

山岳積雪の高度依存性

若林隆三¹⁾・伊東義景²⁾・原田裕介³⁾・北村 淳³⁾・杉山元康³⁾・明石浩司³⁾
前原 徹³⁾・戸田直人³⁾・土屋勇満³⁾・加藤久智³⁾・池田慎二³⁾・D. Mark RYAN⁴⁾

- 1) アルプス雪崩研究所
- 2) 東京大学大学院総合文化研究科広域科学専攻
- 3) 信州大学農学部卒業生
- 4) 岐阜大学連合大学院農学研究科

要 約

1995年～2004年の10シーズンにわたり、信州大学演習林研究室（現 AFC 研究室）では中央アルプスの山岳林標高1300～2700mの比高100m毎の15定点において、毎月積雪全層の断面観測を行った。総数500ピット（深さ平均112cm, 累計558m）のうち、密度を測った雪層数は2610層（平均厚さ15.6cm）である。観測結果と考察の要約は以下の通りである。

1. 中央アルプスは厳冬期には麓から気温が低いため、標高にともなう雪質の変化が少なく、造晶系（こしもざらめ, しもざらめ）の雪が多い。多雪年には焼結系（こしまり, しまり）が増加し、寡雪年には造晶系の雪が増加する。
2. 標高と雪層密度の正相関は液相系のない1月2月の厳寒期に高い。
3. 積雪が多い厳冬期には、新雪が供給される上層と、長期間の変態を経た下層では、雪質と密度が大きく異なる。下層は圧密により密度が増大し、上層は風成雪により密度が増大する。
4. 上載積雪荷重と層密度との相関は、焼結系で高く圧密が顕著で、造晶系、液相介在系（氷板, ざらめ）の順に相関が低くなる。
5. 標高が高いほど、細粒のこしまり雪が出現する。高所では低気温と強風により吹雪で雪粒が粉碎される機会が多いことを、粒度が示している。12～2月の粒度が細かいこしまり雪では、粗いものよりも密度が高い。上載積雪荷重が小さい雪面付近でこの傾向が顕著である。したがって標高が高いほど吹雪頻度が高く、微少な結晶破片の堆積した雪面の隙間に氷の粉塵が充填され、焼結の進行によって高密度の風成雪が生まれると推定される。
6. 12～6月の月積雪深は標高と1次の正相関を示す（相関係数0.91以上）。一方、積雪の全層密度と標高とは中程度の1次の正相関を示す。これらの結果、毎月の積雪水量は標高との2次曲線関係で増加する。
7. 積雪深が50cmをこえると、地面と接する積雪下層の平均温度は0℃に近い。

キーワード：山岳積雪 積雪水量 雪密度 標高 中央アルプス

1. 研究の背景と目的

わが国における山岳積雪の研究は、水文学的見地からのものは20世紀中頃から広く行われているが（堀¹⁾, 大沼^{2,3)}）、そのほとんどは積雪深および積雪（相当）水量の把握を目的とした調査であった。その状況は現在においても同様であり、近年研究に用いられるようになった航空機搭載型レーザースキャナによる計測では、積雪深を非常に高精度かつ面的に把握することが可能になる（飯田ら⁴⁾、本間

ら⁵⁾）など、その技術の進歩にはめざましいものがある。しかし、標高2kmをこえる山岳積雪内部の層構造、雪質、密度等の積雪の立体的な情報に関しては、ほとんど研究されてこなかった。信頼できる情報を得るためには数シーズン以上数多くのスノーピットを掘ることが必要であるが、それには先ず冬山技術と雪山登山のための多大な労力が必要である。

本研究では、特に積雪内部の情報である密度と雪質に着目し、山岳地域における標高と積雪特性の関係を明らかにする。この研究の示すデータは次のような点で有用なものとなるだろう。第一に、上述のような精確な積雪深データを得ても、密度の情報が

受領日 2007年2月2日

採択日 2007年2月23日

なければ積雪水量が得られないということがある。第二に、最近の積雪研究において、スノーピットを掘らずに、気象データから積雪層内の雪質や密度を求めるモデルが用いられるようになってきているが、気象観測機器のない山岳地帯の積雪を推測することは容易ではなく、多くの修正の余地がある(竹内ら⁶⁾)。そこで、標高に応じた積雪の観測データを考慮することで、より高い精度を実現できるようになると思われる。第三に、雪崩に限らず、高山帯の生態系を考えるとときには雪を考慮に入れることが必要であるという点である。特に雪質や硬度は動植物の

生態に与える影響もあると考えられている。現在までも、しもざらめ雪の分布とミヤコザサや道産仔馬の分布に共通性があるというようなデータ(秋田谷・遠藤⁷⁾)や、カナダオオヤマネコの現存量が積雪表面の状態に影響を受けるというような研究(Stenseth, *et al.*⁸⁾)がある。

ここに記したような様々な用途に使用可能な、山岳積雪の基礎的な性質をまとめることを本研究の目的とする。

2. 調査の概要

2.1 調査地

調査地は中央アルプス(木曾山脈)北部の木曾駒ヶ岳の北東に位置し、伊那谷を流れる天竜川の支流、小黒川の源流にあたる将基頭山北東斜面である。(図2-1, 2-2)

将基頭山北東に位置する信州大学西駒演習林内外に調査コース(図2-2, 2-3中の曲線)を設定し、標高1300mから2700mまでの間、比高約100m毎に定点観測点15点(同図内の印)を設けた。調査地域、調査地点の決定は、観測チームの雪崩・滑落危険を回避するためと、吹き払い・雪崩の影響が小さい地点で標高による積雪の差異を見るために、(1)水平距離が小さくて標高差の大きい単一流域(2)樹林帯(3)尾根沿い、という三つの条件によって行った。

図2-2および図2-3より、短い水平距離で標

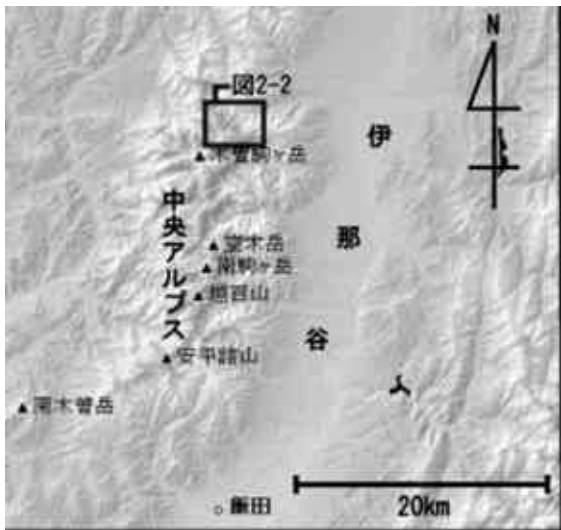


図2-1 中央アルプス位置図

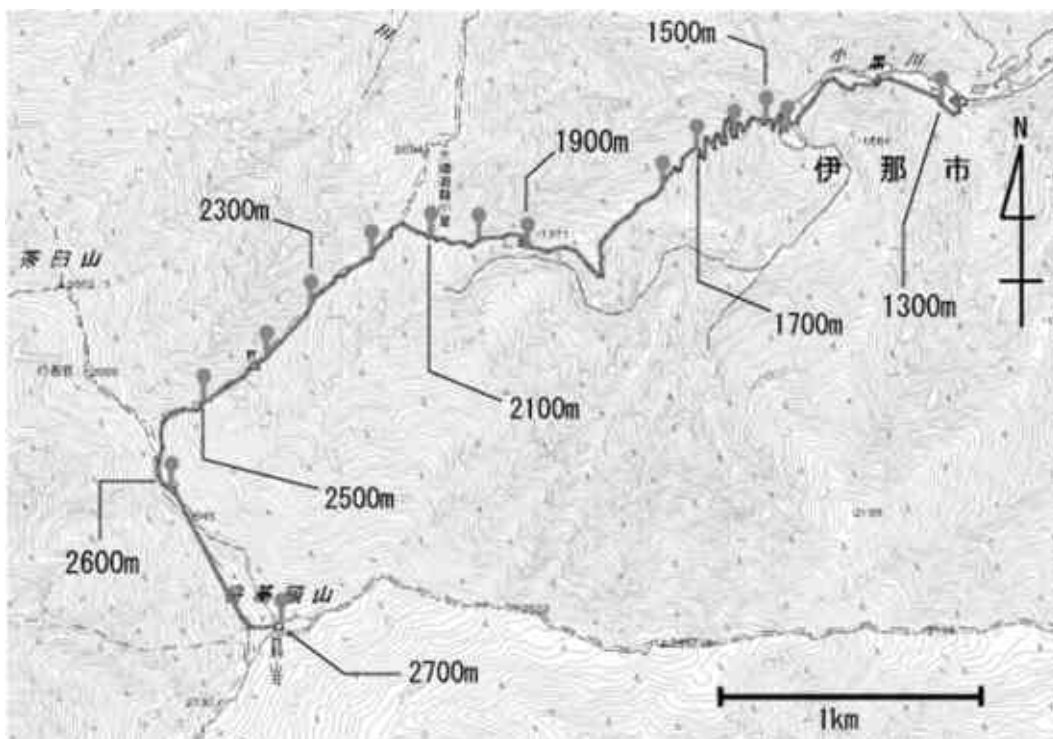


図2-2 調査地詳細図

高差が大きくなっていることが読み取れる。実際1300m地点と2600m地点の2地点間の平均斜度は約20度であり、(1)の条件を満たしていると言える。

(2)については、この図では読み取れないが、2500mまでは樹林帯で、2600mが森林限界、2700mは樹木のない地帯である。

(3)について、図より観測地点は沢沿いの1300m、

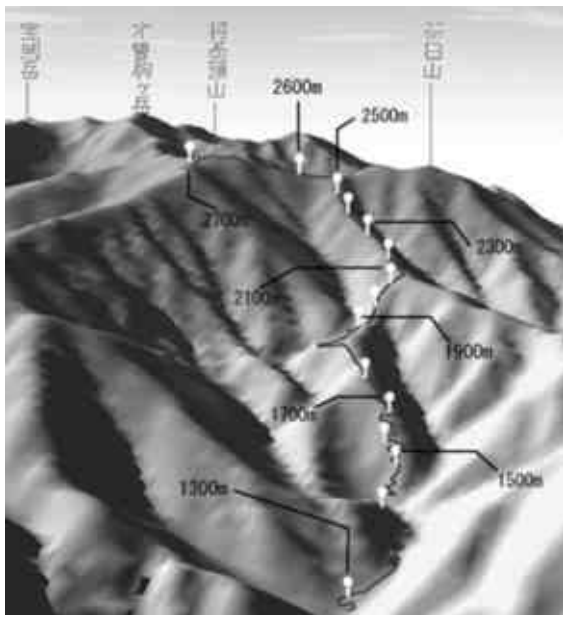


図2-3 調査地鳥瞰図(将基頭山北東から)

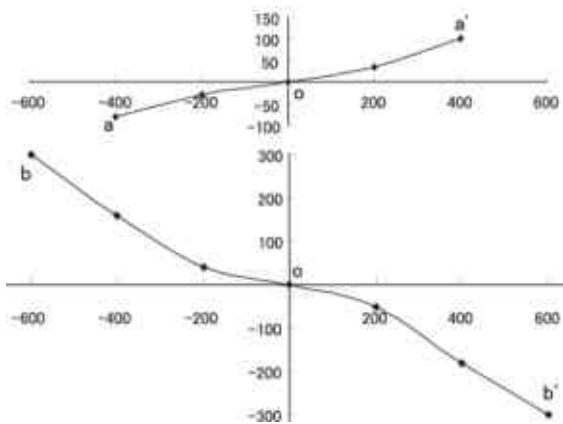


図2-5 横断面図と縦断面図の一例
(図中の点が計測箇所を示す) 単位はcm

1400mの2地点を除き、尾根上に位置していることがわかる。

2.2 15調査地点の地形と周辺樹木

積雪断面観測を行っている区域周辺の樹木の状況および地形を調査した。

調査では、メジャー、方位磁針、測量ポールを用いて、樹木の位置、樹種、枝張り(最大になる位置以外は目視)、胸高直径、樹高(ポールと目視で推定)、地形(ポールによる縦断測量と横断測量)の各項目を計測した。

