



Title	大正15年十勝岳泥流発生時の積雪水量について
Author(s)	山田, 知充; YAMADA, Tomomi; 立花, 義裕 他
Citation	低温科学. 物理篇, 48, 41-49
Issue Date	1990-03-12
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18582
Type	departmental bulletin paper
File Information	48_p41-49.pdf



Tomomi YAMADA and Yoshihiro TACHIBANA 1989 The Estimation of the Distribution and Total Amount of Water Equivalent of Snow on the Running Area of Mudflow Generated by the Volcanic Eruption of Mt. Tokachi, Hokkaido on 24 May, 1926. *Low Temperature Science, Ser. A, 48.* (With English Summary p. 49)

大正 15 年十勝岳泥流発生時の積雪水量について*

山 田 知 充

(低温科学研究所)

立 花 義 裕

(北海道大学大学院理学研究科)

(平成元年 11 月受理)

I. はじめに

昭和 63 年 (1988 年) 12 月 16 日に始まった十勝岳の噴火活動は、大正 15 年 (1926 年) 5 月 24 日、十勝岳噴火に伴って発生した火山泥流による大災害の悪夢が思い出され、再度の泥流被害発生が強く懸念された。

大正泥流は、富良野川、美瑛川の川筋に沿って流れ下り、その流路に沿った森林・田畑・民家を押し流し、山麓の中富良野・美瑛地区にまで達し、死者 144 名に及ぶ被害を発生させた¹⁾。一般に、火山泥流は火山碎屑物・崩壊山体・流路に沿う地表の土石といった固形物と水との混相流で、泥流が発生するためには多量の水の関与が必要不可欠である。大正 15 年泥流の総容積は $19.3 \times 10^6 \text{ m}^3$ 、泥流に関与した水の総量は富良野川で $7.4 \times 10^6 \text{ m}^3$ 、美瑛川で $4.0 \times 10^6 \text{ m}^3$ 、合計 $11.4 \times 10^6 \text{ m}^3$ であったと見積られている²⁾。大正泥流は火山碎屑物降下地域の積雪の急激な融解によって発生した可能性が強く指摘されているものの、積雪の融解によって生じた水量の正確な見積については当時の泥流掃過斜面上に堆積していた積雪量に関する資料がないため、まだ曖昧なまま残されている。泥流は、噴火の 25—26 分後に 25 km 離れた上富良野に到達しており、時速約 60 km の高速で流れ下っている。泥流に含まれる水を積雪の融解に求めるとすると、積雪は非常な高速で融解したと考えない訳にはゆかない。

噴火に伴う泥流の発生因子として積雪の役割を評価する上で、積雪が泥流に含まれる水の供給源として十分な量だけあったかどうかと、積雪が如何なる機構で高速融解し得るのかの 2 点が重要であろう。

今回の十勝岳噴火後から、泥流斜面にどの程度の水が積雪として堆積しているかを見積るために、直ちに現地偵察が行われ、翌 1989 年 1 月から本格的な積雪量の観測が開始された。現地調査は 1988 年 12 月 26 日、1989 年 1 月 24 日、2 月 7 日、3 月 2 日、5 月 9 日、6 月 3 日及び 6 月 22 日に実施された。その結果、各観測時期について、大正泥流が掃過した斜面上の積雪が全て融解したと仮定した場合の融解水量が概算された³⁾。ここでは、今年の観測によ

* 北海道大学低温科学研究所業績 第 3310 号

て明らかになった十勝岳泥流斜面の積雪水量の高度分布特性及び融解が始まってからの融雪水量と積算暖度との関係を観測した結果から、すでに融雪期に入っていた大正泥流発生時の積雪水量分布を再現する。次いでそれが全て融解し泥流に寄与したとした場合の融雪水量を、村野他²⁾が泥流の規模から見積った水量と比較し、積雪の泥流発生に果たす役割を評価する。

