

煙型雪崩シミュレータの開発

福嶋 祐介・浅野 正彦

煙型雪崩シミュレータの開発

福嶋 祐介*・浅野 正彦**

Development of Simulator for Powder Snow Avalanches

Yusuke FUKUSHIMA* and Masahiko ASANO**

A simulator for powder snow avalanches is developed using the software "Delphi". The numerical model developed by Fukushima is used. This model is based on the thermal model and uses the concept of the snow entrainment coefficient. The simulation model contains four ordinary differential equations; i.e. the mass conservation equations for air and snow particles, the momentum equation and the conservation equation for the kinetic energy of turbulence. These equations can be numerically solved by any numerical scheme such as the Runge-Kutta method. The simulator has the functions of carrying out the numerical calculation and drawing the several graphs for the physical items such as the variation of the travel speed, the maximum avalanche height, the concentration of snow particles and the kinetic energy of turbulence so on. The printing out of these graphs is also possible by the developed avalanche simulator.

Key words : powder snow avalanches, simulator, numerical solutions, Runge-Kutta method, Delphi,

1. 序 論

雪崩はその特徴によりさまざまに分類される¹⁾²⁾。雪崩層(雪層)が乾いており水気を含まず、すべり層が積雪内部にある場合には乾雪表層雪崩が発生する。また、乾雪表層雪崩はその流動形態の特徴から、煙型雪崩であるとか、粉雪崩とも呼ばれる。これに対応する英語名は powder snow avalanches である。流れ型雪崩は雪煙をあげることなく流動し、煙型雪崩のように規模が大きくなることはない。図1、図2に流れ型雪崩と煙型雪崩の模式図を示す。煙型雪崩は雪煙をあげて流動し、大規模なものになると煙型の雪崩の高さは100m以上にも達し、流下速度も100m/sにも及ぶという。

福嶋はわが国では早くから、この煙型雪崩のシミュレーション手法の検討を行ってきた³⁾⁴⁾。また、提案したシミュレーション手法を各地で発生した雪崩に応用し、雪崩の規模や特徴を明らかにした⁵⁾⁶⁾。

この結果、煙型雪崩に限定すれば、福嶋が提案した雪崩のシミュレーションモデルによって十分に雪崩の特徴が再現可能であることが示された。このモデルは偏微分方程式ではなく、常微分方程式で組み立てられているので、数値解析的にはそれ程の困難はない。と、はいくものの本モデルは5つの常微分方程式で構成さ

れているので、Runge-Kutta 法などによる解法など、数値手法に関する知識が求められる。さらに、数値解析の結果をグラフ化するなどの段階ではExcelなどを用いたグラフ作成に関する知識も必要である。このような作業は煩雑であり、誰もが可能ではない。そこで、著者らはパソコンに関する基礎的知識をもった技術者なら、容易に雪崩シミュレーションを実行できる、雪崩シミュレータの開発を試みた。本論文は、今回開発した雪崩シミュレータの概要について報告するものである。

2. シミュレーションモデルの構成

2.1 基礎方程式

煙型雪崩のシミュレーションに用いた基礎方程式は基本的には福嶋³⁾が提案したものをベースにした。ただし、方程式や各種の形状係数の取り扱いなどについては、これまで小修正を加えている⁷⁾。福嶋のモデルはBeghin et al.⁸⁾が発表した傾斜サーマルのモデルに対して煙型雪崩では必要な底面と界面でのせん断応力や雪崩に作用する抗力、底面からの雪粒子の巻上げと沈降などの効果を取り組み、さらにはBeghin et al.が考慮しなかった、乱流の運動エネルギーの式を組み込んで定式化している点に特徴がある。このうち、底面からの雪粒子の取り込みは雪の連行係数の概念(Akiyama and Fukushima⁹⁾)は流下方向に発達しながら、加速して行く雪崩の特徴を再現する上で、基本的に重要である。

原稿受付：平成14年5月14日

*長岡技術科学大学環境・建設系

**カテナ

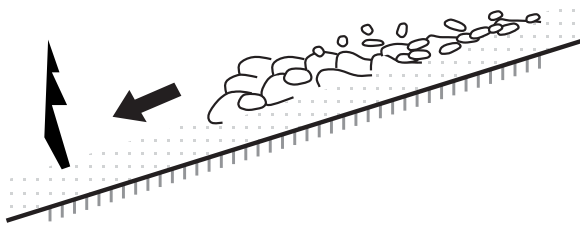


図1 流れ型雪崩

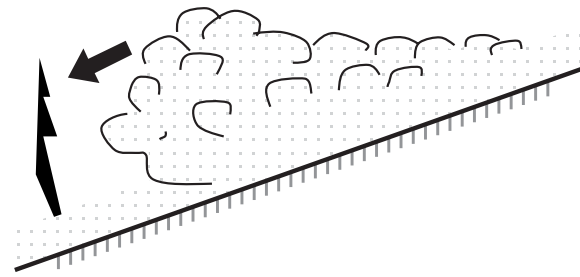


図2 煙型雪崩

一方、雪崩シミュレーションの基礎とした傾斜サーマルモデルは、数値計算の容易度を重視して、モデルが極めて単純化されている。その結果としてモデル中には多くの形状係数やモデル係数を含むことになった。著者の一人はこれらについて実験室における塩水や濁水の傾斜サーマルや鉛直サーマルの結果とモデルを比較することにより検討している（福嶋ほか¹⁰⁾、福嶋・田中¹¹⁾）、秋山ほか¹²⁾も塩水サーマルの実験を行うことにより、同様な検討を行っている。以上の結果、サーマルモデルに含まれる諸係数の値の範囲が具体的に示されており、このモデルの有効性が向上してきた。

煙型雪崩のシミュレーションでの基礎方程式は以下のとおりである。本モデルでは雪崩の形状は図3に示されるような半楕円形で近似されると考える。最大厚さを h 、流下速度を U 、雪崩中の雪粒子の平均濃度を C 、乱れ運動エネルギーを K 、界面の長さを P_i 、底面の長さを P_b 、側方から見た雪崩の面積を A とする。

