

7 大正15年十勝岳火山泥流の再現シミュレーション

(財) 砂防・地すべり技術センター ○ 宮本 邦明

(財) 砂防・地すべり技術センター 鈴木 宏

建設省土木研究所

水山 高久

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融雪型火山泥流の発生、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。とほいうものの、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や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、崩壊し高温の土砂がまだ残雪が大量に存在している斜面に供給されることにより、その付近の雪を急速に融解することによって発生した。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。この段階で400万 m^3 未満であった泥流が、美瑛町、上富良野町盆地へと流下した時には、十勝泥流の総流量は約1900万 m^3 にもなっており、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。そのときの氾濫範囲は図1.に示すようである。また、この時の泥流中の土砂量、水量をそれぞれみると、土砂量が約420万 m^3 、水量が1480万 m^3 となり、土砂量についてはほぼ説明がつくものの、水に対しては全く説明がつかないでいる。

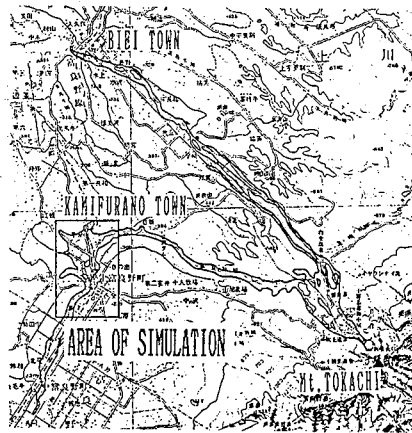


図1. 十勝泥流の氾濫範囲

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、泥流の収支について矛盾のないように説明を試み、シミュレーション手法を用いて十勝泥流の全貌を明らかにすることを試みる。

2. 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、系が複雑で困難であり、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。すると、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_o は、熱量に関する保存則から、簡単に、次のように表せる。

表 1. 融雪に関する諸量

$$W_o = \{(T_s - T) C_s / (q_m + T C_w - T_o C_g)\} W_{so} \quad (1)$$

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_o , T , は、それぞれ、土砂、雪、および融解・混合後の泥流

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)

の温度である。 W_{so} 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、 $T_s \geq T$, $q_m \geq T C_w$, $q_m \geq -T_o C_g$ (2) が成り立つ。

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(2)を考慮して、式(1)は、次のようになる。

$$W_o = T_s C_s / (1 - C_m) q_m \cdot W_{so} \quad (3)$$

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¹⁾、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ると、それぞれ、約65万 m^3 、約300万 m^3 強²⁾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、供給土砂量が65万 m^3 、融雪水量が供給土砂量の5倍の325万 m^3 で、泥流総流量390万 m^3 と求まる。

3. 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火砕物の不安定な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その水中重量を支え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%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況が分からないため、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⁾

$$C = \tan \theta / s(\tan \phi - \tan \theta), \quad s = (\sigma / \rho - 1), \quad \sigma : \text{土砂の密度}, \quad \rho : \text{間隙流体の密度} \quad (4)$$

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。式(4)より充分発達した後の泥流の固相の濃度は、 $C \approx 0.17$ 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、侵食を受けた全体積が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さらにわずかながら増大させた。表層削剥の深さは約0.5m程度といわれている。表層削剥域の面積は、ほぼ、0.4 km^2 であり、固相については動的平衡にあるとすると侵食総量が160万 m^3 、そのうち水が100万 m^3 、土砂が60万 m^3 となる。以上を整理すると表 2. を得る。

4. 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。

3.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3角形で表現する。

図 2. は、氾濫域についての計算結果と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で表すと図 3. 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、実績をよく再現しているといえる。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、ハイドログラフの継続時間、ピークの位置等の特徴に変化は殆どみられない。

5. 富良野川での泥流の挙動

4.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。ここでは、上富良野町盆地での氾濫計算の結果について紹介する。上富良野町盆地での氾濫域の実績の推定との比較を図 4. 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。

6. 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よく一致しており、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します。

〔参考文献〕

1) 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

2) 井上, 大谷, 鈴木, 名越: 火山泥流の発生要因となる積雪水量の推定 — 十勝岳における事例 — ,

平成元年度砂防学会研究発表会概要集,

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, 水島: 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

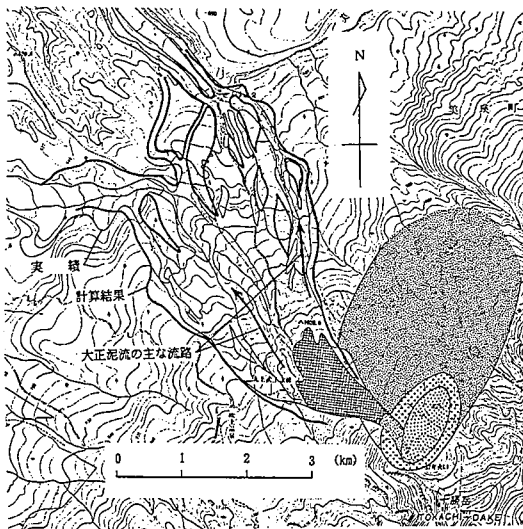


図2. 山腹斜面における氾濫計算結果

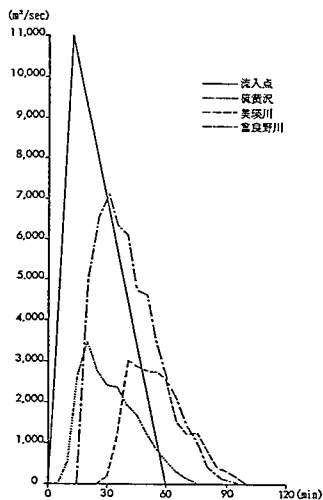


図3. 分流ハイドログラフの計算結果

表2. 融雪に関する諸量

実容積 (×10 ³ m ³)									
区 分		土 砂			水	合 計	土砂濃度		
		粗粒分	細粒分	計			全体	粗粒分	
発生域 (崩壊)	山腹崩壊 融雪	260	390	650	— 3,250	650 3,250	—	—	
	計	260	390	650	3,250	3,900	0.167	0.067	
(侵食)		侵食	2,690	4,040	6,730	6,730	13,450	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	

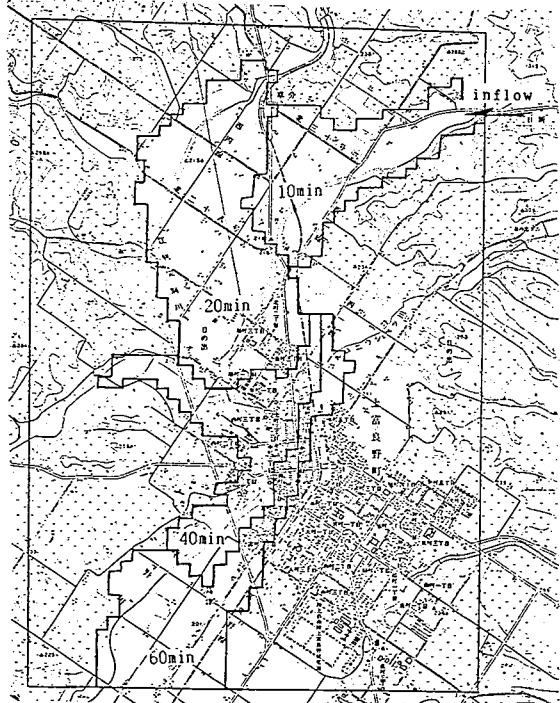


図4. 上富良野町盆地における氾濫計算結果