

流砂観測への時間領域反射測定法 (TDR) 活用の検討

Application of Time Domain Reflectometry (TDR) on Bedload Monitoring

宮田秀介・藤田正治

Shusuke MIYATA and Masaharu FUJITA

Synopsis

Toward a novel approach of bedload monitoring in mountainous streams, we attempted to measure height and porosity of sediment layer below water surface by applying TDR. A column experiment was conducted to validate accuracies of estimated sediment height and porosity for a probe (0.75 mm in length). The probe was inserted into a container filled with water and, then, TDR waveforms were measured during a procedure of supplying the sand until the probe was totally covered by sediment layer. TDR waveforms were analyzed and used for calculating height and porosity of sediment layers. Experimental results show good agreements of calculated heights of sediment layer. Calculated porosities ranged from 0.32 to 0.46, which were consistent with general porosity of deposited sand (about 0.4). Comparisons between calculated and observed cumulative sediment volumes suggested that the method proposed in this study is applicable of monitoring sediment in water and bedload in the field.

キーワード: 流砂観測, 室内実験, 比誘電率, TDR波形

Keywords: bedload monitoring, column experiment, dielectric constant, TDR waveform

1. はじめに

近年, 流系一貫した土砂管理の必要性が認識されており, 豪雨災害対策だけでなく, 河川生物生息場変動や長期的なダム容量変動の把握においても河川の流砂に関する情報の重要度は高まっている. 流系の最上流域である山地河川での土砂動態は河川網の上流側入力条件にあたり, 正確に把握することが求められる. 山地河川における流砂量は河川流量と必ずしも対応せず, 斜面での土砂生産量もしくは河床の移動可能土砂量およびその粒径などに依存することが知られる (澤田, 1985; Dietrich et al., 1989). そのため, 正確な予測手法を確立するにはモニタリングによる流砂量データを蓄積する必要がある.

掃流砂の観測手法は, 直接法と間接法に大別することができる (栗原・宮本, 1992). 直接法は, 河道にバケツや導水管を設置し, 掃流砂の一部もしくは全量を採取し計量するものである (例えば,

澤田, 1985; 近藤ら, 2008; Rickenmann et al., 2012). より正確に測定できる反面, 観測に多大な労力および費用, 装置が必要となる. 一方, 間接法は流砂のシグナルを測定する手法である (栗原・宮本, 1992). 代表的な手法であり広く用いられている音響法 (ハイドロフォン) は, センサー部である金属パイプや金属プレートへの流砂の衝突音 (ひずみ) を記録し, 変換式を用いて流砂量へと変換する (例えば, 栗原・宮本, 1992; 水山ら, 1996; Rickenmann, 1997; 堤ら, 2008). 測定手法は簡便であるものの, 掃流砂量への変換に問題が残る. いずれの手法も一長一短であり, 簡便で定量的に掃流砂量を観測できる手法の開発が望まれる.

ところで, 貯水ダムでは定期的に堆砂面形状を測量し, 差分値から期間ごとの流入土砂量を求めている. これと同様の測定を山地河川に設置された砂防ダム上流や堆砂池などで連続的に行えば, 洪水中の流入土砂量, すなわち流砂量を観測することができ

る。多くの場合、堆砂面は水面下にあり、水面で反射するレーザー距離計などの非接触式測定手法を採ることができない。そこで、土壌水分測定などに利用される時間領域反射測定法（TDR: Time Domain Reflectometry）を活用することで水中の砂面位測定を試みた。近年、測定波形の変化点から異なる比誘電率をもつ物質層の境界位置を判定する手法が提案されていることから（Thomsen et al., 2000；宮本ら, 2008；伊藤ら, 2009）、これを水-土砂境界面の検知に利用する。

本研究では、堆積土砂表面が水面下にある場を対象とした手法について検討する。このような場では、堆積土砂は飽和していると仮定できる。前述のようにTDRは土壌水分測定に広く用いられており、砂面位測定と同時に堆積土砂の体積含水率を測定できる。飽和した土砂の体積含水率は空隙率と等しいため、TDRを利用することで、砂面位と空隙率から堆積土砂の体積を求めることが可能となる。本研究では、TDRの流砂観測適用への第一段階として室内実験を行い、水中に堆積した土砂量（体積）測定手法について検討した。