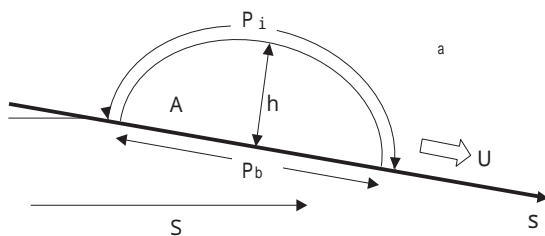


図3 煙型雪崩の模式図と記号

また、雪粒子の密度を ρ_s 、空気の密度を ρ_a 、雪崩内の平均密度を ρ とし、斜面の傾斜角を θ とする。さらに静止空気中での雪粒子の沈降速度を v_s とする。このとき、雪崩中の空気の質量保存式、雪粒子の質量保存式、雪崩の運動方程式、乱れの運動エネルギーの保存式は次のようになる。

$$\frac{d}{dt}(1 - C)A = E_w U P_i \quad (1)$$

$$\frac{d}{dt}CA = v_s(E_s - c_b \cos \theta) P_b \quad (2)$$

$$\frac{d}{dt}(\rho + k_v \rho_a)UA = (\rho - \rho_a)gA \sin \theta - \rho_i - \rho_b - F_D \quad (3)$$

$$\frac{d}{dt}KA = U(\rho_i P_i + \rho_b P_b + F_D)$$

$$+ \frac{1}{2}U^2 \rho_a(1 + k_v)E_w U P_i$$

$$+ (\rho_s + k_v \rho_a)v_s(E_s - c_b \cos \theta)P_b$$

$$- \rho_a \frac{A}{h} K^{3/2} - \rho_a R C g v_s A$$

$$- \rho_a R g \cos \theta \left\{ \frac{1}{2} C E_w U P_i + v_s(E_s - c_b \cos \theta)P_b \right\} \quad (4)$$

ここで、 E_w は空気の連行係数、 k_v は付加質量係数、 g は重力加速度、 E_s は雪の連行係数、 ρ は分子粘性消散率に関する係数、 $R = (\rho_s - \rho_a)/\rho_a$ は雪粒子の空気中での比重である。また、 c_b 、 ρ_b は、それぞれ、底面近傍での濃度と密度である。雪粒子濃度と密度との間には次のような関係がある。

$$\rho = \rho_s C + \rho_a(1 - C) \quad (5)$$

$$\rho_b = \rho_s c_b + \rho_a(1 - c_b) \quad (6)$$

雪崩の流動に伴って、斜面上の雪層では洗掘、堆積がおこる。洗掘を正とすると洗掘速度

$$b = \frac{1}{1 - c_b} v_s(E_s - c_b \cos \theta) \quad (7)$$

雪崩の位置 s は次式で与えられる。

$$\frac{ds}{dt} = U \quad (8)$$

2.2 構成方程式

以上が基礎方程式であるが、数値計算を行うにはまだ未知数の数が多く、さらに幾つかの構成関係式を加える必要がある。

まず、雪崩に働くせん断応力、抗力と、流下速度あるいは乱れ運動エネルギーとの関係である。水理学では、せん断応力や抗力を平均流速と関係付けることが多い。すなわち、

$$i = a \frac{1}{2} f_i U^2 \quad (9)$$

$$b = b \frac{1}{2} f_b U^2 \quad (10)$$

同様に抗力を次のように表現する。

$$F_D = a \frac{1}{2} c_D U^2 h \quad (11)$$

ここで、 f_i 、 f_b は底面と界面での摩擦係数であり、 c_D は抗力係数である。このような定式化を行うと式(1) (2) (3) の3つの式だけで閉じた形となり、主たる未知数は h 、 U 、 C の3つとなる(以下で、 A と P_i 、 P_b などと h 補助的關係を導入する)。福嶋³⁾ このようなモデルを三式モデルと呼んだ。一方、これと異なった定式化も可能である。式(9) (10) の代わりに主たる変数として乱れ運動エネルギー K を考え、せん断応力を次のように表す。

$$i = a_i K \quad (12)$$

$$b = b_b K \quad (13)$$

i 、 b は新たな摩擦係数である。抗力係数としては式(11)を用いる。この場合、主たる未知数の数は k を加えた4つであり、解くべき方程式は式(1)から(4)の4つとなることから、福嶋³⁾ はこれを四式モデルと呼んだ。

いずれのモデル化を行っても式(10) (11) と式(12) (13) で表される i と b は同じ量である。したがって、 f_i 、 f_b と、 i 、 b の間には何らかの関係があることになる。これらの関係は次のようになる。

$$\frac{f_i}{2 i} = \frac{f_b}{2 b} = \frac{K}{U^2} \quad (14)$$

さらに、今簡単に、 $f_i = f_b = f$ 、 $i = b =$

と置く。式(1)から(4)で粒子の沈降速度を零になるものとする、これらは単純な保存性の傾斜サーマルの流動を表す式となる。この場合、十分経過時間が大きくなると三式モデルの解と四式モデルの解とが漸近するようになる(福嶋³⁾を参照のこと)。このとき、式(4)に含まれる係数 i は、三式モデルと四式モデルの漸近解が同じ値をとることを条件と考えれば、次のように表されるが確認される。

$$= \frac{1}{2 A} \left(\frac{2}{f} \right)^{3/2} \left[f (i + b) + c_D + \left(1 - \frac{f}{2} \right) (1 + k_v) E_w i - \frac{P_i E_w}{2 A} \cot \right] \times \left\{ f (i + b) + c_D + \frac{3}{2} (1 + k_v) E_w i \right\} \quad (15)$$

次に雪崩の形状に関する仮定を行う。先述したように雪崩の形状が半楕円形で表されると近似すると、幾何学的な関係として次式が得られる。

$$A = \frac{1}{4} b \quad (16)$$

$$i = \frac{1}{2\sqrt{2}} \sqrt{(4 b^2 + 1) b} \quad (17)$$

$$k_v = 2 / b \quad (18)$$

$$p = 4/3 \quad (19)$$

雪崩と類似の流体現象である傾斜サーマルの室内実験の結果から、形状係数 b と傾斜角 θ には次のような実験的な関係が見出されている(福嶋³⁾)、

$$b = 8.47 \theta^{-1/3} \quad (20)$$

ここで、傾斜角 θ は度 (degree) で表す。

以上の関係式を導入すると、雪崩の形状は、式(16)から(20)を用いて、一義的に決定される。一方、式(15)から(18)で表されるように i 、 A 、 i 、 k_v 、 b は、形状係数 b の関数であり、 b が傾斜角 θ の関数であることから、これらの形状係数は、全て傾斜角の関数として定まることになる。形状係数によって雪崩の幾何学的形状が定まるので、これらの係数の精度は雪崩形状の決定する観点からシミュレーションの精度を左右することになる。

