

大正15年十勝岳泥流発生時の融雪水量について
山田知充・立花義裕（北大・低温研）

1. はじめに 昭和63年(1988)12月16日に始まった十勝岳の噴火活動は、大正15年 5月24日の十勝岳噴火に伴って発生した火山泥流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、火山砕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見積については、当時の泥流掃過斜面に堆積していた積雪量に関する資料がないため、未だ、曖昧なまま残されている。

今回の十勝岳噴火後の観測によって明らかになった十勝岳泥流斜面の積雪量、及び融解が始まってからの融雪量の観測結果から、大正泥流発生時の積雪水量分布を再現する。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日および8月3日に実施された(清水他, 1989, 文部省科学研究費突発災害成果: 「1988年十勝岳火山噴火の推移、発生機構および社会への影響に関する調査研究」参照)。

2. 山地斜面積雪の分布特性 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量は多く、且つ高度の増加と共に直線的に増加する(Yamada, 1982, Contributions from the Inst. Low Temp. Sci)。ただし、この様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つ。

一方、十勝岳の泥流斜面は火山活動のため標高約750m以上は高山裸地帯のような景観を示し、降雪や積雪は風によって移動し、積雪は非常に複雑な分布を呈している。1月、2月の積雪観測結果を見ると、図1に示したように、約750m以下の樹林帯では積雪水量に明確な直線高度分布が認められるが、それより上部では各測定高度の平均値を示す様な代表測点位置の選定が困難なため、測定結果は大ききばらついた。しかし 5月には、雪の堆積量が四部に比べて少ない凸部の積雪は融解し去り、地表が露出していたので、各高度地点の平均的な積雪水量を比較的正確に測定でき、図のように積雪水量の直線高度分布が得られた。これらの結果から、1月、2月も各高度の平均積雪水量は750mまでの直線高度分布の外挿値で近似しても大きな誤りはないと見なせる。

3. 計算法及び手順 ここでは、大正15年(1926)も昨年(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と仮定して議論を進める。1988-89冬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

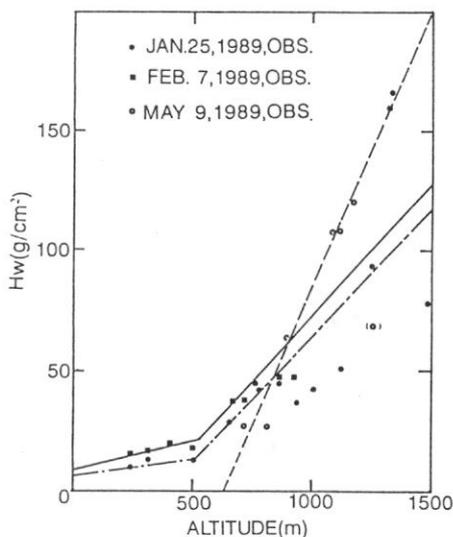


図1 1988年1月, 2月, 5月の十勝岳泥流斜面での高度別積雪水量。なお山地斜面は標高500mから始まっている。

'C/100m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、根雪開始日と融雪開始日を推定する。③第2章でのべたように、高度 z における時期 t の積算降雪量 $P(z, t)$ は平地 $z=0$ の積算降雪量 $P(0, t)$ の α 倍である。即ち、 $P(z, t) = \alpha(z, t)P(0, t)$ とおける。 α は積算期間が1カ月以上になると積算降雪量に対しては z のみの1次関数となり ($\alpha(z)$)、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(Yamada, 1982)。④融雪量 $M(z, t)$ は融雪期間の積算暖度 $\Sigma T(z, t)$ に比例するとして推定する。即ち、 $M(z, t) = k \Sigma T(z, t)$ 。⑤残雪水量 $R(z, t)$ は、積算降雪量と融雪量の差、 $P(z, t) - M(z, t)$ から求める。

1988-89年の観測データから $\alpha(z)$ 、 k の値を求めることによって、山麓の気温と降水量から、過去の任意の時期の各高度での残雪水量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、山麓の上富良野では観測されていないので、⑥1988-89年の旭川の日降水量 (P)・日平均気温 (T) と上富良野の P ・ T の間の関係式を導き、当時の上富良野の P ・ T を推定する。