調査結果は、樹冠投影図、樹種等を含めた表および縦断面図・横断面図にまとめた。表示の例を図2-4、

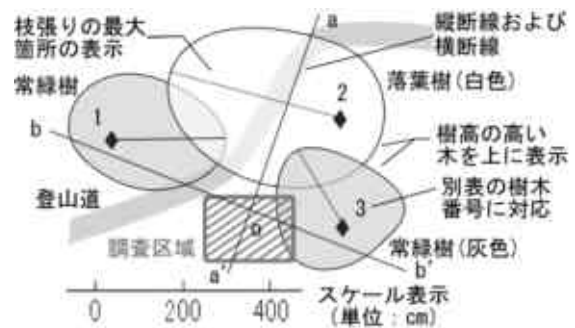


図2-4 樹冠投影図の一例

表2-1 調査地点の樹木の一例

番号	樹種	胸高直径 (cm)	樹高 (m)
1	シラビソ	20	8
2	ダケカンバ	15	10
3	オオシラビソ	23	13

表2-2 1400m調査地の樹木*

	樹種	胸高直径 (cm)	樹高 (m)
1	(看板)	(N/A)	(1)
2	サクラ sp	6	4
3	イタヤカエデ	6	4
4	イタヤカエデ	5	3

*この調査地は2004年10月の台風によって侵食流亡した。

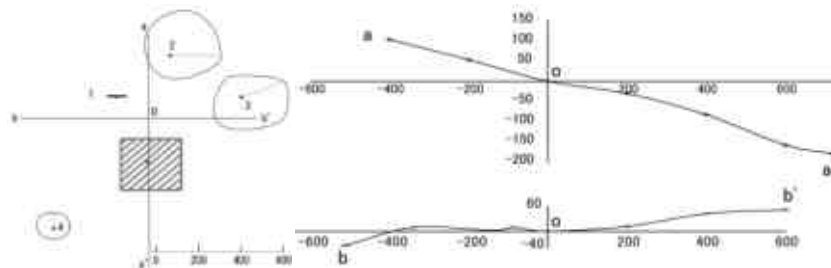


図2-6 1400m調査地
左：樹冠投影図 右：a-a', b-b'地形断面

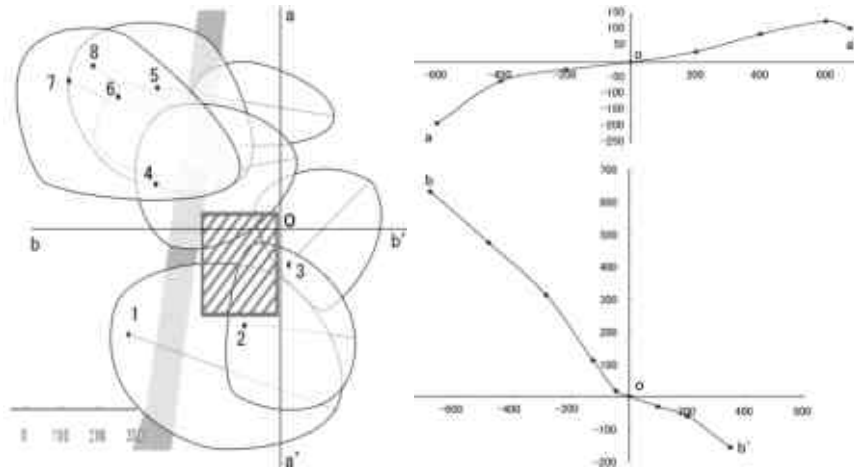


図 2-7 1500m 調査地
左：樹冠投影図 右：a-a', b-b'地形断面

表 2-3 1500m 調査地の樹木

番号	樹種	胸高直径 (cm)	樹高 (m)	番号	樹種	胸高直径 (cm)	樹高 (m)
1	ダケカンバ	25	15	5	リョウブ	6	8
2	カラマツ	24	16	6	ヤマモミジ	6	9
3	カラマツ	21	14	7	ブナ	30	19
4	カラマツ	24	15	8	ヤマモミジ	22	13

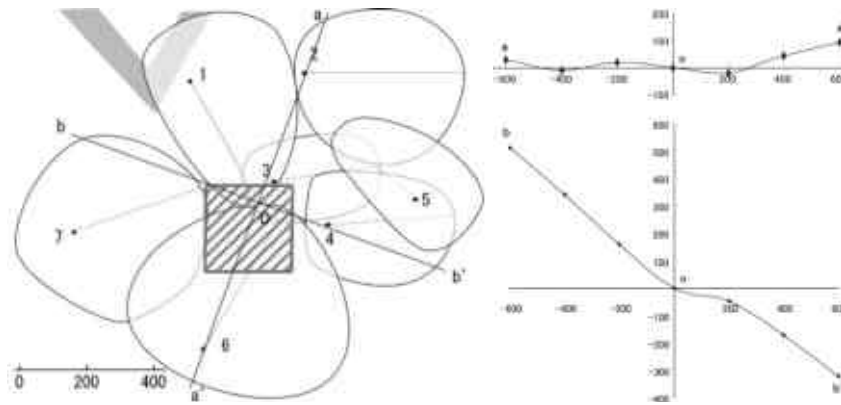


図 2-8 1600m 調査地
左：樹冠投影図 右：a-a', b-b'地形断面

表 2-4 1600m 調査地の樹木

番号	樹種	胸高直径 (cm)	樹高 (m)	番号	樹種	胸高直径 (cm)	樹高 (m)
1	カラマツ	30	15	5	カラマツ	22	13
2	カラマツ	29	12	6	カラマツ	35	15
3	リョウブ	3	4	7	カラマツ	24	14
4	リョウブ	8	5				

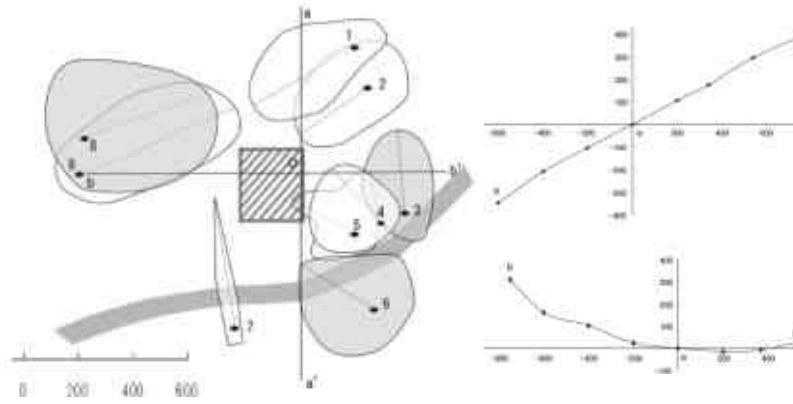


図2-9 1700m調査地
左：樹冠投影図 右：a-a', b-b'地形断面

表2-5 1700m調査地の樹木

番号	樹種	胸高直径(cm)	樹高(m)	番号	樹種	胸高直径(cm)	樹高(m)
1	コシアブラ	34	12	6	コメツガ	11	8
2	ナナカマド	18	9	7	ダケカンバ(立枯)	65	11
3	コメツガ	16	9	8	コメツガ	41	14
4	ナナカマド	12	10	9	ナナカマド	14	8
5	オオカメノキ	6	4				

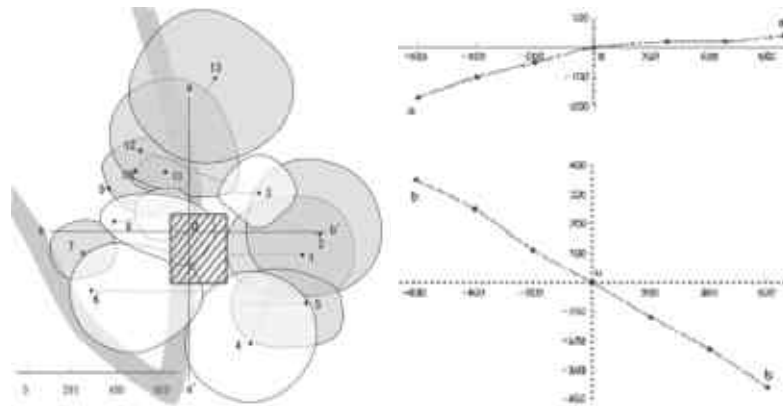


図2-10 1800m調査地
左：樹冠投影図 右：a-a', b-b'地形断面

表2-6 1800m調査地の樹木

番号	樹種	胸高直径(cm)	樹高(m)	番号	樹種	胸高直径	樹高
1	シラビソ	14	10	8	オオカメノキ	6	3
2	シラビソ	25	11	9	ツツジ sp	6	3
3	オオカメノキ	8	4	10	シラビソ	16	10
4	カエデ sp	21	6	11	シラビソ	24	11
5	コメツガ	8	7	12	コメツガ	25	11
6	ツツジ sp	13	6	13	シラビソ	57	14
7	シラビソ	13	9				

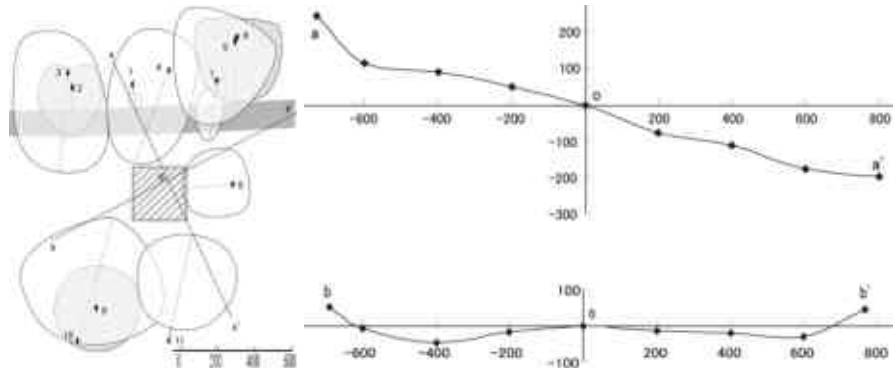


図 2-11 1900m 調査地
左：樹冠投影図 右：a-a', b-b'地形断面

表 2-7 1900m 調査地の樹木

番号	樹種	胸高直径(cm)	樹高(m)	番号	樹種	胸高直径	樹高
1	?BL	5	3	7	?BL	8	4
2	コメツガ	18	8	8	カツラ	12	7
3	ダケカンバ	17	13	9	シラビソ	13	7
4	ダケカンバ	12	12	10	カエデ SP	18	12
5	コメツガ	14	7	11	ダケカンバ	9	15
6	ダケカンバ	24	15				

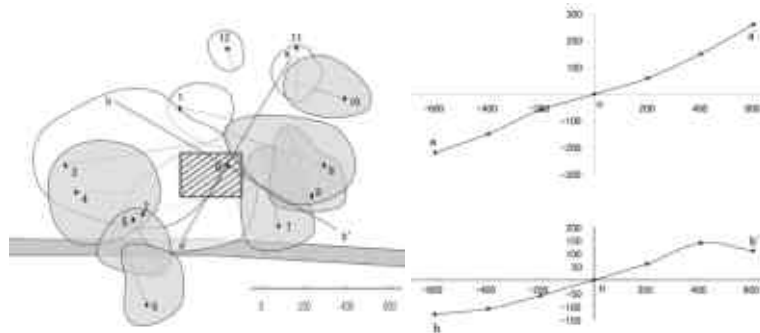


図 2-12 2000m 調査地
左：樹冠投影図 右：a-a', b-b'地形断面

表 2-8 2000m 調査地の樹木

番号	樹種	胸高直径(cm)	樹高(m)	番号	樹種	胸高直径	樹高
1	ダケカンバ	16	17	7	シラビソ	41	16
2	ダケカンバ	27	16	8	シラビソ	29	13
3	?BL	38	13	9	シラビソ	32	15
4	コメツガ	16	7	10	シラビソ	32	16
5	オオシラビソ	14	11	11	ダケカンバ	16	16
6	シラビソ	30	15	12	ダケカンバ	13	17

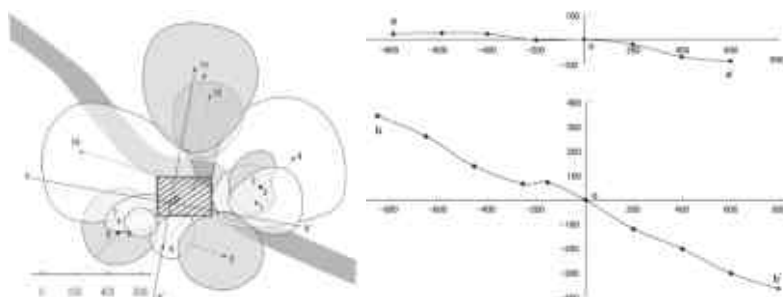


図2-13 2100m調査地
左：樹冠投影図 右：a-a', b-b'地形断面

表2-9 2100m調査地の樹木

番号	樹種	胸高直径(cm)	樹高(m)	番号	樹種	胸高直径	樹高
1	ダケカンバ	67	16	7	ダケカンバ	6	12
2	シラビソ	14	12	8	シラビソ	17	7
3	ナナカマド	7	8	9	ダケカンバ	6	13
4	シウリザクラ	27	8	10	ナナカマド	46	10
5	シラビソ	19	12	11	コメツガ	25	11
6	ダケカンバ	6	11	12	シラビソ	15	7

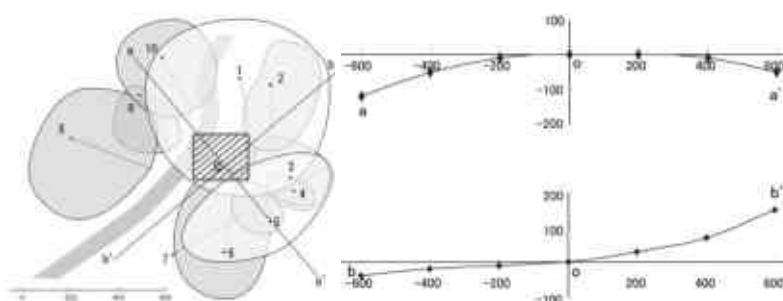


図2-14 2200m調査地
左：樹冠投影図 右：a-a', b-b'地形断面

表2-10 2200m調査地の樹木

番号	樹種	胸高直径(cm)	樹高(m)	番号	樹種	胸高直径	樹高
1	ダケカンバ	57	16	6	オオシラビソ	16	9
2	オオシラビソ	14	9	7	ダケカンバ	41	20
3	オオシラビソ	12	8	8	シラビソ	22	12
4	オオシラビソ	8	8	9	オオシラビソ	17	10
5	オオシラビソ	14	9	10	シラビソ	22	14

