

空中写真を活用した筋状地形の地形学的研究
— 全層雪崩と関連して —

Geomorphological Study of Avalanche Furrows Using Aerial Photographs
— Relating to the Full-Depth Snow Avalanche —

2008年

関口辰夫

要 旨

全層雪崩が頻繁に発生する斜面では、無雪期空中写真において稜線から谷底にかけて針先で傷つけたような細い筋状の地形として判読できる。杉山ほか（1987）、関口（1994）はこの直線状で幅の狭い溝状の地形を「筋状地形」と定義した。筋状地形は、下川（1980a）によるアバランチ・シュートよりも低標高で広範囲の日本海側の山地に分布している。しかし、その詳細な分布や地形的特徴、形成過程については未解明の課題となっている。本研究は、雪崩発生斜面に特徴的に筋状地形の地形形態や分布、形成要因について明らかにすることを目的とする。

本論では、第1に全層雪崩発生斜面と筋状地形との関係、筋状地形の地形形態を明らかにする。第2に、筋状地形の分布を新潟県において詳細に調査し、分布の特徴と積雪深、標高、地形、地質との関係、および筋状地形の形成要因、筋状地形の分布を規定する要因を明らかにする。第3に、筋状地形を指標として2004年新潟県中越地震が発生した魚沼丘陵において雪崩発生危険斜面の予測図を作成し、実際の雪崩発生斜面と比較して予測図の有効性を検証する。

上記の研究内容を実施するために、融雪期および無雪期空中写真により全層雪崩発生斜面の抽出と筋状地形との比較、無雪期空中写真により筋状地形分布の把握、筋状地形の地形解析を行った。また、融雪期および無雪期において現地踏査を行った。

融雪期空中写真において全層雪崩が発生した斜面では約8割の斜面で筋状地形が出現し、筋状地形が存在する斜面の9割で全層雪崩が発生した。また、筋状地形のみられる斜面では6～8割で全層雪崩が反復して発生していることが認められた。筋状地形は、発生位置が稜線直下で浅い凹型か直線状の縦断形を成し、横断形は半円形～U字型の幅4-6m、深さ2-4mの溝状の地形を成している。溝の底にはたいてい基盤が露出し、雪崩によると思われる擦痕がしばしば認められた。筋状地形の斜面傾斜は35-55°であり、これまで報告のあった雪崩発生斜面とほぼ同様の傾斜を有していた。

筋状地形を指標として無雪期空中写真を判読して全国的な概略的な分布を調査した。その結果、筋状地形は北海道から山陰地方にかけての日本海側の山地に広く分布し、朝日山地から飯豊山地を経て越後山脈に至る新潟県でまとまってみられた。そこで、新潟県を対象地域として詳細な分布を調査した。その結果、筋状地形は積雪深が150～200cm以上、標高200～300mを越える地域で出現していた。筋状地形の出現する地形は、山地斜面や地すべり滑落崖、段丘崖などの特定の地形に集中してみられた。地質との関係では中・古生界の堆積岩や花崗岩類から成る山岳地域で密集度が高く、新第三紀の堆積岩など軟質で新しい地質で分散した分布を示した。

筋状地形の形成要因について、標高（積雪深）、地形（比高、傾斜）、地質をパラメータとし、

地形・地質、密集度の異なる越後山脈（密集）、魚沼丘陵（分散）を対象として解析した結果、 35° ～ 45° を有する傾斜が主要因であると結論された。また、筋状地形の密集度の要因について数値標高データを用いて越後山脈（密集）、苗場火山（やや密集）、魚沼丘陵（分散）を対象として解析した結果、傾斜の大きい斜面の割合が魚沼丘陵で 1 %、苗場火山で 30%、越後山脈では 98%の結果が得られ、筋状地形の密集度を傾斜特性の比率として表されることがわかった。

2004 年新潟県中越地震で多数の崩壊が発生し、19 年ぶりの豪雪に見舞われた魚沼丘陵において、筋状地形および崩壊地を指標として雪崩発生危険斜面の予測図を作成し、その有効性を検証した。翌年の 2005 年融雪期の空中写真から雪崩発生斜面を判読・抽出し、予測斜面と比較した結果、筋状地形の雪崩的発生率（的中率）は 94.2%、崩壊地の雪崩発生率（的中率）は 67.8%、全体で 59.1%となり、筋状地形を指標とした雪崩発生危険斜面予測図の有効性が検証された。

Geomorphological Study of Avalanche Furrows Using Aerial Photographs

—Relating to the Full-Depth Snow Avalanche—

Abstract

Mountain slopes, where the full-depth snow avalanches (FDSAs) happen, are frequently characterized with a narrow straight landform. It can be recognized as a needle scratch on aerial photographs taken in snow-free periods. SUGIYAMA et al. (1987) and SEKIGUCHI (1994) defined the landform as “avalanche furrows”. Comparing to the avalanche chute (Shimokawa, 1980a), the avalanche furrows distribute in lower altitude and located widely in the mountain areas along the Japan Sea coast. However, neither detailed distributions, geomorphological features nor formation process have been clarified so far. In this study, the geomorphological features and distribution characteristics of avalanche furrows are investigated, and the formation factors are discussed.

Firstly, the relation between the FDSAs slope and avalanche furrows, and the geomorphological features of avalanche furrows are examined. Secondly, the distribution of avalanche furrows in Niigata Prefecture are investigated: distribution characteristics, relation with snow-depth, altitude, landform and geology. Then, formation factors of the avalanche furrows are revealed. Thirdly, the avalanche hazard map in the district of Uonuma hill was compiled. This area was heavily devastated by the Niigata-Ken Chuetsu Earthquake in 2004 and precise geographical features were obtained immediately after the disaster. Predictions agreed fairly well with the avalanche events, and the effectiveness of the hazard map has been testified.

Above results were obtained with the following procedures. FDSA release was extracted by aerial photographs taken in snow-melting periods, while the avalanche furrows by the ones in snow-free periods. Then, geomorphological features were analyzed. Field observations were also carried out both in snow-melting and snow-free periods.

Avalanche furrows are found to form on 80% of the FDSAs slopes, while FDSAs took place on 90% of the slopes with avalanche furrows. On the other hand, FDSAs occurred repeatedly on 60-80% of the slopes with the avalanche furrows. Avalanche furrows start near the ridge and extended to the valley bottom with the shallow concave or vertical straight patterns. They have a semicircular or U-shaped cross profile of 4-6 m wide and 2-4 m deep. The upper and middle part of the avalanche furrow show very smooth surfaces with many striae produced by FDSAs; mostly bedrock was exposed in the lower part. The slope inclinations of avalanche furrows were from 35° to 55°, which are equivalent to the FDSAs slope angle.

The avalanche furrow distributions were investigated all over Japan by the aerial photographs taken in snow-free periods. The avalanche furrows were found to exist widely in the mountain areas of Hokkaido to the San-in Regions along the Japan Sea coast. Particularly, the district from Asahi mountain range in Niigata Prefecture to Echigo mountain range through Iide mountain are highly concentrated. Thus, Niigata Prefecture was set as a study area and detailed analysis were conducted. As a result, the avalanche furrows are found to appear in the region where snow cover amounts larger than 150-200cm deep and the altitude higher than 200-300m. Landforms, where avalanche furrow were highly concentrated, correspond to the mountain sides, landslide scarps, river terrace scarps, caldera walls and glacial cirques. From the geological point of view, they appeared remarkably in the area of volcanic rocks (tuff, quartz trachyte, andesite, etc.), granite, metamorphic rock and tertiary.

Formation factor of avalanche furrows were analyzed as functions of the altitude, which roughly corresponds to the snow-depth, geomorphological features, such as the elevation and the inclination, and geology. Regions of Echigo mountain and the Uonuma hill were chosen as the study area; density of the avalanche furrows are high in the former and low in the latter. Comparison in detail revealed that the slope inclinations of 35-45° were the key factor for the formation of avalanche furrow. In the analysis, the digital elevation model (DEM) data in the regions of Echigo mountain, Naeba volcano, and the Uonuma hill were also utilized; each corresponds the area of dense, middle and sparse respectively. Ratio of the slope inclination over 25° were obtained as 98% in the Echigo mountain, 30% in the Naeba volcano and 1% in the Uonuma hill. That is, we can conclude that the slope inclination is a main factor to determine the avalanche furrows concentration.

In order to minimize the snow avalanche disaster, a hazard map was compiled with utilizing the distributions of avalanche furrows as well as the landslides. In the research area of Uonuma hill, a number of landslides happened due to the Niigata-Ken Chuetsu Earthquake in 2004 and successively we suffered very heavy snowfall after an interval of 19 years. The release of FDSAs were extracted by aerial photographs in snow-melting period of 2005, and they were compared with the hazard map. FDSAs were recognized on 94.2% of slopes with the avalanche furrows and 67.8% of slopes with the landslides; 59.1% in total were accurately predicted.

目 次

緒 論	1
第 1 章 雪崩地形の研究史	5
第 2 章 研究方法	9
第 3 章 全層雪崩発生斜面における筋状地形の特徴	12
3.1 全層雪崩の発生と地表の削剥	12
3.1.1 全層雪崩の発生	12
3.1.2 全層雪崩による斜面の削剥とアバランチ・シュートの形成	13
3.2 筋状地形	13
3.2.1 無雪期空中写真における筋状地形の特徴と認定	13
3.2.2 現地における筋状地形の特徴	15
3.2.3 筋状地形に類似した地形	16
3.3 5 6 豪雪における雪崩発生斜面の地形的特徴	17
3.3.1 新潟県魚沼地区	18
3.3.2 長野県姫川地区	19
3.3.3 石川県白峰地区	20
3.3.4 筋状地形の出現率	21
3.4 全層雪崩の反復性	22
3.4.1 魚沼地区	22
3.4.1.1 雪崩の発生状況	22
3.4.1.2 魚沼地区における全層雪崩の反復性	23
3.4.2 秋山郷地区	24
3.4.2.1 秋山郷地区の概要	24
3.4.2.2 全層雪崩の発生状況	26
3.4.2.3 秋山郷における全層雪崩の反復性	26
3.4.2.4 雪崩地形区分ごとの雪崩発生率	29
3.5 筋状地形の地形的特徴	30
3.5.1 単位斜面	32
3.5.2 全層雪崩発生斜面の傾斜	32
3.5.3 筋状地形の上端位置	33
3.5.4 方位	34

3.5.5	植生	34
3.5.6	単位斜面における筋状地形の数	35
3.6	筋状地形における全層雪崩のメカニズム	35
3.6.1	全層雪崩発生時の積雪の破碎	36
3.6.2	筋状雪崩と板状雪崩	37
3.6.3	筋状地形における全層雪崩発生時のメカニズム	38
3.7	まとめ	38
第4章	筋状地形の分布	41
4.1	筋状地形の全国的な分布	41
4.1.1	分布の特徴	41
4.1.2	積雪深との関係	42
4.1.3	標高との関係	42
4.1.4	地質との関係	43
4.2	新潟県における地形・地質の概要	43
4.2.1	新潟県の地形概要	43
4.2.2	新潟県における地質・地質構造の概要と地形との関係	45
4.2.3	新潟県における積雪深分布	48
4.3	新潟県における筋状地形の分布	50
4.3.1	作成方法	50
4.3.2	代表的な筋状地形の例	50
4.4	筋状地形の分布の特徴	55
4.4.1	筋状地形と積雪深・標高との関係	56
4.4.1.1	朝日・飯豊山地	58
4.4.1.2	越後山脈北部	58
4.4.1.3	越後山脈南部	58
4.4.1.4	魚沼丘陵周辺	58
4.4.1.5	東頸城丘陵	58
4.4.1.6	西頸城山地・飛騨山脈北部	58
4.4.1.7	積雪深（標高）と筋状地形の密集性の関係	59
4.5	筋状地形と地形・地質との関係	59
4.5.1	地域区分と地形・地質の特徴	59
4.5.2	区域（Ⅰ）	60
4.5.3	区域（Ⅱ）	60
4.5.4	区域（Ⅲ）	61
4.6	筋状地形の形成と分布を規定する要因	64

4.6.1	積雪深と標高	64
4.6.2	地形的要因	64
4.6.2.1	筋状地形を形成する地形	64
4.6.2.2	傾斜と比高（起伏量）	64
4.6.3	地質的要因	66
4.7	定量的解析による筋状地形の形成要因の解明	66
4.7.1	積雪深	66
4.7.2	地形	67
4.7.3	地質	67
4.7.4	筋状地形の形成要因の解析	67
4.7.4.1	筋状地形と標高（積雪深）、比高の関係	67
4.7.4.2	筋状地形と傾斜	68
4.7.4.3	地質との関係	69
4.7.5	筋状地形の形成要因としての傾斜と雪崩発生斜面との関係	69
4.7.6	筋状地形の密集性の要因	69
4.7.6.1	対象区域	69
4.7.6.2	解析方法	69
4.7.6.3	標高と起伏量の解析結果	70
4.7.6.4	傾斜の解析結果	71
4.7.6	まとめ	72
第5章	筋状地形を指標とした雪崩発生危険斜面の予測	74
5.1	雪崩の予知予測技術	74
5.1.1	雪崩発生危険度評価	74
5.1.2	雪崩の運動と到達距離・シミュレーション	75
5.1.3	雪崩ゾーニング・雪崩ハザードマップの整備	75
5.2	雪崩発生危険斜面の予測図の作成	76
5.2.1	新潟県中越地震の発生と雪崩発生の可能性	76
5.2.2	雪崩発生危険斜面予測図の作成	79
5.2.3	2005年融雪期における雪崩発生斜面の抽出	82
5.2.4	雪崩発生危険斜面の予測と雪崩発生結果の比較	86
5.3	雪崩予測手法の有効性	87
5.4	崩壊地における雪崩の発生の特徴	88
5.5	まとめと今後の課題	88
5.5.1	雪崩発生予測斜面における雪崩発生率（的中率）	89
5.5.2	今後の課題	89

結 論	90
謝 辭	92
引用文献	93

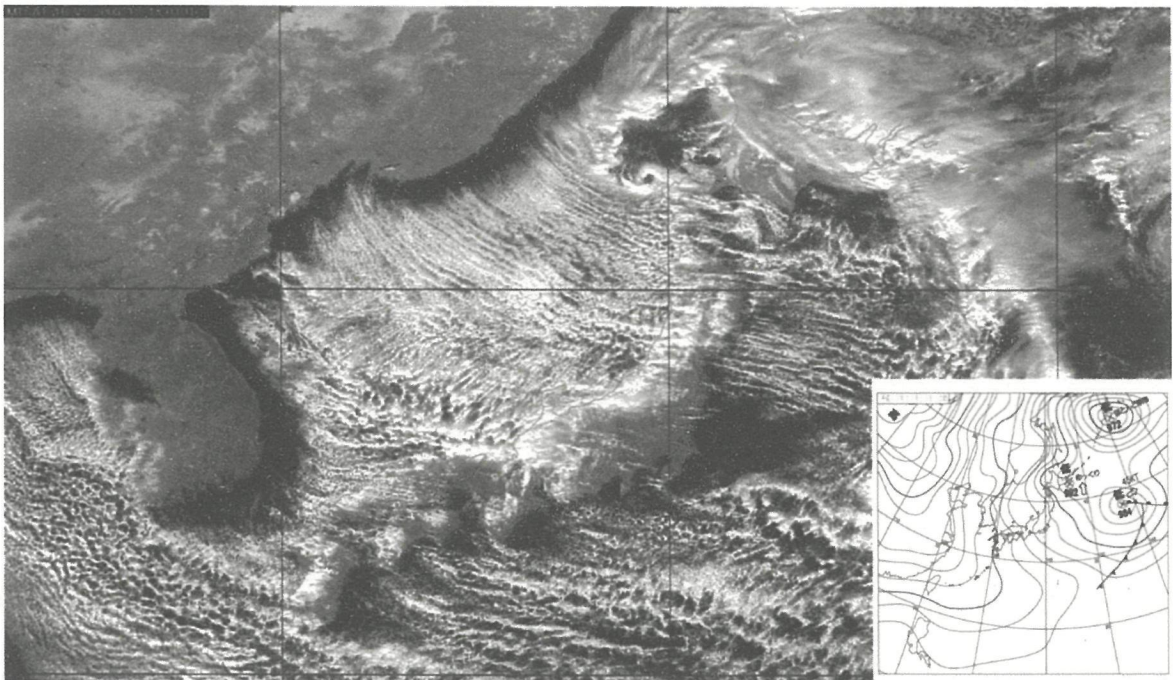
卷末参考資料

緒 論

日本は北緯 40° 以南の平地で多量の降雪がみられ、山地では積雪が 4m にも達する世界でも有数の多雪国となっている（高橋・中村，1986；Shimizu and Abe, 2001；石坂ほか，2005）。このように、平野部でも豪雪がみられる地域で日常生活を営む国は日本だけと考えられている（小野寺，1990）。多量の降雪・積雪は、寒冷で乾燥した冬季のシベリアからの寒気の吹き出しの季節風が要因である。日本列島に沿って北上する温暖な対馬海流の熱と大量の水蒸気を獲得した寒気団が変質し、風下に位置する日本列島の中央山脈の存在によって地形性上昇気流となり、特に、山地に多量の降雪、積雪をもたらすためである（写真－1；建設省河川局，1982；菊地ほか，1995）。日本列島は、南北に細長く、本州の脊梁山脈の標高は 2,000～3,000m に達する。この地形的影響を受けて、冬季の日本海側の特に多雪をもたらすことによって日本海側気候と晴天で乾燥した太平洋側気候とに分けられる。

全層雪崩によって基盤が露出した直線的ないし凹型の斜面と切り立った鋸歯状の尾根となり、多雪山地では独特の景観を形成している（下川，1982；小嶽，1991）。毎年大量の積雪がみられる日本海側の山間地域のこのような全層雪崩によって形成された斜面では、春先になるといたる所で全層雪崩が発生する（写真－2）。その中でも新潟県は全国でも有数の豪雪地帯に数えられており、過去に多くの雪崩災害が発生した（写真－3：表－1；砂防学会，1993）。

豪雪地帯（豪雪地帯対策特別措置法：昭和 37 年制定）の山地では、稜線付近から谷底に達する急傾斜で直線状の地形の雪崩道（宮崎，1938）、やや浅い凹型の岩盤の露出したアバランチ・シュート（下川，1980a）が存在することが知られており、全層雪崩の侵食によって形成されたものと考えられて



写真－1 寒気の吹き出しによる筋状雲（2005 年 12 月 13 日気象衛星画像，気象衛星センターによる）

<http://www.data.jma.go.jp/obd/sat/data/web/jirei/sat200512.pdf>

いる。一方、筆者らのグループは、無雪期の空中写真から、針先で傷つけたような細い直線状の模様を多数見出し、これを筋状地形と名付けた（杉山ほか、1987；関口、1994）。

本論は、この筋状地形を対象として、まず全層雪崩発生斜面との関係を議論する。さらに、空中写真の判読と現地踏査の結果から傾斜や植生などの筋状地形の地形的特徴について述べる。続いて、筋状地形が多数存在することが確認された新潟県を対象に、詳細な分布域の解析、また標高（積雪深）、比高（起伏量）、傾斜、地質との相関を求め、筋状地形の形成要因を考察する。最後に、この筋状地形を指標として雪崩発生危険斜面の予測図を作成し、その有効性を検証する。以下に本研究の内容の概略を示す。



写真-2 全層雪崩の発生と地表の侵食
(魚沼地区、1983年3月国土地理院撮影)



写真-3 1986年能生町柵口雪崩災害
(新潟県農林水産部提供による)

表-1 過去に発生した雪崩とその被害、砂防学会（1993）による

発生年月日	雪崩の種別	被害の場所	発生場所	死者数	概要
大正7.1.9(1918)	表層	集落	新潟県南魚沼郡三俣村(現在、湯沢町)	158人	人家34戸が倒壊、28戸全壊、158人が志望、重軽傷22人
大正7.1.20(1918)	表層	建設作業員宿舎	山形県東田川郡大泉村(現在、朝日村)	154人	大島鉱山の建設作業員宿舎等5棟全壊、6棟半壊、死者154人、重軽傷者20人
大正11.2.3(1922)	全層	鉄道	旧国鉄北陸線の親不知と青海駅間	92人	運行中の客車3両が埋没破壊、死者92人、重軽傷者40人
昭和2.2.8(1927)	表層	集落	新潟県西頸城郡能生町西平	11人	人家3戸が倒壊、15人が埋没し、内11人が死亡、4人負傷
昭和13.12.27(1938)	表層	建設作業員宿舎	北アルプス黒部溪谷の志合谷の発電所建設工事現場	83人	建設作業員宿舎1棟が吹き飛ばされ、死者36人、行方不明者47人、生存者47人、負傷者9人
昭和16.3.12(1941)	全層	道路	新潟県中頸城郡川谷村(現在、吉川町)	27人	雪路を人力で木材を運搬中被災し、遭難者は100人を越し、死者27人、負傷者数十人
昭和31.2.10(1956)	表層	建設作業員宿舎	富山県の黒部川第2発電所建設工事現場	21人	労働者宿舎が直撃を受け、21人が死亡、10人が負傷
昭和32.4.12(1957)	全層	集落	新潟県中魚沼郡津南町樽田	19人	住宅4棟が雪崩に襲われ、2棟が全壊し19人が死亡
昭和36.2.16(1961)	混合	集落	長野県下水内郡栄村青倉	11人	民家5戸が直撃を受け、21人が生き埋め、11人が死亡、3人負傷
昭和38.1.24(1963)	表層	集落	福井県勝山市横倉	16人	民家5棟が押し潰され、16人死亡、その他公民館・神社が押し潰される
昭和56.1.7(1981)	全層	集落	新潟県北魚沼郡守門村大倉字内山(現在、魚沼市)	8人	民家4棟が全半壊し、8人死亡、3人負傷
昭和56.1.18(1981)	表層	集落	新潟県北魚沼郡湯之谷村下折立(現在、魚沼市)	6人	特別養護老人ホームが直撃され、17人下敷き、6人死亡、7人が重軽傷
昭和59.2.9(1984)	表層	集落	新潟県中魚沼郡中里村清津峡温泉	5人	温泉旅館を含む2棟が全壊し、死者5人、負傷者1人
昭和61.1.26(1986)	表層	集落	新潟県西頸城郡能生町柵口	13人	民家11棟が押し潰され、13人死亡、9人重軽傷

