

十勝岳大正15年(1926年)泥流の再現計算

Reconstruction of the Volcanic Mud Flow at Mt. Tokachi in 1926

(財) 砂防・地すべり技術センター 宮本 邦明 Kuniaki MIYAMOTO
(財) 砂防・地すべり技術センター 鈴木 宏 Hiroshi SUZUKI
(財) 砂防・地すべり技術センター 山下伸太郎 Sintaro YAMASHITA
建設省土木研究所 水山 高久 Takahisa MIZUYAMA

Eruptions of the active volcanoes covered by snow pack or glacier have caused the large mud flow, called Volcanic Mud Flow. In this study, the mechanism of the occurrence and the growth, and the mechanism of the flowing down and flooding processes of the volcanic mud flows are discussed by reconstruction of one at Mt. Tokachi in 1926.

Keywords: volcanic mud flow, debris flow, Mt. Tokachi, unsteady flow, computation

1. はじめに

冠雪している火山や氷河に覆われた火山が噴火すると大規模な泥流を生じやすい。1985年にコロンビアのネバド・デル・ルイス火山で発生した泥流、大正15年に北海道十勝岳で発生した泥流はその代表的な例である。本報告は、大正15年に十勝岳において発生した泥流(以下、十勝泥流と呼ぶ)の再現計算を行うことにより、十勝泥流の、ひいては噴火に伴い発生する火山泥流の発生、発達、流下、氾濫の機構について検討したものである。

十勝泥流の実態については、あまり多くの調査・研究がなされておらず、その全貌はいまだはっきりとはしていない。とはいうものの、例えば、氾濫の範囲、泥流の総流量、巨礫の堆積範囲等が調査、実験的検討により推定されている。それらを整理すると、概略、以下のようである。

十勝泥流は大正15年5月24日に発生した。それは、大正火口の火口壁が爆裂、崩壊することにより高温の土砂がまだ斜面に大量に存在している積雪を急速に融解することによって発生したと考えられている。崩壊した土砂量は約200万 m^3 以上といわれており、そのかなりの部分はまだ旧火口直下の斜面に停止・堆積したままである。泥流が通過した範囲に存在した積雪水量は310万 m^3 と推定されている。十勝泥流の総流量は約1900万 m^3 で、その約7割(1330万 m^3)が富良野川へ、残りの3割(570万 m^3)が美瑛川へと流下した。氾濫範囲は図1. に示すようである。泥流中の土砂量、水量について収支図の形にまとめると図2. のように表される。この泥流の収支は、十勝泥流の発生から終焉までを統一的に説明するものであるということから、従来の調査、研究の成果を端的に物語っているといえることができる。

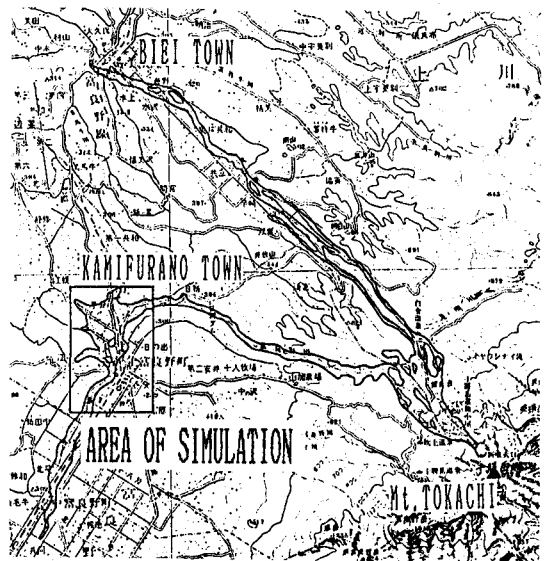


図1. 十勝泥流の氾濫範囲

図 2. をみると、土砂については、その輸送形態を考えなければ一応収支がつりあっているといえることができるが、流水については収支を説明することができない。十勝泥流の全貌を把握するには、泥流の収支を土砂と水について矛盾のないように説明する必要がある。

