

雪崩の地形要素と規模に関する研究

—雪崩のハザードとリスクの定量化に向けて—

Geometry and Magnitude of Snow Avalanches

—Toward an Estimation of Avalanche Hazard and Risk—

2012年9月

秋 山 一 弥

要 旨

スイスを初めとするヨーロッパアルプスやカナダ，アメリカなどでは，スキー場や道路に関する雪崩発生事例や，人工雪崩による調査などの豊富な雪崩データが存在する．これらのデータから，雪崩サイズの設定や雪崩シミュレーションモデルの検証などのほか，ハザードとしての危険範囲の設定や，被害規模の大きさと発生確率の関係をを用いたリスクの概念を導入した対策が行われている．国内の雪崩調査は，雪崩発生後に現地で実施する事後調査が主体であり，雪崩災害の発生場所や日時，被害の情報は蓄積されているが，雪崩の発生から移動，堆積に至るまでの地形的な要素や，雪崩の発生量など規模に関する基礎的な数値情報は非常に少ない．雪崩の危険性は，見通し角による危険範囲の設定や，斜面の傾斜，植生，積雪深などの要素を点数化して合計点で発生危険度の評価が行われている．

このため本研究では，まず雪崩の数値情報について雪崩の動態観測や冬期の空中写真の判読を行い，過去の雪崩調査報告のデータも用いて，雪崩の地形要素や規模に関する特徴を雪崩の種類別に明らかにした．そのうえで，これらのデータを基礎として，ハザードとしての危険範囲とリスクの概念をとり入れた検討を行うことを目的とした．

雪崩の動態観測は 9 箇所の映像観測と 2 箇所の雪崩に伴う地盤震動（雪崩震動）の観測を行い，空中写真判読は北海道から滋賀県まで広域に撮影した冬期の空中写真と，新潟・長野県境付近の苗場山と烏甲山の周辺および岐阜県新穂高の笠ヶ岳の周辺でそれぞれ 3 回撮影した空中写真を用いた．これらの観測や調査と，過去の雪崩調査報告のうちで雪崩の数値的な諸元が判明している事例をあわせて，3401 個の雪崩に関する数値情報と 1693 個の雪崩震動データを得た．

雪崩の地形要素の特徴として，雪崩発生区の勾配は表層雪崩で $35^{\circ}\sim 40^{\circ}$ ，全層雪崩で $40^{\circ}\sim 45^{\circ}$ の頻度が最も高かった．見通し角は表層雪崩で 18° ，全層雪崩で 24° のいわゆる高橋の経験則である基準値をいずれも下回る雪崩が存在し，頻度は表層雪崩で $32^{\circ}\sim 38^{\circ}$ ，全層雪崩で $34^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 付近を頂点とする正規分布の形であった．これら各要素の頻度は冬期別に違いはないものの，区域や雪崩の種類別では差異がみられた．到達距離と落差は全体的に比例関係であるが，落差が 500m を超えると落差に応じて到達距離が長くなる傾向があり，回帰分析では表層雪崩の方が全層雪崩よりも到達距離が約 1.2～1.3 倍大きかった．また，到達距離が大きい雪崩ほど発生区や堆積区の勾配は低角度側となり，到達距離が 3000m を超える表層雪崩の発生区勾配は $20^{\circ}\sim 35^{\circ}$ ，2000m を超える全層雪崩の発生区勾配は $22^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 範囲となっているが，これはそれぞれの種類の雪崩が

発生する最頻の角度よりも緩い傾斜であり，到達距離が 2000m を超える雪崩の堆積区の勾配は 16° 以下の範囲であった．

雪崩の規模としては発生量のほか発生区面積や到達距離が対象となるが，雪崩の発生量が増加するほど見通し角は小さくなる傾向があり，発生量が 10^4m^3 を超えると見通し角が 18° の下限値に近くなっていた．また，雪崩の流動性として，雪崩が雪の動摩擦角である 32° で流下した場合と，実際の雪崩の到達距離との差である超過距離に着目すると，発生量が 10^4m^3 を超えると超過距離は増大して 1km を超える雪崩が出現していた．発生量が 10^5m^3 を超えるのは表層雪崩だけであり，超過距離が増大する大規模雪崩の流動性の特徴がみられ，乾雪表層雪崩が最もその特徴を有していた．全層雪崩は発生量が 10^5m^3 を超えるものはなく，超過距離が 0m を超える事例は一部を除いて極めて少なく，流動的な特徴はみられなかった．

雪崩の規模として発生区面積や到達距離，雪崩震動震幅の 2 乗値の総和を対象として雪崩の発生数との関係を調べると，観測レベルを下回る規模や大規模な事例を除いた範囲では，規模が大きい（小さい）雪崩ほど発生数が少ない（多い）傾向があり，べき乗則の関係が成り立っている．べき乗の指数の値は小規模から大規模までの雪崩の発生割合を表しており，冬期別の違いはみられないものの，区域や雪崩の種類別では差異がみられた．

以上の雪崩に関する数値情報を用いて，雪崩の種類別に落差の階級ごとの見通し角の非超過確率を求めると，落差が大きいほど同じ非超過確率における見通し角は小さくなる特徴がみられた．このことから，斜面の高さに応じて見通し角の下限値を決定することで雪崩の到達範囲が明らかとなり，発生量（発生区面積）も考慮して合理的な危険範囲の決定が可能となる．また，雪崩の発生危険度と到達危険度の積を発生確率と考え，被害度として衝撃力を用いてマトリクス形式で雪崩リスクの概念を導入すると，斜面規模や発生量に応じた到達範囲を設定した後リスク的な評価を行うことが可能となり，特定の箇所における雪崩リスクの評価や，面的に展開してハザード（リスク）マップ等の作成も可能と考えられる．

近年は暖冬少雪傾向であるものの，2004/2005 年，2005/2006 年，2010/2011 年と 2011/2012 年の冬期は豪雪となり，多数の雪害が発生した．特に 20 年ぶりの豪雪となった 2005/2006 年冬期の平成 18 年豪雪では，国土交通省の資料によれば全国で 100 件の雪崩災害が発生した．幸いにも甚大な雪崩災害は発生しなかったものの，改めて雪崩対策の推進の重要性が再認識された．実際に発生した雪崩の数値情報を基本として，雪崩のハザードとリスクについて検討した本研究の内容は，今後の雪崩の被害軽減に有用であると考えられる．

Abstract

This study clarified the characteristics of the geometry and magnitude of avalanches. It also predicted the danger range and evaluated the concept of risk assessment for avalanches. The geometry and magnitude of avalanches, such as the inclination of the release or deposit zone (θ_R , θ_D), horizontal run-out distance (HL), vertical height of avalanche drop (h), and total volume in a release zone (V), were investigated by observing avalanche videos, interpreting aerial photographs, and reviewing past avalanche survey reports. In addition, avalanche tremors (measurements of ground vibration caused by avalanches) were recorded as dynamic observations using video recording equipment at two locations. From these measurements and surveys of past records, numerical information was documented for 3401 avalanches and 1693 avalanche tremors.

Slope inclinations at the avalanche release zone for surface and full-depth avalanches ranged from 35° to 40° and from 40° to 45° , respectively. Frequency histograms of the direct angle of elevation from the outer end of the deposit zone to the highest point of the release zone produced a normal distribution with peaks in the range of 32° to 38° for surface avalanches and 34° to 40° for full-depth avalanches. The frequencies of these events were similar between winters but differed between regions.

When the total volume of an avalanche in the release zone exceeds approximately 10^4 m^3 , the excessive travel distance ($Le=HL-h/\tan 32^\circ$) increases according to the total volume of the avalanche. Avalanches with an excessive travel distance of over 1 km occurred when volumes of more than 10^4 m^3 were released. Avalanches with more than 10^5 m^3 of total volume in a release zone are surface avalanches, and these showed the mobility of large-scale avalanches with increased excessive travel distance. This characteristic was most common in dry surface avalanches.

The relationship between avalanche frequency and magnitude (area of the release zone or horizontal run-out distance of avalanches) exhibited a power-law relationship, and the power-law exponents (α) of avalanches that occurred in each separate winter were similar. However, the power-law exponents of the avalanches differed between regions and avalanche types.

When the probability of non-exceedance of the direct angle of elevation for each class of vertical height of avalanche drop was examined, the direct angle of elevation became smaller as the vertical height of the avalanche drop became greater, at the same

non-exceedance probability. Therefore, the lower limit of the direct angle of elevation is clearly defined according to slope height, and a danger range can be realistically determined by also considering the total avalanche volume in the release zone. In addition, introducing the concept of an avalanche risk matrix using the probability of avalanche occurrence and the degree of damage (force of impact), an avalanche risk level can be determined for specific locations, or over a wide area, after setting the danger range according to the scale of the slope and the total avalanche volume in the release zone.

目 次

第1章 序論	1
1.1 研究の背景	1
1.2 既往研究	5
1.2.1 雪崩の調査研究	5
1.2.2 海外の調査事例	9
1.3 研究の目的	10
1.4 本論文の構成	11
第2章 調査研究方法	13
2.1 はじめに	13
2.2 雪崩に関連するデータの取得	13
2.2.1 雪崩映像観測	13
2.2.2 雪崩震動観測	14
2.2.3 空中写真判読	15
2.2.4 雪崩調査報告	16
2.2.5 調査観測で取得した雪崩データ	17
2.3 調査検討項目	17
2.3.1 動態観測による雪崩の発生状況と発生機構	17
2.3.2 大規模雪崩の動態	17
2.3.3 雪崩の地形要素と規模	18
2.3.4 雪崩の流動性と階級	22
2.3.5 雪崩の発生規模と発生頻度	24
2.3.6 本研究で用いた雪崩データと調査検討項目	26
2.3.7 積雪深分布と雪崩の関係	26
2.3.8 雪崩のハザードとリスクの定量化	27
2.4 本研究のフロー	29
第3章 雪崩の動態観測と雪崩発生の特徴 (1) (新潟県能生町権現岳)	31
3.1 はじめに	31
3.2 調査観測内容	31
3.2.1 雪崩観測地の概要	31
3.2.2 雪崩観測の方法	33
3.3 気象と積雪の観測結果	35
3.4 雪崩の観測結果	36
3.4.1 雪崩映像観測と雪崩震動観測の結果	36
3.4.2 雪崩震動の特徴	38
3.5 気象と雪崩の発生状況	40
3.5.1 積雪安定度と融雪水量の計算	40
3.5.2 2001～2002年冬期の気象と雪崩の発生状況	42
3.5.3 2002～2003年冬期の気象と雪崩の発生状況	44
3.5.4 2003～2004年冬期の気象と雪崩の発生状況	45
3.5.5 2004～2005年冬期の気象と雪崩の発生状況	47

3.6	大規模雪崩の動態解析	48
3.7	雪崩の発生規模と発生頻度	53
3.8	まとめ	54
第4章	雪崩の動態観測と雪崩発生の特徴 (2) (長野県白馬村八方尾根)	57
4.1	はじめに	57
4.2	調査観測内容	57
4.2.1	雪崩観測地の概要	57
4.2.2	雪崩観測の方法	57
4.3	雪崩の観測結果	61
4.4	大規模雪崩の発生状況	62
4.5	大規模雪崩の発生と積雪安定度	65
4.5.1	積雪安定度の計算	65
4.5.2	1999～2000年冬期の気象と雪崩の発生状況	67
4.5.3	2001～2002年冬期の気象と雪崩の発生状況	67
4.5.4	2003～2004年冬期の気象と雪崩の発生状況	68
4.5.5	2004～2005年冬期の気象と雪崩の発生状況	71
4.6	積雪安定度と積雪断面観測	72
4.7	大規模雪崩の動態解析	74
4.8	雪崩の発生規模と発生頻度	76
4.9	まとめ	77
第5章	空中写真判読による雪崩発生の特徴 (1) (新潟県/長野県 苗場山・鳥甲山周辺)	79
5.1	はじめに	79
5.2	調査地域の概要	79
5.3	調査方法	81
5.3.1	空中写真撮影と雪崩の判読	81
5.3.2	雪崩の数値化	82
5.3.3	雪崩の地形要素, 流動性と発生数	83
5.4	雪崩の発生と気象・積雪の状況	83
5.4.1	空中写真の判読による雪崩の発生状況	83
5.4.2	空中写真撮影年の積雪と気象状況	85
5.5	雪崩の地形要素の特徴	88
5.5.1	発生区勾配と堆積区勾配の特徴	88
5.5.2	到達距離と落差の特徴	89
5.5.3	見通し角の特徴	91
5.5.4	発生区面積と到達距離の関係	91
5.5.5	到達距離と落差の関係	92
5.5.6	発生区面積と発生区勾配・堆積区勾配の関係	93
5.6	雪崩の流動性	94
5.6.1	発生区面積と発生区標高, 見通し角, 超過距離の関係	94
5.6.2	超過距離と発生区標高の関係	95
5.7	1989年3月29日と2006年2月5日に発生した大規模雪崩との関係	95
5.8	雪崩の発生規模と発生頻度	96
5.8.1	発生区面積・到達距離と発生数	96

5.8.2	区域・冬期・雪崩種類別の発生規模と発生数	97
5.9	まとめ	98
第6章	空中写真判読による雪崩発生の特徴 (2) (岐阜県 笠ヶ岳周辺)	101
6.1	はじめに	101
6.2	調査地域の概要	101
6.3	調査方法	104
6.3.1	空中写真撮影・航空レーザ測量と雪崩の判読	104
6.3.2	雪崩の数値化	105
6.3.3	雪崩の地形要素, 流動性と発生数	105
6.4	雪崩の発生と気象・積雪の状況	106
6.4.1	空中写真の判読による雪崩の発生状況	106
6.4.2	大規模雪崩の発生状況	108
6.4.3	空中写真撮影年の積雪・気象状況と積雪断面観測	109
6.5	雪崩の地形要素の特徴	112
6.5.1	発生区勾配と堆積区勾配の特徴	112
6.5.2	到達距離と落差の特徴	113
6.5.3	見通し角の特徴	114
6.5.4	発生区面積と到達距離の関係	115
6.5.5	到達距離と落差の関係	115
6.5.6	発生区面積と発生区勾配・堆積区勾配の関係	116
6.6	雪崩の流動性	117
6.6.1	発生区面積と発生区標高, 見通し角, 超過距離の関係	117
6.6.2	超過距離と発生区標高の関係	118
6.7	雪崩の発生規模と発生頻度	119
6.7.1	発生区面積・到達距離と発生数	119
6.7.2	区域・冬期・雪崩種類別の発生規模と発生数	120
6.8	まとめ	121
第7章	雪崩の地形要素と規模の特徴	123
7.1	はじめに	123
7.2	雪崩の地形要素と規模に関するデータ	123
7.3	調査方法	128
7.3.1	雪崩の地形要素と規模	128
7.3.2	雪崩の流動性と階級	129
7.4	雪崩の地形要素の特徴	130
7.4.1	発生区勾配と堆積区勾配の特徴	130
7.4.2	到達距離と落差の特徴	131
7.4.3	見通し角の特徴	132
7.4.4	到達距離と落差の関係	133
7.4.5	到達距離と発生区勾配・堆積区勾配の関係	134
7.5	雪崩の流動性	136
7.5.1	発生量と発生区標高・見通し角・超過距離の関係	136
7.5.2	超過距離と発生区標高の関係	137
7.6	雪崩の階級	138

7.6.1	ポテンシャル階級の算定	138
7.6.2	ポテンシャル階級と地形要素の関係	140
7.7	まとめ	140
第8章	航空レーザ測量による積雪深の分布と雪崩の発生	143
8.1	はじめに	143
8.2	航空レーザ測量による積雪深分布の計測	143
8.3	積雪深の分布と地形	145
8.3.1	積雪深の平面分布	145
8.3.2	斜面勾配の違いによる標高と積雪深の関係	146
8.3.3	斜面方位の違いによる標高と積雪深の関係	147
8.4	積雪深の分布と雪崩の関係	148
8.4.1	斜面勾配の違いによる積雪深の分布と雪崩の関係	148
8.4.2	斜面方位の違いによる積雪深の分布と雪崩の関係	149
8.5	まとめ	152
第9章	雪崩のハザードとリスクの定量化	153
9.1	はじめに	153
9.2	雪崩のハザードとリスク	153
9.3	雪崩ハザードの検討	155
9.3.1	ハザードの対象となる要素	155
9.3.2	見通し角の検討	156
9.4	雪崩リスク	158
9.4.1	雪崩リスクの基本的な考え方	158
9.4.2	危険範囲	159
9.4.3	発生頻度	159
9.4.4	被害規模	161
9.4.5	雪崩リスクマトリクス	163
9.5	ケーススタディ	164
9.5.1	対象箇所の概要	164
9.5.2	危険範囲の設定	166
9.5.3	発生頻度の算定	166
9.5.4	被害規模の算定	167
9.5.5	雪崩リスクの算定	170
9.6	まとめ	171
第10章	結論	173
10.1	本研究の成果	173
10.2	今後の課題と展開	176

参考文献

謝 辞

第1章 序論

1.1 研究の背景

日本は北緯 40 度の中緯度帯に位置しているが、北海道と日本海側の地域では寒冷で降雪が多い地域である。特に本州の日本海側は世界的にも類をみない豪雪地帯であり、冬季の降雪水量が 1000mm を上回る地域も存在する。積雪は水資源やスキーなどのレジャーにとって恵みとなるが、豪雪時をはじめとして、冬期には各種の雪害が発生して市民生活に大きな影響を与える場合がある。雪害には多量の積雪による鉄道や道路の交通障害、集落の孤立などが発生する積雪害、雪の重みや積雪層の沈降力で建物や樹木の被害が発生する雪圧害、斜面の積雪の一部が崩壊して発生する雪崩害、融雪期などに雪解けによって洪水や土砂災害が発生する融雪害がある。

1956（昭和 31）年に公布された積雪寒冷特別地域における道路交通の確保に関する特別措置法（雪寒法）では、2 月の最大積雪深の累年平均が 50cm 以上の地域を積雪地域とし、1 月の平均気温の累年平均が 0°C 以下の地域が寒冷地域と定義されている（図 1-1）。積雪寒冷地域はいずれかに該当する地域であるが、日本では国土の約 6 割が該当し、全人口の約 20% である約 2800 万人もの人々が生活している。

また、1960（昭和 36）年の豪雪を契機として雪害対策の必要性が強く認識され、1962（昭和 37）年に公布された豪雪地帯対策特別措置法によって、豪雪地帯は 1 道 9 県が全域指定、14 県が一部指定されている。豪雪地帯は過去 30 年間の累年平均積雪積算値が 5000cm 日以上の地域が 2/3 以上を占める市町村が該当し、過去 20 年間の累年平均積雪積算値が 15000cm 日以上の地域が半分以上を占め、住民生活に著しい支障を生じる市町村は特別豪雪地帯として指定されている（図 1-2）。

このような積雪地では、過去に三八豪雪（1963 年、死者 228 人）、五六豪雪（1981



図1-1 積雪寒冷地域（国土交通省資料）

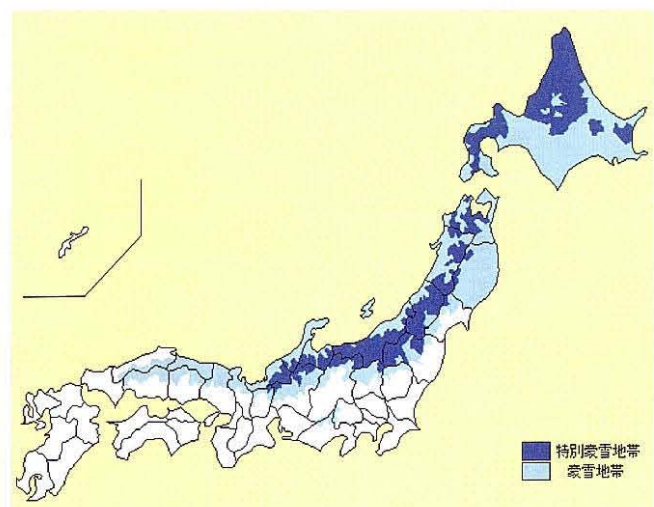


図1-2 豪雪地帯及び特別豪雪地帯（全国積雪寒冷地帯振興協議会資料）

年、死者 113 人)、五九豪雪(1984 年、死者 143 人)、六一豪雪(1986 年、死者 82 名)などの雪害が発生している。六一豪雪以降から平成の時代になってしばらく暖冬少雪傾向が続いているが、北海道南西沖地震(1993 年)、兵庫県南部地震(1995 年)、東北地方太平洋沖地震(2011 年)が発生した年を除くと、毎年の自然災害は土砂災害を含む風水害が大きな割合を占めているが、雪害はそれに続く第二の災害となっている。最近の雪害としては、2004~2005(平成 16~17)年の冬期(死者 88 名、負傷者 771 名、住家被害 202 棟)、2005~2006(平成 17~18)年の冬期(死者 152 名、負傷者 2145 名、住家被害 4713 棟)、2010~2011(平成 22~23)年の冬期(死者 128 名、負傷者 1491 名、住家被害 579 棟)、2011~2012(平成 23~24)年の冬期(死者 132 名、負傷者 1980 名、住家被害 514 棟)などが発生している(内閣府資料)。2005~2006(平成 17~18)年の冬期は六一豪雪以来の 20 年ぶりの豪雪であり、平成 18 年豪雪と命名された。

このような雪害は、地域の自然的・社会的条件により状況は様々であるが、特に大きな被害が発生するのは雪崩災害である。雪崩とは斜面上に降り積もった雪が重力によって下方へ高速で移動する現象であり、表層雪崩で 100~200km/h、全層雪崩で 40~80km/h と速度が極めて速く、衝撃力は鉄筋コンクリートの建物を倒壊する力(100t/m²)にも及ぶことがある。国内における雪崩の統計として、明治の初めから平成 11(1999)年までの雪崩災害の総件数は 7468 件であり、総死者数は 6053 人となっている(和泉, 2004)。1900 年から 1999 年までの 100 年間における雪崩の発生件数と死者・行方不明者((社)雪センター, 2000)について、図 1-3 と図 1-4 に示す。1955(昭和 30)年から 1985(昭和 60)年頃ま

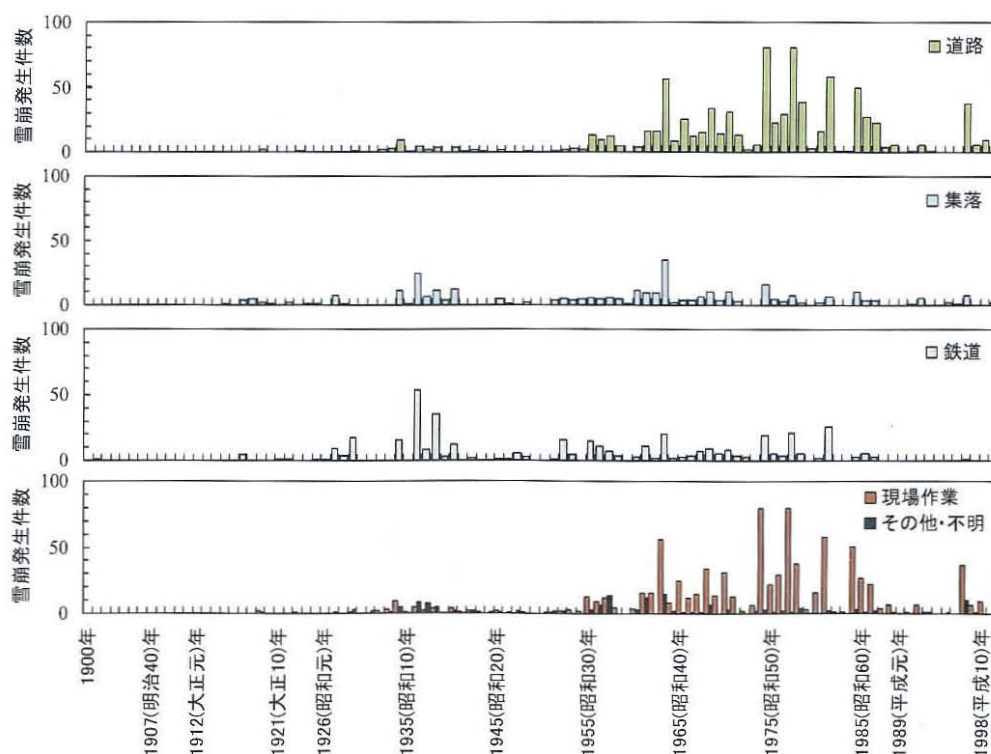


図 1-3 1900~1999年の種類別雪崩発生件数((社)雪センター, 2000より作成) 宿舎や長屋等は集落, 鉱山, 炭焼き, 猟等は現場作業, 登山, スキー, 山菜採りやその他不明を含めその他・不明に分類

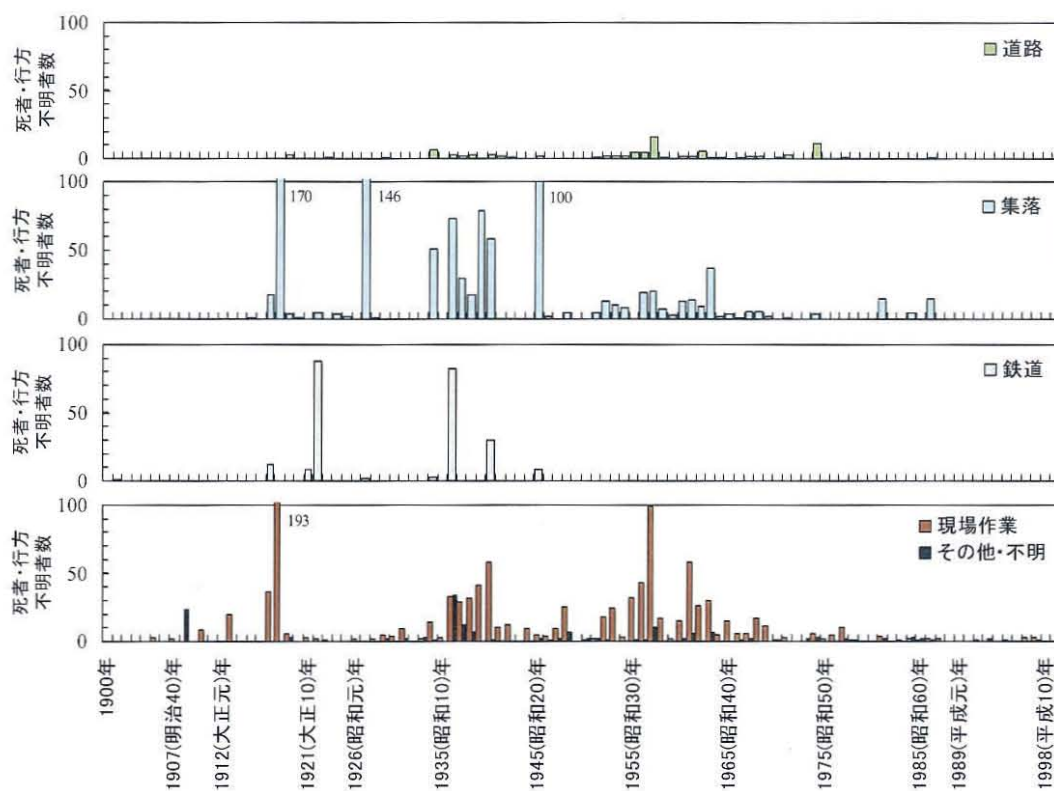


図1-4 1900～1999年の種類別雪崩死者・行方不明者数((社)雪センター, 2000より作成)

では発生件数が多く、死者・行方不明者は昭和40年代までは多いが、いずれも平成の時代になってからは少ない状態である。過去の主な雪崩災害について表1-1に示すが、大正時代から昭和の初期には死者・行方不明が80人以上の雪崩災害が発生している。これらは集落や鉄道、現場作業（鉱山や発電）の被害であり、当時は発生件数では少ないものの、単独の雪崩によって大きな被害が発生している。

表1-1 過去の主な雪崩災害(改訂 雪崩とその対策(1993)を元に加筆, スキーや山岳登山等は除く)

西暦	元号	月日	場 所	被 害 等	雪崩の種類
1918	大正7年	1月9日	新潟県三俣村(現 湯沢町)	倒壊家屋34戸, 死者158名(国内では最大の被害雪崩)	泡雪崩(乾雪表層雪崩)
1918	大正7年	1月20日	山形県大泉村(現 朝日村)	大鳥鉱山で雪崩が発生し死者154名	表層雪崩
1922	大正11年	2月3日	新潟県青海村(現 糸魚川市)	北陸本線親不知-青海間で客車2両が巻き込まれ死者90名	全層雪崩
1927	昭和2年	2月8日	新潟県能生町(現 糸魚川市)西平	民家3戸が倒壊し死者11名	表層雪崩
1927	昭和2年	2月10日	新潟県入広瀬村(現 魚沼市)大白川	民家1戸が倒壊し死者6名	不明
1938	昭和13年	12月27日	富山県宇奈月町(現 黒部市)黒部峡谷志合谷	黒部川第三発電所関係の工事現場で雪崩に巻き込まれ死者84名	泡雪崩(乾雪表層雪崩)
1940	昭和15年	1月29日	岐阜県白川村保木脇	民家3戸が雪崩に巻き込まれ死者16名	不明
1940	昭和15年	3月15日	山形県小国町	米坂線荒川第4鉄橋で列車が雪崩に巻き込まれ川に転落, 死者15名	不明
1956	昭和31年	1月31日	群馬県吾妻郡草津町	万座鉱山で雪崩が発生し死者14名	不明
1956	昭和31年	2月10日	富山県宇奈月町(現 黒部市)黒部峡谷猫又	黒部川第二発電所関係の工事現場で雪崩に巻き込まれ死者21名	表層雪崩
1957	昭和32年	2月13日	新潟県湯ノ谷村(現 魚沼市)芋川	電源開発の工事現場が雪崩に巻き込まれ死者7名	不明
1957	昭和32年	4月12日	新潟県津南町樽田	石炭採掘場が土砂崩れを伴う雪崩に巻き込まれ死者19名	全層雪崩
1959	昭和34年	2月14日	富山県大山町(現 富山市)有峰	発電所工事現場で雪崩が発生し死者7名	不明
1961	昭和36年	2月16日	長野県栄村青倉	民家5戸が全半壊し死者11名	不明
1963	昭和38年	2月16日	福井県勝山市横倉	民家など14棟が雪崩に巻き込まれ死者16名	面発生乾雪表層雪崩
1981	昭和56年	1月7日	新潟県守門村(現 魚沼市)大倉	民家4戸が全半壊し死者8名	面発生乾雪表層雪崩
1981	昭和56年	1月18日	新潟県湯ノ谷村(現 魚沼市)下折立	老人ホームが雪崩に巻き込まれ, 民家1戸が全壊し死者6名	面発生乾雪全層雪崩
1984	昭和59年	2月9日	新潟県中里村(現 十日町市)清津峡温泉	旅館5軒が全半壊し死者5名	面発生乾雪全層雪崩
1986	昭和61年	1月26日	新潟県能生町(現 糸魚川市)櫛口	民家10戸が全半壊し死者13名	面発生乾雪表層雪崩
1986	昭和61年	3月21日	山形県尾花沢市市野々	民家1戸が全壊し死者2名	面発生湿雪全層雪崩
2000	平成12年	3月27日	岐阜県上宝村(現 高山市)左俣谷	建設現場で除雪作業中に雪崩に巻き込まれ死者2名	面発生乾雪表層雪崩
2006	平成18年	2月10日	秋田県仙北市田沢湖町乳頭温泉	旅館一部破損し死者1名	面発生乾雪表層雪崩
2012	平成24年	2月1日	秋田県仙北市田沢湖町玉川温泉	岩盤浴場で4人が雪崩に巻き込まれ死者3名	面発生乾雪表層雪崩

2000年以降の雪崩の発生件数について、1978年から2011年までの死者・行方不明者（国土交通省資料）について図1-5に示す。昭和の時代は五六，五九，六一豪雪時に多くの雪崩災害が発生していて，平成の時代になってからはしばらく少ない状態が続いていたが，平成18年豪雪（2008年）では多数の雪崩が発生した。最近では全体的に雪崩発生数や死者・行方不明者は減少傾向であるものの，相対的に登山やスキー時の被害が多くなっている。

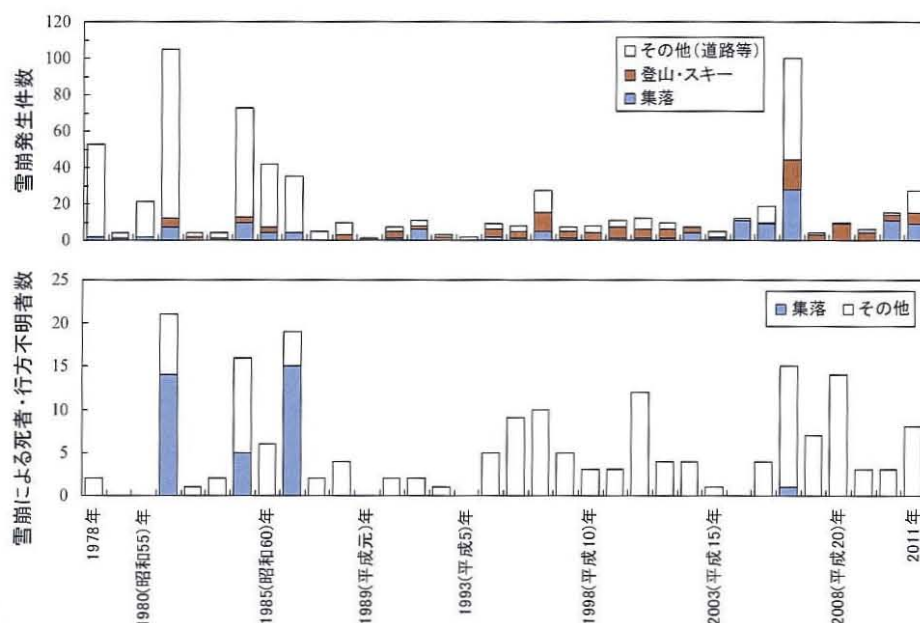


図1-5 1978～2011年における種類別の雪崩発生件数(国土交通省資料より作成)

このような雪崩災害に対する国内の雪崩対策の歴史は古く，豪雪地帯では明治の時代から植林や階段工，石積工などが行われていた。明治の後半からは雪国の鉄道開通に伴い，コンクリート擁壁や雪崩覆い，柵や杭などの構造物が設置され，昭和の初期頃には鉄道や林野において，各種の雪崩対策施設が計画的に設置されていた。戦後には山岳地で電源開発が進められたが，この頃から豪雪地帯の本格的な雪崩対策の検討が開始され，鉄道や林野を中心として雪崩による衝撃力の実験などの調査研究や，各種の雪崩対策施設の改良が行われた。

1956（昭和31）年の雪寒法の制定後に，雪寒事業の中の防雪事業として雪崩対策が本格的に始まり，鉄道など公共的施設の防災，保安林の整備による森林の育成と補完する施設による防災，発電・送電施設の保全などの対策が行われてきた。その後，1963（昭和38）年1月の豪雪（三八豪雪）を契機として道路を中心とした雪崩対策が進められ，人工雪崩実験による雪崩の速度や衝撃力の調査，スノーシェッドや吊柵等の開発など，雪崩対策の近代化が促進された。

1981（昭和56）年の五六豪雪や1984（昭和59）年の五九豪雪では，集落に被害を及ぼす雪崩災害が発生し，1986（昭和61）年1月には新潟県の能生町柵口（ませぐち）において，民家10戸が全半壊し死者13名の雪崩災害が発生した。これ以降は集落に対する雪崩対策が本格的に進められるとともに，研究所や大学等の雪崩調査研究が充実するようにな

った（中俣，1987；（社）砂防学会，1993）．昭和の終わりから平成の時代になってからは全国的に暖冬少雪傾向となり，雪崩災害は全体的に減少しているが，2005（平成17）年12月から2006（平成18）年2月の冬期は20年ぶりの豪雪（平成18年豪雪）となり，全国で100件の雪崩災害が発生した（国土交通省資料）．幸いにも甚大な雪崩災害は発生しなかったが，改めて雪崩対策の推進の重要性が再認識された．

以上のように，過去から積雪山間地における冬期の自然災害として雪崩は大きな脅威であり，山地や森林を荒廃させたり，鉄道，道路や橋梁，建物，発電所などの施設や工事現場などに数多くの被害を及ぼしてきた．このため，暖冬少雪傾向であっても雪崩対策の取り組みは引き続き欠かすことはできないものの，社会や経済，環境などの条件が変化していることを勘案して，効率的な雪崩対策と調査研究を推進することが課題となっている．

1.2 既往研究

1.2.1 雪崩の調査研究

雪崩に関する調査や研究は，雪崩現象そのものに関する性質や，雪崩に対する警戒・避難，雪崩対策に関する内容に区分できる．雪崩の性質は，雪崩の種類，雪崩発生区での雪崩の挙動（クリープ，雪圧等）や積雪構造，雪崩の発生区から走路・堆積区に至るまでの運動，雪崩の走路や堆積区での衝撃力などが対象となる．警戒・避難は雪崩の発生する場所や時期の予測，雪崩の危険区域の設定などのソフトの対策が対象となる．雪崩対策は構造物や雪崩の制御など，主にハードの対策が対象となる．

雪崩現象の把握には，雪崩の発生区から堆積区にできるだけ近い箇所において，雪崩発生までの気象，雪崩の発生形態や規模に関する数値情報，積雪の情報が必要となるが，地形状況や気象条件の厳しい厳冬期にこれらが同時に得られる場所は限定される．このような状況において，自然に発生する雪崩の発生から停止に至るまでの状況を直接的に記録することは極めて困難である．人工的に雪崩を発生させてその動態の記録を得る方法があるが，場所の選定や経費，危険性などから実際に実施することが難しく，現状では自然に発生する雪崩が調査研究の対象となる．

このような雪崩に関する調査としては，①雪崩発生後の現地調査や，②雪崩観測，③空中写真撮影などの方法があり，過去から様々な調査研究が行われてきている．①の雪崩発生後の現地調査はこれまでに災害発生後などに数多く実施されており，組織的な調査では雪崩の数値的な諸元や積雪状況などの詳細な調査がなされ，主に雪崩の種類や大きさ，気象や積雪構造から雪崩の発生機構が推定されている．大規模な雪崩の場合には現地調査のほかに，空中写真判読や雪崩の運動に関するシミュレーションを含めた総合的な調査研究が行われている（例えば小林ら，1986；（社）日本雪氷学会，2001）．

これらの既往の調査事例による知見から，ある場所で発生した雪崩の原因や特徴を推定することは可能となっているが，雪崩は発生した後の降雪や降雨，日射，気温などで痕跡

が不明になりやすく、山岳地で発生することが多いため、調査自体が物理的に困難な場合があり、実際の雪崩現象を直接観察できる機会は極めて少ない状態のため、雪崩に関する情報は断片的で推測の部分が多いのが実態である。通常は雪崩の発生自体が不明であり、被害を生じた場合の災害報道などで初めて雪崩の発生が認識される場合が多いことから、現地での毎冬期の調査数は少ない状態であるが、現在でも雪崩調査の基本となっている方法である。

②の雪崩観測については、これまでに雪崩の映像や雪崩の衝撃力、雪崩に起因する地盤震動などの現地観測が行われている。北海道幌延町の間寒別（といかんべつ）では定期的な雪崩発生状況の写真撮影が行われ（成田ら、1975, 1976, 1977, 1978）、VTRによる雪崩状況の録画映像（雪崩映像）の観測も行われた（秋田谷、1973）。富山県の黒部峡谷の志合（しあい）谷では、雪崩の衝突による荷重の計測が行われ（清水ら、1972, 1973, 1974, 1975, 1977）、後には特に煙型の乾雪表層雪崩（ホウ雪崩）の研究を目的として、雪崩状況の録画や、雪崩衝撃力の計測、地震計を用いた雪崩に起因する地盤震動（雪崩震動）の計測、人工雪崩の実験などの総合的な雪崩観測が行われ、雪崩ダイナミクスに関する多くの知見が得られた。（黒部峡谷雪崩実験観測研究グループ、1989）。新潟県塩沢町の蟹沢（かにさわ）新田ではビデオカメラと3台の地震計を用いた雪崩観測が行われており、常時微動や人工的な震動と比較して雪崩震動の検知レベルが明らかとなった（村松、1993）。

最近の雪崩観測の事例として、北海道幌延町の間寒別では、2001年に2台のビデオカメラと4台の地震計を用いた雪崩観測によって、雪崩発生箇所や雪崩量の推定が行われている（今西ら、2004）。また、新潟県妙高山域の幕ノ沢では、2000～2001年の冬期から気象観測とビデオカメラ、地震計、雪崩発生検知システムを用いた雪崩観測が行われ、雪崩震動の検知による雪崩発生と積雪安定度の比較（Takeuchi *et al.*, 2001）や、雪崩震動と映像から雪崩の速度が算出され（Takeuchi *et al.*, 2003）、9冬期の観測で5回の大規模雪崩が観測されている（竹内ら、2009）。

このような雪崩観測では、雪崩の動態を直接的に把握することで雪崩の発生位置や発生日時が判明し、雪崩の動態や大規模雪崩の発生状況、一冬期間の雪崩発生の時系列の把握が可能である。しかし、雪崩観測は特定の斜面などが対象で場所が限定されるうえ、雪崩の発生区から堆積区までの範囲が観測可能な場所を確保することが難しく、データの取得には長期間を要するとともに、多くの経費や労力が必要である。雪崩の映像を観測項目とした場合は、悪天候時や月明かりのない夜間は監視が不可能であるのも欠点である。

③の空中写真撮影は広域の情報を取得する場合に有力な手法であり、空中写真が積雪や雪崩に活用され始めたのは1960年代からである（荘田、1963；鎌田、1964a, 1964b；大場、1964）。空中写真は行動や時間的制限のある地上調査に比較して、危険で近づけない場所でも測量可能であり、後に詳しく繰り返し計測できるという客観性がある（荘田、1968）。空中写真の活用として、五六豪雪や五九豪雪を契機とした雪崩の総合的な対策を目的として、

新潟県魚沼地区，新潟・長野県境の姫川地区，石川県の白峰地区で撮影された空中写真から雪崩発生危険度の評価が行われている（建設省河川局，1983，1988；倉島，1985）。また，空中写真判読を用いて雪崩の実走距離と落差の関係（松田ら，1994）や，雪崩の規模が大きい場合は雪崩の発生量（(社)日本雪氷学会，2001）の解析などがある。最近では，新幹線建設の際に雪崩危険度評価の基礎資料としても用いられている（斎藤ら，2000；新山ら，2003）。

空中写真は，撮影時点までに発生した雪崩を広域的に一括して把握が可能である利点があるが，表層雪崩と全層雪崩の判別は可能であるものの，空中写真だけでは雪崩層の雪の乾湿や雪崩の発生日時は不明であり，他の調査を併用する必要がある。また，空中写真は撮影時点までに発生した雪崩を一括して記録している状況のため，一冬期間の雪崩発生の時系列を把握するには複数回の撮影が必要である。

以上のとおり，各種の雪崩調査によって雪崩データを取得する方法はいずれも一長一短があり，雪崩の要素によっては取得できないデータもあることから，国内では雪崩に関する情報は未だに十分でない状態である。

雪崩の特徴として雪崩現象を表現する要素としては，雪崩の分類や雪崩の形状，雪崩の規模や大きさのほか，雪崩の発生から移動，堆積に関する勾配や距離などの地形的な要素（地形要素）がある。雪崩の分類については1998年に見直しが行われ，実際の雪崩発生事例から点発生の全層雪崩を加えた分類が表1-2のとおり提案されており，それぞれの要素の区分の組合せで表現している。同時に雪崩の運動形態による分類も追加された（(社)日本雪氷学会，1998）。これらの分類の概念を図1-6と図1-7に示す。

表1-2 雪崩の分類名称((社)日本雪氷学会，1998)

雪崩分類の要素	区分名	定 義	
雪崩発生の形	点発生	一点からくさび状に動き出す。一般に小規模。	
	面発生	かなり広い面積にわたりいっせいに動き出す。一般に大規模。	
雪崩層（始動積雪）の乾湿	乾 雪	発生域の雪崩層（始動積雪）が水分を含まない。	
	湿 雪	発生域の雪崩層（始動積雪）が水分を含む。	
雪崩層（始動積雪）のすべり層の位置	表 層	すべり面が積雪内部。	
	全 層	すべり面が地面。	
雪 崩 発 生 の 形			
点 発 生 面 発 生			
雪崩層(始動積雪)の乾湿	乾 湿	点 発 生	面 発 生
	湿 雪	点 発 生	面 発 生
		乾雪表層雪崩	乾雪全層雪崩
		乾雪表層雪崩	乾雪全層雪崩
		湿雪表層雪崩	湿雪全層雪崩
		湿雪表層雪崩	湿雪全層雪崩
		表層 (積雪の内部)	全層 (地面)
		表層 (積雪の内部)	全層 (地面)
雪崩層(始動積雪)のすべり面の位置			

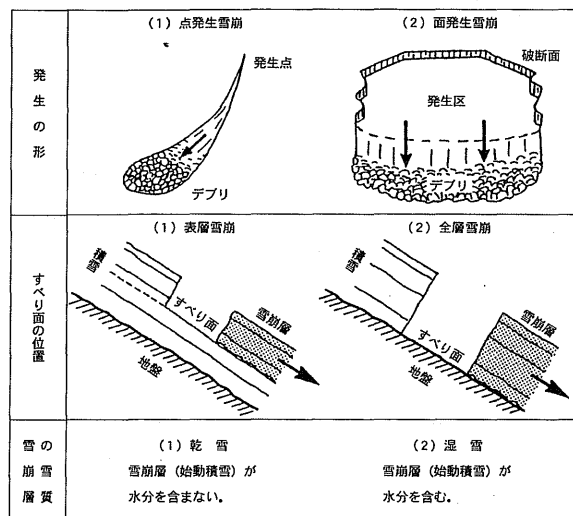


図1-6 雪崩の分類要素(前野ら, 2000)

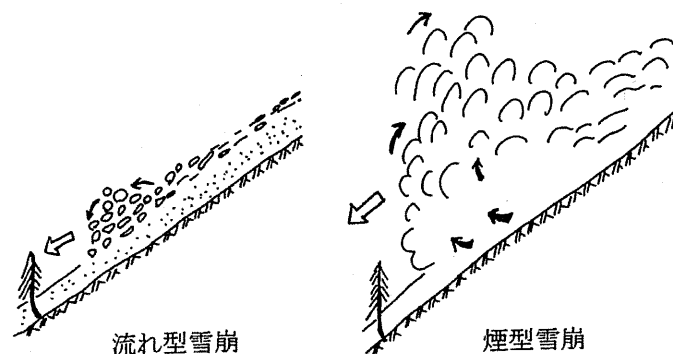


図1-7 雪崩の運動形態((社)日本雪氷学会, 1998)

雪崩の地形要素に関する調査として、国内では雪崩の発生した斜面の勾配、形状、方位などに関する特徴 ((財)高速道路調査会, 1975) や、到達距離、見通し角、発生量に関する特徴 (建設省河川局, 1988 ; 吉松ら, 1988 など) の調査がある。また、雪崩の実走距離と落差の関係 (松田ら, 1994) や、雪崩の流動性に着目して、雪崩の発生量や雪崩の地形要素の関係が調査されている (和泉, 1986)。

雪崩の規模や破壊力を数値的に表示する方法として、雪崩の階級量がある(清水, 1967)。階級には質量階級や、質量と滑落した高さで表すポテンシャル階級 (P.M.) があり、後者は雪崩の Magnitude (マグニチュード) と定義されている (Shoda, 1965)。国内で発生する雪崩のポテンシャル階級は 10 以下の範囲で表示できるとされており (清水, 1979)、雪崩災害の調査時に個々に雪崩階級が求められている場合もあるが、階級が明らかな雪崩の数は極めて少ないのが現状である (表 1-3)。

表1-3 雪崩の質量階級とポテンシャル階級(前野ら, 2000)

発生年月日	場所	質量 (トン)	質量階級	重心落差 (m)	ポテンシャル階級	死亡	負傷
1961.1.26	北海道天塩・下平陸橋	3000	3.5	150	6.7		
1961.4.5	北海道日高・新冠	4500	3.7	80	6.6	21	6
1961.4.5	北海道日高・額平	5600	3.8	70	6.6	12	6
1962.1.10	ワスカラン(ペルー)	3000000	6.5	4000	11.3	>4000	
1964.4.1	北海道古平・稲倉	60000	4.8	70	7.6		
1965.3.14	北海道日高・札内川	300000	5.6	700	9.5	6	
1965.4.15	北海道夕張市	300	2.5	20	4.8	1	
1986.1.23	新潟県能生町	41200	4.6	400	8.2	13	

次に、雪崩の危険度評価に関しては、雪崩の危険範囲を表す指標として主に見通し角や到達距離が用いられているが、いずれも雪崩の到達範囲を表す目安となるため、危険範囲の設定などから防災上極めて重要である。雪崩の場合は、見通し角として表層雪崩は 18°、全層雪崩は 24°の範囲までが雪崩の到達範囲 (高橋, 1960) として危険区域の基準として用いられていて (図 1-8)、勾配が 15°以上の斜面において見通し角が 18°までの範囲が雪崩の危険範囲となっている。また、雪崩の発生する場における発生危険度については、斜

面の傾斜，植生，最大積雪深を点数化して合計点で危険度を表現する評点法が用いられている（表 1-4）。

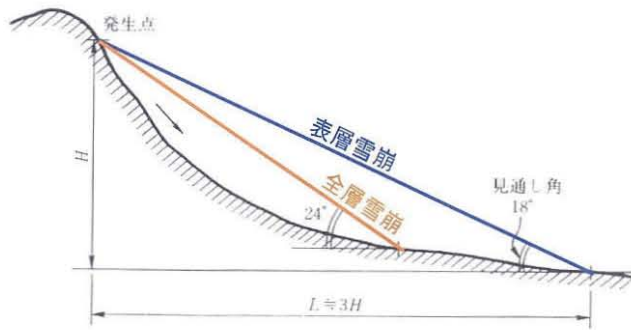


図1-8 雪崩の見通し角(砂防学講座, 1993)

表 1-4 雪崩の階級別評価得点の一例((社)日本建設機械化協会, 1988の表を一部改変)

要因	階級	評価得点
①勾配(傾斜)	1. 30°未満	4
	2. 30°～40°	7
	3. 40°以上	10
②植生	1. 高木 疎密度50%以上	4
	2. 高木 疎密度20～50%	7
	中木 疎密度50%以上	9
	3. 中木 疎密度20～50%	9
③積雪深	4. 低木 疎密度20～100%	10
	4. 裸地, 草地, 樹高2m未満の灌木, 樹冠疎密度20%未満	10
	1. 100cm未満	0
	2. 100～200cm	6
危険度の分級基準(①+②+③)	3. 200～300cm	7
	4. 300cm以上	9
	A	27点以上
	B	23～26点
	C	20～22点

1. 2. 2 海外の調査事例

海外における雪崩の地形要素に関する調査として，雪崩の発生する斜面の勾配 (Perla, 1977; McClung and Schaerer, 2006)や堆積区の勾配の特徴(McClung and Schaerer, 2006)のほか，到達距離については地形上のパラメータから統計的に予測する手法として，Lied and Bakkehoi (1980), Bakkehoi *et al.*(1983)などがある。このほか，雪崩の幅や厚さなどの数値的な諸元のほか，表 1-5 に示すような雪崩の規模を雪崩サイズとして段階的に表現する手法が用いられていて，発生した雪崩を 4～5 段階に表現している。

表 1-5 海外の雪崩サイズの区分 (<http://en.wikipedia.org/wiki/Avalanche>)

European avalanche size table			
Size	Runout	Potential Damage	Physical Size
1 - Stuff	Small snow slide that cannot bury a person, though there is a danger of falling.	Unlikely, but possible risk of injury or death to people.	length <50 m volume <100 m ³
2 - Small	Stops within the slope	Could bury, injure or kill a person.	length <100 m volume <1,000 m ³
3 - Medium	Runs to the bottom of the slope.	Could bury and destroy a car, damage a truck, destroy small buildings or break trees.	length <1,000 m volume <10,000 m ³
4 - Large	Runs over flat areas (significantly less than 30°) of at least 50 m in length, may reach the valley bottom.	Could bury and destroy large trucks and trains, large buildings and forested areas.	length >1,000 m volume >10,000 m ³

Canadian classification for avalanche size	
Size	Destructive Potential
1	Relatively harmless to people.
2	Could bury, injure or kill a person.
3	Could bury and destroy a car, damage a truck, destroy a small building or break a few trees.
4	Could destroy a railway car, large truck, several buildings or a forest area up to 4 hectares.
5	Largest snow avalanche known. Could destroy a village or a forest of 40 hectares.

United States classification for avalanche size	
Size	Destructive Potential
1	Stuff or snow that slides less than 50m (150') of slope distance.
2	Small, relative to path.
3	Medium, relative to path.
4	Large, relative to path.
5	Major or maximum, relative to path.

また、雪崩の規模として雪崩発生区の積雪の破断面を対象として（図1-9）、上部破断面（クラウンサーフェス）の深さ、破断面の幅や幅の2乗、クラウンサーフェスの深さと破断面の幅の積などの各値と雪崩発生数の関係についての調査が行われている（Louchet *et al.*, 2002; Rosenthal

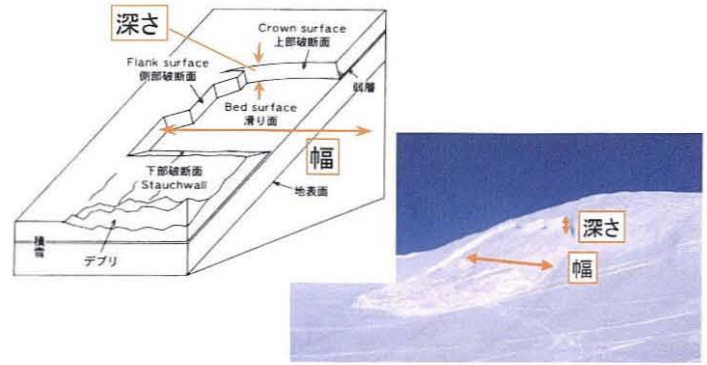


図1-9 雪崩の破断面の形状(前野ら, 2000を元に加筆)

and Elder, 2003; McClung, 2003; Faillettaz *et al.*, 2004, 2006; Bair *et al.*, 2008). また, McClung and Schaerer (2006)による U.S.スケールの雪崩サイズ(1~5)を対象として、雪崩の発生数との関係についての調査もある（Birkeland and Landry, 2002; Naisbitt *et al.*, 2008). 国内ではこのような雪崩発生区の要素や雪崩サイズに関するデータはほとんど存在せず、雪崩の規模と発生数に関する調査事例はみあたらない。

また、最近では雪崩対策において、発生確率と被害規模からなるリスクの概念を導入している国がある。例えばスイスでは、自然災害を対象に Probability（確率）と Intensity（強度）を用いた Intensity-Probability Diagram（図1-10）を活用していて、縦軸の強度はそれぞれの災害現象で異なるが、雪崩の場合は衝撃力を用いており、確率は Return Period（再現期間）を採用している。このような概念は国内では使われていない。

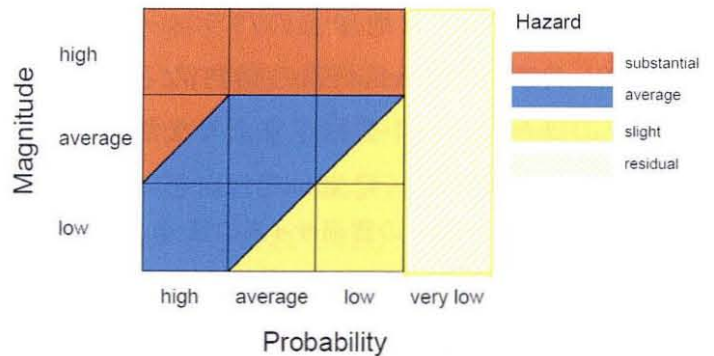


図1-10 スイスのIntensity-Probability Diagram (Roberto, 2000)

1.3 研究の目的

国内では定点や広域で毎冬の雪崩発生状況の継続的なモニタリングはほとんど行われていないため、現在でも雪崩災害の発生後など事後の現地調査が主体となっている。このため、雪崩災害の発生場所や日時、被害の情報は蓄積されているものの、雪崩発生地における一冬期間中や複数の冬期にわたる雪崩発生状況や、毎冬期の雪崩発生状況の時系列的な変化、広域での雪崩発生状況に関する調査は十分ではなく、雪崩の到達距離や見通し角などの地形要素や、発生量など規模に関する基礎的な数値の諸元に関する体系的な調査事例は現在でも少ない状況である。最近では暖冬少雪傾向により顕著な雪崩災害が減少しているが、将来的には雪崩の頻度や発生形態がどう変化するのか、多雪時にはどうなるのかといった点についても不明点が多い。

雪崩の分類や、発生から移動、堆積までの地形要素、規模や大きさに関する各種の数値情報は、雪崩対策の指標や大規模雪崩の対策、雪崩のハザードやリスクの評価の基本とな

る情報である。海外ではスキー場や道路に関する雪崩発生事例や、人工雪崩による調査も用いられていて豊富なデータが存在するが、国内では様々な調査や観測によって雪崩に関する情報は蓄積されてきているものの、海外のような雪崩に関するデータは乏しい状態である。特に大きな被害をもたらす大規模な乾雪表層雪崩に関しては、発生後の情報しか得ることができないため、雪崩発生時の気象、積雪や雪崩そのものの特徴に関する情報が得られる機会は非常に少ない。

このため本研究では、まず冬期間の雪崩の発生実態を雪崩の動態観測や冬期の空中写真の判読を中心として把握するとともに、雪崩の地形要素や規模、発生規模と頻度に関する基本的な特徴を明らかにした。そのうえで、これらのデータを利用して雪崩のハザードとリスクの定量化に向けた検討を行うことを目的として、次の5項目を研究の対象とした。

- 1) 動態観測による雪崩の発生状況と発生機構の解明、大規模雪崩の発生と動態
- 2) 雪崩の地形要素や要素間の関係の特徴
- 3) 雪崩の規模や流動性、階級の特徴
- 4) 雪崩の発生規模と発生頻度の関係
- 5) 雪崩のハザードとリスクの定量化

1.4 本論文の構成

本論文は図1-11に示すように、序論を含めて10章から構成されている。各章の概要は次のとおりである。

「第1章 序論」では、研究の背景として国内の過去の雪崩災害や雪崩対策の歴史、既往研究や海外の調査事例を述べ、研究の目的および本論文の構成を示している。

「第2章 調査研究方法」では、雪崩動態観測と空中写真判読を中心として雪崩データの取得方法を示し、既往の調査研究と関連しながら調査検討方法を述べている。

「第3章、第4章 雪崩の動態観測と雪崩発生の特徴(1)、(2)」では、新潟県能生町と長野県白馬村の2箇所で行った雪崩の動態観測の結果について、各冬期に観測された雪崩の発生状況と発生機構、大規模雪崩の発生と動態、雪崩の発生規模と発生頻度に関する特徴を述べている。

「第5章、第6章 空中写真判読による雪崩発生の特徴(1)、(2)」では、新潟県湯沢町・津南町と長野県栄村の苗場山と鳥甲山の周辺、岐阜県上宝村の笠ヶ岳周辺の2箇所で行った3時期の空中写真から雪崩の判読を行い、各冬期の雪崩の状況や、雪崩の地形要素や、雪崩の規模、流動性、雪崩の発生規模と発生頻度に関する特徴を述べている。

「第7章 雪崩の地形要素と規模の特徴」では、第3章と第4章の雪崩動態観測および第5章と第6章の空中写真判読によって得られた雪崩の数値的なデータに加えて、雪崩映像観測、空中写真判読と各地の雪崩現地調査報告によって得られたデータをあわせて、雪崩の地形要素や、雪崩の規模、流動性、階級、雪崩の発生規模と発生頻度について検討した

結果を述べている。

「第8章 航空レーザ測量による積雪深の分布と雪崩の発生」では、秋田県と岩手県の県境に位置する烏帽子岳（乳頭山）の周辺で行った航空レーザ測量による積雪深の分布状況を参考として、第4章の空中写真判読で得られた雪崩の発生状況と第5章の雪崩の発生区勾配に関連して、積雪分布と雪崩の発生について述べている。

「第9章 雪崩のハザードとリスクの定量化」では、第3章から第7章の雪崩データを用いて、雪崩のハザード評価としての見通し角の設定と、発生確率と被害規模の概念をとり入れた雪崩リスクの検討について述べている。

「第10章 結論」では、本論文の研究成果を要約するとともに、今後の課題と展望について記述した。

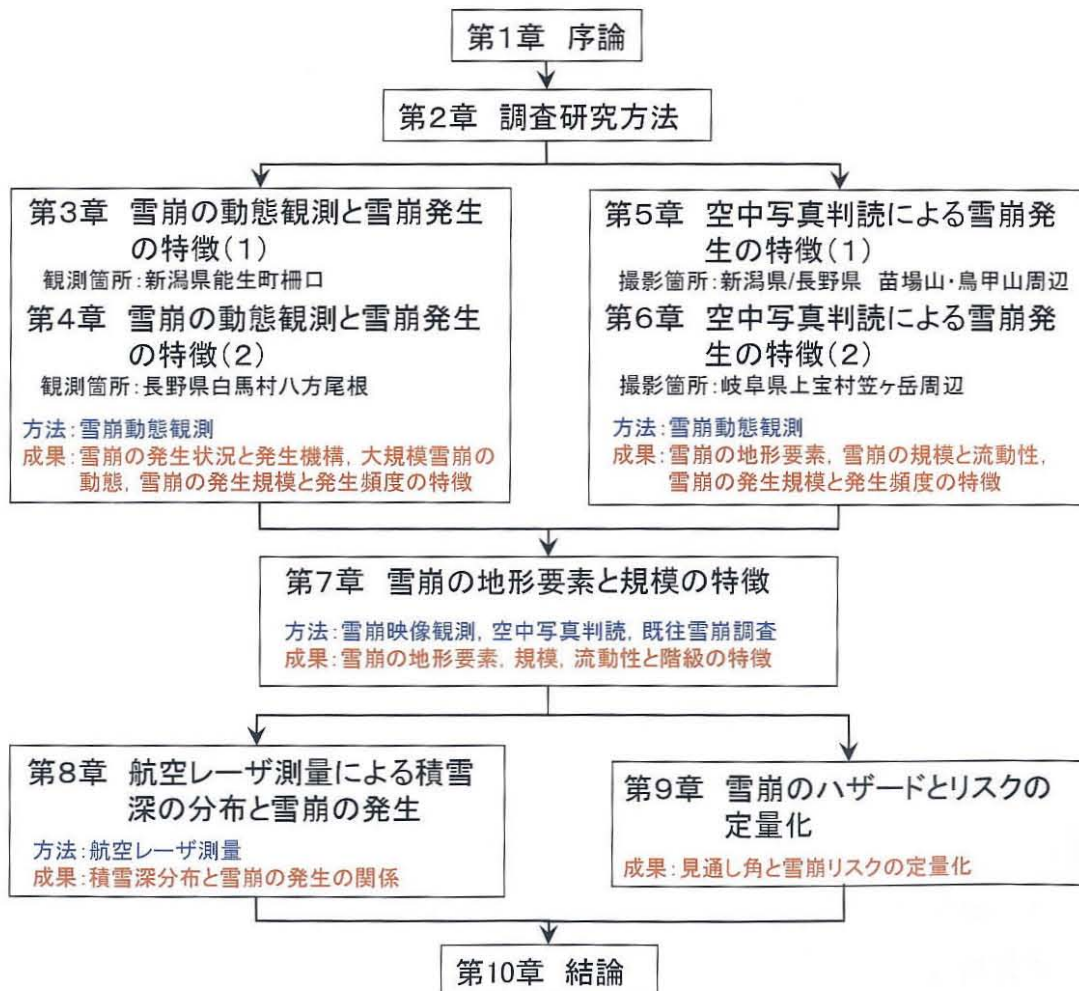


図1-11 本論文の構成と内容

第2章 調査研究方法

2.1 はじめに

国内では雪崩の発生状況や動態，雪崩の数値的な諸元に関するデータは少ないため，まず雪崩に関連する数値的なデータを取得する必要がある．雪崩に関する調査としては雪崩発生後の現地調査や雪崩観測，空中写真撮影などの方法があるが，本研究では雪崩の動態観測として9箇所の雪崩映像観測と2箇所の雪崩に伴う地盤震動の観測，2箇所で3時期に撮影を行った空中写真の判読などを中心として，既往の雪崩調査報告も活用した．第2章では，雪崩データの取得方法と検討内容の概要を述べる．

2.2 雪崩に関連するデータの取得

2.2.1 雪崩映像観測

映像監視の技術は工場の生産ラインやセキュリティ関係の監視手段として多く利用されており，自然災害の分野では土石流や火砕流などの観測で用いられている．雪崩の発生や運動形態を認識するには映像が効果的であり，悪天候時や夜間は監視できないが，現象をビジュアルに把握可能な点で説得力があり，画像解析によって各種の情報を得ることが可能である．

雪崩の映像観測は過去に雪崩災害が発生した箇所や，雪崩が多発することが判明している図2-1の5県7市町村の9箇所で行った(秋山・武士，2004)．雪崩の発生区から堆積区までを展望可能な地点の家屋等に，高感度カメラと長時間の録画が可能なタイムラプスビデオやデジタルビデオを設置し，冬期間の雪崩発生斜面を0.5～1秒に1画像の割合でコマ撮り状態で録画を行った．観測期間は場所や冬期によって異なるが，1月から3月を中心

観測箇所	観測項目	期間	実施冬期数
①能生町	気象・映像・震動	2001.12～2005.3	4冬期
②白馬村	気象・映像・震動	1996.12～2005.3	9冬期
③米沢市(2斜面)	映像	1995.12～2001.5	6冬期
④只見町(2斜面)	映像	1995.12～2002.3	7冬期
⑤糸魚川市	映像	1996.1～2005.3	9冬期
⑥飯山市	映像	1999.1～2005.3	5冬期
⑦上宝村	映像	2001.12～2003.5	2冬期



図2-1 雪崩映像観測箇所(①と②の箇所は他の観測項目を含めた雪崩動態観測を実施)

として12月から3月末～4月下旬とした。映像を記録した媒体は後に再生して雪崩の発生の有無を調べ、雪崩が発生して流下する映像が確認された場合には、映像を解析することによって、1) 雪崩の発生日時、2) 雪崩の分類、3) 雪崩の地形要素や規模に関する各種の情報を得ることができる。悪天候などで映像が不可視の期間後に雪崩の痕跡が映っている場合もあるが、雪崩の発生と堆積の位置が映像上で追跡可能な場合（全層雪崩に多い）には、1) の発生日時は不明であるが、2) と3) に関する雪崩情報として記録を行うことも可能である。

1) の雪崩の発生日時は、ビデオに搭載の時計の時刻を映像に挿入することで確定する。2) の雪崩の分類については、第1章の表1-2に示す発生の形（面発生・点発生）と、すべり面の位置（表層・全層）、雪崩層の雪の乾湿を区分するが、点発生雪崩は通常小規模であり、映像では小規模な雪崩の場合は発生の形の区別は困難なため、主に面発生の雪崩を対象とした。雪の乾湿については、はっきりと雪煙を伴うような表層雪崩では乾き雪と想定できるが、雪煙を伴わない流れ型の場合は映像だけでは区分が困難である。この場合は、雪崩発生前の近隣気象記録（アメダス等）による降雪状況や、気温の標高補正值から判断して雪の乾湿を決定した。表層雪崩と全層雪崩の区別は、映像上で発生地点の地表が露出しているか否かで判断が容易である。3) の雪崩の地形要素や規模については、雪崩の映像と大～中縮尺の地形図（1/5000～1/25000）を照合して、雪崩の発生区上端と堆積区下端の標高や到達距離を決定し、可能な場合は発生量や発生区の面積を算出した。

雪崩映像の観測箇所のうち、図2-1に示す①の新潟県能生町（現在は糸魚川市）の柵口（ませぐち）地区にある権現（ごんげん）岳の東斜面と、②の長野県白馬村の八方尾根南斜面の崩沢（くずれさわ）流域は雪崩が多数発生する箇所であり、規模の大きい雪崩も観測されているため、雪崩映像観測のほかに、気象観測や雪崩震動観測を含めた総合的な観測（雪崩動態観測）を行った（Akiyama *et al.*, 2007, 2012）。なお、①の能生町柵口の観測箇所は縦断地形が走路の途中で急勾配から緩勾配に変化し、規模の大きい雪崩以外はこの地点で停止することが多いため、発生日時と雪崩の種類は区分しているが、規模の大きい4つの雪崩以外は雪崩の地形要素の算出は行っていない。

雪崩映像観測は悪天候時や月明かりのない夜間は斜面の監視は不可能であり、監視可能な期間は一冬期間中の30～60%程度であるが、7地点の9斜面における雪崩映像観測によって、雪崩の地形要素に関するデータは合計で732個が得られた（秋山ら, 2012）。以上の観測結果の詳細は第3章、第4章と第7章で述べる。

2.2.2 雪崩震動観測

震動計測は地震動のほか、土石流や火砕流などの観測でも用いられており、火砕流では片振幅および継続時間がある程度以上となった場合には、火砕流に伴うと思われる震動波形として火山情報の発表等に利用された。山里ら（1993）は火山を対象として、長周期震

動の最大震幅と崩壊溶岩量の関係や、震動の継続時間と火砕流の到達距離の比較を行っている。また、諏訪ら（1999）は土石流を対象として、溪流近傍に設置した地震計を用いてピーク加速度と土石流サージのピーク流量との関係や、震動加速度震幅の時間積分と流量の時間積分（サージの体積）との相関が高いことを示している。雪崩に関しては第1章のとおり、国内では数箇所雪崩に伴う地盤震動の観測が行われている。雪崩震動観測は映像で観測が不可能な期間でも常時観測が可能であり、海外では雪崩映像と雪崩震動を同時に観測し、関連づけて雪崩の運動を解析する研究（Sabot *et al.*, 1998）や、道路沿いに地震計を設置して雪崩発生の検知を行っている例（Bessason *et al.*, 2007）がある。

雪崩動態観測の箇所である①の能生町柵口と、②の白馬村八方尾根の観測地では、雪崩が多数発生して規模の大きい雪崩も観測されるため、映像観測のほかに気象観測や雪崩震動観測を含む総合的な雪崩動態観測を行った（Akiyama *et al.*, 2007, 2012）。雪崩震動観測では雪崩に伴う地盤震動だけでなく、地震動やノイズを含む地盤震動も計測される。雪崩震動は雪崩の流下に従って震幅が増加する紡錘状の形状を示す特徴があるが（Nishimura and Izumi, 1997）、震動波形の形状だけでは地震動などと区別がつかない場合があるため、近隣の地震観測所における地震動の記録と照合することで正確に雪崩の震動を抽出した。

雪崩震動観測では、①の能生町柵口では1504個、②の白馬村八方尾根では189個の雪崩に伴う地盤震動のデータが得られた。以上の観測結果の詳細は第3章と第4章で述べる。

2.2.3 空中写真判読

空中写真が積雪や雪崩に活用されはじめたのは1960年代からであり、調査手法として既に長期の実績があるが、同一の範囲を複数回にわたって撮影を行ったり、空中写真の判読結果から雪崩の数値的な諸元に関して体系的な調査を行った事例は意外と少ない。本研究の空中写真判読による雪崩データは、1) 特定の2箇所において3冬期に1回ずつ撮影した空中写真から雪崩を判読したものと、2) 積雪地の1道15県で1回だけ撮影された空中写真から雪崩をランダムに判読した結果を用いた。空中写真の撮影箇所を図2-2に示す。

1) については、①新潟県津南町・湯沢町と長野県栄村の県境付近に位置する苗場山と鳥甲山の周辺および②岐阜県上宝村（現在は高山市）新穂高の笠ヶ岳の周辺において、それぞれ3時期にわたって撮影した空中写真の判読を行った。①の苗場山と鳥甲山の周辺では1997年4月、2001年5月、2002年4月に撮影を行い、合計で1139個の雪崩を判読した（秋山・関口, 2009）。②の笠ヶ岳の周辺では2000年、2006年、2008年の4月に撮影を行い、合計で589個の雪崩を判読した（秋山ら, 2008）。いずれも空中写真の縮尺は1/10000～1/15000である。なお、②の笠ヶ岳の周辺では、2008年4月に空中写真撮影と同時に航空レーザ測量も行った。1)の空中写真の判読結果は第5章と第6章で述べる。

2)については、③松田ら（1994）による12県の空中写真の判読資料と、④1道8県で1回だけ撮影されている積雪地の空中写真を判読した結果を用いた。③の松田ら（1994）は、

青森県から滋賀県にかけての12県の山岳地域において、1963年から1993年の冬期に撮影された空中写真から563個の雪崩を判読したものであり、④は北海道から長野県にかけての1道8県の山岳地域において、1984年から1997年の冬期に撮影されたものであり、238個の雪崩を判読したものである(秋山ら, 2012)。いずれも空中写真の縮尺は1/10000~1/15000である。2)の空中写真の判読結果の詳細は第7章で述べる。

空中写真

- ①新潟県・長野県境の苗場山と鳥甲山周辺で3回撮影
- ②岐阜県上宝村新穂高の笠ヶ岳周辺で3回撮影
- ③, ④北海道から滋賀県の1道15県で1回撮影

いずれも縮尺は
1/10000~1/15000

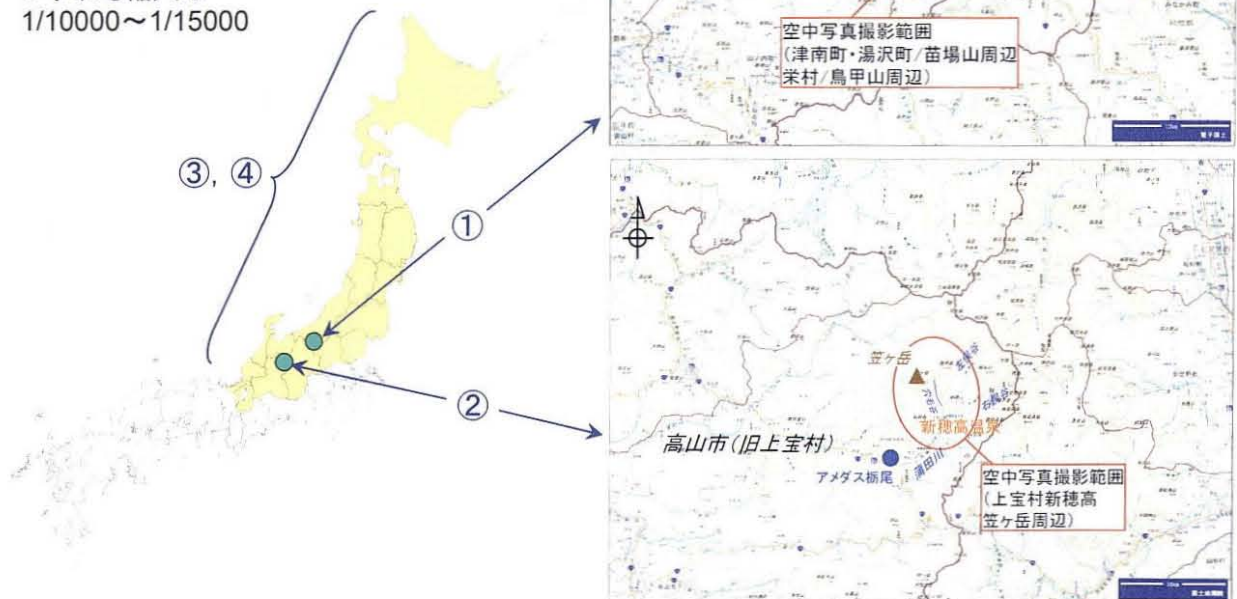


図 2-2 空中写真撮影箇所 (背景地図データは電子国土 Web システムから配信されたものである)

2.2.4 雪崩調査報告

雪崩動態観測や空中写真判読のほかに、和泉(1986)で用いられた17件の雪崩調査報告を含め、主に五六豪雪や五九豪雪以降に行われている各種の雪崩調査の報告資料を収集した。資料は主に学会誌や調査報告書、学会発表の予稿集で公表されているものであるが、雪崩の地形要素として、雪崩の発生区・堆積区の標高と、到達距離として水平の投影距離と最短距離が判明している雪崩を対象とした。収集した雪崩は合計で44事例である。なお、公開されていない内部的な資料はここでは用いていない。

また、集落を襲った雪崩災害の調査資料(吉松ら, 1988)のうち、雪庇が崩落した特殊な2事例を除いた96個の雪崩データを用いた。これらの雪崩調査報告には、雪崩の地形要素のほかに雪崩の発生量が推定されている事例が多いため、発生量を指標とした雪崩の階級に関する検討も行った(秋山ら, 2012)。以上の結果の詳細は第7章で述べる。

2.2.5 調査観測で取得した雪崩データ

以上の2.2.1の雪崩動態観測や2.2.3の空中写真判読、2.2.4の雪崩調査報告によって得られた雪崩データは表層雪崩が1565個、全層雪崩が1836個であり、雪崩の地形要素に関して合計で3401個の雪崩データが得られた。このうち、雪崩の発生量が判明しているのは105個である。2.2.2の雪崩震動観測では、1693個の雪崩震動データが得られた。

2.3 調査検討項目

2.3.1 動態観測による雪崩の発生状況と発生機構

雪崩の動態観測は雪崩映像観測を基本としているが、図2-1に示す①の能生町柵口と②の白馬村八方尾根では、気象、雪崩映像、雪崩震動の3つの項目を基本とした総合的な雪崩動態観測を行った。①の能生町柵口では、2001年から2005年までの4冬期の観測を行った。②の白馬村八方尾根では、1996年から雪崩映像観測を開始して2005年まで9冬期にわたる観測を行っているが、2002～2003年の冬期から気象、雪崩映像、雪崩震動の3項目の観測を開始しており、中途から観測のレベルが向上している。

①の能生町柵口の観測では、気象と雪崩の発生、積雪安定度や融雪水量と雪崩の発生、雪崩震動の特徴について検討を行った。②の白馬村八方尾根観測の観測では、大規模な乾雪表層雪崩を中心として、気象や積雪安定度と雪崩の発生、雪崩震動の特徴について検討を行った。以上の結果の詳細は第3章と第4章で述べる。

2.3.2 大規模雪崩の動態

大規模雪崩は発生頻度が少ないうえ、実際に観察できる機会はほとんどないため、雪崩の動態を詳細に把握するには人工雪崩が最適な手段である。これに対して、自然発生する雪崩を映像で詳細に記録するには、ビデオカメラや録画機器を用いれば可能であるが、実際には観測機器の設置位置や電源の確保、観測経費、記録媒体の交換頻度など様々な問題から実施された事例は多くない。

雪崩映像観測は低標高から高標高、近景から遠景の風景を広範囲に1画面でコマ撮りの録画状態で記録しているが、不特定な場所で自然発生する雪崩についていかに正確な情報を得るかが重要となる。早川ら(2003)は、数値地理情報と地形図を用いて作成した鳥瞰図に過去の人工雪崩の映像を重ね合わせ、雪崩の位置から雪崩の先端速度を算出して良好な結果を得ている。映像観測では広範囲な斜面を対象としているため、不特定の位置から発生する自然雪崩の発生や堆積した位置はわかるものの、雪崩の運動を詳細に追跡することは非常に困難である。特に表層雪崩では、雪崩と積雪面の色調が同一で動きがわかりにくいという、映像上で走路周辺に岩や木などの印(ランドマークやマーカー)となる指標があったとしても、地形図に記載されておらず位置が不明なため、滑走する雪崩の位置を詳細に決定することは困難である。

雪崩動態観測のうち、図 2-1 に示す①の能生町柵口と②の白馬村八方尾根の観測地では、規模の大きい雪崩が発生するため、雪崩が流下する距離や時間が長い場合には区間的な位置情報を得ることが可能である。解析の精度を向上させる目的で、積雪期の空中写真から正斜投影写真（オルソ画像）を作成し、地形図の等高線を重ねて高さの情報をもつオルソ画像と雪崩映像と比較することで雪崩の運動の詳細な動態解析を行った。

オルソ画像は背景に地表の画像があることから、雪崩映像と対比させることで移動する雪崩の位置を細かく決定することが容易となる。オルソ画像に等高線を重ねた図は無雪期の空中写真と地形図を特定の基準となる標高位置で重ね合わせて作成するが、雪崩の運動解析には積雪期の空中写真と重ねると都合がよい。積雪期では斜面上で雪のつかない露岩部分や、尾根上の植生などがあるが、映像と写真からそれぞれ対比が可能となり、雪崩の区間的な情報だけでなく、発生や堆積の位置などの決定も容易となる。①の能生町柵口と②の白馬村八方尾根の観測地では、発生する大規模な雪崩を対象として、雪崩映像とオルソ画像を用いて画像解析を行い、雪崩の先端の速度を算出するとともに、国内の雪崩シミュレーションで一般的なフェルミー (Voellmy, 1955)モデルを利用して実際の雪崩の動態を再現した。以上の結果の詳細は第3章と第4章で述べる。

2.3.3 雪崩の地形要素と規模

地すべりや斜面崩壊の事例解析では、発生勾配の頻度や移動した土塊の距離、土量などの規模を対象としている。崩土の到達距離を予測する指標としては、崩壊頭部から崩土の到達末端までの流下高と到達距離との関係が統計的に扱われている。崩土の流下高と到達距離の比（流下高/到達距離）は動摩擦係数に等しく、土量が大きいくほどその比は小さくなり、到達距離が大きくなる傾向がある (Scheidegger, 1973 ; Hsü, 1975 ; 森脇, 1987)。崩土の流下高と到達距離の比は等価摩擦係数と呼ばれている (Hsü, 1975)。

雪崩に関する各種の要素は、次の 1)~3)の項目があげられる (秋山ら, 2012)。

1) 雪崩の分類

雪崩発生の形（点発生・面発生）、雪崩層の雪質（乾雪・湿雪）、滑り面の位置（表層・全層）

2) 雪崩の発生から移動、堆積に至るまでの地形的な数値情報（雪崩の地形要素）

発生区・堆積区の標高（発生区の上端・堆積区の下端の標高）、発生区・堆積区の勾配、流下距離（実走距離）、到達距離（水平投影・水平最短の距離）、落差（雪崩の発生区から堆積区までの標高差）、間接・直接の見通し角（図 2-3）。

落差と見通し角には次の関係がある。

$$\text{落差}(h) = \text{発生区の標高}(h_R) - \text{堆積区の標高}(h_D) \quad \cdots(1)$$

$$\text{間接見通し角}(\alpha) = \tan^{-1}(h/HL), \text{ 直接見通し角}(\alpha_0) = \tan^{-1}(h/HL_0) \quad \cdots(2),(3)$$

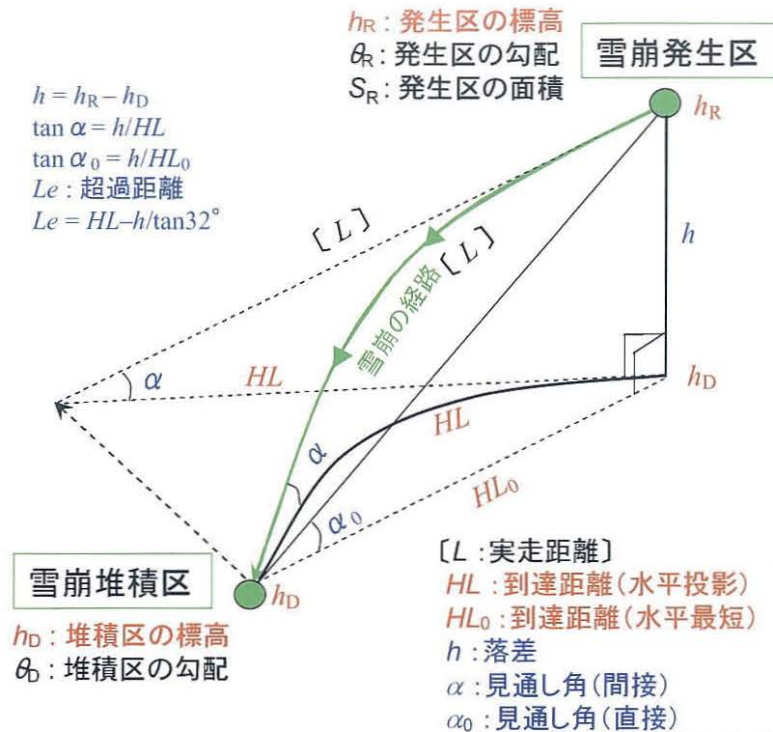


図 2-3 雪崩の発生から移動、堆積までの地形的な数値情報 (和泉(1986)の図を改変)

ここで、 h/HL は落差(h)と到達距離(HL)の比で等価摩擦係数に等しい。図 2-3 は雪崩の経路が屈曲している場合であり、間接見通し角(α)は直接見通し角(α_0)よりも常に小さいが、雪崩の経路が曲線でなければ水平投影(HL)と水平最短(HL_0)の到達距離、直接(α_0)と間接(α)の見通し角は等しくなる。

3) 雪崩の大きさ (量)

雪崩の大きさ (量) としては、雪崩の幅、厚さ、長さ、面積、質量、発生量、堆積量があげられる。雪崩の規模は発生量や質量を対象とする必要があると考えられるが、発生量に関するデータは少ないため、本研究ではデータ数の多い発生区的面積や到達距離も雪崩の規模として用いた。

4) 雪崩の流動性

雪崩の流動性を表す指標としては超過距離がある (和泉, 1986)。超過距離とは雪崩が雪の動摩擦角 32° ですべり下った場合と、実際の雪崩が流下した場合のそれぞれの到達距離 (水平投影距離) の差であり、超過距離を Le 、到達距離を HL 、落差を h とすると、

$$Le = HL - h/\tan 32^\circ \quad \dots\dots(4)$$

である。以上の 2) から 4) の各項目について、本研究で用いる雪崩の地形要素を模式図として図 2-4 に示す。各種の雪崩調査において、雪崩に関する 1) から 3) の各項目の情報が全て取得できる機会はほとんどないと考えられるため、調査によって取得が可能な要素を対象とする必要がある。雪崩の発生と堆積に関しては、発生区的面積(S_R)、発生区と堆積区の勾配(θ_R, θ_D)、雪崩の移動に関しては、経路の水平投影の到達距離(HL)、超過距離(Le)、

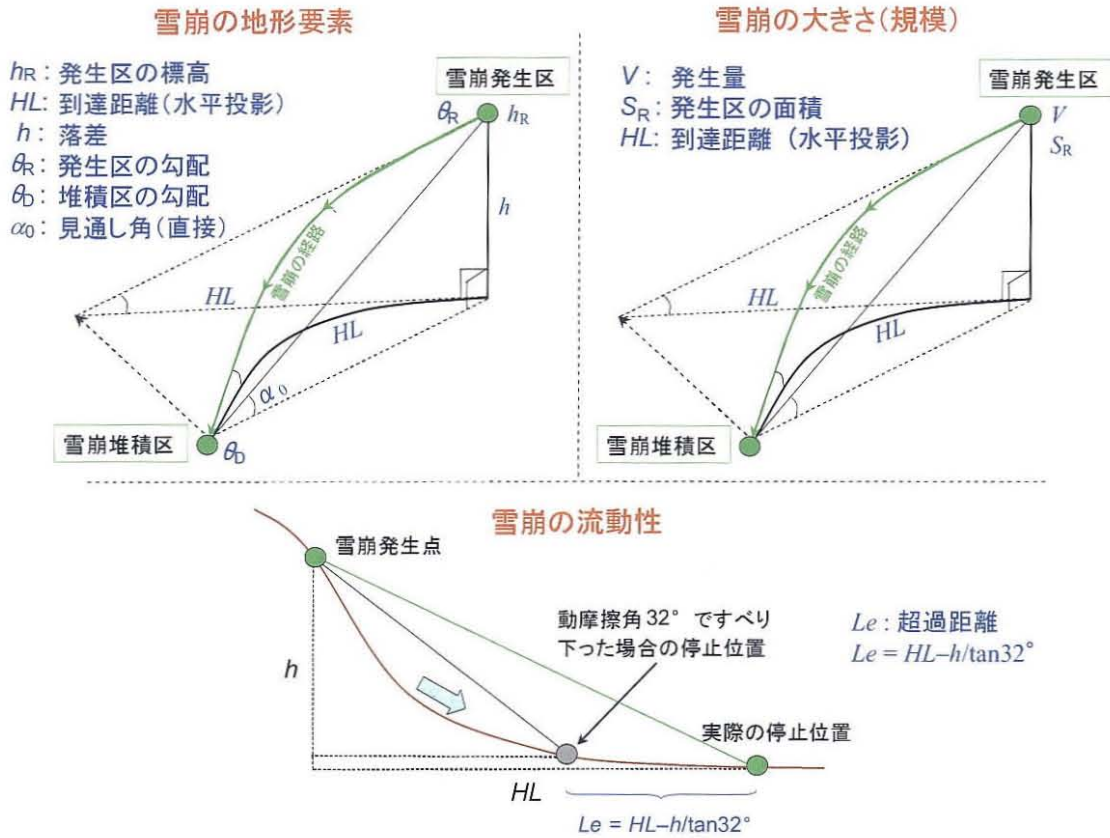


図 2-4 雪崩の地形要素と大きさ(規模), 流動性

落差(h), 直接見通し角(α_0) の各要素が対象となる. 図 2-3 の各要素のうち, 青字で示す雪崩の落差(h)と見通し角(α, α_0), 超過距離(Le)は, 図中の赤字で示す発生区と堆積区の標高(h_R, h_D), 到達距離(HL, HL_0)から計算することが可能なため, この赤字の 4 つの要素は最低限必要な要素として, 勾配や面積など黒字の要素は計測が可能な場合に採用することとした. 雪崩の地形要素や大きさ(規模)などの各要素については, 頻度や要素間の関係, 流動性について検討を行った. その一覧を表 2-1 に示す.