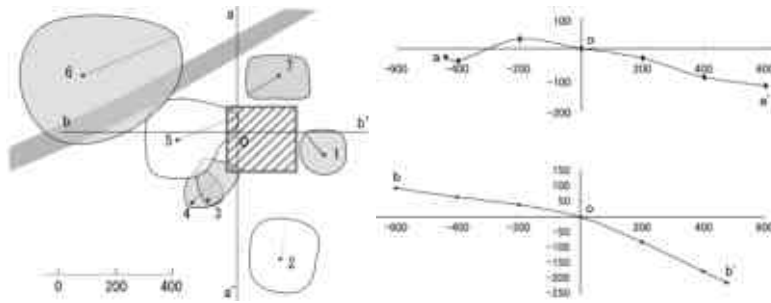


図 2-15 2300m調査地
左：樹冠投影図 右：a-a', b-b'地形断面

表 2-11 2300m調査地の樹木

番号	樹種	胸高直径(cm)	樹高(m)	番号	樹種	胸高直径	樹高
1	オオシラビソ	8	4	5	ダケカンバ	10	8
2	ダケカンバ	11	7	6	オオシラビソ	32	10
3	オオシラビソ	10	5	7	オオシラビソ	4	3
4	オオシラビソ	9	5				

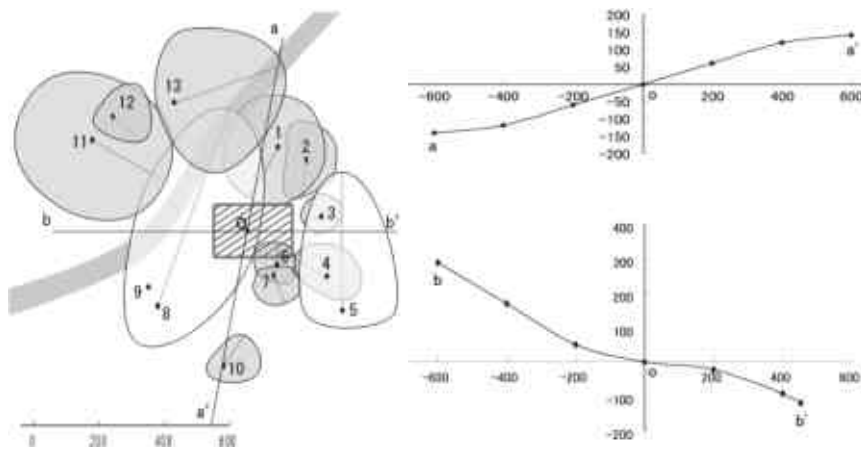


図 2-16 2400m調査地
左：樹冠投影図 右：a-a', b-b'地形断面

表 2-12 2400m調査地の樹木

番号	樹種	胸高直径(cm)	樹高(m)	番号	樹種	胸高直径	樹高
1	シラビソ	22	9	8	ダケカンバ	21	14
2	オオシラビソ	8	5	9	オオシラビソ	16	8
3	オオシラビソ	9	4	10	オオシラビソ	8	4
4	オオシラビソ	9	5	11	オオシラビソ	25	15
5	ダケカンバ	20	11	12	シラビソ	19	15
6	オオシラビソ	5	4	13	シラビソ	29	16
7	オオシラビソ	4	4				

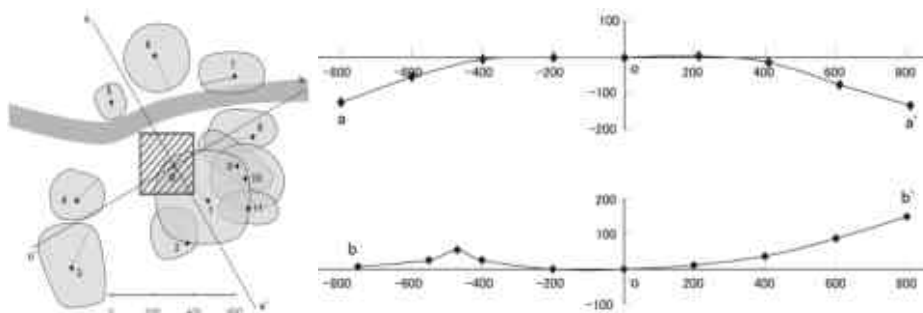


図 2-17 2500m調査地
左：樹冠投影図 右：a-a', b-b'地形断面

表 2-13 2500m調査地の樹木

番号	樹種	胸高直径(cm)	樹高(m)	番号	樹種	胸高直径	樹高
1	シラビソ	32	9	7	シラビソ	14	5
2	オオシラビソ	13	6	8	シラビソ	18	7
3	オオシラビソ	11	5	9	シラビソ	20	7
4	オオシラビソ	10	4	10	シラビソ	20	7
5	シラビソ	10	4	11	シラビソ	16	6
6	コメツガ	35	9				

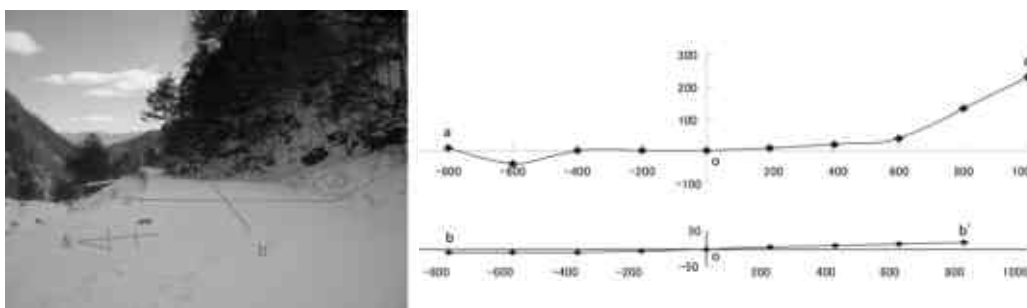


図 2-18 1300m調査地（地況：石礫）
左：調査地写真 右：a-a', b-b'地形断面



図 2-19 2600m調査地（地況：ハイマツ地）
調査風景と周辺地図（等高線は10m間隔）



図2-20 2700m調査地(地況:マサ土)
写真と周辺地図

表2-1, 図2-5に示す。樹冠投影図は全て北が上方向である。標高1400m~2500mの12地点の状況を図2-6~図2-17, および表2-2~表2-13に示す。

若林ら⁹⁾によれば樹林コースによる積雪水量調査は, 雪の吹き払いや吹きだまりが少なく流域の代表値を得やすい。

冬期間に調査区域の真上の全体が常緑樹によって遮蔽されている地点はない。北原ら¹⁰⁾によると, 裸地と比較してうっ閉した林内において積雪水量がシラカンパで1.2~5%, カラマツで約15%減少する等, 樹種によって林内の積雪の遮断率が異なるという。また, 後藤¹¹⁾によると, 林内では樹冠の影響, 林外では風の影響によって積雪深が減少するため, 開空度が50%付近の地点で積雪深が最大を記録するという。しかしながら, 山岳地で標高差のある複数調査地点を考えた場合, 樹種および開空度を同条件にすることは不可能であるため, 「調査区域の真上が常緑樹に遮蔽されていない」を調査地選定, 調査区域設定の基準とした。地形的には局所的なくぼみ等の積雪に大きな影響を及ぼす箇所はないと判断した。樹高50cm以下の木は積雪への影響がないと考えられるために計測していない。

なお1300m(図2-18), 2600m(図2-19), 2700m(図2-20)の各地点は, 区域直近に樹木がないため樹木調査をおこなっていない。

3. 積雪調査の方法

3.1 計測項目

各調査地点において, 概ね月に一度ずつ積雪断面の観測または積雪深の観測を行った。調査の行程上, 積雪表面から地表面までの全層断面観測が全地点で行われていない月もある。樹林内の多くの調査地点



図3-1 調査風景(密度の測定)

では, 断面観測をした後に埋め戻して, 翌月は前月の断面より50cmほど前進した箇所にもピットを掘る, という手法を取った。

計測項目と使用機器(括弧内)は, 積雪深(目盛付ゾンデ棒), 気温と雪温(サーミスタ温度計), 層構造(目盛付ゾンデ棒), 雪質と粒度(スノーゲージ, ルーペ), 硬度(5段階の簡易区分, すなわち F:拳, 4F:4本指, 1F:1本指, P:鉛筆, K:ナイフ), 密度(角型密度サンプラー(100cm³), 円筒形密度サンプラー(100cm³), 秤)である。

なお, 雪質分類に関しては, 3.3節に述べる。また密度計測は, 各層の中央の密度を該当する層の密度として代表した(日本雪氷学会北海道支部編¹²⁾)。

断面観測ができない場合は積雪深の測定を行った。積雪深の測定では, 調査区域において目盛付きゾンデ棒を用いて5~6箇所の積雪深を測定し, 最大値

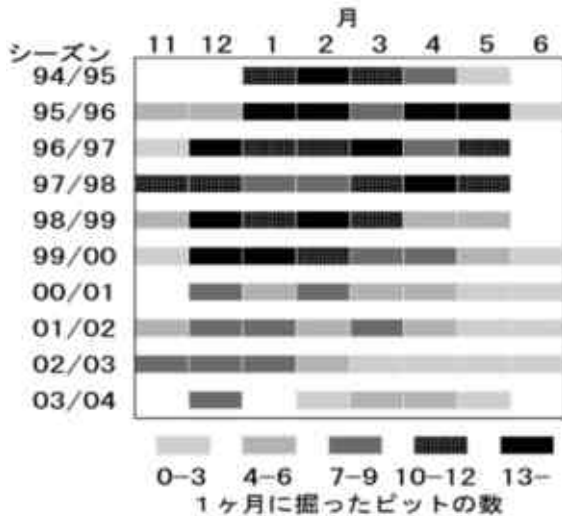


図3-2 月例調査で掘ったピットの数

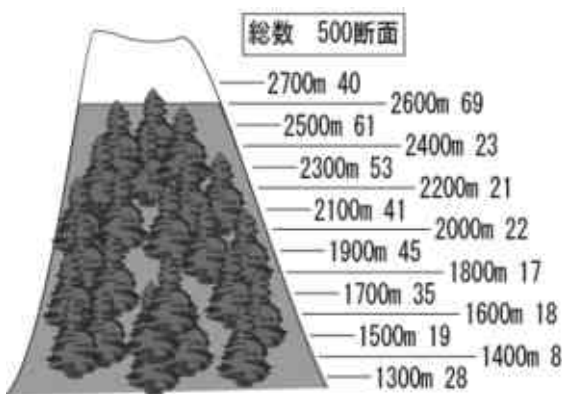


図3-3 各標高調査地点で10年間に観測したピット数

および最小値を除いた測定値を平均した値をその地点の積雪深とした。

3.2 調査期間とピット数

各観測地点において、1995年1月から2004年5月までの10寒候期間、概ね月1度の積雪断面の観測または積雪深の測定をおこなった。各月の断面観測で掘ったピット(断面)の数を図3-2に示す。また、図3-3には全期間を通じて各標高の調査地点で観測したピットの数を表す。

上記以外に、積雪深のみ計測したものが延べ157データ、固定の調査地点とは違う箇所を観測したピットが延べ14断面調査されており、観測したピットの総数は514、積雪深のデータの総数は671となる。また、観測した雪層数は4849層、合計層厚は55769cmで、そのうち密度測定を行ったのは40682cm、全層厚のうちの73%である。

3.3 積雪の変態

本論文においては、雪質を新雪、あられ、こしまり、しまり、ざらめ、こしもざらめ、しもざらめ、

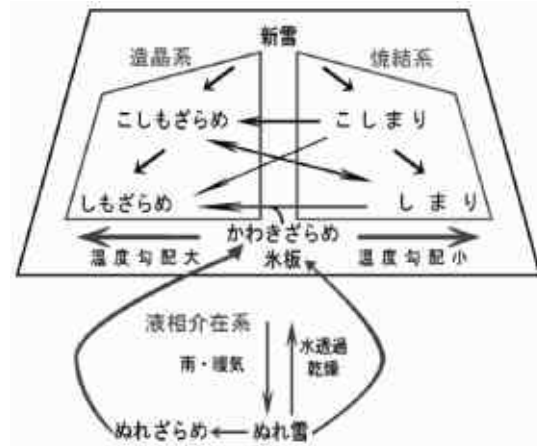


図3-4 積雪の変態

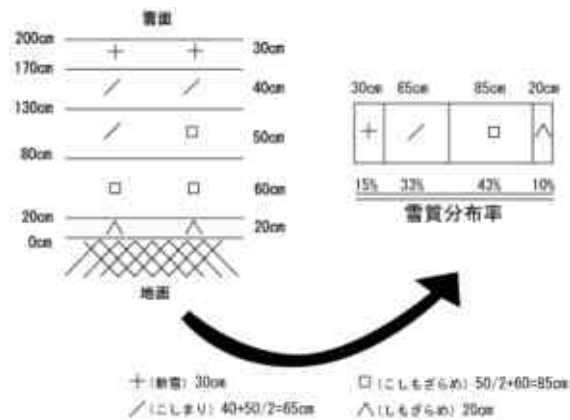


図3-5 雪質分布率

氷板の8種類に分類した。あられは長時間原形を留めうるため、日本雪氷学会の分類(1998)と異なり、新雪に含めず独立の雪質とした。表面霜、クラストは、調査地ではほぼ皆無で(層厚にして0.1%未満)、考察の対象から除外した。

