

## 雪崩要因の標高依存性と発生予測に関する研究

研究予算：運営費交付金（治水勘定）

研究期間：平 15～平 18

担当チーム：雪崩・地すべり研究センター

研究担当者：花岡正明、金子正則、伊藤陽一

### 【要旨】

雪崩発生事例と気象・積雪情報の統計分析から雪崩の発生を予測する手法の検証を行った。雪崩発生区の気象・積雪情報を推定して予測精度を向上させるために、雪崩現地観測データとアメダスデータなどから気象因子の標高依存性を検討して観測地ごとの比較を行ったところ、積雪深や気温に関してはほぼ同一の結果が得られた。上記の結果をもとに、雪崩の発生予測として、現地観測による雪崩形態（乾雪表層雪崩・湿雪全層雪崩）別の発生事例の検証を行った。検証の際には気象データの得られる平地と雪崩発生区との間の標高差及び雪崩発生因子に風速を考慮した新たな発生予測式を作成して行った。その結果、標高補正を加味した場合には補足率（雪崩発生日に雪崩発生予測をした割合）が上昇し、精度の向上が確認された。

キーワード：ソフト対策、表層・全層雪崩、気象データ、標高補正、統計的発生予測、雪崩発生危険度（DI）

### 1. はじめに

日本は世界でも有数の多雪国であり、国土の半分以上を占める豪雪地帯に約 2,100 万の人々が生活している。20,500 箇所（平成 14 年調査）にのぼる雪崩危険箇所の保全にはハード対策だけではなく、雪崩の発生時期を精度良く予測して発生危険度の高まった段階で事前に避難を行うソフト対策の確立が望まれる。

雪崩の発生予測については雪崩事例と気象要素の因子分析・判別分析による雪崩発生危険度算定式<sup>1)</sup>や、気象条件の組み合わせによる予測手法<sup>2)</sup>が開発されているが、暖冬少雪による雪崩事例の減少などで十分な検証はなされていない。

また、雪崩発生の要因としては気温や降雪量などの気象因子、斜面傾斜角や方位などの地形因子、樹林密度などの植生因子が考えられる。地形や植生に関しては地形図や空中写真等から発生区に関する情報を取得可能であるが、気象因子に関しては一般に平地のみのデータが多く、雪崩発生区付近のデータを得るには現地に機材を設置するほか、低温・強風・着雪等の問題も解決しなければならない。よって、雪崩発生区の気象・積雪状況を推定して統計分析に使用することが現実的であるが、その手法は確立されていない。そこで、本研究では予測精度の向上を目的に、標高補正を考慮した雪崩発生予測手法の検証を行った。

### 2. 雪崩要因の標高依存性と発生予測に関する従来の知見

#### 2. 1 統計的な雪崩発生予測手法

雪崩の発生予測として、雪崩の発生事例とそのときの気象因子との統計分析を用いた雪崩発生予測手法（隅切法・判別関数法）が開発されている。

隅切法<sup>2)</sup>は雪崩要因として積雪深・降雪量・気温・風速の気象因子を用いてドカ雪型表層雪崩の発生危険度（DI）を算定する手法であり、59 豪雪時に国道 17 号線で発生した雪崩について、気象庁湯沢観測点の気象データを用いて検証したものである。ここで、DI は図 1 左グラフ中の隅切線からの距離  $L$  と同等であり、積雪深等の因子が隅切線で示される限界値を超えた場合にはじめて雪崩が発生し、限界値より大きくなる（隅切線から離れる）ほど危険度が増大すると考える。この手法は隅切線を設定した地域外への適合性は明らかになっていないほか、気象因子の標高補正も考慮されていない。