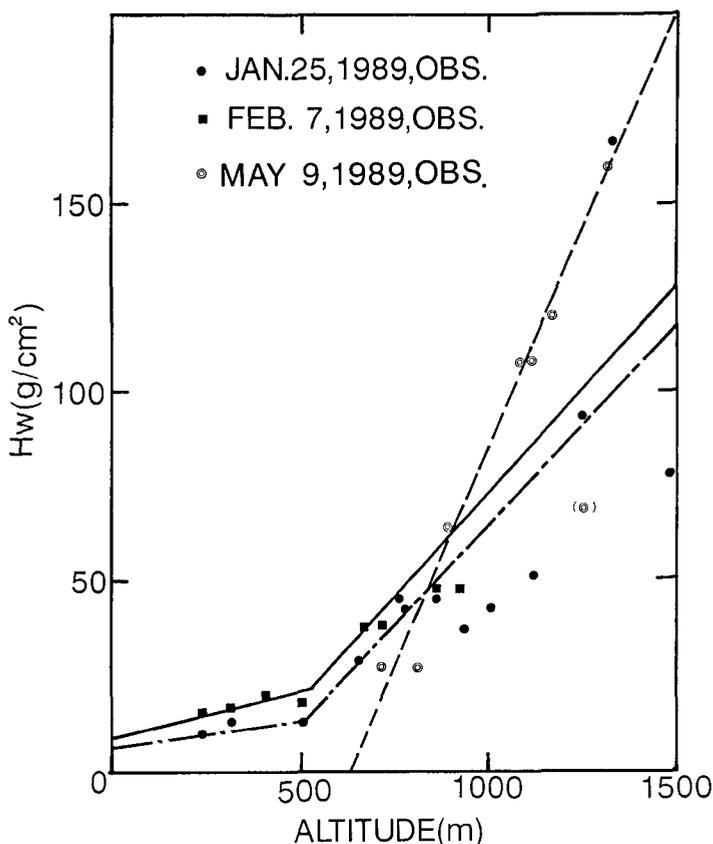
II. 十勝岳泥流斜面の積雪分布特性

標高の高い地点ほど、根雪になる時期は早く融雪の開始時期は遅れる、また一降りの降雪量も標高の高い地点ほど多い。そのため、一般に標高が高いほど積雪水量は多い。十勝岳泥流斜面から約 35 km 北方にある大雪山旭岳西斜面で長年にわたって実施された積雪水量の高度分布観測の結果、積雪水量は、積雪の堆積期・消耗期を通して高度の増加と共に直線的に増加しており、また、一降雪毎の降雪水量も高度と共にほぼ直線的に増加しているという事実が見いだされている。ただし、このような簡単な積雪水量の直線高度分布は、降雪が斜面に堆積後、風などで移動することの無い樹林帯でのみ成り立ち、手稲山や石北峠、中山峠、狩勝峠他の峠両側の斜面、本州の白山においても確認されている(例えば Yamada, 1982⁴⁾)。

一方、十勝岳の泥流斜面は度重なる火山活動のため樹林帯は貧弱で、標高約 750 m 以上の斜面は高山裸地帯のような景観を呈している。冬期の降雪や積雪は風によって常に移動し、起伏の多い地形の凹部に厚く吹き溜り、凸部の積雪は吹き払われ、非常に複雑な積雪分布を示す。1月、2月の積雪観測結果を見ると、第1図に示したように、高度 500 m から高度約 750 m までの樹林帯では積雪水量に明瞭な直線高度分布が認められる。それより上部の起伏の多い裸地斜面は、雪に覆われて全体の地形が緩やかになっているため、雪面下の地面の地形が分からず、各高度の平均値を示す様な代表測点位置の選定が困難であった。そのため、測定結果は大きくばらついた。融風期に入っている5月には、雪の少ない凸部の積雪は融け去り、地表が露出しているので、吹き溜り地形と吹き払い地形の分布が明瞭に分かる。そのため、各高度での平均的な積雪水量を比較的正確に測定することができた結果、5月の積雪水量は図のように直線的な高度分布を示した。山地斜面の融雪水量は殆ど高度にかかわらず一定であることが知られているので⁴⁾、5月の結果は堆積末期、融雪開始直前の積雪水量が直線高度分布を示していたことを意味している。このことは1月、2月も平均積雪水量は直線高度分布をしていたことを強く示唆するものである。従って、1月、2月の泥流斜面各高度の平均積雪水量は750 m までの直線高度分布をより上部に外挿した値で近似しても大きな誤りはないと考えられる。すなわち、十勝岳泥流斜面がもし樹林帯で覆われておれば、積雪水量は大雪山と同様に高度と共に直線的に増加しているに違いないと見なすことができる。なお積雪水量の観測値から見ると(第1図)、十勝岳の山地斜面は高度 500 m から始まっている。

