

豪雪と雪崩災害

山 田 穰*

Heavy Snowfall and Avalanche Disasters

Yutaka YAMADA *

Abstract

Heavy snow areas in Japan are located in the central part of the Honshyu Island along the Japan sea, where is warm compared to the Hokkaido and the north part of the Tohoku district. In this report, the disastrous avalanches during the heavy snow fall winters, lately occurred in succession in Niigata prefecture, are discussed.

The Japanese Islands elongate from north to south, and amount of snowfall and its properties, such as snow are crystals and density is different depending on latitude. Therefore, avalanche release, one of the snow phenomena, is different in time and location. For full-depth avalanches, for example, one peak was found in April in Hokkaido. In Niigata the maximum was in February.

The types of disastrous avalanche were dry full-depth slab avalanches and/or dry surface slab avalanche. In high latitude and cold regions, the avalanche release mechanism is weakening of supporting force caused by depth hoar in the middle or bottom layer. However, in Niigata prefecture it was the increase of driving force caused by heavy snowfall.

For large scale surface avalanches the weak layer was not depth hoar but a thin wet granular snow sandwiched between dry snow layers. If the wet snow freezes into a dry snow, its strength increased and the surface avalanche could not released on such a slope. Comparisons of simulations of internal frozen in field moving observations revealed that the wet granular snow can be freezed at some situations.

Avalanches denude and take in the snow in the steep slope, and sedimentation starts at the gentle slope. The zone of deposit has been morphologically defined as the zone where snow debris exists. Here, using the mass balance of denudation and sedimentation, a kinematic definition for the zone of deposit was proposed. From observation, for fulldepth avalanches, length of the zone of deposit by both definition was approximately equal. On the other hand, for surface avalanches, the length by the kinematic definition was longer than the morphological one.

If the avalanche starts from the same starting zone, the avalanche track in heavy snow winter is longer than the normal year, and track itself is also different. Therefore, catastrophic avalanche disasters occur in the heavy snowfall winter.

* 国立防災科学技術センター長岡雪氷防災実験研究所

National Research Center for Disaster Prevention, Nagaoka Institute of Snow and Ice Studies.

I. ま え が き

雪崩にはいくつかの種類があり、その発生の機構や条件・時期がそれぞれ異なる。日本雪氷学会の雪崩分類(日本雪氷学会 1970)では、雪崩を発生区の状態により分類する。形態の要素は、(1) 雪崩発生の形(点発生と面発生)と(2) 雪崩層の雪質(乾雪と湿雪)、(3) すべり面の位置(表層と全層)の3要素である。それぞれ2分類からなるこれらの3要素で雪崩进行分类すると組合せの計算上は8種類となるが、全層雪崩には点発生系が存在しないので実際は表1の6種類となる。

これらの6種類の雪崩のうち、降雪時またはその直後に発生する雪崩は乾雪系の雪崩3種類であり、融雪期または降雪が止んで次の降雪の間の暖期に発生する雪崩は湿雪系の雪崩3種類である。また、主に災害をもたらすのは面発生湿雪表層雪崩を除く面発生系の雪崩の3種類である。その中で特に大規模な雪崩となりうる乾雪面発生系の2種類、すなわち面発生乾雪表層雪崩と面発生乾雪全層雪崩の2種類が、豪雪時に多発し大災害をもたらす。

新潟県中魚沼郡津南地方に伝承されることわざに「大雪年の小なで(雪崩)、小雪年の大なで(雪崩)」がある。これは大雪の年には小さい全層雪崩が多く、小雪の年には大きな雪崩が出るといったもので、この場合の雪崩の種類は新潟地方の方言で言えば「なで」すなわち面発生湿雪全層雪崩である。大雪のときは前述のように乾雪系の雪崩すなわち方言で「あわ」が多発する。本稿では乾雪系面発生雪崩の特性について主として述べる。

II. 雪崩災害の統計と気象・降積雪

図1は主として地方新聞を情報源とした過去の災害雪崩統計資料から、北海道・東北地方(新潟県を含む)で発生した災害雪崩の地理的分布ならびに発生件数と最深積雪との関係を示したものである(NAKAMURA *et al.* 1987)。雪崩の発生は、豪雪地帯である日本海沿岸の東北地方南部に集中している。また、災害雪崩は最深積雪がある量を越えると発生し、全体としてみると最深積雪にほぼ比例して増加している。このことから積雪の深さは雪崩発生の主要因であり、したがって、豪雪時には雪崩が多発することが理解されよう。

それでは次に、豪雪時にはどんな種類の雪崩が多発するのであろうか。豪雪は、一般に大きな降雪強度が持続することによってもたらされる。したがって、豪雪時には積雪の増加すなわち雪崩の駆動力の増大によって発生する表層雪崩や面発生乾雪全層雪崩の多発が予想される。農林省森林総合研究所十日町試験地の資料によると(新潟県 1986)、全層雪崩は晴天・曇・雨の時に76%発生しているのに対し、表層雪崩

表1 雪崩の分類名称(日本雪氷学会 1970)。

Table 1 Japanese Classification of Snow Avalanches (Japanese Society of Snow and Ice 1970).

		なだれ発生の形		
		点発生	面発生	
なだれ層の雪質	乾雪	点発生 乾雪表層なだれ	面発生 乾雪表層なだれ	面発生 乾雪全層なだれ
	湿雪	点発生 湿雪表層なだれ	面発生 湿雪表層なだれ	面発生 湿雪全層なだれ
		表層		全層
		すべり面の位置		

