

1. はじめに

流域の土砂管理および土砂災害防止軽減のために流域内土砂移動の把握が必須であるが、出水時の山地河川において正確な土砂流出量観測は難しいのが現状である。この原因として、低い河川水位と激しい河床変動があげられる。また、河床面の変動量はそれ自体も水・土砂の流出に伴うものであり、計測することで山地河川の土砂動態の理解につながる。現在開発を進める TDR (time domain reflectometry) を利用した床変動および河川水の土砂濃度の計測手法について、計測原理、室内実験を取りまとめ、現地での計測事例を紹介する。

2. TDR の計測原理と計測システム

TDR は土壌水分の計測では広く用いられる手法である。計測システムは、同軸ケーブルで接続されたケーブルテスタ(測定部) およびプローブ(受感部) から構成される(図-1)。ケーブルテスタが発信した電磁波パルスがプローブを往復して返ってくるまでの時間と反射パルスの強度を計測しており、計測結果は波形として表される。波形を解析し、プローブ(長さ L) に相当する部分の見かけの長さ L_a (=時間×光速) を求めると比誘電率 ε が下の式より得られる。

$$\varepsilon = \left(\frac{L_a}{LV_p} \right)^2 \quad (1)$$

ここで V_p はプローブでの電磁波相対伝播速度(0.99)である。

3. 堆積土砂量の計測

3.1 方法

異なる誘電率を持つ2種類の物質が隣接するとき、誘電率の不連続点において生じるマイクロ波の反射を利用して境界面を検知することができる。境界面を貫くようにプローブを設置すると、物質境界面に相当する箇所では TDR 波形の変換点が現れる(図-1a)。この波形の変化点を読み取ることで境界面を検知する。水中の堆積土砂面の位置を測定する場合、上層が水、下層が堆積土砂となる。したがって、プローブは鉛直方向に設置する(図-1a)。

堆砂面位は、水層の厚さを計測することで求める。具体的には、TDR 波形の見かけの長さ L_a を求める(図-1a)。 L_a は水の比誘電率のみで決定されるため、堆積状況によらず堆砂層位は正確に計測される。また、堆砂層は水(比誘電率:約80)と砂(比誘電率:3)のみで構成されるため、堆砂層の比誘電率から堆積土砂の空隙率(水の存在比)が求まり層厚と空隙率から正味の堆積土砂量が計算できる(宮田・藤田, 2015)。

3.2 室内実験

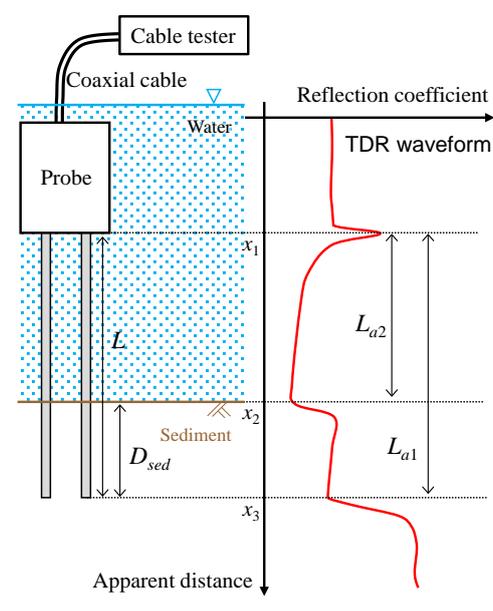
水路に堆砂池を模したコンテナを接続し、水と土砂を流入させる実験を行った(Miyata & Fujita, 2018)。コンテナには8本のプローブを図-1aのように設置した。各プローブについて堆砂面位と空隙率を測定し、土砂の体積を求めた。コンテナは水で満たされており、重量を計測することで流入した土

砂の体積に換算した。TDR 計測および重量計測によるコンテナへの土砂流入量を比較すると、バラツキはあるものの、1:1の比例関係となった(図-2)。本手法で堆砂量の変化をうまく計測できることが示された。