雪崩の地形要素に関する国内の既往の調査で具体的なものとして, 雪崩の発生した斜面

表 2-1 雪崩の地形的要素・大きさの頻度と要素間の関係, 流動性に関する検討

要素	データ数	頻度	要素間の関係	流動性
雪崩の地形要素				
発生区	標高	3401		
	勾配	2832	●	●
走路	到達距離	3401	●	●
	落差	3401	●	●
堆積区	勾配	2602	●	●
	見通し角	3401	●	●
雪崩の大きさ(規模)				
発生区	発生量	105		
	面積	1426	●	●
走路	到達距離	3401	●	●
雪崩の流動性				
超過距離	3401			●

の勾配がある。国内で調査された発生区の傾斜の頻度（加納，1929；高橋・植田，1937；石川，1941）は多くの場合で35°から45°程度の範囲で頻度が高い。また，国内の各機関の調査では発生頻度が高いのは35°から45°程度の範囲であり，雪崩の種類は区分されていないが調査機関別に35～40°か40～45°の範囲が最も頻度が高い（図2-5；（財）高速道路調査会，1975）。

雪崩の到達距離は地形上のパラメータから予測する方法が海外では統計的な予測手法として用いられているが，国内に適用した事例としてFujisawa *et al.*(1993)がある（図2-6）。また，雪崩の見通し角については図2-7のとおり表層雪崩は20°，全層雪崩は27°の最小値に1割の余裕をみて，表層雪崩が18°，全層雪崩が24°までの範囲が雪崩の到達範囲とされており（高橋，1960），高橋の18度法則と呼ばれている（日本雪氷学会，1990）。

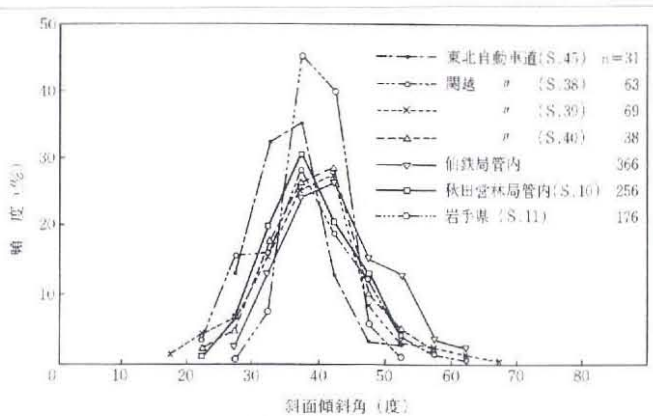


図2-5 傾斜別雪崩頻度の報告例
（砂防学講座，1993）

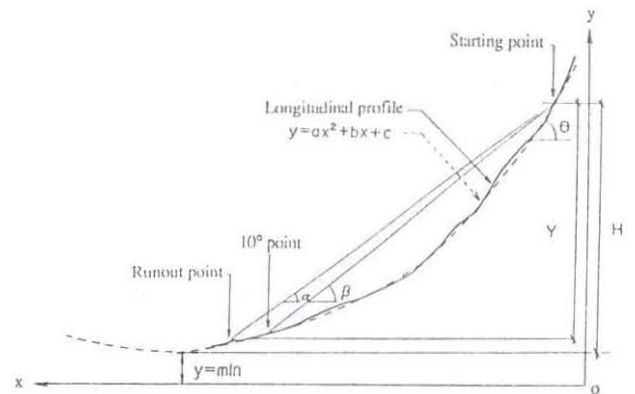


図2-6 地形要素による到達距離の予測
（Fujisawa *et al.*,1993）

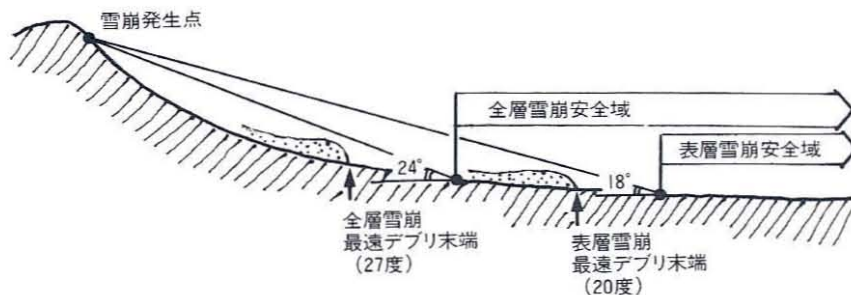


図2-7 見通し角による雪崩到達距離（日本雪氷学会，1990）

なお本研究で用いた地形要素に関する3401個の雪崩データでは，雪崩の地形要素の頻度分布は発生区の面積や到達距離，落差などは値が大きいほど雪崩の数が少なくなるが，発生区や堆積区の勾配，見通し角については正規分布に近い形のものが見られた。この場合は正規性の検定として，D'Agostino and Pearson（ダゴスティノー・パーソン；K.2.）検定を行って正規分布かどうかを確認するとともに，正規性を示した各頻度の分布について，パラメトリック検定のうちのt検定を行って頻度分布の差異を判断した。

地形要素の要素間関係として，松田ら（1994）では425個の表層雪崩と141個の全層雪崩において，雪崩の経路に沿った斜面長である雪崩の実走距離(L)と落差(H)の関係は回帰分析でいずれも $L=2H$ の関係となっていて，落差が1000m以上の傾向をはずれるデータ

を除くと、それぞれ $L=2.0H$, $L=1.8H$ の関係がある (図 2-8)。

海外における雪崩の地形要素に関する調査として、雪崩の発生する斜面の勾配 (傾斜) については、米国、スイスおよび日本で発生した平均の発生層厚が 1 m 前後の 100 個の大規模な面発生雪崩について、発生勾配は 30~45°に多く最も頻度が高いのは 35~40°である (Perla, 1977)。また、日本で発生した雪崩を含む約 200 個の面発生乾雪表層雪崩の発生勾配は、30~45°に多く最も高い頻度は 35~40°(McClung and Schaerer, 2006)である (図 2-9)。代表的な堆積区の斜面傾斜角は 15°以下であり、平地に至るまで滑走する場合もある (McClung and Schaerer, 2006)。

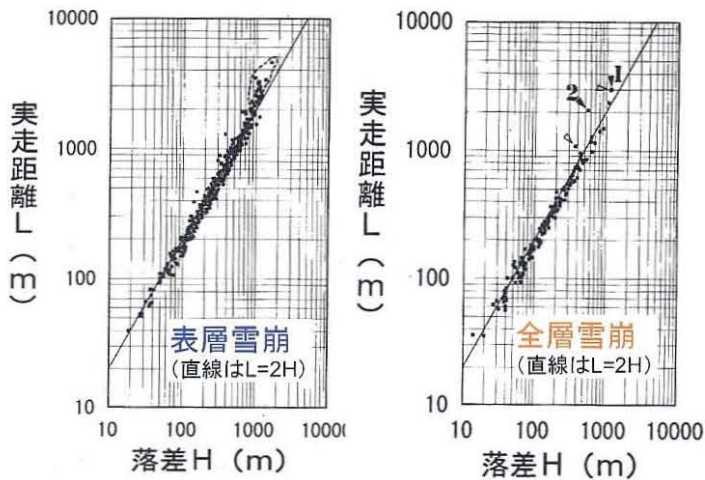


図2-8 雪崩の落差と実走距離の関係 (松田ら, 1994)

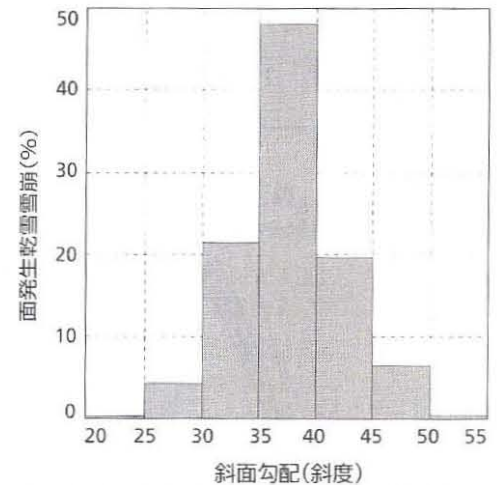


図 2-9 勾配別雪崩頻度の報告例 (McClung and Schaerer, 2006) (雪崩ハンドブック, 2007)

2.3.4 雪崩の流動性と階級

雪崩の流動性については、五六、五九豪雪時の災害資料を中心として、雪崩の発生量が判明している乾雪表層雪崩 6 件、乾雪全層雪崩 4 件、湿雪全層雪崩 7 件の計 17 件の雪崩調査の文献から、雪崩の地形模式図 (図 2-10)に従って各要素を算出して、発生量、発生区標高、直接見通し角、超過距離の関係から雪崩の流動性に関する検討が行われており (和泉, 1986), 次の結果が得られている。

- 1) 標高が高くなると一般的に積雪量が増加するため雪崩発生量は増大し、発生量が増大すると見通し角は小さくなる (図 2-11)。
- 2) 発生量が増大すると等価摩擦係数 (高度差/最大到達距離) は小さくなり、同じ高度差でも遠くまで到達する。発生量が 10^5m^3 を超える大規模雪崩はすべて乾雪表層雪崩で、最も小さい等価摩擦係数は乾雪表層雪崩から得られた。
- 3) 見通し角が全層雪崩 24°、表層雪崩 18°を下回る雪崩もあるが、全体としてはほぼ 18°以上を満足していた (図 2-11)。

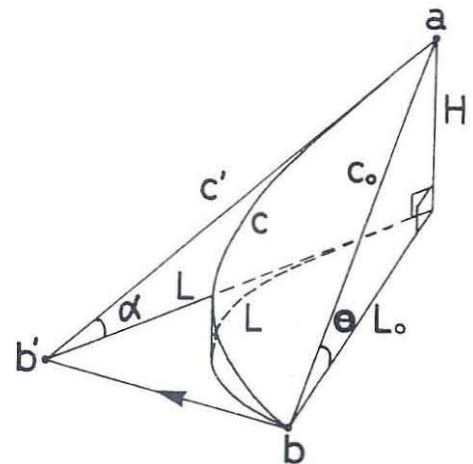


図2-10 雪崩の地形模式図 (和泉, 1986)

4) 全層雪崩の場合は湿雪全層と乾雪全層の2件の雪崩を除いて超過距離はほぼ0mであるが、乾雪表層雪崩は発生量とともに超過距離は増大して流動性が増し(図2-12), 超過距離は発生点の標高が高くなるにつれて直線的に増大する傾向にある(図2-13).

5) 全層雪崩の場合は2件を除いて超過距離はほぼ0mで発生標高による違いがなく、乾雪表層雪崩は標高が高くなると超過距離は直線的に増大する傾向であったが、これはすべて新潟県内において豪雪時に発生した雪崩を扱っており、地域と時期が限定したためと考えられている(図2-13).

本研究では、雪崩の発生量が判明している事例を中心として、発生量が不明な場合は発生区の面積対象として、発生区標高や直接見通し角、超過距離との関係および超過距離と発生区標高の関係について、雪崩の種類別に検討を行った。

次に雪崩の階級である質量階級やポテンシャル階級(清水, 1967)についてはいずれも質量が用いられており、雪崩の体積と積雪密度の情報が必要となるが、雪崩災害発生後の現地調査においても一般的にこれらの値の取得は困難であり、個々の雪崩災害で雪崩の階級が求められている場合があるが、活用される機会は今現在ではほとんどない状態である。

このため、雪崩の発生量が判明している事例を対象として雪崩の階級を算定するとともに、地形要素との関係について検討を行った。

以上の検討内容の詳細は、空中写真判読の第5章、第6章と、雪崩データ全体を扱っている第7章で述べる。

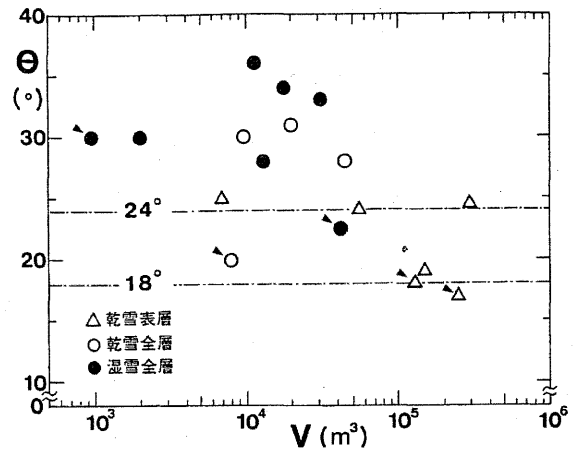


図2-11 雪崩発生量Vと見通し角θの関係(和泉, 1986)

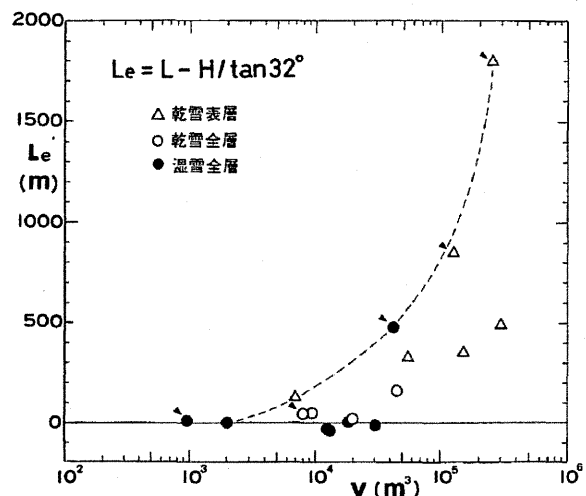


図2-12 雪崩発生量Vと超過距離Leの関係(和泉, 1986)

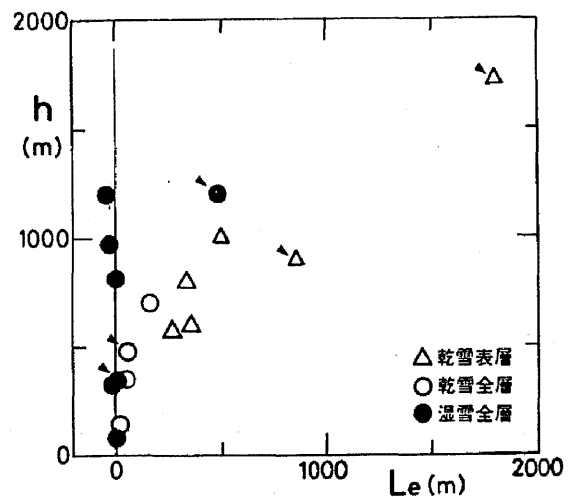


図2-13 超過距離Leと発生標高hの関係(和泉, 1986)

2.3.5 雪崩の発生規模と発生頻度

最近海外では、雪崩発生区の積雪の破断面の大きさや、U.S.スケールの雪崩サイズ(1~5)を対象として、雪崩の発生数との関係についての調査が行われている。これはスキー場や道路沿いのアバランチ・パス(雪崩道)における多数の雪崩データが用いられていて、雪崩発生区の破断面の深さや幅、雪崩サイズに関する要素が扱われている。雪崩は主に面発生の乾雪雪崩(dry slab avalanche)を対象としているが、全層雪崩や湿雪雪崩を対象としたものはない。国内ではスキー場や道路に関する雪崩のデータや、雪崩発生区の破断面、雪崩サイズに関するデータはほとんど蓄積されていないため、海外のような雪崩の規模と発生数に関する調査は行われていないが、雪崩動態観測や空中写真判読で得られた雪崩の数値情報を用いて、発生規模と発生数に関する同様の検討がある(秋山, 2008)。

これらの雪崩の発生規模と発生数には、規模が大きい(小さい)雪崩ほど発生数が少ない(多い)という傾向があり(図2-14~2-17)、べき乗則(Power-law)の関係が成り立つことが指摘されている(Birkeland and Landry, 2002; Louchet *et al.*, 2002; Rosenthal and Elder,

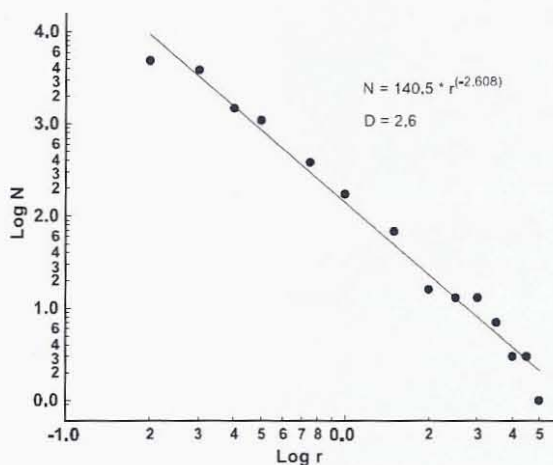


図2-14 Manmoth Mountainで1983-2002年に発生した23000個を超える雪崩の破断面の深さと、累積の雪崩数との関係(Rosenthal and Elder, 2003)

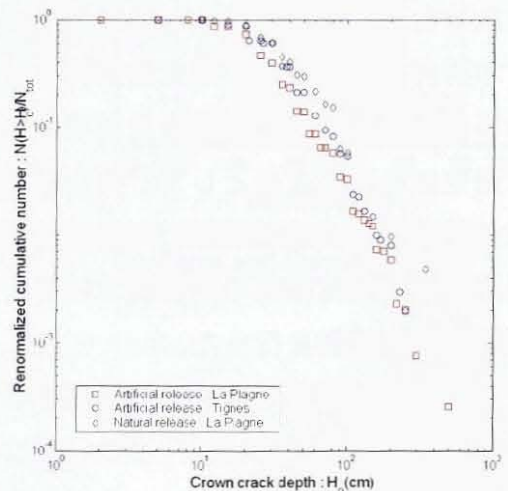


図2-15 La Plagne and Tignes ski resortsの3450個の雪崩データによる発生区の破断面の深さと、累積の雪崩数との関係(Faillietaz *et al.*, 2006)

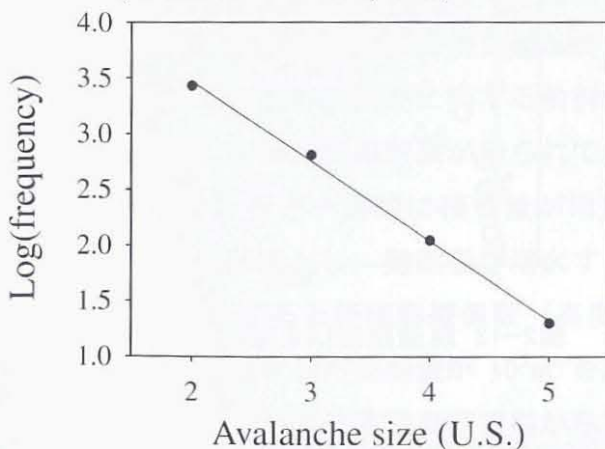


図2-16 Colorado州 Gothicの3093個の雪崩データによるU.S.スケールの雪崩サイズとその発生数との関係(Birkeland and Landry, 2002)

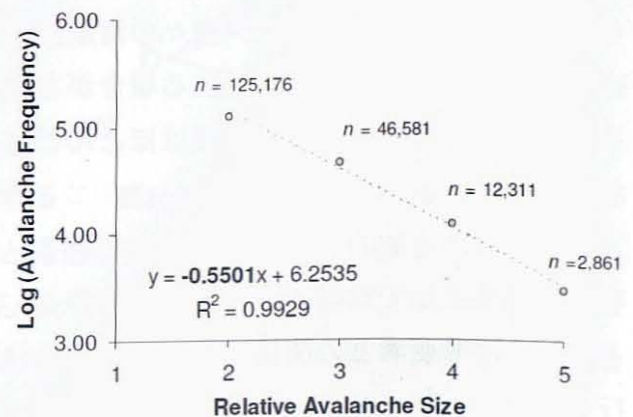


図2-17 Westwide Avalanche Network (WWAN)による186929個の雪崩データのU.S.スケールの雪崩サイズとその発生数との関係(Naisbitt *et al.*, 2008)

2003; Faillettaz *et al.*, 2004, 2006; Bair *et al.*, 2008; Naisbitt *et al.*, 2008). べき乗則の指数である α の値は、小規模から大規模までの雪崩の発生割合を表している。この α の値は地域によらず一定 (Faillettaz *et al.*, 2006) であるという指摘がある一方で、地域によって様々である (Birkeland and Landry, 2002; Rosenthal and Elder, 2003) という結果があり、 α の値の経年的な変化や、アバランチ・パスや地域ごとに α の値が異なるなど、時空間的な変化があるという報告もある (Naisbitt *et al.*, 2008; 図 2-18~図 2-20)。

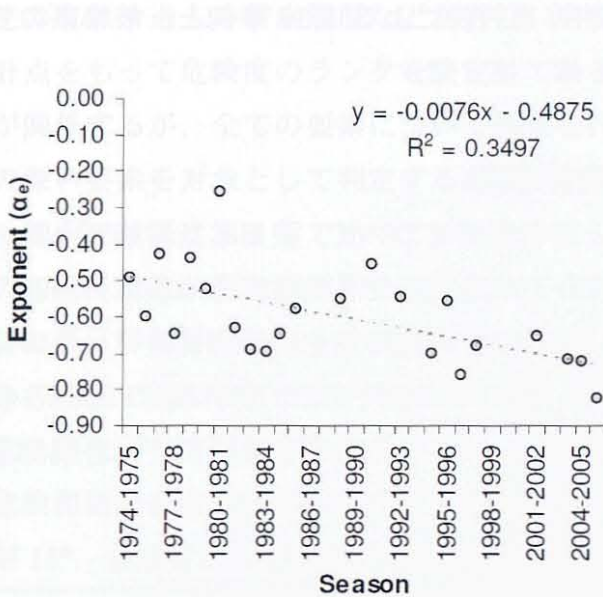


図 2-18 Little Cottonwood Canyonの州道210号 (SR-210)における全アバランチ・パスの α の値の経年変化(Naisbitt *et al.*, 2008)



図 2-19 Westwide Avalanche Network (WWAN)による西アメリカにおける α の値 (Naisbitt *et al.*, 2008)

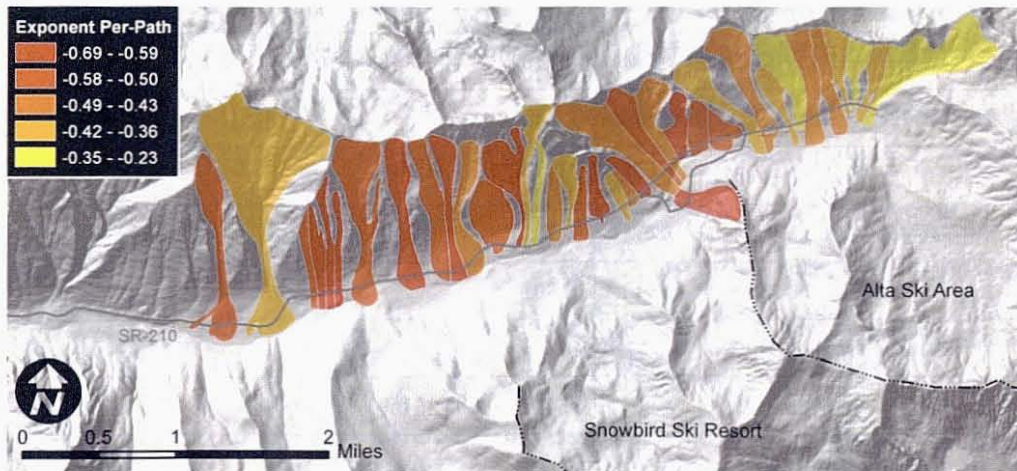


図 2-20 Little Cottonwood Canyonの州道210号 (SR-210)における各アバランチ・パスの α の値 (Naisbitt *et al.*, 2008)

国内では雪崩発生区や雪崩サイズに関するデータはほとんどないが、雪崩の規模として本来は雪崩の発生量が対象になると考えられる。本研究で扱っている発生量のデータ数は105個と少ないため、雪崩の発生区面積と到達距離の2つの要素も規模の対象と考えた。また、雪崩震動観測において、震動波形の震幅の2乗値の総和と地震計から雪崩の中心までの距離から、雪崩の規模である雪崩の質量を推定できることが示されており、(今西ら、

2004), 本研究では震幅の2乗値の総和についても雪崩の規模の対象とした。

なお, 雪崩の発生規模と発生数の関係を調査するには, 時空間的に一定度のまとまりのあるデータを対象とする必要があるため, 次の1)~3)に関する雪崩データを用いて, 区域や冬期, 雪崩種類別の差異を含めて発生規模と発生数の関係について検討を行った。

- 1) 雪崩動態観測(新潟県能生町権現岳)の雪崩震動観測で得られた1504事例(第3章)
- 2) 雪崩動態観測(長野県白馬村八方尾根)の雪崩映像観測で得られた216事例(第4章)
- 3) 新潟県・長野県の苗場山・鳥甲山周辺の空中写真判読による1139事例と, 岐阜県の笠ヶ岳周辺の空中写真判読による589事例(第5章, 第6章)

2.3.6 本研究で用いた雪崩データと調査検討項目

以上の2.3.1から2.3.5に示した調査観測と解析項目について, 使用した雪崩データの一覧を表2-2に示す。雪崩の地形要素に関するデータは, 最低でも発生区と堆積区の標高, 到達距離が計測可能な雪崩でデータ数は3401個あるが, 雪崩の発生量が判明しているのはそのうちの105個であり, 雪崩震動に関するデータは1693個である。解析項目のうち, 白丸の項目は備考欄に記載したそれぞれの章で記載したが, 青丸の項目については各観測箇所データの数の関係から, 総合的な検討を行っている第7章にまとめて記載した。

表2-2 調査観測と解析項目の一覧

調査観測方法	調査観測方法の詳細	調査観測の場所	調査観測期間等	取得したデータ			解析項目				備考	
				地形的要素	発生量	雪崩震動	雪崩の発生状況と発生機構	大規模雪崩の動態	地形要素の特徴・流動性	雪崩の階級		発生規模と発生頻度
雪崩動態観測	気象・雪崩映像・震動観測	能生町・柵口	4冬期	4	4	1504	○	○	●	●	○	第3章
		白馬村・八方尾根	9冬期	216	4	189	○	○	●	●	○	第4章
	雪崩映像観測	5県7箇所	2~9冬期	512	—	—	—	—	●	—	—	第7章
空中写真判読	空中写真判読	苗場山・鳥甲山周辺	3冬期	1139	—	—	—	—	○	—	○	第5章
		笠ヶ岳周辺	3冬期	589	—	—	—	—	○	—	○	第6章
		1道15県	1冬期	801	—	—	—	—	●	—	—	第7章
雪崩調査報告	既往調査	対象雪崩の発生箇所	雪崩発生 の冬期	140	97	—	—	—	●	●	—	第7章
合計				3401	105	1693						

●はまとめて第7章で扱った

2.3.7 積雪深分布と雪崩の関係

秋田県と岩手県の県境に位置する烏帽子岳(乳頭山)の周辺山地において, 無雪期と積雪期の航空レーザ測定の結果を用いて, 積雪深と標高, 斜面傾斜, 斜面方位別の特徴など, 積雪深の分布と地形との関係を検討した(秋山ら, 2009a)。この結果を参考として, 第8章では第5章と第6章の空中写真判読による雪崩の発生状況や, 第7章の雪崩の地形要素や規模と積雪深の関連について述べる。

2.3.8 雪崩のハザードとリスクの定量化

雪崩のハザード（危険度）は、主に雪崩の発生する危険の度合い（発生危険度）と、発生した場合にどこまで到達するかという危険範囲の設定（到達危険度）が対象となる。雪崩の発生危険度の判定については種々の方法があるが、一般的には雪崩の発生に寄与する要素を点数化する方法が用いられている。対象となる要素としては、雪崩発生域の斜面の勾配（傾斜）や斜面方位、斜面形状、植生、既往の最大積雪深、雪庇の状況のほか、対策工の有無や過去の雪崩履歴などがあり、各要素について階級ごとに点数を与えて、その合計点をもって危険度のランクを決定している。雪崩の発生には気象や斜面など様々な条件が関係するが、全ての要素について調査を行うことは困難であるため、雪崩の発生と関係の深い要素を対象として判定する必要がある。

国内では既に第1章で述べているように、雪崩の発生危険度の判定として一般的に斜面の勾配、植生、最大積雪深を点数化して合計点で危険度をランクづけする方法が用いられており、評価得点は表1-4のとおりである。これは新潟県魚沼、長野県姫川、石川県白峰の各地域で撮影された空中写真と地形図を用いて、雪崩の発生地と非発生地の違いを数量化Ⅱ類によって判別するモデルである（倉島, 1985）。また、雪崩の到達危険度については、危険範囲を表す指標として一般的に見通し角が用いられていて、図2-7のとおり表層雪崩が 18° 、全層雪崩が 24° までの範囲が雪崩の到達範囲とされている（高橋, 1960）。

雪崩のハザード評価としては雪崩の発生危険度と到達危険度が対象となるが、発生危険度については第1章の表1-4の評価得点が参考となるため、ここでは到達危険度が対象となる。到達危険度としての到達範囲、は危険範囲の設定などから防災上極めて重要である。

なお、土砂災害の危険範囲については、がけ崩れの場合はがけの下端から高さの2倍以内、地すべりの場合は地すべりの区域と、地すべりの下端から地すべり地塊の長さに相当する距離を合わせた範囲、土石流の場合は溪流の扇頂部から下流で勾配が2度以上の区域が危険範囲となっている。これらは実際の現象を統計的に扱って範囲が決定されており、土砂災害防止法ではこの危険範囲を警戒区域に定めている。このうち、土石等の移動等により建築物に作用する力の大きさが建築物の耐力を上回る区域を特別警戒区域と定めている（国土交通省資料）。

雪崩の危険範囲は見通し角の最小値によって到達する可能性のある範囲を示しているが、見通し角は危険な範囲はわかるものの、最大に到達したときの角度で規制しているため、場合によっては過大な範囲となる場合がある。このため本研究では、雪崩の地形要素に関する3401個のデータを用いて合理的な決定方法の検討を行った。

次に雪崩のリスクに関しては既に第1章で述べているようにスイスでは自然災害を対象として、発生確率と被害規模を考慮したリスクの概念を導入していて、横軸に Probability（確率）、縦軸に Intensity（強度）をとった Intensity-Probability Diagram を活用している。縦軸の強度はそれぞれの災害現象で異なるが、雪崩の場合は衝撃力を用いていて、3、

30kN/m³を境界としている(表2-3)。Probability(確率)はReturn period(再現期間)として1, 30, 100, 300年をとっている(図2-21)。衝撃力は運動モデルとしてSwiss modelと呼ばれる1次元のVoellmy-Salmモデル(Salm *et al.*, 1990)を用いていて、他に2次元や3次元のモデルを使用している場合もあり、地形の要素をパラメータとした統計モデルも利用されている。横軸は雪崩の確率(再現期間)であり、発生確率と被害規模のリスクマトリクス形式で危険度を区分して、この概念を用いたハザード(リスク)マップが作成されている(図2-22)。

表2-3 各災害の強度の基準 (Roberto, 2000)

Process	Low intensity	average intensity	high intensity
Rockfall	E < 30 kJ	30 kJ < E < 300 kJ	E > 300 kJ
Landslide	Vs < 2 cm/year	Vs: dm/year	Vs > dm/day; Displacement > 1 m per event
Debris flow	--	D < 1 m and v < 1 m/s	D > 1 m and v > 1 m/s
Static flooding	h < 0.5 m	0.5 < h < 2 m	h > 2 m
Dynamic flooding	q < 0.5 m ² /s	0.5 < q < 2 m ² /s	q > 2 m ² /s
Bank erosion	t < 0.5 m	0.5 < t < 2 m	t > 2 m
Snow avalanche	P < 3 kN/m ²	3 kN/m ² < P < 30 kN/m ²	P > 30 kN/m ²

E = kinetic energy; Vs = mean annual velocity of landslide; D = thickness of debris front; v = flow velocity (flood or debris flow); h = flow depth; q = specific discharge (m³/s/m) = h x v; t = extent of lateral erosion; P = avalanche pressure exerted on an obstacle

スイスを含めた各国のゾーニング(危険度)や再現期間、衝撃力の区分は表2-4のとおりで、例えばカナダでは、スイスを参考に再現期間と衝撃力によってRed, Blue, Whiteの3区分でゾーニングを行っている(図2-23)。通常Redのゾーンは建物の建造が不可の地域、Blueのゾーンは構造物を雪崩に対して耐えうる対策が施された場合に建物の建造が可能な地域、Yellowのゾーンは煙型雪崩の到達する可能性のある地域、Whiteのゾーンは雪崩の危険が低い地域を示している。

本研究では第3章から第7章の雪崩データを用いて、雪崩のハザード評価として雪崩の落差(h)と到達距離(HL)との比(h/HL)の確率評価や、雪崩の落差に応じた見通し角の下限値から到達範囲の設定を行った。

表2-4 各国の危険度(ゾーニング)区分

危険度の区分				
国名	区分数	危険度区分	再現期間(年)	衝撃力(kPa)
スイス	4	Red, Blue, Yellow, White	1, 30, 100, 300	3, 30
フランス	4	AMV, A3, A2, A1	100	1, 30, 300
オーストリア	2	Red, Yellow	1, 150	1, 10
カナダ	3	Red, Blue, White	30, 300	1, 30

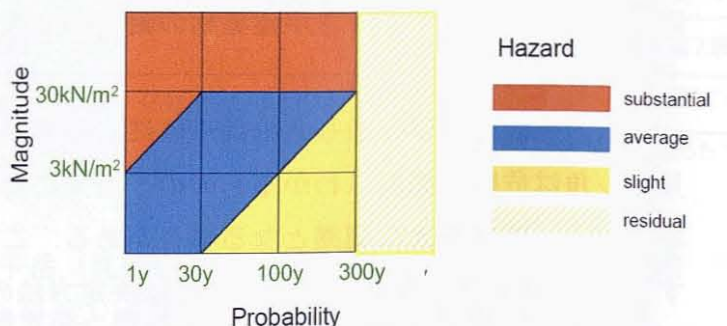


図2-21 スイスの雪崩に関するIntensity-Probability Diagram (Roberto, 2000に数値を加筆)

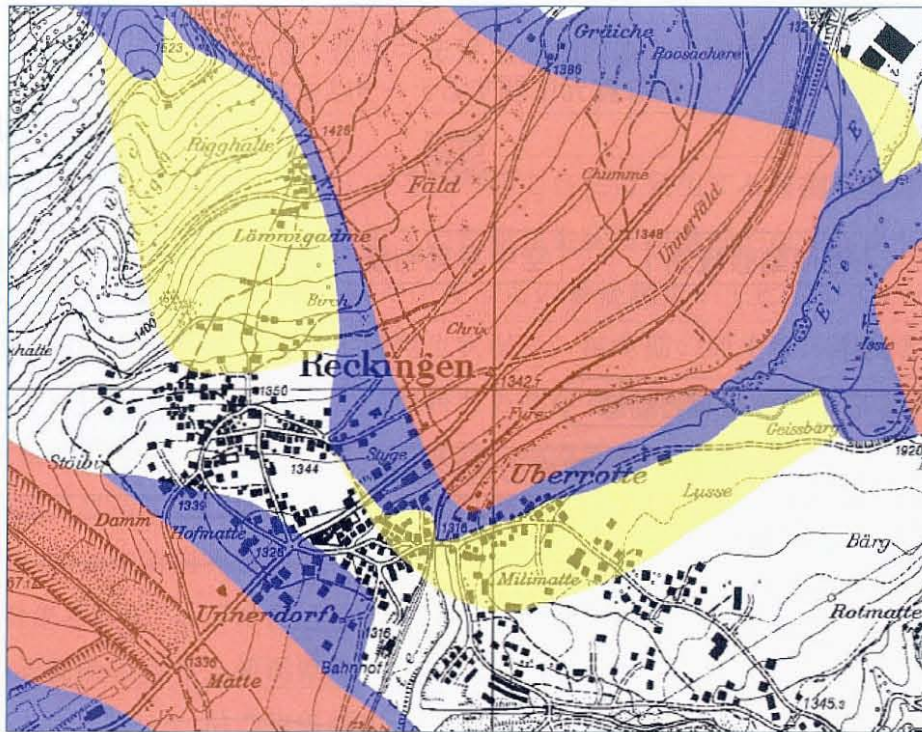


図2-22 雪崩ハザードマップの一例 (Roberto, 2000)

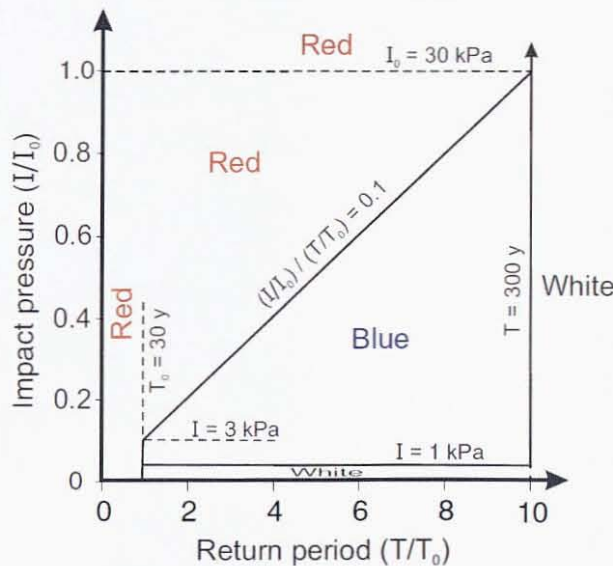


図2-23 カナダの危険度区分 (CAA,2002)

また、斜面の勾配や植生、積雪深の各要素を点数化した評点法を用いた雪崩の発生危険度と、到達危険度の積を雪崩の発生確率として、雪崩の衝撃力を被害規模としたリスクの概念を示し、過去に雪崩災害が発生した箇所を対象としてハザード（リスク）マップを作成した。以上の検討内容については第9章で述べる。

2.4 本研究のフロー

以上の2.2と2.3について、調査観測と検討項目に関する調査研究のフローを図2-24に示す。

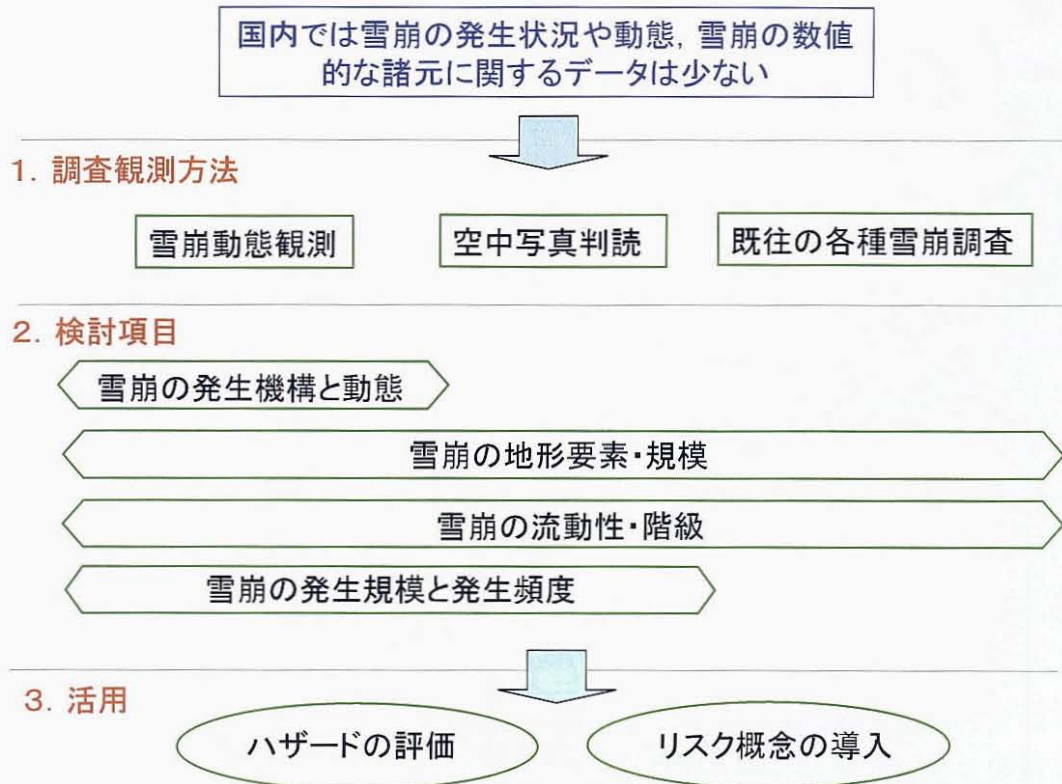


図 2-24 調査研究のフロー

第3章 雪崩の動態観測と雪崩発生の特徴(1) (新潟県能生町権現岳)

3.1 はじめに

雪崩現象の解明には、雪崩発生区に近い場所で自然に発生する雪崩を観察する方法が最良であるが、国内では定点や広域で毎冬の雪崩発生状況の継続的なモニタリングはほとんど行われておらず、現在でも雪崩災害発生後などの事後調査が主となっている。このため、雪崩発生地における一冬期間中の雪崩発生状況や、毎冬期の発生数の変化といった時系列的な情報は非常に少ない。特に大きな被害をもたらす大規模な乾雪表層雪崩に関しては、発生後の情報しか得ることができず、雪崩発生時の気象、積雪、雪崩そのものの特徴に関する情報が得られることは極めて少ない状況である。

このため、過去に雪崩災害が発生した場所や、雪崩の発生が確認されている5県7市町村の9箇所を対象として、ビデオカメラを用いた雪崩動態観測を行っている(秋山・武士, 2004)。これらの観測箇所のうち、新潟県能生町(現在は糸魚川市)の柵口(ませぐち)地区に位置する権現(ごんげん)岳の東斜面では、雪崩が多数発生していて規模の大きい雪崩も観測されており、雪崩の発生から堆積までの状況が詳細に把握できる立地条件を有している。ここでは2000年10月から気象、雪崩映像、雪崩震動を観測する施設を整備して、2000年12月より観測を開始した(秋山・武士, 2003)。

第3章では、2000年12月から2005年3月までの5冬期の観測結果(Akiyama *et al.*, 2012)から、気象や発生した雪崩の特徴、雪崩震動の特徴、雪崩の発生機構や動態、発生規模と発生数について検討を行った結果を述べる。

3.2 調査観測内容

3.2.1 雪崩観測地の概要

雪崩観測の対象は柵口地区の西方にある権現岳(標高 1104m)で、日本海へ流れる能生川の河口から約 13km 上流に位置する(図 3-1)。権現岳の東側の斜面と山麓の状況について図 3-2 と写真 3-1 に示す。1986(昭和 61)年 1 月 26 日の 23 時ごろに、権現岳の東斜面の標高 900~1000m 付近から大規模な雪崩が発生し、民家 11 戸が全半壊して死者 13 名の災害となった。この雪崩は煙型を主とした混合型の面発生乾雪表層雪崩であり、雪崩の発生量は $1\sim 2.5\times 10^5\text{m}^3$ 、長さは 2100m、幅は 200~300m と推定された(小林, 1986)。また、雪崩災害発生約 2 時間 30 分前には、柵口地区から西北西へ約 3.5km 離れた島道鉱泉(図 3-1)でも大規模な雪崩が発生した(和泉・小林, 1986a)。この雪崩の運動が付近に設置されている地震計に記録され(和泉・小林, 1986b)、雪崩震動の波形から雪崩の速度と地面に及ぼす衝撃力が推定された(佃・溝上, 1988)。その後柵口地区では新潟県によって雪崩誘導堤や減勢枠組工、減勢柵工などの雪崩対策施設が設置され、現在に至っている(図 3-2)。

権現岳の東斜面は図 3-2 と写真 3-1 のとおり、標高 250m から 600m までは緩斜面(地



図 3-1 調査位置図

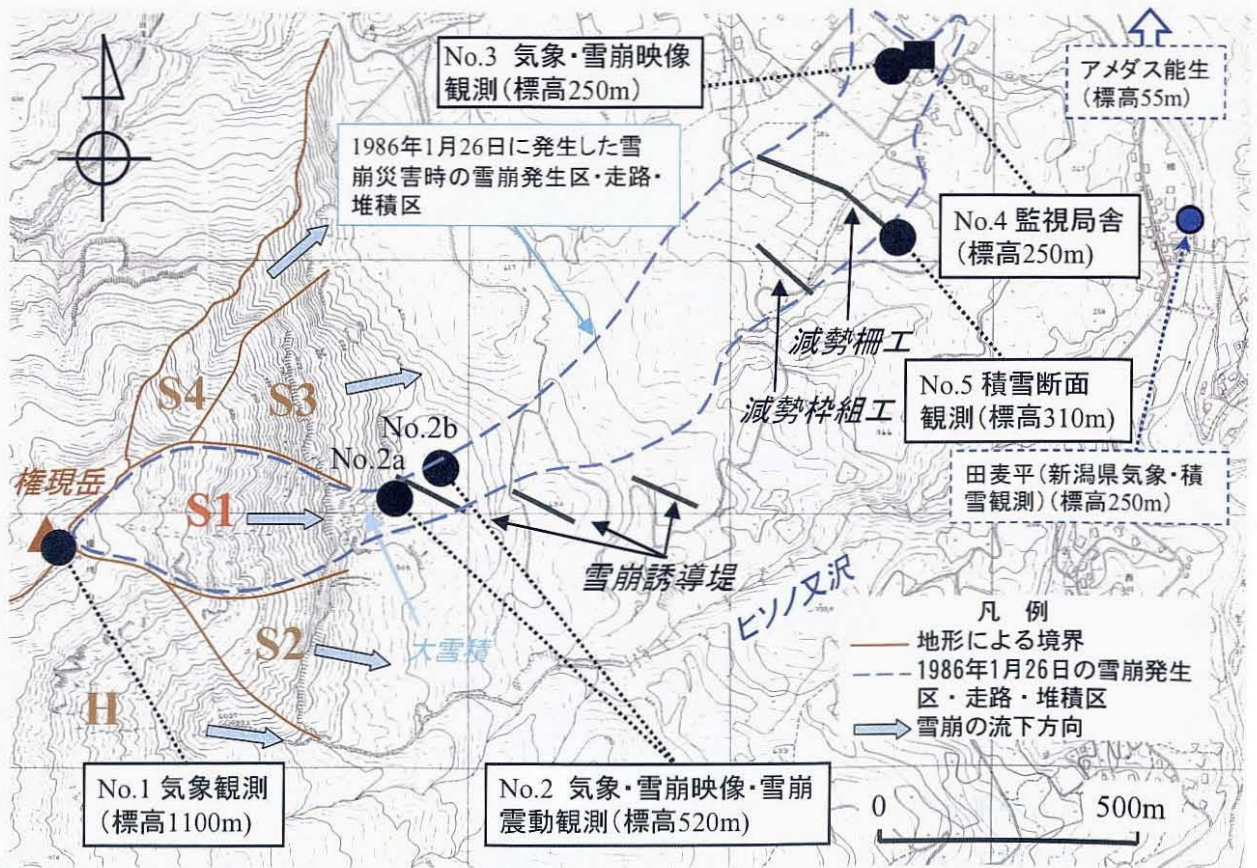


図 3-2 雪崩観測地の平面図 No.1~No.3 は気象・雪崩観測地点, S1~S4, H は地形による斜面の区分。

すべり地)であるが、標高 600m から山頂に近い 1100m 付近までは急斜面となっている。標高 600m 付近は傾斜の遷緩点となっていて凹地が存在しているが、ここは夏でも雪が残り万年雪の状態となっており、大雪積（おおゆきずみ）と呼ばれている。標高 600m 以上の斜面について、50m の数値地理情報（Digital Elevation Model: DEM）を用いてメッシュごとの勾配（傾斜）を求め、勾配を 5 度ごとの階級に区分してその頻度を図 3-3 に示す。なお、階級の表示で 30~35°は 30°より大きく 35°以下を表している。斜面の勾配は 35~50°の占める割合が大きく、雪崩が発生しやすい傾斜であることがわかる。

雪崩観測は主にこの急斜面の部分を対象としており、観測範囲は標高 500~1100m、最大幅 1000m、最大の斜面長 700m である。権現岳の東斜面は尾根によって区分され、観測対象斜面の北側で発生した雪崩は主に沢に沿って北東側へ流下し、南側で発生した雪崩は主にヒソノ又沢の方向へ流下する。中央の斜面では写真 3-1 のとおり 8 本のアバランチシュートが発達しており、多くの雪崩が東側へ流下するが、1986 年 1 月 26 日に発生した雪崩は南側の 5 本のアバランチシュートの範囲（S1 の斜面）を発生区としていた。以上から、権現岳の東斜面は、地形的に S1~S4, H の 5 つの単位斜面に区分される（図 3-2、写真 3-1）。

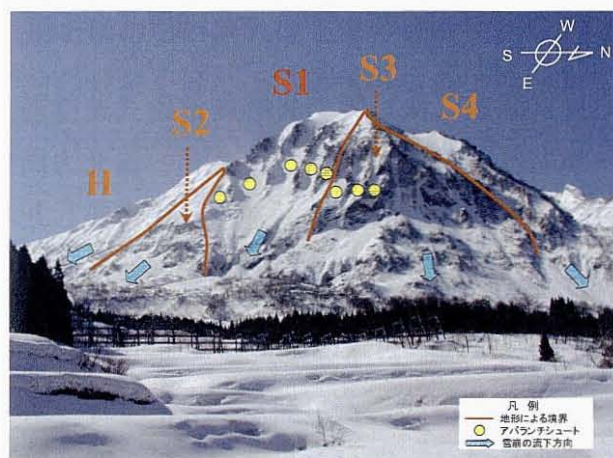


写真 3-1 権現岳の東斜面 S1~S4, H は地形による斜面の区分

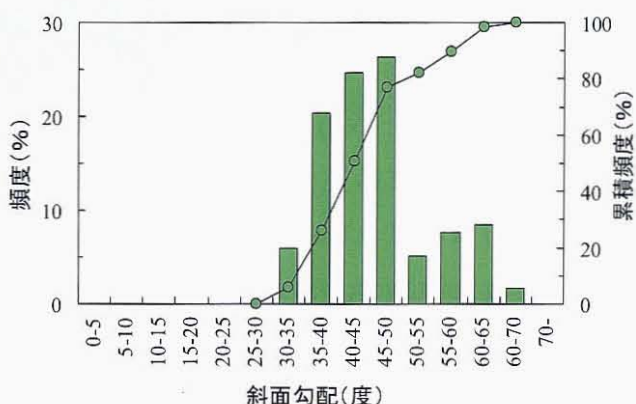


図 3-3 観測対象範囲の斜面勾配の頻度（標高 600m 以上）

3.2.2 雪崩観測の方法

雪崩観測の観測地点は図 3-2 のとおりであり、観測の各要素を表 3-1 に示す。No.1 の地点は雪崩発生区より上部の標高 1100m の地点で、ここでは気象観測を実施した。No.2 は雪崩走路の標高 520m の地点で、雪崩誘導堤の前面（山側）の No.2a の地点では雪崩震動観測、背後の No.2b の地点では気象観測と雪崩映像観測を行った。No.3 は標高 250m の地点で No.4 の地点に設置した監視局舎に隣接するが、ここでは気象観測と雪崩映像観測を行った。これらの観測地点のデータは、No.1 は無線、No.2 は光ケーブル、No.3 は有線を用いて No.4 の監視局舎に転送し、計測時刻を GPS 計時で同調させてデータを保存した。

気象観測の要素の詳細は表 3-1 のとおりで、このほかに権現岳から北北西へ約 6km のアメダス能生（標高 55m、気象庁観測）と、東方へ約 2km の田麦平（標高 250m、新潟県観測）で行われている気象観測の要素うち、積雪深の記録を用いた（図 3-1、図 3-2）。

表 3-1 気象と雪崩に関する観測項目

観測地点	位置	標高(m)	観測要素		雪崩との関係	観測期間
			気象観測	雪崩観測		
No.1	権現岳山頂	1100	風向風速・気温・積雪深	-	雪崩発生区の直上	2000/12～2002/1の1冬期(以降は欠測)
No.2	権現岳山麓	520	風向風速・気温・湿度・積雪深・日射・反射・雪面温度・放射収支	雪崩映像・雪崩震動	雪崩走路～堆積区	気象:2000/12～2005/3の5冬期 その他:2001/12～2005/3の4冬期
No.3	柵口集落内	250	風向風速・気温・雨量・降雪パルス	雪崩映像	雪崩災害時の雪崩堆積区末端付近	2001/12～2005/3の4冬期

雪崩観測は気象、雪崩映像、雪崩震動の三項目を主体としてシステム化を図っており、全体の概要を図 3-4 と図 3-5 に示す。雪崩映像観測は図 3-2 に示すとおり、近距離から S1 の斜面の観測が可能な No.2b の地点と、遠距離から S1～S4 および H の斜面の一部を観測が可能な No.3 の地点に高感度カメラを設置して録画を行った。録画はタイムラプスビデオを用いて 1 秒に 1 画面の頻度で常時記録を行うとともに、画像遅延保存技術を用いて雪崩震動の計測値が基準値を超えた場合、その時刻前後の状況を 1 秒に 10 画面の動画状態で HDD フレームレコーダーに記録するレベルトリガ方式した。

雪崩震動観測は No.2a の地点に地震計として東京測振(株)製の高感度電磁式速度計(SM111S・112S:固有周期 1 秒,測定周波数 1～50Hz)を埋設し,上下,東西,南北方向の三成分の地盤震動を 0.01 秒に 1 データ(100 Hz)の頻度で計測した。速度計を埋設した地盤の常時微動は 0.1mkine ($0.1 \times 10^{-3} \text{cm/sec}$) 以下であったため,地盤震動を記録する基準



図 3-4 雪崩観測の各観測項目の位置

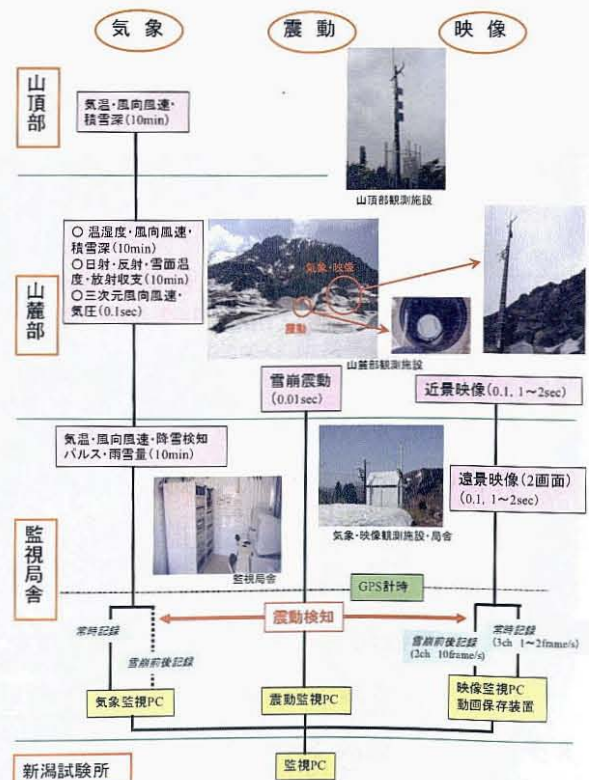


図 3-5 雪崩観測の構成

値は 0.2m \ddot{m} ine に設定し、地盤震動の三成分の合成値が基準値を超えた場合、その時刻前後の震動を記録する方法で計測を行った。

なお、雪崩震動観測では雪崩以外の地盤震動も計測されるため、地震による地盤震動は島道鉱泉（図 3-1）に位置する東京大学地震研究所地震地殻変動観測センター（現在は観測開発基盤センター）の能生観測所（NUJ2）の地震観測データと照合して特定した。雪崩の発生については、基準値を超えて観測されたデータのうち、地震以外の震動を記録した時刻前後の録画映像を再生して雪崩の発生の有無を確認した。録画映像は最終的に全て再生し、雪崩映像観測が可能な期間や、雪崩震動観測の記録の基準値を下回る小規模な雪崩の発生状況を確認した。

雪崩の映像が取得できた場合には、雪崩の分類として発生の形（面・点）、すべり面の位置（表層・全層）、雪崩層の雪の乾湿（乾雪・湿雪）、のうちで判定が可能な内容を用いて区分を行った。小規模な表層雪崩では発生の形は区別が困難な場合が多いが、表層雪崩と全層雪崩の区別は映像上で発生地点の地表が露出しているか否かで判断が容易である。雪の乾湿については、はっきりと雪煙を伴うような表層雪崩では乾き雪と想定できるが、雪煙を伴わない流れ型の場合は映像だけでは乾湿の区分は困難である。この場合は雪崩発生前の気象記録による降雪と気温の推移から判断した。気象観測は 2000 年 12 月から No.1 と No.2 の地点で開始し、雪崩映像や雪崩震動観測を含む全項目の観測は、2001 年 12 月から 2005 年 3 月までの 4 冬期に合計で 459 日行った。

3.3 気象と積雪の観測結果

No.1 の地点の気象観測は 2000 年 12 月から 2001 年の 4 月まで観測を行ったが、次の冬期の 2002 年 2 月以降は落雷の影響で欠測し、それ以降は観測が不可能となった。このため、標高別の気象状況について、No.1 の地点の観測が可能であった 2000 年から 2001 年の冬期を対象として、No.1 と No.2 の観測地点の気温、風速、積雪深の状況を図 3-6 に示す。積雪深はアメダス能生と田麦平の気象観測記録も使用した。気温は冬期でも 0°C を超える期間が多く、暖地性の積雪地域の環境に属している。標高の高い No.1 の地点の方が低地よりも気温が高くなって気温の逆転現象となる期間があるが、その割合は観測期間の約 1% であり、気温減率は平均値で -0.72°C/100m であった。風速は標高の高い No.1 の観測地点の方がほとんどの期間で大きく、風向は観測期間の約 70% で西南西から北西の西風が卓越する。最大積雪深はアメダス能生、田麦平、No.2 の観測地点の順に、標高が高くなる後者ほど大きくなっているが、権現岳の山頂に近く最も標高が高い No.1 の観測地点では逆に小さくなっている。これは西風が卓越するために、山頂付近の積雪が東の方向へ吹き払われているためと想定される。

次に 2000 年から 2005 年の 5 冬期の積雪状況の比較について、各冬期の積雪深の状況を図 3-7 に示す。参考として、アメダス能生と田麦平の気象観測は豪雪年である 1980~1981

年冬期 (56 豪雪), 1983~1984 年冬期 (59 豪雪) と雪崩災害が発生した 1985~86 年冬期 (61 豪雪) の積雪深の記録を併記した. アメダス能生と田麦平の観測地点では, 2000~2005 年の 5 冬期は過去の豪雪年の積雪深には及ばない. No.2 の観測地点における期間中の最大積雪深は 2000~2001 年の冬期で 552cm, 2001~2002 年の冬期は 497cm, 2002~2003 年の冬期は 360cm, 2003~2004 年の冬期は 346cm, 2004~2005 年の冬期は 558cm である. 2000~2001, 2001~2002, 2004~2005 年の 3 冬期は多雪であり, 最大積雪深は約 5m であった.

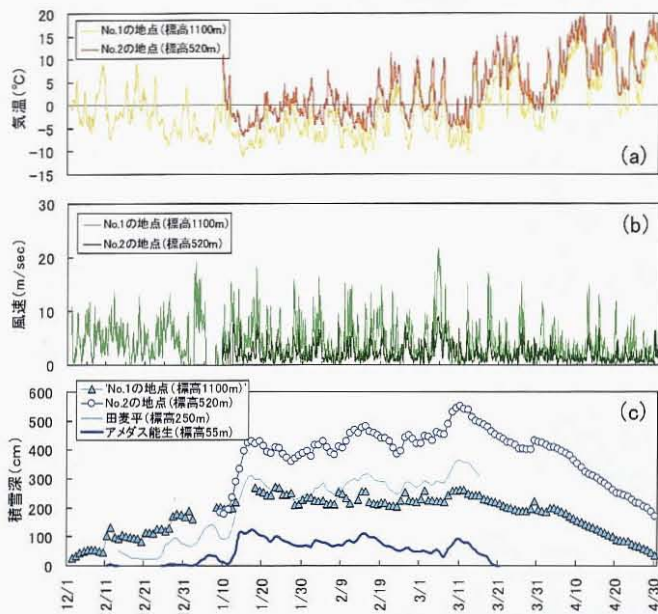


図 3-6 雪崩観測地とその周辺における 2000 年 12 月~2001 年 4 月の気象状況
 (a)(b)は No.1 の地点(標高 1100m), No.2 の地点(標高 520m)の気温と風速
 (c)は No.1 の地点(標高 1100m), No.2 の地点(標高 520m)と田麦平気象観測所(標高 250m), アメダス能生(標高 55m)の積雪深

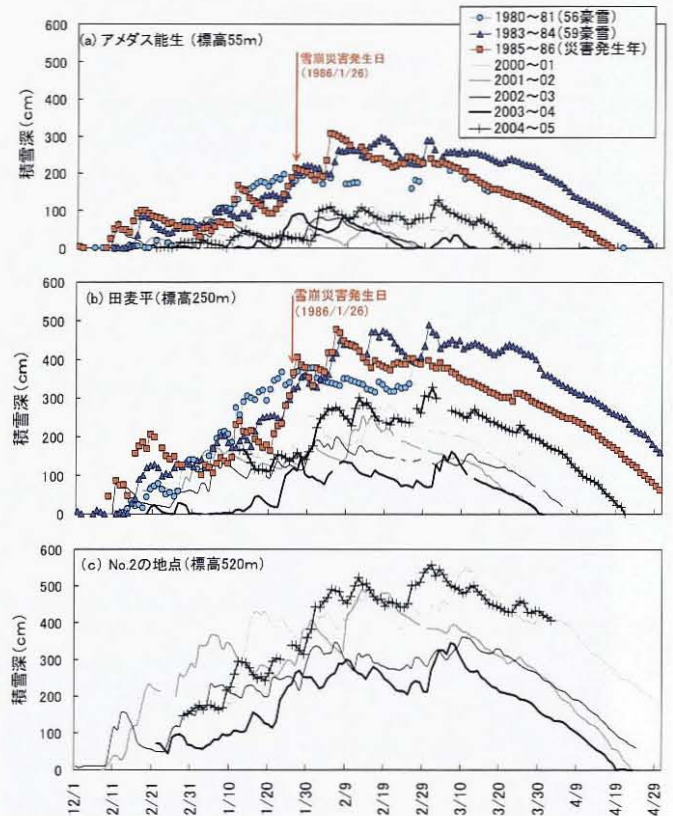


図 3-7 気象観測を実施した 2000~2005 年冬期の積雪深の推移
 (a)アメダス能生, (b)田麦平気象観測所, (c)No.2 の地点, (a)アメダス能生, (b)田麦平気象観測所は豪雪年である 3 冬期の記録を併記

3.4 雪崩の観測結果

3.4.1 雪崩映像観測と雪崩震動観測の結果

雪崩震動観測と雪崩映像観測は, 2001 年 12 月から 2005 年 3 月までの 4 冬期間の 459 日間に行った. 雪崩震動観測によって計測された震動の種別を図 3-8 に示す. 観測を行った 4 冬期の 459 日間で 3386 事例の震動が記録され, 雪崩による地盤震動が 1504 (全体の約 44%), 地震動が 1518 (約 45%), 雷の音による地盤震動 (Lepretre *et al.*, 1998)が 80 (約 2%), 震動の継続時間が 1~5 秒程度の短い振動が 284 事例 (約 8%) の 4 種類が観測された. どの冬期も雪崩による地盤震動と地震動が多く, 雪崩は毎冬期に 270~440 回前後発生していた. 2003 年から 2004 年の冬期は 4 冬期で最も積雪が少ないが (図 3-7), 雪崩発生数も 4 冬期の観測で最も少なかった. なお, 2004 年から 2005 年の冬期は地震が多いが, これは 2004 年 10 月 23 日に発生した新潟県中越地震の余震の影響である.

雪崩や地震以外の地盤震動として、雷の場合は録画映像で雷の閃光が確認でき、その後雷の閃光時の誘導信号と、雷の音による地盤震動が記録された。継続時間が1～5秒の震動について、映像では雪の崩落等はみられず、同時刻に地震動はなかった。地震計の周辺で人工的に落雪実験を行ったが波形の形状は異なっていて、現象が確認できず震動の起源は不明であるが、雪崩による地盤震動は継続時間が5秒以上のため区別は可能である。

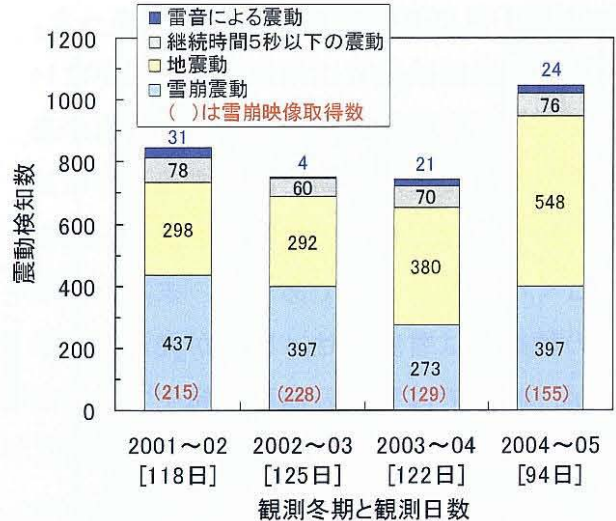


図 3-8 観測された震動の種別

雪崩による1504事例の地盤震動のうち、震動が記録された時刻に録画映像で雪崩の発生が確認できたのは727事例(約48%)であった。なお、斜面が見えない期間は雪崩映像観測が不可能であるが、観測期間中で対象範囲を監視可能な期間を1時間単位で調べたところ、No.2bの近景の映像は約40%、No.3の観測地点の遠景の映像は約50%の期間で斜面が見えず観測が不可能であった。

以上の4冬期に観測された雪崩震動と雪崩映像の結果は表3-2のとおりで、1504回の雪崩震動と727事例の雪崩映像が記録された。

表 3-2 雪崩震動と雪崩映像の観測結果

冬期	観測日数	雪崩震動の記録回数	雪崩映像の記録回数
2001～2002	118	437	215
2002～2003	125	397	228
2003～2004	122	273	129
2004～2005	94	397	155
合計(4冬期)	459	1504	727

雪崩映像で判明した727事例の雪崩について、発生した斜面別の雪崩発生数を冬期別に図3-9に示す。どの冬期もS1～S3の斜面から発生した雪崩が多く707事例(約97%)あり、S1の斜面から431事例(約59%)が発生していた。

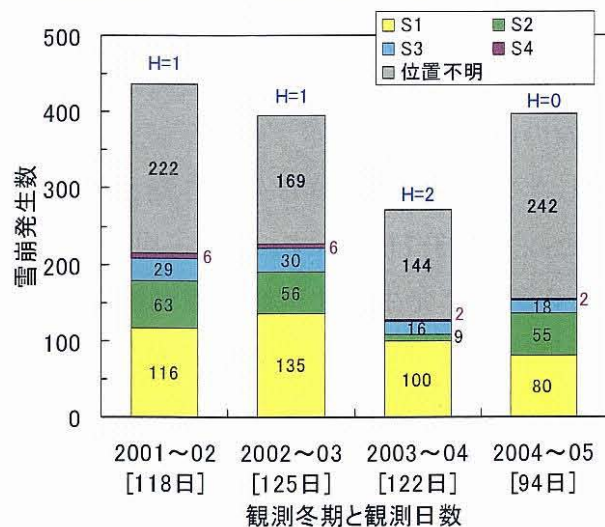


図 3-9 斜面区別の雪崩発生数 発生位置が不明な雪崩は雪崩震動で発生が判明したもの

次に雪崩種類別の発生数を冬期別に図3-10に示す。どの冬期も湿雪雪崩が多く640事例(約88%)あり、そのうち湿雪表層雪崩は157事例(約22%)、湿雪全層雪崩は483事例(約66%)であった。乾雪雪崩は87事例(約12%)であり、このうち乾雪表層雪崩は毎冬期に15～30回前後発生し、合計で83事例が発生しているが、乾雪全層雪崩は映像上では2002年2月と

2003年1月に4回発生しただけであった。

なお、録画映像では地震計の記録がない時間帯に雪崩の発生が確認できる場合があるが、ほとんどが震動を記録する基準に達しないスラフ(点発生乾雪表層雪崩)などのごく小規模な雪崩であった。また、権現岳の稜線には雪庇(せっぴ)が発達しているが、映像では雪庇の崩落で発生する雪崩は確認されなかった。

3.4.2 雪崩震動の特徴

雪崩震動に関する既往の調査研究では、地震の波形と異なり雪崩の流下に従って震幅が増加する紡錘状の形状を示し、震動の主成分は30Hz以下に含まれ10Hz近くにピークがあり、雪崩の流れに対応して震動波形のランニングスペクトルのピークが移動することが示されている(Nishimura and Izumi, 1997)。また、地震計から雪崩の中心までの距離 L (m)は雪崩震動の卓越周波数 f (Hz)と負の相関があり、震動波形の震幅の2乗値の総和 I (m^2/sec)と地震計から雪崩の中心までの距離 L (m)を用いて、雪崩の規模である雪崩の質量 M (kg)を推定できることが示されている(今西ら, 2004)。

雪崩震動観測で得られた震動波形(上下方向の成分)について、乾雪全層雪崩が発生した2002年から2003年の冬期を代表事例として図3-11に示す。①から⑩はS1~S3の斜面で発生した雪崩の震動波形であり、雪崩の流下に従って震動震幅が増加して減少する紡錘形状の波形を示している。⑪はS4、⑫はHの斜面で発生した雪崩の震動波形で、一定の小さい振幅で継続時間が長い波形となっている。

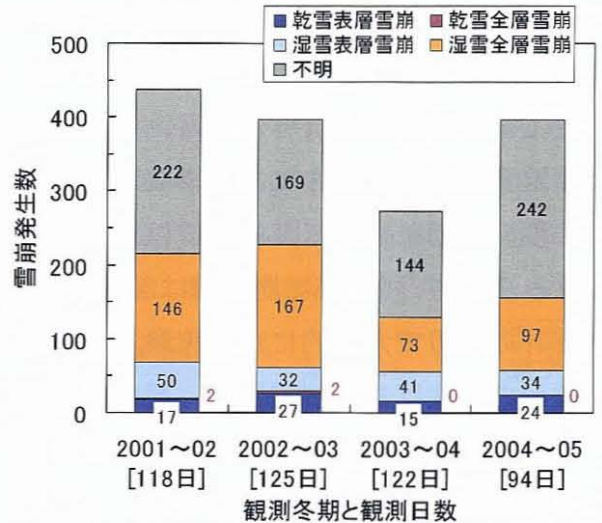


図 3-10 雪崩形態別の雪崩発生数 雪崩形態が不明な雪崩は雪崩震動だけで判明したもの

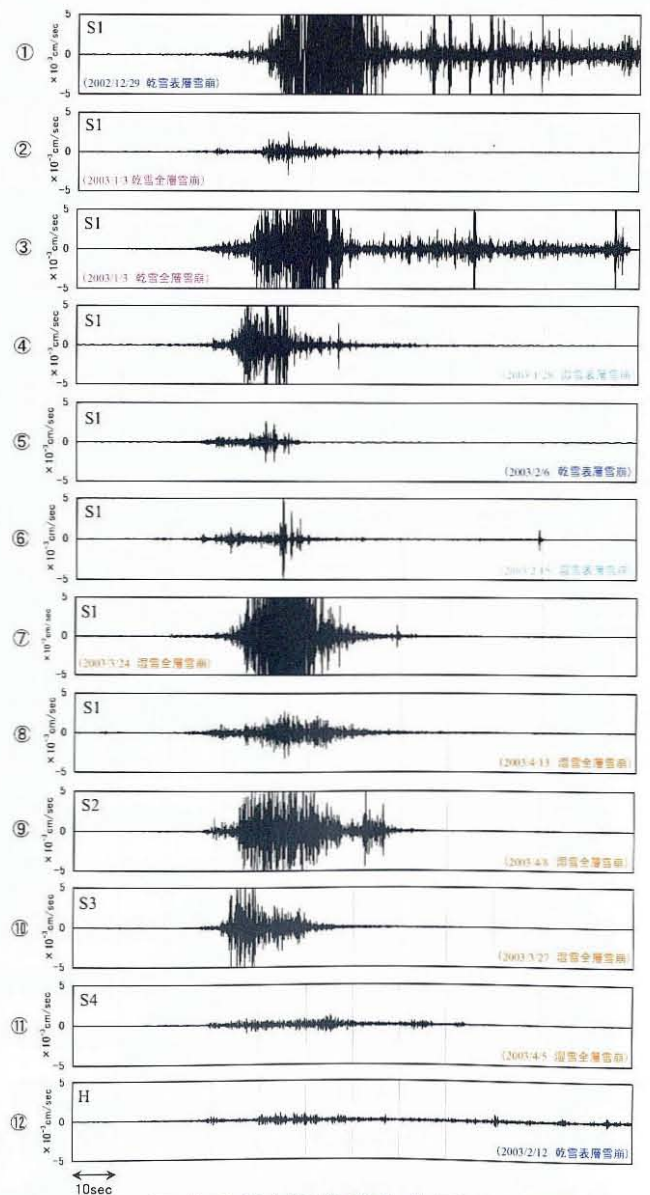


図 3-11 雪崩形態と雪崩発生位置別の震動波形の事例(2002~2003年冬期) 雪崩震動は上下動成分(Z方向)

震動波形の卓越周波数(f)と継続時間(T)の関係について、雪崩が発生した斜面別に図 3-12 に示す。雪崩震動の卓越周波数は 2~16Hz に分布しており、多くが 7~11Hz である。S1 の斜面で発生した雪崩の卓越周波数はほとんどが 6~13Hz の範囲で、一部は 6Hz 以下にも存在する。S2 や S3 の斜面で発生した雪崩の卓越周波数は 3~11Hz にあって主に 5~9Hz であるが、S4 や H の斜面で発生した雪崩の卓越周波数は 4~6Hz の範囲であり、雪崩が発生する斜面によって差異がある。

これは、S1~S3 の斜面で発生した雪崩は No.2a の地点に設置した地震計の近傍を流下するが、S4 や H の斜面から発生した雪崩は地震計から離れた場所に流下するため、雪崩の震動が雪中や地盤中を伝搬する間に高周波成分が減衰して卓越周波数が低周波になっているものと考えられる。

雪崩震動から雪崩の規模を算出する場合、S1~S3 の斜面から発生する雪崩は地震計の直上や近傍を流下するため、地震計から雪崩の中心までの距離(L)を決定することは困難である。ここでは距離(L)は考慮せずに、震動波形の震幅の 2 乗値の総和 (2 乗和： I) を雪崩の規模とみなして評価を行った。

卓越周波数(f)と震動波形の震幅の 2 乗値の総和(I)との関係について、雪崩が発生した斜面別に図 3-13 に示す。S1 の斜面で発生した雪崩のうち、規模の大きい雪崩 ($I > 5 \times 10^{-4} \text{cm}^2/\text{s}$) の震動波形の卓越周波数は 8~11Hz であるが、規模が小さい雪崩 ($I < 0.001 \times 10^{-4} \text{cm}^2/\text{s}$) では卓越周波数が 5Hz 以下となっているものがある。雪崩が小規

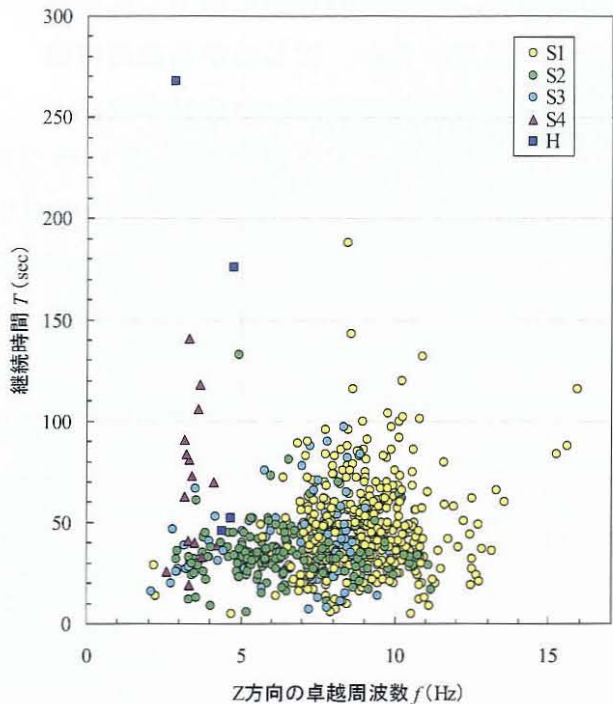


図 3-12 雪崩震動の卓越周波数と継続時間の関係 雪崩震動は上下動成分(Z方向)

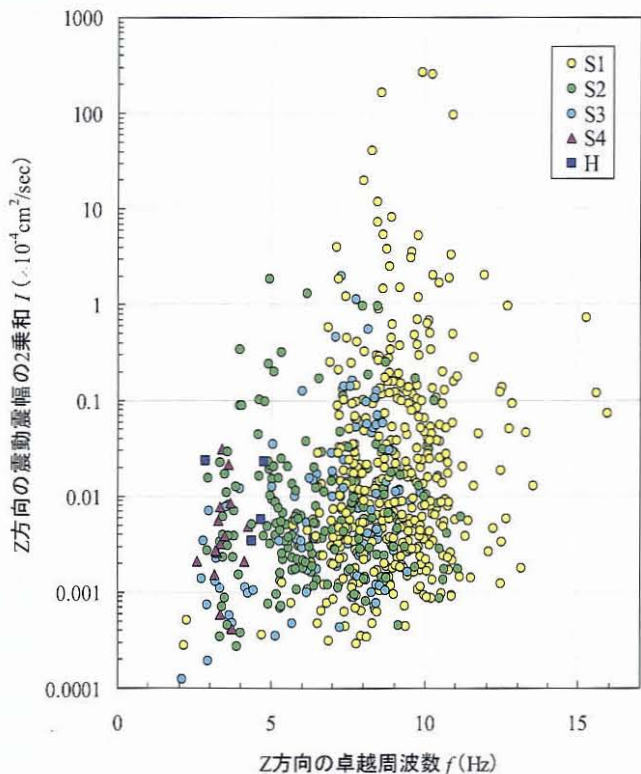


図 3-13 雪崩震動の卓越周波数と震動波形震幅の 2 乗和との関係 雪崩震動は上下動成分(Z方向)

模な場合は、地震計の近傍に流下した場合でも減衰しているか、はじめから高周波数帯の成分が含まれていないかのいずれかと考えられる。

参考として、雪崩震動の最大速度値(V)と震動波形の震幅の2乗和(I)の関係を図3-14に示す。最大速度値は0.08~530m/s($\times 10^{-3}$ cm/sec)であるが、最大速度値と震動震幅の2乗和と相関がみられる。このため、雪崩の規模を算出する場合は、震動波形の震幅の2乗和(I)のような計算を行わずに、最大速度値を直接的に雪崩の規模として利用することが可能であると考えられる。

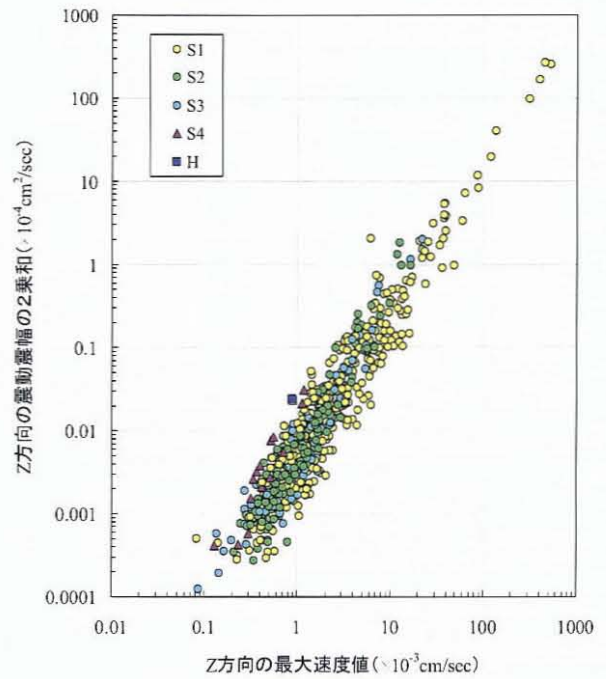


図 3-14 雪崩震動の最大速度値と震動波形震幅の2乗和との関係 雪崩震動は上下動の成分(Z方向)

3.5 気象と雪崩の発生状況

3.5.1 積雪安定度と融雪水量の計算

雪崩映像によって判明した83事例の乾雪表層雪崩のうち、約9割の76事例が降雪中に発生しており、湿雪雪崩の多くは気温が0°Cを上回って高くなった場合に発生していた。このため、雪崩観測を行った4冬期における積雪層内の積雪安定度(SI)と雪面の融雪水量を計算して、実際に発生した雪崩との比較した。なお、雪崩の発生する標高は600~1100mと幅があるため、ここではNo.2の地点の標高(520m)における計算値とした。

表層雪崩は積雪内のある層において、上積荷重によって斜面の下方へ移動するせん断応力が積雪のせん断強度を上回った場合に発生する。ここでは気象や積雪の記録から積雪の安定度を計算して、実際に発生した雪崩との比較を行った。積雪内では等温状態で降雪が新雪からこしまり雪、しまり雪に変質する条件で積雪安定度が計算が可能であり、積雪層内の各層のせん断強度(SFI)は、積雪密度の変化が積雪の粘性圧縮理論およびせん断強度と積雪密度の関係に従うという概念に基づいて計算することができる(遠藤, 1993)。ここでは降雪が新雪からこしまり雪、しまり雪と変質すると仮定して、遠藤(1993)の考え方を基本として、各冬期の12月から3月の期間において6時間間隔で積雪層内における各層の積雪安定度(SI)の最小値を求め、雪崩の発生との対比を行った。

斜面上の積雪中の積雪安定度(SI)は、積雪層内のせん断応力 τ (N/m^2)とせん断強度SFI (N/m^2)から次のとおり表される。

$$SI = SFI / \tau \quad \dots\dots(1)$$

せん断応力 τ は斜面積雪の水平単位面積あたりにおける積雪荷重 W (N/m^2)の傾斜方向の

分力であり、傾斜を θ とすると、

$$\tau = W \cdot \cos\theta \cdot \sin\theta \quad \dots\dots(2) \quad \text{である.}$$

せん断強度(SFI)は、実測の場合は積雪層内において 250cm² のシアーフレームを用いて計測する (Sommerfeld, 1984). SI 値が 4 未満であると雪崩発生の危険度が高い (Roch, 1966). また、シアーフレームを用いて現地でせん断強度を計測したデータから、多数の雪崩発生事例と SI 値を比較し、表層雪崩は SI 値が 1.5 より小さくなった場合に発生の危険があると考えられている (Schleiss and Schleiss, 1970; Perla, 1977).

以上は現地における積雪層の実測値からSI値を求める方法であるが、計算で求める場合は次のとおりである。

積雪のせん断強度は、遠藤 (1993) により密度 ρ との関係が次のとおり示されている。

$$\text{SFI} = B \cdot \rho^m \quad \dots\dots(3)$$

ここで、 B は平均値として $3.10 \times 10^{-4} \text{N/m}^2 \cdot (\text{kg/m}^3)^{-m}$ で、 $m=3.08$ である。

積雪を圧縮粘性体とみなすと、圧縮粘性係数を η (N·sec/m²)として、次の関係が成り立つ。

$$W(t, t_i) \cdot g \cdot \cos 2\theta = \eta \cdot (1/\rho) \cdot d\rho/dt \quad \dots\dots(4)$$

ここで、 $W(t, t_i)$ は時刻 t_i に積もった薄い雪の層の時刻 t における水平単位面積あたりの積雪の重さ(kg/m²)であり、降雪強度を $P(t)$ [kg/(m²·s)] とすると、

$$W(t, t_i) = \int_{t_i}^t P(t) dt \quad \dots\dots(5) \quad \text{である.}$$

圧縮粘性係数 η と密度の関係については、積雪密度が 300kg/m³までは遠藤ら(1990)に示される以下の式とした。

$$\eta = C \cdot \rho^n \quad \dots\dots(6)$$

ここで、 $C = 0.392 \text{ N/m}^2 \cdot \text{s} \cdot (\text{kg/m}^3)^n$ であり、 n は遠藤ら (2002) に従い4.1とした。密度300kg/m³以上は、Kojima(1967)による次の式を用いた。

$$\eta = \eta_0 \cdot \exp(k \cdot \rho) \quad \dots\dots(7)$$

ここで、 $\eta_0 = 8.5 \times 10^6 \text{ N/m}^2 \cdot \text{s}$ 、 $k = 0.021 \text{ kg/m}^3$ である。

式(4)、(6)、(7)より、時刻 t における t_i 層の密度 $\rho(t, t_i)$ は次のとおりとなる。

$$\rho(t, t_i) = \{n \cdot g \cdot \cos 2\theta \cdot Q(t, t_i) / C + \rho_0^n\}^{1/n} \quad \dots\dots(8)$$

ここで、 ρ_0 は積雪の初期密度であり、 $Q(t, t_i)$ は t_i 層の上に積もった積雪重量 $W(t, t_i)$ を t_i から t まで積分した積算の積雪重量で、次の式で表される。

$$Q(t, t_i) = \int_{t_i}^t W(t, t_i) dt \quad \dots\dots(9)$$

時刻 t での τ は, (2), (5)より $\tau = W(t, t_i) \cdot g \cdot \cos\theta \cdot \sin\theta$, SFIは(3), (8), (9)より $SFI = B \cdot \rho(t, t_i)^m$ となり, (1)より時刻 t における t_i 層の積雪安定度 $SI(t, t_i)$ が求められる。

以上の方法で, 積雪安定度の計算は6時間間隔で行い, 各積雪層の底面のSI値を求めて, 最小のSI値を積雪層全体の積雪安定度(SI)とし, 計算は気温が連続的に0°Cを超える前までの期間とした。降雪の初期密度は60kg/m³, 斜面の傾斜は45度とした。なお, 冬期に降雪ではなく降雨となる場合があるが, No.3の観測地点の気温と降雪パルスの観測結果は図3-15のとおり, 気温が約2°C以下の場合には降雪の形態であることから, 雨雪量計の補足率の風速による補正(大野ら, 1998)を行った。

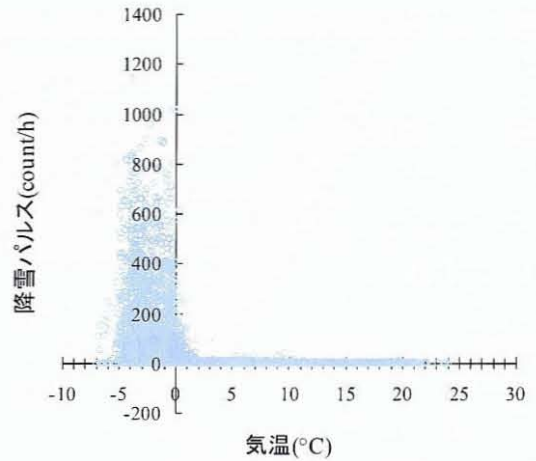


図3-15 No.3の地点の気温と降雪パルスの関係(風速5m以下, 2002年12月から2005年3月までの3冬期間)

融雪水量はNo.2bの地点における気象観測の結果から, 熱収支法(小島, 1979)による計算を1時間単位で行い, 日融雪水量を算出した。雪崩の発生数は1日あたりの種類別に分類し, S1からS3の斜面で発生した雪崩を対象として, 雪崩規模を震動波形の震幅の2乗値の総和(I)で評価した。なお, No.1の地点の気象観測は2002年2月以降は欠測したため, No.2の地点の気温データを3.3で示した-0.72°C/100mの気温減率で推定した。

3.5.2 2001~2002年冬期の気象と雪崩の発生状況

2001年から2002年の冬期における気象, 融雪水量, 雪崩発生状況と積雪安定度(SI)の変化を図3-16に示す。この冬期は, 2001年12月18日から2002年4月23日までの118日間の観測を行った(2001年12月22日から26日と2002年1月11日から16日は落雷の影響で欠測)。観測期間中では1月10~12日, 1月20~21日, 2月5~2月8日, 2月16~17日, 2月20~22日, 2月25日~3月2日の期間はNo.1とNo.2の観測地点いずれも気温が0°Cを上回っていて, 3月9日以降からはいずれも気温が連続的に0°Cを超える日が多かった。降雪は12月18日~1月5日, 1月16~19日, 1月24日~2月1日, 2月9~19日の期間が多いが, 3月以降は少ない状態であった。融雪水量(計算値)は, 2月3日以降はほとんど連続して融雪水量があるが, 3月15日では約47mm/dayとなり, 以降は20mm/dayを超える日が多く, 4月17日が約66mm/dayと最も多かった。

雪崩映像観測では乾雪表層雪崩が17回, 乾雪全層雪崩は2回, 湿雪表層雪崩は50回, 湿雪全層雪崩は146回の発生が確認された。乾雪表層雪崩は積雪安定度(SI)が0.9~3.0で発生していた。1月19日に発生した雪崩は降雪後に積雪安定度(SI)が3.0のときに発生しているが, それ以外は降雪時に積雪安定度(SI)が0.9~2.1に低下して発生しており, 雪崩

映像では2月19日以降に乾雪表層雪崩は観測されなかった。乾雪全層雪崩は2月2日に2回発生しているが、中腹付近から面発生で発生している、1月27日からの降り始めからの積雪深の増加は97cm(1時間の積雪深差の合計値は187cm, 雨雪量は97mm)であり、積雪の荷重によって発生したものと考えられる。

湿雪表層雪崩は1月11日に4回、2月6~8日に6回、2月16日に3回、2月20日~3月6日には29回発生し、雪崩映像では3月16日以降は観測されなかった。湿雪全層雪崩は1月11日に2回、2月6~7日に4回、2月26日~3月2日が17回発生しているが、気温が連続的に0°Cを超えた3月10日以降からはほとんどが湿雪全層雪崩となり、発生回数が多くなっている。湿雪雪崩については、湿雪表層と湿雪全層いずれも山麓と山頂部の気温が0°Cを上回り、融雪水量が5mm/dayの期間に発生する傾向にある。

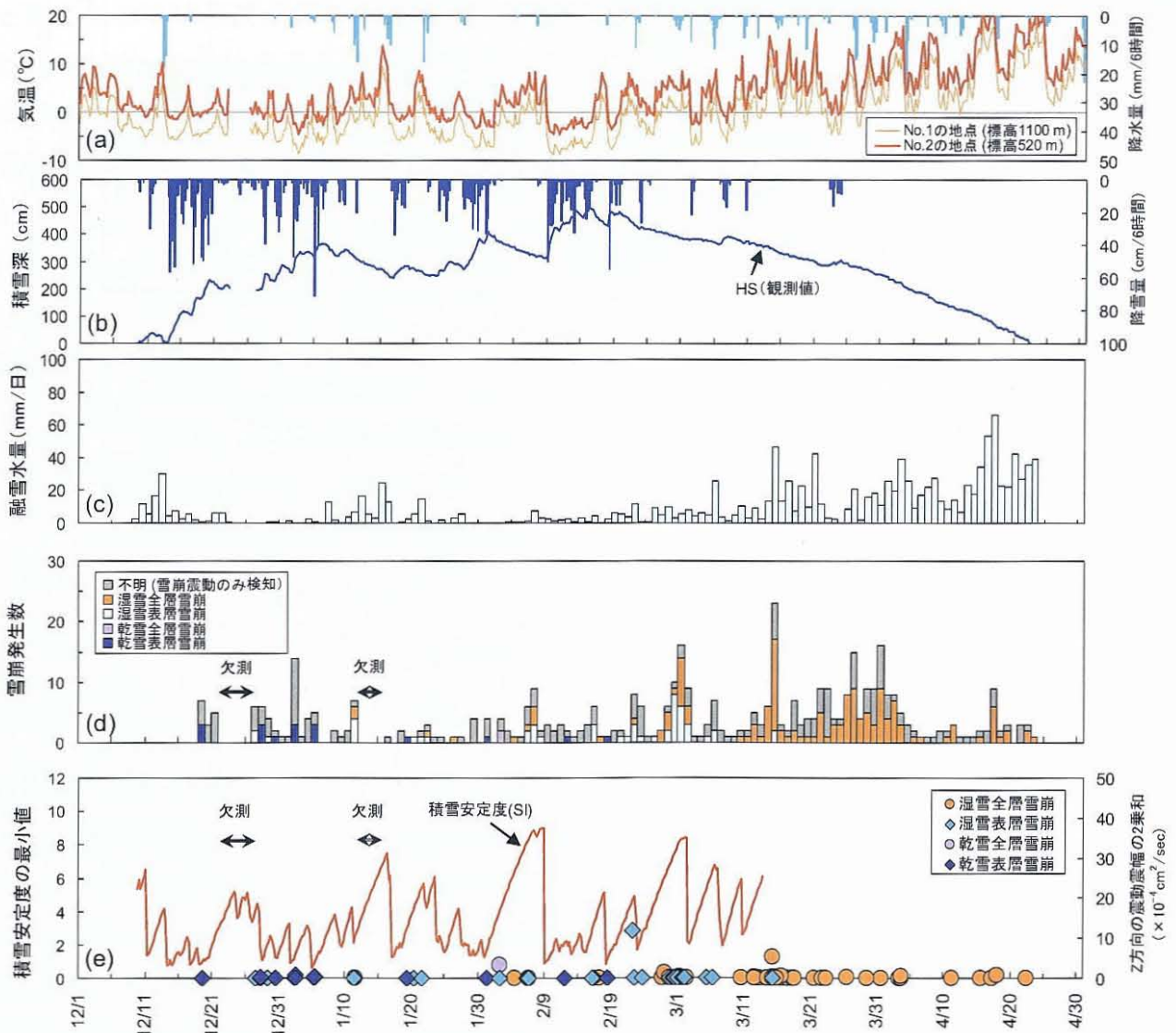


図 3-16 気象、融雪水量、積雪安定度(SI)と雪崩発生状況(2001/12~2002/4)

- (a) No.2の地点(標高520m)の気温と降雨量(実測値), No.1の地点(標高1100m)の気温(計算値)
- (b) No.2の地点(標高520m)の積雪深と降雪量
- (c) 日融雪水量(計算値)
- (d) 雪崩震動と雪崩映像観測による雪崩種類別の雪崩発生回数
- (e) 積雪安定度(計算値)とS1~S3の斜面で発生した雪崩種類別の震動波形震幅(Z方向)の2乗和

2月22日に発生した湿雪表層雪崩は規模が大きく($I > 5 \times 10^{-4} \text{cm}^2/\text{sec}$), S1の斜面で発生し, 継続時間は88秒であった. この雪崩は2001年から2002年の冬期の観測期間中で最大の規模であった. 3月15日に発生した湿雪全層雪崩も規模が大きく, 日融雪量が約47mmでありS1の斜面で発生した. 雪崩震動の継続時間は50秒であり, 雪崩の種類は面発生の湿雪全層雪崩である.