第1章では、全層雪崩によって形成された雪崩地形の研究史について述べる。国外ではスカンジナビアやカナダ、ニュージーランドなど高山や極地方において、侵食地形のアバランチ・シュートやアバランシュ・トラック、アバランシュ・パスが、また堆積地形としてのアバランシュ・ボールダー・タンなどの研究が行われた(Matthes, 1938; Rapp, 1959; Luckman, 1977; Butler, 1979)。一方、日本においては全層雪崩に特有の直線状の地形の記載が行われた(宮崎, 1938)ほか、全層雪崩による地表の侵食量(小野寺ほか, 1974)、融雪期や無雪期の空中写真を利用した雪崩発生斜面の傾斜や方位、植生、分布など主に雪崩を対象とした調査が実施されてきた(下川, 1980a; 杉山ほか, 1987; 原田, 1992)。

第2章では、主として研究内容と方法について述べる。本研究では、第1に全層雪崩発生斜面における筋状地形の形態的特徴の把握、第2に筋状地形の分布、第3に筋状地形を指標とした雪崩発生危険斜面の予測手法の検証を実施した。第1の筋状地形の形態的特徴の把握については、融雪期空中写真により全層雪崩の発生過程や反復性の判読を、また無雪期空中写真を用いた写真判読に加えて現地踏査を実施した。第2の筋状地形の分布に関しては、無雪期カラー空中写真を判読することで筋状地形を抽出し、全国の概略的な調査と新潟県を対象とした詳細な調査を実施した。第3の筋状地形を指標とした雪崩発生危険斜面の予測図の作成と検証では、まず2004年新潟県中越地震の発生した魚沼丘陵を対象地域として、地震後に撮影された空中写真を用いて筋状地形と崩壊地を判読し、それらを指標として雪崩発生危険斜面を4種類に分類した。そして、翌年(2005年)の融雪期に撮影された空中写真から雪崩発生斜面を判読抽出し、予測図と比較することで本研究で提案した予測手法の有効性を検証した。

第3章では、筋状地形の形態と分布の特徴について述べる。筋状地形は無雪期空中写真では針先で傷つけたような細い直線状の模様として判読できる。まず、56豪雪(1981)で雪崩が頻発した新潟県魚沼地区、新潟県と長野県の県境の姫川地区、石川県白峰地区を対象地域として、融雪期の空中写真と無雪期カラー空中写真を比較して分析を行った。また、新潟県魚沼地区と新潟県と長野県の県境の秋山郷地区の2つの箇所を例に、3冬期の融雪期空中写真から全層雪崩の反復性について分析した。さらに、上記の3地区に新潟県湯沢町正面山地区、新潟県―福島県境の奥只見地区を加えて、無雪期空中写真から筋状地形の傾斜、上端位置(発生位置)、植生、方位の解析を行った。さらに、筋状地形の地表の形態、断面形、周囲の植生などを明らかにする目的で現地踏査を実施した。

第4章では、無雪期カラー空中写真の判読によって、筋状地形の全国における概略的な分布を求めるとともに、筋状地形が最も多く確認された新潟県を対象に詳細な解析を行った。筋状地形と積雪深、標高、地形、地質との関係を比較検討することで、筋状地形の形成要因や分布を規定する要因について明らかにした。

上記の議論により、第3章において筋状地形が全層雪崩によって形成されたことが明らかになったことを受け、第5章では筋状地形を指標として雪崩発生危険斜面予測図を作成し、その有効性を検証した。調査地域は2004年10月23日の新潟県中越地震地域で、多数の崩壊や地すべりが発生した長岡市（旧山古志村）の魚沼丘陵である。中越地震後の空中写真から筋状地形と崩壊地を判読し、雪崩発生危険斜面の予測図を作成した。そして、2005年の融雪期に撮影した空中写真から雪崩発生斜面を抽出して、予測結果と比較を行った。

第1章 雪崩地形の研究史

雪崩は地表面から滑落する全層雪崩と積雪層内にすべりり面を持つ表層雪崩に大きく区分されている（日本雪氷学会，1998；図-1.1；表-1.1）。全層雪崩は気温の上昇する春先の融雪期の降雨後やフェーン現象など、斜面に亀裂が発達する時に発生しやすいのに対し、表層雪崩は積雪深の大きな1～2月頃、短期間に多量の降雪を伴う吹雪や強風の場合に発生しやすい（雪崩対策研究会，1992）。表層雪崩は到達距離が大きく、樹高の大きな高木までなぎ倒すほどの破壊力をもち、集落まで達する場合には大きな被害となる。一方、全層雪崩は「底なだれ」や「地こすり」などとも呼ばれ、斜面を侵食することが知られている（小野寺，1974）。また、高橋ほか（1968）や佐伯ほか（1981）は、全層雪崩発生斜面において、樹木を伐採した数年後には伐根の腐朽・転倒が生じ、雪崩常習斜面への変化が

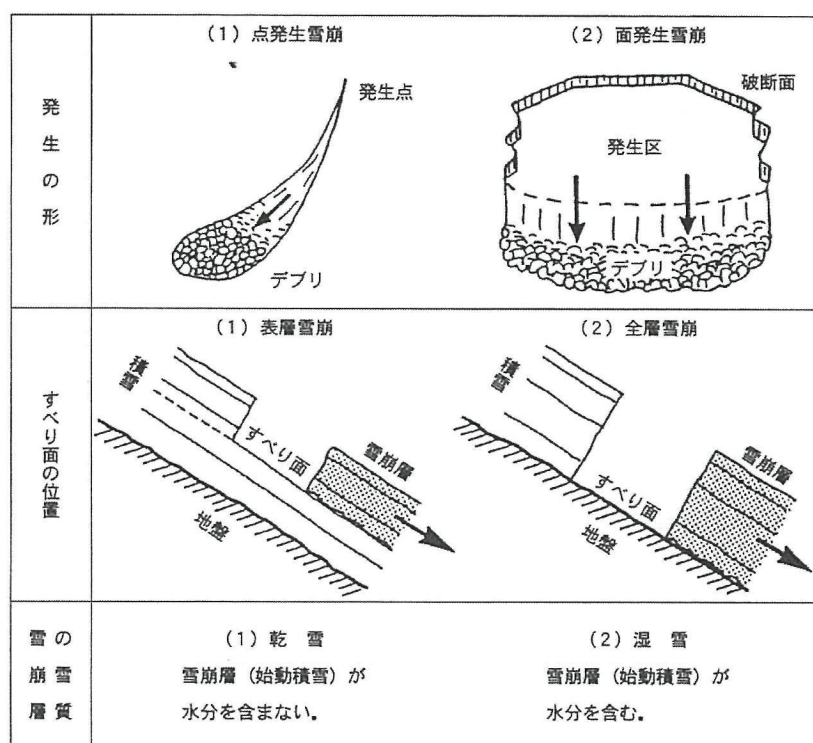


図-1.1 雪崩の分類要素と区分（前野ほか，2000）

表-1.1 雪崩の分類基準（日本雪氷学会，1998）

雪崩分類の要素	区分名	定義等
雪崩発生形	点発生	一点からくさび状に動き出す。一般に小規模。
	面発生	かなり広い面積にわたりいっせいに動き出す。一般に大規模。
雪崩層(始動積雪)の乾湿	乾雪	発生域の雪崩層(始動積雪)が水気を含まない。
	湿雪	発生域の雪崩層(始動積雪)が水気を含む。
発生域の雪崩層(始動積雪)のすべり面の位置	表層	すべり面が地面。
	全層	すべり面が積雪内部。

生じることを報告している。

このように、全層雪崩は、発生区から走路区を滑落する途中で、斜面の地表の樹木や岩屑などを削剥する。また、毎年のように繰り返し発生することにより特有の地形を形成する（下川，1980a；杉山ほか，1987；関口，1994；Sekiguchi and Sugiyama，2003）。

全層雪崩発生斜面におけるこれらの地形は、アバランチ・シュート（Matthes，1938；Rapp，1959；Rapp，1960；下川，1980a；下川，1980b；写真-1.1）やアバランシュ・トラック（Luckman，1977；写真-1.2）、アバランシュ・パス（Butler，1979；Gardnaer，1983；Owens and Fitzharris，1985；Butler，et al，1992）、雪崩道（宮崎，1938；写真-1.3）、さらには、筋状地形（杉山ほか，1987；関口，1994）と呼ばれる。国外では現在、アバランチ・シュートの呼称が一般的であり（下川，1980b）、スカンジナビアやアメリカ・モンタナ州、カナダ・アルバータ州、ニュージーランドなど極地方や高山・氷河地域でみられる。

一方、日本においては、アバランチ・シュート（下川，1980a；下川，1980b；写真-1.5）のほかに雪崩道（宮崎，1938）や筆者を含むグループが初めて見出した筋状地形（杉山ほか，1987；原田，1992；関口，1994；Sekiguchi and Sugiyama，2003；写真-1.6）が主に日本海側の山地に広く分布している（杉山ほか，1987；関口，1994；Sekiguchi and Sugiyama，2003）。アバランチ・シュートは筋状地形と同様に尾根直下から谷底に達する直線状の地形で、幅が50～100mで横断形が浅い凹型を成す（下川，1980a）。筋状地形と雪崩道は地形が酷似しほぼ同義語だが、アバランチ・シュートと筋状地形を併せて雪崩道と呼ぶ場合もある（梶本ほか，2002）。

全層雪崩によって削剥された土砂は斜面下方にデブリとなって堆積する。融雪後にはデブリに含まれる角礫から成る岩屑が、崖錐や沖積錐もしくは小規模な扇状地状の堆積地形を形成する。これらの地形はアバランシュ・ボールダー・タンと呼ばれ、スカンジナビアやアメリカモンタナ州、カナダ・アルバータ州などの極地方や高地で認められている（Rapp，1960；Luckman，1977；Ackroyd，1986；下川，1980b）。一方、日本には雪崩による堆積地形はほとんど存在しない。その理由は、雪崩によってデブリが形成された場合でも（三浦，1956；小林，1981）、ほとんどが谷や河川に直接流下したり



写真-1.1 アバランチ・シュート(Rapp, 1959)



写真-1.2 アバランシュ・トラック(Luckman, 1977)

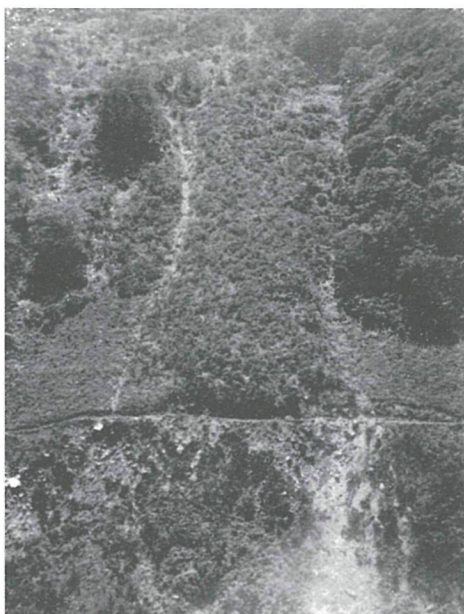


写真-1.3 雪崩道 (宮崎, 1938)



写真-1.4 知床半島における全層雪崩の堆積状況(小野寺, 1974)



写真-1.5 アバランチ・シュート新潟県御神楽岳
(1974年8月下川和夫氏撮影)



写真-1.6 筋状地形 福島県只見町
(1990年11月筆者撮影)

(写真-1.7a)、その後の融雪や降雨による流水によって堆積物が除去されてしまうからである(写真-1.7b)。雪崩によるデブリの堆積量の調査について、小野寺(1974)は、雪崩による堆積物の調査を知床半島で行い、1回の全層雪崩で約 $1,000\text{m}^3$ の土砂が侵食されたことを報告している(写真-1.4)。その他、大関ほか(1974)は新潟県六日町城内(現南魚沼市)における全層雪崩によって 360m^3 の土砂が侵食されたことを報告しているが、全層雪崩による地表の侵食についての調査は限定されている。

このように、日本における雪崩が形成する地形に関する研究は、①地域が限定されている、②雪崩地形の抽出の精度が低い、③雪崩地形の分布論にとどまり地形学的な位置づけの議論が不十分であった。こうした背景のもと、筆者は以下の章で記述するように、空中写真を活用して筋状地形の日本における概略的な分布、さらには新潟県における詳細な分布を明らかにした。その結果、雪崩地形が山

地斜面だけでなく、段丘崖や地すべり滑落崖、火山のカルデラ壁、カール、氷食谷・U字谷の谷壁等においても分布することを示した（関口・秋山，2003；関口・秋山，2005）。



（a）新潟県津南町中津川
（1999年5月筆者撮影）



（b）新潟県能生町権現岳（現糸魚川市）
（2001年6月秋山氏撮影）

写真-1.7 全層雪崩によるデブリの状態 （a）河川沿い （b）山麓

第2章 研究方法

本論では、豪雪地帯に広く分布する筋状地形の地形的特徴とその詳細な分布を解析、筋状地形の形成要因を明らかにすること、また、筋状地形を指標とした雪崩発生危険斜面の予測図を作成するとともに有効性の検証を行う。以下では、本研究の内容と研究方法について述べる。また、図-2.1に示した研究方法と研究内容全体の概要を述べる。

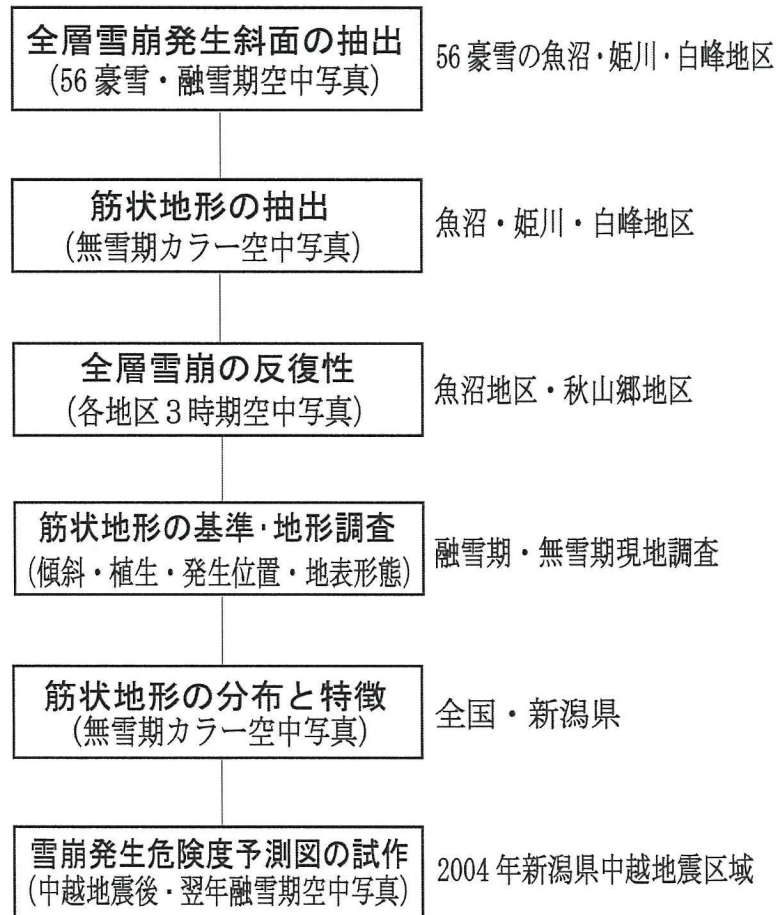


図-2.1 研究方法・研究内容全体の概要

第3章では、筋状地形の地形的特徴について述べる。全層雪崩が多発する斜面の無雪期の空中写真からは、尾根直下から谷底に達する針先で傷つけたような細い直線状の地形として判読される。筆者等はこれを「筋状地形」と定義し、空中写真上での認定方法と、他の類似した地形との違いを示す。一方、1981年に北陸地方で豪雪となった昭和56年豪雪災害時には、多数の雪崩が発生した新潟県魚沼地区および新潟県と長野県の県境の姫川地区、石川県白峰地区において融雪期に空中写真が撮影された（建設省河川局，1982；図-2.2）。この空中写真を用いて全層雪崩発生斜面を抽出し、無雪期の空中写真との比較を行った。そして、全層雪崩発生斜面における筋状地形の出現率と筋状地形のみられる斜面における雪崩発生率をそれぞれ求め、全層雪崩発生斜面と筋状地形の関係を明らかにした。

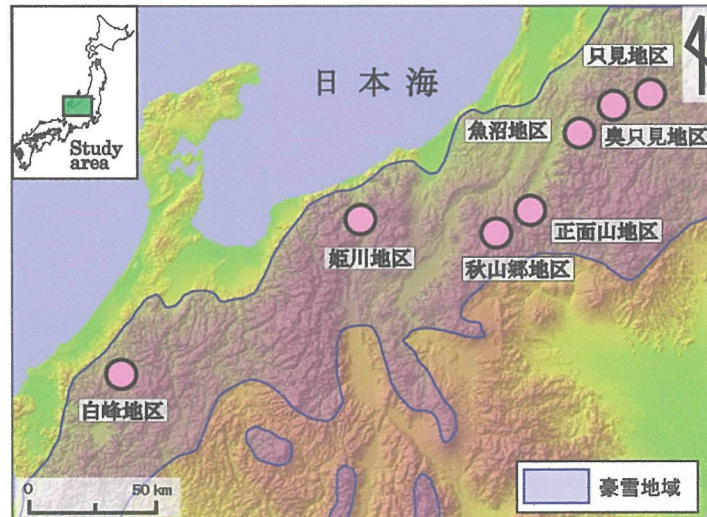


図-2.2 筋状地形の地形的特徴の調査を対象とした区域

全層雪崩発生斜面では毎年のように雪崩が反復して発生するという報告がある（高橋ほか，1968）、がそのデータは必ずしも十分とは言えない。そこで、本研究では新潟県魚沼地区、および新潟県と長野県の県境の秋山郷地区の2地区を例に、3冬の融雪期空中写真から雪崩発生斜面を抽出して分析を行った。また、秋山郷地区については、無雪期空中写真の判読により全層雪崩発生斜面をアバランチ・シュート、筋状地形、草地・低灌木、崩壊地とに区分して、雪崩地形の出現率をGIS（地理情報システム）によって解析した。

筋状地形の傾斜、発生位置、植生、方位などの特徴を把握するため、解析図化機および空中写真判読による解析を行った。このうち傾斜は魚沼地区、姫川地区、白峰地区の3地区について、56豪雪後の融雪期空中写真から抽出した全層雪崩発生斜面を対象に、無雪期の空中写真で筋状地形が判読された斜面で計測した。また発生位置、植生、方位については、56豪雪時の魚沼地区、姫川地区、白峰地区に湯沢町の正面山地区、新潟県―福島県境の奥只見地区を加えた5地区を対象とし、無雪期空中写真から判読を行った。尚、全層雪崩は複数の筋状地形にまたがって発生する場合があるため、後述する「単位斜面」の概念を導入した。さらに、筋状地形の地表や地形形態の詳細を明らかにするため福島県只見地区において現地踏査を行った。

第4章では、まず無雪期の空中写真で判読することで、日本全域における筋状地形の分布の概略を調査した。そして、筋状地形が最も密集して分布する新潟県を対象に詳細な解析を行った。さらに、分布の密集度の特徴から地域区分を行い、筋状地形と積雪深、地形、地質との関係について分析を行った。また、越後山脈と魚沼丘陵を対象に、標高（積雪深）、比高（起伏量）、傾斜、地質をパラメータとして筋状地形の形成要因、分布の密集性の要因について定量的な議論を行った。

最後に、第5章では、筋状地形を指標に雪崩発生危険斜面の予測図を作成し、その有効性を検証した。対象としたのは2004年に新潟県中越地震が発生した小千谷市と長岡市（旧山古志村）である。予

測図は、地震の発生後の空中写真を使用して筋状地形と崩壊地のみられる斜面を判読し、4種類に区分して、航空レーザ測量による1:2,500等高線図上に記入して作成した。さらに、翌年の2005年の融雪期に撮影された空中写真から雪崩発生斜面を抽出し、雪崩発生危険斜面予測図の有効性を検証した。

第3章 全層雪崩発生斜面における筋状地形の特徴

3.1 全層雪崩の発生と地表の削剥

3.1.1 全層雪崩の発生

豪雪地域では、気温が 0°C を越えて上昇する春先には山地斜面の積雪にクラック（グライドクラック）が数多くみられるようになる。積雪はさらに融雪水や降雨が積雪底面に達して地表面との間に滑り面を生じると、積雪はグライドによって徐々に斜面下方に移動する（遠藤・秋田谷，1977；Endo，1983）。この段階ではクラック下方の移動ブロックはブロック両側や下方斜面の支持力、積雪底面の摩擦抵抗があるために雪崩は生じない。しかし、グライド下方に圧縮による雪しわやこぶ状起伏が形成され、グライドがさらに進むと圧縮領域の雪の破壊によって支持力が低下し雪崩が発生する（前野ほか，2000）。

