

土石流の数値シミュレーション

Numerical Simulation of Debris Flow

江頭 進治*, 伊藤 隆郭*

*立命館大学理工学部

Shinji Egashira* and Takahiro Itoh*

*Faculty of Science and Engineering, Ritsumeikan University

E-mail: egashira@se.ritsumei.ac.jp

1 はじめに

2004 年は異常と思えるほどに豪雨や地震による災害が頻発している。7 月の新潟・福島豪雨を皮切りに福井豪雨, 台風 10 号, 15 号, 16 号, 18 号, 22 号による災害に続き, 10 月 20 日には台風 23 号に伴う豪雨によって, 近畿地方を中心に 90 人を越える死者・行方不明者を出した。さらに, これに追い打ちをかけるように, 10 月 23 日には新潟・中越地震が発生し, 40 人余りの犠牲者を出した。この地震では建物の倒壊や山崩れ・土石流が頻発して多くの地域で壊滅的な被害が生じている。

豪雨による犠牲者の半数以上は山・崖くずれ, 土石流によるものである。こうした災害を防止・軽減するためには, 云うまでもなく構造物や工作物によって土砂移動現象をコントロールして無害化するような対策を推進するばかりでなく, 地域特性に応じた避難予警報システムを整備し, 少なくとも犠牲者を出さないような対策が必要である。また, 全体として, 地域の安全性を高めるためには, 土砂災害危険度マップやハザードマップを整備し, 危険度に応じた土地利用を推進していく取り組みが必要である。事実, このような対策は推進されているところであるが, これが効果を上げるためには, 自助, 共助, 公助の努力がうまく機能することが重要であって, それに際して, 山・崖くずれや土石流に関する数値シミュレーションは極めて有用な情報となる。

2 シミュレーションの意義

1980 年代の中頃より土石流のシミュレーションは盛んに行われるようになってきている。これらは, 1 次元流れや 2 次元流れなど数学的な表現法と現象の解像度との関連づけを行うもの, あるいは, 1 層モデル[1, 2]や 2 層モデル[3]など流れの場の領域区分を行い, これらと現象の解像度との関連を議論するものなどである。さらに, シミュレーションは, 基礎研究を推進するための道具として, あるいはまた, 災害対策を推進するために用いられている。

土石流の流れは, 水の流れと乾燥した土粒子の流れとの中間的な力学に支配されており, その構造は複雑である。そのため, 多くの研究者が独自の構成則を提案しているような状況にあり, 普遍性の高い構成則[2, 4-7]は未だ確立されていない。こうした中で, 提案された

構成則を検証するため、土石流の流動・堆積に関する室内実験と共に、同様の条件のもとで数値シミュレーションが行われ、両者における流速、流量、土砂濃度、堆積形状などに関する解を比較しながら構成則や解析モデルの一般性を高めるような研究も活発に行われている。

災害対策にかかわる研究も活発に推進されている。すなわち、現地における土石流が実際にどのような過程をたどったのかを再現することを目的とするもの、砂防ダム等の構造物によって土石流がどのようにコントロールされるかを調べるもの[8, 9]、土石流の流下、氾濫・堆積に伴う災害危険度マップの作成[10, 11]など、土砂災害対策に直接つながるようなものなどである。

基礎研究においては、解明すべき重要な課題は多く残されてはいるものの、実際の土石流の再現計算が試されるようになった結果、流速、流量、土砂濃度などの土石流特性値は、それより上流域の溪床の縦・横断形状、溪床における堆積物の厚さの縦断分布および粒度分布、降雨条件等に依存し、勾配の急なところ、例えば 10° 以上のところに堆積物が大量に存在すればそれを侵食することによって土石流は急激に発達し、勾配の緩いところでは土石流に含まれる砂礫を堆積させて減衰するなど、土石流対策上重要な情報が得られている。また、谷の出口から下流へ広がる扇状地に宅地や社会資本を有する諸国においては、土石流対策が急務であって、構造物等による対策に加えて、避難予警報システムの整備や災害危険度に応じた土地利用の推進が必要である。この際、土石流のシミュレーションは、観測や現地調査および室内実験の結果からは知り得ない貴重な情報を提供する。上述したように、任意の地点における土石流特性値は、上流域の溪床の縦横断形状や堆積物の分布特性等に依存するが、現地調査等において溪床堆積物の条件を必要な精度で設定するのは難しい状況にある。しかし、堆積物の条件に関する現実的なくつかのシナリオを描くことは可能であって、シミュレーションは対応するシナリオのもとにおいて土石流の流動・氾濫現象に関する解を与える。これはハザードマップの基本となる情報である。