3.3 現地での計測事例

山地溪流のプール部に鉛直方向にプローブを設置することで、試験堰堤から実験排砂された土砂が溪流のプールに体積し、排砂終了後にプールが侵食される様子を計測した。実験地は神通川水系蒲田川左支川のヒル谷である。堆砂面位はレ

(a) 堆積土砂量の計測



(b) 土砂濃度の計測

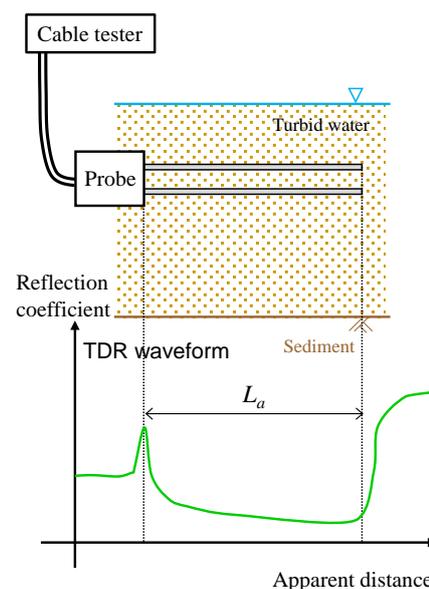


図-1 (a) 堆積土砂量計測と (b) 土砂濃度計測の概念図

ベル測量結果と比べてやや過大評価であったが、変動のタイミングは的確に計測できた (図-3)。堆砂面位の過大評価は、堆砂面と掃流砂移動層の境界が明瞭でないことが考えられる。

4. 土砂濃度の計測

4.1 方法

河川水が水と砂粒子のみで構成されていると仮定すれば、河川水の比誘電率 ϵ_{obs} の平方根は水 (比誘電率： ϵ_w) と砂粒子 (比誘電率： ϵ_s) の体積ミキシングモデルで表される。

$$\sqrt{\epsilon_{obs}} = (1 - C)\sqrt{\epsilon_w} + C\sqrt{\epsilon_s} \quad (2)$$

ここで C は体積土砂濃度である。計測された TDR 波形から見かけのプローブ長 L_a を求め、河川水の比誘電率を得る (図-1b)。上述のように、水および砂の比誘電率は既知であり、土砂濃度が容易に計算できる。土砂濃度は高さ方向に不均一となる可能性があるため、土砂濃度を計測するときには水平方向にプローブを設置する (図-1b)。

4.2 室内実験

土砂濃度計測の精度を検証する実験を行った。円筒容器にいた 60L の純水に順次、砂を投入して土砂濃度を変化させながら TDR 計測を実施した。実験砂には珪砂 7 号 (平均粒径： 0.2mm) とカオリン (平均粒径： $0.4\mu\text{m}$) を用いた。5 本のプローブでの TDR による土砂濃度計測結果と直接採取で求めた実測値の比較を図-4 に示す。TDR の計測値は体積濃度が低いほど誤差が大きいが、 0.02 を超える時には相対誤差が 20% 以下であった (図-4)。したがって、本手法は既往の濁度計などでの計測が困難な高濃度に適すると言える。

