

### 3. 気象データから考える雪崩発生危険度

日本気象協会北海道支社

中村一樹

日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム

#### 1. はじめに

近年、従来からの冬山登山を楽しまれている方以外に、冬山でバックカントリースキーやスノーボードを楽しむ人が増えてきています。ただ、自然の山岳地域での活動になるため、雪崩発生のリスクがあり、残念なことに、毎年何件か雪崩遭難事故が起きています。

仮に、雪崩発生の危険性を気象データから予想することが可能ならば、登山者、スキーヤー、スノーボーダー、山岳での作業者のほか、道路管理等にも有益な情報となります。

(社)日本雪氷学会北海道支部が 2007 年 11 月に新設した雪氷災害調査チームは、雪崩の発生メカニズムを解明する目的でいくつかの雪崩事例の現地調査を行っています。

私は、これらの調査事例を用いながら、周辺の気象データから入山の前に雪崩のリスクを予想し、冬期に山岳で行動する場合の安全性を高めることを目的に研究を行っておりますので、この機会にご紹介します。

#### 2. 雪崩の分類

雪崩は、発生形態から、表層雪崩、全層雪崩、氷雪崩の 3 つに分けることができます（決定版雪崩学, 2002）。このうち、表層雪崩は、図 1 に示すように、発生域の状態から面発生表層雪崩と点発生表層雪崩に分けることができます。

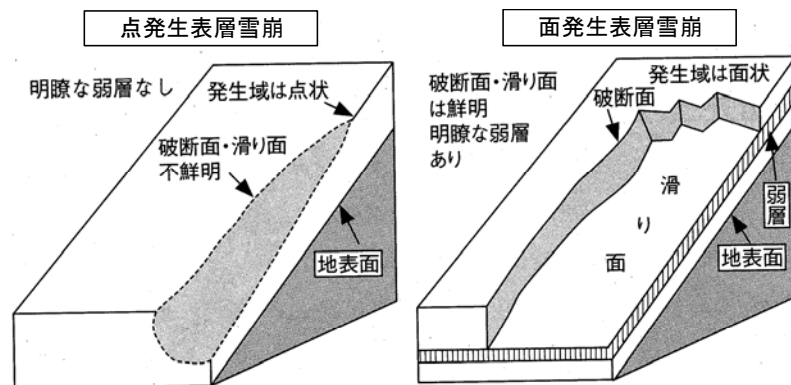


図1 表層雪崩の種類と特徴(決定版雪崩学, 2002より)。

面発生表層雪崩は、積雪内の弱い層（弱層）上のすべり面より下の積雪を残して上部層の積雪のみが崩落する雪崩のことを言います。この雪崩は規模や破壊力がともに大きく、雪崩の堆積域では、デブリと呼ばれるブロック上の積雪が積み重なります。登山者やスキーヤー、スノーボーダーにとって最も警戒すべき雪崩です。

点発生表層雪崩は、積雪表面のある部分が、安息角と呼ばれる雪粒が自然に崩れ落ちる臨界の角度より急な傾斜の所で最初に崩れ、これが周囲の積雪を巻き込んで流下する雪崩です。雪崩の跡は細長い三角形となり、明瞭な弱層を伴わないという特徴があります。一般に、点発生表層雪

崩は規模が小さく、面発生表層雪崩のような破壊力を伴いません。

図 2 に示すような全層雪崩は、一度に地面までの全層の積雪が崩落する雪崩のことです。春先など気温が上がると発生します。融雪水や雨水が浸透して、地表面が滑りやすくなるためです。ただ、近年は、冬の気温が上がり、真冬でも気温が上がって融雪が起こる場合や、雨が降る場合も多いため、春先だけの現象と決めつけることはできません。

表層雪崩の場合、何の前触れもなく発生しますが、全層雪崩の場合、表層雪崩とは違い、積雪表面にクラックやこぶ状のしわなどの前兆現象が現れます。

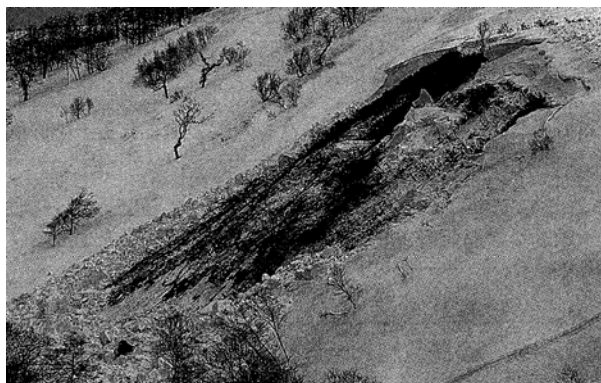


図 2 全層雪崩（決定版雪崩学，2002 より）。

氷雪崩は、氷河にある氷の塔やクレバスの崩壊、氷瀑からの氷塊、氷片の落下などにより発生します。氷のほかに雪や岩石が混じる場合があります、非常に高速の氷雪崩は、雪雲を伴い長距離に達します。