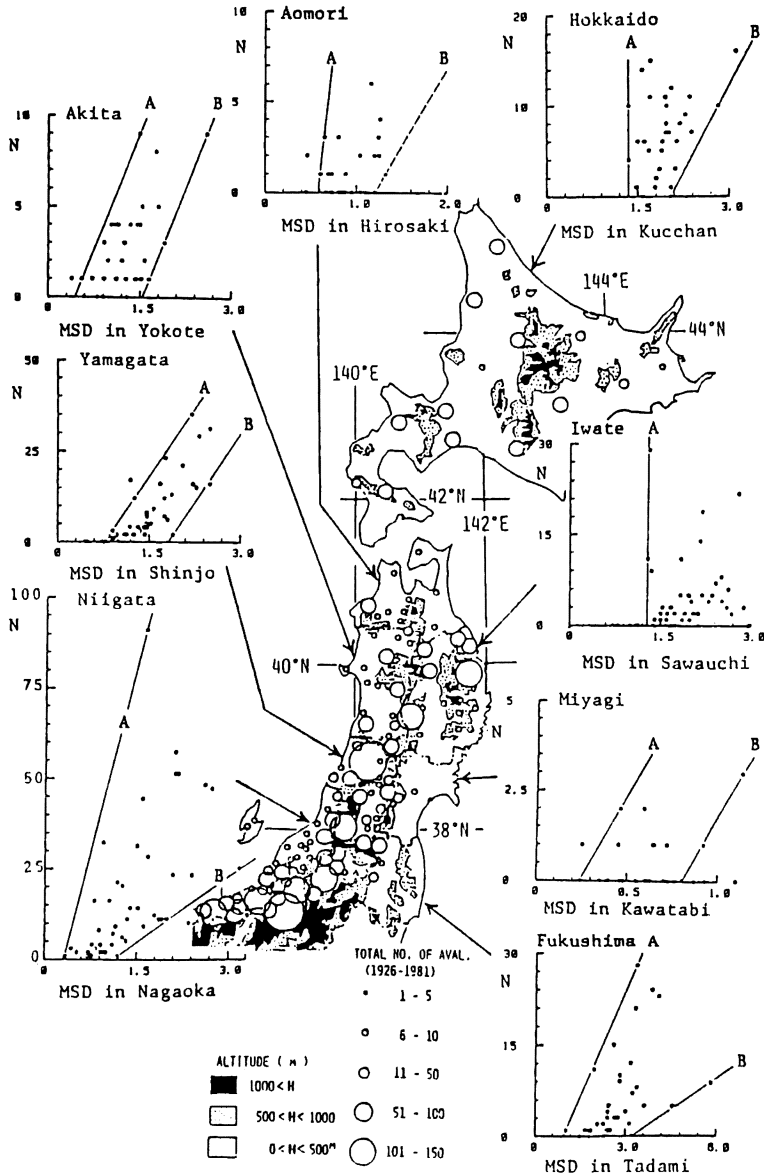


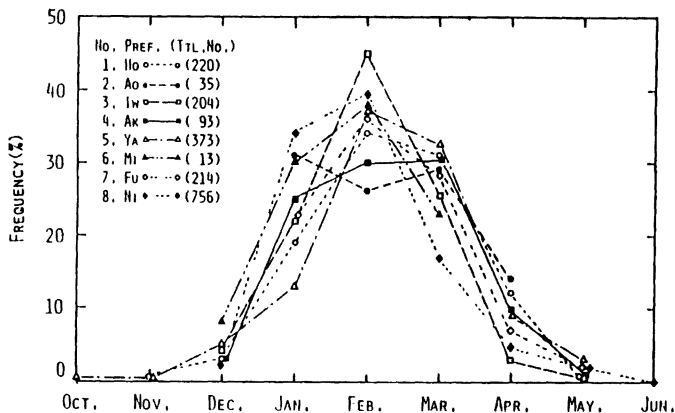
図1 北海道・東北地方（新潟県を含む）の災害雪崩の地理的分布ならびに発生件数（N）と最深積雪（MSD）との関係（NAKAMURA *et al.* 1987の図より予測の部分を除く）。

Fig. 1 Total geographic distribution of disastrous snow avalanches, and the relation between the number of disastrous avalanches N per winter and the max. snow depth MSD in the northern 8 prefectures of Japan, from 1926 to 1981. (NAKAMURA *et al.* 1987).

表 2 豪雪年と平年の表層・全層雪崩の発生率 (山田 1981)

Table 2 Comparison of release percentage of surface and full-depth avalanches in a heavy snow year with the average year (YAMADA 1981)

統 計 年	総件数	表層雪崩	全層雪崩	不 明
S 53. 54. 55	1,613	21.6%	76.3%	2.0%
S 56	950	40.8%	58.8%	0.3%

図 2 北海道・東北地方 (新潟県を含む) の月別雪崩発生度数分布図 (NAKAMURA *et al.* 1987)。Fig. 2 Monthly frequency distribution of avalanches in Hokkaido, Aomori, Akita, Iwate, Yamagata, Miyagi, Fukushima and Niigata prefectures (NAKAMURA *et al.* 1987).

は雪・地吹雪の時に87%が発生している。山田 (1981) は新潟地方の道路沿線で発生した雪崩の統計資料 (五十嵐 1979) を用いて表・全層雪崩の発生率を求めた (表 2)。昭和55/56年冬期は56年豪雪と呼ばれたように近年の豪雪年の一つである。なお、この年には後述のように新潟県守門村と湯之谷村で二つの大災害雪崩が発生した年でもある。

表 2 から56年豪雪の前3年間の平年雪の冬期の全層雪崩発生率の平均が76.3%であるのに対し、56年豪雪では全体の雪崩の発生数が増えるとともに全層雪崩が58.8%に減少し

逆に表層雪崩は21.6%から40.0%に増えている。

図 2 は、図 1 で用いた同じ資料について月別発生度数分布を示したものである (NAKAMURA *et al.* 1987)。青森県を除いて2月に最大頻度がみられる。発生した雪崩には表層雪崩と全層雪崩が含まれ、その区別が明確なものもある。それらについて調べてみると、北海道と山形・福島・新潟の3県では表層雪崩のピークは2月にある。これらの表層雪崩の大部分は乾雪系であると考えられる。一方、全層雪崩については北海道では1月と4月にピークがあり、山形・福島両県では3月にピークがあり、新潟県では2月である。すなわち、緯度が高く寒冷な地方ほど全層雪崩の発生時期が遅れる傾向が明瞭である。北海道での全層雪崩のピークが1月にもあるのは、その発生機構がしもぎらめ雪化による支持力低下によるためと考えられる。

このように、雪崩の種類により、また地域により月別発生頻度が異なるが、乾雪系雪崩は降雪時に多発するのであることがわかる。図 3 には過去18年間の新潟県長岡市における旬別の平均累計降雪深と平均密度を示した (防災科学技術研究資料により作図)。平均累計降雪深は1月下旬に、平均密度は2月上旬に最小値を示している。これから乾雪系雪崩の発生時期 (図 2) と平均累計降雪深の多い時期ならびに平均密度が最小の時期とほぼ一致していることがわかる。なお、図 3 には近年の豪雪年である56・59年冬期の値も示してあり、これから多雪時には密度の小さい雪が多量に降っていることがわかる。

図 4 は、新潟県内で1981~1986年の間に災害を起こした乾雪表層雪崩のうち、雪崩状況を把握できる10

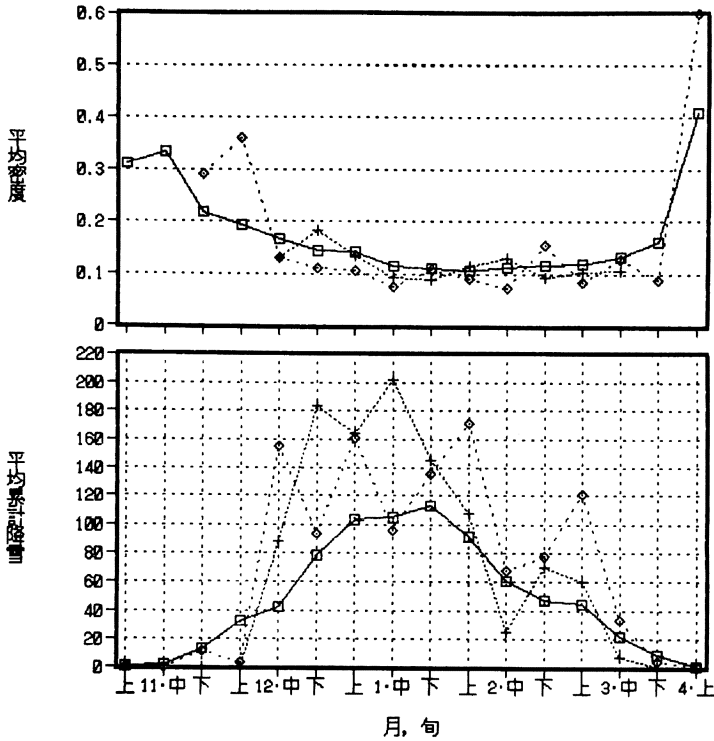


図3 旬別の平均累計降雪深と降雪の平均密度の推移。
(□ : 1970/71~1987/88冬期の平均, + : 1980/81冬期, ◇ : 1983/84冬期)。
Fig. 3 Change in mean accumulative depth and mean density of new snow over a period of ten days.

件について、一連続降雪深（雪崩発生日から降雪0の日までの日降雪深の累計）と一連続降雪開始日の積雪の深さとの関係を調べた結果である（和泉 1988）。一連続降雪開始日の積雪の深さが浅いほど、その後の降雪が多くなれば表層雪崩は発生しない。例えば積雪の深さが1.5mの場合はその後に2.5m以上の降雪がなければ表層雪崩は発生しないが、2.5mの場合にはその後に1m以上の降雪があれば発生するようになる。一連続降雪の開始日は弱層形成日とほぼ一致しているものと考えられる。

これは、弱層形成日の積雪の深さが浅ければ、低木が雪で倒伏されずそれが抵抗となったり、地形の凹凸が積雪によって平滑化されていないために弱層の剪断破壊抵抗力が大きく、その後にさらに大量の降雪がなければ表層雪崩の発生には至らないことを示すものであろう。

ここまでは、広域で発生した長期にわたる災害雪崩資料についての統計的特徴について述べた。ここでは特定の狭い地

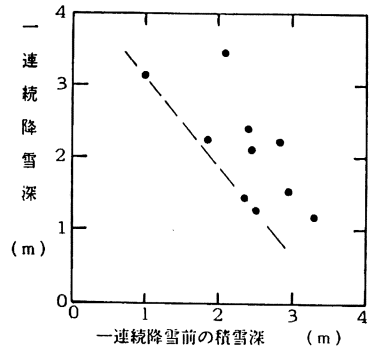


図4 乾雪雪崩発生までの一連続降雪深とその開始前の積雪の深さとの関係（和泉 1988）。

Fig. 4 Relation between accumulated new snowfall during a continuous storm and the snow depth before its starting day (IZUMI 1988).