以下、土石流の支配方程式および 1999 年にベネズエラ国で発生した土石流のシミュレーション例を示す。

3 支配方程式

土石流の発達過程から堆積が終了するまでの過程を追跡するための支配方程式は、流れの質量保存則、運動量保存則および河床位方程式（静止堆積層の質量保存則）から構成される。これらは目的に応じて、それぞれ質点系、1 次元流れ、および 2 次元流れのものに変形して用いられる。主として、溪流における土石流の追跡には 1 次元形式、扇状地などにおいて土石流の氾濫を議論するときには 2 次元流れのものが採用されている。ここでは、2 次元流れの支配方程式を示すことにすれば、これは次のようである。

質量保存則

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{v}h) = \frac{E}{c_*} \quad (1)$$

$$\frac{\partial ch}{\partial t} + \nabla \cdot (c\bar{v}h) = E \quad (2)$$

運動量保存則

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \nabla) \vec{v} = \vec{g} - \frac{1}{\rho_m h} \nabla P - \frac{E}{c_* h} \vec{v} - \frac{\vec{\tau}_b}{\rho_m h} \quad (3)$$

河床位方程式 (流砂の連続式)

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} = -\frac{E}{c_* \cos \theta} \quad (4)$$

ただし,

$$\nabla = \vec{i} \frac{\partial}{\partial x} + \vec{j} \frac{\partial}{\partial y} \quad (5), \quad \vec{v} = u\vec{i} + v\vec{j} \quad (6), \quad \rho_m = (\sigma - \rho)c + \rho \quad (7)$$

ここに, h は水深, x および y は流れに平行な面に沿った座標で, \vec{i} および \vec{j} はそれぞれ x および y 方向の単位ベクトル, \vec{v} は流速ベクトル, u および v はそれぞれ流速の x および y 成分である. E は河床材料の侵食速度 (侵食率) であり, これが負の場合には堆積を示す. c は土石流における砂礫粒子の体積濃度, c_* は静止堆積層の砂礫の体積濃度, \vec{g} は重力加速度, ρ_m は水と砂礫の混合物の密度, σ は砂礫の密度, ρ は水の密度, P は圧力, z_b はある基準水平面からの河床高, τ_b は河床せん断力, θ はその地点における河床面と水平面とのなす角度である.

土石流は, 河床材料を侵食して発達し, 砂礫を堆積させて減衰する. この過程において河床勾配を変化させながら流動する. そのため, 支配方程式には, 流れと河床との間に生ずる質量および運動量交換が考慮されている.

以上 4 つの方程式に対し, 未知数は \vec{v} , h , c , E , τ_b および z_b の 6 変数である. 系を閉じるためには, τ_b および E に関する式が必要である. これらは土石流のシミュレーションにおいて特に重要である.

河床せん断力 τ_b については, 前述したように研究途上にあつて, 粒子間接触摩擦や粒子衝突, 間隙流体のせん断がエネルギー散逸の主要な原因と考えられる流れに限ってみても, 研究者間において統一した見解はみられない. ここでは, 江頭ら [2, 12] の抵抗則を用いることにすれば, τ_b は次式で与えられる.

$$\vec{\tau}_b = \vec{\tau}_y + \rho f |\vec{v}| \vec{v} \quad (8)$$

ここに, τ_y は降伏応力であり, 粒子接触によって生じる圧力と粒子摩擦角によって評価される. f は流動抵抗係数で, 粒子間隙の流体相の乱れや粒子間の粒子衝突から定められる. これらはそれぞれ次のように表される.

$$\vec{\tau}_y = \left\{ \rho g (\sigma / \rho - 1) c \left(\frac{c}{c_*} \right)^{1/n} h \cos \theta \tan \phi_s \right\} \frac{\vec{v}}{|\vec{v}|} \quad (9)$$

$$f = \frac{25}{4} \left\{ k_d (1 - e^2) \left(\frac{\sigma}{\rho} \right) c^{1/3} + k_f \frac{(1 - c)^{5/3}}{c^{2/3}} \right\} \left(\frac{h}{d} \right)^{-2} \quad (10)$$

ここに, 式(9)において $n = 5$ である. d は土石流を構成する砂礫の代表粒径, ϕ_s は粒子間の

摩擦角, e は粒子間の反発係数, k_d , k_f は係数であつて, $k_d = 0.0828$, $k_f = 0.16$ である. なお, 勾配が緩くなつて, 土石流が水の流れに近くなると, 式(10)は成り立たなくなるので, シミュレーションに際しては, 水流の抵抗則と接続できるようにしている[2].

