

深さ方向積分粒子法を用いた地層形成解析

1. はじめに

これまでの地盤工学は、主に数秒から数分の短期的な土砂移動現象(斜面崩壊、土石流、液状化など)の予測手法の高精度化に成果を上げてきた。一方、土構造物の長期劣化、ダムの堆砂や海浜侵食などの長期土砂移動問題など、数十年ないしは数百年以上の長期予測を行うための力学解析手法については、その枠組すら構築されていないのが現状である。そのような問題意識のもと、前研究[1]では、深さ方向に積分平均化した疑似 3 次元方程式ベースの粒子法に土砂輸送式 [2]を組み込んで、流水による土砂の浸食・運搬・堆積現象を表現する手法を開発した。本研究では、新たに輸送土砂の粒度分布情報を組み込み、堆積層の地層形成解析を行う手法の開発を行い、単純斜面モデルでの基本応答を調べる。

2. 解析手法の概要[1]

本解析手法では、深さ方向に積分した運動量保存則(Depth-integrated balance equation of linear momentum)[3]を粒子法で離散化し、時刻歴計算を行う。各計算粒子が受ける底面せん断応力は、Manning の平均流速公式に、流動限界勾配を導入した式を用いる。材料定数としては、せん断速度に比例する項の係数である Manning の粗度係数 n (山地の自然河川では $n=0.04 \sim 0.1$ 程度)、およびせん断速度非依存項である流動限界勾配 θ_L (土砂が固体的であれば $30^\circ \sim 40^\circ$ 程度の安息角となり、土石流のように流体的であれば、実測より $5^\circ \sim 10^\circ$ 程度となる)である。次に、土砂水頭による圧力勾配は、本研究では計算粒子間の相互作用力の足し合わせで表現し、計算時間の短縮化を図っている。

土砂輸送モデルに関しては、流水と一体となって輸送される浮遊砂を対象としたモデルを採用する。まず、Rouse [4]に基づき、浮遊砂の卓越する流れの上部と下層部の境を表す基準深さ $z_a = 0.05h$ (h は水流厚)を考え、そこでの浮遊砂濃度 c_a と、それより上部の濃度 \bar{c}_{eq} に対して平衡濃度分布を仮定する。基準深さの濃度 c_a に関しては、Garcia and Parker [5] によって与えられた実験式を用い、それより上部の平均濃度 \bar{c}_{eq} は Lane-Kalinske [6]の式を用いる。なお、 c_a の計算に必要な粒子の沈降速度 \hat{v}_0 は、乱流領域を含む広い範囲で成立する実験近似式として Rubey [7]の式を用いる。

以上の関係式から、土砂の粒径 D および流速 v が決まれば、浮遊砂の平均平衡濃度 \bar{c}_{eq} が図 1 のように求められる。この平衡濃度と、現在の土砂濃度 \bar{c} を比較して、 \bar{c} が小さければ流れの下部から土砂を巻き上げ(侵食)、大きければ土砂を沈降させる(堆積)。ただし、このプロセスは瞬間的に起こるわけではないから、時間遅れを考慮しつつ、地形を更新しながら計算を進めている。また、上述のアルゴリズムのみでは、流水によってある場所が大きく抉られ、その周りの傾斜がどんどん急になる場合がある。実際の地形変動においては、過度に洗掘された場所では側方の斜面が崩壊し、地形が平準化されるメカニズムが存在することが実験などでも確かめられている[8]。これを表現するために、本研究では拡散方程式を採用した平準化アルゴリズムを付加している。すなわち、ある限界斜面勾配以上の斜面が存在する場合、拡散方程式によって勾配方向に標高を平準化する。これにより、長時間の安定的な地形変動解析を行うことができる。

上述の支配方程式の詳細は、前報[1]を参照していただきたい。

3. 粒度分布を考慮した解析

地層形成プロセスにおいては、粒度分布の影響が無視できない。地層は、異なる年代に、異なる粒径、粒形、鉱物組成の土砂が堆積することによって形成される縞状の構造であるが、これには、粒径毎の異なる流動条件に起因する分級現象が本質的な役割を果たすからである。しかしながら、様々な粒度の粒子が混在する場合の浮遊砂モデルは、未だ確立していないようである。そこで本研究では、等価流体モデルの考え方を援用して、以下のようなモデルを提案する。

自然界に存在する良配合粒状体の粒度分布はフラクタル(べき乗則)に従うことから、本研究でも粒径の離散化は対数軸で行う。凝集条件や地球上の重力条件などから、地形形成に関係する土砂粒径として 10^k (m) ($k = -6, -5, \dots, 0$)を考え、それぞれの粒径成分について、前述の浮遊砂モデルを適用することとする。そのときに必要となる、ある粒径成分の濃度については、それより小さい粒径の粒子体積を等価流体の媒質体積として加えて計算し、一方、それより大きな粒子の体積は考慮しない。すなわち

$$c_k = (V_g)_k / V = (V_g)_k / \left(V_w + \sum_{j=-6}^k (V_g)_j \right) \quad (1)$$