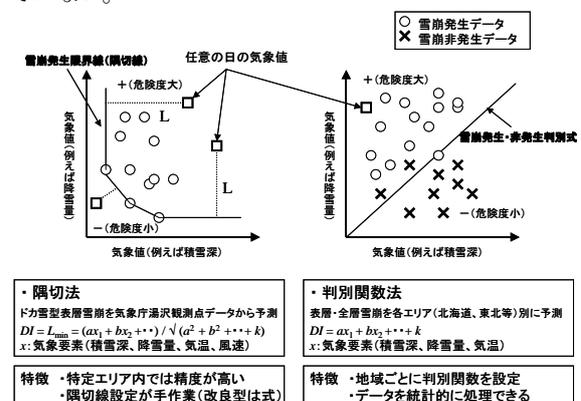


図 1 既存の統計的予測手法の概要

一方、判別関数法<sup>1)</sup>は北海道・東北・北陸・中部の4地域において、多くの雪崩発生事例と発生地域の気象データを収集し、雪崩の発生に大きく寄与している主要な気象因子の選定と重み付けを行って、各地域毎の雪崩発生予測式(判別関数)を作成したものである。判別関数式は表層及び全層雪崩別に降雪量・積雪深・気温(平均・最高・最低・日較差)の因子群を用いて計算し、正の場合は発生、負の場合は非発生と判定する。この手法は地区別に判別関数が作成されているため実際の利用は簡便であるが、式の性質上、たとえば積雪深が小さくても他の因子が大きい場合には雪崩危険度も増大してしまう傾向がある。表1に示すように、各地域を積雪特性に基づいて細かく分類し、気象因子の標高補正を行って判別関数を作成した例もあり、内部検証では適中率が向上したと報告されている。

表1 既存の判別関数の例

	地域	判別関数		必要な気象因子
		標高補正なし	標高補正あり	
既存式	北陸地建 全域	表層 全層	全層	降雪量・平均気温 最低気温・気温日較差
	新潟*			降雪量・最深積雪 平均気温・最高気温
S62 ~ H1	湯沢**		表層	降雪量・最深積雪 平均気温・最低気温
	高田**		柵口表層	降雪量・平均気温 最低気温・気温日較差

\* 新潟地域：新潟県下越と中越海岸沿い

湯沢地域：新潟県中越山沿いと福島県西部の一部

高田地域：新潟県上越と長野県北部の一部

このほか、気象庁からはなだれ注意報が発表されている。表2に示す北陸地方のなだれ注意報発表基準<sup>3)</sup>のように、表層雪崩(①)と全層雪崩(②)に対応した基準が設定されているが、積雪が多い地方で気温が高くなる時期には②にしたがってほぼ連日注意報が発表されている状態になり、予報精度や実質的な効力は非常に低いといえる。

以上のことから、統計的な雪崩発生予測手法としては判別関数法の利便性が高く、特定エリアにかぎれば隅切法の使用も適当と考えられる。また、統計分析には実際の雪崩発生区における気象・積雪などのデータを使用するのが最適であり、そのためにも平地の観測データに標高補正を行うことが必要である。

## 2.2 積雪物理モデルによる雪崩発生予測手法

表2 なだれ注意報発表基準の例

地域	なだれ注意報発表基準
新潟県	① 降雪の深さが50 cm以上で気温の変化が大きい場合 ② 積雪が50 cm以上で最高気温が8°C以上になるか、日降水量20 mm以上の降雨がある場合
富山県	① 降雪の深さが90 cm以上あった場合 ② 積雪が100 cm以上あって日平均気温2°C以上の場合
石川県	① 降雪の深さが50 cm以上あって気温の変化の大きい場合(昇温) ② 積雪が100 cm以上あって金沢の日平均気温5°C以上、又は昇温率(+3°C/日)が大きい時(ただし0°C以上)
福井県	① 降雪の深さが50 cm以上あった場合 ② 積雪が100 cm以上あって最高気温10°C以上の場合

積雪の物理的性質を考慮した予測手法としては、積雪の強度が増加しないうちに大量の降雪があるために発生するドカ雪型の雪崩について、遠藤(1993)<sup>4)</sup>の発生理論やその検証報告もあるが、降雪がなくても積雪層内部の弱層が破壊して発生するタイプについては、弱層の種類や生成要因などの研究は進んでいるものの、現地における弱層の強度変化などの観測事例は少なく、今後の課題であるといえる。

