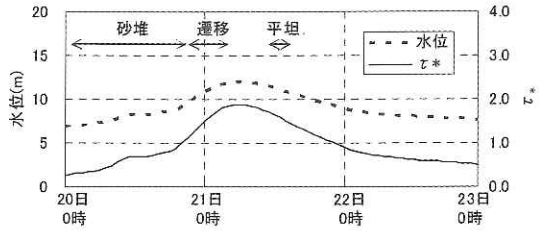


図-6 台風23号による洪水時の河床形態の推移

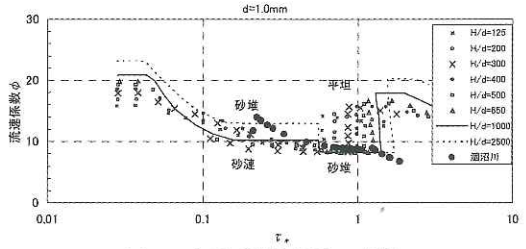


図-7 河床形態と流れの抵抗

ここで、 $\tau_* \leq 1.0$ の小規模河床形態を確認する。主に実験水路での得られた知見として、砂堆は波長が水深の5倍程度、砂澁は波長が粒径の300~1500倍、波高が波長の0.05~0.12倍程度とされている⁷⁾。観測データによる波長は、水深の0.4~1.5倍で、粒径の500~1500倍、波高は波長の0.03~0.10となっており、実験から得られた河床形態の特徴から判断すると、砂堆よりも砂澁の特性に近い。一方で、実河川で生じる τ_* と H/d (水深/粒径)の範囲で河床形態と流れの抵抗との関係を整理した既往の山本の研究⁶⁾に、涸沼川における観測結果を重ねて図-7に示す。この図から、砂澁となりうるケースとしては H/d が比較的小さい場合 ($H/d < 500$ 程度)であるが、観測中の涸沼川における H/d は400~3500程度であり、ソナーにより観測した河床波は、 τ_* を考慮して考えると砂堆もしくは平坦河床であると考えられる。

5. 流砂量の算定

5.1 流砂量の算定範囲と算定方法

これまでの考察により、涸沼川においては、 $\tau_* \leq 1.0$ において、河床形態が砂堆であることを推定した。河床形態が砂堆時においては、砂堆の移動速度により流砂量が求められる。以下の方法で流砂量を算定した。

砂堆の観測データから波高及び波速を求め、(6)式を使い流砂量を算定した。

$$q_s = \frac{H_s V_s}{2} (1 - \lambda) \quad (6)$$

ここに、 q_s ：単位幅あたりの流砂量 ($m^3/s/m$)、 λ ：空隙率 (= 0.4) である。(6) 式を使うに当たり、平面データにおいては、波高が求められないため、流砂量が求められない。砂堆の特性は、波高と波長は直線関係にあることとして¹¹⁾、砂堆時における縦断データの波長と波高の関係が、平面データと同一とし、平面データの砂堆の波高を求めた。2洪水の砂堆時における縦断データの波高と波長の関係を(7)式に示す。

$$H_s = 0.1L_s - 0.046 \quad (7)$$

5.2 実験データとの比較

観測による縦断データ及び平面データから算出した無次元流砂量と、芦田・道上式による無次元流砂量の比較を行った。流心部のデータ(6m測線)の流砂量は、実験データとも概ね一致している。なお、左岸に近づくほど、小さい値となったが、この原因は、 τ_c を評価するにあたり各測線の流速を考慮していないためと考えられる。

6. まとめと今後の課題

実河川における洪水時の河床波観測例は極めて少なく、特に河床形態の遷移過程を捉えた観測例は皆無に等しい。その理由として、通常の音響探査装置では河床形状を把握するためには音波の発射角が広い(7度前後)ことや、音響探査装置を平面的に移動するための浮体の移動範囲や浮体の位置把握に精度上の限界があったことが挙げられる。本研究では、河道の一点に固定して機械的にヘッドを回転させて河床形状を取得する特殊なソナー(発射角1.7度)を用いることによりこの問題を解決し、河床の鉛直2次元形状や河床の特徴的な地形の平面2次元分布を把握することができた。また、これらを時系列的に把握することによって流砂量の空間分布を把握した。しかし、遷移河床および反砂堆が生じる場合は河床形状の変化と

して流砂量を把握することができないため、掃流砂を連続的に把握することが必要になる。

参考文献

- 1) 山本浩一他：河床変動観測へのヘッド回転型サイドスキャンソナーの適用に関する研究、河川技術論文集第10巻, pp.297-302, 2004.6.
- 2) 高部一彦、人見 寿、坂野 章、山本浩一：涸沼川における河床波観測及び解析、河川技術論文集、第11巻、2005年6月
- 3) 喜沢一史：洪水時の河床波計測技術について、土木学会第56回年次講演会講演集、II-095, 2001.10.
- 4) 上野鉄男：洪水時の乱流構造の非定常性に関する研究、平成7、8年度科学研究費成果報告書, 1999.
- 5) 山本晃一他：涸沼川洪水観測所レポート [1]、土木研究所資料2895号, 1990.
- 6) 山本晃一他：河川における土砂の移動機構に関する研究ノート、土木研究所資料第1416号, 1978.
- 7) 土木学会編：水理公式集、平成11年版、土木学会, pp.183, 1999.
- 8) 水理委員会研究小委員会：洪水流の三次元流況と流路形態に関する研究、土木学会論文集、第345号、土木学会, pp.41-52, 1984.
- 9) 水理委員会研究小委員会：移動床流れにおける河床形態と粗度、土木学会論文報告集、第210号、土木学会, pp.85-91, 1973.
- 10) 上野鉄男：三次元計測による河床波の発達過程の検討、第31回水理講演会論文集, pp.653-658, 1987.2.
- 11) 上野鉄男、宇民 正：砂漣と砂堆の発達過程に関する実験的研究、土木学会論文報告集、第318号, pp.75-84, 1982.

吉岡英貴*



国土交通省国土技術政策総合研究所河川研究部河川研究室研究官
Hidetaka YOSHIOKA

石神孝之**



国土交通省国土技術政策総合研究所河川研究部河川研究室主任研究官
Takayuki ISHIGAMI

山下武宣***



国土交通省国土技術政策総合研究所河川研究部河川研究室長
Takenori YAMASHITA

高部一彦****



日本工管株式会社(元河川研究部河川研究室交流研究員)
Kazuhiko TAKABE