### 3. 面発生表層雪崩発生メカニズム

先に述べたように、登山者やスキーヤー、スノーボーダーが最も警戒すべき雪崩が、面発生表層雪崩です。パウダースノーを求めて冬山に入った場合、このタイプの雪崩のリスクがあります。実際に面発生表層雪崩による事故は毎年のように起こっています。本稿ではこの最も警戒すべき面発生表層雪崩について考察します。

図 3 に面発生表層雪崩の発生要因を示します。図に示すように、斜面の状態などの「地形」と「積雪の安定性」、そして積雪の状態に大きく影響する「気象」が雪崩発生大きな要因となります。

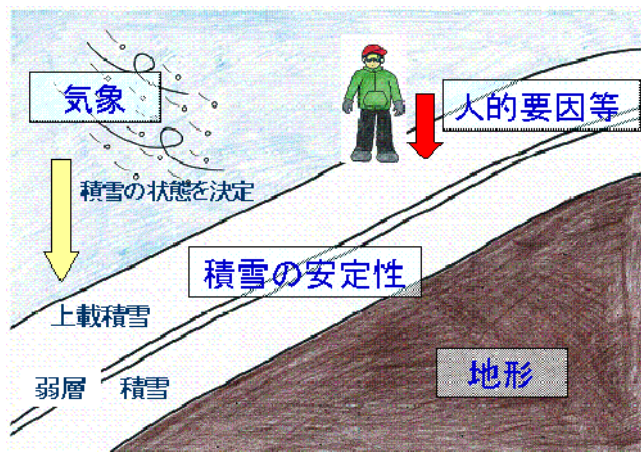


図 3 面発生表層雪崩の発生要因。

積雪内に弱層と上載積雪がある不安定な状態の場合、この3つの要因に「人的要因等」が加わることで、表層雪崩の危険度が高まります。

図3に示している弱層の厚さはほとんど数cm以下で、数mm程度の薄いものもあります。この弱層は、少しの力でも壊れやすく、何かのきっかけで力が加えられると、上に積もっている上載積雪に対してすべり層となります。

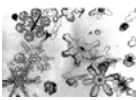




ここでは、「積雪の安定性」に関わる面発生表層雪崩の発生プロセスである「弱層形成」と「上載積雪形成」について、「気象」データから雪崩発生危険度の考察を試みました。

なお、多量の降雪が短時間に降り積もる場合は、弱層がなくても表層雪崩が発生する場合があります。

#### 4. 弱層形成の原因

表1に面発生表層雪崩における弱層形成の5種類の雪と特徴を示します。この5種類の弱層が積雪表面付近で形成された後、直ちに降雪や吹雪、吹きだまりの堆積によって弱層が埋まり、上載積雪が形成された場合、雪崩の危険度が高まります。

表1 面発生表層雪崩における弱層形成の5種類の雪と特徴  
(結晶写真は決定版雪崩学, 2002より)。

種類	結晶形	降雪に関わる	積雪に関わる	既存研究による気象からの推定
雲粒なし新雪 	大きな幅広六花は、顕著な弱層、雲粒が無ければ小さな結晶でも弱層になる	○		弱風または無風の時の降雪 <b>気圧配置からの言及なし</b>
表面霜 	幅広六花の一部に似た形状から、シダ状のものまで		○	夜間の放射冷却と弱風、高湿度で顕著に発達
霜ざらめ 	骸晶状やコップ状、角柱や平板上		○	表面に新雪、昼間の強い日射と夜間の放射冷却で表層中に発達
あられ 	凍結水滴(雲粒)の集合体、球形または円錐形、直径数ミリ	○		雪結晶が雲の中を落下中に雲粒を捕捉し凍結、冬型、寒冷前線、低気圧中心部など
濡れざらめ 	大きな球形の氷粒、結合弱い		○	強い日射で結晶のボンドが融ける凍結せずに積雪内に埋没で弱層

