

中部山岳地における雪崩に関連する積雪の地域特性に関する研究

新潟大学大学院自然科学研究科博士後期課程

池田慎二

目次

第1章	序論.....	1
1-1	研究背景	1
1-2	積雪期山岳レクリエーションにおける雪崩安全対策	2
1-3	山岳積雪の不安定性評価と積雪の地域特性	3
1-4	雪崩の発生と積雪構造	5
1-5	研究対象地	8
1-6	研究の目的	8
1-7	本論文の構成	8
第2章	中部山岳地の雪・雪崩気候	10
2-1	はじめに	10
2-2	観測地と観測方法	10
2-2-1	観測地	10
2-2-2	気象および積雪データ	11
2-3	北米の雪・雪崩気候との比較方法	14
2-3-1	気象データの比較	14
2-3-2	積雪特性の比較	15
2-4	観測結果	18
2-4-1	気候特性	18
2-4-2	積雪特性	20
2-4-3	梅池観測点における弱層および Weak interface の特徴	22
2-5	考察	23
2-6	まとめ	24
第3章	中部山岳地における雪崩の発生に関与する積雪構造の特徴	25
3-1	はじめに	25
3-2	観測方法	25
3-3	観測結果	28
3-3-1	観測結果概要	28
3-3-2	破壊層の特徴	29
3-3-3	すべり面の特徴	32
3-3-4	スラブの特徴	33
3-4	中部山岳地において雪崩をもたらす積雪構造とカナダ、スイスとの比較	34
3-4-1	弱層の位置	34

3-4-2	弱層の厚さ	35
3-4-3	弱層とすべり面の硬度差.....	35
3-4-4	弱層の種類	36
3-5	考察とまとめ.....	37
3-5-1	中部山岳地において雪崩をもたらす積雪の脆弱性.....	37
3-5-2	カナダ・スイスと比較した場合の特徴.....	44
3-5-3	まとめ.....	44
第4章	降雪結晶弱層による積雪脆弱性の形成過程	45
4-1	はじめに	45
4-2	無名沢雪崩における雪崩発生時の積雪・気象状況	45
4-2-1	破断面の積雪構造	45
4-2-2	積雪不安定性の形成過程に関する考察.....	48
4-2-3	積雪不安定性の空間的な分布に関する考察.....	51
4-3	他の事例における気象推移	53
4-4	まとめ.....	55
第5章	中部山岳地における積雪の地域特性	56
5-1	はじめに	56
5-2	観測地と観測方法.....	56
5-3	結果	61
5-3-1	表面付近のこしもざらめ層(NSFC)	67
5-3-2	融解・凍結クラスト(MFC)	67
5-3-3	しもざらめ雪弱層	68
5-4	考察	70
5-4-1	各観測地の積雪特性の比較.....	70
5-4-2	既存の気候区分等との比較.....	77
5-5	まとめ.....	78
第6章	積雪特性の指標となる気象要素	79
6-1	はじめに	79
6-2	積雪特性と関連性の高い気象要素の検討.....	79
6-2-1	こしもざらめ弱層数.....	79
6-2-2	融解・凍結クラスト数	81
6-2-3	しもざらめ雪率	82
6-2-4	平均硬度	82

6-3	結果と考察	83
6-3-1	こしもざらめ弱層数	83
6-3-2	融解・凍結クラスト数	84
6-3-3	しもざらめ雪率	85
6-3-4	平均硬度	86
6-4	まとめ	88
第7章	結言	90
7-1	本論文のまとめ	90
7-2	今後の課題	91
謝辞	92
参考文献	93

第1章 序論

1-1 研究背景

日本では、例えば過去 10 年間(2001～2010 年)において 51 件の雪崩死亡事故が発生し、82 人が死亡している(出川・池田, 2010、図 1-1)。これは年当たりで換算すると毎年平均で 8 人である。そして、雪崩犠牲者の 76%が登山、スキー、スノーボードなどの積雪期山岳レクリエーションユーザーである(図 1-2)。

一方、The International Commission for Alpine Rescue (ICAR)のメンバーである 17 カ国における雪崩死亡者数の合計は年当たり約 150 人であり、積雪期山岳レクリエーションが盛んなカナダ(1978 年～2007 年)における雪崩犠牲者は年当たり 11 人である(Canadian Avalanche Association, 2009)。このように積雪期山岳レクリエーションが盛んな他国における雪崩犠牲者数と比べても、日本における雪崩犠牲者数少ないとはいえない。

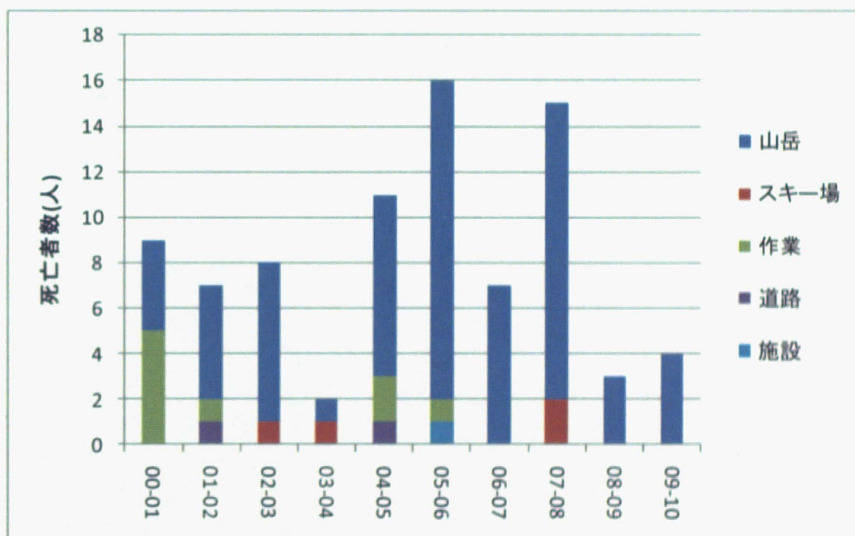


図 1-1 日本における過去 10 年間(2001～2010 年)の雪崩犠牲者数の推移

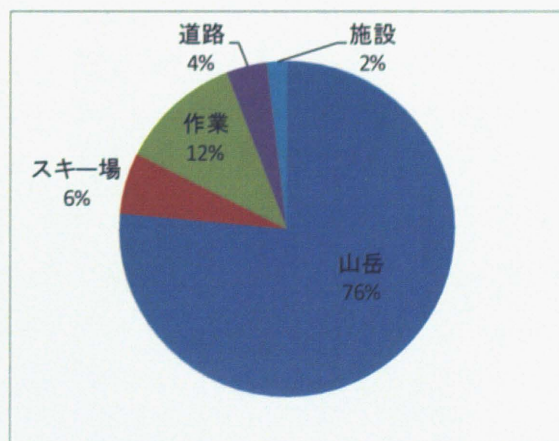


図 1-2 日本における過去 10 年間(2001～2010 年)の雪崩犠牲者の分類

また、積雪期山岳レクリエーションは、従来の生命をかけた冒険的なイメージを持つ冬山登山・山岳スキーからスノーハイキングやバックカントリースキーといった余暇のレクリエーション的な方向へと近年、その趣向が変化してきている。これに伴って人口も増加し、商業的なガイドツアーの催行なども活発になっている。今日では、バックカントリースキーの専門誌が数誌発行され、従来のスキー雑誌においても必ずと言ってよいほどバックカントリーに関連した特集が組まれている。また、アウトドア雑誌の冬の花形はスノーシューイング・スノーハイキングとなっている。もはや、積雪期山岳レクリエーションは、一般的なスポーツとして社会に浸透し、さらには雪国の地域経済にも影響を与えているといっても過言ではない。このような状況において、積雪期山岳レクリエーションにも社会的に許容され得る、より高いレベルの安全性が求められるようになってきている。

1-2 積雪期山岳レクリエーションにおける雪崩安全対策

積雪期山岳レクリエーションにおいては、雪崩予防柵や防護柵等の施設によるいわゆるハード対策は適用できない。また、地形や雪崩履歴を基に立ち入り禁止区域を設定するようなゾーニングによる対策も効果は期待できない。なぜなら、山岳レクリエーションの対象となるエリアは国立公園を含む広大な山岳地である上、斜面の多くが地形的には雪崩危険斜面に該当するからである。

雪崩は勾配や植生などの要件を満たす雪崩斜面において、積雪が不安定な時に発生する。しかし、積雪は常に不安定ではないため、最も重要なことは、積雪が不安定な状況下において雪崩斜面に入らないようにすることであり、ヨーロッパにおける統計ではこのような手法が犠牲者の減少に有効であることが示されている(Bhudak Consultant Ltd., 2003)。

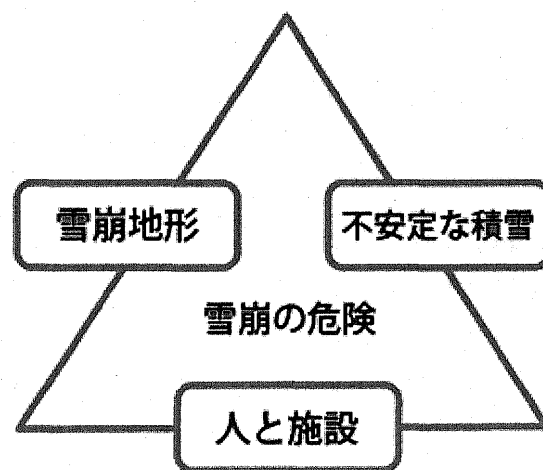


図 1-3 アバランチハザードトライアングル(出川・池田, 2010)

雪崩地形であっても不安定な積雪がなければ雪崩事故は発生せず、雪崩地形と不安定な積雪が存在していても、人が入らなければ事故は発生しない。

日本においては、欧米で盛んなヘリコプター、雪上車、スノーモービル等の機械力を利用した山岳レクリエーションは少数であり、多くの山岳ユーザーは人力で移動するため行動範囲は限定される。しかし、人力であっても、その行動範囲は一日あたり 100 km^2 ($10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$) オーダーの範囲である。このような広範囲における実用的なレベルの不安定性の評価は、気象データから積雪構造を推定するモデルがいくつか提案されている現在においてもオフィスベースで実施することは難しく、実際には山岳ユーザー自らが行動中に積雪や気象状況などを調べ、積雪の不安定性評価を行っている。このため、積雪期山岳レクリエーションの雪崩安全対策として有効な社会的サービスの主要なものは、雪崩安全啓発、雪崩安全教育、雪崩情報の提供の 3 つであるといわれている(Haegeli, 2004)。この場合、雪崩情報は山岳ユーザー自らが行う積雪不安定性評価を助けるという意味において効果が期待できる。

1-3 山岳積雪の不安定性評価と積雪の地域特性

積雪の不安定性評価(Instability evaluation)とは積雪にどの程度の刺激が加わることによって雪崩が発生しうるかを判断することである(McClung and Schaerer, 2006)。しかし、雪崩の発生に至る積雪の破壊過程については不明な部分が数多く残っており(Schweizer, 1999)、現地での観測によっても決定論的に積雪の不安定性を評価することは難しい。また、積雪の不安定性は、時間的・空間的に変化するため、統計的手法を用いて山岳積雪の不安定性評価を行うには、広範囲の多様な山岳斜面において空間的にも時間的にも高い分解能で雪崩の発生状況や雪崩を引き起こす要因についてモニタリングする必要があるが、実際にはそのようなことは難しい。

現実的には、積雪不安定性評価は、気象に関する情報、積雪に関する情報、積雪の破壊に関する情報の 3 種類の情報(LaChapelle, 1980)を可能な範囲内で収集し、時間的・空間的に不完全な(分解能が低く不均一な)情報を基に行われる。このため、積雪不安定性評価は、しばしば限られたピース片(データ)を基にパズルの全体像(山岳地の積雪の状況)を描く作業であると例えられる(Fredston et al., 1996)。実際の積雪不安定性評価は、不完全な情報を積雪の変態や破壊などに関する雪氷物理的な知識、地形に関する知識、経験的に知られている知識を用いて解釈・統合することによって行われる(McClung, 2002)。Williams(1998)は、さらに上記に加え、対象とする地域の平均的な状況を示す気候に関する知識の重要性を指摘している。この気候に関する知識は、パズルのピースを組み立てていく上で参考となる完成図に例えることができる。しかし、山岳地の積雪は常にこの完成図のようになるとは限らず、多くの場合、現在収集されている情報を用いて、この完成図に修正を加えていくことになる。

このような積雪不安定性評価の手法は、スキー場、山岳ガイド、メカナイズドスキー(ヘリスキー、雪上車スキー)などの雪崩対策の現場においては、商業的なレベルで実施されており、国や地域を問わず基本的に共通している(例えば Munter, 1997; Ferguson and

LaChapelle, 2003; トレンパー, 2004; McClung and Schaerer, 2006; Harvey, 2009 等)。

このように不完全なデータから全体像を推定する過程において、物理的な知識、地形に関する知識については、世界中のどの地域においても共通する部分であるが、気候的な知識については対象とする山域毎に特徴が現れる部分である。

雪崩に関連した気候に関する研究は1940年代にスイスから北米に招かれた研究者によって北米大陸を対象として始まった(Roch, 1949)。その後雪・雪崩気候学(Snow Avalanche Climatology)として北米において発展した(例えば LaChapelle, 1966; Armstrong and Armstrong, 1987; Mock and Kay, 1992; Mock and Birkeland, 2000; Haegeli and McClung, 2003 等)。北米において記された多くの雪崩安全に関する書籍には、重要な基礎知識として、このような気候的特徴に関する章が設けられている(例えば Ferguson and LaChapelle, 2003; Tremper, 2009; McClung and Schaerer, 2006; Fredston and Fesler, 2001 など)。また、このような研究は北米以外においてもいくつか取り組まれている(例えば Sharma and Ganju, 2000; Laternser, 2002 など)。一方、日本においては、積雪の特性に着目した気候に関する研究として、秋田谷・遠藤, 1979、和泉・秋田谷, 1986、河島他, 1987、Ishizaka, M, 1998 など主に平地を対象とした研究が行われている。これらの研究成果により、しもざらめ雪が卓越する地域、しまり雪が卓越する地域、ざらめ雪が卓越する地域などの区分が行われているが、それらを雪崩に関連付けた研究は行われていない。また、山岳地における積雪特性の研究の多くは、水資源、降雪特性、大気環境、気候変動などに着目したものであり雪崩対策を目的としていない(小笠原, 1964、中川正之他, 1976、川田他, 2001 など)。

1-4 雪崩の発生と積雪構造

山岳雪崩事故の約 90%は面発生雪崩によって発生しているといわれている (McClung and Schaerer, 2006)。この雪崩が発生するには図 1-4 に示したようにスラブ(板状の性質を持った上載積雪)、弱層(相対的に脆弱な積雪層)、すべり面(雪崩が発生した際に雪が滑り落ちる面)が必要となる。面発生雪崩は、弱層において破壊が起こり、底面による支持力を失ったスラブが破壊され斜面下方に動き出すことによって発生する(図 1-5)。このため積雪の安定性を評価するにはスラブ、弱層、すべり面の存在、またそれらの性質(雪質、厚さ、強度など)を知ることが重要である。

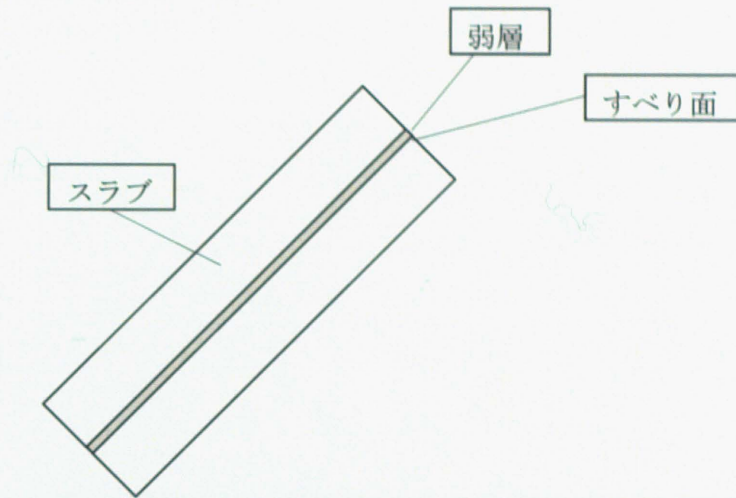


図 1-4 面発生雪崩をもたらす積雪構造

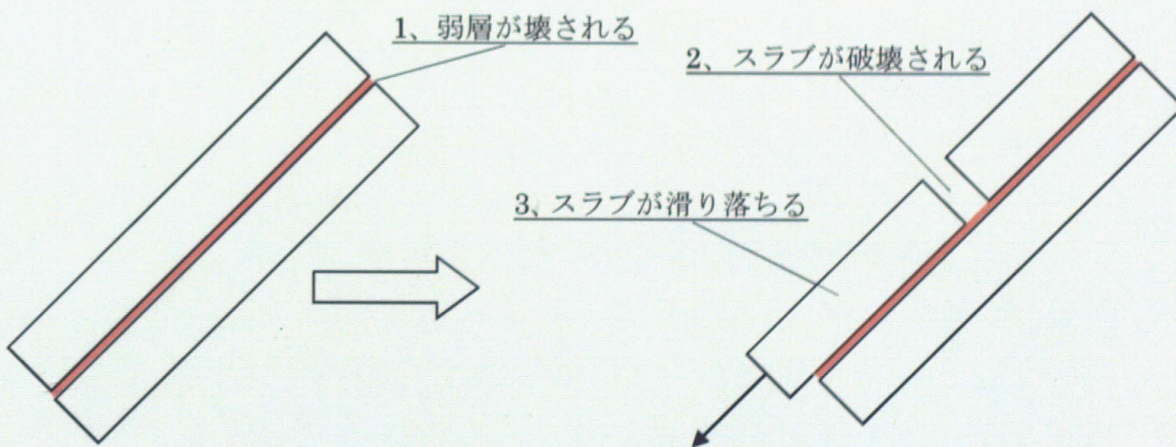


図 1-5 面発生雪崩が発生する仕組み

近年においては積雪不安定性評価に関して、弱層の破壊強度、破壊の伝播などの機械的な脆弱性：Mechanical weakness (図 1-6)に加え、特に積雪層を形成する層の厚さ、雪質、接しあう層間の硬度差などの構造的な脆弱性：Structural weakness (図 1-7、表 1-1)が着目されている。特に構造的な脆弱性は、機械的な脆弱性に比べて観測が容易である上、局

所的な差異が少ないこと(弱層のせん断強度の測定は狭い範囲でおおきなばらつきを持つことが知られている(例えば Jamieson, 1995))等から多量のフィールドデータが得られるため、雪崩の発生との関連性について多くの知見が得られている(例えば Schweizer and Wiesinger, 2001; McCammon and Schweizer, 2002; van Herwijnen and Jamieson, 2005; Schweizer et al, 2007 など)。さらに、Haegeli and McClung, 2007 は、このような構造的な脆弱性と気候との関連性に関する研究成果の第一歩として”Winter regimes”を提案した(表 1-2)。しかし、このような積雪の構造的脆弱性と気候との関連性に関する研究はまだ始まったばかりであり、今後の成果が期待される。特に日本においては、気候との関連どころか、雪崩発生時の積雪構造が確認されることは少ないのが現状である。

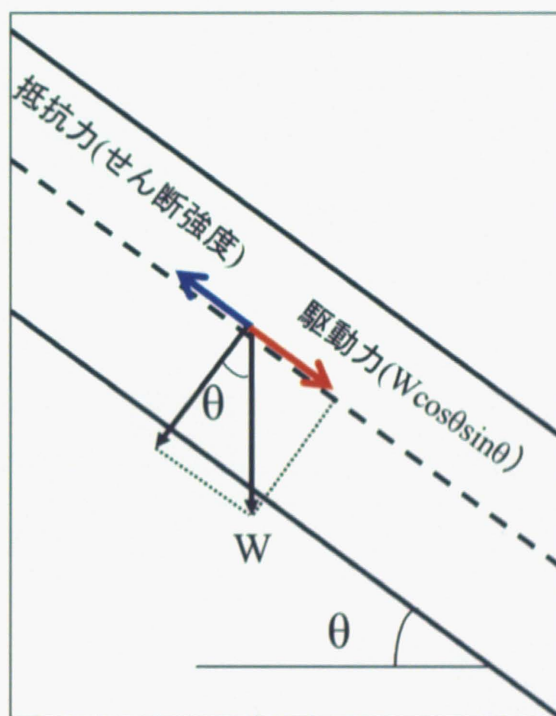


図 1-6 機械的脆弱性 (mechanical weakness) の模式図

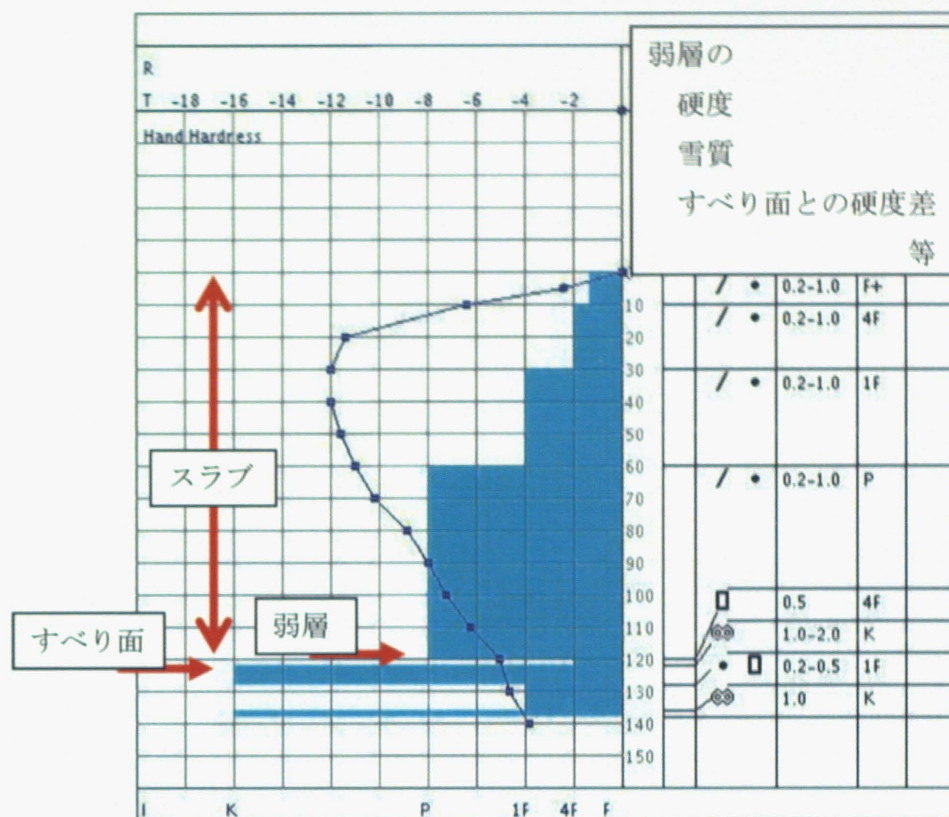


図 1-7 構造的脆弱性 (Structural weakness) の模式図

表 1-1 構造的な脆弱性に関する各項目の閾値の例 (McCammon and Schweizer, 2002)

Parameter	Threshold	Percentage
Depth	≤ 1 m	96%
Weak layer thickness	≤ 10 cm	78%
Hardness difference	≥ 1 step	90%
Grain type	persistent	86%
Grain size difference	≥ 1 mm	65%

表 1-2 3つの地域における Winter regimes (Haegeli and McClung, 2007)

Avalanche winter regime area	Number of persistent weaknesses	Dominant persistent weak layers
Whistler area	3-4	Several pure crust interfaces
Central Selkirk Mountains	7	One facet-crust weak layer; several surface-hoar weak layers
Columbia Icefield	1	One weak layer of faceted grains (potentially depth hoar)

1-5 研究対象地

前節で述べたように日本では、これまで積雪の構造的脆弱性と気候との関連性に関する研究は行われていない。そこで、本研究では、日本における積雪の構造的脆弱性と気候との関連性に関する研究の第一歩として、中部山岳地を対象とすることとした。中部山岳地は日本を代表する山岳レクリエーションのフィールドである。冬期においても登山、山岳スキー、スノーシューハイキング、バックカントリースキー等を多くの人々が楽しむ場であるため、雪崩事故も多く発生している。また、一方で、古くから登山者の間では、中部山岳地において山岳積雪の量が山域毎に大きく異なることは経験的に知られており(例えば飯田, 1970)、雪崩に関する積雪の地域特性について研究するには適していると考えられる。

1-6 研究の目的

本研究の目的は中部山岳地を対象として、以下に示した雪崩に関連する山岳積雪の地域特性を明らかにすることによって、積雪期山岳レクリエーションの雪崩安全に資することである。

- ・中部山岳地において雪崩をもたらす積雪構造の特徴
- ・中部山岳地における雪崩をもたらす積雪構造の地域特性

このため、本研究では、中部山岳地において雪崩破断面での積雪断面観測と広域での定期的な積雪断面観測および気象観測を実施した。

1-7 本論文の構成

本論文は全7章で構成される。

第1章では、研究の背景、着目点、目的、論文の構成について述べた。

第2章では、日本海側山岳地と太平洋側山岳地の気象と積雪の特徴について検討した。日本海側山岳地と太平洋側山岳地において各1か所設定した定点から収集した10冬季にわたる気象と積雪データから、日本海側山岳地では、しまり雪が卓越し、積雪硬度も高く比較的安定した積雪構造を持つのにに対し、太平洋側山岳地では、しもざらめ雪とざらめ雪が卓越し、比較的脆弱な積雪構造を持つという差異があることがわかった。また、このような極端な積雪特性の差異は、たとえば北米においては1000km程度の水平距離のスケールで現れるのにに対し、中部山岳地においては僅か100km程度のスケールにおいて現れることが明らかになった。

第3章では、中部山岳地において雪崩の原因となる積雪構造の特徴について述べた。20事例の雪崩破断面における積雪断面観測結果に基づいて雪崩の発生に係る積雪構造の特徴について明らかにし、カナダ、スイスの観測事例との比較も行った。これにより、中部山岳地において雪崩をもたらす重要な積雪構造として表面付近のこしもざらめ雪弱層(NSFC: Near Surface Facetted Crystal)、地面付近に発達したしもざらめ雪弱層(DH: Depth hoar)、

融解凍結クラストによる滑り面(MFC: Melt Freeze Crust)、雲粒無し降雪結晶弱層の4つが示された。

第4章では、非持続型の脆弱性(形成から数日で安定化する脆弱性)である降雪結晶弱層に関連した雪崩が中部山岳地において多く発生する原因について考察するために気象推移との関連性を調べた。その結果、降雪結晶の弱層は、低気圧の通過に伴い広い範囲に形成されるが、積雪の不安定性は、その後の冬型降雪によって速やかに多量の上載積雪が形成される日本海側の山岳地に限定的にもたらされていたことを明らかにした。このような気象推移は中部山岳地では比較的良好にみられるパターンであり、このことがスイスやカナダと比べて中部山岳地において高頻度で降雪結晶弱層に関連した雪崩が発生する原因であることが示唆された。

第5章では、持続型の脆弱性(形成後数週間から数か月脆弱な状態を保つ脆弱性)の地域特性について述べた。中部山岳地内の広域に設定した6つの定点において3冬期にわたって定期的に実施した積雪断面観測結果を基に、持続型の脆弱性であるNSFC、DH、MFCに着目して、その地域特性について論じた。積雪中に含まれるNSFCの数、MFCの数、そしてDHについては、雪質占有率と積雪平均硬度に着目すると、6つの観測点は、日本海側山岳地、内陸山岳地、太平洋側山岳地の3つのグループに区分されることがわかった。

第6章では、第5章において明らかになった持続型の脆弱性の地域特性と気象要素の関係について述べた。既存の研究成果を基に各積雪特性について関連すると考えられる気象要素を選定し、それらの関係を調べた。これにより、雪質占有率に対しては平均温度勾配および雨量、こしもざらめ弱層数に対してはNSFC index.(日格差平均/積雪深)、融解・凍結クラスト層数に対してはMFC index.(降雨日数×積雪深)という気象要素の組み合わせによる積雪特性の指標を提案することができた。

そして第7章では本研究の成果を整理し、今後の課題と研究成果の活用方法について述べた。

第2章 中部山岳地の雪・雪崩気候

2-1 はじめに

対象とする地域の気候に関する知見は、雪崩の危険性を予測するためには重要な要素であるといわれている (Williams, 1980)。雪崩に関連した気候に関する研究は 1940 年代にスイスから北米に招かれた研究者によって北米大陸を対象として始まった (Roch, 1949)。その後、雪・雪崩気候学 (Snow Avalanche Climatology) として北米において発展した (例えば LaChapelle, 1966; Armstrong and Armstrong, 1987; Mock and Kay, 1992; Mock and Birkeland, 2000; Haegeli and McClung, 2003 など)。北米において記された多くの雪崩安全に関する書籍には、重要な基礎知識として、このような気候的特徴に関する章が設けられている (例えば Ferguson and LaChapelle, 2003; Tremper, 2009; McClung and Schaerer, 2006; Fredston and Fesler, 2001 など)。また、このような研究は北米以外においてもいくつか取り組まれている (例えば Sharma and Ganju, 2000; Laternser, 2002 など)。

一方、中部山岳地においては冬型の気圧配置の影響によってもたらされる降雪量の差異により、積雪の量が山域毎に大きく異なることが経験的に知られている。このため古くから登山者の間では日本海側の山域、内陸部の山域、太平洋側の山域といった区分が便宜上用いられてきた (例えば飯田, 1970) が、それらを雪崩に関連付けた研究は行われていない。日本における山岳地の積雪特性の研究の多くは、水資源、降雪特性、大気環境、気候変動などに着目したものであり雪崩対策を目的としたものではない (小笠原, 1964、中川他, 1976、川田他, 2001 など)。

このため、本章では日本海側山岳地と太平洋側山岳地にそれぞれ 1 箇所ずつ設定した定点から収集した気象データと積雪データを基に中部山岳地の雪・雪崩気候の特徴について論じる。

2-2 観測地と観測方法

2-2-1 観測地

観測は、中部山岳地内の 2 つの観測点によって行われた (図 2-1)。梅池観測点 (北緯 36° 46′ 東経 137° 49′ 標高 1650m) は、日本海側の山域に属し、北アルプス北部の白馬乗鞍岳 (標高 2456m) の山麓にある梅池高原スキー場のゴンドラリフト山頂駅付近に位置する。一方、西駒観測点 (北緯 35° 49′ 東経 137° 50′ 標高 1900m) は、太平洋側の山域に属し、中央アルプス南部の将棋が白山 (標高 2730m) へ至る登山道の途中に位置する。

白馬乗鞍岳、将棋頭山の森林限界は、それぞれ標高 2200m 付近、2600m 付近であり、観測点はいずれもオオシラビソとダケカンバを主とする亜高山帯林内に位置する。観測地は、風による極端な吹き払い・吹き溜まり地を避け、樹木からの落雪の影響の少ない場所、また、継続的に積雪断面観測が実施できる広さを持つ場所を選定した。

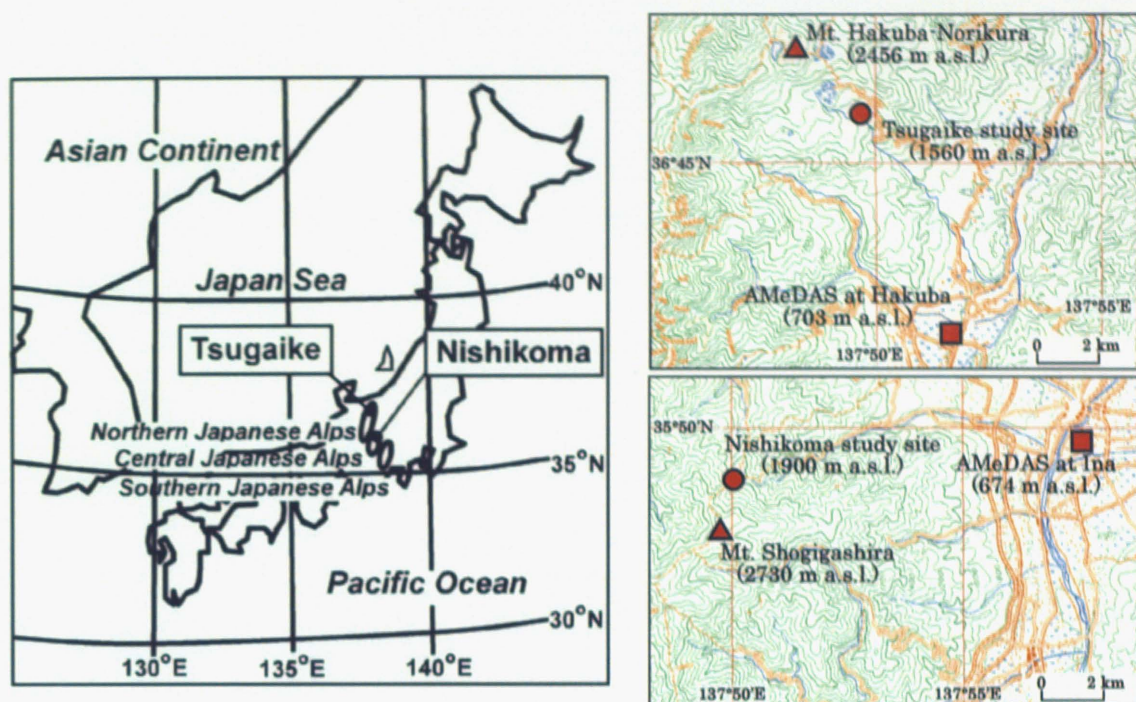


図 2-1 観測地位置図

2-2-2 気象および積雪データ

気象および積雪データの概要を表 2-1 に示した。梅池観測点においては 6 冬期間 (1999-00 冬期～05-06 冬期) にわたって積雪断面観測を実施し、気温の観測は 1 冬期間 (07-08 冬期) 行った。西駒観測点においては 10 冬期間 (95-96 冬期～05-06 冬期) にわたって積雪断面観測を実施し、気温の観測を 2 冬期間 (00-01 冬期～01-02 冬期) 行っている。

積雪断面観測における観測項目は、層構造、雪質、粒度、硬度(ハンドテスト)、雪温(10cm 毎)である。観測方法は、Canadian Avalanche Association (2007) に従った(表 2-2、表 2-3、表 2-4)。さらに、梅池観測点においては、弱層の位置と強度を知るために弱層テスト：シャベルコンプレッションテスト(雪崩ネットワーク, 2009)を行った(図 2-2、表 2-5)。西駒観測点においては、ほぼ全層が崩れやすいしもざらめ・こしもざらめ雪層で構成されており、シャベルコンプレッションテストを実施するための雪柱を作成することが困難であったため、このテストは行っていない。

気温に関しては、近隣のアメダスの観測データと各観測点で観測された気温データから気温減率を算定し(梅池 6°C/km、西駒 5°C/km)、10 冬期分となるように補完した。また、降水量については、梅池観測点：アメダス白馬、西駒観測点：アメダス伊那を使用することとした。

日本の山岳地においてはスキー場、バックカントリーの双方において近代的な雪崩対策が行われていないこともあり、継続的な気象データや積雪断面観測データを収集することは困難である。気候について議論するには本研究によって収集されたデータは必ずしも十

分とは言えないが、現在のところ日本の山岳地の雪・雪崩気候について議論する上で最善のデータであると考ええる。

表 2-1 気象および積雪データの概要

Study site	Elements	Observation site	Observer	Period	Measurement frequency
Nishikoma	Air temperature	AMeDAS at Ina (674 m a.s.l.)	Japan Meteorological Agency	1995-96~2004-05	1/hour
	Rainfall				1/hour
	Air temperature	Nishikoma (1900 m a.s.l.)	Authors	2000-01~2001-02	1/hour
	Snow depth		Authors	1995-96~2005-06	1/month
Tsugaike	Snow pit	Tsugaike (1560 m a.s.l.)	Authors		
	Air temperature		Japan Meteorological Agency	1996-97~2005-06, 2007-08	1/hour
	Precipitation	Tsugaike (1560 m a.s.l.)	Authors	1996-97~2005-06	1/hour
	Air temperature		Tsugaike Ski patrol	2007-08	1/hour
	Snow depth		Authors	1996-97~2005-06	2/day
	Snow pit			1999-00~2005-06	2-4/month

表 2-2 雪質の区分 (Canadian Avalanche Association, 2007 より)

Class	Symbol	Code
Precipitation Particles	+	PP
Machine Made snow	⊙	MM
Decomposing and Fragmented precipitation particles	/	DF
Rounded Grains	●	RG
Faceted Crystals	□	FC
Depth Hoar	^	DH
Surface Hoar	v	SH
Melt Forms	○	MF
Ice Formations	■	IF

表 2-3 粒度の区分 (Canadian Avalanche Association, 2007 より)

Term	Size (mm)
very fine	< 0.2
fine	0.2-0.5
medium	0.5-1.0
coarse	1.0-2.0
very coarse	2.0-5.0
extreme	> 5.0

表 2-4 硬度：ハンドテストの区分 (Canadian Avalanche Association, 2007 より)

Term	Hand test			Ram resistance (Swiss rammsonde) (N)		Graphic symbol
	Hand hardness index	Object	Code	Range	Mean	
very soft	1	fist	F	0-50	20	
soft	2	4 fingers	4F	50-175	100	/
medium	3	1 finger	1F	175-390	250	×
hard	4	pencil ¹	P	390-715	500	✎
very hard	5	knife blade	K	715-1200	1000	✂
ice	6	ice	I	> 1200	> 1200	■

¹Here 'pencil' means the tip of a sharpened pencil.