なお、新雪から各雪質への変態は図3-4のように表される(Tremper¹³⁾、前野¹⁴⁾参照)。著者らはこしまり・しまりは焼結系、こしもざらめ・しもざらめは造晶系、ざらめ・氷板は液相介在系という表現も用いる。

3.4 雪質分布率と多雪年・寡雪年の定義

積雪断面の中には様々な雪質をもった層が含まれているが、ある断面において、一つの雪質の層が占める割合をその雪質の「雪質分布率」と定義する(図3-5)。1つの層に2種類以上の雪質が含まれる場合は、多い順に2種類の雪質がその層の半分の厚さずつ含まれるものとして計算する。

また、多雪年と寡雪年という語を用いるが、それは、全調査地点のほぼ中間の標高に位置する1900m地点で、積雪水量が最も大きくなる3月において、10年の観測期間のうち積雪水量の最も多い年、最も

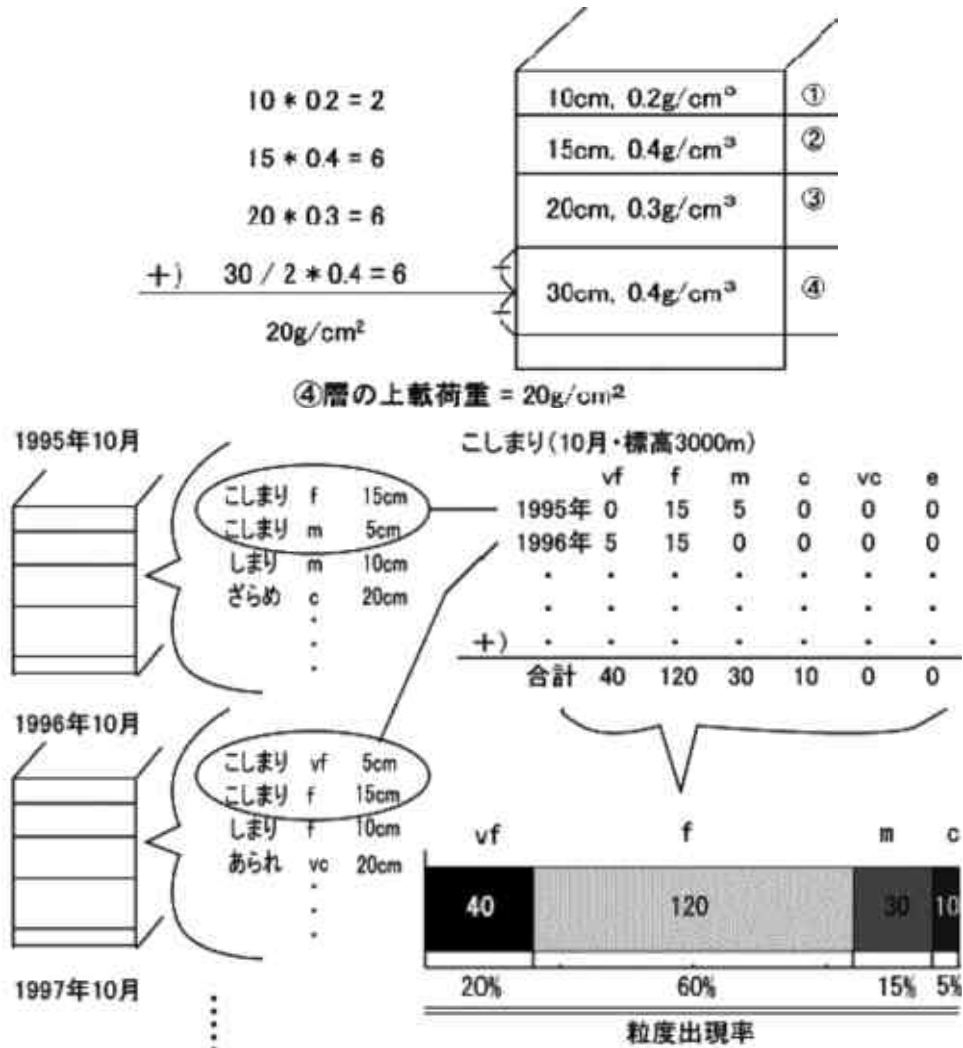


図 3-6 上載荷重 (上) と粒度出現率 (下) の計算例

少ない年に対してそれぞれ用いる。それによると、2000～2001年冬期が多雪年，1998～1999年冬期が寡雪年となった。また，全観測期間の平均は10年平均と呼ぶことにする。

3.5 上載荷重と粒度出現率の算出法

「上載荷重」とは着目している層にかかる単位面積当たりの上載積雪の重量であり，図 3-6 のように，着目層の中心よりも上にある雪の重量を各層の密度と厚さから計算して求める。ある雪質の「粒度出現率」はある観測月，ある標高において，10年間の調査期間中に観測された，その雪質の粒度の出現率である。ある雪質について，粒度ごとに層の厚さを集計し，全ての観測年について合計し，その雪質の全雪層厚で除した値とする。

なお詳細な解析方法は，次章の各項で述べる。

4. 各測定項目の結果と考察

4.1 雪質分布率と標高

多雪年，寡雪年，10年平均の雪質分布率を分析した結果，以下のようなことが明らかになった。(1)厳冬期には多雪年ではこしまり，しまりの焼結系が多く(図 4-1 左上)，寡雪年ではこしもざらめ，しもざらめの造晶系が6割から8割を占める(同右上)。10年平均でも，造晶系が積雪のおよそ4割から6割を占めている(同左下)。(2)厳冬期には，標高と雪質分布率の間にはあまり顕著な関係は見られない(同左下)。(3)3月～4月にかけて，標高の低いところでざらめ雪の割合が増えているが，標高が高くなるにつれてざらめ化が遅くなっている(同右下)。

これらに対する原因の考察は以下の通りである。(1)標高と雪質に相関関係が強くないのは調査地域の気温の低さに原因があると思われる。参考に調査地点付近で測定した2001～2002年冬期の月平均気温データを示す(図 4-2)。12月，1月，2月の同一標高地点の月平均気温はほぼ同じ値である。三ヶ

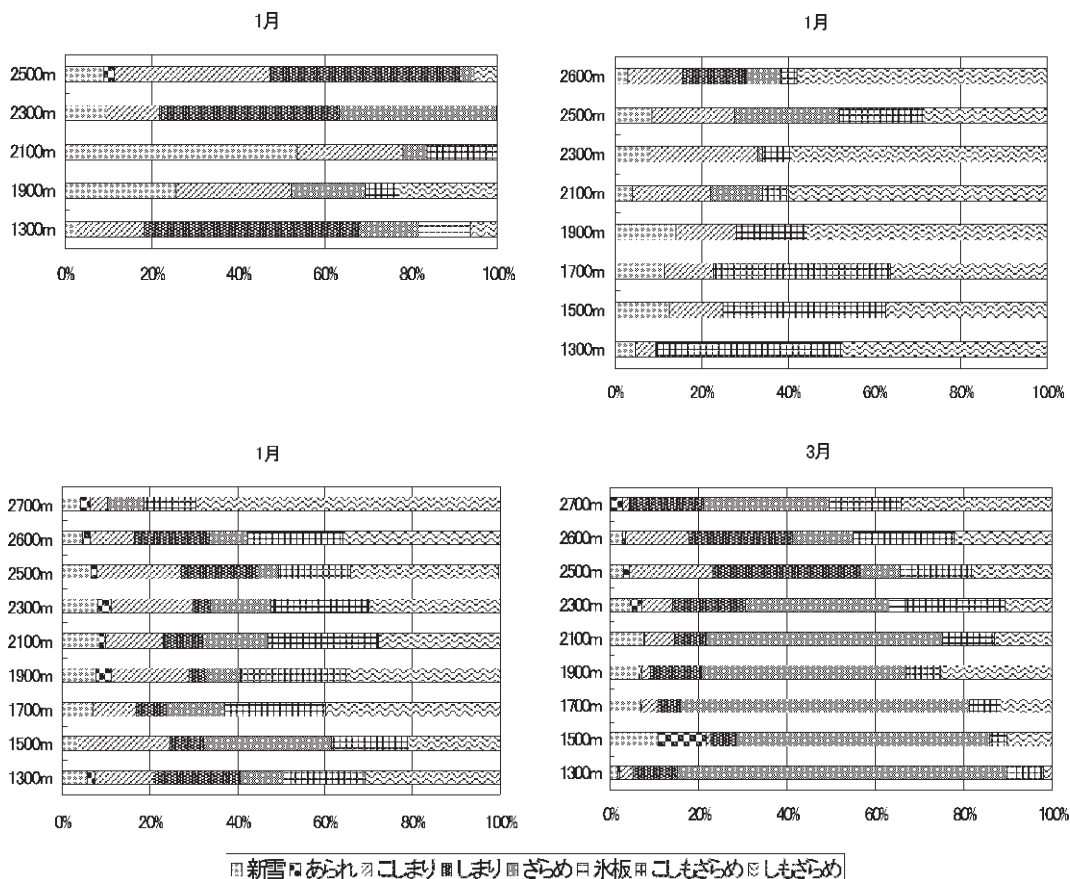


図4-1 雪質分布率 左上：多雪年（1月） 右上：寡雪年（1月）
 左下：10年平均（1月） 右下：10年平均（3月）

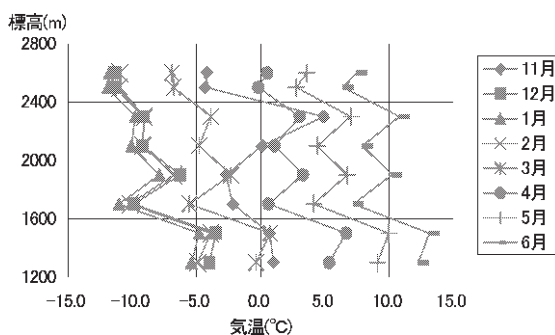


図4-2 2001-2002寒候期の月平均気温

月間真冬が続く。標高の低い地点でも月平均気温が氷点下であり、融雪による雪質の変化がおこらないと考えられる。(2)こしもざらめ雪・しもざらめ雪は雪中の温度勾配の絶対値が大きい場合（概ね1°C/10cm以上の時）に発達する。そのため、寒冷・少雪の地域では、地熱に暖められて0°C前後を保つ地表面と、冷気にさらされる雪面の温度勾配が大きくなり、しもざらめ雪の発達が顕著となる。本研究の調査地はそのような地点にあたる。参考に2000年1月の3地点における地表面からの距離と雪温の関係を示す（図4-3、表4-1）。標高の低い地点は、

表4-1 2000年1月29日～31日調査における温度勾配（°C/10cm）

標高	最大値	全層
1500m	7.0	1.5
1900m	12.0	1.5
2300m	20.0	0.5
2500m	8.0	1.0

高い地点と比べて気温が高いが、一方で積雪深が少ないために温度勾配はしもざらめ雪の形成に十分な

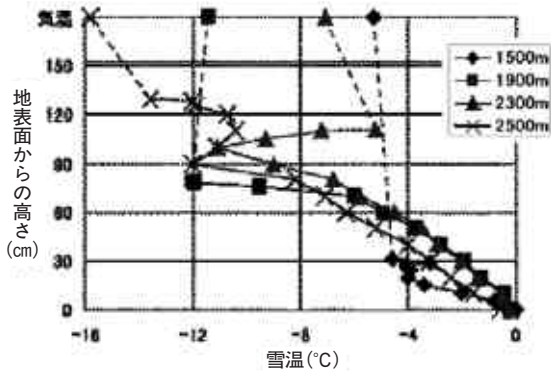


図4-3 地表面からの距離と雪温
(2000年1月29日~31日調査)

観測された層厚 (cm)