本研究では、

- (1) 積雪水量の時期的変化の検討と、大正15年5月24日の積雪水量の推定
- (2) 高温の土砂と雪との間の熱交換と発生時の泥流規模の推定
- (3) 泥流の発達過程のモデル化と発達後の泥流規模の推定
- (4) 発達後の泥流の山腹斜面における氾濫と、美瑛川、富良野川両河川への分流の検討
- (5) 富良野川へ分流した泥流の溪谷における礫の堆積と上富良野町盆地における氾濫計算を実施し、十勝泥流の再現につとめ、火山泥流の機構について検討するものである。

2. 積雪水量

大正15年5月24日の積雪水量の推定法として積算暖度法を用いる。積算暖度法とは融雪期の積雪量を求める場合に用いられる手法で、日平均気温の関数で表される日融雪水量を積雪量から減じることにより求める方法である。日融雪量と日平均気温の間には一般的に次の関係がある。

$$M = K \cdot T \quad K: \text{融雪係数で、一般には気温の関数}, T: \text{日平均気温} \quad (1)$$

融雪係数として、十勝岳と同じ大雪山系旭岳の西斜面における調査結果¹⁾を用いると(図 3. 参照)、

$$K = -0.075T + 1.025 \quad (2)$$

と表される。

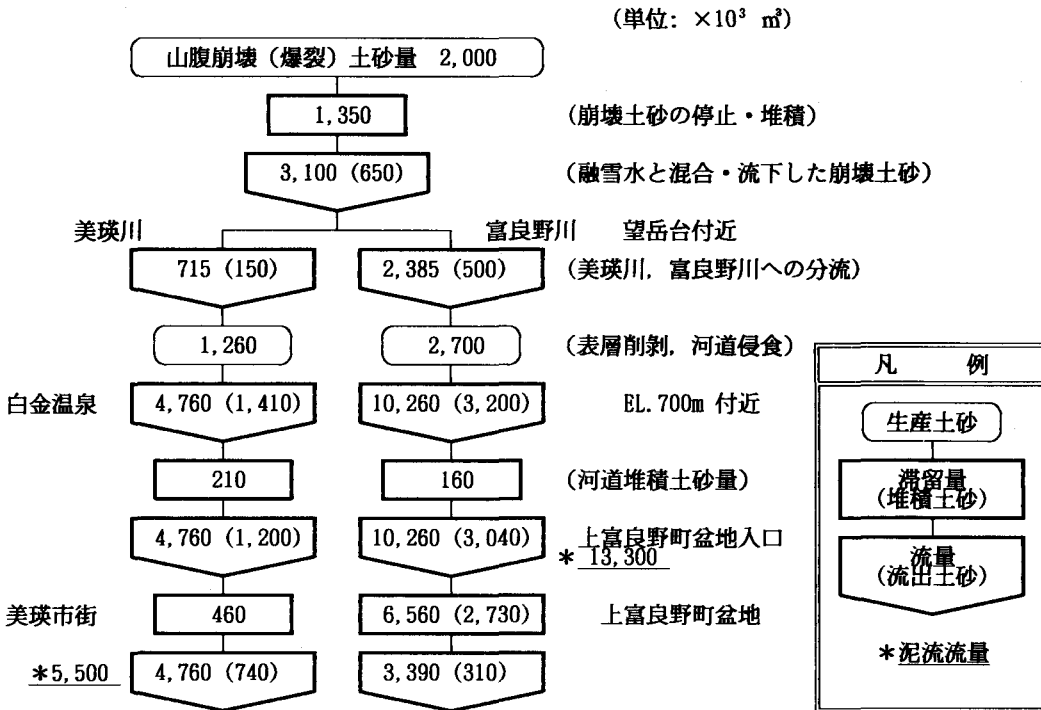


図 2. 大正15年泥流の収支

積算暖度法を用いる場合、最大積雪時の積雪水量を知る必要がある。そこで、最大積雪時に近い3月の始めと5月24日に積雪量調査を行った。積雪調査は、3月、5月と、縦断的にほぼ同一の地点で実施し、その項目は積雪深、深さ方向の密度、粒径、温度、および断面観察である。大正15年5月24日の積雪水量を推定するには大正15年の最大積雪水量を推定する必要がある。その当時の積雪量の記録としては近隣では旭川気象台のものがあるのみであり、旭川の資料から推定するしか方法がない。そこで、旭川気象台と美瑛火山観測所で積雪量に関する相関をとり、大正15年の最大積雪量を推定し、それをもとに5月24日の積雪水量を積算暖度法で求める。図 4. は、このようにして求めた十勝泥流の流下範囲（山腹斜面）に存在する積雪水量の、昭和63年と大正15年の時期的変化を示している。大正15年5月24日は約 300万^{m³}強の積雪があったことになる。