※ 濡れざらめの「ボンド」とは、隣接する雪粒どうしをつないでいる再凍結した氷のことです。

##### (1) 雲粒なし新雪

図4に雲粒なし新雪の弱層形成過程を示します。雲粒が付かない幅広六花などの新雪結晶や、小さなほかの結晶形が表面に層になって積もると、表面が滑らかなため接触点が少なく、焼結による堆積後の結晶の結合が少なくなります。つまり、このような雲粒なしの新雪層はすべりやすく、多量の積雪が上に堆積すると弱層となります。

これまで、雪崩研究では、この弱層の形成気象条件として、弱風または無風時の雲粒なし降雪としか言及がありませんでしたが、中村ら（2009）は、2009年2月～3月の降雪結晶及び積雪調査と気象データから、温暖前線や低気圧前面降雪によってもたらされた雲粒なし結晶が、広域に弱層を形成していると考えました。

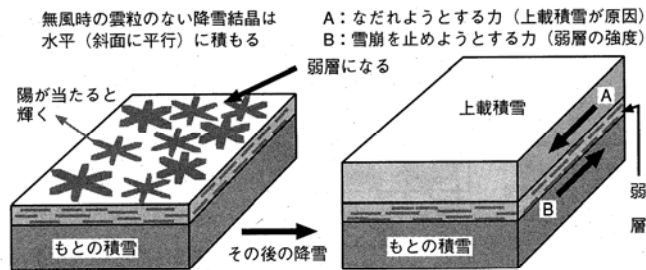


図4 雲粒なし新雪の弱層形成過程（決定版雪崩学, 2002より）。

## (2) 表面霜

図5に表面霜の弱層形成過程を示します。例えば、夜間晴れて冷えていた朝に、自動車のフロントガラスや屋根が白くなっていることがあります。これは、空気中の水蒸気が昇華凝結してできた霜の結晶である。この現象と同じことが積雪表面で起こるのが表面霜です。

図5のように、日中日射があり気温が高いと積雪表面から水蒸気が昇華蒸発して湿度が高まります。夜になり、風が弱く晴れの条件下で放射冷却が起こり、積雪表面の温度が低下し、気温も低下する。そのため、相対湿度が上昇して水蒸気が飽和し、積雪表面に昇華凝結して霜を形成します。その上に多量の雪が積もると弱層となります。

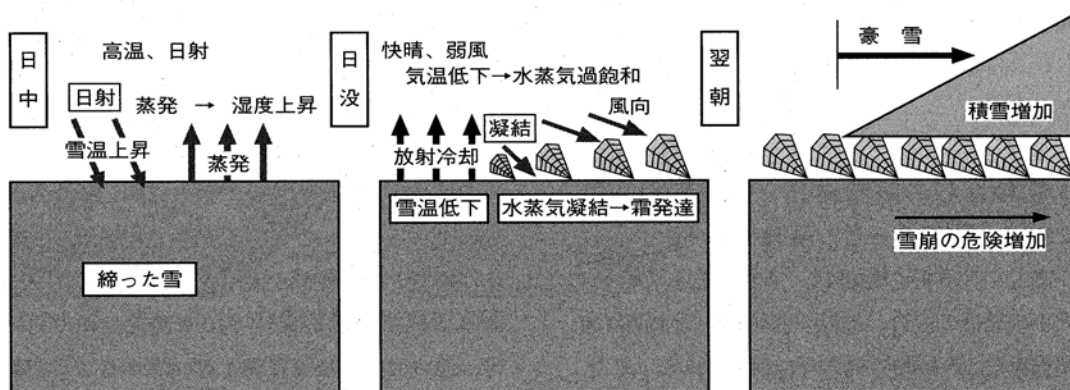


図5 表面霜の弱層形成過程（決定版雪崩学, 2002より）。

## (3) しもぎらめ（こしもぎらめ）

図6にしもぎらめ雪の弱層形成過程を示します。4つの気象条件で成り立っています。

図6のように、まず数cmの降雪があり、その後日射で積雪内の温度が上昇します。夜になり風弱く晴れの条件になると、放射冷却が起こり、積雪表面の温度は低下します。こうなると、日中温められた積雪内と積雪表面で大きな温度差が生まれます。積雪内部の暖かい雪結晶からは盛んに昇華蒸発し、上方の冷たい雪結晶に昇華凝結して、霜を形成します。これがしもぎらめ雪で、表層数cmの積雪層がしもぎらめ雪に変化します。また、霜がまだ完全に発達していない状態の雪をこしもぎらめ雪と言います。しもぎらめ雪やこしもぎらめ雪ができた直後に多量の雪が積も