域で短期間に発生した雪崩の観測例についてのべる。山田ほか(1988)は建設省によって国道17号線沿いに設置されている積雪自動観測網のデータを用いて、昭和59年2月の降雪の推移と表層雪崩発生との関係を時間単位で解析した。降雪強度を示す量として積雪の深さの1時間変化量を用いているが、この量は降雪の深さとは一般に一致しない。59年冬期は前述のように低温下の大雪で、雪崩による災害が各地で続発した。特に新潟県南魚沼地方では乾雪系表層雪崩による被害と交通障害が多発した。

図5の横軸は時間、縦軸は積雪の深さの測定地点を示している。図の下は北で最北端の六日町から湯沢町浅貝までが観測範囲であり、北にいくほど標高が低くなり平野部となっている(図11参照)。また、この図の中の等値線は1時間変化量のイソプレットであり、矢印は乾雪表層雪崩の発生場所と時刻を示している。表層雪崩の発生時刻は2月28日2:00(火打)同日7:00頃(火打、元橋)、同日12:30頃(貝掛、三俣)、2月29日4:00頃(芝原、湯元、堀切)の四つのグループに分けられ発生場所も異なっている。なお、2月29日湯沢町湯元では幸い死傷者はなかったものの民家2棟が全壊した。その他の雪崩は国道17号線上におしよせ交通障害を引き起こした。これらの一連の雪崩の発生は図中のイソプレットからわかるように強い降雪に対応し、2月27日の火打峠の小規模な雪崩を除いて、1時間積雪の変化量が4~5cm程度以上の強い降雪中あるいは直後にいずれも発生している。

以上の観測結果から、表層雪崩は積雪の深さに依存した累計降雪深ならびに弱層の他に発生直前の降雪強度も関係しているのではないかと考えられる。

図6には、斜面の植生が茅である場合の1冬期の全層雪崩の発生状況と気温・降雪との関係を示してある(納口ほか 1987)。全層雪崩は低温下の降雪後、気温が上昇したときに周期的に発生している。ただし、

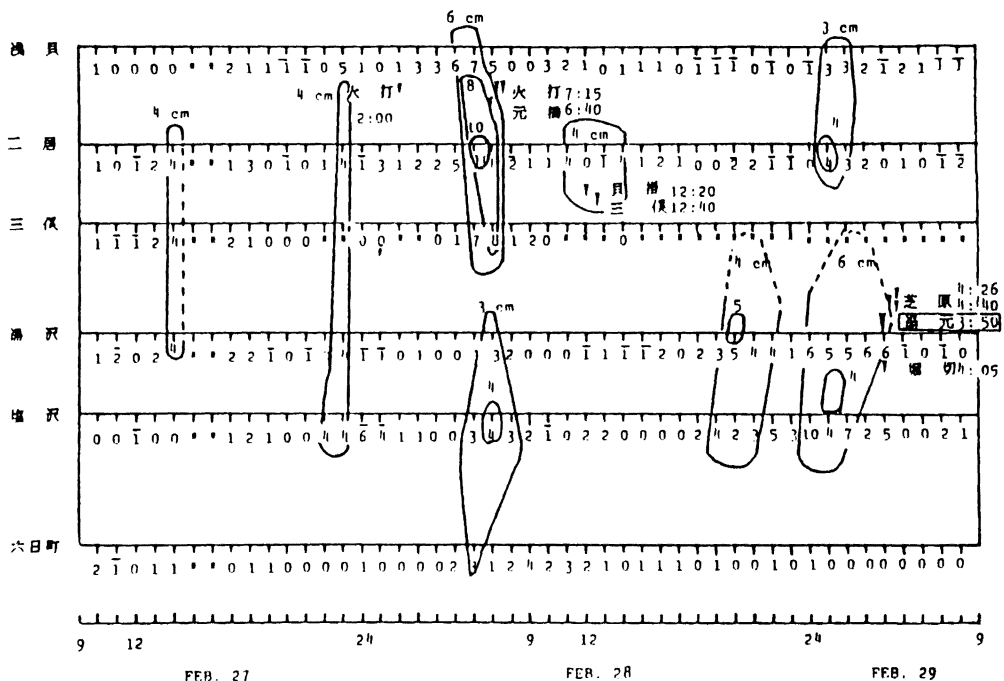


図5 雪崩発生地域の1時間積雪の深さ変動の分布。矢印は雪崩発生時刻、イソプレットは積雪の深さ1時間変化量(山田ほか 1988)。

Fig. 5 Distribution of snow depth variation for one hour over the avalanche release area: arrow indicate avalanche locations and times, and isopret show the snow depth variation for an hour (YAMADA *et al.* 1988).

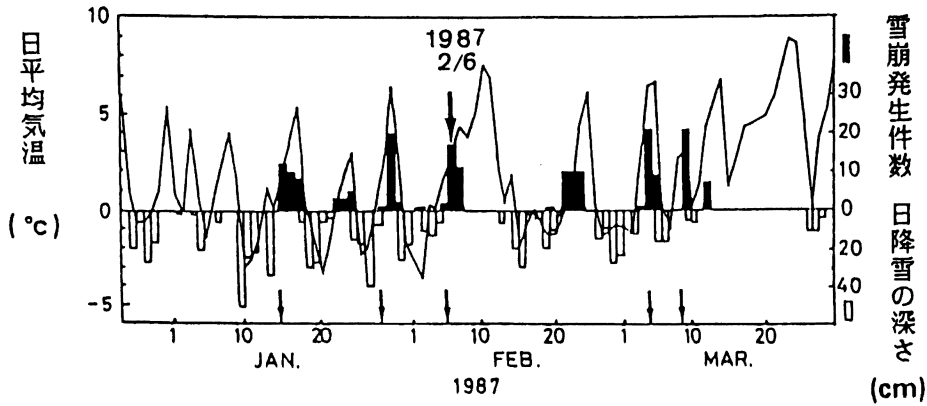


図6 全層雪崩の発生状況と気温・降雪との関係（納口ほか 1987）。

Fig. 6 Relation between full-depth avalanche release, air temperature and new snowfall (NOHGUCHI *et al.* 1987).

豪雪時のように寒冷な時には発生時期が遅く周期が長くなる（前出、「大雪の小なで……」）。また、灌木斜面の場合にはその支持力が強く、1冬期に同じ斜面では1、2度しか発生しない。このように全層雪崩の発生条件は表層雪崩とは異なる。

III. 災害雪崩発生時の積雪層構造と雪崩の発生機構

1. 面発生湿雪全層雪崩の場合

図7に典型的な面発生湿雪全層雪崩の発生直後の積雪層構造を示した。この雪崩は、1987年2月6日新潟県長岡市浦瀬でタヌキ捕りに山に入った男性2名が巻き込まれた雪崩で、図6の矢印で示したものと同一である。面発生雪崩は発生区で粘着性のある雪よりなる一枚の雪板（slab）として始動する型の雪崩であり、それが全層雪崩の場合にはそのすべり面は地面である。図7中央の積雪層構造の雪質Fに示されているようにほとんど全層が融解・凍結変態を経た高密度・大粒のざらめ雪（・印）からなっており雪温は全層 0°C でぬれている。このように湿雪全層雪崩発生時の積雪は融雪水・降雨の浸透により全層ぬれているのが普通である。また、全層雪崩発生前には例外なく発生区上端にクラックがみられ、このクラックからも斜面沿いに融雪水が流れ積雪底面の強度低下をもたらす。

しかし、明らかにクラックがあり面発生全層雪崩とみなされる場合にも、1985年3月8日に新潟県古志郡山古志村で発生した雪崩や、1985年3月9日に新潟県北魚沼郡小出町で発生した雪崩のように、その積雪層構造を観測すると積雪の底面付近に乾いたしまり雪が残っている場合もあるが、上層はやはりぬれている（五十嵐 1985）。これも豪雪時の特徴である（山田・五十嵐 1983）。このような場合も面発生湿雪全層雪崩と見なされるべきであろう。