3. 泥流発生時の規模

火山泥流は冠雪した山腹に高温の土砂が供給され、融解による急速な給水により発生すると考えられている。発生時の泥流のハイドログラフは、この融雪による給水のハイドログラフに支配されていると考えることができるが、このハイドログラフは土砂と雪との熱の交換を支配する土砂および雪の温度や粒径により支配されている。このプロセスを説明することは、系が複雑であるので困難であるか、あるいは非常に複雑な表現となるので、ここでは、融雪水と土砂が混合したときには両者は熱的に平衡状態にあるとして発生した泥流の総量についてのみ検討することにする。

高温の土砂と融雪水が混合して泥流となったときには土砂と水は熱的平衡の状態にあるから、融解水量は W_0 は、熱量に関する保存則から、簡単に、次のように表せる。

$$W_0 = \{ (T_s - T) C_s / (q_m + T C_w - T_0 C_g) \} W_{s0} \quad (3)$$

ここで、 C_s , C_w , C_g , q_m , は、それぞれ、土砂、水、雪（氷）の比熱、および雪の融解熱である。また、 T_s , T_0 , T , は、それぞれ、土砂、雪、および融解・混合後の泥流の温度である。 W_{s0} は供給される土砂量である。 C_s , C_w , C_g , q_m , は表 1. に示す値をとるから、一般には、

$$T_s \gg T, \quad q_m \gg T C_w, \quad q_m \gg -T_0 C_g \quad (4)$$

が成り立つ。

表 1. 融雪に関する諸量

項 目	記号	値	(単位)
土砂の比熱	C_s	0.53	(cal/g.K)
水の比熱	C_w	1.00	(")
雪（氷）の比熱	C_g	0.50	(")
雪（氷）の融解熱	q_m	80.00	(cal/g)

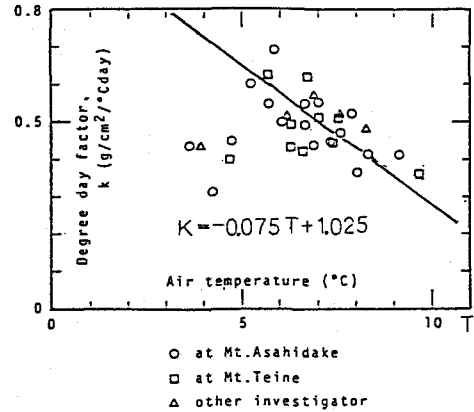


図 3. 融雪係数 K と日平均気温との関係

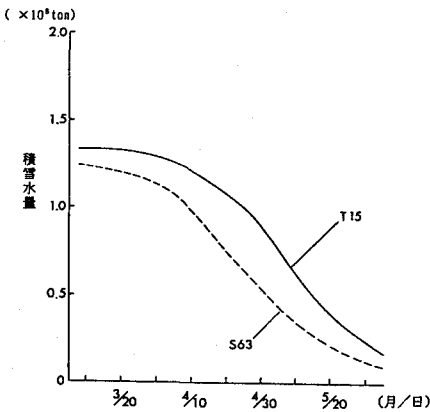


図 4. 泥流流下区間の積雪水量の時期的変化

融雪期には、積雪の中には雪だけでなくすでに融けた雪-水-も含まれている。積雪水量に占めるすでに融けた雪の量の割合（含水率）を C_m とすると、式(4)を考慮して、式(3)は、次のようになる。

$$W_o = \frac{T_s C_s}{(1-C_m) q_m} W_{so} \quad (5)$$

供給土砂の温度は、条件によりかなりひろい範囲の値をとり約400～1000℃程度の温度をとる。もし、供給土砂の温度を火砕物の代表的な温度と思われる800℃とし、積雪中の含水量を0とすると、 W_o は W_{so} の約5倍程度となる。積雪中には水を含水率で少なくとも25%程度までは含むことができ²⁾、この場合、土砂の温度が比較的600℃と低くても、融雪量は供給土砂の5倍程度にはなることになる。