また、近年はスイスで開発された積雪変質モデル(SNOWPACK)<sup>5)</sup>が日本に導入され、雪崩発生予測手法としての検証が進められている。このモデルは気象データを入力することで、積雪の深さ・温度・密度等の変化のみならず、雪質や層構造の変化(弱層の形成)も再現することが可能である。計算された雪質と密度からは積雪内各層でのせん断強度が求められ、この結果を積雪重量と任意の地点の斜度から得られるせん断応力と比較することにより、積雪安定度(雪崩発生危険度)の推定が可能となる<sup>6)</sup>。ただし、入力気象データには積雪表面温度などの一般的な気象観測項目以外の詳細な情報が必要なため、独自の観測点を設置するか、アメダスデータ等からの推定が必要となる。

いずれの手法についても雪崩発生予測は可能であるものの、実際に雪崩が発生したかどうかの検証はほとんど行われていないため、どの程度の精度で予測できているかという点には疑問がある。また、広い領域にわたって雪崩発生危険度を求めるためには、標高補正のみならず1点もしくは数点の気象観測データを広範囲に拡張する必要があるが、風速や積雪深分布の推定手法が確立されていないという問題が残っている。

## 2.3 気象・積雪データの標高依存性

ここで、気象因子の標高依存性に関して一般的に用いられている手法をまとめてみた。

気温に関しては、高度の増加にともなう通減率として  $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  (湿潤大気の場合) が航空機の高度補正などに用いられているが、地表面付近では  $0.55$  または  $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  が一般的に使用されている。

風速についても、高度の増加にともないべき乗で増加するとされているが、雪崩発生斜面のような山岳地域では地形の影響などが大きいために、一般的な標高補正式は確立されていない。

積雪深については、既存の判別関数を作成した際に平地の年最大積雪深データをもとに標高による積雪深増加量を全国的に求めた例がある<sup>1)</sup>。それによれば標高  $100\text{ m}$  あたりの増加量は  $3\text{-}100\text{ cm}$  にわたり、地域による差が非常に大きい。また、雪崩発生斜面を含む山岳地域においては風による剝削・再配分による局所的な増減が大きいために一般的な補正式は確立されていない。しかし、最近航空機搭載型レーザースキャナによる精密な地形計測手法が確立され、積雪期及び無雪期の測量データの比較から山岳地を含む広範囲の積雪深データを得ることが可能になった。立山カルデラ地域で測定した結果によると、増加量は  $28\text{ cm}/100\text{ m}$  と算出された<sup>7)</sup>。

降雪量については、経験的に標高による違いがあるとされるが、測定値が非常に少ないうえに、積雪深同様に場所による誤差も大きく、一般的な補正式は確立されていない。しかし、積雪深と同じ補正値が使われることも多いようである。

### 3. 雪崩現地観測

#### 3. 1 動態観測の目的と方法

雪崩発生予測の研究には、図2に示すような内部検証→外部検証という流れが不可欠であり、精度よいデータの蓄積が求められる。そのため、雪崩調査を行う場合、表層・全層などの雪崩の発生形態、発生区・堆積区の標高、流下距離などの諸元を的確に把握すると同時に、雪崩発生前後の気象・積雪状態についてできるだけ発生区に近い箇所の情報を得ることが理想である。

このため、過去に雪崩災害のあった箇所や、大規模な雪崩が発生している市町村(図3)において、雪崩発生斜面を監視できる対岸のスキー場施設や家屋にカメラ等の機材を設置し、得られた映像から雪崩の発生時刻や形態の解析を行った。また、気象などの観測を実施している地区もある。本研究の開始年度である平成15年度には、観測施設の追加整備としてカメラや気象測器等の観測機材の更新等を行った。表3には、