3.5.3 2002~2003年冬期の気象と雪崩の発生状況

2002年から2003年の冬期における気象, 融雪水量, 雪崩発生状況と積雪安定度(SI)の変化を図3-17に示す. この冬期は, 2002年12月18日から2003年4月21日までの125日間の観測を行った. 観測期間中では12月23~25日, 1月13~14日, 1月16~17日, 1月27~28日, 2月7~11日, 3月1~3日の期間はNo.1, No.2いずれも気温が 0°C を上回っていて, 3月23日以降からはいずれも気温が連続的に 0°C を超える日が多かった. 降雪は12月25~30日, 1月4~8日, 1月20~23日, 1月29日~2月1日, 2月5~6日, 2月11~12日, 3月8~11日の期間で多いが, それ以降は少ない状態であった. 融雪水量(計算値)はほぼ連続して融雪水量があるが, 3月23日以降は $20\text{mm}/\text{day}$ を超える日が多く, 4月8日が約 $67\text{mm}/\text{day}$ と最も多かった.

雪崩映像観測では乾雪表層雪崩が27回, 乾雪全層雪崩は2回, 湿雪表層雪崩は32回, 湿雪全層雪崩は167回の発生が確認された. 乾雪表層雪崩は積雪安定度(SI)が $0.8 \sim 2.6$ で発生していた. このうち, 1月3日に発生した2つの乾雪表層雪崩は, 降雪後に発生して積雪安定度(SI)がいずれも 2.6 であり, それ以外の表層雪崩は降雪時に積雪安定度(SI)が $0.8 \sim 2.4$ に低下して発生したが, 雪崩映像では2月13日以降に乾雪表層雪崩は観測されなかった. 乾雪全層雪崩は1月3日に2回発生しているが, 山頂付近から面発生の形で発生している(雪崩震動は図3-11の②と③の波形). 12月25日からの降り始めからの積雪深の増加は 115cm (1時間の積雪深差の合計値は 180cm , 雨雪量は 147mm)であり, 積雪荷重によって発生したと考えられる.

湿雪表層雪崩は1月13日に2回, 1月17~20日に4回, 1月27~28日に4回, 2月8~11日は10回, 2月25日~3月2日には5回発生し, 雪崩映像観測では3月20日以降に湿雪表層雪崩は観測されなかった. 湿雪全層雪崩は1月17~20日に5回, 2月7~11日に16回, 2月26日~3月3日が7回, 3月16~18日が13回発生しているが, 気温が連続的に 0°C を超えた3月23日以降は湿雪全層雪崩が多く発生した. 湿雪雪崩は湿雪表層と湿雪全層いずれも山麓と山頂部の気温が 0°C を上回り, 融雪水量が $5\text{mm}/\text{day}$ の期間に発生する傾向である.

12月29日に発生した乾雪表層雪崩は規模が大きく($I > 5 \times 10^{-4} \text{cm}^2/\text{sec}$), 降雪時にS1の斜面から発生し, 積雪安定度(SI)が 1.1 の時に発生している. この雪崩は雪煙を伴い, 継続時間は132秒であった(雪崩震動は図3-11の①の波形). 3月24日に発生した湿雪全層雪崩

も規模が大きく、S1の斜面から発生して雪崩震動の継続時間は86秒であった(雪崩震動は図3-11の⑦の波形)。この雪崩は2002~2003年冬期の観測期間中で最大の規模であった。

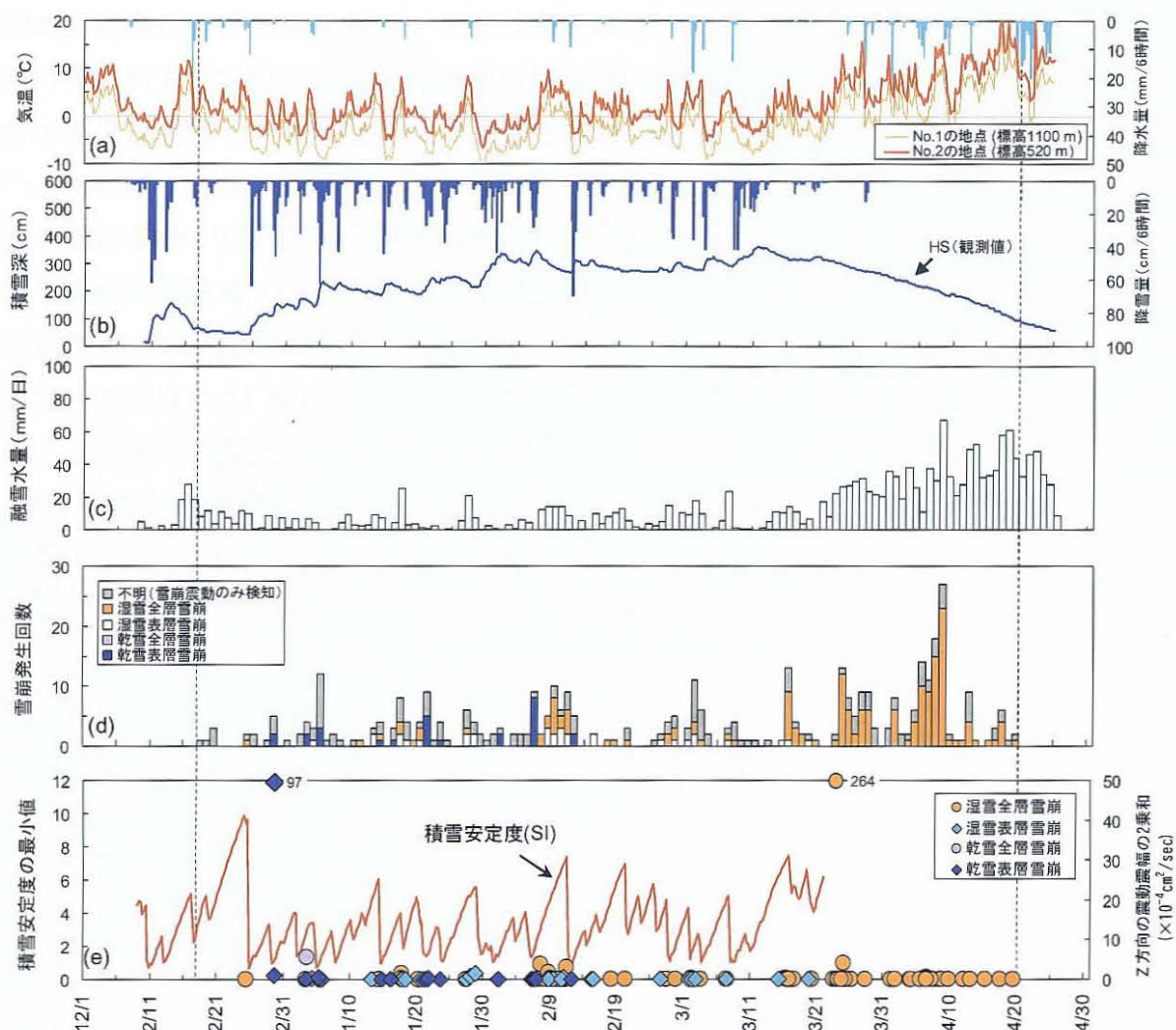


図 3-17 気象、融雪水量、積雪安定度(SI)と雪崩発生状況(2002/12~2003/4)
 (a)No.2の地点(標高520m)の気温と降雨量(実測値), No.1の地点(標高1100m)の気温(計算値)
 (b)No.2の地点(標高520m)の積雪深と降雪量
 (c)日融雪水量(計算値)
 (d)雪崩震動と雪崩映像観測による雪崩種類別の雪崩発生回数
 (e)積雪安定度(計算値)とS1~S3の斜面で発生した雪崩形態別の震動波形震幅(Z方向)の2乗和

3.5.4 2003~2004年冬期の気象と雪崩の発生状況

2003年から2004年の冬期における気象、融雪水量、雪崩発生状況と積雪安定度(SI)の変化を図3-18に示す。この冬期は、2003年12月22日から2004年4月21日までの122日間の観測を行った。観測期間中では12月28~29日、12月31日~1月2日、2月1~3日、2月13~14日、2月19~23日、2月25~26日、2月28~29日、3月9~11日、3月16~18日の期間は気温が0°Cを上回っていて、3月23日以降からは気温が連続的に0°Cを超えていた。降雪は12月26~27日、1月13~17日、1月22~29日、2月3~9日、2月15~16日、3月2~7日の期間で多く、3月8日以降は少ない状態であった。融雪水量(計算値)は、2月8~26日と3月5日以降はほとんど連続して融雪水量があるが、3月10日以降は20mm/dayを超える日が多く、2月22日が約79mmと最も多かった。

雪崩映像観測では乾雪表層雪崩は 15 回, 乾雪全層雪崩は観測されず, 湿雪表層雪崩は 41 回, 湿雪全層雪崩は 73 回の発生が確認された. 乾雪表層雪崩は積雪安定度(SI)が 0.9~3.2 で発生していた. このうち, 1 月 31 日に発生した 2 つの乾雪表層雪崩は降雪後に発生したが, 積雪安定度(SI)は 3.0 と 3.2 であり, それ以外の乾雪表層雪崩は全て降雪時に積雪安定度(SI)が 0.9~2.3 に低下して発生したものである. 雪崩映像では 2 月 24 日以降に乾雪表層雪崩は観測されなかった.

湿雪表層雪崩は 12 月 28 日~1 月 3 日に 3 回, 2 月 1~2 日に 7 回, 2 月 8~10 日に 7 回, 2 月 19~26 日に 12 回, 3 月 10~13 日に 7 回発生しているが, 3 月 14 日以降は観測されなかった. 湿雪全層雪崩は 12 月 30 日~1 月 1 日に 3 回, 2 月 2 日に 4 回, 2 月 19~22 日に 12 回, 3 月 10~14 日に 9 回, 3 月 17 日に 6 回発生しているが, 3 月 14 日以降からは映像上では湿雪全層雪崩だけが発生している. なお, No.2 の地点の最高気温が 10°C を超える

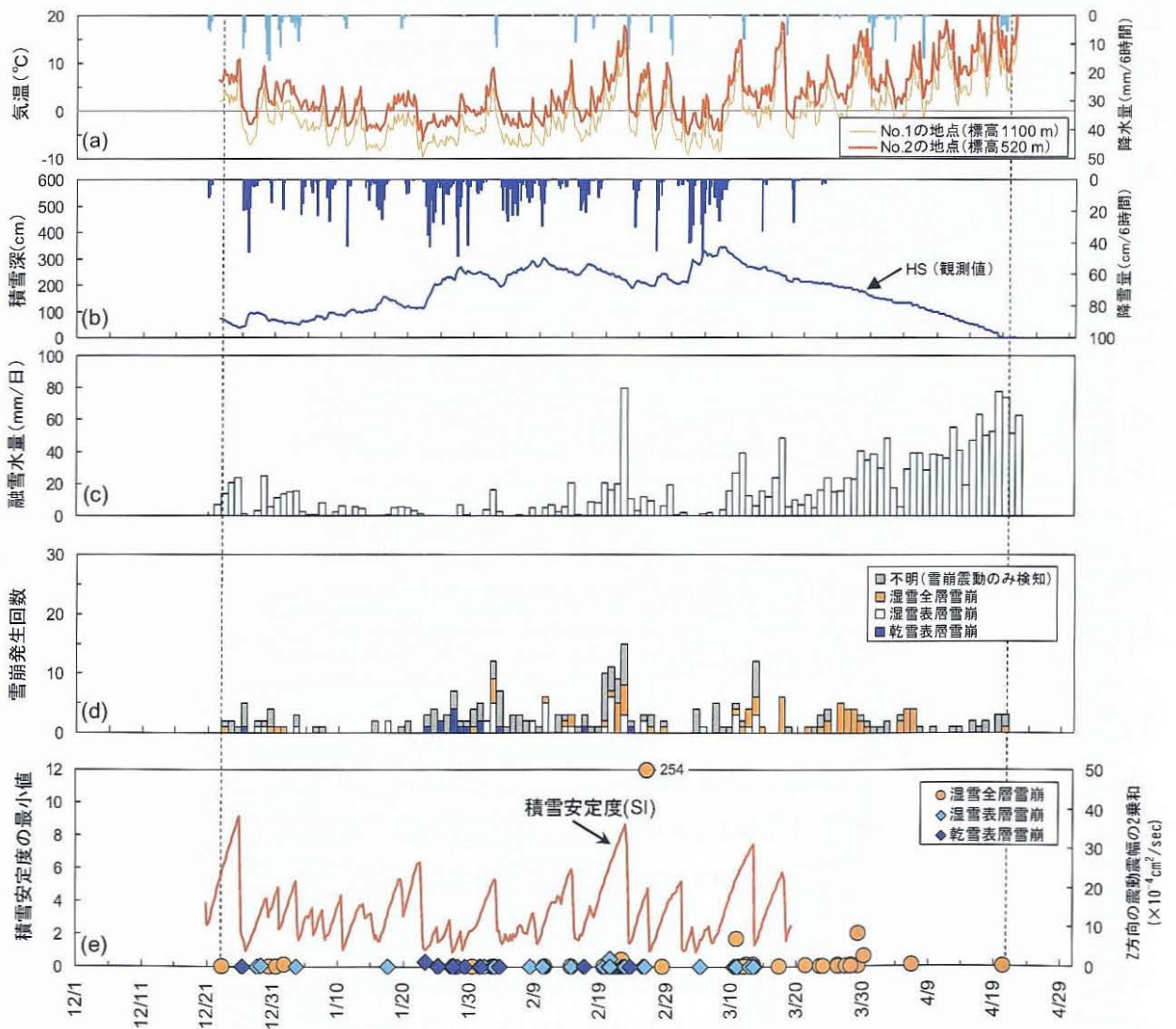


図 3-18 気象, 融雪水量, 積雪安定度(SI)と雪崩発生状況(2003/12~2004/4)
 (a)No.2 の地点(標高 520m)の気温と降雨量(実測値), No.1 の地点(標高 1100m)の気温(計算値)
 (b)No.2 の地点(標高 520m)の積雪深と降雪量
 (c)日融雪水量(計算値)
 (d)雪崩震動と雪崩映像観測による雪崩種類別の雪崩発生回数
 (e)積雪安定度(計算値)と S1~S3 の斜面で発生した雪崩形態別の震動波形震幅(Z 方向)の 2 乗和

2月19～22日では、低気圧による気温の上昇の影響で湿雪雪崩の回数が多い。これは第4章の4.5.4でも後述するとおり、長野県白馬村の八方尾根で行った雪崩観測でも同様の状況であった。

2月26日にS1の斜面から発生した面発生の湿雪全層雪崩は規模が大きく($I > 5 \times 10^{-4} \text{ cm}^2/\text{sec}$)、継続時間は120秒である。雪崩震動のZ方向の最大速度値は530m/s ($5.3 \times 10^{-1} \text{ cm}/\text{sec}$)で4冬期の観測期間中で最大値を記録した。この雪崩は2003年から2004年の冬期の観測期間中で最大の規模であった。また、3月10日と3月29日に発生した湿雪全層雪崩も規模が大きく、いずれも面発生の湿雪全層雪崩であり、S1の斜面から発生していて雪崩震動の継続時間は前者が188秒、後者が83秒であった。

3.5.5 2004～2005年冬期の気象と雪崩の発生状況

2004年から2005年の冬期における気象、融雪水量、雪崩発生状況と積雪安定度(SI)の変化を図3-19に示す。この冬期は、2004年12月28日から2005年3月31日までの94日間の観測を行った。観測期間中では1月3～4日、1月15～16日、1月27～29日、2月19～20日、3月7～8日、3月10～11日の期間は気温が 0°C を上回っていて、3月16日以降からは気温が連続的に 0°C を超えていた。降雪は1月5～14日、1月17～19日、1月30日～2月5日、2月10～14日、2月26日～3月5日の期間で降雪が多く、3月13日以降は少ない状態であった。融雪水量(計算値)は、2月7～25日と3月6日以降はほとんど連続して融雪水量があるが、3月10日以降は $20\text{mm}/\text{day}$ を超える日が多く、3月17日が約 51mm と最も多い。

雪崩映像観測では乾雪表層雪崩は24回、乾雪全層雪崩は観測されず、湿雪表層雪崩は34回、湿雪全層雪崩は97回の発生が確認された。乾雪表層雪崩は24回観測され、積雪安定度(SI)が $0.8 \sim 2.3$ で発生している。このうち、1月16日に発生した2つの乾雪表層雪崩は降雪後に積雪安定度(SI)が 2.3 のときに発生しており、それ以外は全て降雪時に積雪安定度(SI)が $0.8 \sim 1.9$ に低下したときに発生しているが、雪崩映像では3月6日以降に乾雪表層雪崩は観測されなかった。

湿雪表層雪崩は1月15～19日に5回、1月27～29日に7回、2月16～19日に5回、3月11日に4回、3月17～18日に8回、3月21～23日に3回発生しているが、3月24日以降は観測されなかった。湿雪全層雪崩は1月27～29日に3回、2月16～20日に14回、3月10～12日に15回、3月14～18日に39回、3月21～24日に20回発生しているが、3月24日以降からは映像上では湿雪全層雪崩だけが発生している。

2月5日に発生した乾雪表層雪崩は規模が大きく($I > 5 \times 10^{-4} \text{ cm}^2/\text{sec}$)、降雪時にS1の斜面から発生し、雪崩震動の継続時間は56秒で積雪安定度(SI)が 1.3 で発生している。2月19日と3月18日に発生した湿雪全層雪崩も規模が大きく、いずれもS1の斜面から発生している。2月19日の雪崩の継続時間は74秒であり、3月18日の雪崩は2004～2005年冬期の

観測期間中で最大の規模であり、雪崩震動の継続時間は 143 秒であった。

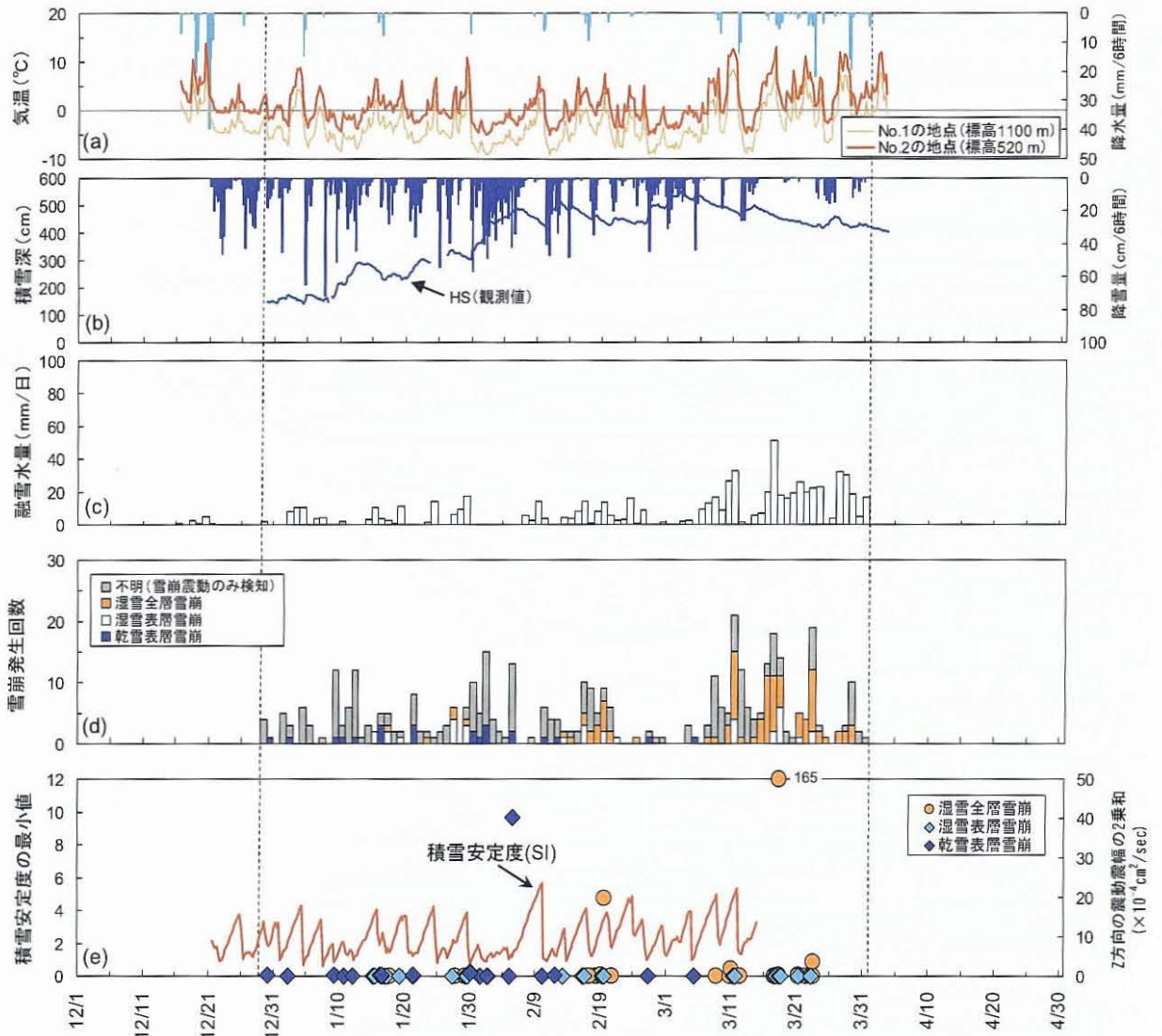


図 3-19 気象、融雪水量、積雪安定度(SI)と雪崩発生状況(2004.12~2005.3)
 (a)気象観測地点②(標高 520m)の気温と降雨量(実測値), No.1の地点(標高 1100m)の気温(計算値)
 (b)気象観測地点②(標高 520m)の積雪深と降雪量
 (c)日融雪水量(計算値)
 (d)雪崩震動と雪崩映像観測による雪崩種類別の雪崩発生回数
 (e)積雪安定度(計算値)とS1~S3の斜面で発生した雪崩形態別の震動波形震幅(Z方向)の2乗和

3.6 大規模雪崩の動態解析

空中写真から正斜投影写真(オルソ画像)を作成し、高さの情報をもつ等高線を重ねた図を作成して、雪崩映像と比較することで雪崩の動態の詳細を把握した。最近では航空レーザー測量による計測技術も実用化されており、レーザー計測と同時に空中写真撮影を行い、画像と座標値を同時に取得することが可能であるが、雪崩観測時にはまだ一般的ではなかったため、ここでは1996年3月撮影の空中写真と1/5000の地形図を用いて作成した。空中写真は撮影だけで評定点を設けていないこと、1/5000の地形図作成の元となった空中写真と比較して撮影時期や縮尺等の仕様が異なるため、1996年3月撮影の空中写真はできるだけ地形図に合わせて、画像のゆがみを補正して正斜投影して作成した。

オルソ画像には 10m メッシュの数値地理情報を重ねているが、標高データを付加することで 3次元表示や傾斜区分などに用いることも可能であり、3次元表示を行うと雪崩映像との対比がより精度よく行えると考えられるが、今回は 2次元の平面図を用いて解析を行った。なお、地形図の等高線は地表の標高のため、積雪期の写真と重ねると積雪深の分だけ標高値がずれることになるが、積雪深の数 m 程度の範囲のため雪崩の解析には十分利用が可能である。積雪期の空中写真を用いて作成したオルソ画像を図 3-20 に示す。

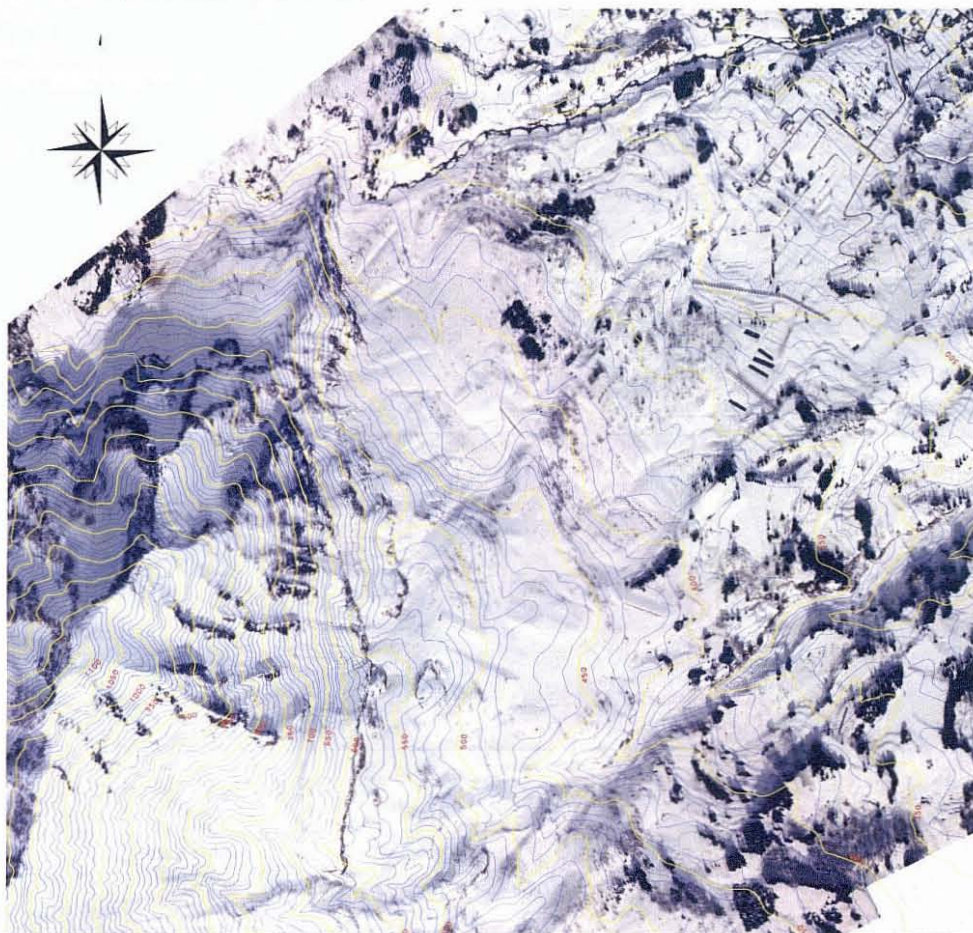


図 3-20 能生町柵口 権現岳の東斜面と山麓部のオルソ画像

雪崩映像から最大速度が 25m/s 以上に達した雪崩のうち、4 事例について作成したオルソ画像を用いて画像解析を行い、雪崩の先端速度を算出した。また、雪崩シミュレーションで一般的なフェルミー (Voellmy, 1955)モデルを利用して実際の雪崩の再現を行った。対象とした雪崩は 2002 年の 3 月 16 日と 4 月 18 日に発生した面発生湿雪全層雪崩と、2003 年 1 月 3 日に発生した 2 つの面発生乾雪表層雪崩 (雪崩震動は図 3-11 の②と③の波形) の 4 つの雪崩である。フェルミー (Voellmy)モデルの基本式は次のとおりである。

$$V = [\zeta h(\sin\theta - \mu \cos\theta) - \{\zeta h(\sin\theta - \mu \cos\theta) - V_0\} \exp(-2gS/\zeta h)]^{1/2} \quad \dots\dots(10)$$

ここで、 V : 雪崩の速度(m/s), ζ : 乱流減衰係数(m/s²), h : 雪崩の層厚(m), θ : 斜面の傾斜角 (度), S : 雪崩の流下斜距離(m), μ : 動摩擦係数, V_0 : 雪崩の初速度(m/s), g : 重力

加速度(9.8m/s^2), である. 雪崩の屈曲は傾斜方向のみを考慮し, 乱流減衰係数(ζ)は表層雪崩で $1000\sim 3000$, 全層雪崩で $400\sim 600$ を用い, 動摩擦係数(μ)は Schearer (1975)が示す $5/V$ (V :雪崩の速度) とした.

湿雪全層雪崩の結果について図 3-21 に示す. 2002 年 3 月 16 日に発生した湿雪全層雪崩 (雪崩発生量は $2\times 10^3\text{m}^3$) の発生層厚(h) は観測地点の積雪深記録から推定して $h=2.5\text{m}$, 2002 年 4 月 18 日に発生した湿雪全層雪崩 (雪崩発生量は $2.4\times 10^3\text{m}^3$) は $h=2.0\text{m}$ として, いずれも雪崩映像から層厚の変化がないとした. 地形の屈曲部 (図 3-2 の大雪積の箇所) では速度が一致しない区間があるものの, 乱流減衰係数(ζ)は前者が 400, 後者が 600 でおおむね実際の雪崩速度が再現されている.

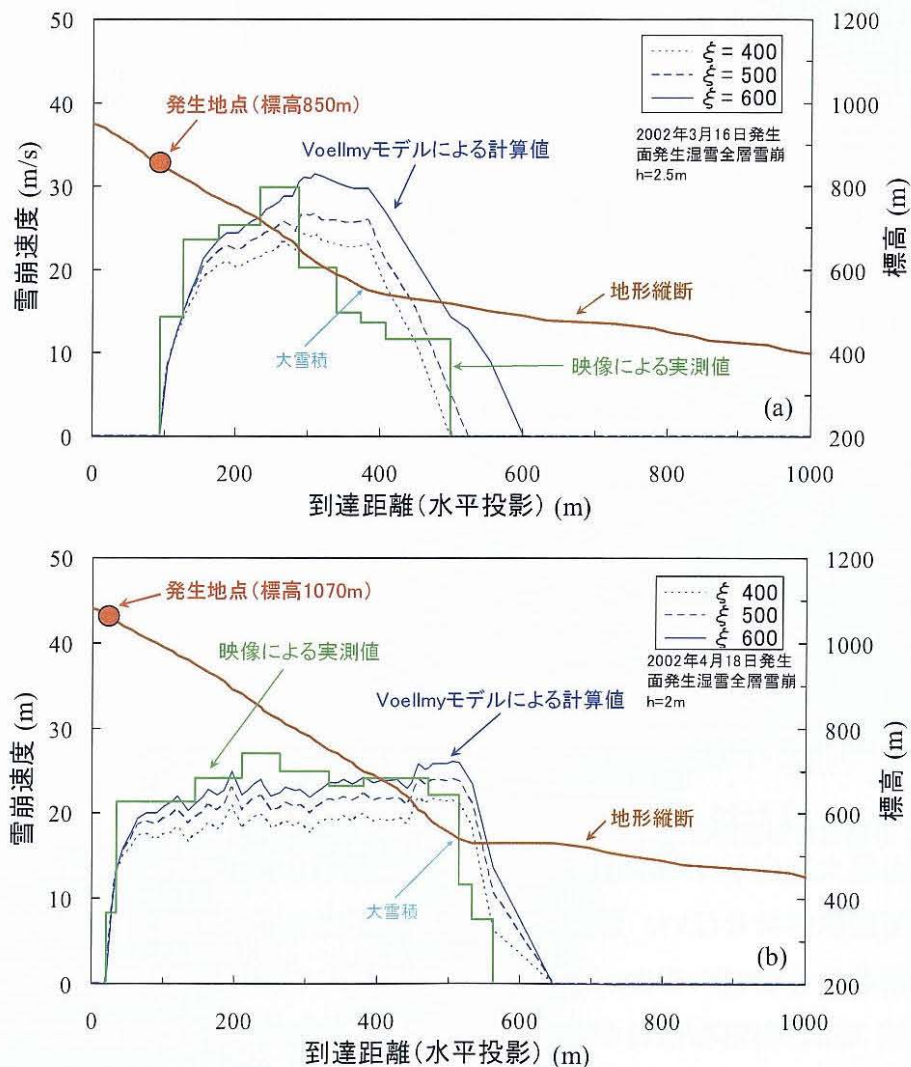


図 3-21 面発生湿雪全層雪崩の速度実測値とフェルミー(Voellmy)モデルによる速度計算(a:2002年3月16日発生, b:2002年4月18日発生)

次に 2003 年 1 月 3 日に発生した面発生の乾雪全層雪崩について, 雪崩映像観測で得られた画像を写真 3-2 に示す. 権現岳の山頂直下から連続的に 2 回の面発生の全層雪崩が発生して, 雪面上を流れ型の形態で流下した. 1 月 8 日に標高 310m 付近で実施した積雪断面観測の結果を図 3-22 に示す. 積雪深は 165cm で 0°C のざらめ雪が層全体の $1/4$ ほど占

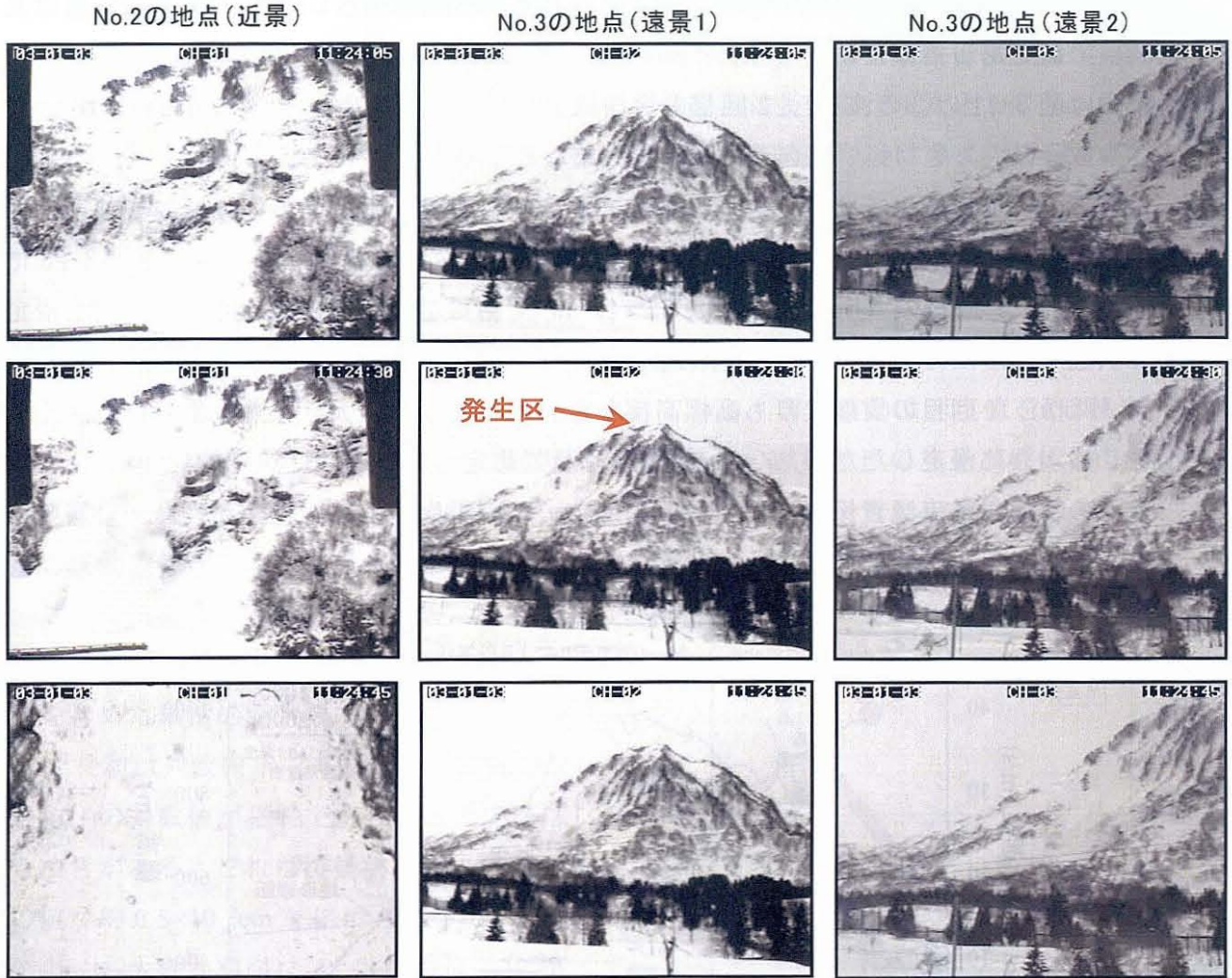


写真 3-2 2003 年 1 月 3 日 11 時 24 分に発生した面発生乾雪全層雪崩の雪崩映像

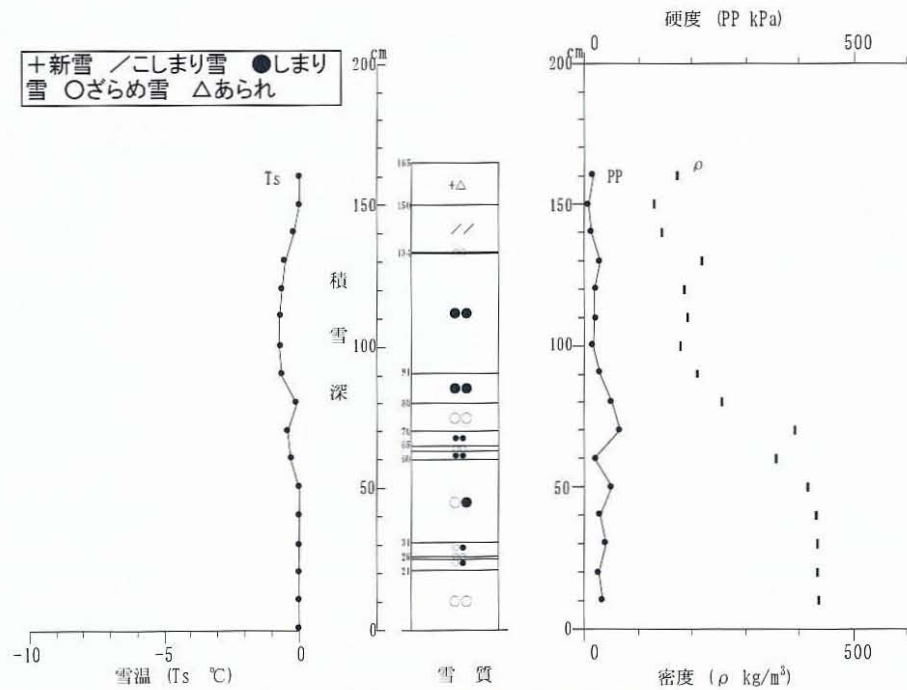


図 3-22 2003 年 1 月 8 日に実施した積雪断面観測結果(図 3-2 の No.5 の地点)

めていたが、この冬期の気温の推移（図 3-17）から発生区に近い No.1 の地点の気温は長期間負の値であったので、乾雪雪崩と推定できる。1 回目の雪崩は 11 時 19 分に発生し（雪崩震動は図 3-11 の②の波形）、2 回目の雪崩は 11 時 24 分に発生した（雪崩震動は図 3-11 の③の波形）。

これらの雪崩についてオルソ画像を用いて画像解析を行い、雪崩の先端速度を算出した結果と、フェルミー (Voellmy)モデルを利用して雪崩の速度計算を行った結果を図 3-23 に示す。なお、1 回目の雪崩の発生量は $3.2 \times 10^3 \text{ m}^3$ であるが、発生後はそのまま雪面を滑走する状態であったので、 $h=2\text{m}$ で層厚の変化がないとした。2 回目の雪崩の発生量は $1.3 \times 10^4 \text{ m}^3$ であるが、1 回目の雪崩よりも高標高部から発生して規模が大きく、流下時は斜面を露出させるように滑走したため、 $h=2\text{m}$ で層厚は麓で想定される厚さに比例的に変化させた。どちらの雪崩も乱流減衰係数(ξ)は 1000 程度で実際の雪崩速度の再現性が良く、全層雪崩で用いられてる標準的な値 (400~600) はこの場合やや小さいと思われるが、この理由と

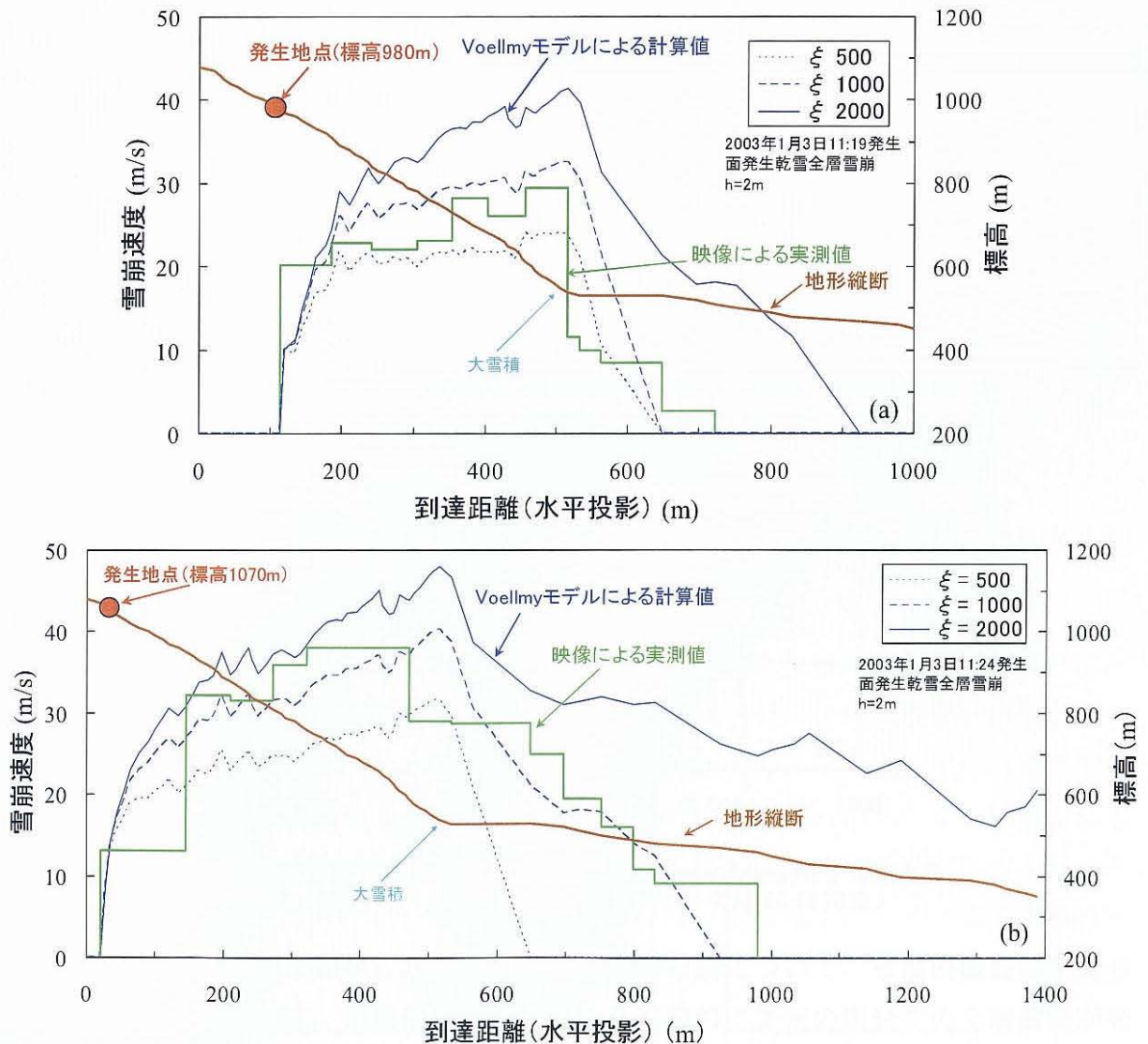


図 3-23 2003 年 1 月 3 日に発生した面発生乾雪全層雪崩の速度実測値とフェルミー (Voellmy)モデルによる速度計算 (a: 11:19 発生, b: 11:24 発生)

して乾雪の雪崩であることが原因と想定される。

以上から、フェルミー (Voellmy)モデルによる速度の計算値は雪崩映像による実際の雪崩速度とある程度の再現性がみられた。雪崩の映像観測は長期間行ったとしても、雪崩の発生から堆積状況までを詳細に記録できる機会は少ないため、今後は多くの事例を蓄積して同様の検討を行う必要がある。

3.7 雪崩の発生規模と発生頻度

能生町権現岳の雪崩観測では 1504 事例の雪崩に伴う震動データが得られているが、これには雪崩の種類が判明していないものも含まれている。雪崩震動は速度値を計測しているが、3.4.2 に示したとおり、雪崩に起因する地盤震動の震動波形の震動震幅値の 2 乗値の総和(I)と雪崩の規模には密接な関係がある (今西ら, 2004)。雪崩の規模として震動波形の震動震幅の 2 乗和(I)を用いて、各階級の間中値と発生数の関係を図 3-24 に示す。

ここで、 n は各階級のデータ数、 N はそれよりも大きな震動震幅の 2 乗和をもつ雪崩を含めた累積の発生数で、発生数と震幅の 2 乗和は対数表示である。震動震幅の 2 乗和(I)の対数値が横軸で約 -0.3 以上ではばらつきがある。これは震動震幅の 2 乗和(I)の値が約 $0.5 \times 10^{-4} \text{cm}^2/\text{s}$ に相当するが、この値よりも大きい雪崩は 48 事例あり、39 事例は発生した位置や雪崩の種類が雪崩映像で判明している。この部分を除くと、震動震幅の 2 乗和(I)が大きい (小さい) 雪崩ほど発生数が少ない (多い) という傾向があり、震動震幅の 2 乗和(I)と発生数(n)には、

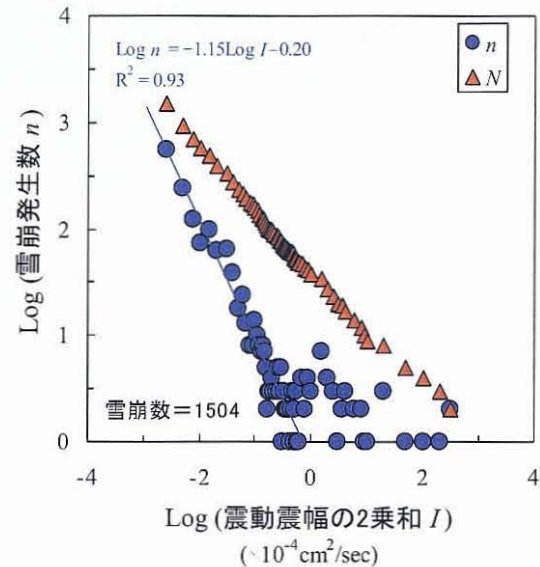


図3-24 雪崩の震動震幅の2乗和と発生数の関係

$$\log_{10} n = -a \cdot \log_{10} I + b \quad (a, b \text{ は係数}) \quad \dots\dots(11)$$

の関係がある。これは、

$$n = C \cdot I^{-a} \quad \dots\dots(12)$$

という”べき乗則”の関係が成り立っていることと同じである。ここで C は係数、 a は指数であり、各階級の雪崩発生数である n の場合、 a の値は約 1.2 である。

次に、雪崩震動観測を行った冬期別と月別による雪崩震動の震動震幅の 2 乗和と発生数の関係について、 n の a の値をそれぞれ表 3-3 と表 3-4 に示す。冬期別では 2001~2002、2004~2005 年の 2 冬期は多雪であったものの (図 3-7)、冬期別の a の値は大きな差異は

みられない。月別では12月と1月が他の月に比べて若干値が小さいが、大きな差異はみられない。

次に雪崩映像観測によって雪崩の種類が判明している727事例の雪崩震動データのうち、S1からS3の斜面で発生した雪崩を対象として、震動震幅の2乗和と発生数の関係について、 α の値を表3-5に示す。発生数はS1の斜面が最も多いが、斜面によって α の値は同一で差異はみられない。

雪崩種類別の α の値を表3-6に示す。ここでは表層・全層と乾雪・湿雪の区分と、さらに種類を詳細に区分して評価した。表層雪崩と全層雪崩については差異がみられないが、乾雪雪崩と湿雪雪崩では前者の方が値が小さくなっている。詳細に区分した場合、乾雪全層雪崩は4事例しかないため α の値を求めることはできないが、乾雪表層雪崩の値は最も小さくなっている。

以上から、乾雪雪崩は他に比べて、規模の大きい雪崩がより起こりやすいという傾向がある。表層雪崩と全層雪崩で差異がみられないのは、240個の表層雪崩のうち湿雪の表層雪崩が157個を占めていて、全層雪崩の大部分が湿雪雪崩のため類似した値になっていると考えられる。

3.8 まとめ

過去に大規模な面発生乾雪表層雪崩が発生し、集落に大きな被害を及ぼした新潟県能生町の柵口地区に位置する権現岳の東斜面を対象として、2001年12月から2005年3月までの4冬期間に雪崩の動態観測を行った。観測は気象、雪崩映像、雪崩震動の三項目を主体に行ったが、冬期間でも雪崩発生区の気温が0°Cを上回る暖地性の積雪地であり、湿雪雪崩を主体として多数の雪崩が観測された。雪崩の発生状況や特徴が明らかとなった。主な結果は次のとおりである。

①雪崩の発生状況

1) 4冬期の459日間における観測では3386事例の雪崩震動が計測され、このうち雪崩に起因する震動は1504事例(約44%)であり、同時に雪崩の映像は727事例が記録された。

表3-3 冬期別の震動震幅の2乗和と発生数

冬期	雪崩数 n	α	R^2
2001/2002	437	1.0	0.87
2002/2003	397	1.0	0.91
2003/2004	273	0.8	0.88
2004/2005	397	1.1	0.86
4冬期全体	1504	1.2	0.93

表3-4 月別の震動震幅の2乗和と発生数

月	雪崩数 n	α	R^2
12月	74	0.7	0.78
1月	304	0.8	0.84
2月	372	1.1	0.84
3月	546	1.0	0.85
4月	208	1.1	0.91
4冬期全体	1504	1.2	0.93

表3-5 斜面別の震動震幅の2乗和と発生数

斜面	雪崩数 n	α	R^2
S1	431	0.9	0.89
S2	183	0.9	0.94
S3	93	0.9	0.89

表3-6 雪崩種類別の震動震幅の2乗和と発生数

雪崩の種類	雪崩数 n	α	R^2
表層雪崩	240	0.8	0.88
全層雪崩	487	0.9	0.89
乾雪雪崩	87	0.5	0.75
湿雪雪崩	640	1.1	0.91
雪崩全体	1504	1.2	0.93

雪崩の種類	雪崩数 n	α	R^2
乾雪表層雪崩	83	0.5	0.79
乾雪全層雪崩	4	-	-
湿雪表層雪崩	157	0.9	0.84
湿雪全層雪崩	483	0.9	0.89
雪崩全体	1504	1.2	0.93

2) 4 冬期の 727 事例の雪崩映像では、乾雪表層雪崩が 83、乾雪全層雪崩が 4、湿雪表層雪崩が 157、湿雪全層雪崩が 483 事例の発生が確認され、湿雪雪崩は全体の約 88%であり、このうち湿雪全層雪崩は全体の約 66%であった。斜面別では S1～S3 の斜面から 707 事例（約 97%）の雪崩が発生し、1986 年 1 月 26 日に発生した雪崩の発生場所である S1 の斜面から 431 事例（全体の約 59%）が発生していた。

②雪崩の発生条件

- 1) 乾雪表層雪崩は 83 個の発生が確認されたが、積雪安定度(SI)が 0.8～3.2 のときに発生していた。そのうち約 92%が降雪期間中に発生し、そのときの積雪安定度(SI)は 0.8～2.4 であり、積もった新雪内で積雪安定度が低下して発生しているものと推定される。
- 2) 湿雪全層雪崩は気温が連続的に 0°C を超える 3 月以降に多発するが、1～2 月でも気温が高い場合に発生する。湿雪全層雪崩は融雪水量が増加するに従って多発し、3 月中旬からは湿雪全層雪崩が主となり、4 月以降は湿雪全層雪崩しか発生が確認されなかった。

③雪崩震動の特徴

- 1) 雪崩震動の震動波形の卓越周波数は 2～16Hz に分布し、多くが 7～11Hz であるが、雪崩が発生する斜面によって差異がある。
- 2) 雪崩が地震計の直上に位置する S1 の斜面から発生した場合、震動波形の卓越周波数はほとんどが 6～13Hz の範囲で、一部は 6Hz 以下にも存在する。S2 や S3 の斜面で発生した場合は 3～11Hz にあり主に 5～9Hz である。
- 3) S1 の斜面から発生した雪崩のうち、規模の大きい雪崩（雪崩の震動震幅の 2 乗和が $5 \times 10^{-4} \text{cm}^2/\text{s}$ 以上）の震動波形の卓越周波数は 8～11Hz であるが、規模が小さい雪崩（ $0.001 \times 10^{-4} \text{cm}^2/\text{s}$ 以下）の震動波形の卓越周波数は 5Hz 以下のものがある。
- 4) S4 や H の斜面で発生した雪崩の震動波形の卓越周波数は 4～6Hz であるが、地震計から離れた場所に流下していて、雪崩の震動が雪中や地盤中を伝搬する間に高周波成分が減衰するため、卓越周波数が低周波になるものと考えられる。

④雪崩の動態

雪崩映像による雪崩の動態は、オルソ画像に数値地理情報や等高線を重ねて用いることで速度変化が詳細に把握することが可能であり、フェルミー (Voellmy)モデルを用いたシミュレーションでは、乱流減衰係数(ξ)は湿雪全層雪崩が400～600、乾雪全層雪崩が1000で実際の雪崩をほぼ再現できた。

⑤雪崩の発生規模と発生頻度

- 1) 雪崩震動観測による 1504 事例の観測結果を用いて、雪崩の震動震幅の 2 乗和を規模として発生数との関係を調べたところ、震動震幅の 2 乗和が約 $0.5 \times 10^{-4} \text{cm}^2/\text{s}$ 以上の規模の大きい雪崩を除くと、雪崩の規模が大きい（小さい）雪崩ほど発生数が少ない（多い）

という傾向があり、べき乗則の関係が成り立っている。

- 2) べき乗則の指数である α の値は雪崩の種類別で異なり、乾雪雪崩の方が湿雪雪崩よりも小さく、表層と全層の区分も考慮すると、乾雪表層雪崩が最も小さい。
- 3) 観測を実施した各冬期の積雪状況は異なっているものの、 α の値に冬期別の違いはみられず、隣接する3つの斜面においても差異はみられない。

現状では雪崩震動と同時に雪崩映像が記録できない場合は、雪崩の種類が不明となっているため、雪崩震動だけから雪崩の種類を判定する方法の確立が今後の課題である。

なお、能生町柵口権現岳の雪崩観測施設を整備するにあたっては、能生町役場（当時）および柵口地区長の斎藤武司氏に協力いただいた。東京大学地震研究所地震地殻変動観測センター（現：観測開発基盤センター）には地震観測データの利用許可をいただいた（雪崩発生予知と運動機構に関する研究：2002/2/7）。図 3-1 の背景地図データは、国土地理院の電子国土 Web システムから配信されたものである。

第4章 雪崩の動態観測と雪崩発生の特徴(2)(長野県白馬村八方尾根)

4.1 はじめに

第2章の2.2.1で述べた9箇所の雪崩映像観測のうち、長野県白馬村八方尾根の南斜面に位置する崩沢流域では、1996年12月より毎冬期にビデオカメラを用いた雪崩の映像観測を開始したが、到達距離が1kmを超えるような大規模な乾雪表層雪崩を含む多数の雪崩が確認された。ここでは雪崩の発生から堆積までの状況が詳細に把握できることや、スキー場の施設を用いて冬期間でも雪崩発生区の近傍まで到達可能であること、雪崩発生区の近くで気象や積雪に関するデータが計測可能であり、商用電源も使用可能であることなどの立地条件を有している。2002年12月からは雪崩の発生区と堆積区の近傍において、雪崩映像観測と併用して各種の現地計測を新たに行った(秋山ら, 2005; Akiyama *et al.*, 2007)。第4章では、観測結果から気象や発生した雪崩の特徴、雪崩の発生機構、発生規模と発生数について検討を行った結果を述べる。

4.2 調査観測内容

4.2.1 雪崩観測地の概要

雪崩観測の対象地は、長野県白馬村八方尾根の南側に位置する崩沢の流域である(図4-1)。崩沢の上流域の斜面では1981年12月に大規模雪崩が発生して、崩沢に設置されている砂防堰堤の袖部が破壊された。また、八方尾根の周辺では1996年の2月から4月にかけて4回の空中写真撮影が行われているが、崩沢の流域では到達距離が2300mに及び、平川まで達する面発生の大規模表層雪崩の痕跡が認められた(写真4-1)。

雪崩観測地の平面図を図4-2に、遠景を写真4-2に示す。観測範囲は標高870~2090m、最大幅2.5kmで、最大斜面長は2.7kmである。観測地は冬期に多量の降雪があり、気温はほとんどが氷点下となる寒冷積雪地の気象状況である。雪崩の映像観測は、1996年12月からhakuba47スキー場内のNo.1の地点で開始した。雪崩映像観測の地点から雪崩発生斜面までの平均距離は約2200mであり、観測範囲は崩沢流域の斜面(S1)と、その両側の流域にあたるS2, S3の斜面の一部であり、大規模表層雪崩はS1のA, Bの範囲から発生する(図4-2)。観測範囲の地形の特徴として、50mの数値地理情報(Digital Elevation Model: DEM)を用いてメッシュごとに斜面の勾配(傾斜)を求め、雪崩の発生する標高1000m以上の斜面について、勾配の階級(5度)の頻度を図4-3に示す。なお、階級の表示で30~35°は30°より大きく35°以下を表している。観測範囲の各斜面における勾配の頻度分布は同じであり、35~40°が最も多く50°以上の斜面は非常に少ない。S1のA, Bの斜面の勾配は40°である。

4.2.2 雪崩観測の方法

観測範囲を遠望できる図4-2のNo.1の地点(hakuba47スキー場内)において、ビデオカ



図 4-1 調査位置図

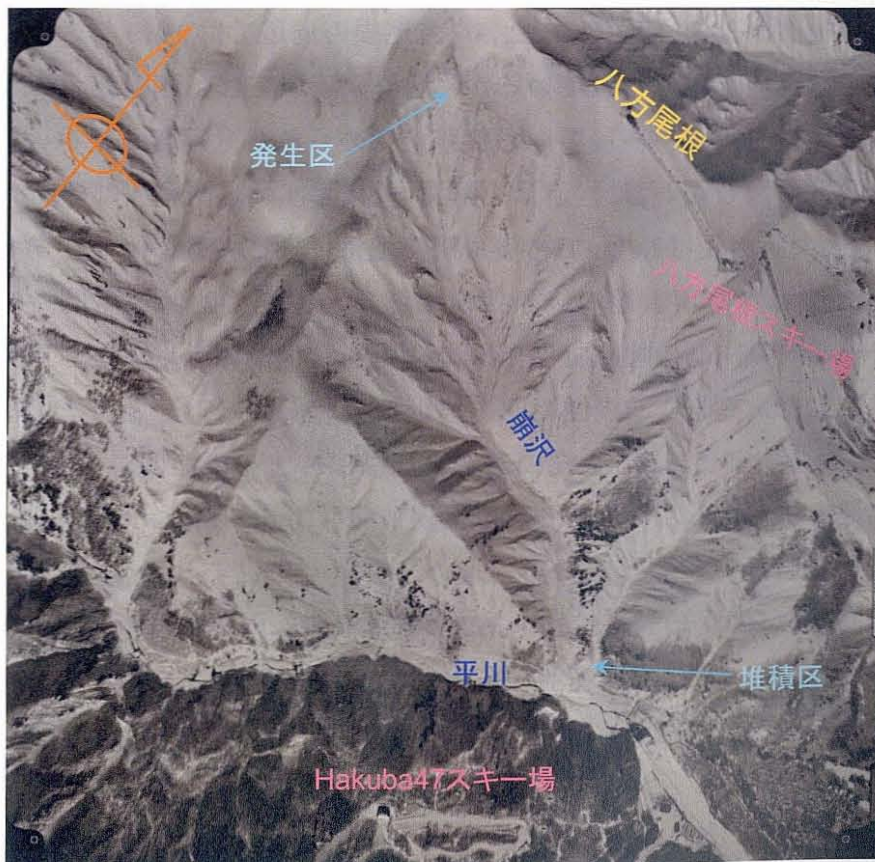


写真 4-1 空中写真(長野県白馬村八方尾根, 1996年3月13日撮影)

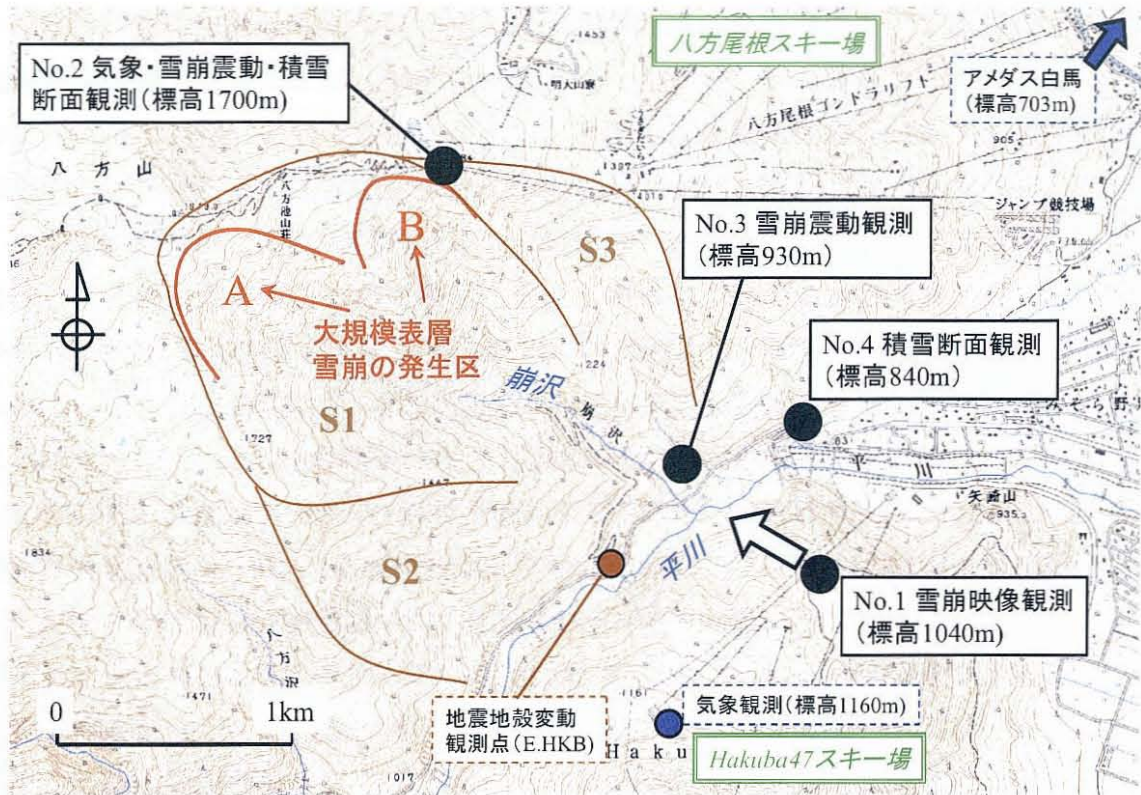


図 4-2 雪崩観測地の平面図(長野県白馬村八方尾根南斜面 崩沢流域)



写真 4-2 雪崩観測地(崩沢流域)

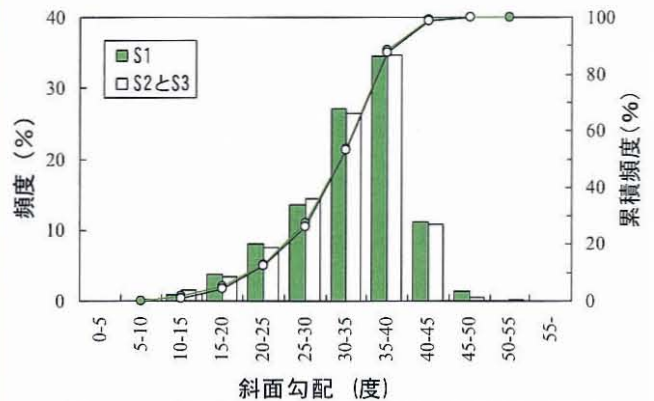


図 4-3 観測対象範囲の斜面勾配の頻度 (標高 1000m 以上)

メラと長時間の録画が可能なタイムラプスビデオを用いて、雪崩の映像観測を 1996 年 12 月から開始した。観測期間は毎冬期の積雪状況で異なるが、1 月から 3 月を中心として 12 月から 4 月の期間である。タイムラプスビデオは 0.5~1 秒に 1 画面をビデオテープに録画する方式を基本としているが、2002 年 12 月からはデジタルの録画機器 (HDD タイムラプスレコーダー) を併用したため、録画媒体を長期間交換せずに一冬期間にわたって雪崩発生斜面を監視することが可能となった。雪崩映像観測は図 4-2 に示す S1 から S3 の斜面を 1 画面で観測することが可能であるが、2000 年 4 月までの雪崩発生状況は S1 の斜面で雪崩の発生数が多く、大規模雪崩が発生して下流の平川まで達する場合もあった。S2 と S3 の斜面では大規模雪崩は発生せず、雪崩の発生数は S1 の斜面よりも少なかった。

雪崩映像観測では、表層雪崩は全層雪崩と異なり発生区の地表が露出しないうえ、積雪面上を滑走するため、規模が小さい場合には色調の関係で特定しにくく、発生が認識できない場合が多い。また、斜面が見えない期間は不可能であるが、1996年12月から2005年3月までの9冬期において、1時間単位で雪崩発生斜面を見通すことが可能か否かを調べたところ、一冬期間で斜面が監視可能な期間は28~57%(全期間の平均で約39%)であった。

以上のとおり、映像観測では発生する雪崩を全て記録することはできないため、2002年12月から雪崩に伴う地盤震動(雪崩震動)の観測を開始した。雪崩震動観測は図4-2のNo.2とNo.3の地点に、東京測振製VSE-15D2(測定周波数:0.25-70Hz)とMark Products製L-22D(測定周波数:2-40Hz)の2台の地震計をそれぞれ埋設し、上下(Z方向)方向の計測を行った。雪崩発生区であるBの斜面の直上に近いNo.2の地点では、商用電源が確保できるため0.01秒に1回の計測(100Hz)で常時記録を行った。雪崩の走路から堆積区に近いNo.3の地点では太陽電池とバッテリーを用いて、地盤震動が基準値を超えた場合にその時刻前後の震動を0.01秒に1回記録する方法(レベルトリガ方式)とした。

また、冬期間はスキー場の施設を利用して雪崩の発生区の近傍まで到達が可能であるため、2002年12月からは雪崩発生区のBの斜面直上にあたるNo.2の地点において、気象観測と積雪断面観測を開始した。同時に雪崩の走路から堆積区の近傍にあたるNo.3の地点で雪崩震動観測、No.4の地点では積雪断面観測を開始した。以上の雪崩に関する観測項目の詳細について、表4-1に示す。

表4-1 気象と雪崩に関する観測項目

観測地点	位置	標高(m)	観測要素	雪崩との関係	観測期間
No.1	hakuba47スキー場内	1040	雪崩映像観測	雪崩の発生区から堆積区までを一望できる箇所	1996/12~2005/3の9冬期
No.2	八方尾根	1700	風向風速・気温・雨雪量・降雪検知パルス・積雪深・日射・反射・雪面温度・放射収支・雪崩震動観測・積雪断面観測	雪崩発生区の直上	2002/12~2005/3の3冬期
No.3	崩沢下流左岸	930	雪崩震動観測	雪崩走路~堆積区	2002/12~2005/3の3冬期
No.4	平川下流左岸	840	積雪断面観測	雪崩堆積区の近傍	2002/12~2005/3の3冬期

雪崩映像観測で得られた録画映像については、後に記録媒体を再生して雪崩を特定した。雪崩の分類は発生形(面発生・点発生)、雪崩層の雪の乾湿(乾雪・湿雪)、すべり面の位置(表層・全層)のうち、判定が可能な内容を用いて区分を行った。小規模な表層雪崩では発生形は区別が困難な場合が多く、雪の乾湿については、はっきりと雪煙を伴うような表層雪崩では乾雪と想定できるが、雪煙を伴わない流れ型の場合は映像だけでは雪の乾湿の区分は困難である。この場合は雪崩発生前の気象記録による降雪や気温の推移から判断して雪の乾湿を決定した。雪崩の地形要素については、縮尺1/10000の地形図を基図

として発生区と堆積区の標高や到達距離を決定した。

雪崩震動観測では雪崩に伴う震動だけでなく、地震動やノイズを含む地盤震動が計測される。地震動の場合は2台の地震計がほぼ同時に計測を開始するが、樹木からの落雪や動物の動きなどを含むノイズの場合は、2台の地震計が同時に震動波形を記録することはなく、震動の継続時間が短く瞬間的であるため区別は容易である。雪崩が発生して流下した場合は、地震計の設置箇所と雪崩の発生位置の関係から、片方もしくは両方の地震計が雪崩の動きを計測するため、両方の地震計で計測できた場合は時間的なずれが生じると考えられる。このような特性を用いて、雪崩に伴う地盤震動だけを抽出することが可能と考えられるが、それぞれの地震計は設置した箇所の地盤の状態や地震計の特性、計測方法が異なるため、地震の場合でも常に波形が同じように記録されるわけではない。このため、雪崩観測箇所に近い東京大学地震研究所地震地殻変動観測センター（現在は観測開発基盤センター）の白馬地震地殻変動観測所（E.HKB）の地震観測データと2つの地震計で計測した震動データと照合して、雪崩に伴う地盤震動を正確に抽出した（図4-2）。

積雪断面観測は10～15日の間隔で定期的に行い、積雪深や雪温、雪質、積雪密度、硬度、弱層のせん断強度を計測した。このほか、No.2の観測地点から東北東へ約5.1kmのアメダス白馬（標高703m）と南南東へ約2.5kmのhakuba47スキー場（標高1160m）で計測されている気象観測記録を利用した（図4-1、図4-2）。

4.3 雪崩の観測結果

1996年12月から2005年3月までの9冬期の観測結果を表4-2に示す。雪崩映像によって229事例の雪崩の発生が確認され、そのうち雪崩の種類や雪崩の地形要素が明らかな雪崩は216個（表層雪崩137個、全層雪崩79個）であった。これらの雪崩の種類別の発生状況を月別に図4-4に示す。観測期間中では乾雪表層雪崩が最も多く発生し、2月に最も多いが4月には発生していない。3月以降は全層雪崩が多く発生していた。

表層雪崩は標高1300～1900mの範囲から発生しているが、大規模な雪崩は図4-2のS1のA（標高1850m前後）とB（標高1650m前後）の範囲の斜面から発生していた。湿雪全層雪崩は標高1000～1600mから発生するが、標高1600m以上は発生せず、S1のAとBの斜面以外の部分から発生するケースが多い。

表4-2 雪崩映像と雪崩震動の観測結果

冬期	観測日数	雪崩映像の記録回数	雪崩震動の記録回数			地形的要素が明らかな雪崩
			No.2,3	No.2	No.3	
1996～1997	138	20	—	—	—	17
1997～1998	106	21	—	—	—	21
1998～1999	107	26	—	—	—	26
1999～2000	117	24	—	—	—	24
2000～2001	116	37	—	—	—	36
2001～2002	110	15	—	—	—	13
2002～2003	128	66	3	5	37	58
2003～2004	126	20	25	39	57	20
2004～2005	72	0	14	0	9	1
合計(9冬期)	1020	229	42	44	103	216

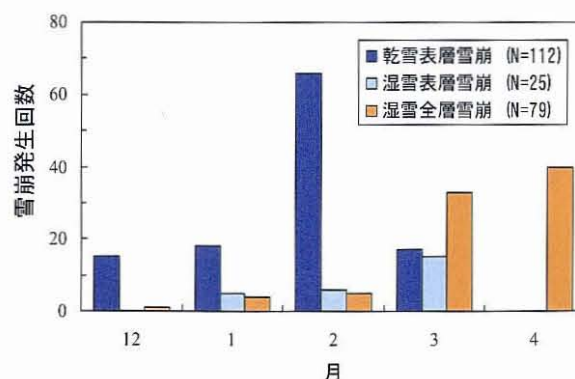


図4-4 雪崩種類別の発生状況

雪崩経路の水平投影の到達距離と雪崩発生区から堆積区までの標高差(落差)の関係について、雪崩の種類別に図4-5に示す。ほとんどの雪崩は到達距離が700m前後までであり、湿雪全層雪崩はすべてこの範囲である。到達距離が1kmを超える大規模なものは、1事例の湿雪表層雪崩を除いて全て乾雪表層雪崩であり、到達距離が2500mを超える規模の面発生乾雪表層雪崩が発生している。

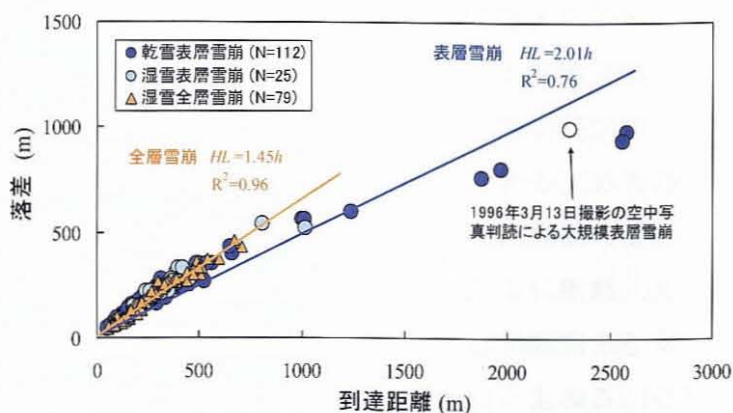


図 4-5 雪崩の到達距離と落差の関係

全体的に雪崩の到達距離と落差とは直線関係であるが、落差が大きいと到達距離の値はばらつき、落差に応じて到達距離が長くなる傾向となっている。回帰分析では、表層雪崩と全層雪崩の到達距離(HL)と落差(h)の関係はそれぞれ、

$$HL = 2.01h, \quad HL = 1.45h \quad \dots\dots(1), (2)$$

となっていて、同じ落差では表層雪崩の方が全層雪崩よりも到達距離が平均的に約 1.4 倍 (2.01/1.45) ほど大きい。その他の地形要素については第 7 章に含めて述べる。

雪崩震動観測は 2002 年から 2003 年の冬期から 3 冬期間で実施したが、表 4-2 に示すとおり雪崩の発生区の直上である No.2 の観測地点で 44 事例、走路から堆積区に近い No.3 の観測地点で 103 事例、両方の地点で同時に 42 事例が観測され、全体で 189 個の雪崩が観測された。なお、No.3 の地点は地震計を埋設した地盤が崩沢の土石流堆積物であり、震動観測にはあまり適当でなく、No.2 の地点では夜間にスキー場の整備に伴う人工的なノイズが含まれる場合があるなど、第 3 章の能生町権現岳で行った雪崩震動観測に比べて、観測状況はあまり良好ではなかった。このため、観測結果は第 3 章の卓越周期や震動震幅の 2 乗値などは算出せず、大規模雪崩の観測事例を中心に波形や雪崩の検知数だけを扱った。

4.4 大規模雪崩の発生状況

1999年から2005年の6冬期の観測において、毎冬期に発生した雪崩のうちで最大の事例を表4-3と写真4-3に示す。各冬期で発生した大規模雪崩のうち、発生から堆積までの状況を映像で捉えることができたのは、2000年2月5日と2月23日、2001年3月21日と2003年3月19日に発生した4事例だけで、他の事例は雪崩痕跡の映像や積雪断面観測時の現地調査、雪崩震動観測などによって発生が判明したものである。2000年から2001年の冬期に発生した最大の雪崩は面発生の湿雪表層雪崩であったが、他の冬期は全て面発生の乾雪表層雪崩である。2004年1月24日と2005年1月12日には、大規模表層雪崩の雪崩震動記録が発生区に近いNo.2の観測地点と、雪崩走路から堆積区に近いNo.3の観測地点で同時に得られた。雪崩は

表 4-3 大規模雪崩の発生事例

観測年 (冬期間)	No.	雪崩発生日時	雪崩形態	運動形態	発生区	到達距離 m	発存量 m ³	備考
1999/12~ 2000/4	①	2/5 13:10	面発生乾雪表層	煙型	A	2600	160000	映像による判定 (雪崩震動観測は未実施)
	②	2/23 1:37	面発生乾雪表層	混合型	B	2000	120000	映像による判定 (雪崩震動観測は未実施)
2000/12~ 2001/4	③	3/21 6:35	面発生湿雪表層	流れ型	—	810	—	一冬期間の最大雪崩(雪崩映像観測による) (雪崩震動観測は未実施)
2001/12~ 2002/4	④	1/5~6	面発生乾雪表層	混合型?	B	>2000	—	雪崩映像は不可、1/6朝に発生区 の破断面確認 (雪崩震動観測は未実施)
2002/12~ 2003/4	⑤	3/19 8:27	面発生乾雪表層	流れ型	A	560	—	一冬期間の最大雪崩(雪崩映像観測による) 雪崩震動は計測不可
2003/12~ 2004/4	⑥	12/20 12:56, 13:44	面発生乾雪表層	混合型?	B	1250	—	雪崩映像は不可 雪崩震動を計測 堆積区に雪崩デブリを確認
	⑦	1/24 0:15	面発生乾雪表層	混合型?	A	>2000	—	雪崩映像は不可 雪崩震動を計測
2004/12~ 2005/3	⑧	1/12 5:50	面発生乾雪表層	混合型?	A	2600	—	雪崩映像は不可 雪崩震動を計測 発生区に破断面を確認



2000年2月5日に発生した面発生乾雪表層雪崩



2000年2月23日に発生した面発生乾雪表層雪崩



2003年12月20日に発生した面発生乾雪表層雪崩の
雪崩デブリ(上流はBの斜面, 2003年12月24日撮影)



2000年2月23日に発生した面発生乾雪表層雪崩

写真 4-3(1) 大規模雪崩の発生事例



2005年1月12日に発生した面発生乾雪表層雪崩の発生区(Aの斜面, 2005年1月12日撮影)

写真 4-3(2) 大規模雪崩の発生事例

降雪時に発生したため発生時の雪崩映像は取得できなかったが, 発生後の可視映像や現地調査によって, いずれもAの斜面から面発生の乾雪表層雪崩が発生したことが判明した. これらの雪崩の震動観測記録を図4-6に示す.

雪崩震動に関する既往の調査研究では, 地震の波形と異なり雪崩の流下に従って震幅が増加する紡錘状の形状を示す (Nishimura and Izumi, 1997). 雪崩走路から堆積区に近いNo.3の観測地点の波形はいずれも紡錘形であり, 雪崩震動の特徴を示している. 発生区に近いNo.2の観測地点の波形はいずれもはっきりとした形状ではなく不明瞭で, 常時微動の波形が乱れる程度であった. これは雪崩震動観測がBの斜面の直上で行っており, 発生区

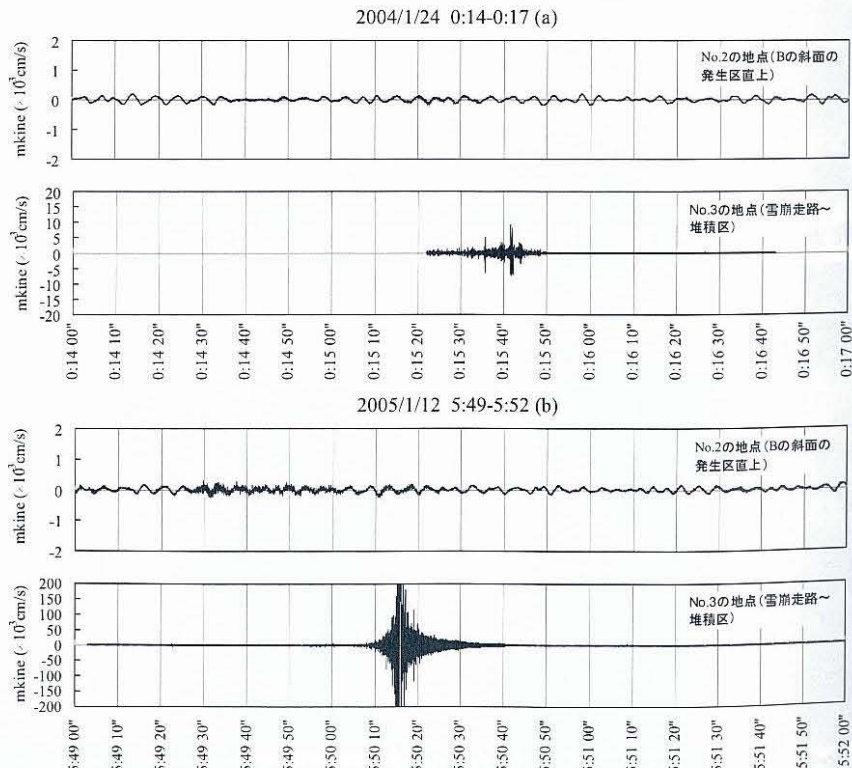


図 4-6 Aの斜面から発生した大規模乾雪表層雪崩の雪崩震動 (a: 2004年1月24日発生, b: 2005年1月12日発生)

Aの斜面からの距離が離れていることから地盤中で震動が減衰しているためと考えられる。2003年12月20日には大規模表層雪崩がBの斜面から発生し、発生区の直上に設置してある地震計で雪崩震動が観測された。雪崩走路から堆積区に近いNo.3の観測地点の地震計は計測を開始していなかったため、2台の地震計で同時に雪崩震動を計測することはできなかった。

2004年1月24日の雪崩は降雪時に発生したため雪崩映像は取得できず、図4-6aに示す雪崩震動だけが記録された。震動波形の速度値は最大で10mkine ($\times 10^{-3}$ cm/sec)と大きくないため、一見すると紡錘形状であるものの、雪崩による震動かどうかの判断は波形だけでは判断が難しい。図4-2に示す東京大学地震研究所白馬観測点(E.HKB)では、2004年1月24日の0時19分以降に記録が止まり、地震観測点の衛星アンテナが破損している。地震観測点の震動の記録では、2004年1月23日の23:39頃と1月24日の0時15分頃から大きな震動波形が記録されている。データは0時15分23秒に切れていて、新雪雪崩の風圧による影響と想定されている(図4-7)。

この記録と図4-6の震動波形と比較すると、1月24日0時15分頃の波形はほぼ同時期であり、この時刻に大規模な乾雪表層雪崩が発生したのは確実である。なお、1月23日の23時39分頃の震動はNo.3の地点の雪崩震動観測では記録されなかった。その後白馬観測点(E.HKB)は2006年12月17日に観測を中止し、以降に観測点は廃止された。

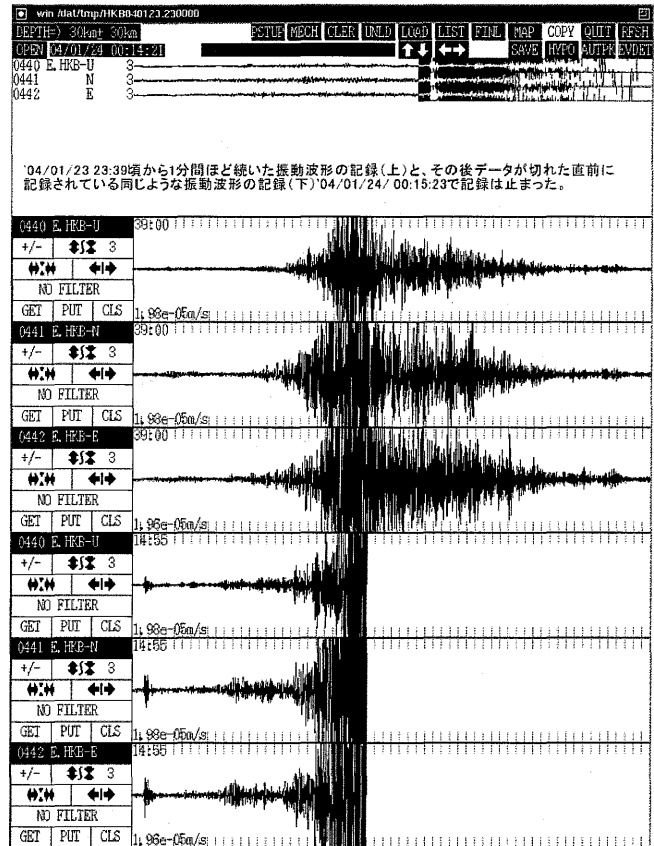


図4-7 地震観測地点(E.HKB)で観測された雪崩と考えられる震動波形(東京大学地震研究所地震地殻変動観測センター信越地震観測所HP)

4.5 大規模雪崩の発生と積雪安定度

4.5.1 積雪安定度の計算

第3章の3.5と同様に各冬期の12月から3月の期間において、遠藤(1993)の考え方を基本として積雪安定度(SI)を求め、雪崩発生との対比を行った。雪崩観測地の八方尾根周辺で積雪安定度(SI)を計算する場合、気温はほとんどの期間で0°C未満(負の値)であり、2002年12月から雪崩発生区であるBの斜面の直上であるNo.2の地点で実施した積雪断面観測時の雪温も負の状態が多いことから、積雪はほとんどの期間で乾雪の状態であることが考えられる。

積雪安定度の計算は6時間間隔で行い、各積雪層の底面のSI値を求めて最小のSI値を積雪層全体の積雪安定度(SI)とした。降雪の初期密度は 60kg/m^3 、傾斜は大規模表層雪崩の発生するS1のA、Bの斜面の勾配である 40° とした。積雪密度 300kg/m^3 を超える場合は粘性係数と積雪密度の関係はKojima (1967)を用いた。冬期に降雪ではなく降雨となる場合があるが、No.2の観測地点の気温と降雪パルスの観測結果は図4-8のとおりで、気温が約 2°C 以下の場合には降雪の形態であることから、雨雪量計の補足率の風速による補正(大野ら、1998)を行った。

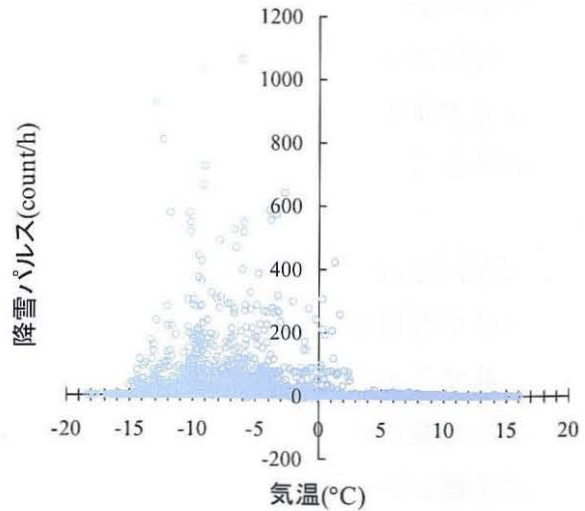


図4-8 No.2の地点の気温と降雪パルスの関係 (風速5m以下、2002年12月から2005年3月までの3冬期間)

No.2の地点の気象観測は2002年12月以降に開始したため、それ以前の期間の積雪深や降雪量は雪崩発生区(標高は1700mとした)における推定値として計算で求め、図4-2の雪崩発生区に近いhakuba47スキー場(標高1160m)で計測されている積雪深、降雪量(日に2回の計測)の観測記録の変化と比較して計算の妥当性を判断した。

積雪安定度(SI)の計算について、気象と積雪のデータは2002年12月からは図4-2に示すNo.2の観測地点で得られた記録を用い、それ以前の期間はアメダス白馬のデータを用いて、2002年12月から2005年3月までの3冬期間におけるNo.2の観測地点とアメダス白馬の気温と降水量(雨雪量)との関係を求めて推定した(降水量は2002年12月から2003年4月の期間で欠測)。積雪安定度(SI)は6時間ごとの計算のため、0時から6時間ごとの気温 $T(^{\circ}\text{C})$ と6時間降水量 $R(\text{mm})$ の関係について図4-9に示す。アメダス白馬とNo.2の観測地点は距離的には近いものの、山岳地で標高差があるため雨雪量の関係はばらつきが大

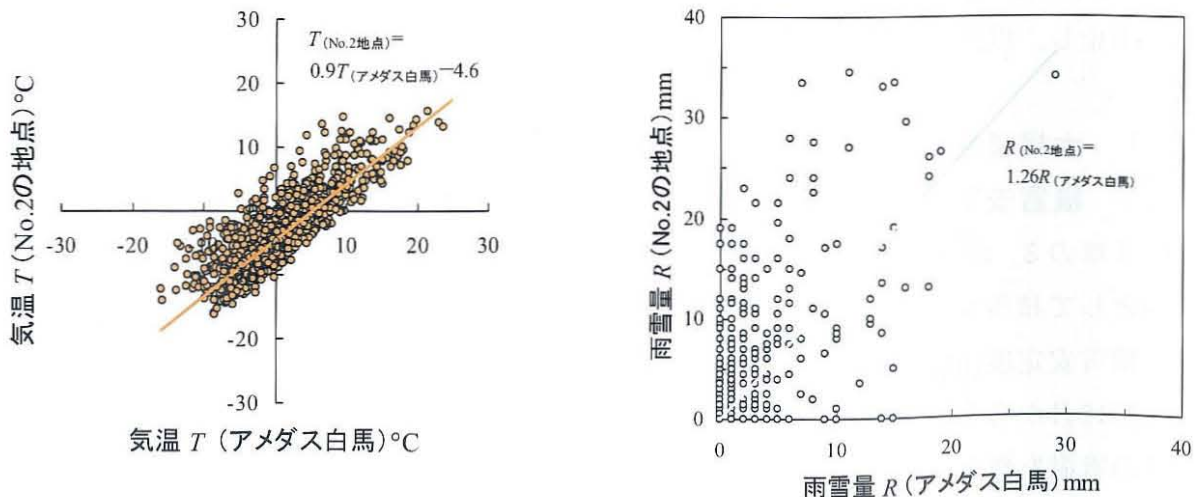


図4-9 No.2の地点とアメダス白馬の気温と降水量の関係

きいが、それぞれ近似的に次式の関係を用いることとした。

$$T_{(\text{No.2 地点})} = 0.9T_{(\text{アメダス白馬})} - 4.6 \quad \dots\dots(3)$$

$$R_{(\text{No.2 地点})} = 1.26R_{(\text{アメダス白馬})} \quad \dots\dots(4)$$

以上の積雪安定度(SI)の計算は、表 4-3 で到達距離が 1000m を超える大規模乾雪雪崩が発生した 1999～2000, 2001～2002, 2003～2004, 2004～2005 年の 4 冬期を対象として行い、各冬期の 12 月から 3 月までの気象、積雪と積雪安定度、雪崩発生状況の推移を比較した。

4.5.2 1999～2000年冬期の気象と雪崩の発生状況

1999 年から 2000 年の冬期の気象、積雪安定度(SI)の変化と雪崩発生状況を図 4-10 に示す。この冬期は 1999 年 12 月 12 日から 2000 年 4 月 7 日までの 117 日間の観測を行った。雪崩観測は雪崩映像観測だけの実施のため、気象はアメダス白馬のデータを補正して利用した。雪崩映像観測では乾雪表層雪崩が 16 事例、湿雪全層雪崩が 6 事例が確認され、2 月 23 日には 9 回の乾雪表層雪崩の発生が確認された。2000 年 2 月 5 日と 23 日には大規模な面発生乾雪表層雪崩が発生した(表 4-3 の①と②の雪崩、写真 4-3)。積雪安定度(SI)は 2 月 5 日が 4.6, 2 月 23 日が 5.2 であり、雪崩発生の直前にはまとまった降雪がなく、SI が 4 未満であると雪崩発生の危険度が高い(Roch, 1966)という条件を満たしていなかった。

この冬期は積雪断面観測を行っていないため、雪崩発生区付近の積雪層内に弱層が存在していたかどうか不明であるが、雪崩が発生する前の気象状況や積雪安定度(SI)の変化から、雪崩の発生は降雪によるものではなく、積雪内部の弱層に起因している可能性が高いと考えられる。

4.5.3 2001～2002年冬期の気象と雪崩の発生状況

2001 年から 2002 年の冬期の気象、積雪安定度(SI)の変化と雪崩発生状況を図 4-11 に示す。この冬期は、2001 年 12 月 8 日から 2002 年 3 月 28 日までの 116 日間の観測を行った。この冬期も雪崩映像観測だけであり、気象はアメダス白馬のデータを補正して利用した。雪崩映像観測では乾雪表層雪崩は 9 事例、湿雪全層雪崩は 6 事例が確認された。1 月 6 日の午前には、図 4-2 の B の斜面から大規模な面発生の乾雪表層雪崩(表 4-3 の④の雪崩)の雪崩跡が確認されたが、1 月 4 日の 15 時より連続的に降雪があったため、この雪崩の映像は取得できず正確な発生日時は不明である。

このときの降雪終了までの一降りの降雪について、アメダス白馬の積雪深の増加は 42cm (1 時間の積雪深差の合計値は 60cm, 雨雪量は 63mm) であった。1 月 4 日から 6 日の積雪安定度(SI)は 1.0～2.9 の範囲であり、この期間は雪崩発生の危険の条件下にあったと評価できる。2002 年 1 月 6 日に雪崩発生区の近傍で積雪断面観測を実施したところ、積雪表面から 150cm ほど下部に厚さ 91cm の”こしもざらめ雪”の層が存在していた(4.6 で後述)。

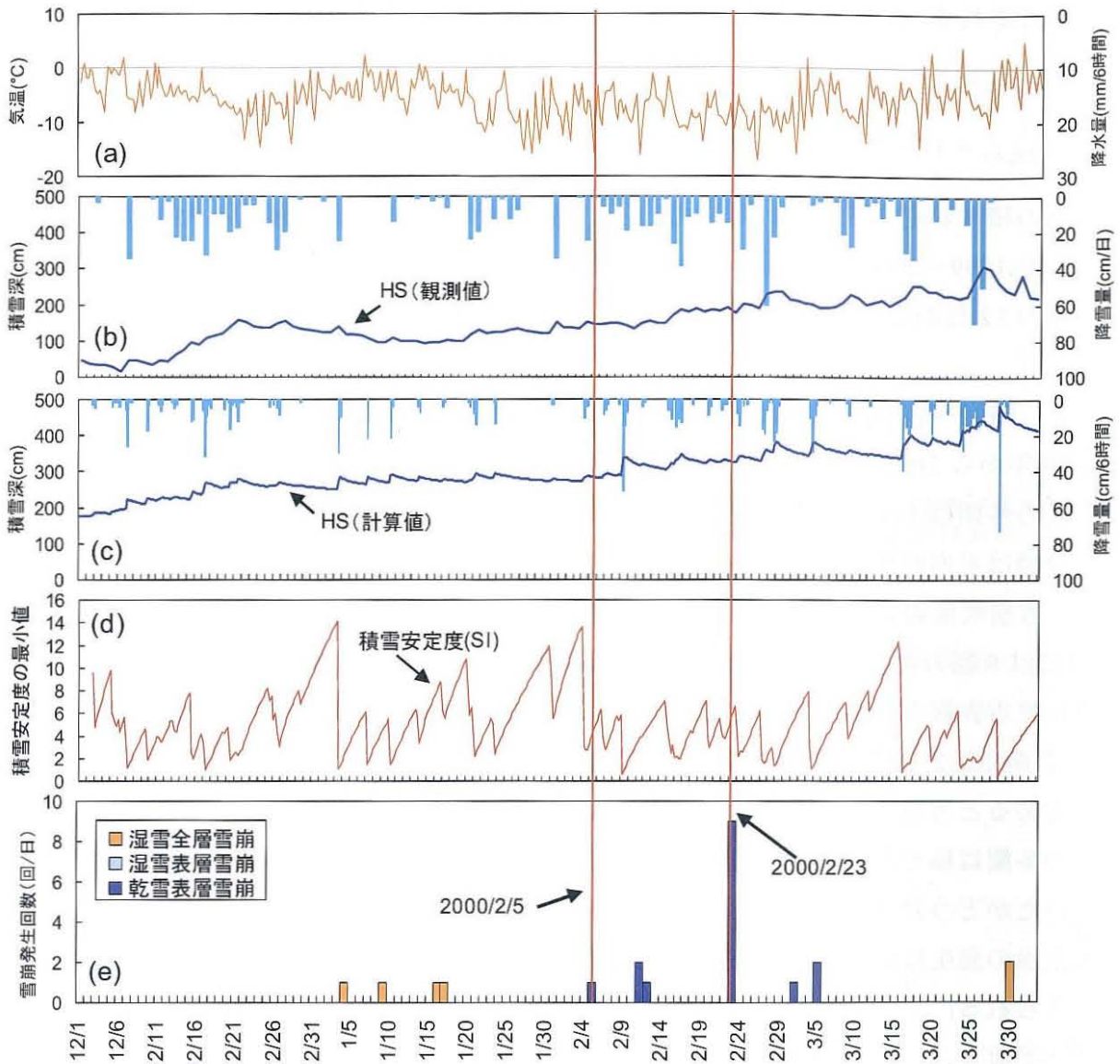


図 4-10 気象状況、積雪安定度(SI)の変化と雪崩発生状況(1999/12~2000/3)
 (a)雪崩発生区(標高 1700m)の気温と降水量(アメダス白馬のデータから推定)
 (b)積雪深(Hakuba47 スキー場の標高 1160m における観測値)
 (c)雪崩発生区の積雪深(計算値)
 (d)積雪安定度(計算値)
 (e)雪崩映像観測による雪崩発生回数

4.5.4 2003~2004 年冬期の気象と雪崩の発生状況

2003 年から 2004 年の冬期の気象、積雪安定度(SI)の変化と雪崩発生状況を図 4-12 に示す。この冬期は、気象と雪崩映像、雪崩震動の観測を 2003 年 12 月 22 日から 2004 年 4 月 26 日までの 128 日行った。雪崩映像観測から 4 月 3 日までに乾雪表層雪崩は 2 事例、湿雪表層雪崩は 1 事例、湿雪全層雪崩は 12 事例の 15 回発生した。雪崩震動観測では雪崩発生区で 41 回 (No.2 の地点)、堆積区で 65 回 (No.3 の地点) 計測され、このうち No.2 と No.3 の地点いずれも計測されたのは 17 回である。現地調査と雪崩震動観測の結果から、映像が不可視の期間に大規模な表層雪崩が 2003 年 12 月 20 日(写真 4-3)と 2004 年 1 月 24 日(図 4-6a) の 2 回(表 4-3 の⑥と⑦の雪崩)発生したことが判明した。

2003 年 12 月 20 日の雪崩について、発生までの積雪深の増加(発生時までの一降りの降

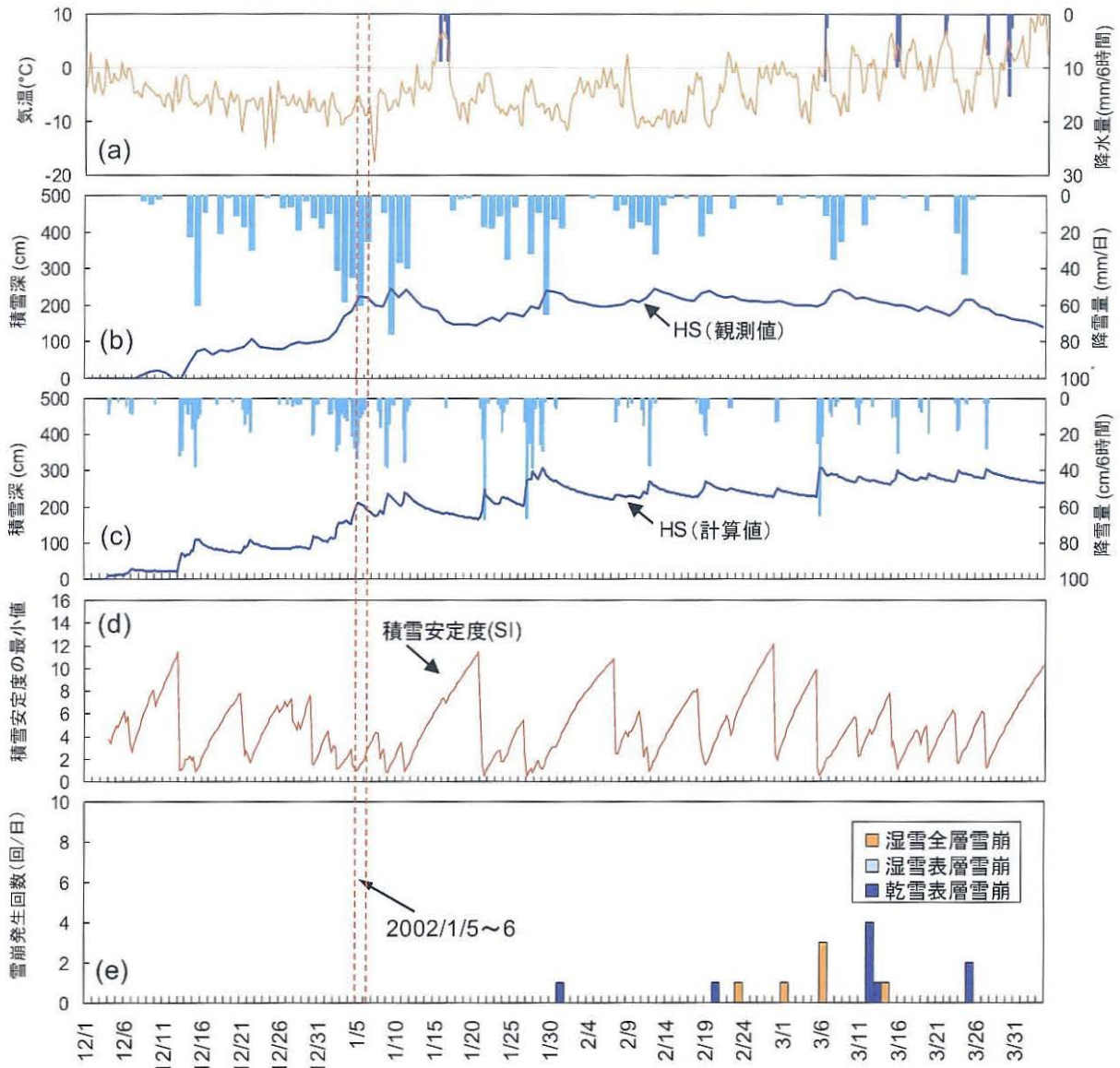


図 4-11 気象状況、積雪安定度(SI)の変化と雪崩発生状況(2001/12~2002/3)
 (a)雪崩発生区(標高 1700m)の気温と降水量(アメダス白馬のデータから推定)
 (b)積雪深(Hakuba47 スキー場の標高 1160m における観測値)
 (c)雪崩発生区の積雪深(計算値)
 (d)積雪安定度(計算値)
 (e)雪崩映像観測による雪崩発生回数

雪)は、アメダス白馬実測値で 43cm(1 時間の積雪深差の合計値は 46cm, 雨雪量は 39mm), No.2 の観測地点の雨雪量は 96mm であり, 雪崩発生時の積雪安定度(SI)は 0.9 で 1 を下回っていた. 2004 年 1 月 24 日の雪崩について, 発生まで積雪深の増加はアメダス白馬で 56cm (1 時間の積雪深差の合計値は 59cm, 雨雪量は 43mm), No.2 の観測地点の雨雪量は 35mm であり, 雪崩発生時の積雪安定度(SI)は 1.1 であった. いずれの雪崩も積雪安定度(SI)から, 雪崩発生の危険の条件下にあったと評価できる.