2. 乾雪面発生系雪崩の場合

1981年1月7日0時9分、新潟県北魚沼郡守門村大倉において大規模な面発生乾雪表層雪崩が発生し、死者8名・負傷者8名を出した。この災害雪崩について当日午後現地調査が行われている（山田ほか 1983）。図8はその時観測された積雪層構造と降積雪状況であり、図9は雪温などを含む詳細な積雪断面観測であ

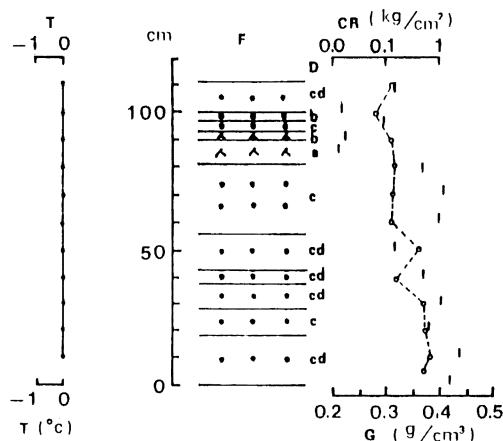


図7 典型的な面発生湿雪全層雪崩発生時の積雪層構造 (1987年2月6日発生, 新潟県長岡市浦瀬, 納口ほか 1987)。

Fig. 7 Typical snow structure of wet full-depth slab avalanche (NOHGUCHI *et al.* 1987).

る。積雪層の中間に1月2日の降雨によって形成された厚さ6 cm, 密度 0.335g/cm^3 の水飽和に近いヌレざらめ雪層がある。表層の乾雪の厚さは152cm, 平均密度は 0.176g/cm^3 , 最低雪温は -3°C であった。この乾雪中の厚さ6 cmの局部的 0°C 層は, 雪崩発生状況とRochの表層雪崩の安定性指標により, この面発生乾雪表層雪崩のすべり面と考えられた(山田・五十嵐 1982)。北海道などの寒冷地の表層雪崩のすべり面は主としてしもざらめ雪であり, また暖候地において積雪底面のヌレざらめ雪が全層雪崩発生の要因となることは知られているが, 表層雪崩のすべり面としてのヌレざらめ雪についてはこの雪崩まで報告されたことはなかった。しかし, これ以後発生した乾雪面発生系雪崩についても見い出されている。

1981年1月18日0時30分に新潟県魚沼郡湯之谷村折立において面発生乾雪全層雪崩が発生し, 死者6名, 負傷者7名を出した(山田ほか 1983)。図9にこの時の積雪断面観測図を示した。この場合も約2mのところには薄いヌレざらめ雪層が存在し, その上層には軽い乾雪がある。しかしながら, この時にはこれが弱層となって表層雪崩とはならず, 全層雪崩に特有な地面に達する割れ目が見られた。

この二つの雪崩の例では積雪層構造の上では, 表層が2m近い乾いた新雪でその下に薄いヌレざらめ雪からなる局部的 0°C 層があるという点で全く同じであった。しかし, 一方は面発生乾雪表層雪崩となり, 他方は面発生乾雪全層雪崩として発生したことは興味深い。

3. 積雪の内部凍結

守門村の表層雪崩の場合には新雪下層の局部的 0°C 層となっているヌレざらめ雪が弱層であり, これがすべり面となって雪崩れた。このようなヌレざらめ雪は降雪期間のわずかな晴れ間の融雪や降雨により形成され, 薄い湿雪副層として乾雪内に局在する。この湿雪副層の両端面では上・下乾雪層を冷熱源とし

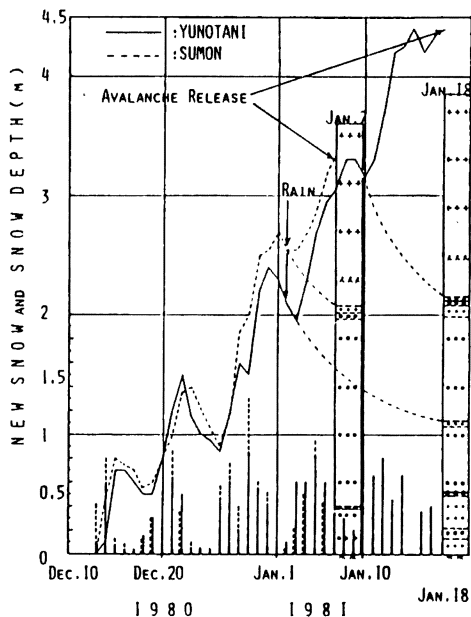


図8 56年豪雪時の守門村(1.7)と湯之谷村(1.18)災害雪崩筋生時の降積雪と層構造(山田ほか 1983)。

Fig. 8 Snow depth, new snow depth and snow structure at the time of the disastrous avalanche in the Sumon village and Yunotani village during the Heavy Snow winter of 1981 (YAMADA *et al.* 1983).

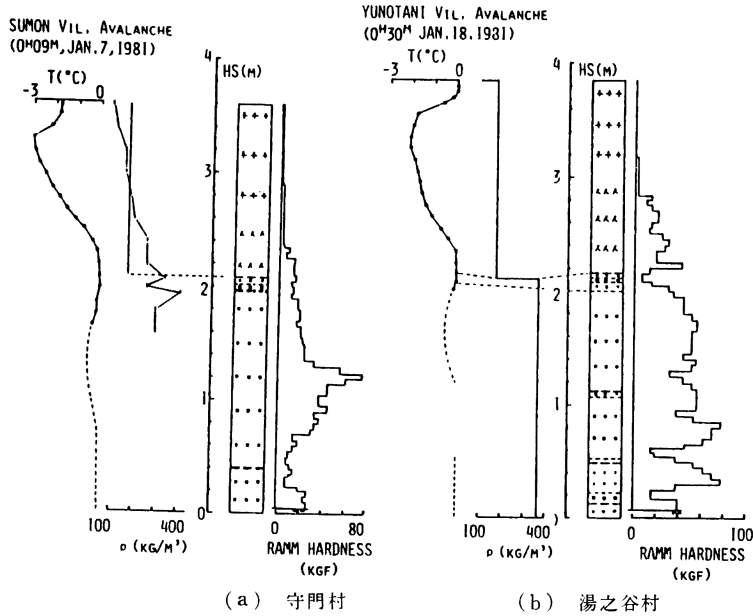


図9 豪雪時に典型的な面発生乾雪表層雪崩(a)と面発生乾雪全層雪崩(b)発生時の積雪層構造(山田ほか 1983)。

Fig. 9 Typical Snow Profile of dry surface slab avalanche (a) and dry full-depth slab avalanche (b) (YAMADA *et al.* 1988).

て凍結する(図10)。この現象を山田・五十嵐(1983)は内部凍結と呼んだ。

もし、湿雪副層が内部凍結により乾雪化すれば、その力学的強度は増し、表層雪崩のすべり面となり難しくなる。そこで、守門村の例で1月7日以降にこの厚さ6cmの湿雪副層が凍結する可能性があるかについてシミュレーションによる数値計算結果と行った結果、表面雪温 -4°C で凍結に約10日間以上を要する。このような長期の寒気の持続はこの地方ではふつう起こらない。それで、この湿雪副層が凍結することはあり得ないことになる。

次に、新潟県南魚沼郡の魚野川・清津川流域において湿雪副層が内部凍結によって完全に乾雪化するような地域があるかどうかを調べた。観測車による移動観測地点を図11に示した。地形的には、標高は全般に三国峠に向かって高くなり神立(標高400m)から急に標高を増して浅貝の標高は約800mとなっている。この流域の積雪の地域特性を一言でいえば、長岡から群馬県境である三国峠に向かって温暖変態が進行するということになる

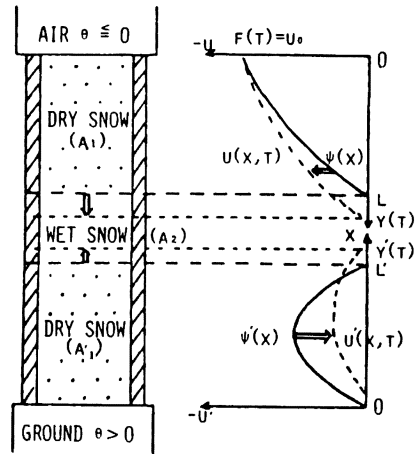


図10 乾雪中の湿雪の内部凍結の概念図(山田・五十嵐 1983)。

Fig. 10 Schematic diagram of internal freezing of wet snow (YAMADA and IKARASHI 1983).