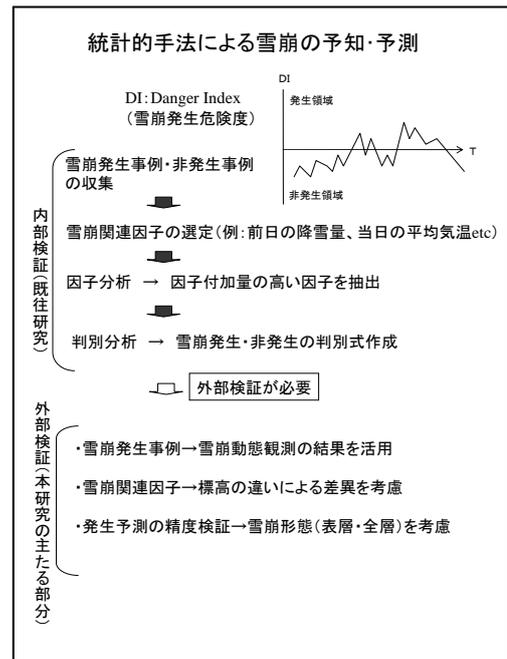


図2 雪崩発生予測研究手法の流れ



図3 雪崩現地観測点位置図

表3 各観測点の概要

地区	開始年度	観測項目	最高標高	斜面方位
柵口	H12年度	動態・気象 振動・衝撃	1108 m	東
白馬	H8年度	動態・気象 振動・衝撃	1974 m	南
寒谷	H5年度	動態・衝撃	941 m	南西~西
信濃平	H10年度	動態	938 m	東

各地区の観測概要をまとめてある。

#### 3. 2 雪崩発生状況

各観測地区において平成10年度以降に観測された乾雪表層雪崩及び湿雪全層雪崩の発生件数を表4に示す。平成18年度の結果については、映像を再生して雪崩の発生や形態を判読するのに時間がかかるため、

解析中のものが多い。なお、発生形態不明のものや湿雪表層雪崩なども多く発生しているが、発生予測に使用するデータとしては不相当なため、ここでは除外した。特に、柵口地区については発生区が急峻な崖状であるために頻りに雪崩が発生し、表4以外に観測された雪崩は2000例以上にも達する。よって、雪崩の発生予測の検証データには不向きと判断し、今後の雪崩発生に関する解析からは除外することにする。

表4 各観測点の雪崩発生状況

年度	乾雪表層雪崩				湿雪全層雪崩			
	柵口	白馬	寒谷	信濃平	柵口	白馬	寒谷	信濃平
10	-	22	4	8	-	4	1	12
11	-	16	0	0	-	8	6	12
12	36	18	3	8	10	12	0	9
13	130	7	15	-	25	6	2	-
14	98	22	2	4	64	24	10	7
15	7	3	1	5	22	15	12	32
16	9	0	0	3	10	0	4	13
17	17	1	0	0	39	2	3	13
18	解析中	○	解析中	解析中	解析中	○	解析中	解析中
計	297	89+	25	28	170	71+	38	98

図4には観測された雪崩の標高差と水平距離の関係をまとめた。白馬地区では非常に大規模な表層雪崩が発生している。

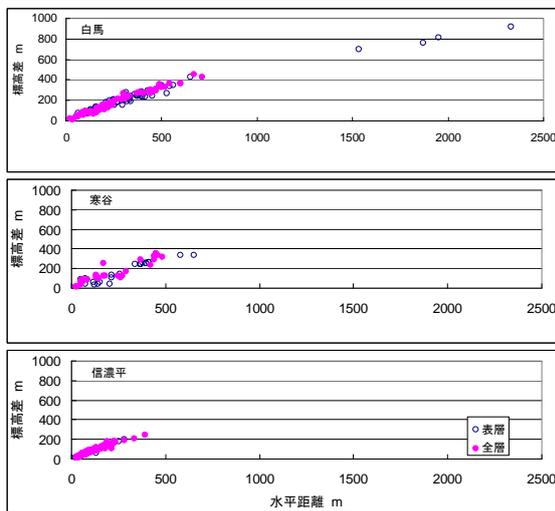


図4 観測された雪崩の規模

発生区の気象状況を標高補正で求めるためには、雪崩発生区の標高を見積もることが必要である。図5には雪崩発生地点の標高をビデオ映像から判読できたものについて、その分布を示す。寒谷及び信濃平地区では、表層/全層で分布に若干の違いはあるものの、平