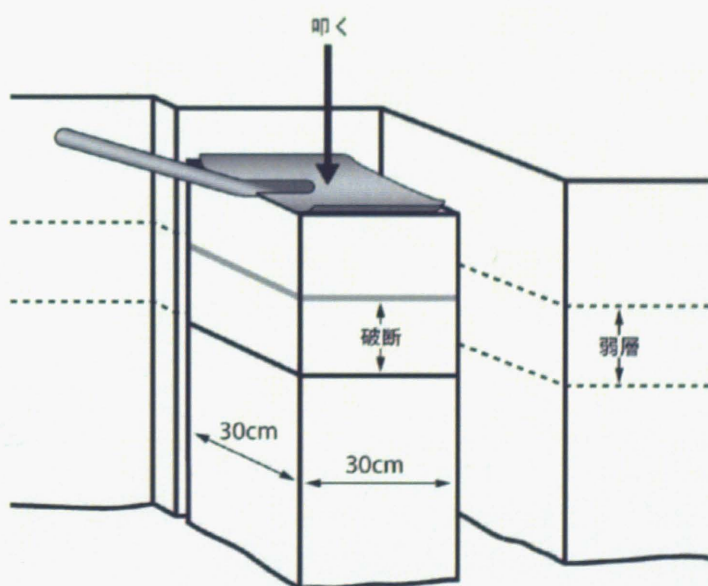


図 2-2 シャベルコンプレッションテスト (雪崩ネットワーク, 2009 より)

表 2-5 シャベルコンプレッションテスト結果区分(雪崩ネットワーク, 2009 より)

用語	説明
Very easy	四角柱を切り出している最中に破壊する.
Easy	指先だけで10回軽く叩くと破壊する.
Moderate	肘から先を振り, 指先で10回叩くと破壊する.
Hard	腕全体を使い, 手のひらか拳で10回しっかりと叩くと破壊する.
No Failure	破壊が起こらない.

2-3 北米の雪・雪崩気候との比較方法

2-3-1 気象データの比較

気象データの比較には Mock and Birkeland, (2000)によって提案された雪・雪崩気候区分のスキームを使用した(図 2-3)。このスキームは、以下に示した 12 月から 3 月の気象データを用いることによって、対象地の雪・雪崩気候を Maritime snow climate (沿岸性気候)、Transitional snow climate (遷移的気候)、Continental snow climate (内陸性気候)の 3 つに区分するものである。

- ・平均気温(°C) : Temp.
 - ・積算雨量(mm) : Rainfall
 - ・累計降雪水量(mm) : SWE
 - ・累計降雪深(cm) : Snowfall
 - ・12 月平均温度勾配(°C/cm) : Dec.TG
- $$12 \text{ 月平均温度勾配}(^{\circ}\text{C}/\text{cm}) = 12 \text{ 月平均気温}(^{\circ}\text{C}) / 12 \text{ 月平均積雪深}(\text{cm})$$

本研究においては、不足する項目においては以下のように補うこととした。

- ・積算雨量：アメダスにおける降水量の内、観測点の気温(実測または気温減率により求められた値)が 0°C を超える時に計測されたものの累計
- ・累計降雪水量：Shimizu and Abe (2001)において示された山岳地での実測値を参考にして全層平均密度を 300kg/m³ と仮定し、最深積雪深時の積雪深から推定
- ・累計降雪深：降雪密度を 100kg/m³ と仮定し、上記の累計降雪水量から推定

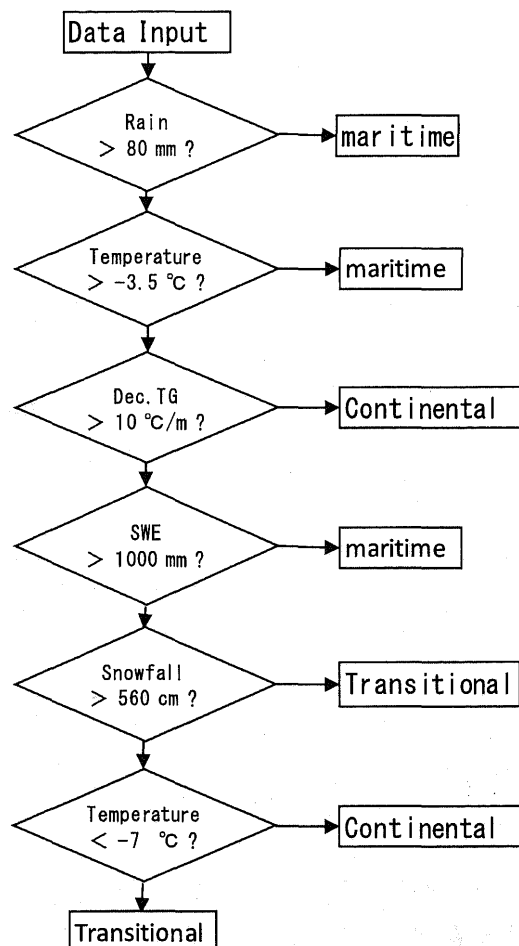


図 2-3 雪・雪崩気候区分のスキーム(Mock and Birkeland, 2000)

2-3-2 積雪特性の比較

各雪・雪崩気候区分における積雪や気候の特性については、LaChapelle (1966)、Tremper (2009)、McClung and Schaerer, (2006)において述べられているものを参考とした。それらの特徴を整理すると次のようになる。

Maritime snow climate

- ・ 比較的深い積雪深(300cm を超える)
- ・ 比較的高い気温
- ・ 冬期の降雨は稀ではない
- ・ 雪崩の多くは降雪中または降雪直後に発生する
- ・ 積雪は表面から地面に向けて徐々に硬度を増していく比較的安定した構造を持つ
- ・ 上記の積雪構造は比較的温暖な気温と弱い温度勾配によってもたらされる(等温変態の卓越)
- ・ 典型的な脆弱性は降雪結晶による弱層と融解・凍結クラストとの境界面
- ・ 積雪の脆弱性は長期間持続しない

Continental snow climate

- ・ 比較的浅い積雪深(150cm 未満)
- ・ 比較的低い気温
- ・ しもぞらめ雪やこしもぞらめ雪を主体とした脆弱な積雪構造
- ・ しもぞらめ雪やこしもぞらめ雪は強い温度勾配によって形成される(温度勾配変態の卓越)
- ・ 典型的な脆弱性はしもぞらめ雪やこしもぞらめ雪でありこれらは長期間維持される

Transitional snow climate

Maritime snow climate と Continental snow climate の中間的な性質

本研究においては、上記の積雪特性と観測点の積雪特性を比較するために以下の 3 つの点に着目することとした。

- ・ 雪質の占有率
- ・ 硬度プロファイル
- ・ 弱層の雪質

1) 雪質の占有率

各観測点において卓越する雪質を示すために、積雪全層の厚さに対する各雪質の層の厚さの総計の占有率を求めた。ただし、観測直前の降雪の影響を排除するために全層の厚さには新雪およびこしまり雪層は含めないこととした。また、雪質については、卓越する変態過程に着目するという観点から以下の 3 つに区分した。

- ・ しまり雪：等温変態
- ・ しもぞらめ雪(しもぞらめ雪およびこしもぞらめ雪)：温度勾配変態
- ・ ぞらめ雪：融解・凍結変態

2) 硬度プロファイル

各観測点において典型的な構造的脆弱性を示すために、硬度プロファイルのタイプ別出現率を求めた。Schweizer and Wiesinger(2001)は硬度プロファイルを 10 種類に区分した(図 2-4)。この区分は、主に Continental snow climate から Transitional snow climate に区分されるスイスにおいて収集された膨大なデータセットを基に、積雪観測結果から安定性を評価することを目的に作成されたものである。このため、これらは、上記の気候において卓越する硬度プロファイルに焦点を当て、極めて詳細に区分されている。本研究においては、気候と卓越する硬度プロファイルの関係を示すことを目的としているため、上記のプロファイルを 4 つに統合することとした。各区分は次のとおりである(図 2-4)。

A タイプ：積雪表面から地面に向けて硬度が徐々に増していくタイプ(6 に該当)

B タイプ：積雪層中に急激な硬度差が存在するタイプ(8 に該当)

※急激な硬度差は主に新雪と融解・凍結クラスとによってもたらされる。

C タイプ：脆弱なしもぎらめ雪やこしもぎらめ雪層の存在によって積雪表面よりも層内の硬度が低いタイプ(1、2、3、4、5、7、9 に該当)

D タイプ：その他不規則なタイプ(10 およびその他に区分できないもの)

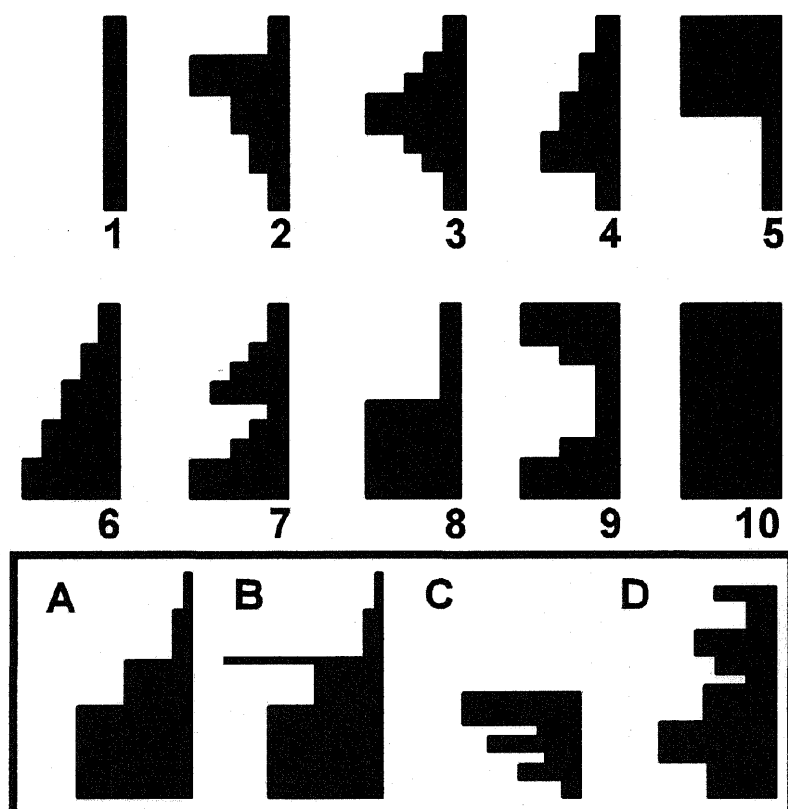


図 2-4 Schweizer and Wiesinger(2001)による硬度プロファイルの区分(1~10)とそれらを4タイプ(A~D)に統合して作成した区分

3) 弱層および Weak interface(結合の弱い層境界)の特徴

梅池観測点において実施したシャベルコンプレッションテストによって、明瞭な破壊がみられた場合に、その弱層の雪質および Weak interface の上下の層の雪質を記録した。これらの種類別出現頻度を求めることによって梅池観測点の弱層の特徴を示した。

2-4 観測結果

2-4-1 気候特性

各観測点における累計降雨量、平均気温、積雪深の10冬期平均値を図2-5に示す。梅池観測点の積雪深は2月に最大となり3月には減少しているのに対し、西駒では3月に最大に達している。これは、3月になって太平洋沿岸を低気圧が通過する頻度が高くなることによって、太平洋側の山岳地に降雪がもたらされるためであると考えられる(飯田, 1970)。

各観測点の最大積雪深(10年平均値)は、梅池観測点：384 cm、西駒観測点：113 cmと顕著な差異がみられた。一方、気温に関しては両観測点の標高差(340m)を考慮すると大きな差異はみられない。12月～3月の平均気温の10年平均値は、それぞれ梅池観測点： -5.6°C 、西駒観測点： -6.6°C である。仮に梅池観測点(1560m)の観測値を西駒観測点の標高1900mに合わせて補正すると -7.3°C となる。このため、気温に関しては、両観測点を設定した山域において顕著な差はないと考えられる。

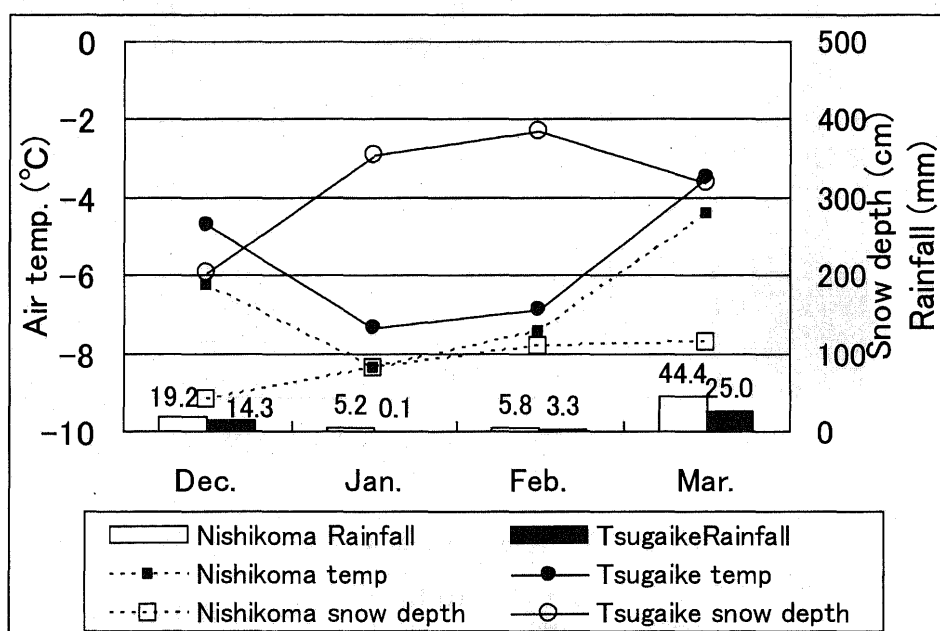


図 2-5 各観測点における累計降雨量、平均気温、積雪深の10冬期平均値

各観測点の観測値を基に行った雪・雪崩気候区分結果を表2-6(梅池観測点)、表2-7(西駒観測点)にそれぞれ示した。日本の地理的な状況を考えると Continental snow climate という用語は、そぐわないと考えられるが、ここでは北米との比較という趣旨のため、区分スキームに従ってそのまま使用することとした。

梅池観測点の区分結果は、10冬期平均、各年(10冬期)共に Maritime snow climate となった。10冬期平均および9冬期に関しては、累計降雪水量：SWEによって、1冬期については、積算降雨量：Rainfallによって区分された。

一方、西駒観測点の区分結果は、10冬期平均、および6冬期が Continental snow climate

に4冬期が Maritime snow climate となった。この差異は、積算降雨量：Rainfallによってもたらされている。しかし、Maritime snow climate に区分された冬期においても、そのほとんどの積算降雨量：Rainfallは閾値(80mm)に極めて近い値である。このため、わずかな降雨量の差によって Continental snow climate と Maritime snow climate の両極端に区分されることになる。降雨量の算出方法から考えられる誤差を考慮すると、誤差の範囲内で Continental snow climate と Maritime snow climate の区分が入れ替わる可能性もあるが、累計降雪水量：SWE の値から Transitional snow climate に区分されることは考えられない。

表 2-6 柵池観測点における雪・雪崩気候区分結果

	Classification	Rainfall (mm)	Temp. (°C)	Dec.TG (°C/m)	SWE (mm)	Snowfall (cm)
1996-97	Maritime	26	-5.4	3.5	1049	1049
1997-98	Maritime	98.0	-4.8	7.9	851	851
1998-99	Maritime	79	-4.9	0.9	1053	1053
1999-00	Maritime	14	-5.9	2.8	1221	1221
2000-01	Maritime	16	-5.9	3.8	1307	1307
2001-02	Maritime	34	-4.9	4.4	1304	1304
2002-03	Maritime	8	-6.3	3.3	1396	1396
2003-04	Maritime	74	-5.3	2.7	1214	1214
2004-05	Maritime	69	-5.5	4.9	1152	1152
2005-06	Maritime	9	-6.7	3.3	1122	1122
Ave.	Maritime	43	-5.6	3.8	1166.9	1166.9

※グレーのハッチングは、スキームにおいて区分を決定づけた項目を示している。

表 2-7 西駒観測点における雪・雪崩気候区分結果

	Classification	Rainfall (mm)	Temp. (°C)	Dec.TG (°C/m)	SWE (mm)	Snowfall (cm)
1995-96	Continental	65	-7.20	—	264	264
1996-97	Maritime	95	-6.6	20.6	508	508
1997-98	Continental	73	-6.5	15.9	386	386
1998-99	Maritime	99	-6.3	24.0	436	436
1999-00	Continental	18	-6.7	26.4	264	264
2000-01	Continental	26	-7.2	16.4	353	353
2001-02	Continental	78	-5.8	11.7	594	594
2002-03	Continental	19	-7.2	—	462	462
2003-04	Maritime	89	-6.3	12.1	498	498
2004-05	Maritime	184	-6.5	9.4	267	267
Ave.	Continental	75	-6.6	16.1	418.7	418.7

※グレーのハッチングは、スキームにおいて区分を決定づけた項目を示している。

2-4-2 積雪特性

拇池観測点の積雪特性は、しまり雪の卓越、積雪下部へいくほど徐々に硬度を増していく硬度プロファイルなど典型的な Maritime snow climate のものであった(図 2-6)。しまり雪の占有率は83%(図 2-7)で硬度プロファイルのタイプ A および B の出現率は66%(図 2-8)である。こしもざらめ雪層が観察されることは稀である。それらの層は厚さ数 mm から 1cm 程度の薄い層であり、また観察されるのは表層付近のみであることからそれらは表層付近で形成されたこしもざらめ層 : Near surface faceted crystals(Birkeland, 1998)であると考えられる。

西駒観測点の積雪特性は、しもざらめ雪とざらめ雪の卓越、脆弱な積雪内部を持つ硬度プロファイルによって特徴づけられる(図 2-6)。この硬度プロファイルは、地面付近に厚く形成されたしもざらめ雪によるものである。しもざらめ雪とざらめ雪の占有率はそれぞれ 48%、36%(図 2-7)であり硬度プロファイルのタイプ C の出現率は 56%(図 2-8)である。西駒観測点の積雪特性はざらめ雪の卓越を除けば Continental snow climate の積雪特性と同様である。

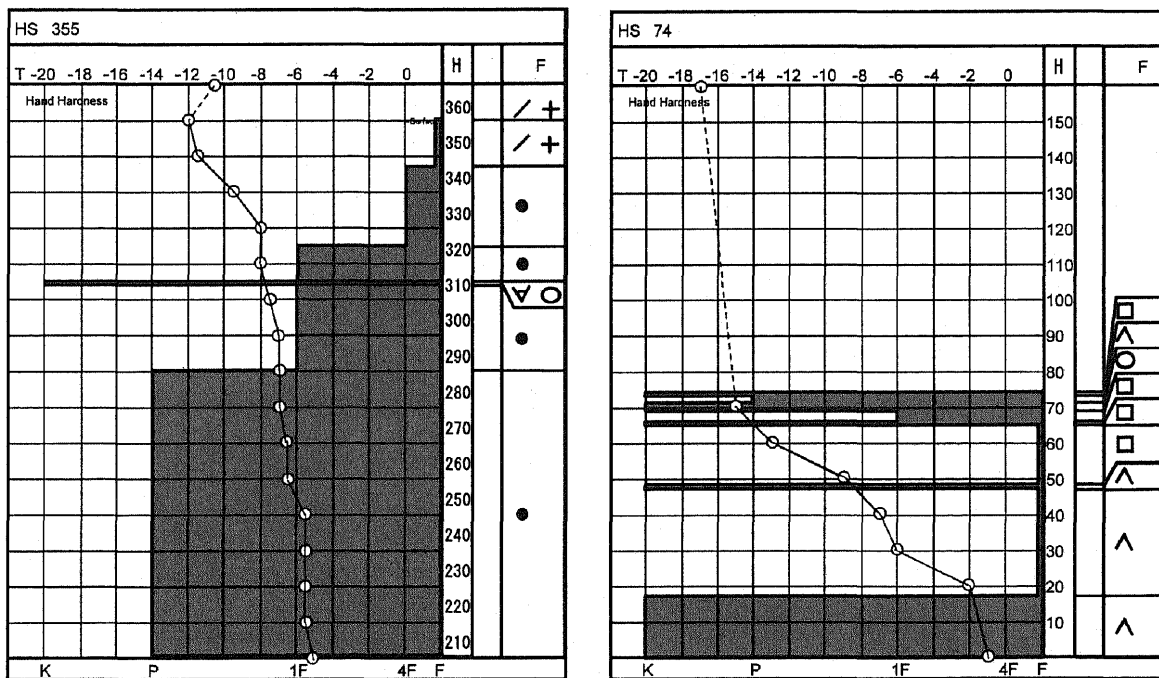


図 2-6 厳冬期における典型的な積雪断面観測結果(拇池観測点：左、西駒観測点：右)

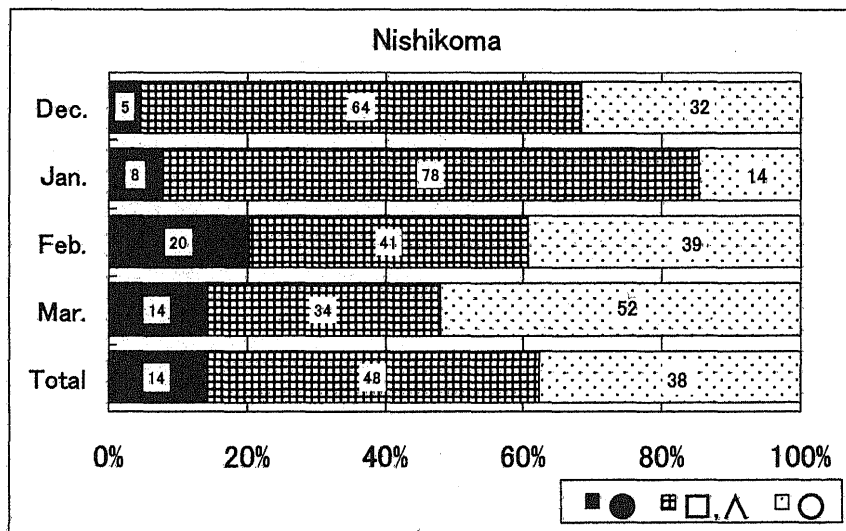
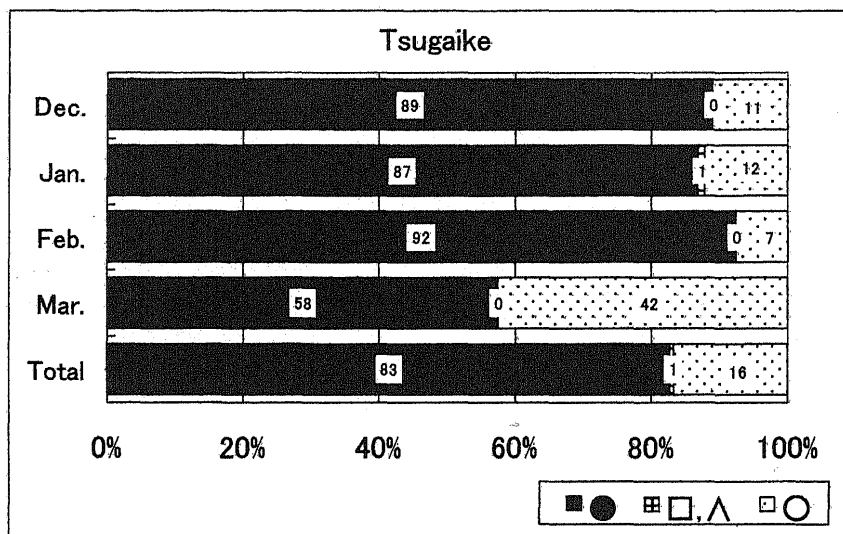


図 2-7 各観測点における雪質占有率(梅池観測点：上、西駒観測点：下)
 ●：しまり雪、□：しもぢらめ雪およびこしもぢらめ雪、○：ざらめ雪

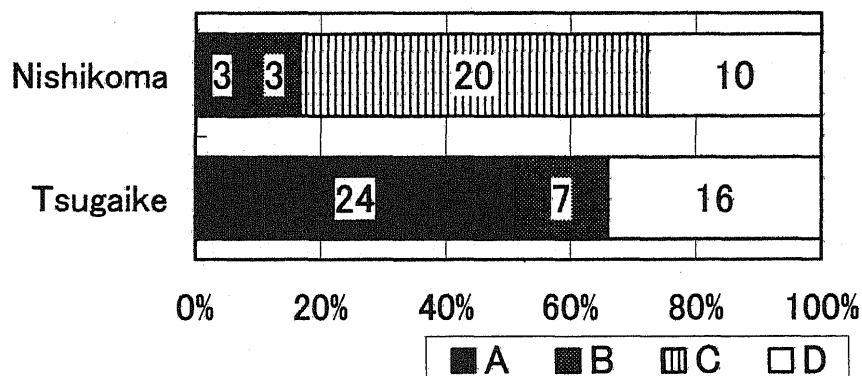


図 2-8 硬度プロファイルのタイプ別出現率

2-4-3 柵池観測点における弱層および Weak interface の特徴

柵池観測点において実施したシャベルコンプレッションテストによって計 75 の平滑な破壊が観察された。そのうち 68 ケースは弱層において破壊が発生し、残りの 7 ケースについては Weak interface(結合の弱い層と層の境界)において破壊が発生した。柵池観測点における弱層の種類別観測数を図 2-9 に示した。観察された弱層の内 50 ケース(74%)が新雪に関連した弱層であった(降雪結晶 : 31、こしまり雪 : 19)。こしもざらめ雪の弱層は僅か 7 ケース(10%)。また、スイスやカナダにおいては主要な弱層の 1 つである表面しもは 6 冬期間において 1 ケース(1%)しか観察されていない(Shweizer and Jamieson, 2001)。一方、7 ケース観察された層と層の境界における破壊はすべて新雪層と融解・凍結クラストの境界において観察された。柵池観測点においてみられたこれらの弱層および Weak interface の特性は Haegeli and McClung(2007)において指摘されている Maritime snow climate におけるものと一致する。

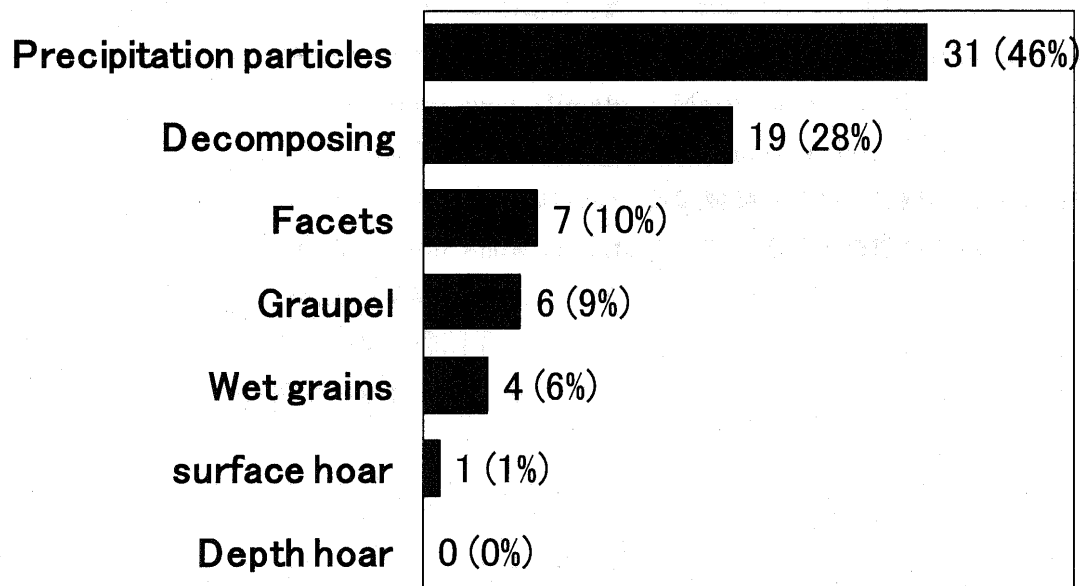


図 2-9 柵池観測点における弱層の種類別観測数

2-5 考察

梅池観測点で観測された気温、積雪深を個別に Mock and Birkeland,(2000)において示されている値と比較すると、気温は、Transitional snow climate の地域において観測されている値と、積雪深は Maritime snow climate の地域で観測されている値と同様である。Mock and Birkeland,(2000)によって提案された雪・雪崩気候区分に従うと梅池観測点は、累計降雪水量 : SWE の値が大きいことから Maritime snow climate に区分される。さらに積雪断面観測結果も典型的な Maritime snow climate の特徴を示していた。これらのことから、梅池観測点の雪・雪崩気候は北米における Maritime snow climate の地域と同様であるといえる。

西駒観測点で観測された気温は Transitional snow climate の地域において観測されている値と、積雪深は Continental snow climate の地域で観測されている値と同様である。気温と積雪深とを併せると LaChapelle(1966)や Dexter(1981)において述べられている比較的温暖な Continental snow climate (ユタ州南部、カリフォルニア南部)に類似している。しかし、西駒観測点において観測された降雨量はそれらの地域と比べると明らかに大きい。そして西駒観測点の雪・雪崩気候は降雨量のわずかな差異によって Transitional snow climate を交えることなく Continental snow climate と Maritime snow climate という両極端に区分される。このような気候特性を持つ地域は Mock and Birkeland,(2000)において示されている北米の 48 の観測点の中にはみられない。西駒観測点において観測された積雪断面観測結果においては、Continental snow climate に類似する積雪特性がみられたが、しもざらめ雪とざらめ雪の双方が卓越するという部分が大きく異なる。図 2-10 に示したとおり、しもざらめ雪の占有率と累計降雨量には負の相関があり、それとは逆にざらめ雪率と累計降雨量には正の相関がみられる。このことから西駒観測点におけるざらめ雪率の高さは大量の降雨の影響を強く受けていることは明らかである。西駒観測点の雪・雪崩気候の特徴は、浅い積雪深に多量の降雨があるということであり、これは北米においてはみられないものである。

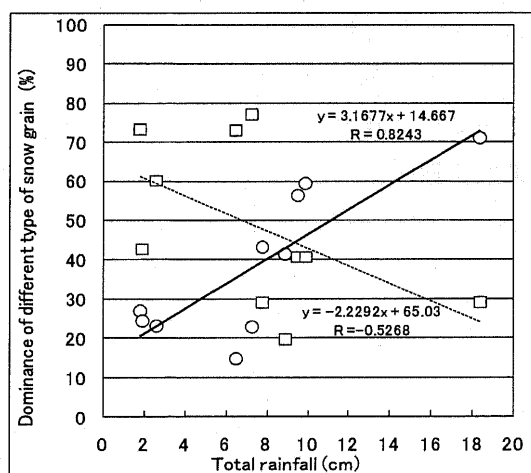


図 2-10 しもざらめ雪およびざらめ雪の占有率と累積降雨量との関係

2-6 まとめ

中部山岳地の日本海側と太平洋側の観測点から気象および積雪データを収集し北米と比較することによってそれらの雪・雪崩気候の特徴を明らかにした。

日本海側の観測点の雪・雪崩気候は、気象データ、積雪データの双方において北米の *Maritime snow climate* とよい一致がみられた。一方、太平洋側の観測点においては、北米ではみられないユニークな特性を持つことが分かった。それらをまとめると以下のとおりである。

- ・北米の *Continental snow climate* と同程度の浅い積雪深と低い気温
- ・北米の *Maritime snow climate* と同程度の多量の降雨
- ・ *Continental snow climate* と同様なしもざらめ雪による持続的な積雪の脆弱性
- ・しもざらめ雪とざらめ雪の両方の雪質の卓越

本研究結果は中部山岳地の日本海側においては、北米の *Maritime snow climate* において実践されている雪崩安全管理技術が適用できることを示唆している。しかし、太平洋側においては、*Continental snow climate* と同様の積雪の脆弱性がみられるものの、そのような積雪へ対する多量の降雨が雪崩の発生へおよぼす影響が明らかではない。このため、*Continental snow climate* において実践されている雪崩安全管理技術がそのまま適用できるとは考えにくい。もちろん *Continental snow climate* においても、融雪期に水の影響によって不安定化が生じることはよく知られている(たとえば Brown, 2008; Hartman and Borgeson, 2008)。しかし、中部山岳地の太平洋側では、降雨によってもたらされる水は、時期も量も *Continental snow climate* とは大きく異なる。中部山岳地の太平洋側における雪崩安全管理技術の発展には、このような積雪に対する多量の降雨の影響を明らかにすることが不可欠である。

北米においては 1000km 程度の水平距離のスケールで現れるような極端な雪・雪崩気候差異が、中部山岳地では僅か 100km 程度のスケールにおいて現れる。このため中部山岳地において積雪期に山岳レクリエーションを行う人々は、北米の人々に比べ、大きく異なる積雪条件に遭遇する機会が多くなると考えられる。このことから、本研究および今後取り組まれるであろうこの分野の研究成果は、積雪期に山岳レクリエーションを行う人々の雪崩安全教育に大きく貢献すると考える。さらには、これらの研究成果は、山岳地における近代的な雪崩情報の提供を視野に入れた場合、重要な基礎情報となる。

第3章 中部山岳地における雪崩の発生に関与する積雪構造の特徴

3-1 はじめに

雪崩の発生には積雪構造が関与していることは古くから経験的に知られており、現場で雪崩対策に従事している人々の間ではそれらの知識が活用されてきた(たとえば、Schweizer and Wiesinger, 2001; McClung and Schaerer, 2006 等)。近年では、構造的脆弱性 : Structural weakness としてこれらを統計的に扱う試みがなされている(例えば McCammon and Schweizer, 2002; van Herwijnen and Jamieson, 2005; Schweizer et al., 2007 など)。