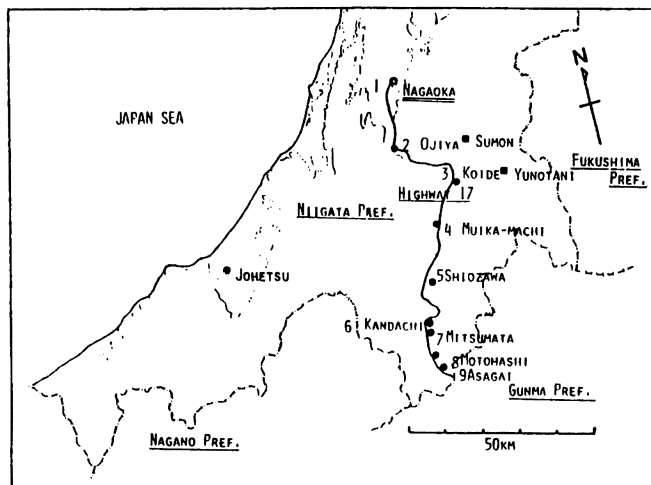


図11 雪温分布の移動観測ルート。1：長岡，2：小千谷，3：小出，4：六日町，5：塩沢，6：湯沢町神立，7：湯沢町三俣，8：湯沢町元橋，9：湯沢町浅貝。

Fig. 11 Moving observation of snow temperature profile (YAMADA and IKARASHI 1983).

(渡辺ほか 1978, YAMADA and IKARASHI 1987)。

図12に雪温分布の観測結果を示した。第1回目の観測は前述の湯之谷村雪崩災害の発生した4日後の1月22日に行われている。観測地点は長岡，小千谷，小出の3地点であり，いずれの地点でも，守門村や湯之谷村の災害雪崩現地調査で見られた雪温の局所的 0°C 分布がまだ見られる。また，これらの位置に対応してヌレざらめ雪層が積雪層構造中に認められた。第2回目の観測は，1月27日・28日に小出を始点として湯沢町浅貝までの観測地点について行われた。小出・六日町では，前

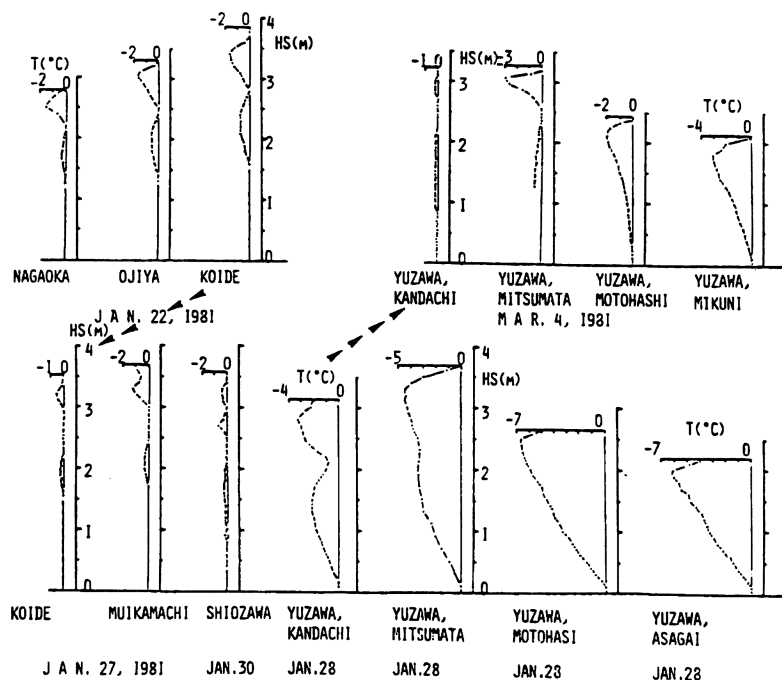


図12 魚野川・清津川流域における雪温分布の地域特性と内部凍結 (山田・五十嵐 1987)。

Fig. 12 Regional characteristics of snow temperature profile and internal freezing in the Uono and Kiyotsu Basin (YAMADA and IKARASHI 1983).

回の観測と較べて 0°C 層の厚さが増加して上・下層の雪温は上がっているが、塩沢では局部的 0°C 層が下層にも残り複雑な雪温分布を示している。湯沢町元橋以南では雪温分布は通常見られる分布を示し、層構造には副層とみられるざらめ雪は存在しない。

第2回目の観測で特異なのは、湯沢町神立および三俣の雪温分布である。図12で明らかなように、この両地点の雪温分布には局部的 0°C 部分は存在しないが、どちらも約2mの深さで雪温プロファイルがひょうたん形にくびれている。このくびれは、観測以前に存在した湿雪副層が凍結し、その後通常みられる温度分布に向かう途中の段階であると考えてよい。実際、これらの層構造中にはくびれに対応する位置に薄いざらめ雪が見られたが、神立の雪温のくびれに対応する湿雪層は、厚さ約1.5cmで降雪および気温の推移から1月18日に形成されたものと特定できる。内部凍結のシミュレーションの結果からは、この条件で1.5cmの湿雪が完全凍結する時間は4日強となり、守門村・湯之谷村の場合と異なり、十分に観測時までに凍結できる条件下にあった。なお、Ⅱ章図5中の湯沢町湯元の災害雪崩発生現地には、弱層として同様なヌレざらめ雪層が観測されたが、標高の高い三俣での積雪断面観測では湯沢に対応するざらめ雪層は乾いていた。すなわち、同じ表層雪崩でもすべり面の種類あるいは発生機構が異なることを示唆している。

3月4日の第3回目の観測では湯沢町元橋以南では依然として通常の雪温分布を示しているが、神立および三俣では局部的 0°C 型に変わっている。また、塩沢町以北ではこの時点で完全に全層が湿雪化した状態にあり、湿雪全層雪崩の季節が始まったことを示している。

雪温分布の形と湿雪副層の存否から積雪の状態を次の3つに分類することができる。1) 局部的 0°C 層が存在する状態、2) 局部的 0°C 層は存在しないが雪温にくびれのある不安定な状態、3) 肉眼で観測されるような湿雪副層が形成されず通常の温度分布を示す状態の3つの状態である。この分類を表層雪崩の発生という観点からみると、1) の地域では局部的 0°C 層が雪崩のすべり面となる可能性があり、2) の地域では斜面の不安定性は内部凍結により急速に去り、3) の地域では表層雪崩のすべり面は、しもざらめ雪などの他の種類となる。

局部的 0°C 部分やその後の内部凍結による分布のくびれは、北海道・東北および北陸南部の福井・富山両県では数ある断面観測例からわずかに数例しか見当たらなかった。また、最近のスイスの雪と雪崩報告中には1例もない。この理由は、これらの地方が寒冷で湿雪副層が形成されても内部凍結などにより急速に乾雪化し短時間の過渡的な現象となるためと考えられる。逆に、新潟県以南の地方では温暖で湿雪化が急速に起こり、局部的 0°C 層は安定に存在しえないうちにちがいない。これに対して北陸地方、特に新潟県の平野部では、豪雪時には、局部的 0°C 層はかなり安定に存在しうる。

4. 雪崩の発生機構

斜面積雪には種々の支持力が働いて雪崩を発生させようとする駆動力に抗して積雪を支えている。積雪が斜面に安定している限り、これらの支持力は駆動力と等しい。何らかの原因で駆動力が支持力の最大限界値、すなわち破壊強度を上まわったときに雪崩が発生する。この駆動力と支持力の均衡が破れる過程に次の二つの場合があることが知られている：1) 駆動力増加が支持力限界値を上まわる場合、Ⅱ) 支持力限界値が低下する場合。簡単のため前者を「発生型Ⅰ型」、後者を「発生型Ⅱ型」と呼ぶ。表3では、日本雪水学会の雪崩分類の面発生系とそれらに主に対応する発生型を雪崩の種類ごとに発生機構の考察から結びつけてみた。

湯之谷村の雪崩は面発生乾雪全層雪崩である。この種の雪崩は、地域の積雪環境により異なった発生型を含む。北海道では主にしもざらめ雪化による支持力低下で発生するので発生型でいえばⅡ型に属する。これに対し本州、特に北陸地方では主に多量の降雪による駆動力増大によって発生するのでⅠ型である。なお、Ⅰ型の面発生乾雪全層雪崩は、発生機構上多量の新雪を取り込むので運動型は、煙型・流れ型の混合型となり、面発生湿雪全層雪崩に較べ到達距離が長くなり、かつ被災地点では表層雪崩と同様の流れとなり、湯之谷村の例のように大きな被害をもたらす。このように面発生乾雪全層雪崩は同じ名称でありなが

表 3 面発生系雪崩と発生機構（発生形 I 型は駆動力増大型，II 型は支持力低下型）。

Table 3 Classification of release mechanism for slab avalanches: release type I; type of driving force increase, type II; type of supporting force-decrease.