2.3 連行係数と抵抗係数

形状係数のほかにモデルに含まれる係数は、界面における空気の連行係数 E_w 、雪の連行係数 E_s 、底面での雪の体積濃度 c_b と雪崩中の平均体積濃度 C の比 r_0 である。これらの関数形を次のように定めた。

サーマルに対して、規模の異なる多くの室内実験と現地観測から、サーマルによる周囲流体（雪崩の場合には空気）の連行係数について、次のような知見が得られている⁸⁾¹⁰⁾¹¹⁾¹²⁾。傾斜サーマルにおいて、周囲流体の連行係数は傾斜角の大きさに比例して増加する。また、鉛直での連行係数の大きさはサーマルの規模によって若干異なるが、規模の大きな鉛直サーマルでは0.1から0.2の値となる¹¹⁾。以上の考察から、空気の連行係数の関数形を次のように定める。

$$E_w = E_{90} \left(\frac{\theta}{90} \right) \quad (21)$$

ここで、 E_{90} は鉛直サーマルの連行係数であり、先に述べたように0.1から0.2程度の値をとるものと考えている。

次に、雪の連行係数について考える。福嶋³⁾が煙型雪崩のシミュレーションモデルを発表した当時、雪の連行係数についての知識はあまりなかった。そこで、福嶋は開水路の浮遊砂流から算定された砂の連行係数をそのまま、雪の連行係数として煙型雪崩のシミュレーションの中で準用した。これは、Akiyama and Fukushima⁹⁾がそれまでに得られていた浮遊砂流の土砂の濃度分布を整理して求めたもので次のように表される。

$$E_s = \begin{cases} 0.3 & Z_m \leq Z \\ 3.0 \times 10^{-12} Z^{10} (1 - Z_c/Z) & Z_c \leq Z \leq Z_m \\ 0.0 & Z \leq Z_c \end{cases} \quad (22)$$

ここで、 Z は無次元数であり、次のように表される。

$$Z = \sqrt{R_p} \mu \quad (23)$$

$$\mu = \sqrt{\frac{b'}{b}} / v_s \quad (24)$$

$$R_p = \sqrt{RgD_s} D_s / \quad (25)$$

R_p は粒子レイノルズ数、 μ は雪粒子の沈降速度で無次元化した摩擦速度、 D_s は雪粒子の直径、 b' は空気の動粘性係数である。また、無次元数 Z の下限と上限、 Z_c 、 Z_m は、 $Z_c = 5$ 、 $Z_m = 13.2$ 、である。

Garcia¹³⁾はAkiyama and Fukushima⁹⁾と同様な検討を行い、式(22)とは異なった関数形を提案している。また、近年、福嶋¹⁴⁾は地吹雪の現地観測と数値解析との比較によって、雪の連行係数を求めている。それによると雪の連行係数の大きさは式(25)で表される砂の連行係数の値に比べてかなり小さい。しかし、雪の連行に関する実験結果、現地観測結果は非常に少なく。実データで雪の連行係数の関数形を定めるに至っていない。従って、ここでは式(22)を雪の連行係数として与えることにする。

また、底面での雪の体積濃度と平均体積濃度の比 r_0 は開水路の浮遊砂濃度を表すRouse分布¹⁵⁾から、無次元摩擦速度 μ の関数として次のように表される³⁾。

$$r_0 = c_b / C = 1 + 31.5 \mu^{-1.46} \quad (26)$$

この式はParker¹⁶⁾が海底渓谷で発生する定常な泥水流の解析において提案したものである。同様な解析は、Fukushima and Parker¹⁷⁾、福嶋とParker¹⁸⁾、Parker et al.¹⁹⁾によっても行われ、同じ実験式が採用された。

モデルに含まれる係数としては以上のほか、底面と界面での摩擦係数 $f (=c_f)$ 、 c_D 、フロントの抗力係数 c_D がある。摩擦係数 f は著者らの煙型雪崩のモデルで初めて導入されたもので、その厳密な値については十分に明らかにされていないが、 $f = 0.1$ から0.2の値をとるものと推定される。摩擦係数 c_f については粗面の摩擦係数とほぼ同じ値をとるものと考えれば0.01から0.03程度の値をとるものと推定される。さらに、雪崩フロントに作用する抗力係数の値は、二次元円筒に作用する抗力係数が1.0程度の値となることから0.5から3.0の間の値をとるものと推定される。

これ以外に雪粒子の特性を表す物理量として、雪粒子の密度 ρ_s 、雪粒子の直径 D_s を与える必要がある。雪粒子の物理的形状は六華結晶、雪片状、あられなどさまざまであり、これに対応して密度も広い範囲をとるものと推定される。ここでは、大胆に雪粒子の密度 ρ_s は、純水の密度 ρ_i と等しくなるものと仮定した。また雪粒子の直径は0.05mmから0.3mmの範囲の値をとると考えた。このように雪粒子の密度と粒径が与えられると雪粒子の空気中での落下（沈降）速度は静止空気中での雪粒子の重力と浮力、抗力の釣り合いから求められる¹⁵⁾。雪粒子の空中での落下速度は、静止空気中では雪粒子に働く重力と空気からの抗力が釣り合い式から求められる。このとき、釣り合い式は次のように与えられる。

$$c_D \frac{D_s^2}{8} a v_s^2 = \frac{D_s^3}{6} (s - a) g \quad (27)$$

抗力係数 c_D は Schiller の式 (Graf¹⁵⁾) から求めることができる。

$$c_D = \frac{24}{Re} (1 + 0.150 Re^{0.687}) \quad (28)$$

ここで、 $Re = D_s v_s / \nu$ は落下速度を用いた粒子レイノルズ数である。

2.4 諸係数の値のまとめ

2.3節で示された諸係数の値をまとめると表1のようになる。

表1 諸係数のまとめ

空気の連行係数 E_{90}	0.1 ~ 0.2
摩擦係数	0.1 ~ 0.2
摩擦係数 c_f	0.01 ~ 0.03
抗力係数 c_D	0.5 ~ 3.0
雪粒子の密度 s	458 kg/m ³
空気の密度 a	1.293 kg/m ³ (0)