侵食速度 E においても統一見解は得られていないが, ここでは, 高濱ら[13]の極めて単純な実験と数値シミュレーションによってその妥当性が示されている次式[14]を用いる.

$$\frac{E}{|\vec{v}|} = c_* \tan(\theta - \theta_e) \tag{11}$$

ここに, θ_e はその地点における土石流の砂礫の濃度 c に関する平衡勾配であり, これは, 次式で与えられる.

$$\tan \theta_e = \frac{(\sigma/\rho - 1)c}{(\sigma/\rho - 1)c + 1} \tan \phi_s \tag{12}$$

なお, 河床せん断力および侵食速度を含む支配方程式については, 高橋・中川ら[1], 中川・高橋[8]による研究もあるが, これらと上述のものとはかなり異なっている. これは, 土石流がそれほど複雑であることの反映である.

4 シミュレーション

4. 1 計算条件の設定

一例として, ベネズエラ国バルガス州のサンフリアン川で発生した土石流に関するシミュレーションを示す. 1999 年 12 月, カラカス北部を東西に走る海岸山脈の北側 (カリブ海側) において集中豪雨があり, 幅約 40 km の区間にある殆どの溪流において土石流が発生し, 2 万人以上の犠牲者を出した. サンフリアン川はそのうちの一つである (Fig. 1 参照).

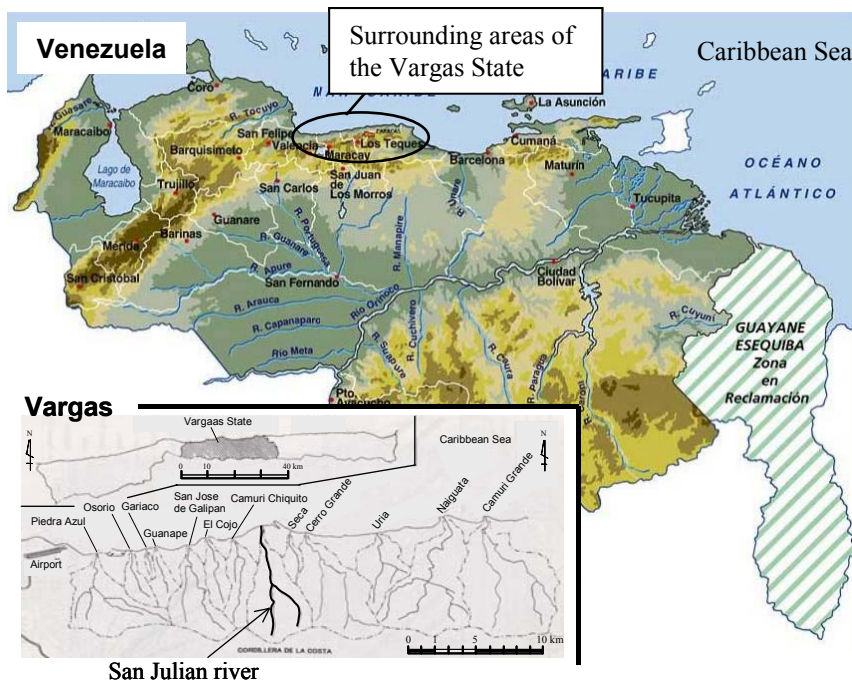


Fig. 1 Location of Vargas State in Venezuela



Photo 1 Sediment induced disaster at the debris fan of San Julian river



Photo 2 Eroded reach due to debris flow in the upstream of the fan head

Photo 1 は、サンフリアン扇状地の被災状況である。写真下中央部が扇頂部で、サンフリアン川は、そこから写真上部のカリブ海へ流れている。写真下部から上部に延びる白っぽい川状の痕跡は、土石流の通り道になった部分であり、土石流の流下域およびその氾濫域の家屋は壊滅している。Photo 2 は、扇頂部より上流の流路の侵食状況である。これは、土石流が河