ここに、 $(V_g)_n$ は一つの計算粒子中に含まれる 10^n (m)の粒子の総体積、 V_w は水分の体積である。

数値解析においては、各計算粒子は上述の粒径成分の濃度情報を保持して流動し、流動速度の増減に伴って、河床から土砂を取り込んだり、逆に堆積させたりする。一方、河床を表す地形メッシュ毎にも、本来は、表層土砂の粒径成分の土砂を保持しておく必要がある。仮に流水がある粒径の土砂粒子を侵食したくても、そこにその粒径の土砂がなければ取り込むことはできないからである。しかも、その土砂の粒径成分は、深さ方向に分布を持っており、ある程度以上の深さにある粒子は、それより上の土砂が侵食されないと動けない、といった条件もある。しかしながら、そのような

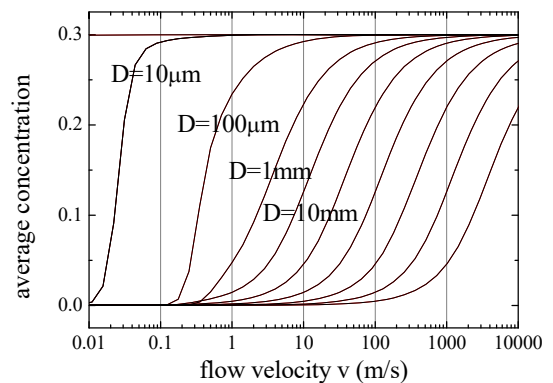


図1 浮遊砂の平均平衡濃度

複雑なモデルは多くのメモリを必要とすることから、ここでは簡単のため、侵食の際には、どの粒径成分も必要なだけ取り込めるものとし、その増減の分だけ標高が変動する、としている。ただし、メッシュ毎に、各土砂粒径毎の増減は記憶し、その情報を後述のように地層情報と読み替えるものとする。

4. 解析例

4.1 傾斜面に単一計算粒子を流した場合の侵食・堆積解析

図2に示すような、500m×500mの領域の半分が勾配30°の斜面になっている初期地形を考える。領域の分割は5mメッシュとし、粒子法で扱う計算粒子サイズも5mとした。流動土砂の底面せん断応力を決める材料係数は、含有土砂濃度によらず一定とし、Manningの粗度係数 $n=0.1$ 、流動限界勾配 $\theta_F=5(\text{deg.})$ とした。また、侵食・堆積によって生じた急傾斜(固体)斜面の崩壊限界角度は $\theta_S=40(\text{deg.})$ とした。本節では、斜面高さの80%の位置に単一水粒子(5m角の立方体、初期土砂濃度0)を発生させ、それが流下する際の侵食・運搬・堆積挙動を計算した。

図3は、流下中の計算粒子の流速の変化、図4はその計算粒子内の土砂濃度の推移を表す。流動初期は、流速の増加に伴い、徐々に土砂を取り込んでいるが、粒径の小さい土砂をより多く取り込んでいる。14(s)付近で地形の平坦部に到達し、流速が急激に減少するに伴い、計算粒子内の比較的大きな粒径成分の土砂濃度はすぐに低下するが、小粒径成分は引き続き取り込まれている。図5は、最終状態における、斜面流下方向の水平位置 x での、それぞれの粒径成分の土砂の侵食・堆積量を表している。 $x=300(\text{m})$ の部分が傾斜部と平坦部の境であり、そこから、粒径の大きな成分はすぐに堆積するが、粒径の小さな成分は引き続き侵食されており、全体として侵食傾向である。 $x=350(\text{m})$ より先は、十分流速が落ち、全体として堆積傾向となるが、粒径 $10\mu\text{m}$ 以下の成分はなかなか堆積せず、最終的に流動が止まったところで大量に堆積している。図6は、図5の情報を基に、それぞれの場所での堆積量(マイナスの場合は侵食量)とその平均粒径を示している。なお、侵食領域では、侵食された土砂の平均粒径を示しており、小さな粒径成分が多く侵食されていることから、残っている表層土砂の平均粒径は逆に大きくなっていると解釈される。このように、本解析では、表層流の侵食・堆積によって形成される地層情報を(もちろんある単純化の仮定の下に)再現できる。