均値の違いは10 m以内におさまっており、雪崩の形態別に標高補正を行う必要はないと考えられる。一方、白馬地区については明らかに全層雪崩は低標高側で発生しており、平均値の違いも約200 mと大きく、形態によって発生区が異なっている。

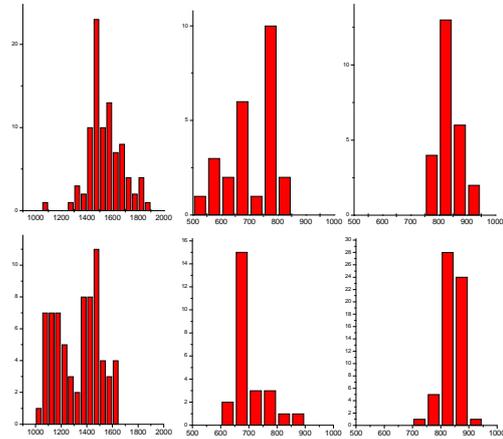


図5 発生区の最高標高分布 (右から白馬、寒谷、信濃平、上：表層雪崩、下：全層雪崩) (平均値を図に加える)

#### 4. 雪崩斜面における積雪・気象条件の標高別差異

雪崩の統計的予測手法に必要な気象因子については、一般的に気象データの得られる平地と雪崩発生区とは大きな差異があると考えられる。そこで、雪崩現地観測データを用いて標高別の差異や、積雪・気象条件の推定手法について検討する。

ここで考慮する積雪・気象条件としては、表1に示した雪崩発生判別関数に使用する気象因子として、降雪量・気温・積雪深をおもに取り扱うこととする。また、風速についても検討した。

気象データは観測地周辺のアメダスデータのほか、現地で行っている観測データを使用して平成15~17年度の平均値を求めた。しかし、たとえば白馬で行っている気象観測は雪崩発生斜面の尾根上で行っているため、降雪・積雪は強風のため正確な値が得られにくい欠点がある。そのため、適宜付近のスキー場で観測したデータなども収集して活用した。また、雪崩・地すべり研究センター所在地の新潟県妙高市西方にある大毛無山(標高1429 m)で1988-93年にかけて収集した気象及び雪崩発生データも参考にした。

表5におもな結果をまとめて示す。積雪深について

は、日最深積雪（信濃平・大毛無）及び毎日9時の積雪深（白馬）を使用した。年によって若干のばらつきはあるものの、安全側に大きい値を採用すると、全地点についてほぼ一定の増加率（30 cm / 100 m）が存在することがわかる。図5には平成18年豪雪時のアメダス飯山ー野沢温泉間の増加量（100 m 毎）を示すが、積雪初期（12月）と融雪期（4月以降）を除いてほぼ一定である。よって、雪崩・地すべり研究センター周辺の雪崩観測地においては、積雪深の増加量は30 cm / 100 m が適当といえる。なお、これは前述の立山カルデラ地域におけるレーザー測量結果とほぼ同一であった。

気温については、1日毎では変動が大きいため、月平均気温をとって標高別に比較した。頻繁に高標高の観測点の温度が高くなる場合（信濃平）もあるが、一般的に用いられている0.6°C / 100 m に近い場合が多い。

風速は日最大風速についてみたところ、標高が高いほど風速が減少する場合（信濃平）や、増加と減少の両方がみられる不定の場合（大毛無）など、地区によって傾向が大きく異なっていた。これは風速観測点の方位や局所的な地形などが大きく影響しているためと考えられる。よって、今回は風速についての標高依存性は明らかにできなかった。