さらに、このような構造的脆弱性は気候と関連し地域的な特徴が現れることが指摘されている(LaChapelle, 1966)。Haegeli and McClung, 2007 は、このような構造的脆弱性と気候との関連性に関する研究成果の第一歩として、カナダの山岳地を対象として”Winter regimes”を提案した。しかし、積雪の構造的脆弱性と気候との関連性に関する研究は始まったばかりであり、今後の成果が期待されている。一方、日本においては、気候との関連どころか、雪崩発生時に原因となった積雪構造が確認されることも稀であった。本章では、雪崩破断面において実施された観測結果を基に、中部山岳地に雪崩をもたらす積雪構造の特徴について述べる。

3-2 観測方法

中部山岳地を対象に山岳雪崩が発生した際に雪崩破断面において積雪断面観測を行った。観測の際には、雪崩破断面に直行するように断面を作成し、スラブ、弱層、すべり面を特定した(写真 3-1、写真 3-2)。観測方法は日本雪崩ネットワーク, 2009、Canadian Avalanche Association, 2007、池田, 2010 に従った。ただし、時間や天候などの制約によっていくつかの観測項目は省略される場合もある。観測の実施に当たっては、安全を第一義とし、必要に応じてロープによる安全確保などを行った。また、併せて既存の雪崩破断面における調査結果についても収集を行った。観測項目は以下のとおりである。

- ・積雪層構造(各層の位置および厚さ)
- ・雪質(表 2-2)
- ・粒度(表 2-3)
- ・硬度 層毎 : ハンドテスト(表 2-4)
- ・雪温(10cm 毎)
- ・密度(層毎 : 100cc サンプラーを使用)
- ・弱層テスト シャベルコンプレッションテスト(図 2-2、表 2-5)
- ・雪粒の写真撮影 弱層など主要な層のみ(写真 3-3)



写真 3-1 雪崩破断面における積雪断面観測実施状況

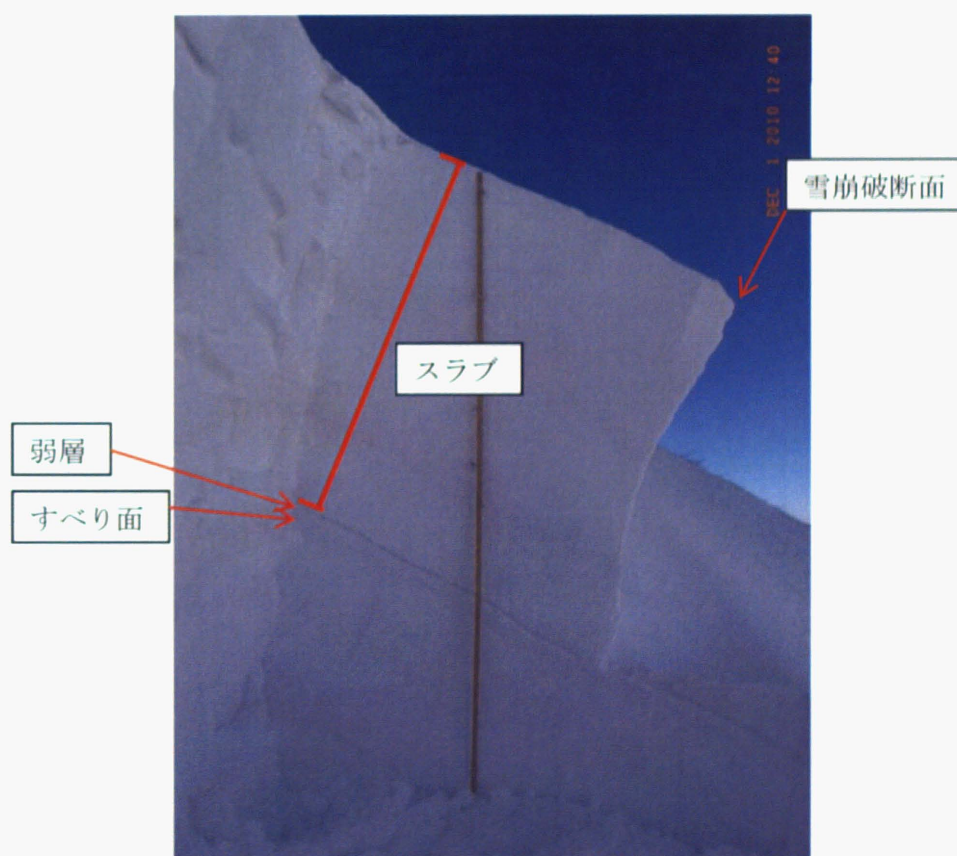


写真 3-2 雪崩破断面における積雪断面観測の例
(破断線に直行するように積雪断面を作成)



写真 3-3 雪粒の写真撮影(池田, 2010 より)

3-3 観測結果

3-3-1 観測結果概要

池田による観測および既存の観測データの収集により計 20 件の雪崩破断面における積雪断面観測結果を得た(表 3-1)。その内訳は以下のとおりである。

- ・池田による観測 13 件
- ・文献等からの収集 2 件
- ・特定非営利活動法人日本雪崩ネットワークが運営する SPIN(Snow Profile Information Network)からの収集 5 件

表 3-1 雪崩破断面における観測結果の一覧表

No.	場所	発生日 調査実施日	発生の きっかけ	負傷 者数 (人)	死亡 者数 (人)	斜面 傾度 (°)	スラブ 厚さ (cm)	弱層				すべり面 (硬度)	出展	
								雪質	深さ (cm)	硬度	硬度			厚さ (cm)
1	志賀高原前山	1996/1/26 1996/1/28	人為		1	41	27	こしもざらめ	36	-	-	1.5	融解・凍結 クラスト	河島他
2	八方尾根ガラガラ沢	2000/2/19 2000/2/23	人為		3	30	61	しもざらめ	70	-	-	20	地面	池田
3	柵池高原樺の森	2001/2/15 2001/2/15	人為			35	37	新雪・融解・凍結ク ラスト境界	45	F	1	-	融解・凍結 クラスト(K)	池田
4	八方尾根崩沢	2002/1/5 2002/1/6	自然			35	156	こしもざらめ	190	4f	2	1	融解・凍結 クラスト(K)	池田
5	上高地スーパー林道	2005/1/5 2005/1/7	自然			43	22	こしもざらめ	30	-	-	1	しまり	山口他2004
6	八方丸山ケルン付近	2005/1/14 2005/1/19	自然			40	80	しもざらめ	104	F	1	24	地面	池田
7	妙高高原前山	2006/1/28 2006/1/29	人為	3		38	49	こしもざらめ	62	4f	2	3	融解・凍結 クラスト(P)	池田
8	五竜一の背壁	2006/4/9 2006/4/10	自然			42	45	降雪結晶	60	4f	2	1	しまり(P)	SPIN
9	柵池ヒヨドリ峰	2006/4/9 2006/4/9	人為			40	36	降雪結晶	47	F	1	8	しまり(P)	SPIN
10	立山 雷鳥沢	2007/4/18 2007/4/20	人為		1	30	42	こしもざらめ	49	4f	2	2	融解・凍結 クラスト(P)	池田
11	三田原山	2008/2/1 2008/2/2	人為			35	29	降雪結晶	36	F	1	5	しまり(P)	SPIN
12	三田原山	2008/2/28 2008/2/29	自然			35	192	しまり/しまり境界	234	-	-	-	しまり(K)	池田
13	白馬47スキー場	2008/3/2 2008/3/3	自然			50	54	こしもざらめ	84	4f	2	1	融解・凍結 クラスト(K)	池田
14	八方尾根崩沢	2009/1/14 2009/1/14	自然			35	43	こしもざらめ	53	4f	2	2	融解・凍結 クラスト(K)	池田
15	車山スキー場	2009/1/23 2009/1/29	人為			38	35	しもざらめ	45	F	1	24	地面	池田
16	八方尾根無名沢	2009/2/25 2009/2/26	人為	1		40	54	降雪結晶	70	4f	2	2	しまり(P)	池田
17	柵池高原ヒヨドリ峰	2009/3/7 2009/3/7	人為			42	50	降雪結晶	67	4f	2	1	しまり(P)	SPIN
18	志賀高原前山	2010/2/6 2010/2/8	自然	2		41	91	こしもざらめ	120	4f	2	2	融解・凍結 クラスト(K)	池田
19	乗鞍岳位ヶ原	2010/2/23 2010/2/24	人為		1	28	37	こしもざらめ	42	4f	2	3	融解・凍結 クラスト(K)	SPIN
20	立山 国見岳	2010/11/30 2010/12/1	人為	3	2	34	109	こしもざらめ	132	4f	2	2	しまり(P)	池田

3-3-2 破壊層の特徴

雪崩が発生する際にはスラブの底面において弱層または weak interface : 層境界が破壊される。ここでは弱層と weak interface を併せて破壊層(fracture layer Jamieson, 1995)と呼ぶこととする。

1) 破壊層の雪質

観測された 20 事例の内、破壊層の雪質が判明しているものは 19 件である(弱層 18 件、weak interface 1 件)。これらの中で最も多くみられたのは、こしもざらめ雪の弱層であり 19 件中 10 件(53%)であった(降雪結晶弱層 5 件(26%)、しもざらめ雪弱層 3 件(16%))。こしもざらめ雪弱層は観察時には強い温度勾配がみられないこと、比較的積雪表面付近に位置していることから、すべて NSFC:表面付近で短期間に形成されたこしもざらめ雪弱層(Birkeland, 1998)であると考えられる。一方、しもざらめ雪弱層は、観察時にも強い温度勾配が確認されていること、積雪下部に位置していることから、地面付近において長時間にわたって形成されたと考えられる。なお、weak interface については、融解・凍結クラストと新雪の境界における破壊が 1 件(6%)確認された。

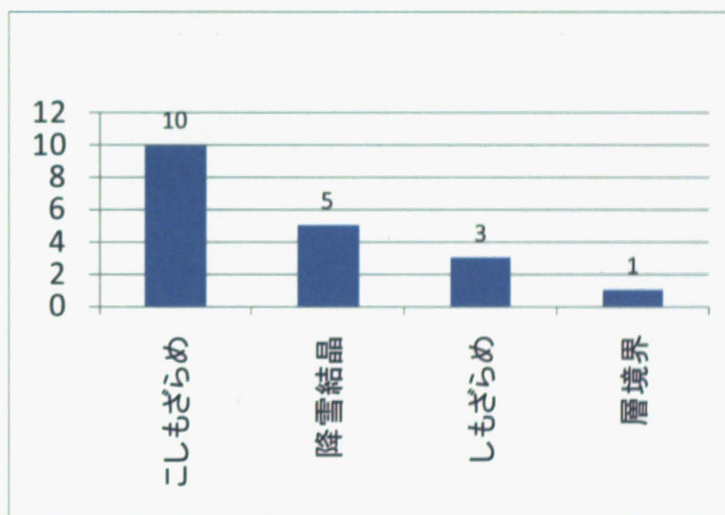


図 3-1 破壊層の雪質

2) 破壊層の位置(深さ)

観測された 20 件の雪崩事例において、破壊層の位置はすべて積雪表面から 30cm よりも深い位置にあった。20 件中 5 件については、積雪表面から 100cm を超えるが、その内 4 件は多量降雪時に発生した大規模な自然発生雪崩であった。人為発生雪崩においては、国見岳の事例の 1 件を除いて 100cm 未満であった。国見岳の事例では、積雪断面観測を実施した箇所においては、130cm であったが、場所により 10cm~150cm と多様であり、雪崩の誘発点では、破壊層の位置は、100cm より浅さかった可能性がある。

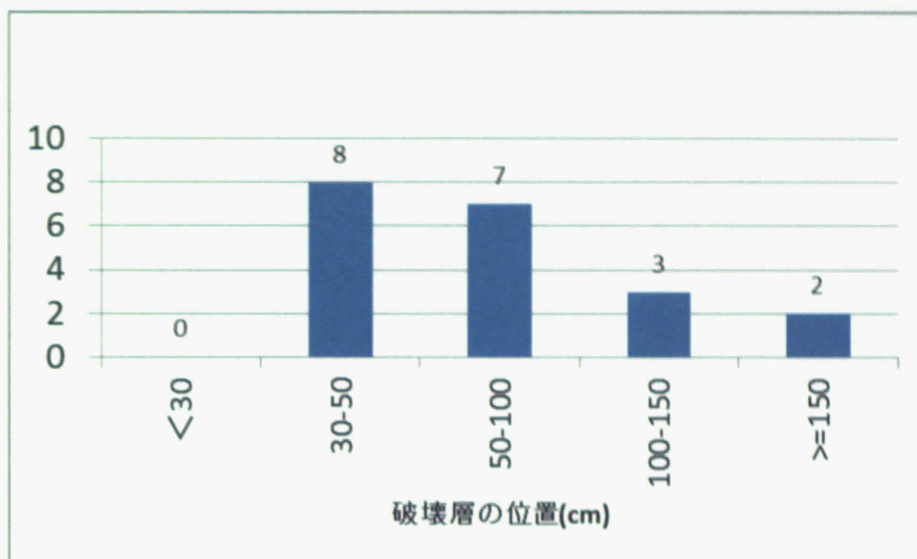


図 3-2 破壊層の位置(深さ)

3) 弱層とすべり面または weak interface の上下の層の硬度差

弱層とすべり面または weak interface の上下の層の硬度が観測されているものは 20 件中 14 件であった。この 14 件すべてにおいてハンドテストによる硬度差は 2 段階以上であった。

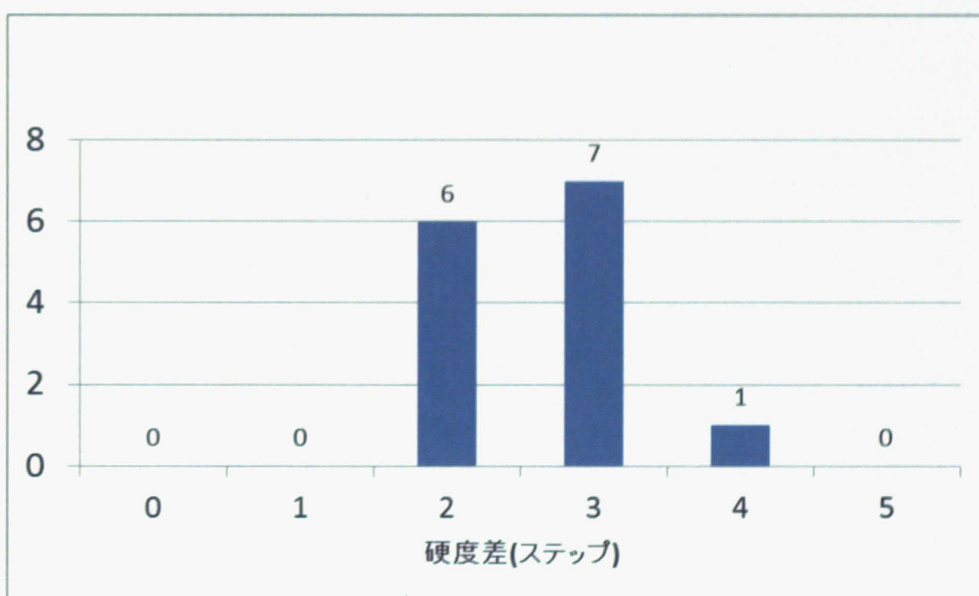


図 3-3 弱層とすべり面または weak interface の上下の層の硬度差

4) 弱層の硬度

弱層の硬度が観測されている事例は 20 件中 16 件であった。弱層の硬度はすべて 4f 以下の比較的やわらかい層であった。

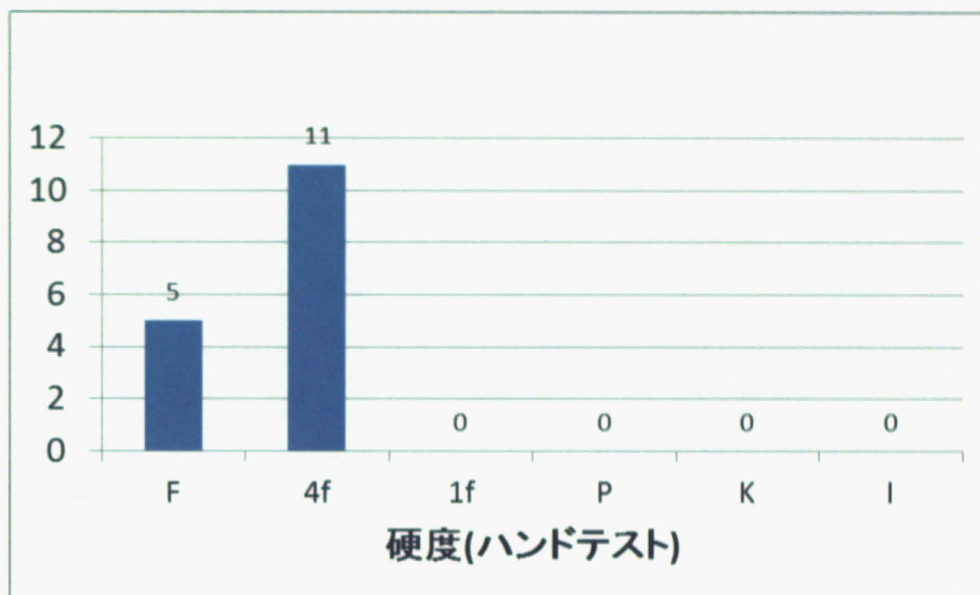


図 3-4 弱層の硬度別観測数

5) 弱層の厚さ

20 件中 18 件について弱層の厚さが観測されている。18 件中 15 件については弱層の厚さは 10cm 以下であり特に 1cm～3cm の厚さの観測数が 11 件と多い(61%)。弱層の厚さが 10cm を超えている 3 事例は、すべて地面付近において発達した、しもざらめ雪弱層であり、これらの事例においては、全層雪崩として雪崩が発生していた。

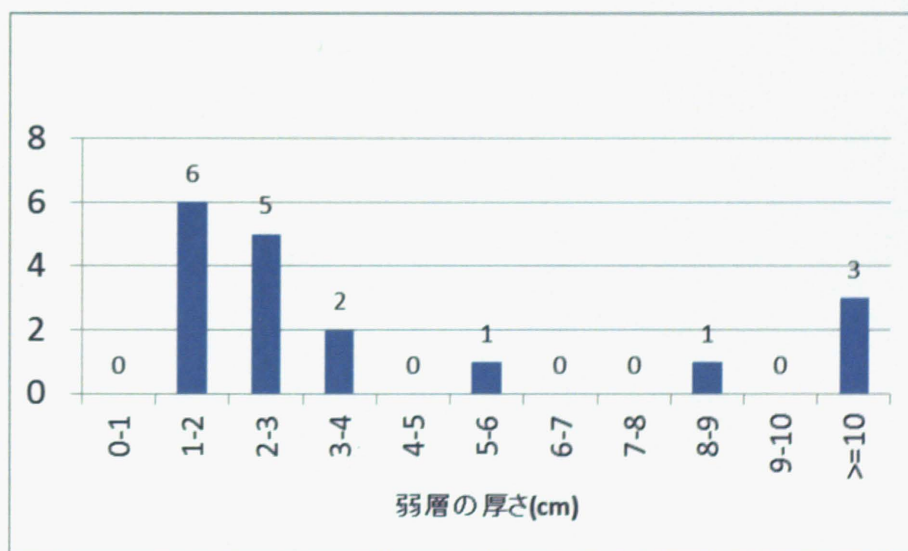


図 3-5 弱層の厚さ

3-3-3 すべり面の特徴

1) すべり面の種類

すべり面の雪質は、融解・凍結クラストが最も多く、次いでしまり雪層であり、比較的高密度で硬度の高い旧雪層である。3件においては地面がすべり面となっているが、これらは、しもざらめ雪弱層による雪崩で全層雪崩として発生したものである。

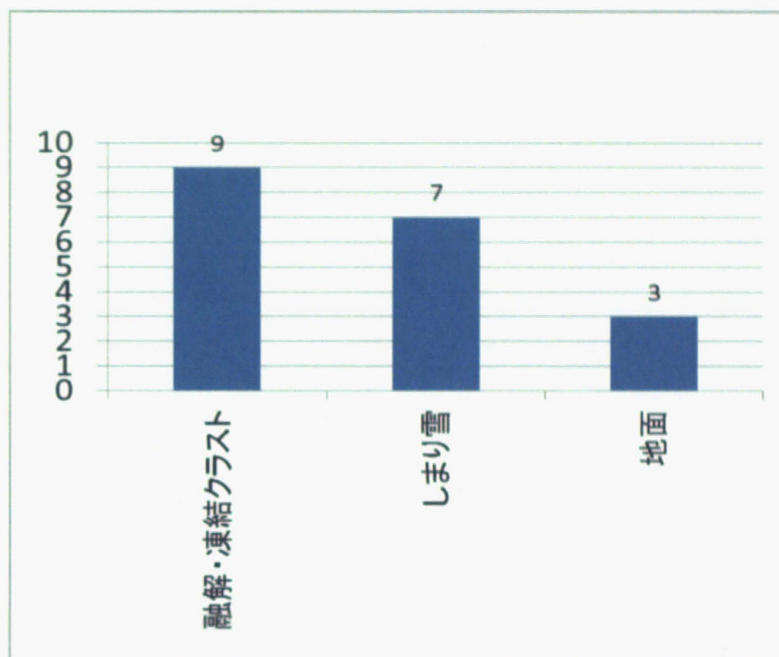


図 3-6 すべり面の種類別観測数

2) すべり面の硬度

滑り面の硬度のほとんどはP以上の比較的硬い層でありPが最も多く観測された。

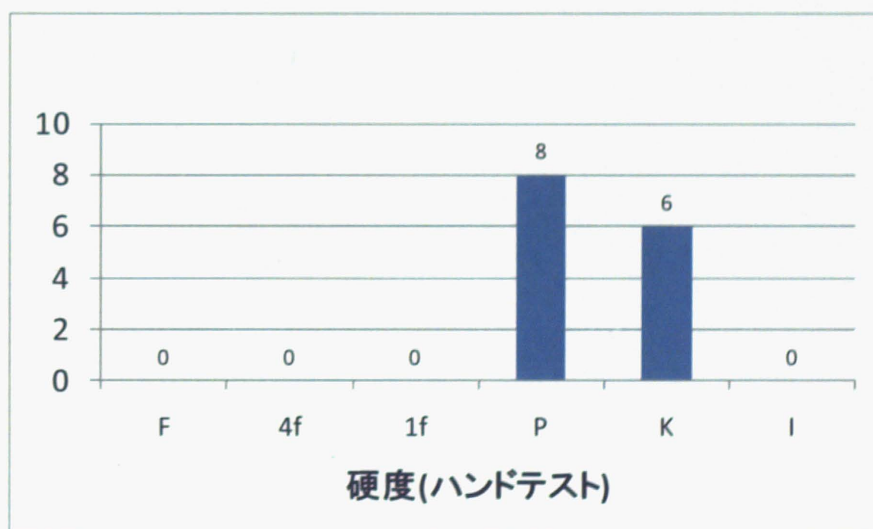


図 3-7 すべり面の硬度

3-3-4 スラブの特徴

スラブは積雪表層に位置するため、その性質については雪崩発生後から調査実施時まで大きく変化している場合もあると考えられる。このため、ここでは厚さのみを示すこととする。

スラブの厚さは最も薄いもので 27cm、最も厚いものは 190cm であった。人為発生 of 雪崩において最も厚いスラブは 61cm であり、それより厚いものはすべて大量降雪中または直後に発生した大規模な自然発生雪崩のものであった。最も多く観測されているのは 30～50cm で 20 件中 9 件(45%)であった。

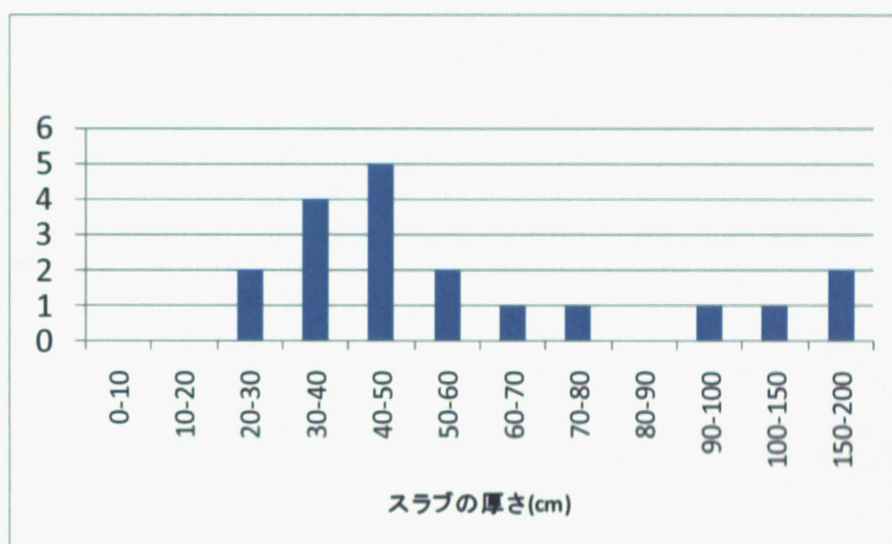


図 3-8 スラブの厚さ

3-4 中部山岳地において雪崩をもたらす積雪構造とカナダ、スイスとの比較

中部山岳地において雪崩をもたらす積雪構造の特徴を明らかにするためにカナダとスイスで人為発生雪崩の雪崩破断面で実施された積雪断面観測データと比較する。ここでは、McCammon and Schweizer (2002)において示されたデータを比較対象とする。このデータは、人為発生雪崩に対象を絞っているため、比較に当たっては、観測された20件の内、12件の人為発生雪崩のみとした(表 3-1)。比較する項目は、弱層の位置(深さ)、弱層の厚さ、弱層とすべり面の硬度差、弱層の種類 の4項目である。

3-4-1 弱層の位置

弱層の位置を図 3-9 に示す。スイス・カナダにおいて観測された雪崩の弱層の位置のほとんど(96%)が1m以下であるが、中部山岳地においても同様(90%)であった。国見岳の事例の1件のみにおいて100cmを超えているが、これは、3-3-2で述べたように実際の誘発点の深さは、より浅さかった可能性がある。

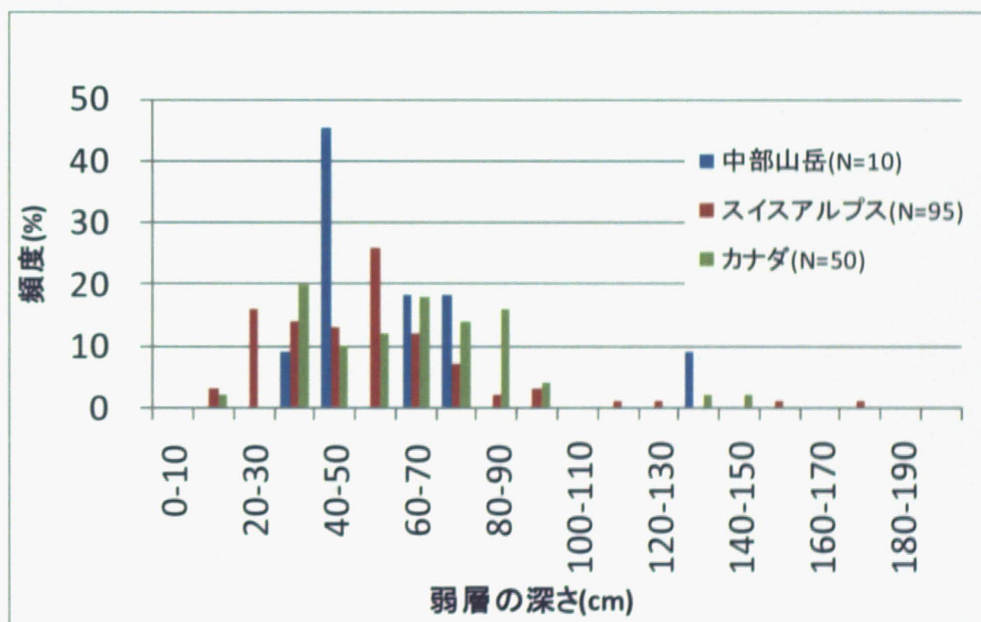


図 3-9 スイス・カナダの事例との比較：弱層の深さ

3-4-2 弱層の厚さ

弱層の厚さを図 3-10 に示す。スイス・カナダにおいて観測された雪崩の弱層の厚さのほとんど(76%) が 10cm 以下であるが、中部山岳地においても同様(70%)であった。

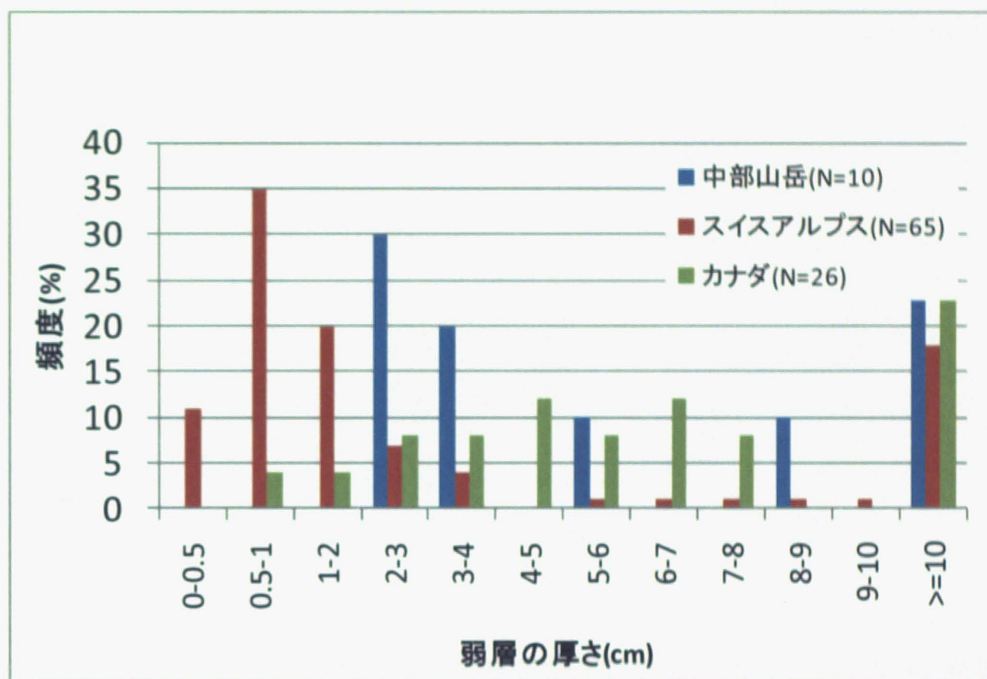


図 3-10 スイス・カナダの事例との比較：弱層の厚さ

3-4-3 弱層とすべり面の硬度差

弱層とすべり面の硬度差を図 3-11 に示す。スイス・カナダにおいて観測された雪崩の弱層とすべり面の硬度差のほとんど(90%)が 1 ステップよりも大きいですが、中部山岳地においては、すべての事例において 2 ステップ以上の差がみられた。

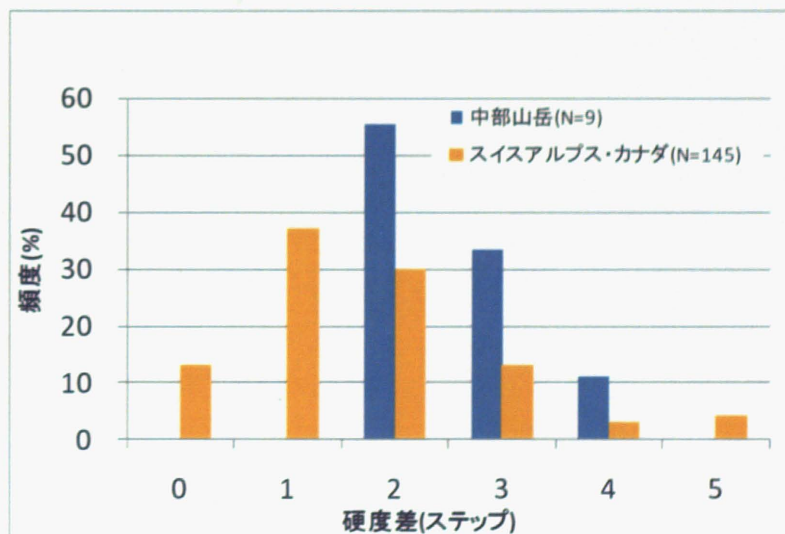


図 3-11 スイス・カナダの事例との比較：弱層とすべり面の硬度差

3-4-4 弱層の種類

弱層の種類別観測数を図 3-12 に示した。スイス・カナダにおいて観測された雪崩の弱層の種類ほとんど(86%)は持続型の弱層(こしもざらめ雪、表面しも、しもざらめ雪)であるのに対し、中部山岳地においては持続型弱層は比較的少なく(67%)、非持続型弱層である降雪結晶弱層の比率が 33%と大きかった。

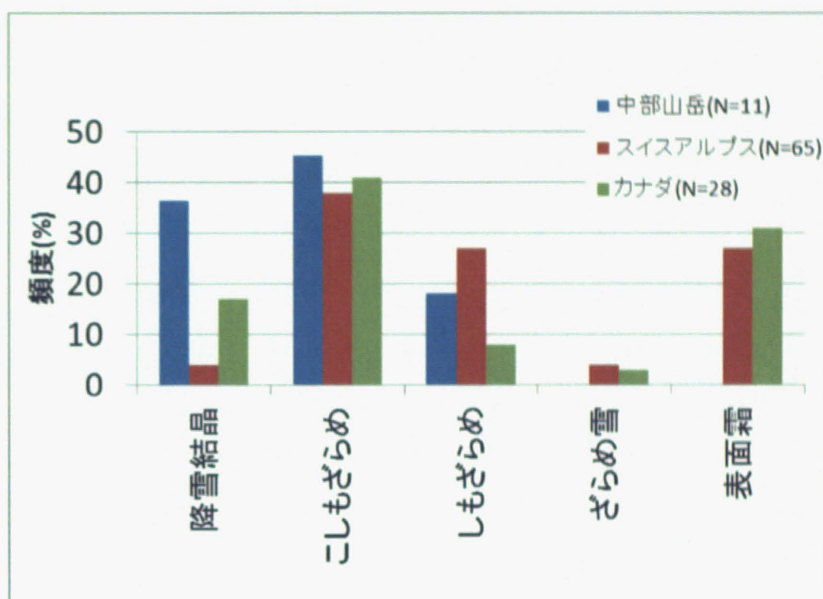


図 3-12 スイス・カナダとの比較：弱層の雪質

3-5 考察とまとめ

3-5-1 中部山岳地において雪崩をもたらす積雪の脆弱性

積雪の脆弱性において重要な要因である弱層とすべり面に着目すると、中部山岳地において典型的な雪崩をもたらす積雪の脆弱性として以下の4つを挙げることができる。ここでは、典型的な5つの事例を示し、それらの積雪の脆弱性の特徴について述べる。

- ・表層付近で形成されたこしもざらめ雪弱層(19件中10件：53%)
- ・降雪結晶弱層(19件中5件：26%)
- ・地面付近に厚く発達したしもざらめ雪弱層(19件中3件：16%)
- ・融解・凍結クラストによって形成されたすべり面(19件中9件：48%)