III. 解析手順

ここでは、1988/89年冬期の十勝岳泥流斜面について以下の解析を行う。①山麓の気温資料から斜面各高度の気温を高度減率 $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ として推定し、②各高度で気温が 0°C 以下の時期に降雪があると考えて、根雪開始日 (t_b) と融雪開始日 (t_e) を推定する。③上で推定した



第1図 1989年1月, 2月, 5月の十勝岳泥流斜面の積雪水量高度分布

各高度の降雪期間中に降り積もった積算降雪量 $P(z, t)$, すなわち実測した各高度での積雪水量が山麓の積算降雪量 $P(z_0, t)$ の何倍あるかを各高度毎に調べる。即ち,

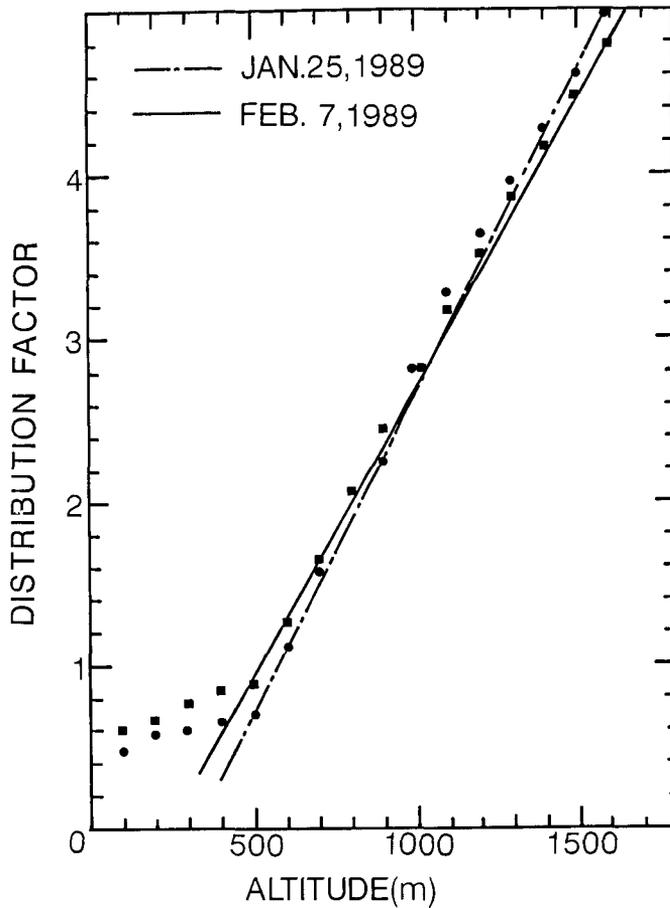
$$P(z, t) = \alpha P(z_0, t) \tag{1}$$

の α を求める。ある斜面については α の値は一般に高度に関する一次関数となり、 t_0 からの積算期間が1月以上になると、降雪期間を通してほぼ一定値になることが知られており、山地斜面における降雪分布係数と名付けられている⁴⁾。斜面が変わると、むしろ α の値も異なることは云うまでもない。山麓の気温と降水量資料として、十勝岳泥流斜面に最も近い上富良野のアメダスデータの日値を使う。斜面各高度の積算降雪量は1月と2月の実測値から推定した第1図の直線高度分布で決まる値を用いる。次いで、④ t_0 以降の融雪水量 M を融雪期間の積算暖度 ΣT に比例するとして推定する。即ち,