写真-3.1 は、グライドにより全層雪崩が発生した状態の写真を示す。稜線や遷急線付近ではグライドクラックが生じ、やがて雪崩が発生する。雪崩が発生すると、雪塊は走路で岩盤の岩片や表土、植生を巻き込みながら滑落することによって斜面を侵食する。デブリが茶褐色を帯びていることから雪崩が斜面を削剥している様子がわかる。写真-3.2 は、全層雪崩が発生した時の斜め写真である。稜線付近から多数の全層雪崩が発生し（A区域）、C区域の谷底まで到達した。C区域のデブリには写真-3.1と同様に茶褐色の土砂がみられる。B区域では稜線付近から発生した全層雪崩による雪塊が斜面を直線状に滑落している。これらの写真から、全層雪崩の発生は大量の積雪の滑落とともに雪塊が土砂を巻き込み、地表を削剥することがわかる。

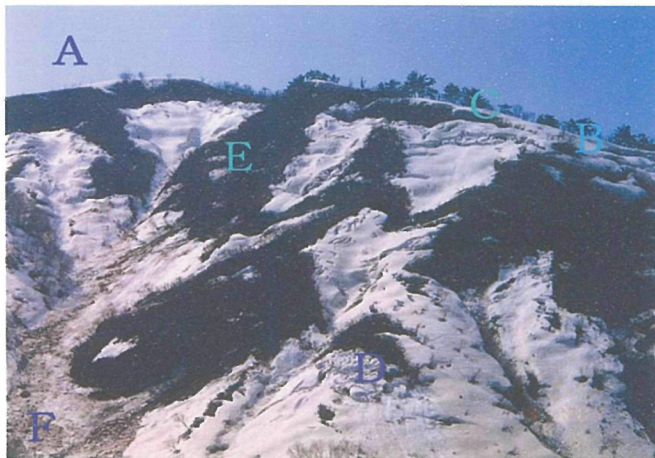
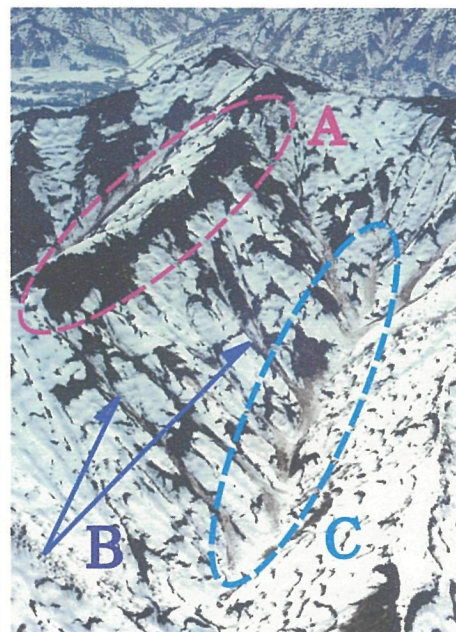


写真-3.1 融雪期の雪崩発生状況 A:稜線 B:遷急線
C:クラック D:グライド E:雪崩 F:デブリ
(魚沼市芋川, 2002年3月筆者撮影)



A:雪崩発生区域 B:筋状地形 C:デブリ

写真-3.2 融雪期の雪崩発生状況
(魚沼地区, 1983年3月国土地理院撮影)

下川 (1981, 1982) は、例年約 3 m に達する積雪がみられる越後山脈の御神楽岳の斜面長約 500 m、幅約 80 m の規模のアバランチ・シュートにおいて侵食量を測定し、斜面における 5 年間の平均侵食深は 0.065 mm/y、侵食量は $0.98 \text{ m}^3/\text{y}$ を得ている。また、下川 (1981) は、スカンジナビアの dirty avalanche (Rapp, 1960) による 1 回の雪崩の侵食深を $10^{-2} \sim 10^{-1} \text{ mm/y}$ と計算した。高橋ほか (1968) や佐伯ほか (1981) は、林地の皆伐跡地の抜根部分から全層雪崩によって土壌が侵食、拡大され雪崩常習斜面へと変化していることを報告している。大関ほか (1974) は、新潟県六日町城内 (現南魚沼市) の八海山南西部におけるブナ林の皆伐跡地の斜面で大規模な全層雪崩の発生で約 360 m^3 もの土砂が堆積したこと、この皆伐跡地における全層雪崩では 1 cm の侵食深があったと報告している。小野寺 (1974) は、知床半島の羅臼岳において全層雪崩によって 1000 m^3 もの大量の土砂が運搬され堆積したと報告している。上記の侵食量の相違について、下川 (1981) は、岩盤が露出したアバランチ・シュートでは雪崩による削剥量は非常に小さく、火山斜面や皆伐跡地などの風化物質が厚い斜面では大きくなると述べている。

このように、全層雪崩による地表の削剥量は、1 冬季では非常に小さい量である。しかし、雪崩は毎年同じ斜面で繰り返し発生しているとの報告もあり、長期間で見た場合には、山地斜面の侵食は相当量に達し (小野寺, 1990)、地形形成の一翼を成すことを示している。

3.1.2 全層雪崩による斜面の削剥とアバランチ・シュートの形成

全層雪崩が毎年発生する雪崩常習斜面では地表の削剥は繰り返し行われ、その結果、斜面に雪崩特有の地形が形成される。宮崎 (1938) は、飛越線 (現在の高山本線) 富山ー岐阜県境の神通川上流の宮川沿いの山地斜面において、「一定の場所で発生する直線状の地形を雪崩道 (Lawinenzug)」と呼んだ。三浦 (1956) は秋田県太平山において、斜面上に多数の露岩から成る直線状の溝をクローウル (雪溝) と名付け、これのみられる斜面を雪食地形やナダレ斜面と呼んだ。また、下川 (1974, 1980a, 1980b) は、只見川上流の御神楽岳周辺において、横断形が雨樋状～中華鍋状の浅い凹型で岩盤が露出し、尾根直下から谷底まで縦断形が直線～やや凹型、傾斜が $35 \sim 50^\circ$ の斜面をアバランチ・シュートと呼び、全層雪崩による直線的で面的な侵食により形成されたとした (写真-1.5)

3.2 筋状地形

3.2.1 無雪期空中写真における筋状地形の特徴と認定

雪崩発生斜面では、先に述べたアバランチ・シュートに加え、無雪期の空中写真からしばしば針先で傷つけたような細い直線状で筋状の模様が判読できる。杉山ほか (1987) および関口 (1994) は、豪雪地域の山地斜面で広く分布しているこの地形を「筋状地形」と名付けた。写真-3.3 に、新潟県魚沼市の東方、標高約 800 m 付近の山地斜面でみられる典型的な筋状地形の例を示す。筋状地形は稜線から谷底まで達する無数の細い直線状の地形として判読できる。また、写真-3.4 に示す福島県金山町の御神楽岳付近の空中写真からは、筋状地形と幅の広いアバランチ・シュートが並立して発達している様子がわかる。筋状地形は全層雪崩の削剥作用により、露出した岩盤と周囲の植生

が明瞭に対比できることによって識別が可能となる。本研究では以下の基準と定め、それに従って無雪期の空中写真の立体視判読により筋状地形の抽出を行った。

- ①非常に細い溝がみられ、全体に溝の幅が広くないこと
- ②非常に直線的であること
- ③稜線直下、又は遷急線から谷底方向に発達していること



写真-3.3 典型的な筋状地形（魚沼地区）
（1976 年国土地理院撮影）

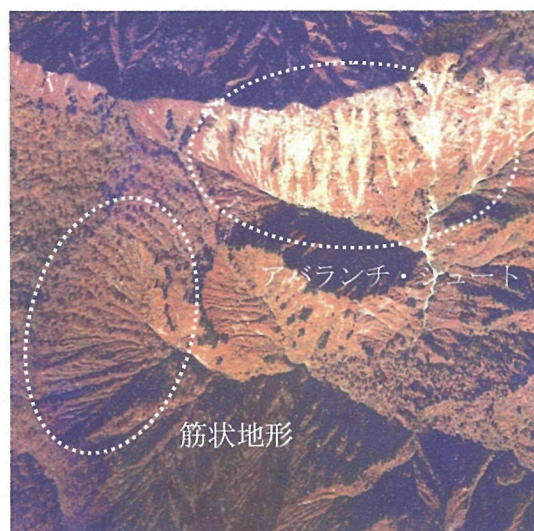


写真-3.4 典型的なアバランチ・シュート（只見地区）
（1976 年国土地理院撮影）

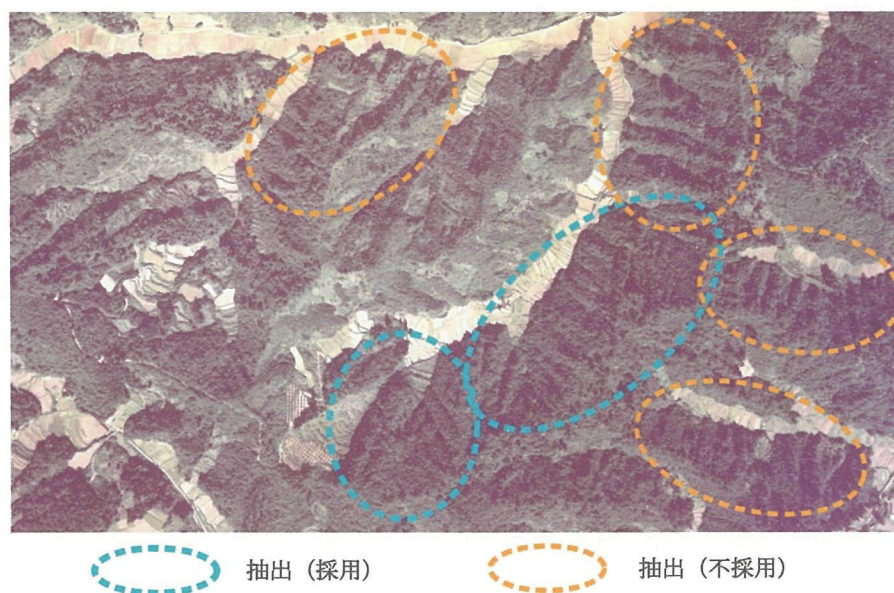


写真-3.5 空中写真における筋状地形の認定方法

（新潟県旧小国町（現長岡市））1976 年国土地理院撮影

写真-3.5 に、無雪期空中写真で筋状地形として認定もしくは認定しなかった斜面の例を示す。形が類似していても、斜面内に針先で傷つけたような細い溝が明瞭にみられない場合は筋状地形とし

ては採用しなかった。

3.2.2 現地における筋状地形の特徴

写真-3.6 は、福島県只見町における筋状地形のみられる斜面の地上写真である。これらの斜面では稜線直下から谷底に達する直線状の細い溝が多数形成されていた。写真-3.7 は、同地域の典型的な筋状地形の溝状部分の現地踏査による写真を示す。これによれば、筋状地形の横断形は尾根付近では凹型で浅い溝だが、斜面中部や下部に向かって次第に深さを増し、断面形が半円形～U字型となる幅 4-6m、深さ 2-4m の溝状の地形を形成している。溝の底にはたいてい岩盤が露出していた。



写真-3.6 筋状地形の地上写真(福島県只見町, 1985 年 11 月, 筆者撮影による)



(a) 筋状地形上部の形態

(b) 筋状地形中部の形態

写真-3.7 典型的な筋状地形の地表部分の地形形態 (1991 年筆者撮影による)

溝の表面は概して滑らかで、細かな岩片以外の堆積物はほとんどみられず、全層雪崩によると思われる擦痕がしばしばみられた（写真-3.7a）。溝の両側はススキ等の草地やマルバマンサクやタニウツギ等の低灌木となっていた（写真-3.7b）。図-3.1に魚沼地区の筋状地形みられる斜面の1:1,000等高線図を示す。等高線図においても、写真-3.3、写真-3.4と同様に、稜線直下付近から多数の筋状地形が形成されていることがわかる。筋状地形はこうした大縮尺の図でようやく認知が可能となる微地形である。現地踏査結果等をもとに表した筋状地形の模式図を図-3.2に示す。縦断形は全体的に非常に滑らかな直線型かやや浅い凹型、横断形は半円形～U字型を成し、平面形は稜線直下ではやや幅が広いものの斜面中部から下流はほぼ一定の幅を示す。溝の深さは稜線直下ではやや浅いが、下方に進むにつれて次第に深さを増して谷や溪流に移行する。

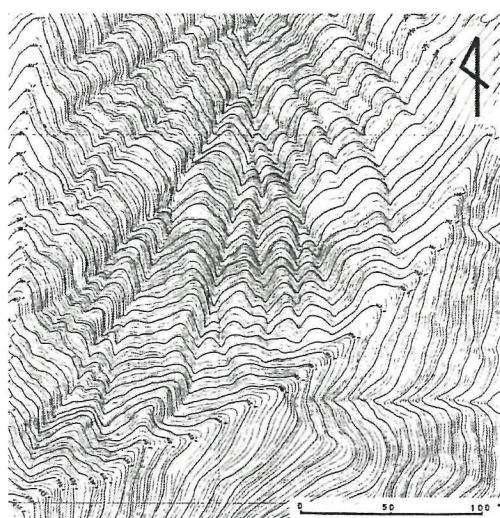


図-3.2 筋状地形の模式図（関口，1994）

図-3.1 無雪期等高線図（魚沼地区）

等高線は1m間隔（関口，1994）

3.2.3 筋状地形に類似した地形

豪雪地帯では、筋状地形は主に植生を指標とすることで空中写真から判読が可能であった。しかし、中部山岳地帯や太平洋側、西南日本の山地では筋状地形はほとんどみられなくなり（関口，1994）、これに代わってガリーや表層崩壊地、土石流流路等の地形が顕著になる。一般にガリーは、火山の山腹斜面や崩壊地斜面等の植生が貧困な場所にみられ、西南日本に多く分布し（高橋ほか，1986；松村ほか，1988）、降雨や流水によって節理に沿った侵食しやすい場所を流下し（式，1983；粕谷ほか，1974）、幅や深さは流路下方に進むにつれて次第に増加する。表層崩壊地や土石流流路も傾斜や分布がガリーと類似している。特に、成層火山や降灰が厚く堆積した新しい火山では直線状のガリーが顕著である（関口ほか，1989）。このようなガリー、表層崩壊地、土石流流路の地形的特徴や分布域は表-3.1に示すように、明らかに筋状地形とは異なっている。特に空中写真上で明らかな針先で傷つけたような細い直線状の地形は積雪の少ない西南日本では全く認められない。このことから、筋状地形は雪崩発生斜面に特有の地形とすることができる。

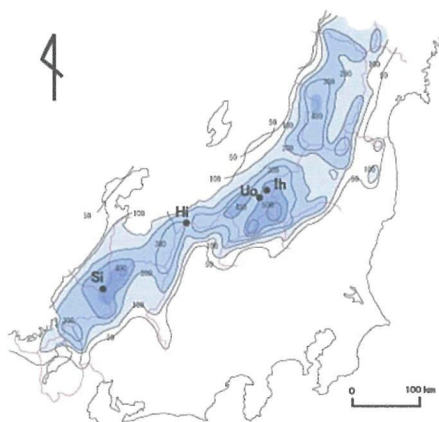
表-3.1 筋状地形、アバランチ・シュート、ガリー等筋状地形と類似した地形の比較
(関口, 1994 による)

名称 地形等の 形態	全層雪崩によって形成された地形			雪崩以外で形成された地形	
	筋状地形の みられない斜面	筋状地形及び筋状地 形のみられる斜面	アバランチ ・シュート(1)	ガリー (2)	表層崩壊地・土石流 流路(3)
発生時期	主に春先	主に春先	主に春先	豪雨時	豪雨時
発生位置	殆ど尾根直下	殆ど尾根直下	殆ど尾根直下	斜面の上・中部	斜面の上・中部または 崖岸
斜面幅	40～80m	筋状地形は3～6m 斜面は20～80m	50～100m	上部で狭く次第に広 がる	上部で幅が広い
深さ	比較的浅い	筋状地形は2～4m 斜面全体では浅い	比較的浅い	次第に深くなる	崩壊部がやや深い
傾斜	30～35°	35～50°	35～45°	10～30°	10～30°
縦断形	直線又はやや凹型で 滑らか	直線又はやや凹型で 滑らか	直線又はやや凹型で 滑らか	凹凸	凹凸
横断形	やや凹型	筋状地形は半円形ま たはU字型	やや凹型	V字型または箱型	凹型または箱型
植生	殆どが低灌木	溝では基盤が露出、 斜面では低灌木	殆どで基盤が露出	殆ど無植生	殆ど無植生
地表面と堆積物の状況	低灌木の植生で覆わ れる	殆ど無植生、又は細 かい砂礫	殆ど無植生、又は細 かい砂礫	大小の砂礫・岩塊	大小の砂礫・岩塊
分布域	豪雪地帯の山地・丘 陵地	豪雪地帯の山地・丘 陵地	豪雪地帯の山地の山 頂・尾根付近	主に西南日本の火山 斜面や花崗岩地帯	主に西南日本の火山 斜面や花崗岩地帯

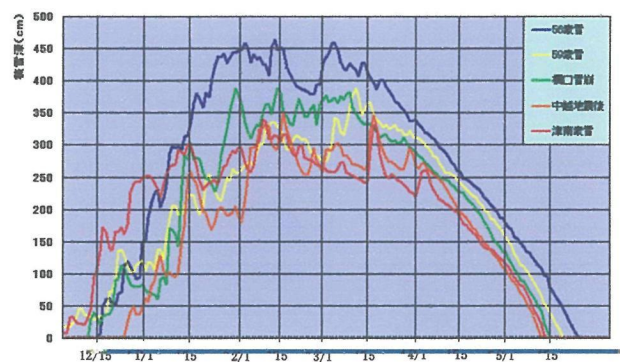
(1) アバランチ・シュートの形態は、下川(1980)による
(2) ガリーの形態は、式(1983)、粕谷(1974)、高橋他(1986)および現地調査による
(3) 表層崩壊・土石流の形態は、高橋他(1986)および現地調査による

3.3 56豪雪における雪崩発生斜面の地形的特徴

昭和56年豪雪(1981)を例に、全層雪崩の発生形態について調査を行った。この冬は、東北南部から近畿北部に至る北陸地方にかけて昭和55年12月から翌年3月まで断続的に大雪があり、38豪雪(1963)以来の豪雪となった。積雪深は山地で3～4mに達し、入広瀬観測地点では463cmに達した(図-3.3)。この豪雪により、被害は雪崩や屋根からの落雪、河川・流雪溝への転落などで138名が犠牲となった。新潟県では大きな雪崩が2件発生したほか、全国での雪崩による死者は21名に達した(国立防災科学技術センター, 1982)。昭和56年4月の融雪期には広域にわたって空中写真が撮影されたため、これを利用して新潟県魚沼地区、新潟県一長野県境の姫川地区、石川県白峰地区における全層雪崩の発生状況を調査した(図-3.4)。



(a) 積雪深分布図



(b) 入広瀬観測点における積雪深の比較

図-3.3 56豪雪時の積雪深と経時変化(国立防災科学技術センター, 1982を改編集)

Uo : 魚沼地区 Hi : 姫川地区 Si : 白峰地区 Ih : 入広瀬観測点

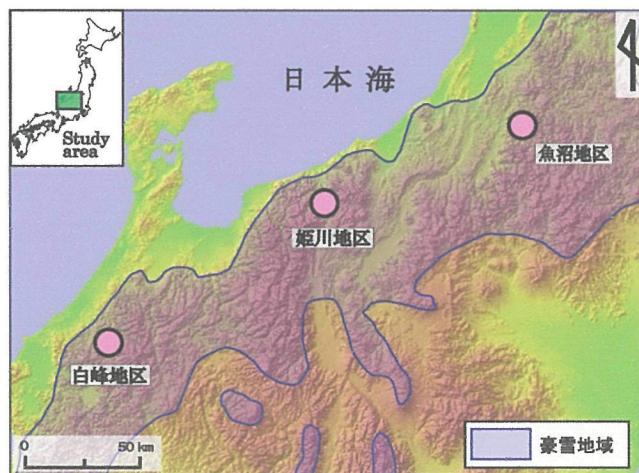


図-3.4 56 豪雪における筋状地形の調査地域

3.3.1 新潟県魚沼地区

魚沼地区は新潟県魚沼市の一部の旧小出町、旧湯之谷村、旧広神村で、越後山脈北西麓の六日町盆地の北部に位置する（図-3.5）。六日町盆地には魚野川が北流し盆地北端部の小出付近（現魚沼市）で、北からの破間川が合流する。調査地域は魚野川と破間川東側で越後山脈の西端部にあたる。山地高度は 200～600m、稜線方向は西北西－東南東方向とこれに直交する北北東－南南西方向である（図-3.6）。地質はジュラ紀付加帯の足尾帯で、主にチャートや頁岩、白亜紀－古新第三紀花崗岩、新第三紀－第四紀火山岩類からなっている（柳沢ほか，1986；新潟県，2000；高橋ほか，2004）。

雪崩発生斜面と筋状地形を比較するため、写真-3.8 に無雪期の空中写真を、写真-3.9 に融雪期の空中写真を示す。また、図-3.6 に雪崩発生斜面と筋状地形の分布を示す。写真-3.8 に示すように、無雪期の空中写真からは、稜線部が鋭い痩せ尾根となり、稜線部分から細い直線状の浅い溝をもつ筋状地