3. 煙型雪崩シミュレータ

2章で説明した基礎方程式、構成方程式、連行係数の実験式を用いて、数値計算と結果の図化を行う、数値シミュレータを開発した。基本ソフトウェアとして、インプライズ社のDelphi 6.0を採用した。

Delphiは基本言語としてPascalを用いており、様々なコンポーネントを持ち、Visual性が高く、プログラム開発の容易な汎用ソフトウェアである。

雪崩シミュレータ作成に当たっての基本的な考え方は以下のとおりである。

- (1) 入力データの手間を最小限にする。
- (2) 入力データのもとに数値計算を自動的にこなす。
- (3) 計算結果を様々なグラフでビジュアルに示す。
- (4) グラフの印刷を行う。

このため、諸係数の値のデフォルト値をあらかじめ設定しておく。もちろん、デフォルトと異なる値の入力も可能である。諸係数以外の入力データとして、雪崩の初期最大高さ、初期流下速度、初期雪粒子濃度などの初期値と地形データとする。地形データは水平距離と標高で次元データとして与える。

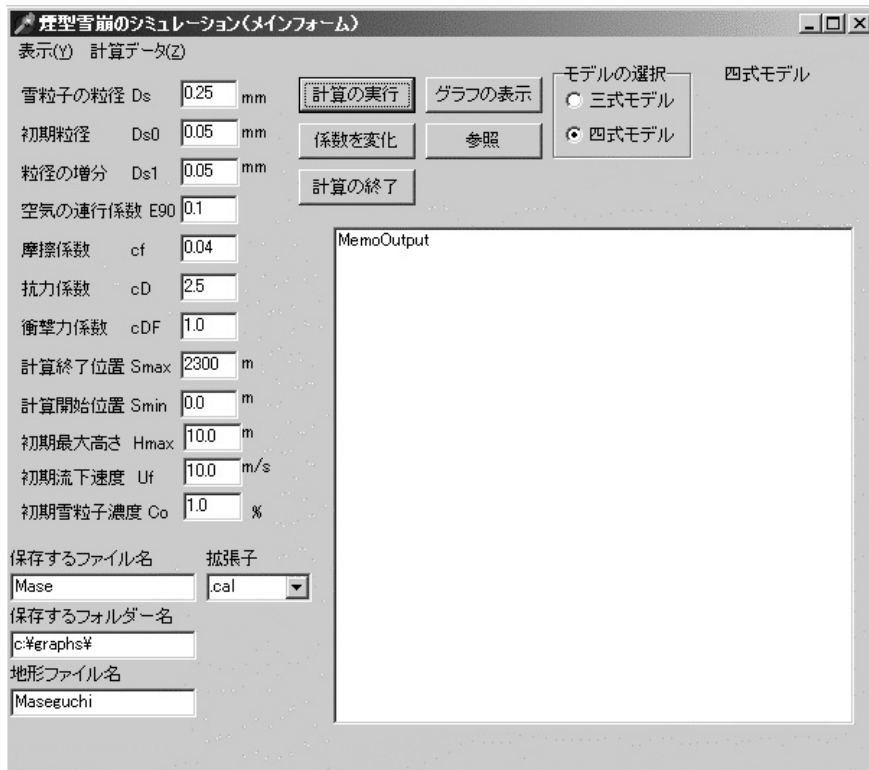


図4 雪崩シミュレータのメインフォーム (初期画面)

次に本研究で用いたプログラムについて説明する。図4はシミュレータを起動したときにはじめに表示されるフォーム(画面)である。ここに示したようにモデルに含まれる係数のデフォルト値があらかじめ設定されている。加地ら²⁰⁾は詳細にこのモデルのパラメータの値について考察している。

以下で諸係数の入力方法、必要なデータファイルについて、図4に従って説明する。

(1) 表示(Y) このメニューをクリックすると

- (a) 抗力係数(X)
- (b) 粘性係数(Y)
- (c) 沈降速度(Z)

が表示される。これらの値を用いて数値計算が行われる

(2) 計算データ(Z) このメニューをクリックすると

- (a) 地形データ(Y)
- (b) 計算地形データ(Z)

が表示される。ここでは、雪崩のシミュレーションを行うための地形データ(縦断地形データ)の確認、実際計算で用いる計算データの確認を行う。

(3) 諸係数の入力

左側のテキストボックスはラベルで表示されている係数のデフォルト値が表示される。いずれの値も再設定(値の変更)が可能である。以下でこの設定について説明する。

- (a) 雪粒子の粒径 計算に用いる雪粒子の粒径を設定する。単位はmmである。
- (b) 初期粒径 粒径範囲を変えて計算する。はじめの粒径の値。(mm)
- (c) 粒径の増分 粒径範囲の増分 (mm)
- (d) 空気の連行係数 E_{90} 連行係数の鉛直での値
- (e) 摩擦係数 c_f 界面と底面での摩擦係数
- (f) 抗力係数 c_D 雪崩フロントに作用する抗力係数
- (g) 衝撃力係数 c_{DF} 雪崩の衝突による衝撃力を求める際の係数
- (h) 計算終了位置 計算の終了位置を設定する(地形データの範囲の中で設定)(m)
- (i) 計算初期位置 計算の開始位置の設定 (m)
- (j) 初期最大高さ H_{max}
雪崩の最大高さの初期値 (m)
- (k) 初期流下速度 U_f 雪崩の流下速度の初期値 (m/s)