十勝泥流の発生の原因となった火口壁の崩落物のうち下流へ流下した土砂量が斜面の積雪と有効に熱を交換して融雪水と混合し泥流となったと考え、その土砂量と融雪水量の比が、下流へ流下した土砂量と山腹斜面の泥流流下範囲に存在したであろう積雪水量の比で表され、それぞれ、約65万 m^3 、約300万 m^3 強と求められていることから、融雪水量は供給土砂の約5倍であったと考えてよいであろう。以上から、十勝泥流発生時の泥流規模として、供給土砂量として65万 m^3 、融雪水量として供給土砂量の5倍の325万 m^3 として、泥流総流量390万 m^3 とする。

4. 泥流の発達過程

一旦発生した泥流は平衡濃度に達するまで堆積層を侵食してゆく。この平衡濃度は泥流を固・液混相流としてとらえた場合の、流れの構造からみた固相に対して定義されるべきである。固相は、固・液混相流を粒子流としてとらえた場合の流れの応力を支配し、また、これらの粒子によって水中重量を支えられている粒子からなる。一般には、流れの応力を支配している粒子は平均粒径程度の大きさを持つ粒子で、これより大きな粒径を持つ粒子はこれらの粒子により支えられている³⁾。

斜面に存在する堆積物は火砕性のルーズな堆積層を形成している。融雪期にはこの間隙は水で飽和していると考えられる。堆積層の50%を土砂とし、平均粒径が60 μ 粒径に等しいとすると、堆積層の20%が固相として認識されることになる。十勝泥流以前の山腹に存在するルーズな堆積物の空間的な分布の状態が分からないため、発達後の泥流の規模を推定するのに充分発達したと考えられる地点の斜面勾配に対応する平衡濃度をもとに求める。現地の状況から、斜面勾配が約0.17の地点で比較的大きな礫が堆積しており侵食から堆積に傾向が変化しているのが認められ、この付近までで泥流は充分発達していたと考えられる。

発達時の平衡濃度を高橋の土石流の土砂濃度式⁴⁾

$$C = \frac{\tan \theta}{s(\tan \phi - \tan \theta)} \quad , \quad s = \left(\frac{\sigma}{\rho} - 1 \right) \quad \sigma: \text{土砂の密度}, \quad \rho: \text{水の密度} \quad (6)$$

を用いて求める。式中の動的な内部摩擦係数 $\tan \phi$ は土砂濃度の関数であるが、河床のそれが卓越しており、移動床であれば、堆積層の土砂濃度がほぼ一定であることから、ほぼ一定の値(0.75)をとる。 ρ は液相のみかけの密度ではなく水の密度を用いるが、それは、流れのなかで液相として振る舞う平均粒径以下の粒子は流れの中に浮遊しているのではなく、すなわち、間隙水の乱れによって重量が支えられているのではないと考えられるからである。液相として振る舞う粒子は河床近傍では内部摩擦を支配している河床材料としての土砂濃度に寄与するが、流れのなかでは応力は粒子流としての応力が卓越し液相としての応力は無視される。すると、式(6)より充分発達した後の泥流の固相の濃度は、 $C \approx 0.17$ (7) 程度の値となる。火口壁の崩壊土砂の粒度分布と堆積層の粒度分布が等しいとすると、水と土砂、或いは液相と固相の連続条件から、発達後の泥流の規模として総流量が約1740万 m^3 と求まる。この内、侵食を受けた全堆積が1350万 m^3 と非常に大きな侵食を受けたことになる。発達後の泥流のうち、土砂は740万 m^3 、水は1000万 m^3 であり土砂濃度は42.5%となる。