$$M = k \Sigma T. \tag{2}$$

融雪係数 k の値は5月から6月にかけて実施した融雪観測の実測値を適用する。

大正15年(1926)も昨冬(1988/89)と同様に降雪・融雪機構も含めた気象現象の仕組みは変わらない、即ち、ここで見いだされた α 値及び k 値が大正14/15年の降雪期・融雪期にも成



第2図 1989年1月と2月の降雪分布係数 α の高度分布

り立っていたと仮定すると、各高度の降雪期間中 ($t_b \sim t_e$) に降り積もった降雪量の積算値—最大積雪水量 H_{wmax} と、各高度が融雪期に入ってから泥流の発生した5月24日までの融雪水量 M を上富良野の気温と降雪量から推定でき、従って、5月24日の各高度に解け残っていた積雪水量 ($H_{wmax} - M$) を推定することが出来る。

大正14/15年の十勝岳付近の気温・降水量観測は旭川で行われ、上富良野では観測されていないので、⑤1988/89年の旭川の日降水量 (P)・日平均気温 (T) と上富良野の $P \cdot T$ の間の関係式を導き、この関係が大正14/15年にも成り立っていたと仮定して、大正14/15年の上富良野の P, T を旭川の観測値から推定する。

IV. 1988/89年冬期の観測値による各種係数・関係式の導出

高度100m毎に、1988年初冬に各高度が積雪期に入ってから時期 t までの積算降雪量、すなわち時期 t の積雪水量 $P(z, t)$ と、その間の上富良野の積算降雪量 $p(z_0, t)$ から α 値を求め、高度の関数として第2図に示す。1月までと2月までの積算値で求めた α 値には図のように大

きな違いはなく、

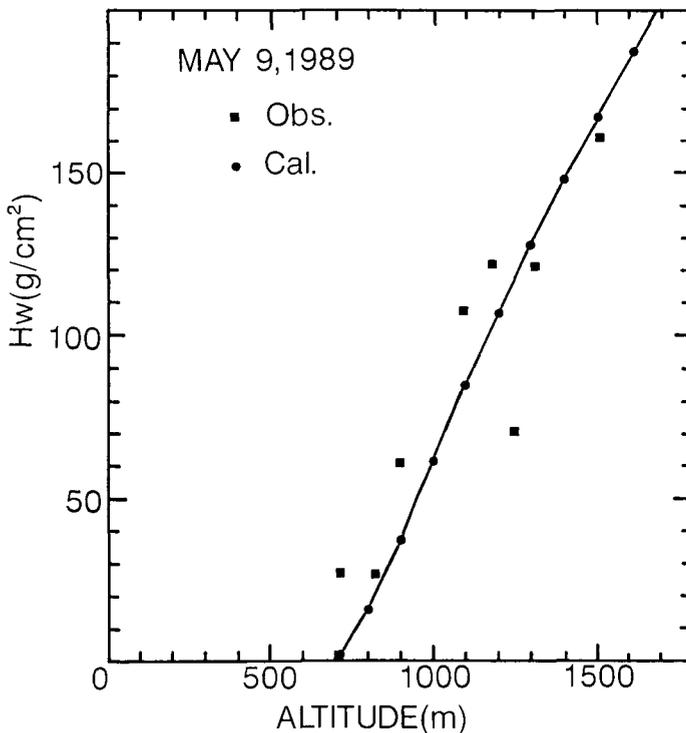
$$\alpha(z) = 3.5 \times 10^{-3} z(\text{m}) - 0.8 \quad (3)$$