4. 1988-89年の観測値による各種係数・関係式の導出 高度100m毎に、1988年初冬に各高度で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 $p(0, t)$ から α 値を求めたところ、1月までと2月までの積算値で求めた α 値には大きな違いはなく、 $\alpha(z) = 3.5 \times 10^{-3} z(m) - 0.8$ のように z の1次関数で近似できる回帰直線が得られた(図2)。

融雪係数 k は、十勝岳中腹(標高1040m)において5月9日から8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測定値から求めた。その結果、 $k = 0.58 \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{C} \cdot \text{day})$ を得た。

また、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 と積算降雪量 P の関係を求めたところ、

両者には直線近似できるような関係があり、回帰直線

$$T(\text{ミヅノ}) = 1.0 T(\text{アヒカ}) - 0.7 (\text{°C}),$$

$$P(\text{ミヅノ}) = 0.8 P(\text{アヒカ}) + 0.8 (\text{mm}) \text{ が得られた。}$$

5. 大正15年 5月24日の残雪水量 大正14-15年の旭川の気温と降水量から 泥流発生日5月24日の残雪量を推定した結果が図3の破線である。泥流発生日の残雪域は高度700m以上にあったと推定される。一方、100mの等高線に挟まれる高度差100m毎の泥流掃過面積 Sを、北海道防災会議：北海道における火山に関する研究報告書第1編(1971)の付図「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」から求め、泥流の流路上の積雪の水量を推定したものが図3の実線である。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解水量の値を一点鎖線で図3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解水量は $3.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ と見積られた。

今回の見積りは起伏に富む泥流斜面の凹凸地形にもかかわらず一律に堆積しているとした場合の積雪の全融解水量である。実際には積雪は凸地に殆ど堆積せず、凹地には多量に吹き溜っている。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、不均一に堆積するほど大きい。また、大正泥流発生日の前日から降水があり、泥流発生日時点で約50mm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解水に加えて降水も流入し、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。

堆積した泥土の層や推察された泥流波形などから村野(新砂防 Vol.18, 1965参照)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、今回の見積はその約 1/3に当たる。村野の見積った水量が、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。従って、起伏地形と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。

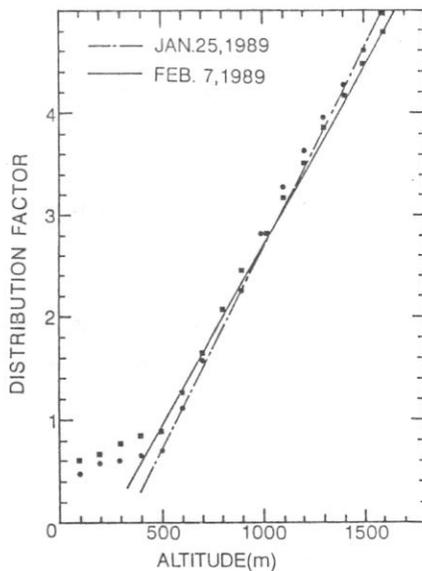


図2 1988年1月と2月の各高度に対する降雪分布係数 α

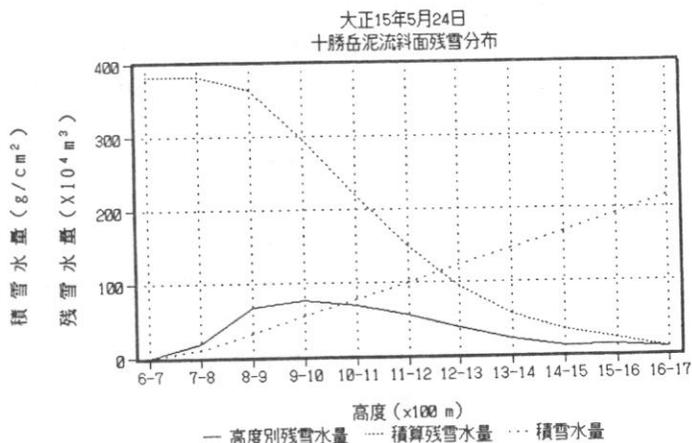


図3 大正15年の各高度別残雪水量(g/cm^2)と泥流上の積雪の水量($\times 10^4 \text{ m}^3$)、及び噴火口から下部にかけての積算融解水量($\times 10^4 \text{ m}^3$)