1) 表層付近で形成されたこしもざらめ雪弱層による雪崩

表層付近で形成された、こしもざらめ雪弱層(NSFC : Near Surface Faceted Crystals)による雪崩は弱層の雪質が明らかになっている全19件中10件(53%)であった。このタイプの雪崩の典型的な事例として富山県国見岳で2010年11月30日に発生した雪崩の積雪構造と弱層の写真をそれぞれ図3-14および写真3-4に示した。NSFCは、積雪表面付近が日射や放射冷却の影響を受け、積雪に温度勾配がもたらされることによって形成される(図3-13)。その後の降雪によって埋没すると、温度勾配は弱くなるが、こしもざらめ雪は、焼結が進みにくく、一旦形成されると長期間にわたって脆弱な状態が保たれるので持続型弱層 : persistent weak layer といわれる(Jamieson, 1995)。

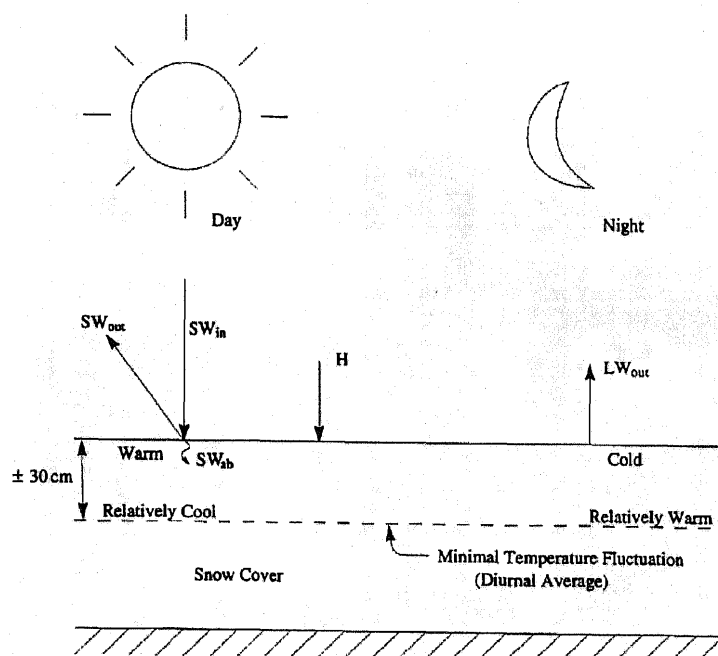


図 3-13 表層付近のこしもざらめ雪層(NSFC)の形成過程(Birkeland, 1998)

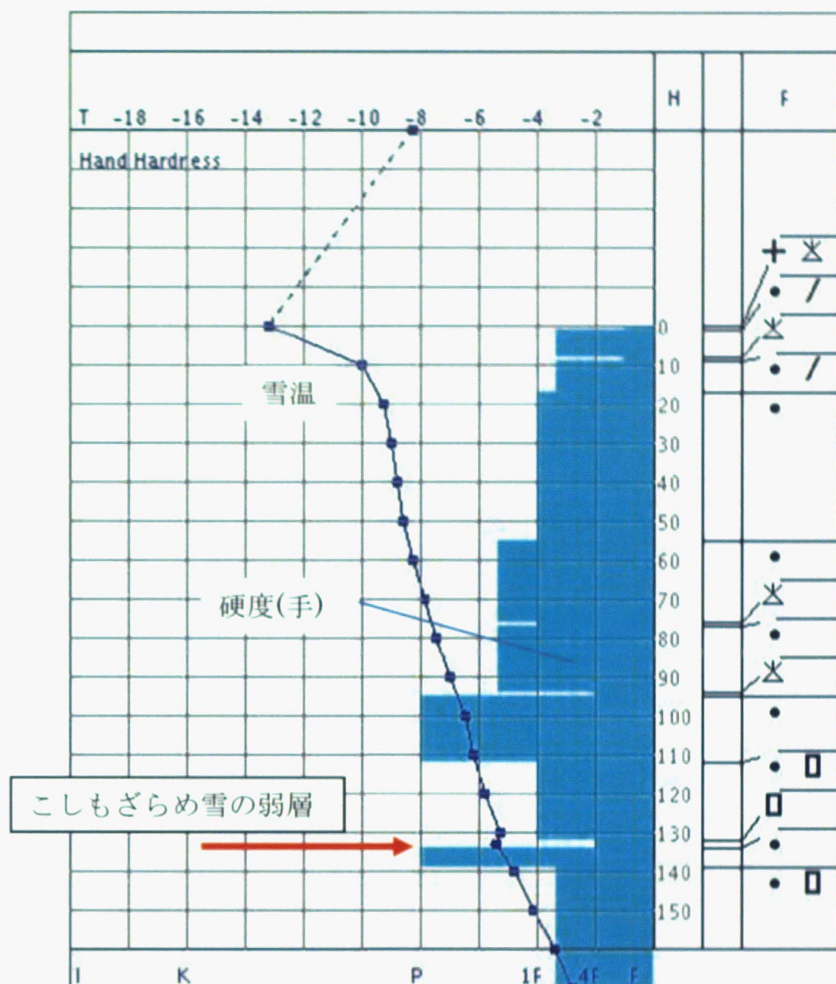


図 3-14 立山国見岳雪崩(2010 年 11 月 30 日発生)の破断面の積雪構造
 F: 雪質、I、K、P、1F、4F、F: 硬度(手)、T: 雪温、H: 積雪層の位置 (cm)
 (雪質および硬度については、それぞれ表 2-2、表 2-4 を参照)

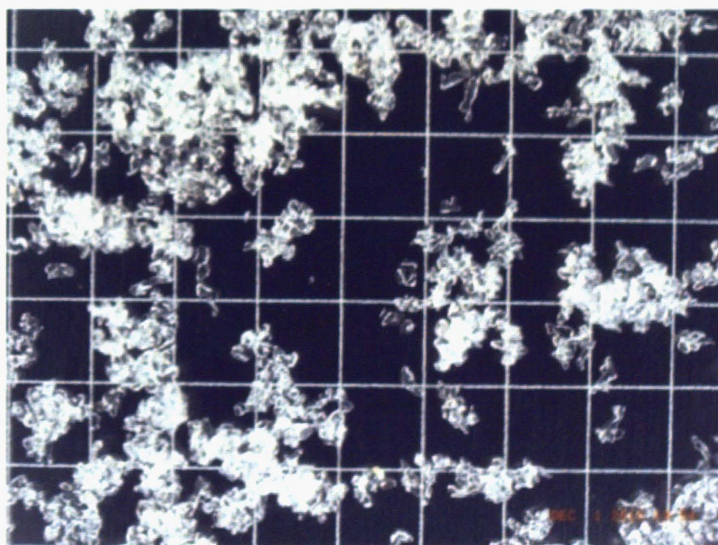


写真 3-4 表層付近で形成されたこしもざらめ雪(立山国見岳雪崩 2010 年 11 月 30 日発生)
 背景のマス目は 3×3mm

2) 降雪結晶弱層による雪崩

降雪結晶弱層による雪崩は全 20 件中 5 件(26%)であった。このタイプの雪崩の典型的な事例として長野県白馬村八方尾根無名沢で 2009 年 2 月 30 日に発生した雪崩の積雪構造と弱層の写真をそれぞれ図 3-15 および写真 3-5 に示した。降雪結晶弱層は、大型で雲粒の付着の少ない降雪結晶によって形成される。このような弱層は、大型の結晶が破壊されにくい、風の弱い条件下で形成されるといわれている(秋田谷, 1987)。降雪結晶弱層は、こしもざらめ雪弱層等の持続型弱層に比べると短期間で強度を増すことから非持続型弱層: **non persistent weak layer** といわれる(Jamieson, 1995)。なお、中部山岳地で観察された事例においては、5 件中 5 件において、すべり面はしまり雪によって形成されていた。

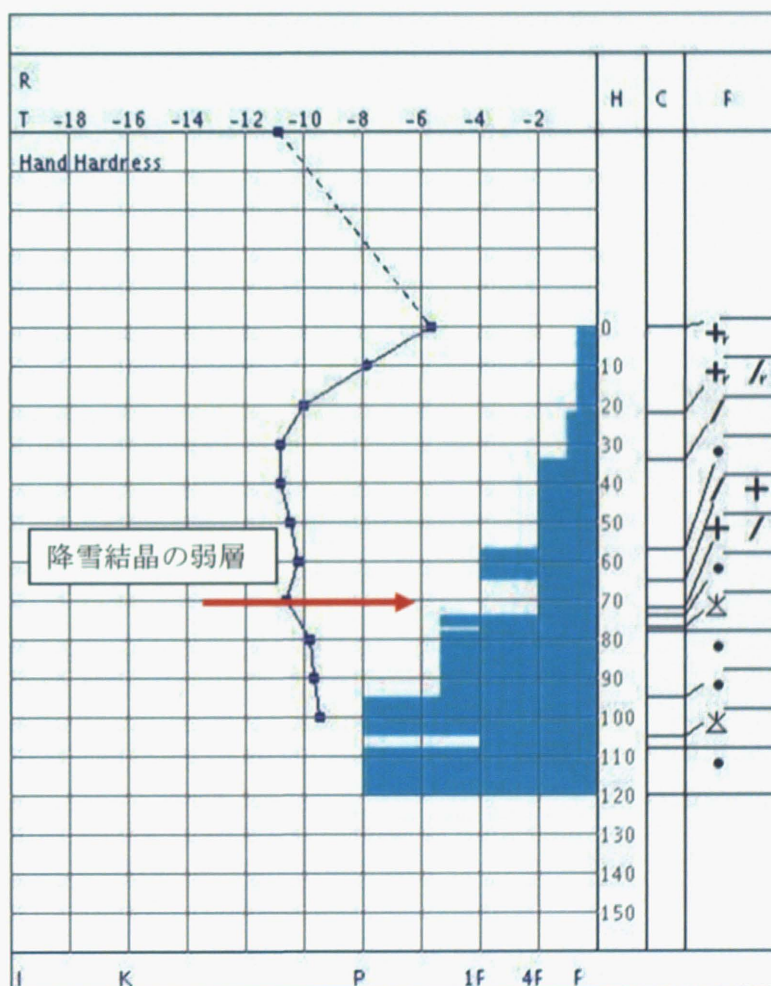


図 3-15 八方尾根無名沢雪崩(2009 年 2 月 25 日発生)の破断面の積雪構造

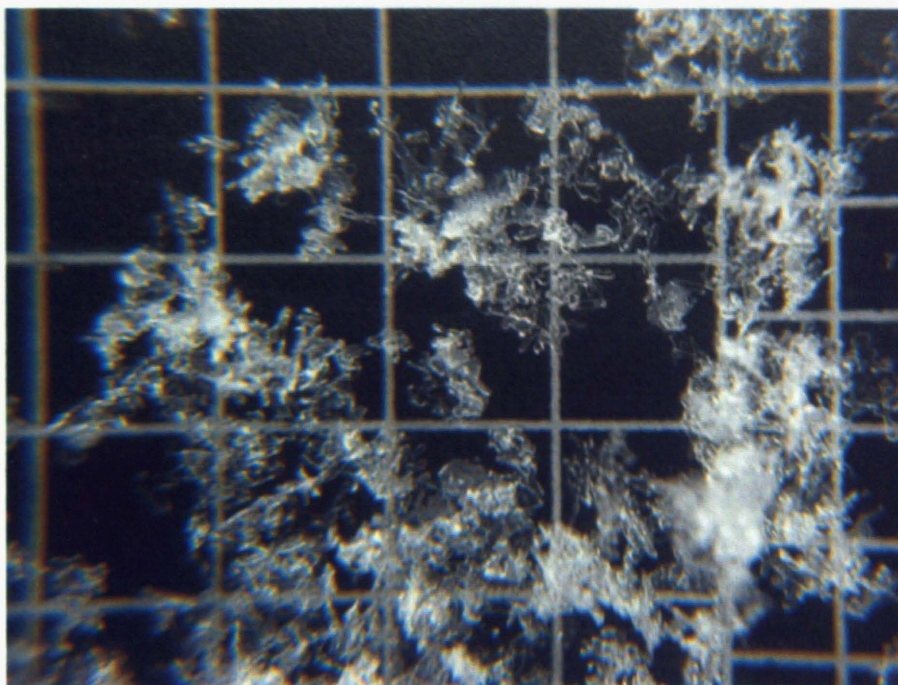


写真 3-5 雲粒無し降雪結晶(無名沢雪崩 2009 年 2 月 25 日発生) (背景のマス目は $3 \times 3\text{mm}$)

3) 地面付近に厚く発達したしもぎらめ雪弱層による雪崩

地面付近に厚く発達したしもぎらめ雪弱層による雪崩は全 20 件中 3 件(16%)であった。このタイプの雪崩の典型的な事例として長野県車山で 2009 年 1 月 23 日に発生した雪崩の積雪構造と弱層の写真をそれぞれ図 3-16 および写真 3-6 に示した。しもぎらめ雪弱層は、温かく保たれた地面(日本の積雪地域においては通常 0°C)と気温や放射冷却にさらされる雪面との間に生じる温度勾配が強い場合によって地面付近から積雪全層にわたって形成される(Akitaya, 1974)。一般に温度勾配が $10^{\circ}\text{C}/\text{m}$ を超えるとしもぎらめ雪化が進行すると言われている(McClung and Schaerer, 2006)が、NSFC とは異なり、長期間にわたって強い温度勾配に曝され続けることにより、しもぎらめ雪化が進み、発達したしもぎらめ雪となる。焼結が進みにくく、一旦形成されると長期間にわたって脆弱な状態が保たれるので持続型弱層 : persistent weak layer といわれる(Jamieson, 1995)。

この弱層は地面付近に厚く形成されるが、全層に占める割合が高いため積雪が全体的に脆弱となる。このため地面をすべり面とした全層雪崩として発生することが特徴である。たとえば、詳細な観測データのある車山雪崩(2009 年 1 月 23 日発生)においては、全層に占めるしもぎらめ雪、こしもぎらめ雪層の層厚が約 90%と高く、プッシュプルゲージによって計測された硬度が、全層平均で 82kPa であった。

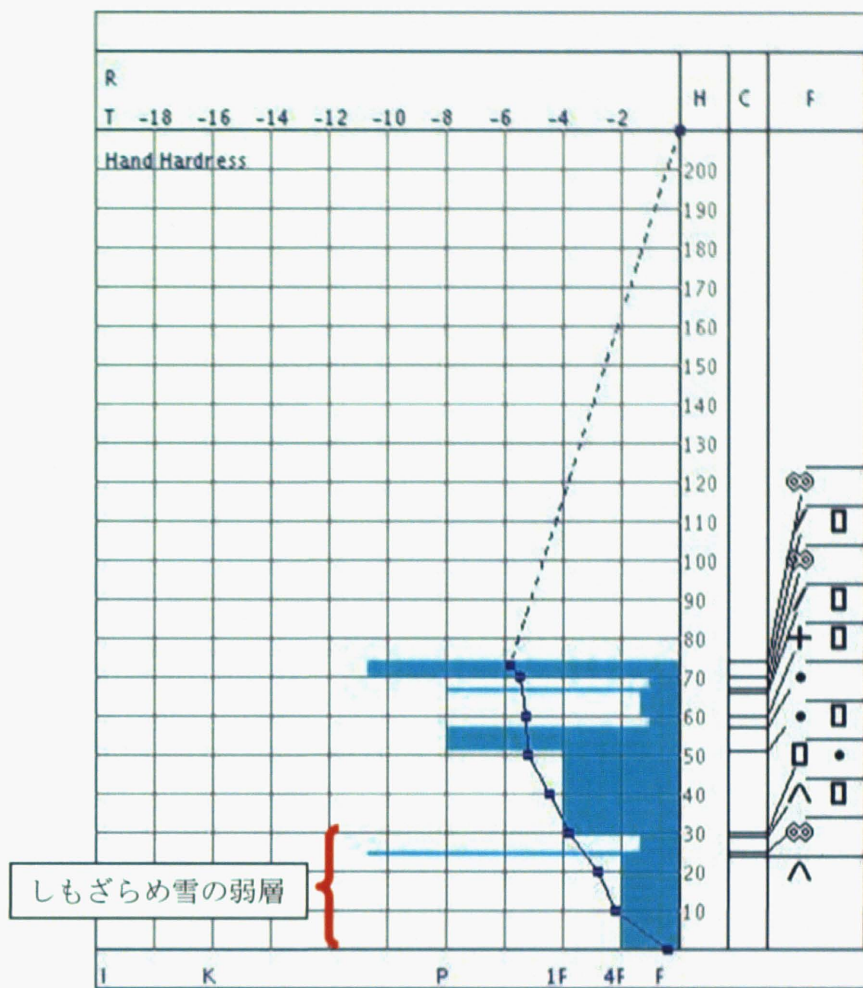


図 3-16 車山雪崩(2009 年 1 月 23 日発生)の破断面の積雪構造

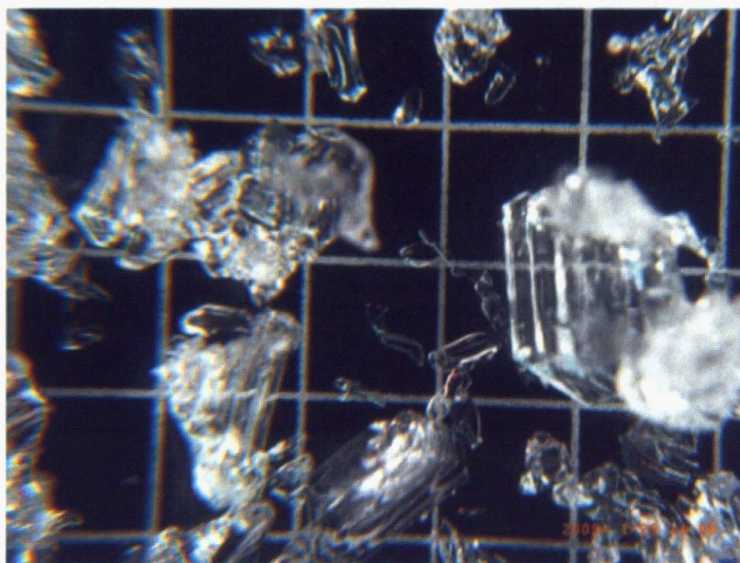


写真 3-6 しもざらめ雪(車山雪崩 2009 年 1 月 23 日発生)

4) 融解・凍結クラストによって形成されたすべり面に関連した雪崩

融解・凍結クラストによって形成されたすべり面に関連した雪崩は全 20 件中 9 件(45%)であった。このタイプの雪崩の典型的な事例として長野県志賀高原前山 2010 年 2 月 16 日に発生した雪崩の積雪構造を図 3-18 に示した。融解・凍結クラストは、積雪表面が日射、高温、降雨等によって一旦融解した後に再凍結することによって形成される(Jamieson, 2006)。一旦融解した層は温度が高くなるため後の降雪との間に温度勾配がもたらされ、しばしば融解・凍結クラストの上にこしもざらめ雪が形成される(Birkeland, 1998 図 3-17)。また、再凍結することによって形成された融解・凍結クラストは硬度が高いため、しばしば後の降雪との結合が悪くなり結合の弱い層境界: **weak interface** を形成する。中部山岳地において観測された融解・凍結クラストとこしもざらめ雪弱層の組み合わせによる雪崩の事例は 8 件であり、**weak interface** の事例は 1 件であった。一旦形成されると長期間にわたって存在し脆弱な状態が保たれるので持続型の脆弱性: **persistent weakness** ともいわれる(Haegeli and McClung, 2007)。

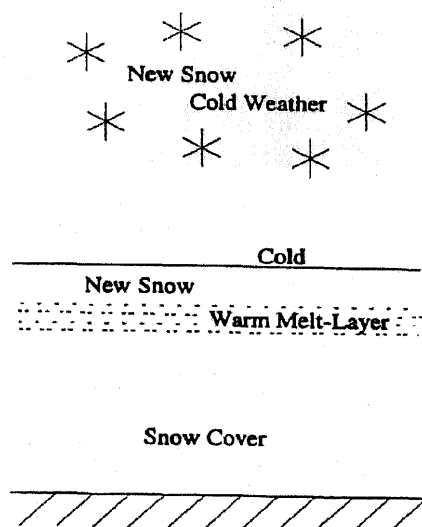


図 3-17 融解・凍結クラストの形成過程左と融解・凍結クラスト上のこしもざらめ雪層の形成過程(Birkeland, 1998)

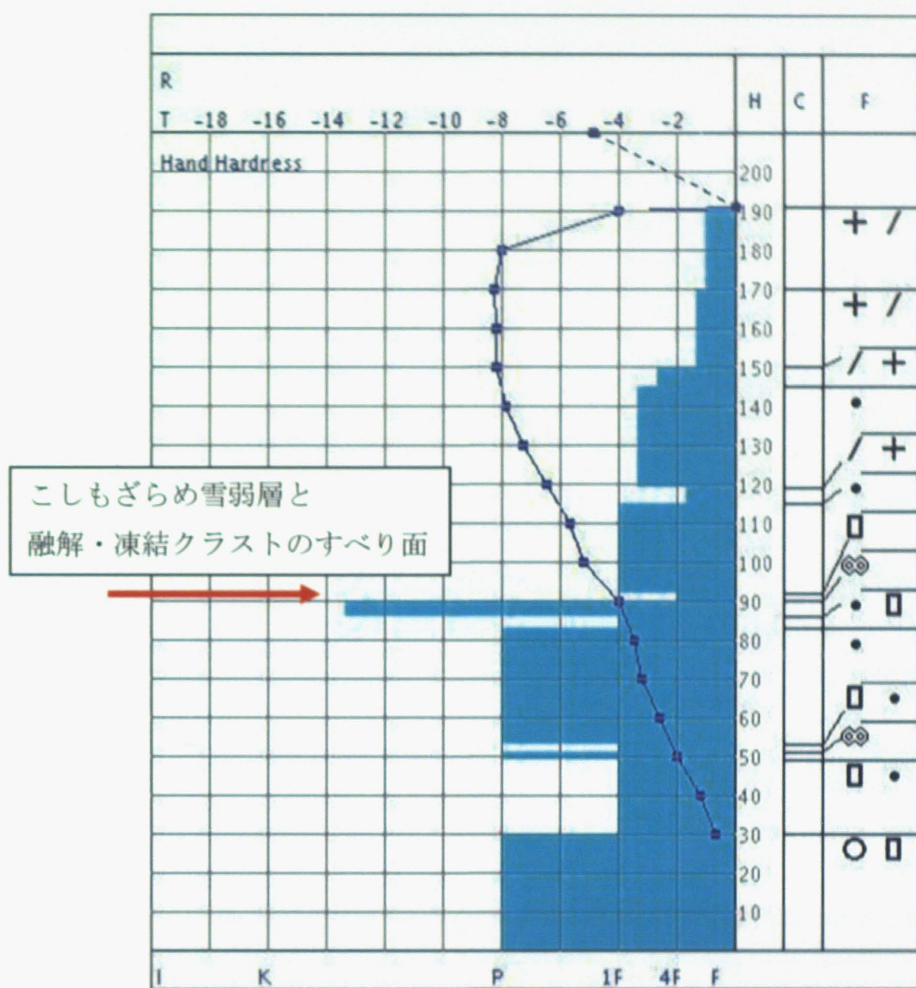


図 3-18 志賀高原前山雪崩(2010年2月16日発生)の破断面の積雪構造

3-5-2 カナダ・スイスと比較した場合の特徴

弱層の位置(深さ)、弱層の厚さ、弱層とすべり面の硬度差等、雪崩の発生と関連性が深い構造的な特徴については、カナダ・スイスとほぼ同様であるといえる。この点は、McCammon and Schweizer (2002)においてカナダとスイスにおいて顕著な差異がみられなかったことと一致しており、このような構造的な特徴が気候に依存しないことを示唆している。一方、弱層の雪質においては顕著な差異がみられた。McCammon and Schweizer (2002)において、カナダでは、スイスに比べて降雪結晶の弱層の比率が高く、しもざらめ雪弱層の比率が低いことが示されている。これについて、McCammon and Schweizer (2002)では、カナダとスイスの気候の差異による特徴が表れていることが指摘されている。すなわち、比較的温暖・多雪な気候を持つ沿岸性の地域が多いカナダに対し、スイスは寒冷・少雪な内陸性の気候を持つ地域であるという気候に依存する差異である。この観点から中部山岳地のデータをみると、沿岸性の地域で卓越すると考えられる降雪結晶の弱層の比率がカナダにも増して顕著に高い(カナダ：18%、中部山岳地：37%)。しかし、一方で、中部山岳地におけるしもざら雪弱層の比率は18%であり、スイスの38%に比べると低いもの、カナダの8%に比べるとかなり高い。

このように、沿岸性の気候において卓越するといわれる、降雪結晶弱層と内陸性の気候において卓越するといわれる、しもざらめ雪弱層という両極端な脆弱性により雪崩が発生しているということが中部山岳地における特徴である。これは、2章で示した「北米では1000km程度の水平距離のスケールで現れるような極端な雪・雪崩気候差異が、中部山岳地では僅か100km程度のスケールにおいて現れる」ということを雪崩事例からも裏付ける結果である。

また中部山岳地においては、カナダ、スイスと比べ、特に降雪結晶弱層の比率が高いため、降雪結晶弱層は特に注意すべき脆弱性であるといえる。

3-5-3 まとめ

中部山岳地において発生した20件の雪崩事例の積雪構造を分析した結果、こしもざらめ雪弱層(NSFC)：持続型の脆弱性、降雪結晶弱層：非持続型の脆弱性、しもざらめ弱層：持続型の脆弱性、融解・凍結クラストによって形成されたすべり面：持続型の脆弱性の4つのタイプが中部山岳地において雪崩をもたらす典型的な脆弱性であることがわかった。

また、カナダ・スイスにおける観測データと比較した結果、中部山岳地では、降雪結晶弱層としもざらめ雪弱層という両極端の気候において卓越する弱層の双方が多くみられ、比較的狭い範囲内で多様な積雪特性を持つということが示された。特に降雪結晶弱層による雪崩は、カナダ・スイスと比べて発生率が高く、中部山岳地において、特に注意すべき脆弱性であると考えられる。

第4章 降雪結晶弱層による積雪脆弱性の形成過程

4-1 はじめに

ここでは、非持続型の脆弱性である降雪結晶弱層による雪崩に着目する。第3章において中部山岳地ではカナダ、スイスに比べ降雪結晶弱層に関連した雪崩の事例が高頻度にみられることが示された。カナダ、スイスにおける人為発生雪崩の多くは持続型の弱層によるものであり、降雪結晶弱層に関連した雪崩による事故は稀であるといわれている(Jamieson and Johnston, 1992)。本章においては、特に詳細な観測結果が得られた無名沢雪崩(2009年1月25日発生)に着目し、降雪結晶弱層による雪崩が発生する際の積雪脆弱性の形成過程を明らかにし、中部山岳地において降雪結晶弱層による雪崩の発生率が高い原因について考察した。

4-2 無名沢雪崩における雪崩発生時の積雪・気象状況

2009年1月25日に八方尾根無名沢において発生した雪崩の破断面において、翌26日に積雪断面観測を実施した。ここでは、この積雪断面観測結果と、日本雪崩ネットワークが運営しているインターネット上の山岳積雪・雪崩情報交換システムである雪の掲示板(<http://nadare.jp/snowbbs2/index.html>)の記録および、中部山岳地の広域において行った積雪断面観測のデータなどを基に、この雪崩発生の原因となった積雪不安定性の形成過程およびその空間的な分布について考察を行う。

4-2-1 破断面の積雪構造

雪崩発生日翌日の1月26日に、雪崩破断面を含む積雪において斜面の最大傾斜方向に積雪断面を作成し、観測を行った(写真4-1)。観測結果を図4-1に示す。

積雪表面(0cm)から22cmまでは、硬度Fの新雪(層の境界の状況などから雪崩発生後の降雪によるものであると判断した)、その下は徐々にしまって硬度を増していき、57から65cmは硬度1Fのしまり雪層となっていた。その下(65-74cm)には厚さ9cm、硬度4Fの新雪・こしまり雪層があり、74cmより下には硬度1Fのしまり雪層があった。このしまり雪層は斜面の最大傾斜方向の積雪断面において、雪崩破断面よりも下方においても確認することができたことから、この層がすべり面になったと判断した(写真4-1)。

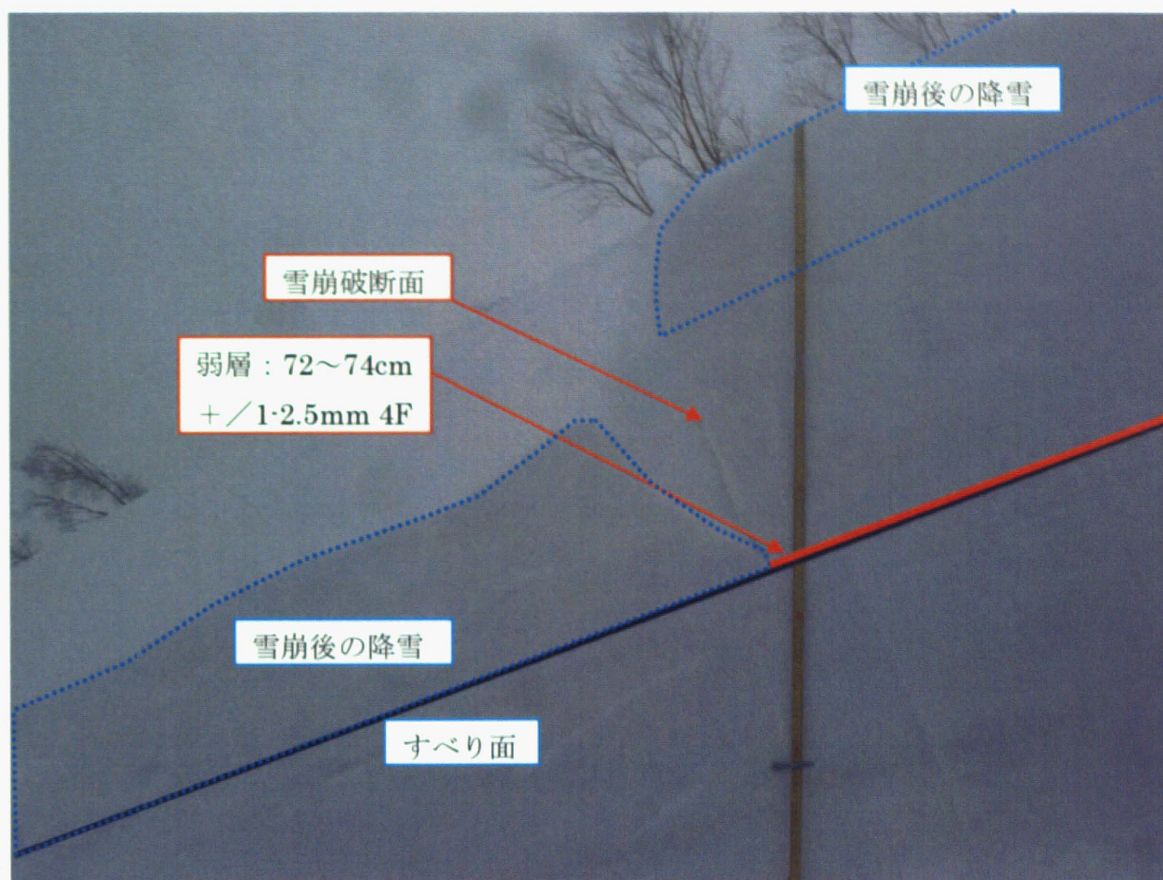


写真 4-1 無名沢雪崩(2009年1月25日発生)における破断面の積雪断面

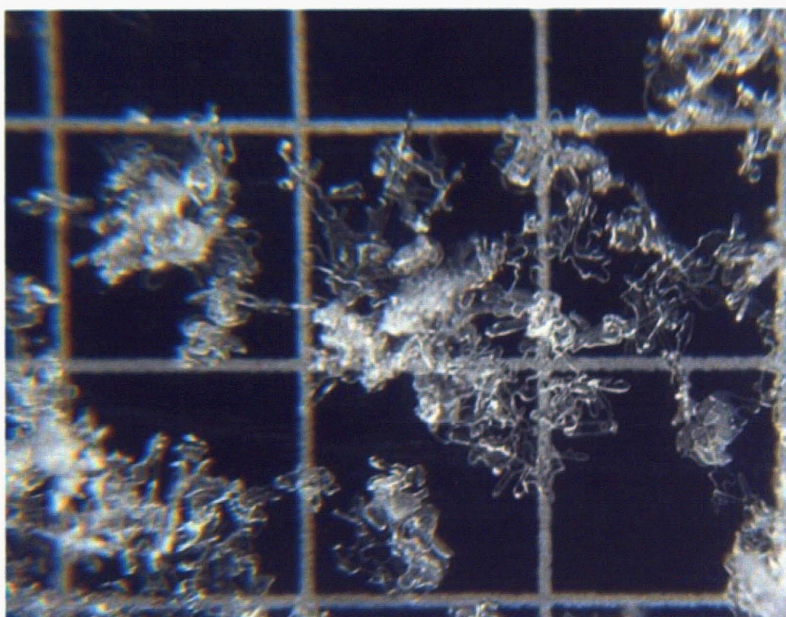


写真 4-2 弱層を形成していた板状の雲粒なし降雪結晶(背景の升目は3mm)

複数回のシャベルコンプレッションテストにより、65・74cm の新雪・こしまり雪層の下部である 73cm 付近において Hard の強度(表 2-5 参照)で平滑な破壊がおこることを確認することができた。破壊のおこった部分を詳細に観察すると、72・74cm の層は特に雲粒の付着が少なく粒径が大きな板状の降雪結晶(粒径 1.0・2.5mm)により形成されており、結晶の形状も比較的良く残っていた(写真 4-2)。また、この層はシアーフレームテストによって、平滑で脆性的なせん断破壊が起こることが確認できた。

以上から、この雪崩の原因となった積雪構造はスラブ：22-65cm の新雪ーしまり雪層、弱層：72-74cm の新雪・こしまり雪層、すべり面：74cm より下のしまり雪層であると判断した。