のように高度に関する一次関数で近似できる回帰直線が得られた。

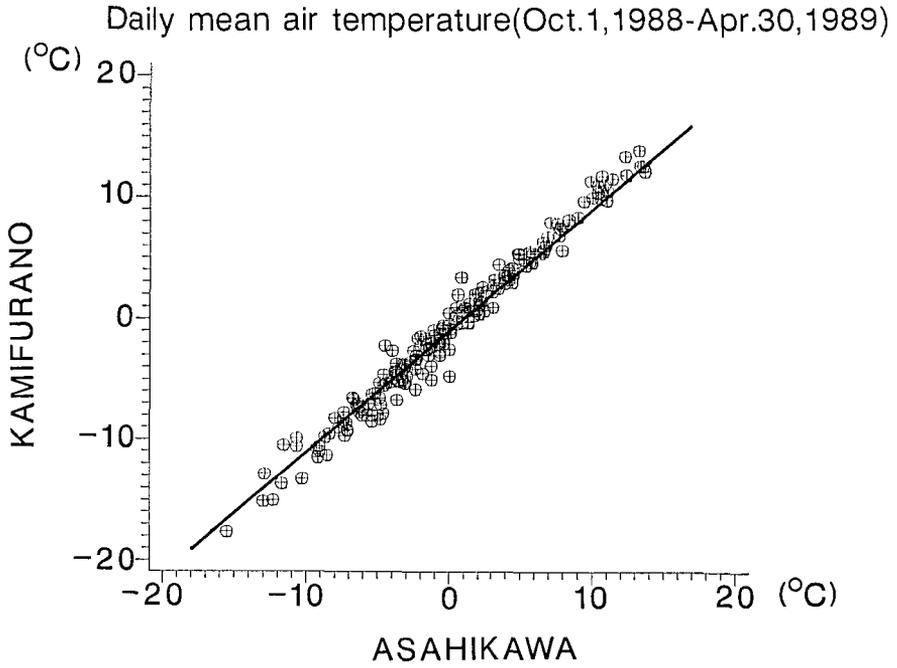
融雪係数 k は、十勝岳中腹 (標高 1040 m) において 1989 年 5 月 9 日から 6 月 3 日にかけて温度と積雪深を自記計で測定し、これに融雪進行部分である表面層の平均密度の実測値から求めた。その結果、約 1 カ月間の積算暖度は $169.2^\circ\text{C}\cdot\text{day}$ 、融雪による表面低下量は 173 cm、その間の平均密度 $0.57\text{g}/\text{cm}^3$ から、 $k=0.58\text{g}/(\text{cm}^2\cdot^\circ\text{C}\cdot\text{day})$ を得た。

これらの値の信頼性を評価するため、ここで得られた α 値と k 値を用い、1988/89 年の上富良野の気温・降水量資料のみから 5 月 9 日の残雪分布を計算し、第 3 図のように実測値と比較した。5 月 9 日には既に斜面凸部の地表面が出ており、凹部の残雪域で観測したため、若干多めの観測値を得たことになる。一方、計算では凸凹のある斜面に布団をかぶせた様に平均的に積雪が推積している場合の値を算出している。そのため計算値が観測値よりも若干少ない傾向が認められる。また雪線高度の計算値も観測値とほぼ等しかった (約 700 m)。結果としてこれらの係数を用いた計算は実際の積雪水量分布を良く再現することができることが分かった。