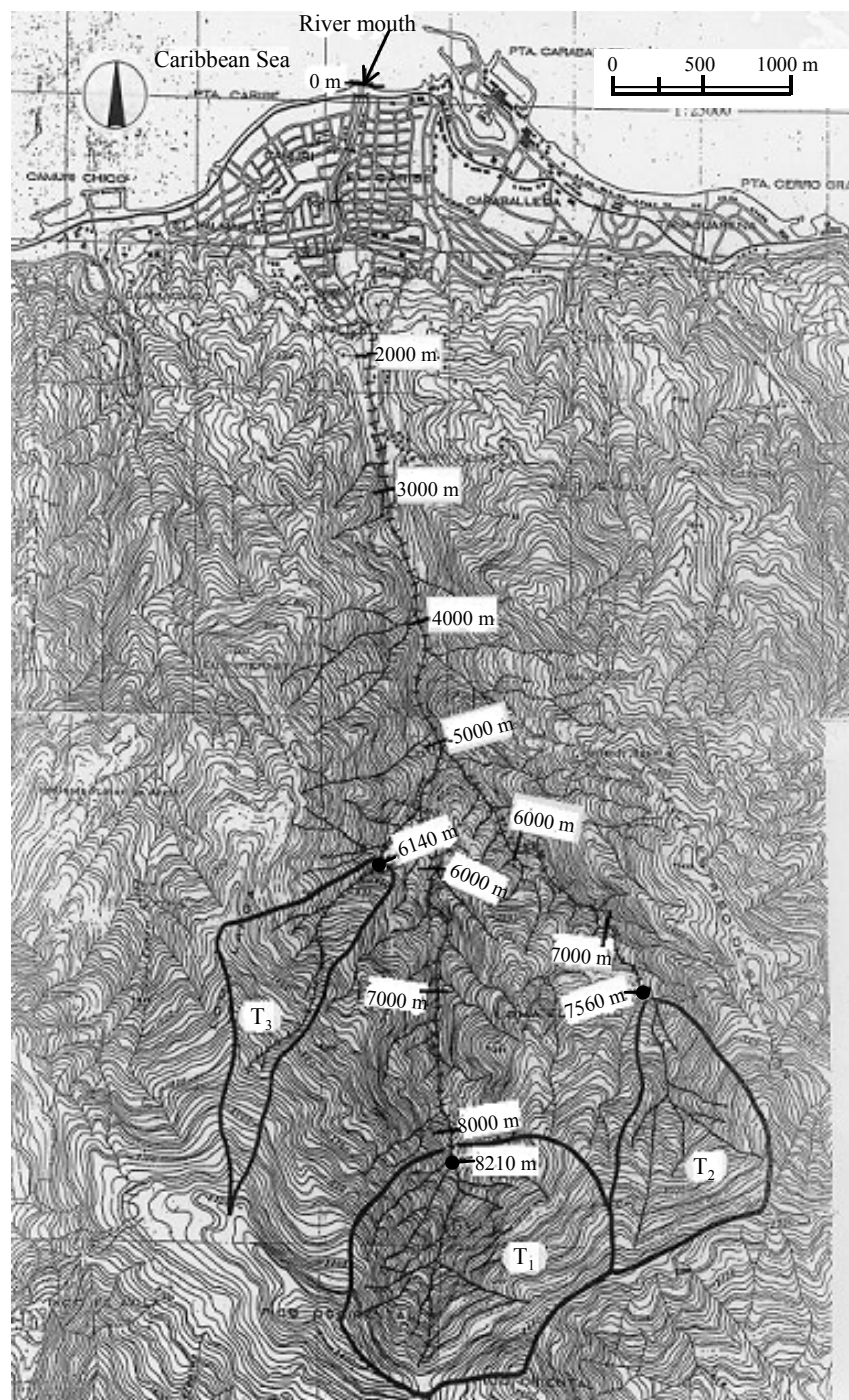


Fig. 2 Topographic map of San Julian river

床，河岸を侵食して，侵食土砂を流れに取り込むことによって，土石流が発達したことを示している。

Fig. 2 はサンフリアン河流域の地形図である．流域面積は 21.9 km^2 であり，川は標高 2700 m の山頂に源を発し，約 10 km を流れてカリブ海に注いでいる．流域には無数の谷が形成されている．この流域では，当該災害において少なくとも 3 回の土石流サージがあったといわれている．そこで，流域を代表する本川 T_1 および二つの支溪 T_2 ，および T_3 を抽出して河床縦断形状を示したのが Fig. 3 である．同図において原点は河口である．