ると、しもぎらめ雪やこしもぎらめ雪の弱層が形成されます。

2007年11月13日と23日の十勝連峰カミホロカメットク山で発生した雪崩や、2009年2月8日のニセコ連峰ニトヌプリで発生した雪崩は、しもぎらめ雪やこしもぎらめ雪が弱層になった事例であると推定されています（中村・秋田谷，2008，尾関ら，2008，山野井ら，2009）。

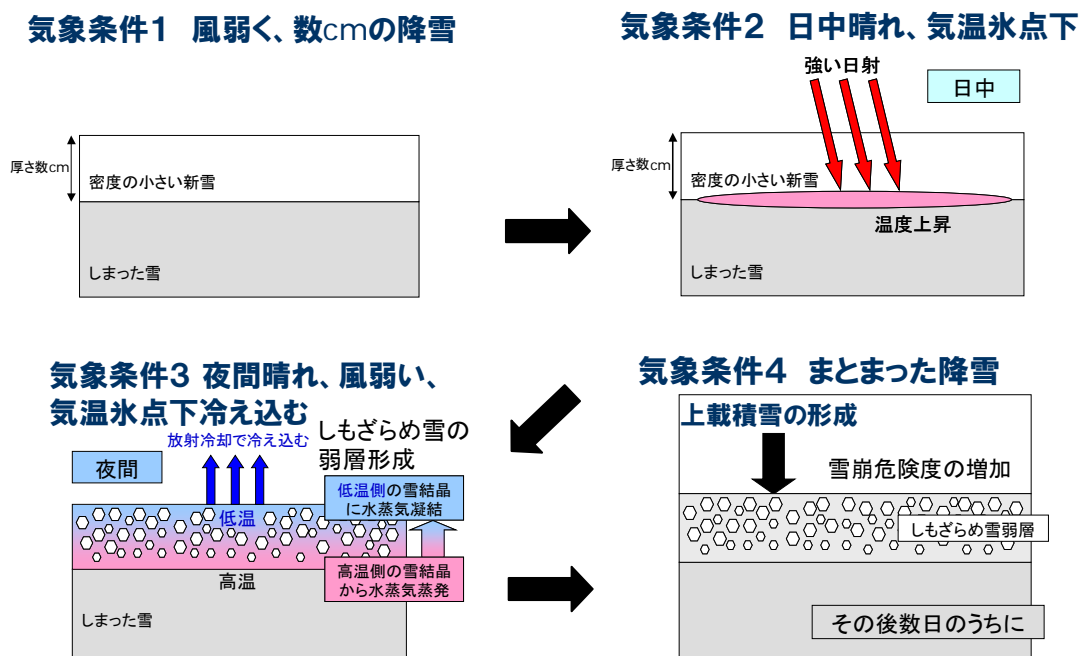


図6 しもぎらめ雪の弱層形成過程。

#### (4) あられ

図7にあられの弱層形成過程を示します。あられは雪の結晶に雲粒がたくさん付着したもので、球形です。中には粒径が5mmに近いものもあります。あられは、寒冷前線通過時や冬型の雪雲の発達した積雲や積乱雲から降ることが多くなっています。

図7のように大粒で粒径がそろっている場合、接触点が少なく大きなすきまができます。あられは比較的固いので、上に上載積雪が積もることにより、長時間弱層となります。

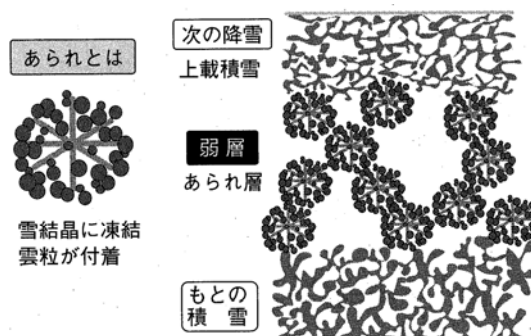


図7 あられの弱層形成過程(決定版雪崩学, 2002より)。

#### (5) 濡れぎらめ

図8に濡れぎらめの弱層形成過程を示します。表面積雪が日射などで急激に融解し、つながりの少ない球状のぎらめ雪になり、その直後に多量の雪が積もる場合、濡れぎらめ雪が断熱性の高い新雪で、しばらく濡れたままの状態となり、弱層となります。