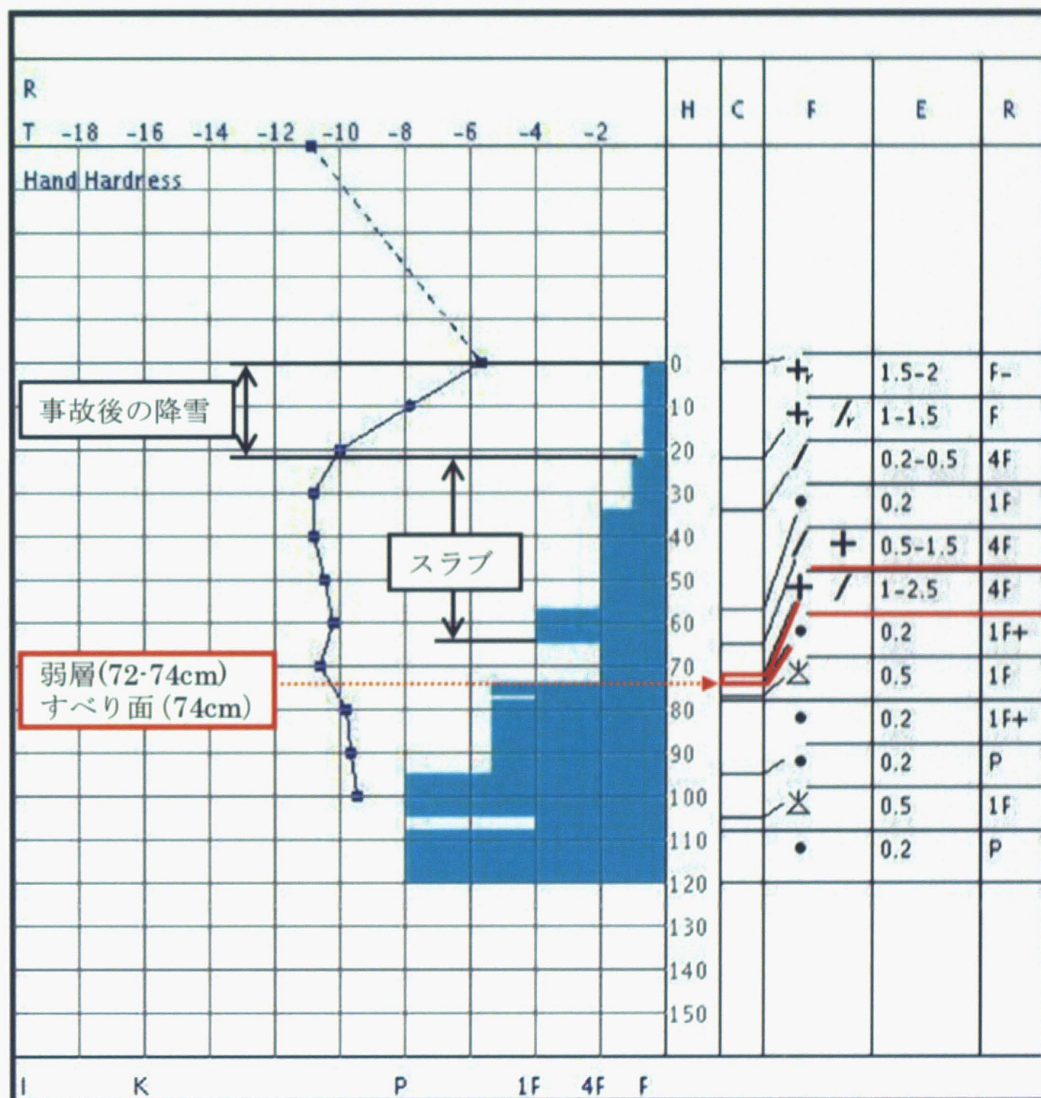


図 4-1 無名沢雪崩破断面における積雪断面観測結果
 観測実施箇所：八方尾根 BC(無名沢雪崩破断面)
 標高 2250m 斜面方位 NE 緯度 N36° 41' 28.7" 経度 E137° 46' 30.4"
 斜面勾配：35°
 観測日時 2009 年 1 月 26 日 14:00

4-2-2 積雪不安定性の形成過程に関する考察

ここでは、雪崩事故日近辺の雪の掲示板の記録、1月24日から25日にかけて中部山岳地の広域において行った積雪断面観測結果、および総観的な気象状況の推移などから、この雪崩の原因となった積雪不安定性の形成過程について考察する。

1) 弱層の形成過程

雪の掲示板では1月23日に白馬近辺において、2種類の不安定性が報告されている。1つは日射による不安定性で、日射の影響を受ける斜面において点発生雪崩が多数確認されている。もう一つは23日朝までの降雪による不安定性で、日射の影響の少ない斜面において小規模な面発生雪崩が確認されている（今回の事故現場付近においても小規模な面発生雪崩が確認されている）。なお、詳細な結晶の確認はなされていないが、降雪による不安定性の原因として、硬度1FからPの旧雪と新しく積もった雪の結合の悪さが報告されている。

また、乗鞍高原(24日)、蓼科高原(25日)、志賀高原(25日)の3つの観測点において、積雪表層付近に大型で雲粒の付着の少ない板状の降雪結晶が確認された（図4-2）。いずれの観測点においてもこれらの降雪結晶の層の上には融解・凍結クラストが確認されている。この融解・凍結クラストは23日の日中の高温と日射(図4-3)によって形成されたものであると考えられ、上記の降雪結晶の層が22日から23日の降雪の際に形成されたことを示している。この23日に形成された融解・凍結クラストに関連する積雪の不安定性が24日から25日にかけて白馬近辺でみられたことが雪の掲示板に記録されているが、今回の雪崩破断面においては、この融解・凍結クラストは確認されていない。このことについては後に述べる。

一般論として、大型で雲粒の付着の少ない降雪結晶は、冬型の気圧配置による対流性の雲では降りにくく、温暖前線や低気圧の前面などに形成される層状雲から降ってくることが多いということが知られている(例えば村上,2005)。ただし、村井(1956)の観察によっても示されているとおり、上記の気象状況以外でもこのような降雪がみられることも事実である。しかし、前述のように、23日の時点で新雪と旧雪の境界における不安定性が確認されていること、雪崩発生前後に水平距離にして100km程度の広域で同様の降雪結晶の層が確認されていることなどから、この雪崩の原因となった降雪結晶の弱層は、22日から23日にかけての低気圧の通過(図4-4)に関連して形成されたと推定できる。

2) スラブの形成過程

弱層形成後の23日には目立った降雪はなかったが、翌24日から25日にかけては冬型の気圧配置(図4-4)になり降雪がみられた。雪の掲示板の記録をみると白馬近辺の山岳地においては、この期間に20~50cm程度の降雪があったことがわかる。これらのことから、今回の雪崩の原因の1つとなったスラブはこの期間に形成されたと考えられる。

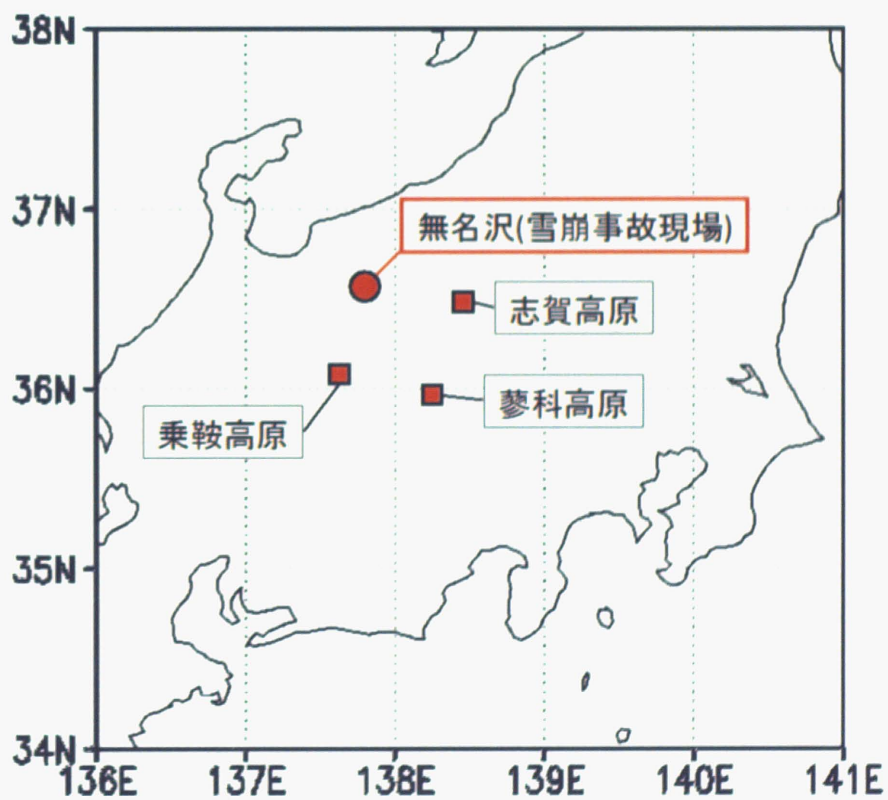
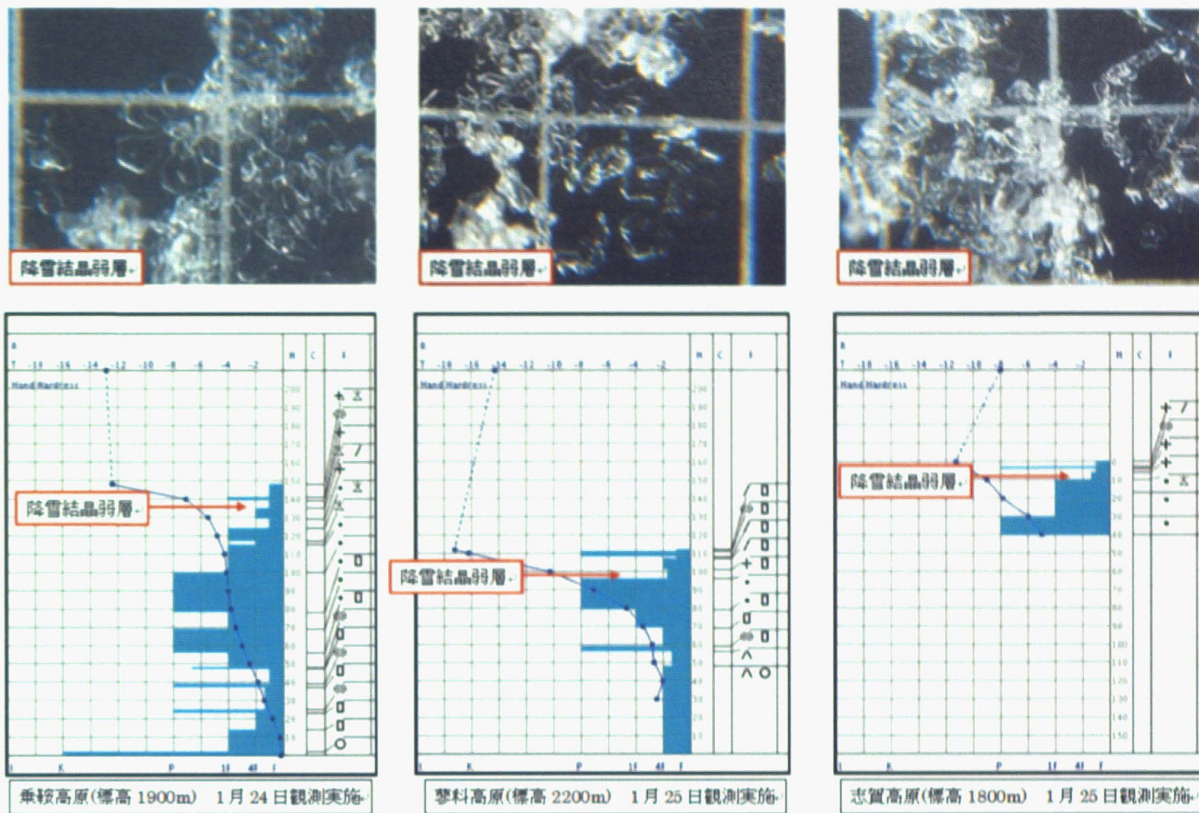


図 4-2 2009 年 1 月 24 日から 25 日にかけて広域で行った積雪断面観測の結果

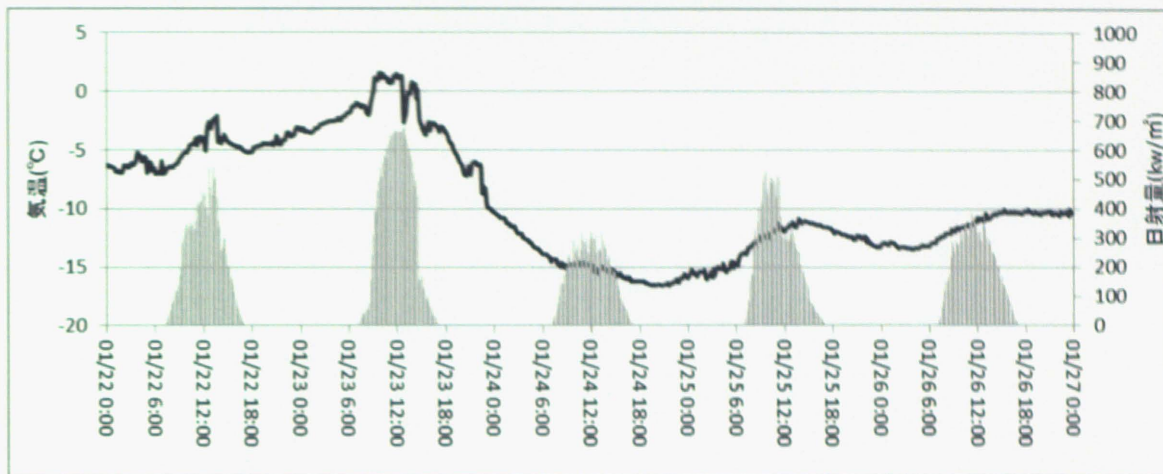


図 4-3 2009 年 1 月 22 日～27 日の八方尾根(標高 1900m)の気温と日射
(観測：防災科学研究所 雪氷防災研究センター)

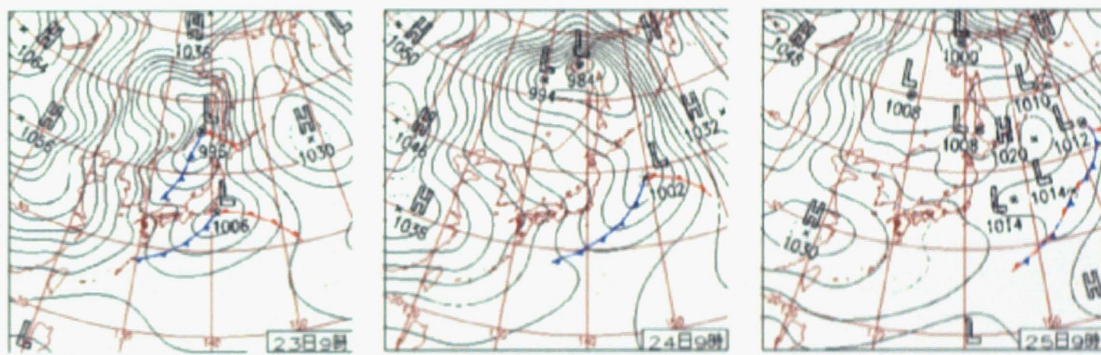


図 4-4 2009 年 1 月 22 日から 25 日にかけての地上天気図(気象庁：日々の天気図より)

以上をまとめると、今回の雪崩の原因となった積雪の不安定性は、低気圧の通過に関連した降雪により弱層が形成された後に一旦好天期があり、その後の冬型の気圧配置による降雪によりスラブが形成されたことによりもたらされたと考えられる。弱層の形成から雪崩の発生までに 3 日程の日数があり、この期間弱層が保存されていたことになる。欧米においては、Brown, et al. (2006)の観測によれば 10 日間以上脆弱な状態が持続した例もあるが、降雪結晶の弱層の持続期間の目安は一般的に降雪直後～2・3 日程度といわれていることから(例えば Tremper, 2009)、今回の弱層は比較的長い期間保存されていたといえる。

4-2-3 積雪不安定性の空間的な分布に関する考察

当時は比較的天気も良く休日であったこともあり、多くのバックカントリーユーザーが活動していたと考えられるが、無名沢の他には雪崩事故の報告はなかった。また、25日の雪の掲示板の記録においても、23日に形成された融解・凍結クラストに関連した不安定性の報告はあったものの、この雪崩の原因となった積雪不安定性に関する報告はなかった。以上のことから、この雪崩発生に関連した積雪不安定性の空間的な分布は限定的であったと考えられる。ここでは、なぜ、この雪崩発生に関連した積雪の不安定性が限定的であったかということについて考察する。

1) スラブの形成過程と冬型降雪の影響範囲

まず、スラブの形成過程と冬型降雪の影響範囲について考察する。4-2-2で述べたように弱層は低気圧の通過に関連して形成されと考えられるため、日本海側、太平洋側に関係なく広範囲において形成された(図 4-2)のに対し、雪崩の発生に十分な厚さを持つスラブは後の冬型降雪によってもたらされたため日本海側に限定的に形成されたと考える。乗鞍高原(24日)、蓼科高原(25日)、志賀高原(25日)の断面観測結果をみると23日に形成された融解・凍結クラストの上の積雪は僅かであり、これらの地域においては23日以降の降雪が少量であったことを示している(図 4-2)。この期間の気象庁のレーダーアメダス解析雨量をみると22日～23日にかけて日本海側から太平洋側の広範囲において比較的多量の降水があり、23日以降は比較的多量の降水は日本海側に限定されていたことがわかる(図 4-5)。また、気象庁のメソスケールモデルの計算値をみても、22日～23日にかけて降水が日本海側、太平洋側の双方でみられたのに対し、23日以降の降水が日本海側に限定的であったことがわかる(図 4-6)。

2) 積雪の安定化における標高および斜面方位の影響

次に積雪の安定化における標高および斜面方位の影響について考察する。防災科学研究所の八方尾根観測点(標高1900m)から、白馬近辺においても23日の昼ごろには気温上昇や好天による日射があったことがわかる(図 4-3)。雪の掲示板では、この際に日射の影響を受ける斜面においては、多数の点発生雪崩が発生していたことと、積雪表面が融解し後に融解・凍結クラストが形成されたことも報告されており、積雪表面付近における強い昇温があったことを示している。この積雪表面付近の強い昇温により日射の影響を受ける斜面においては降雪結晶の弱層の安定化が進んだと考える。しかし、雪崩発生点は比較的高標高で気温も低く、日射の影響を受けにくいNE斜面であったため、積雪表面付近の強い昇温もなく(融解・凍結クラストも形成されず)、弱層の安定化が比較的進まなかったと考えられる。

以上の2つの要因により、今回の雪崩をもたらした積雪不安定性の分布は、日本海側の山岳地の高標高域でなおかつ日射の影響を受けにくい斜面に限定されていたと考えられる。

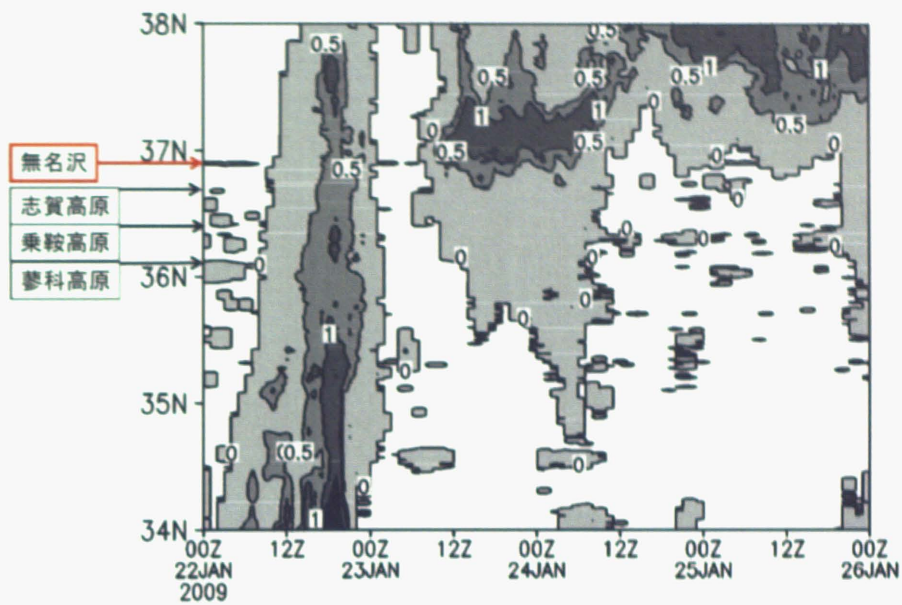


図 4-5 2009 年 1 月 22～26 日の観測地周辺の前 1 時間降水量 (mm) の緯度時間断面図
(気象庁レーダーアメダス解析雨量)

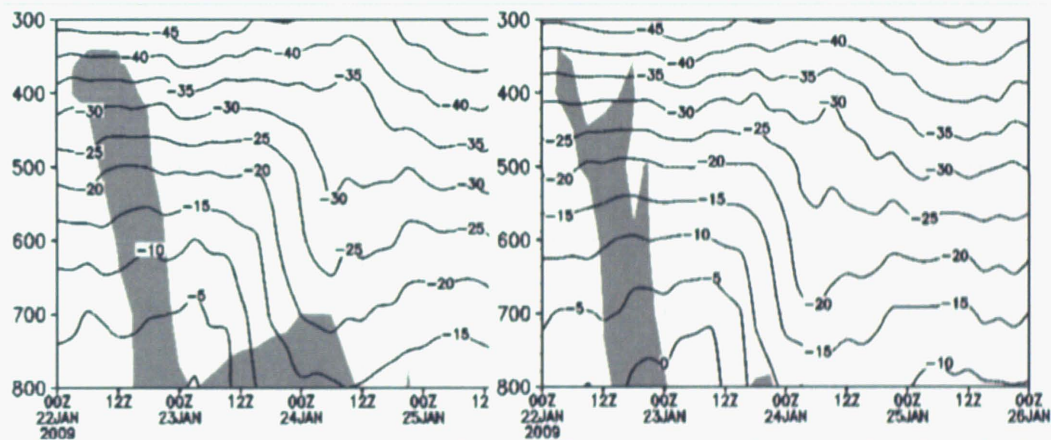


図 4-6 2009 年 1 月 22～26 日の気温 (°C) の高度時間断面図 (無名沢 : 左、蓼科高原 : 右)
グレーの部分は湿数 3°C 以下の領域 (気象庁メソスケールモデル計算値)

4-3 他の事例における気象推移

無名沢の雪崩事例において弱層は低気圧の通過と関連し広域に形成され、その後の冬型降雪によってスラブは日本海側に限定的に形成されたと推定された。他の4事例についてもその発生までの気象推移において低気圧の通過の後に冬型の降雪がもたらされるという特徴が確認された(図4-7、図4-8、図4-9)。また、妙高三田原山雪崩(2008.2.1)発生時には無名沢の事例の際と同様に広域で弱層が形成され、その後の多量の上載積雪の形成は日本海側に限定的であったことが確認されている(図4-10)。

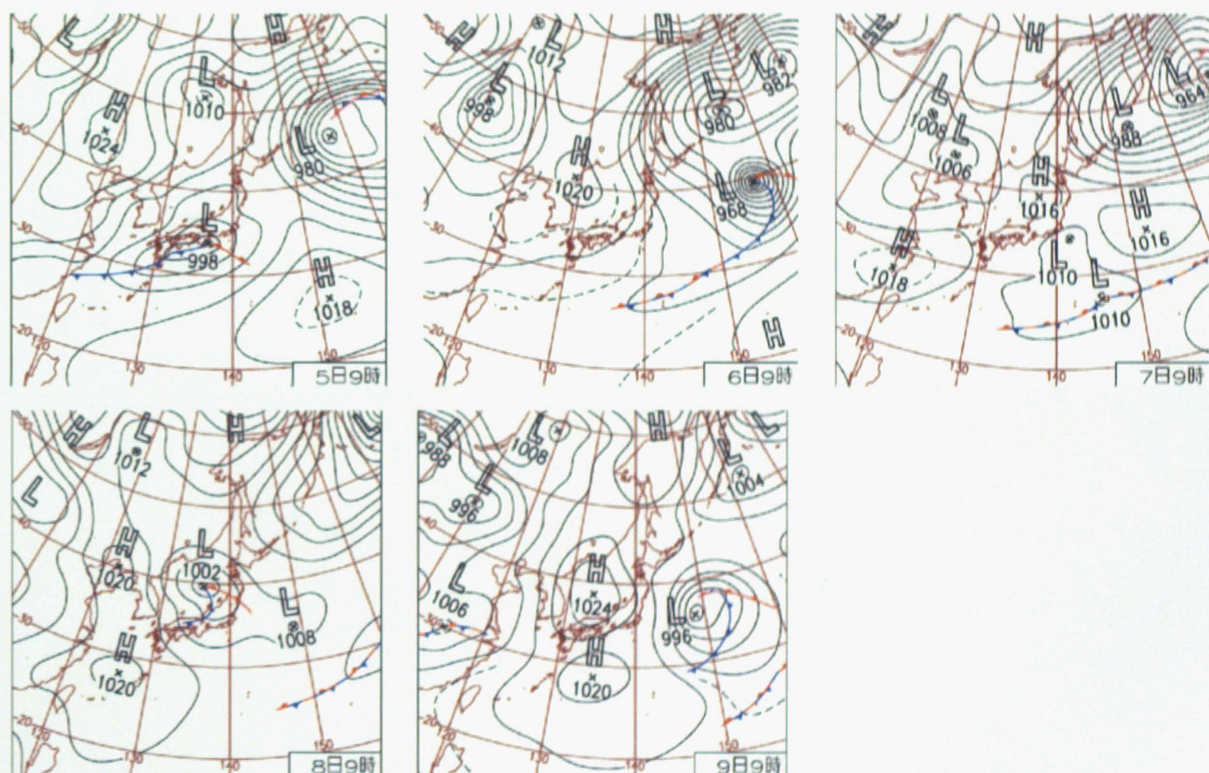


図 4-7 五竜小遠見尾根雪崩およびヒヨドリ峰雪崩(2006年4月9日発生)
発生時の気象推移(気象庁：日々の天気図より)

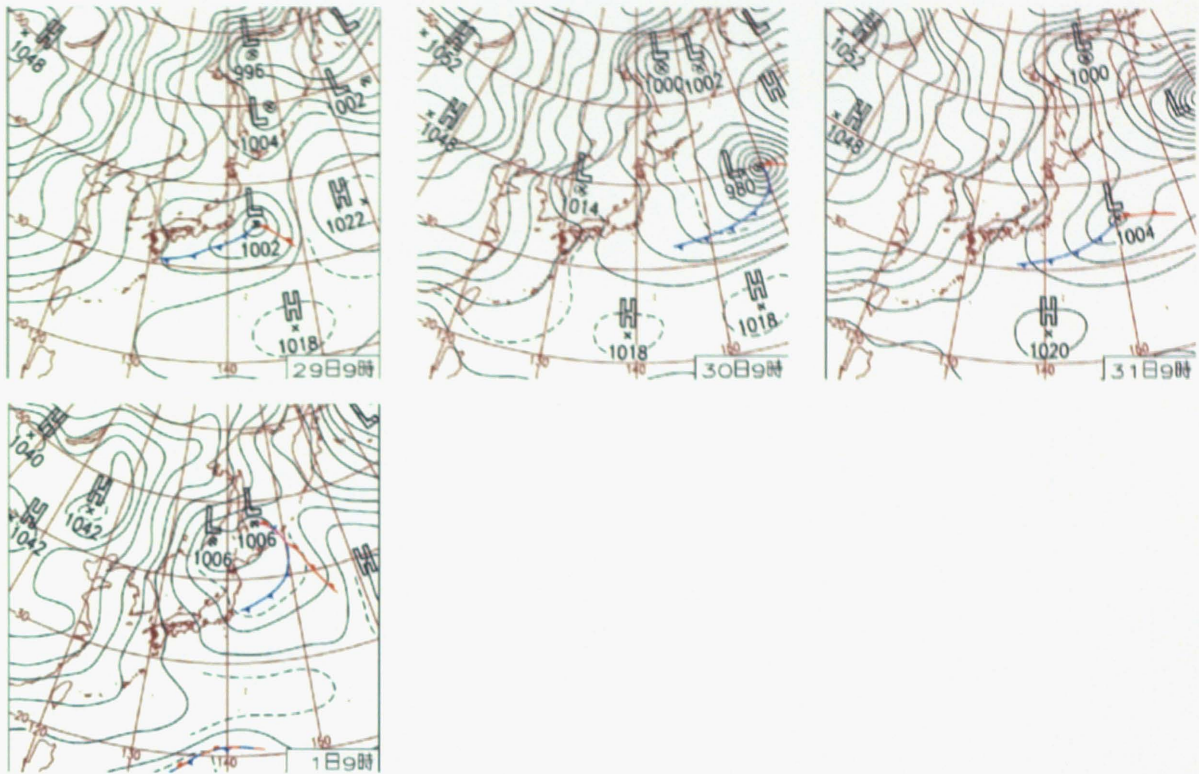


図 4-8 妙高三田原山雪崩(2008年2月1日発生)発生時の気象推移
(気象庁：日々の天気図より)

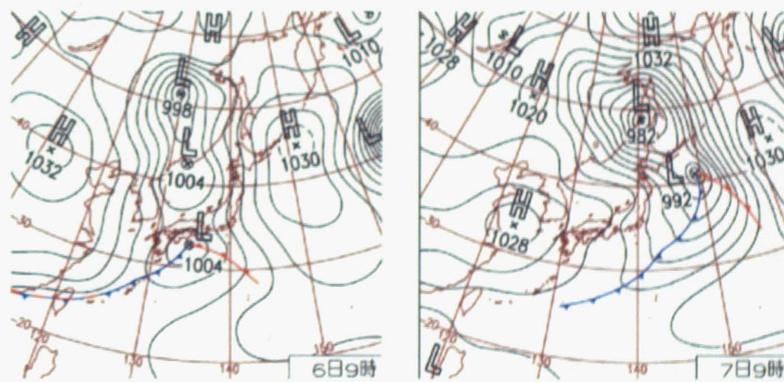


図 4-9 ヒヨドリ峰雪崩(2009年3月7日発生)発生時の気象推移
(気象庁：日々の天気図より)

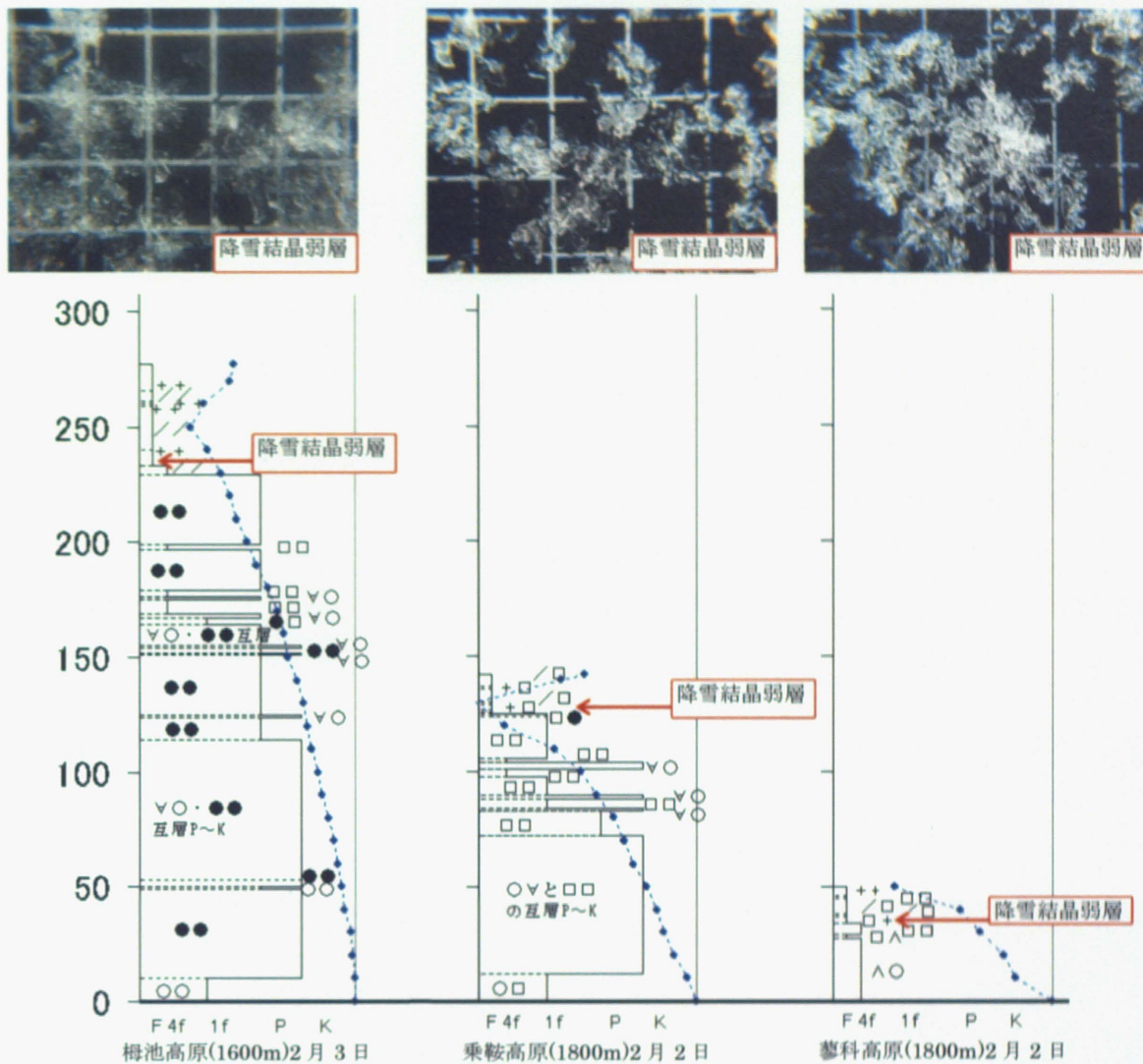


図 4-10 2008 年 2 月 2 日から 3 日にかけて広域で行った積雪断面観測結果

4-4 まとめ

本研究で調査を行った 4 件の降雪結晶の弱層による雪崩は、低気圧の通過に伴う降雪により広域に弱層が形成され、その後の冬型降雪によって日本海側の山岳地に限定的に多量の上載積雪がもたらされることによって発生していると推定された。このような気象推移は中部山岳地においては比較的良好にみられるパターンであり(飯田, 1970)、このことが中部山岳地において高頻度で降雪結晶弱層に関連した雪崩が発生する原因であると考えられる。しかし、このような総観的な気象推移において、常に雪崩が発生するわけではないので、実用的な雪崩発生予測を目指すには、高層気象も含めより詳細な検討が必要になると考えられる。

第5章 中部山岳地における積雪の地域特性

5-1 はじめに

持続型の脆弱性は数日から数か月にわたって気象の影響を受けて形成される。このため、持続型の脆弱性は、気候の影響を強く受けて、地域的な特徴を持つ(LaChapelle, 1966; Armstrong and Armstrong, 1987; Mock and Kay, 1992; Mock and Birkeland, 2000; Haegeli and McClung, 2003 等)。第2章において中部山岳地は日本海側から太平洋側にかけて、僅か100km程度の水平距離の範囲内で、北米では1000km程度の範囲で見られるような多様な気候と積雪がみられることが明らかになった。また、第3章において中部山岳地では、実際にこのような多様な積雪の脆弱性に関連して雪崩が発生していることが明らかになった。このため、ここでは、第3章で示した中部山岳地の典型的な持続型の脆弱性である表面付近のこしもざらめ雪弱層、しもざらめ雪弱層、融解・凍結クラストに着目し、中部山岳地における地域特性を明らかにするために中部山岳地内の広域で調査を実施した。

5-2 観測地と観測方法

図5-1および表5-1に示した6箇所において12~5月にかけて全層の積雪断面観測を行った。観測を行った頻度は1回/月である。いずれの観測地も亜高山帯林内の平坦地で極端な吹き払い・吹き溜まりとなる箇所を避けた(写真5-1~写真5-6)。観測項目は、以下のとおりである。

- ・積雪層構造(各層の位置および厚さ)
- ・雪質(表2-2)
- ・粒度(表2-3)
- ・硬度 層毎：ハンドテスト(表2-4)およびプッシュゲージ(Takeuchi et al.1998)
- ・雪温(10cm 毎)
- ・密度(層毎：100cc サンプラーを使用)
- ・雪粒の写真撮影 弱層など主要な層のみ(写真3-2)
- ・気温の計測(記録頻度1回/時間)