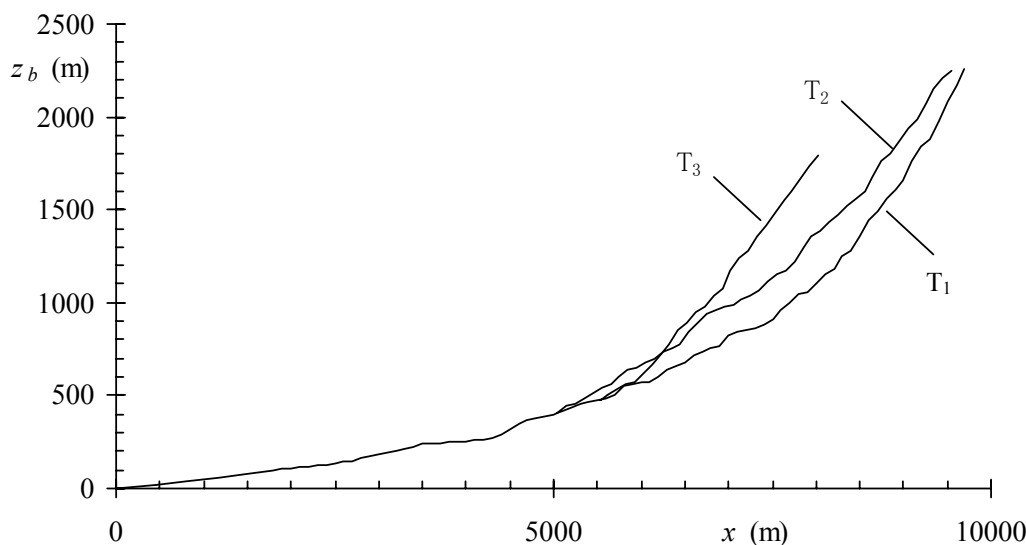


Fig. 3 Profiles of bed elevation for T_1 , T_2 and T_3 in San Julian basin

各溪流における計算開始点の最上流端は、水で飽和した砂層が不安定になる上限の勾配のところに設定するものとすれば、 T_1 において 8210 m、 T_2 において 7560 m、 T_3 において 6410 m 地点となる。これらの地点の流域面積は、それぞれ 2.63 km^2 、 1.42 km^2 、および 1.43 km^2 である。溪流に沿って土石流の挙動を追跡するためには、計算開始の上流端における供給水量、河幅および溪床堆積物の深さを定める必要がある。

供給水量については雨量強度と降雨流出に関する合理式 [15] を用いて与えることができる。すなわち、予測された強雨強度 50 mm/hr と上流端の流域面積を用いて供給水量を設定すると、 T_1 において $21.9 \text{ m}^3/\text{s}$ のようになる。河幅は地形図と現地調査によって比較的容易に設定される。以下の計算では合流点より上流では 20 m 、合流後において 40 m のようにされている。

溪床堆積物は、 T_1 、 T_2 、 T_3 とともに水で飽和した砂層が安定して存在し得る領域において、深さ $D_p = 10 \text{ m}$ の厚さで存在しているものとする。侵食は深さ D_p を超えて進まないものとしている。

上述の条件以外に必要なパラメータとして、土石流を構成する代表粒径 $d = 20 \text{ cm}$ 、流体相の密度 $\rho = 1.33 \text{ g/cm}^3$ 、砂礫の密度 $\sigma = 2.65 \text{ g/cm}^3$ 、粒子間反発係数 $e = 0.85$ 、粒子間摩擦角 $\phi_s = 34^\circ$ 、静止堆積層の濃度 $c_* = 0.52$ のような値を採用している。以上の条件を用いて、扇頂部 ($x = 3010 \text{ m}$) より上流については 1 次元流れの解析を用い、扇状地においては 1 次元解析の結果を上流端境界条件として 2 次元流れの解析を行う。

4. 2 計算結果

Fig. 4 は、溪流 T_1 において上述の条件のもとで算定される流動深 h 、流砂量 Q_s および流量 Q に関する結果である。Fig. 3 の縦断図を参考にしてこれらの結果を見ると、流砂量 Q_s および流量 Q の増減は、溪床の縦断形状の影響をいかに受けるかが分かる。たとえば、 $x = 5010 \text{ m}$ 、 4510 m 、 4010 m の地点における勾配はそれぞれ 6° 、 $14 \sim 15^\circ$ 、および 2° 程度であることを念頭において、こ

これらの地点のハイドログラフをみると、それぞれの地点において、堆積による減衰、侵食に伴う発達および堆積に伴う減衰の状況が算定されている。この結果が確かなものとして扇頂部 ($x=3010$ m 地点) へ流出した土砂量を算定すると、1 回の土石流で溪流 T_1 においては実質体積で約 4 万 m^3 程度の土砂流出があったことになる。また、 T_2 、 T_3 においては、計算例は示していないが、それぞれ 5 万 m^3 および 1 万 9 千 m^3 の土砂流出量が算定されており、これに T_1 を合わせると全体で約 11 万 m^3 の土砂流出があったことになる。

Fig. 5 はサンプリアン扇状地における土石流氾濫の時間的な経過を示したものである。扇頂部から海岸までの距離は約 3000 m であるが、土石流はこの区間を約 4 分で流れている。これは、避難がいかに難しいかを示している。