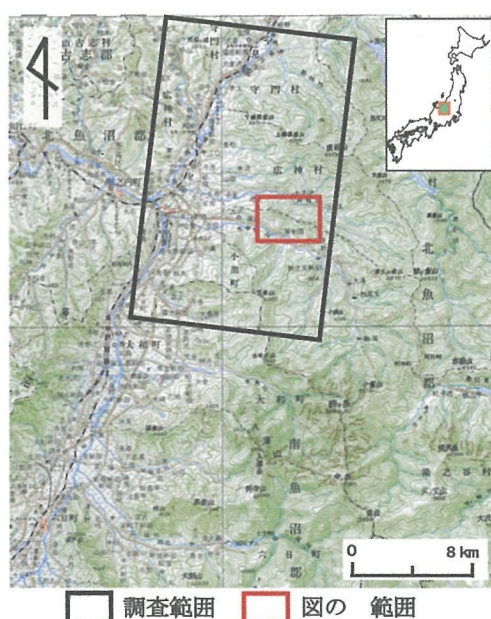


図-3.5 魚沼地区の調査範囲

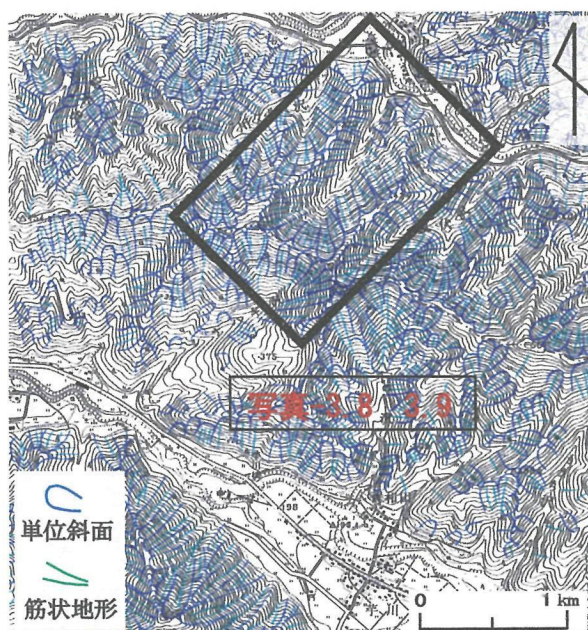
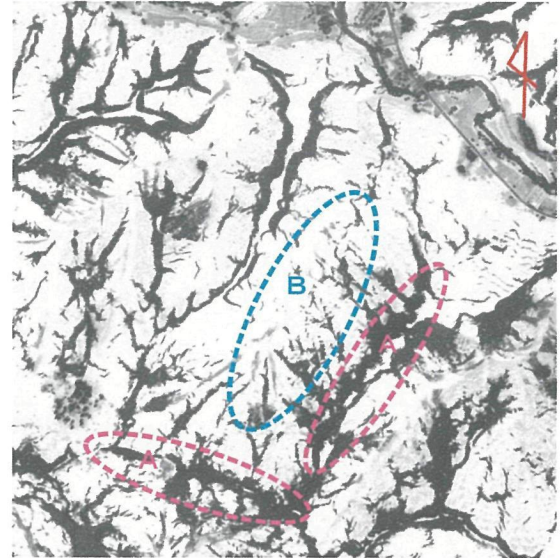


図-3.6 魚沼地区における雪崩地形区分



写真-3.8 魚沼地区の無雪期空中写真
国土地理院 1976 年撮影による



A: 雪崩発生区域 B: 雪崩の流下・堆積区域

写真-3.9 魚沼地区の融雪期空中写真
1981 年4月国土地理院撮影による

形が多数形成されていることがわかる。全層雪崩は写真-3.9 に示すように、稜線付近（A 部分）から発生して谷底（B 部分）にデブリとして堆積している。

3.3.2 長野県姫川地区

姫川地区は新潟県南西部の糸魚川市と長野県北西部の小谷村との県境の姫川沿いに位置する（図-3.7）。姫川は長野県白馬村付近を源流とし、北アルプスの白馬岳（2932m）や明星山（1189m）、姫川東側の雨飾山（1963m）、真那板山（1219m）との間を北流し、日本海に達する。56 豪雪時の積雪は調査地に近い糸魚川市野口地区で 415cm、調査地の糸魚川市平岩地区で 330cm に達した。

この地域の地質は姫川東部の北部フォッサマグナ帯、飛騨外縁帯の古生界にあたる蛇紋岩や姫川層群の砂岩・泥岩、新第三紀の砂岩・泥岩から成っている（新潟県，2000；中野ほか，2002）。

写真-3.10 に無雪期、写真-3.11 に融雪期の空中写真を示す。また、図-3.8 には全層雪崩発生斜面と筋状地形の分布を示した。写真-3.11 からわかるように、深い谷を形成する姫川河床沿いの痩せ尾根の稜線直下や左端の遷急線付近から全層雪崩が発生している。斜面下方には雪崩によるデブリも認められる。全層雪崩発生斜面の縦断形は非常に直線的で、稜線直下や遷急線の下方部分で細い直線状の雪崩発生跡が明瞭に識別できる。無雪期の空中写真（写真-3.10）からは、細い直線状で浅い溝状の筋状地形が多数認められた。

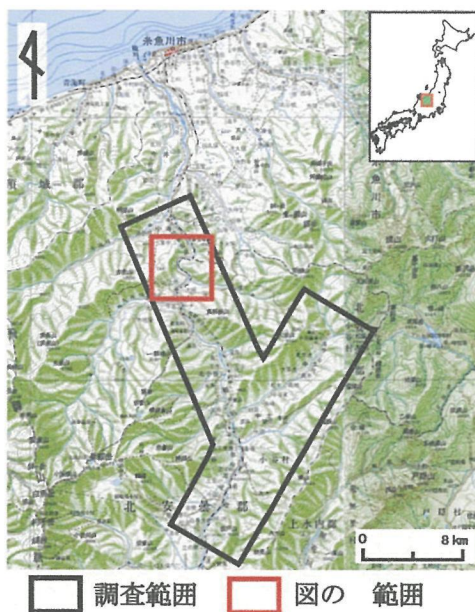


図-3.7 姫川地区の調査範囲



図-3.8 姫川地区における雪崩地形区分

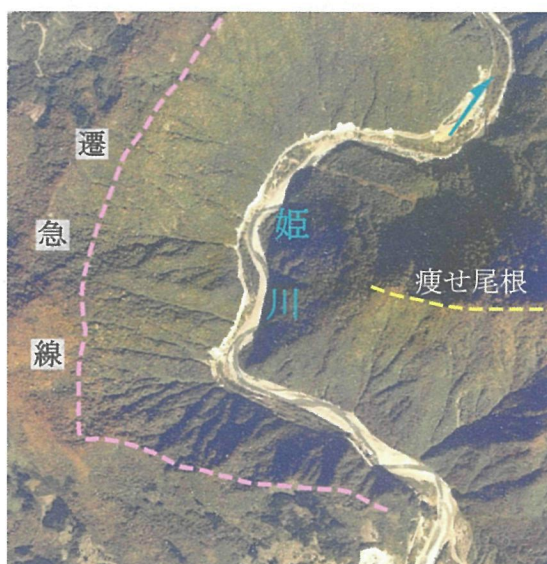


写真-3.10 姫川地区の無雪期空中写真
国土地理院 1976 年撮影による

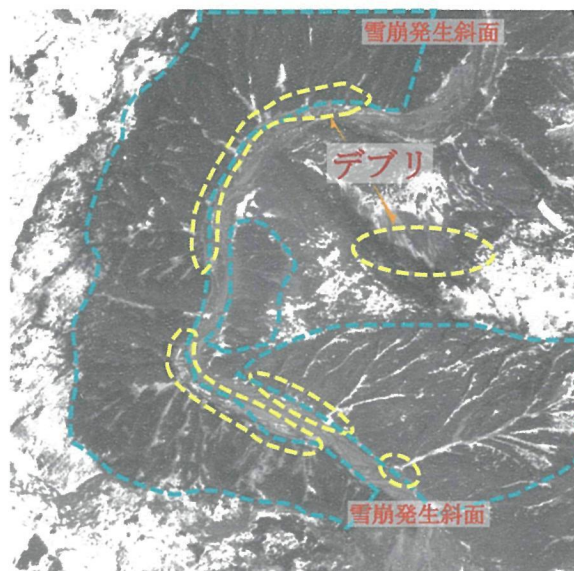


写真-3.11 姫川地区の融雪期空中写真
1981 年4月, 国土地理院撮影による

3.3.3 石川県白峰地区

白峰地区は石川県白山市（旧石川郡白峰村、尾口村、吉野谷村）で、両白山地の白山北西に位置する（図-3.9）。山地の高度は 300～1,100m で、手取川支流で尾添川の深い谷に沿った山地斜面である。稜線付近では緩傾斜の尾根部分がかなり広がっている。地質は飛騨変成岩の変麻岩類、白亜紀手取層群の砂岩・泥岩・礫岩互層である（石川県、1998）。

写真-3.12 に無雪期の空中写真を、写真-3.13 に融雪期の空中写真を示す。また、図-3.10 に雪崩発生斜面と筋状地形の分布を示す。当該地区は魚沼地区や姫川地区と異なり、痩せて鋭く尖った稜線が少なく、斜面の中腹で遷急線が、また尾添川の南北両側の山腹では平滑な斜面がやや多くみられた。全層雪

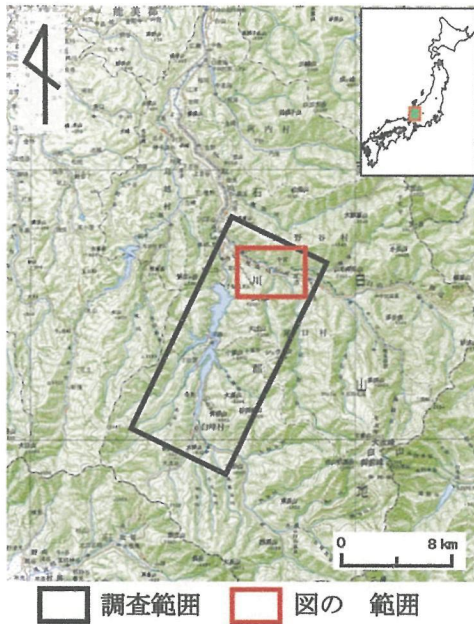


図-3.9 白峰地区の雪崩発生状況

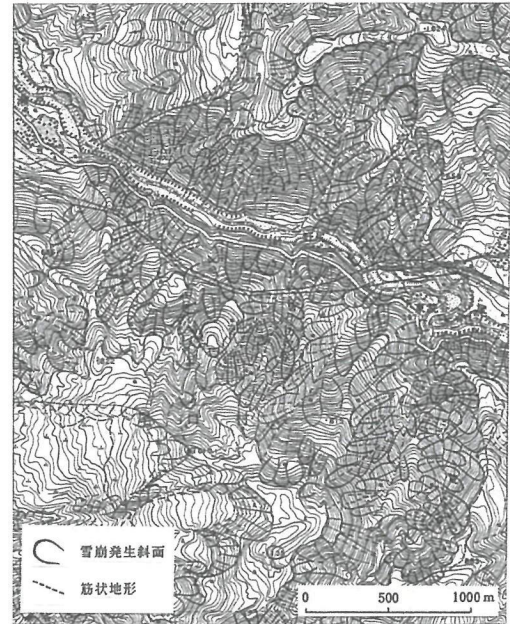


図-3.10 白峰地区の雪崩地形区分



写真-3.12 白峰地区の無雪期空中写真

国土地理院 1977 年撮影による

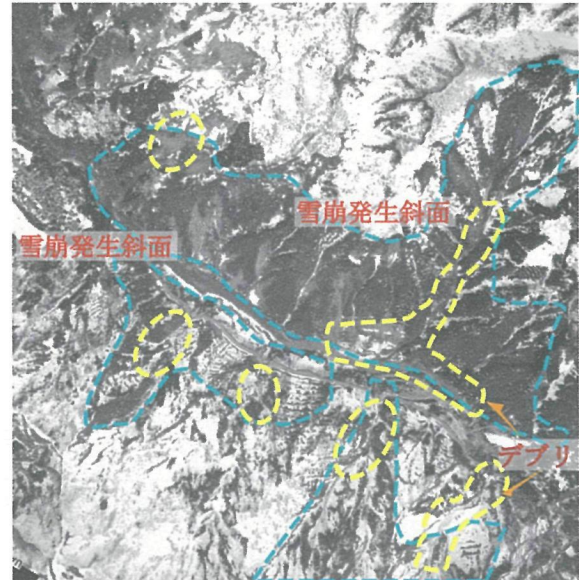


写真-3.13 白峰地区の融雪期空中写真

1981 年4月, 国土地理院撮影による

崩は遷急線付近で多く発生していたが(図-3.10, 写真 3-13)、筋状地形は魚沼地区と姫川地区ほど明瞭ではなかった(図-3.10, 写真 3-12)。

3.3.4 筋状地形の出現率

全層雪崩発生斜面と筋状地形との関係を先に紹介した魚沼、姫川、白峰地区を対象に解析した。56 豪雪の融雪期に撮影した3地区の空中写真から雪崩発生斜面を抽出し、これを無雪期の空中写真から抽出した筋状地形と比較して、雪崩発生斜面と出現の関係を求めた。表-3.2 に調査結果を示す。全層雪崩発生斜面に筋状地形が確認された割合は魚沼地区が 77.1%、姫川地区 87.7%、白峰地区 72.3%で、全体では約 8 割を占めた。一方、同地区において筋状地形のみられる斜面で全層雪崩が

発生している割合は、魚沼地区で 90.9%、姫川地区で 82.6%、白峰地区で 93.3%と、約 9 割という高い比率となることが判った（表-3.3）。

このように、雪崩発生斜面の約 8 割で筋状地形が出現し、筋状地形のみられる斜面の 9 割で雪崩が発生しているという両者の密接な関係は、両者の筋状地形が全層雪崩の発生によって形成されたことを強く示唆するものである。

表-3.2 全層雪崩発生斜面における筋状地形の出現率（杉山ほか，1987）

斜面の形態	雪崩発生斜面			計
	魚沼	姫川	白峰	
筋状地形のみ られる斜面	368 77.1	128 87.7	277 72.3	773斜面 76.8%
筋状地形のみ られない斜面	109 22.9	18 12.3	106 27.7	233 23.2
計	477 100.0	146 100.0	283 100.0	1006 100.0

表-3.3 筋状地形のみられる斜面における全層雪崩の発生率（杉山ほか，1987）

	筋状地形のみられる斜面			計
	魚沼	姫川	白峰	
雪崩発生斜面	368 90.9	128 82.6	277 93.3	773斜面 90.2%
雪崩非発生斜面	37 9.1	27 17.4	20 6.7	84 9.8
計	405 100.0	155 100.0	297 100.0	857 100.0

3.4 全層雪崩の反復性

全層雪崩の多くが毎年同じ場所で反復して発生するという報告がある（高橋ほか，1968；下川，1980a，1980b）。これをより定量的に議論する目的で新潟県魚沼地区と新潟県－長野県境の秋山郷を対象として 3 冬期にわたる融雪期の空中写真の判読を行った。

3.4.1 魚沼地区

3.4.1.1 雪崩の発生状況

新潟県魚沼地区に関しては、昭和 56 年（1981 年）の豪雪期の垂直空中写真、昭和 58 年（1983 年）3 月、昭和 59 年（1984 年）4 月の融雪期に撮影された斜めカラー空中写真を用いて全層雪崩発生斜面の判読を行った。調査位置を図-3.11 に、写真-3.14、写真-3.15、写真-3.16 に融雪期の空中写真の一部を示す。

写真-3.14、写真-3.15、写真-3.16 の空中写真において、全層雪崩は 3 冬期とも稜線直下から発生していることが認められた。雪崩は稜線直下である程度の幅で、中腹から斜面下方に進むにつれて幅の狭い直線状となって滑落していた。滑落の状態から、雪崩は斜面の直線状の部分では板状やブロック状ではなく積雪が次第に細かく破碎された状態となって滑落した。また、写真-3.15、写真-3.16 の空中写真にみられるように、斜面中腹や下方のデブリが茶褐色を呈していることから地表の土砂を巻き込んで斜面を侵食していること、さらに雪崩は直線的に滑落していることが判った。

このような雪崩発生斜面の稜線直下の発生区域と走路区域の形態は、写真-3.7 に示したように、筋状地形の斜面上部においては溝が浅く広く、斜面中～下部において U 字型ないし凹型の断面と同様の形態を成し、岩盤に残された擦痕は雪崩によって削剥を受けた証拠といえる。

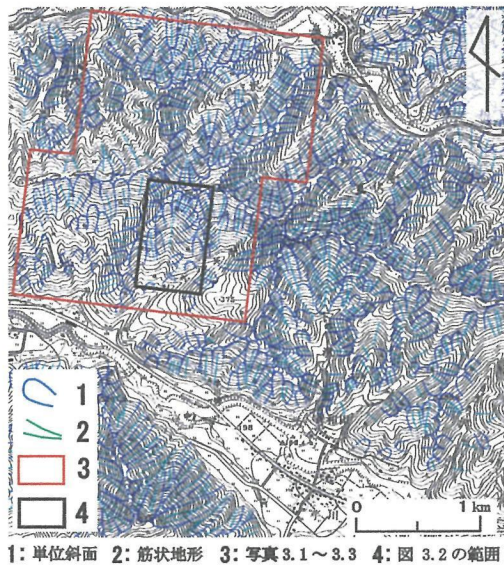


図-3.11 魚沼地区の調査位置

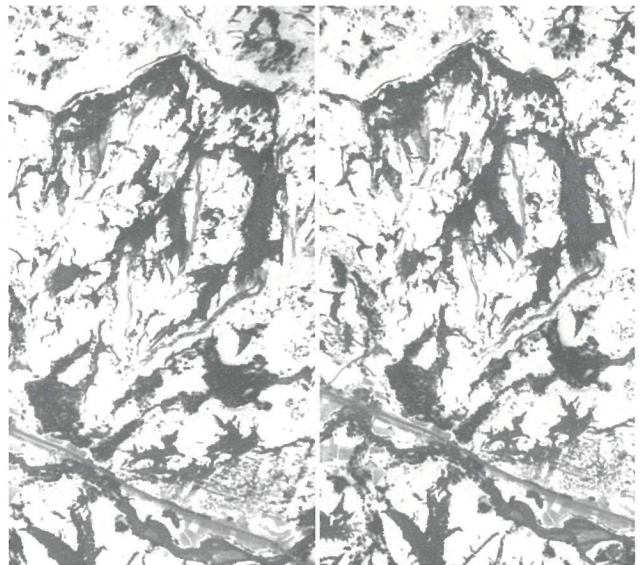


写真-3.14 昭和 56 年豪雪時の雪崩発生状況
(1981 年 4 月国土地理院撮影)

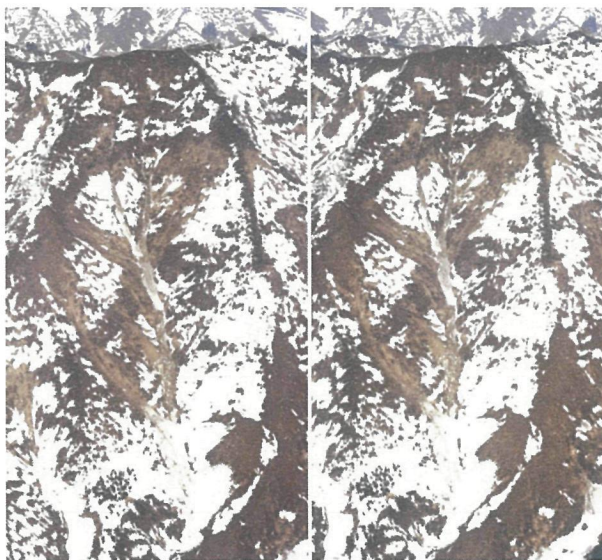


写真-3.15 昭和 58 年 (1983) の雪崩発生状況
(1983 年国土地理院撮影)



写真-3.16 昭和 59 年 (1984) の雪崩発生状況
(1984 年国土地理院撮影)

3.4.1.2 魚沼地区における全層雪崩の反復性

1981 年の 56 豪雪時と 1983 年 (昭和 58 年)、1984 年 (昭和 59 年) の融雪期の空中写真を用いて全層雪崩の反復性を解析した。その結果を図-3.12、表-3.4 に示す。1981 年には雪崩は 52 斜面で発生した。一方、1983 年は 80 斜面で雪崩が発生し、このうち 43 斜面は 1983 年と同一の斜面で反復率は 82.7%であった。翌年の 1984 年は 50 斜面で雪崩が発生し、34 斜面が 1981 年と同一斜面で反復率は 65.4%、1983 年と 1984 年では 34 斜面で反復発生し、反復率は 42.5%となった。

このように、3 冬期の全層雪崩が 4 割から 8 割の割合で反復して同一斜面で発生したことが確認

された。1981年に雪崩が発生したすべての斜面で反復発生したわけではないが、その理由の1つとして、空中写真の撮影は融雪期の1時期に限定され、全ての雪崩発生を網羅できないという制約があった点があげられる。雪崩は、一般に気温の高い低標高部や日中に日射を受ける南向き斜面から発生し始め、次第に高標高部や北向き斜面へと移動する。写真-3.14からも南側斜面における全層雪崩の発生と北側斜面における雪崩の未発生の状況が明瞭である。図-3.12に示すように、南側斜面では3冬期とも多くの雪崩が発生し、反復率も高いにもかかわらず北側斜面では少数の雪崩発生にとどまった。当該地区では、図-3.11に示すように多数の筋状地形が認められることから北側斜面においても雪崩が発生していることが推定される。このように、雪崩発生状況を正確に把握するためには少なくとも1冬期に複数回の撮影が必要と考えられる。