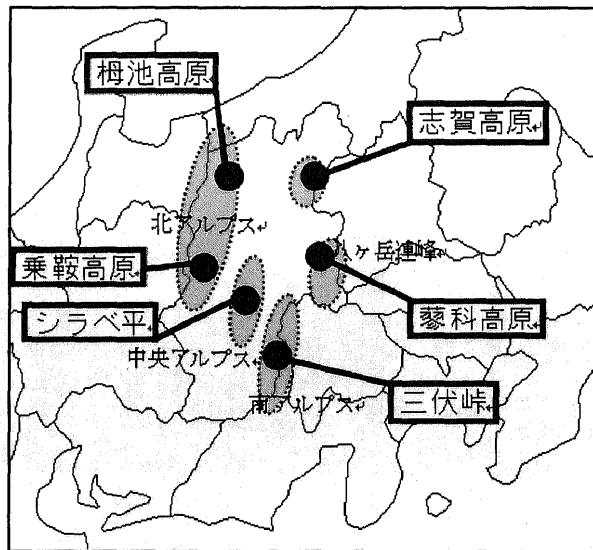


図 5-1 観測地位置図

表 5-1 観測地概要

観測地	山域	位置	観測地標高(植生)	観測期間
梅池高原	北アルプス北部	N36° 46' 01.3" E137° 49' 55.1"	1600m (亜高山帯針葉樹林)	2007-08 冬期 ～09-10 冬期
志賀高原	志賀高原	N36° 40' 33.9" E138° 30' 31.3"	1800m (亜高山帯針葉樹林)	2007-08 冬期 ～09-10 冬期
乗鞍高原	北アルプス南部	N36° 06' 42.5" E137° 35' 50.1"	1800m (亜高山帯針葉樹林)	2007-08 冬期 ～09-10 冬期
木曽駒高原	中央アルプス中部	N35° 46' 08.7" E137° 50' 02.8"	1700m (カラマツ林)	2009-10 冬期
蓼科高原	八ヶ岳連峰北部	N36° 04' 44.3" E138° 19' 26.1"	1800m (カラマツ林)	2007-08 冬期 ～09-10 冬期
三伏峠	南アルプス中部	N35° 33' 59.0" E138° 07' 55.4"	1800m (亜高山帯針葉樹林)	2009-10 冬期



写真 5-1 柵池高原(1650m)の状況



写真 5-2 志賀高原(1800m)の状況



写真 5-3 乗鞍高原(1800m)の状況



写真 5-4 木曽駒高原(1700m)の状況



写真 5-5 蓼科高原(1800m)の状況



写真 5-6 三伏峠(1800m)の状況

5-3 結果

表 1-1 に示した通り、3 冬期において拇池高原：18 回、志賀高原 17 回、乗鞍高原：14 回、木曽駒高原：4 回、蓼科高原：10 回、三伏峠 3 回の計 66 回の積雪断面観測を行った。断面観測結果の例を図 5-2 に、各観測地の観測結果概要を表 5-3～表 5-8 に示す。

2 月の各観測地における積雪はそれぞれ異なる特徴を持つことが、図 5-3 に示した雪質占有率(2-3-2 の 1)を参照)の推移をみると 3 月以降は、多くの観測地において、ざらめ雪率が高くなり、特徴が失われていくことがわかる。これは、3 月になると融雪期に入り、融雪が進んだためであると考えられる。すなわち各観測地の特徴は厳冬期に現れる。このため、以降では、厳冬期の積雪特性に着目し、1 月と 2 月の平均値を用いることとする。また、各脆弱性の指標として以下の項目に着目する。

- ・表面付近のこしもざらめ雪弱層(NSFC)：積雪全層中に含まれるこしもざらめ雪弱層の数
- ・しもざらめ雪弱層：雪質占有率、全層平均硬度
- ・融解・凍結クラスト(MFC)：積雪全層中に含まれる融解・凍結クラストの数

表 5-2 観測実施状況

			拇池高原 1650m	志賀高原 1800m	乗鞍高原 1800m	木曽駒高原 1700m	蓼科高原 1800m	三伏峠 1800m
2007年	12月							
2008年	1月	上旬	○	○			○	
	2月	上旬	○	○	○		○	
	3月	上旬	○	○	○		○	
	4月	上旬	○	○	○		○	
	5月	上旬	○	○	○		○	
	12月	下旬	○	○	○			
2009年	1月	下旬	○	○	○		○	
	2月	下旬	○	○	○		○	
	3月	下旬	○	○	○			
	4月	下旬	○	○	○			
	5月	上旬	○	○				
	12月	上旬	○					
2010年	1月	上旬	○	○	○	○	○	○
	2月	上旬	○	○	○	○	○	○
	3月	上旬	○	○	○	○	○	
	4月	上旬	○	○	○	○		○
	5月	上旬	○	○				

○がついている箇所はその時期に観測を実施したことを示す。

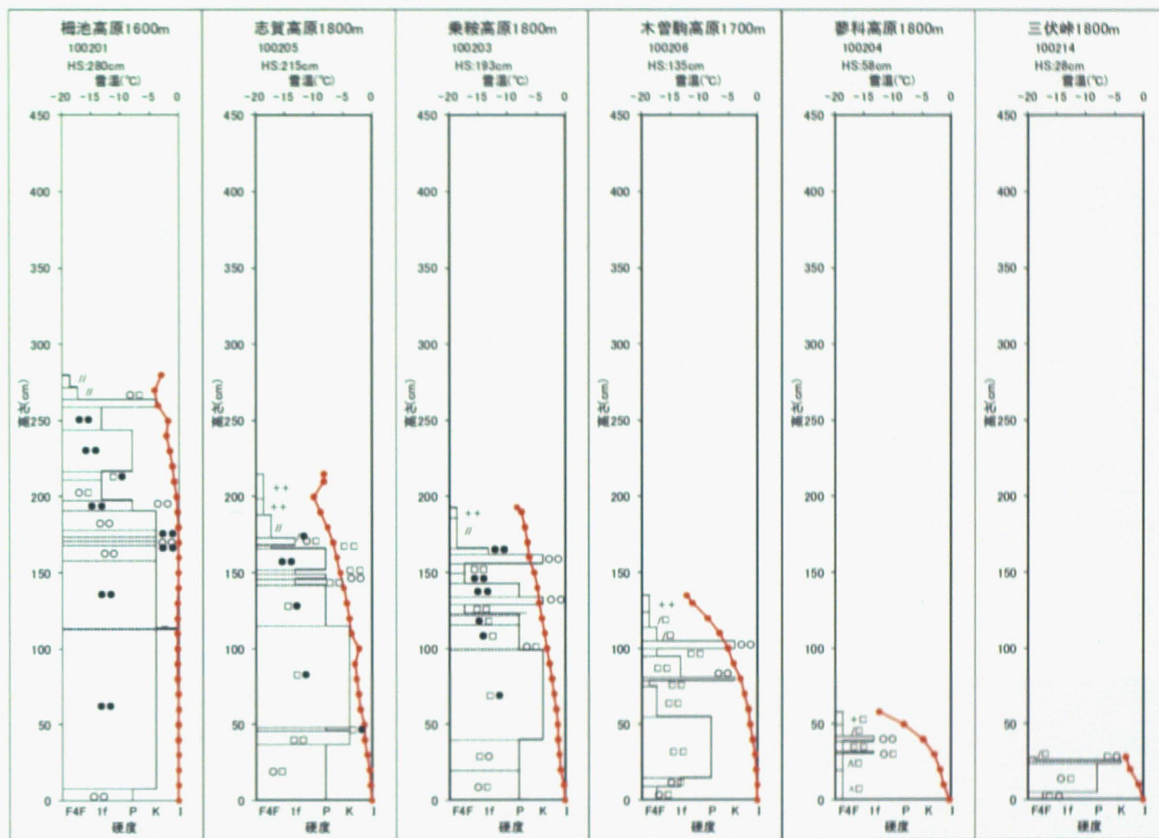


図 5-2 観測結の果例(2010 年 2 月)

各観測地名の下の数字は観測年月日を示す(例: 100201 は 2010 年 2 月 1 日)

HS: 積雪深

表 5-3 柵池高原(1650m)における観測結果概要

年	月	月	日	HS	HSW	●率	○率	□率	NSFC数	MFC数	平均密度	平均硬度
2007	12	12		-	-							
2008	1	1	14	217	694	83	15	2	2	9	328	338
2008	2	2	3	277	852	67	29	4	2	10	351	374
2008	3	3	2	428	1317	81	17	1	3	11	327	388
2008	4	4	16	270	1299	49	51	0	0	18	481	336
2008	5	5	6	155	788	0	100	0	0	11	509	549
2008	12	11	29	120	280	93	7	0	0	3	251	129
2009	1	12	29	199	499	68	23	9	3	5	271	126
2009	2	1	31	243	776	84	14	2	1	10	323	316
2009	3	3	1	297	1056	73	27	0	0	10	364	519
2009	4	4	3	320	1271	60	40	0	0	16	398	664
2009	5	5	9	101	443	0	100	0	0	11	438	258
2009	12	12	6	35	96	49	51	0	0	3	273	90
2010	1	1	6	300	629	88	1	10	3	1	244	163
2010	2	2	1	280	1005	78	20	2	1	6	372	615
2010	3	3	15	349	1546	34	66	0	0	10	443	358
2010	4	4	8	298	1424	6	94	0	0	12	480	378
2010	5	5	12	182	950	0	100	0	0	8	522	361

HS：積雪深(cm)、HSW：積雪相当水量(mm)、●率：しまり雪率(%)、○率：ざらめ雪率(%)、□率：しもざらめ雪率(%)、NSFC数：全層中に含まれるこしもざらめ雪弱層数(枚)、MFC数：全層中に含まれる融解・凍結クラスト層数(枚)、平均密度：全層平均密度(kg/m³)、平均硬度：全層平均プッシュゲージ硬度(kPa)

表 5-4 志賀高原(1800m)における観測結果概要

年	月	月	日	HS	HSW	●率	○率	□率	NSFC数	MFC数	平均密度	平均硬度
2007	12	12		-	-							
2008	1	1	13	146	403	24	9	67	6	3	312	183
2008	2	2	10	198	586	55	6	39	11	2	339	199
2008	3	3	8	270	902	64	10	26	9	6	357	345
2008	4	4	12	226	984	49	51	0	0	12	435	291
2008	5	5	13	79	408	0	100	0	0	10	516	301
2008	12	12	30	-	-							
2009	1	12	29	125	317	24	6	71	4	3	280	58
2009	2	1	31	176	532	50	9	42	7	4	319	111
2009	3	3	1	186	636	38	16	46	6	5	342	282
2009	4	4	1	232	751	37	41	22	5	16	347	304
2009	5	5	9	46	214	0	100	0	0	6	466	104
2009	12	12	6	-	-							
2010	1	1	7	187	402	36	1	63	5	1	242	94
2010	2	2	5	215	568	8	24	67	7	3	315	268
2010	3	3	16	198	810	72	28	0	0	5	409	315
2010	4	4	9	190	802	3	97	0	0	11	422	277
2010	5	5	11	86	427	0	100	0	0	8	496	325

表 5-5 乗鞍高原(1800m)における観測結果概要

年	月	月	日	HS	HSW	●率	○率	□率	NSFC数	MFC数	平均密度	平均硬度
2007	12	12		-	-							
2008	1	1		-	-							
2008	2	2	2	142	418	0	36	64	12	5	306	190
2008	3	3	9	178	567	21	41	37	6	6	321	214
2008	4	4	6	180	729	23	77	0	0	13	412	370
2008	5	5	10	-	-							
2008	12	11	30	55	90	54	46	0	0	3	169	69
2009	1	12	28	106	224	36	31	33	4	6	243	123
2009	2	1	24	148	367	43	9	49	6	6	278	94
2009	3	2	28	178	628	39	59	2	2	12	358	135
2009	4	4	1	184	744	17	81	2	1	13	404	266
2009	5	5	10	-	-							
2009	12	12	7	57	-							
2010	1	1	7	187	432	77	0	23	2	0	261	113
2010	2	2	3	193	564	26	19	55	5	3	323	252
2010	3	3	11	195	690	0	100	0	0	7	425	247
2010	4	4	9	171	764	0	100	0	0	14	447	341
2010	5	5		-	-							

表 5-6 木曽駒高原(1700m)における観測結果概要

年	月	月	日	HS	HSW	●率	○率	□率	NSFC数	MFC数	平均密度	平均硬度
2009	12	12	8	-	-							
2010	1	1	8	94	249	22	22	57	3	1	267	99
2010	2	2	6	125	345	0	26	74	4	5	295	103
2010	3	3	11	100	343	0	100	0	0	6	418	103
2010	4	4	10	60	267	0	100	0	0	6	445	391
2010	5	5	10	-	-							

表 5-7 蓼科高原(1800m)における観測結果概要

年	月	月	日	HS	HSW	●率	○率	□率	NSFC数	MFC数	平均密度	平均硬度
2007	12	12		-	-							
2008	1	1	6	41	98	0	73	27	2	1	240	73
2008	2	2	2	50	130	0	0	100	5	0	296	94
2008	3	3	1	104	268	8	2	89	3	2	289	65
2008	4	4	5	48	195	0	100	0	0	7	406	222
2008	5	5	10	-	-							
2008	12	11	30	-	-							
2009	1	12	28	-	-							
2009	2	1	25	46	76	0	4	96	2	1	165	12
2009	3	2	28	38	114	7	69	24	1	2	301	85
2009	4	3	31	-	-							
2009	5	5	10	-	-							
2009	12	12	8	-	-							
2010	1	1	8	42	89	0	0	100	3	0	216	9
2010	2	2	4	58	116	0	10	90	3	2	235	21
2010	3	3	10	30	68	0	0	100	1	0	375	204
2010	4	4	10	-	-							
2010	5	5	10	-	-							

表 5-8 三伏峠(1800m)における観測結果概要

年	月	月	日	HS	HSW	●率	○率	□率	NSFC数	MFC数	平均密度	平均硬度
2009	12	12	9	-	-							
2010	1	1	9	20	43	0	0	100	3	0	214	1
2010	2	2	14	28	81	0	93	7	1	3	289	158
2010	3	3		-	-							
2010	4	4	18	5	14	0	60	40	1	1	280	135
2010	5	5		-	-							

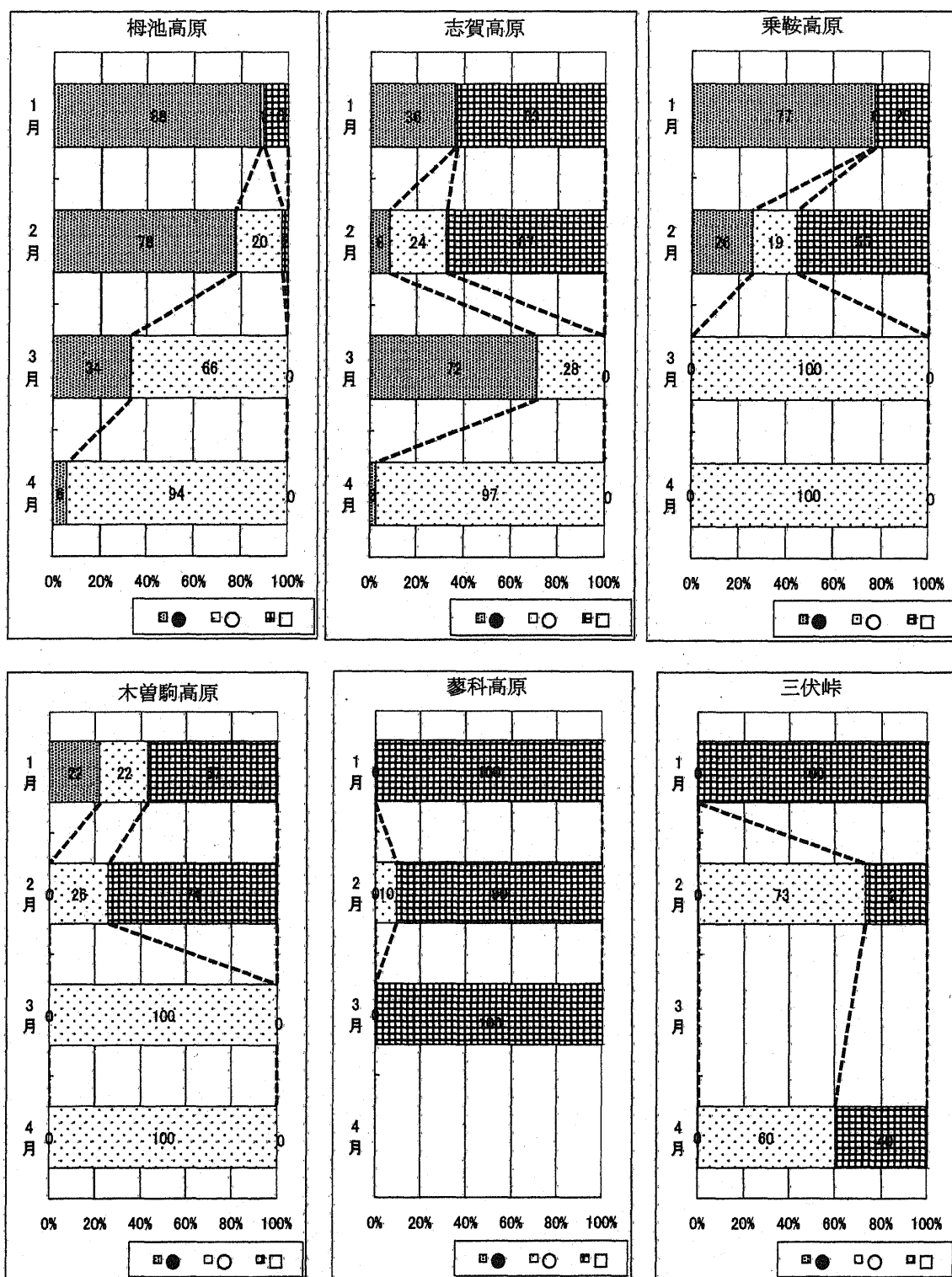


図 5-3 各観測地における雪質占有率の推移(2010 年)
 ●：しまり雪率、○：ざらめ雪率、□：しもざらめ雪率
 雪質占有率については、2-3-2 の 1) を参照

5-3-1 表面付近のこしもざらめ層(NSFC)

各観測地において観測された表層付近で形成されたこしもざらめ雪弱層の数を図 5-4 に示す。観測年による差異はみられるものの志賀高原、乗鞍高原において観測数が多く、梅池高原、木曽駒高原、蓼科高原、三伏峠において観測数が少ない。

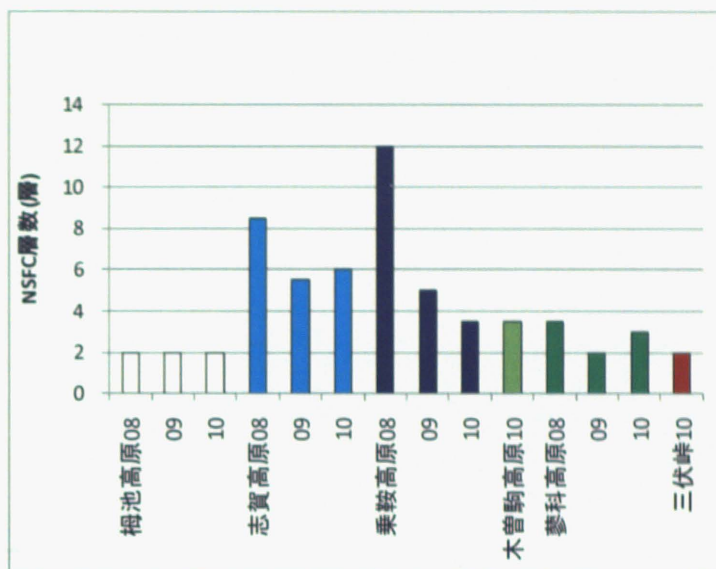


図 5-4 各観測地における NSFC 層数

※08:2008 年、09:2009 年、10:2010 年の各年の 1 月 2 月の平均(以降の図においても同様)

5-3-2 融解・凍結クラスト(MFC)

各観測地において観測された融解・凍結クラスト層の数を図 5-5 に示す。観測年による差異はみられるものの梅池高原において観測数が多く、志賀高原、乗鞍高原、木曽駒高原、蓼科高原、三伏峠において観測数が少ない。

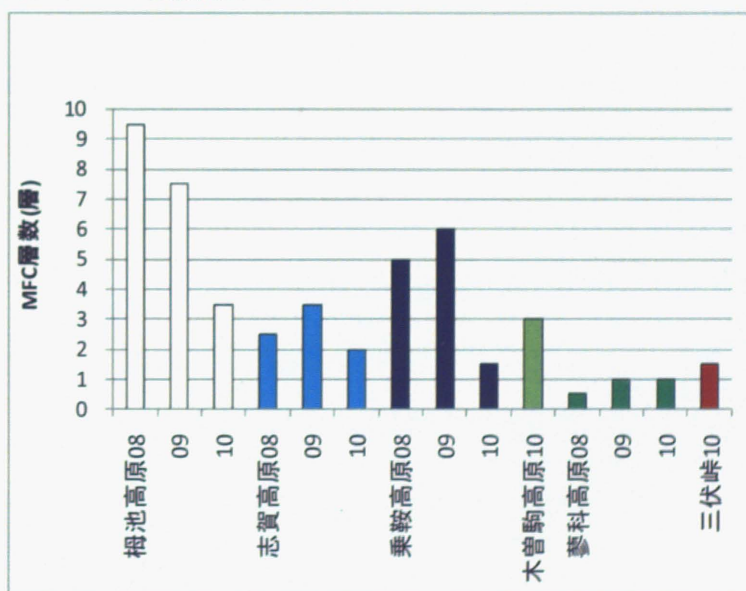


図 5-5 各観測地における MFC 層数

5-3-3 しもざらめ雪弱層

ここでは、しもざらめ雪弱層について地域特性を示すために、その特徴を表す指標として雪質占有率と平均硬度に着目した。

1) 雪質占有率

各観測地において観測された雪質の占有率を図 5-6 に示す。観測年による差異はみられるものの拇池高原においてはしまり雪率が高く、志賀高原、乗鞍高原においてはしまり雪率としもざらめ雪率が高く、木曽駒高原、蓼科高原、三伏峠においてはしもざらめ雪率が高い。

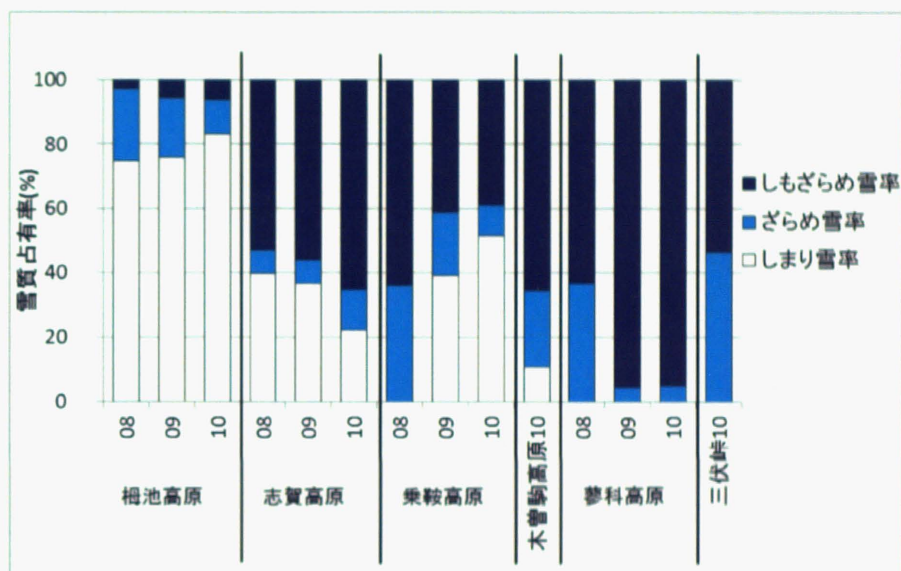


図 5-6 各観測地における年毎の雪質占有率(1-2 月平均)

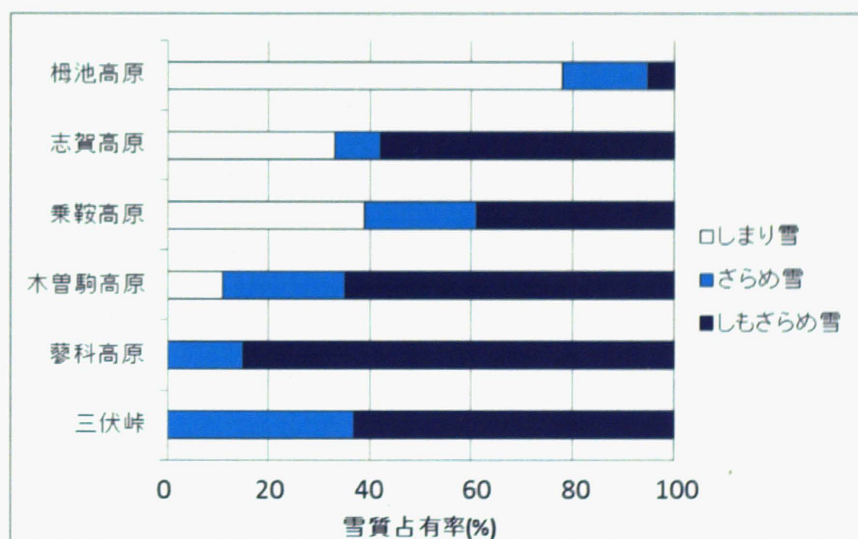


図 5-7 各観測地における雪質占有率(2008~10 年の 1 月-2 月の平均)

木曽駒高原および三伏峠は 2010 年のみ

2) 平均硬度

各観測地において観測された積雪の全層平均硬度を図 5-8 に示す。観測年による差異はみられるものの梅池高原において最も硬度が高く、木曽駒高原、蓼科高原、三伏峠においては硬度が低く、志賀高原、乗鞍高原はそれらの中間的な硬度である。

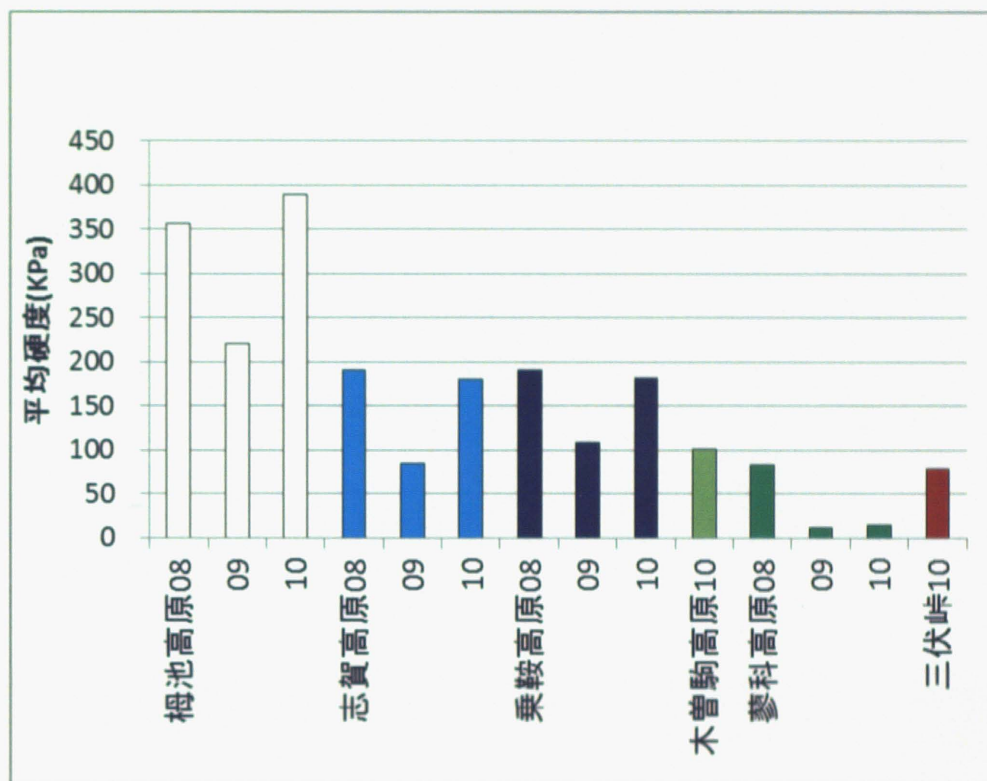


図 5-8 各観測地における年毎の平均硬度(1-2 月平均)

5-4 考察

5-4-1 各観測地の積雪特性の比較

各観測地における積雪脆弱性に関連する指標(雪質占有率、こしもざらめ層数、融解・凍結クラスト層数、全層平均硬度)を表 5-9 に取りまとめた。また、これらを基にレーダーチャートを作成した(図 5-9～図 5-15)。このレーダーチャートは、各指標について、全ての観測地、観測年における最大値を基準とし、それに対する比を示している。例えば、表 5-9 において、しまり雪率の最大値は 2010 年の拇池高原における 83%であり、レーダーチャート(図 5-9)では 1.0 とプロットされ、2010 年の志賀高原におけるしまり雪率 22%はレーダーチャート(図 5-10)では、22 を 83 で除した値である 0.27 とプロットされる。

表およびレーダーチャートから、年毎に若干の差異はみられるものの積雪特性には各観測地毎に特徴があることがわかる。また、志賀高原と乗鞍高原の積雪特性、木曽駒高原と蓼科高原と三伏峠の積雪特性はそれぞれ類似していることから、積雪特性によって観測地を以下に示す 3 つに区分することができる。

拇池高原

雪質 : しまり雪率が高い
こしもざらめ弱層 : 少ない
融解・凍結クラスト : 多い
全層平均硬度 : 高い

志賀高原・乗鞍高原

雪質 : しもざらめ雪率としまり雪率が高い
こしもざらめ弱層 : 多い
融解・凍結クラスト : 少ない
全層平均硬度 : やや高い

木曽駒高原・蓼科高原・三伏峠

雪質 : しもざらめ雪率が高い
こしもざらめ弱層 : 少ない
融解・凍結クラスト : 少ない
全層平均硬度 : やや高い

表 5-9 各観測地における年毎の積雪脆弱性に関連する指標(1月、2月の平均値)

	しまり雪率 (%)	ざらめ雪率 (%)	しもざらめ雪率 (%)	こしもざらめ 弱層数	融解・凍結 クラスト数	平均硬度 (kPa)
柵池高原2008年	75	22	3	2	10	356
柵池高原2009年	76	18	6	2	8	221
柵池高原2010年	83	11	6	2	6	389
柵池高原平均	78	17	5	2	8	322

	しまり雪率 (%)	ざらめ雪率 (%)	しもざらめ雪率 (%)	こしもざらめ 弱層数	融解・凍結 クラスト数	平均硬度 (kPa)
志賀高原2008年	40	7	53	9	3	191
志賀高原2009年	37	7	56	6	4	85
志賀高原2010年	22	12	65	6	2	181
志賀高原平均	33	9	58	7	3	152

	しまり雪率 (%)	ざらめ雪率 (%)	しもざらめ雪率 (%)	こしもざらめ 弱層数	融解・凍結 クラスト数	平均硬度 (kPa)
乗鞍高原2009年	39	20	41	5	6	109
乗鞍高原2010年	52	9	39	4	2	182
乗鞍高原平均	45	15	40	4	4	145

	しまり雪率 (%)	ざらめ雪率 (%)	しもざらめ雪率 (%)	こしもざらめ 弱層数	融解・凍結 クラスト数	平均硬度 (kPa)
木曽駒高原2010年	11	24	65	4	3	101

	しまり雪率 (%)	ざらめ雪率 (%)	しもざらめ雪率 (%)	こしもざらめ 弱層数	融解・凍結 クラスト数	平均硬度 (kPa)
蓼科高原2008年	0	37	63	4	1	84
蓼科高原2009年	0	4	96	2	1	12
蓼科高原2010年	0	5	95	3	1	15
蓼科高原平均	0	15	85	3	1	37

	しまり雪率 (%)	ざらめ雪率 (%)	しもざらめ雪率 (%)	こしもざらめ 弱層数	融解・凍結 クラスト数	平均硬度 (kPa)
三伏峠2010年	0	46	54	2	2	80

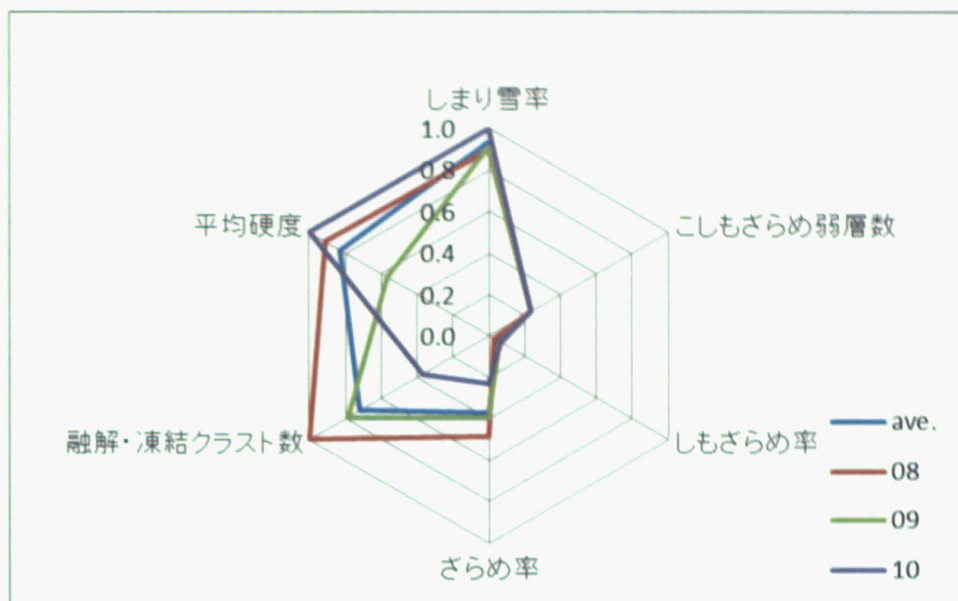


図 5-9 柵池高原の積雪脆弱性に関連する指標

凡例の表記 (ave. : 全年平均、08:2008 年、09 : 2009 年、10、2010 年)

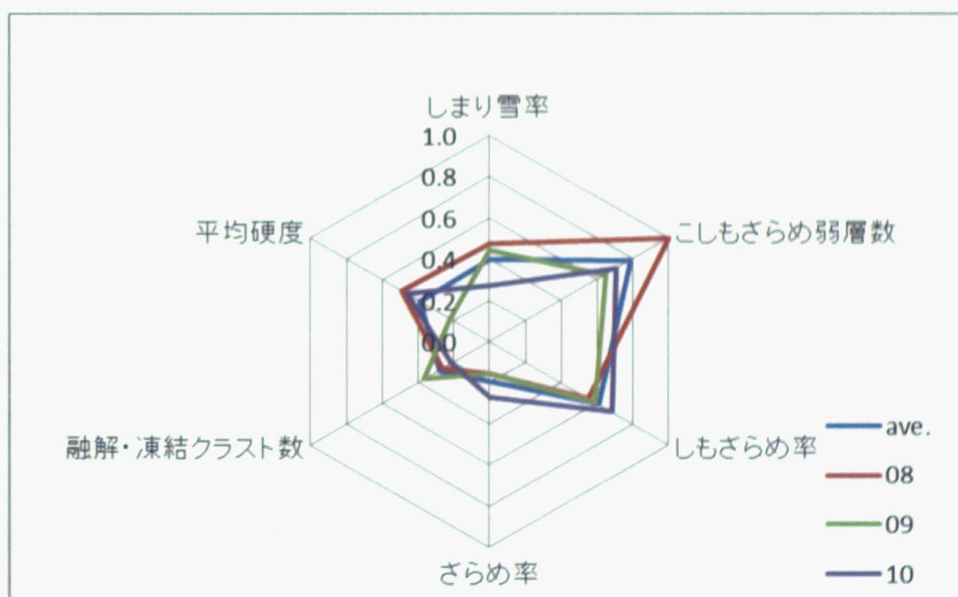


図 5-10 志賀高原の積雪脆弱性に関連する指標

凡例の表記 (ave. : 全年平均、08:2008 年、09 : 2009 年、10、2010 年)