4.2 傾斜面に計算粒子を流し続けた場合の侵食・堆積解析

図7は、4.1での解析条件において、単一計算粒子でなく、10秒おきに同じ場所に断続的に計算粒子を発生させ、10,000(s)=2.78時間の計算を行ったのちの地表面の状態を表している。流水によって斜面が侵食され、谷が形成されており、運搬された土砂は下流の平坦地に堆積し、扇状地形を形成している様子がわかる。谷の最大勾配は θ_S によって制御されており、極端な急勾配にはならず、安定に地形変化が計算できている。

参考文献

[1] 松島亘志, 粒子法を用いた広域長期間地形変動解析, 第50回地盤工学研究発表会, 2p, CD-ROM, 2015. [2] 関根正人, 移動床流れの水理学, 共立出版, 2005. [3] Pastor, M. et al., Application of a SPH depth-integrated models to landslide run-out analysis, Landslides, 11, 793-812, 2014. [4] Rouss, H.: Modern conceptions of the mechanics of turbulence, Trans. ASCE, 102, 463-543, 1937. [5] Garcia, M.H., Parker, G., Entrainment of bed sediment into suspensions, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, 114, 4, 414-435, 1991. [6] Lane, E.W., Kalinske, A.A., Engineering calculations of suspended sediment, Trans. AGU, 22, 307-603, 1941. [7] Rubey, W. W., Settling velocities of gravel, sand and silt particles, Amer. J. Sci. Ser. 5, 25, 325-338, 1933. [8] 貝阿彌淳, 河川の侵食・堆積作用による地形変動に関する模型実験と数値解析, 筑波大学修士論文, 2011.

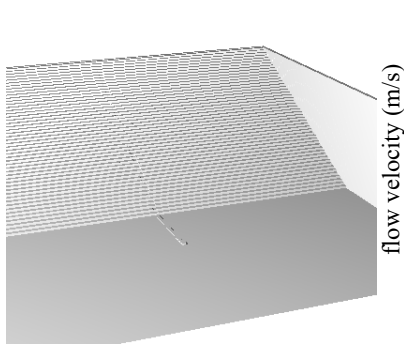


図2 単一計算粒子の解析

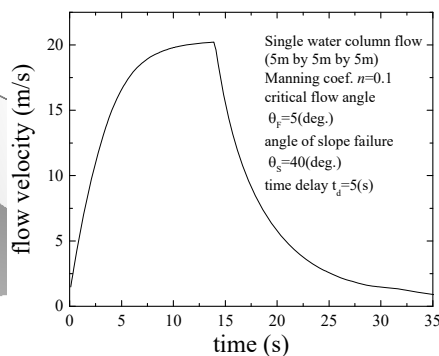


図3 流下中の計算粒子の流速

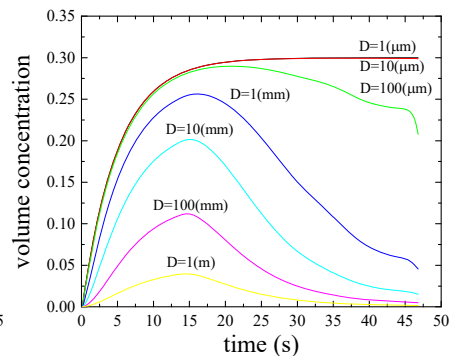


図4 計算粒子内の土砂濃度推移

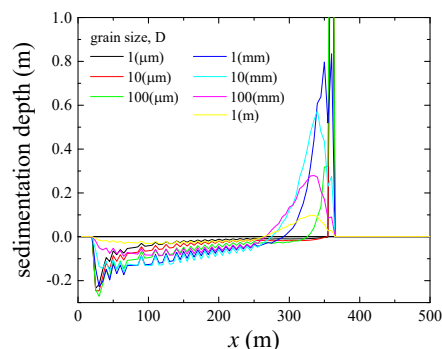


図5 最終状態での各粒径成分の堆積厚さ

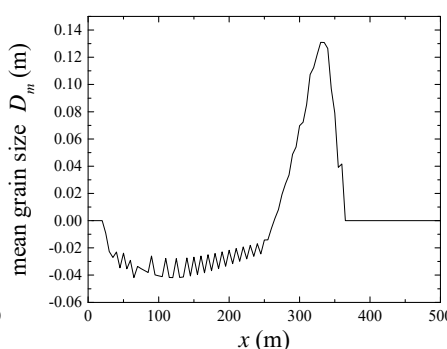


図6 各地点での平均粒径

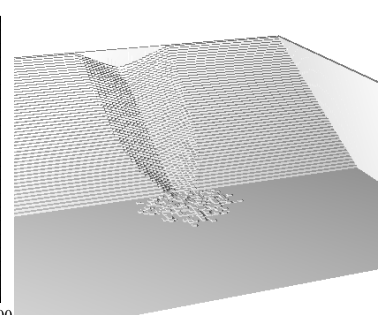


図7 多数の計算粒子での地形変化