2. TDRを利用した堆積土砂量測定の概要

2.1 TDRの測定原理および異なる物質の境界面測定原理

TDRはケーブルテスタから発信された電磁波パルスが2本もしくは3本のプローブの根端-先端間の往復に要する時間を測定する手法であり、測定波形（以下、TDR波形とする）を解析することでプロー

ブ周辺の比誘電率を求められる。比誘電率 ϵ_A をもつ物質Aを通過する電磁波の速さ v は、

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_A}} \quad (1)$$

であらわされる。ここで、 c は真空中の光（電磁波）の速さ（ 2.99×10^8 m/s）であり、比誘電率とは空気中の誘電率を1としたときの比である。長さ L のプローブを物質Aに挿入し、電磁波パルスを送ると、電磁波パルスがプローブの往復に要する時間 t は、

$$v = \frac{2L}{t} \quad (2)$$

で求められるため、物質Aの比誘電率 ϵ_A は以下の式より得られる。

$$\epsilon_A = \left(\frac{ct}{2L} \right)^2 \quad (3)$$

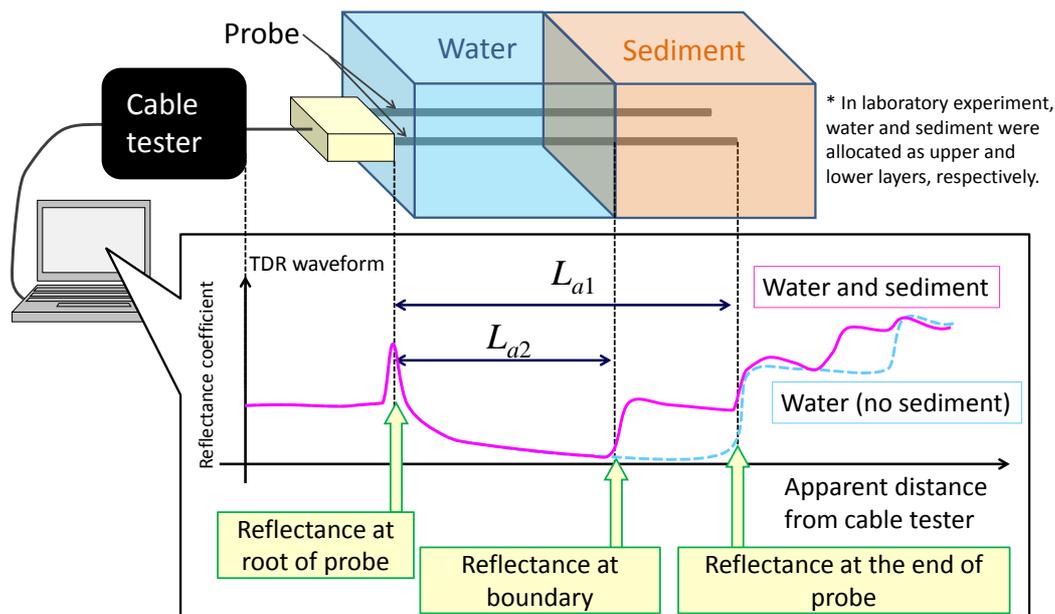


Fig. 1 Schematic illustration of detecting sediment surface in water

の反射係数はパルスが解放された経路（＝インピーダンスが大きい）を、負の反射係数はパルスが短絡した経路（＝インピーダンスが小さい）を通過したことを示す（諸泉ら，2009）．TDR波形の横軸は時間 t もしくは見かけのプローブ長 L_a であり，機種によって異なる． L_a を用いるとき，比誘電率は以下の式で表される（登尾，2003）．

$$\varepsilon_A = \left(\frac{L_a}{LV_p} \right)^2 \quad (4)$$

ここで， V_p はケーブルテスタとプローブを接続する同軸ケーブルにおける電磁波相対伝播速度であり， $V_p=0.99$ とした（登尾，2003）．

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（宮本ら，2008）．境界面を貫くようにプローブを設置してTDRの測定を行うと，物質境界面に相当する箇所TDR波形の変換点が現れる（Fig. 1）．これを読み取ることによって境界面を検知することができる．