発生形	雪 質	すべり面の位置	発 生 型
面 発 生	乾 雪	表 層	I 型
		全 層	(北海道) II 型 (本 州) I 型
	湿 雪	表 層	II 型
		全 層	II 型

ら，発生機構の異なる二つの型が存在する。また，一般に北陸地方のような暖候地積雪地帯での全層雪崩は，ふつうざらめ雪化による支持力低下の面発生湿雪全層雪崩（II型）であり，I型の面発生乾雪全層雪崩は豪雪時に顕著な雪崩であるといえよう。

守門村の雪崩は，面発生乾雪表層雪崩である。この種の雪崩の第一義的誘引は豪雪時の短期間に集中した強い降雪による駆動力増大あるいは時には強風による雪底崩落であってI型であり，素因として雪崩のすべり面となる弱層が必要条件であるというのが定説である。

最近，遠藤（1988）は昭和61年1月の新潟県西頸城郡能生町柵口雪崩災害の発生機構の解析で，従来の定説に反して，面発生乾雪表層雪崩の発生機構として発生型I型には違いないが，特にしもざらめ雪や湿雪副層などの特殊な雪からなる層構造を持たなくても発生するというを示し，これを用いて予測を試みている。この発生機構を簡単に述べると次のようになる。新雪は焼結現象により時間の経過とともに雪粒やその結合部が太くなり，より密度の大きく剪断強度の大きいこしまり雪という雪へと変態する。もし，雪崩の駆動力となる降雪が短時間に増加すると駆動力が支持力を上まわりうるとことを積雪の粘性圧縮理論と剪断強度の実験値を用いてシミュレーションによって明らかにした。しかしながら，いまのところある一つの雪崩について弱層説との比較という点でも，この説が完全に実証されているとはいえない。多分この二つの発生機構は雪崩によりどちらもありうると考えられる。

IV. 雪崩の運動

1. 表層雪崩の削剝作用と堆積区

斜面積雪が雪崩の流動によって破碎し，削り取られる作用すなわち削剝作用は積雪も一時的な地表とみなせば雪食の一種である。削剝作用は雪崩の立場から見ると収入であり，雪崩は斜面上の積雪を“取り込み”ながら発達し流下する。このような扱いは，PERLA（1980），納口（1985）などによってその効果が理論的に論議されている。最近では，サーマル運動で表層雪崩をモデル化した研究がある（福島 1986）。一方，削剝作用を斜面積雪の立場からみると支出であり，速度や衝撃力などの運動状態を反映しているものと見られる。

雪崩の国際分類（DE QUERVAIN *et al.* 1973）の解説や新防雪工学ハンドブック（建設機械化協会 1988）などでは，堆積区はデブリのあるところと説明されている。この定義では堆積区と滑走区の区別が明確とはいえない。滑走区にもデブリが見られるからである。これは雪崩跡を目視で形態上より判断する以上止むを得ないことではある。雪崩の堆積区は，雪崩の運動とそれによる斜面上の積雪の収支という観点から考察するのがより適切であると考えられる。

山田（1987）は，雪崩の堆積区と滑走区の境界を斜面上の自然積雪相当水量を基準として，沈殿した相

当水量と削剝された相当水量の収支が釣り合う地点と新たに定義し、これを「雪崩の堆積区の運動論的定義」と呼んで、デブリのある区域という形態学的定義と区別した。なお、収支が正となる区域が堆積区であり、負であれば滑走区と約束している。この定義は、雪崩の走路全体について巨視的に述べたものであり、滑走区でも局部的に収支が正となる場所がありうる。例えば、走路が屈曲する場所ではデブリが顕著に見られ、局部的な堆積区を形成する。このような場所には雪崩による埋没者が発見される例が多いので、雪崩救助法でも注意するよう述べられている（新田 1981）。

図13は表層雪崩について、発生区、滑走区および堆積区別に沈殿、削剝の定性的状態を描き、沈殿量、削剝量の収支による上述の定義による堆積区の範囲を定性的に示している。まず、明確なすべり面があり、破断面の観測されるような面発生乾雪表層雪崩の発生区では斜面積雪のすべり面より上の積雪が削剝されたがって、削剝量はほぼ一定で沈殿はほとんどないものと考えられる。滑走区では、一般に発生区直下の急斜面では加速し、やがて、定常状態になる。したがって、削剝量は加速度の増大とともに増し定常状態になると一定となる。滑走区の緩斜面に移ると、雪崩は減速しはじめ、削剝量は減少し沈殿が始まる。堆積区に入ると減速が激しくなり、削剝量は急激に減少し、沈殿が本格的に始まる。結局、各区域での収支は図13内の表に示したように、発生区では沈殿量0、削剝量負で収支は負、滑走区では沈殿量は0又は正、削剝量負で収支は負、堆積区では削剝量が負または0で沈殿量の絶対値が削剝量より大きく収支は正となる。なお、沈殿領域はいわゆるデブリのある形態学的定義による堆積区である。

図13に示された各区域のおおよその長さを以下に述べておく。面発生雪崩では発生区の長さは100m程度であり、点発生雪崩では発生区の下限は明確でないといわれている（DE QUERVAIN *et al.* 1973）。滑走区の長さは、日本で災害を民家などに及ぼす比較的規模の大きい面発生乾雪表層雪崩では、1 km のオーダーである（和泉 1986）。堆積区の長さは明らかではないが、上記の滑走区長に対応する堆積区長は100m のオーダーであろう。

2. 雪崩走路上の斜面積雪収支の観測例

1986年1月26日深夜11時頃に新潟県西頸城郡能生町柵口の南西にそびえる権現岳（1,108m）から大規模

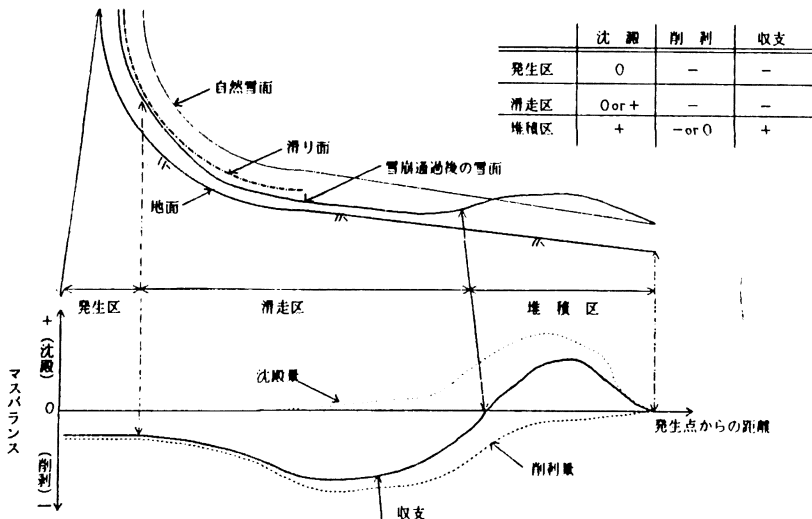


図13 表層雪崩走路上の積雪収支の概念図（山田 1987）。

Fig. 13 Schematic diagram of the mass balance along a surface avalanche track (YAMADA 1987).