(1) 初期雪粒子濃度 C_0 雪粒子濃度の初期値 (%)
これらの初期設定値はシミュレータの中で予め設定されているが、この値は変更できる。

(4) ファイルとフォルダーの設定

- (a) 保存するファイル名 シミュレーションの数値計算結果を保存するファイル名
- (b) 拡張子 保存するファイルの拡張子の設定
***.cal を入れるとテキストファイルに、
***.xls を入れるとMicrosoft Excel互換ファイルが作成される。
- (c) 保存するフォルダー名 保存するファイル(a)のフォルダー名
- (d) 地形ファイル名 シミュレーションを行う地形の縦断形状のデータを入れたファイル名

(5) シミュレータの操作関係のボタン

- (a) 計算の実行 入力した係数、初期値、地形データを用いて、数値計算を実行するボタン
- (b) 係数を変化 係数の値をある範囲で設定したい場合の設定ボタン。このボタンをクリックするとグラフ出力設定フォームが表示され、変化させたい係数の選択とその範囲の設定が可能になる。
- (c) 計算の終了 一連の作業の終了
- (d) グラフの表示 このボタンをクリックするとビットマップグラフのフォームが表示され、グラフ化したい項目を選択することができる。グラフを作成できるのは以下の項目である。
 - (1) 縦断形状
 - (2) 雪崩の高さ
 - (3) 移動速度
 - (4) 濃度
 - (5) 雪崩の総量
 - (6) 乱れエネルギー
 グラフは白黒、カラーとも可能。
- (e) 参考ボタン ファイルを開くが表示される

(6) 参考 ファイルを開くが表示される。

(7) 三式モデルと四式モデルの切り替えが可能
現在選択中のモデルが右側に表示される。

グラフ化されるのは上記(5)(d)の6項目であるが、数値計算結果のファイルを使って、自分で任意の

グラフを作成することももちろん可能である。また、シミュレータで作成したグラフを保存・印刷することもできる。これは、“ビットマップグラフ”フォームで確認していただきたい。

4. グラフの作成と書式設定

このシミュレータでは計算結果から、様々なグラフを作成できる。

(1) グラフの軸の最大値と目盛りの設定

図5に示すのはグラフの軸の編集フォームである。これは“ビットマップグラフ”でグラフ作成のあと、自動設定で作成したグラフの軸を読みやすいように再設定する機能である。横軸(X軸)と縦軸(Y軸)の最大値とメモリ間隔を設定できる。

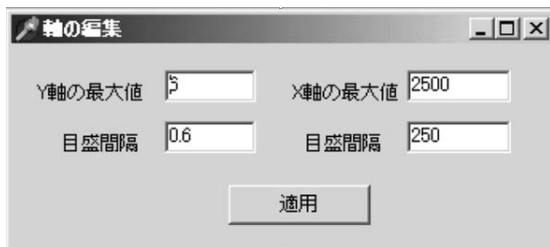


図5 グラフの軸の編集フォーム画面

図6に雪粒子濃度の水平距離変化のグラフを示すが、デフォルトの設定では縦軸が6.00%になっている。これを“軸の編集”を用いて次のように設定する。

- ・Y軸 6.00%から10%に
- ・目盛間隔 0.6から0.5に
- ・X軸の目盛間隔 250mから500m

この結果、図6は図7のように整理され、読みやすいグラフになる。

(2) 複数の数値解析結果のグラフ作成

また、シミュレータは複数の数値解析結果を一枚のグラフに表示することもできる。係数を変化させた複数のグラフを同時にグラフに出力するためには次のような作業を行う。

メインフォーム(図4)で“係数を変化”ボタンをクリックし、リストの中から変化させる係数を選ぶ。そして、変化させる係数の初期値、変化率、計算するデータ数を設定する(図8参照)。実行ボタンをクリックし、グラフ表示の書式設定の変更は次のように行う。

すると計算が開始され、図8で設定した係数を設定した回数だけの計算が行われ、数値計算結果がファイルに出力される。その後、計算結果をもとにビットマップグラフに複数のラインが描画される。この結果を図9に示す。

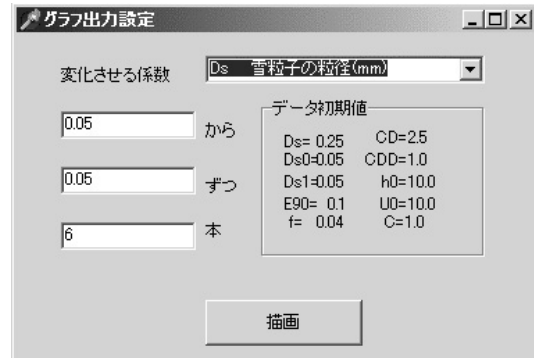


図8 グラフ出力設定画面



図10 グラフ書式設定

(3) グラフ表示の書式設定の変更

グラフの表示方法を変更させる場合はビットマップグラフ表示フォームの左上のグラフ書式設定(図10)で変更する。

各々3つのラジオボックスから、グラフシンボルの表示・非表示、カラー・白黒表示、凡例の表示・非表示を選択する。図11に、グラフシンボルを表示、グラフカラーを白黒、凡例を非表示設定した雪粒子濃度のグラフを示す。

(4) ビットマップグラフの保存と編集

ビットマップグラフ領域に描かれたグラフは.bmp形

式で保存できる。フォトタッチソフトを用いれば、そのグラフの編集も可能である。

5. 数値シミュレーションの一例

今回開発した雪崩シミュレータを用いて、福嶋がかつて行った新潟県能生町柵口地区の雪崩（柵口雪崩、1986年、福嶋⁵⁾参照）の解析結果を示す。

様々な検討が可能であるが、ここでは紙面の都合から、パラメータとして雪粒子の粒径を $D_s = 0.05 \sim 0.3\text{mm}$ まで0.05mm刻みで変化させて計算を行った結果を示す。他のパラメータの値は次のようである。 $R = 710$ 、 $v_s = 45\text{cm/s}$ 、 $h_0 = 10\text{m}$ 、 $\alpha_s = 0.1$ 、 $f = f_i = f_b = 0.04$ 、 $E_{90} = 0.1$ 、 $c_D = 2.5$ 風速、濃度の初期値は山頂付近の傾斜角を与えたとき、流下方向に雪崩が加速する条件を与えた。シミュレーション結果を図12～16に示す。

図12より、雪崩は $X = 500\text{m}$ まで急速に高さを増し、その後増減を繰り返して進行する。この原因として、式(21)のように、空気の連行係数が斜面の角度に比例して大きくなるためである。雪粒子の直径が0.3mmになると雪崩は約500mする以前に停止する。