最後に、降雪量についても比較を行おうとしたが、低標高と高標高地域で同様の観測を行っている白馬地区の現地観測データは強風で降雪がすぐに削剥されやすく、単純に比較することは難しい。信濃平地区付近のアメダス2点間の日降雪量の比較では、顕著な差は見られなかった。

## 5. 統計予測手法による雪崩発生予測

### 5.1 判別関数の作成

雪崩動態観測の結果と、標高補正手法を用いて、統計予測手法による雪崩発生予測の検証を行った。このとき、以下の2つの判別関数を使用する。

- ① 雪崩の発生事例を、標高補正なしの気象データをもとに統計分析して作成したもの
- ② 標高補正によって推定した発生区の積雪・気象状況をもとに統計分析して作成したもの

両者の予測結果を比較することで、標高補正の効果を見積もることができる。と期待される。

表5 気象因子の標高依存性の算定結果

	地区	使用データ	標高差 (m)	標高100 m 毎の増加量
積雪深	白馬	白馬村役場 Hakuba47 スキー場	420	20 ~ 30 cm
	信濃平	アメダス飯山 アメダス野沢温泉	258	20 ~ 30 cm
	大毛無	アメダス関山 ARAI スキー場	365,645, 945	約 30 cm
気温	白馬	アメダス白馬 現地気象観測点	980	-0.6 ~ -0.4 °C
	信濃平	アメダス飯山 アメダス野沢温泉	258	不定
	大毛無	アメダス関山 ARAI スキー場	365,645, 945	約 -0.6°C
風速	白馬	アメダス白馬 現地気象観測点	980	約 1 m/s
	信濃平	アメダス飯山 アメダス野沢温泉	258	約 -1 m/s
	大毛無	アメダス関山 ARAI スキー場	365,645, 945	不定
降雪	信濃平	アメダス飯山 アメダス野沢温泉	258	1 cm 未満

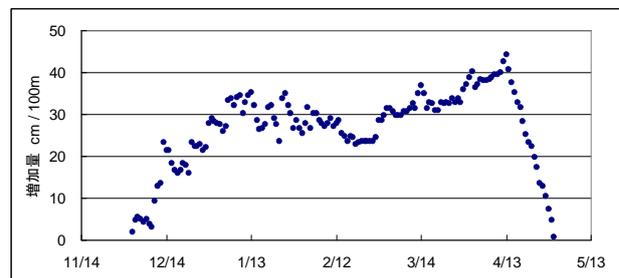


図6 アメダス飯山ー野沢温泉間の積雪増加量（平成17-18年冬期）

しかし、①の補正なしの式は表1にある北陸地建全域の式を適用可能であるが、②の補正ありの式については雪崩現地観測点のある高田地区では存在しない問題がある。そこで、高田地区に属する大毛無山における1988-93年の5年間の雪崩発生事例と気象データを用い、標高補正を考慮した判別関数をあらたに作成した。この判別関数を用いることで他の観測点の結果をすべて外部検証に用いることが可能である。表6に新たに作成した判別関数に選ばれた気象因子を示す。積雪深の増加量は30 cm / 100 m、気温通減率は0.6°C / 100 m を使用し、降雪量は積雪深と同様に、風速は標高補正をせずに平地の値をそのまま使用した。

線：表層、太線：全層)

表6 新たに作成された標高補正を加味した判別関数

	係数	気象因子
表層	-0.0108	(前日の降雪量+当日の降雪量)/2
	0.0049	前々日の積雪深
	-0.0919	前日の最低気温
全層	-0.5184	(前日の最大風速+当日の最大風速)/2
	-0.1350	
全層	-0.0039	当日の降雪量
	0.1835	当日の平均気温
	-0.1710	当日の気温日較差
	-0.2743	前日の最大風速
	-0.2496	