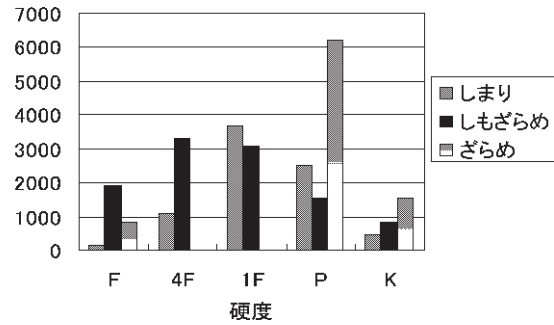


図4-5 雪質と硬度

F:拳, 4F:4本指, 1F:1本指, P:鉛筆, K:ナイフ

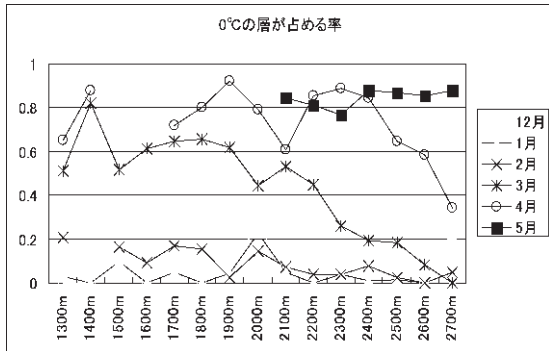


図4-4 標高と0°Cの層の占める層厚率

大きくなる。このことも、厳冬期における標高による雪質の変化の小ささを説明する。また、多雪年に造晶系の雪が少なく、焼結系の雪が多いことは、積雪深の増大による温度勾配の減少が原因として挙げられるだろう。(3)標高の低い地点でざらめ雪の割合が増える時期が早いのは、日射が冬よりも強いため、ざらめ化が進んでいると考えられる。一方、標高の高い地点では、日射を受けてもざらめ化が起これないのに十分ほど寒いということになる(図4-2)。実際に、積雪層中で0°Cの層の占める率を計算すると、2月までの厳冬期には標高によらず低い値をとるが、3月では低標高で0°Cの層が大幅に増加するのに対し、標高の高い地点では依然として0°Cの層の割合が小さい。4月、5月と時期が進むにつれて、標高の高い地点でも0°Cの層の率が上昇し、融雪・ざらめ化が進んでいることがわかる(図4-4)。

4.2 雪質による硬度の違い

雪質によって硬度がどのように異なるかを、それぞれの雪質について、硬度ごとに観測された層厚の総合計を計算することによってみていく(図4-5)。

(1)しまり雪は1Fが最も多く、しもざらめ雪は4F、

ざらめ雪はPが最も多い。(2)ざらめ雪は1F、4Fが観測されていないが、Fが観測されている。(1)については、しもざらめ雪は結晶間の結びつきが弱いこと、しまり雪は焼結によってポンドが増大していること、乾きざらめ雪は融解凍結によって粒子間での結びつきが非常に強くなっていることを示している。(2)については、この観測では含水率を測定せず、ぬれざらめ雪とかわきざらめ雪を双方ざらめ雪として集計しているため、液相の水を含んで柔らかくなったぬれざらめ雪がFとして観測されていることを示している。

4.3 雪質による上載積雪・密度の関係の違い

一般に、ある積雪層に上載積雪が載ると、上載積雪の荷重により積雪層は圧密される。その効果は、上載積雪の増加及び時間の経過にしたがって増大する。ここでは、上載荷重と密度の関係が雪質によってどのように異なるかを考える。

図4-6に2月における上載荷重(対数)と密度との関係を雪質ごとに示す。上からしまり雪、しもざらめ雪、ざらめ雪である。また、表4-2には、こしまり雪、しまり雪、こしもざらめ雪、しもざらめ雪、ざらめ雪の密度と上載荷重の決定係数とデータ数、有意確率を示す。しまり雪、こしまり雪の焼結系において上載荷重と密度との相関が強く、圧密による影響が大きく、こしもざらめ雪、しもざらめ雪の造晶系ではやや強い相関がある。液相介在系のざらめ雪の相関は弱い。ざらめ雪以外の雪での相関は有意確率1%未満で有意である。

これらの結果は、こしまり雪、しまり雪の焼結系の雪がこしもざらめ雪、しもざらめ雪の造晶系の雪よりも圧密の影響を受けやすいことを示している。液相介在系のざらめ雪については、圧密の影響を受けにくいことが明らかになった。

表 4-2 上載荷重と密度の相関 (2月)

	決定係数 R ²	データ数 n	有意確率
こしまり雪	0.50	78	< 0.01
しまり雪	0.52	121	< 0.01
こしもざらめ雪	0.34	101	< 0.01
しもざらめ雪	0.35	69	< 0.01
ざらめ雪	0.04	58	0.13

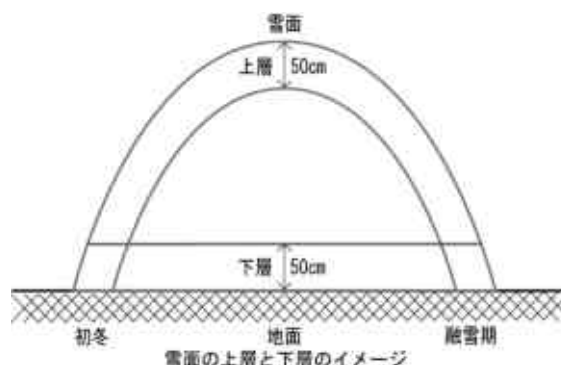


図 4-7 上層と下層のイメージ

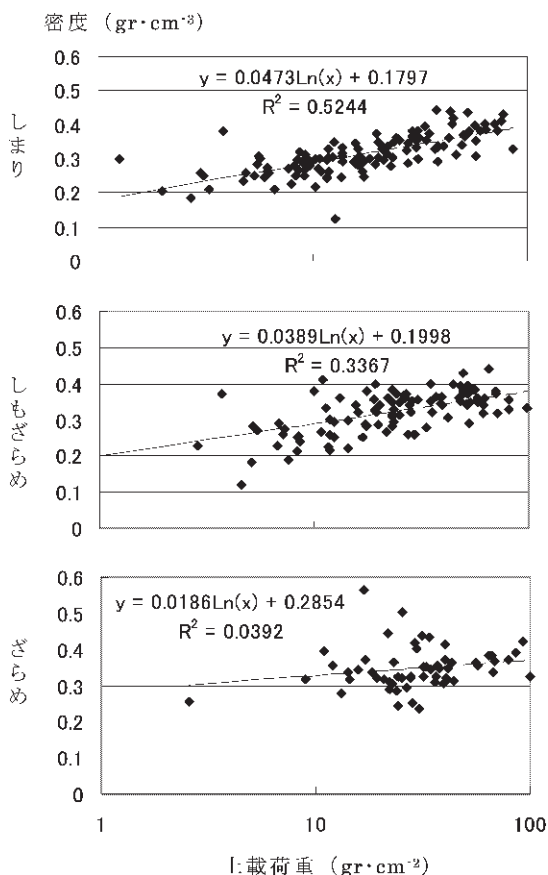


図 4-6 上載荷重と積雪層密度 (2月)

この傾向は、1月、2月の寒い時期に強く見られた。

4.4 積雪の上層・下層の雪質と密度

積雪層内において、比較的降雪後時間のたっていない上層部、上載荷重により圧密を受けていると考えられる下層部で、雪質と密度にどのような違いがあるかを検討した。ここで、上層と下層は、それぞれ積雪表面から下50cmまでの層、および地表面から上50cmまでの層のことを指す (図 4-7)。図のように初冬・融雪期で積雪深が 1 m 以下の場合には上層と下層が重複する場合がある。全ての標高における上層および下層の雪質と密度を集計し、観測月ごとに整理したものが図 4-8 である。

図 4-8 から言えることは次のようなものである。

(1)上層の密度は11月～2月頃まで減少し、その後融雪まで増加し、下層の密度は11月以降融雪まで増加を続ける(2)上層の雪質は新雪、こしまり雪の割合が2月まで増加し、しもざらめ雪、こしもざらめ雪の割合が減少して、下層では新雪、こしまり雪の割合が減少し、造晶系の雪の割合が増加している(3)4月までは下層の方が密度が高いが、5月、6月になると上層の方が密度が高くなっている。

これに対する考察は以下の通りである。(1)および(2)については、上層の雪質の変化および、新雪、こしまり雪以外は雪質ごとの密度の差が小さいこと (図 4-9) を考えると、2月までの上層の密度の傾向に影響を与えているのは、新雪およびこしまり雪の割合であり、下層の変化からは、時間の経過とともにしもざらめ雪が下層で形成されていることがわかる。(3)は、融雪期まではより長く上載積雪の圧密を受けている下層の密度が高いが、融雪期には日射や降雨の影響で上層の含水率が上がり、下層に浸透せず上層が滞水するために密度が上昇するためだと考えられる。

4.5 積雪下層の温度

積雪の下層50cmまでの雪温を表したのが図 4-10 である。これをみると、積雪深が50cm以上になると、急激に平均雪温が高くなっているが、これは雪の断熱効果を示すデータであると言える。また、積雪深が多い場所では、地表面付近が暖かく保たれることになり、これは高山で生育する生物の活動にとっては非常に重要な要素になっていると考えられる。

4.6 こしまり雪の粒度と密度

黒岩¹⁵⁾および前野¹⁶⁾によると、二つの氷球を接触させた時、氷球の半径が小さいほど焼結がはやくなる。固体の表面張力に関わる比表面積 (体積当たりの表面積) が粒径に反比例して増大するためであり、雪結晶についても同様のことが言える。すると、降雪直後からの積雪の変態過程において、粒度の小さ

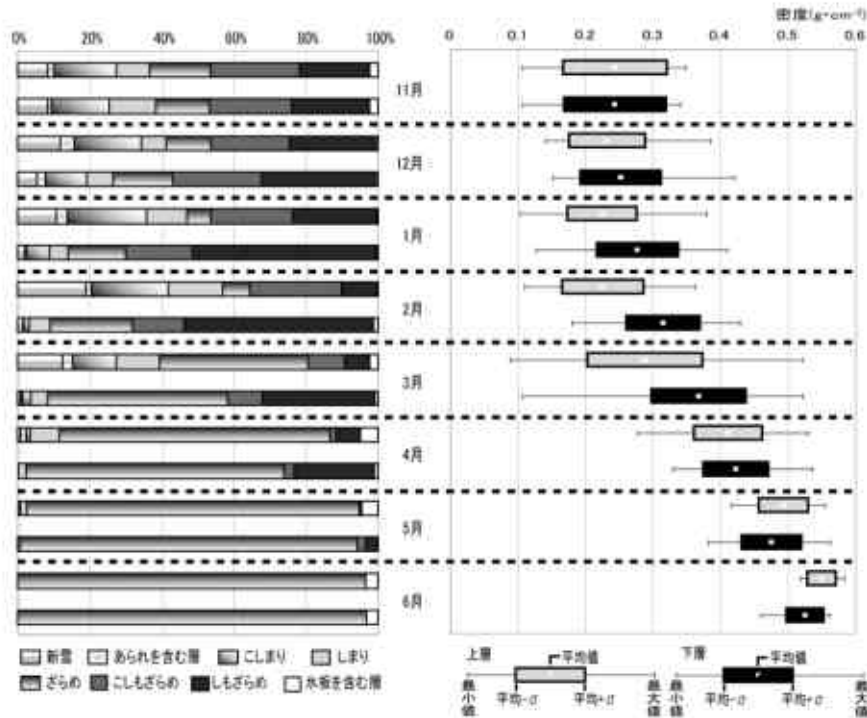


図4-8 月別の上層(上段)と下層(下段)の雪質分布率(左)と密度(右)

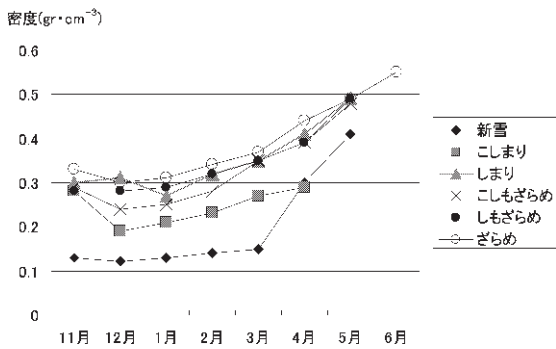


図4-9 主要な雪質の月毎の密度変化

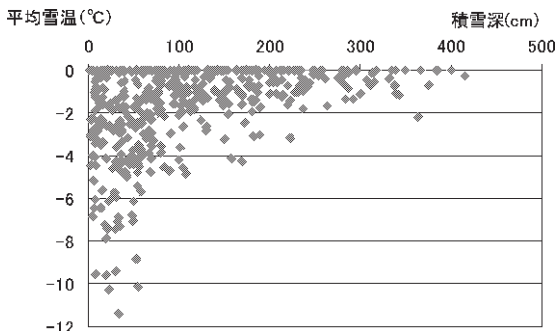


図4-10 下層50cmの平均雪温

いものがより早く焼結することが予想される。このような予想を検証するため、粒度と密度の関係を考察したところ、こしまり雪に関して予想が一致した。

12～2月の厳冬期に観測されたこしまり雪について、上載荷重と密度の値を比較すると、vf (<0.2

mm), f (0.2-0.5mm) の粒度が小さい群では、0.5 mm以上の大きい群よりも密度が高いことが言える(図4-11)。特に、上載荷重の小さい積雪表面付近においてこの傾向が顕著に表れる。また、標高別にこしまり雪の各粒度の出現割合(層厚比)を見ると、標高の高い地点ほどvf, fといった細かい粒度の雪の占める率が高くなっていることがわかる(図4-12)。

この事実が示唆するのは、標高が高いほど気温が低く弱い風でも吹雪が生じやすいことである。気温が-7°Cよりも高くなると吹雪発生の下限風速が高くなることも知られる(木下¹⁷⁾)。

吹雪の頻度が高い上に、一般的に高標高ほど風が強いことも加わり、強い吹雪が長時間起こる。その結果、雪粒子同士の衝突・破砕により粒度が細くなり、堆積した細かい粒子と粒子の間に破砕された微細粒子が入り込んで充填率が上がる。粒子同士の接点が増えることにより比表面積が増大し、焼結が促進される。すなわち、標高が高い地点では粒度が小さく密度の高い風成雪がより多く形成されている。