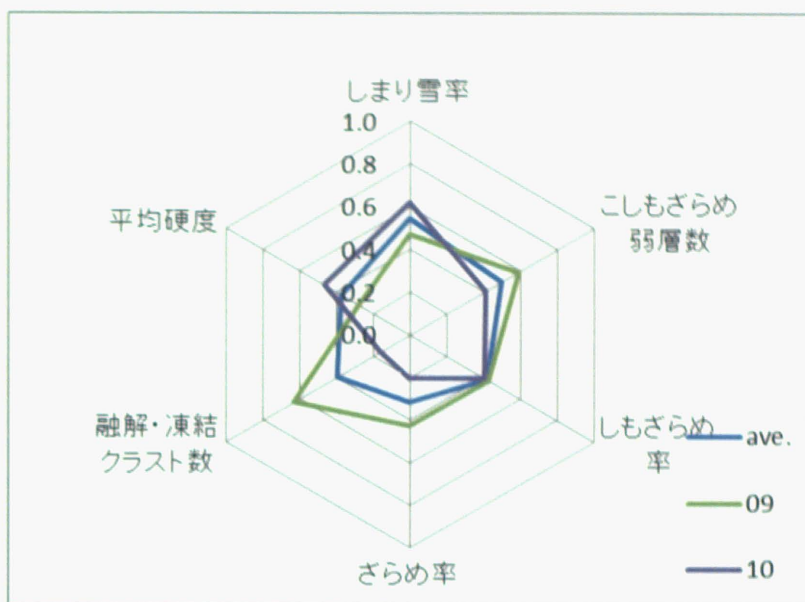


図 5-11 乗鞍高原の積雪脆弱性に関連する指標
凡例の表記(ave. : 全年平均、09 : 2009 年、10、2010 年)

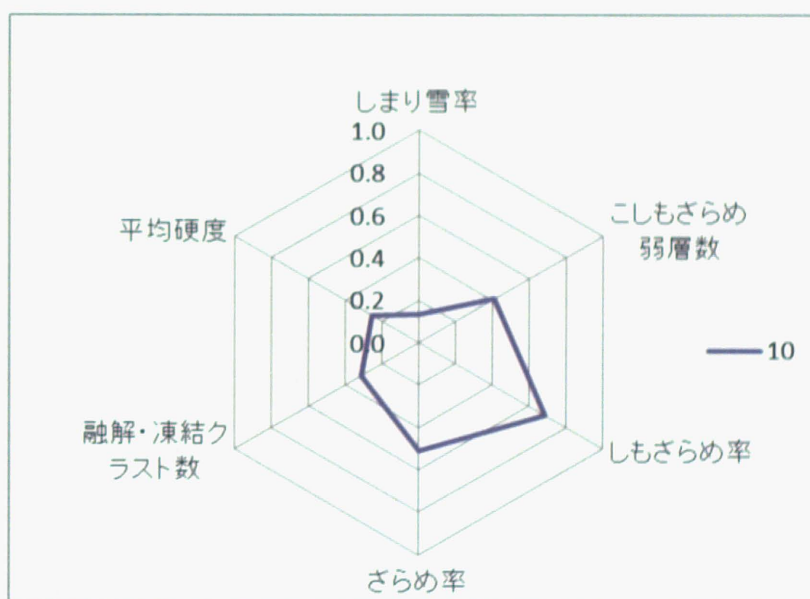


図 5-12 木曽駒高原の積雪脆弱性に関連する指標
凡例の表記(10、2010 年)

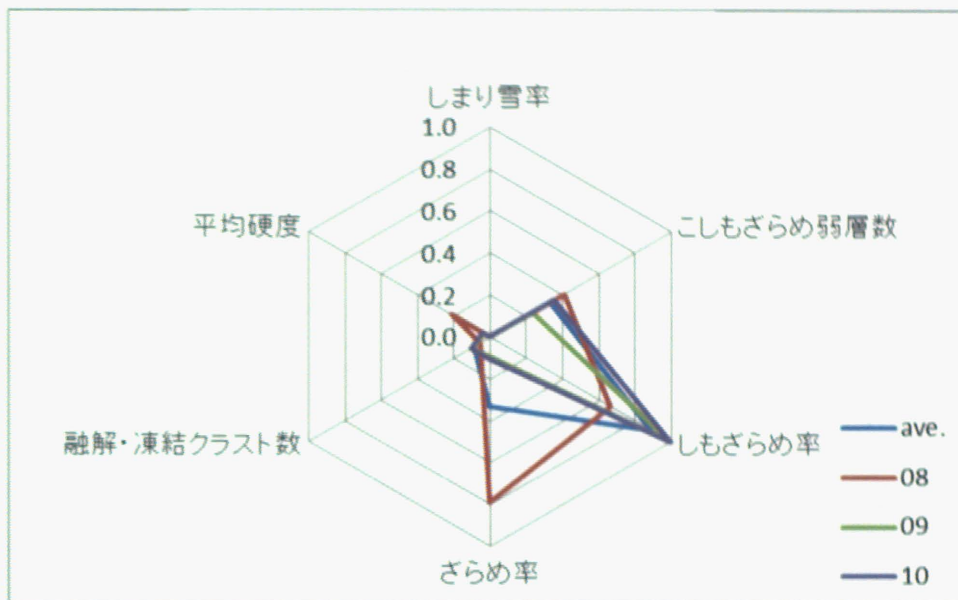


図 5-13 蓼科高原の積雪脆弱性に関連する指標

凡例の表記 (ave. : 全年平均、08:2008 年、09 : 2009 年、10、2010 年)

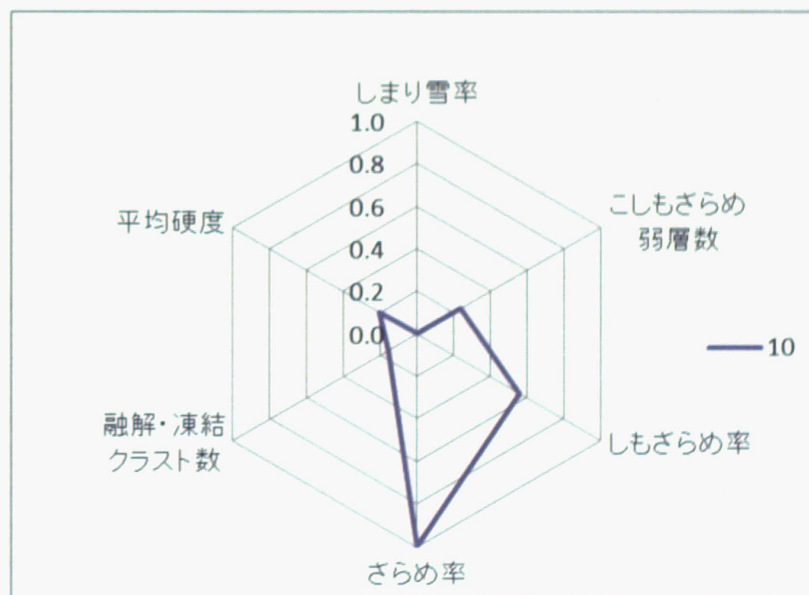


図 5-14 三伏峠の積雪脆弱性に関連する指標

凡例の表記 (10、2010 年)

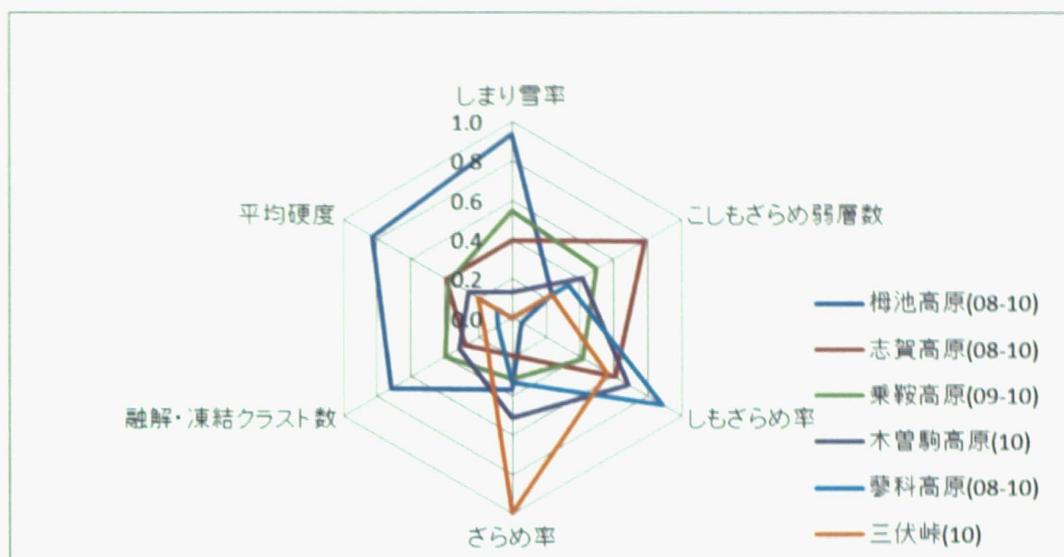


図 5-15 各観測地の積雪特性の積雪脆弱性に関連する指標
 梅池高原・志賀高原・蓼科高原：2008 年、2009 年、2010 年の平均
 乗鞍高原：2009 年、2010 年の平均
 木曽駒高原・三伏峠：2010 年

クラスター分析による区分

5・4・1において、積雪特性を基に各観測地を3つの地域に区分することができたが、ここでは、この区分が統計的にも有意であるか確認するために、クラスター分析を行った。分析に用いたデータは、各観測地における各年(1・2月の平均値)のしまり雪率、しもざらめ雪率、ざらめ雪率、こしもざらめ雪弱層数、融解・凍結クラスト数、全層平均硬度の6つの指標である(表 5・9)。クラスター分析においては、ユークリッド距離を用い、群平均法により各クラスター間の距離を求めた。

図 5・16 に示したように距離 2.8 で切断することにより、5・4・1 で示した区分と同一のクラスターに分かれた。また、コーフェンの相関係数 : 0.8231($p < 0.01$)であり、この区分が有意であることが示された。

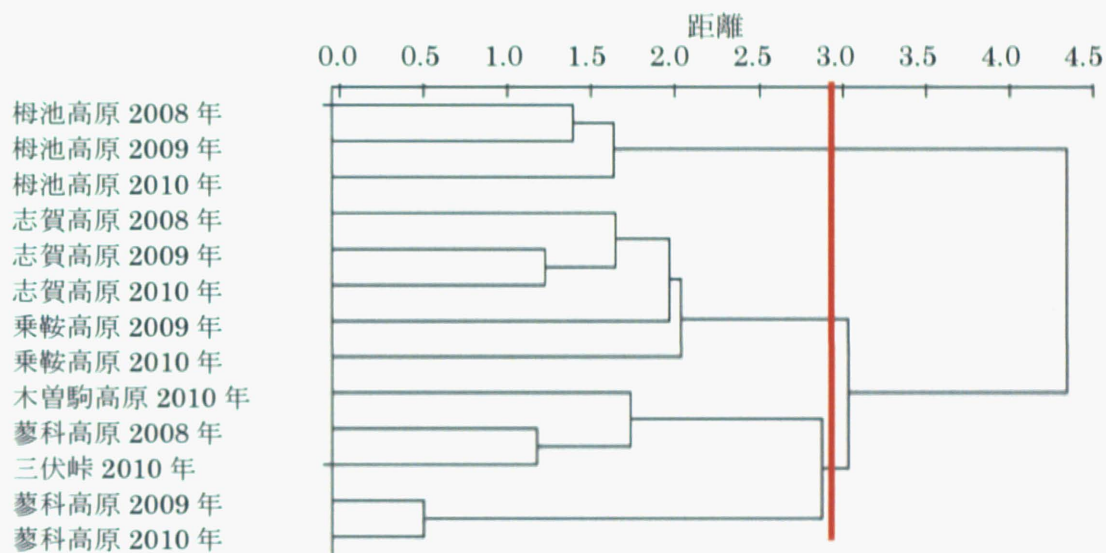


図 5-16 各観測地の積雪特性のクラスター分析結果

5-4-2 既存の気候区分等との比較

図 5-17 に各観測地と既存の気候区分を示した。鈴木(1966)は冬期降水に着目し、冬型降雪の影響の及ぶ範囲に着目し気候区分を行った。すなわち、冬型降雪時に必ず降水がみられる地域を「裏日本気候区」、降水がみられる場合とみられない場合がある「準裏日本気候区」、降水がみられない「表日本気候区」という区分である。飯田(1970)は、積雪量や西高東低型、南岸低気圧型、日本海低気圧型等の総観的な気象状況とそれらによってもたらされる降雪の関係等に着目し、経験的に日本の山岳地を「日本海側の山城」、「内陸の山城」、「太平洋側の山城」という 3 つに区分した。この区分は、経験的なものであり、気候区分とは言えないが、登山者の間では一般的に使用されている。

図 5-17 に示したように 5-4-1 において示した区分は、これらの既存の気候区分等とよく調和している。このことは、この区分が、冬型降雪の影響の差異、すなわち積雪量の差異と関連が強いことを示唆していると考えられる。

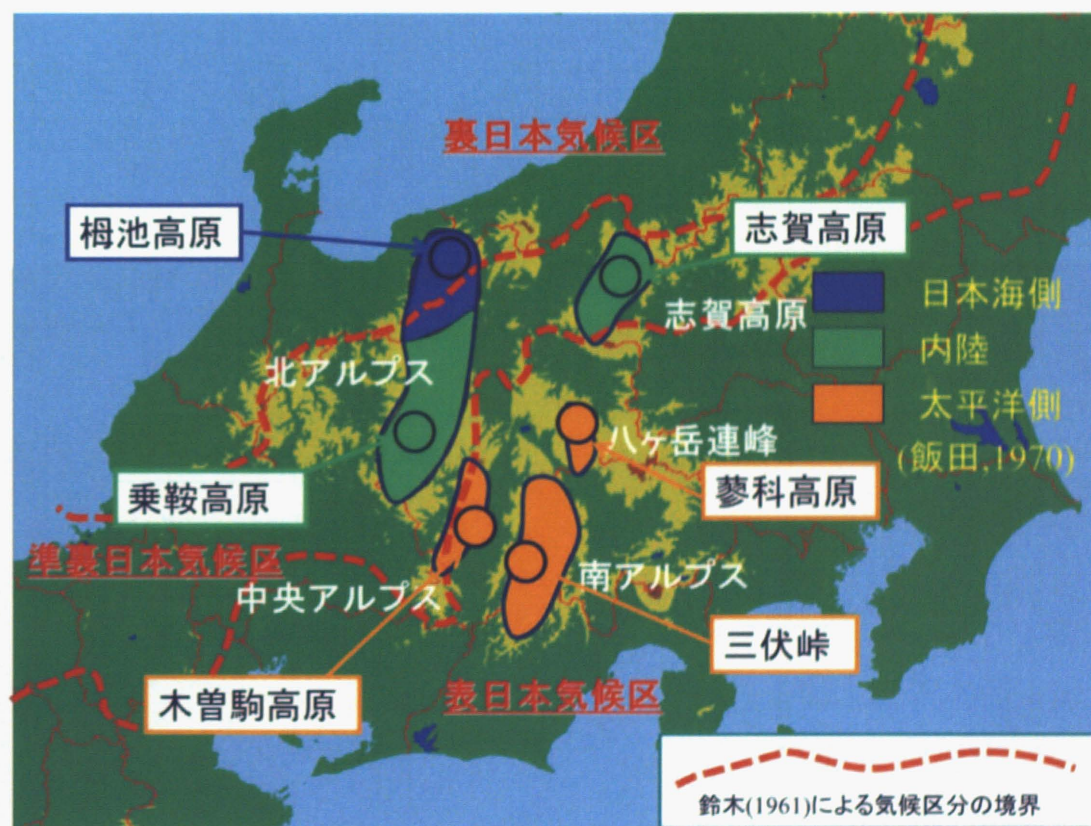


図 5-17 既存の気候区分との比較

5-5 まとめ

第3章において明らかになった中部山岳地における典型的な持続型の脆弱性である、表面付近のこしもざらめ雪弱層、しもざらめ雪弱層、融解・凍結クラストに着目し、中部山岳地内における地域特性を明らかにするために中部山岳地内の広域において調査を実施した。3冬期の観測によって拇池高原：18断面、志賀高原17断面、乗鞍高原：14断面、木曽駒高原：4断面、蓼科高原：10断面、三伏峠断面3の計66断面の積雪断面観測データを得た。

観測結果から年毎に若干の差異はみられるものの積雪特性には各観測地毎に特徴があることが明らかになった。さらに、この積雪特性から各観測地を日本海側に位置する拇池高原、内陸に位置する志賀高原と乗鞍高原、太平洋側に位置する木曽駒高原と蓼科高原と三伏峠の3つの地域に区分することができた(表5-10、図5-18)。これらの各観測項目を基に行ったクラスター分析においても同じ区分がなされ、統計的にも有意であった。また、この区分は、冬型降雪の影響の差異に着目した既存の気候区分等ともよく調和しており、積雪量の差異と関連が強いことが示唆された。

表 5-10 各地域の積雪脆弱性に関連する指標

	しまり雪率 (%)	ざらめ雪率 (%)	しもざらめ雪率 (%)	こしもざらめ 弱層数	融解・凍結 クラスト数	平均硬度 (kPa)
日本海側山岳地	33	9	58	7	3	152
内陸山岳地	45	15	40	4	4	145
太平洋側山岳地	0	31	69	2	1	58

各地域(日本海側：拇池高原、内陸：志賀高原、乗鞍高原、太平洋側：木曽駒高原、蓼科高原、三伏峠)の1月と2月の平均値

地域区分の名称は登山者に親しみのある飯田(1970)に従った。

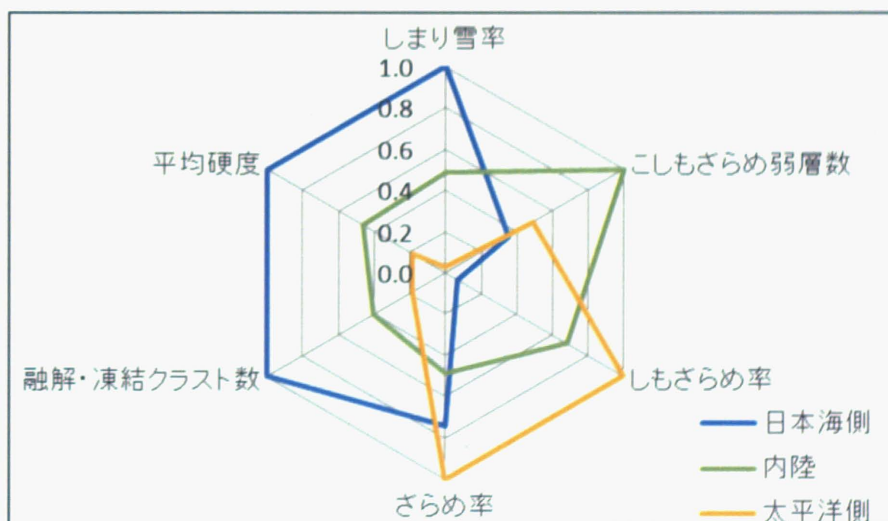


図 5-18 各地域の積雪脆弱性に関連する指標

表 5-10 における各指標の最大値を基準とし、それに対する比を示している。

第6章 積雪特性の指標となる気象要素

6-1 はじめに

雪は、地表に積もった後、日々気象要素の影響を受けることによって変化し、特徴づけられる。このため、積雪特性と気象要素とは強い関連性を持つ。ここでは、第5章において明らかになった中部山岳地における積雪の地域特性と気象要素の関係について考察する。対象とする積雪特性は、第5章において示した、こしもざらめ弱層数、融解・凍結クラスト数、しもざらめ雪率、平均硬度の4項目である。これにより、第5章において提案した積雪の地域特性の形成要因を検討するとともに、各区分における気象要素の特徴を示し、気象要素による積雪特性の指標を提案する。

6-2 積雪特性と関連性の高い気象要素の検討

6-2-1 こしもざらめ弱層数

こしもざらめ雪弱層は、図3-13に示したように、日中と夜間の寒暖の差にさらされることによって形成される。このため、気温の日較差が大きいことが重要な要素となる。しかし、明瞭な層が形成されるには数日かかることもあり、同じ日較差にさらされたとしても、高頻度で降雪があった場合には、同一の積雪層が、寒暖差にさらされる時間は少なくなる。一方で、降雪頻度が少ないと、全層に渡ってしもざらめ化が進み、こしもざらめ雪弱層の数は少なくなる。こしもざらめ雪弱層が多数形成されるには、大きな気温日較差と適度な降雪頻度が必要となる(図6-1)。このため、気温日較差の大きさと降雪頻度を表す指標となる気象要素が必要となる。ここでは、積雪深が降雪頻度との関連性が高いと考え、気温日較差(°C)/積雪深(cm)をこしもざらめ弱層数の指標として用いることとする。

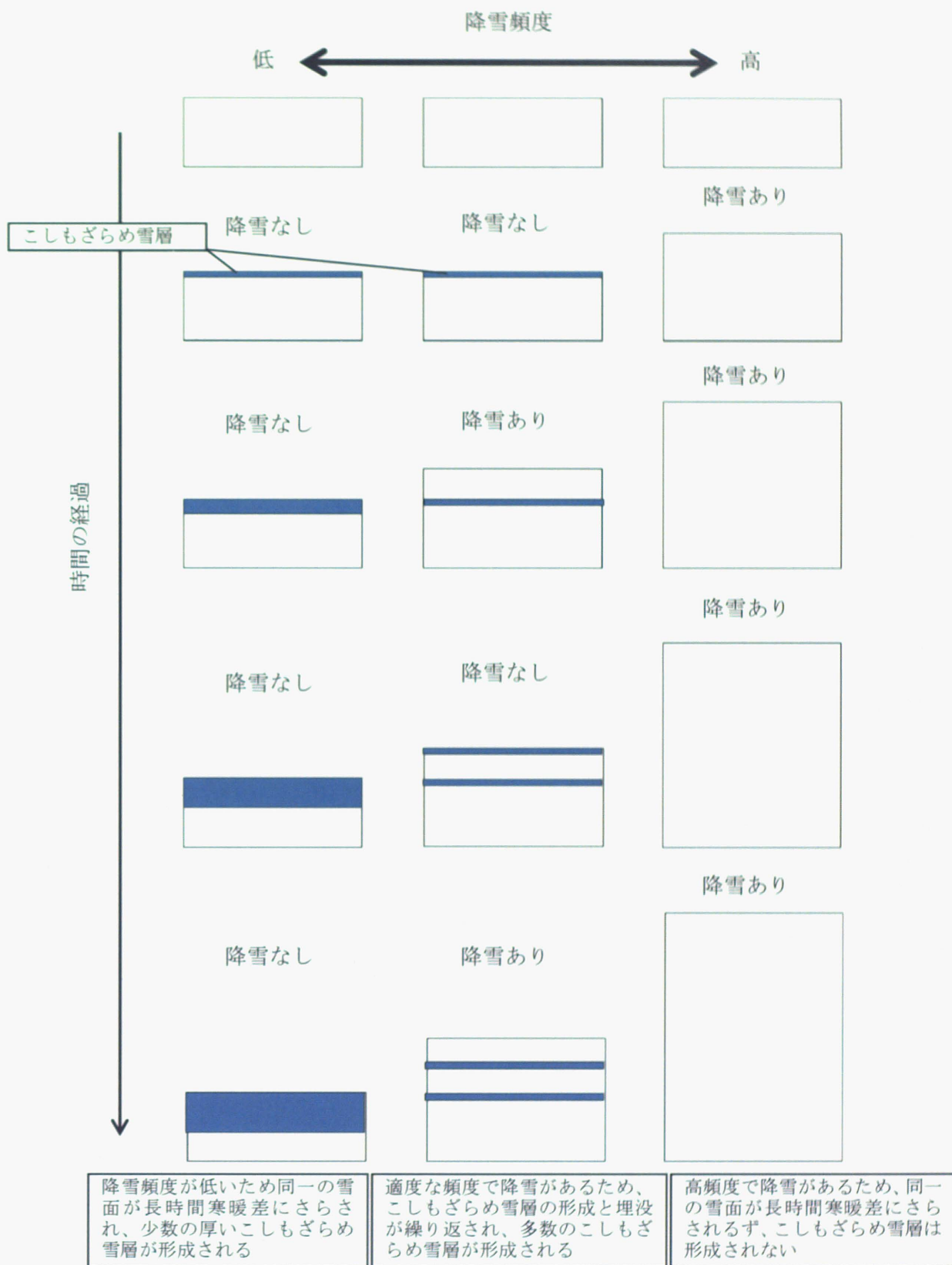


図 6-1 表面付近のこしもざらめ雪層の形成過程の模式図

6-2-2 融解・凍結クラスト数

融解・凍結クラスト層は、図 6-2 に示したように、日射・高温あるいは降雨によって積雪表面が融解した後、再凍結することによって形成される。しかし、厳冬期において融解・凍結クラストの形成原因として最も影響の大きいものは降雨であると考えられる。降雨は僅かな量であっても表面を融解させるため、その頻度が重要となる。また、積雪表面の融解・凍結層はこしもざらめ雪層に比べて短時間での形成されるため、高頻度で降雪があったほうが多数の融解・凍結クラストが形成される(図 6-2)。このため、降雨の頻度と降雪の頻度を示す指標となる気象要素が必要となる。ここでは、降雨日数が降雨頻度と積雪深が降雪頻度との関連性が高いと考え、降雨日数(日)×積雪深(cm)を融解・凍結クラスト数の指標として用いることとする。

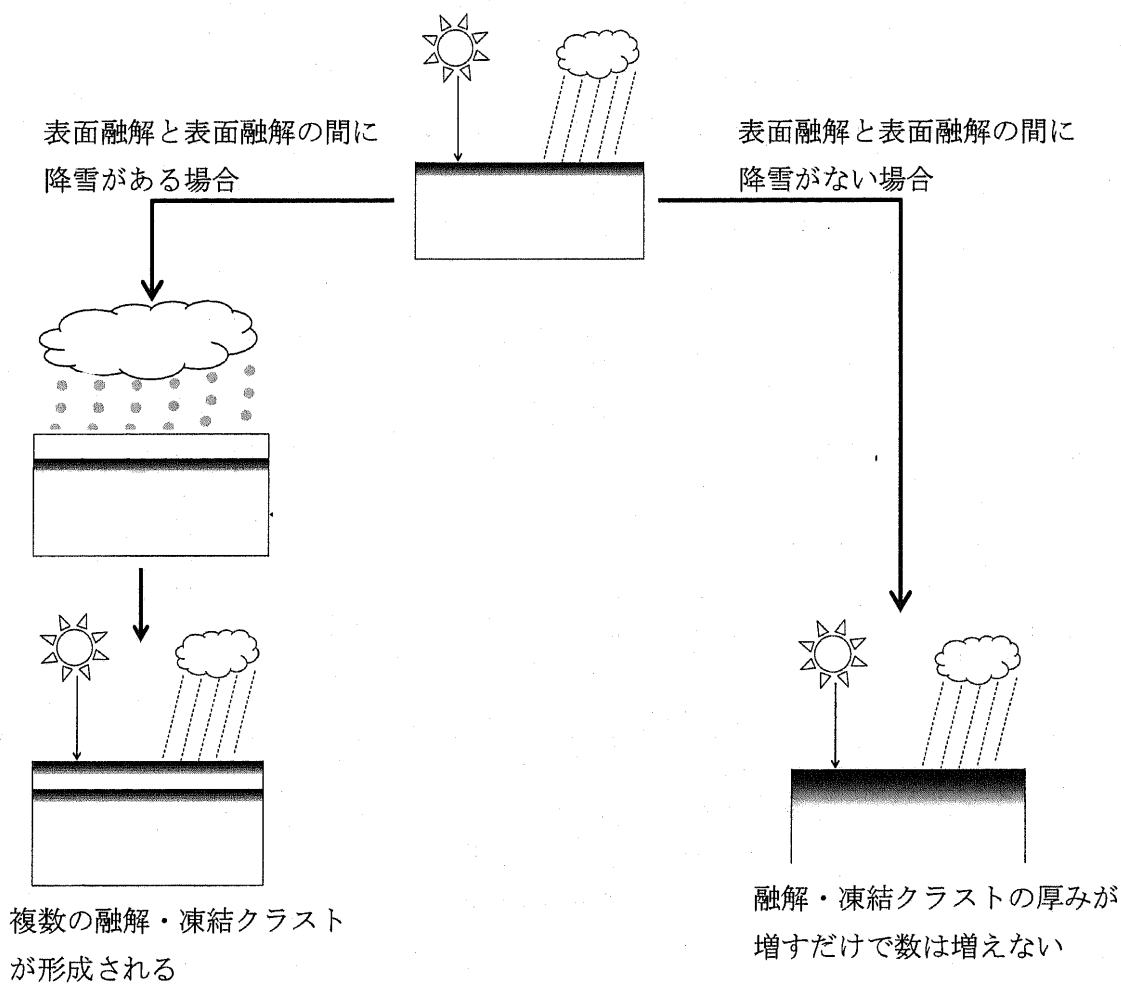


図 6-2 融解・凍結クラスト形成過程の模式図

6-2-3 しもざらめ雪率

しもざらめ雪層の形成には温度勾配が重要であり、その形成の目安として平均温度勾配が提案されている(Akitaya, 1974)。しもざらめ雪が卓越する平均温度勾配の目安は一般的に $10^{\circ}\text{C}/\text{m}$ であるといわれている(McClung and Schaerer, 2006)が、しもざらめ雪率との関係性についての検討は行われていない。また、一方で、第2章において、太平洋側の山城のしもざらめ雪率には平均温度勾配と正の相関があり、降雨とは負の相関があることが示された(図2-10)。すなわち温度勾配は、しもざらめ雪率を高め、降雨は、しもざらめ雪をざらめ化させることによって、しもざらめ雪率を下げると考えられる。このため、ここでは、しもざらめ雪率の指標として、平均温度勾配($^{\circ}\text{C}/\text{m}$)= $|\text{平均気温}(^{\circ}\text{C})|/\text{平均積雪深}(\text{m})$ と降雨量(mm)を用いることとする。

6-2-4 平均硬度

脆弱なしもざらめの占有率が増すことによって平均硬度が下がると考えられる。図6-3に示したようにしもざらめ雪率と平均硬度には良い負の相関がみられる。このため、平均硬度を示す指標としては、しもざらめ雪率と同じ平均温度勾配($^{\circ}\text{C}/\text{m}$)と降雨量(mm)を用いることとする。

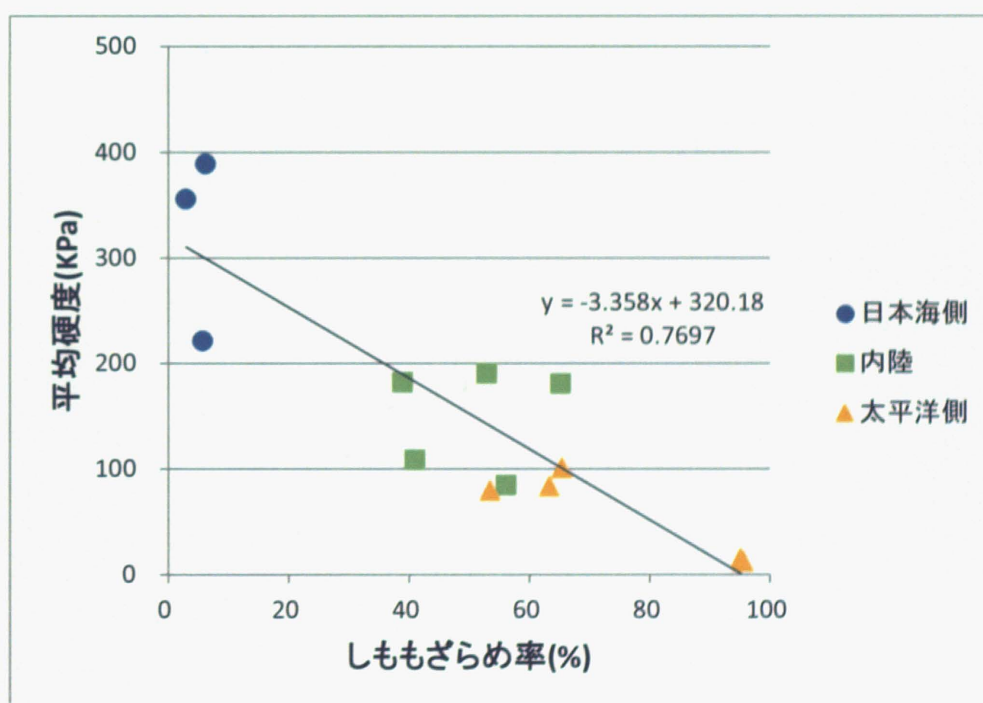


図 6-3 平均硬度としもざらめ雪率の関係

6-3 結果と考察

6-3-1 こしもざらめ弱層数

各観測地における年毎の1月、2月の平均こしもざらめ弱層数(表 5-9)と平均気温日較差/積雪深の関係を図 6-4 に示す。なお、平均気温日較差は、積雪断面観測実施個所で1時間毎に観測された気温データ(5-2 参照)を基に12月1日～2月の積雪断面観測実施日までの日較差の平均を求めて用いた。また、積雪深は1月と2月に積雪断面観測を実施した際の積雪深の平均を用いた。

図から日本海側から内陸にかけては、こしもざらめ弱層数と平均気温日較差/積雪深の間に良い正の相関があることがわかる。一方、太平洋側においては、負の相関がみられる。そして、図から平均気温日較差/積雪深が $0.1^{\circ}\text{C}/\text{cm}$ 辺りを境界として、これらの関係が分かれていることがわかる。これは、図 6-1 において示した、こしもざらめ雪弱層形成しやすい条件が平均気温日較差/積雪深 $= 0.1^{\circ}\text{C}/\text{cm}$ 付近であり、それよりも小さいと、降雪頻度が高すぎて、こしもざらめ層の形成を阻害し、それよりも大きいと降雪頻度が低すぎて形成される層の数が減少することを示していると考えられる。このことから、平均気温日較差/積雪深はこしもざらめ雪弱層数の指標として有用である。よって、ここでは、こしもざらめ弱層数の指標を NSFC index として以下の通り提案する。

$$\text{NSFC index } (^{\circ}\text{C}/\text{cm}) = \text{平均気温日較差 } (^{\circ}\text{C}) / \text{積雪深}(\text{cm})$$

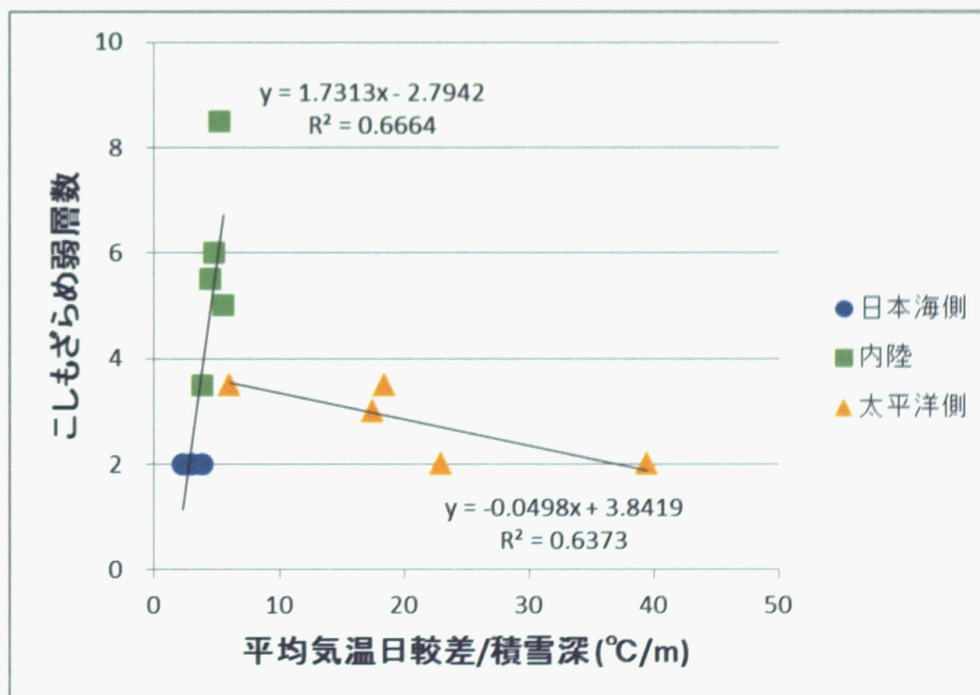


図 6-4 こしもざらめ弱層数と平均気温日較差/積雪深の関係

6-3-2 融解・凍結クラスト数

各観測地における年毎の融解・凍結クラスト数(表 5-9)と降雨日数×積雪深の関係を図 6-5 に示す。なお、降雨日数は、0 時を日界とし、12 月 1 日～2 月の積雪断面観測実施日までの期間に観測地の気温が 0℃を超えた状況でレーダーアメダス解析雨量により降水が認められた場合に降雨日としてカウントした。また、積雪深は 1 月と 2 月に積雪断面観測を実施した際の積雪深の平均を用いた。