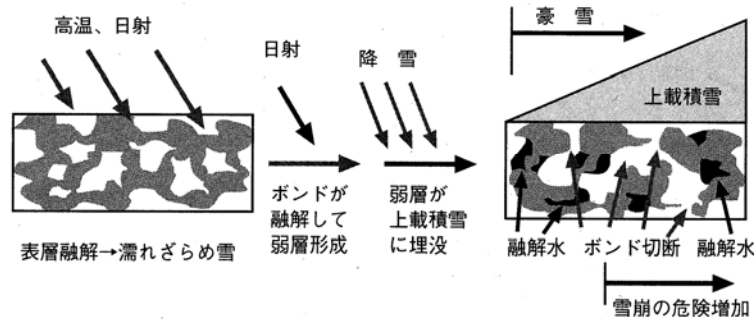


図 8 濡れざらめの弱層形成過程（決定版雪崩学，2002 より）。

以上、5 種類の弱層となる雪についてまとめました。弱層は時間の経過とともに、隣接する雪との焼結や、融解再凍結によるざらめ雪化など、雪の変態によって強度が増し、弱層ではなくなります。弱層の寿命については、定量的にはまだ不明な点が多いですが、しもざらめや表面霜の弱層は、他の雪の弱層に比べ、寿命が長く、1 ヶ月程度弱層のまま残っていた例もあります。弱層の寿命については、雪崩研究の課題となっています。

## 5. 表層雪崩危険度に対する気象データからの考察

しもざらめ雪が弱層となったと考えられる例について、日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チームの 2007 年 11 月カミホロカメットク山雪崩積雪調査事例を基に示します。

2007 年 11 月 13 日と 23 日に連続発生した上ホロカメットク山での 2 つの雪崩発生事例について、気象の側面から考察します。図 9 にカミホロカメットク山雪崩発生地点と考察に用いた周辺気象観測所の位置と標高を示します。11 月 13 日の雪崩は山頂に近い西斜面で発生し、スキーヤー 1 人が埋没し救助されました。11 月 23 日の雪崩は D 尾根の北斜面で発生し、登山者 12 人が埋没し 4 名が死亡、1 名が重傷となる大きな事故となりました。

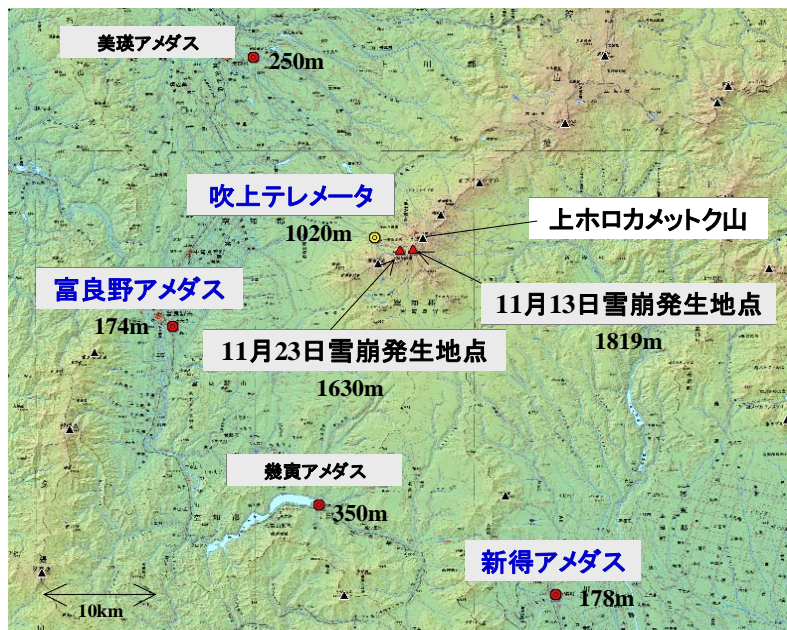


図 9 カミホロカメットク山雪崩発生地点と周辺気象観測所の位置と標高。

※国土地理院発行数値地図 200000（地図画像）使用。テレメータとは、道路管理等に用いる気象観測所のこと。

日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チームの調査の結果、両方の雪崩に共通して雪崩の滑り面付近でもごらめ雪やこしもごらめ雪からなる弱層が確認されました。