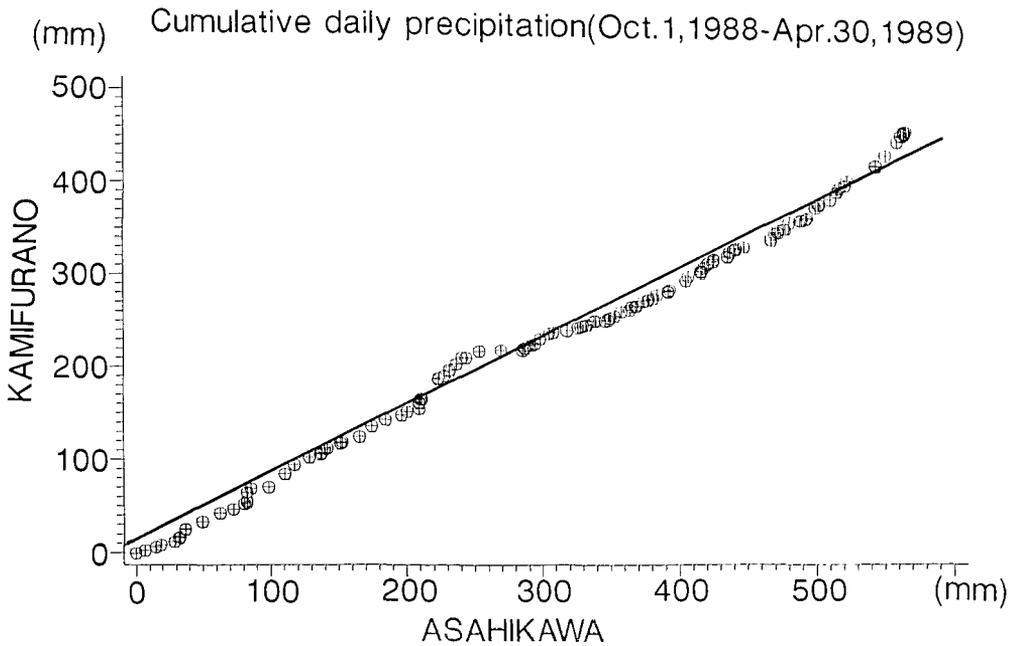
1988/89 年の旭川地方気象台と上富良野アメダス観測点の 10 月 1 日から 4 月 30 日の日平均気温 T と積算降水量 ΣP の関係を求めたところ、第 4 図 a, b に示すように両者に直線近似できるような関係があり、回帰直線



第 3 図 1989 年 5 月 9 日の積雪分布の観測値 (■) と計算値 (●)



第4図 a) 旭川と上富良野の日平均気温の関係



第4図 b) 積算降水量, 他は a) と同じ

$$T(\text{上富良野}) = 1.0 T(\text{旭川}) - 0.7(^{\circ}\text{C}) \quad (4)$$

$$\Sigma P(\text{上富良野}) = 0.8 \Sigma P(\text{旭川}) + 0.8(\text{mm}) \quad (5)$$

が得られた。

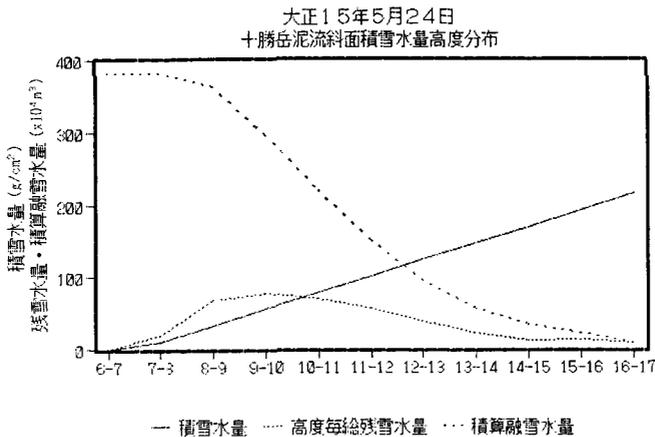
V. 大正 15 年 5 月 24 日の積雪水量

大正 14/15 年の旭川の気温と降水量から上富良野のそれらを推定し、上富良野の気温から気温の高度減率を勘案して、十勝岳泥流斜面上各高度における根雪開始及び融雪開始時期を求め、降雪期間中の各高度の積算降雪量（即ち、最大積雪水量 H_{wmax} ）を上富良野の同期間の積算降雪量を $\alpha(z)$ 倍することによって推定する。次いで、融雪開始時期から泥流の発生した 5 月 24 日までの融雪水量 (M) を、その間の各高度の積算暖度を k 倍することによって求める。これらの差が残っている積雪水量 H_S であり、