図13より、雪崩の移動速度は斜面の勾配によってその速度が増減する。 $D_s = 0.05 \sim 0.15\text{mm}$ では、移動速度は類似した変化の傾向を示すが、 $D_s = 0.25\text{mm}$ では傾斜の緩やかな場所ではその減少が著しく大きくなる。これは、雪の連行係数 E_s が、他の条件に比べて鋭敏に変動を繰り返すからである。また、 $D_s = 0.3\text{mm}$ では、沈降速度が大きくなるため、流動の初期から移動速度は減少し続け、 $X = 400\text{m}$ 付近で流動を保つことができなくなる。

図14より、 $D_s = 0.1 \sim 0.25\text{mm}$ の間では、雪粒子の濃度は急斜面区間で飛躍的に増加し、緩斜面では減少する傾向が見られる。しかしながら、 $D_s = 0.3\text{mm}$ では雪粒子の濃度が小さくなり、 $X = 500\text{m}$ 付近で雪崩は停止する。

図15より、雪の総量は、 $D_s = 0.15, 0.2$ の時に最大となった。これは雪崩の体積はほとんど変化しないが、雪粒子濃度がこの粒径範囲で増加するためである。

図16から乱れの強さが斜面勾配によって敏感に増減を繰り返すことがわかる。 $X = 600\text{m}$ 付近で $D_s = 0.25\text{mm}$ での乱れの強さが急激に大きくなっている。この理由は、この位置での雪崩の移動速度が小さくなっているのに対して、乱れエネルギー k がさほど減少しないためである。

6. 結 論

パソコンの基本的操作方法を知っている技術者が簡単に煙型雪崩のシミュレーションを行い、その結果を図化できるソフトウェアとして、煙型雪崩シミュレータを開発した。

煙型雪崩のシミュレーションに用いたのは福嶋がこれまでに改良を続けてきたモデルである。本シミュレータにより、第一線の技術者が簡単に雪崩シミュレーションを行うことができる、と考えている。ただし、その値を変更できるとはいえ、パラメータの初期設定値については今後、実際の雪崩シミュレーションを通じて十分に検討する必要がある。また、シミュレータの開発を急ぐあまり、使い勝手（ソフトウェアの操作性）の点で十分ではないこともあると考えられる。本シミュレータについて、この操作はわかりにくい、このような機能も欲しいなど、本シミュレータを実際に使っていただき、ご批判とご叱責をいただければ幸いです。

謝辞：本研究は、文部科学省科学研究費補助金基盤研究(C)(課題番号13650565, 研究代表者福嶋祐介)の補助を受けたことを記して、感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 日本雪氷学会編、雪氷辞典、古今書院、89-90、1990。
- 2) 日本雪氷学会、日本雪氷学会雪崩分類、雪氷、60-5、437-444、1998。
- 3) 福嶋祐介、粉雪雪崩の流動機構の解析、雪氷、48-4、189-194、1986。
- 4) 福嶋祐介・早川典生、三次元地形を考慮した粉雪雪崩の数値解析、雪氷、54-1、11-18、1992。
- 5) 福嶋祐介、新潟県柵口地区表層雪崩の流動解析、雪氷、49-1、1-8、1987。
- 6) 杉森正義・北川博正・伊藤文雄・梅田正浩・福嶋祐介、1996年福井県勝山市横倉・小原で発生した表層雪崩の流動特性、雪氷、59-5、319-330、1997。
- 7) 福嶋祐介、煙型雪崩の数値モデル、気象研究ノート、190、59-72、1998。
- 8) Beghin, P., Hopfinger, E.J. and Britter, R. E., Gravitational convection from instantaneous sources on inclined boundaries, J. Fluid Mech., 107, 407-422, 1981.
- 9) Akiyama, J. and Fukushima, Y., Entrainment of non-cohesive bed sediment into suspension. External Memorandum No. 195, St. Anthony Falls Hydraulic Lab. Univ. of Minnesota, 33 p., 1985.
- 10) 福嶋祐介・河合真一・高木正徳、2000: 傾斜サーマルモデルにおける形状係数と連行係数について、長岡技術科学大学研究報告、22、1-10、2000。
- 11) 福嶋祐介・田中日出紀、鉛直ブルームフロントと鉛直サーマル流動モデルの提案、ながれ、20、47-58、2001。
- 12) 秋山寿一郎・浦勝・齋藤俊一郎・富岡直人、傾斜重力密度流の連行係数に関する統一的考察、ながれ、16-2、149-161、1997。

- 13) Garcia, M., Depositing and eroding sediment driven flows: turbidity currents, St. Anthony Falls Hydraulic Lab., Univ. of Minnesota, Project Report, 306, p.179, 1990.
- 14) 福嶋祐介・菊地卓郎・西村浩一, 地吹雪における雪の連行係数に関する考察、雪氷, 64, 533-540, 2002
- 15) Graf, W.H., Hydraulic of sediment transport, Water Resources Publications, p.42, 1984.
- 16) Parker, G., Condition for the ignition of catastrophically erosive turbidity currents, Marine Geology, 46, 307-327, 1982.
- 17) Fukushima, Y. and Parker, G., Discontinuous Turbidity currents and Powder Snow avalanches, Proceedings, Fifth Engineering Mechanics Division Specialty Conference, ASCE, 839-842, 1984.
- 18) 福嶋祐介・Parker, G., 自己加速する泥水流に関する研究, 第32回海岸工学講演会論文集, 土木学会, 253-257, 1985 .
- 19) Parker, G, Fukushima, Y. and Pantin, H. M., Self-Accelerating Turbidity Currents, Journal of Fluid Mechanics, 171, 145-182, 1986.
- 20) 加地智彦・早川典生・上石勲, 雪崩シミュレーションの検証、雪氷北信越, 22, p.35., 2002.