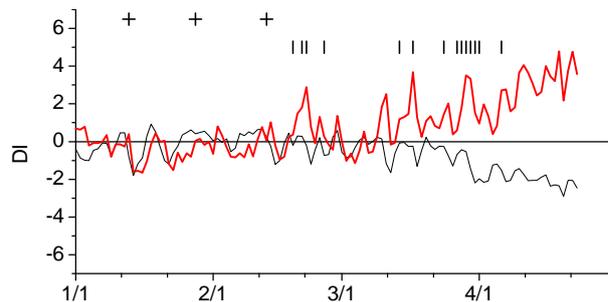


図8 信濃平地区のDIの推移(平成15年度の例、標高補正あり)上から雪崩発生データ(+ : 表層、| : 全層)、DI(実線 : 表層、太線 : 全層)

### 5.2 雪崩発生危険度(DI)の推移と検証

白馬、寒谷及び信濃平地区において、近傍のアメダス観測点の気象データを判別関数に代入して発生危険度(DI)を求め、雪崩発生データとの比較を行った。各地区において使用したアメダス観測点と標高差などを表7に示す。計算には平成10~17年度のデータを使用した。

表7 アメダス観測点の諸元

地区	アメダス観測点	発生区との標高差(平均)	発生区までの直線距離
白馬	白馬(標高703m)	620, 830m	6km
寒谷	能生(標高55m)	640m	7km
信濃平	野沢温泉(標高571m)	260m	9km

ここでは計算の一例を示す。図7、8は平成15年度の信濃平地区におけるDIの変化である。表層雪崩については1~2月を中心に、全層雪崩については気温の高い2月中旬以降を中心にDIが増加し、雪崩発生状況と傾向が一致していることがわかる。

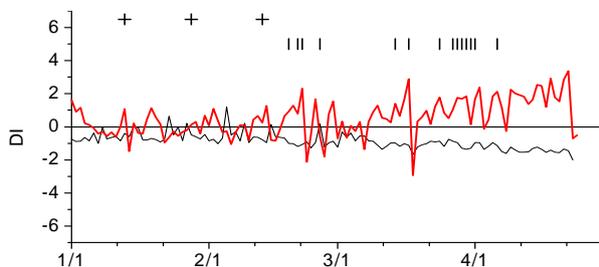


図7 信濃平地区のDIの推移(平成15年度の例、標高補正なし)上から日最大風速、日最深積雪、日平均気温、雪崩発生データ(+ : 表層、| : 全層)、DI(実

また、特に全層雪崩では標高補正を行った場合(図8)に、DIが大きく増加(DI>2程度)した日に発生が集中している傾向が明瞭に表れており、発生の実態をよりよく予測しているといえる。これについては、雪崩発生の判定ラインをDI=0からDI=2程度まで引き上げることでより現実的な判定も可能になると考えられる。

最後に、すべてのDI計算結果について標高補正の有無による効果をみるために、捕捉率の計算を行った。捕捉率とは、天気予報の精度の検証などに使われるものであり、本研究に適用するにあたっては以下のように表すことができる。

$$\text{捕捉率} = (\text{雪崩が発生し、かつ } DI \geq 0 \text{ の日数}) / (\text{雪崩が発生した日数})$$

表8 標高補正の有無による捕捉率の変化

地区	捕捉率			
	標高補正なし		標高補正あり	
	表層	全層	表層	全層
白馬	0.00	0.82	0.51	0.92
寒谷	0.10	0.93	0.00 ▼	0.89 ▼
信濃平	0.05	0.94	0.67	0.98

表8に標高補正の有無による捕捉率の変化をまとめた。白馬及び信濃平地区では、標高補正を行った場合に特に表層雪崩の捕捉率が増加しており、予測精度の向上を確認することができた。一方、寒谷地区では捕捉率が若干減少している。これはアメダス能生観測点は沿岸部に位置しており他の地域に比べて風速が大きいためと考えられる。実際に表6の風速因子の係数は

他の因子に比べて大きく、風速が大きくなるほど  $DI$  が減少していく傾向にある。よって気象因子として風速を選ぶ際には予測範囲の拡張性も考慮する必要があるであろう。