な表層雪崩が発生し、民家を襲った雪崩災害として戦後最大の被害をもたらした（山田・五十嵐 1987, 小林ほか 1986）。この表層雪崩の雪崩被災地の下部直近の自然積雪と被災地域上方のデブリを含む層の積雪断面観測は、雪崩発生後38時間後に実施されている（五十嵐 1987）。

1月28日観測時の自然積雪の深さ405cm、走路上の積雪の深さ430cmであった。雪崩発生一週間前の1月20日から激しい降雪が続き、この間の累計降雪深は320cmに達した。1月20日以前の降雪による積雪は旧雪、以後の降雪による積雪は新雪として明白に見分けられた。自然積雪層と雪崩による沈殿層すなわちデブリの比較によるとデブリ層の厚さは雪面下35cmから150cmの115cm、積雪水量 263kg/m^2 である。

自然積雪層の雪温とデブリの雪温を比較すると、デブリの雪温分布は自然積雪に較べ一様で全体に低く、このデブリの雪温一様性を平均温度勾配で示すと 0.2°C であり、対応自然積雪層の平均温度勾配は 0.7°C と $1/3$ である。デブリの平均雪温、最低雪温はおおの -3.3°C 、 -3.5°C であり、対応自然積雪層では -2.9°C 、 -3.3°C である。デブリの雪温の低さは標高の高い発生区、滑走区の雪温の低さを反映したものである。つぎに、自然積雪層の密度 G の平均は 120kg/m^3 、デブリのそれは 240kg/m^3 であり、デブリの密度が2倍大きい。また、自然積雪層の密度分布は、一般にそうであるように、下層の密度が上層の密度に較べて大きい、デブリでは中間層で最大密度を持ち、いわゆる密度の逆転層となっている。自然積雪層とデブリの硬度との関係は密度と同様であるが、硬度の違いは密度よりも深部に及んでいる。

山田（1987）は能生町柵口の雪崩について走路上の斜面積雪収支を求めた。図14は、観測された自然積雪と走路上のデブリを含む積雪の層構造から削剝層を求める方法とその結果を模式的に示したものであ

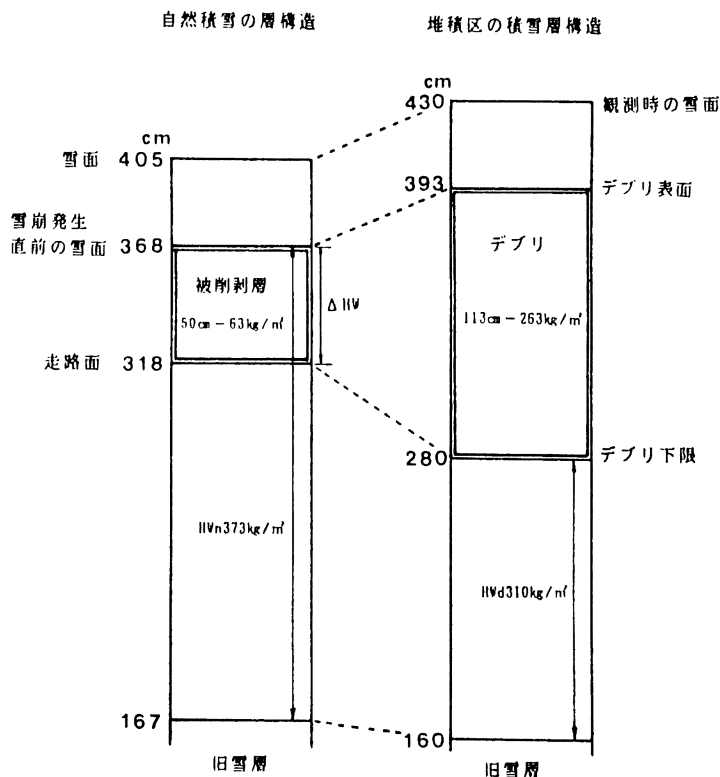


図14 削剝量の求め方と結果（山田 1987）。

Fig. 14 Calculation method and result of mass denudation (YAMADA 1987).

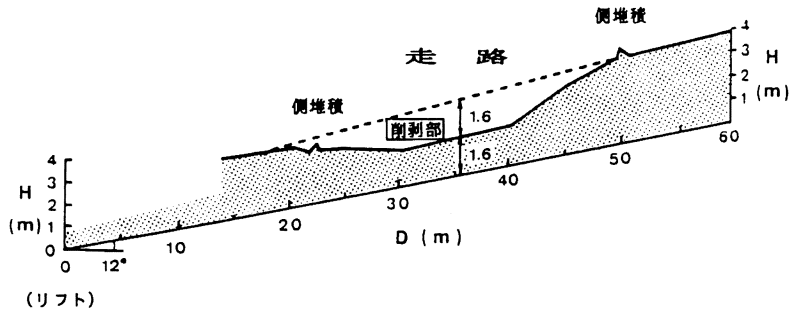


図15 全層雪崩の削剝作用 (1974.3.6, 白馬山麓某スキー場)。

Fig. 15 Denudation of full-depth avalanche (Mar. 3, 1974, at the ski field in the Hakuba Range).

る。雪崩運動の削剝作用によって削られた自然積雪の厚さ JW は、自然積雪の基準面から雪崩発生時の雪面までの積雪水量 $W1$ から、走路上の積雪の基準面からデブリ下限までの積雪水量 $W2$ を差し引いた量である。この時、両観測値点の雪崩通過前の積雪の深さ（厳密には相当水量）がほぼ等しいことが必要である。この場合、沈澱量+263kg、削剝量-63kgであり、したがって斜面積雪収支は+200kg/m³となり、堆積区の運動論的定義によると、この地点は堆積区となる。新潟県砂防課によって観測されたデータ（小林・長谷川・上石 1986）や新潟県能生町雪崩災害文部省研究班（和泉ほか 1986）によって観測されたデータについても斜面積雪収支を求めているが、前者の地点は堆積区と滑走区の境界、後者は滑走区となっており、削剝量はそれぞれの地点の被害の状況とも合致していた。

また、斜面積雪の質量収支の近似的量である体積収支によると、この表層雪崩の場合高々標高300m付近が滑走区・堆積区の境界であり、堆積区の長さはおよそ400m以下と推測されている。柵口表層雪崩の走路上の積雪断面の多点層位観測によると、デブリは約1mの厚さで急斜面直下まで観測されている（小林ほか 1986）。1.5kmにおよぶ緩斜面全体が、形態学的定義によると、堆積区となるが、これは雪崩地形から見ても不自然と思われる。

1974年3月6日長野県白馬山麓の某スキー場で面発生湿雪全層雪崩が発生し、リフトに軽微な損害を与えた。この雪崩の走路の横断面図から、走路の側面には、氷河の側堆積によく似た土砂まじりの堆積が見られ、走路中央は雪崩の通過による圧密と削剝によって1.6mほど雪面が沈下している（図15）。この横断面の観測位置はデブリ末端からわずかに10mほど上方の位置にある。すなわち、全層雪崩の場合に滑走区上に沈澱作用はなく削剝作用があるだけで、表層雪崩に比べ堆積区と滑走区が明瞭に区別される。

運動論的定義による表層雪崩の堆積区の範囲は一般に形態学的定義による堆積区の範囲より狭くなる。また、全層雪崩では両者の定義による範囲はほぼ一致する。

3. 雪崩の種類と運動の走路・到達距離

雪崩の到達距離については、雪崩堆積区の末端から発生区を見通した仰角が、表層雪崩では18°以上、全層雪崩では24°以上であることが経験的に知られている。この角度は雪崩到達の見通し角と呼ばれ、現在でも工学的あるいは防災上の必要性から用いられている。

和泉（1985）は、雪崩を質点の摩擦現象と考え、雪崩走路の地形から一義的に導かれる等価摩擦係数を17件の災害雪崩から求めた（図16）。等価摩擦係数 μ は雪崩走路の水平面投影長 L と高度差 H の比であり、雪崩発生量 V が大きくなれば μ は小さくなる。表層雪崩は全層雪崩より V 、 μ とも小さく、全層雪崩のうちでも乾雪雪崩が湿雪雪崩よりも V 、 μ とも小さい。すなわち、豪雪時ほど雪崩に参加する雪の量は多くなるので、同じ斜面同じ高度から発生したならば到達距離が長くなるという山田ほか（1983）の空中写真

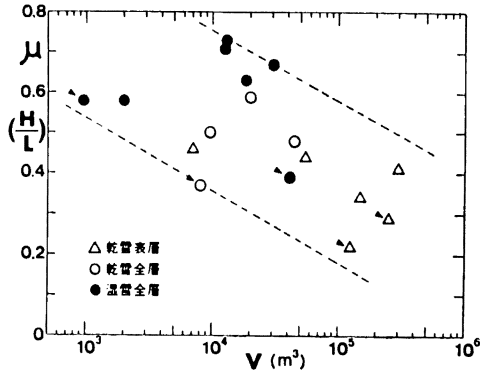


図16 等価摩擦係数 μ と雪崩発生量 V との関係 (和泉 1985)。

Fig. 16 Variation in equivalent coefficient of friction (μ) with avalanche volume (V) (IZUMI 1985).