積雪断面観測は大規模雪崩の発生直後には実施していないが, 図4-2のNo.2の地点(発生区の直上)とNo.4の地点(堆積区の近傍)で1月16日, 2月3日, 2月19日, 3月4日の4回実施した. どちらの地点も積雪の層構造は類似していて, No.2の地点は新雪からしまり雪の乾雪が主体でこしもざらめ雪の弱層が形成されていたが, No.4の地点ではしまり雪からざら

め雪が主で雪温が0°Cになる場合もあり、発生区の直上のNo.2の地点でみられるような弱層は検出されなかった。

なお、2月20日から22日は第3章の3.5.4と同様に、低気圧による気温の上昇の影響により、雪崩映像観測ではこの期間に湿雪の表層と全層の雪崩が5回発生しており、いずれも標高1450m以下の箇所から発生した。雪崩震動観測では、2月21日から23日は低標高部の走路から堆積区に近いNo.3の地点の地震計だけで検知される回数が多かった。

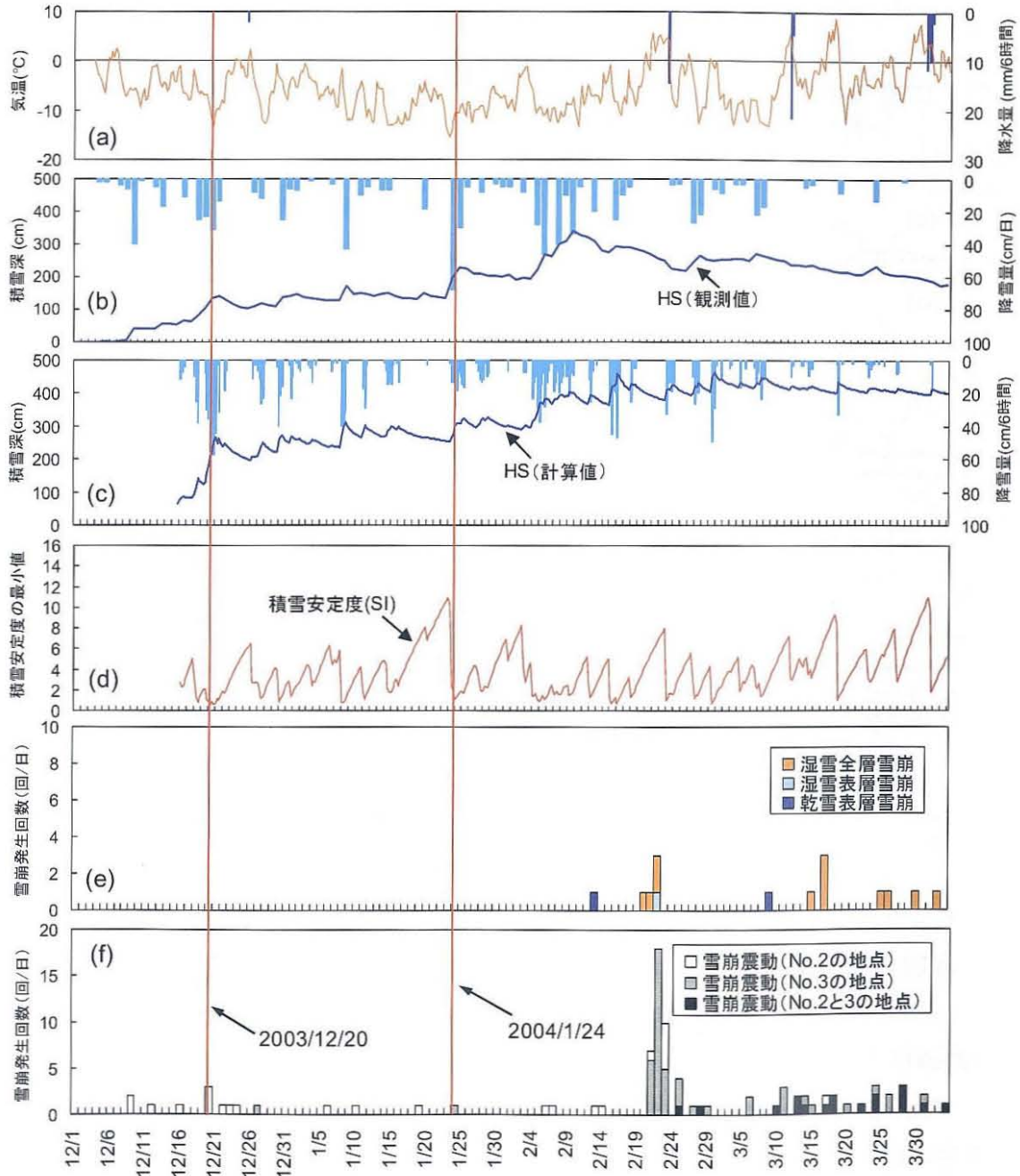


図 4-12 気象状況、積雪安定度(SI)の変化と雪崩発生状況(2003/12~2004/3)
 (a)雪崩発生区(標高1700mのNo.2の地点)における気温と降水量(実測値)
 (b)積雪深(Hakuba47スキー場の標高1160mにおける観測値)
 (c)雪崩発生区の積雪深(計算値)
 (d)積雪安定度(計算値)
 (e)雪崩映像観測による雪崩発生回数
 (f)雪崩震動観測による雪崩発生回数

4.5.5 2004～2005年冬期の気象と雪崩の発生状況

2004年から2005年の冬期の気象、雪崩発生状況と積雪安定度(SI)の変化を図4-13に示す。この冬期は、2005年2月8日以降からNo.3の観測地点の雪崩震動観測が欠測となったため、2004年12月18日から2005年2月8日までの52日間の観測である。この冬期の雪崩映像観測は、ビデオカメラのCCDセンサの劣化と考えられる録画映像の画質の低下やスキー場の照明の移設に伴い、夜間の観測ができなかった。観測が可能な期間には録画映像では雪崩の発生はなかったため、雪崩震動観測による雪崩の検知回数と比較した。

2005年1月12日に大規模な表層雪崩(表4-3の⑧の雪崩)が発生して雪崩震動が記録されたが(図4-6b)、降雪のため雪崩映像は取得できなかった。この雪崩について、発生までの積雪深の増加(発生時までの一降りの降雪)は、アメダス白馬で70cm(1時間の積

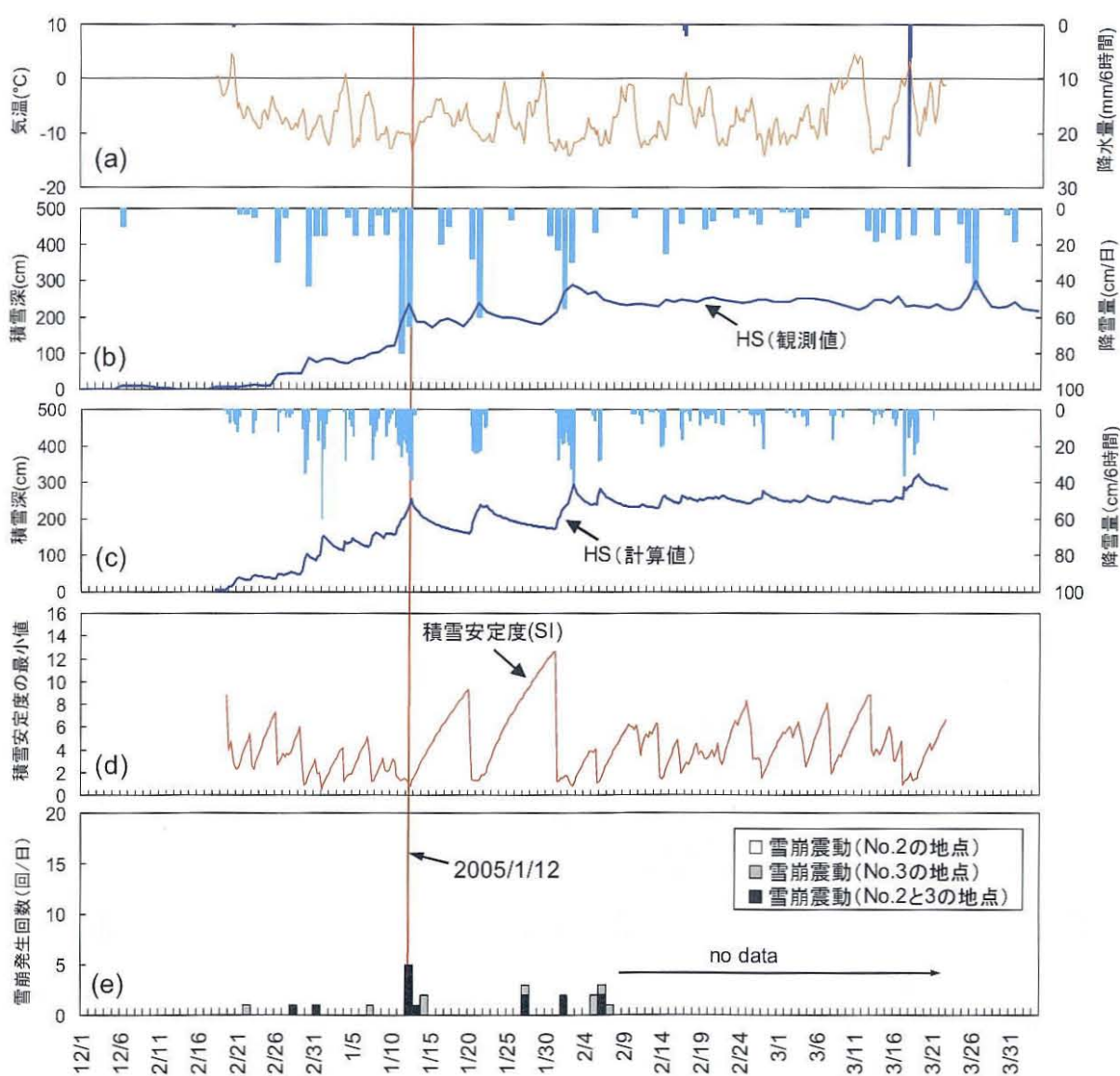


図4-13 気象状況、積雪安定度(SI)の変化と雪崩発生状況(2004/12～2005/3)

- (a) 雪崩発生区(標高1700mのNo.2の地点)の気温と降水量(実測値)
- (b) 積雪深(Hakuba47スキー場の標高1160mにおける観測値)
- (c) 雪崩発生区の積雪深(計算値)
- (d) 積雪安定度(計算値)
- (e) 雪崩震動観測による雪崩発生回数

雪深差の合計値は 73cm, 雨雪量は 65mm), No.2 の観測地点の雨雪量は 121cm (1 時間の積雪深差の合計値は 124cm, 雨雪量は 78mm) であり, 積雪安定度(SI)は 1.4 であった. なお, 1 月 12 日はこの大規模表層雪崩を含めて, 雪崩発生区に近い No.2 の地点と雪崩走路から堆積区に近い No.3 の地点いずれも 5 回の雪崩震動が検知されており, この期間は表層雪崩発生の条件が整っていたと推定される.

積雪断面観測は大規模雪崩発生後の1月19日を含めて, 発生区直上のNo.2の地点と堆積区近傍のNo.4の地点で1月18日, 2月7日, 2月28日, 3月22日に実施した. No.2の地点では乾雪が主体でこしもざらめ層が形成されていた. No.4の地点では雪温は0°C未満(負の値)であったが, ざらめ, しまり雪の層が卓越し, こしもざらめ雪の層は形成されていなかった.

4.6 積雪安定度と積雪断面観測

大規模表層雪崩の発生する B の斜面 (図 4-2) の直上において, 2002 年 1 月 5~6 日 (表 4-3 の④の雪崩) と 2005 年 1 月 12 日 (表 4-3 の⑧の雪崩) に発生した雪崩を対象として積雪断面観測を行った結果を図 4-14 に示す. ④の雪崩は 2002 年 1 月 6 日の午前に雪崩跡が発見されたものの, 降雪のために雪崩映像は取得できなかったが, 雪崩発生区の近傍において 2002 年 1 月 6 日に積雪断面観測を行った (池田, 2002a). ④の雪崩発生時の積雪安定度(SI) の計算値について, 積雪断面観測による積雪の鉛直プロファイルとあわせて図 4-14 に示す. 積雪安定度(SI)のプロファイルは最大積雪深の出現時 (1 月 5 日 0 時) と, 積雪断面観測の実施時 (1 月 6 日 12 時) である. 積雪安定度(SI)の値は積雪の上部で低く, この期間では雪崩発生の可能性のある状態であったことがわかる (図 4-14a).

2002年1月6日に実施された積雪断面観測の結果では, 積雪層の下部はほとんどがこしもざらめ雪の層であり, 弱層テストでは積雪表面から下のおよそ161cmの位置にこしもざらめの弱層があった. この弱層における積雪安定度(SI)は, 積雪荷重の傾斜方向の分力であるせん断応力 $\tau (W \cdot \cos\theta \cdot \sin\theta)$ が1291Pa (N/m²)であり, 250cm²のシアーフレームを用いて現地で計測したせん断強度(SFI)は1111 Pa (N/m²)であったため, 0.9となった.

次に, ⑧の大規模雪崩は 2005 年 1 月 12 日に雪崩震動で記録されたが, 同様に降雪のために雪崩映像は取得できなかった. 雪崩発生後の積雪断面観測は 2005 年 1 月 19 日に行ったが, ⑧の雪崩発生時の積雪安定度(SI)の計算値について, 積雪断面観測による積雪の鉛直プロファイルとあわせて図 4-14b に示す. 積雪安定度(SI)のプロファイルは最大積雪深の出現時 (1 月 12 日 6 時) と積雪断面観測の実施時 (1 月 19 日 12 時) である. 雪崩発生時の積雪安定度(SI)の値は積雪層の上部で低く, 1 月 12 日では雪崩発生の可能性のある状態であったことがわかる. 2005 年 1 月 19 日に実施した積雪断面観測の結果では, 積雪層の下部はこしもざらめ雪としもざらめ雪の層であり, 弱層テストでは積雪表面から下のおよそ 108cm の位置にしもざらめの弱層があった (図 4-14b). この弱層における積雪安定度(SI)は, 積雪荷重の傾斜方向の分力であるせん断応力 $\tau (W \cdot \cos\theta \cdot \sin\theta)$ が 1681Pa (N/m²)であ

り、250cm²のシアーフレームを用いて現地で計測したせん断強度(SFI)は3025 Pa (N/m²)であったため、1.8となった。

次に、気象データから計算で求めた積雪安定度(SI)について、図4-10から図4-13の大規模雪崩発生時では、2000年2月に発生した2つの大規模雪崩(表4-3の①と②の雪崩)を除いて積雪安定度(SI)が0.9~2.9と低く、多量の降雪時において積もった積雪層内から雪崩が発生しやすい条件が整っているものと考えられる。2002年1月5~6日と2005年1月12日に発生した大規模雪崩の発生区近傍で行った積雪断面観測では、雪崩の弱層となるこしもざらめ雪やしもざらめ雪の層が存在し、実測による積雪安定度(SI)はそれぞれ0.9、1.8であった。No.2の地点で定期的に行った積雪断面観測では、1~22cmの厚さのこしもざらめ雪の層が多数確認されており、弱層テストによって判明した弱層における積雪安定度(SI)は1.6~5.2であった。

以上から、多量の降雪によって荷重が増加し、このような弱層がすべり面となって雪崩を引き起こしているものと想定される。

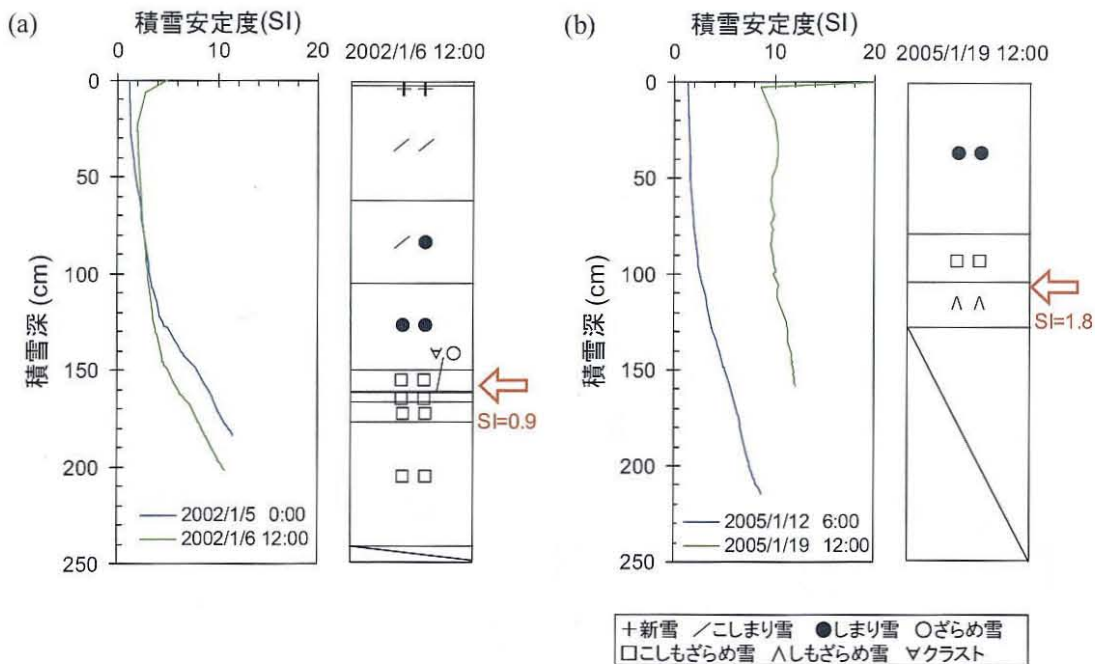


図4-14 積雪安定度(計算値)、大規模乾雪表層雪崩発生後の積雪断面観測とシアーフレームによる実測の積雪安定度(a:2002年1月5~6日の発生後、b:2005年1月12日の発生後)

なお、雪崩動態観測は八方尾根の南斜面を対象としているが、別の積雪断面観測の調査では、八方尾根の北斜面でも同様にこしもざらめ雪やしもざらめ雪の層が確認されている(池田, 2002b)。このため、八方尾根の雪崩発生区周辺のような標高では、こしもざらめやしもざらめの弱層が形成されやすい条件であると考えられる。

以上から、降雪がなく積雪安定度が高い場合にも大規模な雪崩が発生していることを含めると、大規模な面発生乾雪表層雪崩は、こしもざらめの弱層の存在が主因と考えられるが、このような弱層が存在しなくても多量の降雪だけで大規模雪崩が発生する条件が満たされている状況であるといえる。

4.7 大規模雪崩の動態解析

第3章の3.6と同様に、空中写真から正斜投影写真（オルソ）を作成し、高さの情報をもつ等高線を重ねたオルソ画像を作成して、雪崩映像と比較することで雪崩の動態の詳細を把握した。オルソ画像は1996年2月29日撮影の空中写真と1/10000の地形図を用いて作成したが、空中写真は撮影だけで評定点を設けていないこと、1/10000の地形図作成の元となった空中写真と比較して撮影時期や縮尺等の仕様が異なるため、1996年2月29日撮影の空中写真はできるだけ地形図に合わせて、画像のゆがみを補正して正斜投影して作成した。オルソ画像は10mメッシュの数値地理情報を重ねて作成して、2次元の平面図を用いて解析を行った。積雪期の空中写真を用いて作成したオルソ画像を図4-15に示す。

規模の大きい雪崩映像のうち、雪崩の発生から堆積までを記録している事例は、表4-2の①の2000年2月5日と、②の2000年2月23日に発生した雪崩だけである（写真4-3）。ただし、2000年2月23日に発生した雪崩は映像で流下状況や発生量（ $1.2 \times 10^5 \text{m}^3$ ）はわかるものの、流下状況は夜間の映像のため詳細な速度変化の把握は困難である。2000年2月5日に発生した雪崩の画像を写真4-4に示す。S1のAの斜面（図4-2）から面発生の乾雪表層雪崩（雪崩発生量は $1.6 \times 10^5 \text{m}^3$ ）が発生したが、煙型を主体とした雪崩であった

この雪崩について作成したオルソ画像を用いて画像解析を行い、雪崩の先端速度を算出した結果を図4-16に示す。オルソ画像に等高線を重ねて雪崩映像と比較することによっ

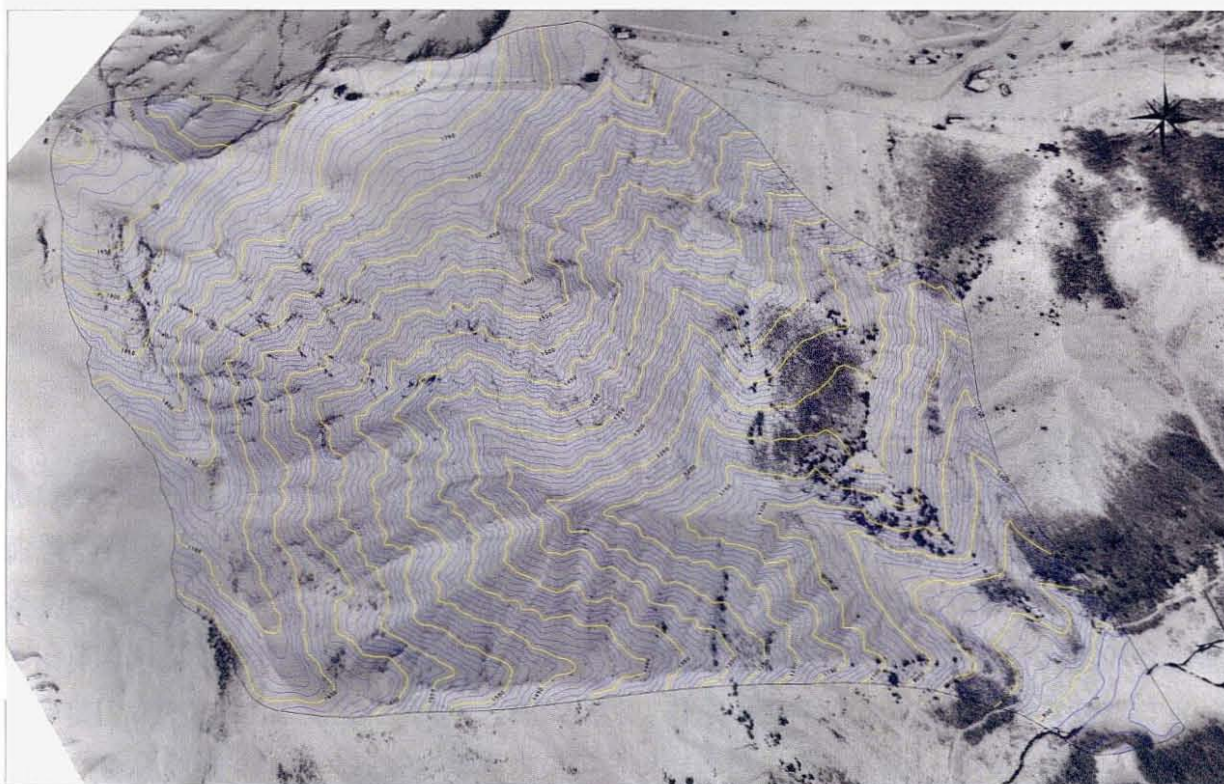


図4-15 白馬村八方尾根南斜面 崩沢流域のオルソ画像

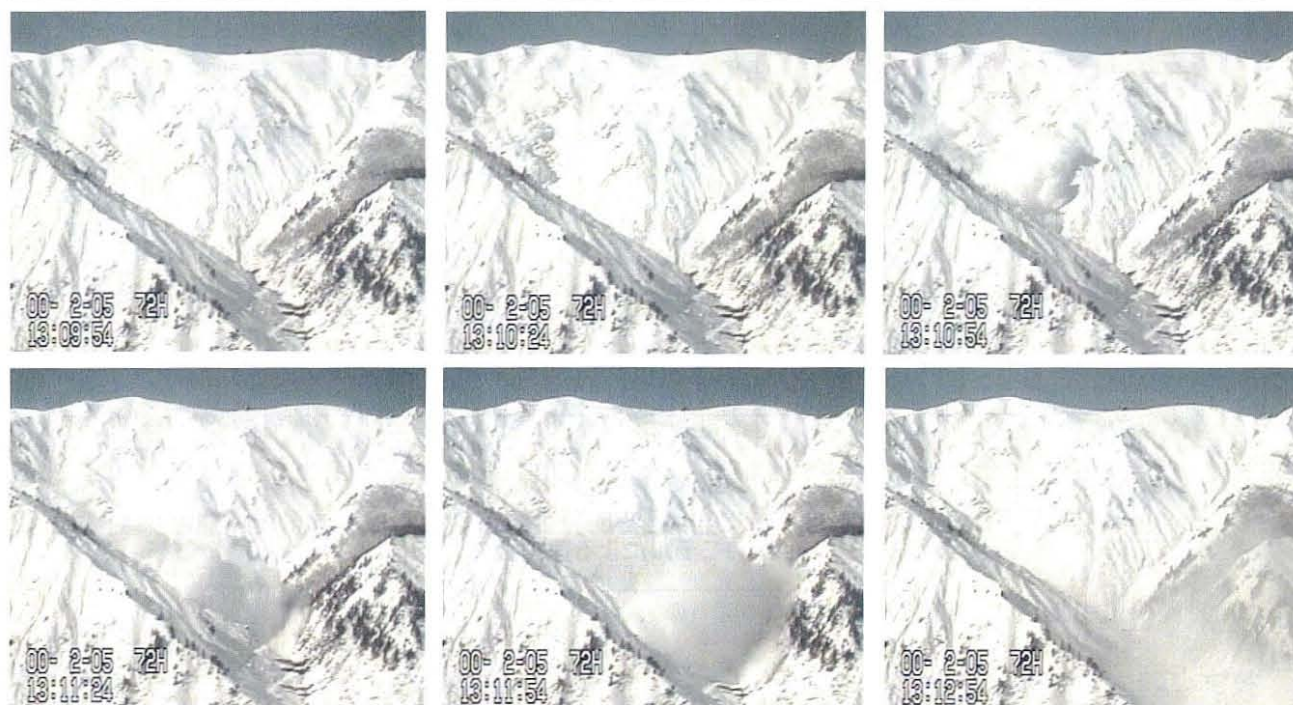


写真 4-4 2000年2月5日に発生した面発生乾雪表層雪崩の雪崩映像

て、雪崩の速度の変化を詳細に把握することが可能であり、速度の変化は明瞭である。雪崩の速度は発生後に 37m/sec 近くに達したが、その後は徐々に速度が遅くなり、およそ標高 1100m に達した後は雪煙だけとなった。

次に第3章と同様に、雪崩シミュレーションで一般的なフェルミー (Voellmy, 1955) モデルを利用して、この雪崩の再現を行った。雪崩の屈曲は傾斜方向のみ考慮し、乱流減衰係数 ξ は表層雪崩で $1000\sim 3000$ 、全層雪崩で $400\sim 600$ を用い、動摩擦係数(μ)は Schearer (1975) が示す $5/V$ (V : 雪崩速度) とした。なお、雪崩発生層厚(h)は観測地点の積雪深記録より 2m として、雪崩映像からその後の雪崩層厚は、 $h=2\text{m}$ で層厚の変化がないとした。

計算結果について図 4-16 にあわせて示す。雪崩は煙型雪崩であったため停止位置は正確にはわからないが、映像からおおよそ平川との合流点と考えると、乱流減衰係数 ξ は停止位置で 3000 、流動中の雪崩速度では 2000 を用いると実際の雪崩速度の再現性が比較的良好であった。

ほかに映像解析が可能であった雪崩として、1998年1月14日に発生した面発生乾雪表層雪崩(雪崩の発生量は $0.9 \times 10^3 \text{m}^3$)と2001年3月22日に発生した面発生湿雪全層雪崩(雪崩の発生量は $0.8 \times 10^3 \text{m}^3$)の雪崩速度の変化とフェルミー (Voellmy) モデルの計算結果について、それぞれ図 4-17 と図 4-18 に示す。雪崩発生層厚(h)はそれぞれ 1m 、 2m としてその後の層厚の変化がないとしたが、乱流減衰係数 ξ は面発生乾雪表層雪崩で 3000 、面発生湿雪全層雪崩では 500 を用いると実際の雪崩速度の再現性が比較的良好であった。

以上のように、雪崩映像から算定された雪崩速度はフェルミー (Voellmy) モデルである程度の再現性が得られた。長期間にわたる雪崩の映像観測を行っても発生から堆積の状況までを詳細に捉えている事例は少ないため、今後さらに多くの事例で検討を行う必要がある。

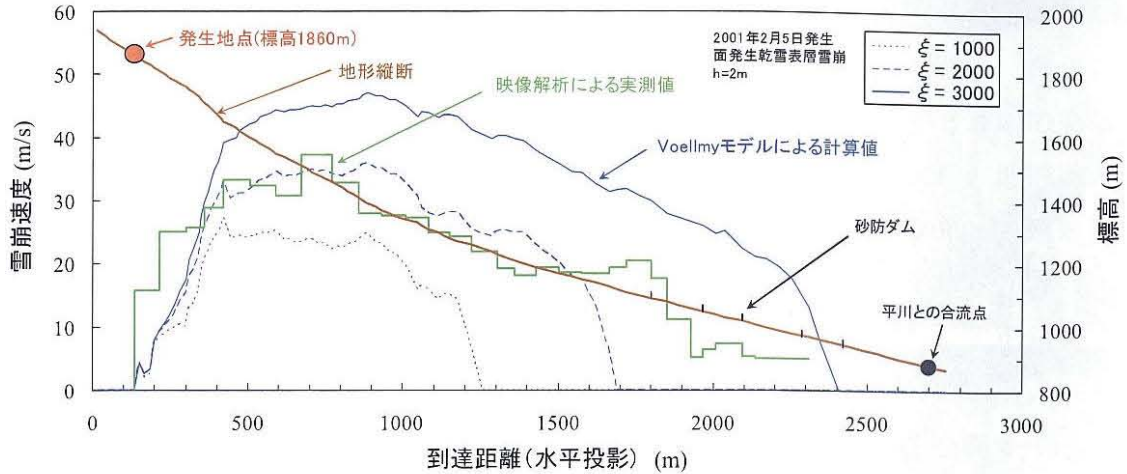


図 4-16 2000年2月5日に発生した面発生乾雪表層雪崩の速度実測値とフェルミー(Voellmy)モデルによる速度計算

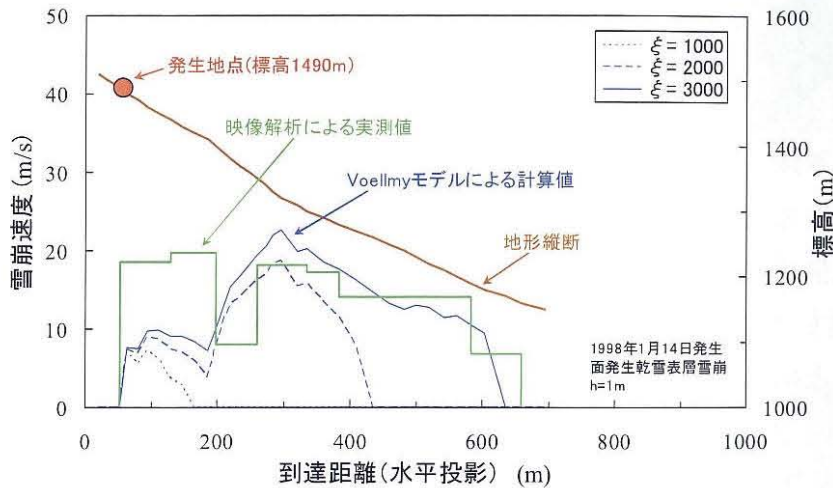


図 4-17 1998年1月14日に発生した面発生乾雪表層雪崩の速度実測値とフェルミー(Voellmy)モデルによる速度計算

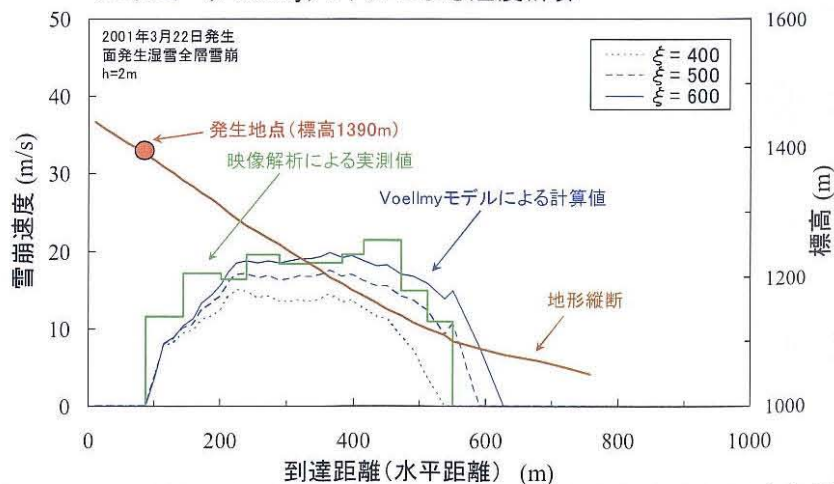


図 4-18 2001年3月22日に発生した面発生湿雪全層雪崩の速度実測値とフェルミー(Voellmy)モデルによる速度計算

4.8 雪崩の発生規模と発生頻度

雪崩の発生規模としては雪崩の発生量や発生区面積が対象となるが、映像観測では大規模雪崩の4事例だけであり、ここでは到達距離を対象として発生数との関係を調べた。到達距離の階級(100m単位)ごとに含まれる発生数について、各階級の間値と発生数の

関係を図 4-19 に示す。ここで、 n は各階級に含まれる雪崩の発生数、 N はそれよりも大きな階級値の到達距離をもつ雪崩を含めた累積の発生数である。

到達距離が 0~200m (図 4-19 の横軸では約 2.2) までの 2 つの階級は、それよりも距離が長い階級の発生数よりも少なくなっている。これは、映像観測では雪崩発生斜面までの距離が長いため、小規模な雪崩の判読は困難であり観測できていないことが影響していると想定される。また、到達距離が 1000m (図 4-19 の横軸では約 3) 付近を超えるとばらつきが大きい。これは、到達距離が 1000m を超えるものは 1 事例の湿雪表層雪崩を除いて乾雪表層雪崩であり、発生頻度が非常に少ないためである。これらの範囲を除くと、到達距離(HL)が大きい(小さい)雪崩ほど発生数が少ない(多い)という関係があり、到達距離(HL)と発生数(n)には、

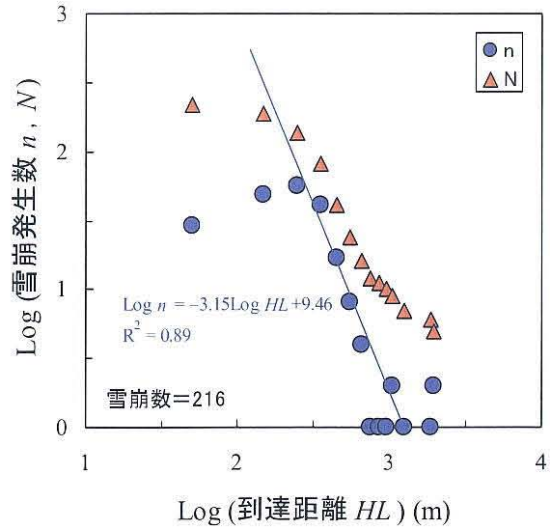


図4-19 雪崩の到達距離と発生数の関係

$$\log_{10} n = -a \times \log_{10} HL + b \quad (a, b \text{ は係数}) \quad \dots\dots(5)$$

の関係がある。これは、

$$n = C \cdot HL^{-a} \quad \dots\dots(6)$$

という”べき乗則”の関係が成り立っていることと同じである。ここで C は係数、 a は指数であり、 a の値は n で約 3.2 である。検討に用いた雪崩データ数が 216 事例と少ないため、冬期や雪崩の種類別を含め、今後の観測によるデータの蓄積によって再度検討を 4 行う必要がある。

4.9 まとめ

大規模な面発生乾雪表層雪崩が発生する長野県白馬村八方尾根の崩沢を対象として、1996年12月から2005年3月までの9冬期に雪崩の動態観測を行った。ここは冬期間の気温がほとんど氷点下である寒冷積雪地であり、乾雪雪崩が多数発生する。当初は雪崩映像の観測だけであり、2002年の12月以降からは気象、雪崩映像、雪崩震動の三項目の観測を行ったが、観測は逐次改良を行ったため必ずしも統一的な状態ではなかったものの、雪崩発生の状況と大規模雪崩の特徴が明らかとなった。主な結果は次のとおりである。

①雪崩の発生状況

1) 9 冬期の 1020 日間の観測では、雪崩の種類と雪崩の地形要素が明らかな事例は 216 個が

観測された。このうち乾雪表層雪崩は112個(約52%)を占め、2月の発生が多かった。

- 2) 大規模雪崩のうち、到達距離が1000mを超えるものは1事例の湿雪表層雪崩を除いて乾雪表層雪崩である。大規模な面発生乾雪表層雪崩は、標高1650~1850mのA, Bの2つの斜面から発生し、湿雪全層雪崩は標高1600m以上では発生しない。

②雪崩の発生条件

- 1) 大規模な面発生乾雪表層雪崩は多量の降雪により積雪層内の安定度が低下して発生したと考えられるが、降雪が無い期間で積雪層内の積雪安定度(SI)が大きい時期に発生した場合もあり、降雪だけで発生したと説明することは困難である。
- 2) 定期的実施した積雪断面観測では、こしもざらめ層などの弱層が発生区で見られるが、堆積区では見られない。大規模雪崩の発生後に行った発生区近傍での積雪断面観測の結果では、こしもざらめ層やしもざらめ層が存在していて、弱層での積雪安定度は低い。大規模な面発生乾雪表層雪崩の発生は、多量の降雪だけで発生する条件は整っているものの、こしもざらめ層やしもざらめ層の弱層の存在が関係していると考えられる。

③雪崩の動態

雪崩の動態は等高線を重ねたオルソ画像を用いることで速度変化を詳細に把握することが可能であり、フェルミー (Voellmy)モデルを用いたシミュレーションでは、乱流減衰係数(ξ)は大規模な面発生乾雪表層雪崩が2000~3000、到達距離が600~700mの面発生乾雪表層雪崩では3000、面発生湿雪全層雪崩では500を用いると実際の雪崩速度の再現性が比較的良好であった。

④雪崩の発生規模と発生頻度

雪崩の規模として到達距離を対象とした場合、到達距離が0~200mの観測できていない部分と1000mを超える雪崩を除くと、雪崩の発生数は到達距離が大きい(小さい)雪崩ほど発生数が少ない(多い)という傾向があり、べき乗則の関係が成り立っている。

なお、雪崩動態観測を整備するにあたっては、八方振興会、Hakuba47スキー場、八方尾根スキー場に協力いただいた。また、Hakuba47スキー場では気象観測データ、大規模雪崩発生後の写真および積雪断面観測のデータは池田慎二氏(当時信州大学・(株)アルゴス)に協力いただいた。東京大学地震研究所地震地殻変動観測センター(現:観測開発基盤センター)には地震観測データの利用許可をいただいた(雪崩発生予知と運動機構に関する研究:2002/2/7)。図4-7とその説明は東京大学地震研究所地震地殻変動観測センター信越地震観測所のホームページ(白馬観測点)を引用した(<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/SS0/obs/hkb.html>, 閲覧日:2006年9月28日)。図4-1の背景地図データは、国土地理院の電子国土Webシステムから配信されたものである。

第5章 空中写真判読による雪崩発生の特徴(1) (新潟県/長野県 苗場山・鳥甲山周辺)

5.1 はじめに

雪崩の調査方法としては、雪崩発生後の現地調査や雪崩観測、空中写真撮影などがあるが、広域の情報を取得する場合は空中写真撮影が有力な手法である。空中写真は調査方法として既に長期の実績があるものの、同一の範囲を複数の冬期にわたって撮影を行い、雪崩の数値的な諸元に関して調査を行った事例は意外と少ない。このため、暖地性積雪地で過去に大規模な湿雪全層雪崩が発生した地域において、1997、2001、2002年の4月から5月の融雪期に撮影された3時期の空中写真を用いて、全層雪崩を主体とした雪崩発生状況の把握を行った(秋山・関口, 2009)。第5章では、判読結果から雪崩の数値的な諸元として、発生から移動、堆積までの地形的な要素の頻度や要素間の関係、雪崩の発生規模と発生数に関して検討を行った結果を述べる。

5.2 調査地域の概要

調査地域は図5-1に示す新潟県津南町・湯沢町と長野県栄村の県境付近で、調査範囲は苗場山(標高2145m)と鳥甲(とりかぶと)山(標高2037m)の周辺である。苗場山と鳥甲山の間には南北に中津川が流れて峡谷となっていて、秋山郷の集落が展開している(図5-2)。苗場山は第四系の成層火山であり、山地にはスギ、ミズナラを主とした植生が分布しており、苗場山の南西側は平坦な地形が広く分布して高層湿原が形成されている。苗場山の北から北西側では、火山体を開析する硫黄川と小赤沢川が西北西方向に流れて中津川に合流するが、黒倉山(標高1778m)の北側では再び平坦な地形となっている。苗場山の東側は河川に開析されており、山麓はスキーリゾートの地域となっている。鳥甲山も苗場山同様に第四系の成層火山で第2の谷川岳とも呼ばれており、東側の斜面は中津川に沿って連続的に急峻な地形である(島津・関沢, 2003)。鳥甲山の東斜面の溪流には夏でも万年雪の状態で雪が残っている。

調査範囲には苗場山や鳥甲山を通る山の稜線が南北方向に存在し、中津川が南北に流れていることから、次の3つの区域に区分できる(図5-2)。

- 1) 苗場山と神楽ヶ峰、黒倉山を通る稜線の東側の範囲(①苗場山(東)と表記、以下同様)
- 2) 1)の稜線の西側で硫黄川・小赤沢川流域を中心とした中津川までの範囲(②苗場山(西))
- 3) 鳥甲山と布岩山(標高1495m)を通る稜線から東側で中津川までの範囲(③鳥甲山(東))

各区域の地形の特徴として、調査範囲の50mの数値地理情報(Digital Elevation Model: DEM)を用いてメッシュごとに斜面の標高、勾配(傾斜)と方位を求め、標高は100m、傾斜は5度ごとの階級、方位は8方向に区分し、それぞれの頻度を図5-3から図5-5に示す。ここで苗場山の南西側と黒倉山の北側にある平坦地の部分は除外していて、階級の表



図 5-1 調査位置図

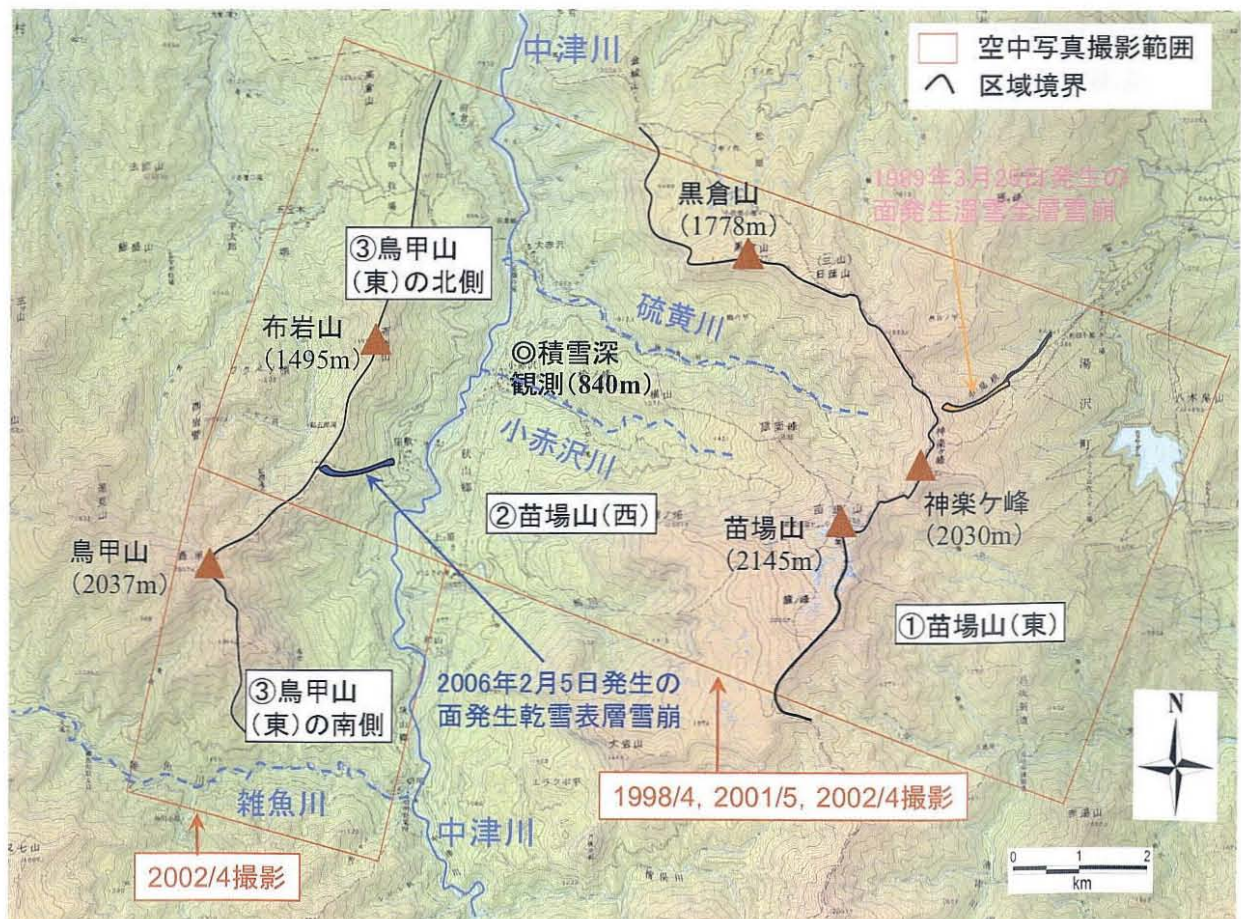


図 5-2 調査範囲(苗場山・鳥甲山周辺)

示で 30~35°は 30°より大きく 35°以下を表している。

標高について、①苗場山（東）の区域は 1000m 以上であり、②苗場山（西）、③鳥甲山（東）の区域の順に後者ほど相対的に低標高となっている（図 5-3）。斜面勾配はどの区域も頻度の傾向は類似していて、③鳥甲山（東）の区域は 30~40°の頻度が高く勾配が急な範囲も多いが、他の区域は 25~35°の頻度が高い（図 5-4）。斜面方位は①苗場山（東）と③鳥甲山（東）の区域は東向きが多く、②苗場山（西）は西向きの斜面が優勢である（図 5-5）。

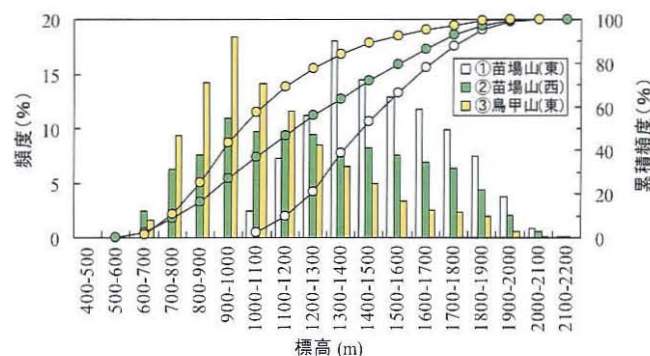


図5-3 調査範囲における標高の頻度

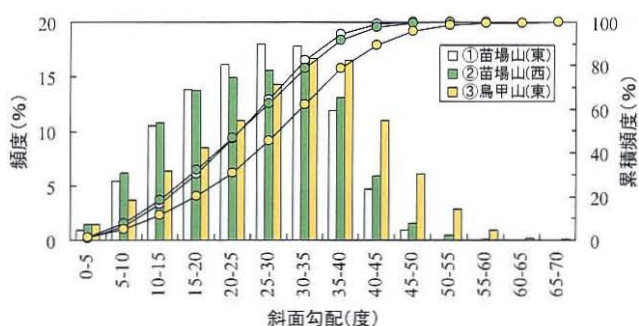


図5-4 調査範囲における斜面勾配の頻度

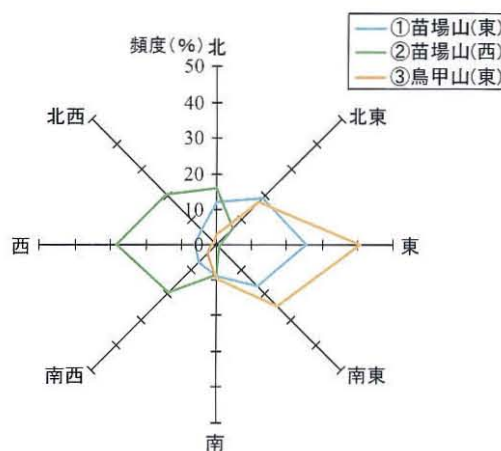


図5-5 調査範囲における斜面方位の頻度

調査範囲の雪崩発生事例として、1989年3月29日に神楽ヶ(かぐらが)峰(標高2030m)の北東において大規模な面発生の湿雪全層雪崩が発生している(図5-2)。この雪崩は斜面上を流下して沢との合流点で中間的に堆積し、沢に沿ってさらに流下した後に堆積した形態で、到達距離は中間の堆積区までは約1km、最終の堆積区までは約2kmであった(下村ら, 1989)。また、2005年から2006年の冬期の平成18年豪雪時には、冬期間中に秋山郷に通じる唯一の道路である国道405号線が長期間通行止めになって集落が孤立し(上村, 2006; 上石・新開, 2006)、2006年2月5日には、鳥甲山の北東において面発生の乾雪表層雪崩が発生している(花岡ら, 2006c)。この雪崩の到達距離は約1.2kmであった(図5-2)。

5.3 調査方法

5.3.1 空中写真撮影と雪崩の判読

調査範囲における空中写真の撮影諸元を表5-1に示す。①苗場山（東）、②苗場山（西）と③鳥甲山（東）の区域の北側(全体で約80km²)は3回の撮影で、③鳥甲山（東）の区

域の南側(約 20km²)は 2002 年 4 月に 1 回だけの撮影である(図 5-2)。

表5-1 空中写真の撮影諸元

撮影年月日	撮影区域・撮影コース	撮影高度	縮尺	撮影枚数	備考
1997/4/20	①苗場山(東)・②苗場山(西)・③鳥甲山(東)の北側(2コース)	3500m	1/12500	20	モノクロ
2001/5/13	①苗場山(東)・②苗場山(西)・③鳥甲山(東)の北側(2コース)	3500m	1/10000	23	カラー
2002/4/29	①苗場山(東)・②苗場山(西)・③鳥甲山(東)の北側(2コース) ③鳥甲山(東)の南側(1コース)	4300m	1/15000	29	カラー

調査範囲で 3 時期に撮影した空中写真から雪崩の痕跡を判読して、縮尺 1/25000 の地形図を基盤図として雪崩の形状を転写して雪崩の各要素の計測を行った。点発生雪崩は通常小規模で空中写真では判読が困難なため、雪崩の分類については面発生雪崩を対象として、すべり面の位置(表層・全層)と雪崩層の雪の乾湿(乾雪・湿雪)を区分した。空中写真から発生区の地表が露出しているか否かで表層雪崩と全層雪崩の種類を判別し、気温や雪崩の状況から乾雪雪崩と湿雪雪崩を区別した。

5.3.2 雪崩の数値化

雪崩の数値的な諸元として、雪崩の発生から移動、堆積に関する地形的な要素は、第 2 章の 2.3.3 の各要素を参考とした(図 5-6)。雪崩の発生と堆積に関しては発生区と堆積区の勾配(θ_R, θ_D)と標高(h_R, h_D)、雪崩の移動に関しては到達距離(HL)、超過距離(Le)、落差(h)、直接見通し角(α_0)の各要素が基本であり、空中写真の場合は雪崩発生区の面積(S_R)を求めることが可能である。基盤図の縮尺の関係から、標高や長さは 5 m の単位まで数値化を行った。雪崩の大きさ(規模)については、調査範囲の空中写真では発生量を求めることは困難なため、発生量と関係のある発生区の面積と到達距離を対象とした。

調査範囲で 3 時期に撮影した空中写真は中心投影のため、写真の中央から離れるほどひずみが大きくなり、小規模な雪崩ほど形状の転写や要素の計測が困難で不正確となる。また、がけ地など地形図上で等高線の表示がない場合は標高が不明なため、雪崩の要素によっては計測が不可能な場合がある。

このため、発生から停止までの痕跡が明瞭で、発生区と堆積区の標高(h_R, h_D)、到達

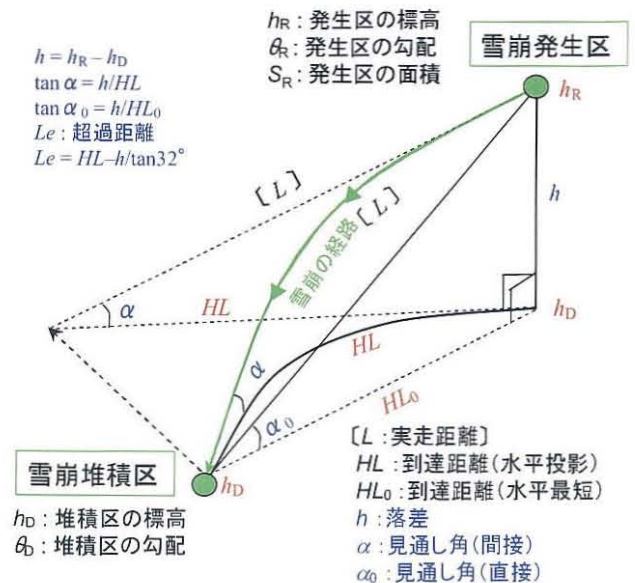


図5-6 雪崩の地形要素(図2-3の再掲)

距離(HL)の3つの要素が最低で計測可能な雪崩を特定の対象とした。なお、発生区の面積(S_R)や、発生区と堆積区の勾配(θ_R, θ_D)など、他に計測が可能な要素がある場合は、できるだけデータ数を確保する目的から個別にその要素の計測値を採用したため、各要素間でデータの合計数には差異がある。

5.3.3 雪崩の地形要素，流動性と発生数

雪崩の地形要素については、発生区と堆積区の勾配、見通し角、到達距離、落差の頻度分布の特徴および到達距離と落差の関係を把握した。雪崩の流動性に関しては第2章の2.3.3のとおりで、雪崩の規模として発生区面積と到達距離を対象として、発生区標高、直接見通し角、超過距離との関係および超過距離と発生区標高の関係を明らかにするとともに、雪崩の発生数との関係を調べた。なお、1989年3月29日と2006年2月5日に発生した大規模な雪崩は地形要素や規模に関する数値が判明しているため、3時期の空中写真から判読した雪崩との比較を行った。

5.4 雪崩の発生と気象・積雪の状況

5.4.1 空中写真の判読による雪崩の発生状況

代表的な空中写真として、2002年4月撮影の苗場山と鳥甲山の周辺を写真5-1と写真5-2に示す。また、3時期の空中写真から雪崩を判読した結果を図5-7から図5-9に示す。



写真5-1 空中写真(苗場山周辺 2002年
4月29日撮影)

写真5-2 空中写真(鳥甲山周辺 2002年
4月29日撮影)

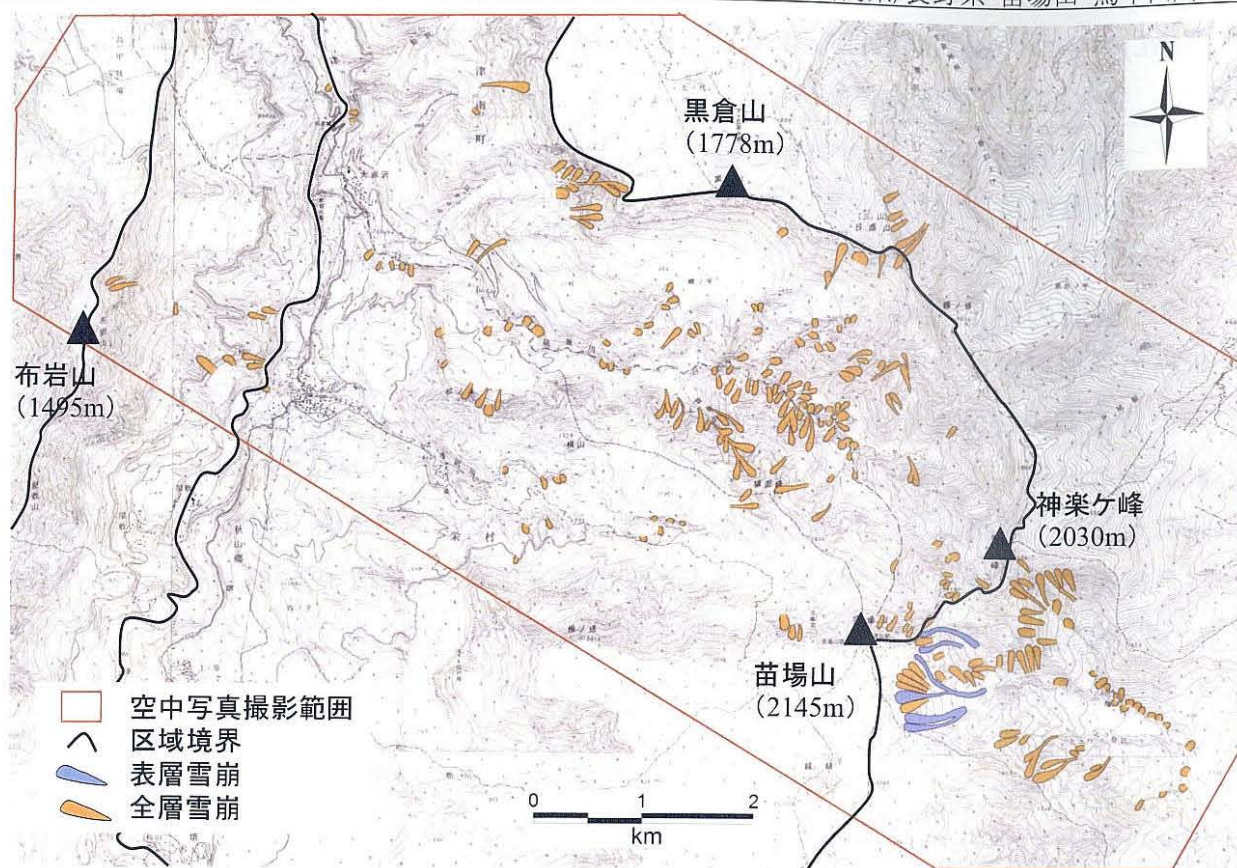


図5-7 1997年4月撮影の空中写真の判読による雪崩発生状況

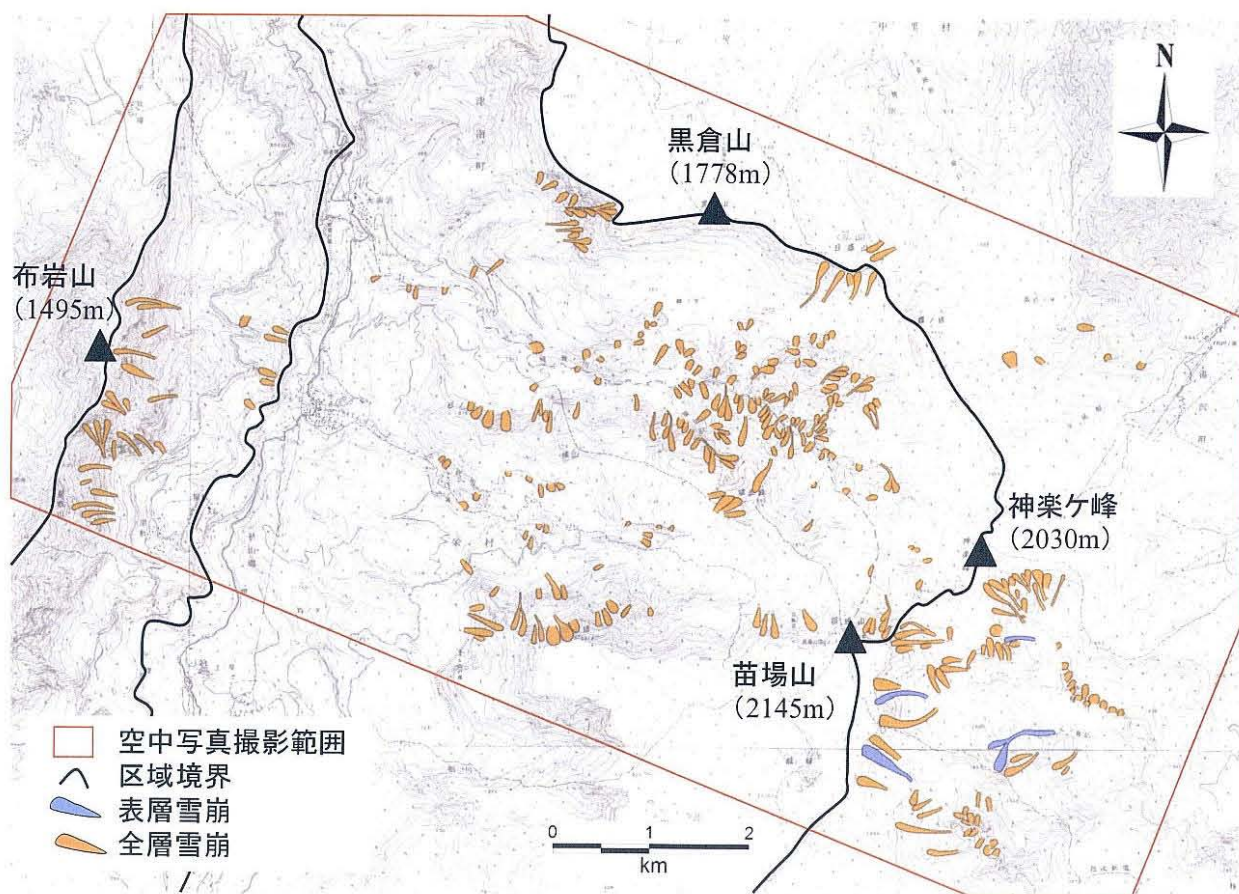


図5-8 2001年5月撮影の空中写真の判読による雪崩発生状況

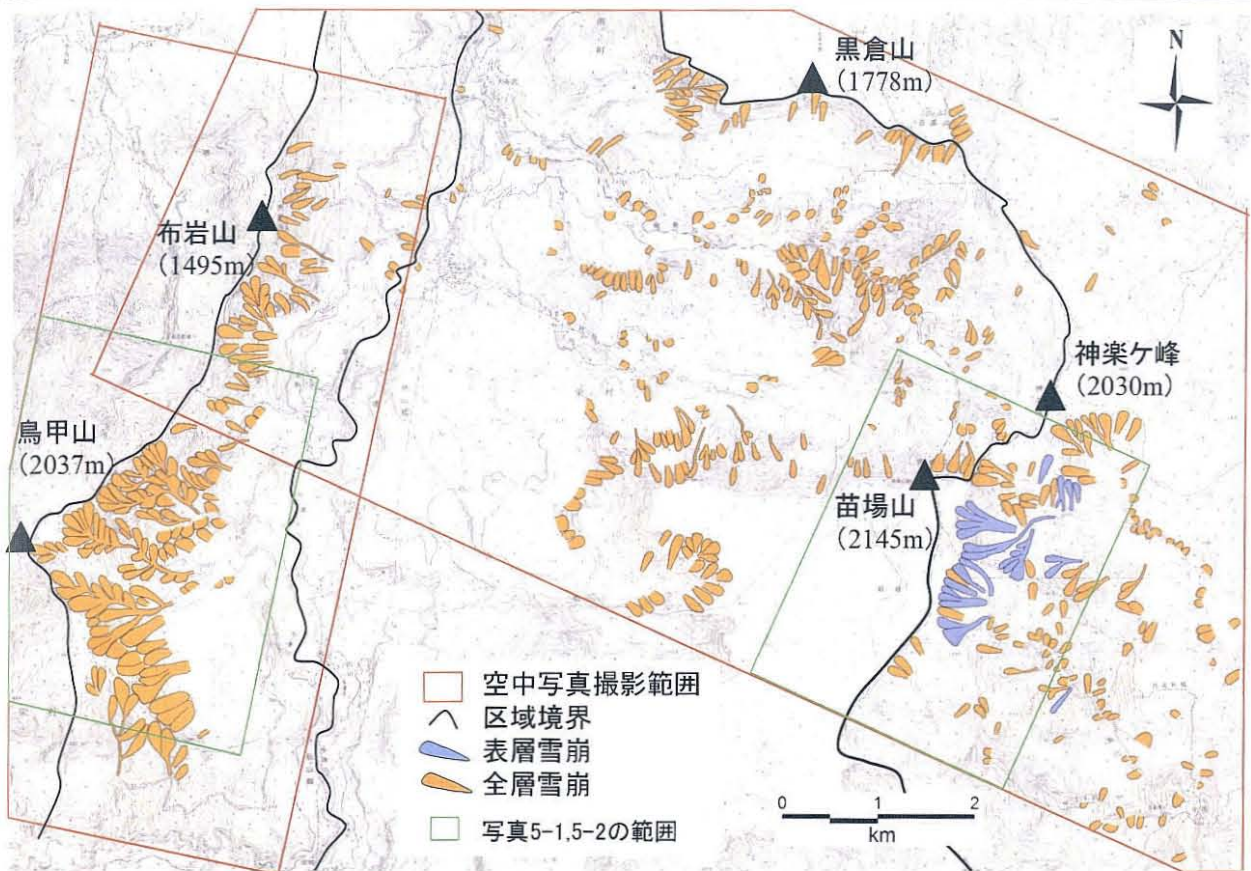


図5-9 2002年4月撮影の空中写真の判読による雪崩発生状況

空中写真から判読した雪崩は大部分が全層雪崩であり，表層雪崩は苗場山の東から南東側で発生していて規模が大きい雪崩もあるが数は少なく，全層雪崩を含めて到達距離が長い雪崩は①苗場山（東）や③鳥甲山（東）の区域に多い．判読した雪崩のうち，発生区と堆積区の標高，到達距離の3つの要素が計測可能な雪崩は，表5-2のとおり表層雪崩が30個，全層雪崩が1109個の合計1139個である．

表5-2 空中写真判読による雪崩の特定結果

空中写真の 撮影年月日	撮影範囲	特定した雪崩の数			年最大積雪深(cm)	
		表層雪崩	全層雪崩	合計	アメダス 津南	積雪深観 測(840m)
1997/4/20	①苗場山(東)	6	246	252	281	280
	②苗場山(西)					
	③鳥甲山(東)の北側					
2001/5/13	①苗場山(東)	5	311	316	329	285
	②苗場山(西)					
	③鳥甲山(東)の北側					
2002/4/29	①苗場山(東)	19	439	458	269	254
	②苗場山(西)					
	③鳥甲山(東)の北側	0	113	113		
	③鳥甲山(東)の南側					
合計		30	1109	1139		

5.4.2 空中写真撮影年の積雪と気象状況

調査範囲周辺の毎冬期の積雪状況として，長期間観測が行われている津南，湯沢，野沢温泉の各アメダス（順に苗場山から北へ約15km，北東へ約15km，西北西へ約24km）における過去30年の年最大積雪深の推移を図5-10に示す．空中写真を撮影した年のうち，

2000～2001年の冬期は平均よりも多雪であるが、いずれの冬期も少雪や豪雪ではなく平年的な積雪状況であり、1989年3月29日の湿雪全層雪崩が発生した冬期は平均の半分以下で、2006年2月5日の乾雪表層雪崩が発生した冬期は平均の約1.6倍であった。空中写真を撮影した年の冬期の最大積雪深は表5-2のとおりで、調査範囲の標高840mの地点(図5-2)で2.5～2.9mである。苗場山と鳥甲山の山頂の標高差は108m程度で苗場山周辺の方が標高が高く、写真5-1と写真5-2の空中写真では苗場山周辺の方が広範囲に残雪がみられる。

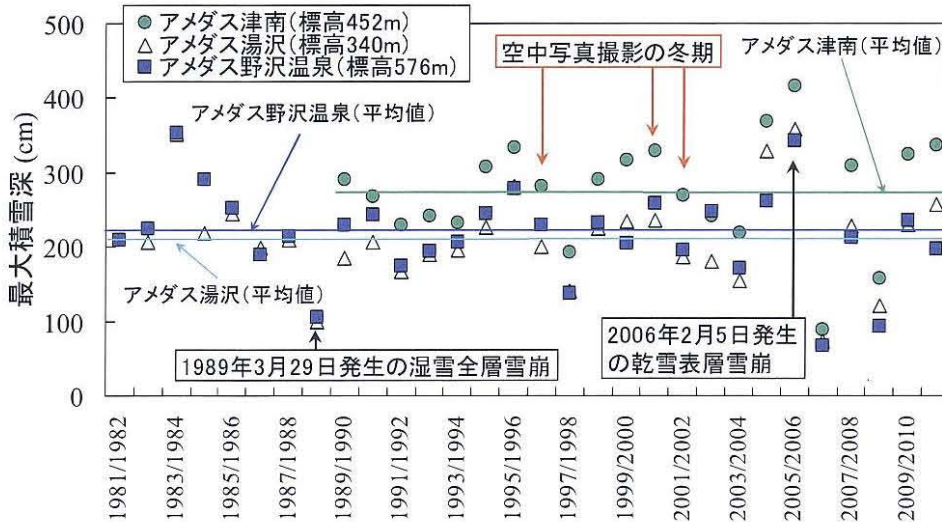


図5-10 調査範囲周辺におけるアメダスの最大積雪深の推移

鳥甲山の周辺では2006年と2008年の2月に航空レーザ測量が行われており、斜面の積雪深の分布は2冬期いずれも東向きの斜面の積雪深が2割程度大きく、アメダス津南の風速5m以上の卓越風向は西北西であった(上石ら, 2008)。鳥甲山に近い苗場山周辺でも冬期は同様の状況であると考えられるが、特に苗場山の南西側では平坦地にある積雪は西風に吹き払われるため、その東側の積雪深はかなり大きくなっているものと予想される。東向き斜面の多い①苗場山(東)や③鳥甲山(東)の区域で到達距離の大きい雪崩が発生し、表層雪崩が苗場山の東や南東側で発生するのはこのような積雪状況が原因である可能性が高い。

雪崩の乾雪と湿雪の区別は、空中写真を撮影した各年の3月から5月の気象状況と、雪崩の発生状況から推定した。調査範囲で最も標高が高い苗場山頂(標高2145m)を対象として、降水量はアメダス津南と同じと考えて、気温は一般的な気温減率による標高補正(-0.65°C/100m)を行った結果を図5-11に示す。気温と降水量の関係から、2001年は空中写真撮影前の約1ヶ月前、1997年と2002年は撮影の約2週間前にまとまった降雪があり、いずれの冬期も4月上旬から中旬頃までは降雪があったものと考えられる。1997年は撮影前の気温が低い状況であるが、2001年と2002年の撮影前の気温は正值が数日連続し、日最高気温は15°Cに達していた。

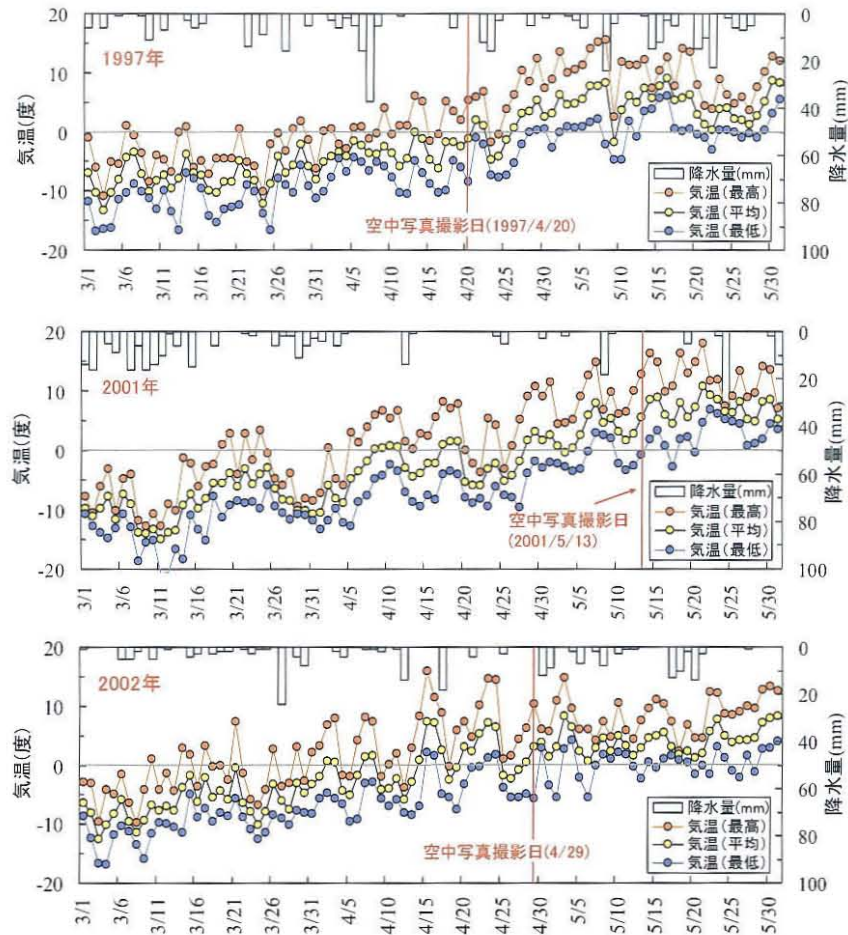


図5-11 降水量と標高2145mの気温の推移(推定)

空中写真をみると、全層雪崩の発生区は地表が露出していて、堆積区の雪崩デブリは土砂が混入している状態であり、発生後に降雪に覆われず降雪のない時期に発生したものと考えられる。また、現地の雪崩発生状況として、2002年には鳥甲山の東側の斜面から発生する雪崩の状況を確認したが、3月までは乾雪表層雪崩が発生していて、4月2日には湿雪表層雪崩(写真5-3)、4月8日には雪崩デブリに土砂を含む湿雪全層雪崩が確認された(写真5-4)。



写真5-3 2002年4月2日の鳥甲山東斜面の状況



写真5-4 2002年4月8日の鳥甲山東斜面の状況

以上の気象と雪崩発生状況から、3 時期の空中写真で特定した全層雪崩は 1999 年を除いて多くが湿雪雪崩であると判断される。表層雪崩はこれらの情報だけでは雪崩の乾湿は不明であるものの、2002 年の状況から判断すると湿雪表層雪崩の可能性が高い。雪崩の種類と雪の乾湿は表 5-3 のとおり区分した。

表5-3 雪崩の種類と雪の乾湿による区分

空中写真の 撮影年月日	撮影範囲	雪崩の種類・雪の乾湿						合計
		表層雪崩			全層雪崩			
		乾雪	湿雪	乾湿不明	乾雪	湿雪	乾湿不明	
1997/4/20	①苗場山(東) ②苗場山(西) ③鳥甲山(東)の北側			6			246	252
2001/5/13	①苗場山(東) ②苗場山(西) ③鳥甲山(東)の北側			5			311	316
2002/4/29	①苗場山(東) ②苗場山(西) ③鳥甲山(東)の北側 ③鳥甲山(東)の南側			19			439	458
合計		0	0	30	0	863	246	1139
種類別計			30			1109		

5.5 雪崩の地形要素の特徴

5.5.1 発生区勾配と堆積区勾配の特徴

空中写真の判読で発生区勾配(θ_R)が計測できた 719 個の雪崩（表層雪崩 27 個，全層雪崩 692 個）と，堆積区勾配(θ_D)が計測できた 784 個の雪崩（表層雪崩 29 個，全層雪崩 755 個）について，階級別（5 度単位）の頻度を雪崩の種類別に図 5-12 に示す。発生区勾配は 25～65°の範囲にあり，表層雪崩は 30～45°，全層雪崩は 35～45°で多く発生している。表層雪崩は 55°以下であり，累積頻度は表層雪崩の方が全層雪崩よりもやや勾配の緩い側に多いが，いずれも頻度が最も高いのは 40～45°の範囲である(図 5-12a)。正規性検定(有意水準 5%)を行ったところ，全層雪崩は正規分布を示していた。なお，数は少ないが 30°以下や 60°より大きい勾配でも発生している。

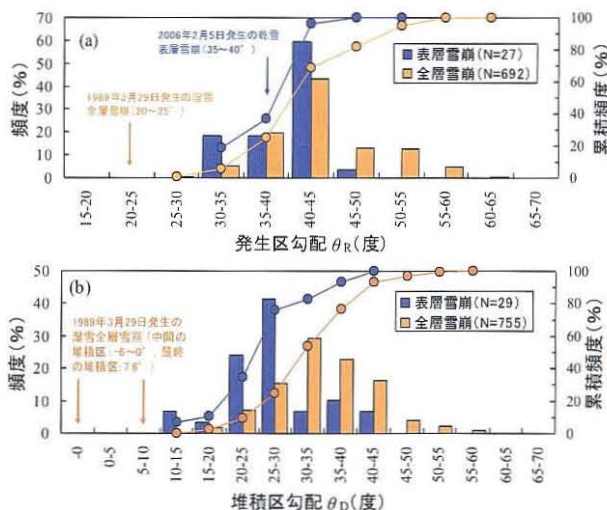


図5-12 発生区と堆積区の勾配の頻度(a: 発生区勾配, b: 堆積区勾配)

堆積区勾配は 10～60°と分布の幅が大きい，表層雪崩は 20～30°，全層雪崩は 25～45°で発生が多く，最も頻度が高いのはそれぞれ 25～30°，30～35°であり，累積頻度は表層雪崩の方が全層雪崩よりもやや勾配の緩い側に多い。全体的に堆積区勾配は発生区勾配に比

べて、表層雪崩は 15° 、全層雪崩は 10° 程度小さくなっている。(図 5-12b)。正規性検定を行ったところ、全層雪崩は正規分布を示していた。

以上の結果は第2章の 2.3.3 で述べた国内の調査結果と同等であるが、海外の調査結果よりもやや急な角度となっている。海外の調査では規模の大きい雪崩が対象であるが、3 時期の空中写真判読から得られた雪崩は様々な規模を含んでいるため、海外の結果に比較して発生区や堆積区の勾配の最も高い頻度の角度が大きくなっていると考えられる。

発生区と堆積区の勾配の頻度について、区域別に比較した結果を図 5-13 に示す。正規性検定を行ったところ、いずれも正規分布を示していたため、t 検定(有意水準 5%)を行って分布の差異を判断した。発生区勾配はどの区域も傾向は類似していて、t 検定では①苗場山(東)と②苗場山(西)の差異はないが、③鳥甲山(東)とは差異があり、若干高い角度側に頻度が多くなっている。

堆積区勾配は t 検定ではどの区域も差異があり、①苗場山(東)の区域が他の区域より小さい角度側に頻度が多い。発生区勾配の累積頻度(図 5-13a)は地形の斜面勾配の累積頻度(図 5-4)と類似しているが、堆積区勾配の累積頻度(図 5-13b)は同様ではなく、地形の影響だけではなく、雪崩の規模(到達距離)の大小が関係しているものと考えられる。

次に発生区と堆積区の勾配の頻度について、冬期別に比較した結果を図 5-14 に示す。空中写真は 2002 年に鳥甲山(東)の南側の区域を追加しているため、他の 2 時期よりも広範囲に多数の雪崩を抽出しているが、正規性検定を行ったところ、いずれも正規分布を示していた。t 検定では発生区勾配の 2001 年 5 月だけ差異があるものの、その他はどの冬期も頻度の傾向は類似していた。

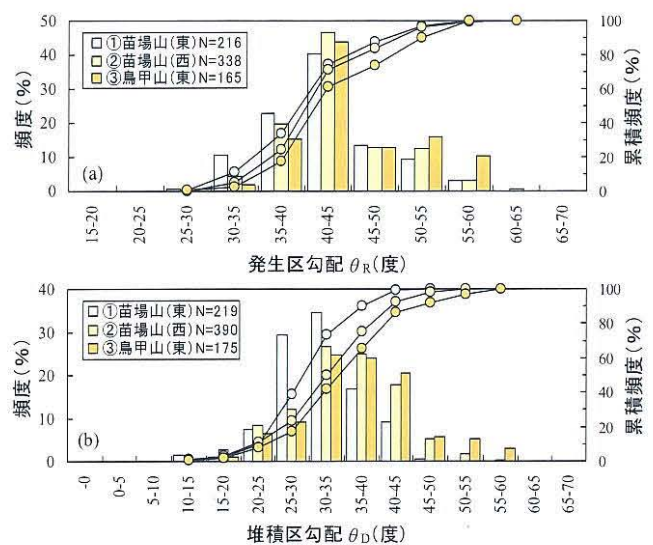


図5-13 区域別の発生区・堆積区勾配の頻度 (a:発生区勾配, b:堆積区勾配)