2.2 堆積土砂量測定手法の概要

土砂層の厚さおよびその固相率をそれぞれ求めることで，水中に堆積した土砂量（体積）を測定する．土砂層の厚さは，土砂層の表面位を求める．空隙率（＝体積含水率）を推定することで，土砂層の固相率を得る．

水中に堆積した土砂表面の位置を測定する場合，上層が水，下層が飽和土砂（水＋砂）と考える．水，砂の比誘電率はそれぞれ80.2（20℃），3～4であることが知られている．そのため，飽和土砂層の比誘電率は空隙率0.5で約42となる．

水にプローブを挿入したときに測定されるTDR波形は，プローブ根端で1つ目の大きな反射，プローブ先端で2つ目の反射を示す（Fig. 1点線）．一方，水層と飽和土砂層を貫くようにプローブを挿入すると，プローブ根端，先端に加えて2層の境界面においてTDR波形が明確な変換点を示す（Fig. 1実線）．なお，プローブ先端より先の波形は多重反射によるものであり，本研究では用いない．

測定されたTDR波形から土砂面位を推定するために2通りの手法が報告されているが（伊藤ら，2009），これまでの研究により測定精度の高さが示された下記の手法を用いた（宮田・藤田，2014）．水および飽和土砂を貫くプローブの上層部，すなわちプローブが水没した部分のみの結果を利用する．そして，水および飽和土砂にプローブを挿入して得られた

TDR波形の変換点までの見かけの長さ L_{a2} を測定する（Fig. 1参照）． L_{a2} は水の比誘電率のみで決定されるため，プローブが挿入された飽和土砂の高さは，

$$h_{sed} = L \left(1 - \frac{L_{a2}}{L_{aw}} \right) \quad (5)$$

より求められる．ここで， L_{aw} は水のみでの見かけのプローブ長であり，あらかじめ測定する．

水中で堆積した土砂層は飽和しているため，飽和土砂層の誘電率 ε_{sed} は，空隙率 θ および既知である水，砂粒子の比誘電率（それぞれ ε_w ， ε_{soil} ）を用いて以下の式で表される．

$$\sqrt{\varepsilon_{sed}} = (1 - \theta)\sqrt{\varepsilon_{soil}} + \theta\sqrt{\varepsilon_w} \quad (6)$$

飽和土砂層に埋没したプローブの見かけの長さは，プローブ全長の見かけ長さ L_{a1} と水没部の見かけ長さ L_{a2} の差で求められる．また，飽和土砂層に埋没したプローブ長は，式(6)より求めた h_{sed} を用いる．これらを式(4)に代入すると，飽和土砂層の比誘電率 ε_{sed} が得られる．

$$\varepsilon_{sed} = \left(\frac{L_{a1} - L_{a2}}{h_{sed} V_p} \right)^2 \quad (7)$$

式(7)で計算された飽和土砂層の比誘電率を式(6)に代入して土砂表面位と同時に空隙率を推定し，水中における堆積土砂量を求めた．

3. 実験方法

室内実験により砂面位および堆積土砂空隙率測定精度の検証を行った．現地での流砂量測定は流水中での測定となるが，本研究では基礎的なデータの取得を目的として，水を満たした容器に土砂を充填していき，適宜，砂面位および空隙率を計測する1次元の実験を行った．

実験方法は以下の通りである．

- 1) 水を充填した容器にTDR用プローブを完全に水没するように挿入して固定する．
- 2) TDR波形を測定し， L_{aw} を求める．
- 3) 土砂を沈降充填させながら随時TDR波形および土砂面位を定規にて測定する．また，土砂重量は供給前に測定しておく．
- 4) 土砂の充填をプローブ根端が土砂で埋没するま

で続ける。

実験の模式図はFig. 1に示した通りである。実験に用いた土砂の粒度分布をFig. 2に示す。また、供給土砂は完全に乾燥していなかったため、別途、重量含水率および乾燥密度を求め、供給土砂の体積を得た。

ケーブルテスタはCampbell Scientific社製TDR100を用い、測定されたTDR波形を接続したPCで読み取り、記録した。プローブには長さ7.5cm、直径0.16cmのロッドで構成されるCampbell Scientific社製CS645を用いた。容器には直径約25cmのポリプロピレン製円筒を用いた。