Fig. 6 は、土石流氾濫における最大水深の分布である。水深が 4 m を超える領域が広い範囲に分布しており、これに飲み込まれると壊滅的な被害が引き起こされることが容易に理解される。Photo 3

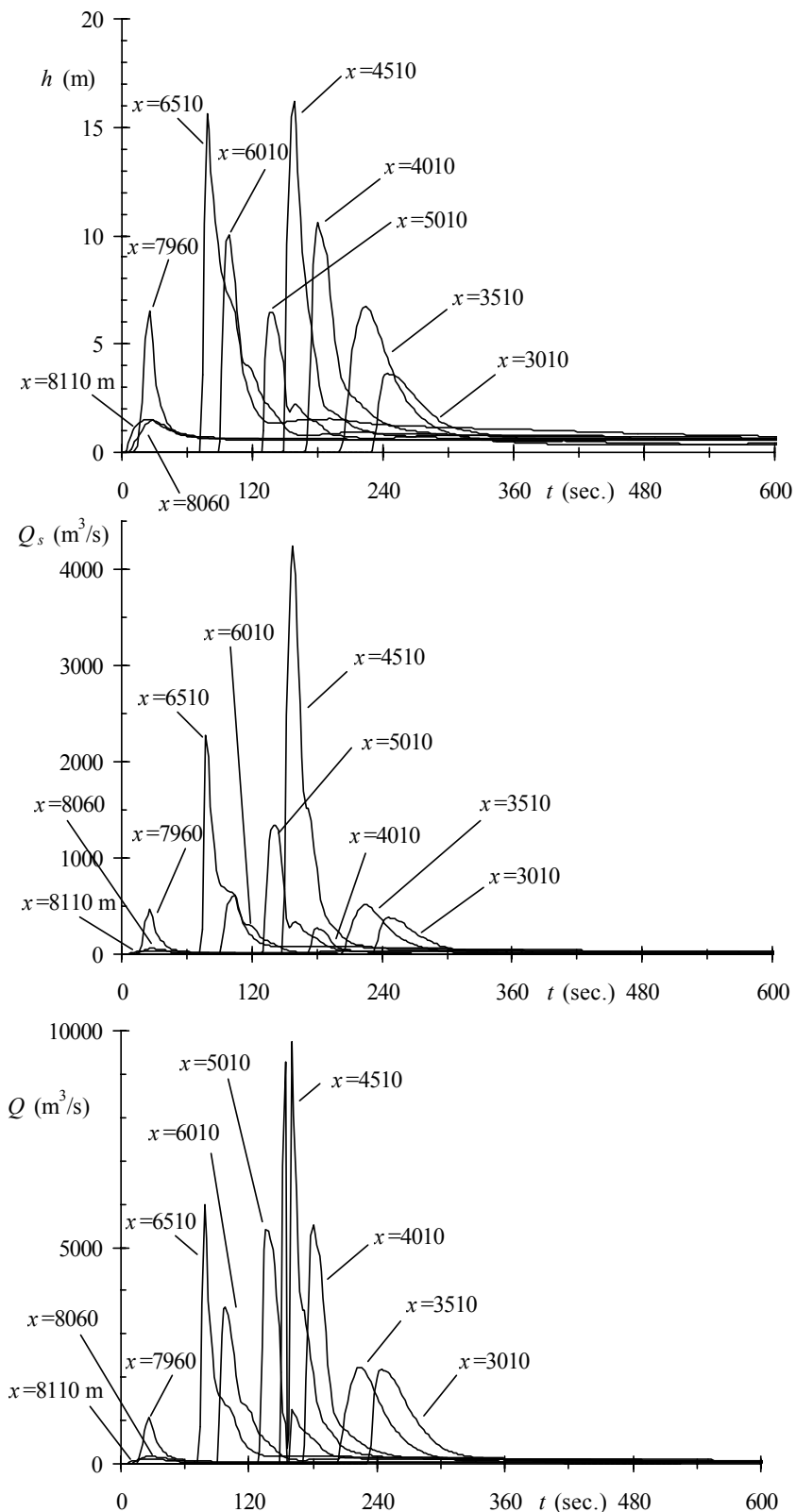


Fig. 4 Predicted debris flow characteristics in T_1 ; flow depth, h , sediment discharge, Q_s , and total flow discharge, Q , for the case; $D_p=10$ m and $r=50$ mm/hr ($Q_{in}=21.9$ m^3/s)