図から日本海側から太平洋側のすべての観測地にかけて融解・凍結クラスト数と降雨日数×積雪深の間に良い正の相関があることがわかった。このことから、降雨日数×積雪深は融解・凍結クラスト数の指標として有用である。よって、ここでは、融解・凍結クラスト数の指標を MFC index として以下の通り提案する。

$$\text{MFC index (日・m)} = \text{降雨日数(日)} \times \text{積雪深(cm)}$$

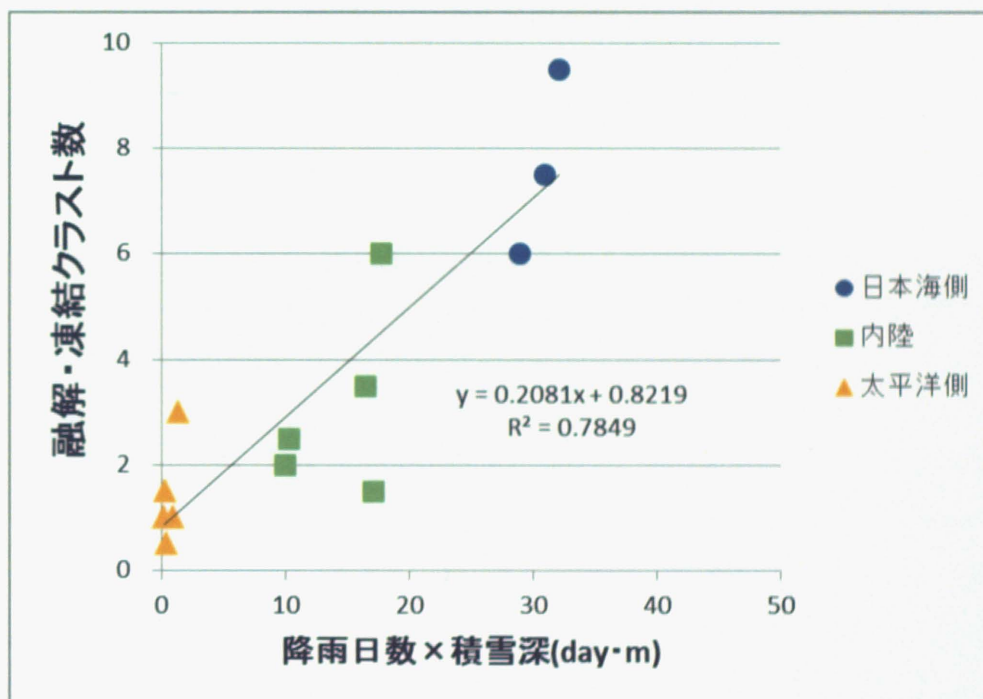


図 6-5 融解・凍結クラスト数と降雨日数×積雪深(day・m)の関係

6-3-3 しもざらめ雪率

各観測地における年毎のしもざらめ雪率(表 5-9)と平均温度勾配の関係を図 6-6 に示す。なお、平均温度勾配は、12 月 1 日～2 月の積雪断面観測実施日までの期間の平均気温をその期間の平均積雪深(12 月 1 日を 0m と仮定し、1 月と 2 月を積雪断面観測実施時の値としてこれらを平均した値)で除した値を用いた。

図から日本海側から内陸にかけては、しもざらめ雪率と平均温度勾配の間に良い正の相関があることがわかる。しかし、太平洋側においては、相関はみられない。平均温度勾配 $10^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 辺りを境界として、これらの関係が分かれている。図 6-7 に各観測年における観測地毎のしもざらめ雪率と降雨量の関係を示した。なお、降雨量は 12 月 1 日～2 月の積雪断面観測実施日までの期間に観測地の気温が 0°C を超えた際のレーダーアメダス解析雨量を積算したものである。

図において平均温度勾配 $10^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 未満の観測点(日本海側と内陸)においては、降雨量との間に相関がみられないのに対し、 $10^{\circ}\text{C}/\text{m}$ を超える観測点(太平洋側)においては負の相関がみられる。すなわち、平均温度勾配 $10^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 未満の観測点においては積雪深が大きいので、降雨の影響は全層に対する割合が小さいのに対し、平均温度勾配が $10^{\circ}\text{C}/\text{m}$ を超える観測点においては積雪深が小さいために降雨の影響が全層に対して占める割合が大きくなると考えられる。太平洋側の観測点においては、しもざらめ雪が卓越するのに十分な温度勾配($10^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 以上)があり、しもざらめ化が進むが、降雨の影響によって、一旦形成されたしもざらめ雪がざらめ化することによってしもざらめ雪率が下がるものと考えられる。

以上から、平均温度勾配 $10^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 未満の地域においては、平均温度勾配が $10^{\circ}\text{C}/\text{m}$ を超える地域においては、降雨量がしもざらめ雪率の指標として有用である。

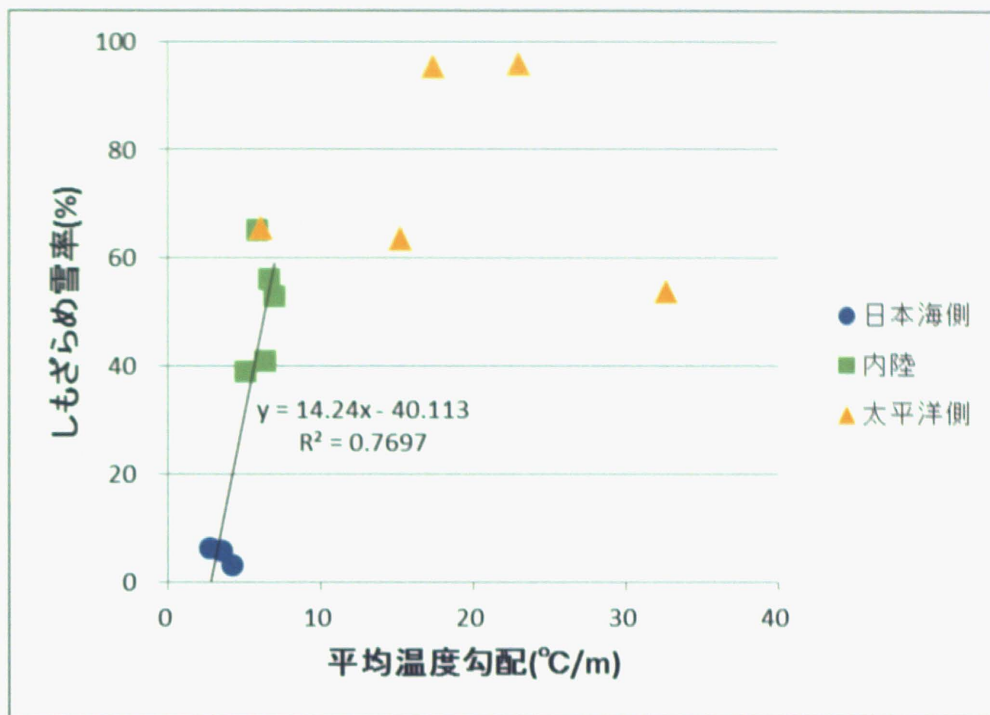


図 6-6 しもざらめ雪率と平均温度勾配の関係

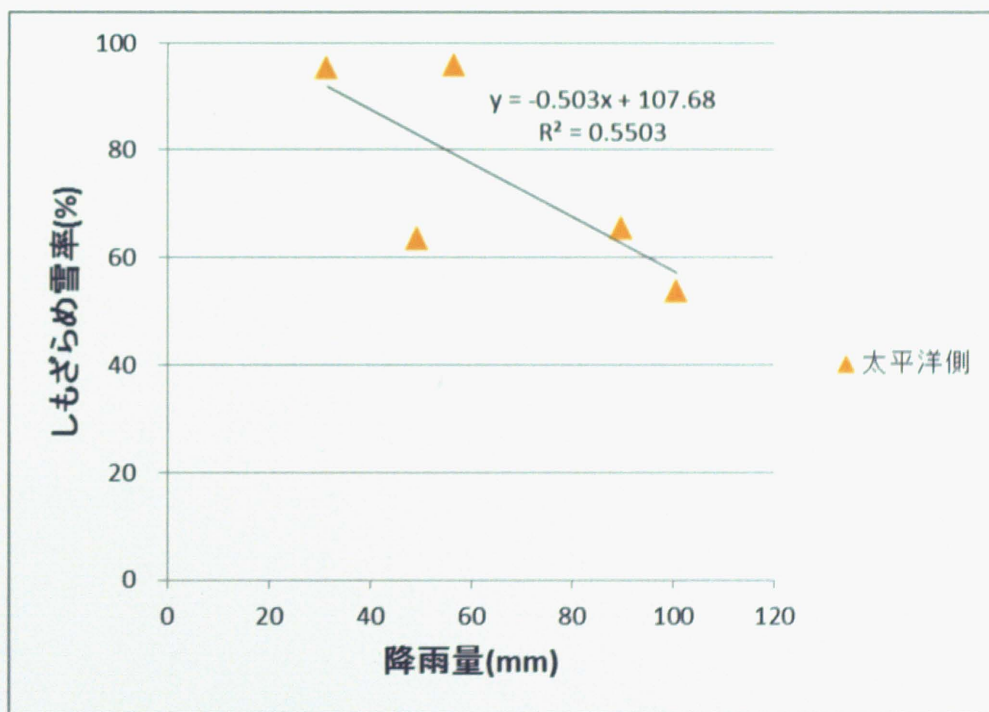


図 6-7 しもざらめ雪率と降雨量の関係

6-3-4 平均硬度

各観測地における年毎の平均硬度(表 5-9)と平均温度勾配の関係を図 6-8 に示す。図から日本海側から内陸にかけては、平均硬度と平均温度勾配の間に良い負の相関があることがわかる。しかし、太平洋側においては、相関はみられない。図 6-9 に各観測年における観測地毎の平均硬度と降雨量の関係を示した。図において平均温度勾配 10℃/m 未満の観測点(日本海側と内陸)においては、降雨量との間に相関がみられないのに対し、10℃/m を超える観測点(太平洋側)においては正の相関がみられる。すなわち、平均温度勾配 10℃/m 未満の観測点においては積雪深が大きいいため、降雨の影響は全層に対して占める割合が低いのに対し、平均温度勾配が 10℃/m を超える観測点においては積雪深が小さいために降雨の影響が全層に対して占める割合が大きくなると考えられる。太平洋側の観測点においては、脆弱なしもぎらめ雪が卓越するのに十分な温度勾配(10℃/m 以上)があり、しもぎらめ化が進むが、降雨の影響によって、一旦形成された脆弱なしもぎらめ雪が硬度の高いぎらめ雪に変化することによって平均硬度が増すと考えられる。

このことから、平均温度勾配 10℃/m 未満の地域においては、平均温度勾配が、10℃/m を超える地域においては、降雨量が平均硬度の指標として有用である。

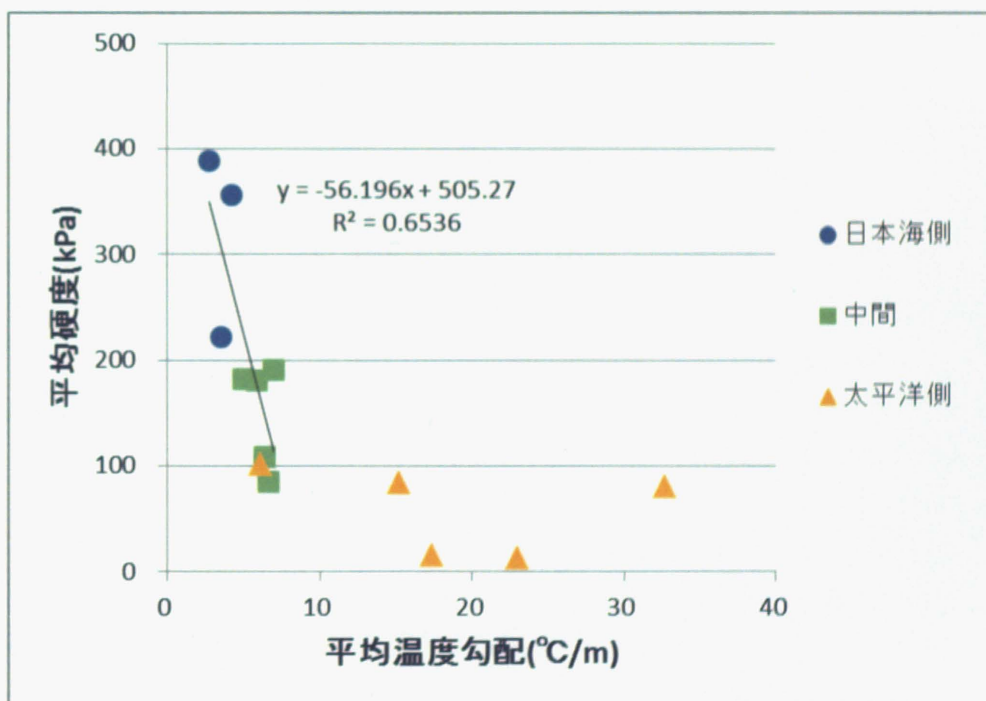


図 6-8 平均硬度と平均温度勾配の関係

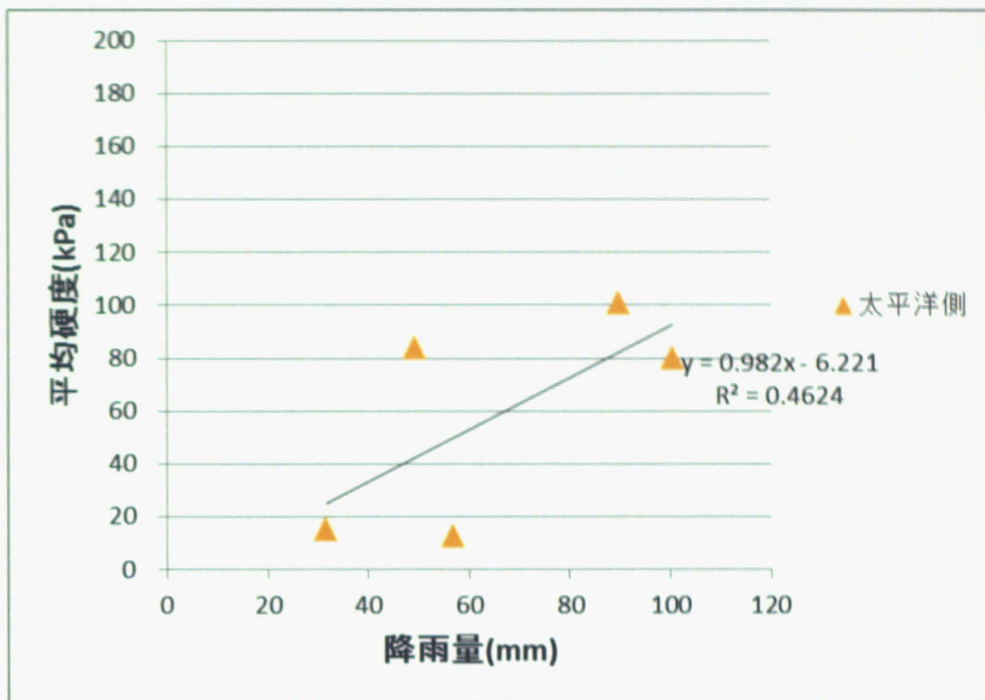


図 6-9 平均硬度と降雨量の関係

6-4 まとめ

第5章において示された積雪脆弱性に関連する4つの指標(雪質占有率、こしもざらめ層数、融解・凍結クラスト層数、全層平均硬度)とそれらと関連性が高いと考えられる気象要素の関係について検討を行った。既存の研究成果等を基に、各指標に関連すると考えられる気象要素を選定し、それらの関係について検討を行った結果、各指標と気象要素の関係を明らかにすることができた(表 6-1～表 6-4)。これにより、雪質占有率に対しては平均温度勾配および雨量、こしもざらめ弱層数に対しては NSFC index.(日較差平均/積雪深)、融解・凍結クラスト層数に対しては MFC index.(降雨日数×積雪深)という気象要素の組み合わせによる積雪特性の指標を提案した。これらの指標には、いずれも積雪深のデータが含まれており、中部山岳地の積雪の地域特性が降雪量の地域特性と密接に関連していることが明らかになった。また、表 6-5 に第5章において提案した積雪特性の地域区分毎の各気象要素の範囲と平均値を示した。表から、気象要素の範囲と平均値には、地域毎の特徴が表れており、この区分をこれらの気象要素からも説明することができることがわかる。このことは、これらの気象要素が積雪特性の指標として有用であることを示しているといえる。

表 6-1 こしもざらめ弱層数と気象要素の関係

こしもざらめ弱層数: NSFC index		
気象要素	条件	関係
気温日較差平均/積雪深(°C/cm)	<0.1°C/cm	正の相関
気温日較差平均/積雪深(°C/cm)	≥0.1°C/cm	負の相関

表 6-2 融解・凍結クラスト数と気象要素の関係

融解・凍結クラスト数: MFC index	
気象要素	関係
降雨日数×積雪深(day・cm)	正の相関

表 6-3 しもざらめ雪率と気象要素の関係

しもざらめ雪率(%): 平均温度勾配 or 降雨量		
気象要素	条件	関係
平均温度勾配(°C/m)	<10°C/m	正の相関
降雨量(mm)	≥10°C/m	負の相関

表 6-4 平均硬度と気象要素の関係

平均硬度(kPa) : 平均温度勾配 or 降雨量		
気象要素	条件	関係
平均温度勾配(°C/m)	<10°C/m	負の相関
雨量(mm)	≥10°C/m	正の相関

表 6-5 各地域における積雪特性の指標となる気象要素の範囲と平均値

		日本海側 山岳地	内陸 山岳地	太平洋側 山岳地
平均温度勾配 (°C/m)	範囲	2.8-4.2	5.0-7.0	6.1-32.7
	平均	4	6	19
降雨量 (mm)	範囲	36-113.8	8.4-88.2	31.6-100.6
	平均	77	47	66
NSFC index (°C/m)	範囲	2.3-3.8	3.8-5.2	6.0-39.5
	平均	3	5	21
MFC index (day・m)	範囲	29.0-32.1	10.1-17.8	0.3-1.4
	平均	31	14	0.7

第7章 結言

7-1 本論文のまとめ

我が国における主要な雪崩犠牲者は山岳レクリエーションユーザーである。山岳レクリエーションユーザーの雪崩安全には、積雪の不安定性を評価することが重要である。雪崩安全対策において重要な積雪不安定性評価の材料となる気象、積雪、雪崩の発生状況等の各データは、山岳地では、時間的にも空間的にも十分な分解能で収集することは困難である。このため、それらを補うための基礎情報として対象とする山域の積雪特性に関する理解が重要となる。本研究では山岳レクリエーションユーザーの安全性の向上に資することを目的として、中部山岳地を研究対象として雪崩に関連する積雪の地域特性について検討を行った。

第2章では、日本海側山岳地(梅池観測点)と太平洋側山岳地(西駒観測点)に各1か所ずつ設定した定点から収集した10冬季にわたる気象と積雪データを基に、両観測地の特徴について検討した。梅池観測点では、しまり雪が卓越し、積雪硬度も高く比較的安定した積雪構造を持つのにに対し、西駒観測点では、しもざらめ雪とざらめ雪が卓越し、比較的脆弱な積雪構造を持つという差異がみられた。両観測地において、気温の差は顕著ではなく、積雪の差異は主に積雪深と降雨量の差異によってもたらされていることが示された。また、このような極端な積雪特性の差異は、たとえば北米においては1000km程度の水平距離のスケールで現れるのに対し、中部山岳地においては僅か100km程度のスケールにおいて現れることが明らかになった。

第3章では、中部山岳地において雪崩をもたらす積雪構造の特徴を明らかにするために、20事例の雪崩破断面における積雪断面観測結果を分析した。結果として、中部山岳地において典型的な積雪の脆弱性は、表面付近のこしもざらめ雪弱層：NSFC(持続型脆弱性)、地面付近に発達したしもざらめ雪弱層：DH(持続型脆弱性)、雲粒無し降雪結晶弱層(非持続型脆弱性)、融解凍結クラストによる滑り面：MFC(持続型脆弱性)の4タイプであることが示された。また、スイスやカナダに比べ特に降雪結晶弱層による雪崩が高頻度で発生しており、中部山岳地において特徴的な積雪脆弱性であることが明らかになった。

第4章では、非持続型脆弱性である降雪結晶弱層に関連した雪崩が中部山岳地において多く発生する原因について考察するために、雪崩発生時に広域で行った積雪調査結果と、気象推移との関連性を調べた。観測された2事例において、降雪結晶の弱層は、低気圧の通過に伴い広域において形成され、積雪の不安定性は、その後の冬型降雪によって大量の上載積雪が形成される日本海側に限定的にもたらされていたことが明らかになった。また、この他の3事例においては、広域積雪調査を行っていないが、前述の2事例と同様の気象推移のもとで雪崩が発生していたことが分かった。このような気象推移は中部山岳地においては比較的良好にみられるパターンであり、このことが中部山岳地において、スイスやカナダよりも高頻度に降雪結晶弱層に関連した雪崩が発生する原因であることが示唆された。

第5章では、中部山岳地内の広域に設定した6つの定点(梅池高原、志賀高原、乗鞍高原、

木曾駒高原、蓼科高原、三伏峠)において、3 冬期にわたって、1 回/月の頻度で行った定期的な積雪断面観測データを基に持続型脆弱性の地域特性について検討した。積雪中に含まれる NSFC の数、MFC の数、そして DH については、雪質占有率と積雪平均硬度に着目すると、6 つの観測点は、日本海側山岳地(樺池高原)、内陸山岳地(志賀高原、乗鞍高原)、太平洋側山岳地(木曾駒高原、蓼科高原、三伏峠)の 3 つのグループに区分された。この区分は、鈴木(1961)の気候区分ともよく調和しており、これらの中部山岳地の積雪特性が冬型降雪の空間分布と関連性を持つことが示唆された。

第 6 章では、第 5 章で示した持続型脆弱性の地域特性と気象要素の関係について検討した。既存の研究成果等を基に、各積雪特性に関連すると考えられる気象要素を選定し、それらの関係について検討を行った。これにより、雪質占有率に対しては平均温度勾配および雨量、こしもざらめ弱層数に対しては NSFC index.(日格差平均/積雪深)、融解・凍結クラスト層数に対しては MFC index.(降雨日数×積雪深)という気象要素の組み合わせによる積雪特性の指標を提案した。これらの指標には、いずれも積雪深のデータが含まれており、中部山岳地の積雪の地域特性が降雪量の地域特性と密接に関連していることが明らかになった。

中部山岳地においては、狭い範囲内において多様な積雪特性がみられるため、ここを活動の場とする山岳レクリエーションユーザーは、それらに適切に対応することが求められる。このため、本研究で得られた成果を雪崩教育の場で活用することは、雪崩事故の防止に大いに貢献できる。さらに、本研究によって得られた地域区分や各地域の特徴に関する知見は、山岳レクリエーションユーザーの積雪不安定性評価を助ける山岳雪崩情報を将来的に発信するための重要な基礎となると考えられる。今後、観測の時間・空間分解能を高めることによって山岳雪崩情報の提供へ発展させることが可能である。また、本研究において行った手法は、従来の主に気候に着目した積雪特性区分とは異なり、積雪特性そのものに着目したものである。このため、世界各地の積雪山岳地を研究対象とすることによって、グローバルに活用可能な積雪特性区分へと発展させることが可能であると考えられる。

7-2 今後の課題

雪崩破断面における観測事例は 20 件のみであり、今後も事例を蓄積する必要がある。また、気候的な特徴について議論するには、より長期的な観測が必要である。さらに、定期的な積雪観測点を増やすことによってより詳細な地域特性をつかむことができると考えられる。一方で、研究対象地を中部山岳地のみに限定せず東北、北海道、さらには海外へと広げることにより、あらゆる地域で活用できる汎用性の高い積雪特性区分を提案したい。さらに、これらの研究成果を、基礎情報とし、将来的には山岳雪崩情報の提供へ発展させたい。

謝辞

本研究を進めるにあたり、多くの方々からご指導ならびにご協力を頂きました。

新潟大学災害復興科学センター和泉薫教授、河島克久准教授には、懇切丁寧なご指導とご鞭撻を頂きました。本学位論文をまとめるにあたり、新潟大学災害復興科学センター高濱信行教授、卜部厚志准教授、伊豫部特任助教、同大理学部浮田甚郎教授、本田准教授には御高配と懇切なるご指導を頂きました。アルプス雪崩研究所の若林隆三所長には、信州大学在学時に研究に取り組む基礎をつくって頂くとともに、フィールドワークの重要性についてご指導いただきました。さらに、若林所長には中央アルプスの観測データの使用について快諾頂き、有益なディスカッションも頂きました。特定非営利活動法人雪崩ネットワーク出川あずさ理事長には SPIN(Snow profile Information Network)や雪の掲示板のデータをご提供頂き、有益なアドバイスも頂きました。森林総合研究所十日町試験地竹内由香里主任研究員には、論文の取りまとめ方についてアドバイスを頂きました。防災科学研究所の山口悟主任研究員には八方尾根の気象観測データを提供して頂きました。長岡技術科学大学博士後期課程勝島隆史氏および信州大学演習林研究室 OB 前原徹氏には、厳しい環境の中でのフィールドワークにご協力を頂きました。フィールドで観察しながらのディスカッションは、本論文をまとめるうえで重要な要素となっています。

これらのすべての方々に深甚なる感謝の意を表します。

参考文献

- Akitaya, E., 1974: Studies on depth hoar. Contributions from the Institute of Low Temperature Science, Series A, No. 26, Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, 1-67.
- 秋田谷英次・清水 弘, 1987: 積雪内の弱層形成に関する観察事例. 低温科学, 物理篇, 46, 67-75.
- 秋田谷英次・遠藤八十一, 1979: 北海道の平地積雪の特性(1977~79 冬期). 低温科学, 物理篇, 38, 33-40.
- Armstrong, R.L., Armstrong, B.R., 1987. Snow and avalanche climate of the western United State: a comparison of maritime, transitional and continental conditions. Avalanche Formation, Movement and Effects. Proc. Davos Symposium: IAHS Publ., vol. 162, pp. 281-294.
- Atkins, R., 2005. An avalanche characterization checklist for backcountry travel decisions. Proceedings ISSW 2004, International Snow Science Workshop, Jackson Hole, Wyoming, USA, 19-24 September 2004. USDA Forest Service, Fort Collins, Co, pp. 462-468.
- Bhudak Consultant Ltd., 2003 Public avalanche safety program review. Prepared for the British Columbia Ministry of Public Safety and Solicitor General.
- Birkeland, K.W., 1998. Terminology and predominant processes associated with the formation of weak layers of near-surface faceted crystals in the mountain snowpack. Arct. Alp. Res. 30, 193-199.
- Brown, A., 2008. On wet slab mechanics and yellow snow: a practitioner's observations. Proceedings ISSW 2008, International Snow Science Workshop, Whistler, BC, Canada, 21-27 September 2008, pp. 299-305.
- Canadian Avalanche Association, 2007: Observation guidelines and recording standards for weather, snowpack and avalanches, 99pp.
- 出川あずさ, 池田慎二, 2010: ~山岳ユーザーのための~雪崩リスク軽減の手引き. 東京新聞出版社, 96pp.
- Dexter, L.R., 1981. Snow avalanches on the San Francisco Peaks: Coconino County, Arizona. MS Thesis, Dept. of Geography and Public Planning, Northern Arizona University.
- Estoque, M.A., Nimomiya, K., 1976. Numerical simulation of Japan Sea effect snowfall. Tellus 28, 243-253.
- Ferguson, S.A., and LaChapelle, E.R., 2003: The ABCs of avalanche safety. Seattle, The Mountaineers Books, 141 pp.

- Haegeli, P., McClung, D.M., 2003. Avalanche characteristics of a transitional snow climate—Columbia Mountains, British Columbia, Canada. *Cold Reg. Sci. Technol.* 37 (3), 255–276.
- Haegeli, P., 2004. Scale analysis of avalanche activity on persistent snowpack weaknesses with respect to large-scale backcountry avalanche forecasting. PhD Thesis, University of British Columbia. 254p.
- Haegeli, P., McClung, D.M., 2007. Expanding the snow climate classification with avalanche relevant information — initial description of avalanche winter regimes for south-western Canada. *J. Glaciol.* 53 (181), 266–276.
- Hartman, H., Borgeson, L., 2008. Wet slab instability at the Arapahoe basin ski area. *Proceedings ISSW 2008, International Snow Science Workshop, Whistler, BC, Canada, 21–27 September 2008*, pp. 163–169.
- 飯田睦, 1970. 日本の山岳気象. 山と溪谷社, 東京, pp. 258.
- 池田慎二, 2010: 積雪観測ガイドブック(第6章 雪粒子の観察と撮影および第8章 雪崩斜面における積雪安定性評価と弱層テスト). 朝倉書店, 136pp.
- Jamieson, J.B., 1995: Avalanche prediction for persistent snow slabs. Ph.D. Thesis, Dept. of Civil Engineering, University of Calgary, Canada.
- Jamieson and Johnston, 1992. Snowpack characteristics associated with avalanche accidents. *Canadian Geotechnical Journal* 29, pp. 862–866
- Jamieson, J.B., 2006, Formation of refrozen snowpack layers and their role in slab avalanche release. *REVIEWS OF GEOPHYSICS, VOL. 44, RG2001*, 1–15.
- 川田邦夫・佐竹洋・飯田肇・篠田裕美, 2001: 積雪構造からみた立山山岳地の降雪特性-1997～2000年冬期の観測から-. 富山大学環日本海地域研究センター研究年報, 26, 56–64.
- 河島克久・山田知充・若浜五郎, 1987: 日本海沿岸積雪地域の堆積環境区分とその積雪特性. 低温科学, 物理篇, 46, 1–13.
- LaChapelle, E.R., 1966. Avalanche forecasting—a modern synthesis. *International Association of Hydrological Sciences Publ.*, vol. 69, pp. 350–356. Available from International Association of Hydrological Sciences Press, Centre for Ecology and Hydrology, Wallingford, Oxfordshire OX10 8BB, United Kingdom.
- LaChapelle, E.R., 1980: The fundamental process in conventional avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, Vol. 26, No. 94, p. 75–84.
- Latenser, M. and M. Schneebeli. 2002. Temporal trend and spatial distribution of avalanche activity during the last 50 years in Switzerland. *Natur. Hazards*, 27, 201–230.
- Maejima, I., 1980. Seasonal and regional aspect of Japan's weather and climate. *Geography of Japan*. Teikoku-Shoin, Tokyo, Japan, pp. 54–72.
- McClung, D. M., 2002, The elements of applied forecasting - Part II: The physical issues and the

- rules of applied avalanche forecasting, *Nat. Hazards*, 26, 131-146.
- McClung, D., Schaerer, P., 2006. *The avalanche handbook*. The Mountaineers Books, Seattle, WA. pp. 271.
- McCammon, I., Schweizer, J., 2002. A field method for identifying structural weaknesses in the snowpack. *International Snow Science Workshop*, Penticton, British Columbia, Sept. 30 – Oct 4, 2002.
- Mock, C.J., Kay, P. A., 1992: Avalanche climatology of the western United States, with an emphasis on Alta, Utah. *Prof. Geogr.*, 44, 307–318. Namias, J., 1978: Multiple
- Mock, C.J., Birkeland, K.W., 2000. Snow avalanche climatology of the western United States mountain ranges. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 81 (10), 2367–2392.
- Munter, W., 1999: 3x3 Lawinen. Entscheiden in kritischen Situationen. Verlag Pohl und Schellhammer, 220 pp.
- 村井五郎, 1956 : 降雪粒子の結晶形と上層大気状態の関係. *低温科学, 物理篇*, 15, 13-32.
- 村上正隆, 2005 : 降雪雲と降雪分布(降雪の気象). *雪と氷の事典*, 朝倉書店, 59-80
- 中川正之・川田邦夫・岡部敏夫・清水弘・秋田谷英次, 1976 : 立山の積雪の性質の研究. *雪氷*, 38, 157-164.
- 日本雪崩ネットワーク, 2009 : 気象・積雪・雪崩の観察と記録のガイドライン, 98pp.
- Ninomiya, K., 1968. Heat and Water Budget over the Japan Sea and the Japan Islands in Winter Season — with special emphasis on the relation among the supply from sea surface, the convective transfer and the heavy snowfall. *J. Meteorol. Soc. Japan* 46, 343–372.
- 小笠原和夫, 1964 : 北アルプス立山, 剣の積雪調査. *アルプスの自然*, 富山大学学術調査団, 123-152.
- Roch, A., 1949: Report on snow avalanche conditions in the U.S.A. western ski resorts from the 26th of January to the 24th of April, 1949. Eidg. Institut für Schnee und Lawinenforschung Internal Rep. 174, 39 pp. [Available from Swiss Federal Institute for Snow and Avalanche Research, Flüelastr. 11, CH-7260, Davos Dorf, Switzerland.]
- Schweizer, J., 1999: Review of dry snow slab avalanche release. *Cold Regions Science and Technology*, 30, 43-57.
- Schweizer, J., Jamieson, J.B., 2001. Snow cover properties for skier triggering of avalanches. *Cold Reg. Sci. Technol.* 33 (2–3), 207–221
- Schweizer, J., Wiesinger, T., 2001. Snow profile interpretation for stability evaluation. *Cold Reg. Sci. Technol.* 33 (2–3), 179–188.
- Sharma, S.S., Ganju, I. A., 2000, Complexities of avalanche forecasting in Western Himalaya an overview, *Cold Regions Science and Technology* 31 2000. 95–102

- Shimizu, M., Abe, O., 2001. Recent fluctuation of snow cover on mountainous area in Japan. *Annals of Glaciology*, vol.32. 93–101.
- 鈴木秀夫, 1966 : 日本の気候区分.地理学評論, 35, 5, 205-211.
- 高橋博・中村勉編 : 雪氷防災,1986 : 白亜書房, pp478.
- Takeuchi, Y., Nohguchi, Y., Kawashima, K. and Izumi, K., 1998: Measurement of snow hardness distribution. *Annals of Glaciology*, 26, 27-30.
- Tremper, B., 2009. Staying alive in avalanche terrain. The Mountaineers Books, Seattle, WA. pp. 281.
- van Herwijnen and Jamieson, 2005 Fracture in Weak Snowpack Layers in Relation to Slab Avalanche Release. Ph.D. Thesis, Dept. of Civil Engineering, University of Calgary, Canada.
- Williams, K., 1980, Credibility of avalanche warnings. *Journal of Glaciology* Vol. 26, No. 94. 93-103.