この傾向は、こしまり雪以外の雪質においては見られなかった(図4-13)が、その理由は、こしまり雪は降雪直後から変態が始まるのに対して、しまり雪はこしまり雪がさらにしまり雪化して形成されること、また、造晶系の雪は焼結の起こりにくい大きな温度勾配に晒されることで形成されることから、

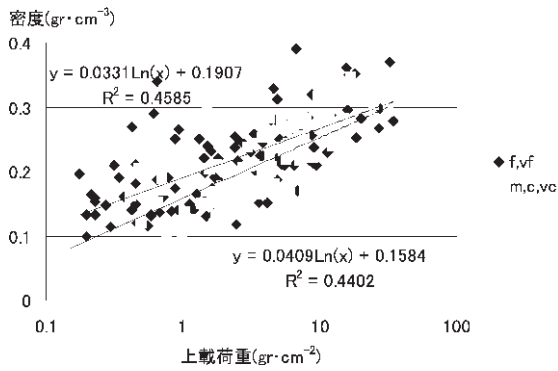


図4-11 こしまり雪の粒度と上載荷重・密度 (12-2月)

粒度の違いによる焼結速度の差よりも、上載荷重の影響のほうが強く出るためだと考えられる。

ただし、風と粒度の関係、こしまり雪以外の雪質と粒度-密度関係を明らかにするためには、更なるデータが必要となるだろう。

4.7 標高と雪層密度の相関

上載積雪の荷重が密度と強く関わっているとすると、より早い時期から積雪があり、より積雪の多い地点において、各雪層の密度が高くなると考えられる。林内では標高の高い地点ほど積雪の多いことが知られており、よって標高の高い地点において密度が高くなることが予想される。また、風成雪の観点からも、標高の高い地点では高密度の雪が形成されると考えられる。そこで、標高と密度の相関関係について、月ごと、雪質ごとに相関関係があるといえるのかを調べたところ、表4-3のような結果を得た。相関関係の有無の判断は相関係数0.2以上、無相関検定において有意水準1%とした。

表4-3から、多くの雪質に関して相関が認められるのは1月、2月の厳冬期であることが明らかになった。その原因として、初冬、初春には低標高の地点において液相を介した密度の高い雪が出現するのに対し、厳冬期は低標高の地点でも気温、雪温が低いために、上載積雪と風成雪の形成の影響が大きく出ていることが考えられる。厳冬期には標高による雪質の差が小さいのに対して、初春には低標高でざらめ雪が多いという事実もこのことに対応する(図4-1)。

4.8 各雪質の雪層密度と標高の相関

ここでは、雪質ごとに標高との関係を細かくみていくことにする。月毎の密度と標高を示すグラフでは、その月、その標高で観測された全ての密度データの平均値を示している。

4.8.1 新雪

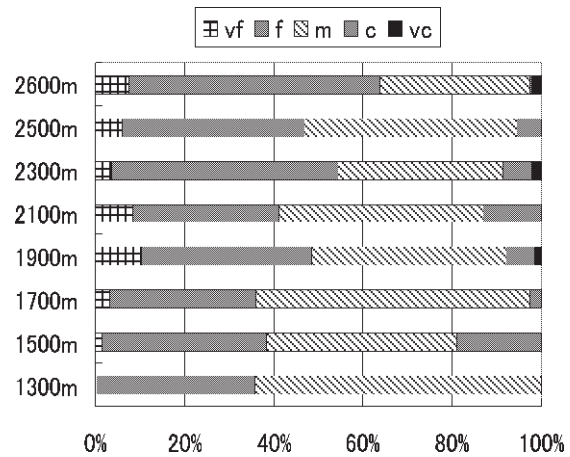


図4-12 こしまり雪の粒度出現率 (12-2月)

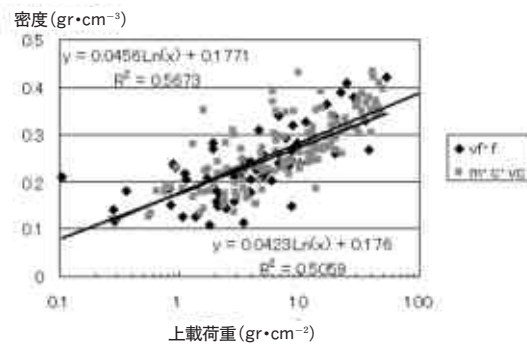


図4-13 こしもざらめ雪の粒度と上載荷重・密度 (12-2月)

表4-3 雪質、観測月と標高-密度相関の有無
○：相関有り，×：相関無し

	11月	12月	1月	2月	3月	4月	5月
新雪	×	×	×	×	×	×	
こしまり雪	×	×	○	○	○	×	
しまり雪	×	×	○	○	×	×	×
こしもざらめ雪	×	○	○	○	○	×	
しもざらめ雪	×	○	○	○	×	×	
ざらめ雪	×	×	○	○	×	○	×
氷板		×	×	×	×	×	×
あられ	×	×	×	○	○	×	

新雪の密度と標高について、測定した全170層のデータ(図4-14、表4-4)から言えることは次の通りである。(1)標高と密度の相関は見られない(有意確率が最小の2月で0.08)(2)11月から3月までは密度の平均値が大きく変動しない。新雪には基本的に上載荷重がかからないため、上載荷重による密度の変化はみられない。また、粒度出現率は標高に依存する傾向をもっていない。以上より、降雪の

表4-4 新雪の密度と標高

	11月	12月	1月	2月	3月	4月	5月	6月
データ数 n	6	41	47	41	32	2	1	
相関係数 R	0.72	0.10	-0.03	0.27	0.07	1.00		
有意確率 P (%)	10.6	55.3	85.1	8.2	70.7			
相関の有無	×	×	×	×	×	×		
平均値 (gr・cm ⁻³)	0.13	0.12	0.13	0.14	0.15	0.30	0.41	

表4-5 こしまり雪の密度と標高

	11月	12月	1月	2月	3月	4月	5月	6月
データ数 n	12	51	81	78	58	6		
相関係数 R	0.63	0.17	0.35	0.31	0.37	0.07		
有意確率 P (%)	2.7	23.3	0.1	0.5	0.4	89.8		
相関の有無	×	×	○	○	○	×		
平均値 (gr・cm ⁻³)	0.28	0.19	0.21	0.23	0.27	0.29		

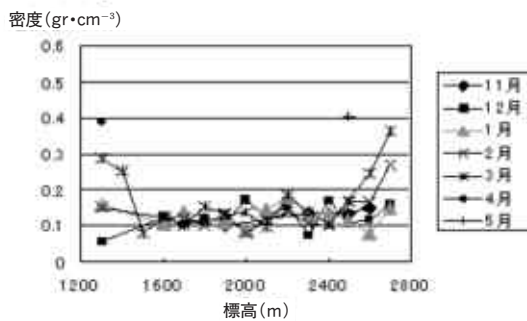


図4-14 新雪の密度と標高

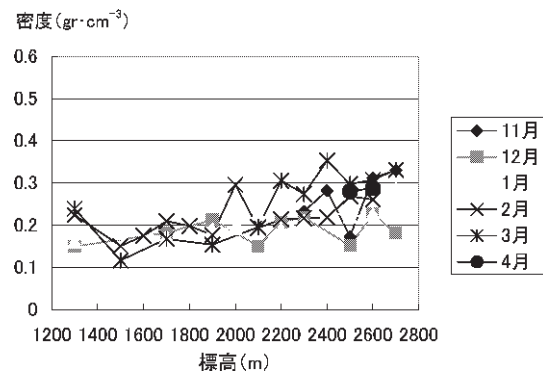


図4-15 こしまり雪の密度と標高

段階では雪の密度や粒度には標高による差がないものと考えられる。

4.8.2 こしまり雪

こしまり雪の密度と標高について、測定したこしまり雪全286層のデータを表4-5、図4-15に示す。

こしまり雪の密度は1月、2月、3月に標高と相関している。この相関をうみだす要因には次の二種のものと考えられる。一種は、4.6節に述べた上載荷重の影響である。上載荷重と密度には相関が見られるが、上載荷重と標高との間に相関が見られれば、それが密度と標高の相関関係を説明するものとなる。

上載荷重と標高の関係を見ると、3月は、1月よりも相関が強い(図4-16、4-17)。しかし、標高と密度の相関の強さには1月と3月で大きな差がなく、むしろ1月の方が有意に相関を持つことから、1月においては上載荷重以外の要因によって標高と密度の間に相関が生じていることが示唆される。その二種目の要因が粒度である。粒度と標高の関係は

12~2月まででは強くみられるが(図4-12)、3月においてははっきりとした傾向が見られない。したがって、標高と密度の相関の生じ方が、1月には粒度の差の寄与が大きく、3月には上載荷重の寄与が大きいとと言える。2月はその中間的な段階にあると考えられる。

また、全標高を含めた密度の平均値は11月から12月にかけて減少し、その後4月まで増加を続けるが、全般的に他の雪質に比べ低い密度で変動している。11月は気温が高いため焼結がはやく進み、また濡れ雪になることもあることから密度が高く、12月以降は粒子の小径化による焼結と圧密によって密度が増加していると考えられる。こしまり雪の密度が低いのは、焼結・圧密が進んだ場合、次にのべるしまり雪に移行するためである。

4.8.3 しまり雪

しまり雪の密度と標高について、測定したしまり

雪全413層のデータを以下に示す。

図4-18, 表4-6より, 1月, 2月に密度と標高に有意な関係がみられ, 2月はデータ数が多いにも関わらず正の相関係数が高くなっていることがわかる。こしまり雪と同様, 上載荷重から密度と標高の相関を考えることができる(図4-19)。なお, こしまり雪ほど粒度による密度の差は見られなかった。3月以降に密度と標高に有意な関係が見られないのは, 低標高の地点で融雪期を迎え, ぬれ雪の割合が増えて密度が上昇し, 標高の高い地点の密度と差が減少するためだと考えられる。また, 標高が高い地点では3月でも積雪の堆積が進み, 上載荷重の

小さい低密度な雪が存在しているからであるとも考えられる。

4.8.4 こしもざらめ雪

こしもざらめ雪の密度と標高について, 測定したこしもざらめ雪全286層のデータを以下に示す。図4-20, 表4-7より言えるのは, 12月~3月までの長期間に亘って密度と標高に有意な関係が見られるということである。平均の推移はこしまり雪と同様に晩秋から初冬にかけて減少し, その後融雪まで増加している。こしもざらめ雪の上載荷重と密度の関係は12月~3月まで傾向の変化が少ないため, まとめて図4-21に示す。こしもざらめ雪においては粒度と密度の相関は見られなかった。

4.8.5 しもざらめ雪

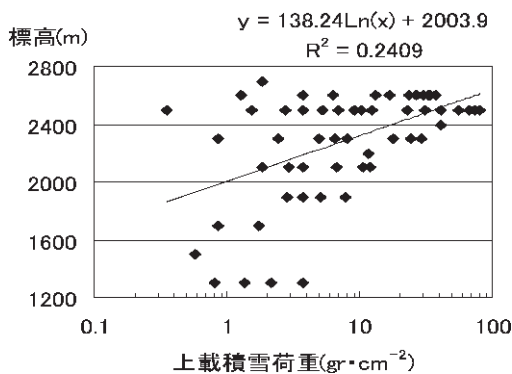


図4-16 こしまり雪の上載荷重と標高 (3月)

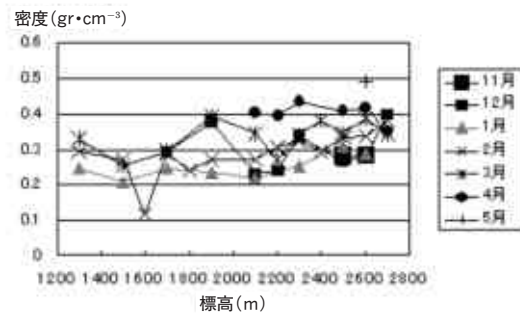


図4-18 しまり雪の密度と標高

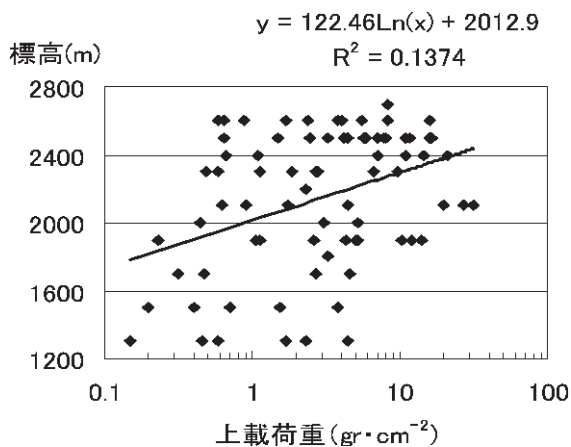


図4-17 こしまり雪の上載荷重と標高 (1月)

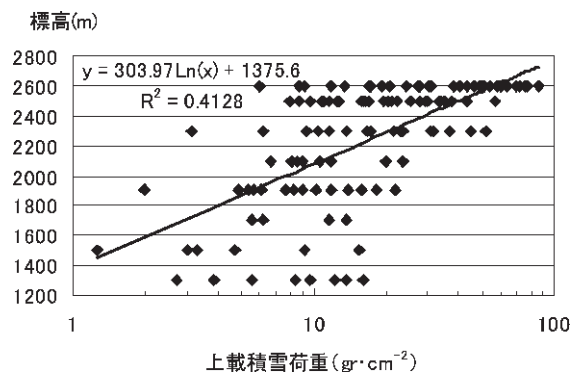


図4-19 しまり雪の上載荷重と密度 (2月)