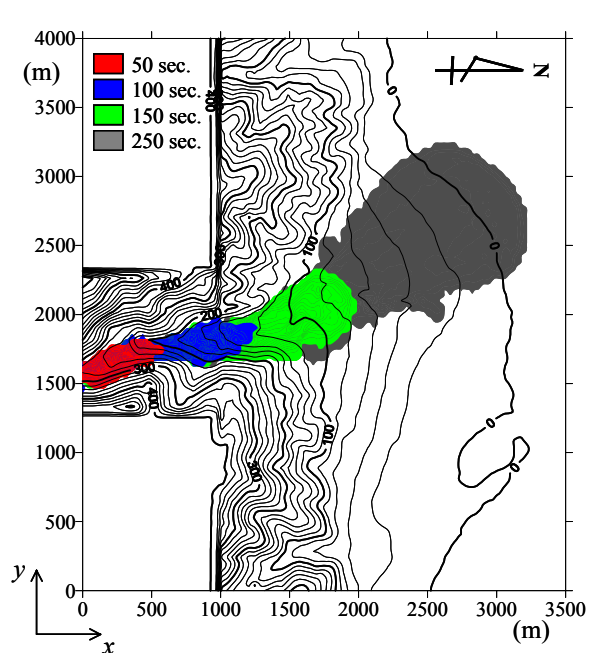


Fig. 5 Temporal spreading of debris flow at the alluvial fan

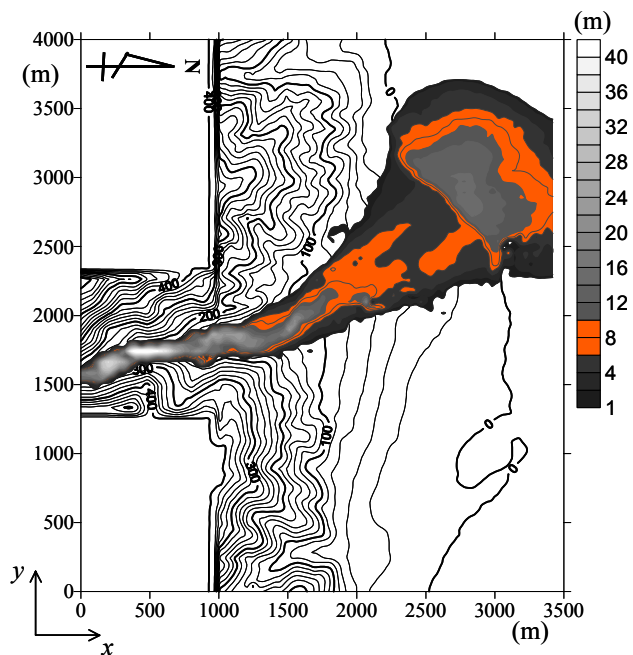


Fig. 6 Distribution of maximum flow depth in San Julian fan

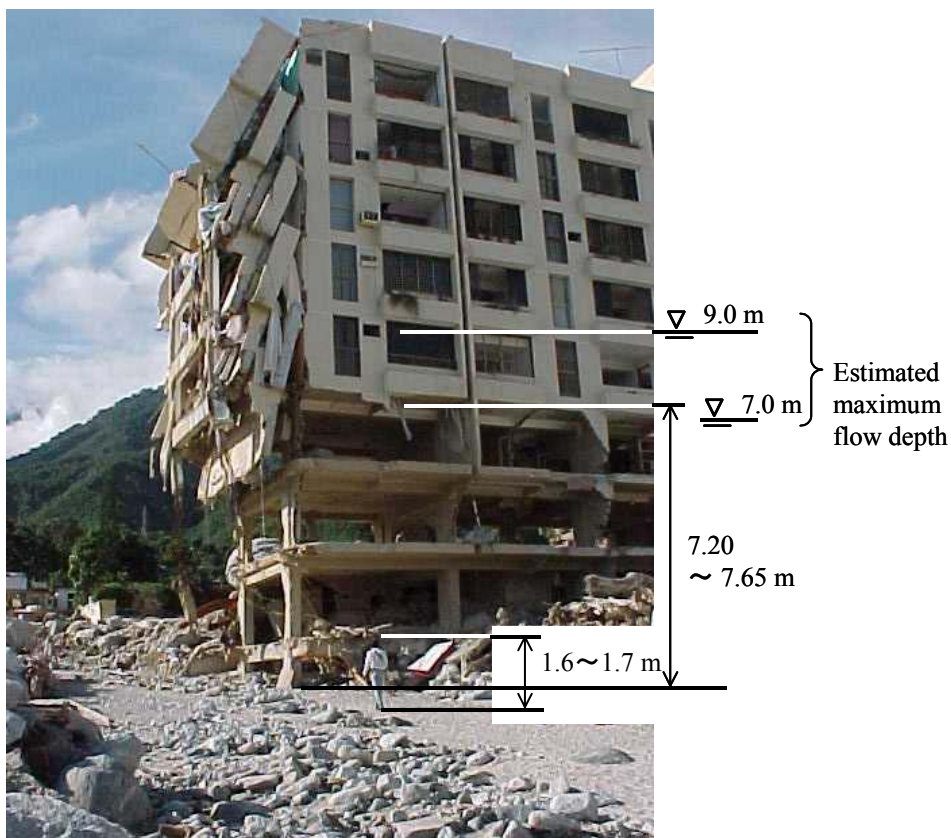


Photo 3 The damaged building and estimated maximum flow depth

は、鉄筋コンクリートのビルディングの左側のベースが破壊されることによって、破壊が屋上まで伝播した状態を示すとともに、最大水深が 8 m 程度になっていることを示したものである。なお、この地点は $x = 1800$ m, $y = 2300$ m の地点にあり、そこにおける最大流動深の計算値は 7~9 m 程度になっている。

5 おわりに

土石流シミュレーションの意義や役割は、社会を取り巻く環境に応じて変わる。2 章~3 章で述べたように、構成則や侵食・堆積問題など土石流の流れの構造についても解明すべき多くの課題が残されている。本論では述べていないが、流れの構造は固相の粒度分布にも強く依存することが知られており、しかも、固相・液相間の相変化が起こることも指摘されている。このような課題を究明するためのシミュレーションも望まれる。

一方、このような状況においても災害対策を推進する上でシミュレーションの果たす役割は大きく、ハード・ソフトの対策に積極的に適用されつつある。この際、シミュレートされる現象は、あくまで、用いられている支配方程式と構成則とによって表現し得るもの以外の何ものでもないことに留意しておくことが肝要である。

参考文献

- [1] 高橋 保・中川一・佐藤広章：土石流および土砂流扇状地の形成に関する研究，第 32 回 水理講演会論文集，土木学会，pp.497-502 (1988).
- [2] 江頭進治・宮本邦明・伊藤隆郭：掃流砂量に関する力学的解釈，水工学論文集，第 41 巻，土木学会，pp.789-794 (1997).
- [3] 高濱淳一郎・藤田裕一郎・近藤康弘：土石流から掃流状集合流動に遷移する流れの解析法に関する研究，水工学論文集，第 44 巻，pp. 683-688 (2000).
- [4] 高橋 保・里深好文：石礫型及び乱流型土石流の一般理論とその実用化モデル，砂防学会誌，Vol. 55, No. 3, pp. 33-42 (2002).