このようにして発生、発達してきた泥流は山腹の表層を削剥してその規模をわずかながら増大させた。

表層剝削の深さは約0.5m程度といわれている。表層剝削域の面積は、ほぼ、0.4 km²であり、固相については動的平衡にあるとして侵食総量が160万m³、そのうち水が100万m³、土砂が60万m³となる。

以上を整理すると表 2. を得る。

5. 美瑛川、富良野川両河川への泥流の分流

充分発達した泥流の美瑛川、富良野川両河川への分流の様子を知るために山腹斜面で2次元の不定流計算を行った。用いた差分は従来よりこの手の計算によく用いられている手法⁵⁾を用いている。

4.までの検討から泥流の総流量については説明されたものの、計算に必要なハイドログラフはまだ決定されていない。泥流のハイドログラフはネバド・デル・ルイスにおけるハイドログラフの推定⁶⁾等を参考に泥流の継続時間を1時間、ピークの位置を12分の位置に持つ三角形で近似する。

図 5. は、氾濫域についての計算結果と従来推定されている氾濫域とを比較したものである。また、両河川への分流のようすをハイドログラフのかたちで表すと図 6. を得る。斜面における氾濫範囲と実績の推定範囲を比較すると、計算結果がやや広い範囲に広がる傾向にある結果となっているが、実績の推定が航空写真の判読から得られているため、実際の氾濫より狭く推定しているであろうことを考えあわせるとよく再現しているということができていると考えられる。また、美瑛川、富良野川両河川への分流流量比は、ほぼ3:7となり従来推定されていた両河川への泥流の分配流量比とよく一致している。また、ハイドログラフ自身の変化はほとんどない。

6. 富良野川での泥流の挙動

5.で分流した泥流の富良野川でのふるまいを調べるため溪流を流下する区間では1次元の不定流計算と河床変動を組み合わせた計算を、上富良野町盆地では2次元の不定流計算を行った。

溪流区間の計算結果を巨礫（粒径約1m）の堆積分布についてまとめ、図 7. に示す。巨礫に対する流量関数はスイス公式を用いた。結果の実績との比較は傾向としては合っている程度で、河床勾配が計算結果を支配しているようである。上富良野町盆地での氾濫の時間的変化の計算結果と実績の推定との比較を図 8. に示す。下流の方で計算結果が広がる傾向にあるが、盆地の標高が十勝泥流以前の地形に比べ、十勝泥流の堆積物により高くなっておりそのため盆地における洪水の調節能力が小さくなっていることも考えられる。計算区間の入口から上富良野町の入口まで約30分で到着しているが、この時間は十勝泥流の実績とほぼ一致している。

7. むすび

十勝泥流を例にとり、火山泥流の発生発達過程の検討、流下、氾濫の過程について検討を加え、再現計算を行った。再現結果と実績の推定値は比較的良好に一致しており、ここで用いた個々の手法は全体としてこれらの現象を説明するのに有効な手法であると考えられる。

最後に、本研究を進めるにあたり、ご協力いただいた関係各位に心からの謝意を表するとともに、積雪調査に多大な協力をいただいたテクノコンサルタンツ株式会社、井上雅之氏に感謝します。なお、本研究の一部は国土庁災害対策総合推進調整費「火山噴火による泥流災害対策確立のための調査」を受けて行われた。記して感謝の意を表します。 【参考文献】

- 1) 山田：山岳地帯を含む北海道の1979-80年冬期における総降雪水量の分布，北海道大学学位論文，1982
- 2) 日本建設機械化協会：新編防雪工学ハンドブック，森北出版1988
- 3) 山野，大同：2 粒径からなる混合粒径粒子流の流動機構，土木学会論文集，第357号Ⅱ-3，1985
- 4) 高橋：土石流の発生と流動に関する研究，京都大学防災研究所年報，第20号B-2，1978
- 5) 岩佐，井上，水鳥：氾濫水の水利の数値解析法，京都大学防災研究所年報，第23号B-2，1980
- 6) 勝井，他：南米コロンビア国ネバド・デル・ルイス火山の1985年噴火と災害に関する調査研究，文部省自然災害特別研究，突発災害研究成果報告書，No. b-60-7，1986