文で述べた別の発生機構も考えられており、今後更に解明する必要がある。

豪雪時の災害雪崩発生斜面の過去の発生状況を調査してみると、例えば、56年守門村大倉や59年湯沢町湯元・61年能生町柵口では、戦前に軽微な被害をもたらした雪崩が発生しているが戦後は発生していない。また、56年六日町板戸スキー場では、過去の多発斜面とは別の斜面から発生しており、地元住民はいずれの場合も予想外の場所から発生したとの感想をもらしている。このような印象を与える一つの理由は、大規模な雪崩ほどその発生確率が小さいこと、また、56年湯之谷村折立・61年能生町柵口の例では雪崩は走路の微妙な屈曲に応じて流下するという事が十分認識されていないことも加わっている。前者の問題は雪崩予知、後者の問題は雪崩ゾーニングの問題に属する。

雪崩は動的な現象であり、この実態を明らかにするためには、自然の雪崩や人工雪崩の現場に居合わせ観察や観測を行なうことが望ましい。しかし、前者の機会に遭遇することは極めて稀であり、後者の人工雪崩も手軽に実施するというわけにはいかない。次善の手段として、我々は雪崩跡の観測を行なう。雪崩の現地調査と呼ばれるものは雪崩跡の調査であり、雪崩跡から得られるデータは静的な一次情報であり、我々の知りたいのは雪崩の動的な現象である。しかしながら、本稿で主として述べた雪崩跡の調査から得られる結果には限界があり、やはり自然雪崩や人工雪崩による研究を今後総合的に行う必要がある。

文 献

- DE QUERVAIN, M., DE CRECY, L., LA CHAPPELLE, E.R., LOSSEV, K. and SHAOD, M. (Working group on avalanche Classification) (1973): Avalanche classification. *Hydro. Sci. Bul.*, **18**, No. 4, 391-402.
- 遠藤八十一 (1988): ドカ雪時に起る乾雪表層雪崩の予測—新雪のせん破壊による場合—。新潟県雪崩シンポジウム実行委員会, 1988. 2.26, 14-19.
- 福島祐介 (1986): 新潟県柵口地区表層雪崩の流動解析。雪氷, **49**, No. 1, 1-7.
- 五十嵐高志 (1979): 新潟県のなだれの発生頻度に関する研究。国立防災科学技術センター研究報告, No. 21, 89-102.
- (1985): 昭和59~60年冬期の積雪に伴う被害。防災科学技術研究資料, No. 104, 109p.
- (1987): 雪崩災害地の積雪断面観測, 1986年能生町柵口雪崩災害について。防災科学技術研究資料, No. 117, 37p.
- 和泉 薫 (1985): 大規模雪崩の流動性。新潟大学災害研年報, No. 7, 187-194.

の解析結果とも一致している。

屈曲した斜面では到達距離のみならず走路そのものも表層雪崩か全層雪崩か等によって異なる (納口 1987)。雪崩の運動の最近の理論やシミュレーションの紹介については、例えば山田 (1987) の文献があるのでそれを見られたい。

V. あとがき

豪雪時の雪崩の特徴は、一口にいて、大規模な雪崩が予想外の場所から多発し遠くまで達するということができる。また、北陸地方では平年に較べて表層雪崩が多発するが、豪雪時の厳冬期に被害をもたらす典型的雪崩は、発生型 I 型の面発生乾雪全層雪崩と温暖変態による弱層構造をもつ発生型 I 型の面発生乾雪全層雪崩であるといえよう。特に、後者の発生機構については複雑で、本

- (1988): 新潟県における乾雪雪崩発生時の気象条件. 新潟県雪崩シンポジウム実行委員会, 133-136.
- 小林一三・長谷川一成・上石 勲 (1986): 柵口雪崩調査報告 (積雪調査). 昭和61年度日本雪氷学会秋季大会講演予稿集, 149.
- 小林俊一 (代表) ほか (1986): 新潟県能生町表層雪崩災害に関する総合研究. 自然災害特別研究突発災害研究成果. No. B-60-8, 90p.
- 日本機械化協会編 (1988): 新防雪工学ハンドブック. 森北出版, 527p.
- 日本雪氷学会 (1970): 雪崩の分類名称. 雪氷の研究, No. 4, 31-57.
- NAKAMURA, T., NAKAMURA, H., ABE, O., HIGASHIURA, M., NUMANO, N., YUUKI, H., KATSUZAWA, S., YAMADA, Y. and IKARASHI, T. (1987): Prefectural distribution of disastrous snow avalanches and prediction of them in the northern parts of Japan. *Avalanche Formation, Movement and Effects* (proceedings of the Davos Symposium, September 1986). *IAHS Publ.* No. 162, 639-646.
- 新潟県 (1986): 雪崩—警戒避難のために—. 新潟県, 昭和61年12月, 1-14p.
- 新田隆三 (1981): 雪崩の世界から. 古今書院, 215p.
- 納口恭明 (1985): 雪崩の数値モデル. 月刊地球, 7, 409-413.
- (1987): 実際の地形上での雪崩の運動走路Ⅱ. 国立防災科学技術センター研究報告, No. 39, 133-152.
- ・山田 稯・五十嵐高志 (1987): 雪害実験研究所から見通せる自然斜面上での雪崩の発生状況. 昭和62年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, 416.
- PERLA, R. I. (1980): *Dynamics of Snow and Ice Masses*. In S. G. Colbeck (ed.), Academic Press, 397-462.
- 山田 稯 (1981): 56年豪雪と雪崩災害. シンポジウム『56年豪雪』, 日本雪氷学会昭和56年度秋季大会, 26-29.
- (1987): 最近の雪崩の理論とシミュレーション. 新砂防, 40, No. 2, 37-42.
- (1987): 表層雪崩の削剝作用について. 国立防災科学技術センター研究報告, No. 39, 115-131.
- YAMADA, Y. and IKARASHI, T. (1980): Study on the Snow Cover Stratigraphy in the Uono Basin by Rammsonde. *Rep. of NRCDP*, 215-229.
- ・五十嵐高志 (1982): 昭和56年豪雪による雪崩災害, 昭和56年の豪雪に関する現地調査報告国立防災科学技術センター主要災害調査, No. 17, 337-354.
- ・—— (1983): 積雪の内部凍結. 国立防災科学技術センター研究報告, No. 31, 129-152.
- ・—— (1987): 86年能生町柵口雪崩災害について. 防災科学技術研究資料, No. 117, 37p.
- ・——・納口恭明 (1983): 広域的雪崩危険地域の予測に関する研究. 昭和56年の豪雪に関する特別研究報告書, 科学技術庁研究調整局, 昭和58年4月, 121-143.
- ・——・—— (1988): 総合的雪崩予知システムの開発. 豪雪地帯における雪害対策技術の開発に関する研究, 科学技術研究開発局, 昭和63年3月, 115-135.
- 渡辺興亜・五十嵐高志・山田 稯 (1978): 1976-1977年冬の新潟県を中心とする地域の広域積雪現象について. 国立防災科学技術センター研究速報, No. 29, 85p.