4.3 現地での計測事例

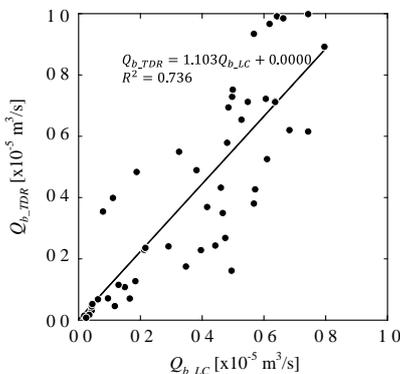


図-2 重量から求めた土砂流入量と TDR 計測から求めた土砂流入量の比較

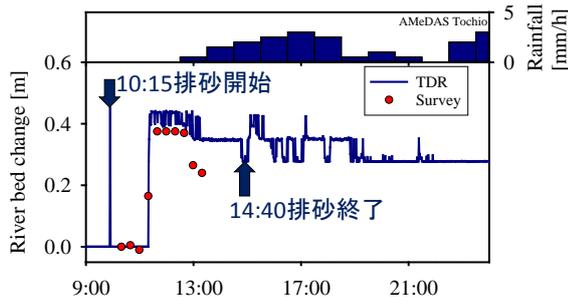


図-3 ヒル谷プール部での堆積土砂面高さの計測結果

北海道南部沙流川水系の総主別川において TDR での土砂濃度観測を行った。プローブは河床高 $17\sim 37\text{cm}$ に 5 本設置した。2016 年 8 月 21-23 日に総降雨 243.5mm の降雨イベントがあり、総主別川でも河川地形の変化を伴うような激しい土砂移動が起こった。流量ピーク付近の時刻に 0.07 の高い土砂濃度が計測され、降雨終了後の流量減衰期に濃度が $0.3\sim 0.4$ でほぼ一定となった (図-5)。これはプローブが堆積土砂に埋没していることを示す。また、六甲山系の荒廃流域では降雨イベント中の浮遊砂鉛直濃度分布が観測できており (内藤ら, 2018), TDR による計測は河床変動と土砂濃度の鉛直分布を一体的に計測できる手法といえる。

5. おわりに

TDR のプローブを鉛直方向および水平方向に設置することで、それぞれ水中での堆積土砂量および河川水の土砂濃度 (と河床変動) が計測できることがわかってきた。本稿で示した以外にもまだ利用方法はあると思われる。今後の現地データの蓄積によって、より有効な計測方法を確立していく。

引用文献

宮田・藤田 (2015) : TDR (時間領域反射測定法) を利用した堆積土砂面位および空隙率測定, 砂防学会誌 ; Miyata, Fujita (2018): Laboratory based continuous bedload monitoring in a model retention basin: Application of time domain reflectometry, Earth Surface Processes and Landforms ; 内藤ら (2018) : 六甲山系における TDR を利用した浮遊砂の鉛直濃度分布観測, 平成 30 年度砂防学会研究発表会概要集

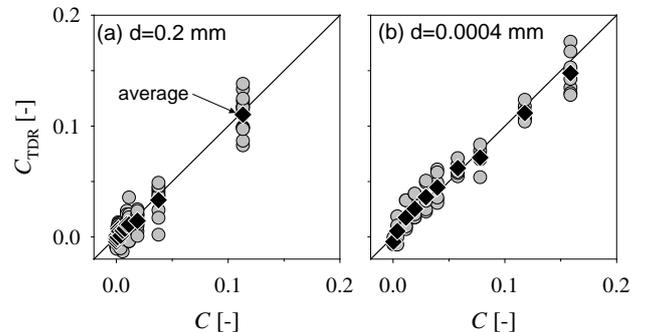


図-4 (a) 珪砂 7 号と (b) カオリンを用いた実験での TDR による土砂濃度計測結果

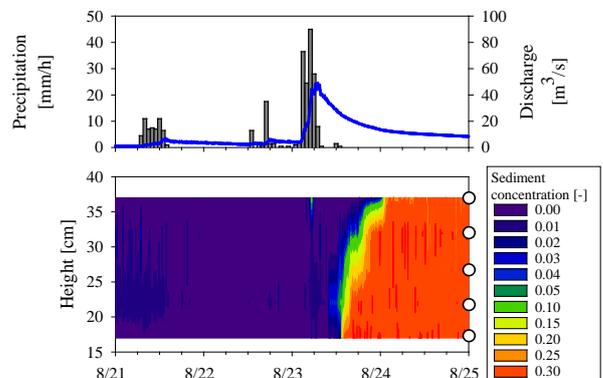


図-5 総主別川におけるイベント中の土砂濃度鉛直分布 図中○はプローブ設置高さを示す。