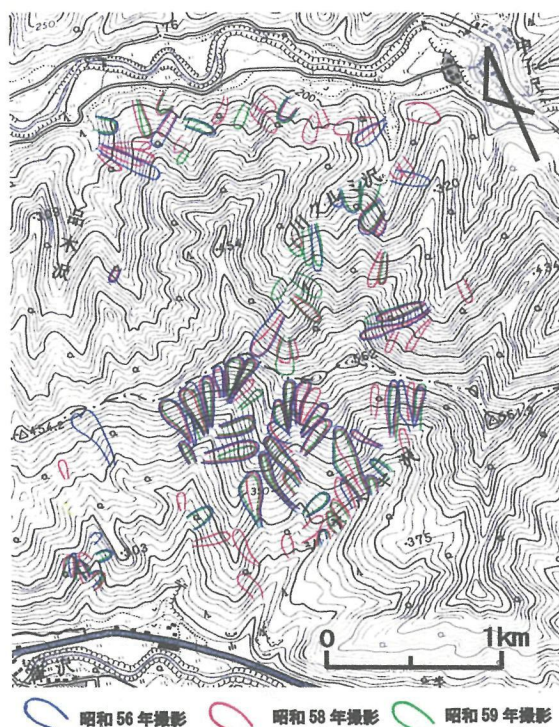


図-3.12 雪崩の反復図（3冬期の雪崩発生状況）

表-3.4 魚沼地区における雪崩の反復発生率

空中写真撮影年	雪崩発生斜面数	反復斜面数・反復率 ⁽¹⁾	反復斜面数・反復率 ⁽²⁾
1981	52		
1983	80	43 82.7 %	
1984	50	34 65.4 %	34 42.5 %

(1) 1981の全層雪崩発生斜面に対する1983年、1984年に反復して発生した雪崩斜面数、雪崩反復率

(2) 1983の全層雪崩発生斜面に対する1984年に反復して発生した雪崩斜面数、雪崩反復率

3.4.2 秋山郷地区

新潟県と長野県の境に位置する秋山郷地区において3冬期にわたる融雪期の空中写真から全層雪崩の発生斜面を抽出し、その反復性を調査した。当該地区では、筋状地形やアバランチ・シュートだけでなく草地・低灌木の斜面や崩壊斜面でも全層雪崩の発生が確認された（関口・秋山，2006）。そこで、無雪期カラー空中写真からは筋状地形やアバランチ・シュート、草地・低灌木の斜面、崩壊斜面を雪崩地形として抽出した。また融雪期の空中写真で判読した全層雪崩発生斜面は、GIS（地理情報システム）を用いて雪崩の反復性を解析した。さらに、全層雪崩発生斜面と雪崩地形との関係についてもGIS（地理情報システム）を用いた解析を実施した。

3.4.2.1 秋山郷地区の概要

秋山郷地区は新潟県と長野県境に位置する（図-3.13）。調査範囲は、苗場山西麓の信濃川水系中津川支流の硫黄川流域で西北西－東南東方向のカルデラ状凹地の斜面である。苗場山の山頂は概して平坦となっているが、カルデラ壁や硫黄川、中津川は深い谷を形成し、これらの谷沿いでは大規模な地すべり地形が発達している（図-3.14）。地質は苗場火山の噴出物（第四系）の安山岩や玄武岩を主体としている（島津・立石，1993；新潟県，2000）。硫黄川流域の高標高部の稜線直下には筋状地形などの雪崩地形や崩壊地が多数みられる（関口・秋山，2006；図-3.15；写真-3.17）。流域の標高は 750～2150mで、積雪期は 12～4月、標高 840 mでの最大積雪深は 2.5～3mが観測されている（武士ほか，2002）。

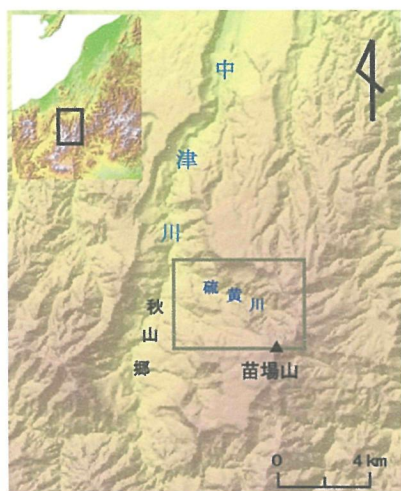


図-3.13 調査位置

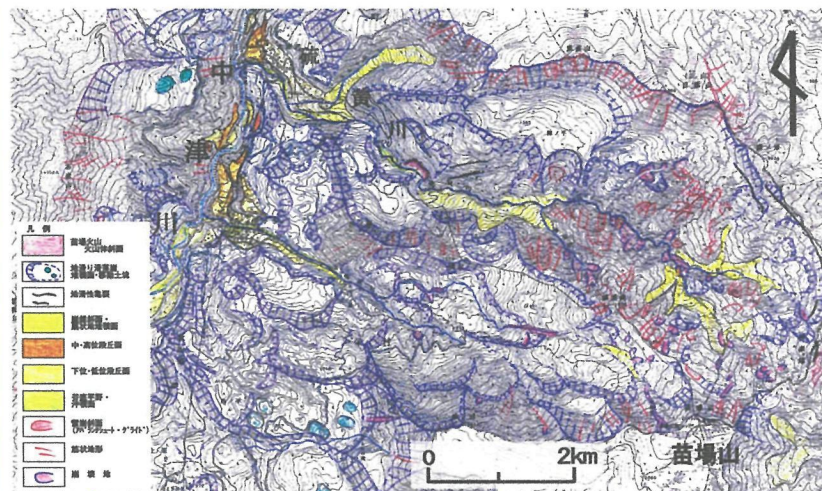


図-3.14 苗場火山および硫黄川沿いの地形分類図

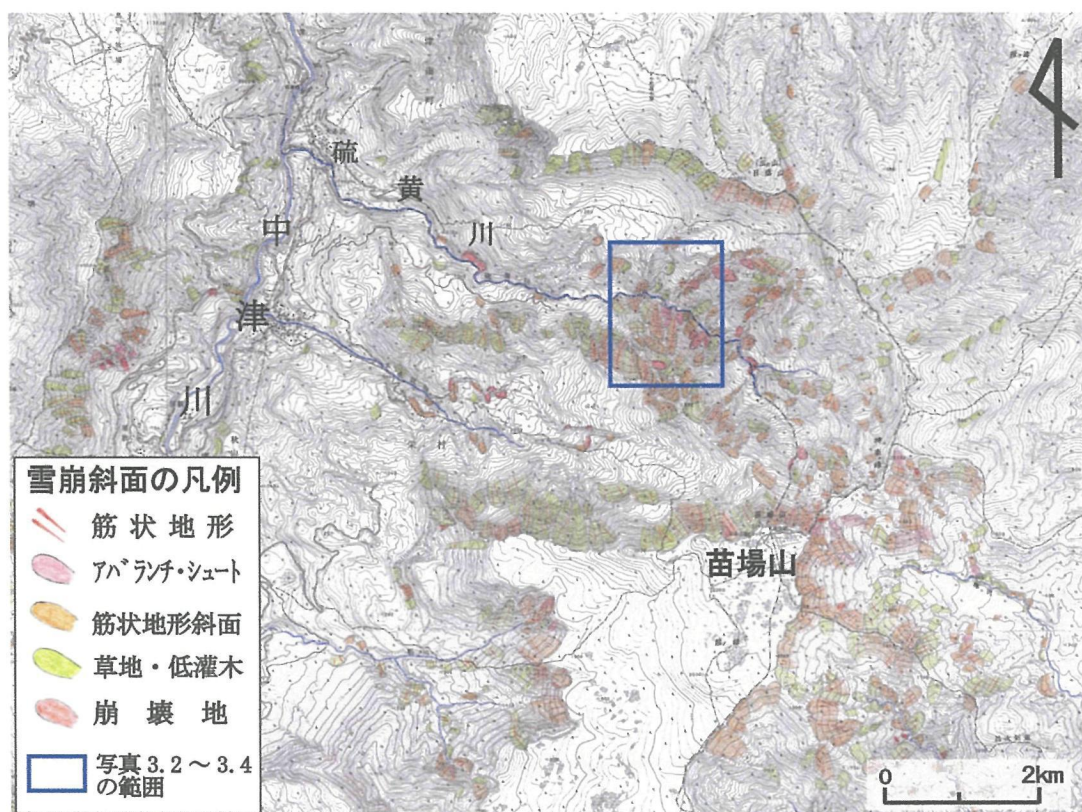


図-3.15 苗場火山および硫黄川沿いの雪崩斜面の分布

3.4.2.2 全層雪崩の発生状況

図-3.15 に苗場火山および硫黄川沿いの雪崩地形の分布を、また 1997 年 4 月、2001 年 5 月、2002 年 4 月の融雪期に撮影した空中写真の一部を写真-3.18～写真-3.20 に示す。全層雪崩発生斜面は、中津川西岸の斜面や苗場山山頂北側のカルデラ壁、カルデラ内を西北西に流れる硫黄川沿いに多数存在する。中津川西側の山地斜面やカルデラ壁、苗場山山頂付近の平坦面の東西両側では大規模な地すべり地形が発達しており、これらの滑落崖では筋状地形や草地・低灌木からなる斜面が多くみられる。また、カルデラ内を流れる硫黄川沿いの斜面では筋状地形やアバランチ・シュート、崩壊地などの全層雪崩発生斜面が多数分布していた。融雪期の空中写真からこれらの斜面を抽出し、1997 年を基準として 2001 年および 2002 年の雪崩発生の反復率を解析した。

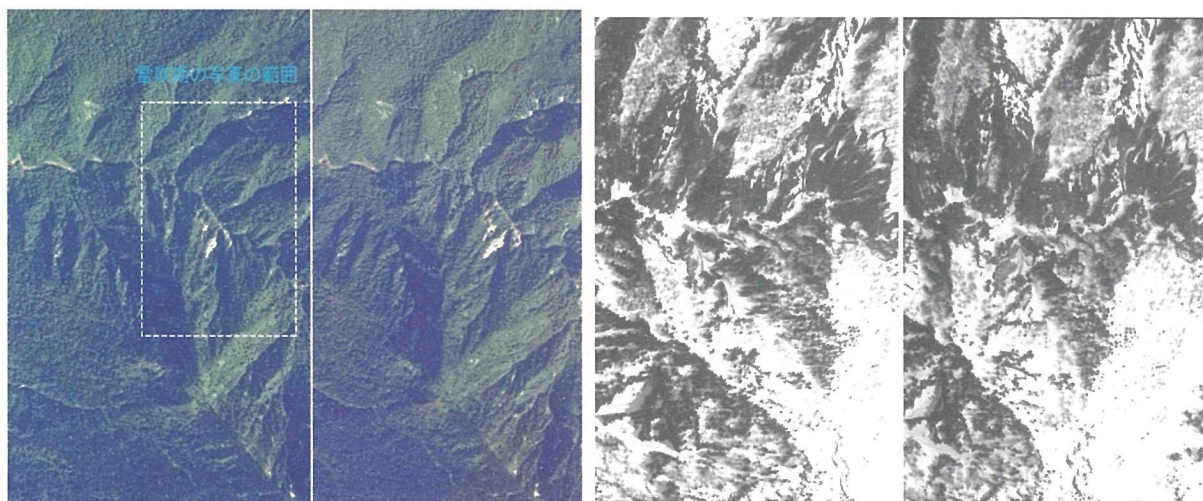


写真-3.17 無雪期空中写真(1976 年国土地理院撮影) 写真-3.18 平成 9 年(1997)の雪崩発生状況



写真-3.19 平成 13 年(2001)の雪崩発生状況

写真-3.20 平成 14 年(2002)の雪崩発生状況

3.4.2.3 秋山郷における全層雪崩の反復性

秋山郷地区で 1997 年 4 月、2001 年 5 月、2002 年 4 月に撮影した空中写真を用いて全層雪崩発生斜面を抽出し、全層雪崩の反復性を解析した。

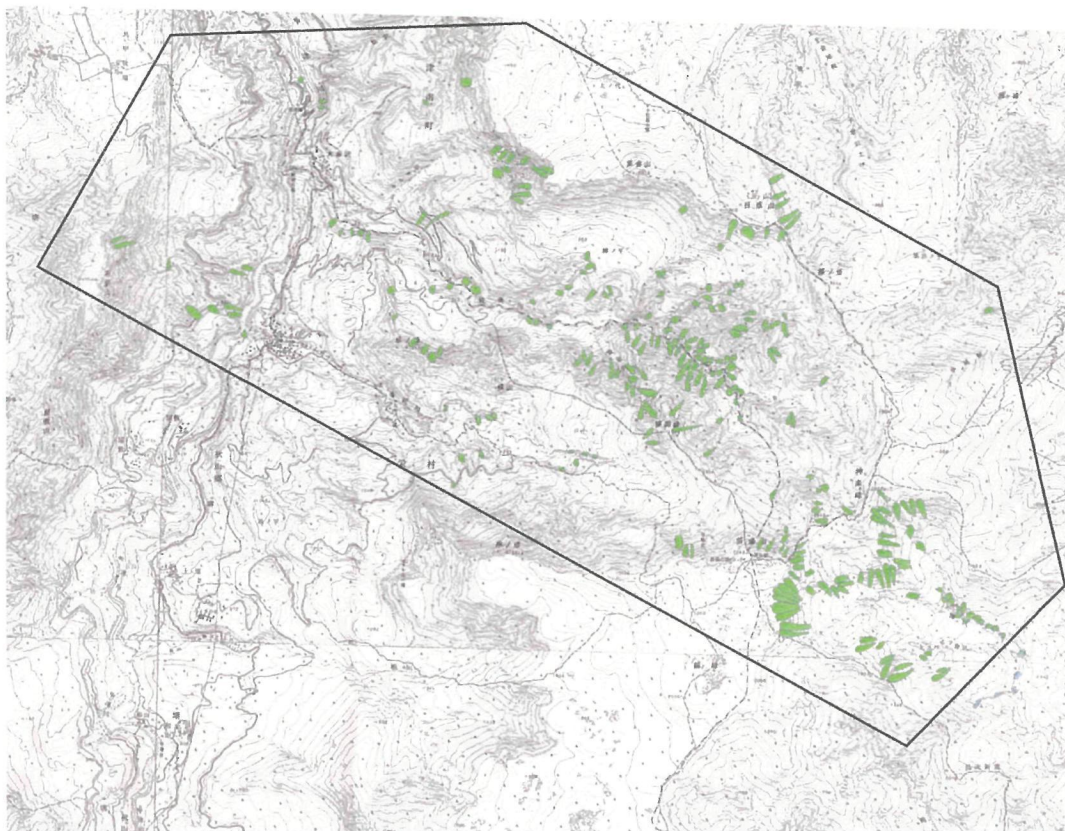


図-3.16 1997 年における全層雪崩発生斜面

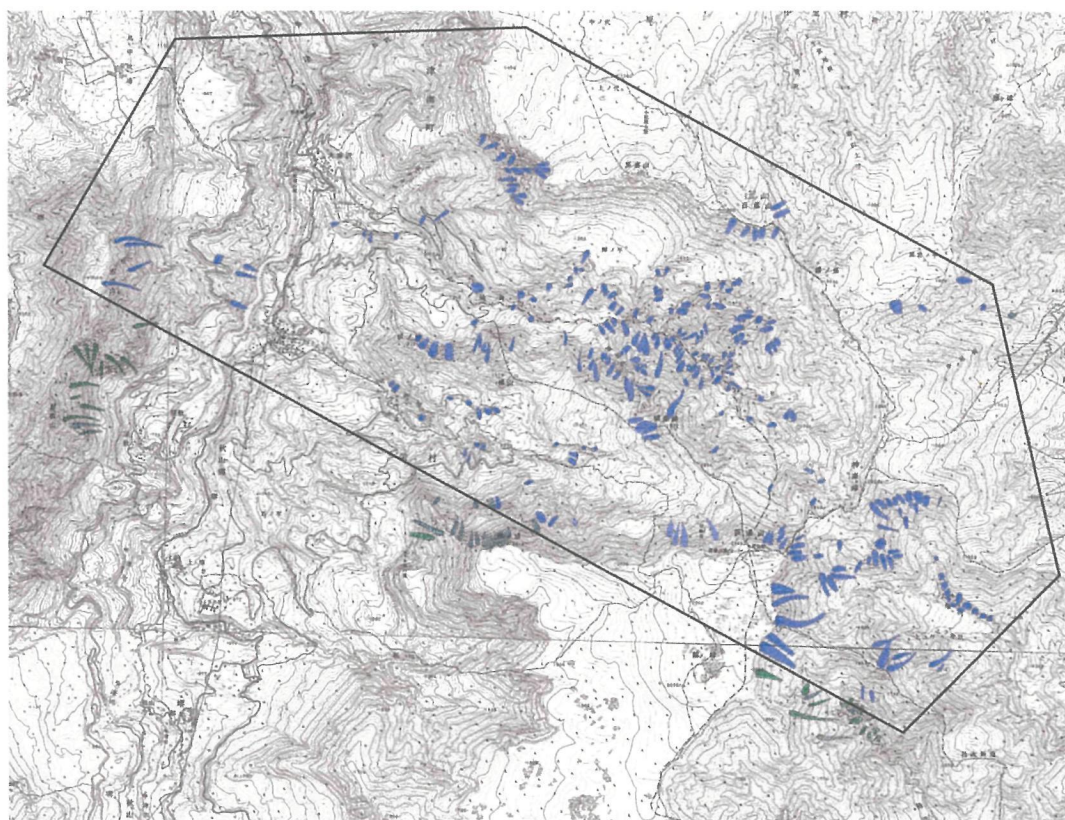


図-3.17 2001 年における全層雪崩発生斜面

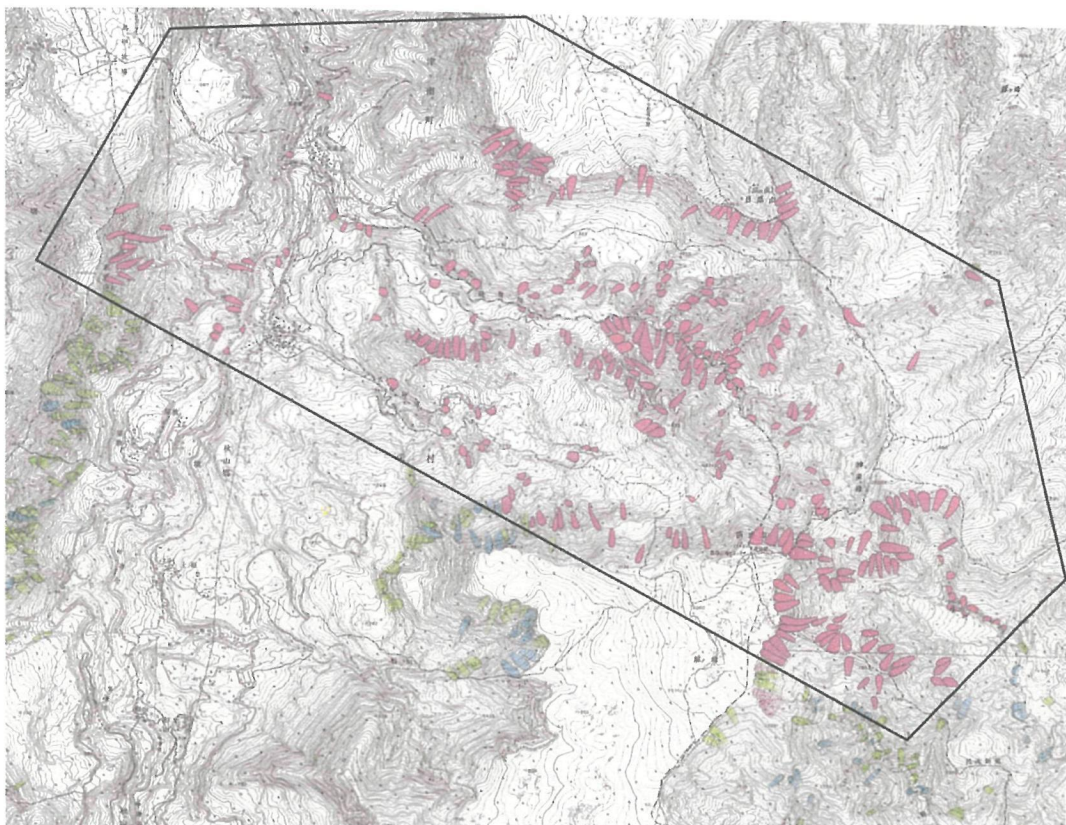


図-3.18 2002年の全層雪崩発生斜面

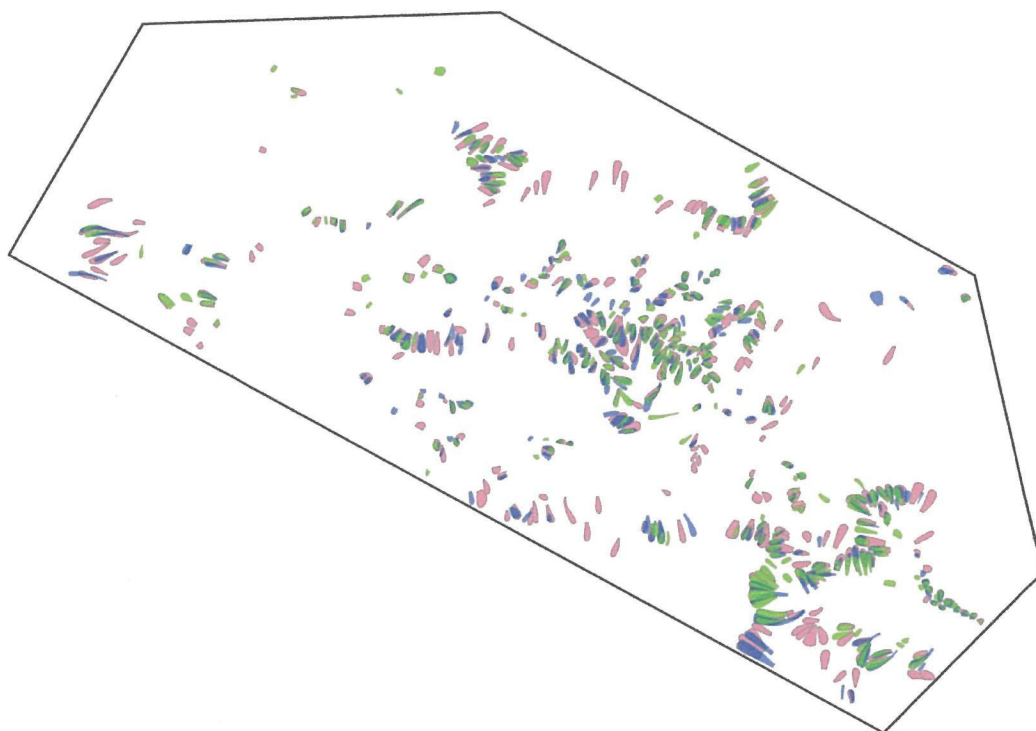


図-3.19 3冬期の全層雪崩発生斜面の重ね合わせ
(緑色:1997年, 青色:2001年, ピンク色:2002年)