得られたTDR波形について波形変化点を抽出し、 L_{a1} および L_{a2} を求めた。変化点は水平線法により求めた(諸泉ら, 2009)。水平線法は、TDR波形の極小値を通る接線とその後の傾きが最も大きい接線との交点を変化点とするものである(Fig. 3)。極小値をとらない場合は、波形が明瞭に変化する直前の接線と変化後の最大傾きの接線との交点を変化点とした。

水のみ状態で測定したTDR波形から、 L_{aw} をあらかじめ測定した。本研究で用いたコンテナの直径はTDR測定影響範囲に対して小さく、測定結果は壁面素材の影響を受けた。また水の比誘電率は温度依存するため、実験開始時に L_{aw} から水の比誘電率 ϵ_w を求めた。

4. 結果と考察

Fig. 4にTDR波形測定結果を示す。土砂表面位が上昇するにつれて、 L_{a1} 、 L_{a2} ともに短くなった。ただし、

土砂表面位 h_{sed} が21mm以下のときは境界面における波形変化が不明瞭であったため、 L_{a2} を求めることができなかった。これらの波形を解析して求められた

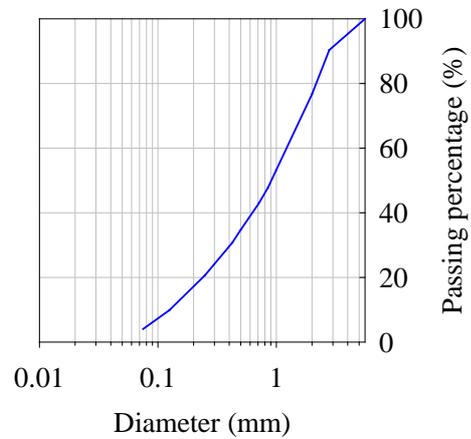


Fig. 2 Particle size distribution of experimental sand

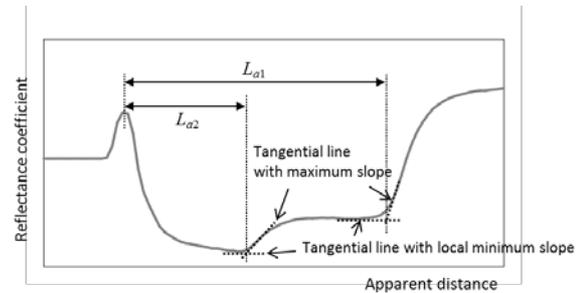


Fig. 3 Schematic illustration of method of obtaining apparent lengths L_{a1} and L_{a2}

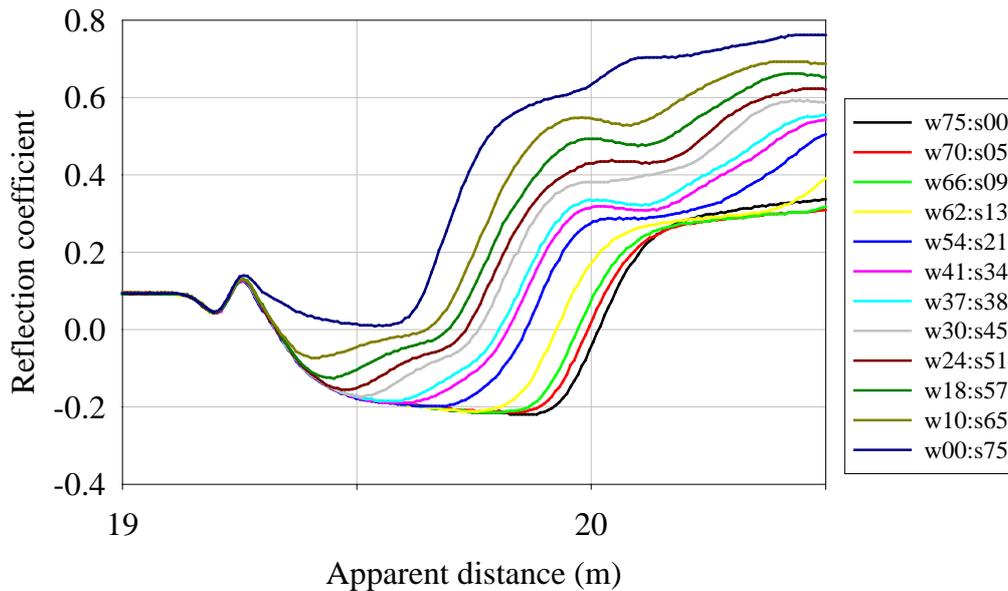


Fig. 4 Results of TDR waveform

‘w’ and ‘s’ in legend indicate thickness of water and sediment layers, respectively (unit: mm).