表4-6 しまり雪の密度と標高

	11月	12月	1月	2月	3月	4月	5月	6月
データ数 n	9	18	66	140	98	72	10	
相関係数 R	-0.23	0.10	0.38	0.46	0.16	-0.07	0.22	
有意確率 P (%)	54.9	70.4	0.2	0.0	11.4	56.6	55.0	
相関の有無	×	×	○	○	×	×	×	
平均値 (g・cm⁻³)	0.30	0.31	0.27	0.32	0.35	0.41	0.49	

表 4-7 こしもざらめ雪の密度と標高

	11月	12月	1月	2月	3月	4月	5月	6月
データ数 n	10	60	62	90	49	14	1	
相関係数 R	0.49	0.42	0.46	0.36	0.48	0.28		
有意確率 P (%)	14.7	0.1	0.0	0.0	0.1	33.0		
相関の有無	×	○	○	○	○	×		
平均値 (g・cm ⁻³)	0.29	0.24	0.25	0.28	0.35	0.39	0.48	

表 4-8 しもざらめ雪の密度と標高

	11月	12月	1月	2月	3月	4月	5月	6月
データ数 n	8	65	96	101	57	24	1	
相関係数 R	0.61	0.36	0.53	0.52	0.19	0.35		
有意確率 P (%)	10.7	0.3	0.0	0.0	15.8	9.8		
相関の有無	×	○	○	○	×	×		
平均値 (g・cm ⁻³)	0.28	0.28	0.29	0.32	0.35	0.39	0.49	

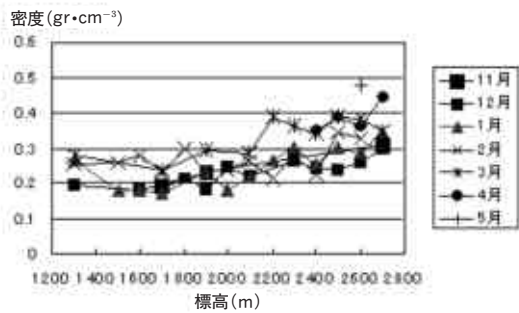


図 4-20 こしもざらめ雪の密度と標高

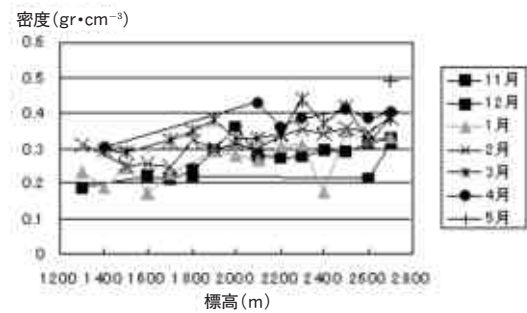


図 4-22 しもざらめ雪の密度と標高

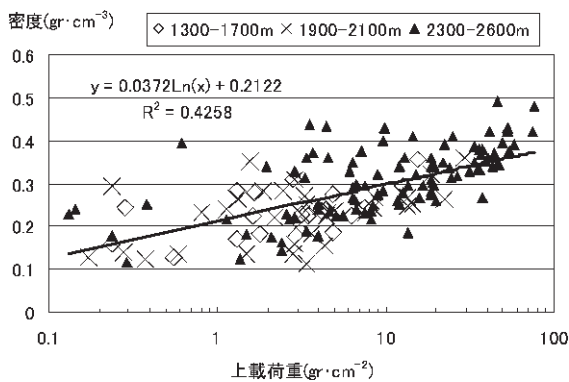


図 4-21 こしもざらめ雪の上載荷重と密度 (2月)

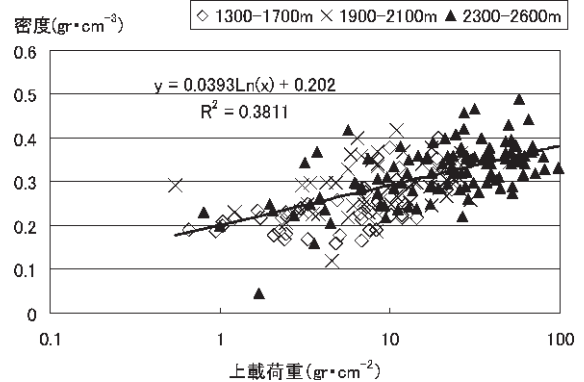


図 4-23 しもざらめ雪の上載荷重と密度

しもざらめ雪の密度と標高について、測定したしもざらめ雪全352層のデータを図 4-22、表 4-8 に示す。

12月～2月にかけて標高と密度の関係がみられる。その他の雪質と同様に上載積雪の圧密による効果が標高の高い地点で大きいことがわかる (図 4-23)。

3月は統計的には標高と密度の関連性がない結果となるが、全標高のデータを見てみると、少数のデータによって大きく相関係数が変動していることがわかった (図 4-24)。

少数のデータはいずれも表層付近の積雪層に観測されたものである。標高の高いところは3月にも新

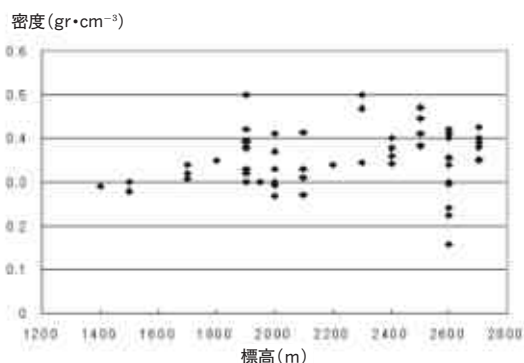


図4-24 しもざらめ雪の密度と標高（3月）

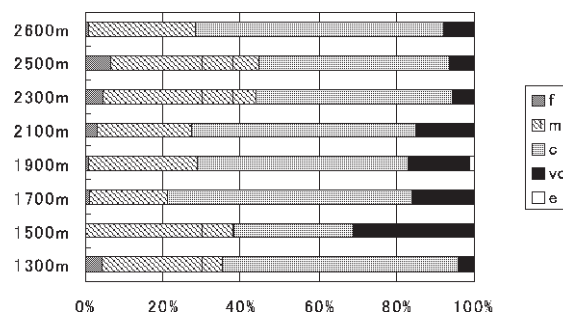


図4-25 しもざらめ雪の粒度と標高

表4-9 ざらめ雪の密度と標高

	11月	12月	1月	2月	3月	4月	5月	6月
データ数 n	13	36	59	96	195	287	212	45
相関係数 R	0.24	0.25	0.48	0.29	0.08	0.28	0.18	0.33
有意確率 P (%)	42.1	14.5	0.0	0.5	28.7	0.0	0.8	2.8
相関の有無	×	×	○	○	×	○	×	×
平均値 (g·cm ⁻³)	0.33	0.30	0.31	0.34	0.37	0.44	0.49	0.55

雪が降り、それがさまざまな雪に変化するために、圧密を受けていない密度の小さな層があると考えられる。このように、3月は気象条件によって密度の変動が大きいことが示唆された。

また、粒度をみると標高の低いところでvcの大きな粒度の割合が高くなっている（図4-25）。しかし、密度、上載荷重と粒度との間には明瞭な関係は見られなかった。

標高の低いところで粒度の大きい結晶が多くなる理由は、標高の低い地点は積雪深が浅いため温度勾配が大きくなること、標高の低い地点は積雪の密度が低いため温度勾配が生じた際に水蒸気が移動しやすく、しもざらめ雪の造晶が効率よく起こること、の二つが考えられる。

4.8.6 ざらめ雪

ざらめ雪の密度と標高について、測定したざらめ雪全943層のデータを図4-26、表4-9に示す。

1月、2月、4月に密度と標高の間に有意な関係が見られるが、これは、以下のような理由によると考えられる。ざらめ雪は他の雪質と比べて上載積雪と密度の相関関係が弱い（図4-6）。図4-26より、月毎の密度のグラフが平行移動的に上昇していることから、密度の変動は、上載荷重よりも、時間の経過によるところが大きいと考えられる。標高と密度の相関は、標高の高い地点の方が早い時期から

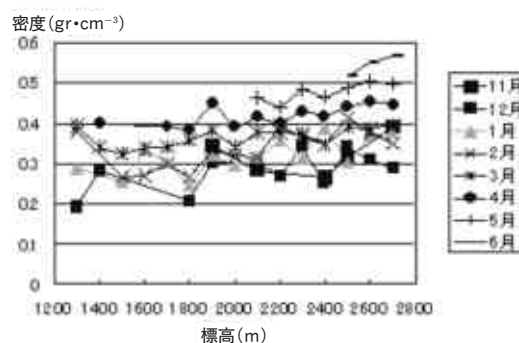


図4-26 ざらめ雪の密度と標高

積雪があることで生じていると考えられる。

また、3月に着目すると、標高の高い側は2月と変化がないが、低い側は大きくなっている。標高の高い側で密度の増加は起こっていないのは、新たに降った雪が暖気や日射によって密度の低いざらめ雪に変わるためであり、また、標高の低い側では融雪がおり（4.1節参照）、密度が上昇していると考えられる。これにより3月には標高と密度の相関が弱くなると考えられる。

4.8.7 氷板

氷板の密度と標高について、測定した氷板全69層のデータを図4-27、表4-10に示す。

これらのデータより言えることは次の二点である。

表4-10 氷板の密度と標高

	11月	12月	1月	2月	3月	4月	5月	6月
データ数 n		2	3	6	22	21	14	1
相関係数 R		-1.00	0.52	-0.54	0.09	0.24	0.41	
有意確率 P (%)			64.9	27.1	67.5	30.4	14.7	
相関の有無		×	×	×	×	×	×	
平均値 ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)		0.26	0.27	0.33	0.38	0.49	0.51	0.57

表4-11 あられの密度と標高

	11月	12月	1月	2月	3月	4月	5月	6月
データ数 n	3	14	11	12	13	6	2	
相関係数 R	0.66	0.18	-0.49	0.83	0.71	-0.36	1.00	
有意確率 P (%)	54.1	54.8	12.9	0.1	0.7	48.3		
相関の有無	×	×	×	○	○	×		
平均値 ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)	0.32	0.21	0.31	0.30	0.23	0.42	0.48	

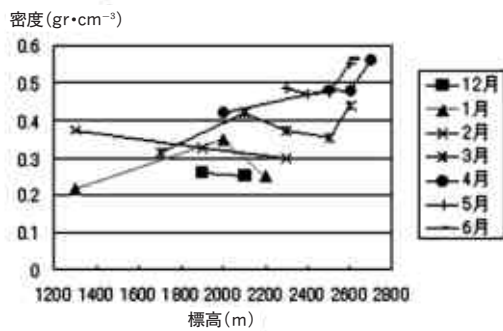


図4-27 氷板の密度と標高

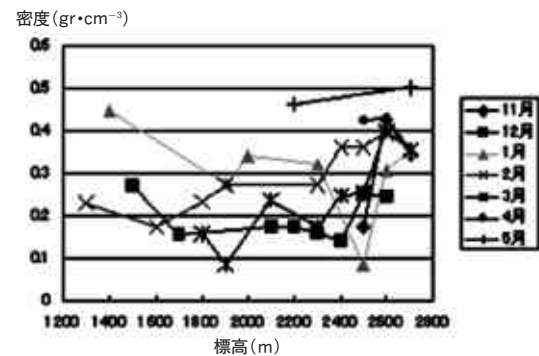


図4-28 あられの密度と標高

(1)氷板の密度と標高の関係はどの月においても有意な相関を持たない。これはデータ数が少ないこともあるが、氷板自体の性質によるところもあると思われる。すなわち、氷板は融解水が積雪層内の不透水層に滞留し、それが凍結することによって形成されるが、雪が融解するような温度・日射・降雨は標高の低い地点で頻繁に生じるが、不透水層となりうるような密度の高い層は標高の高い場所の方によく見られるということである。(2)密度の平均値は新雪、こしまり雪を除く他の雪質と余り大きな差が見られない。データ数が少ないために統計的なことを言うのは難しいが、本研究で考えている密度はぬれ密度であることが理由として挙げられるだろう。融解水が含まれている他の雪が凍結することで氷板になるので、空隙の多い積雪において、融解している時と凍結した場合とで大きな差が生じるとは考えにくい。

4.8.8 あられ

あられの密度と標高について、測定した全61層の

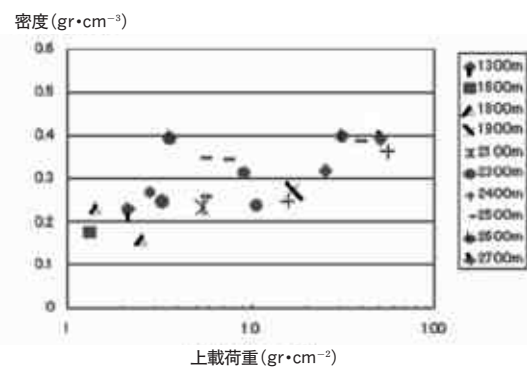


図4-29 あられの上載荷重と密度と標高

データを図4-28、表4-11に示す。

これらのデータより言える事は2月、3月はデータ数が少ないものの、高い相関係数で有意に標高と密度の関係があるということである。これは、上載荷重の影響によると考えられる。標高の高い地点ほど積雪量が多く、また気温・雪温が低いためにあら