表-3.5 秋山郷における全層雪崩の反復発生率

調査年	雪崩発生斜面数	反復発生数, 反復発生率	反復発生数, 反復発生率	反復発生数, 反復発生率
1997	251			
2001	265	172 68.5% ¹⁾		
2002	322	200 79.7% ²⁾	226 85.3% ³⁾	159 63.3% ⁴⁾

1) 1997 年の全層雪崩発生斜面数に対する 2001 年に反復した雪崩発生斜面数、反復発生率

2) 1997 年の全層雪崩発生斜面数に対する 2002 年に反復した雪崩発生斜面数、反復発生率

3) 2001 年の全層雪崩発生斜面数に対する 2002 年に反復した雪崩発生斜面数、反復発生率

4) 1997 年、2001 年、2002 年に連続して全層雪崩が発生した斜面数、反復発生率

※ 使用した空中写真は、1997 年 4 月 20 日、2001 年 5 月 13 日、2002 年 4 月 19 日撮影による

1997 年には雪崩は対象域内の 251 斜面で発生した（図-3.16；表-3.5）。一方、2001 年には 265 斜面で雪崩が発生し、このうち 172 斜面が 2001 年と同一斜面で反復発生率は 68.5%であった（図-3.17）。また、2002 年の雪崩発生は全体で 322 斜面で、このうち 200 斜面が 1997 年と同一で、反復発生率は 79.7%となった（図-3.18）。さらに、2001 年に雪崩が発生した 265 斜面の中で 226 斜面では 2002 年にも発生が確認され、反復発生率は 85.3%と求められた。このように 3 冬期のデータからは 6 割～8 割の斜面で全層雪崩が反復して発生することが明らかとなった（図-3.19）。1997 年に雪崩が発生した 251 斜面の中で、2001 年と 2002 年にも発生した斜面は 159 を数え、約 6 割の斜面では 3 冬期とも全層雪崩が発生した事実が確認された。

3.4.2.4 雪崩地形区分ごとの雪崩発生率

次に、全層雪崩がどのような雪崩地形で発生するかについて、無雪期カラー空中写真を用いて当該地区の雪崩地形を判読抽出した、写真-3.17 に示した区分の雪崩地形の種類とそれぞれの数は、①草地・低灌木斜面（186）、②筋状地形（181）、③アバランチ・シュート（13）、④崩壊地（22）で総数は 402 となった。表-3.6 にはこれらの雪崩地形ごとに 3 冬期における全層雪崩発生斜面数と出現率を示した。1997 年には全体で 402 斜面中の 164 斜面（40.8%）で全層雪崩が発生した。これを雪崩地形の種類別に見ると、①草地・低灌木の斜面（186）では 49 斜面、26.3%の割合で、②筋状地形では 87 斜面（48.1%）、③アバランチ・シュート（13 斜面）10 斜面（76.9%）、④崩壊地（22 斜面）18 斜面（81.8%）でそれぞれ雪崩が発生している。

同様に、2001 年には 402 の雪崩地形を含む斜面 45.8%を占める 184 斜面で、また 2002 年は 224 斜面（55.7%）で雪崩が発生した。また、3 冬期の全てで雪崩の発生が確認された斜面は 114（28.4%）で、雪崩地形別に見ると、①草地・低灌木は 186 斜面中 92（49.5%）、②筋状地形では 181 斜面中 137（75.7%）、③アバランチ・シュートは 13 斜面中すべて（100%）、④崩壊地は 22 斜面中 19（86.4%）という結果が得られた。図-3.20 は、表-3.6 における雪崩地形別の雪崩発生数と雪崩発生率を図で示したものである。筋状地形、アバランチ・シュートや崩壊地においては、3 冬期間中約 8 割以上の割合で最低 1 回は雪崩が発生したことがわかる。

表-3.6 秋山郷における雪崩地形と雪崩の発生率

雪崩地形の種類 ¹⁾		H8年	H13年	H14年	3期全て ²⁾	全 体 ³⁾
草地・低 灌木	186	49 26.3	61 32.8	80 43.0	32 17.2	92 49.5
筋状地形	181	87 48.1	97 53.6	117 64.6	61 33.7	137 75.7
アバランチ・ シュート	13	10 76.9	11 84.6	12 92.3	9 69.2	13 100.0
崩壊地	22	18 81.8	15 68.2	15 68.2	12 54.5	19 86.4
合 計	402	164 40.8	184 45.8	224 55.7	114 28.4	261 64.9

1) 無雪期の空中写真で判読された雪崩地形と斜面数

2) 1997年、2001年、2002年の全てで発生した斜面数と発生率

3) 1997年、2001年、2002年の中で最低1回雪崩が発生した斜面数と発生率

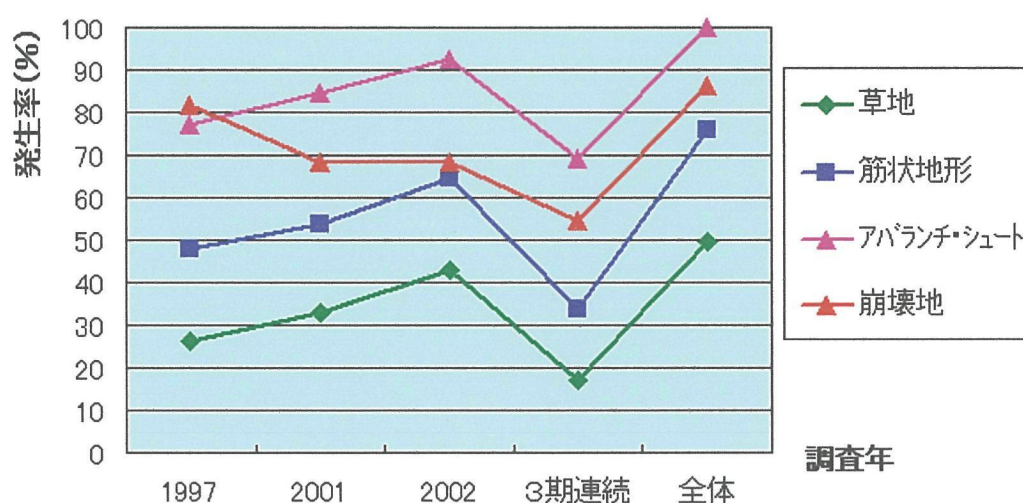


図-3.20 秋山郷における雪崩地形ごとの全層雪崩の発生率

3.5 筋状地形の地形的特徴

この節では、筋状地形の地形的特徴について議論を行う。まず、56 豪雪で全層雪崩が多数発生した魚沼、姫川、白峰地区において、読み取った発生斜面の傾斜について述べる。しかし、一般に山地の高標高部では気温が低く、北側斜面では日射量が少ないため融雪期の空中写真からは全層雪崩が未だに発生していない領域が認められた。このように、雪崩発生斜面を完全に抽出することは困難である。そこで、上記の3地区に筋状地形の明瞭な新潟県湯沢町の正面山地区、奥只見地区（新潟県と福島県境の奥只見湖周辺）を加えて、筋状地形の上端位置、平面形、植生、方位について解析を行った（図-3.21；写真-3.21～3.24）。

正面山地区は新潟県湯沢町のすぐ南方に位置し、河川沿いは谷底が広く耕地や居住地となっている。標高は 500-1200mで筋状地形が発達し、一部アバランチ・シュートもみられる（写真-3.21）。

奥只見地区は標高が 700-1300m で新潟県と福島県境に接し、周辺には険しい谷や山稜が発達しており、山腹斜面にはアバランチ・シュートや多数の筋状地形がみられる（写真-3.23）。

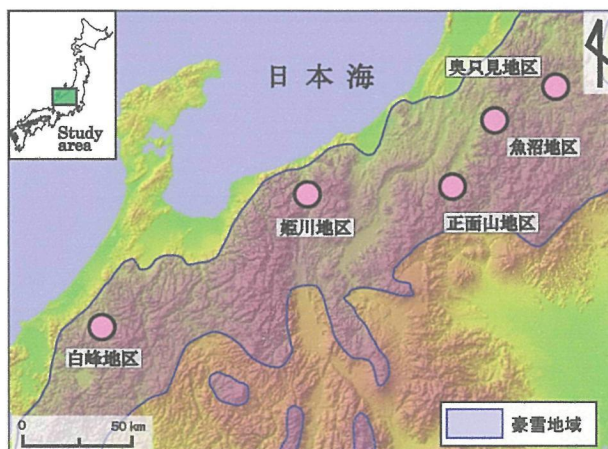


図-3.21 発生位置、平面形、植生、方位の調査位置



写真-3.21 正面山地区の無雪期空中写真
国土地理院 1976 年撮影による



写真-3.22 正面山地区の無雪期地上写真
2007 年 11 月筆者撮影による



写真-3.23 奥只見地区の無雪期空中写真
国土地理院 1976 年撮影による



写真-3.24 奥只見地区の無雪期地上写真
1987 年 11 月筆者撮影による

3.5.1 単位斜面

雪崩発生期の空中写真判読を詳細に行うと、全層雪崩は1つの筋状地形に沿って発生・流下する場合のほか、複数の筋状地形にまたがって発生する場合も数多く認められた(写真-14~16)。このように、雪崩は1本もしくは複数の筋状地形を持ち、比高のやや大きな尾根で明瞭に隔てられた凹型の斜面の中で発生している。こうした融雪期の空中写真を用いた全層雪崩発生斜面の判読結果や現地踏査結果をもとに全層雪崩発生斜面の境界部を成すやや大きな尾根で隔てられる凹形の斜面を本研究では「単位斜面」と定義した。図-3.22は単位斜面と筋状地形との関係を模式的に表したもので、図-3.23には魚沼地区の等高線図に筋状地形と単位斜面とを重ね合わせた時の様子を示した。このように、単位斜面という概念を導入することで、これを基準として全層雪崩発生斜面と筋状地形の関係を明瞭にすることが可能となる。以下では、単位斜面と筋状地形のみられる斜面は同義語として扱い、単位斜面における筋状地形の特徴を述べる。

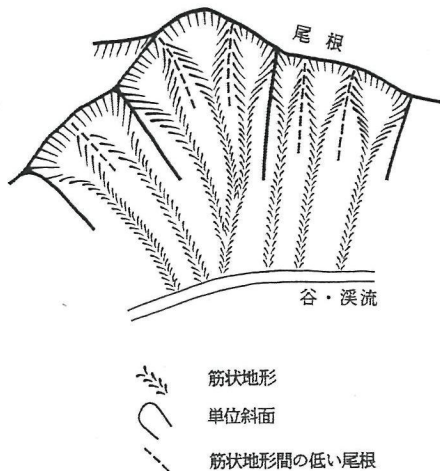


図-3.22 単位斜面の模式図
(関口, 1994)

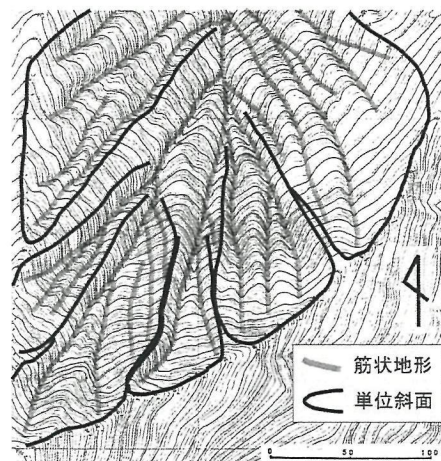


図-3.23 魚沼地区の無雪期等高線図における
単位斜面と筋状地形との関係

3.5.2 全層雪崩発生斜面の傾斜

雪崩発生斜面の大きな地形的特徴の1つとして斜面傾斜を挙げることができる。過去の調査例では雪崩発生斜面の傾斜は $35-45^{\circ}$ に集中していた(図-3.24; 高速道路調査会, 1975; 砂防学会, 1993)。一方、下川(1980a)は、只見川上流域のアバランチ・シュートの傾斜は $35-50^{\circ}$ の範囲に分布することを報告している(図-3.25)。

本節では、魚沼地区、姫川地区、白峰地区の全層雪崩発生斜面を対象に筋状地形と筋状地形がみられない斜面の傾斜について解析を行った。計測は、空中写真の解析図化機その他、1:25,000地形図の等高線を用いた。その結果、図-3.26に見られるように、全層雪崩発生斜面の傾斜は平均で $30-45^{\circ}$ 、このうち筋状地形がみられた斜面は $35-55^{\circ}$ 、筋状地形がみられなかった斜面は $25-45^{\circ}$ となり、前者が後者よりもやや急傾斜であったことが明らかとなった。

このように、今回解析を行った雪崩発生斜面の傾斜は、全体として高速道路調査会（1975）と同様の傾向となり、また筋状地形のみられる斜面の傾斜は下川（1980a）によるアバランチ・シュートの傾斜と非常に類似していることがわかった。

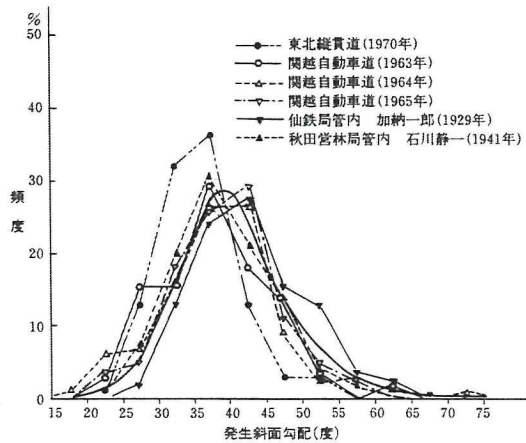


図-3.24 雪崩発生斜面の傾斜（高速道路調査会，1975）

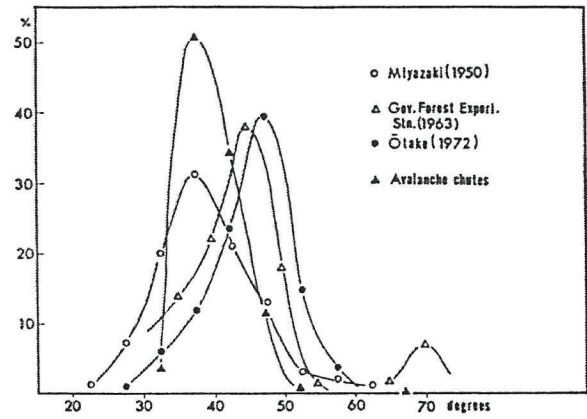


図-3.25 アバランチ・シュートの傾斜（下川，1980a）

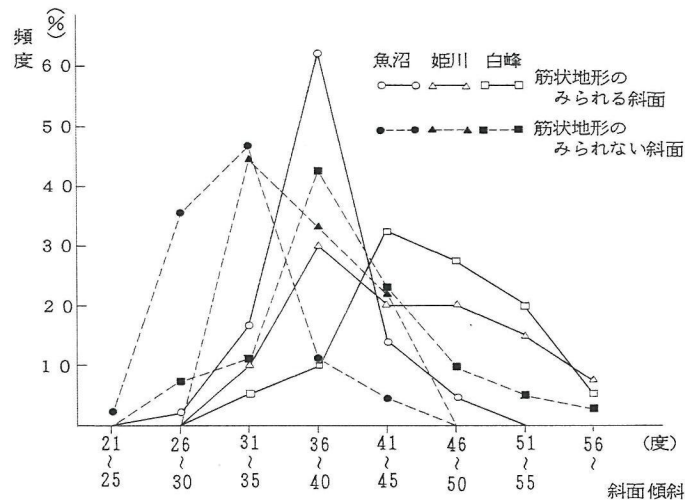


図-3.26 調査地区における全層雪崩発生斜面の傾斜（杉山ほか，1987）

3.5.3 筋状地形の上端位置

表-3.7 には調査地域における全層雪崩の発生位置（筋状地形の斜面上端部に相当する）と無雪期の空中写真から求められた筋状地形の上端部の位置を示す。前述のように、全層雪崩は主に稜線直下で発生しており、その割合は魚沼地区周辺では7割以上の、また姫川地区や白峰地区では約6割であった。両者の違いは姫川地区や白峰地区では稜線付近が緩斜面であるため、雪崩が遷急線付近からも発生していたことによる（写真-3.11；写真-3.13）。一方、無雪期の空中写真を解析した正面山地区と奥只見地区では、約9割は稜線直下に位置していた。これは、この区域が急峻な地形を有し、痩せ尾根の稜線と多数の筋状地形が形成される斜面が多いことに起因していると考えられる（写

真-3.21;写真-3.23)。

3.5.4 方位

全層雪崩が発生する斜面の方位は、一般に東向きの割合が多いことが知られている(下川, 1980a; 原田, 1992)。図-3.27 には本研究の調査区域で筋状地形が確認された斜面を対象に、その方位を 8 区分で表したものである。魚沼、姫川、白峰地区では西ないし南の方位が多いのに対し、正面山、奥只見地区では北東ないし東向きというやや異なる結果となった。相違の主な原因は、解析に使用した空中写真にあると推定される。つまり、融雪期の空中写真を使用した魚沼、姫川、白峰地区の場合では、山頂付近や北側斜面などでまだ雪崩発生期に至らず南向きや西向き斜面で多く抽出されたのに対し、正面山と奥只見地区では無雪期の空中写真を使用したため、そうした偏りがなかったと考えられる。これに加えて区域では全体の斜面方位が東方や南東方向に偏在していた結果も一因と考えられる。

表-3.7 筋状地形の上端位置
(杉山ほか, 1987)

調査地 項目	発生位置		計
	尾根直下	中腹	
魚 沼	153 74.3	53 25.7	206 100
姫 川	141 62.4	85 37.6	226 100
白 峰	221 61.6	138 38.4	359 100
正 面 山	202 88.2	27 11.8	229 100
奥 只 見	308 94.5	18 5.5	326 100
計	1,025 76.2	321 23.8	1,346 100

注 1: 上段の数字は調査斜面数
2: 下段は百分率(%)

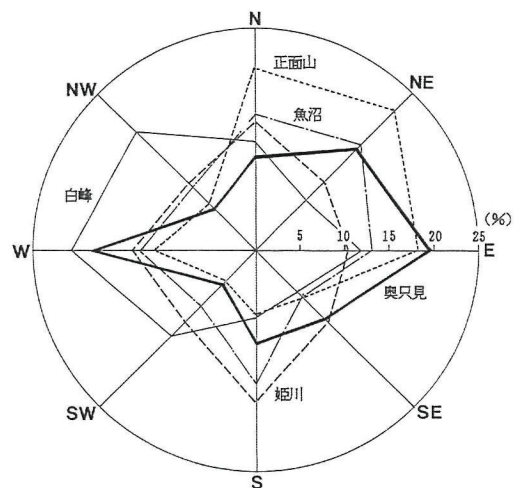


図-3.27 筋状地形のみられる斜面の方位
(杉山ほか, 1987)

3.5.5 植生

無雪期に現地踏査を実施した結果、筋状地形のみられる斜面は、写真-3.7 に示したように岩盤の露出する溝の部分を除いてたいい丈の低いタニウツギやヒメヤシャブシ、マルバマンサク等の低灌木で覆われている。表-3.8 は筋状地形が認められた斜面の植生を裸地、草地、低灌木地、高木に区分したものである。5箇所の調査地区の平均では高木は4%と非常に少なく、裸地は7%、草地は18%であるのに対し、低灌木は約70%と圧倒的に多い。この結果は、全層雪崩の発生斜面を対象に実施された他の調査・研究とほぼ同様である(川尻営林署, 1937; 高速道路調査会, 1975; 小野

寺, 1990)。ちなみに、低灌木は冬季の積雪による雪圧で根元曲がり著しく、また草地は殆どがススキで構成されていた。裸地の場合には、単位斜面全体に岩盤が露出するアバランチ・シュートが形成されている場合が多く、調査区域内では相対的に標高や斜面長が大きい斜面に分布するという傾向がみられた。筋状地形が認められた植生は、写真判読における筋状地形の認定にとって最大の要素となり、こうした両側の植生に対して筋状地形の溝の部分は岩盤が露出することから空中写真による判読が容易になる。特にカラー空中写真では草地や低灌木の植生部分と筋状地形の溝の部分が明瞭に識別できる（写真-3.3）。

3.5.6 単位斜面における筋状地形の数

単位斜面における筋状地形の密度を調査した。結果を図-3.28に示す。対象区域は標高の異なる正面山、奥只見地区で、無雪期のカラー空中写真から単位斜面を抽出し、それぞれの単位斜面毎に筋状地形の数を判読した。正面山地区では筋状地形の数は単位斜面あたり1~2にピークがあり、4以上では急激に減少する。一方、奥只見地区では2~4をピークとして比較的正規分布的に似た形を示している。また、5以上の筋状地形をもつ単位斜面の数も多く、中には10以上に達するケースもあった。この他、標高の増加とともに筋状地形の数が増加する傾向が両地区に共通して認められた。

表-3.8 筋状地形のみられる斜面の植生

(アバランチ・シュートを含む。杉山ほか, 1987)