土砂面位の計算結果をFig. 5に示す。ややばらつきは

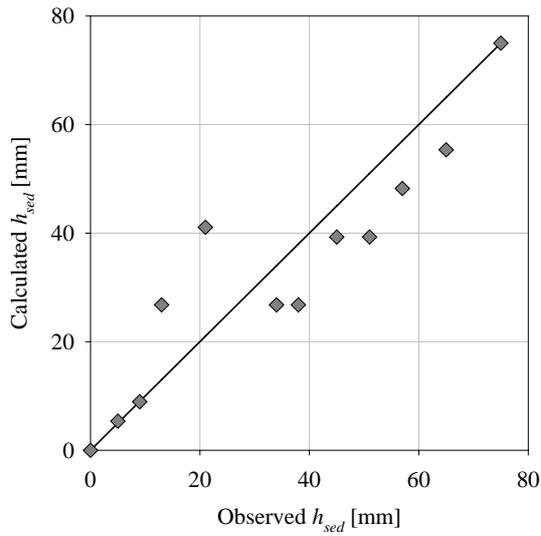


Fig. 5 Comparison between observed and calculated sediment surface h_{sed}

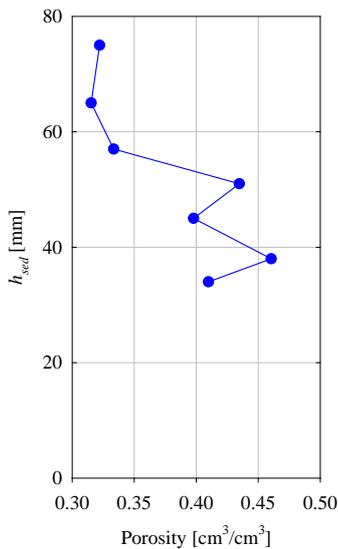


Fig. 6 Calculated porosity of sediment layer

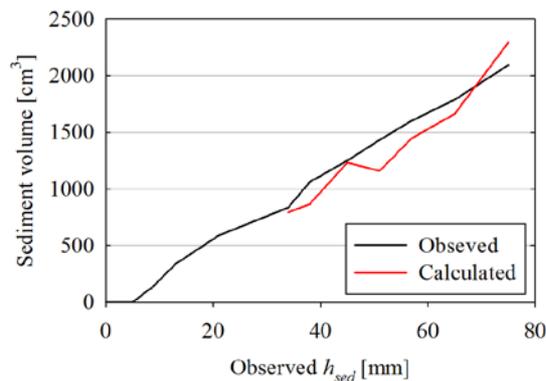


Fig. 7 Cumulative volume of sediment

あるものの、 h_{sed} を求めることができた。このばらつきは、プローブ長が7.5cmに対して定規による精度が低かったことと、直径25cmの容器に土砂が均一に堆積しなかったことが原因として考えられる。

空隙率の計算結果をFig. 6に示す。上と同様に土砂表面位 h_{sed} が21mm以下のときは L_{a2} が求められず、空隙率を計算できなかった(式(7)参照)。一般に、有機物を含まない土砂層の空隙率は約0.4であり、本手法でも同程度の空隙率となった。

土砂表面位および空隙率より計算した土砂量と実測値の比較をFig. 7に示す。土砂表面位がプローブ根端に到達したとき($h_{sed}=75$ mm)の積算土砂量の計算値、実測値はそれぞれ2,294.7、2,094.8 cm^3 であった。いずれの測定結果においても実測値と測定値の誤差は10%以下であり、水中に堆積した土砂量を求めるための本手法の有効性が示された。