- [5] 椿 東一郎・橋本晴行・末次忠司：土石流における粒子間応力と流動特性，土木学会論文報告集，317, pp. 79-91 (1982).
- [6] 宮本邦明：Newton 流体を含む粒子流の流動機構に関する基礎的研究，立命館大学学位論文，pp. 39-72 (1985).
- [7] R. M. Iverson, R. P. Denlinger: Flow of variably fluidized granular masses across three-dimensional terrain, 1. Coulomb theory, Journal Geophysical Research, 106, No. B1, pp. 537-552 (2001).
- [8] 中川 一・高橋 保・里深好文・川池健司：砂防施設の効果の評価に関する研究，水工学論文集，第 46 巻，土木学会，pp. 665-670 (2002).
- [9] Honda, N. and S. Egashira : Prediction of debris flow characteristics in mountain torrents, 1st Int. Conf. on Debris-Flow Hazards Mitigation, ASCE, pp.340-349 (1997).
- [10] 江頭進治：土石流の流動機構と氾濫・堆積域の解析—基礎理論からハザードマップまで—，1999 年度（第 35 回）水工学に関する夏期研修会講義集 A コース，土木学会，pp.A-6

－1-A－6－18 (1999).

- [11] 中川一・高橋 保・澤田豊明・里深好文：計画土石流の設定と避難計画，京大防災研究所年報，第 39 号，B-2, pp.347-371 (1996).
- [12] Egashira, S., Miyamoto, K. and Itoh, T. : Constitutive Equations of Debris Flow and Their Applicability, 1st Int. Conf. on Debris-Flow Hazards Mitigation, ASCE, pp.340-349 (1997).
- [13] 高濱淳一郎・藤田裕一郎・近藤康弘：土石流シミュレーションモデルの比較研究，水工学論文集，第 44 卷，土木学会，pp.687-692 (2000).
- [14] 江頭進治：土石流の停止・堆積のメカニズム(2)，新砂防，Vol. 47, No. 2(187), pp.51-56 (1993).
- [15] 土木学会編：水理公式集，pp.35-37 (1999).