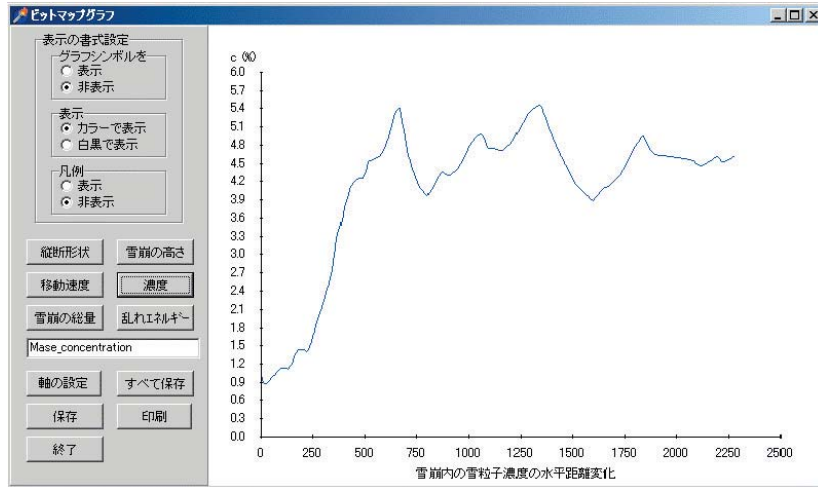


図6 雪崩内雪粒子濃度の水平距離変化、ビットマップグラフ

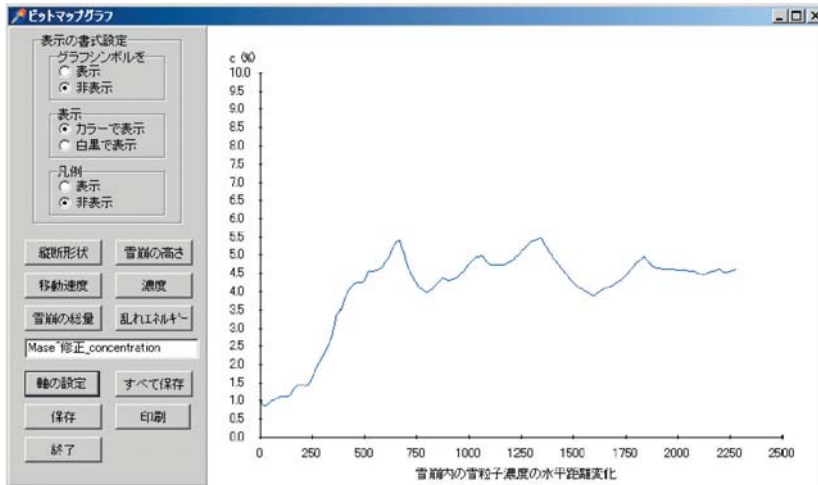


図7 軸の編集設定後の雪粒子濃度、ビットマップグラフ (図6と比較せよ)