前章(3)で述べたように、夜間積雪表層で現れる大きな温度勾配の下でもごらめ雪層が急速に形成されます(福沢・秋田, 1992)。この観点から弱層形成について以下に考察します。

図10は11月1日から23日の富良野アメダス(上ホロカメットク山より日本海側, 標高174 m)における降水量, 風速, 日照時間, 気温データと, 新得アメダス(上ホロカメットク山より太平洋側, 標高178 m)における降水量データ, 上ホロカメットク山の山頂から西北西に約3.5 kmの標高1020 mに位置する旭川土木現業所吹上テレメータ積雪深データを時系列で示したものです。

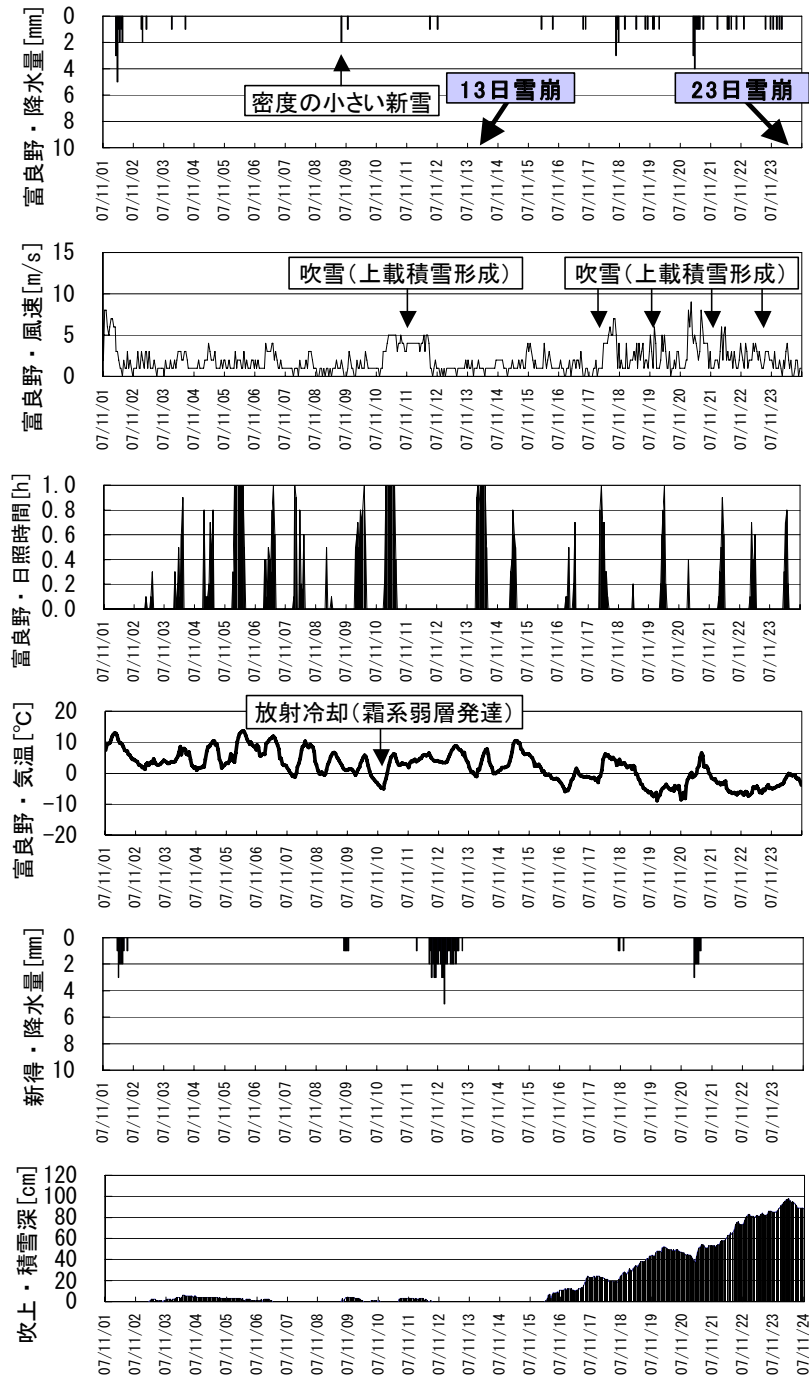
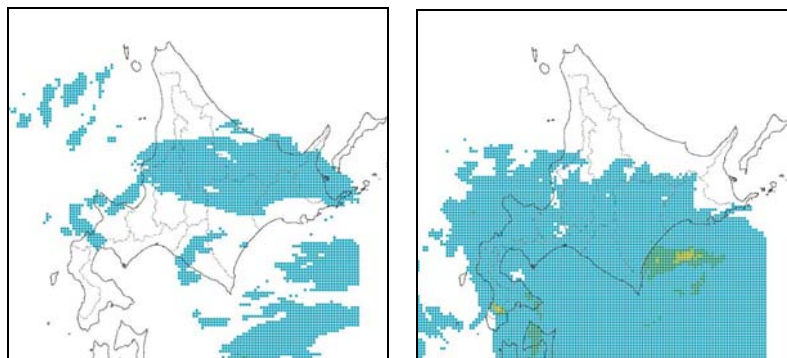