筆者らはこれまでの研究において、異なる土砂やプローブでも同様の精度で土砂表面位を求められることを示した。また、自作の簡易的なプローブを用いることで測定範囲を1 m以上に広げることが可能である(宮田・藤田、投稿中)。ただし、プローブ長が大きくなると電磁波パルスの減衰率が大きくなるため、プローブ長には限界がある。伊藤ら(2009)は理論式より、日本の河川水の平均電気伝導度(0.013 S/m)における測定可能なプローブ長を4.2mと示している。現地に本手法を適用する際には、プローブ長の設定に注意する必要がある。また、本手法は異なる物質層の境界を検知するため、水中に堆積した土砂面(水層-土砂層)もしくは大気-土砂層といった場について適用限界があることに注意を要する。

本研究で用いた計測システムは、プローブ、ケーブルテスタ、測定用PCである。現地での連続観測に用いるには、波形を記録するためのデータロガーが必要である。プローブは5万円程度であるが、ケーブルテスタは数十万円の価格であり、非常に安価な観測システムというわけではない。ただし、今回用いたケーブルテスタはマルチプレクサを介することで、1台のケーブルテスタに100本以上のプローブを接続することが可能である。そのため、堆砂面形状を測定したい範囲につき1台のケーブルテスタを用意すれば観測システムを構築できると考えられる。このような現地観測への本手法の展開は今後の課題である。

5. おわりに

山地河川における流砂量モニタリングの新しい手法開発の第一段階として、TDRを利用した砂面位計

および空隙率測定による土砂量推定手法の開発を行った。この手法の妥当性を水中に土砂を堆積させていく室内実験によって検証した。その結果、流砂観測に適用するには十分な精度で水中に堆積する土砂量を推定することができた。今後は、流水中での測定精度の検証、現地でのプローブの耐久性およびTDR波形自動解析手法の確立により、現地流砂観測への展開を目指す。

参考文献

- 伊藤祐二・宮本英揮・筑紫次郎（2009）：時間領域反射法による水中の堆積土砂表面位の評価法，農業農村工学会論文集，Vol. 262, pp. 75-81.
- 栗原淳一・宮本邦明（1992）：音響を利用した流砂量計測装置について，砂防学会誌，Vol. 44, No. 5, pp. 26-31.
- 近藤玲次・栢木敏仁・安田勇次・土屋 智（2008）：流砂の実態把握を目的とした安倍川上流大谷川支流域における洪水時全流砂量観測，砂防学会誌，Vol. 60, No. 5, pp. 15-22.
- 澤田豊明（1985）：山地流域の土砂流出に関する研究，京都大学学位論文，149pp.
- 堤 大三・水山高久・野中理伸・藤田正治・志田正雄（2008）：山地溪流における土砂動態の定量的モニタリング手法の開発，京都大学防災研究所年報，Vol. 51, No. B, pp. 661-668.
- 登尾浩助（2003）：実践TDR法活用－土壌中の水分・塩分量の同時測定－，土壌の物理性，Vol. 93, pp. 57-65.
- 宮本英揮・筑紫二郎・呉宅根（2008）：時間領域反射法による水位・伝導度および土砂面位の計測，土壌の物理性，Vol. 108, pp. 37-45.
- 宮田秀介・藤田正治（2014）：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（投稿中）
- 水山高久・野中理伸・野中伸久（1996）：音響法（ハイドロフォン）による流砂量の連続計測，砂防学会誌，Vol. 49, No. 4, pp. 34-37.
- 諸泉利嗣・楠山倫世・三浦健志（2009）：TDR法を用いた土壌中の水分と電気伝導度の同時測定に関する予備的検討，環境制御，Vol. 31, pp. 32-37.
- Dietrich, W.E., Kirchner, J. W., Ikeda, H. and Iseya, F. (1989): Sediment supply and the development of the coarse surface layer in gravel-bedded rivers, *Nature*, Vol. 340, pp. 215-217.
- Rickenmann, D. (1997): Sediment transport in Swiss torrents, *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 22, pp. 937-951.
- Rickenmann, D., Turowski, J. M., Fritschi, B., Klaiber, A. and Ludwig, A. (2012): Bedload transport measurements at the Erlenbach stream with geophones and automated basket samplers, *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 37, pp. 1000-1011.
- Thomsen, A., Hansen, B. and Schelde, K. (2000): Application of TDR to water level measurement, *Journal of Hydrology*, Vol. 236, pp. 252-258.

（論文受理日：2014年6月11日）