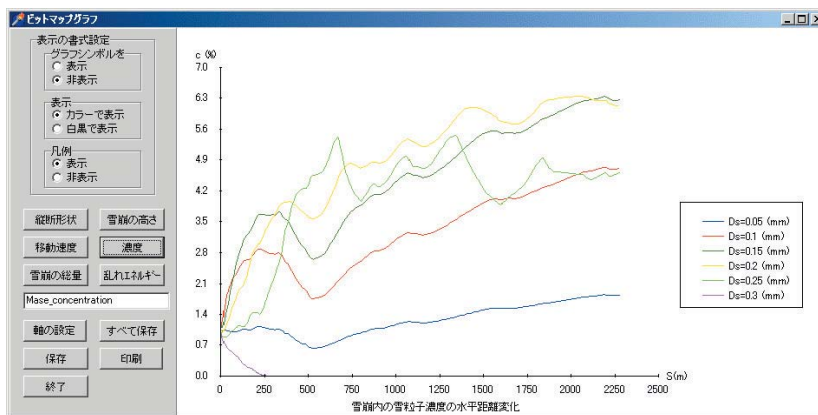


図9 複数の計算結果から描かれた雪粒子濃度のビットマップグラフ

煙型雪崩シミュレータの開発

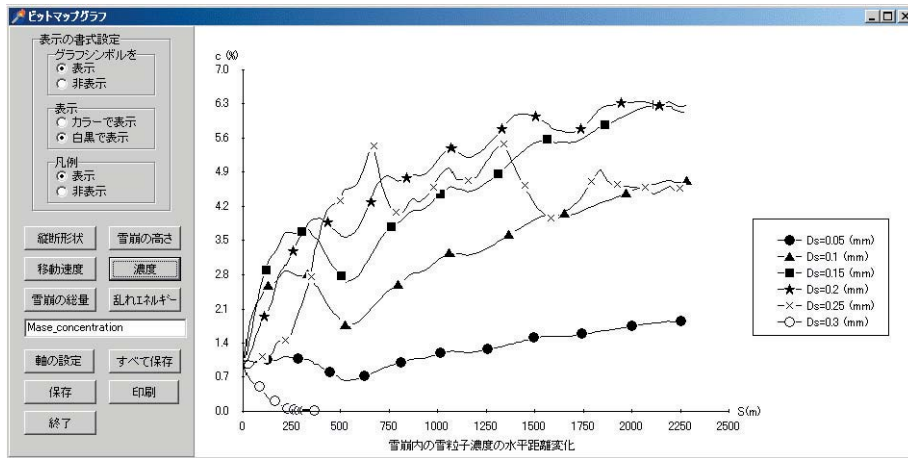


図11 表示設定を変更した雪粒子濃度変化のビットマップグラフ

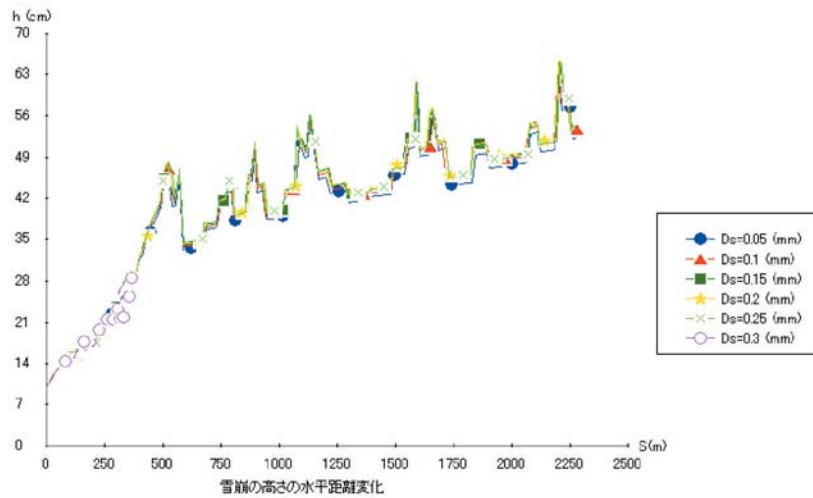


図12 雪崩の高さの水平距離変化（粒径 D_s を変化させた場合）

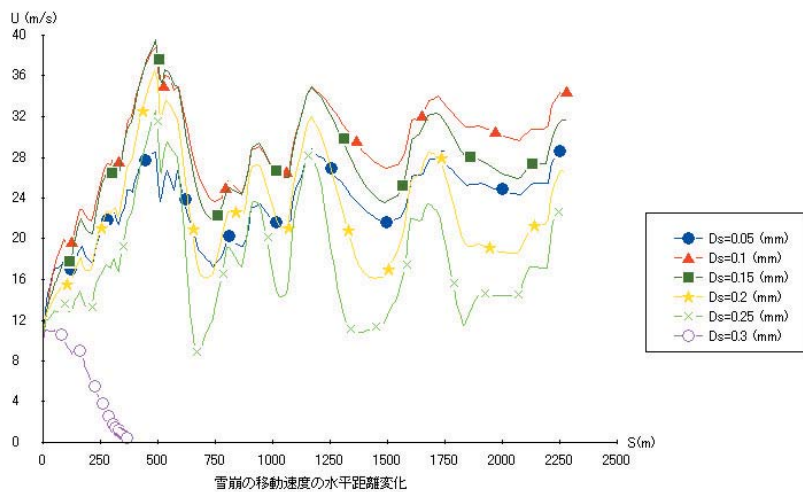


図13 雪崩れの移動速度の水平距離変化（粒径 D_s を変化させた場合）

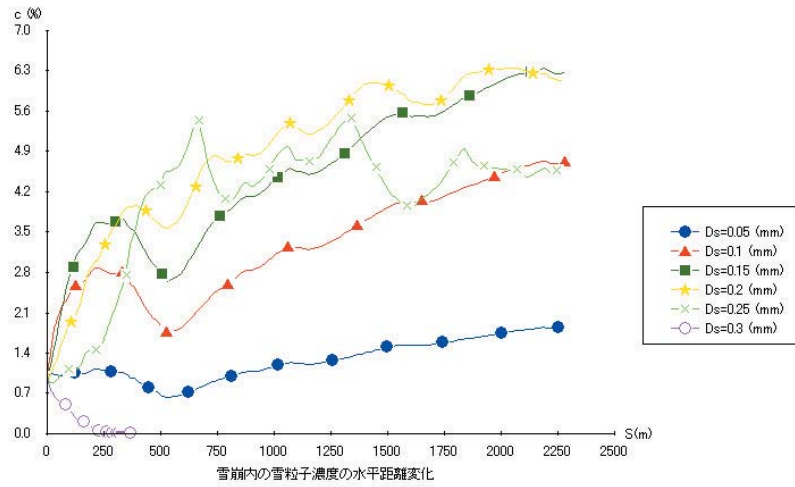


図14 雪粒子濃度の水平距離変化（粒径 D_s を変化させた場合）

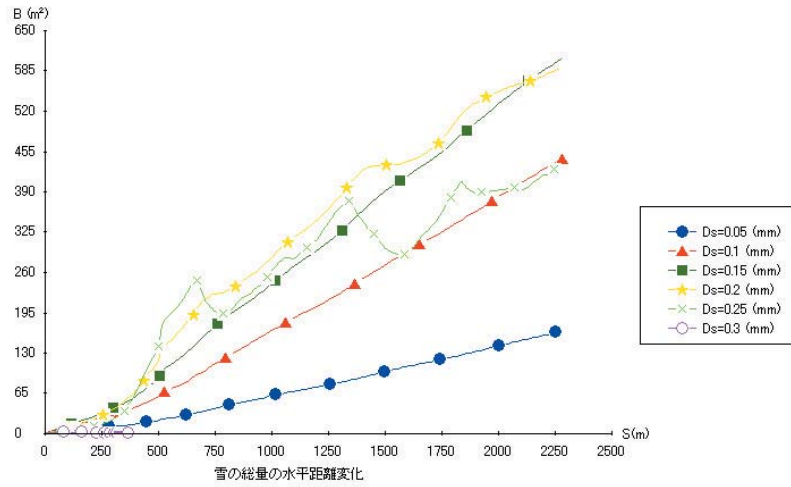


図15 雪粒子総量の水平方向変化（粒径 D_s を変化させた場合）

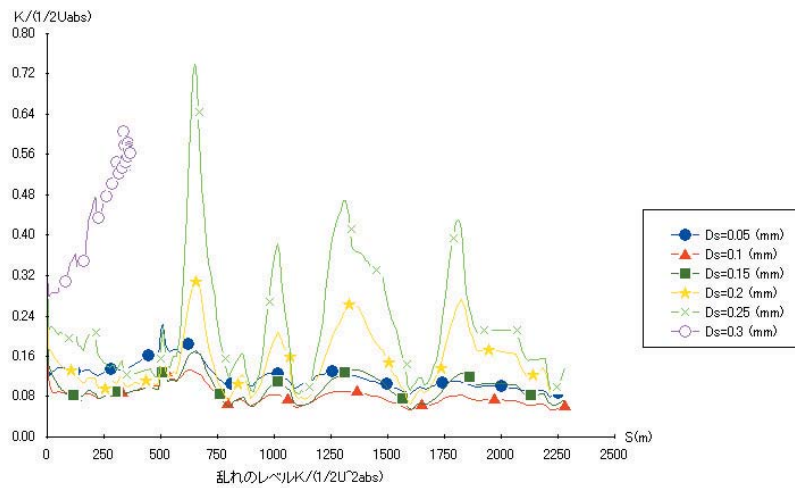


図16 乱れのレベルの水平方向変化（粒径 D_s を変化させた場合）