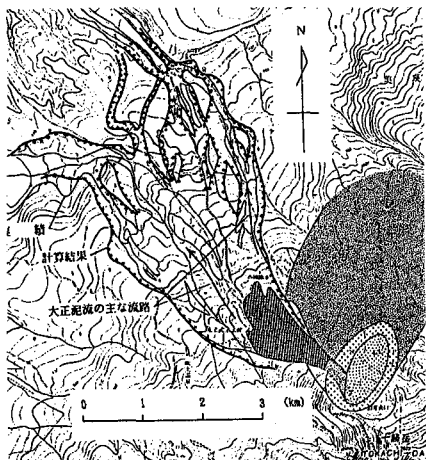


図 5. 山腹斜面における氾濫計算結果

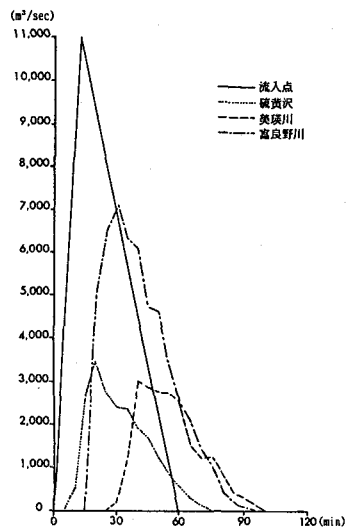


図 6. 分流ハイドログラフの計算結果

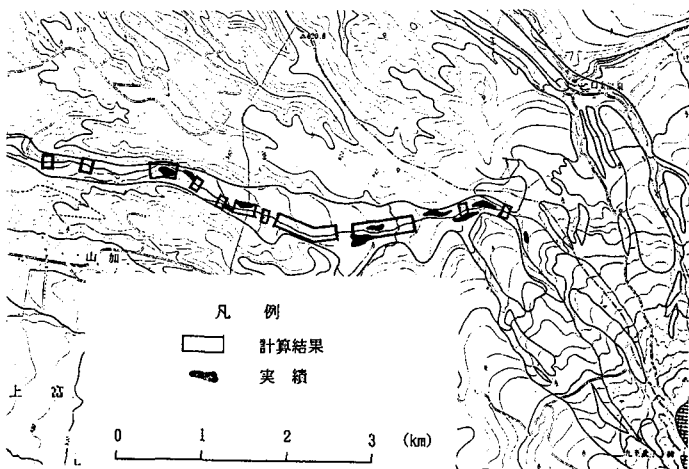


図 7. 富良野川における巨礫の堆積に関する計算結果

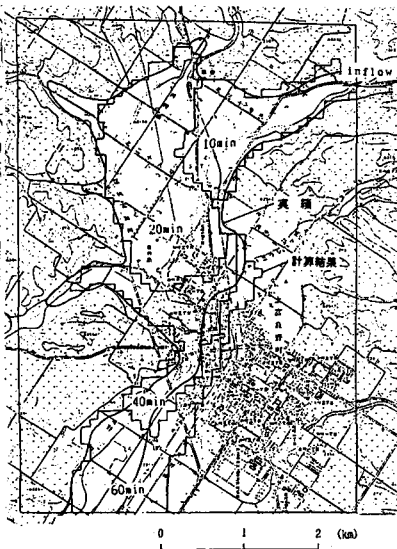


図 8. 上富良野町盆地における氾濫計算結果

表 2. 泥流の発生発達過程

		土 砂			水	合計	土砂濃度	
発生域 (崩壊)	山腹崩壊 融雪	粗粒分	細粒分	計			全体	粗粒分
		260	390	650	—	650	—	—
	計	260	390	650	3,250	3,250	—	—
(侵食)	侵食	2,690	4,040	6,730	6,730	13,460	0.500	0.200
	標高 1000m 地点	2,950	4,430	7,380	9,980	17,360	0.425	0.170
	発達域 侵食	0	615	615	1,025	1,640	0.375	0.000
	標高 900m 地点	2,950	5,045	7,995	11,005	19,000	0.421	0.155

($\times 10^3 \text{ m}^3$)