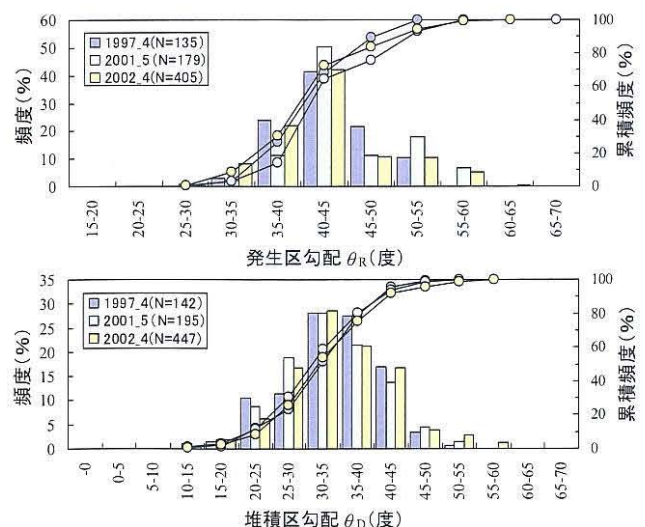


図5-14 冬期別の発生区・堆積区勾配の頻度 (a:発生区勾配, b:堆積区勾配)

5.5.2 到達距離と落差の特徴

空中写真の判読で得られた 1139 個の雪崩について、雪崩経路の水平投影の到達距離と落

差の階級別(100m 単位)の頻度を雪崩の種類別に図 5-15 に示す。いずれも階級が大きくなるほど数は少なくなり、到達距離の最大値は 1100m で表層雪崩は 200~700m, 全層雪崩は 300m までの頻度が多く、落差の最大値は 715m で表層雪崩は 100~400m, 全層雪崩は 200m までの頻度が多い。到達距離と落差の頻度はいずれも表層雪崩の方が全層雪崩よりも値の大きい側に頻度が多く、表層雪崩の方が相対的に規模の大きい雪崩が発生している。

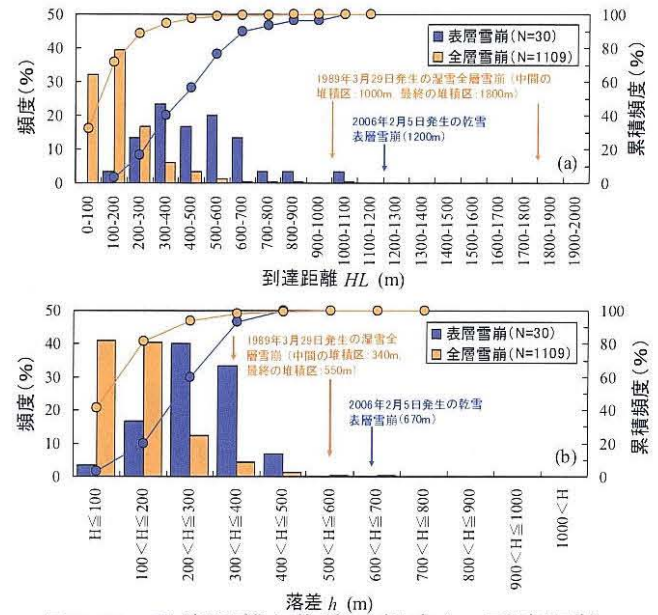


図5-15 到達距離と落差の頻度 (a: 到達距離, b: 落差)

次に到達距離と落差の頻度について、

区域別に比較した結果を図 5-16 に示す。到達距離の最も高い頻度はいずれの区域も 100~200m であり、累積頻度は②苗場山(西), ①苗場山(東), ③鳥甲山(東)の順に後者ほど到達距離が長い側に多い。落差の最も高い頻度は①苗場山(東), ②苗場山(西)が 0~100m, ③鳥甲山(東)が 100~200m であり、累積頻度は到達距離と同様に②苗場山(西), ①苗場山(東), ③鳥甲山(東)の順に後者ほど落差が大きい側に多くなっている。

到達距離と落差の頻度について、冬期別に比較した結果を図 5-17 に示す。到達距離と落差はいずれも 2001~2002 年の冬期は 100~200m, 2000~2001 年の冬期は 0~100m の階級が最も高い頻度であるが、頻度の傾向は類似していた。

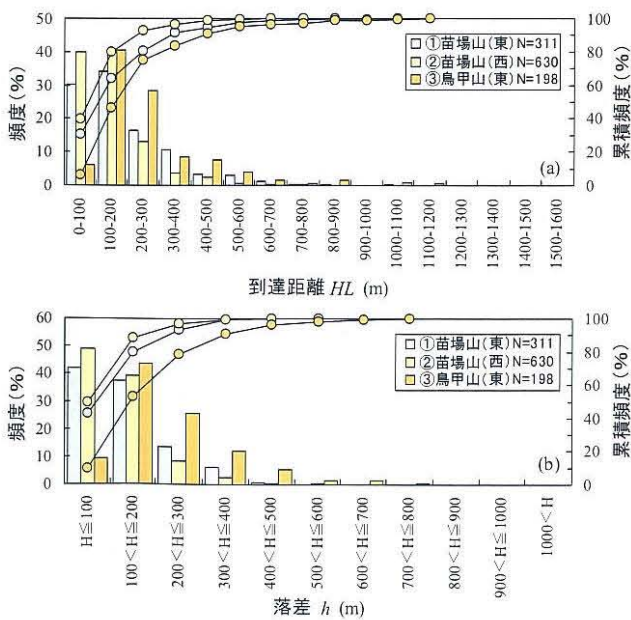


図5-16 区域別の到達距離と落差の頻度 (a: 到達距離, b: 落差)

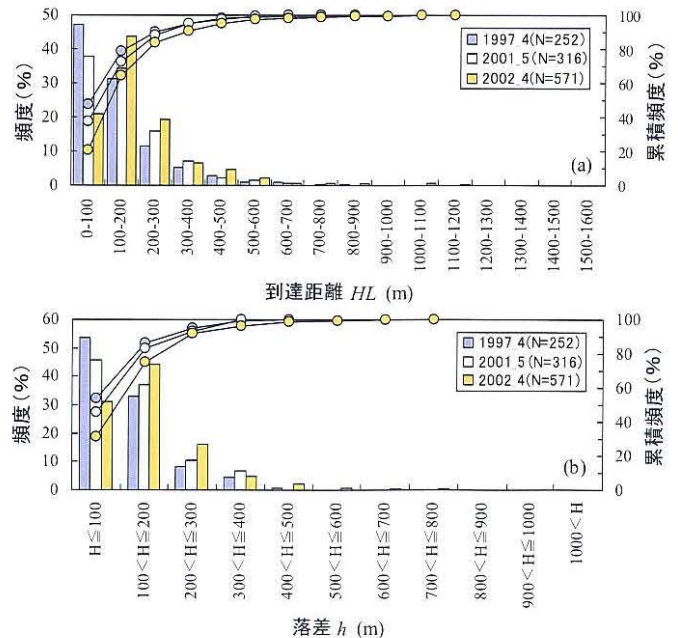


図5-17 冬期別の到達距離と落差の頻度 (a: 到達距離, b: 落差)

5.5.3 見通し角の特徴

空中写真の判読で得られた 1139 個の雪崩について、直接見通し角(α_0)の階級別(2度単位)の頻度を雪崩の種類と区域別に図 5-18 に示す。表層雪崩は 32~34°付近を頂点として急勾配の頻度が少ないが、これは表層雪崩のデータ数が 30 個と少ないことが原因と想定される。正規性検定を行ったところ、全層雪崩は 38~40°付近を頂点とした正規分布である(図 5-18a)。なお、空中写真で判読した 1139 個の雪崩のうち、見通し角の最小値の基準である表層雪崩 18°, 全層雪崩 24°(高橋, 1960)を下回る雪崩はなかった。

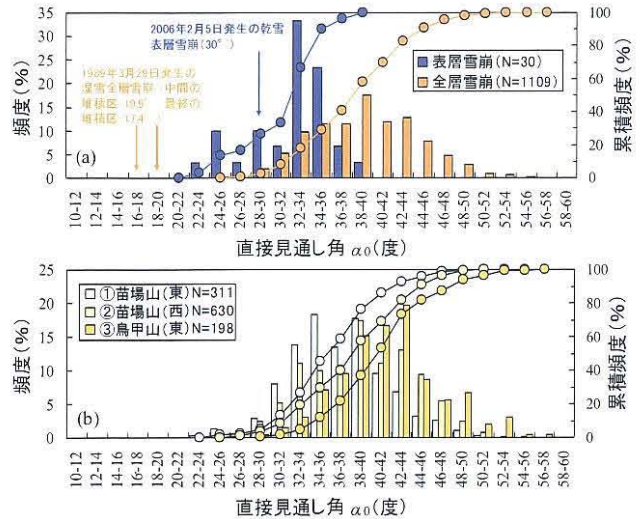


図5-18 直接見通し角の頻度(a:雪崩種類別, b:区域別)

見通し角の頻度を区域別に比較した結果は図 5-18b のとおりで、正規性検定を行ったところいずれも正規分布を示すが、t 検定ではどの区域も差異があり、③鳥甲山(東)、②苗場山(西)、①苗場山(東)の順に後者ほど小さい角度側に頻度が多くなっている。各区域で発生する雪崩の発生区勾配の頻度はほとんど同じ傾向であるものの(図 5-12a)、標高や地形の傾斜、堆積区の勾配や斜面方位の頻度の違い、積雪の多少による到達距離と落差の違い(図 5-17)から差異が生じているものと考えられる。

次に見通し角の頻度について、冬期別に比較した結果を図 5-19 に示す。正規性検定を行ったところ、いずれも正規分布を示していて、t 検定ではどの冬期も差異はなく、発生区や堆積区の勾配と同様に、どの冬期も頻度の傾向は類似していてほとんど同じであった。

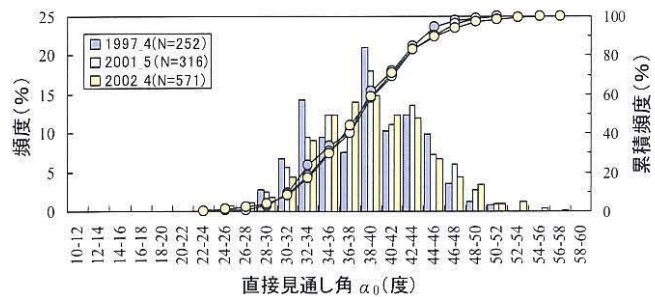


図5-19 冬期別の直接見通し角の頻度

5.5.4 発生区面積と到達距離の関係

空中写真の判読で発生区面積が計測できた 837 個の雪崩について、発生区面積(S_R)と到達距離(HL)の関係を雪崩の種類別に図 5-20 に示す。同じ到達距離で比較すると、発生区の面積は最大で約 2000m²の幅があつてばらつきが大きいものの、全体的に発生区面積が大きいほど到達距離は大きくなる傾向があり、雪崩の種類別に差異はみられない。

以上から、発生区面積とともに到達距離も雪崩の規模として扱うことが可能であると考えられる。

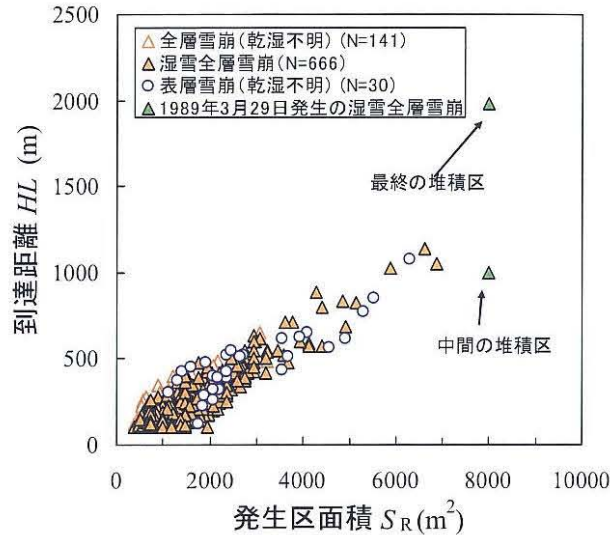


図5-20 雪崩の発生区面積と到達距離の関係

5.5.5 到達距離と落差の関係

空中写真の判読による 1139 個の雪崩について、雪崩経路の水平投影の到達距離(HL)と落差(h)の関係を雪崩の種類別に図 5-21 に示す。全体的に雪崩の到達距離と落差とは直線関係であるが、落差が大きいと到達距離の値はばらついて、落差に応じて到達距離が長くなる傾向となっている。回帰分析では、表層雪崩、全層雪崩の到達距離(HL)と落差(h)はそれぞれ、

$$HL=1.74h \quad \dots\dots(1)$$

$$HL=1.31h \quad \dots\dots(2)$$

の関係となっていて、同じ落差では表層雪崩の方が全層雪崩よりも到達距離が平均的に約 1.3 倍 ($1.74/1.31$) ほど大きくなっている。松田ら (1994) では 425 個の表層雪崩と 141 個の全層雪崩について、雪崩の経路に沿った斜面長である実走距離(L)と落差(h)の関係は回帰分析でいずれも $L=2h$ であり、傾向をはずれる落差が 1000m 以上の雪崩を除くとそれぞれ

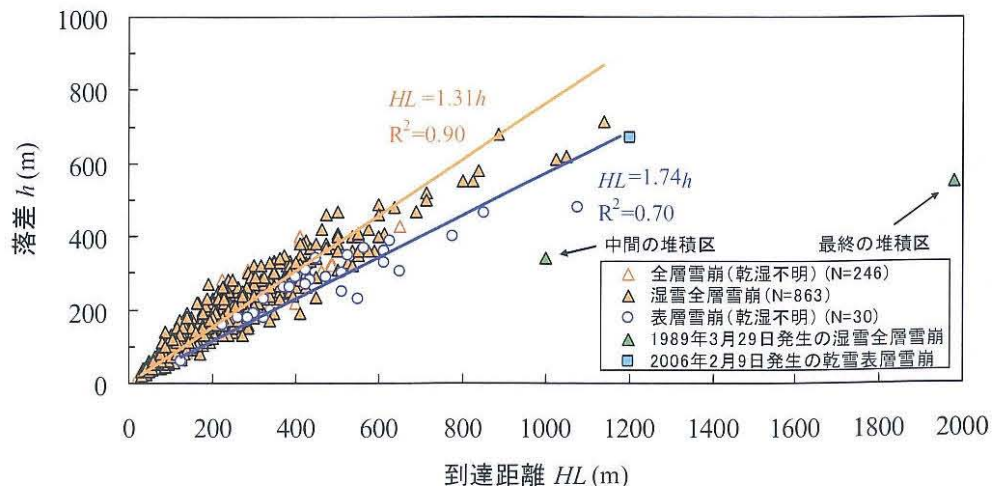


図5-21 雪崩の到達距離と落差の関係

$L=2.0h$, $L=1.8h$ となっている。また、斎藤ら (2000) では 603 個の表層雪崩と 155 個の全層雪崩から同様の関係を調べていて、それぞれ $L=2.1h$, $L=2.0h$ となっている。

以上から同じ落差で比較すると、表層雪崩の方が全層雪崩よりも到達距離が長くなる傾向があると考えられる。

5.5.6 発生区面積と発生区勾配・堆積区勾配の関係

空中写真の判読で発生区勾配が計測できた 719 個の雪崩について、雪崩の規模の指標としての発生区面積(S_R)と発生区勾配(θ_R)の関係を雪崩の種類別に図 5-22 に示す。発生区面積と発生区勾配には特に関係はみられないが、発生区面積が小さい場合の発生区面積の角度は 27~64 の広範囲に分布していて、発生区面積が 5000m^2 以上の大きい雪崩の発生区勾配は 34~45°に分布している。なお、図には示していないが発生区面積の代わりに到達距離(HL)を用いても全体的な傾向は同様であり、到達距離が短い場合の発生区勾配は 27~64°に分布していて、到達距離が 700m 以上の大きい雪崩では 34~45°の範囲に分布している。

次に堆積区勾配が計測できた 784 個の雪崩について、同様に雪崩の種類別に図 5-23 に示す。発生区面積と堆積区勾配についても特に関係はみられないが、発生区面積が大きいほど堆積区勾配は特定の角度に収束しているように見える。発生区面積が 5000m^2 を超えると雪崩の堆積区勾配は約 12~29°の範囲となり、雪崩の規模が大きいほど堆積する傾斜

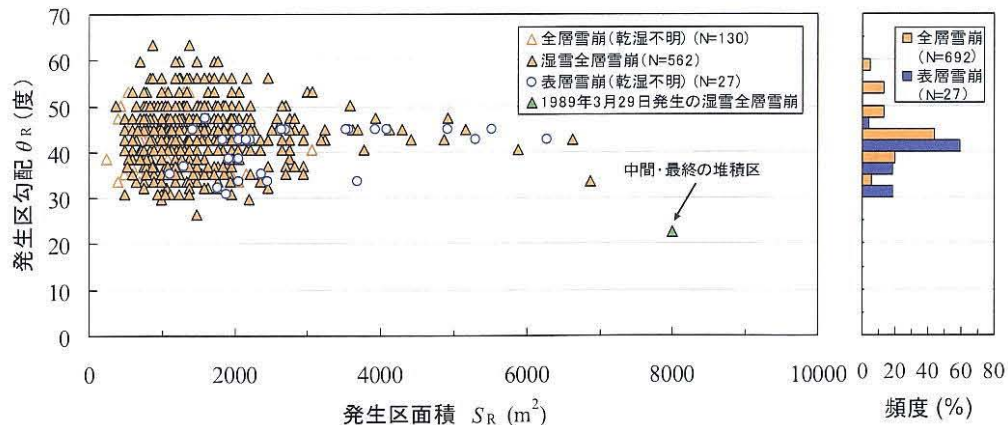


図5-22 雪崩の発生区面積と発生区勾配の関係

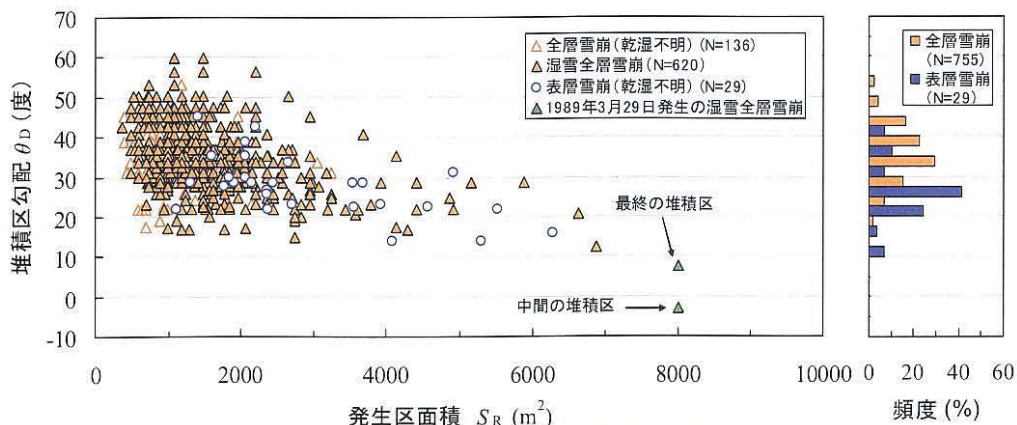


図5-23 雪崩の発生区面積と堆積区勾配の関係

は緩い角度となる傾向がある。図には示していないが、発生区面積の代わりに到達距離(HL)を用いても全体的な傾向は同様であり、到達距離が700mを超えると雪崩の堆積区勾配は約12~29°の範囲となる。

雪崩の発生区と堆積区の勾配については、5.5.1のとおり最も頻度が高いのは前者では40~45°、後者では25~35°である。発生区面積や到達距離が大きい雪崩の発生区勾配はほぼこれに近いが、堆積区勾配は最も頻度が高い角度よりも緩い勾配まで達している。一般的に、積雪は斜面が急勾配の場合は自然に落雪するため規模の大きい雪崩は発生せず、規模の大きい雪崩は到達距離が大きく緩い勾配まで達すると考えられるが、発生区勾配は明瞭でないものの、堆積区勾配はそのような傾向がみられる。

5.6 雪崩の流動性

5.6.1 発生区面積と発生区標高，見通し角，超過距離の関係

雪崩の発生量が判明している17件の雪崩調査の文献を用いて、雪崩の流動性に関する調査が行われており(和泉, 1986)、雪崩の発生量と発生区標高、直接見通し角、超過距離の関係については、第2章の2.3.3のとおりである。ここでは雪崩発生量の代わりに雪崩発生区面積を対象として、空中写真の判読で発生区面積が計測できた837個の雪崩について、発生区面積(S_R)と発生区標高(h_R)の関係を雪崩の種類別に図5-24に示す。

発生区の標高は630~2150mと広範囲であり、表層雪崩は標高1600m以上で発生している。全層雪崩のうち発生区面積が2000m²以下の雪崩はほとんどの標高で発生しているが、標高が1200m以上では発生区の標高が高くなると、標高ごとの発生区面積の最大値は増大する傾向がある。

次に発生区面積(S_R)と直接見通し角(α_0)の関係について、雪崩の種類別に図5-25に示す。図には見通し角の最小値の基準として、表層雪崩18°、全層雪崩24°(高橋, 1960)を実線で示している。発生区面積が2000m²以下の雪崩は見通し角の分布の幅が大きいですが、全体的に発生区面積が大きくなるにつれて見通し角の幅は狭まり、角度は小さくなる傾向になっている。

発生区面積(S_R)と超過距離(L_e)の関係について、雪崩の種類別に図5-26に示す。表層雪崩では、発生区面積が2000m²以上で超過距離が大きくなる雪崩が存在し、最大で約310mとなっていて、発生区面積の増加に従って超過距離が若干大きくなる傾向がある。全層雪崩の超過距離は最大で約110mであるが、大部分が0m付近か負の値であり、発生区面積の

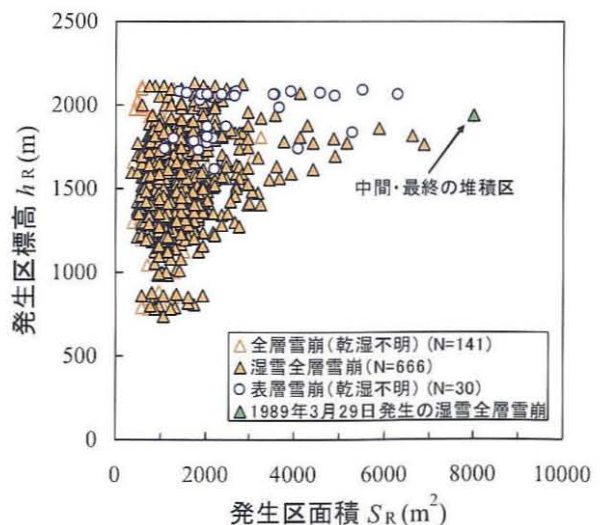


図5-24 雪崩の発生区面積と発生区標高の関係

増加に従って超過距離が増大する傾向はみられない。

以上については雪崩の規模として発生区面積を用いたが、発生区面積の代わりに到達距離を用いても図には示していないが全体的な傾向は変わらない。

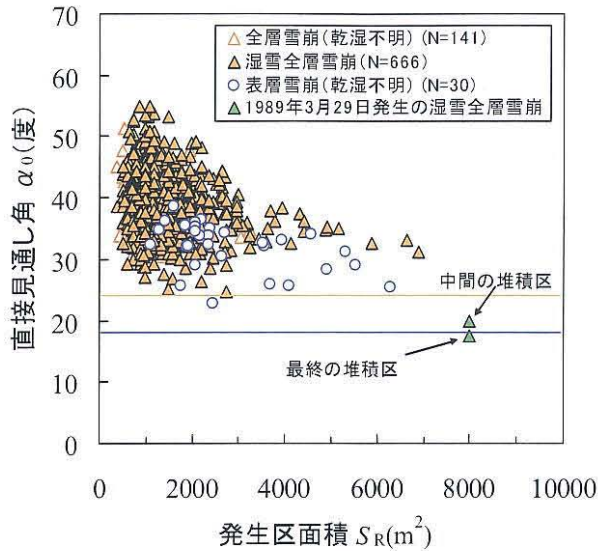


図5-25 雪崩の発生区面積と見通し角の関係

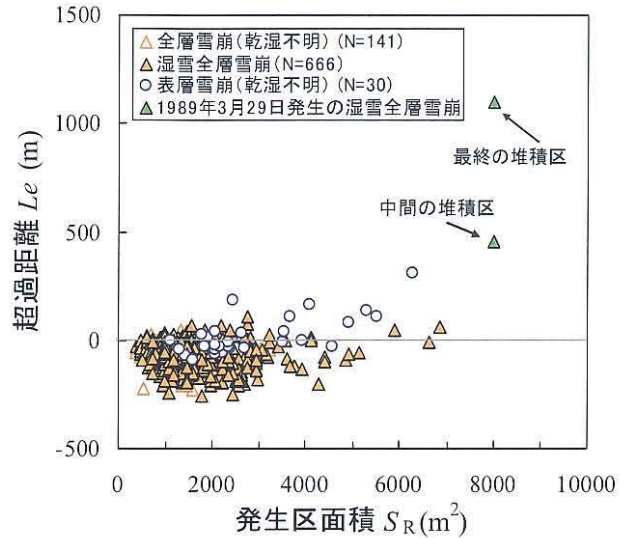


図5-26 雪崩の発生区面積と超過距離の関係

5.6.2 超過距離と発生区標高の関係

空中写真の判読による 1139 個の雪崩の超過距離(L_e)と発生区標高(h_R)の関係について、雪崩の種類別に図 5-27 に示す。表層雪崩は標高が高くなると超過距離が増大する雪崩が存在するが、超過距離が 0m を下回る雪崩も多く、標高に従って増大するような傾向はみられない。全層雪崩の超過距離は最大で約 110m であるが大部分が 0m 付近か負の値である。

以上の 5.6.1 と 5.6.2 の関係は、基本的には和泉 (1986) の結果と類似している。一部の表層雪崩を除いて流動性の特徴を示すような雪崩はなかったが、これは発生量に従って超過距離が増大し、流動性が増す乾雪表層雪崩のような雪崩が含まれていないためと考えられる。

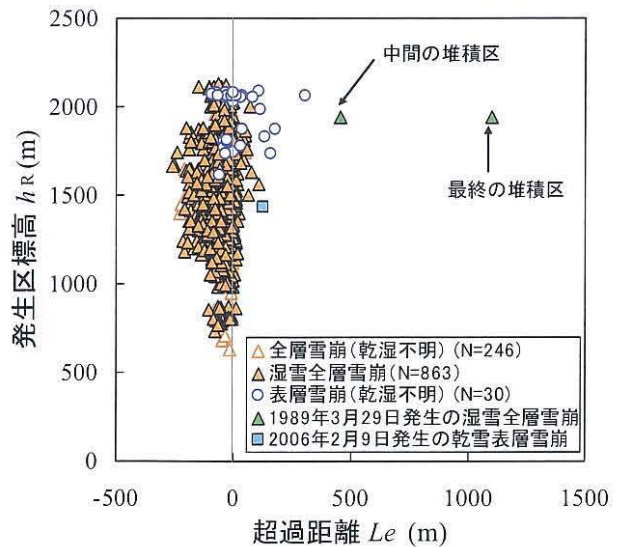


図5-27 雪崩の超過距離と発生区標高の関係

5.7 1989年3月29日と2006年2月5日に発生した大規模雪崩との関係

1989年3月29日と2006年2月5日に発生した大規模雪崩(下村ら, 1989; 花岡ら, 2006c)と、3時期の空中写真から判読した雪崩との関係は図 5-12, 図 5-15, 図 5-18 と図 5-20 から図 5-27 に示したとおりである。1989年3月29日に発生した湿雪全層雪崩の発生区勾配

は 20~25°と緩く (図 5-12a), 堆積区勾配は中間の堆積区で-6~0°, 最終の堆積区で 7.6°であった (図 5-12b). 落差と中間の堆積区までの到達距離は 3 時期の空中写真判読によって得られた雪崩の範囲に含まれ同じ特徴を示すが, 最終の堆積区までの到達距離は大きく異なる (図 5-15). また, 見通し角は中間の堆積区で 19.9°, 最終の堆積区で 17.4°であり, いずれも全層雪崩の基準である 24° (高橋, 1960) を下回り (図 5-18), 到達距離と落差の関係や, 発生区面積と発生区標高, 見通し角, 超過距離の関係, 超過距離と発生区標高の関係から離れた位置にある (図 5-21, 図 5-24~図 5-27). この雪崩は和泉 (1986) が指摘している見通し角が 24°を下回り, 約 1.5km 流下した全層雪崩 (秋田谷ら, 1982) と同様に, 特異な雪崩であったと考えられる.

2006 年 2 月 5 日に発生した乾雪表層雪崩の堆積区勾配は不明であるが, 発生区勾配は 35~40°, 到達距離は 1200m, 落差は 670m, 見通し角は 30°であり (図 5-12, 図 5-15, 図 5-18). 到達距離と落差の関係 (図 5-21) を含めて, 3 時期の空中写真判読から得られた雪崩の範囲に含まれ同じ特徴を示している. 超過距離と発生区標高の関係についても同様であるが, 空中写真の判読による表層雪崩よりも低標高の位置から発生している (図 5-27).

5.8 雪崩の発生規模と発生頻度

5.8.1 発生区面積・到達距離と発生数

空中写真判読によって得られた 1139 個の雪崩について, 雪崩の規模として発生区面積や到達距離を対象として雪崩の発生数との関係について検討を行った. 空中写真の判読で発生区面積が計測できた 837 個の雪崩を対象として, 階級 (1000m² 単位) ごとに含まれる発生数について, 各階級の間値と発生数の関係を図 5-28 に示す. ここで n は各階級に含まれる雪崩の発生数, N はそれよりも大きな階級値の面積をもつ雪崩を含めた累積の発生数である.

発生区面積の最小の階級 (0~1000m²) における発生数(n)は, 直上の階級の発生数よりも少なくなっている. これは発生区面積の最大値が約 7000m² のため階級の幅を小さくしていることと, 空中写真では小規模な雪崩の判読は困難なため, 発生している雪崩を見逃している可能性があることや, 計測が不正確になるため数値化していないことが理由として考えられる.

第 2 章の 2.3.5 で述べた海外の発生規模と発生頻度の調査事例では, 破断面を対象とした場合, 深さが 0.305m より大きい雪崩を扱っており (Bair *et al.*, 2008), 幅の 2 乗の場合は

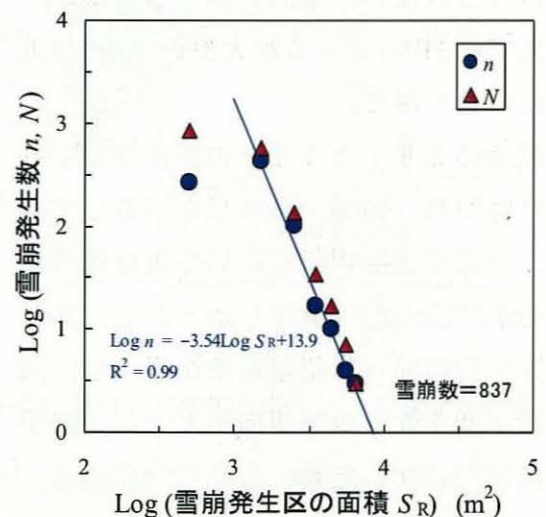


図5-28 雪崩発生区の面積と発生数の関係

900m²以上の雪崩を扱っている(Faillettaz *et al.*, 2004). 深さと幅やそれらの積の場合, それぞれの長さや積が小さいほど発生数が多いが, 長さや積がある値より小さくなると, 雪崩の発生数は増加せず頭打ちの傾向になっている (Louchet *et al.*, 2002; Faillettaz *et al.*, 2006, 図 2-15). また, U.S.スケールの雪崩サイズを対象とした場合, サイズ 1 は小さく記録されない場合があるため, サイズ 2 以上の雪崩を扱っている(Birkeland and Landry, 2002, 図 2-16; Naisbitt *et al.*, 2008, 図 2-17).

以上を参考とすると, 図 5-28 において最小の階級を除いた範囲では, 発生区面積が小さい(大きい)雪崩ほど発生数が多い(少ない)傾向があり, 発生区面積(S_R)と発生数(n)には,

$$\log_{10} n = -a \cdot \log_{10} S_R + b \quad (a, b \text{ は係数}) \quad \dots\dots(3)$$

の関係がある。これは,

$$n = C \cdot S_R^{-\alpha} \quad \dots\dots(4)$$

という“べき乗則”の関係が成り立っていることと同じである。ここで, C は係数, α は指数であり, 最小の階級を除いた場合, 各階級の雪崩発生数 n の α の値は約 3.5 である。

次に到達距離の階級(100m 単位)ごとに含まれる発生数について, 同様に図 5-29 に示す。発生区面積と同様に最小の階級は直上の階級の発生数よりも少ないが, 最小の階級を除いた範囲では到達距離(HL)と発生数(n)にも同様にべき乗の関係が成り立っていて, 各階級の雪崩発生数である n の α の値は約 3.0 である。

べき乗の指数である α の値は小規模から大規模までの雪崩の発生割合を示しているが, 3 時期の空中写真判読から得られた雪崩全体を対象とした場合, 発生区面積と到達距離が 2 倍になると, 発生数は $1/2^\alpha$ 倍となるので, それぞれ約 $1/11$, $1/8$ 倍の関係となっている。

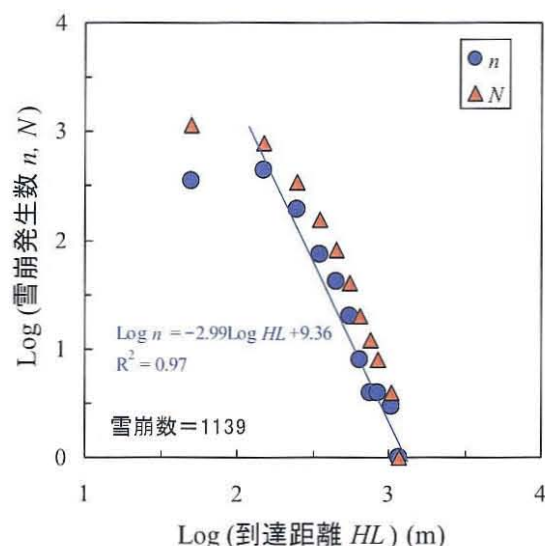


図5-29 雪崩の到達距離と発生数の関係

5.8.2 区域・冬期・雪崩種類別の発生規模と発生数

空中写真判読で得られた 1139 個の雪崩における区域別の発生区面積, 到達距離と発生数の関係について, 雪崩の発生数である n の α の値を表 5-4 に示す。 α の値は③鳥甲山(東), ①苗場山(東), ②苗場山(西)の順に後者ほど小さくなっている。これは後者ほど規模の大きい雪崩がより起こりにくいという傾向を示していて, 発生区面積が 2 倍になると, 発生数は順番に約 $1/7$, $1/11$, $1/21$ 倍の関係となる。同様に到達距離が 2 倍になると, 発生数

は約 1/5, 1/7, 1/11 倍の関係となっている。

次に冬期別の発生区面積, 到達距離と発生数の関係について, 同様に α の値を表 5-5 に示す。冬期別の n の α の値はいずれも大きな差異がみられず, ほとんど同じ値である。

同様に雪崩種類別の α の値を表 5-6 に示す。 α の値は表層雪崩の方が全層雪崩よりも小さくなっていて, 発生区面積が 2 倍になると発生数は表層雪崩, 全層雪崩の順に約 1/5, 1/15 倍となり, 到達距離が 2 倍になると発生数は約 1/5, 1/9 倍の関係となっている。

以上と 5.8.1 の結果から, 雪崩の規模として発生区面積や到達距離を対象とすると, 規模と発生数にはべき乗則の関係が成り立っていて, 指数である α の値は冬期別では同じであるが, 区域や雪崩の種類別では異なるという特徴がみられた。これは雪崩の地形要素が区域や雪崩の種類別に異なっていることと関係していて, 東向きの斜面が多い①苗場山(東)や③鳥甲山(東)では規模の大きい雪崩が発生することを示していて, 標高や斜面勾配, 斜面の方位などの地形的な条件と積雪の状況によって差異が現れているものと考えられる。

表5-4 区域別の発生区面積・到達距離と発生数の関係

区域別の発生区面積と発生数			
冬期	雪崩数 n	α	R^2
①苗場山(東)	229	3.4	0.98
②苗場山(西)	421	4.4	0.99
③鳥甲山(東)	187	2.8	0.95
調査範囲全体	837	3.5	0.99

区域別の到達距離と発生数			
冬期	雪崩数 n	α	R^2
①苗場山(東)	311	2.7	0.94
②苗場山(西)	630	3.5	0.94
③鳥甲山(東)	198	2.3	0.90
調査範囲全体	1139	3.0	0.97

表5-5 冬期別の発生区面積・到達距離と発生数の関係

冬期別の発生区面積と発生数			
冬期	雪崩数 n	α	R^2
1996/1997	147	3.3	0.98
2000/2001	219	3.6	0.95
2001/2002	471	3.4	0.96
3冬期全体	837	3.5	0.99

冬期別の到達距離と発生数			
冬期	雪崩数 n	α	R^2
1996/1997	252	2.6	0.97
2000/2001	316	2.9	0.96
2001/2002	571	2.7	0.96
3冬期全体	1139	3.0	0.97

表5-6 雪崩種類別の発生区面積・到達距離と発生数の関係

雪崩種類別の発生区面積と発生数			
冬期	雪崩数 n	α	R^2
表層雪崩	30	2.4	0.97
全層雪崩	807	3.9	0.98
雪崩全体	837	3.5	0.99

雪崩種類別の到達距離と発生数			
冬期	雪崩数 n	α	R^2
表層雪崩	30	2.2	0.79
全層雪崩	1109	3.1	0.97
雪崩全体	1139	3.0	0.97

5.9 まとめ

多雪地で融雪期に撮影された 3 時期の空中写真を用いて, 全層雪崩が主体である 1139 個の雪崩の数値情報を取得して, 雪崩の発生から移動, 堆積に関する地形要素の頻度や要素間の関係などの基本的な特徴と, 雪崩の発生規模と発生数の関係に関する検討を行った。主な結果は次のとおりである。

①雪崩の発生状況

空中写真判読から 1139 個の雪崩を特定したが、30 個が表層雪崩、1109 個が全層雪崩であり、全層雪崩は 1999 年 4 月撮影の空中写真判読を除いて、多くが湿雪雪崩であると考えられる。

②雪崩の発生から移動、堆積に関する地形要素

- 1) 雪崩の発生区勾配は 25~65°の範囲であるが、表層雪崩は 30~45°、全層雪崩は 35~45°で多く発生し、いずれも 40~45°の頻度が最も高い。
- 2) 堆積区勾配は 10~60°の範囲であるが、表層雪崩は 20~30°、全層雪崩は 25~45°で多く、最も頻度が高いのはそれぞれ 25~30°、30~35°である。堆積区勾配は発生区勾配に比べて、表層雪崩は 15°、全層雪崩は 10°程度小さい。
- 3) 到達距離や落差の頻度は、階級が大きくなると数は少なくなる。直接見通し角は表層雪崩は 32~34°が多く、全層雪崩は 38~40°を頂点とした正規分布の形となっている。
- 4) 雪崩の地形要素の頻度を冬期別に比較しても差異はないが、区域別では堆積区勾配と到達距離、落差、見通し角に差異がみられた。
- 5) 雪崩の発生区面積が大きいほど到達距離は大きくなる傾向があるが、雪崩の種類別に差異はみられず、発生区面積が 5000m² 以上、到達距離が 700m 以上の規模の雪崩の発生区勾配は 34~45°、堆積区勾配は約 12~29°の範囲に分布している。
- 6) 到達距離と落差とは全体的に比例関係となっていて、落差が大きいと到達距離の値はばらついて、落差に応じて到達距離が長くなる傾向となっている。表層雪崩、全層雪崩の到達距離(HL)と落差(h)の関係は、回帰分析でそれぞれ $HL = 1.74h$ 、 $HL = 1.31h$ となっていて、同じ落差では表層雪崩の方が全層雪崩よりも到達距離が約 1.3 倍ほど大きい。

③雪崩の発生量と流動性

- 1) 表層雪崩は標高 1600m 以上の範囲で発生しているが、全層雪崩はどの標高で発生している。標高が 1200m 以上では、発生区の標高が高くなると標高ごとの発生区面積の最大値は増大する傾向がある。
- 2) 全体的に発生区面積が大きくなるにつれて見通し角の幅は狭まり、角度は小さくなる傾向になっている。
- 3) 表層雪崩は発生区面積が 2000m² 以上で超過距離が大きくなる雪崩が存在し、最大で約 310m となっていて発生区面積の増加に従って超過距離が大きくなる傾向がみられ、流動性の特徴を示している。全層雪崩の超過距離は最大で約 110m であるが、どの標高でも超過距離は大部分が 0m 付近か負の値であり、発生区面積の増加に従って超過距離が増大する傾向はみられない。
- 4) 表層雪崩は標高が 1700m を超えると超過距離が増大する雪崩が存在するが、超過距離が 0m 以下の雪崩もあり、標高に従って直線的に増大する傾向はみられない。

④雪崩の発生規模と発生頻度

- 1) 雪崩の規模として発生区面積と到達距離を対象とした場合、最小の階級の範囲を除くと、雪崩の発生数は到達距離が大きい(小さい)雪崩ほど発生数が少ない(多い)という傾向があり、発生規模と発生数にはべき乗則の関係が成り立っている。
- 2) べき乗の指数である α の値は、表層雪崩の方が全層雪崩よりも小さいという特徴がみられ、区域別や雪崩の種類別では異なっていた。
- 3) 空中写真を撮影した年の冬期はいずれもほぼ平年的な積雪状況であったが、 α の値に冬期別の違いはみられなかった。

以上の①から④の結果について、地形要素の特徴や発生規模と発生数の関係は冬期別に違いはなかったが、空中写真を撮影した年の冬期は平年的な積雪状況であったため、今後は少雪や豪雪時との比較が必要である。また、空中写真は特定の地域や時期の撮影のため、他の地域や一冬期間に複数回の撮影を行って同様の調査を行う必要がある。区域別の差異については地形のほかに積雪量の情報が必要であり、乾雪・湿雪雪崩など雪の乾湿による違いも把握する必要がある。雪崩の発生規模については、本来は雪崩の発生量もしくは質量を用いる必要があると考えられるが、現状ではデータが極めて少なく今後の課題である。

なお、図5-1の背景地図データは、国土地理院の電子国土 Web システムから配信されたものである。

第6章 空中写真判読による雪崩発生の特徴(2) (岐阜県 笠ヶ岳周辺)

6.1 はじめに

雪崩の調査方法としては、雪崩発生後の現地調査や雪崩観測、空中写真撮影などがあり、広域の情報を取得する場合は空中写真撮影が有力な手法であるが、近年では航空レーザ測量による計測技術も実用化されてきている。これは航空機に搭載したレーザ測距装置を用いて、地表面の水平と高さの三次元の位置情報を直接計測するものであり、航空機にカメラが搭載されている場合には、航空レーザ計測と同時に地上の画像も取得することが可能である。航空レーザ測量は天候条件や樹林地内の計測精度などの課題があるものの(国土地理院地理調査部, 2005)、広域の状況を面的に一度に把握することが可能であり、航空レーザ計測データと撮影した画像は同時に一括して処理して、正射投影写真(オルソ画像)や標高等の数値データが迅速に作成できるだけでなく、オルソ画像に撮影されている地物の定位が可能であることが特徴である。最近では航空レーザ測量は積雪調査の分野にも適用されていて、通常は積雪期の積雪表面と無雪期の地表面の2時期を計測して、その差分値を積雪期の計測時における積雪深として利用している(岡本ら, 2004; 国土地理院地理調査部, 2005; 秋山・佐藤, 2006; 秋山ら, 2009a)。雪崩への直接的な適用は花岡ら(2007)などの調査があるが、現段階では事例がほとんどない状況である。

このため、寒冷積雪地で2000年3月に大規模雪崩が発生した地域において、2時期に撮影された空中写真を用いて、2008年4月には航空レーザ測量と空中写真撮影を行い、あわせて3時期の空中写真から雪崩発生状況の判読を行った(秋山ら, 2008)。第6章では、判読結果を用いて雪崩の発生から移動、堆積に関する地形的な要素の頻度や要素間の関係、雪崩の発生規模と発生数に関して検討を行った結果を述べる。

6.2 調査地域の概要

調査地域は図6-1に示す岐阜県上宝村(現在は高山市)新穂高の笠ヶ岳周辺であり、調査範囲は神通川水系高原川上流の蒲田川源流である右俣谷、左俣谷の流域と、左俣谷支流の穴毛谷の流域を中心とした周辺である(図6-2)。調査範囲は飛騨山脈から派生する山の稜線に囲まれていて、稜線は調査範囲で最も標高が高い笠ヶ岳(2897m)から抜戸岳(2813m)方向へは北東から南西方向にのびている。右俣谷と左俣谷を挟んだ東側には、飛騨山脈の主稜線である槍ヶ岳(3180m)、奥穂高岳(3190m)など3000m級の山々が連なり、全体的に急峻な地形である。穴毛谷上流の笠ヶ岳周辺には杓子(しゃくし)平などの氷河地形や周氷河性の平滑斜面が分布し、北東にのびる稜線は高度が2700m前後で、南東側に急で北西側に穏やかな非対称山稜となっている(長谷川, 1996)。以上の地形的特徴から、調査範囲は山稜や河川によって次の3つの区域に区分できる(図6-2)。

1) 笠ヶ岳を通る稜線の北西側 (①笠ヶ岳北西と表記、以下同様)



図6-1 調査位置図

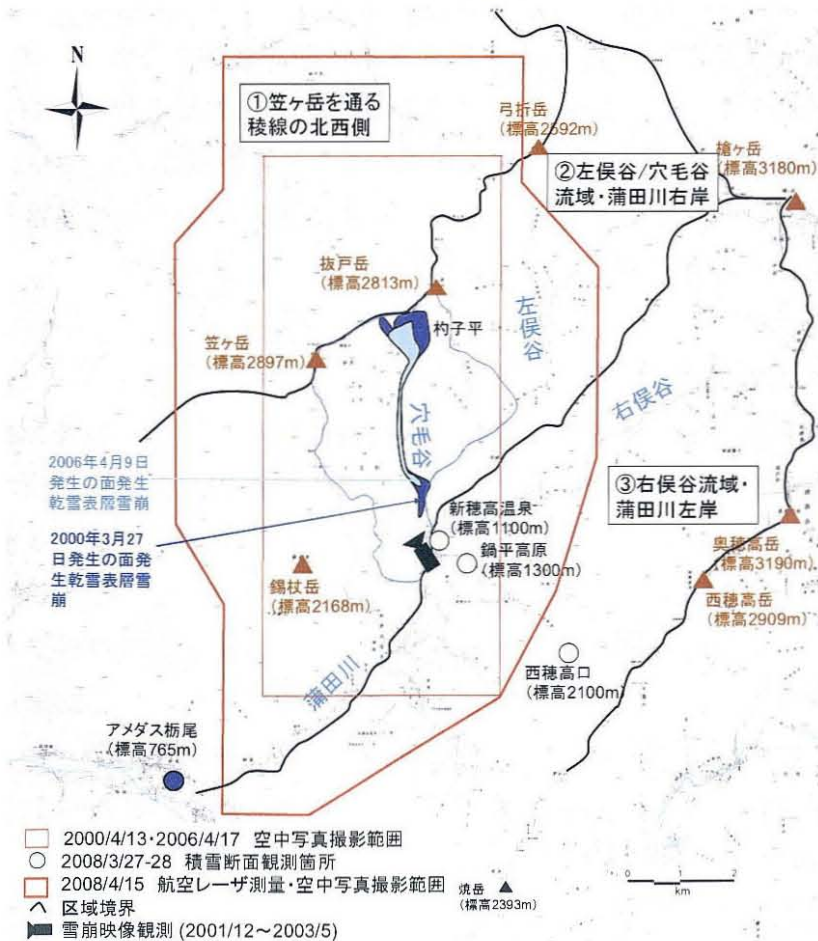


図6-2 調査範囲(笠ヶ岳・穴毛谷周辺)

2)左俣谷と穴毛谷の流域および蒲田川右岸の地域 (②左俣谷・穴毛谷)

3)右俣谷流域および蒲田川左岸の地域 (③右俣谷)

各区域の地形の特徴として、調査範囲の50mの数値地理情報(Digital Elevation Model: DEM)を用いてメッシュごとに斜面の標高、勾配(傾斜)と方位を求め、標高は100m、勾配は5度ごとの階級、方位は8方向に区分し、それぞれの頻度を図6-3から図6-5に示す。なお、階級の表示について30~35°は30°より大きく35°以下を表している。

標高は①笠ヶ岳北西の区域では1400m以上であり、②左俣谷・穴毛谷、③右俣谷の順に相対的に低標高となっている(図6-3)。斜面勾配は②左俣谷・穴毛谷の区域が他の区域よりも相対的に急勾配であり(図6-4)、斜面方位は①笠ヶ岳北西が西~北西、②左俣谷・穴毛谷が東~南東、③右俣谷が北~東向き以外の斜面が優勢である(図6-5)。

調査範囲の雪崩発生事例として、2000年3月27日に国内の記録では最大級の面発生の乾雪表層雪崩が発生した(図6-2)。この雪崩は穴毛谷上流の標高約2700m付近から発生し、発生量は約166万m³、流下距離は約4.6kmであった((社)日本雪氷学会, 2001)。また、平成18年豪雪の年である2006年4月9日には、穴毛谷上流の標高約2500m付近から大規模な面発生の乾雪表層雪崩が発生した(図6-2)。この雪崩の発生量は約10~20万m³、流下距離は約3.8kmであった(花岡ら, 2006b)。

なお、当地では2001年12月から2003年5月までの2冬期において、図6-2に示す位置でビデオカメラを用いた雪崩映像観測を行っている(秋山・武士, 2004)。観測の範囲は穴毛谷流域の西方の斜面であり、雪崩の発生標高は1700~2400mで流域全体の観測ではないが、2冬期で合計107回の雪崩が観測された。観測期間中の月ごとの種類別の雪崩発生状況を図6-6に示す。映像上では3月までは乾雪表層雪崩が89回発生したが湿雪雪崩の発

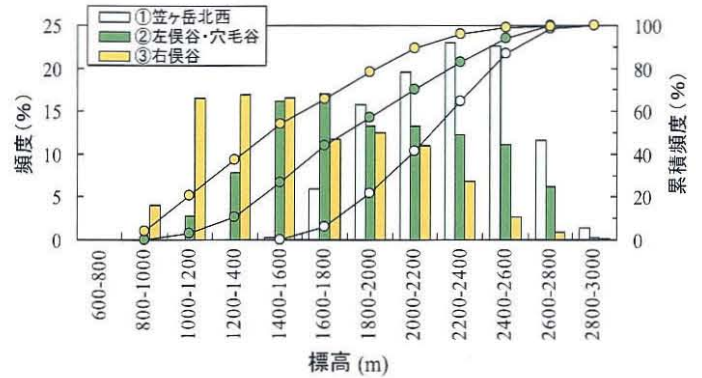


図6-3 調査範囲における標高の頻度

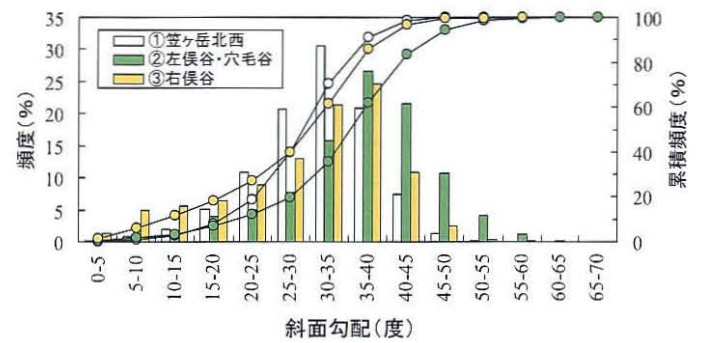


図6-4 調査範囲における斜面勾配の頻度

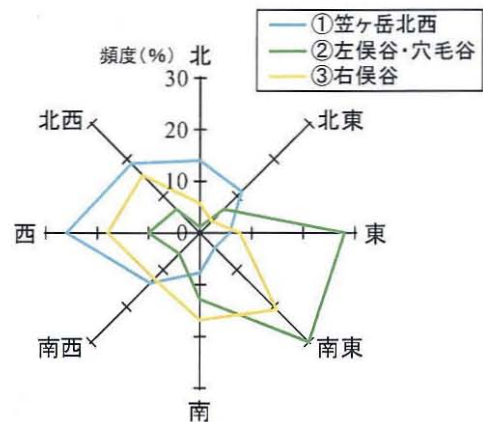


図6-5 調査範囲における斜面方位の頻度

生はほとんどなく、4月以降は全て湿雪雪崩であった。

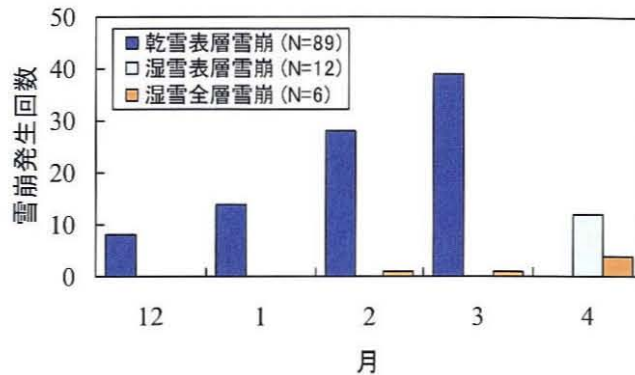


図6-6 雪崩映像観測による雪崩発生状況

6.3 調査方法

6.3.1 空中写真撮影・航空レーザ測量と雪崩の判読

調査範囲で実施した空中写真撮影の諸元を表 6-1 に示す。2000 年と 2006 年の撮影はフィルム航空カメラによるアナログ写真である。2008 年の撮影はデジタル航空カメラによるデジタルデータであり、航空レーザ測量と同時に撮影を実施した。空中写真撮影と航空レーザ計測の範囲は図 6-2 のとおりで、2008 年は約 90km² と広範囲に撮影した。

次に調査範囲で実施した航空レーザ測量の諸元を表 6-2 に示す。雪崩の形状を数値化することが目的のため、計測は積雪期間中の 1 回だけ行い、調査範囲では樹林が少ないことから、計測値はフィルタ処理等を行わない数値表層モデル (Digital Surface Model: DSM) として積雪表面の標高値を求めた。

表6-1 空中写真の撮影諸元

撮影年月日	撮影区域・撮影コース	撮影高度	縮尺	撮影枚数	備考
2000/4/13	①笠ヶ岳北西, ②左俣谷・穴毛谷, ③右俣谷 (2コース)	5290m	1/15000	18	アナログカメラ・カラー
2006/4/17	①笠ヶ岳北西, ②左俣谷・穴毛谷, ③右俣谷 (2コース)	3970m	1/10000	22	アナログカメラ・カラー
2008/4/15	①笠ヶ岳北西, ②左俣谷・穴毛谷, ③右俣谷 (25コース)	3800~4200m	1/10000	841	デジタルカメラ(1600万画素)・カラー

表6-2 航空レーザ測量の計測諸元

計測年月日	計測区域・計測コース	航空機			レーザ計測			DEM作成 間隔
		飛行高度	対地高度	飛行速度	反射点の 間隔	パルス 頻度	スキャン 角度	
2008/4/15	①笠ヶ岳北西, ②左俣谷・穴毛谷, ③右俣谷 (25コース)	3800~4200m	約1800m	時速約220km	2m	34000Hz, 36000Hz	25度	2 m

2000年と2006年撮影の空中写真については雪崩の痕跡を判読して、縮尺1/25000の地形図を基盤図として雪崩の形状を転写して雪崩の各要素の計測を行った。この2時期はアナログの空中写真で中心投影のため、写真の中央から離れるほどひずみが大きくなり、小規模な雪崩ほど形状の転写や要素の計測が困難で不正確となる。発生から停止までの痕跡が明瞭な雪崩を特定したが、規模の大きい雪崩から数値化を行ったため、判読が可能な全ての雪崩は網羅していない。

2008年撮影の空中写真については、正斜投影のオルソ画像と航空レーザ測量から得られたDSMを地理情報システム(GIS)上で重ねて、雪崩の形状に三次元の座標値を与えて数値化を行った。基本的に形状が決まれば全て座標値が設定できるため、発生から堆積までの痕跡が追跡できる雪崩は可能な限り数値化を行った。

雪崩の分類は面発生雪崩を対象として、発生区の地表が露出しているか否かで表層雪崩と全層雪崩の種類を判別し、積雪断面観測の状況から乾雪雪崩と湿雪雪崩を区別した。

6.3.2 雪崩の数値化

雪崩の数値的な諸元として、雪崩の発生から移動、堆積に関する地形的な要素は、第5章と同様に第2章の2.3.3の各要素を参考とした(図6-7)。なお、空中写真の場合は雪崩発生区の面積(S_R)を求めることが可能なため、発生区の要素として面積のデータを追加している。

雪崩の発生と堆積に関しては、発生区的面積(S_R)、発生区と堆積区の勾配(θ_R , θ_D)、雪崩の移動に関しては、経路の水平投影の到達距離(HL)、超過距離(Le)、落差(h)、直接見通し角(α_0)の各要素を対象として、これらの要素が全て算出が可能な雪崩を特定の対象とした。

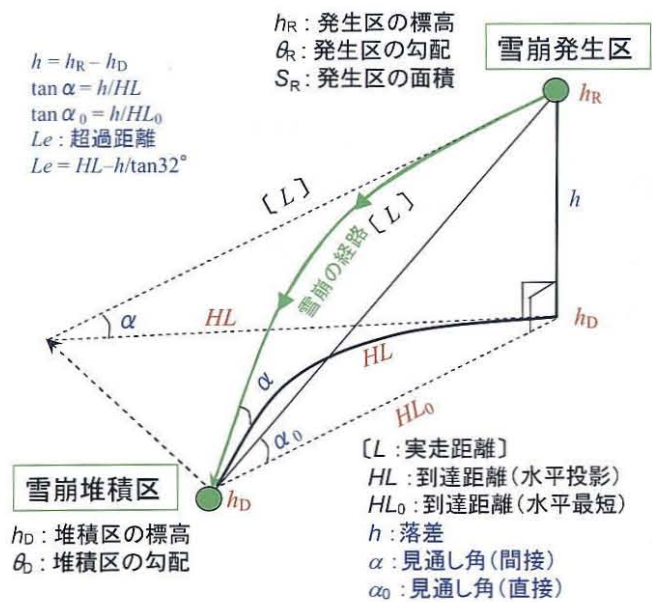


図 6-7 雪崩の地形要素(図 2-3 の再掲)

6.3.3 雪崩の地形要素, 流動性と発生数

雪崩の地形要素については、発生区と堆積区の勾配、見通し角、到達距離、落差の頻度分布の特徴および到達距離と落差の関係を把握した。雪崩の流動性に関しては第2章の2.3.3のとおりで、ここでは雪崩の規模として発生区面積と到達距離を対象として、発生区標高、直接見通し角、超過距離との関係および超過距離と発生区標高の関係を明らかにするとともに、雪崩の発生数との関係を調べた。

6.4 雪崩の発生と気象・積雪の状況

6.4.1 空中写真の判読による雪崩の発生状況

2000年4月13日と2006年4月17日撮影の空中写真の判読を行い、208個の雪崩を特定した(図6-8, 図6-9)。このうち、表層雪崩は187個、全層雪崩は21個であった。2008年4月15日撮影の空中写真を判読した結果を図6-10に示す。黒線で囲んだ部分が雪崩の発生区から堆積区までの痕跡であり、381個の雪崩を特定したが大部分が表層雪崩である。雪崩発生区の一例として、図6-10のAの範囲の空中写真を写真6-1に示す。多数の地点から雪崩が発生し、途中で複数の雪崩が合流して堆積区が不明瞭なものが多いが、これは2000年と2006年に撮影した空中写真でも同様の状況であった。

2008年4月15日に空中写真撮影と航空レーザ測量を行ったが、3月27日から28日に標高2100mの西穂高口(図6-2)において、双眼鏡を用いて調査範囲の雪崩発生状況を調査したところ、雪崩の発生は数ヶ所程度であった。4月12日に再び同様に現地で調査を行ったところ多数の雪崩の発生が確認されたため、4月15日に撮影された雪崩の大部分は3月28日以降に発生したと考えられる。

以上の3時期の空中写真で特定した雪崩の一覧を表6-3に示す。

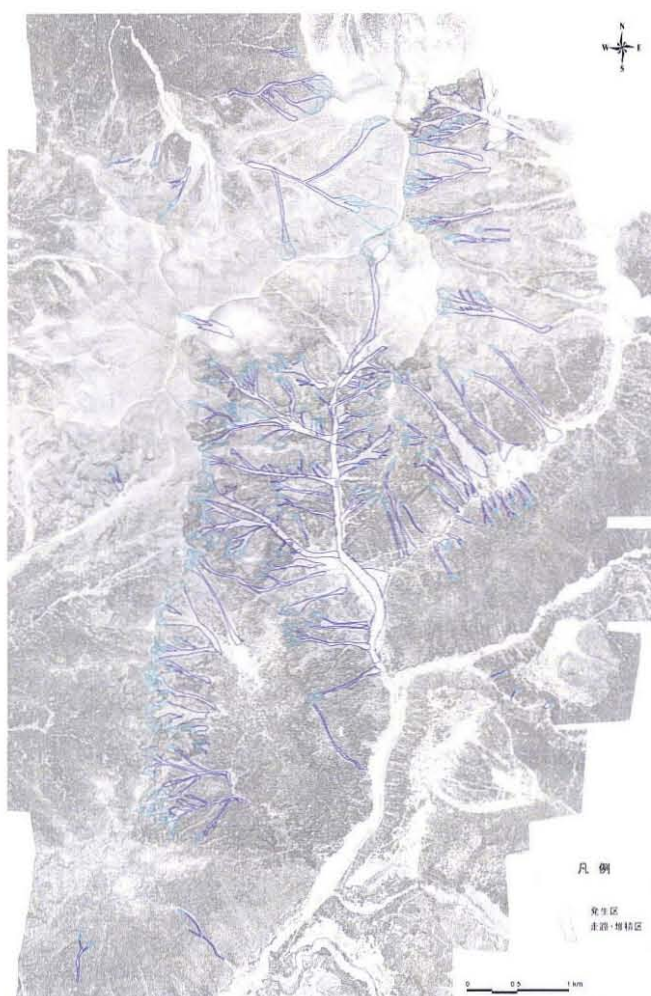


図6-8 2000年4月13日撮影の空中写真の判読による雪崩発生状況



図6-9 2006年4月17日撮影の空中写真の判読による雪崩発生状況

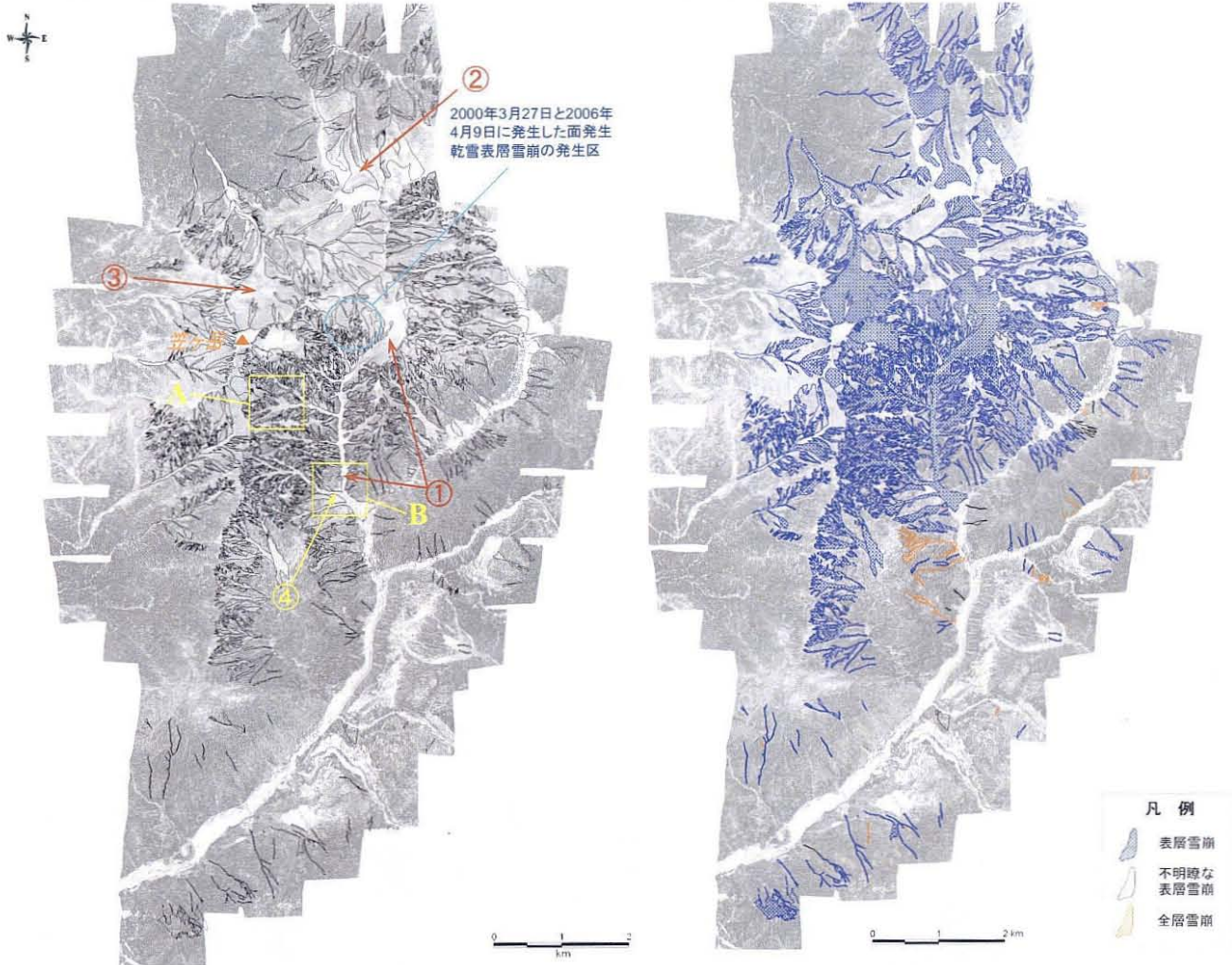


図6-10 2008年4月15日撮影の空中写真の判読による雪崩発生状



写真6-1 雪崩発生区の様相(図6-11のAの範囲)

表6-3 空中写真判読による雪崩の特定結果

空中写真の 撮影年月日	撮影範囲	特定した雪崩の数		
		表層雪崩	全層雪崩	合計
2000/4/13	①笠ヶ岳北西, ②左俣谷・ 穴毛谷, ③右俣谷の区域 (2008年は広範囲に撮影)	97	13	110
2006/4/17		90	8	98
2008/4/15		359	22	381
合計		546	43	589

6.4.2 大規模雪崩の発生状況

調査範囲の穴毛谷流域では、2000年と2006年に大規模な面発生の乾雪表層雪崩が発生している((社)日本雪氷学会, 2001; 花岡ら, 2006b)。2008年4月15日に撮影した空中写真においても、図6-10の①~③のような発生区面積の規模が大きい雪崩が確認できる。

①の雪崩の発生区は杓子平付近であり(図6-2)、2000年と2006年に発生した大規模雪崩の発生区よりも東側であった(図6-10)。

①の雪崩の堆積区である図6-10のBの範囲の空中写真を写真6-2に示す。北方向の穴毛谷から①の雪崩、北西方向から④の雪崩が流下して合流し、Bの範囲まで達している。堆積区の拡大画像を写真6-3に示すが、雪崩が合流している部分の△印で示す箇所をみると、①の雪崩の堆積区の一部が④の雪崩で覆われているため、①の雪崩が先に発生したことがわかる。



写真6-2 雪崩堆積区の状況(図6-11のBの範囲)



写真6-3 雪崩堆積区の状況(拡大)

現地には新穂高温泉から図 6-10 の B の範囲(写真 6-2 の範囲)を上流方向に望むライブカメラがあり、映像が Web 上で配信されている(高原川流域 LIVE 画像: <http://www.hrr.mlit.go.jp/jintsu/bousai/index.html>)。2008 年 3 月 27 日から 28 日の現地調査の後に、Web 上においてライブカメラの画像を定期的を確認した。映像のため悪天候時や夜間は画像が確認できないが、4 月 4 日には写真 6-4 に示すように①の雪崩の堆積区が画像で認められた。その後 4 月 8 日まで変化はなく、4 月 12 日の現地調査時には①と④の雪崩の痕跡が確認できた(写真 6-4)。3 月 27 日から 28 日の現地調査時に雪崩は発生していないので、①の雪崩は 3 月 28 日から 4 月 4 日、④の雪崩は 4 月 8 日から 12 日の間に発生したことがわかる。

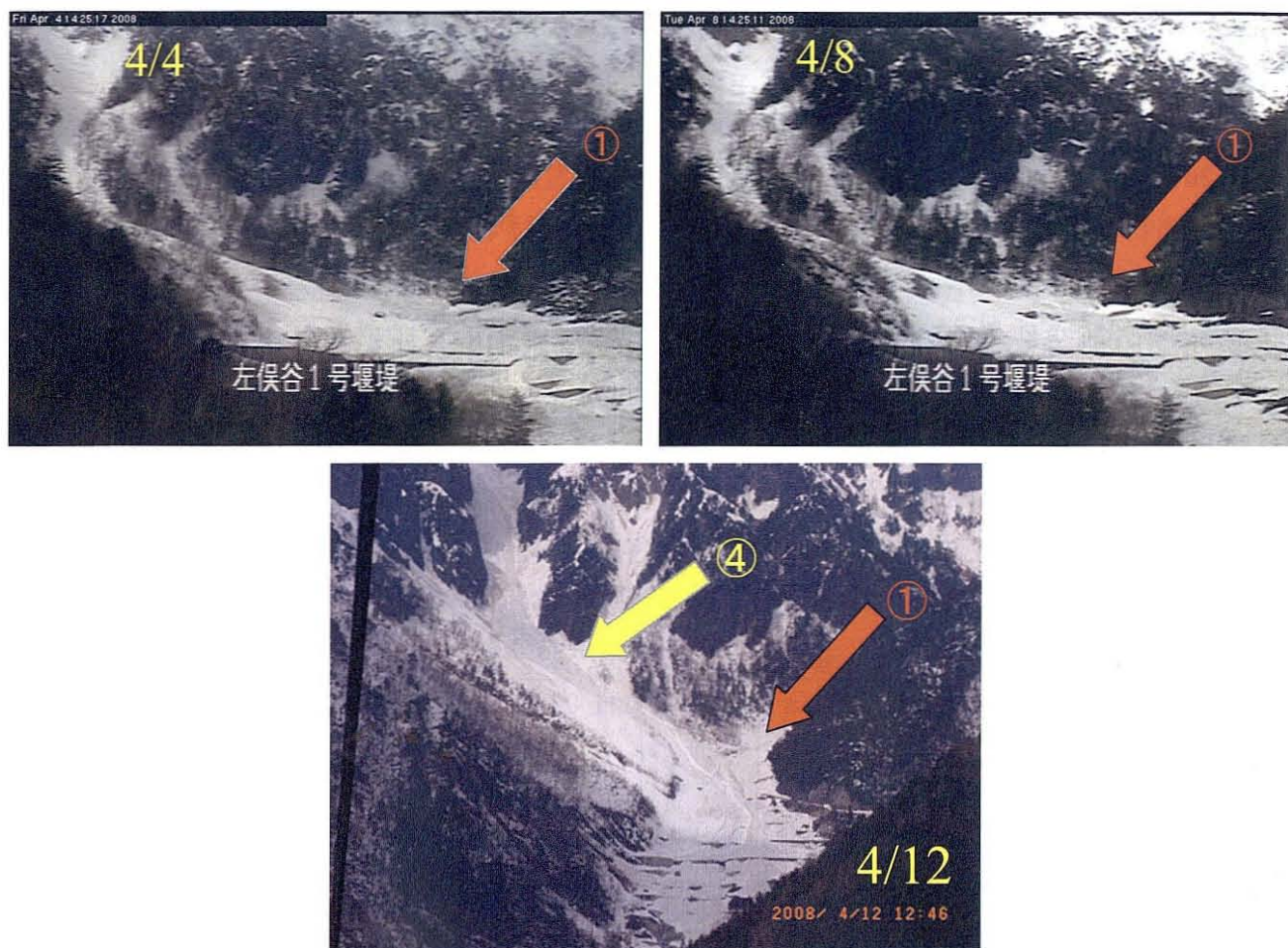


写真6-4 ライブカメラ画像(2008年4月4日, 4月8日)と現地調査時(4月12日)に撮影した写真による雪崩の発生状況

6.4.3 空中写真撮影年の積雪・気象状況と積雪断面観測

調査範囲周辺の毎冬期の積雪状況として、新穂高温泉から南西へ約 8km、標高 765m にアメダス栃尾がある(図 6-2)。ここでは積雪深は観測されていないため、過去 30 年間の 12 月から 4 月上旬までの降水量の推移を図 6-11 に示す。気温は負の期間が多くほとんどが降雪の形態と考えられるが、空中写真を撮影した 3 時期のうち、2007~2008 年の冬期の降水量は平年的な状況であり、1999~2000 年の冬期は平均の約 74%、2005~2006 年の冬期は平年の約 124%であった。

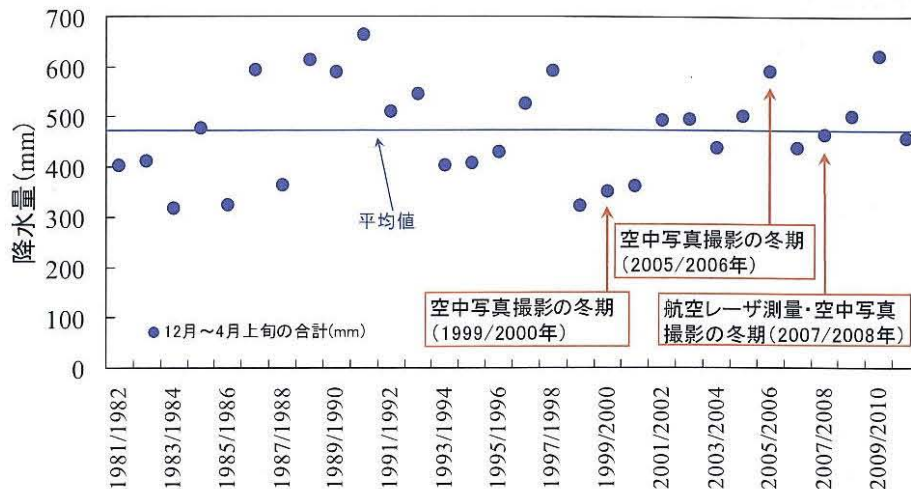


図6-11 アメダス栃尾における各冬期の降水量

2000年3月27日と2006年4月9日の大規模雪崩が発生した直後には、標高2100mの西穂高口付近で積雪断面観測が実施されており、いずれも積雪層内には弱層が確認されている((社)日本雪氷学会, 2001; 花岡ら, 2006b)。2008年は図6-2に示す標高別の3箇所において、航空レーザ測量と空中写真撮影を実施する前の3月27～28日に積雪断面観測を行った。その結果を図6-12に示す。標高1100m(新穂高温泉)と標高1300m(鍋平高原)では積雪深が1mに満たず、ざらめ雪を主体とした湿雪であったが、標高2100m(西穂高口)での積雪深は3.1mで乾雪であり、しまり雪やざらめ雪のほか、雪崩の弱層となるこしもざらめ層が多数確認された。現地で弱層テストは実施していないが、降雪による積雪荷重で弱層をすべり面とした表層雪崩が発生した可能性が高いと考えられる。

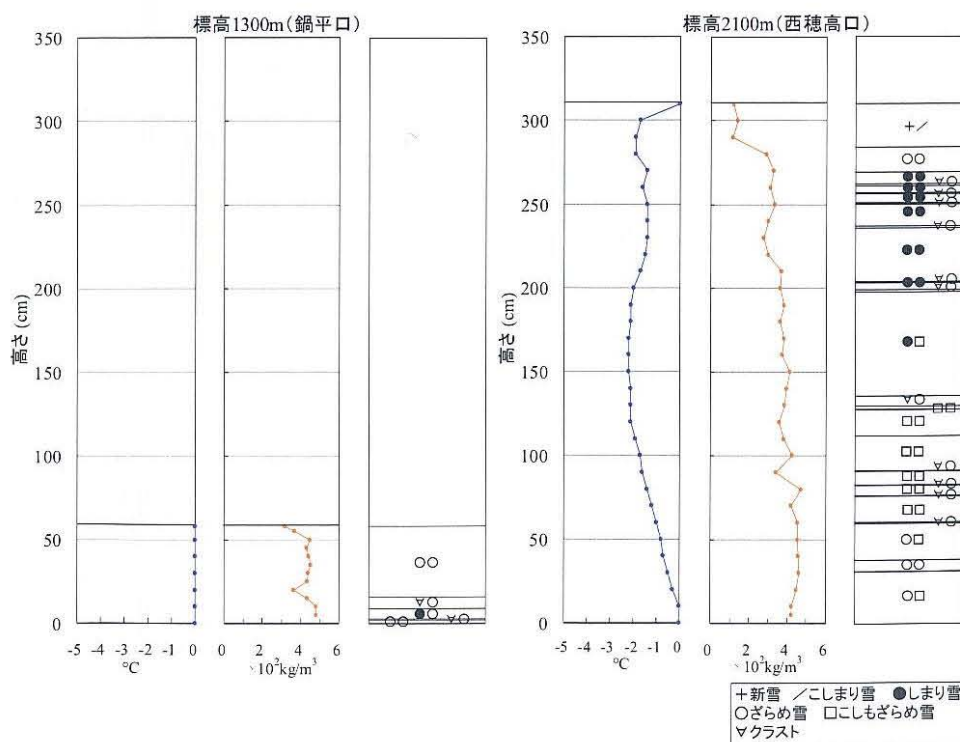


図6-12 積雪断面観測の結果(2008年3月27日, 28日)

これらの積雪断面観測の結果から、調査範囲では標高 2100m 以上で発生した雪崩は乾雪雪崩、2008 年では標高 1300m 以下で発生した雪崩は湿雪雪崩、それ以外は不明として空中写真判読による雪崩の乾雪と湿雪の区分を行った。雪崩の種類と雪の乾湿は表 6-4 のとおり区分した。

表6-4 雪崩の種類と雪の乾湿による区分

空中写真の 撮影年月日	撮影範囲	雪崩の種類・雪の乾湿						合計
		表層雪崩			全層雪崩			
		乾雪	湿雪	乾湿不明	乾雪	湿雪	乾湿不明	
2000/4/13	①笠ヶ岳北西、②左俣谷・ 穴毛谷、③右俣谷の区域 (2008年は広範囲に撮影)	40		57			13	110
2006/4/17		60		30			8	98
2008/4/15		173	8	178			22	381
合計		273	8	265	0	0	43	589
種類別計		546			43			

次に 2007 年 11 月から 2008 年 4 月までの気象について、調査範囲で最も標高が高い笠ヶ岳の山頂（標高約 2900m）を対象に、降水量はアメダス栃尾と同じと考えて、気温は一般的な気温減率による標高補正（ $-0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ）を行った結果を図 6-13 に示す。①と④の雪崩が発生した 3 月 28 日から 4 月 12 日までの期間の降水量については、3 月 30 日から 4 月 1 日は 33mm、4 月 7 日から 8 日は 28mm、4 月 10 日から 11 日は 42.5mm であった。

降雨と降雪の境界を 2°C として日平均気温を対象とすると、3 月 30 日から 4 月 1 日は標高約 1000m 以上が 2°C 以下、4 月 7 日から 8 日と 10 日から 11 日までは標高 2000m 以上が 2°C 以下となっていて、この期間はこれらの標高より高標高部で降雪があったと考えられる。降雪による積雪荷重で表層雪崩が発生したと考え、ライブカメラの画像や気象の状況とあわせて考えると、①の雪崩は 3 月 30 日から 4 月 1 日、④の雪崩は 4 月 10 日から 11 日に発生したと想定される。

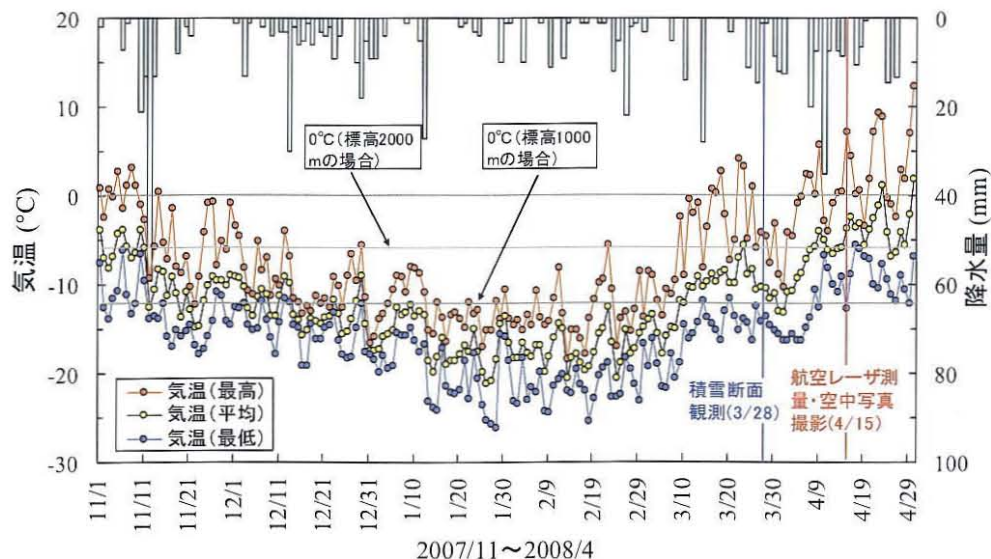


図6-13 降水量と標高2900mの気温(推定)の推移

6.5 雪崩の地形要素の特徴

6.5.1 発生区勾配と堆積区勾配の特徴

3 時期の空中写真の判読による 589 個の雪崩（表層雪崩 546 個，全層雪崩 43 個）の発生区勾配(θ_R) と堆積区勾配(θ_D)の階級別（5 度単位）の頻度について，雪崩の種類別に図 6-14 に示す．発生区勾配は 20～70°の範囲であり，表層雪崩は 35～50°，全層雪崩は 40～55°で多く発生し，累積頻度は表層雪崩の方が全層雪崩よりもやや勾配の緩い側に多いが，いずれも頻度が高いのは 40～50°の範囲である（図 6-14a）．正規性検定を行ったところ，いずれも正規分布を示している，t 検定（有意水準 5%）ではいずれも頻度分布は差異がない．数は少ないが，30°以下や 60°より大きい勾配でも発生している．

堆積区勾配は 0°未満（負の値で発生区の斜面とは逆の勾配）から 65°と分布の幅が大きい，表層雪崩と全層雪崩いずれも 20～40°の範囲で多い．最も頻度が高いのはいずれも 30～35°であり（図 6-14b），堆積区勾配は発生区勾配に比べて，表層雪崩で 10～15°，全層雪崩で 10°程度小さくなっており，累積頻度は表層雪崩と全層雪崩いずれも同様の傾向である．なお，正規性検定を行ったところ，いずれも正規分布ではないという結果になった．

次に，発生区と堆積区の勾配の頻度について，区域別に比較した結果を図 6-15 に示す．正規性検定を行ったところ，いずれも正規分布を示していたため t 検定を行ったところ，発生区勾配は②左俣谷・穴毛谷と③右俣谷の差異はないが，①笠ヶ岳北西とは差異があり，①笠ヶ岳北西の区域が小さい角度側に頻度が多い（図 6-15a）．堆積区勾配も同様に，t 検定では②左俣谷・穴毛谷と③右俣谷の差異はないが，①笠ヶ岳北西とは差異があって，①笠ヶ岳北西の区域が他の区域より小さい角度側に頻度が多い（図 6-15b）．これは，①の区域が 1400m 以上の高標高において，相対的に緩勾配であるなどの条件の違いから差異が生じているものと考えられる．

発生区と堆積区の勾配の頻度について，

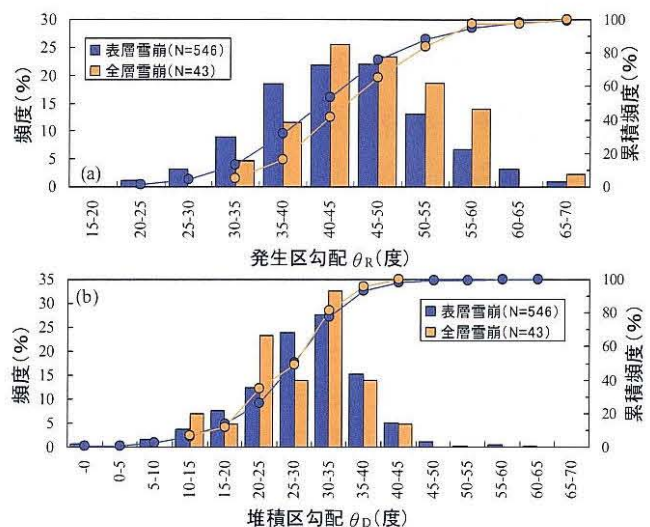


図 6-14 発生区・堆積区勾配の頻度 (a: 発生区勾配, b: 堆積区勾配)

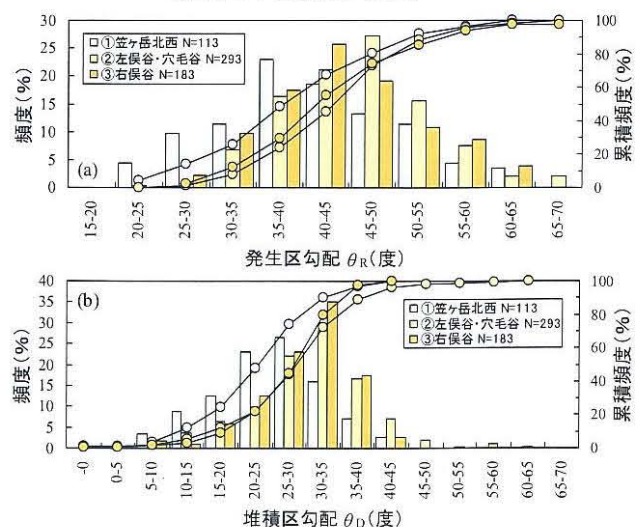


図 6-15 区域別の発生区・堆積区勾配の頻度 (a: 発生区勾配, b: 堆積区勾配)

冬期別に比較した結果を図 6-16 に示す。空中写真は 2008 年に広範囲の撮影を行っていて、他の 2 時期よりも多く雪崩を抽出しているが、どの冬期も頻度の傾向は類似していた。正規性検定を行ったところ、発生区勾配はいずれも正規分布を示しており、t 検定ではどの冬期も頻度の傾向は類似していた。

6.5.2 到達距離と落差の特徴

空中写真の判読で得られた 589 個の雪崩について、雪崩経路の水平投影の到達距離と落差の階級別 (200m 単位) の頻度を雪崩の種類別に図 6-17 に示す。いずれも階級が大きくなるほど数は少なくなり、到達距離の最大値は 4600m で表層雪崩と全層雪崩いずれも 0~200m までの頻度が多く、落差の最大値は 1650m で表層雪崩と全層雪崩いずれも 0~200m までの頻度が多い。到達距離と落差の頻度はいずれも表層雪崩の方が全層雪崩よりも値の大きい側に頻度が多く、相対的に規模の大きい雪崩が発生している。

次に到達距離と落差の頻度について、区域別に比較した結果を図 6-18 に示す。

到達距離の最も高い頻度はいずれの区域も 0~200m であり、累積頻度は①笠ヶ岳北西と②左俣谷・穴毛谷が右俣谷よりも到達距離が長い側に多いが、傾向は類似している。落差の最も高い頻度はいずれの区域も 0~200m であり、累積頻度は到達距離と同様である。

次に到達距離と落差の頻度について、冬期別に比較した結果を図 6-19 に示す。到達距離と落差についてはいずれも 2000 年の到達距離を除いて 0~200m の階級が最も高い頻度であり、傾向は類似していた。2008 年はいずれも 0~200m に占める割合が大きいが、これは 2008 年の空中写真は他の 2 時期よりも広範囲に撮影していて、航空レーザ測量を用いて発生から堆積までの痕跡が追跡できる雪崩は可能な限り数値化を行っていることが理由と考えられる。

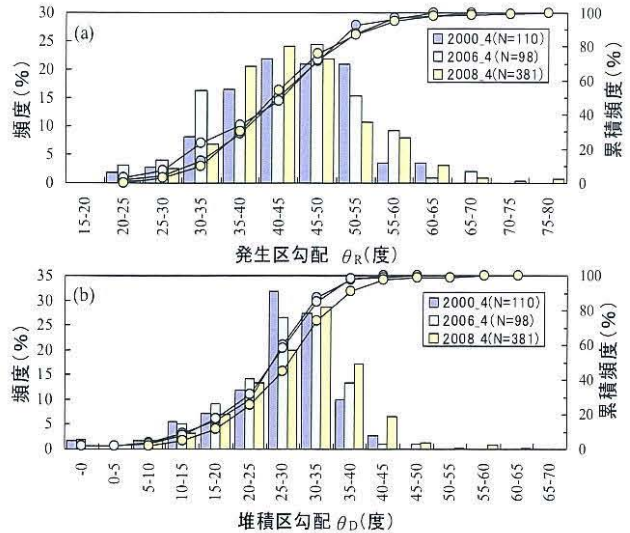


図6-16 冬期別の発生区・堆積区勾配の頻度 (a:発生区勾配, b:堆積区勾配)

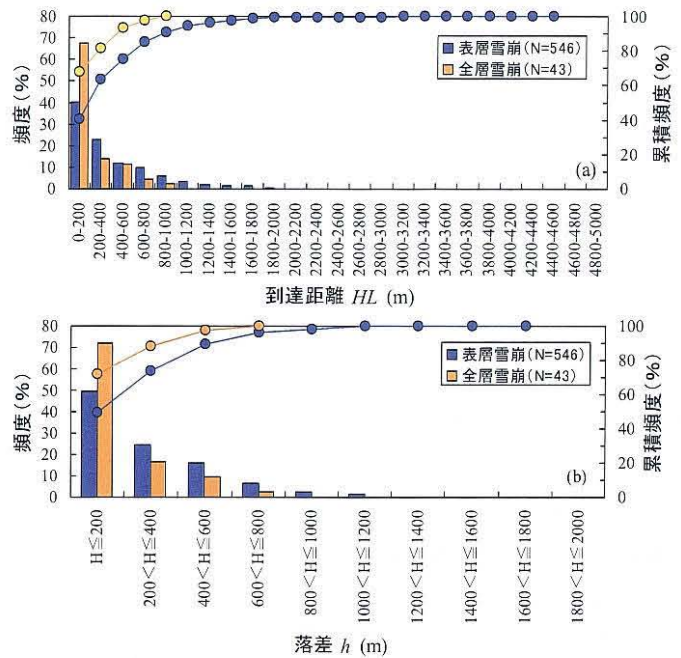


図6-17 到達距離と落差の頻度 (a:到達距離, b:落差)