調査地	項目	植 生				計
		裸地	草地	低灌木	高木	
魚沼		4 1.9	18 8.8	184 89.3		206 100
姫川		12 5.3	95 42.0	116 51.4	3 1.3	226 100
白峰		34 9.5	54 15.0	257 71.6	14 3.9	359 100
正面山		15 6.6	28 12.2	179 78.2	7 3.1	229 100
只見		33 10.1	54 16.6	209 64.1	30 9.2	326 100
計		98 7.3	249 18.5	945 70.2	54 4.0	1,346 100

1: 上段の数字は調査斜面数
2: 下段は百分率(%)

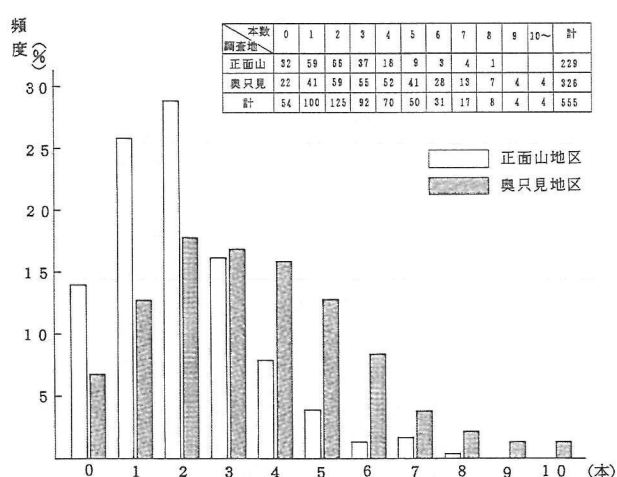


図-3.28 単位斜面における筋状地形の本数

3.6 筋状地形における全層雪崩のメカニズム

これらでの調査により、全層雪崩が発生する8割以上の斜面で筋状地形が形成されていることが明らかとなった。一方、全層雪崩の発生時には積雪層は板状もしくは大きなブロック状の雪塊でそれら

が斜面を滑落する過程でどのようにして直線的で溝状の筋状地形が形成されるかについては未解明の課題である。この節では、全層雪崩の発生のメカニズムと筋状地形の関係について考察した。

3.6.1 全層雪崩発生と積雪層の破碎

融雪期になると積雪はグライドによってクラックを生じ、やがて全層雪崩に発展する。稜線や遷急線付近では積雪はブロックに破碎していない大きい板状である部分が多い。しかし、グライドの進行とともに次第にブロック化し、最終的には次第に破碎して小さな雪塊となって滑落する（写真-3.25；写真-3.26）。また、写真-3.1 および写真-3.2、写真-3.14～写真-3.15 に示すように、積雪の破碎・ブロック化の程度は斜面長や斜面の横断形によって異なる。写真-3.1 のように、稜線付近の浅い凹型の横断形の斜面では積雪層は板状もしくはブロック化した状態をとどめている。



写真-3.25 溪岸の小規模な斜面の全層雪崩
(魚沼市中小沢, 2002 年 3 月筆者撮影)



写真-3.26 比高のやや大きい段丘崖の全層雪崩
(十日町市大石, 2003 年 3 月筆者撮影)



写真-3.27 溪岸で形成された筋状地形 (魚沼市中小沢, 1991 年 4 月筆者撮影, 立体視可能)









一方、斜面長の大きく筋状地形が多数みられる斜面では、雪塊は非常に細かく破碎された状態となって滑落している（写真-3.2 や写真-3.14～写真-3.16）。幅が大きく浅い凹型の斜面では、積雪は板状のままでブロック化しにくい、下流に向かって幅が狭くなるとともに、グライド量が増加し、積雪の破碎が進行して筋状地形の溝の部分で流動体の如く滑落することが考えられる。

筋状地形は斜面長の大きい斜面だけでなく、斜面長の小さな溪岸においても形成されている。写真-3.27 は、写真-3.25 と同じ場所で、比高が約 15mの溪岸沿いの斜面だが、幅が 100～150cm、深さ 20～50cm の小規模の筋状地形が多数形成されている。この斜面では筋状地形の溝の部分で積雪層が破碎して流下することで筋状地形の形成プロセスがより進行したとは考えにくく、下川（1980a, 1980b）に記載されたように岩盤表面の小さい凸部を磨く雪崩削磨作用や小岩片をはぎ取るような雪崩剥離が作用していると考えべきであろう。

3.6.2 筋状雪崩と板状雪崩

関口（1991）は、新潟県魚沼地区における融雪期の空中写真から全層雪崩が板状に滑落する場合（ここでは板状雪崩と呼ぶ）と筋状に滑落する場合（筋状雪崩と呼ぶ）の 2 種類に区分されることを見出した。71 の全層雪崩発生斜面を対象とし、縦断形、横断形、発生位置を分析した（表-3.9）。これによると、板状雪崩は縦断形と横断形が等斉型で、発生位置は斜面中腹の遷急線であることが多い。これに対して、筋状雪崩は縦断形および横断形がやや凹型で、約 7 割が尾根直下から発生している。斜面長と斜面幅との関係を図-3.29 に示す。板状雪崩は斜面長が 60～130m、斜面幅が 35～65m の範囲に比較的まとまってみられのに対し、筋状雪崩は斜面長が 130～280m、斜面幅が 10～15m で多く発生している。また、斜面傾斜については、板状雪崩が 31～41°、筋状雪崩が 36～41° で後者がやや急傾斜であった（図-3.30）。このように、板状雪崩は筋状雪崩に対して斜面幅が大きく斜面長は小さい、またやや緩傾斜であるという傾向がみられた。このことから、筋状雪崩の場合は、縦断形や横断形が凹型で積雪が斜面中央に集中しやすいこと、さらに発生区の傾斜と斜面長が大きいために滑落速度が増大し、その削剥作用により、一層筋状雪崩の形成が促進されると考えられる。

表-3.9 雪崩発生型と斜面形態（関口，1991）

斜面形態 発生位置	縦断形		横断形		発生位置	
	凹型	等斉型	凹型	等斉型	尾根直下	遷急線
						
板状雪崩 (21個) 	5 23.8%	16 76.2	5 23.8	16 76.2	10 47.6	11 52.4
筋状雪崩 (50個) 	50 100.0	0 0.0	50 100.0	0 0.0	35 70.0	15 30.0
合計 (71個)	55 77.5	16 22.5	55 77.5	16 22.5	45 63.4	26 36.6

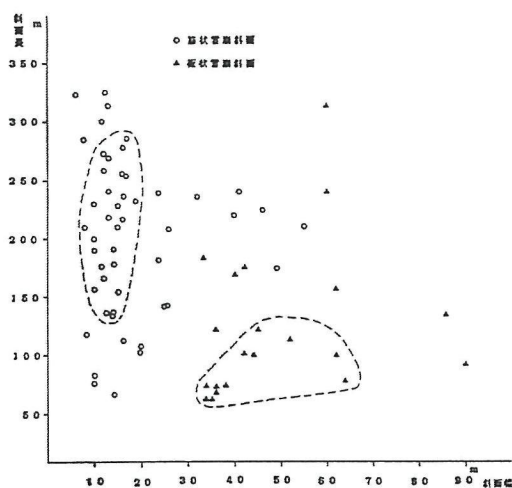


図-3.29 雪崩斜面の斜面長と斜面幅（関口，1991）

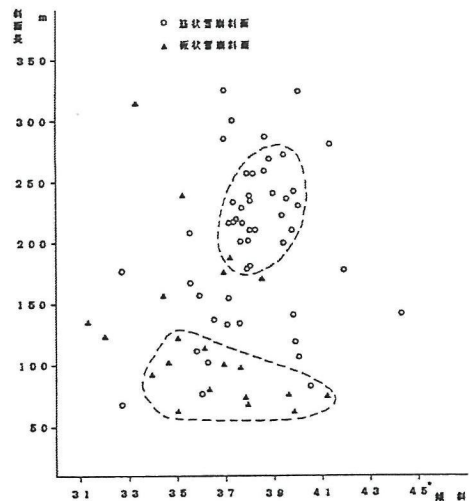


図-3.30 雪崩斜面の傾斜と斜面長（関口，1991）

3.6.3 筋状地形における全層雪崩発生メカニズム

雪崩発生時の積雪は、稜線直下では大きな板状のブロックであるがそれが滑落に伴って次第に破碎が進行し、小雪塊へ変化する。また、斜面長、斜面幅、縦断形・横断形などの相違によって筋状雪崩もしくは板状雪崩となることが前節の解析によって明らかとなった。ここでは、筋状地形をもつ斜面における滑落時の積雪状態と斜面形態との関係をまとめて全層雪崩の発生と流下に至るメカニズムを考察した。図-3.31に筋状地形の横断形、図-3.32に縦断形、図-3.33に平面形を示す。

雪崩発生区域では筋状地形の横断形は浅い凹型を示す（図-3.31A）。積雪層は雪崩時に、斜面下方に滑落すると同時に横断形が凹型のために斜面中央にも向かって滑落する。そのために、積雪層は大きな板状のブロックから次第に小規模のブロックへと破碎が進行する（図-3.32A；図-3.33A）。走路区（図-3.31B）においては、筋状地形の溝の深さや断面の円形度が次第に大きくなり、雪塊はさらに斜面中央部に集中する。それに伴って雪塊も破碎し、より一層の小ブロックへと変化する（図-3.32B；図-3.33B）。この時、地表面が雪塊に巻き込まれた土砂や岩片によって地表面が削剥される。さらに、走路区中部～下部（図-3.31C）では、筋状地形の溝は幅、深さともに数mとなり、横断形が半円形～U字型の溝に沿って小ブロックとなった雪塊が滑落する（図-3.32C；図-3.33C）。さらに、下流域では流動化が進み、岩片や樹木を巻き込み地表の凸部を徐々に削剥する雪崩特有の面的な侵食様式となる（下川，1980a）。こうしたプロセスにより、筋状地形の横断形は流水の流下形態とは異なるU字型～半円形を成すと考えられる。

3.7 まとめ

無雪期の空中写真を解析した結果、針先で傷つけたような直線状の模様である「筋状地形が」の存在を見出した。この筋状地形について融雪期と無雪期空中写真の解析、さらには現地踏査を実施した結果以下の事実が明らかとなった。

(1) 56 豪雪後の融雪期空中写真を用いて北陸地方の新潟県魚沼地区、新潟県―長野県境の姫川地区、

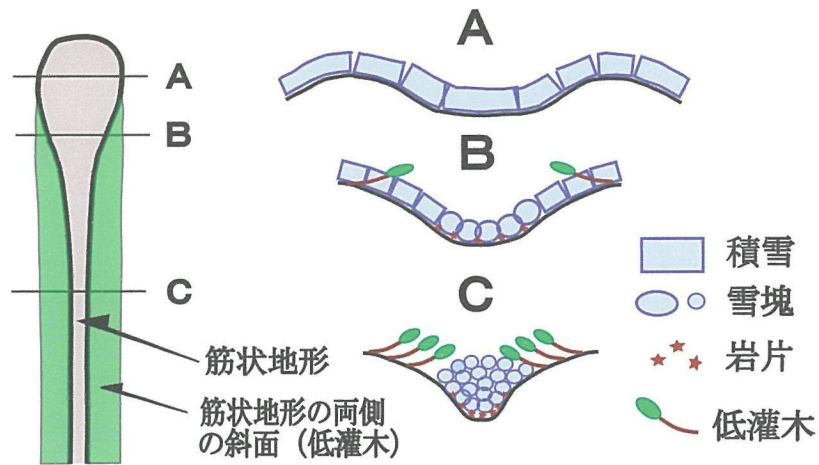
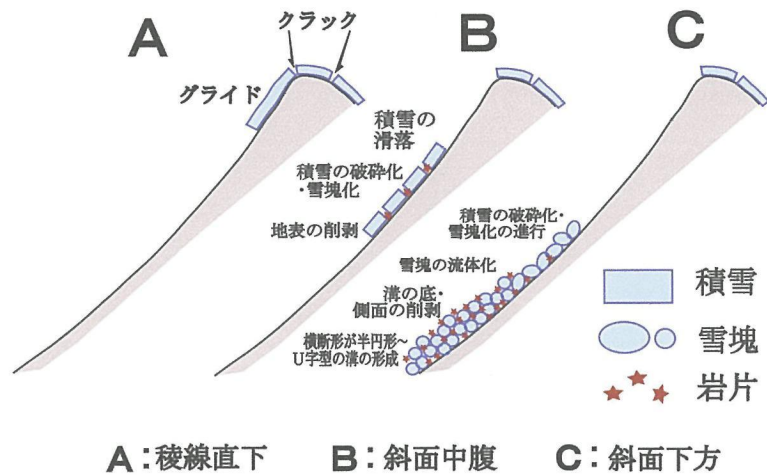
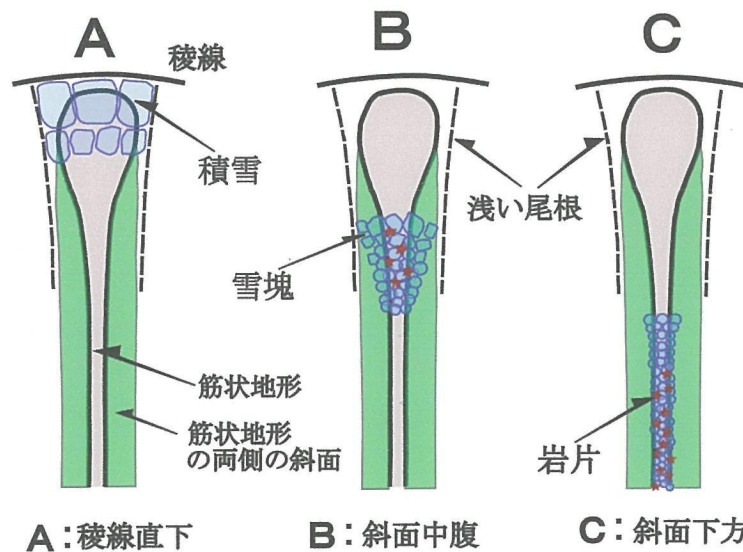


図-3.31 全層雪崩発生メカニズム (横断形)



A: 稜線直下 B: 斜面中腹 C: 斜面下方

図-3.32 全層雪崩発生メカニズム (縦断形)



A: 稜線直下 B: 斜面中腹 C: 斜面下方

図-3.33 全層雪崩発生メカニズム (平面形)

石川県白峰地区を対象として全層雪崩発生斜面を抽出し、無雪期の空中写真と比較した結果、8割の雪崩斜面で筋状地形が存在すること、また筋状地形が存在する斜面の9割で全層雪崩が発生したことが明らかとなった。

- (2) 新潟県魚沼地区、新潟県―長野県境の秋山郷地区において、3冬期の融雪期空中写真から雪崩の反復性を調べた結果、魚沼地区で4割～8割、秋山郷地区では6割～8割の割合で雪崩の反復発生が認められた。
- (3) 筋状地形の現地踏査を行った結果、横断形は半円形～U字型で幅は4-6m、深さ2-4mの溝状の地形が確認された。多くの場合、溝の底は岩盤が露出しており、表面にはしばしば雪崩によると思われる擦痕がみられた。
- (4) 新潟県魚沼地区、新潟県―長野県境の姫川地区、石川県白峰地区で全層雪崩発生斜面の傾斜を調査した結果、筋状地形の存在する斜面では $35\sim 55^{\circ}$ 、筋状地形の無い斜面は $25\sim 40^{\circ}$ となり、前者の傾斜が急であることが明らかとなった。なお、筋状地形の存在が確認された斜面の傾斜は、これまでの報告にある雪崩発生斜面の傾斜とほぼ同じ値であった。

第4章 筋状地形の分布

本章では、まず筋状地形を対象に全国的な分布の概略を調査する。続いて、筋状地形が多く確認された新潟県において筋状地形のより詳細な調査を行い、分布の特徴、積雪深、地形、地質との関係について議論を行う。さらに、筋状地形の形成要因と分布を規定している要因について考察した。

4.1 筋状地形の全国的な分布

4.1.1 分布の特徴

無雪期のカラー空中写真を用いて、筋状地形（アバランチ・シュートを含む）の全国的な分布を調査した（杉山ほか，1987；関口，1994）。その結果を図-4.1 に示す。筋状地形は、北海道では広い範囲に点在しているが、天塩山地周辺や日高山脈では比較的まとまって確認された。東北地方では、北部の白神山地や脊梁山脈沿い、南部の朝日山地、飯豊山地に集中して存在する。一方、北陸地方では新潟県から石川県に至る広い範囲に分布し、奥只見湖周辺から立山、白山周辺にかけても密集度が大きい。特に、御神楽岳から谷川岳にかけての越後山脈周辺は、全国で最も筋状地形が分布する地域であることがわかった。これに対し、北陸以西から山陰地方にかけては筋状地形の数は急激に減少し、一部に大山など点在するのみである。太平洋側では、北上山地の早池峰山や四国山地西部の石鎚山など分布が一部に限定されており、筋状地形は北海道を除くと、本州のほぼ脊梁山脈の西～北西側にあたる日本海側の山地に偏って分布していることが判った。

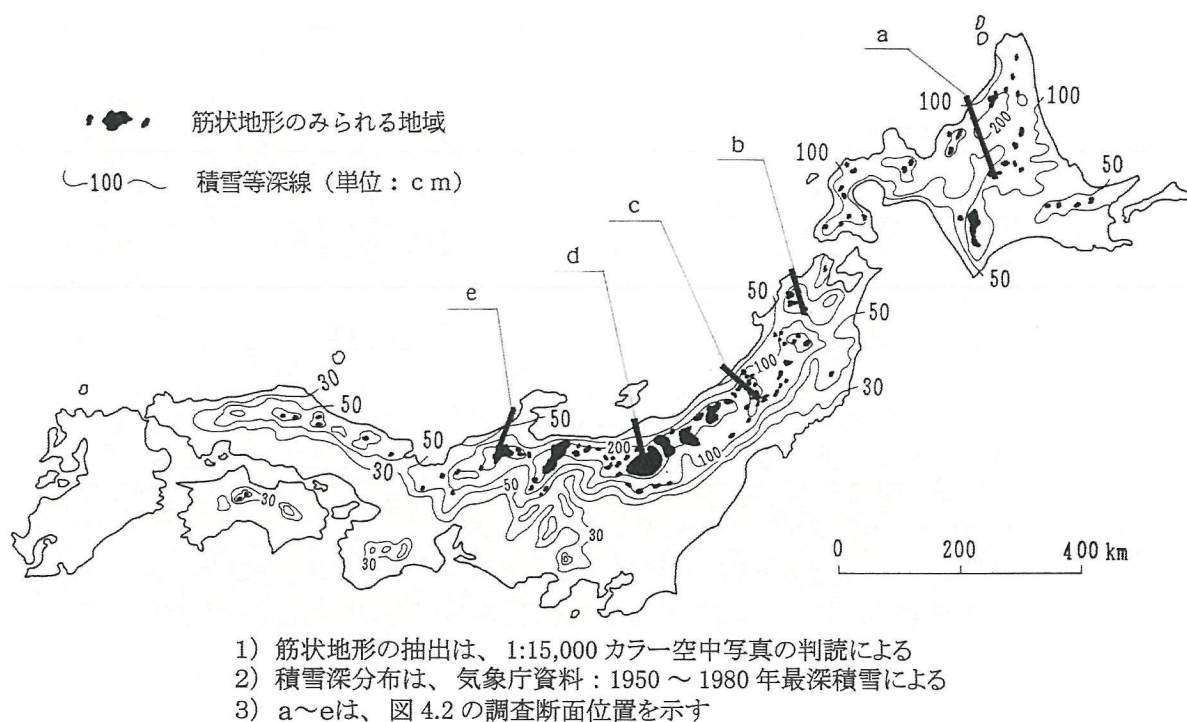


図-4.1 筋状地形の全国的な分布（杉山ほか，1987；関口，1994）

筋状地形の分布境界は、東北地方や中国地方ではほぼ脊梁山脈に沿って明瞭である。ところが、2,500m以上の高山地帯が南北方向に列を成す木曽山脈、赤石山脈等の中部山岳地帯では、筋状地形に類似した地形が一部では認められるものの、露岩地で植生を欠く区域が多くなり、明瞭な認定が困難となった。これらの地域では、筋状地形より幅が広い土石流の流路や表層崩壊地、ガリーと類似する地形が卓越していた（関口，1994）。下川（1988）は、木曽山脈や赤石山脈においてアバランチ・シュートの存在を認めているが、本論では筋状地形の形態が土石流による流路や表層崩壊地、ガリーと類似していることもあって採用しなかった（関口，1994）。

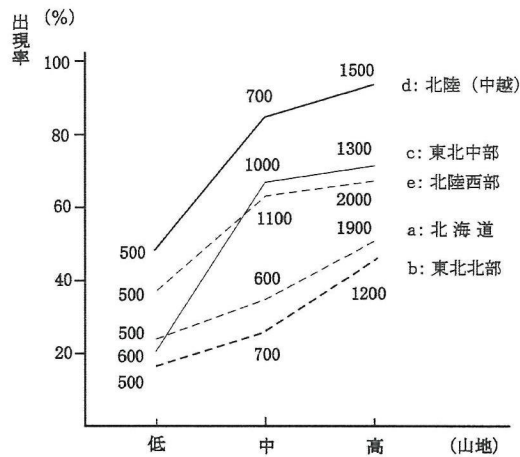
4.1.2 積雪深との関係

図-4.1 には筋状地形とともに気象庁資料にもとづいて作成した年最大積雪深の平年値（1950～1980年）の分布を示した。年最大積雪深は、北海道全域と本州の日本海側の地域にかけて 50cm 以上となるなど、全体的には日本海側に偏った分布となる。年最大積雪深と筋状地形の分布を比較すると、筋状地形は年最大積雪深が 100-150cm となる区域と概ね一致し、それ以下の積雪深の地域では出現数が極端に減少する（杉山ほか，1987）。特に、積雪深が 200cm 以上となる地域では筋状地形が広範囲に分布することがわかった。このことは、村松他（1990）や砂防学会（1993）の結果とも調和していた。