$$H_S = (H_{wmax} - M) \text{ (g/cm}^2\text{)} \quad (6)$$

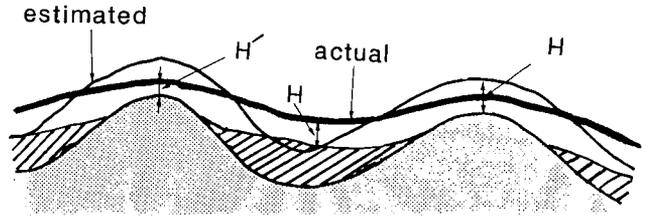
から 5 月 24 日の積雪水量の高度分布を推定した。その結果を第 5 図に実線で示す。大正 15 年 5 月 24 日の残雪域は高度 700 m 以上にあったと推定される。一方、100 m の等高線に挟まれる高度差 100 m 毎の泥流掃過面積 S を、北海道防災会議刊行の「十勝岳大正 15 年 5 月 24 日の噴出物の分布および泥流の流路」図¹⁾ から求め、泥流の流路上の残雪水量 $S(H_{wmax} - M)$ を推定したものが第 5 図の点線である。泥流の流下と共に泥流掃過面積上の積雪がすべて融解したとした場合の、噴火口から下部にかけて順次積算した融雪水量の値を破線で第 5 図に示す。この様にして、泥流の流下に伴って全て融解したとした場合の全融雪水量は $3.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ と見積られた。これは堆積した泥土の量や推察された泥流波形などから村野他²⁾ によって見積られた泥流中に含まれていたと考えられる水量 $11.4 \times 10^6 \text{ m}^3$ に比べるとその約 1/3 に当たる。

今回の見積りは起伏に富む泥流斜面の凹凸地形にかかわらず一様に H だけ堆積しているとした場合の積雪の全融解水量である。実際には第 6 図に太い実線で示したように、積雪は凸



第 5 図 大正 15 年の泥流発生日における十勝岳泥流斜面の積雪水量（実線）、高度差 100 m 毎の泥流掃過面積上の総残雪水量（点線）及び噴火口から下部にかけて残雪水量を順次積算した融雪水量（破線）

地に殆ど堆積せず、凹地には多量に吹き溜っている。一様に堆積している場合には、 H だけ融けると積雪は全て融け去り、地面は一斉に露出する。現実の斜面では、 H' だけ融けると地表面が露出し始め、その付近の平均積雪水量である H だけ融けてしまってもまだ凹部には斜線で示した積雪が融け残る。



第6図 凹凸のある山地斜面上での積雪分布の概念図

泥流は重力によって主に地形の凹部に沿って流れ下るので、この残雪は泥流に取り込まれる水量となる。この効果は凹凸地形が発達していて、積雪の凹部への吹き溜りが激しく、不均一に堆積しているほど大きい。村野他²⁾の見積には、泥流の流路となった美瑛川および富良野川の河川の水量も含まれている。大正泥流発生日の前日から降水があり、泥流発生時点までに約 50 mm の降水量があったことが記録されているので河川には融雪水に加えて雨水も流入し、流量が多かったと思われる。以上の2点から、現実の泥流に寄与する水量は今回見積った水量より確実に多くなることを定性的に説明することはできるが、量的に評価することは難しい。