図10 周辺気象時系列データ(2007年11月1日~23日)。

平均的な気温減率  $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ （これは標高が  $100\text{m}$  上がる毎に  $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$  気温が低下するという意味です）から考えると、標高  $1819\text{m}$  付近の 13 日雪崩発生区と標高  $1630\text{m}$  付近の 23 日雪崩発生区では、富良野に比べ  $9\text{ }^{\circ}\text{C}$  前後気温が低かったと推定されます。

図 10 の富良野アメダス気象データを見ると、8 日夜に  $3\text{ mm}$  の降水があり、気温から考えると、 $1800\text{ m}$  付近では降雪であったと推定されます。吹上テレメータでも  $4\text{ cm}$  の積雪を記録していることがわかります。

図 11 に示す気象庁解析雨量データで確認したところ、この時間帯に十勝岳連峰一帯で弱い降水が確認されました。9 日午後から 10 日早朝にかけては風速が弱く、気温は一定の速度で低下していることから、強い放射冷却があったことが分かります。旭川土木現業所による吹上テレメータ地点での気温観測によれば、10 日の 3 時と 4 時に 11 月に入って初めて  $-10.0\text{ }^{\circ}\text{C}$  の冷え込みを記録していることから、標高が高い山岳域でも放射冷却があったことが裏付けられます。



2007年11月8日21時

2007年11月11日21時

図 11 気象庁解析雨量による降水域の分布

(2007年11月8日21時, 11月11日21時) .

9 日日中に、8 日夜に積もった新雪層の温度が上昇し、9 日の夜に放射冷却で表層から急激に冷されると、十勝岳連峰一帯に降ったこの新雪は霜ざらめ系の雪に変化し、この層が弱層を形成したと推定されます。さらに、図 10 の富良野アメダス日照時間データより、9 日日中は日射があったことがわかります。上ホロカメットク山を取り囲む麓郷アメダス、幾寅アメダス、新得アメダス等でも 9 日午後を中心に日照時間を観測しています。

前章(3)で示したように、昼間の日射が当たる南向き斜面積雪では、厚さ数  $\text{cm}$  の新雪層がある場合、日射による内部昇温が生じ、夜間の放射冷却によってしもざらめ雪が急速に形成されます(福沢・秋田, 1992)。9 日の午後に日射が直接当たる西斜面の 13 日雪崩発生区では、8 日夜に積もった新雪層が日射で内部昇温していたと推定されます。

この結果、9 日夜の放射冷却により、日射が直接当たらない北斜面よりも温度勾配がより大きくなって、西斜面の 13 日雪崩発生区では、しもざらめ雪の形成がさらに急速に進んだと考えられます。

この 8 日から 10 日の気象条件以降、11 月 13 日と 23 日の雪崩の弱層となったしもざらめ雪の発達は考えにくいため、両方の雪崩の弱層となったしもざらめ雪弱層は、8~9 日に十勝岳連峰一帯で形成されていたものと思われます。



次に上載積雪形成について考察します。図 10 より、11 日 18 時から 12 日 20 時にかけて新得アメダスでは 50 mm の降水があったことがわかる。この時間帯の新得の気温が 4℃～8℃程度ということから、新得では降雨であったと推定されます。図 11 に 11 月 11 日 21 時の気象庁解析雨量データを示します。11 月 11 日から 12 日にかけては、11 日 21 時の降水分布と同様に、南から東系の風によって降水域が十勝岳連峰の尾根付近まで達していましたが、尾根より北西側に位置する富良野や吹上テレメータ付近にはほとんど到達しませんでした。富良野アメダスの降水データや吹上テレメータの積雪深データに大きな値が記録されていないのはそのためです。新得の標高と平均的な気温減率から勘案すると、上ホロカメットク山雪崩発生区の気温は-6℃～-2℃程度であったと推定され、まとまった降雪になったと考えられます。