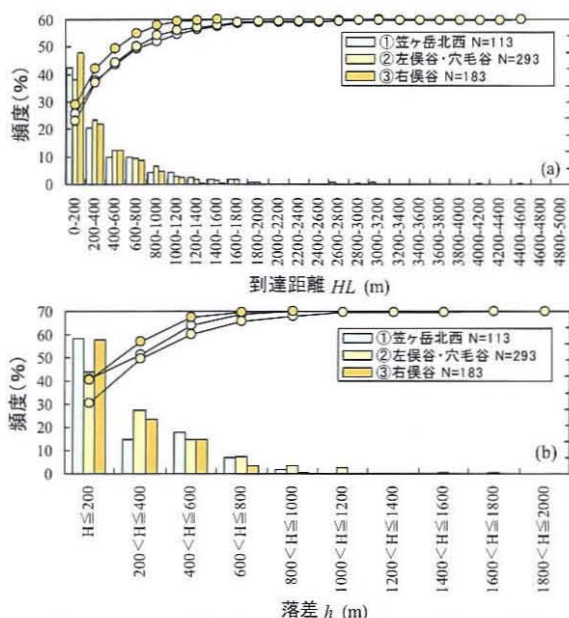


図6-18 区域別の到達距離と落差の頻度 (a:到達距離, b:落差)

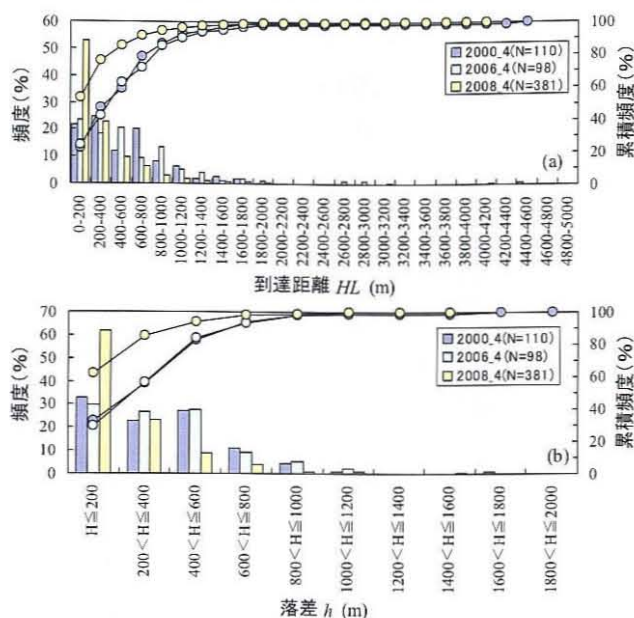


図6-19 冬期別の到達距離と落差の頻度 (a:到達距離, b:落差)

6.5.3 見通し角の特徴

直接見通し角(α_0)の階級別(2度単位)の頻度について、雪崩の種類と区域別に図6-20に示す。正規性検定を行ったところ、表層雪崩は36~38°付近を頂点とした正規分布である。全層雪崩は34~36°付近を頂点として緩勾配の頻度が少ないが、これはデータ数が43個と少ないことが原因と想定される(図6-20a)。なお、見通し角の最小値の基準である表層雪崩18°、全層雪崩24°(高橋, 1960)を下回る雪崩は表層雪崩が1つあった。

次に見通し角の頻度を区域別に比較した結果は図6-20bのとおりで、正規性検定を行ったところいずれも正規分布を示していて、t検定を行ったところ、②左俣谷・穴毛谷と③右俣谷の差異はないが、①笠ヶ岳北西とは差異があり、①笠ヶ岳北西が小さい角度側に頻度が多い。これは、標高や地形の傾斜、発生区、堆積区の勾配や斜面方位の頻度の違いで差異が生じているものと考えられる。

見通し角の頻度について、冬期別に比較した結果を図6-21に示す。正規性検定

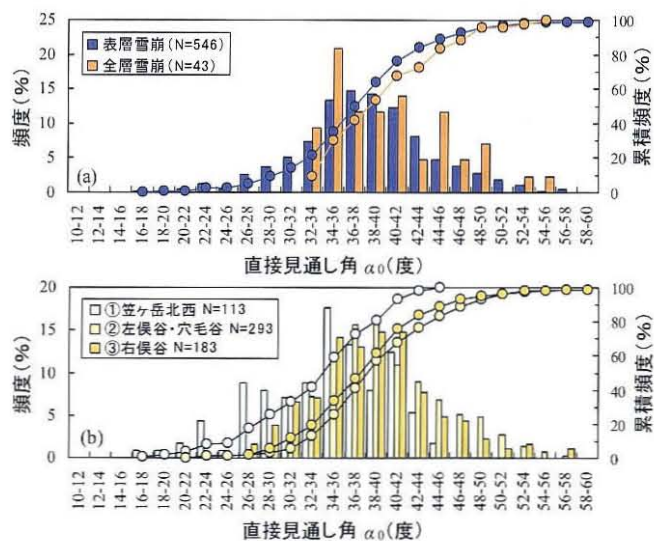


図6-20 直接見通し角の頻度(a:雪崩形態別, b:区域別)

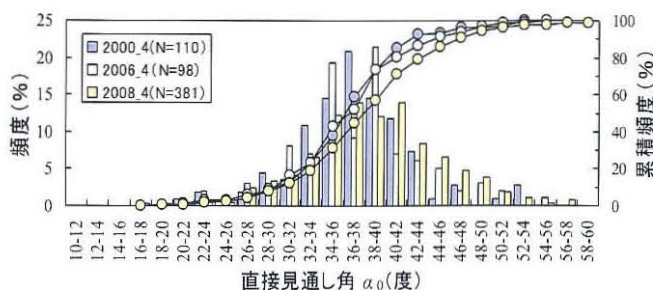


図6-21 冬期別の直接見通し角の頻度

を行ったところ、いずれも正規分布を示していて、t検定では2008年が他の年よりも異なるが、2000年と2006年は差異はなく、頻度の傾向は類似していてほとんど同じであった。

6.5.4 発生区面積と到達距離の関係

空中写真の判読による589個の雪崩について、発生区面積(S_R)と到達距離(HL)の関係を雪崩の種類別に図6-22に示す。全層雪崩の発生区面積は 10^4m^2 未満であり、発生区面積が大きいほど到達距離も大きくなる傾向がある。表層雪崩の発生区面積は約 $4.1 \times 10^5\text{m}^2$ にも及び、全体的に発生区面積が大きいほど到達距離が大きくなる傾向があるが、発生区面積が $5 \times 10^4\text{m}^2$ 、到達距離が1000mを超えるとばらつきが大きい。発生区面積と到達距離いずれも大きいのは乾雪表層雪崩である。発生区面積が 10^5m^2 を超える雪崩が5つあるが、2000年と2006年に発生した大規模雪崩と、2008年撮影の空中写真判読による①～③の雪崩であり(図6-10)、いずれも乾雪表層雪崩である。

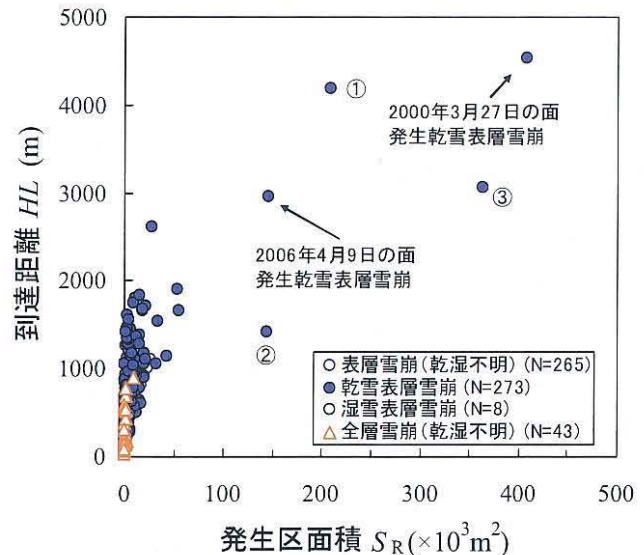


図6-22 雪崩の発生区面積と到達距離の関係

以上から、発生区面積とともに到達距離も雪崩の規模として扱うことが可能であると考えられる。

6.5.5 到達距離と落差の関係

空中写真の判読による589個の雪崩について、雪崩経路の水平投影の到達距離(HL)と落差(h)の関係を雪崩の種類別に図6-23に示す。全体的に雪崩の到達距離と落差とは直線関

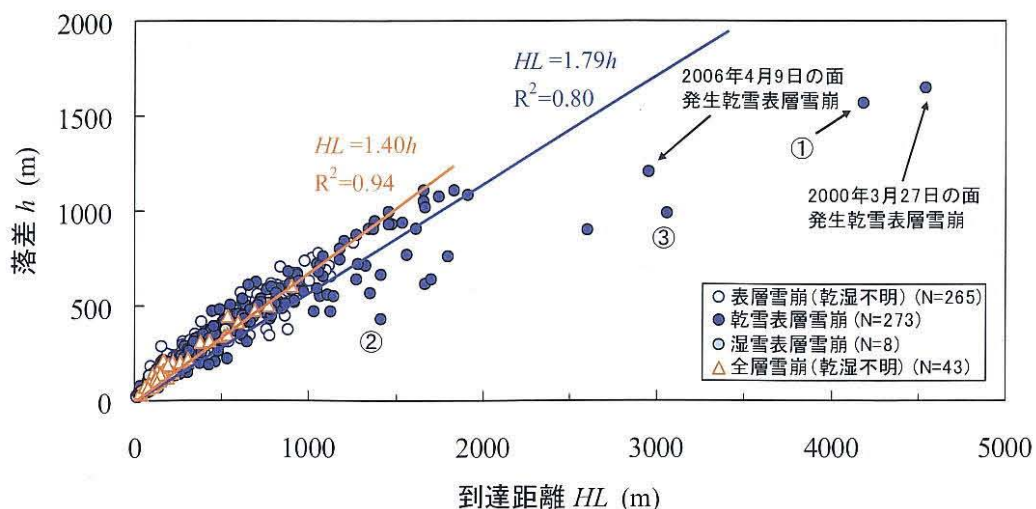


図6-23 雪崩の到達距離と落差の関係

係であるが、落差が大きいと到達距離の値はばらついて、落差に応じて到達距離が長くなる傾向となっている。回帰分析では表層雪崩、全層雪崩の到達距離(HL)と落差(h)はそれぞれ、

$$HL = 1.79h \quad \dots\dots(1),$$

$$HL = 1.40h \quad \dots\dots(2)$$

の関係となっていて、同じ落差では表層雪崩の方が全層雪崩より到達距離は平均的に約 1.3 (1.79/1.40) 倍ほど大きくなっていて、表層雪崩の方が全層雪崩よりも到達距離が長くなる傾向があると考えられる。

6.5.6 発生区面積と発生区勾配・堆積区勾配の関係

雪崩の規模の指標としての発生区面積(S_R)と、発生区勾配(θ_R)の関係を雪崩の種類別に図 6-24 に示す。発生区面積と発生区勾配には特に関係はみられないが、発生区面積が小さい場合の発生区勾配の角度は $20\sim 70^\circ$ の広範囲に分布していて、発生区面積が 10^5m^2 以上の大きい雪崩の発生区勾配は $21\sim 35^\circ$ である。なお、図には示していないが発生区面積の代わりに到達距離(HL)を用いても全体的な傾向は同様であり、到達距離が短い場合は発生区勾配の角度は広範囲に分布していて、到達距離が 1000m 以上の大きい雪崩の発生区勾配は $20\sim 50^\circ$ に多く、到達距離が 2000m を超える 5 つの雪崩の発生区勾配は $21\sim 35^\circ$ である。

発生区面積が 10^5m^2 以上の規模の大きい雪崩は、2000 年と 2006 年に発生した大規模雪崩と、2008 年撮影の空中写真による①～③の雪崩 (図 6-10) であり、いずれも乾雪表層雪崩である。

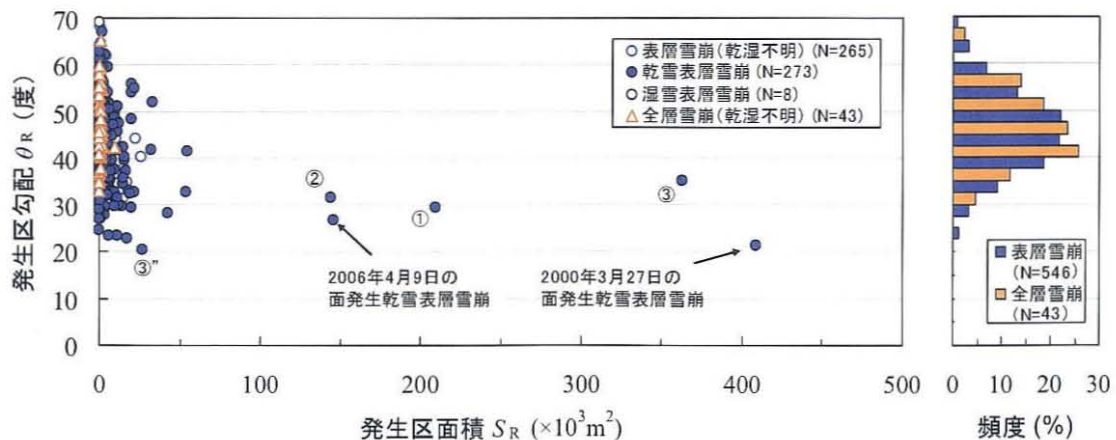


図6-24 雪崩の発生区面積と発生区勾配の関係

次に発生区面積と堆積区勾配の関係について、雪崩の種類別に図 6-25 に示す。発生区面積と堆積区勾配についても特に関係はみられないが、発生区面積が 10^5m^2 を超えると雪崩の堆積区勾配は 16° 以下の範囲であり、雪崩の規模が大きいほど堆積する傾斜は緩い角度となる傾向がある。なお、図には示していないが発生区面積の代わりに到達距離(HL)を

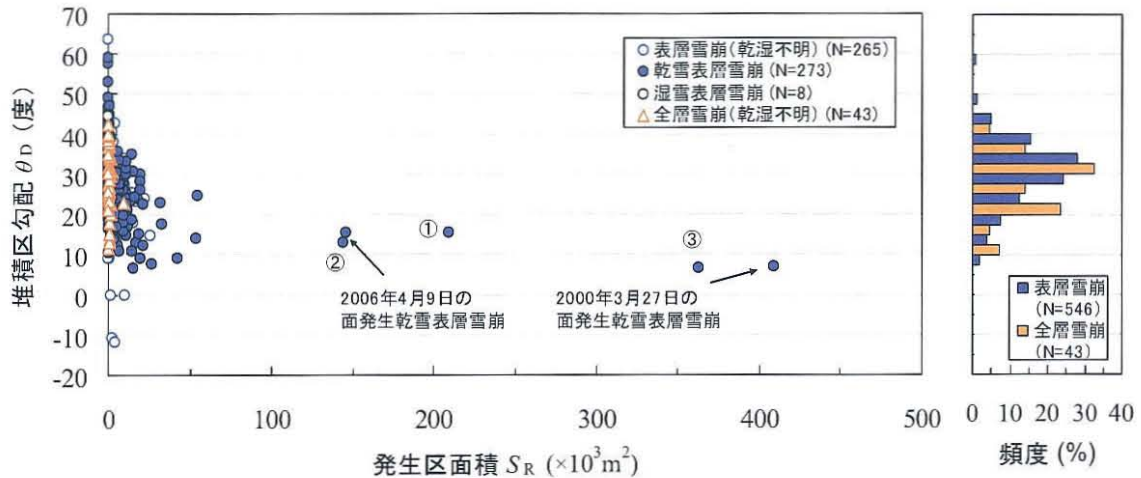


図6-25 雪崩の発生区面積と堆積区勾配の関係

用いても全体的な傾向は同様であり、到達距離が 2000m を超えると雪崩の堆積区勾配は 16°以下の範囲である。

雪崩の発生区と堆積区の勾配については、6.5.1のとおり最も頻度が高いのは前者で 40～50°、後者では 30～35°である。発生区面積や到達距離が大きい雪崩の発生区勾配と堆積区勾配は、雪崩全体として最も頻度が高い角度よりも緩い勾配となっている。

6.6 雪崩の流動性

6.6.1 発生区面積と発生区標高、見通し角、超過距離の関係

雪崩の発生量が判明している 17 件の雪崩調査の文献を用いて、雪崩の流動性に関する調査が行われており (和泉, 1986)、雪崩の発生量と発生区標高、直接見通し角、超過距離の関係については、第2章の 2.3.3 のとおりである。ここでは雪崩発生量の代わりに雪崩発生区の面積を対象として、3 時期の空中写真判読による 589 個の雪崩について、発生区面積(S_R) と発生区標高(h_R)の関係を雪崩の種類別に図 6-26 に示す。

発生区の標高は 1090～2870m と広範囲であり、発生区面積が 10^4m^2 以下の雪崩や表層雪崩はどの標高でも発生しているが、全層雪崩は標高 2150m 以下で発生している。発生区の標高が高くなるほど発生区面積が増大する乾雪表層雪崩も存在していて、発生区面積が 10^5m^2 を超えていて高標高部で発生した雪崩は、2000 年と 2006 年に発生した大規模雪崩と、2008 年撮影の空中写真による①～③の雪崩であり (図 6-10)、

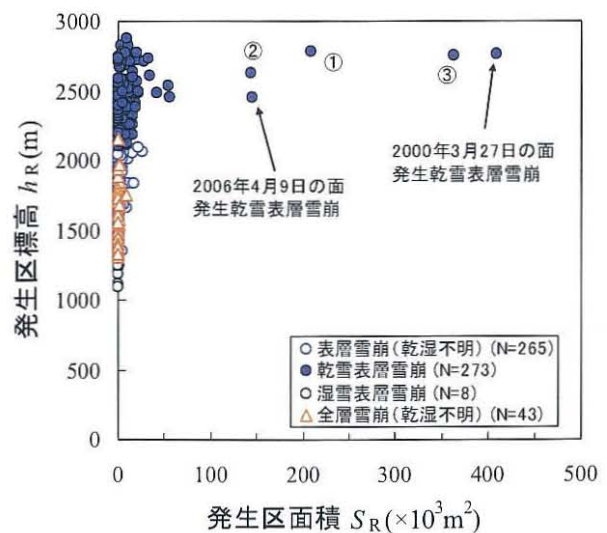


図6-26 雪崩の発生区面積と発生区標高の関係

いずれも乾雪表層雪崩である。

次に発生区面積(S_R)と直接見通し角(α_0) の関係について、雪崩の種類別に図 6-27 に示す。図には見通し角の最小値の基準として、表層雪崩 18° 、全層雪崩 24° (高橋, 1960) をそれぞれ実線で示している。発生区面積が 10^4m^2 以下の雪崩は見通し角の分布の幅が大きい。全体的に発生区面積が大きくなると見通し角は小さくなる傾向にある。なお、見通し角の基準を下回る雪崩は、②の乾雪表層雪崩 (図 6-10) の 1 事例 (17.9°) がある。

発生区面積(S_R)と超過距離(L_e)の関係について、雪崩の種類別に図 6-28 に示す。発生区面積と到達距離の関係 (図 6-22) と全体的な傾向は類似しており、発生区面積が大きいほど超過距離は大きくなる傾向にある。全層雪崩の超過距離は 0m を超えるものはなかったが、乾雪表層雪崩は超過距離が最大で約 1900m に達しており、発生区面積の増加に従って超過距離が増大している。

以上については雪崩の規模として発生区面積を用いたが、発生区面積の代わりに到達距離を用いても図には示していないが全体的な傾向は変わらない。

6. 6. 2 超過距離と発生区標高の関係

3 時期の空中写真判読による 589 個の雪崩の超過距離(L_e)と発生区標高(h_R)の関係について、雪崩の種類別に図 6-26 に示す。表層雪崩は標高が 2400m 付近を超えると超過距離が増大し、超過距離が 1000m を超える雪崩も発生しているが、これらは乾雪表層雪崩であり、標高に従って直線的に増大する傾向がみられる。全層雪崩は標高 2150m 以下で発生していて、超過距離は 0m を超えるものはなかった。

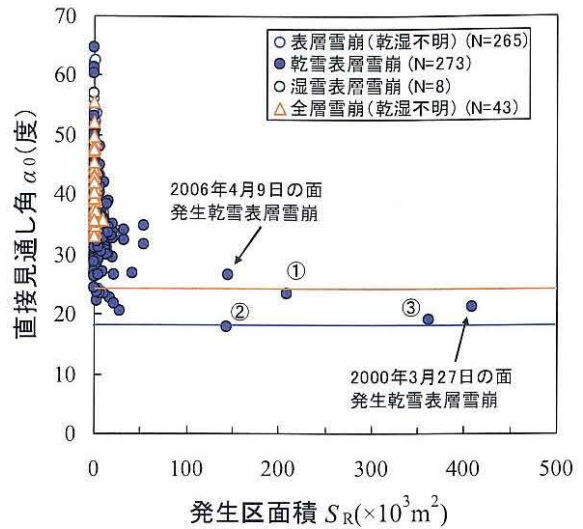


図6-27 雪崩の発生区面積と見通し角の関係

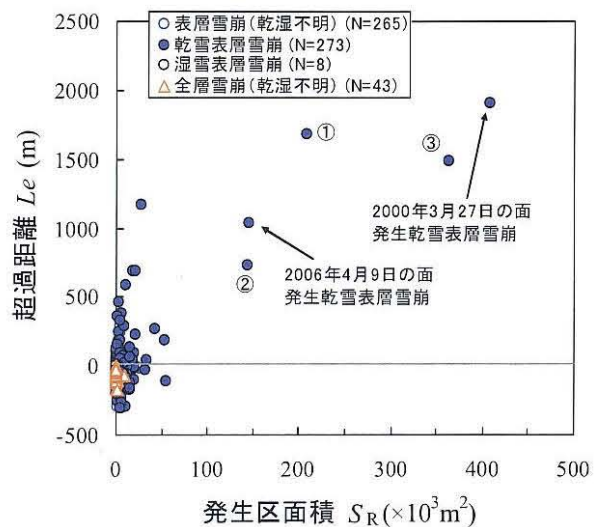


図6-28 雪崩の発生区面積と超過距離の関係

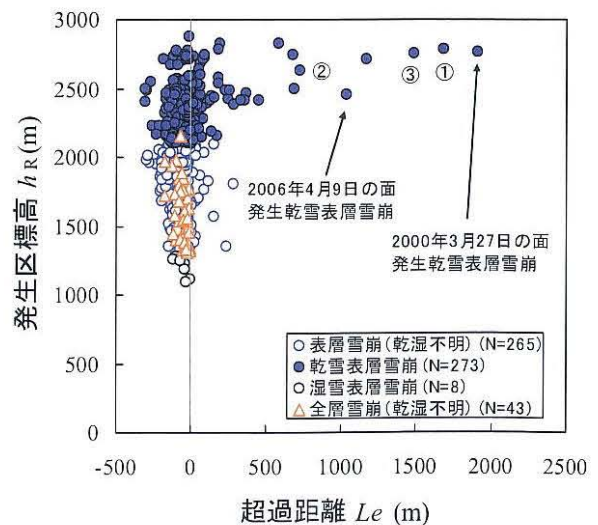


図6-29 雪崩の超過距離と発生区標高の関係

以上の 6.6.1 と 6.6.2 の関係は、基本的には和泉(1986)の結果と類似している。全層雪崩は超過距離が 0m を超えず、規模や標高に関わらず流動性の特徴はみられないが、乾雪表層雪崩は規模や標高が大きくなるに従って超過距離が増大し、流動性が増す特徴がある。

6.7 雪崩の発生規模と発生頻度

6.7.1 発生区面積・到達距離と発生数

空中写真判読によって得られた 589 個の雪崩について、雪崩の規模として発生区面積と到達距離を対象として、雪崩の発生数との関係について検討を行った。発生区面積の階級(5000m²単位)ごとに含まれる雪崩発生数について、各階級の間値と発生数の関係を図 6-30 に示す。ここで n は各階級に含まれる雪崩の発生数、 N はそれよりも大きな階級値の面積をもつ雪崩を含めた累積の発生数である。

図 6-26 から 6-28 に示すように、発生区面積が約 60000m² (図 6-30 の横軸では約 4.8) までの雪崩の発生数は多いものの、それ以上で発生している雪崩は非常に少なくまばらになる。これらの発生区面積が 60000m² を超える雪崩は規模が大きく例外と考えて除外すると、発生区面積が大きい(小さい)雪崩ほど発生数が少ない(多い)という傾向があり、発生区面積(S_R)と発生数(n)には、

$$\log_{10} n = -a \cdot \log_{10} S_R + b \quad (a, b \text{ は係数}) \quad \dots\dots(3)$$

の関係がある。これは、

$$n = C \cdot S_R^{-a} \quad \dots\dots(4)$$

という“べき乗則”の関係が成り立っていることと同じである。ここで C は係数、 a は指数であり、各階級の雪崩発生数である n の a の値は約 2.0 である。

次に到達距離の階級(500m 単位)ごとに含まれる発生数について、同様に図 6-31 に示す。到達距離の場合も同様に、図 6-22 や図 6-23 のとおり約 2000m (図 6-31 の横軸では約 3.3) までの雪崩の発生数は多いものの、それ以上で発

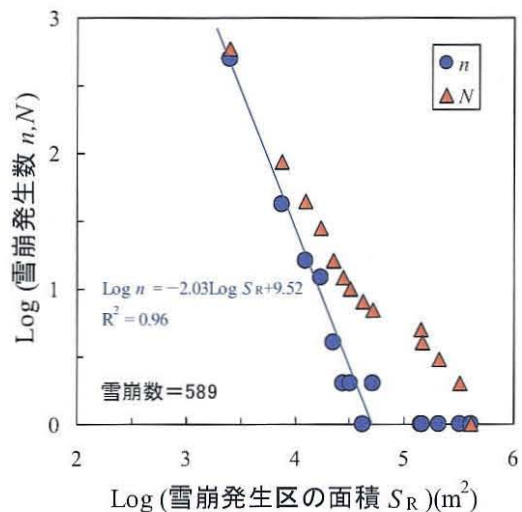


図6-30 雪崩発生区の面積と発生数の関係

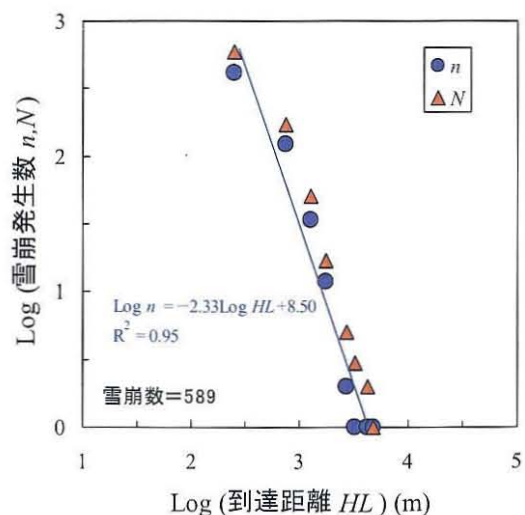


図6-31 雪崩の到達距離と発生数の関係

生している雪崩は非常に少なくまばらになるが、全体ではべき乗則の関係が成り立っていて、各階級の雪崩発生数である n の α の値は約 2.3 である。

指数である α の値は小規模から大規模までの雪崩の発生割合を示しているが、3 時期の空中写真判読による雪崩全体を対象とした場合、発生区面積と到達距離が 2 倍になると、発生数は $1/2^\alpha$ 倍となるので、それぞれ約 $1/4$ ($1/2^{2.0}$)、 $1/5$ ($1/2^{2.3}$) 倍の関係となっている。

6.7.2 区域・冬期・雪崩種類別の発生規模と発生数

空中写真判読によって得られた 589 個の雪崩の区域別の発生区面積、到達距離と発生数の関係について、各階級の雪崩発生数である n の α の値を表 6-5 に示す。なお、発生区面積が 60000m^2 以上の雪崩は除外している。図 6-7 に示すとおり、空中写真を撮影した年の冬期は、1999~2000 年の冬期は平年より少雪、2005~2006 年の冬期は平年より多雪、2007~2008 年の冬期は平年的な積雪状況と異なっていて、空中写真は図 6-2 のとおり 2008 年には他の 2 時期よりも広範囲に多数の雪崩を抽出している。

発生区面積、到達距離いずれも大きな差異はないが、③右俣谷の区域の値が最も大きくなっている。これは③右俣谷の区域ほど規模の大きい雪崩がより起こりにくいという傾向を示していて、発生区面積が 2 倍になると、発生数は①笠ヶ岳北西、②左俣谷・穴毛谷、③右俣谷の区域の順番に約 0.31 ($1/2^{1.7}$)、 0.31 ($1/2^{1.7}$)、 0.23 ($1/2^{2.1}$) 倍となる。同様に到達距離が 2 倍になると、発生数は順番に約 0.29 ($1/2^{1.8}$)、 0.25 ($1/2^{2.0}$)、 0.19 ($1/2^{2.4}$) 倍の関係となっている。

次に、冬期別の α の値を表 6-6 に示す。同様に発生区面積が 60000m^2 以上の雪崩は除外しているが、冬期別の n の α の値は大きな差異がみられず、ほとんど同じ値となっている。

同様に雪崩種類別の α の値を表 6-7 に示す。湿雪雪崩は 8 個のため値を求めることができないため除外しているが、 α の値は表層雪崩と雪崩全体は同じ値であり、全層雪崩は若干大きな値となっている。乾雪雪崩の値は最も小さく、発生区面積が 2 倍になると、発生数は $1/2^\alpha$ 倍となるので、乾雪雪崩、表層雪崩、全層雪崩の順に約 0.29 ($1/2^{1.8}$)、 0.25 ($1/2^{2.0}$)、

表6-5 区域別の発生区面積・到達距離と発生数

区域別の発生区面積と発生数			
冬 期	雪崩数 n	α	R^2
①笠ヶ岳北西	113	1.7	0.96
②左俣谷・穴毛谷	293	1.7	0.87
③右俣谷	183	2.1	0.92
調査範囲全体	589	2.0	0.96

区域別の到達距離と発生数			
冬 期	雪崩数 n	α	R^2
①笠ヶ岳北西	113	1.8	0.96
②左俣谷・穴毛谷	293	2.0	0.94
③右俣谷	183	2.4	0.88
調査範囲全体	589	2.3	0.95

表6-6 冬期別の発生区面積・到達距離と発生数

冬期別の発生区面積と発生数			
冬 期	雪崩数 n	α	R^2
1999/2000	110	1.8	0.92
2005/2006	98	1.9	0.98
2007/2008	381	1.8	0.88
3冬期全体	589	2.0	0.96

冬期別の到達距離と発生数			
冬 期	雪崩数 n	α	R^2
1999/2000	110	2.0	0.93
2005/2006	98	2.2	0.96
2007/2008	381	2.2	0.98
3冬期全体	589	2.3	0.95

0.19 ($1/2^{2.4}$) 倍となり; 到達距離が2倍になると発生数は順に約 0.27 ($1/2^{1.9}$), 0.20 ($1/2^{2.3}$), 0.18 ($1/2^{2.5}$) 倍の関係となっている。

表6-7 雪崩種類別の発生区面積・到達距離と発生数

雪崩種類別の発生区面積と発生数				雪崩種類別の到達距離と発生数			
雪崩の種類	雪崩数 n	α	R^2	雪崩の種類	雪崩数 n	α	R^2
表層雪崩	546	2.0	0.96	表層雪崩	546	2.3	0.95
全層雪崩	43	2.4	0.98	全層雪崩	43	2.5	0.90
乾雪雪崩	274	1.8	0.92	乾雪雪崩	274	1.9	0.94
湿雪雪崩	8	-	-	湿雪雪崩	8	-	-
雪崩全体	589	2.0	0.96	雪崩全体	589	2.3	0.95

6.8 まとめ

大規模雪崩が発生する地域において、2 時期の空中写真と、航空レーザ測量と空中写真を組み合わせた 1 時期のデータを用いて、乾雪の表層雪崩が主体である 589 個の雪崩の数値情報を取得して、雪崩の種類や、発生から移動、堆積に関する各要素の頻度や要素間の関係と、雪崩の発生区面積や到達距離を規模として、発生数との関係に関する検討を行った。主な結果は次のとおりである。

①雪崩の発生状況

空中写真判読から 589 個の雪崩を特定したが、546 個が表層雪崩、43 個が全層雪崩であり、乾雪表層雪崩は 273 個であった。

②雪崩の発生から移動、堆積に関する地形要素

- 1) 雪崩の発生区勾配は表層雪崩は $35\sim 50^\circ$ 、全層雪崩は $40\sim 55^\circ$ で多く発生し、いずれも $40\sim 50^\circ$ の範囲の頻度が最も高い。
- 2) 堆積区勾配は発生区の斜面とは逆の勾配である 0° 未満 (負の値) から 65° の範囲にあって、表層雪崩と全層雪崩いずれも $20\sim 40^\circ$ の範囲で多く、最も頻度が高いのはいずれも $30\sim 35^\circ$ である。堆積区勾配は発生区勾配に比べて、表層雪崩で $10\sim 15^\circ$ 、全層雪崩で 10° 程度小さい。
- 3) 直接見通し角は全層雪崩では $34\sim 36^\circ$ が多く、表層雪崩では $36\sim 38^\circ$ を頂点とした正規分布に近い形となっている。
- 4) 雪崩の地形要素の頻度を冬期別に比較しても差異はないが、区域別ではいずれも①笠ヶ岳北西の区域が最も角度が小さい。
- 5) 雪崩の発生区面積が大きいほど到達距離は大きくなる傾向があるが、表層雪崩の方が発生区面積と到達距離いずれも大きく、発生区面積が 10^5m^2 以上、到達距離が 2000m を超える大きい雪崩は乾雪表層雪崩であり、発生区勾配は $21\sim 35^\circ$ の範囲に分布している。
- 6) 到達距離と落差とは全体的に比例関係となっており、落差が大きくなると到達距離との関係はばらつき、落差に応じて到達距離が長くなる傾向にある。表層雪崩、全層雪崩の

到達距離(HL)と落差(h)の関係は、平均的にそれぞれ $HL = 1.79h$, $HL = 1.40h$ となっていて、同じ落差では表層雪崩の方が全層雪崩よりも到達距離が約 1.3 倍ほど大きい。

③雪崩の発生量と流動性

- 1) 発生区面積が 10^4m^2 以下の雪崩や表層雪崩はどの標高でも発生しているが、全層雪崩は標高が 2150m 以下で発生していて、標高 2400m 付近より高標高で発生区の標高が高くなるほど発生区面積が増大する乾雪表層雪崩も存在する。
- 2) 全体的に発生区面積が大きくなるにつれて見通し角の幅は狭まり、角度は小さくなる傾向になっている。
- 3) 発生区面積が大きいほど超過距離は大きくなる傾向にあり、全層雪崩の超過距離は 0m を超えるものはなかったが、乾雪表層雪崩は超過距離が最大で約 1900m まで達しており、発生区面積の増加に従って超過距離が増大している。
- 4) 表層雪崩は標高が 2400m 付近を超えると超過距離が増大する雪崩が存在し、これらは乾雪表層雪崩であるが、標高に従って直線的に増大する傾向がみられた。全層雪崩は標高 2150m 以下で発生していて、超過距離は 0m を超えるものはなかった。
- 5) 全層雪崩の超過距離は 0m 以下であったが、表層雪崩では乾雪表層雪崩で超過距離が大きくなる事例があり、大規模雪崩の流動性の特徴を示している。

④雪崩の発生規模と発生頻度

- 1) 雪崩の規模として発生区面積と到達距離を対象とした場合、発生区面積が 10^5m^2 を超えるような大規模な雪崩を除くと、雪崩の発生数は到達距離が大きい(小さい)雪崩ほど発生数が少ない(多い)という傾向があり、発生規模と発生数にはべき乗則の関係が成り立っている。
- 2) べき乗の指数である α の値は乾雪雪崩が最も小さいという特徴がみられ、区域や雪崩種類別では異なっていた。
- 3) 空中写真を撮影した年の冬期はいずれも積雪状況は異なっていたが、 α の値に冬期別の違いはみられなかった。

以上の①から④の結果について、空中写真を撮影した年の冬期はいずれも積雪状況は異なっていたが、冬期別の違いはみられなかった。このような特徴はどの冬期でも同様であるのかは不明であり、少雪や豪雪時との比較が必要である。また、第5章と同様に空中写真の撮影時期や積雪量、乾雪・湿雪雪崩など雪の乾湿による違いや、雪崩の発生規模に関する内容は今後の課題である。

なお、図 6-1 の背景地図データは、国土地理院の電子国土 Web システムから配信されたものである。

第7章 雪崩の地形要素と規模の特徴

7.1 はじめに

雪崩のハザードやリスクの評価には、雪崩に関する各種の数値情報が必要となる。海外では人工雪崩を含めた雪崩データが豊富であるが、国内では雪崩の発生から移動、堆積に至るまでの地形的な要素や雪崩の大きさ（量）の特徴について、雪崩の数値的な情報を体系的に調査した事例は現在でも少ない状況である。ここでは第3章と第4章の雪崩動態観測、第5章と第6章の空中写真判読の結果に加えて、各地で実施された雪崩調査の報告や、冬期に広域で撮影された空中写真を用いた雪崩の判読、各地の雪崩映像観測から雪崩の数値的な要素に関する情報を集約した結果（秋山ら、2012）と合わせて、雪崩の発生から移動、堆積に関する地形要素の頻度や要素間の関係、雪崩の規模や流動性、階級の特徴について検討を行った結果を述べる。

7.2 雪崩の地形要素と規模に関するデータ

雪崩の地形要素と規模に関しては、第5章と第6章で空中写真判読による苗場山と鳥甲山周辺の1139個と、笠ヶ岳周辺の589個の雪崩データを用いた。このほかに、雪崩映像観測と空中写真判読、雪崩調査報告を用いて雪崩の地形要素や発生規模について検討を行っている秋山ら（2012）の1673個の雪崩データがある。これは第2章2.3.5の表2-1の青丸に示す部分のデータに相当し、第3章と第4章の雪崩動態観測のデータを含んでいる。これら全体をあわせた合計で3401個の雪崩データを用いて、雪崩の地形要素と発生規模に関する総合的な検討を行った。

秋山ら（2012）で用いている1673個の雪崩データは次のとおりである。

1) 雪崩調査報告

和泉（1986）で用いられた17事例の雪崩調査を含めて、表7-1に示す調査報告資料を用いた。雪崩の地形要素の一部が資料に表示されていない場合は、記載されている数値や図等で算出が可能なものも用いた。

表7-1 雪崩調査報告

雪崩の地形的要素や規模が判明している雪崩調査報告(28資料)
吉田ら, 1963; 藤岡ら, 1964; 清水ら, 1965; 佐伯・河合, 1971; 広部ら, 1978; 中俣・和泉, 1981; 秋田谷ら, 1982; 中俣ら, 1985; 小林ら, 1986; 和泉・小林, 1986b; 是沢ら, 1988; 下村ら, 1989; 寺田ら, 1993; 櫻井・齊藤, 1996; 新田ら, 1996; 小川・竹井, 1996; 桜井, 1997; 杉森ら, 1997; 吉田ら, 2000; (社)日本雪氷学会, 2001; 竹内ら, 2002; 桧垣・高木, 2002; 花岡ら, 2006a, 2006b, 2006c; 秋山ら, 2007a; 伊藤ら, 2008; 竹内ら, 2009

め全部で44事例となった。また、吉松ら（1988）による北海道、秋田、青森、山形、福島、新潟、長野、富山、岐阜、兵庫、鳥取の11道県で発生した雪崩の調査資料のうち、雪庇が崩落した2つの特殊事例を除いた96個の雪崩データを用いた。

以上の雪崩調査の各報告について、道府県別の一覧を表7-2に示す。前者の44事例の雪崩調査報告うち、雪崩の種類は3事例（寺田ら、1993）で雪崩層の雪質（乾雪・湿雪）が不明であり、発生区・堆積区の勾配は不明なものが一部ある。雪崩の発生量は32事例で推定されているが、数値に幅がある場合（中俣ら、1985；小林、1986；是沢ら、1988；下村

表 7-2 道府県別の雪崩調査報告数

No.	道県名	雪崩の種類・雪の乾湿						合計	発生量が判明している雪崩
		表層雪崩			全層雪崩				
		乾雪	湿雪	乾湿不明	乾雪	湿雪	乾湿不明		
1	北海道	1		1	1	5	8	7	
2	青森			5		1	6	6	
3	秋田			3			3	4	
4	岩手								
5	宮城								
6	山形						1	1	
7	福島			3			1	2	
8	新潟	15	3	34	3	2	16	43	
9	栃木								
10	群馬								
11	長野	4		11		1	2	18	
12	岐阜	2		2				4	
13	富山			10				10	
14	石川							0	
15	福井	2				1		3	
16	滋賀								
17	兵庫						3	3	
18	鳥取			3			1	4	
	合計	24	3	72	4	10	27	140	
	種類別計		99			41			

ら、1989；寺田ら、1993；櫻井・斉藤、1996；櫻井、1997；花岡ら、2006b）は平均値を採用した。雪崩発生区の面積は15事例で推定されている。吉松ら（1988）の96事例では、雪崩層の雪質（乾雪・湿雪）と、雪崩の地形要素のうち発生区と堆積区の勾配がいずれも不明であるが、発生量は65個で推定されている。発生区的面積は不明である。

2) 空中写真判読

松田ら（1994）による空中写真の判読資料に加えて、広域で撮影された空中写

真を新たに判読した結果を用いた。松田ら（1994）では、青森、秋田、岩手、山形、新潟、群馬、富山、長野、岐阜、石川、福井、滋賀の12県の山岳地域において、1963（昭和38）年から1993（平成5）年の冬期に撮影された空中写真を判読して、表層雪崩は424個、全層雪崩は139個の合計563個の雪崩を抽出している。新たに追加した広域の空中写真は、北海道、青森、秋田、岩手、宮城、山形、福島、栃木、長野の1道8県の山岳地域において、1984（昭和59）年から1997（平成9）年の冬期に撮影された空中写真であり、判読によって表層雪崩は167個、全層雪崩は71個の合計238個の雪崩を抽出した。

いずれも縮尺1/10000～1/15000の空中写真を判読したもので、数値化に使用した地形図の縮尺は1/2500～1/10000程度である。空中写真から発生点と到達点が明瞭な雪崩を対象として、小～大規模な雪崩が各々含まれるように判読を行い、雪崩の地形要素を数値化した。雪崩の分類は面発生雪崩を対象とした。表層雪崩と全層雪崩の区分は可能であるが、雪崩層の雪質（乾雪・湿雪）や雪崩の発生量は不明で、238個の雪崩では発生区的面積は計測していない。

以上の2種類の空中写真判読の結果について、道府県別に表7-3に示す。

表 7-3 道府県別の空中写真判読数

No.	道県名	雪崩の種類		合計
		表層雪崩	全層雪崩	
1	北海道	9		9
2	青森	3	3	6
3	秋田	27	47	74
4	岩手	60	46	106
5	宮城	33	8	41
6	山形	20	16	36
7	福島	25	2	27
8	新潟	62	15	77
9	栃木	6	4	10
10	群馬	19	8	27
11	長野	63	12	75
12	岐阜	108		108
13	富山	89		89
14	石川		8	8
15	福井	13		13
16	滋賀	54	41	95
	合計	591	210	801

3) 雪崩映像観測

第2章の2.2.1のとおり、山形、福島、新潟、長野、岐阜の5県9箇所雪崩の映像観測を実施しており、2003年から2004年の冬期までの結果（秋山・武士、2004）に加えてその後の2005年3月までの観測結果を用いた。雪崩映像の観測箇所と観測対象の諸元を表7-4、観測箇所を図7-1、それぞれの位置図を図7-2に示す。なお、位置図は表7-4の①の

能生町柵口と②の白馬村八方尾根は既に第3章と第4章で述べたため除いている。雪崩映像観測では、地形図等の数値地理情報を用いて雪崩の地形要素を数値化しているが、発生区と堆積区の勾配は一部で不明なものがある。また、①の能生町柵口と②の白馬村八方尾根で行った雪崩映像観測では、それぞれ規模の大きい4つの雪崩（第3章の3.6および第4章の4.4と4.7）では発生区の面積と発生量を算出しているが、それ以外の雪崩は全て不明である。以上の雪崩映像観測によって得られた雪崩データは、表7-5のとおり合計で732個である。

表 7-4 雪崩映像観測箇所と観測対象の諸元

No.	雪崩映像観測地	対象斜面の名称等	斜面勾配(度)	斜面方位	斜面形状	最高部の標高(m)	監視斜面長(m)	観測点から雪崩発生斜面までの平均距離(m)	備考
①	能生町柵口	権現岳	45~50	東	平滑	1110	1300	遠1600近500	第3章
②	白馬村八方尾根	崩沢(八方山)	35~40	南東	平滑~沢状	2090	2700	2200	第4章
③	米沢市斜平山	笹野山	40~50	北東	平滑	660	360	1100	第7章
	" 天元台		40~50	北東	平滑~沢状	1350	800	550	第7章
④	只見町蒲生	蒲生岳	38~40	南西	平滑	830	800	800	第7章
	" 仲ノ平		38~43	南東	平滑~沢状	860	1000	750	第7章
⑤	糸魚川市寒谷	黒尾の峰	38~51	南西	平滑~沢状	940	1000	4500	第7章
⑥	飯山市信濃平	黒岩山	45~50	南東	平滑	940	800	800	第7章
⑦	上宝村左俣	笠ヶ岳	40~45	南東	平滑~沢状	2900	1500	3000	第6章

観測箇所	観測項目	期間	実施冬期数
①能生町	気象・映像・震動	2001.12~2005.3	4冬期
②白馬村	気象・映像・震動	1996.12~2005.3	9冬期
③米沢市(2斜面)	映像	1995.12~2001.5	6冬期
④只見町(2斜面)	映像	1995.12~2002.3	7冬期
⑤糸魚川市	映像	1996.1~2005.3	9冬期
⑥飯山市	映像	1999.1~2005.3	5冬期
⑦上宝村	映像	2001.12~2003.5	2冬期



図 7-1 雪崩映像観測箇所(図 2-1 の再掲)

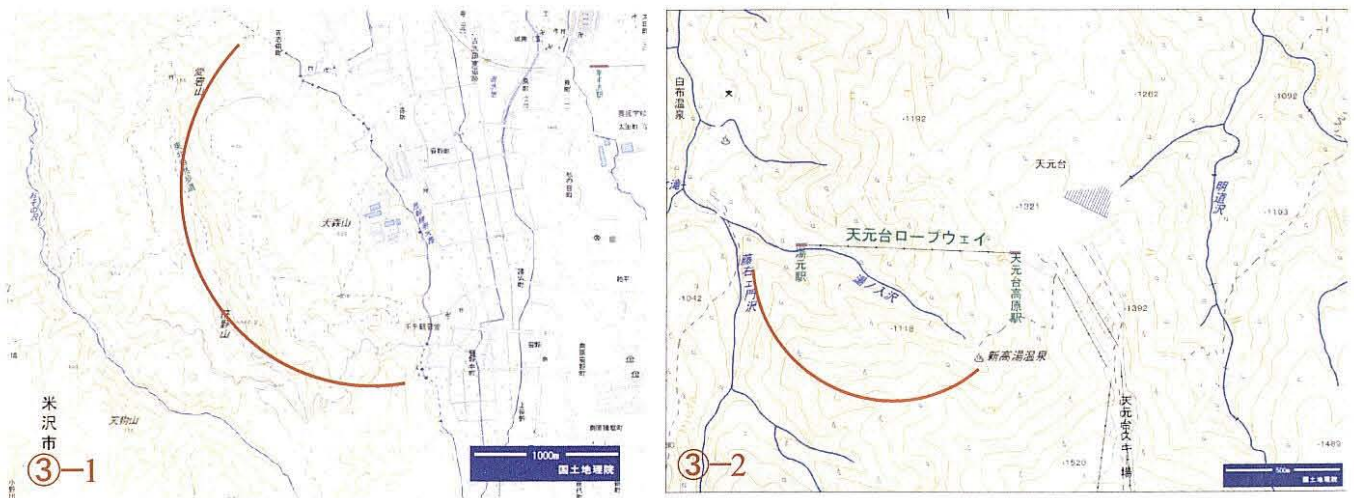


図 7-2(1) 雪崩映像観測③の対象斜面(2箇所)の位置図(山形県米沢市)
③-1 は斜平山, ③-2 は天元台

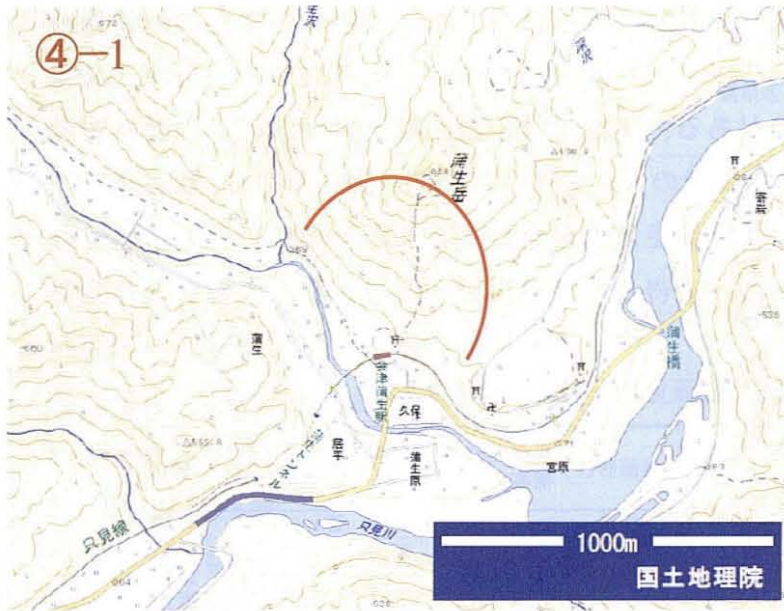


図 7-2(2) 雪崩映像観測④の対象斜面(2箇所)の位置図(福島県只見町)
④-1 は蒲生岳, ④-2 は仲ノ平

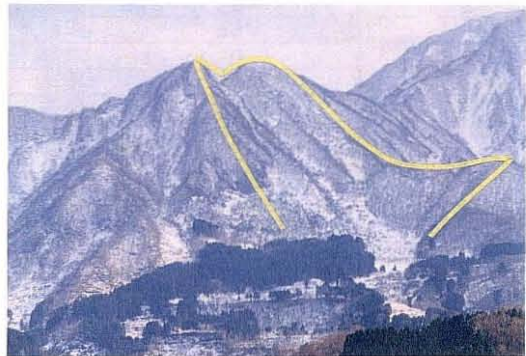
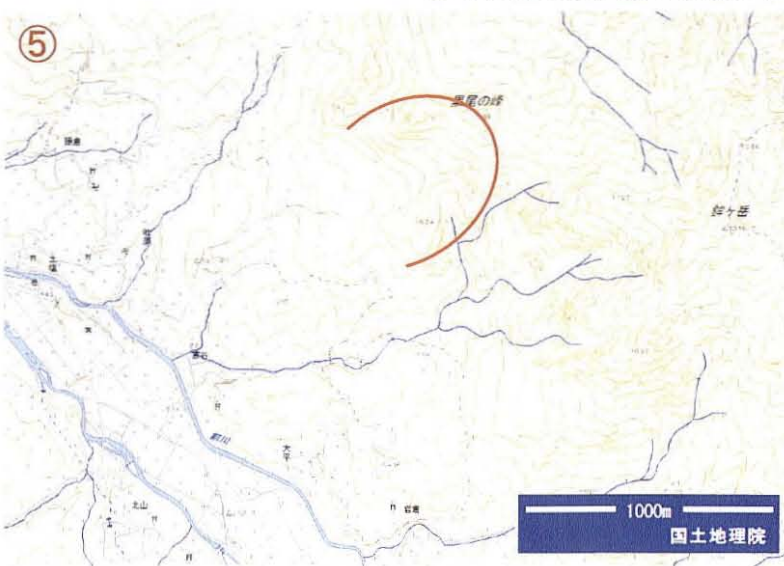


図 7-2(3) 雪崩映像観測⑤の対象斜面の位置図(新潟県糸魚川市)



図 7-2(4) 雪崩映像観測⑥の対象斜面の位置図(長野県飯山市)



図 7-2(5) 雪崩映像観測⑦の対象斜面の位置図(岐阜県上宝村・現在は高山市)

表 7-5 雪崩映像観測によって得られた雪崩データの数

No.	雪崩映像観測地	対象斜面の 名称等	雪崩の種類・雪の乾湿		合計	発生量が 判明して いる雪崩	備考
			表層雪崩 乾雪 湿雪	全層雪崩 乾雪 湿雪			
①	新潟県能生町 柵口	権現岳		2 2	4	4	大規模雪崩の4事例のみ数値化(第3章)
②	長野県白馬村 八方尾根	崩沢(八方山)	112 25		79	216	4 第4章
③	山形県米沢市 斜平山	笹野山		5	45	50	第7章
	" 天元台		3 14		40	57	第7章
④	福島県只見町 蒲生	蒲生岳	26 8		112	146	第7章
	" 仲ノ平		3 4		60	67	第7章
⑤	新潟県糸魚川市 寒谷	黒尾の峰	22 6		24	52	第7章
⑥	長野県飯山市 信濃平	黒岩山	21 15		65	101	第7章
⑦	岐阜県上宝村 左俣	笠ヶ岳	35		4	39	第6章, 第7章
	合計		222 77	2 431	732		
	種類別計		299	433			

以上の1)から3)の雪崩データの総数について、道県別に表7-6に示す。雪崩データは雪崩調査報告が140事例、空中写真判読が801事例、雪崩映像観測が732事例の合計1673個で、表層雪崩が989個、全層雪崩が684個である。雪崩層の雪質（乾雪・湿雪）は773個で判明している。道府県別では雪崩映像観測を行った県でデータ数が多く、発生量は新潟県が多いが、北海道から鳥取県までの1道17県で発生した広域の雪崩データを集約している。

表7-6 秋山ら(2012)の雪崩データの総数

No.	道県名	雪崩の種類・雪の乾湿						合計	発生量が判明している雪崩
		表層雪崩			全層雪崩				
		乾雪	湿雪	乾湿不明	乾雪	湿雪	乾湿不明		
1	北海道	1		10	1	5		17	7
2	青森			8		1	3	12	6
3	秋田			30			50	80	4
4	岩手			60			46	106	
5	宮城			33			8	41	
6	山形	3	19	20		85	17	144	1
7	福島	29	12	28		172	3	244	2
8	新潟	37	9	96	5	28	31	206	47
9	栃木			6			4	10	
10	群馬			19			8	27	
11	長野	137	40	74		145	14	410	17
12	岐阜	37		110		4		151	3
13	富山			99				99	10
14	石川			0			8	8	
15	福井	2		13		1		16	1
16	滋賀			54			41	95	
17	兵庫			0			3	3	3
18	鳥取			3			1	4	4
	合計	246	80	663	6	441	237	1673	105
	種類別計		989			684			

以上が秋山ら(2012)で用いている

1673個の雪崩データの内容である。これらと空中写真判読による第5章の苗場山・鳥甲山周辺の1139個、第6章の笠ヶ岳周辺の589個の雪崩データおよび第3章と第4章の雪崩震動データを合わせて表7-7に示す。これは本研究で扱っている雪崩データの総計であり、第7章では合計で3401の雪崩データを用いて検討を行った。このうち雪崩の発生量が判明しているのは105個である。なお、発生量は雪崩デブリなどの堆積量から推定したのではなく、雪崩の発生区において発生した量が判明している雪崩を対象としている。

表7-7 検討に用いた雪崩データの総数

No.	道県名	調査観測方法			雪崩の種類・雪の乾湿						合計	発生量が判明している雪崩	雪崩震動	
		雪崩映像観測	空中写真判読	雪崩調査報告	表層雪崩			全層雪崩						
					乾雪	湿雪	乾湿不明	乾雪	湿雪	乾湿不明				
1	北海道			9	8	1		10	1	5		17	7	
2	青森			6	6			8		1	3	12	6	
3	秋田			74	6			30			50	80	4	
4	岩手			106				60			46	106		
5	宮城			41				33			8	41		
6	山形	107		36	1	3	19	20		85	17	144	1	
7	福島	213		27	4	29	12	28		172	3	244	2	
8	栃木			10				6			4	10		
9	群馬			27				19			8	27		
10	新潟	56				174	49	200	5	1036	291	1755	47	1504
11	長野	317	1291		73								17	189
12	岐阜	39		697	4	310	8	375		4	43	740	3	
13	富山			89	10			99				99	10	
14	石川			8							8	8		
15	福井			13	3	2		13		1		16	1	
16	滋賀			95				54			41	95		
17	兵庫				3						3	3	3	
18	鳥取				4			3			1	4	4	
	合計	732	2529	140		519	88	958	6	1304	526	3401	105	1693
	種類別計					1565				1836				

7.3. 調査方法

7.3.1 雪崩の地形要素と規模

雪崩の発生から移動、堆積に関する地形要素と発生規模については、第2章の2.3.3の

各要素を基本とした。雪崩の分類について、点発生雪崩は一般的に小規模なため面発生雪崩を対象として、滑り面の位置（表層・全層）が区分できる雪崩を基本とした。雪崩層の雪質（乾雪・湿雪）が判明している場合は併せて細区分を行った。雪崩の大きさ（量）としての発生規模について、本来は雪崩の発生量(V)が対象となる。発生量が判明している事例は105個であるが、3章から第4章の雪崩動態観測では大規模雪崩の8事例だけで、第5章と第6章の空中写真判読では発生量は得られず、雪崩調査報告によるもの

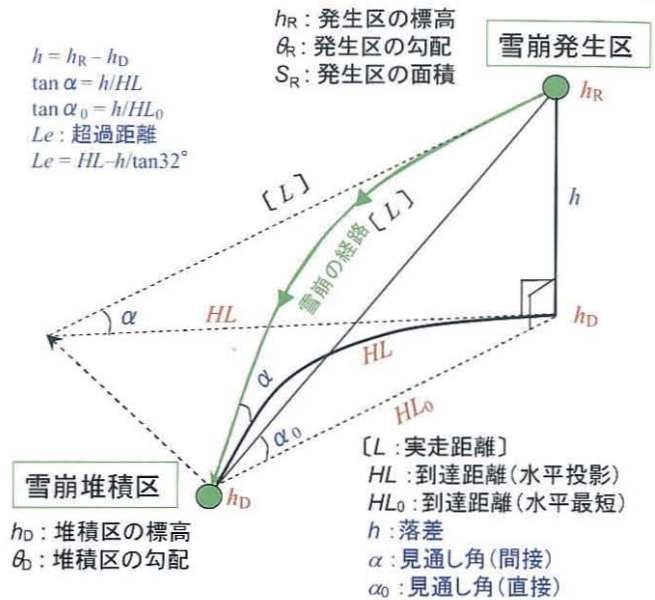


図 7-3 雪崩の地形要素(図 2-3 の再掲)

が多い。ここでは雪崩の規模は発生量を基本として、要素間の関係など全体的な傾向を把握する場合には発生区面積や到達距離を対象とした。

雪崩の地形要素は図7-3の各要素を対象として、発生区と堆積区の勾配，見通し角，到達距離と落差は頻度分布の特徴を，要素間として到達距離と落差，到達距離と発生区・堆積区勾配の関係を調べた。

7.3.2 雪崩の流動性と階級

雪崩の流動性については、第2章の2.3.3のとおり発生量(V)が判明している105個の雪崩事例と発生量の代わりに発生区面積(S_R)を用いて、発生区標高(h_R)，直接見通し角(α_0)，到達距離(HL)，超過距離(Le)との関係や，超過距離(Le)と発生区標高(h_R)の関係を調べた。

次に雪崩の階級については、雪崩の規模や破壊力に関する量として質量を用いた質量階級や質量と雪崩の落差で表現するポテンシャル階級(P.M.)がある(清水, 1979)。雪崩の発生量は7.2の雪崩調査報告で調査が行われている場合が多く、雪崩の質量が推定できる場合にはこれらの階級を算定することが可能である。ここで雪崩の階級であるポテンシャル階級(P.M.)は、発生した雪崩の質量を $M(t)$ ，重心落差を $H(m)$ ，重力加速度を g とすると、次の式で表される(清水, 1967)。

$$P.M. = \log_{10} MgH \quad \dots\dots(1)$$

国内で発生する雪崩のポテンシャル階級は10以下の範囲で表示できるとされており(清水, 1979)，雪崩災害の調査時に個別に雪崩階級が算出されている事例があるが、数は少ない(広部ら, 1978；小林ら, 1986；是沢ら, 1988；下村ら, 1989；寺田ら, 1993)。

なお、雪崩の階級ではいずれも雪崩の質量が用いられているが、質量(M)は測定が比較的

容易な基本量として扱われている(清水, 1967). 一般に雪崩の質量は発生した雪崩の体積と積雪密度, あるいは雪崩の発生面積と積雪水量から推定して求めている. これらは雪崩の発生後に速やかに現地で調査する必要があるが, 通常は降雪で発生区の状態や雪崩の痕跡が不明瞭になったり, 雪崩発生後に積雪が変質するケースが多く, 発生した直後に調査を行っても一般的に困難である. このため, 実際には雪崩の質量まで明らかになっている事例は少なく, いずれの階級もあまり活用されていないのが現状である. そこで, 雪崩発生量が判明している105個の雪崩データのうち, 質量が推定されている事例や推定が可能なデータを用いてポテンシャル階級を算出した.

7.4 雪崩の地形要素の特徴

7.4.1 発生区勾配と堆積区勾配の特徴

雪崩の発生区勾配(θ_R)について, 3401個の雪崩データのうち発生区勾配が判明している2832個の雪崩を対象として, 雪崩の種類別に階級(5度単位)の頻度を図7-4に示す. なお, 階級の表示で30~35°は30°より大きく35°以下の数を表示している.

雪崩発生区の勾配は20~70°の範囲であり, 表層雪崩と全層雪崩の区分ではいずれも30~45°の範囲で多く発生している. 頻度が最も高いのは表層雪崩が35~40°, 全層雪崩が40~45°である(図7-4a). 正規性検定を行ったところいずれも正規

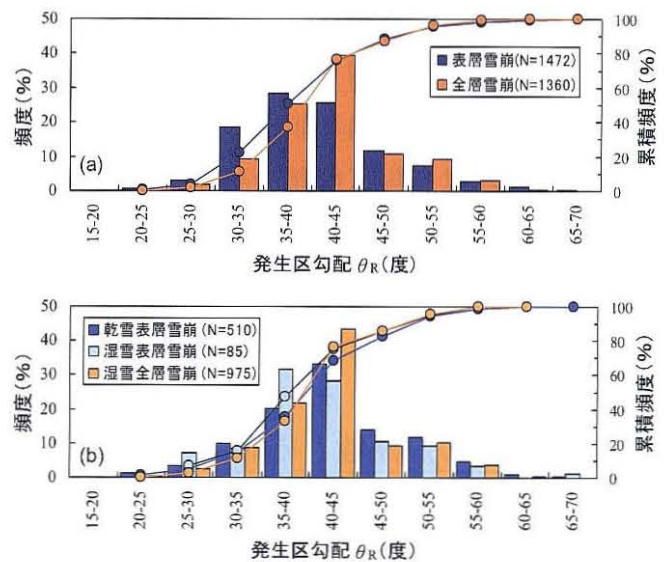


図7-4 雪崩種類別の発生区勾配の頻度
(a: 雪崩層の雪質を考慮しない場合,
b: 雪崩層の雪質を考慮した場合)

分布であり, t検定(有意水準5%)ではそれぞれの頻度分布に差異がみられた. なお, 極めて少ないが25°以下あるいは55°より大きい勾配でも雪崩が発生していることがわかる.

雪崩層の雪質(乾雪・湿雪)を含めて区分した場合を図7-4bに示す. 乾雪全層雪崩は表7-7のとおり6事例だけのため, 乾雪・湿雪が不明な事例と合わせて除外しているが, 雪崩発生区の勾配は20~70°の範囲であり, 35~45°の勾配で多く発生し, 湿雪表層雪崩で35~40°, 乾雪表層雪崩と湿雪全層雪崩で40~45°の頻度が最も高い. 正規性検定を行ったところいずれも正規分布であり, t検定ではそれぞれの頻度分布に差異がないという結果になった.

次に堆積区勾配(θ_D)が判明している2602個の雪崩について, 発生区勾配と同様に図7-5に示す. 堆積区勾配は発生区勾配よりも角度は広範囲であり, 0°未満(負の値で発生区の斜面とは逆の勾配)から65°までの範囲である. 表層雪崩と全層雪崩いずれも25~35°の頻

度が高く、表層雪崩は 25~30°、全層雪崩は 30~35°の頻度が最も高い(図 7-5a)。なお、堆積区勾配は発生区勾配に比べて全体的に 10~15°程度小さくなっている。

累積頻度は表層雪崩が全層雪崩に比べて常に小さい角度に多く、勾配の下限は表層雪崩と全層雪崩いずれも 0°に近いところまで達しており、表層雪崩では発生区の斜面とは逆の勾配(0°未満で負の値)まで達することもある。正規性検定を行ったところいずれも正規分布であるが、t 検定ではそれぞれの頻度分布に差異がみられた。

雪崩層の雪質(乾雪・湿雪)を考慮した場合は図 7-5b のとおりで、雪崩堆積区の勾配は 0~60°の範囲であり 25~35°の頻度が高く、乾雪と湿雪の表層雪崩で 25~30°、湿雪の全層雪崩で 30~35°の頻度が最も高い。正規性検定を行ったところいずれも正規分布であり、t 検定では乾雪表層雪崩と湿雪表層雪崩は差異がないが、それぞれ湿雪全層雪崩とは差異がみられた。

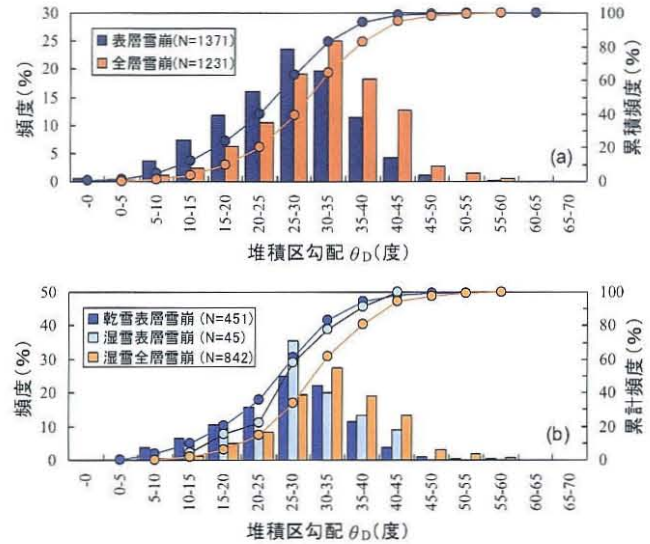


図 7-5 雪崩種類別の堆積区勾配の頻度
(a: 雪崩層の雪質を考慮しない場合、
b: 雪崩層の雪質を考慮した場合)

7.4.2 到達距離と落差の特徴

到達距離の階級別(200m 単位)の頻度について、雪崩の種類別に図 7-6 に示す。いずれも階級が大きくなるほど数は少なくなっていて、表層雪崩と全層雪崩いずれも 0~400m までの頻度が多い。到達距離と落差の頻度はいずれも表層雪崩の方が全層雪崩よりも値の大きい側に頻度が多く、表層雪崩の方が相対的に規模の大きい雪崩が発生している。

雪崩層の雪の乾湿を考慮した場合(図 7-6b)、湿雪表層雪崩と湿雪全層雪崩は頻度の傾向が類似しているが、乾雪表層雪崩は値の大きい側に頻度が多くなっている。なお、到達距離の最大値は 4600m であるが、これは 2000 年 3 月 27 日に

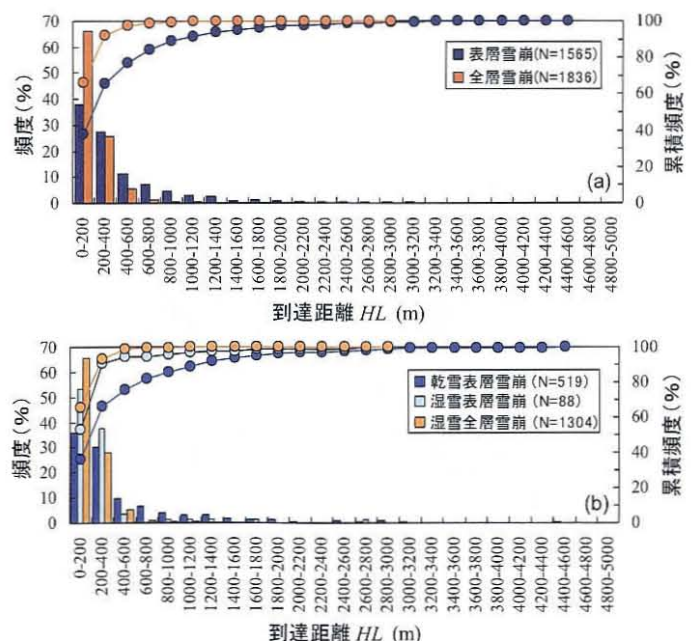


図 7-6 雪崩種類別の到達距離の頻度
(a: 雪崩層の雪質を考慮しない場合、
b: 雪崩層の雪質を考慮した場合)

岐阜県上宝村（現在は高山市）新穂高の穴毛谷で発生した国内の記録で最大級の雪崩であり，面発生の乾雪表層雪崩である（(社)日本雪氷学会，2001）。

次に落差の階級別（200m 単位）の頻度を雪崩の種類別に図 7-7 に示す。いずれも階級が大きくなるほど数は少なくなっていて，表層雪崩と全層雪崩いずれも 0~400m までの頻度が多い。到達距離と落差の頻度はいずれも表層雪崩の方が全層雪崩よりも値の大きい側に頻度が多く，相対的に規模の大きい雪崩が発生している。

雪崩層の雪の乾湿を考慮した場合（図 7-7b），湿雪表層雪崩と湿雪全層雪崩は頻度の傾向が類似しているが，乾雪表層雪崩は値の大きい側に頻度が多くなっている。落差の最大値は 1650m であるが，これは前述の到達距離が最大である雪崩と同一である。

以上から，表層雪崩は全層雪崩に比べて相対的に到達距離や落差が大きくなり，乾雪表層雪崩が最も大きくなる傾向となっている。

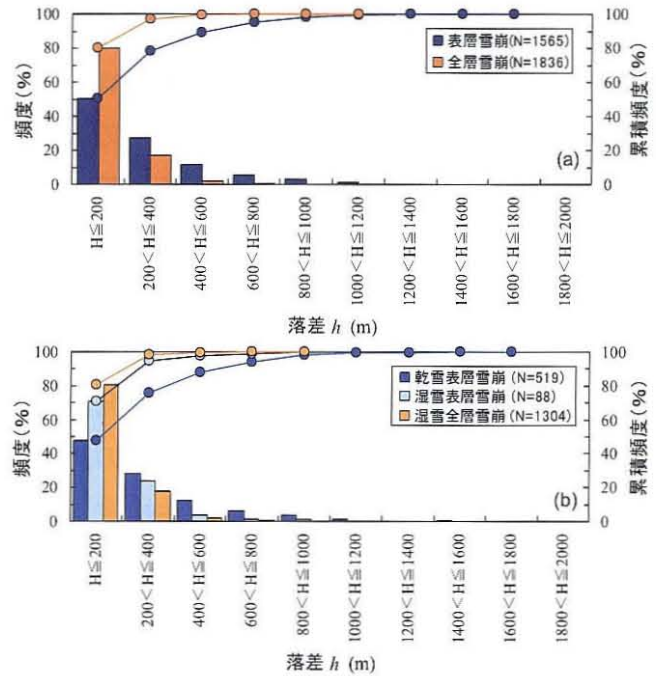


図 7-7 雪崩種類別の落差の頻度
(a: 雪崩層の雪質を考慮しない場合, b: 雪崩層の雪質を考慮した場合)

7.4.3 見通し角の特徴

直接の見通し角(α_0)の階級（2 度単位）の頻度について，雪崩の種類別に図 7-8 に示す。直接見通し角は一部の雪崩で表層雪崩は 18° ，全層雪崩は 24° の基準（高橋，1960）を下回るものがある。見通し角の頻度分布は直接の見通し角いずれも表層雪崩で $32 \sim 38^\circ$ ，全層雪崩で $34 \sim 40^\circ$ 付近を頂点とした正規分布であり，t 検定では表層雪崩と全層雪崩の頻度分布には差異がある。累積頻度は表層雪崩が全層雪崩に比べて常に小さい角度側に多い。

雪崩層の雪の乾湿を考慮した場合（図 7-8b）も正規分布になっていて，t 検定では乾雪表層雪崩と湿雪表層雪崩，湿雪表層雪崩と湿雪全層雪崩にはそれぞれ差異はないが，乾雪表層雪崩と湿雪全層雪

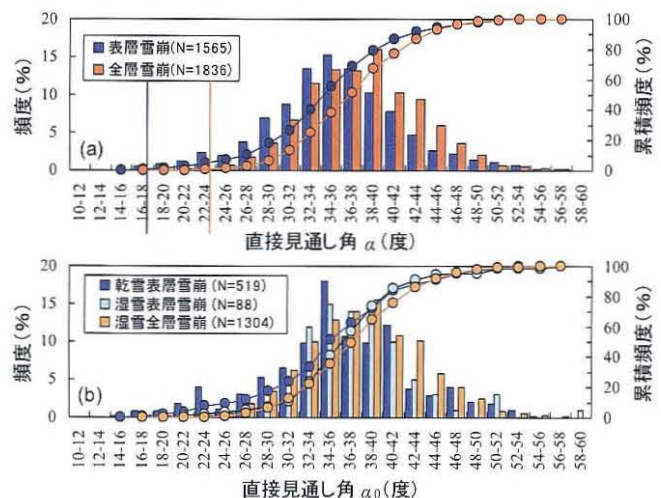


図 7-8 雪崩種類別の見通し角の階級頻度
(a: 雪崩層の雪質を考慮しない場合, b: 雪崩層の雪質を考慮した場合)

崩には差異があり、 38° 以下では乾雪表層雪崩が最も低角度であり、乾雪表層雪崩で $34\sim 36^\circ$ 、湿雪表層雪崩と湿雪全層雪崩は $38\sim 40^\circ$ の頻度が最も高くなっている。

7.4.4 到達距離と落差の関係

水平投影の到達距離(HL)と落差(h)との関係について、雪崩の種類別に図7-9に示す。雪崩の到達距離と落差は全体的には比例関係にあり、表層雪崩の到達距離は4000m以上の雪崩もある。全層雪崩の到達距離は3000mに近い雪崩があるものの、大部分が1000m以内である。到達距離が1000m、雪崩の落差が500m付近より大きくなると、到達距離と落差の関係はばらつき、落差に応じて到達距離が長くなる傾向にある。落差と到達距離いずれも大きいものは主に表層雪崩である。

表層雪崩、全層雪崩の到達距離(HL)と落差(h)の関係は回帰分析でそれぞれ、

$$HL = 1.84h, \quad HL = 1.41h \quad \dots\dots(2), (3)$$

となっていて、同じ落差では表層雪崩の方が全層雪崩よりも到達距離が平均的に約1.3倍(1.84/1.41)ほど大きい。

第2章の2.3.2で述べたとおり、松田ら(1994)では雪崩の経路に沿った斜面長である実走距離(L)と落差(h)の関係は回帰分析で表層雪崩と全層雪崩いずれも $L=2h$ であり、傾向

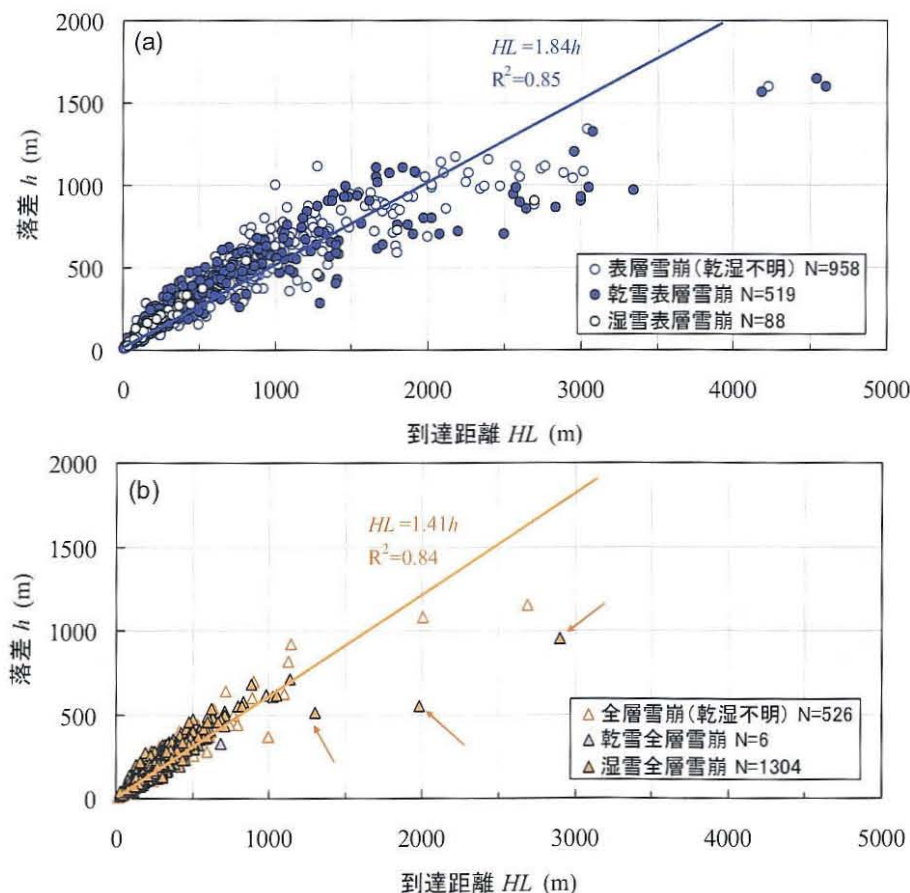


図7-9 雪崩の到達距離と落差の関係(a:表層雪崩, b:全層雪崩)

をはずれる落差が 1000m 以上の雪崩を除くとそれぞれ $L=2.0h$, $L=1.8h$ となっている。また、斎藤ら (2000) では同様の関係を調べていて、それぞれ $L=2.1h$, $L=2.0h$ となっている。以上から同じ落差で比較すると、表層雪崩の方が全層雪崩よりも到達距離が長くなる傾向があると考えられる。

なお、図 7-9b の矢印で示した 3 事例の湿雪全層雪崩 (秋田谷ら, 1982; 下村ら, 1989; 桧垣・高木, 2002) は傾向を大きく外れており、落差に対する到達距離が他の全層雪崩に比べて大きい。これは和泉 (1986) が北海道ニセコスキー場の事例 (秋田谷ら, 1982) で述べているように、見通し角が極めて小さい雪崩である (7.5.1 で後述)。これらは 3 月 29 日~4 月 25 日の期間に 1200~1900m の高標高の位置から発生しており、沢沿いを流下して土砂を混入して水の影響が示唆されるが詳細は不明である。これらの湿雪全層雪崩は特別な事例 (湿雪全層雪崩の 3 事例と表記) として、以降の図では同様に矢印で示す。

7.4.5 到達距離と発生区勾配・堆積区勾配の関係

発生区勾配が判明している 2832 個の雪崩について、到達距離 (HL) を規模の指標として発生区勾配 (θ_R) との関係性を雪崩の種類別に図 7-10 に示す。到達距離が短い場合は発生区勾配は広範囲に分布していて到達距離と特に関係はみられないが、到達距離が大きいほど発生区の勾配は特定の角度の範囲に収束するように見える。

表層雪崩では到達距離が 1500m を超える雪崩は 20~45° の範囲であり、3000m を超える

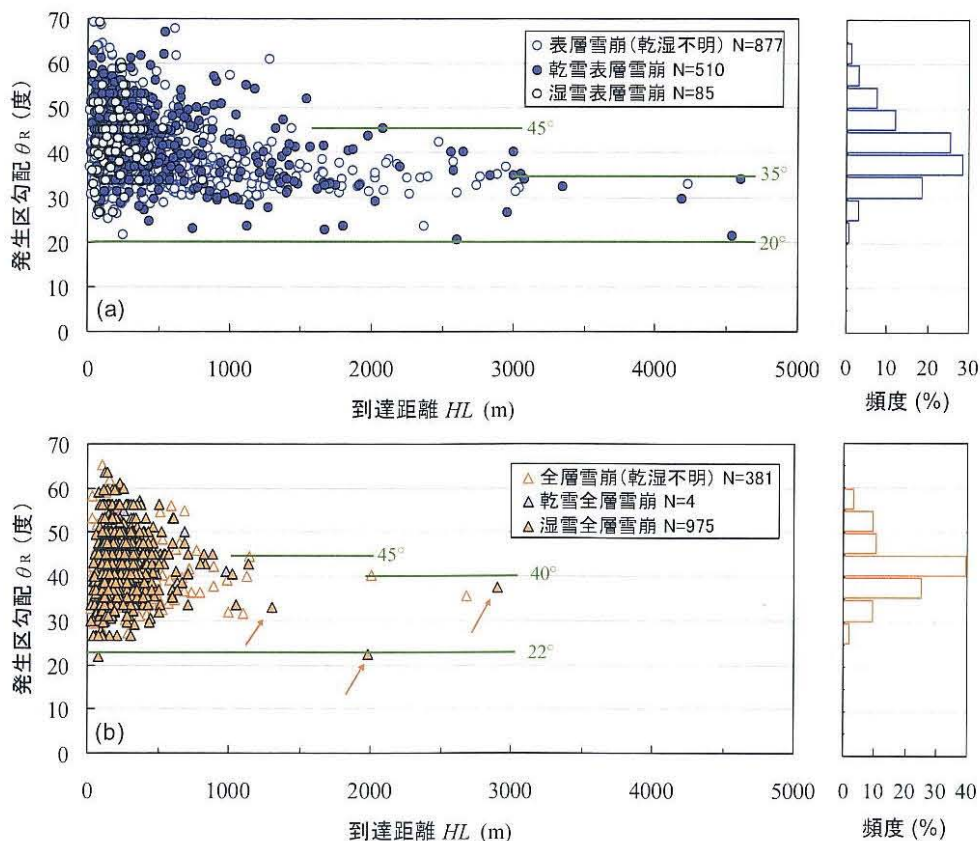


図 7-10 雪崩の到達距離と発生区勾配の関係 (a: 表層雪崩, b: 全層雪崩)

場合は 20~35°の範囲である (図 7-10a). 全層雪崩は到達距離が 1000m を超えるものは少ないが, 1000m を超える雪崩の発生区勾配は 22~45°の範囲であり, 2000m を超える場合は 22~40°の範囲である (図 7-10b). 雪崩の発生しやすい勾配は 7.4.1 のとおり 35~45°の頻度が高いが, これは小規模から大規模までの雪崩全体の特徴であり, 大規模雪崩が発生する傾斜は最も高い頻度の角度よりも緩い角度から発生していることになる. これは, 斜面上に積もる雪の量と斜面の傾斜が関係していると考えられるが, 航空レーザ測量による積雪深分布と斜面勾配の関係を扱っている第 8 章で詳述する.

次に, 堆積区勾配が判明している 2130 個の雪崩について, 同様に到達距離(HL)と堆積区勾配(θ_D)の関係を雪崩の種類別に図 7-11 に示す. 到達距離が短い場合は堆積区勾配は広範囲に分布していて到達距離と特に関係はみられないが, 到達距離が大きいほど堆積区の勾配は特定の角度の範囲に収束するように見える.

表層雪崩では到達距離が 2000m を超える雪崩は 16°以下の範囲であり, 全層雪崩は到達距離が 1000m を超えるのは少ないが, 2000m を超える場合は 12°以下の範囲であり, 雪崩の規模が大きいほど堆積する傾斜は緩い角度となっている. 海外では代表的な堆積区の斜面傾斜角は 15°以下であり, 平地に至るまで滑走する場合もある(McClung and Schaerer, 2006). 到達距離が 2000m を超えるような雪崩の場合は, 図 7-11 に示すとおり堆積区の勾配が 16°を下回っている.