また、全体に表層雪崩の捕捉率が小さい理由としては、現地観測で雪崩の発生を捕らえられていないケースが多いためと考えられる。24 時間にわたる観測のうち、晴天や夜間でも視界があつて雪崩の発生が十分監視できる割合を調べると、寒谷では平成 14, 15 年度で 33.9%、信濃平では同年度に 57.9%にとどまっております。これが捕捉率の減少につながつたと考えられる。特に表層雪崩は吹雪などの悪天候時に発生することも多いため、予測精度の向上には検知手法の検討も必要であると考えられる。

一方、全層雪崩に関しては標高補正の有無にかかわらず捕捉率は全般に高い。全層雪崩は暖冬少雪でも発生することがあるうえ、隅切法や SNOWPACK などは全層雪崩に対応していないことを考慮すると、現時点では統計的手法がもっとも有効な予測手法であるといえる。

## 5. まとめ

雪崩現地観測によって得られた気象データと雪崩発生データを用いて、雪崩発生に関わる積雪・気象条件の標高補正手法と、統計的発生予測手法の検証を行った。積雪深及び気温については標高による違いが明瞭に現れる場合が多かつたが、降雪量や風速についてははっきりとした傾向はわからなかつた。既存の式のほかに気象観測点と雪崩発生区との間の標高補正を考慮した新たな雪崩発生予測式を作成して発生の捕捉率を比較したところ、標高補正ありの場合に予測精度の向上が見られた一方、気象因子が他地域と大きく異なる地区では精度が悪化する例もあつた。今回の結果をもとに、統計的手法のさらなる検討をすすめる予定である。

## 6. おわりに

最近暖冬少雪傾向が続いていたが、平成 17~18 年冬期は 61 豪雪以来の 20 年ぶりの豪雪となり、集落雪崩による死者 1 名をはじめ各地で雪崩災害が相次いだ。また、暖冬小雪傾向はアメダスなど平野部の気象観測所の記録にもとづくものであり、最近の観測・通信技術の進歩等にもとない拡充されつつある山地の積雪観測の結果によれば、山地では平地ほど極端な少雪傾向は見られないという傾向が示されている<sup>9)</sup>。

以上のことから、今後も引き続き観測事例の蓄積を行うほか、特に悪天候時の雪崩発生検知技術の向上など、観測の精度を高めていく所存である。

## 参考文献

- 1) 建設省河川局: 大規模表層雪崩の総合的対策に関する調査報告書, 1990
- 2) 建設省北陸地方建設局・雪寒対策部会合理化委員会: なだれ防災対策調査報告書, 1989
- 3) 気象庁: 気象庁資料, 1988
- 4) 遠藤八十一: 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, 1993
- 5) たとえば Bartelt, P. and Lehning, M.: A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning. Part I. Numerical model. *Cold Regions and Science Technology*, 35, pp.123-145, 2002
- 6) Nishimura, K., Baba, E., Hirashima, H. and Lehning, M.: Application of the snow cover model SNOWPACK to snow avalanche warning in Niseko, Japan. *Cold Regions and Science Technology*, 43, pp.62-70, 2005
- 7) 飯田肇, 渡正明, 花岡正明, 金子正則, 本間信一: 航空機搭載型レーザースキャナによる立山西斜面の積雪分布特性. 2006 年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, p.87, 2006
- 8) Shimizu, M. and Abe, O.: Recent fluctuation of snow cover on mountainous areas in Japan. *Annals of Glaciology*, 32, pp.97-101, 2001
- 9) 丸井英明: ヨーロッパアルプス地域における雪崩対策, 砂防と治水, 143, Vol. 34.5, pp.29-30, 2001

Research on the elevation dependency of avalanche causal factors and avalanche prediction

Abstract:

Altitude elevation factors for the snow depth and the air temperature are almost constant in the observation area.

Key words: non-structural measures, surface / full depth avalanche, weather observation data, statistical prediction method, Altitude correction, Avalanche danger index ( $D$ )