1800～1900m の標高に該当する 800hPa の気象庁高層気象データによると、札幌では、11 日 21 時に東南東の風 10 m/s、翌 12 日 9 時に東の風 23 m/s を観測しています。また根室では、11 日 21 時に南東の風 8 m/s、翌 12 日 9 時に東北東の風 19 m/s を観測しています。

新得アメダスの気象データと気象庁解析雨量データによる降水分布、及び高層気象データを考え合わせると、上ホロカメットク山山頂付近では 11 日の夜は南東から東南東のやや強い風(10 m/s 程度)のなかやや重たい雪が降り、12 日朝には非常に強い東から東北東の風(20m/s 前後)を伴う吹雪となって風下に吹き溜まりが形成されたと推定されます。これは 13 日に雪崩が発生した西向き斜面が該当します。以上が 13 日に発生した雪崩に対する上載積雪の形成過程です。

一方、吹上テレメータの積雪深データは 15 日から 23 日の間に 98 cm の積雪深の増加を記録しています。この間、低気圧の通過と、その後の北から西寄りの季節風を伴う強い冬型により、十勝岳連峰では 15 日から 23 日の午前中までに吹雪を伴う多くの降雪がありました。11 日から 12 日の積雪の上に、この 15 日以降の多量の積雪が加わり、23 日に雪崩が発生した北斜面上で上載積雪が形成されたと考えられます。

すなわち、放射冷却で雪の表面が霜系の弱層に変化し、その後にこの弱層の上に風で飛ばされた雪や降雪が堆積したことにより、斜面積雪が不安定になったものと結論されます。これは現地で行った積雪調査結果と一致しています。

## 6. まとめ

しもざらめ雪が弱層になりその後の上載積雪で面発生表層雪崩の危険性が大きくなる場合、図 6 に示す 4 つの気象の条件を考慮することにより、予め周辺気象データからある程度の雪崩危険度を推定することが可能と考えられました。したがって、図 6 が大事なポイントとなります。

また、本稿では詳しく示しませんでした。中村ら(2009)は、2009 年 2 月～3 月の降雪結晶及び積雪調査と気象データから、温暖前線や低気圧前面降雪によってもたらされた雲粒なし結晶が、堆積直後に上載積雪に覆われ、広域に弱層を形成していたと考察しました。この場合は、天気図による気圧配置の把握や周辺気象データを用いて、ある程度、面発生表層雪崩の発生危険度の推定が可能と考えられました。

今後は、過去雪崩事例に対する気象の分析や、冬期の降雪、積雪観測と気象データ解析による弱層形成の定量的なメカニズムの解明、さらに、地球温暖化による気象現象の変化に対応した雪崩危険度の変化などについて研究を積み重ね、気象データによる定量的な雪崩危険度の推定方法を確立したいと考えています。

## 謝辞

(社) 日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チームの皆様と現地調査に関わった多くの皆様が観測した貴重な現地調査データがなければ、第 5 章の考察は不可能でした。また、北海道上川支庁旭川土木現業所富良野出張所からは、吹上テレメータ積雪深データをご提供いただきました。ここに感謝申し上げます。

## 文献

- (1) 福沢卓也, 秋田谷英次, しもざらめ雪層の急速形成過程の観測, 低温科学, A50, 1-7, 1992.
- (2) 北海道雪崩事故防止研究会, 決定版雪崩学, pp352, 2002.
- (3) 中村一樹, 秋田谷英次, 気象データを用いた雪崩発生分析, 北海道の雪氷, 27, 83-86, 2008.
- (4) 尾関俊浩, 八久保晶弘, 岩花剛, 中村一樹, 樋口和生, 大西人史, 佐々木大輔, 秋田谷英次, 2007年11月に北海道上ホロカメットク山で連続発生した雪崩, 雪氷, 70, 571-580, 2008.
- (5) 中村一樹, 中林宏典, 秋田谷英次, 2009年3月羊蹄山雪崩積雪調査について 積雪観測結果と気象からの考察, 北海道の雪氷, 28, 投稿中, 2009.
- (6) 山野井克己, 杉山慎, 大西人史, 高橋学察, 中村一樹, 2009年2月にニトヌプリで発生した雪崩の調査報告, 北海道の雪氷, 28, 投稿中, 2009.