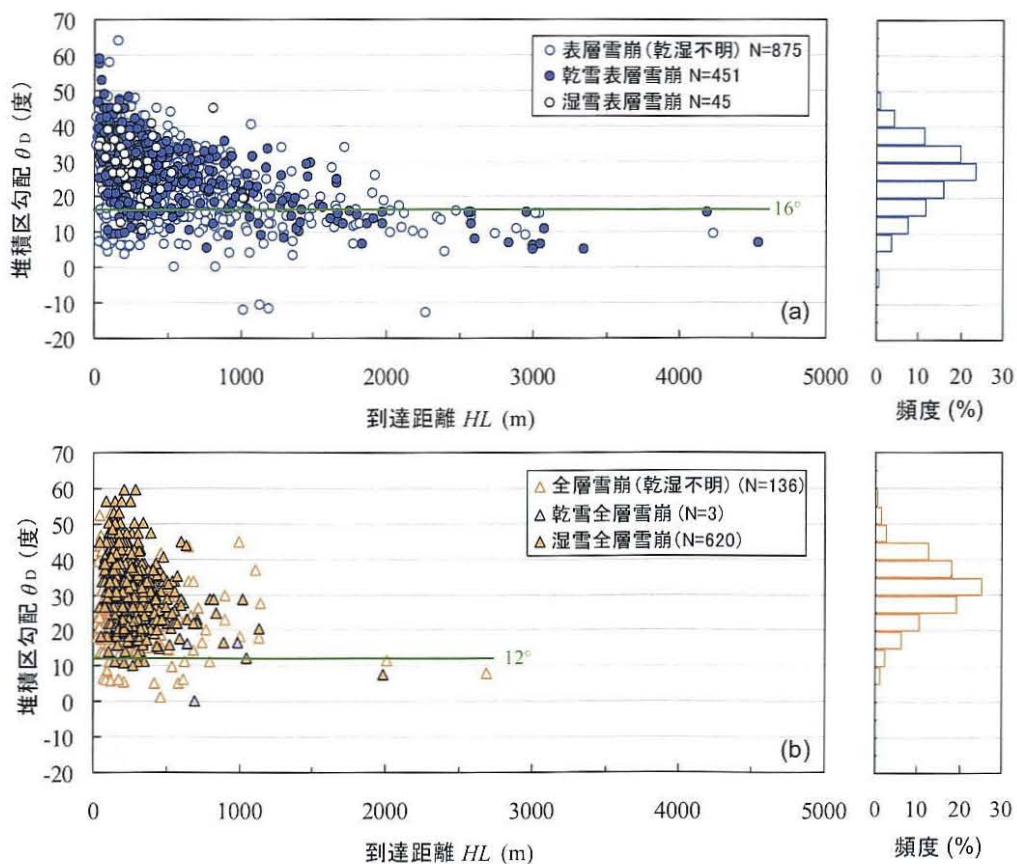


図 7-11 雪崩の到達距離と堆積区勾配の関係 (a: 表層雪崩, b: 全層雪崩)

7.5 雪崩の流動性

7.5.1 発生量と発生区標高・見通し角・超過距離の関係

雪崩の発生量(V)が判明している 105 個の雪崩データについて、発生区標高(h_R)の関係を雪崩の種類別に図 7-12 に示す。和泉(1986)の指摘と同様に、全体的に標高が高くなるにつれて発生量が増大している。発生量が 10^5m^3 以上の雪崩は表層雪崩であり、雪崩層の雪質(乾雪・湿雪)が不明な事例を除くとすべて乾雪表層雪崩であり、600m 以上の標高から発生している。全層雪崩については、雪崩層の雪質(乾雪・湿雪)が不明な場合を含めて発生量は 10^5m^3 より小さいが、図中に矢印で示した湿雪全層雪崩の 3 事例は発生量が大きく、発生区の標高も全層雪崩の範囲で比較すると高い標高から発生している。

雪崩発生量(V)と直接見通し角(α_0)との関係について、雪崩の種類別に図 7-13 に示す。図には見通し角の最小値として、表層雪崩 18° 、全層雪崩 24° の基準(高橋, 1960)をそれぞれ実線で示している。表層雪崩と全層雪崩の一部で基準を下回るが、和泉(1986)の指摘と同様に、雪崩全体で考えた場合は見通し角の下限はほぼ 18° である。ばらつきは大きいですが、全体的に雪崩発生量が増加すると見通し角は小さくなり、雪崩発生量がおよそ 10^4m^3 以上で見通し角が下限になる傾向である。図中に矢印で示した湿雪全層雪崩の 3 事例は発生量が大きく見通し角が小さい雪崩であり、全層雪崩の見通し角の基準である 24° を下回っている。

次に雪崩発生区の面積が判明している 1426 個の雪崩データについて、雪崩発生区の面積と見通し角の関係を図 7-14 に示す。

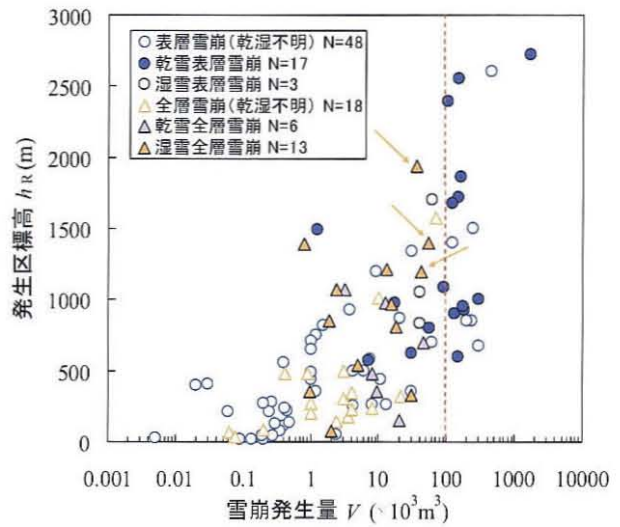


図 7-12 雪崩発生量と発生区標高の関係

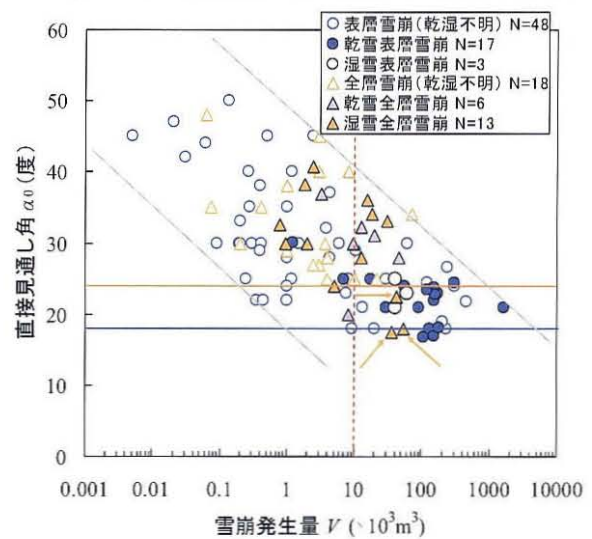


図 7-13 雪崩発生量と見通し角の関係

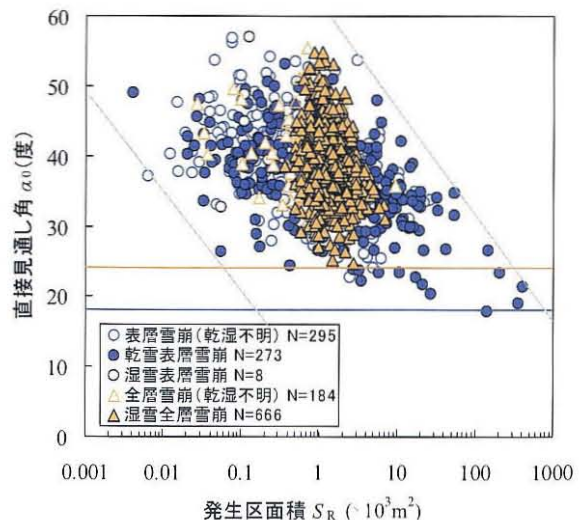


図 7-14 雪崩の発生区面積と見通し角の関係

発生区面積に雪崩の破断した深さを乗じると雪崩の発生量になるが、破断する深さは通常0.5～数 m 程度と考えられるので、図 7-13 の発生量と見通し角の関係と基本的な傾向は同等であると考えられる。なお、図には示していないが発生区面積の代わりに到達距離を用いても全体的な傾向は同じである。

雪崩発生量(V)と超過距離(Le)の関係について、雪崩の種類別に図 7-15 に示す。表層雪崩では、発生量が 10^4m^3 を超えると発生量に応じて超過距離は増大して、発生量が 10^4m^3 以上で超過距離が 1000m を超え、発生量が 10^5m^3 以上では 1800m を超えている雪崩がある。全層雪崩は発生量が 10^5m^3 を超えておらず、全層雪崩のうち超過距離が 0m を超える事例は、図中に矢印で示した湿雪全層雪崩の 3 事例など一部の湿雪全層雪崩を除くと少ない。

次に雪崩発生区面積が判明している 1426 個の雪崩データについて、超過距離との関係を図 7-16 に示す。発生区面積に雪崩の破断した深さを乗じると発生量になるので、図 7-15 の雪崩発生量と超過距離との関係と基本的な傾向は同等であると考えられる。雪崩の発生区面積が 10^3m^2 を超えると超過距離は増大していて、超過距離が大きいのは乾雪表層雪崩であるが、全層雪崩は超過距離が 0m を超える事例は少ない。なお、図には示していないが発生区面積の代わりに到達距離を用いても全体的な傾向は同じである。

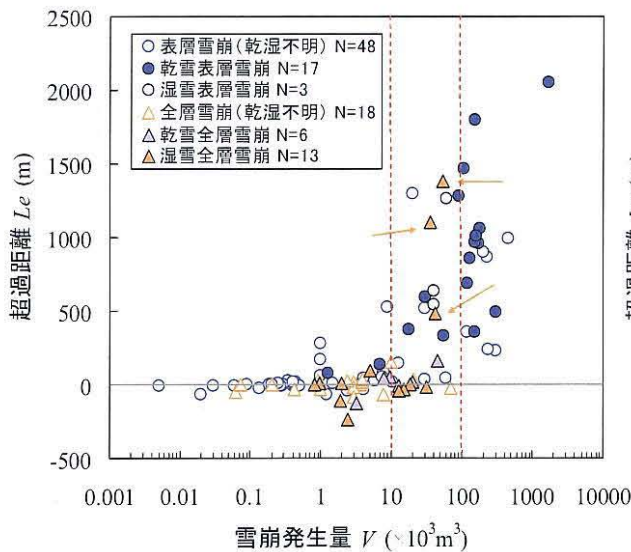


図 7-15 雪崩発生量と超過距離の関係

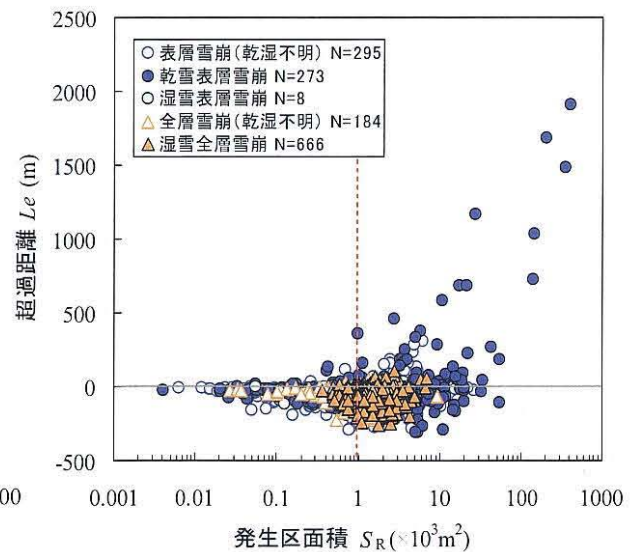


図 7-16 雪崩の発生区面積と超過距離の関係

7.5.2 超過距離と発生区標高の関係

超過距離(Le)と発生区標高(h_R)の関係について、雪崩の種類別に図 7-17 に示す。全体的に表層雪崩の超過距離は 0m 付近が多いが、発生区標高が 500m 近くから超過距離は大きくなっていて、標高が高くなるにつれて標高ごとの超過距離の最大値は大きくなる傾向があり(図 7-17a 中の矢印)、標高が 1000m 近くになると超過距離が 1km を超える雪崩がある。和泉(1986)の指摘のように直線的に増大する傾向はみられないが、これは様々な場所で発生した雪崩事例を用いているためと考えられる(図 7-17a)。全層雪崩の超過距離は図中に矢印で示した湿雪全層雪崩の 3 事例を含めて、発生区標高が 500m を超えている一部の雪

崩で超過距離が大きい事例があるものの、数は極めて少なくほとんどが0m付近か負の値である(図7-17b)。

以上の7.5.1の発生区面積と発生区標高、見通し角、超過距離の関係と、7.5.2の超過距離と発生区標高の関係は、基本的には和泉(1986)の結果と類似していて、見通し角が全層雪崩 24° 、表層雪崩 18° を下回る雪崩もあるが、全体としてはほぼ 18° 以上を満足している。発生量が 10^5m^3 を超える大規模雪崩はすべて乾雪表層雪崩であり、規模や標高が大きくなるに従って超過距離が増大して流動性が増す特徴があるが、全層雪崩は一部を除いて超過距離はほとんどが0mを超えず、規模や標高に関わらず流動性の特徴はみられなかった。

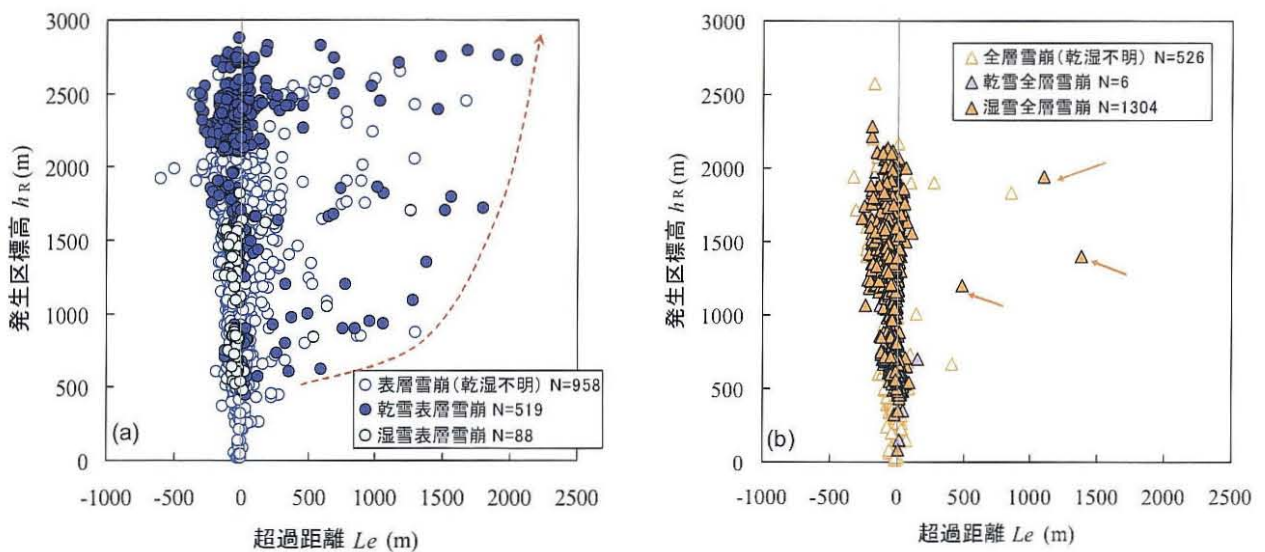


図7-17 雪崩の超過距離と発生区標高の関係(a:表層雪崩, b:全層雪崩)

7.6 雪崩の階級

7.6.1 ポテンシャル階級の算定

雪崩の発生量が判明している105個の雪崩事例のうち、質量が推定されている事例は少ないが、雪崩発生後の現地調査時に積雪断面観測などによって積雪密度が計測されている場合は質量の推定が可能である。この場合、雪崩発生区の近傍で計測が行われることはほとんどないため、厳密には発生した雪崩の積雪密度とは異なるが、ここでは近似的な値として質量の推定として用い、表層雪崩の場合は推定すべり面より上位の積雪層、全層雪崩は積雪層全体を対象として平均積雪密度を求めた。

ポテンシャル階級は発生量 $V(\text{m}^3)$ と平均積雪密度 $\rho(\text{kg}/\text{m}^3)$ から質量 $M(\text{kg})$ を求め、雪崩の落差 $h(\text{m})$ を用いて算定した。質量が計算可能な表層雪崩9個(乾雪表層雪崩8個, 湿雪表層雪崩1個)、全層雪崩15個(乾雪全層雪崩5個, 湿雪全層雪崩10個)の24事例について、算定した雪崩の質量とポテンシャル階級を表7-8に示す。なお、ポテンシャル階級では雪崩の重心落差(H)が用いられているが、ここでは発生区の上端から堆積区の下端まで

の標高差である落差(h)を用いたため、階級は本来の数値よりも若干大きめとなる。

ここで表中で筆者が実施した平均積雪密度の実測データは次のとおりである。

- 1) No.18 は白馬村八方尾根における雪崩動態観測（第4章の4.7）で述べた2001年3月22日発生の全層雪崩であり、発生量が判明して雪崩の発生から日数が経過しているが、秋山ら（2009b）の積雪密度調査のうち2001年4月19日の計測結果（標高1480m、積雪深380cm、積雪密度535kg/m³）を利用した。この他にも発生量が判明している雪崩が3つあるが、雪崩の発生日前後で平均積雪密度を計測していないためここでは扱っていない。
- 2) No.19, 20, 22, 23 は能生町柵口における雪崩動態観測（第3章の3.6）で述べた2002年3月16日と4月18日に発生した面発生湿雪全層雪崩と、2003年1月3日に発生した2つの面発生乾雪全層雪崩であり、いずれも発生量が判明して雪崩発生日の前後で現地積雪断面観測を行い、平均積雪密度を計測しているものである。2002年は第3章の図3-2のNo.5の地点（標高310m）において、3月14日と4月3日に積雪断面観測を行っていて、それぞれ積雪深213cm、平均積雪密度465kg/m³と積雪深123cm、平均積雪密度525kg/m³であった。2003年は同様に1月8日に実施し、積雪深170cm、平均積雪密度270kg/m³であった。
- 3) No.24 は秋山ら（2007b）の実測であり、2005年3月19日前後に発生したと考えられる発生量が5000m²の湿雪全層雪崩に対して、2004年3月24日に雪崩堆積区の直近で積雪断面観測を行っていて、積雪深235cm、平均積雪密度392kg/m³であった。

ポテンシャル階級が求められた雪崩は24事例と少ないが、階級が6.0以下の雪崩はないため、ポテンシャル階級の全体的な特徴を把握するには、発生量は判明しているが積雪密

表 7-8 雪崩の質量とポテンシャル階級

No.	発生年	雪崩発生箇所	雪崩形態	発生量 ($\times 10^3 \text{m}^3$)	平均積雪密度 (kg/m^3)	質量 ($\times 10^6 \text{kg}$)	落差 (m)	ポテンシャル階級 (P.M.)	参考文献	
									(発生量)	(平均積雪密度)
1	1961	北海道幌延町宗谷本線下平陸橋	乾雪全層	20	150	3	220	6.8	和泉(1986)	清水(1967)
2	1961	北海道新冠村日高山脈(北)	湿雪全層	18.4	252	4.6	150	6.8	和泉(1986)	吉田ら(1963)
3	1961	北海道新冠村日高山脈(南)	湿雪全層	15.3	483	7.4	170	7.1	和泉(1986)	吉田ら(1963)
4	1964	北海道古平町大字沢江村	湿雪全層	31	400	12.4	140	7.2	和泉(1986)	藤岡ら(1964)
5	1978	長野県白馬村五竜とおみスキー場	湿雪全層	12.9	350	4.5	195	6.9	和泉(1986)	広部ら(1978)
6	1981	新潟県湯ノ谷村下折立	乾雪全層	9.6	283	2.7	125	6.5	和泉(1986)	中俣・和泉(1981), 山田・五十嵐(1982)
7	1981	新潟県守門村大倉	乾雪表層	150	170	25.5	260	7.8	和泉(1986)	中俣・和泉(1981)
8	1981	北海道ニセコ町ニセコスキー場	湿雪全層	42	420	17.6	510	7.9	和泉(1986)	秋田谷ら(1982)
9	1984	新潟県中里村清津峡	乾雪全層	45	290	13.1	330	7.6	和泉(1986)	中俣ら(1985)
10	1984	新潟県妙高村暮の沢	乾雪表層	150	200	30	970	8.5	是沢ら(1988)	是沢ら(1988)
11	1986	新潟県能生町島道鉱泉	乾雪表層	30	170	5.1	440	7.3	和泉・小林(1986)	※1
12	1986	新潟県能生町柵口	乾雪表層	175	170	29.8	700	8.3	小林(1986)	小林ら(1986)
13	1986	新潟県能生町柵口	乾雪表層	17.5	170	3	640	7.3	櫻井・斉藤(1996)	※1
14	1989	新潟県湯沢町苗場山	湿雪全層	36	400	14.4	550	7.9	下村ら(1989)	下村ら(1989)
15	1996	新潟県能生町西飛山	乾雪表層	90	235	21.2	855	8.2	櫻井・斉藤(1996)	櫻井・斉藤(1996)
16	1996	長野県白馬村乗鞍岳	乾雪表層	105	190	20	860	8.2	新田ら(1996)	新田ら(1996)
17	2000	岐阜県上宝村左俣谷	乾雪表層	1660	300	498	1595	9.9	(社)日本雪氷学会(2001)	(社)日本雪氷学会(2001)
18	2001	長野県白馬村崩沢	湿雪全層	0.8	535	0.4	290	6.1	秋山・武士(2004)	実測※2
19	2002	新潟県能生町柵口	湿雪全層	1.9	465	0.9	340	6.5	秋山・武士(2004)	実測※2
20	2002	新潟県能生町柵口	湿雪全層	2.4	525	1.3	540	6.8	秋山・武士(2004)	実測※2
21	2002	新潟県妙高村暮の沢	湿雪表層	60	435	26.1	900	8.4	竹内ら(2002)	竹内ら(2007)
22	2003	新潟県能生町柵口	乾雪全層	3.2	270	0.9	480	6.6	秋山・武士(2004)	実測※2
23	2003	新潟県能生町柵口	乾雪全層	12.6	270	3.4	620	7.3	秋山・武士(2004)	実測※2
24	2005	新潟県妙高村土路	湿雪全層	5	392	2	130	6.4	秋山ら(2007)	実測※2
			表層平均		230					
			全層平均		370					

※1: 11と13は12の雪崩の発生場所と発生日時に近いので12の値を利用
 ※2: 筆者らが実施した雪崩発生後もしくは定期的な積雪断面観測の実測値

度が不明な雪崩についてもポテンシャル階級の計算が必要となる。このため、ポテンシャル階級を算定した表 7-8 の 24 個の雪崩事例のうち、9 個の表層雪崩と 15 個の全層雪崩からそれぞれ平均的な積雪密度を算出して、発生量が判明している 105 個の雪崩のうちで積雪密度が不明な 81 個（表層雪崩が 59 個，全層雪崩が 22 個）に適用することとした。表層雪崩と全層雪崩の平均積雪密度はそれぞれ 230kg/m^3 と 370kg/m^3 であり（表 7-8），これらの値を適用して積雪密度が不明な雪崩についてポテンシャル階級を計算した。

7.6.2 ポテンシャル階級と地形要素の関係

雪崩のポテンシャル階級(P.M.)と発生区標高(h_R)，直接見通し角(α_0)，超過距離(L_e)の関係について，図 7-18 から図 7-20 に示す。ポテンシャル階級は 2.4~9.9 の範囲にあり，最大は 2000 年 3 月 27 日に国内の記録では最大級の面発生乾雪表層雪崩が発生した事例（(社)日本雪氷学会，2001）である。

ポテンシャル階級と地形要素の関係は，発生量と地形要素の関係（図 7-12，図 7-13，図 7-15）と全体的な傾向は同じであり，ポテンシャル階級が増加すると発生区標高，超過距離は増加し，見通し角は小さくなる傾向にある。超過距離はポテンシャル階級が 6 前後から大きくなっているが，おおよそ階級が 7 以上では超過距離が直線状に増大している。

このようにある階級以上では傾向が大きく異なっており，階級が 7 以上の大き

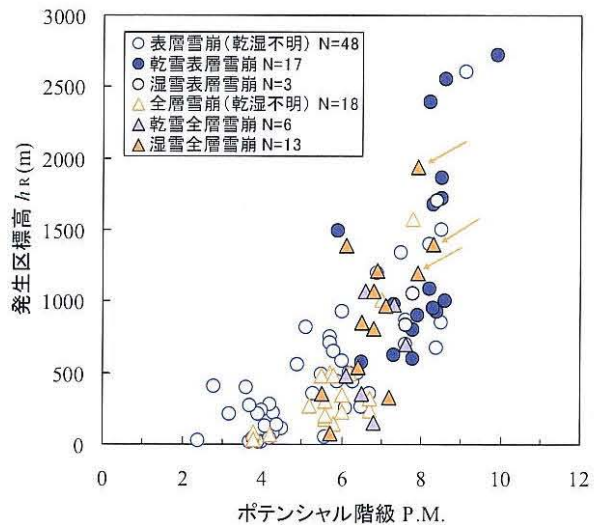


図 7-18 ポテンシャル階級と発生区標高の関係

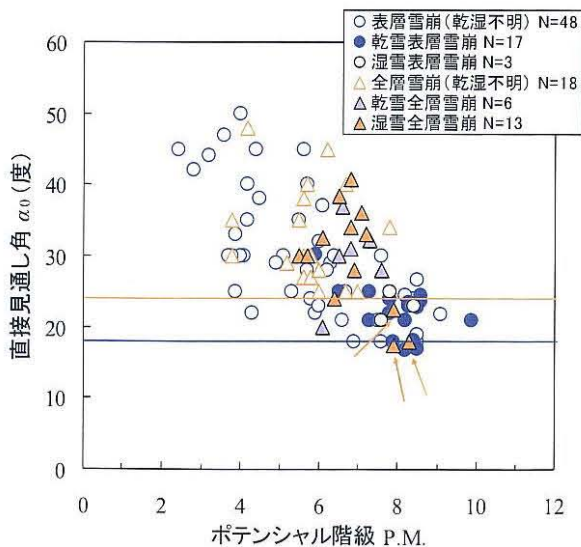


図 7-19 ポテンシャル階級と見通し角の関係

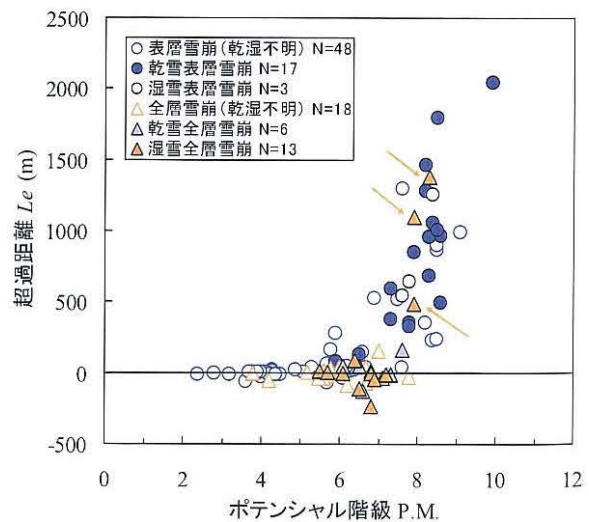


図 7-20 ポテンシャル階級と超過距離の関係

い場合は大規模雪崩の流動性(和泉, 1986)としての特徴が表れているものと考えられる。

7.7 まとめ

雪崩映像観測, 空中写真判読と既往の雪崩調査報告による表層雪崩 1565 個と全層雪崩 1836 個の合計で 3401 個の雪崩データを用いて, 雪崩の種類別に地形要素と規模, 流動性と階級に関する検討を行った。主な結果は次のとおりである。

①雪崩の発生から移動, 堆積に関する地形要素

- 1) 発生区の勾配は 20~65°の範囲であるが, 30~45°の勾配で多く発生し, 最も頻度が高い階級は表層雪崩が 35~40°, 全層雪崩が 40~45°である。数は少ないが 25°以下あるいは 55°より大きい勾配でも発生する。
- 2) 堆積区の勾配は発生区の斜面とは逆の勾配である 0°未満(負の値)から 65°の範囲であるが, 多くが 25~35°の範囲にあって表層雪崩は 25~30°, 全層雪崩は 30~35°の頻度が最も高く, 全体的に堆積区勾配は発生区勾配に比べて 10~15°程度小さい。
- 3) 直接見通し角は一部の雪崩で表層雪崩で 18°, 全層雪崩で 24°の基準を下回る事例があるが, ほぼ高橋(1960)の基準値を満足している。直接見通し角の頻度はいずれも表層雪崩で 32~38°, 全層雪崩で 34~40°付近を頂点とした正規分布となっている。
- 4) 雪崩の到達距離と落差は全体的に比例関係となっており, 表層雪崩と全層雪崩の到達距離(HL)と落差(h)の関係はそれぞれ, $HL = 1.84h$, $HL = 1.41h$ となっていて, 同じ落差では表層雪崩の方が全層雪崩よりも到達距離が平均的に約 1.3 倍ほど大きい。落差が 400~500m 以上に大きくなると到達距離との関係はばらつき, 落差に応じて到達距離が長くなる傾向にある。
- 5) 表層雪崩のうち, 雪崩の到達距離が 1500m を超える雪崩の発生区勾配は 20~45°, 3000m を超える場合は 20~35°の範囲であり, 全層雪崩のうち到達距離が 1000m を超える雪崩の発生区勾配は 22~45°, 2000m を超える場合は 22~40°の範囲である。また, 表層雪崩では到達距離が 2000m を超える雪崩の堆積区勾配は 16°以下, 全層雪崩では到達距離が 2000m を超える雪崩の堆積区勾配は 12°以下の範囲である。

②雪崩の発生量と流動性

- 1) 発生区の標高が高くなるにつれて発生量が増大して, 発生量が 10^5m^3 以上の雪崩は表層雪崩であり, 雪崩層の雪質(乾雪・湿雪)が不明な事例を除くとすべて乾雪表層雪崩であり, 600m 以上の標高から発生している。全層雪崩の発生量は 10^5m^3 より小さい。
- 2) 雪崩全体で考えた場合, 全体的に発生量が増加すると見通し角は小さくなり, 見通し角の下限はほぼ 18°であって, 発生量がおおよそ 10^4m^3 以上で見通し角が下限になる雪崩が出現している。
- 3) 発生量がおおよそ 10^4m^3 付近から超過距離との関係が異なり, 発生量が 10^4m^3 を超えると

発生量に応じて超過距離は増大して、発生量が 10^4m^3 以上で超過距離が 1km を超えている事例がある。乾雪表層雪崩では発生量が増えるに従い超過距離は増大しているが、全層雪崩は超過距離が 0m を超える事例は一部の湿雪全層雪崩を除くと少ない。

- 4) 全体的に発生区の標高に関わらず超過距離は0m付近に多いが、発生区標高が500m近くを超えると標高が高くなるほど超過距離が大きくなり、表層雪崩は標高1000m近くになると超過距離が1kmを超えている事例が出現している。全層雪崩の超過距離は、発生区の標高が500mを超えている一部で超過距離が大きい事例があるものの、ほとんどが0m付近である。

③雪崩の階級

- 1) 雪崩の階級として、雪崩の発生量と平均積雪密度、落差から求めたポテンシャル階級は 2.4~9.9 の範囲であり、全体では 10 以下である。
- 2) ポテンシャル階級と発生区標高、直接見通し角、超過距離など雪崩の地形要素との関係については、雪崩発生量とそれぞれの関係と全体的な傾向は同じであり、ポテンシャル階級がおよそ 7 前後を超えると超過距離は直線的に増大する。

なお、雪崩の規模は雪崩の発生量もしくは質量を用いる必要があると考えられるが、現状ではデータが極めて少なく、今後は発生規模に着目したデータの蓄積が必要である。雪崩映像観測のうち、山形県米沢市、福島県只見町で実施した箇所は山形県、福島県の観測結果を利用した。また、岐阜県上宝村で実施した箇所は北陸地方整備局神通川水系砂防事務所にて観測協力をいただいた。12 県の空中写真判読による 563 個の雪崩判読資料については、松田宏氏（国際航業株式会社）に提供いただいた。図 7-2 の背景地図データは、国土地理院の電子国土 Web システムから配信されたものである。

第8章 航空レーザ測量による積雪深の分布と雪崩の発生

8.1 はじめに

最近では航空レーザ測量による広域の計測技術が実用化されてきており、通常は積雪期の積雪表面と無雪期の地表面の2時期を計測して、その差分値を積雪期の計測時における積雪深として利用している(岡本ら, 2004; 国土地理院地理調査部, 2005; 秋山・佐藤, 2006)。山地での計測事例や、計測した範囲の地形と積雪分布との関係をもとにして、積雪深と標高、斜面勾配、斜面方位別の特徴を具体的に検討した事例は現状では未だに少ないうえ、雪崩への直接的な適用の事例はほとんどない状況である。

第6章では、空中写真と航空レーザ測量を組み合わせる雪崩の形状に三次元の座標値を与えて数値化を行った事例の述べたが、第8章では、航空レーザ測量を用いて山地で積雪深の計測を行った秋山ら(2009a)の内容をもとにして、第5章と第6章の空中写真判読による雪崩の発生状況や第7章の雪崩の地形要素や規模との関連について述べる。

8.2 航空レーザ測量による積雪深分布の計測

航空レーザ計測と空中写真撮影は、秋田県と岩手県の十和田・八幡平国立公園内に位置する烏帽子岳(乳頭山, 標高1478m)の周辺で行った。計測と撮影の諸元は表8-1のとおりで、積雪期が2007年2月22日、無雪期が2007年5月22日に実施した。調査地域は図8-1に示す秋田県仙北市の乳頭温泉郷周辺から烏帽子岳(乳頭山)方面への東西方向で、計測と撮影は平面図上の黒線の枠部分に示す幅0.6~1km、延長約7.7kmの約6.2km²の範囲で、標高差は最大で約900mである。

無雪期と積雪期の航空レーザの計測データは内挿処理を行い、1m格子(以下メッシュと記す)のDEM(数値標高データ)を作成し、それぞれ地表面と積雪表面の地形データとした。地表面については無雪期のDEMからメッシュ単位ごとに標高、勾配(傾斜)、方位を算出し、積雪深については積雪期と無雪期のDEMからメッシュ単位ごとに標高の差分値として算出した。なお、差分としての積雪深の値が0以下となる場合があるが、これは河川の水面や除雪した道路の路面などの計測値が含まれると考えられるため、解析には積雪だけを対象に差分値が0より大きい値を利用して、0以下のデータは除外した。メッシュ単位で作成した標高、勾配、方位、積雪深のデータは集計を行い、積雪深は平面分布図や頻度分布を作成するとともに、標高を5mごとの階級に区分してメッシュデータを集計し、斜面の勾配や方位別に平均積雪深を算出した。

表8-1 航空レーザ計測と空中写真撮影の諸元

項目	設定	
計測年月日	積雪期	2007年2月22日
	無雪期	2007年5月22日
航空機	計測・撮影コース	1コース
	飛行高度	2400m
	対地高度	900~1800m
	飛行速度	70m/s (252km/h)
レーザ計測	反射点の間隔	0.95~1.35m
	パルス頻度	33000Hz
	スキャン角度	36° (±18°)
	測距精度	±0.15m
空中写真撮影	デジタルカメラ	1600万画素
地形データ	DEM作成間隔	1m

航空レーザ測量と空中写真撮影から作成したオルソ画像について、図8-1にあわせて示す。無雪期の写真では常緑樹のスギと落葉樹のブナの分布がみられ、常緑樹は積雪期の空中写真においても雪面上で認識できるが、常緑樹のある範囲では樹冠を計測してしまうことによって、地表面や積雪表面の計測値やDEM作成時に誤差が生じる可能性がある。このため、常緑樹がある部分の航空レーザ計測データについては、明らかに植生上にある計測点を除去する作業を行ってDEMを作成した。

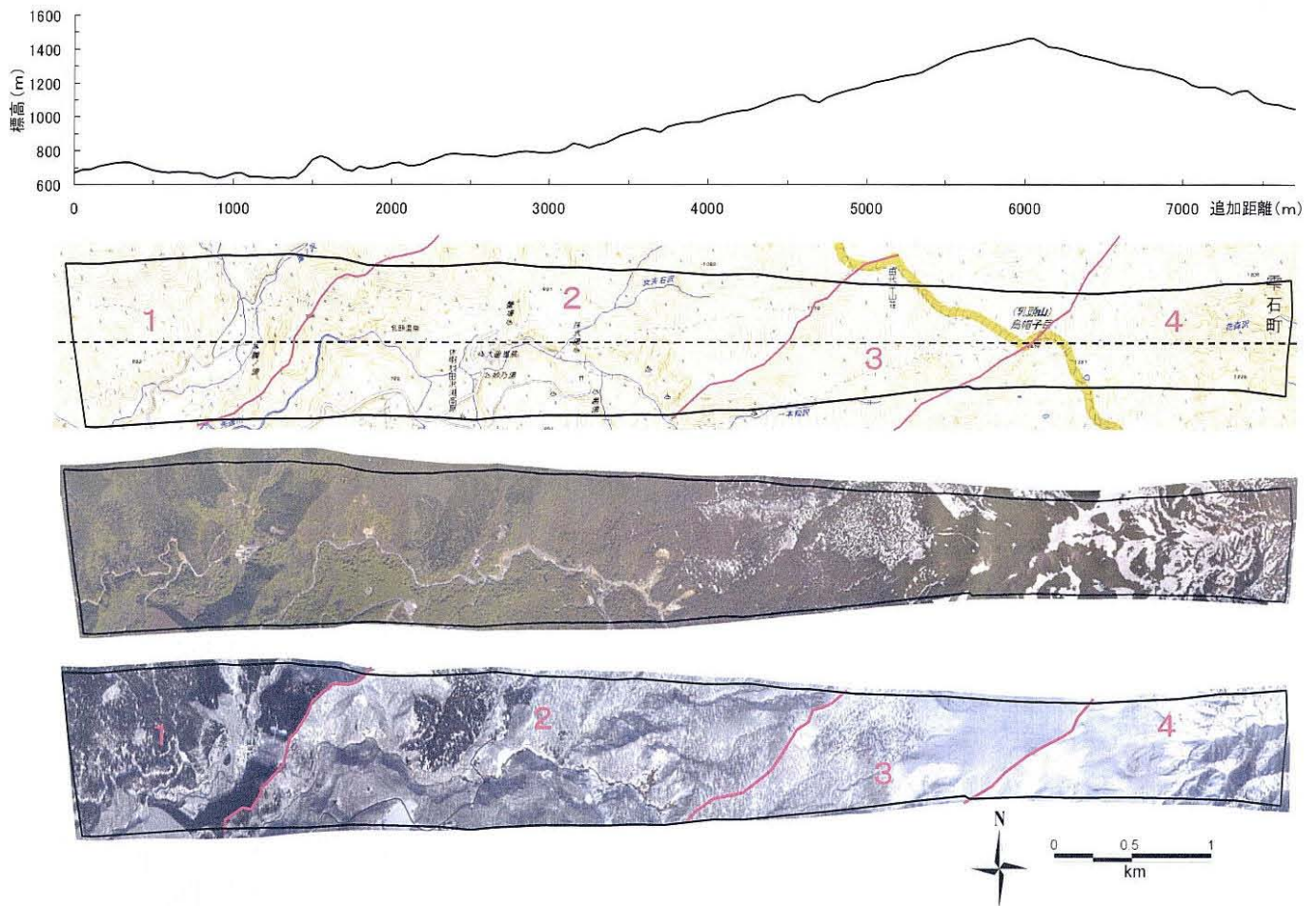


図8-1 調査地の平面図と中心線の縦断図，無雪期(2007/5/22)と積雪期(2007/2/22)のオルソ画像(調査範囲は平面図上の黒線の枠内)

航空レーザ測量は広範囲で計測を行っており、常緑樹は植林等で部分的に存在していることから、解析の対象とする区域を広く設定して、積雪深の地形的特徴については標高や勾配の階級、方位別の平均的な値を算出する方法とした。調査範囲は図8-1の縦断図と平面図を参考に、地形に着目して尾根を境界として、図8-1に示す1~4の4つの区域(以下区域1~4と記す)に区分した。調査範囲の地形について、西側の標高550~850mの範囲には2つの河川があって平地や緩傾斜の地形が存在するが、東側の標高850~1480mの範囲は烏帽子岳(乳頭山)の山頂から山麓にかけての斜面となっている。烏帽子岳(乳頭山)を通る北東から南西方向の稜線(区域3と4と境界線)を境として、全体的に西から東へ向かって区域1~3では標高が高くなり、区域4では標高が低くなっている。

なお、無雪期の写真では烏帽子岳（乳頭山）東側に広く残雪がみられるため、残雪のある範囲の差分値である積雪深は残雪の厚さだけ小さく算出されるが、積雪期の写真では雪崩の発生はほとんどみられなかったため、積雪深の算出に対する雪崩の影響はないものと考えられる。

気象としてアメダス田沢湖（南南西へ約 13km, 標高 230m）における 2005～2008 年の 3 冬期の風向記録を図 8-2 に示す。風向は 1 日の最多風向（16 方位）であり、各冬期ともに 11 月から航空レーザ計測と空中写真撮影を行った 2 月までの期間を対象とした。風向はどの冬期も西～

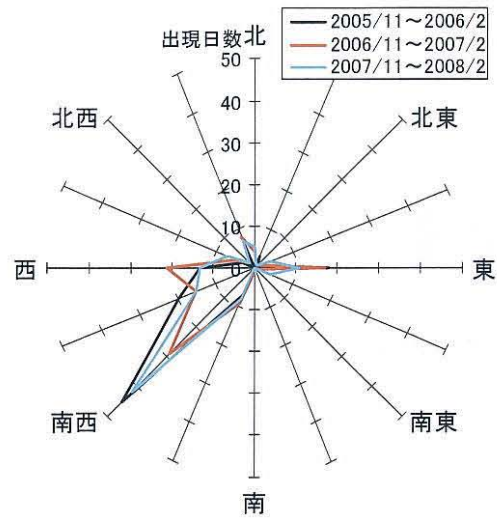


図8-2 3冬期における最多風向の出現日数

南西方向の割合が多く、2007 年 2 月 22 日に撮影した空中写真をみると、植生の分布がまばらな範囲における積雪表面の風紋跡の流れは東～北東方向であった（写真 8-1）。以上から、調査範囲の冬期間は西～南西方向の風向が卓越すると考えられる。



写真8-1 積雪面上の風紋跡(右側が東方向)

8.3 積雪深の分布と地形

8.3.1 積雪深の平面分布

航空レーザ測量によって得られた積雪深の平面分布について、地形図とともに図 8-2 に示す。乳頭温泉郷から東方向に向かって標高が高くなるとともに積雪深が増加するが、烏帽子岳（乳頭山）の西側斜面の途中で図 8-3 の△印を結んだラインから山頂までは積雪深が減少している。また、烏帽子岳（乳頭山）の東側の斜面では、東方向に向かって積雪深が再び増加している。

烏帽子岳（乳頭山）の西側斜面において、積雪深が増加から減少に転じるのは標高約 1250 m 前後であるが、この付近は地形図の植生記号や空中写真の状況から落葉樹の森林限界であり、高標高で樹林のない斜面では卓越風によって積雪が減少していることが想定される。

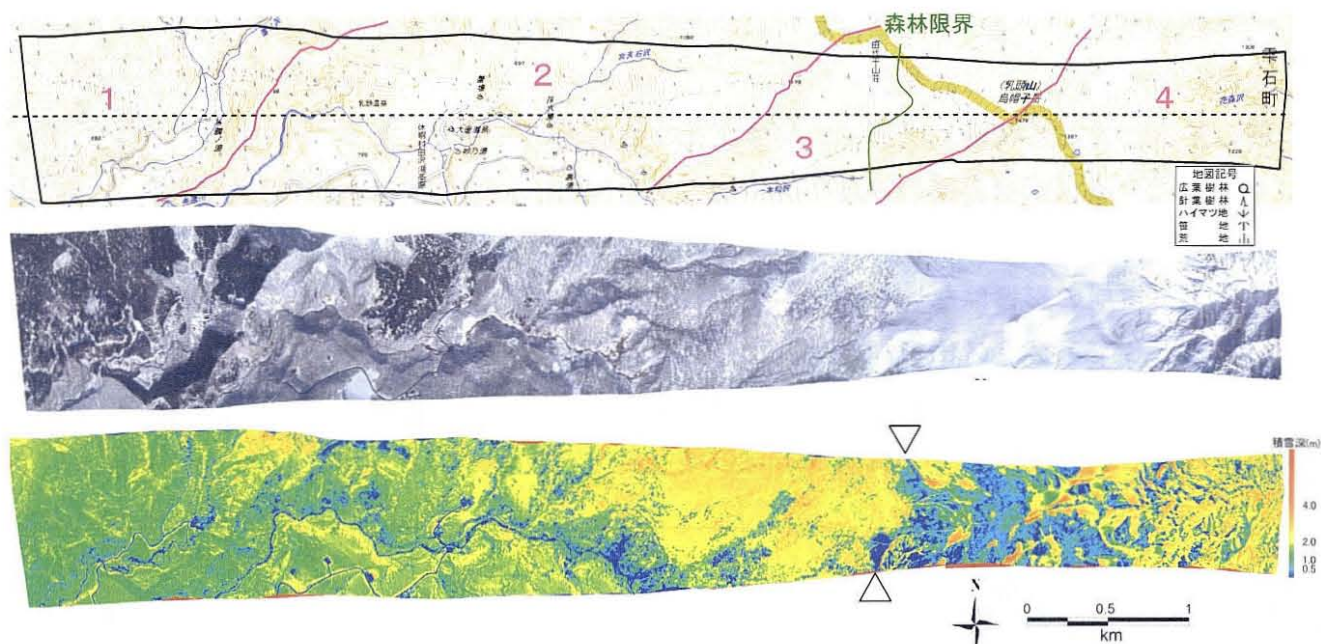


図8-3 平面図，積雪期のオルソと積雪深の平面分布

8.3.2 斜面勾配の違いによる標高と積雪深の関係

秋山ら（2009）では，斜面勾配別の標高と平均積雪深の関係について，勾配を20°ごとの階級に区分しているが，より詳細な関係を把握するため，勾配を10°ごとの階級に区分して，3階級ごとに図8-4に示す．なお，標高は5m間隔である．一般に傾斜が大きいほど積雪が下方へ崩落するため，積雪深は小さくなると考えられる．斜面の勾配が0～10°から20～30°の階級における平均積雪深と標高の関係は，いずれもほぼ同様の傾向を示しているが，標高1250m以上ではばらつきがみられる（図8-4a）．

標高900m以下の場合では，斜面勾配が50°以下では積雪深はほぼ同じであるが，標高900～1250mの場合は斜面勾配が30°を超えると積雪深は勾配が急なほど減少する傾向にあり，20～30°，30～40°，40～50°の順に後者ほど積雪深が小さくなっている（図8-4b）．斜面の勾配が50度を超えると積雪深にばらつきがみら

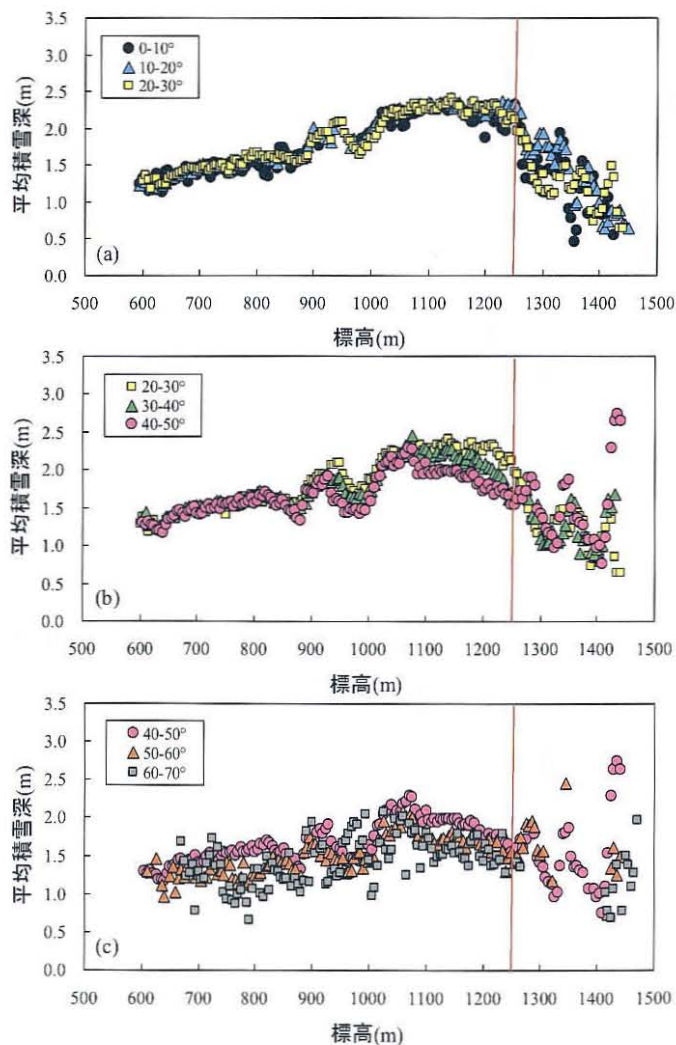


図8-4 斜面勾配別の標高と平均積雪深の関係 (a:0-30度，b:20-50度，c:40-70度)

れるが、標高1250mまでは勾配が急なほど積雪深が小さい場合が多い(図8-4c)。標高1250m以上では、落葉樹の森林限界より高標高部のため、卓越風による影響があることが想定され、積雪深と斜面勾配の関係にはばらつきがあつて明瞭な特徴はみられない。

8.3.3 斜面方位の違いによる標高と積雪深の関係

標高と積雪深の関係について斜面方位別にみると、4つの区域において差異がある。各区域の範囲全体と斜面方位別について、標高と平均積雪深の関係を図8-5に示す。区域1では標高が高くなるに従つて積雪深は平均で+31cm/100mの割合で増加し、斜面方位別の積雪深は北向きの斜面が最も大きく、西、(東・南)の順となっている(図8-5a)。区域2も同様に標高が高くなるに従つて積雪深は平均で+24cm/100mの割合で増加し、斜面方位別の積雪深は北向きの斜面が最も大きく、西、(東・南)の順となっている(図8-5b)。

区域3も同様に標高が高くなるに従つて積雪深は平均で+27cm/100mの割合で増加しているが、標高約1250m付近から高標高部では積雪深が急激に減少している(図8-5c)。この位置は森林限界で、これよりも高標高部では卓越風によって積雪が東側へ吹き払われて減少していると想定され、減少の割合は平均で-50cm/100mである。

斜面方位別の積雪深は、標高950~1250mまでは北向きの斜面が最も大きく、西、南、東の順となつていて区域1や区域2とほぼ同様である。標高1250m以上では標高別にばらつきがあるものの、全体的に積雪深は東向ききの

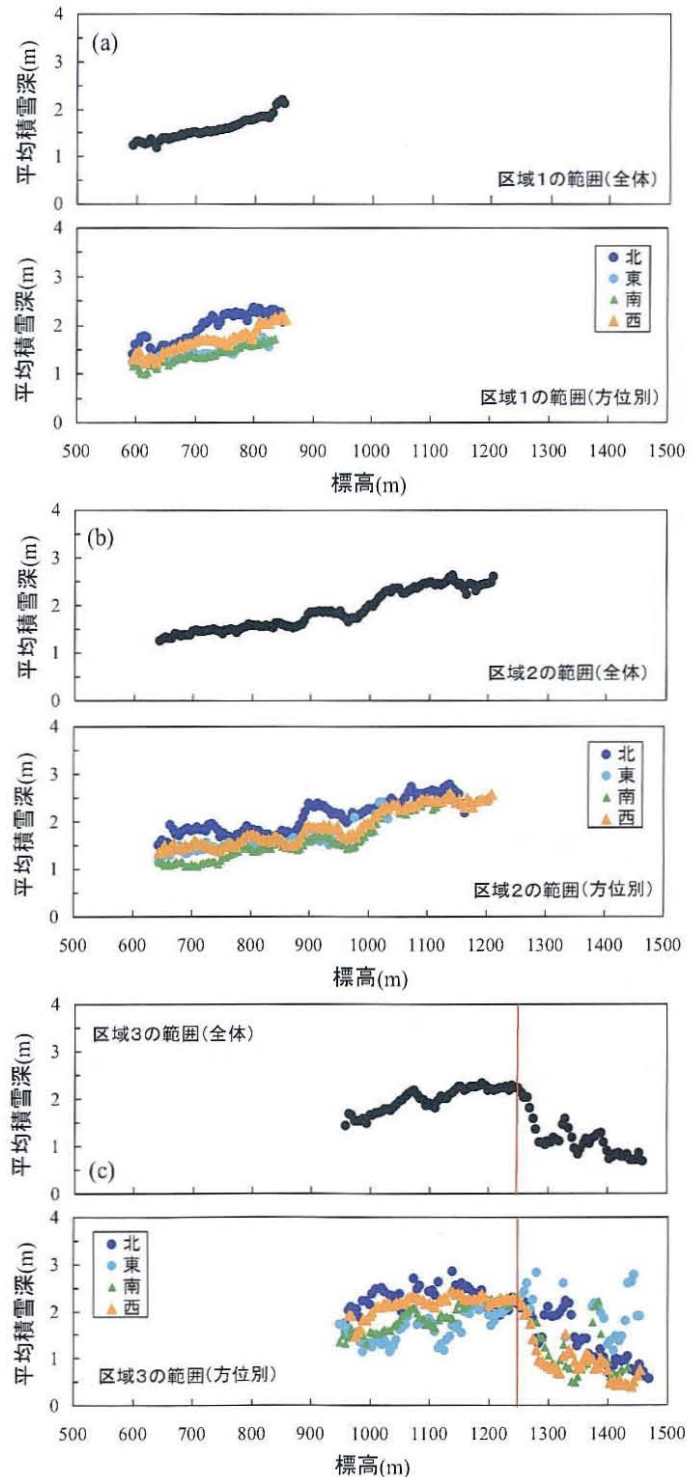


図8-5(1) 斜面方位別の標高と平均積雪深の関係(a: 区域1, b: 区域2, c: 区域3)

斜面が最も大きく、北、(南・西)の順となっている。これは西～南西方向の卓越風によって積雪が東～北東方向に運ばれるため、南や西向き斜面で積雪深が小さくなり、東や北向き斜面で積雪深が大きくなるものと想定される。

烏帽子岳(乳頭山)の東側斜面にあたる区域4では、標高が高くなるに従って積雪深は平均で $-28\text{cm}/100\text{m}$ の割合で減少し、斜面方位別の積雪深は、標高約1100mまでの範囲では北向きの

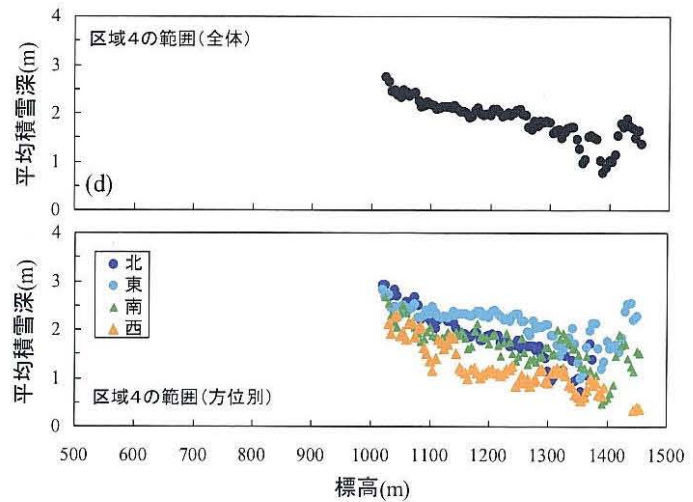


図8-5(2) 斜面方位別の標高と平均積雪深の関係(d: 区域4)

斜面が大きい、全体的にみると東向きの斜面が最も大きく(北・南)、西の順となっている(図8-5d)。ただし、区域4では残雪を考慮する必要がある、残雪部分の積雪深は実際よりも小さくなるため、積雪深の減少の割合や方位別の状況は正確ではなく、航空レーザ計測による差分値(積雪深)は残雪分の厚さだけ小さく算出される。このため、東向き斜面の実際の積雪深は図にプロットされている値よりも大きくなることから、東向き斜面は他の方位よりも積雪深にかなりの差異があって、無雪期の空中写真ではこの積雪が残雪となっているものと考えられる。

8.4 積雪深の分布と雪崩の関係

8.4.1 斜面勾配の違いによる積雪深の分布と雪崩の関係

第7章の7.4.5では3401個の雪崩データのうち、発生区勾配が判明している2832個の雪崩について、雪崩の規模としての到達距離(HL)と発生区勾配(θ_R)との関係を調べており、表層雪崩では到達距離が1500mを超える雪崩の発生区勾配は $20\sim 45^\circ$ 、3000mを超える場合は $20\sim 35^\circ$ の範囲であり、全層雪崩では到達距離が1000mを超える雪崩の発生区勾配は $22\sim 45^\circ$ 、2000mを超える場合は $22\sim 40^\circ$ の範囲である。雪崩全体としての発生しやすい勾配は、第7章の7.4.1のとおり $35\sim 45^\circ$ の頻度が高いが、これは小規模から大規模までの雪崩全体の特徴であり、大規模雪崩だけを対象とするとこの頻度が高い範囲よりも緩い角度から発生していることになる。これは斜面上に積もる雪の量と斜面の傾斜が関係していると考えられるため、8.3.2の斜面勾配の違いによる標高と積雪深の関係を参考に検討を行った。

積雪深と斜面勾配の関係は次の特徴がある。

- 1) 標高900m以下の場合、斜面勾配が 50° 以下では平均積雪深はほぼ同じであり、 50° を超えると下回る。
- 2) 標高900~1250mの場合は、斜面勾配が 30° を超えると積雪深は傾斜が急なほど減少す

る傾向にある。

- 3) 標高 1250m 以上は落葉樹の森林限界より高標高部のため卓越風による影響があり、積雪深と斜面勾配の関係はばらつきがあって明瞭な特徴はみられない。

森林限界までの範囲は、ある標高（この場合は 900m）までは積雪深は 50°以下の勾配ではほぼ一定でそれを超える角度では少なくなり、この標高を超えると 30°以上の斜面では積雪深が減少している。仮に他の地域でも同様の特徴があるとすると、標高が高い地域では勾配が 30°を超えると積雪深は減少するため、単位面積あたりの雪崩の発生を考えた場合、発生量は勾配が 30°までが最大となる。到達距離の大きい雪崩の発生区勾配は 20~40°の範囲であるが、斜面勾配が 30°以下で積雪深は最大となり、40°までは減少するものの、この範囲で発生した雪崩はこれよりも急な勾配で発生した雪崩よりも発生量が多くなるため、到達距離が大きくなると考えられる。

8.4.2 斜面方位の違いによる積雪深の分布と雪崩の関係

第5章の新潟県津南町/湯沢町と長野県栄村に位置する苗場山（標高2145m）と鳥甲山（標高2037m）では、5.4.1のとおり苗場山や鳥甲山の周辺では東向き斜面の多い区域で到達距離の大きい雪崩が発生し、苗場山の東側や南東側で表層雪崩が発生していた。鳥甲山の周辺では2006年と2008年の2月に航空レーザ測量が行われているが、卓越風向は西北西で斜面の積雪深の分布は東~北東向きの斜面の方が南西~西向きよりも大きく、東向きの斜面では積雪深が2割程度大きい状態であった（上石ら，2008）。卓越風向や積雪の状況、山頂から山麓までの標高に関しては、烏帽子岳（乳頭山）を通る稜線の東側にある区域3の標高1250m以上の範囲と区域4の状況と類似している。

苗場山と鳥甲山の周辺における地形図と無雪期の空中写真をそれぞれ図8-6、写真8-2と図8-7、写真8-3に示す。苗場山の周辺では南西側にある平坦地（湿原）を含め、2万5千分1地形図の植生記号では高標高部でも針葉樹と広葉樹の混合林が存在し、無雪期の空中写真も同様に山頂付近の標高で針葉樹が存在していて、森林限界を超えていない。苗場山周辺の積雪が烏帽子岳（乳頭山）と同じ状況と仮定すると、南北方向にのびる主稜線の西側では、標高が高くなるほど積雪深は増加して、稜線の頂上や平坦地の積雪は西風の卓越風向によって東側に吹き払われ、東側では積雪が多くなっているものと考えられる。融雪期の空中写真（第5章の写真5-1、写真5-2）では、苗場山を通る稜線の東側と西側に残雪が広く残っている。鳥甲山を通る稜線では西側に残雪が周囲に広く残っているが、東側は既に地表が露出している範囲がある。これは鳥甲山の東斜面は相対的に低標高で勾配が急であり、雪崩の発生が多いことなどが理由として考えられる。今後は融雪期ではない12月から3月の期間などに広域に積雪深分布を定量的に把握する必要があるが、このような理由から、主稜線の東側では到達距離の大きい雪崩が発生しているものと想定される。

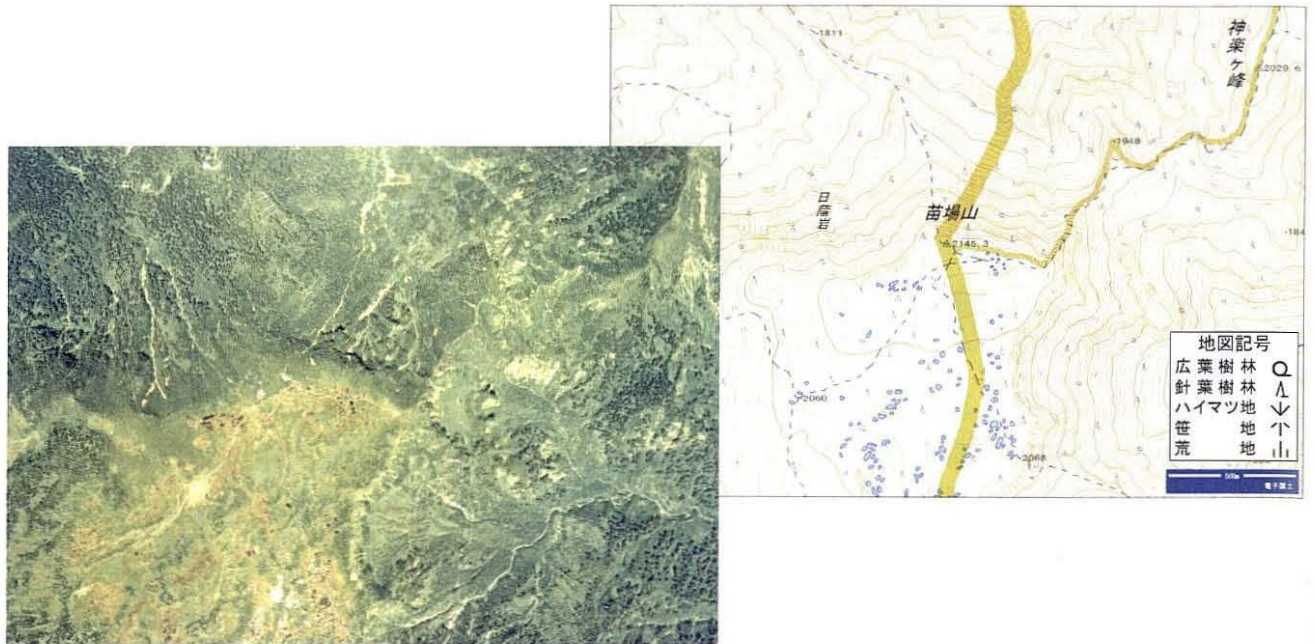


図8-6・写真8-2 苗場山周辺の地形図と空中写真(1976年撮影)

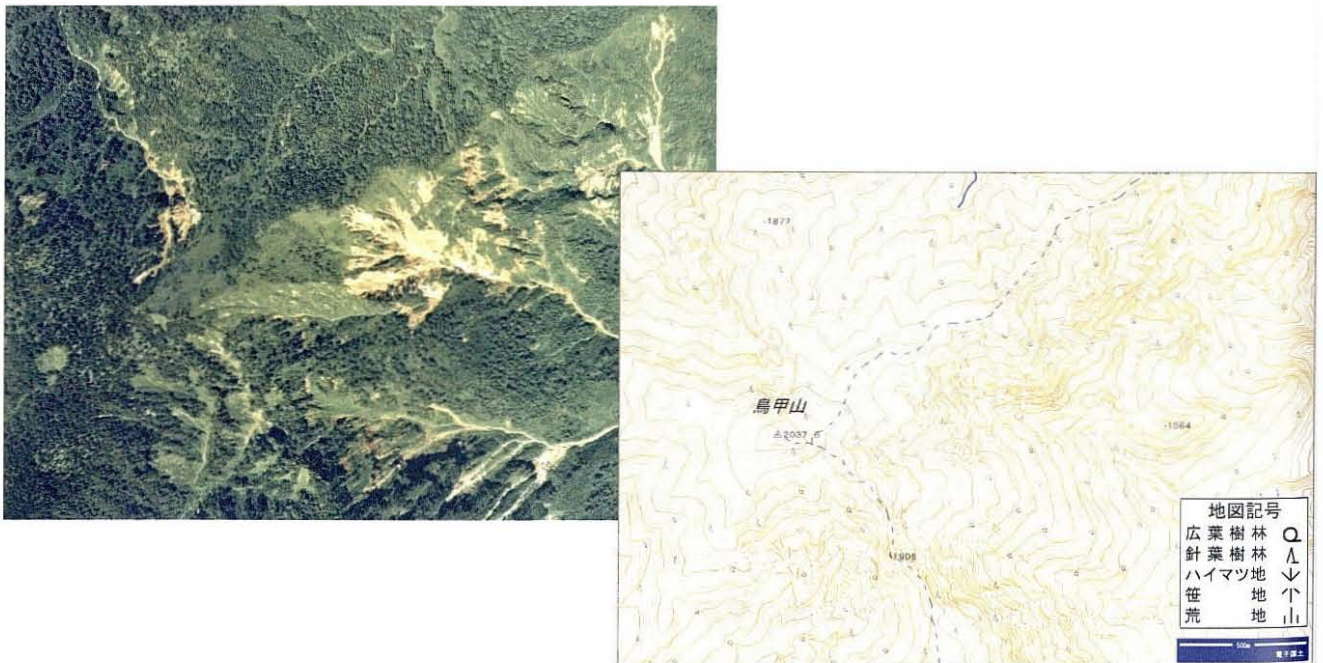


図8-7・写真8-3 烏甲山周辺の地形図と空中写真(1976年撮影)

次に、第6章の岐阜県上宝村新穂高の笠ヶ岳（標高2898m）の周辺では、2008年4月に航空レーザ測量を行っているが、地表面の計測データがないため積雪深は算出していない。笠ヶ岳の周辺では、第6章の6.4と6.6に示すとおり、標高が2400m付近を超える北向きや南向きの斜面では、発生区の面積や超過距離の大きい雪崩が発生している。笠ヶ岳周辺の地形図と無雪期の空中写真を図8-8と写真8-4に示す。2万5千分1地形図の植生記号によると、標高約2400m付近までは針葉樹と広葉樹の混合林が存在し、これより高標高部では荒地やハイマツ地になっている。

アメダス栃尾（笠ヶ岳から南南西へ約8km、標高765m）における空中写真撮影冬期の風



図8-8・写真8-4 笠ヶ岳周辺の地形図と空中写真(1976年撮影)

向記録を図8-9に示す。風向は1日の最多風向(16方位)であり、各冬期ともに11月から空中写真撮影を行った4月上旬までの期間を対象とした。風向はどの冬期も西南西～西北西方向の割合が多く、冬期間は西方向の風向が卓越すると考えられる。

積雪が烏帽子岳(乳頭山)と同じ状況とすると、北東から南西方向にのびる主稜線の西側では標高が高くなるほど積雪深は増加し、標高約2400mの森林限界を超えると積雪は東側へ吹き払われて減少して、主稜線の東側では積雪深が大きくなっているものと推定される。

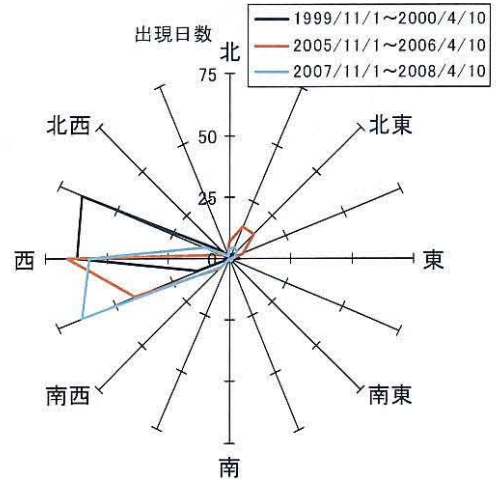


図8-9 3冬期における最多風向の出現日数

笠ヶ岳周辺の冬期の空中写真を写真8-5に示す。写真からは稜線の西側と東側で積雪の状況は大きく異なっているようにはみえず、卓越風向と稜線の方角、斜面の勾配との関係から、積雪は東側に多いという単純な状況にはなっておらず、大規模雪崩が北と南向きの斜面で発生していることと関連性がないと思われる。今後は広域の積雪深分布を定量的に把握する必要があるが、第



写真8-5 笠ヶ岳周辺のオルソ画像(2008年4月15日撮影)

6章の図6-26のとおり、森林限界の標高約2400mを超える標高から規模の大きい表層雪崩が発生していることが特徴である。

8.5 まとめ

秋田県と岩手県の県境に位置する烏帽子岳（乳頭山）から乳頭温泉郷周辺にかけて、無雪期と積雪期に航空レーザ計測と空中写真撮影を行い、積雪深と標高、斜面勾配、斜面方位の関係について、卓越風や樹林の森林限界を考慮して検討を行った。また、第5章の苗場山と烏甲山、第6章の笠ヶ岳周辺の空中写真判読による積雪や雪崩発生状況との比較を行った。主な結果は次のとおりである。

- ① 積雪深と斜面勾配の関係について、低標高では斜面勾配が 50° 以下では平均積雪深はほぼ同じであり 50° を超えると下回るが、高標高では 30° を超えると積雪深は傾斜が急なほど減少する傾向にある。落葉樹の森林限界より高標高部では、積雪深と斜面勾配の関係はばらつきがあり明瞭な特徴はみられない。
- ② 積雪深と斜面方位の関係について、落葉樹の森林限界よりも低標高部では標高の増加に伴って積雪深は一定の割合で増加し、方位別では北向きの斜面が最も積雪深が大きい。森林限界よりも高標高部では標高の増加に伴って積雪深は一定の割合で減少し、方位別では東向きの斜面が最も積雪深が大きい。

第5章の苗場山・烏甲山の周辺と、第6章の笠ヶ岳の周辺では直接的に積雪深の計測は行っていないが、卓越風向は同様に西風であり、空中写真による積雪の状況や、山頂から山麓までの標高が類似している苗場山・烏甲山の周辺は烏帽子岳（乳頭山）と同様の状況であることが推測される。笠ヶ岳の周辺の卓越風向も同様であるが、より高標高であり空中写真による積雪の状況や、山頂から山麓までの標高が異なっており、単純に東側に積雪が多いという状況にはなっていない。

積雪期の航空レーザ測量は無雪期と全く同一の地点を計測しているわけではないため、特定のポイントを対象とした積雪深の計測結果は正確でない可能性があるが、面的な範囲で平均化すれば十分な精度であり、広域における積雪の数値データの取得には有力な手法である。今後は同一の地域で面的な積雪深分布と雪崩の発生状況を同時に把握して、積雪深と雪崩の関係を具体的に明らかにする必要がある。

なお、図8-1、図8-3、図8-6～図8-8の背景地図データは、国土地理院の電子国土Webシステムから配信されたものである。

第9章 雪崩のハザードとリスクの定量化

9.1 はじめに

海外では人工雪崩を含む雪崩発生事例が豊富に存在し、雪崩サイズの設定や雪崩シミュレーションモデルの検証、危険範囲の設定のほか、雪崩の発生確率と被害規模の関係をを用いたリスクの概念を導入した対策などが行われている。国内では海外のような雪崩に関するデータは乏しい状態であるが、将来的には最近自然災害に導入されつつあるリスクの評価が必要になってくると思われる。第9章では本研究で用いている3401個の雪崩データを基礎として、ハザードとリスクの基礎的な検討を行った。

9.2 雪崩のハザードとリスク

雪崩のハザード（危険度）は、主に雪崩の発生する危険の度合い（発生危険度）と、発生した場合にどこまで到達するかという危険範囲の設定（到達危険度）が対象となる。雪崩の発生危険度の判定については種々の方法があるが、国内では既に述べているように、雪崩の危険度判定として一般的に斜面の勾配（傾斜）、植生、最大積雪深を点数化して合計点で危険度を評価得点でランクづけする方法が用いられている（表9-1）。また、雪崩の危険範囲については、一般的に見通し角の概念が用いられている（図9-1）。

これらの危険度について、発生危険度は斜面において雪崩が発生する危険性を表しているが、雪崩の種類や規模とは関係がなく、到達危険度は雪崩の到達範囲を表して

いるが、雪崩の被害度や破壊力などを表すものではない。このため、雪崩に対してどれだけのレベルの危険があるかといった内容は不明である。

ヨーロッパやカナダでは雪崩の危険範囲を複数に区分（ゾーニング）しており、雪崩の再現期間や衝撃力を取り入れたリスクの概念が導入されている。国内でも最近では自然災害に対して、発生の危険性だけでなくその被害度も考慮したリスク評価が検討されてきている。これらは主にマクロな地域単位を対象として、確率的な手法を用いて行われるレベルにある。個々の施設や保全対象のリスクを個別に評価することはほとんどの場合困難で

表9-1 雪崩の階級別評価得点の一例（表1-4の再掲）

要因	階級	評価得点
①勾配(傾斜)	1. 30°未満	4
	2. 30°~40°	7
	3. 40°以上	10
②植生	1. 高木 疎密度50%以上	4
	2. 高木 疎密度20~50%	7
	3. 中木 疎密度50%以上	9
	4. 中木 疎密度20~50% 低木 疎密度20~100% 裸地、草地、樹高2m未満の灌木、樹冠疎密度20%未満	10
③積雪深	1. 100cm未満	0
	2. 100~200cm	6
	3. 200~300cm	7
	4. 300cm以上	9
危険度の分級基準 (①+②+③)	A	27点以上
	B	23~26点
	C	20~22点

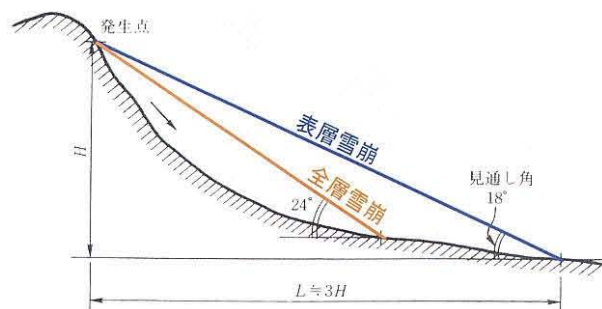


図9-1 雪崩の見通し角(図1-8の再掲)

あるが、将来は雪崩のソフト対策として、雪崩危険範囲のゾーニング手法（ハザードマップ）の高度化に加えて、最近自然災害に導入されつつあるリスクの概念が必要になると考えられる。

リスクについては、一般的に発生頻度（確率で定量的あるいは定性的）と被害規模（影響の種類と大きさ）の積、もしくはハザード（危険要因）と安全防護対策の比率で表現する（(社)日本技術士会，2004）。ここでは前者が対象となるが、発生確率と被害の規模の関係からリスク（イベント）カーブが作成できれば事象のリスク値の算定が可能となる。これは事象の規模と発生頻度（確率）との関係（ハザードカーブ）と、事象の規模と被害（損害）規模の関係（ロスカーブ）がわかれば算定できる（図9-2）。通常はどれも定量的に表すことは困難であることから、リスクの評価フレームとして図9-3のようにマトリクス形式で表す場合が多い。図9-3では4つのマトリクスで表示しているが、分割数は任意でありリスクの算定精度と連動するものである。それぞれの領域の内容については表9-2のとおりである。

第1章の1.2.2と第2章の2.3.8で述べたとおり、海外では雪崩リスクをマトリクス形式で表現しているが、ここでも同様の表現を用いることとする。

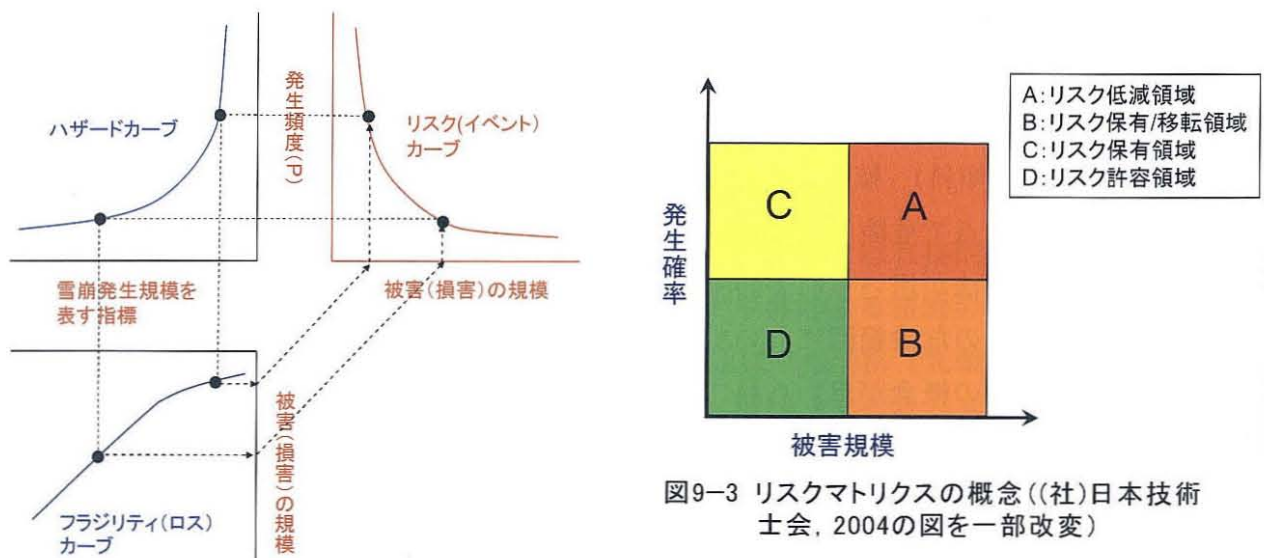


図9-2 雪崩リスクの概念

図9-3 リスクマトリクスの概念((社)日本技術士会，2004の図を一部改変)

表9-2 リスクの領域分類例((社)日本技術士会，2004の表を一部改変)

領域	領域内容
A	発生確率が大きく被害規模も大きい領域 最優先として被害低減(発生防止・影響緩和)を実施する領域
B	発生確率は小さいが発生した場合の被害規模が大きい領域 リスクを保有または移転する領域
C	発生確率は大きいが被害規模は小さい領域 被害規模が一定以下の場合にはリスクを保有する領域
D	発生確率と被害規模いずれも小さい領域 リスクを許容する領域

9.3 雪崩ハザードの検討

9.3.1 ハザードの対象となる要素

雪崩のハザード（危険度）は、雪崩の発生危険度と到達危険度が対象となるが、発生危険度については表9-1の評価得点が参考となるため、ここでは到達危険度を対象として検討を行った。雪崩の危険範囲を表す指標として、雪崩の到達範囲は防災上極めて重要である。土砂災害では、がけ崩れの場合はがけの下端から高さの2倍以内、地すべりでは地すべりの区域と地すべりの下端から地すべり地塊の長さに相当する距離を合わせた範囲、土石流では溪流の扇頂部から下流で勾配が2度以上の区域が危険範囲となっていて、これらは実際の現象のデータを統計的に扱って範囲が決定されている。

雪崩の危険範囲に関しては、表層雪崩が 18° 、全層雪崩が 24° の基準である見通し角が用いられることが多いが、これは図9-1に示すとおり、表層雪崩の場合は高さの3倍に相当する範囲である。本研究で用いた3401個の雪崩データによる地形要素と規模の特徴（第7章）では、7.4.1のとおり堆積区の勾配は発生区の勾配とは逆の 0° 未満（負の値）まで達することがあるため、堆積の勾配は到達範囲の決定に利用できない。また、7.4.4のとおり雪崩の落差と到達距離は全体的に比例関係であるものの、ばらつきがあって落差から決定論的に到達距離を求めることはできず、最も安全側のラインを設定することは可能であるが、全ての雪崩に様に適用することは不相当であり、確率的な扱いが効果的である。これは、雪崩の種類がすべり面の位置による表層雪崩と全層雪崩、雪の乾湿による乾雪雪崩と湿雪雪崩など多様であり、雪崩となる積雪の密度も様々であるため、勾配や到達距離などの要素だけでは単純に到達範囲を決定することが困難なためと考えられる。

以上から、現状では高さとしての雪崩の落差と到達距離から決定される見通し角が雪崩の危険範囲に関して最も合理的な方法と考えられるため、ここでは見通し角を対象として第7章で扱った3401個の雪崩データから危険範囲の検討を行った。

見通し角そのものに関しては詳細に調査が行われたことはないが、直接見通し角の頻度分布は第7章の7.4.3のとおり、表層雪崩で $32\sim 38^\circ$ 、全層雪崩で $34\sim 40^\circ$ 付近を頂点とした正規分布となっていて、表層雪崩と全層雪崩の頻度分布には差異がある。雪崩の発生量や発生区面積、到達距離などの雪崩の規模としての要素と見通し角の関係については、雪崩の規模が大きくなると見通し角は小さくなるという特徴がある。また、内田ら（2007）は表層雪崩 585 個、全層雪崩 156 個の移動比高（落差と同義）と見通し角の関係から、見通し角は移動比高によって一義的には決定できないが、移動比高が大きくなるに従ってある見通し角より遠くまで雪崩の到達する確率は増加することを示している。秋山ら（2007a）では、第7章で扱った雪崩データのうち表層雪崩 1042 個と全層雪崩 684 個のデータを用いて、雪崩の地形要素の特徴や要素間の関係とともに、雪崩の落差と見通し角の関係から落差の階級ごとに見通し角の非超過確率を求めている。

危険範囲を決定するには雪崩の発生位置と保全する対象との位置の関係が重要であり、

関係する要素としては雪崩の到達距離，落差と見通し角である。雪崩の発生位置は通常斜面上の最も高い尾根の位置で決定する 경우가多く，斜面の規模である斜面の高さに該当する雪崩の落差を対象として見通し角を決定する方法がわかりやすいため，秋山ら（2007a）と同様に雪崩の落差と見通し角の関係を落差ごとに評価を行った。

9.3.2 見通し角の検討

第7章で扱った 3401 個の雪崩データを対象として，雪崩の落差と直接見通し角の非超過確率の関係を雪崩種類別に図 9-4 に示す。なお，図には見通し角の最小値として，表層雪崩 18°，全層雪崩 24°の基準（高橋，1960）をそれぞれ実線で示している。ここで，見通し角は角度が小さい方を対象として非超過の確率で評価しているが，計算は水文解析で一般的な Hazen 法を用いた。非超過確率を p ，データの総数を N ，データを小さい順に並べた場合の順位を J とすると，

$$p = (2J - 1) / 2N \quad \dots\dots(1) \quad \text{である。}$$

見通し角と非超過確率の関係は S 字状の形になっていて，見通し角が同じ場合は，表層雪崩の方が全層雪崩よりも非超過確率が大きくなっている。雪崩の種類について，さらに乾雪と湿雪に分類すると（乾雪全層雪崩は 6 事例と少ないため除外），見通し角の角度が 35°以上では，同じ見通し角の場合に乾雪表層雪崩や湿雪全層雪崩よりも湿雪表層雪崩の方が非超過確率は大きい，32°以下では乾雪表層，湿雪表層，湿雪全層の雪崩の順に，後者ほど非超過確率は小さくなる。

一般的な目安として，図 9-4 から表層雪崩と全層雪崩の区分の場合，例えば非超過確率が 1% の場合は見通し角の下限がそれぞれ約 20°と 26°，5% の場合は約 24°と 29°となる。同様に乾雪表層，湿雪表層，湿雪全層の雪崩を対象とすると，非超過確率が 1% の場合は見通し角の下限がそれぞれ約 18°，22°，27°，5% の場合は約 22°，25°，29°となる。

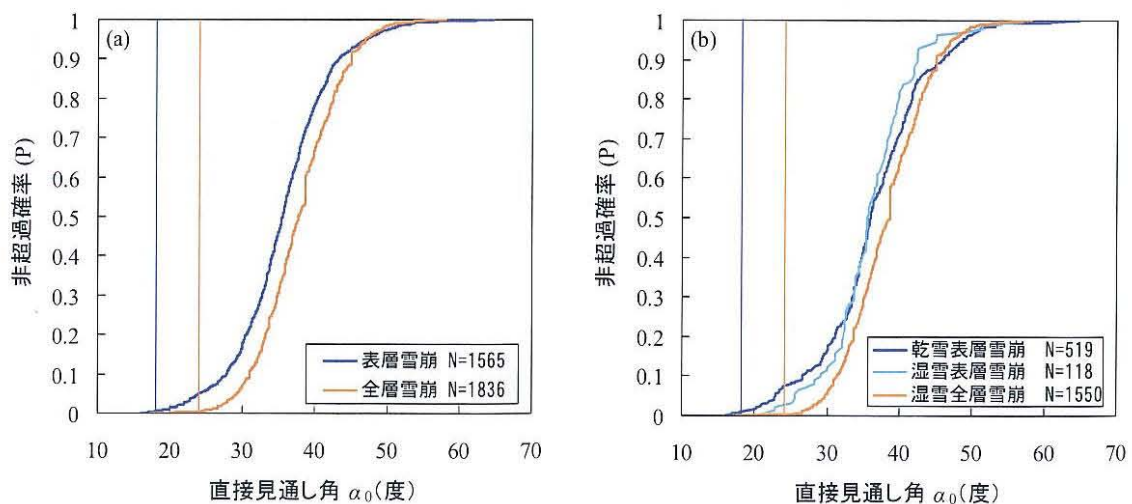


図9-4 雪崩種類別の直接見通し角の非超過確率(a:雪崩層の雪質を考慮しない場合，b:雪崩層の雪質を考慮した場合)

以上の結果から、斜面の規模（斜面の高さ）に対応する雪崩の落差を対象として、見通し角の下限值が確率的に設定できると考えられるが、斜面の高さ（落差）を階級別に区分して、それぞれの見通し角の下限值を設定する方法が実用的と考えられるため、落差の階級ごとに見通し角の最小値を求めた。

雪崩の落差を階級別に区分し、階級（100m単位）ごとの落差と見通し角の非超過確率の関係を雪崩の種類別に図9-5に示す。湿雪表層雪崩はデータ数が118個で数が少なく、落差の階級ごとの評価ができないため、雪崩層の雪の乾湿を考慮せず表層雪崩と全層雪崩の区分とした。表層雪崩は落差が500mを超えると雪崩の数が少なくなるため、階級は750mを境界としている。全層雪崩は表層雪崩に比べて雪崩落差が大きい事例は少ないため、落差が400m以上は一括して扱うこととした。

全体的に表層雪崩と全層雪崩いずれも落差が大きくなるほど見通し角は小さくなるが、落差が400mより小さい場合にはいずれの種類も見通し角は同様の傾向を示していて、落差が400～500m以上で全体的に見通し角が小さくなっていることがわかる。

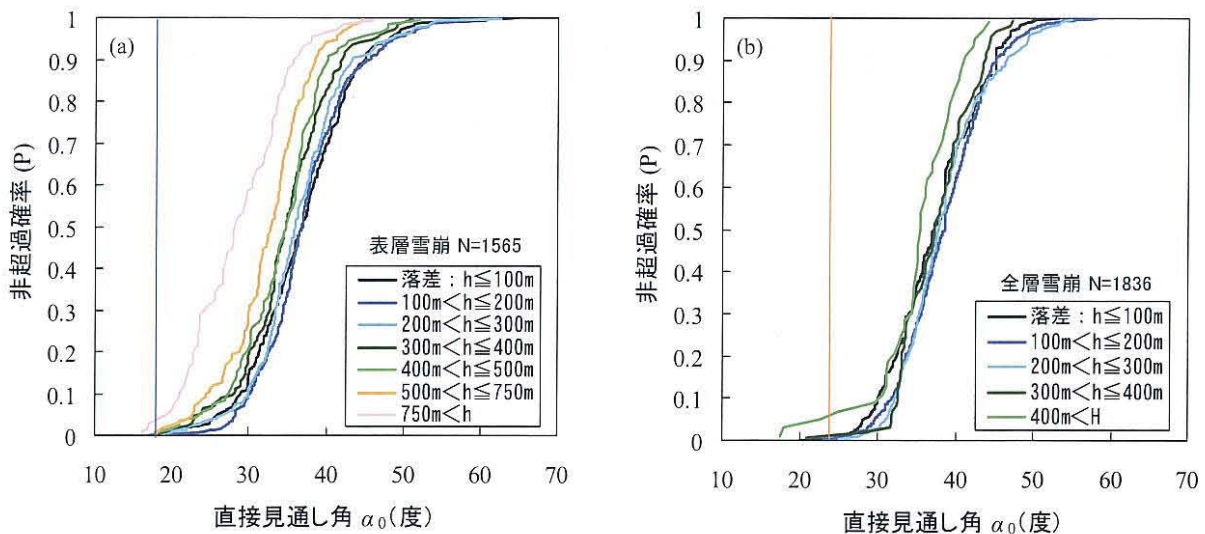


図9-5 階級別の雪崩落差に対する見通し角の非超過確率(a:表層雪崩, b:全層雪崩)

以上から、雪崩の種類と落差に応じた見通し角の設定が可能であり、表層雪崩と全層雪崩の見通し角の下限については、例えば図9-5から非超過確率を1%から5%とすると表9-3のとおりである。なお、落差の階級が大きくなると見通し角は同じか小さくなるはずであ

表9-3 雪崩の落差に対する雪崩種類別の直接見通し角の下限值(非超過確率1~5%)

斜面の高さ	表層雪崩	全層雪崩
0~100m	21 ~ 26	26 ~ 28
100~200m	21 ~ 26	26 ~ 28
200~300m	20 ~ 26	26 ~ 28
300~400m	19 ~ 23	26 ~ 28
400~500m	19 ~ 23	24 ~ 28
500m以上	18 ~ 20	24 ~ 28

るが、階級が大きくなると含まれる雪崩のデータ数が減少するため、同じ非超過確率で比較すると一部の階級では直下の階級の見通し角よりも大きくなることもあるが、この場合は矛盾が生じないように直下の階級の数値に合わせている。このような設定を行うことによって、雪崩の種類別に合理的な雪崩危険範囲の決定が可能であると考えられる。

9.4 雪崩リスク

9.4.1 雪崩リスクの基本的な考え方

リスクの概念を導入するには雪崩の危険範囲を設定して、雪崩の発生頻度（確率）と被害規模を何らかの方法で表現する必要がある。ここでは試案として、発生頻度（確率）は齊藤ら（2000）の方法を参考として、被害規模は建築物の耐力を想定して、それぞれを組み合わせてリスクを表現する方法を検討した。齊藤ら（2000）は北陸新幹線沿線の雪崩危険度評価として、計画ルート周辺で撮影された空中写真から表層603個、全層155個の雪崩痕跡を判読して、次の方法で雪崩危険度を定義している。

1) 雪崩の発生危険度 (P)

雪崩の発生危険度 (P)は斜面からの発生を対象としているが、表9-1の評価の元となったデータから図9-6のように合計得点別の発生確率 $P(\%)$ を算出していて、曲線 $f(m)$ はプロットを元に定義している。

2) 雪崩の到達危険度 (Q)

空中写真によって得られたデータから、松田ら（1994）による雪崩の実走距離と落差の関係を用いて、図9-7のとおり実走距離(L)/落差(h)の階級別度数分布を作成している。この図から最小の階級を100%とした累積相対度数曲線を求めて、任意の実走距離/落差における到達確率 $Q(\%)$ を定義している。

3) 雪崩危険度 (D)

雪崩危険度 $D(\%)$ は、1) の発生危険度 (P)と2) の到達危険度 (Q)の積である $100 \times (P/100 \times$

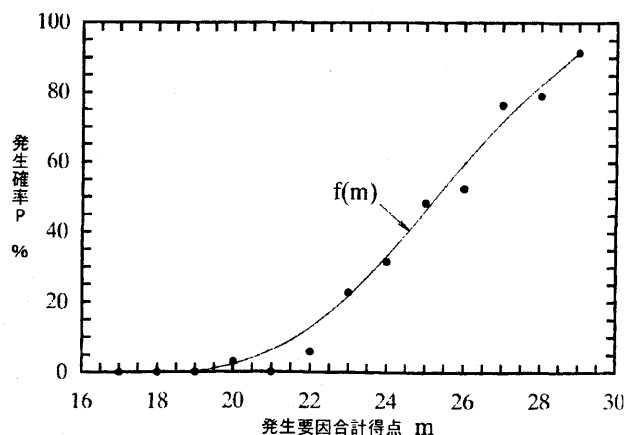


図9-6 発生要因合計得点と発生確率の関係
(齊藤ら, 2000; 倉島, 1985の1301個の斜面データを元に算出)

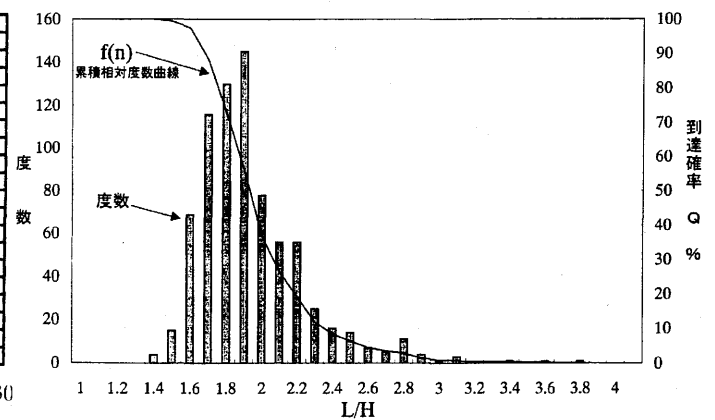


図9-7 実走距離L/落差Hと到達確率の関係
(齊藤ら, 2000)

Q/100)として定義している。

本研究では、まず①雪崩の危険範囲を設定して、次に雪崩の発生危険度 (P)と雪崩の到達危険度 (Q)を求め、これらの積を雪崩危険度 (D)として②雪崩の発生頻度を求め、③雪崩の被害規模とあわせて雪崩のリスクを表現することとした。①から③の各項目についての考え方を以降に示す。

9.4.2 危険範囲

雪崩の危険範囲の①については、9.3.2で得られた雪崩の落差に対する雪崩種類別の直接見通し角の下限値である表9-3を基本とするが、第7章の7.5.1の結果では、雪崩の発生量が約 10^4m^3 を超えると見通し角が 18° の下限になり、発生区の面積が約 10^3m^2 を超えると超過距離は増大する傾向がある。このため、落差だけでなく発生量も考慮して、落差が500m未満であっても発生量や発生区面積がこのような値を超えると想定される場合には、500m以上の見通し角の値を採用することとする。

9.4.3 発生頻度

雪崩の発生頻度の②については、雪崩の発生危険度 (P)と到達危険度 (Q)の積を雪崩危険度 (D)として求める。雪崩の発生危険度 (P)は9.4.1の1) のとおり、図9-6を用いた。到達危険度 (Q)は本研究で扱っている3401個の雪崩データの地形要素のうち、到達距離 (HL)と落差 (h)を用いて非超過確率で到達危険度を表現することとした。

齊藤ら (2000) では雪崩の実走距離(L)と落差(h)の比を用いているが、ここでは落差 (h)と水平投影の到達距離(HL)を用いている。落差(h)と到達距離(HL)の比(h/HL)は第2章の2.3.3で示したとおり等価摩擦係数に等しく、 $\tan^{-1}(h/HL)$ は間接見通し角であり、雪崩の経路が曲線でなければ直接見通し角に等しくなる。

空中写真判読で得られた第3章の苗場山・鳥甲山周辺の1139個と、第4章の笠ヶ岳周辺の589個の雪崩データについて、落差 (h)と到達距離 (HL)の比 (h/HL)の非超過確率を

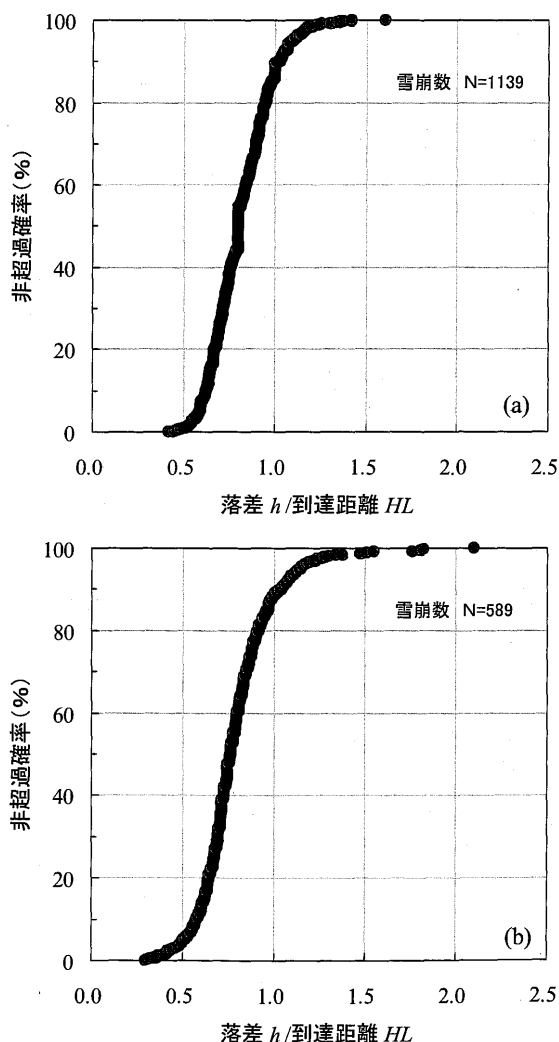


図9-8 落差h/到達距離HLの非超過確率 (いずれも空中写真判読で、aは苗場山・鳥甲山周辺、bは笠ヶ岳周辺)

図9-8に示す、落差/到達距離 (h/HL)の非超過確率は、 h/HL の最大値と最小値付近では異なっているが、全体的にはS字状の形で類似の傾向であるといえる。

以上の結果は空中写真判読で得られた広範囲で多数の雪崩を対象としているが、特定のアバランチ・パス（雪崩道）で発生している雪崩でも同様の特徴があるのかは不明である。そこで、第7章の7.2の雪崩映像観測において、1箇所を観測で100個以上の雪崩データが得られた3地点（表7-5の②白馬村八方尾根，④-1の只見町蒲生，⑥の飯山市信濃平）を対象として、同様に落差 (h)と到達距離 (HL)の比 (h/HL)の超過確率を求めた結果をそれぞれ図9-9に示す。雪崩映像観測は複数のアバランチ・パスで発生する雪崩を対象としていて、空中写真撮影の範囲に比べれば狭い範囲である。 h/HL と非超過確率の関係をみると、空中写真撮影の結果（図9-8）に比べて h/HL の最大値や最小値付近では異なっているが、空中写真撮影のような広域や雪崩映像観測のような狭い範囲でも全体的にS字状の形で関係は同様であると想定される。

雪崩の到達危険度 (Q)については、図9-8や図9-9のように対象とする範囲や箇所ごとに考える必要があり、これは空中写真判読や雪崩観測等の方法が考えられる。非超過確率を求める場合は、時空間的に一定のまとまりのあるデータを対象とする必要があるが、それぞれの箇所でのこのような調査を行うことは一般的に困難である。

本研究で用いている3401個の雪崩データ全体を対象として、雪崩の種類別に落差(h)と到達距離 (HL)の比 (h/HL)の超過確率を図9-10に示す。雪崩映像観測や空中写真判読、雪崩調査報告など時期や場所が様々な

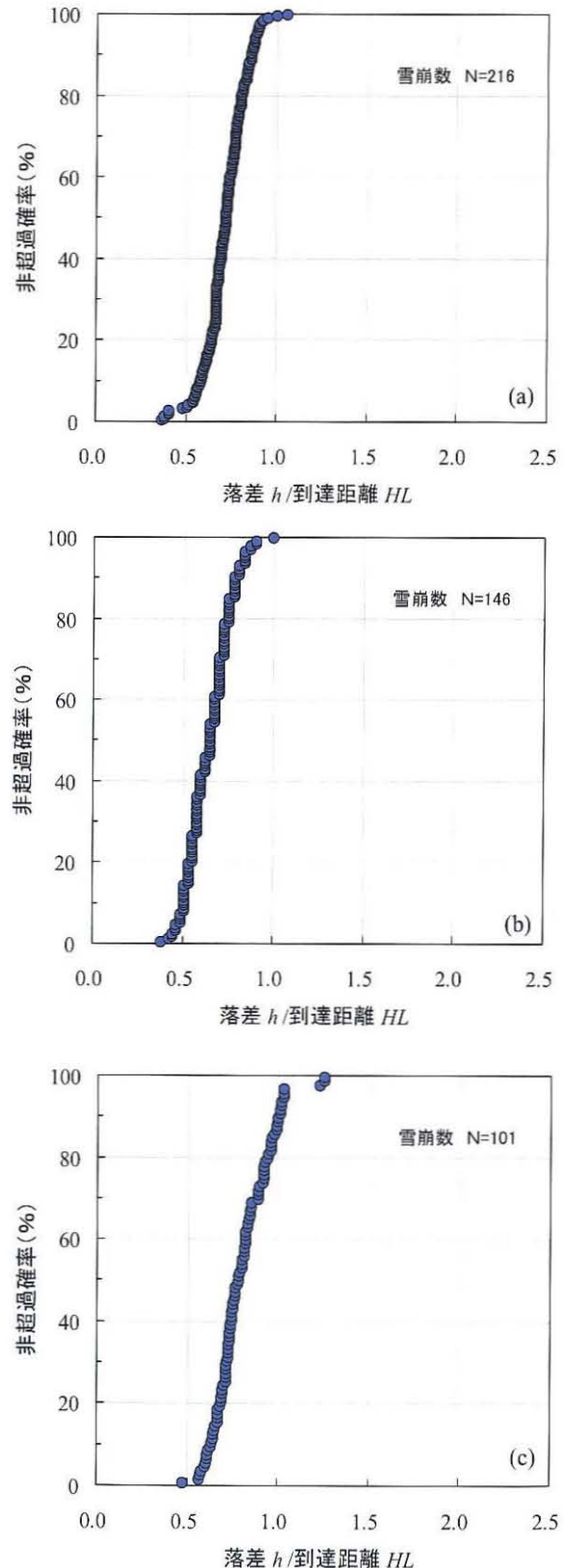


図9-9 落差 h /到達距離 HL の非超過確率
(a:②白馬村八方尾根, b:④-1只見町蒲生, c:⑥飯山市信濃平)

3401個の多数のデータを対象としても、 h/HL と非超過確率の関係は最大値や最小値付近は異なるものの全体的に図9-8や図9-9と類似しているため、図9-10の h/HL と非超過確率の関係を標準的なものと考えて評価を行うこととした。

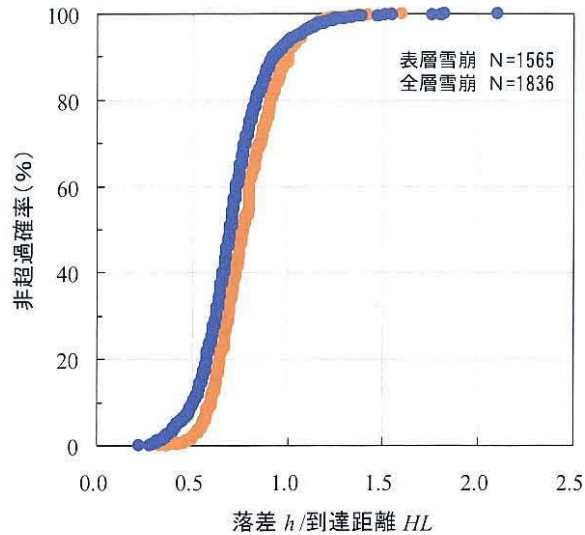


図9-10 落差 h /到達距離 HL の非超過確率(表層雪崩1565個, 全層雪崩1836個)

9.4.4 被害規模

雪崩の被害規模の③については、海外では雪崩の衝撃力で表現している。国内では雪崩の質量階級やポテンシャル階級(清水, 1979)などの雪崩の階級が被害規模を表現できる指標と考えられるが、階級まで算出されている雪崩の事例は多くないため、ここでは海外と同様に雪崩の衝撃力(F)による被害規模を対象とした。

雪崩の衝撃力は第3章の3.6と第4章の4.7で大規模雪崩の動態解析に用いた雪崩シミュレーションの手法として、フェルミー (Voellmy, 1955)モデルを利用した。

$$V = [\zeta h(\sin\theta - \mu \cos\theta) - \{ \zeta h(\sin\theta - \mu \cos\theta) - V_0 \} \exp(-2gS/\zeta h)]^{1/2} \quad \dots\dots(2)$$

ここで、 V : 雪崩の速度(m/s), ζ : 乱流減衰係数(m/s²), h : 雪崩の層厚(m), θ : 斜面の傾斜角(度), S : 雪崩の流下斜距離(m), μ : 動摩擦係数, V_0 : 雪崩の初速度(m/s), g : 重力加速度(9.8m/s²), である。雪崩の屈曲は傾斜方向のみを考慮して、乱流減衰係数(ζ)は表層雪崩で1000~3000, 全層雪崩で400~600を用い、動摩擦係数(μ)はScheerer(1975)が示す $5/V$ (V :雪崩の速度)とした。

衝撃力(F)については、面に作用する力として次の式を用いた。

$$F = \rho \cdot V^2 \quad \dots\dots(3)$$

ここで、 F : 雪崩の衝撃力(N/m²), ρ : 雪崩の密度(kg/m³), V : 雪崩の速度(m/s), である。雪崩の衝撃力に対する被害の度合いに関しては、衝撃力と被害の関係や、リスクの概念を導入している各国の衝撃力の区分、土砂災害防止法などが参考となる。

雪崩の衝撃力と被害度については、表9-4のように衝撃力が1~5kPa (kN/m²)で窓ガラスやドアが破損し、30kPa (kN/m²)で木造の構造物が破壊されるという目安がある (McClung and Schaerer, 2006).