もし村野ほかの見積った水量が、実際に泥流に寄与した水の総量であると見なすと、その量は、ここで述べた方法で見積った積雪の全融解水量の大略3倍程度であると言える。我々の方法によると、上富良野の気温と降水量の資料さえあれば、任意の時期の積雪水量あるいは残雪水量の高度分布を計算によって求めることが出来る。任意の時期の泥流に寄与する水量としては、起伏地形の風の営力による積雪の不均一分布の効果と河川の流水が加わっても、我々の推定値のおよそ3倍程度と見当を付けることができよう。

十勝岳泥流斜面における積雪調査は、低温科学研究所雪害部門の清水弘教授（現凍上学部門）、同秋田谷英次助教授（現教授）と共に実施された。調査には同研究所気象部門の成瀬廉二助教授（現雪害部門）、融雪科学部門の本山秀明助手（現国立極地研究所）及び大学院学生の河島克久氏（現鉄道総合研究所）、同村上茂樹氏をはじめ多くの方々の助力を仰いだ。また現地では美瑛町十勝岳噴火防災本部、大雪青年山の家にて調査の便宜をお計りいただいた。ここに記して、深甚なる謝意を表します。

本研究に用いた経費の一部は、文部省科学研究費補助金突発災害研究「十勝岳噴火による災害の研究（研究代表者勝井義雄）」と同一般研究（B）「雪渓の水循環に関する水文学的研究（研究代表者山田知充）」によった。

文 献

- 1) 北海道防災会議 1971 十勝岳，火山地質・噴火史・活動の現状および防災対策．北海道における火山に関する研究報告書，136 pp.
- 2) 村野義郎 1965 十勝岳の土石流．新砂防，59，14-23.
- 3) 清水 弘・秋田谷英次・山田知充・新谷 融 1989 十勝岳火山噴火と融雪泥流—大正泥流域内の積雪

水量一. 文部省科学研究費 (No. 63115054) 突発災害調査研究成果 (研究代表者勝井義雄), 91-97.

- 4) Yamada, T. 1982 Studies on accumulation-ablation processes and distribution of snow in mountain regions, Hokkaido. *Contr. Inst. Low Temp. Sci., Ser. A*, **31**, 1-33.

Summary

Due to the mudflow generated on 24 May, 1926 resulting from the rapid snowmelt occurred by the eruption of Mt. Tokachi, located in the central part of Hokkaido, serious damages were suffered in the forest and villages in the western side of the mountain. On 16 December, 1988, Mt. Tokachi was erupted again. The damages by mudflow were feared because snow was already deposited on the slope and it would increase by a successive accumulation during winter with the lapse of time. Thus a snow survey was made through the accumulation and ablation seasons from January to June, 1989 to monitor the amount of water equivalent of snow on the slope (Fig. 1). In the ablation season, we observed the relationship between air temperature and the amount of snowmelt.

The characteristics of snow distribution along the slope were determined as the result of the above field studies. The amount of water equivalent of snow (H_w) increases linearly with increasing altitude. H_w at given altitude, z , can be estimated by multiplying the amount of precipitation measured at the foot of the mountain by an empirical snow distribution factor, α , where α is expressed as $3.5 \times 10^{-3}z$ (m) - 0.8 (Fig. 2). Also, regarding the characteristics of snow melting, we found that the amount of snowmelt, M , can be calculated by the cumulative daily mean air temperature, ΣT_a , after ablation season as $M = 0.6 \times \Sigma T_a$ (g/cm²/degree day). Air temperature at a given altitude is estimated from that measured at the mountain foot by assuming the altitudinal lapse rate to be 0.6°C/100 m.

By using the above characteristics discovered in 1989, we estimated the distribution and the total amount of water equivalent of snow on the running area of the mudflow which occurred on 24 May, 1926. The results are shown in Fig 5. If we assume that all snow on the running area of the mudflow was melted immediately, the total amount of meltwater, which generated the mudflow, was estimated to be 3.8×10^6 m³. The value is one third of the total amount of water included in the mudflow evaluated by the various traces of the mudflow.