表 4-12 積雪深と標高

	11月	12月	1月	2月	3月	4月	5月	6月
回帰係数	0.020	0.062	0.092	0.14	0.19	0.20	0.19	1.1
相関係数	0.72	0.95	0.91	0.93	0.92	0.91	0.92	1.0

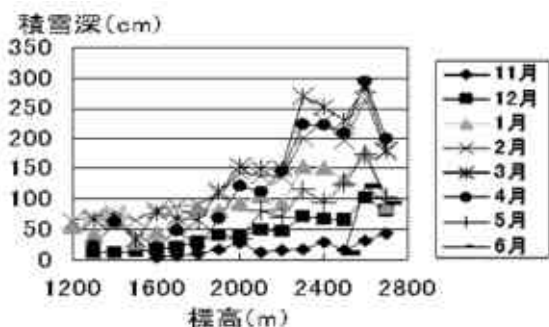


図 4-30 積雪深と標高 (1995年~2004年平均)

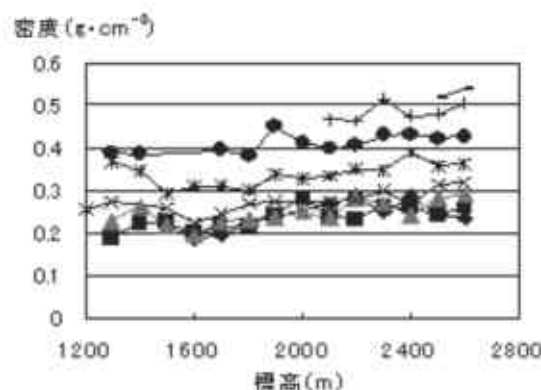


図 4-31 全層密度と標高 (10年平均)
凡例は図4-30, 図4-32と共通

れの粒子が長時間積雪層中に残留すると考えられる。図 4-29に示すように標高が高い地点で概ね上載荷重も大きくなり、密度も高くなっていることがわかる。

4.9 積雪深と標高の関係

図 4-30は積雪深と標高の関係を月ごとに示したものである (10年平均)。この図より言えることは次の通りである。(1)積雪深は標高に応じて概ね増加している。これは多雪年、寡雪年、10年平均ともに基本的な傾向は変わらない。標高に応じて積雪深が増えるのはよく知られた事実である (大沼ら³⁾)。 (2) 2700mは標高に比べてかなり低い値をとっている。森林限界を超えているため、風による削剝が起こっていると考えられる。(3) 2地点のみの観測である6月を除くと、4月における標高に対する積雪深の増加率が最も高くなっている。森林限界を超える2700mを除いて、回帰係数および相関係数を表 4-12にまとめた。(4)積雪深が最大となるのは標高の高い地点で3月、低い地点で2月である。

4.10 全層密度と標高の関係

全層密度と標高の関係を図 4-31, 表 4-13に示す。1月, 2月には多くの雪質において標高と密度の正相関が見られるため、全層密度も標高と正の相関を持つ。また、4月においては、全標高においてざらめ雪が卓越するため、ざらめ雪の密度が標高と正の相関を持つことは、全層密度が標高と相関を持つことを意味する。

11月, 12月で相関係数が低いのは、初冬に多くみられる新雪やこしまり雪の密度が標高と相関を持たないためであり、3月において相関係数が低いのは、低標高での融雪によるぬれ雪や液相介在系の雪の出

表 4-13 全層密度と標高の回帰係数・相関係数

	11月	12月	1月	2月
回帰係数 $\times 10^{-5}$	2.5	3.1	4.5	3.7
相関係数	0.25	0.39	0.49	0.56
	3月	4月	5月	6月
回帰係数 $\times 10^{-5}$	2.6	3.1	3.6	17
相関係数	0.39	0.56	0.47	1.0

現によるためであると考えられる。

4.11 積雪水量と標高

4.9節, 4.10節より、積雪深、全層密度が標高とともに増加しているため、積雪水量も標高とともに増加することが考えられる。一般に、積雪水量と標高との関係は以下のように考えられている (塚本¹⁸⁾, 山田・若浜¹⁹⁾)。

$$Hw = a \cdot h + b$$

ただし、Hw: 積雪水量 a, b: 係数

しかし、本研究で得られたデータによると、積雪深が標高と一次の関係にあり、全層密度も相関は強くないものの一次の関係にあると言える。したがって、積雪深と全層密度の積で表される積雪水量が標高と二次の関係になり、

$$Hw = Hs \cdot D = (a \cdot h + b) \cdot (c \cdot h + d) = p \cdot h^2 + q \cdot h + r$$

ただし、Hw: 積雪水量 Hs: 積雪深 D: 全層

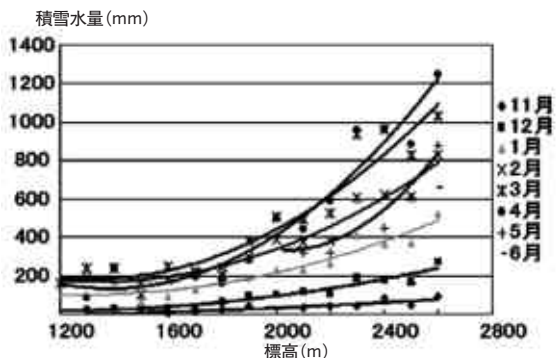


図 4-32 積雪水量と標高

表 4-14 積雪水量と標高の二次式

	Hw (mm)	決定係数
11月	$1.9 \times 10^{-5}h^2 - 1.4 \times 10^{-1}h - 17$	0.75
12月	$1.0 \times 10^{-4}h^2 - 2.4 \times 10^{-1}h + 153$	0.92
1月	$2.2 \times 10^{-4}h^2 - 5.7 \times 10^{-1}h + 468$	0.91
2月	$3.9 \times 10^{-4}h^2 - 1.05h + 872$	0.96
3月	$5.5 \times 10^{-4}h^2 - 1.46h + 1143$	0.90
4月	$7.4 \times 10^{-4}h^2 - 2.06h + 1562$	0.93
5月	$1.6 \times 10^{-3}h^2 - 6.49h + 6937$	0.81

密度 h: 標高 a, b, c, d, p, q, r は係数のように表せると言える。積雪のある樹林帯の標高 h に関してこの式が成立する。10年平均の積雪水量の回帰曲線 (図 4-32) を示す二次式および決定係数を表 4-14 に記す。表中の h は積雪のある林内の地点の標高である。

積雪深と標高の関係と同様に時期が遅くなるにつれて h²の係数が増大している。

おわりに

膨大なデータは本論文の85枚の図表によって雪山を語り始めた。しかし、まだまだ解析の余地を残している。今後の研究により、貴重なデータを活かしたい。

地面が出るまでスノーピットを掘り続ける、10シーズンにわたる危険かつ厳しい調査山行に加わった信州大学農学部学生の数が多い。また信州大学農学部 AFC 職員の陰の協力もあった。おかげで、わが国の山岳研究にささやかな歩みを加えることができた。関係された方々のご協力を深く感謝する。

引用文献

1) 堀貞治, 1953: 電源開発と雪の研究, 雪氷の研究, 日本雪氷協会編, pp1-5.

2) 大沼匡之, 1953: 積雪量調査の概観, 雪氷の研究, 日本雪氷協会編, pp218-226.
 3) 大沼匡之, 1956: 山地積雪に関する研究, 農林省農業総合研究所.
 4) 飯田肇・渡正昭・花岡正明・金子正則・本間信一, 2006: 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年日本雪氷学会全国大会講演予稿集, p87.
 5) 本間信一・花岡正明・伊藤陽一・渡正昭・飯田肇, 2006: 航空機搭載型レーザ計測による立山カルデラ周辺の積雪深の標高依存性に関する研究, 2006年日本雪氷学会全国大会講演予稿集, p149.
 6) 竹内由香里・山口悟・Michael Lehning, 2004: 山地積雪層構造の標高による違いと積雪モデルによる再現, 雪氷北信越, 24, 45.
 7) 秋田谷英次・遠藤八十一, 1982, 北海道内平地における積雪特性, 北海道の山岳地帯における積雪分布特性, 北海道全域における積雪の分布と特性ならびにそれが地面凍結, 植生, 昆虫生態に及ぼす影響に関する研究, 北海道大学低温科学研究所, pp1-17.
 8) Stenseth, N.C., Shabbar, A., Chan, K.-S., Boutin, S., Rueness, E.K., Ehrich, D., Hurrell, J.W., Lingjærde, O.C., and Jakobsen, K.S., 2004: Snow conditions may create an invisible barrier for lynx. Proceedings of National Academy of Science USA, 101 (29), 10632-10634.
 9) 若林隆三・村井延雄・藤原滉一郎, 1966: 天塩川小流域における積雪調査 (1961~1964), 第77回日本林学会大会講演集, pp542-544.
 10) 北原曜・中井裕一郎・坂本知己・斎藤武史, 1991: 森林内における積雪分布, 北海道の雪氷, 10, pp14-17.
 11) 後藤義明, 1993: 開空度の違いと森林内の積雪深, 森林総合研究所関西支所研究情報, 30, <http://www.fsm.affrc.go.jp/Joho/30/p2.html> より.
 12) 日本雪氷学会北海道支部, 1991: 雪氷調査法, 北海道大学図書刊行会, pp31-32.
 13) Tremper, B., 2001: Staying Alive in an Avalanche Terrain, The Mountaineers Books, Seattle, USA, pp105-140.
 14) 前野紀一・福田正己編, 1986: 基礎雪氷学講座 I 雪氷の物性と構造, 古今書院, p134.
 15) 黒岩大助, 1972: スキーヤーのための雪の科学, 共立出版, p59.
 16) 前野紀一, 1991: 雪粒子と氷粒子の物性, 地学雑誌, 100(3), pp224-233.
 17) 木下誠一, 1984: 雪の話・氷の話 (理科年表読本), 丸善, pp117-118.
 18) 塚本良則, 1992: 森林水文学 (現代の林学 6), 文永堂出版, p197.

- 19) 山田知充・若浜五郎, 1982: 北海道の山岳地帯における積雪分布特性, 北海道全域における積雪の分布と特性ならびにそれが地面凍結, 植生, 昆虫生態に及ぼす影響に関する研究, 北海道大学低温科学研究所, pp29-41.

The Elevation-Dependent Behavior of Mountain Snowpack

Ryuzo WAKABAYASHI*, Yoshikage ITO**, Yusuke HARADA***, Jun KITAMURA***,
Motoyasu SUGIYAMA***, Kohji AKASHI***, Tohru MAEHARA***, Naoto TODA***,
Takemitsu TSUCHIYA***, Hisatomo KATO***, Shinji IKEDA*** and D. Mark RYAN****

*Alpine Research Institute of Avalanche. 2760 Hakuba Hokujo, Nagano 399-9301

**Department of Basic Science, The University of Tokyo Graduate School of Arts and Sciences. 3-8-1 Komaba, Meguro-ku, Tokyo 153-8902

***graduate of Faculty of Agriculture, Shinshu University

****The United Graduate School of Agriculture, Gifu University

Summary

During the ten winter seasons from 1995 to 2004, full-snowpit surveys were performed at fifteen study plots on a monthly basis at 100m of intervals at elevations from 1300m to 2700m a.s.l. in the mountain forest of Japan Central Alps (Chuo Alps). We observed snowpack depth of 558m in over 500 pits, an average depth of 1.1m, including density measurement of a combined total of 2610 layers of an average thickness of 15.6cm. Observations are as follows.

1. At midwinter, the trends in snow metamorphism were similar through different elevations. Faceting processes were generally predominant, but during seasons of heavy snow, the process of rounding was observed more frequently.

2. The positive correlation between elevation and snow density was clearer at midwinter, when there were no or little wet snow or melt-freeze layers.

3. The differences in grain type and density between upper layers and lower layers in each snowpit were greater at midwinter, when new snow crystals piled up on the upper layers while the lower layers were influenced by metamorphism and consolidation.

4. The positive correlation between the snow density of a layer and the snow load on the layer was stronger in rounding snow and weaker in faceting snow and melt-freeze snow.

5. The higher the plot elevation, the finer the decomposing and fragmented particles became. Grain size indicated that in higher plots the particles were more fragmented by low temperature and strong wind. Finer DF particles had greater density than coarser ones, especially in near surface snow which experience less snow loading. We can speculate from these facts that snow drifts are more frequent in higher elevations and resulted in high-density windslabs by processes such as sintering, there creation also being accelerated by filling of ice powder dust into spaces created by fragmented snow particles on the snow surface.

6. Upon analysis of monthly trends, snow depth showed a strong linear correlation with elevation, and mean density of snow cover showed moderate linear correlation with elevation. As a consequence, the snow water equivalent can increase as a quadratic function of elevation.

7. Where the snow depth exceed 50cm, the average snow temperatures of the lower layers near the ground surface are generally as warm as zero degrees Celsius.

Key word: mountain snowpack, snow water equivalent, snow density, elevation, Japan Central Alps (Chuo Alps)