表9-4 雪崩の衝撃力と被害度 (McClung and Schaerer, 2006)

Impact pressure (kPa)	Potential damage
1	Break windows
5	Push in doors
30	Destroy wood frame structures
100	Uproot mature spruce
1000	Move reinforced concrete structures

また、第2章の2.3.7で示したスイスの災害に対する強度の基準では、雪崩の衝撃力は3, 30kN/m²が境界となっている (表9-5)。スイスを含めた各国のゾーニング (危険度) 区分では、衝撃力は1, 3, 10, 30, 300kPa (kN/m²)が境界となっている (表9-6)。

表9-5 各災害の強度の基準 (表2-3の再掲)

Process	Low intensity	average intensity	high intensity
Rockfall	E < 30 kJ	30 kJ < E < 300 kJ	E > 300 kJ
Landslide	Vs < 2 cm/year	Vs: dm/year	Vs > dm/day; Displacement > 1 m per event
Debris flow	--	D < 1 m and v < 1 m/s	D > 1 m and v > 1 m/s
Static flooding	h < 0.5 m	0.5 < h < 2 m	h > 2 m
Dynamic flooding	q < 0.5 m ² /s	0.5 < q < 2 m ² /s	q > 2 m ² /s
Bank erosion	t < 0.5 m	0.5 < t < 2 m	t > 2 m
Snow avalanche	P < 3 kN/m ²	3 kN/m ² < P < 30 kN/m ²	P > 30 kN/m ²

E = kinetic energy; Vs = mean annual velocity of landslide; D = thickness of debris front; v = flow velocity (flood or debris flow); h = flow depth; q = specific discharge (m²/s/m) = h x v; t = extent of lateral erosion; P = avalanche pressure exerted on an obstacle

次に土砂災害防止法 (2000年施行) では土石流やがけ崩れなどを対象として、警戒区域等の設定として移動の力が示されている (図9-11)。特別警戒区域は土石等の移動により建築物に作用する力の大きさが、通常の建築物が土石等の移動に対して住民の生命又は身体に著しい危害が生ずるおそれのある損壊を生ずることなく耐えることのできる力を上回る区域であり、家屋の耐力と土砂の移動や堆積による力を比較して決定している。これらは土砂の移動を

表9-6 雪崩のゾーニングの区分 (表2-4の再掲)

危険度の区分				
国名	区分数	危険度区分	再現期間 (年)	衝撃力 (kPa)
スイス	4	Red, Blue, Yellow, White	1, 30, 100, 300	3, 30
フランス	4	AMV, A3, A2, A1	100	1, 30, 300
オーストリア	2	Red, Yellow	1, 150	1, 10
カナダ	3	Red, Blue, White	30, 300	1, 30

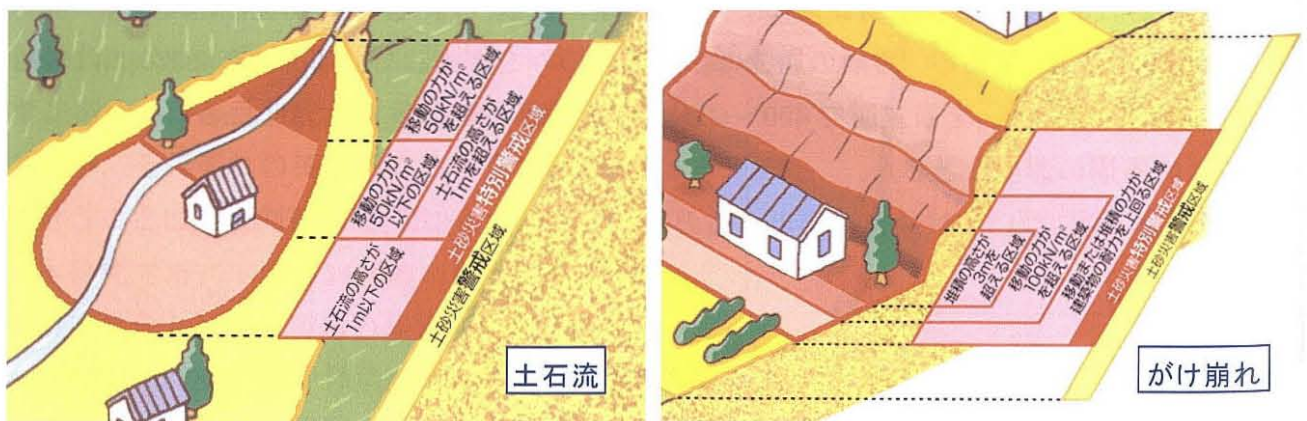


図9-11 土砂災害防止法による区域の分類 (土石流・がけ崩れ)

対象としていて、建築物に作用する力としては衝撃力や堆積による土圧、流動圧など様々な場合が考えられる。

ここでは試行として、雪崩に関してはガラスやドアなどの破損と、木造の構造物が破壊される 3kN/m^2 、 30kN/m^2 の2つの力を境界値として用いることとした。

9.4.5 雪崩リスクマトリクス

雪崩リスクの概念について、導入にあたって必要となる項目をまとめると図 9-12 となる。検討の順番として、①雪崩の危険範囲の設定、②雪崩の発生頻度および③雪崩の被害規模の算定、④雪崩の発生頻度と被害規模をあわせた雪崩リスクの定量化、となる。それぞれの項目から考えられる雪崩のリスクマトリクスを図 9-13 に示す。ここではリスクの分割として、Red, Blue, Yellow, White の4段階に区分した。

海外では第2章の2.3.8のとおり、雪崩の再現期間(年)を設定しているが、マトリクスの図 9-13 では衝撃力が 30kN/m^2 を超えた場合はRedとして、衝撃力が 0kN/m^2 もしくは発生頻度が0%の場合はWhiteと設定している。縦軸の発生頻度における分割の境界値をやRedとBlue、BlueとYellowの境界の決定は検討を要するが、後者は第2章の2.3.8で示したスイスのマトリクスを参考にすると、図中の点線が境界となる。

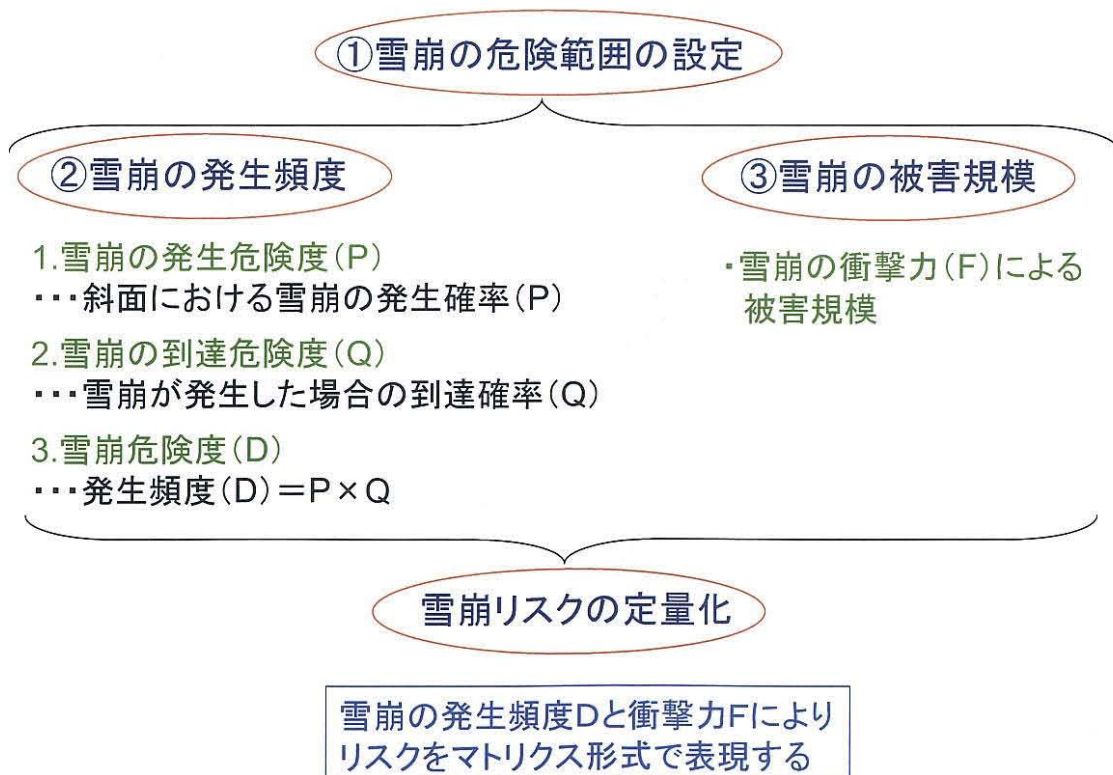


図9-12 雪崩のリスク評価に必要な項目

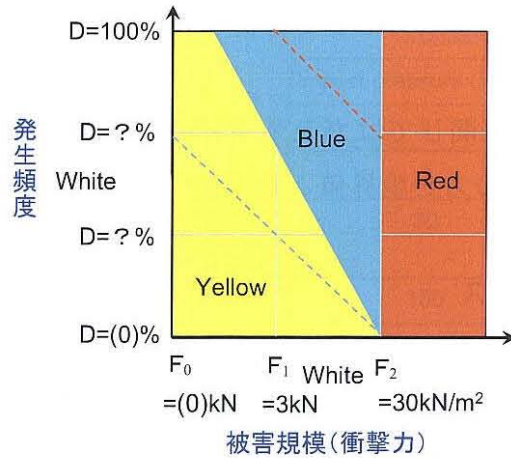


図9-13 雪崩リスクマトリクス(試案)

9.5 ケーススタディ

9.5.1 対象箇所の概要

過去に雪崩災害が発生した後に雪崩対策が行われている箇所において、9.4までの内容について雪崩リスクの定量化に関するケーススタディを行い、雪崩のハザード（リスク）マップを試行的に作成した。

1980（昭和55）年から1981（昭和56）年の冬期は38豪雪以来の大雪となり、新潟県内では守門（すもん）村大倉と湯之谷村下折立（いずれも現在は魚沼市）において、あわせて死者14名、重軽傷者10名の雪崩災害が発生した（第1章の表1-1）。雪崩発生箇所の位置図を図9-14に示す。このうち、新潟県守門村大倉では1981（昭和56）年1月7日の午前0時10分頃に、鳥屋ヶ峰（標高681m；通称大倉山）の稜線の下部付近から面発生の乾雪表層雪崩が発生し、民家4戸が全半壊し死者8名の災害が発生した。周辺の空中写真と地形図を写真9-1と図9-15に示す。



図9-14 雪崩発生箇所の位置図

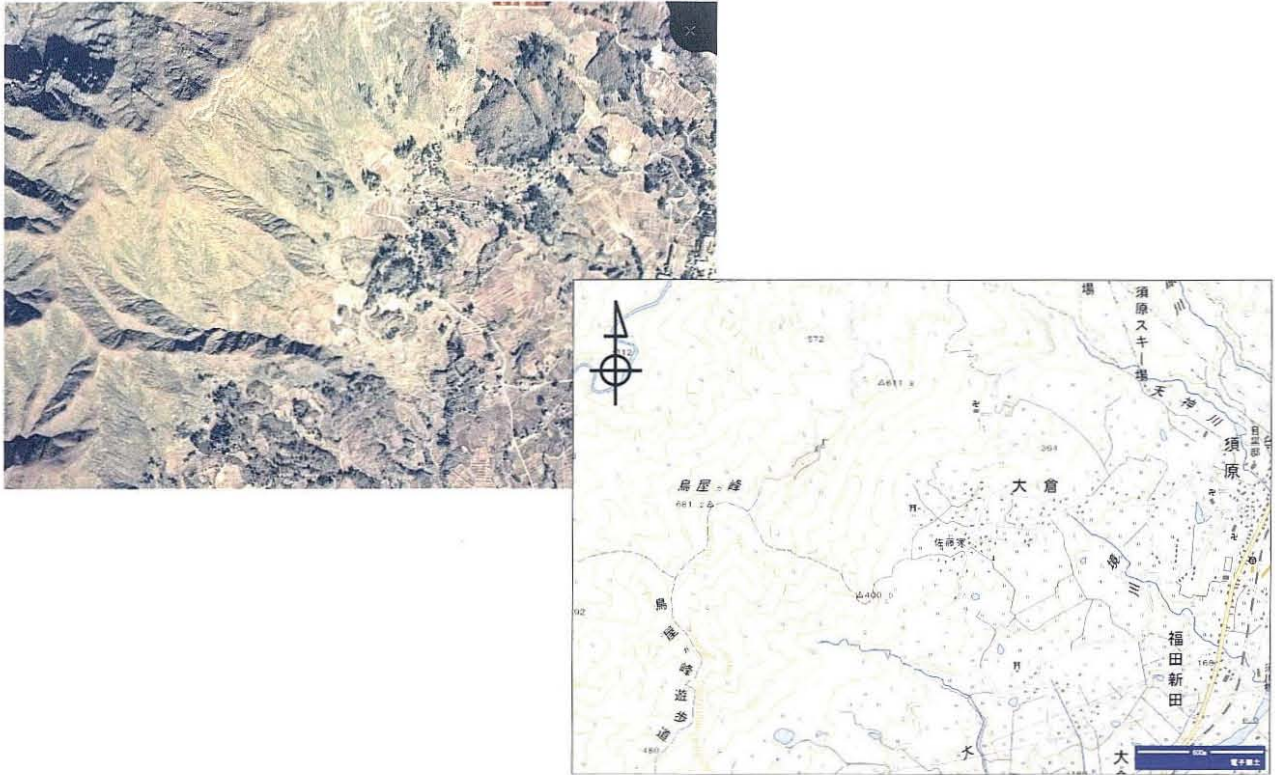


写真9-1, 図9-15 守門村大倉の空中写真(1976年撮影)と平面図

この雪崩の状況について、斜め写真と平面図（中俣・和泉，1981）を写真9-2と図9-16に示す。雪崩発生後に雪崩走路を避けた水田で実施された積雪断面観測によると、積雪深は3.84mであり、すべりを発生させた境界層はぬれざらめ層で、厚さ2m程度が破断したと推定されている（中俣・和泉，1981）。雪崩の地形的な要素は発生標高600m、堆積標高340m、到達距離770m、見通し角19°、発生量は $1.5 \times 10^5 \text{m}^3$ であった（和泉，1986）。

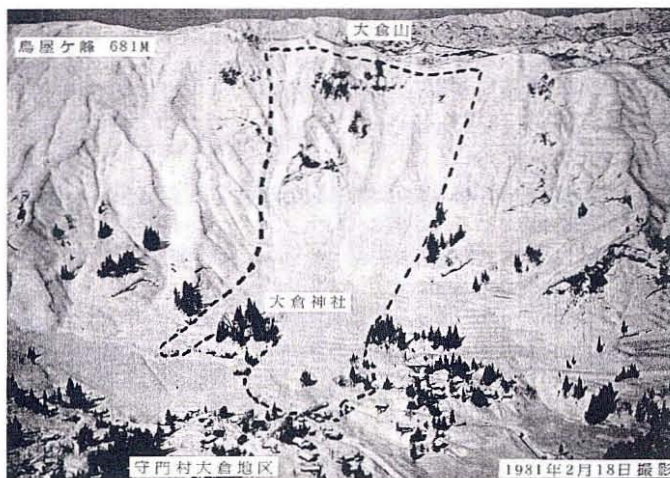


写真9-2 守門村大倉雪崩の斜め写真
（中俣・和泉，1981）

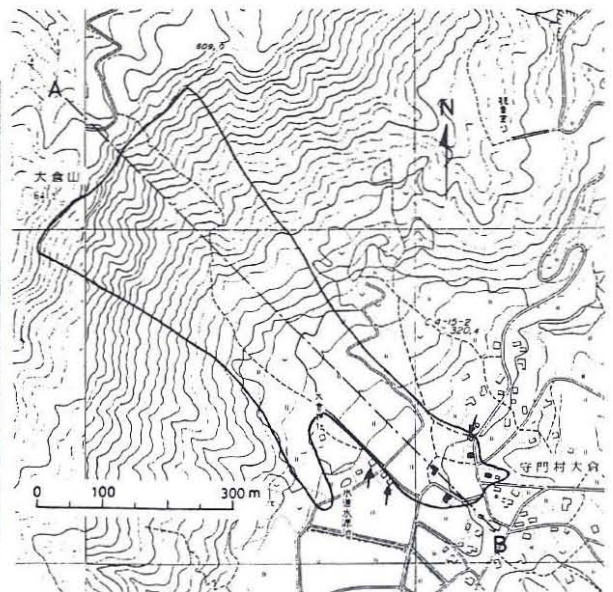


図9-16 守門村大倉で発生した雪崩の平面図
（中俣・和泉，1981） 黒色は全・半壊家屋，矢印は雪の進入した家屋

雪崩災害の発生後には、新潟県によって雪底防止柵や雪崩予防柵の整備、なだれ防止林の造成などが行われ現在に至っている。雪崩リスクの定量化に関するケーススタディについては、この地区を対象として試算を行った。

9.5.2 危険範囲の設定

雪崩の種類や危険範囲などに関しては、次のとおり設定した。

- 1) 対象とする雪崩の種類は表層雪崩とした。
- 2) 雪崩は尾根の直下からの発生を仮定して、発生区の下端は傾斜が $15\sim 30^\circ$ までの範囲とした。
- 3) 雪崩の経路は尾根からの発生と地形を考慮して、A～Fの6つの経路を想定した。
- 4) 斜面の高さは500m以下であるが、1つの経路における雪崩発生区の面積は約 10^3m^2 を超え、最大積雪深（9.5.3で後述）から発生量が約 10^4m^3 を超えるため、直接見通し角は 18° とした。

以上について、雪崩の危険範囲と雪崩経路を平面図として図9-17に示す。

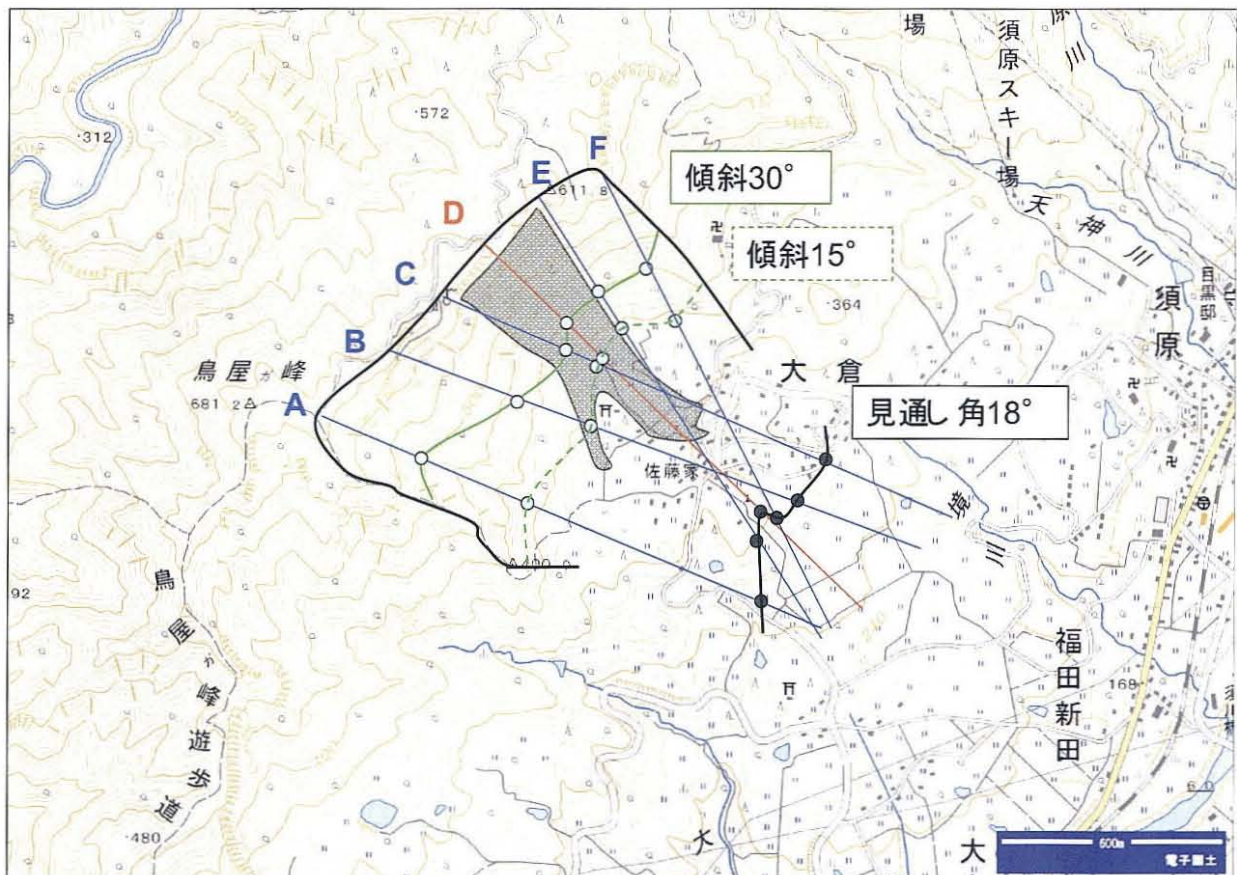


図9-17 雪崩の危険範囲と想定される雪崩経路(灰色の部分は1981年1月7日発生 of 雪崩範囲)

9.5.3 発生頻度の算定

雪崩の発生頻度 (D)を算出するうえで、発生危険度 (P)と到達危険度 (Q)は次のとおり設定した。

1) 雪崩の発生危険度 (P)は表9-1に示す斜面の①勾配（傾斜）と、②植生，③積雪深を点数化して，斜面における雪崩の発生確率 (P)として求めた。

①斜面勾配の評価得点については，A～Fの6つの経路の発生区勾配を地形図から読み取り，30～40°（7点）と40°以上（10点）が該当する。

②植生について，無雪期の写真9-1と雪崩災害の発生直後に撮影された写真9-2をみると，ほとんど樹林がみあたらない。中俣・和泉（1981）では，地表は短い雑木や草地，露岩地で大きな立木が少なく，1969年頃以降から全層雪崩防止用の階段造林工事が行われていると述べられている。以上から，植生の評価得点は，表9-1の裸地，草地，樹高2m未満の灌木に相当する10点が該当する。

③最大積雪深は近隣のアメダス小出（標高98m）とアメダス入広瀬（標高230m）の1981年から2011年までの31年間の最大積雪深 (cm) のデータを用いて，図9-18のとおり雪崩発生区の最高標高（650m）に相当する最大積雪深を標高補正によって推定した。

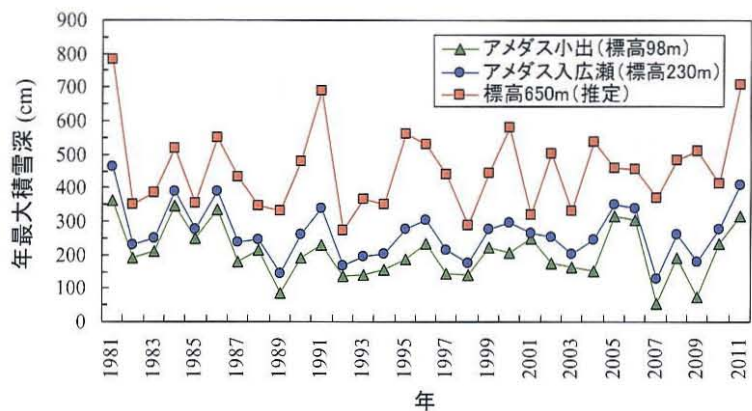


図9-18 アメダスの年最大積雪深と標高650mの推定値

これらの値を対象として，岩井法を用いて100年に1回の確率年

に相当する積雪深を計算し，発生区で想定される最大積雪深とした。100年確率で最大積雪深は8.6mとなったが，評価得点は表9-1から300cm以上の9点が該当する。

以上の①～③から，表9-1の危険度の分級基準は，①の勾配が7点もしくは10点，②の植生が10点，③の最大積雪深は9点となり，合計で26点か29点になり，雪崩の発生危険度 (P)はこの合計値を図9-6にあてはめて60%または92%となる。

2) 雪崩の到達危険度 (Q)は，想定されるA～Fの雪崩経路の各位置において落差 (h)と到達距離 (HL)の比 (h/HL)を求め，図9-10から表層雪崩のh/HLに相当する非超過確率を決定し，これを経路の各位置における到達確率 (Q)とした。

3) 雪崩の発生頻度である雪崩危険度 D (%)は，1) の発生危険度 (P)と2) の到達危険度 (Q)から， $100 \times (P/100 \times Q/100)$ として算出した。

9.5.4 被害規模の算定

雪崩の被害規模については，A～Fの各経路においてフェルミー (Voellmy)モデルを用いて雪崩の速度を計算して，雪崩の密度を用いて衝撃力 (F)を計算した。雪崩の速度と衝撃力の計算に関するパラメータは次のとおりである。

1) 雪崩の発生から堆積までの計算範囲

尾根直下から発生して、見通し角 18° まで達した場合の計算を行う。

2) 雪崩の層厚 (h)

雪崩は表層雪崩を対象としていて、層厚を推定する方法は色々あるが、ここでは1日の最大降雪深（1時間ごとの積雪差の合計値）が全て破断したことを想定して、積雪差日計の値の100年確率を用いることとした。近隣のアメダス小出（標高98m）とアメダス入広瀬（標高230m）の1981年から2011年までの31年間の積雪差日計（cm）と、雪崩発生区の最高標高（650m）に相当する標高補正を行った結果を図9-19に示す。通常は標高の高いアメダス入広瀬の方がアメダス小出よりも積雪差日計が大きい場合が多いが、逆に標高の低いアメダス小出の方が大きい年がある。前者では標高補正を行って雪崩発生区の最高標高での推定値を求めたが、後者では標高補正ができないため、この場合はアメダス小出の積雪差日計の値と同じと仮定した。

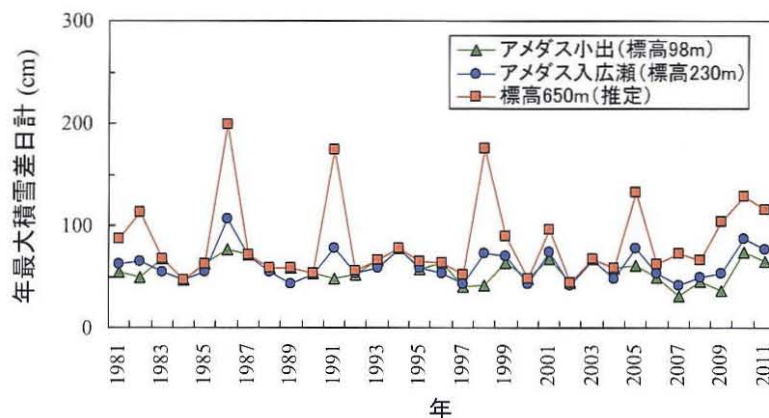


図9-19 アメダスの年最大の積雪差日計と標高650mの推定値

積雪差日計の推定値を対象

として岩井法を用いた確率計算を行い、100年に1回の確率年に相当する値を求めて、これを想定される雪崩層厚とした。雪崩層厚は100年確率で2.4mとなったが、1981（昭和56）年1月7日の雪崩災害時に発生した雪崩の層厚は2m程度（中俣・和泉，1981）と推定されていることから、妥当な想定値と考えられる。なお、雪崩が発生した後に層厚が増加することが考えられるが、ここでは層厚は一定と仮定した。

3) 乱流減衰係数 (ξ)

乱流減衰係数は1) の発生から堆積までの計算範囲において、尾根直下から発生して見通し角が 18° の地点で停止するように試行錯誤で求めて、3000を用いた。

4) 雪崩の密度 (ρ)

雪崩の密度については、乾雪表層雪崩の一般的な雪崩の密度値である 100kg/m^3 を用いた。

以上の1)から4)の条件でA～Fの6つの経路で計算を行い、雪崩速度と衝撃力を算定した。代表的な経路として、雪崩災害が発生したときの範囲の中心線である経路 D（図9-17）の結果について、雪崩速度 (V)と衝撃力 (F)、雪崩危険度 (D)を図9-20に示す。

経路Dの発生区上端の標高は600mであり、見通し角が 18° まで流下した場合、堆積区下端の標高は290mとなる。フェルミー(Voellmy)モデルによる雪崩速度の計算値の最大値は 46m/s であり、衝撃力は最大で 212kN/m^2 に達する計算となった。衝撃力だけで考えると 3kN/m^2 と 30kN/m^2 の境界から、図9-21のとおり例えばRed (30kN/m^2 以上), Blue ($3\sim 30\text{kN/m}^2$),

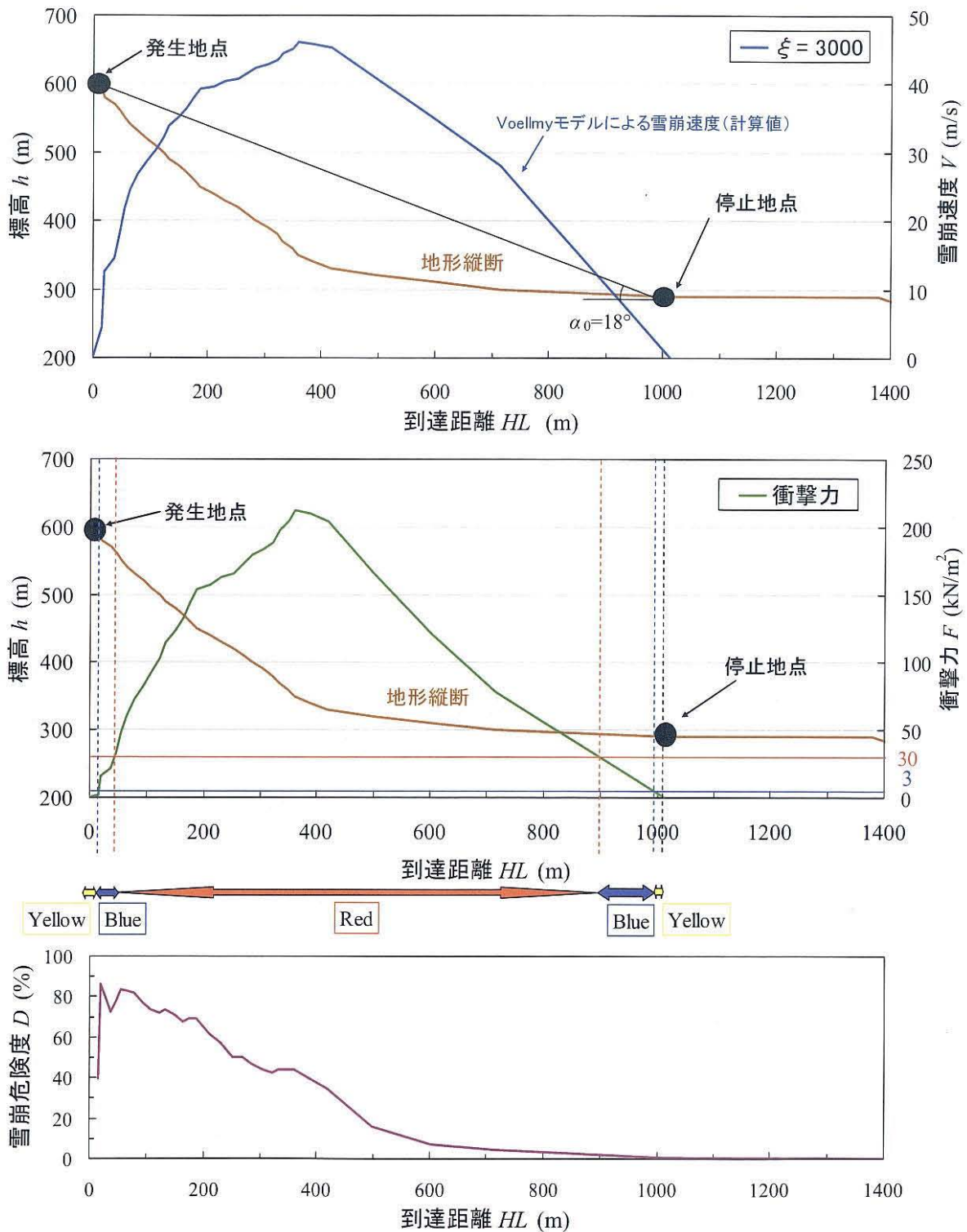


図9-20 経路Dにおける雪崩速度と衝撃力、雪崩危険度の計算結果

Yellow (0~3 kN/m²)などといった範囲が決定され、衝撃力による被害規模だけを対象としたハザードマップが作成できる。また、衝撃力の値は到達距離が約400mで最大となる山型の形状であり、雪崩危険度は発生直後に最大となり以降は漸減する形状であるが、両者を組み合わせることで到達距離ごとに雪崩のリスク値を求めることができる。

以上については、A～Fの全ての経路で同様に計算を行った。

9.5.5 雪崩リスクの算定

雪崩リスク値は発生頻度 (D)と衝撃力 (F)の組み合わせから決定されるが、図9-3のようなマトリクス形式でリスクを表現するには、分割の境界値を決定する必要がある。例えばスイスでは第2章の図2-21のとおり、発生頻度に雪崩の再現期間(1, 30, 100, 300年)を導入していて、300年を超える場合は居住可能な範囲 (White) としている。また、衝撃力は3と30 kN/m²を境界値として、30 kN/m²以上は居住が不可の範囲 (Red) としている。本研究の雪崩リスクマトリクスは図9-13の9分割を考えたが、ここでは試行として、発生頻度の分割の境界値は100%の1/3と2/3の値に設定して、衝撃力は9.4.4のとおり3kN/m²と30kN/m²を境界値とした。分割の境界に関しては、YellowとWhiteの境界値は雪崩危険度と衝撃力いずれも0として、RedとBlue, BlueとYellowの境界はスイスのマトリクスの境界と同様に設定した。

以上から雪崩リスクを算定するためのマトリクスは図9-21のとおり設定した。このマトリクスを用いて、A～Fの6つの経路で算定した発生頻度 (D)と衝撃力 (F)の値から作成したハザード (リスク) マップを図9-22に示す。ここで、各経路ごとに発生頻度 (D)と衝撃力 (F)から図9-21のマトリクスのどの範囲に属するかを決定して、図9-22の経路上で境界値を○印で示し、それぞれの境界を結んで範囲を決定している。ここで、発生区では通常保全する対象は存在せずリスク値を算定する必要性がないが、計算上では境界が定まるため、図9-22では参考として境界線を示している。

以上のような方法で、雪崩の発生の可能性のある斜面において雪崩リスク値の算定が可能となり、ハザード (リスク) マップの作成によってより効果的に雪崩の危険度を表現できるようになり、雪崩災害リスクが明確に判明することによって、リスク低減のための施策のための具体的な判断材料となる。

なお、今回は試行として、図9-21のマトリクスを用いたが、次の各項目は今後検討を要する。

1) フェルミー (Voellmy)モデルが一次元で経路上の計算しかできないため、経路上の境界点を結んで範囲を決定したが、二次元や三次元の雪崩シミュレーションモデルを用いれば、

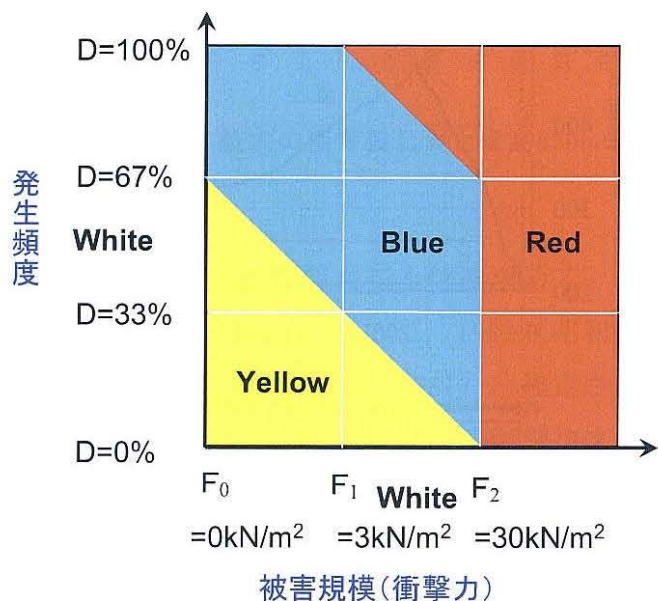


図9-21 雪崩リスクマトリクスの設定(試案)

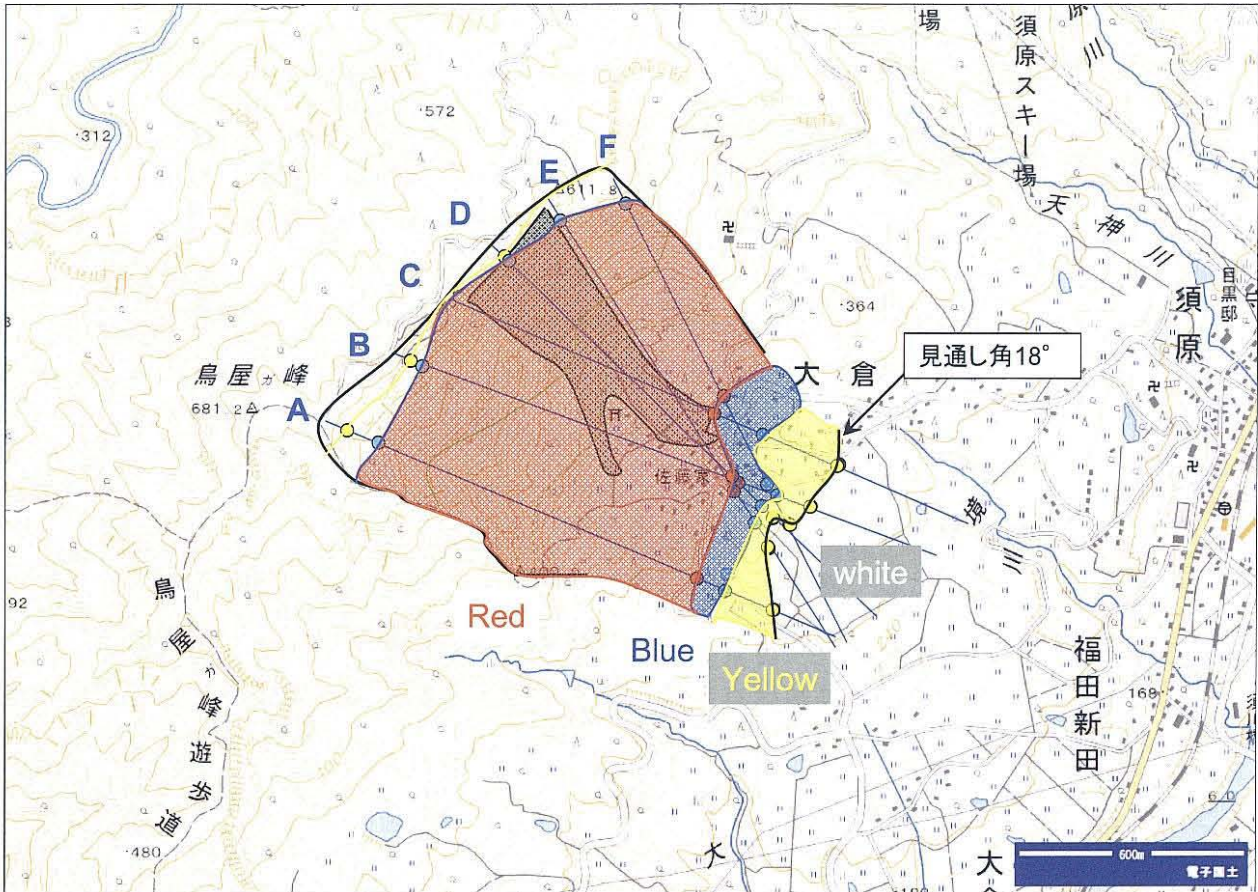


図9-22 雪崩リスクマトリクスを用いて作成したハザード(リスク)マップの例(試行)

平面的に詳細な範囲が決定できると考えられる。

2) 現在のところは境界値を詳細に決定することは難しいため、マトリクスにおいて発生頻度と衝撃力が0の範囲はWhiteにしているが、これは見通し角が18°の地点で雪崩が停止するという設定のため、YellowとWhiteの境界線は図9-22の見通し角18°を結んだ線と一致する。スイスの再現期間(300年)と同様に、発生頻度や衝撃力の上限值(たとえば発生頻度1%や衝撃力0.1kN/m²など)を設定すれば、Whiteの範囲がより広く設定可能であり、この場合はYellowとWhiteの境界線は図9-22の左(西)側となる。

3) 発生頻度(D)は発生危険度(P)と到達危険度(Q)から算定されるが、9.5.3の評価得点は26点か29点になっていて、点数の差は斜面勾配の要素(30~40°の7点と40°以上の10点)だけである。これらに対応する雪崩の発生確率(P)は60%か92%となっていて、斜面勾配の評価得点の差に比べて確率値の差異が大きめのように思われる。発生頻度の分割値は単純に100%の1/3と2/3の値としたが、分割値の設定とともに評価得点と発生確率の対応についても検討が必要と考えられる。

4) 海外では発生頻度として雪崩の再現期間(年)を用いている。国内では雪崩災害の件数に関するデータは蓄積されているものの、再現期間の設定は現状では困難である。これは雪崩災害調査や雪崩動態観測などを継続する必要があるが、数十~数百年の長期間を要するため今後の課題である。

9.6 まとめ

雪崩映像観測や空中写真判読、既往の雪崩調査報告による3401個の雪崩データを基本として、雪崩のハザードとして斜面の高さに応じた見通し角の下限值を設定し、発生頻度と被害規模を考慮したリスクの概念を導入して、雪崩リスクについて検討を行った。主な結果は次のとおりである。

- ① 雪崩の落差と見通し角については、一般的に同じ見通し角では表層雪崩や乾雪雪崩の方が全層雪崩や湿雪雪崩よりも非超過確率が大きくなっていて、乾雪表層雪崩が最も大きく湿雪全層雪崩は最も小さくなると考えられる。表層雪崩では雪崩の落差が大きいほど見通し角は小さくなるが、全層雪崩はあまり変化がなく、落差が400～500mを超えるといずれの雪崩形態も見通し角は小さくなる傾向にある。このことから、雪崩の種類と斜面の規模（標高差）として斜面の高さ（雪崩落差）に応じた直接見通し角の下限值について、特定の非超過確率に対する見通し角が決定され、危険範囲が設定できる。
- ② 雪崩のリスクとして、発生危険度と到達危険度の積である雪崩危険度を雪崩の発生頻度（確率）と考えて、被害度（衝撃力）とあわせて雪崩リスクの概念をマトリクス形式で示し、過去に雪崩災害が発生した箇所に適用した。到達危険度は雪崩の到達距離と落差の比を用いたが、特定の箇所のリスクを考える場合には空中写真から発生している雪崩の情報を得るのが効果的であり、発生頻度と衝撃力の境界値については、雪崩発生箇所などで様々なケーススタディを行い、合理的な設定を行う必要があると考えられる。

なお、図9-14、図9-15、図9-17、図9-22の背景地図データは、国土地理院の電子国土Webシステムから配信されたものである。

第10章 結論

10.1 本研究の成果

本研究では第1章と第2章において、国内外の雪崩の既往研究のうち、主に地形要素と規模やリスクに関する調査事例を紹介し、雪崩動態観測や空中写真判読の方法と調査検討項目について述べた。第3章と第4章では、雪崩発生区の気温が 0°C を上回る暖地性積雪地と、気温が氷点下で寒冷積雪地の箇所で行った雪崩の動態観測から、雪崩の発生状況と発生機構、大規模雪崩の発生と動態について明らかにした。

第5章から第7章では、雪崩映像観測や空中写真判読、雪崩調査報告による雪崩データから、雪崩の地形要素や規模、流動性、階級に関する特徴や、雪崩の発生規模と発生数の関係を明らかにした。第8章では航空レーザ測量による積雪深の分布の傾向と雪崩の発生との比較を行った。

第9章では第3章から第7章までの雪崩データを用いて、雪崩の地形要素に関するデータを用いて、斜面の高さに応じた見通し角について検討を行うとともに、発生確率と被害規模を考慮したリスクの概念の導入を行った。

以上から、主に雪崩の動態や地形要素、発生規模、リスクに関する成果をまとめると次のとおりである。

①雪崩の動態（第3章、第4章）

通常の利用として、フェルミー（Voellmy）モデルは雪崩の発生と停止の位置をもとにして、雪崩の流動深と乱流減衰係数のパラメータを変化させて流下する雪崩の速度変化を推定する場合がほとんどであり、実際の雪崩の速度変化と比較することは極めて少ない。新潟県能生町権現岳と長野県白馬村八方尾根で行った雪崩動態観測では、規模の大きい雪崩を対象として映像解析から雪崩速度を算出して、フェルミー（Voellmy）モデルによる雪崩の再現を行った。

7事例の雪崩について解析を行ったところ、能生町権現岳の4つの雪崩のうち、湿雪全層雪崩では乱流減衰係数(ξ)が400~600、乾雪全層雪崩では $\xi=1000$ 、白馬村八方尾根の3つの雪崩のうち、乾雪表層雪崩は $\xi=2000\sim3000$ 、湿雪全層雪崩は $\xi=500$ を適用することで実際の雪崩の動態を再現できた。乱流減衰係数(ξ)は一般的に表層雪崩は1000~3000、全層雪崩は400~600が用いられている。解析の対象とした乾雪表層雪崩と湿雪全層雪崩は、これらの乱流減衰係数の範囲であったが、乾雪全層雪崩の場合は表層雪崩の最低値と同じ値であった。モデルを適用した雪崩の事例はわずか7個であり、計算は雪崩層厚を一定と仮定するなどの課題があるが、乾雪雪崩では $\xi=1000\sim3000$ 、湿雪雪崩では $\xi=400\sim600$ が適合していた。

②雪崩の発生から移動、堆積に関する地形要素（第5章，第6章，第7章）

1) 発生区勾配

雪崩発生区の勾配は20～65°の範囲であり，30～50°の勾配で多く発生し，40～45°の頻度が最も高い。数は極めて少ないが，25°以下あるいは55°より大きい勾配でも発生している。

2) 堆積区勾配

堆積区の勾配は0°未満（負）から60°前後の範囲であり，25～35°の頻度が最も高く，堆積区勾配は発生区勾配に比べて10～15°程度小さい。

3) 直接見通し角

表層雪崩と全層雪崩はいずれも見通し角の基準値を下回るまで雪崩が到達していることが確認されたが，雪崩全体ではほぼ18°の基準値を満足しているといえる。直接見通し角の頻度は，表層雪崩で32～36°，全層雪崩で34～40°付近を頂点とした正規分布に近い形となっている。

4) 雪崩形態，冬期，区域別の差異

雪崩の発生区や堆積区の勾配，見通し角など雪崩の各要素の頻度について，場所によっては表層雪崩の方が全層雪崩よりも角度が若干小さい場合がある。冬期別に各要素の頻度を比較しても差異はないが，区域別では差異がみられる要素がある。

③雪崩の地形要素における要素間の関係（第5章，第6章，第7章，第8章）

1) 発生区勾配と到達距離の関係

表層雪崩のうち，雪崩の到達距離が3000mを超える雪崩の発生区勾配は20～35°，全層雪崩のうち到達距離が2000mを超える雪崩の発生区勾配は22～40°の範囲であり，雪崩の発生区勾配で最も高い頻度である表層雪崩の35～40°，全層雪崩の40～45°よりも緩く小さい角度となっている。

一般的に勾配が大きくなると積雪は自然に落雪するため，積雪深は小さくなると考えられる。発生区の勾配は40～45°が最も雪崩が発生しやすいが，航空レーザ測量による傾斜別の積雪深分布では，植生や標高，卓越風向を考慮する必要があるが，勾配が30°までは積雪深は同じであり，30～40°を超えると積雪深が減少している。このような積雪深の関係で発生量や到達距離が大きい雪崩が発生すると想定される。

2) 到達距離と落差の関係

雪崩の到達距離と落差は全体的に比例関係であるが，到達距離が大きくなると落差との関係はばらつき，落差に応じて到達距離が長くなる傾向にある。一般的に落差から到達距離を決定論的に求めることは困難であるが，回帰分析では表層雪崩，全層雪崩の到達距離(HL)と落差(h)の関係はそれぞれ， $HL = (1.7 \sim 2.1)h$ ， $HL = (1.3 \sim 1.7)h$ であり，同じ落差では表層雪崩の方が全層雪崩よりも到達距離が平均的に約1.2～1.3倍ほど大きい。

④雪崩の発生量（発生区面積）と流動性（第5章，第6章，第7章）

1) 雪崩発生量（発生区面積）と発生区標高の関係

全体的に標高が高くなるにつれて発生量が増大する。標高が高くなると発生区面積が増大する雪崩が存在するが、標高に従って直線的に増大する傾向はみられない。発生量が 10^5m^3 以上の雪崩は表層雪崩の形態であるが、全層雪崩の発生量は 10^5m^3 より小さい。

2) 雪崩発生量（発生区面積）と直接見通し角

雪崩全体で考えた場合、見通し角の下限はほぼ 18° であり、全体的に雪崩発生量（発生区面積）が増加すると見通し角の幅は狭まって角度は小さくなり、雪崩発生量がおおよそ 10^4m^3 以上で見通し角が下限になる雪崩が出現する。

3) 雪崩発生量（発生区面積）と到達距離，超過距離の関係

雪崩発生量と到達距離，超過距離の関係は類似しているが、発生量がおおよそ 10^4m^3 付近から傾向が異なり、 10^4m^3 を超えると発生量に応じて到達距離や超過距離は増大する。発生量が 10^4m^3 以上では到達距離や超過距離が 1km を超え、発生量が 10^5m^3 以上では到達距離が 3km を超える雪崩がある。乾雪表層雪崩は発生量が増えるに従って超過距離は増大し、最大で約 1900m まで達するが、全層雪崩は超過距離が 0m を超える事例は極めて少ない。

4) 超過距離と発生区標高の関係

発生区の標高が特定の標高を上回ると超過距離が大きくなり、標高が高くなるほど超過距離が増大する雪崩が出現するが、超過距離が 0m 以下の雪崩もあり、標高に従って直線的に増大する傾向はみられない。全層雪崩の超過距離は大部分が 0m 付近か負の値である。

5) 雪崩の流動性

雪崩の発生量が 10^5m^3 以上は表層雪崩の形態であり、雪崩層の雪質（乾雪・湿雪）が不明な事例を除くとすべて乾雪表層雪崩である。一般的に、乾雪表層雪崩は超過距離が増大する大規模雪崩の流動性の特徴があるが、全層雪崩の発生量は 10^5m^3 を超えておらず、一部の事例を除いて、大規模雪崩の流動性の特徴はみられない。

⑤雪崩の発生規模と発生頻度（第3章，第4章，第5章，第6章）

1) 発生規模と発生頻度の関係

雪崩の規模として、雪崩震動の震動震幅の2乗和や、雪崩の発生区面積，到達距離を対象として、雪崩の発生数との関係を調べると、観測レベルよりも下回る規模や、ある規模を超える雪崩を除いた範囲では、雪崩の規模が大きい（小さい）雪崩ほど発生数が少ない（多い）という傾向があり、べき乗則の関係が成り立っている。

2) べき乗則の指数

べき乗則の指数である α の値は区域や雪崩形態別で異なっているが、冬期別の違いはみられなかった。雪崩種類別では表層雪崩，乾雪雪崩の方がそれぞれ全層雪崩，湿雪雪崩よりも大きく，乾雪表層雪崩が最も大きい。

⑥雪崩の見通し角（第9章）

- 1) 雪崩データから雪崩種類別に見通し角の非超過確率（その値を下回る確率）を求めると、同じ見通し角では表層雪崩や乾雪雪崩の方が全層雪崩や湿雪雪崩よりも非超過確率が大きく、雪崩が遠くまで到達することを意味している。雪の乾湿を考慮すると、非超過確率は乾雪表層雪崩が最も大きく、湿雪全層雪崩は最も小さくなると考えられる。
- 2) 雪崩の見通し角は、表層雪崩では雪崩の落差が大きいほど見通し角は小さくなるが、全層雪崩はあまり変化がなく、落差が400～500mを超えるといずれの雪崩形態も見通し角は小さくなる。このため、雪崩形態と斜面規模（標高差）に応じた合理的な雪崩危険範囲の設定が可能となる。

⑦雪崩のリスク（第9章）

雪崩の発生危険度と到達危険度の積を発生確率と考え、被害度（衝撃力）と合わせて個別箇所のリスクレベルの表現が可能となり、面的に展開することでハザードマップの作成も可能となる。

10.2 今後の課題と展開

今後の課題は次のとおりである。

- 1) 雪崩映像観測において、雪崩の動態を詳細に把握する方法として数値地理情報や等高線を重ねたオルソ画像を用いることは効果的である。雪崩の動きは3次元のため、これを3次元化して映像と比較するとさらに精度は向上すると考えられる。雪崩の映像観測において、大規模雪崩の発生から堆積までの一連の動きを詳細に記録した映像は現状で極めて少ないため、今後も引き続き毎冬期の観測の継続が必要である。
- 2) 雪崩震動観測では、雪崩に起因する地盤震動から雪崩の発生は確認できるものの、現状では雪崩の映像がない場合は、表層雪崩や全層雪崩などの雪崩の種類が判別できない。特に降雪時は映像観測が困難なため、今後は雪崩震動の震動波形から雪崩形態を判定する方法の確立が課題である。
- 3) 空中写真は新潟県湯沢町・津南町の苗場山と長野県栄村の鳥甲山の周辺および岐阜県上宝村新穂高の笠ヶ岳周辺で3時期の撮影を行った。撮影した年の冬期は前者でいずれもほぼ平年的な積雪状況であり、後者では異なっていたが、雪崩の地形要素の頻度や、雪崩の発生規模と発生数の関係は冬期別の違いはみられなかった。このような特徴はどの冬期でも一般的であるのかは不明であり、少雪あるいは豪雪時との比較が必要である。
- 4) 空中写真撮影は複数の冬期にわたって行ったが、撮影は一冬期間中に1回であり限定的である。撮影した地域の一般的な特徴としては、一冬期間中に複数回の撮影を行い、冬期間中の雪崩発生状況の差異や変化を把握する必要がある。
- 5) 雪崩の流動性に関して、表層雪崩の発生量は 10^5m^3 を超える場合があり、全層雪崩は超

えないという傾向があったが、今後は雪崩種類別の発生規模について、雪崩の地形要素や規模のほかに、発生区の地形状況と積雪深との関連を明らかにすることが課題である。

- 6) 雪崩の規模と発生数に関しては、地域的な差異や、乾雪・湿雪雪崩など雪崩層の雪の乾雪と湿雪の違いをさらに調査する必要がある。なお、発生規模については本来は雪崩の発生量もしくは質量を用いる必要があると考えられるが、現状ではこれらのデータは極めて少ない。今後は航空レーザ測量や陸域観測衛星による積雪の深さに関する計測技術によって量的なデータの取得が必要である。
- 7) 積雪深と雪崩の発生に関しては、一般的に標高が高くなると積雪量が多いため、雪崩の発生規模が大きくなる。特定の地域においては、標高や植生、卓越風向による積雪深の分布と雪崩の規模には関係があると考えられるが、本論文の調査箇所では、雪崩の発生する地域で直接的に積雪量の把握を行っていないため詳細は不明である。

航空レーザ測量については、第6章では雪崩の数値化、第8章では積雪深の把握に用いたが、積雪期間中は植生による障害は少なく、精度的にも活用が可能であり、今後は空中写真と組み合わせて雪崩の数値化と積雪深の分布を同時に行って積雪量と雪崩の関係について定量的に調査を行う必要がある。また、陸域観測衛星による積雪深分布の調査も有効であると考えられる。

今後の展開として次の内容があげられる。

- 1) 雪崩動態観測や空中写真判読によって得られた雪崩データのうち、規模の大きい雪崩については、GISなどで用いることが可能な数値地理情報のデータ化を行うことによって、地形や植生と雪崩の関係のほか、雪崩シミュレーションモデルの検証事例として利用することが考えられる。
- 2) 現状では雪崩の危険範囲は最小の見通し角（到達範囲の最大）によって定めており、各危険範囲では斜面の傾斜や植生による評点法によって危険度の評価を行っている。これらはいずれも雪崩のハザードに対する評価であるが、雪崩の地形要素の特徴を用いることで、より詳細な危険範囲や危険度の設定が可能となり、将来的には斜面の高さや面積を考慮した危険範囲の設定と、リスクの概念をとり入れたハザードマップの作成が考えられる。
- 3) 雪崩現象のうち、発生規模と発生数にべき乗則のような関係が成り立つとすると、特定の規模の雪崩について発生頻度を定量化して被害規模を想定することによって、雪崩リスクの分析や評価が可能となる。現状では被害に関する内容はほとんどデータ化されていないため、直接的な評価は困難であるが、これらの関係を数値化することは将来的な雪崩対策のマネジメントに有効な手段になると考えられる。

参考文献

- 秋田谷英次(1973):長時間 VTR による雪崩の観測. 低温科学 物理篇, Vol.31, pp.287-289.
- 秋田谷英次・遠藤八十一・小野寺弘道・酒谷幸彦 (1982): 北海道・ニセコスキー場のなだれ. 低温科学 物理編, 40 巻, pp.165-169.
- 秋山一弥 (2008): 雪崩形態の差異による発生規模と発生頻度. 寒地技術論文・報告集, Vol.24, pp.137-140.
- 秋山一弥・武士俊也 (2003): 地震計を用いた雪崩検知と雪崩発生の特徴, 寒地技術論文・報告集, Vol.19, pp.256-263.
- 秋山一弥・武士俊也 (2004): 雪崩の流下映像による動態解析. 寒地技術論文・報告集, Vol.20, pp.284-291.
- 秋山一弥・関口辰夫 (2009): 多雪地の空中写真判読による湿雪雪崩の数値化と特徴について, 寒地技術論文・報告集, Vol.25, pp.113-118.
- 秋山一弥・花岡正明・武士俊也・池田慎二 (2005): 寒冷積雪地における雪崩発生状況と動態について, 寒地技術論文・報告集, Vol.21, pp.236-243.
- Akiyama, K., Takeshi, T., Hanaoka, M., and Ikeda, S. (2007): Dynamic observations focused on dry avalanches and occurrence conditions of large-scale dry slab surface avalanches. *Bulletin of Glaciological Research*, Vol.24, pp.109-121.
- 秋山一弥・小山内信智・松田宏 (2007a): 雪崩の形態と発生規模による雪崩危険度評価について, 寒地技術論文・報告集, Vol.23, pp.186-191.
- 秋山一弥・武士俊也・花岡正明・春山哲也・池田慎二 (2007b): 雪質の差異による樹林内外の積雪挙動と雪崩の発生について. 寒地技術論文・報告集, Vol.23, pp.130-135.
- 秋山一弥・小山内信智・松田宏・本間信一 (2008): 高精度空間情報を用いた表層雪崩の抽出と数値化について, 寒地技術論文・報告集, Vol.24, pp.147-152.
- 秋山一弥・花岡正明・佐野寿聰 (2009a): 航空レーザ測量を用いた山地積雪深の計測と積雪深分布の地形的特徴, 日本雪工学会誌, Vol.25, No.3, pp.3-11.
- 秋山一弥・花岡正明・武士俊也 (2009b): 多雪地域における斜面雪圧と積雪密度, 日本雪工学会誌, Vol.25, No.2, pp.3-10.
- Akiyama, K., Hanaoka, M., and Takeshi, T. (2012): Video and seismometer observations of avalanche characteristics in a warm snowy district. *Bulletin of Glaciological Research*, Vol.30, pp.9-23.
- 秋山一弥・小山内信智・松田宏 (2012): 雪崩形態の差異による雪崩の移動と発生規模の特徴, 日本雪工学会誌, Vol.28, No.1, pp.3-15.
- 秋山實・佐藤浩 (2006): 航空レーザ測量による積雪深分布の計測と積雪相当水量の推定, 写真測量とリモートセンシング, Vol.45, No.2, pp.24-33.
- Bair, E.H., Dozier, J. and Birkeland, K.W. (2008): Avalanche Crown Depth Distributions. *Geophysical Research Letters*, Vol. 35, L23502.
- Bakkehoi, S., Domaas, U., and Lied, K. (1983): Calculation of snow avalanche runout distance. *Annals of Glaciology*, Vol. 4, pp.24-29.
- Besson, B., Eiriksson, G., Thorarinnsson, O., Thorarinnson, A. and Einarsson, S. (2007): Automatic detection of avalanches and debris flows by seismic methods. *Journal of Glaciology*, Vol.53, No.182, pp.461-472.
- Birkeland, K.W. and Landry, C.C. (2002): Power-laws and snow avalanches. *Geophysical Research Letters*, Vol.29, No.11, pp.49.1-49.3.
- Canadian Avalanche Association (CAA) (2002): Guidelines for Snow Avalanche Risk Determination and Mapping in Canada, p.12.
- デビッド・マックラング・ピーター・シアラー著, 特定非営利活動法人日本雪崩ネットワーク訳 (2007): 雪崩ハンドブック. 東京新聞出版局, 342pp.

- 遠藤八十一 (1993) : 降雪強度による乾雪表層雪崩の発生予測. 雪氷, 55 巻, 2 号, pp.113-120.
- 遠藤八十一・小南裕志・山野井克己・庭野昭二 (2002) : 粘性圧縮モデルによる時間降雪深と新雪密度. 雪氷, 64 巻, 1 号, pp.3-13.
- 遠藤八十一・大関義男・庭野昭二 (1990) : 低密度の雪の圧縮粘性係数と密度の関係. 雪氷, 52 巻, 4 号, pp.267-274.
- Faillettaz, J., Louchet, F. and Grasso, J-R. (2004) : Two-threshold model for scaling laws of non interacting snow avalanches. *Physical Review Letters*, Vol. 93, pp.208001(1)-208001(4).
- Faillettaz, J., Louchet, F. and Grasso, J-R. (2006) : Cellular automaton modeling of slab avalanche triggering mechanisms: from the universal statistical behavior to particular cases. *Proceedings of International Snow Science Workshop, ISSW, 2006*, pp.174-180.
- 藤岡敏夫・清水弘・秋田谷英次・成田英器・鈴木義男・遠藤八十一 (1964) : 積丹半島古平の雪崩調査報告. 低温科学 物理編, 23 巻, pp.129-136.
- Fujisawa, K., Tsunaki, R., and Kamiishi, I. (1993) : Estimating snow avalanche runout distances from topographic data. *Annals of Glaciology*, Vol.18, pp.239-244.
- 早川典生・熊倉俊郎・加地智彦・町田誠 (2003) : 1960 年代の雪崩実験を解析する. 雪氷北信越, 第 23 号, p73.
- 花岡正明・伊藤陽一・本間信一 (2006a) : 平成 18 年豪雪による雪崩の特徴とレーザ計測等による動態解析. 第 21 回北陸雪氷技術シンポジウム雪氷技術研究論文集, pp.105-110.
- 花岡正明・金子正則・本間信一・上石勲・池田慎二・新開龍三郎 (2006b) : 2006 年 4 月, 岐阜県高山市上宝穴毛谷で発生した雪崩について. 2006 年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, p.108.
- 花岡正明・金子正則・伊藤陽一・本間信一・新開龍三郎・池田慎二・上石勲 (2006c) : 2006 年 2 月長野県屋敷地区で発生した雪崩について. 日本雪工学会上信越支部論文報告集, 第 6 号, pp.5-8.
- 花岡正明・伊藤陽一・中野剛士・岩崎和彦・本間信一・酒谷幸彦 (2007) : レーザー計測を用いた雪崩斜面の積雪分布及び雪崩実態の解析. 寒地技術・論文報告集, Vol.23, pp.151-155.
- 長谷川裕彦 (1996) : 北アルプス南西部, 笠ヶ岳周辺の氷河・周氷河地形発達史. 地理学評論, Vol.69, No.2, pp.75-101.
- 桧垣大助・高木潤 (2002) : 岩木山における雪食浸食地とその推移. 平成 14 年度砂防学会研究発表会概要集, pp.72-73.
- 広部良輔・山田穰・五十嵐高志 (1978) : 積雪に伴う災害の調査研究 (1977~78 年冬季). 国立防災科学技術センター研究速報, 32 号, pp.1-60.
- Hsü, K.J. (1975) : Catastrophic debris streams (Sturzstorms) generated by the rockfalls. *Geological Society of America Bulletin*, Vol.86, No.1, pp.129-140.
- 和泉薫 (1986) : 大規模雪崩の流動性. 新潟大災害研年報, 第 7 号, pp.187-194.
- 和泉薫 (2004) : 日本の雪崩災害データベース. http://www.argos-net.co.jp/nadare_bunkakai/nadare_db/
- 和泉薫・小林俊一 (1986a) : 新潟県能生町島道鉱泉の表層雪崩について. 雪氷, 48 巻, 3 号, pp.168-170.
- 和泉薫・小林俊一 (1986b) : 地震計に記録された表層雪崩, 新潟大学災害年報, 第 8 号, pp.99-104.
- 池田慎二 (2002a) : 01~02 冬期における長野県白馬村周辺の雪崩発生状況. 日本雪工学会上信越支部論文報告集, 第 2 号, pp.17-18.
- 池田慎二 (2002b) : ガラガラ沢雪崩事故調査報告. 雪氷, 64 巻, 1 号, pp.33-37.
- 今西伸行・西村浩一・森谷武男・山田知充 (2004) : 地震動の観測による雪崩の研究,

- 雪氷, 66 卷, 1 号, pp.3-10.
- 石川静一 (1941): 雪庇掃蕩と雪崩防除の工事例. 雪氷, 3 卷, 3 号, pp.122-138.
- 伊藤陽一・鈴木聡樹・池田慎二・新開龍三郎・杉本昌春 (2008): 2008.2 妙高杉の原で発生した大規模雪崩. 雪氷北信越, 第 28 号, p.47.
- 鎌田正之 (1964a): 航空写真測量によるなだれの判読. 雪氷, 26 卷, 1 号, pp.19-21.
- 鎌田正之 (1964b): 航空写真測量によるなだれ発生危険度の判読. 雪氷, 26 卷, 3 号, pp.87-90.
- 上村靖司 (2006): 新潟県における平成 18 年豪雪被害について (速報), 日本雪工学会誌, Vol.22, No.2, pp.130-131.
- 上石勲・新開龍三郎 (2006): 平成 18 年豪雪の雪崩災害 (北信越地方を中心に), 日本雪工学会誌, Vol.22, No.2, pp.138-142.
- 上石勲・平島寛行・山口悟・阿部修・佐藤篤司・松田宏・本間信一 (2008): レーザー技術を用いた雪庇・吹き溜り観測 —秋山郷 2006 年と 2008 年冬期の積雪分布の比較—. 雪氷研究大会 (2008) 講演要旨集, p.159.
- 加納一郎 (1929): 氷と雪. 梓書房, p.199.
- 建設省河川局 (1983): なだれ防災対策調査報告書. 200pp.
- 建設省河川局 (1988): 大規模表層雪崩の総合的対策に関する調査報告書. pp.1-64.
- 建設省河川局砂防部監修 (1993): 改訂 雪崩とその対策. p.77.
- 小林俊一 (1986): 新潟県能生町柵口地区を襲った表層雪崩, 雪氷, 48 卷, 2 号, pp.87-91.
- 小林俊一 (代表) (1986): 新潟県能生町表層雪崩災害に関する総合的研究. 文部省科学研究費 (NO.60020051) 自然災害特別研究突発災害研究成果 No.b-60-8, pp.1-17.
- 国土地理院地理調査部 (2005): 航空レーザー測量による積雪深の計測と課題, 測量, Vol.55, No.8, pp.52-55.
- 国土交通省ホームページ: <http://www.mlit.go.jp/>
- Kojima, K. (1967): Densification of seasonal snow cover. *Physics of snow and ice*, ed. H.Oura, The Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, pp.929-952.
- 小島賢治 (1979): 融雪機構と熱収支. 気象研究ノート, 日本気象協会, 第 136 号, pp.1-38.
- 是沢一樹・下村忠一・酒井洋一・中島久男 (1988): 大規模表層雪崩実態調査. 土木研究所資料, 第 2618 号, pp.1-56.
- 倉島収 (1985): なだれ発生斜面の発生危険度の判定基準モデルについて, 交通工学, Vol.20, No.2, pp.9-23.
- 黒部峡谷雪崩実験観測研究グループ編集・富山大学立山研究室発行 (1989): 黒部ホウ雪崩 —黒部峡谷乾雪表層雪崩の研究—. *Contributions to Mountain Sciences*, Vol.2, pp.1-91.
- Leprettre, B., Navarre, J.-P., Panel, J.M., Touvier, F., Taillefer, A. and Roulle, J. (1998): Prototype for operational seismic detection of natural avalanches, *Annals of Glaciology*, Vol.26, pp.313-318.
- Lied, K. and Bakkehoi, S. (1980): Empirical calculations of snow-avalanche run-out distance based on topographic parameters, *Journal of Glaciology*, Vol.26, No.94, pp.165-177.
- Louchet, F., Faillettaz, J., Daudon, D., Bédouin, N., Collet, E., Lhuissier, J. and Portal, A.-M. (2002): Possible deviations from Griffith's criterion in shallow slabs, and consequences on slab avalanche release. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol.2, pp.157-161.
- 前野紀一・遠藤八十一・秋田屋英次・小林俊一・竹内政夫 (2000): 基礎雪氷学講座Ⅲ, 雪崩と吹雪. 古今書院, 236pp.
- 松田宏・藤本隆彦・武士俊也・綱木亮介 (1994): 雪崩到達距離に関する考察. 雪氷, 56 卷, 3 号, pp.265-269.
- McClung, D.M. (2003): Size scaling for dry snow slab release. *Journal of Geophysical Research*, Vol.108, B10, pp.2.1-2.12.
- McClung, D. M. and Schaerer, P. A. (2006): *The Avalanche Handbook*, WA, Mountaineers

Books, 342pp.

- 村松郁栄 (1993) : 地震計による雪崩観測. 気象, Vol.37, No.3, pp.4-8.
- 森脇寛 (1987) : 崩土の到達距離予測. 地すべり, Vol.24, No.2, pp.10-16.
- 内閣府ホームページ (防災白書) : <http://www.bousai.go.jp/hakusho/hakusho.html>
- Naisbitt, A., Forster, R., Birkland, K.W. and Harrison, W.L. (2008) : Avalanche frequency and magnitude: using power-law exponents to investigate snow avalanche size proportions through time and space. *Proceedings of International Snow Science Workshop, ISSW, 2008*, pp.747-754.
- 中俣三郎 (1987) : 雪崩対策研究の歴史. 新砂防, Vol.40, No.1, pp.32-38.
- 中俣三郎・和泉薫 (1981) : 56 豪雪と新潟地方の雪崩災害. 新潟大災害研年報, 第 3 号, pp.119-127.
- 中俣三郎・青山清道・和泉 薫・渡辺成雄・大関義男・庭野昭二 (1985) : 59 豪雪下に発生した清津峡温泉雪崩災害. 新潟大災害研年報, 第 6 号, pp.117-121.
- 成田英器・清水弘 (1975) : 雪崩観測実験室附近のなだれ分布 I 昭和 49 年冬期. 低温科学 物理篇, Vol.32, pp.40-54.
- 成田英器・清水弘 (1976) : 雪崩観測実験室附近のなだれ分布 II (昭和 49~50 年冬). 低温科学 物理篇, Vol.33, pp.35-46.
- 成田英器・清水弘 (1977) : 雪崩観測実験室附近のなだれ分布 III (昭和 50~51 年冬). 低温科学 物理篇, Vol.34, pp.27-38.
- 成田英器・清水弘 (1978) : 雪崩観測実験室附近のなだれ分布 IV (昭和 51~52 年冬期). 低温科学 物理篇, Vol.35, pp.35-44.
- 日本雪氷学会 (1990) : 雪氷辞典. 東京, 古今書院, pp.88-89.
- 新山純一・松田宏・飯倉茂弘・河島克久・藤井俊茂 (2003) : 東北新幹線盛岡・八戸間のなだれ危険度評価とその工学的意義. 日本雪工学会誌, Vol.19, No.2, pp.91-101.
- Nishimura, K. and Izumi, K. (1997) : Seismic Signals Induced by Snow Avalanche Flow, *Natural Hazards*, Vol. 15, No.1, pp.89-100.
- 新田隆三・池田慎二・原田祐介・明石浩司 (1996) : 白馬乗鞍岳の大雪崩. 1996 年度日本雪氷学会全国大会予稿集, p.33.
- 大場鍬次郎 (1964) : なだれ診断に対する航空写真の利用性について. 雪氷, 26 巻, 3 号, pp.22-24.
- 小川弘司・竹井巖 (1996) : 石川県白山自然保護センター中宮展示館の 1996 雪崩災害. 1996 年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, p.34.
- 岡本隆・黒川潮・松浦純生・浅野志穂・松山康治 (2004) : 山地の積雪深分布計測における航空レーザスキャナの適用性に関する検討. 水文・水資源学会誌, Vol.17, No.5, pp.529-535.
- 大野宏之・横山宏太郎・小南靖弘・井上聡・高見晋一・Thomas Wiesinger (1998) : 北陸地方における降水量計の固体降水補足率. 雪氷, 60 巻, 2 号, pp.225-231.
- Perla, A. (1977) : Slab avalanche measurements. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol.14, No.2, pp.206-213.
- Roberto, L. (2010) : Risk management of natural hazards in Switzerland, related report of European Working Group F, *Thematic Workshop, Flood Risk Management Plans*, The Federal Office for the Environment FOEN (http://www.sistemaprotezionecivile.it/allegati/1149_Svizzera_Risk_Management.pdf)
- Roch, A. (1966) : Les déclenchements d'avalanches. *International Association of Scientific Hydrology*, Vol.69, pp.182-192.
- Rosenthal, W. and Elder, K. (2003) : Evidence of chaos in slab avalanching. *Cold Regions Science and Technology*, Vol.37, pp.243-253.
- Sabot, F., Naaim, M., Granada, F., Surinach, E., Planet, P. and Furdada, G. (1998) : Study of avalanche dynamics by seismic methods, image-processing the techniques and numerical

- models. *Annals of Glaciology*, Vol.26, pp.319-323.
- 佐伯正夫・河合英二 (1971): 新潟県六日町城内の表層なだれ. 雪氷, 33 巻, 1 号, pp.44-45.
- 斎藤隆・小島隆・松田宏 (2000): 北陸新幹線の雪崩危険度評価. 雪氷, 62 巻, 1 号, pp.29-39.
- 櫻井正明・斉藤浩司 (1996): 新潟県能生町柵口地区の表層雪崩調査. 平成 8 年度砂防学会研究発表会概要集, pp.271-272.
- 桜井正明 (1997): 新潟県能生町柵口地区の表層雪崩調査Ⅱ. 平成 9 年度砂防学会研究発表会概要集, pp.264-265.
- Salm, B., Burkard, A. and Gubler, H.U. (1990): Berechnung von Fliesslawinen: Eine Anleitung für den Praktiker mit Beispielen. Tech. Rep. No 47, Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung (Davos).
- (社)日本技術士会 (2004): 技術士制度における総合技術監理部門の技術体系 (第 2 版), pp.131-139.
- (社)日本建設機械化協会編 (1988): 新編 防雪工学ハンドブック. 森北出版, p.134.
- (社)日本雪氷学会 (1998): 日本雪氷学会雪崩分類. 雪氷, 60 巻, 5 号, pp.437-444.
- (社)日本雪氷学会 (2001): 日本最大の雪崩はいかにして起こったか 3.27 左俣谷雪崩災害調査報告書, pp.1-68.
- (社)砂防学会監修 (1993): 砂防学講座 第 8 巻 雪崩対策. 山海堂, 328pp.
- (社)雪センター (2000): 雪崩災害事例集 (1618 年~1999 年 3 月). pp.1-14.
- Schaerer, P. A. (1975): Friction coefficients and speed of flowing avalanches. *IAHS-AISH Publication*, No.114, pp.425-432.
- Scheidegger, A. E. (1973): On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides. *Rock Mechanics*, Vol.5, pp.231-236.
- Schleiss, V. G. and Schleiss, W. E. (1970): Avalanche hazard evaluation and forecast, Roger Pass, Glacier National Park. *National Research Council of Canada, Technical Memorandum*, 98, pp.115-122.
- 島津光夫・関沢清勝 (2003): 秋山郷の地学案内. 新潟, 野島出版, 148pp.
- 清水弘 (1967): なだれの階級. 低温科学 物理編, 24 巻, pp.211-219.
- 清水弘 (1979): なだれ. 気象研究ノート, 日本気象協会, 第 136 号, pp.63-123.
- 清水弘・遠藤八十一・渡辺興亜・山田知充 (1965): 1965 年札内川なだれ調査報告. 低温科学 物理編, 24 巻, pp.221-237.
- 清水弘・秋田谷英次・中川正之・岡部 俊夫 (1972): 黒部峡谷志合谷のなだれ研究Ⅰ: 志合谷のなだれ予備調査. 低温科学 物理篇, Vol.30, pp.103-114.
- 清水弘・秋田谷英次・藤岡敏夫・中川正之・川田邦夫 (1973): 黒部溪谷高速なだれの研究Ⅱ: 志合谷および阿曾原谷のなだれ調査. 低温科学 物理篇, Vol.31, pp.179-189.
- 清水弘・藤岡敏夫・中川正之・川田邦夫・秋田谷英次・成田英器 (1974): 黒部峡谷高速なだれの研究Ⅲ. 低温科学 物理篇, Vol.32, pp.113-127.
- 清水弘・藤岡敏夫・秋田谷英次・成田英器・中川正之・川田邦夫 (1975): 黒部峡谷高速なだれの研究Ⅳ. 低温科学 物理篇, Vol.33, pp.109-116.
- 清水弘・藤岡敏夫・秋田谷英次・成田英器・中川正之・川田邦夫 (1977): 黒部峡谷高速なだれの研究Ⅴ: 昭和 50~51 年, 51~52 年冬期. 低温科学 物理篇, Vol.35, pp.117-132.
- 下村忠一・寺田秀樹・中島久男・吉松弘行・藤沢和範 (1989): 苗場山麓で発生した全層雪崩について. 土木研究所資料, 第 2818 号, pp.1-35.
- 荘田幹夫 (1963): 航空写真による雪崩の研究. 写真測量, Vol.2, No.3, pp.111-117.
- Shoda, M. (1965): An experimental study on dynamics of avalanches snow. *International Symposium on Scientific Aspects of Snow and Ice Avalanches, Davos*, Vol. 69, pp.215-229.
- 荘田幹夫 (1968): なだれ研究の動向. 雪氷, 30 巻, 6 号, pp.188-189.
- Sommerfeld, R. A. (1984): Instruction for using the 250cm² shear frame to evaluate the

- strength of a buried snow surface. *USDA Forest Service Research Note*, RM-446, pp.1-6.
- 諏訪浩・山越隆雄・佐藤一幸 (1999) : 地盤振動計測による土石流の規模推定. 砂防学会誌, Vol.52, No.2, pp.5-13.
- 杉森正義・北側博正・伊藤文雄・梅田正浩・福嶋祐介 (1997) : 1996 年福井県勝山市横倉・小原で発生した表層雪崩の流動特性. 雪氷, 59 巻, 5 号, pp.319-330.
- 高橋喜平 (1960) : 雪崩の被害. 雪氷, 22 巻, 1 号, pp.7-9.
- 高橋喜平・植田守 (1937) : 全層類雪発生箇所地形に就て (類雪調査第 1 報). 日本林学会誌, 第 19 巻, 第 9 号, pp.392-398.
- Takeuchi, Y., Akiyama, K., and Irasawa, M. (2001) : Avalanche detection and meteorological observations at Makunosawa valley in Myoko, Japan. *Data of Glaciological Studies*, Vol.93, pp.126-132.
- 竹内由香里・遠藤八十一・山野井克己・村上茂樹・庭野昭二・渡辺成雄・武士俊也 (2002) : 妙高・幕の沢で発生した湿雪表層雪崩. 雪氷北信越, 第 22 号, p.45.
- Takeuchi, Y., Yamanoi, K., Endo, Y., Murakami, S., and Izumi, K. (2003) : Velocities for the dry and wet snow avalanches at Makunosawa valley in Myoko, Japan. *Cold Regions Science and Technology*, Vol.37, No.3, pp.483-486.
- 竹内由香里・村上茂樹・庭野昭二 (2007) : 妙高・幕の沢における積雪・気象観測資料 (2000 年~2007 年 8 冬期). 森林総合研究所研究報告, Vol.6, No.4, p.297.
- 竹内由香里・平島寛行・和泉薫・上石勲・河島克久・山口悟・宮崎伸夫・西村浩一・Evgeniy Podolskiy・鈴木貴・村上茂樹・遠藤八十一 (2009) : 妙高山域の幕ノ沢で 2008 年 2 月に発生した大規模な乾雪表層雪崩. 雪氷, 73 巻, 3 号, pp.167-176.
- 寺田秀樹・藤澤和範・大浦二郎・小川紀一郎・白杵伸浩 (1993), 1992 年 5 月 4 日白馬大雪渓の大雪崩について. 雪氷, 55 巻, 3 号, pp.183-189.
- 東京大学地震研究所地震地殻変動観測センター信越地震観測所ホームページ ; <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/SSO/obs/hkb.html> (2006 年 9 月現在) .
- 佃為成・溝上恵 (1988) : 地震計が捉えた雪崩震動, 地震, Vol.41, No.1, pp.47-57.
- 内田太郎・小山内信智・松田宏・本間信一・野口卓記 (2007) : 雪崩の移動比高と見通し角の関係, 砂防学会誌, Vol.60, No.4, pp.50-54.
- Voellmy, A. (1955) : *Über die Zerstörungskraft von Lawinen*, Schweizerische Bauzeitung. Vol.73, On the destructive force of avalanches. Translation No.2, Alta, Avalanche Study Center, USDA, Forest Service, 1964.
- 山田穰・五十嵐高志 (1982) : 昭和 56 年豪雪による雪崩災害, 昭和 56 年豪雪による北陸地方の災害現地調査報告. 国立防災科学技術センター主要災害調査, 第 17 号, p.340.
- 山里平・福井敬一・宇平幸一・橋本徹夫・森博一 (1993) : 雲仙岳の火砕流に伴う震動波形と空振波形の解析. 火山, 第 38 巻, 第 3 号, pp.79-90.
- 吉田順五・藤岡敏夫・木下誠一・若浜五郎 (1963) : 北海道日高の雪崩調査報告. 低温科学 物理編, 21 巻, pp.75-94.
- 吉田由季子・新田隆三・戸田直人・諏訪俊太郎・松本圭介 (2000) : 長野県白馬村の小日向山 (おびなたやま) における雪崩について. 2000 年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, p.70.
- 吉松弘行・藤澤和範・大浦二郎・菊井稔宏 (1988) : 雪崩および雪崩予防柵等に関する調査. 土木研究所資料, 第 2684 号, pp.1-21.
- (財)高速道路調査会 (1975) : 防雪施設に関する調査報告書. 財団法人高速道路調査会, pp.30-31.
- 全国積雪寒冷地帯振興協議会ホームページ : <http://www.sekkankyo.org/zenkoku.htm>

謝 辞

本論文は、2000（平成12）年4月から2005（平成17）年3月まで在職した建設省/独立行政法人土木研究所新潟試験所と、2006（平成18）年4月から2008（平成20）年9月まで在職した国土技術政策総合研究所危機管理技術研究センター砂防研究室において、合計で7年6ヶ月にわたって実施した集落雪崩対策に関する調査研究が基本となっている。その後の調査研究内容を含めて、主に雪崩の動態観測と空中写真判読による雪崩の地形要素と規模に関する内容を中心に発展させてまとめたものである。

本論文の審査にあたり、主査を務めていただいた新潟大学災害・復興科学研究所教授の和泉薫博士をはじめ、理学部自然環境科学科教授の浮田甚郎博士、工学部建設学科教授の大川秀雄博士、理学部自然環境科学科准教授の奈良間千之博士、災害・復興科学研究所准教授の河島克久博士には貴重な助言をいただいたうえ、多忙の中で審査を行っていただき心より感謝いたします。

本論文の内容のうち、主に雪崩の動態観測を実施した土木研究所新潟試験所では、在職当時の所長である市ノ瀬榮彦氏（現：丸運建設株式会社）、井良沢道也博士（現：岩手大学農学部）、武士俊也氏（現：土木研究所土砂管理研究グループ）、花岡正明氏（現：国土交通省新庄河川事務所）には、研究面を含め様々なご指導をいただきました。長野県白馬村や新潟県能生町の雪崩動態観測を初めとして、現地の調査や作業については佐藤宗吾氏、内田忠男氏、内藤好男氏に、調査・研究に関する各種の事務手続きについては阿部悦氏に多大な協力をいただきました。積雪断面観測等の雪氷に関する調査方法については竹内由香里博士（現：森林総合研究所十日町試験地）に教示いただきました。

本論文の内容のうち、主に空中写真関係の雪崩調査を行った国土技術政策総合研究所砂防研究室では、在職当時の室長である小山内信智博士（現：土木研究所土砂管理研究グループ）には、研究面を含め様々なご指導をいただきました。また、全層雪崩に関する空中写真判読に関しては、国土地理院地理調査部（現：応用地理部）の関口辰夫博士から有益な意見や研究の協力をいただきました。

最後に、本論文は雪崩の現地観測や調査、空中写真判読を主体とした調査観測データを基礎とした研究内容となっているが、このような調査観測データを基礎とした研究は、大学在学時の水文地質に関する現地観測や調査の研究方法に負うところが大きい。千葉大学理学部地学科および大学院理学研究科地学専攻修士課程在学中にご指導いただいた新藤静夫博士（現：千葉大学名誉教授・（社）全国地質調査業協会連合会）、故佐倉保夫博士（元千葉大学教授）には心より感謝いたします。

雪崩の地形要素と規模に関する研究
-雪崩のハザードとリスクの定量化に向けて-
秋山 一弥 2012

Geometry and Magnitude of Snow Avalanches
-Toward an Estimation of Avalanche Hazard and Risk-
Kazuya Akiyama 2012