4.1.3 標高との関係

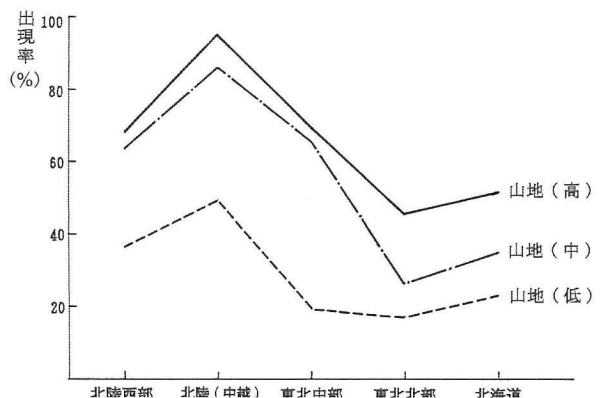
図-4.2 は、標高による筋状地形の出現率の変化を北海道、東北北部、東北中部や北陸（中越）、北陸西部について調べた結果である。出現率は、筋状地形が比較的まとまって存在した区域を対象に、図-4.1 の太い実線で示す方向に、山地（低）：標高約 500m、山地（中）：約 1,000m、山地（高）：約 2,000m の 3 つに区分して行った。出現率は、1:25,000 地形図上の 10cm 四方（約 2.5km×2.5km）の範囲について、無雪期のカラー空中写真を判読して単位斜面を抽出し、これに 5mm メッシュ（約 125m×125m）を重ねて交点数（単位斜面交点数/全交点数）を読み取り算出した。

図-4.1 に示すように、筋状地形の出現率は全区域においても標高とともに増加する傾向が認められた。北海道や東北北部では出現率の増加は緩やかであるが、東北中部や中越地域、北陸西部では標高 500m～1000m にかけて出現率が急激に増加する様子がわかる。特に、中越地域では山地（低）で 50% であるのに対し、山地（中）で 86%、山地（高）で 95% に達し、最も出現率が高くなった。また、図-4.3 に筋状地形の出現率が日本列島を縦断してどのような変化するかを示す。筋状地形の出現率は、東北中部から北陸（中越）にかけて増加するのに対し、北陸西部では次第に減少する傾向がある。このように、対象地域が限定されているものの、筋状地形の出現率は、標高とともに増加し、また、地域的には北海道から北陸にかけて次第に大きくなる傾向が認められた。これは、標高の大きい場所では年最大積雪深も大きく、さらに山地では急斜面が発達するために雪崩の発生頻度も高くなり、筋状地形が形成されやすくなったためと推定される（杉山，1970；保谷，1979）。



- 1) a～eの位置は、図 5.1 に示す
- 2) 山地(低)、(中)、(高)は、調査地域の高度をおよそ 500m、1000m、1500m 程度の標高の区域を選定した
- 3) 数値は、その調査区域の標高値 (m)
- 4) 出現率の抽出は空中写真判読による

図・4.2 日本列島横断方向の筋状地形出現率
(杉山ほか, 1987 を一部改編集)



図・4.3 日本列島縦断方向の筋状地形の出現率
出現率(杉山ほか, 1987 を一部改編集)

4.1.4 地質との関係

地形的特徴や気象的要因の他に、筋状地形の形成を規定する要因として地質構成が考えられる。そこで、本研究で作成した全国的な筋状地形の分布と国土庁による 1:200,000 土地分類図における地質図との比較を行った。その結果、筋状地形が非常に密集して存在する地域では地質との関係は認められないのに対し、出現率の減少とともに凝灰岩、流紋岩、安山岩等の火山岩、花崗岩等の深成岩、変成岩、第三系など特定の地質の地域に限定して出現する傾向が認められた。また、第四紀火山地域では、古い火山で急斜面が形成されている場所では筋状地形の発達が見られるものの、現在でも活発に活動している活火山の新しい噴出物で覆われている区域では、斜面の傾斜が急であっても筋状地形はほとんど認められなかった。

4.2 新潟県における地形・地質の概要

前節では、筋状地形の全国的な分布を概観した。その結果、筋状地形は脊梁山脈を形成する朝日山地、飯豊山地、越後山脈、飛騨山脈でまとまって分布していることが明らかとなった。本節では筋状地形が密集して分布する新潟県を対象として筋状地形の分布を詳細に調査し、分布の特徴とその要因について考察を行う。

4.2.1 新潟県の地形概要

本州中部に位置する新潟県は、東北地方から南に延びる脊梁山脈の越後山脈、さらに南西側の関東山地や北アルプスの名称をなす飛騨山脈北部の山地に囲まれている。これらは日本海側に凹型で弓形を示し、その内側に丘陵や台地、平野が形成されている(図・4.4)。山地は北から山形県と福島県に接

する朝日山地、飯豊山地、越後山脈などが北東―南西方向に走り、朝日岳や飯豊山、御神楽岳、駒ヶ岳、谷川岳など標高が 2000m 級の山岳の嶺峰が連なっている。また、県西部の富山県と長野県の境界部に聳える飛騨山脈北部の白馬岳周辺では、3000m 級の山稜が南北方向に伸びている。一方、越後山脈北部にあたる御神楽岳と駒ヶ岳との間に位置する守門岳、群馬県と長野県境の苗場山、飛騨山脈東側の妙高山や新潟焼山、飛騨山脈北部の白馬大池火山が上記の山地の間で火山を形成している。さらに、これらの山地や火山地の北西側は、魚沼丘陵、東頸城丘陵、西頸城山地など高度を一段下げた標高 500～1000m の丘陵地や山地となり、魚沼丘陵と東頸城丘陵は越後山脈とはほぼ同方向の北東～北北東に延びている。魚沼丘陵と東頸城丘陵の間の、十日町市から長岡市にかけての千曲川―信濃川沿い

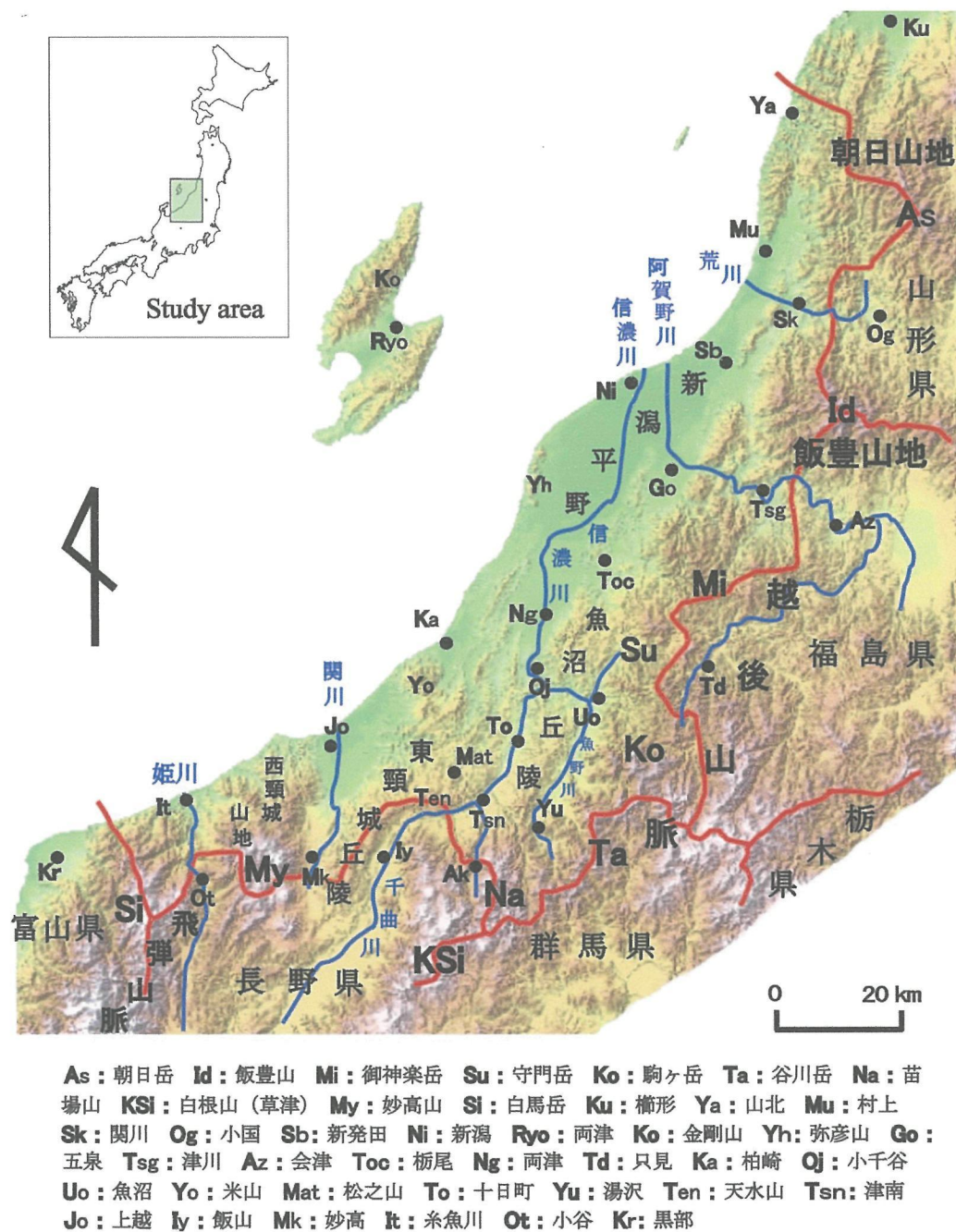


図-4.4 新潟県の地形概要

では、さらに高度を一段下げた台地が広範囲に発達している。台地の高度は十日町南方の津南町付近でおよそ 600m、小千谷千谷市付近で 200-400m と次第に低下し、長岡市付近で台地から新潟平野の低地に移行する。

山地や丘陵地を刻む河川は、北部では朝日山地－飯豊山地－御神楽岳の間を荒川や阿賀野川が山地を横断して西北西方向に日本海に注いでいる。越後山脈や魚沼丘陵、東頸城丘陵の間では魚野川や信濃川の上流の千曲川が北東方向に流下して小千谷市付近で合流した後、新潟平野を経て日本海に注いでいる。西部の西頸城山地と飛騨山脈間では、長野県の白馬村周辺から姫川がほぼ北流して姫川溪谷で深い谷を刻みやがて日本海に注いでいる。これらの河川は、十日町付近の丘陵地を除いて標高の大きな山間地を流れ、山地はそれらの河川によって開析されて V 次谷の急峻な地形を形成している。

4.2.2 新潟県における地質・地質構造の概要と地形との関係

本節においては、新潟県（2000）による新潟県地質図説明書（2000 年版）を参考に新潟県の地質の概略を述べる。新潟県の地質構造の概要を図-4.5 に、地質の概略図を図-4.6 に、また、新潟県の地質史を表-4.1 に示す。新潟県は、主に西部の糸魚川から姫川に沿って南北に走る糸魚川－静岡構造線と谷川岳北西から六日町盆地の魚野川、破間川を通り新発田市に至る新発田－小出構造線との間の北部フォッサマグナ地域に位置している。

新発田－小出構造線の東側は足尾帯と呼ばれる山岳地帯で、その地質は古生界および中生界、花崗岩、超塩基性岩、変成岩、グリンタフなどで構成される。糸魚川－静岡構造線の西側は、古生界の飛騨外縁帯、秋吉帯、舞鶴帯が帯状に配列する堆積岩、変成岩類で構成される山岳地帯となる。一方、

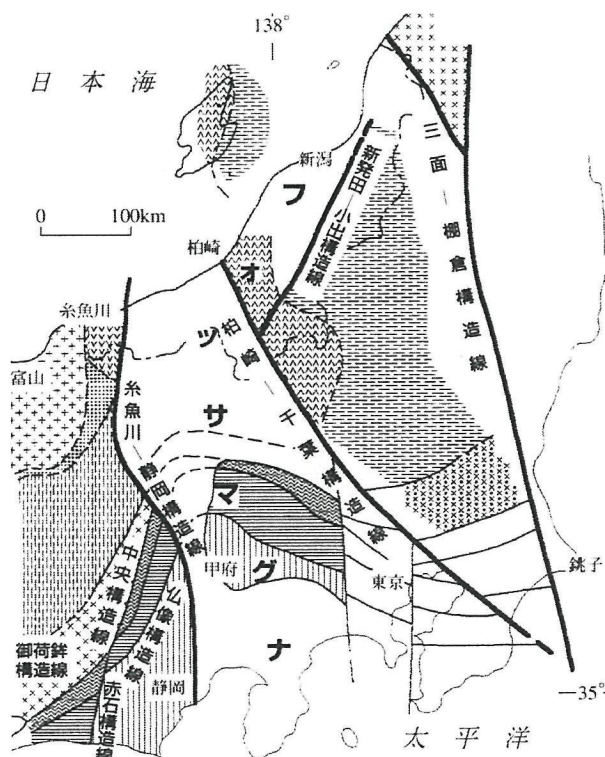


図-4.5 新潟県の地質構造
新潟県（2000）による

	四万十帯		朝日帯
	秩父帯		筑波帯
	三波川御荷鈴帯		領家帯
	足尾帯		青海－連華帯
	美濃帯		飛騨外縁帯
	上越帯		飛騨帯

新発田－小出構造線と糸魚川－静岡構造線との間に挟まれた区域は北部フォッサマグナ地域と呼ばれ、新第三系や第四系堆積物で構成される。これらの区域では、北東－南西方向の長軸のドーム構造や同方向の短軸で短波長の褶曲構造が著しい。また、新発田－小出構造線や糸魚川－静岡構造線が収斂するフォッサマグナ南部の部分では山地や苗場山、妙高山などの火山となっている。

このように、新潟県のこれらの地質は、これらの構造線を境に異なっている。また、広域的な地形として山岳地帯、山地、丘陵地、台地、低地に分かれ、地質との対応が明瞭である。これらの地形ごと

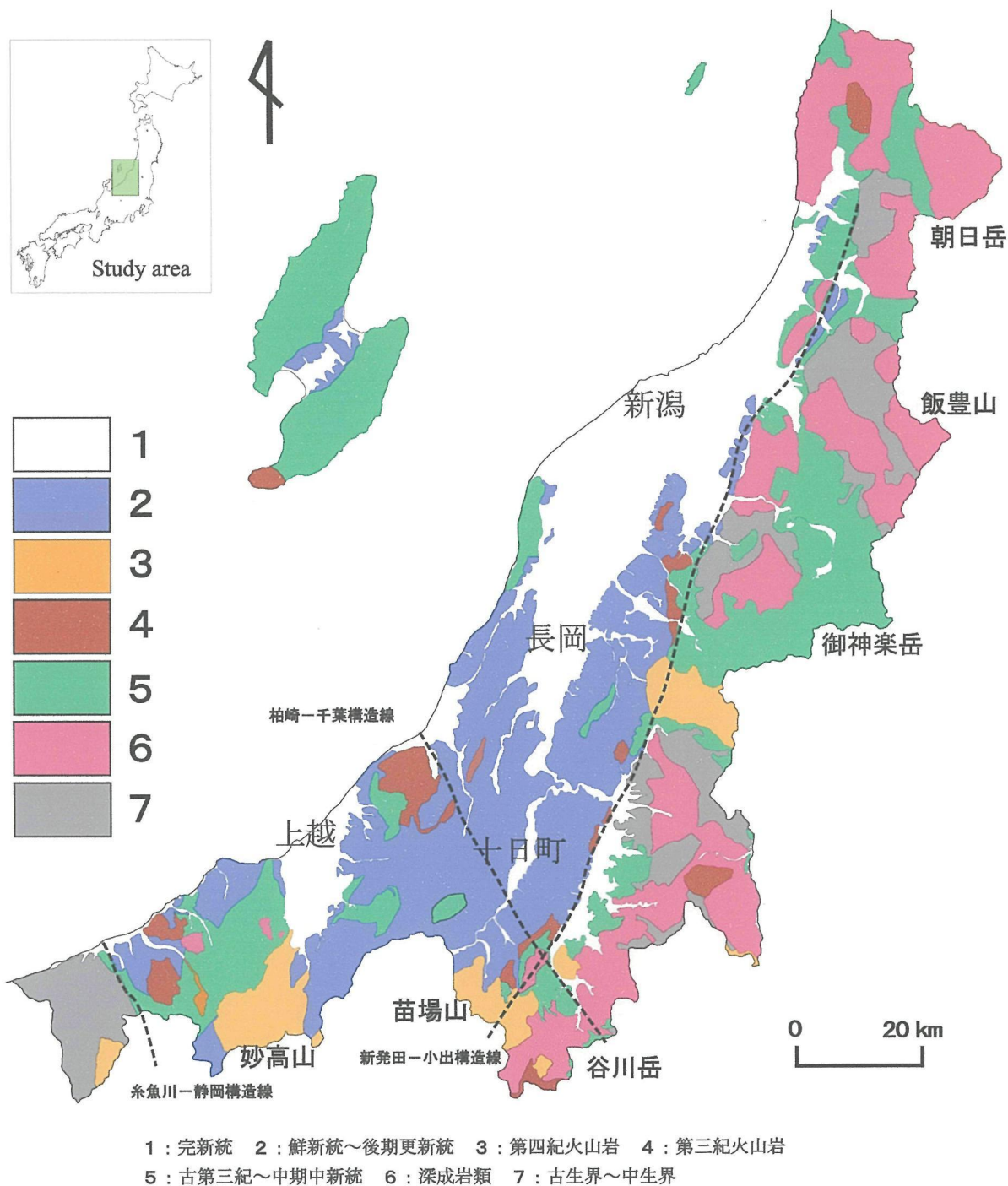


図-4.6 新潟県の地質概要（新潟県，2000 を改編集）

表-4.1 新潟県の地質史（新潟県，2000 による）

地質時代 ×10 ⁴ 年				上越地域	中・下越地域		佐渡地域	地質事件			
新 生 代	第 四 紀	更新世	完新世 ₁	焼山	沖積層・新砂丘堆積物・完新世段丘堆積物			沖積平野の形成			
			後期 ₁₃	妙高火山	低位段丘堆積物			海水準変動 段丘の形成			
					中位段丘堆積物・古砂丘段丘堆積物						
					高位段丘堆積物						
		中期 ₇₈	斑尾火山	苗場・飯土火山 守門火山・浅草火山	御山層	質場層	山地の急激な上昇 第四紀火山 山地の上昇				
				前期 ₁₆₄	魚沼層	灰爪層	貝立層	褶曲の完成			
					白岩層	西山層	河内層	内湾一扇状地成堆積物 海退，広域的隆起			
		第 三 紀	鮮新世	後期 ₃₄₀	谷浜層	椎谷層			安山岩の海底火山活動 堆積盆の分化・ トラフの形成 脊梁部の隆起開始		
				前期 ₅₁₀	名立層				中山層		
				中新世	川詰層	寺泊層				珪藻質軟泥の堆積 海底扇状地の形成	
	後期 ₁₀₄₀		能生谷層		深海泥の堆積， 冷水海の拡大						
			飛山層		海底沈降 玄武岩の海底噴出 海域の拡大・沈降運動， バイモータル火山活動						
	中期		紫雲谷層		七谷層			鶴子層			
			前期 ₁₆₃₀		津川層			下戸層			
					鹿瀬層	入川層			暖海，多島海の出現 日本海の誕生・拡大		
					五十川層・温海岳層				金北山層		
			三川層		山五十川層・一霞層				真更川層	陸上火山活動	
			前期 ₂₃₃₀		北小国層			相川層			
	古第三紀		漸新世 ₃₅₄₀	親不知火山岩類・石坂流紋岩			朝日流紋岩			陸上火山活動	
		始新世 ₅₆₅₀	花崗岩類								
		暁新世 ₆₅₀₀									
	中 生 代	白亜紀	14600	手取層群			湖沼の出現 蛇紋岩の衝上地塊（ナップ） 低角衝上運動				
来馬層群											
			ジュラ紀	20800	奥利根層群			足尾帯の地層			
三疊紀		24500									
古 生 代	ペルム紀	29000	[青海一蓮華帯]			ベルム系	海成層（堆積性メランジ）				
							青海石灰岩	蛇紋岩	津川石灰岩	石炭系	蛇紋岩複合岩体（メランジ） の形成 礫性石灰岩（海山）
	石炭紀	36300	青海結晶片岩			石炭系	広域変成作用				
								デボン紀	40900		

の地質は、北部の朝日山地は中生代白亜紀の花崗岩類や中―古生界の堆積岩類から成り、急峻な山岳地帯となっている（図-4.4）。その南側の飯豊山地も朝日山地と同様に花崗岩や花崗閃緑岩、中―古生界の堆積岩類から成り、鮮新世―前期更新世に隆起したと考えられ急峻な山岳地帯を形成している（新潟県，2000）。朝日山地や飯豊山地の北西側にあたる岩船山地や櫛形山脈、五頭山地も花崗岩や花崗閃緑岩類で構成されているが、山岳地帯より一段高度を下げた山地や丘陵地となり、新発田―小出構造線と同方向の北東―南西方向の山稜を形成している。

飯豊山地の南部で守門岳―浅草岳火山岩との間に位置する越後山脈北部の御神楽岳―矢筈岳の山地の中心には新第三紀中新世から鮮新世にかけての緑色凝灰岩や凝灰角礫岩、流紋岩、玄武岩類などグリンタフによる堆積岩が東西方向に横たわる。また、その北側には花崗岩、さらに中―古生界の堆積岩が分布し、全体として山地が広範囲に広がっている。守門岳の南側に位置し、越後山脈の主体を成す毛猛山、八海山、谷川岳にかけては、花崗岩や花崗閃緑岩、石英閃緑岩、中―古世界の堆積岩で構成され、新潟県で最も広大で急峻な山岳地帯を形成している。

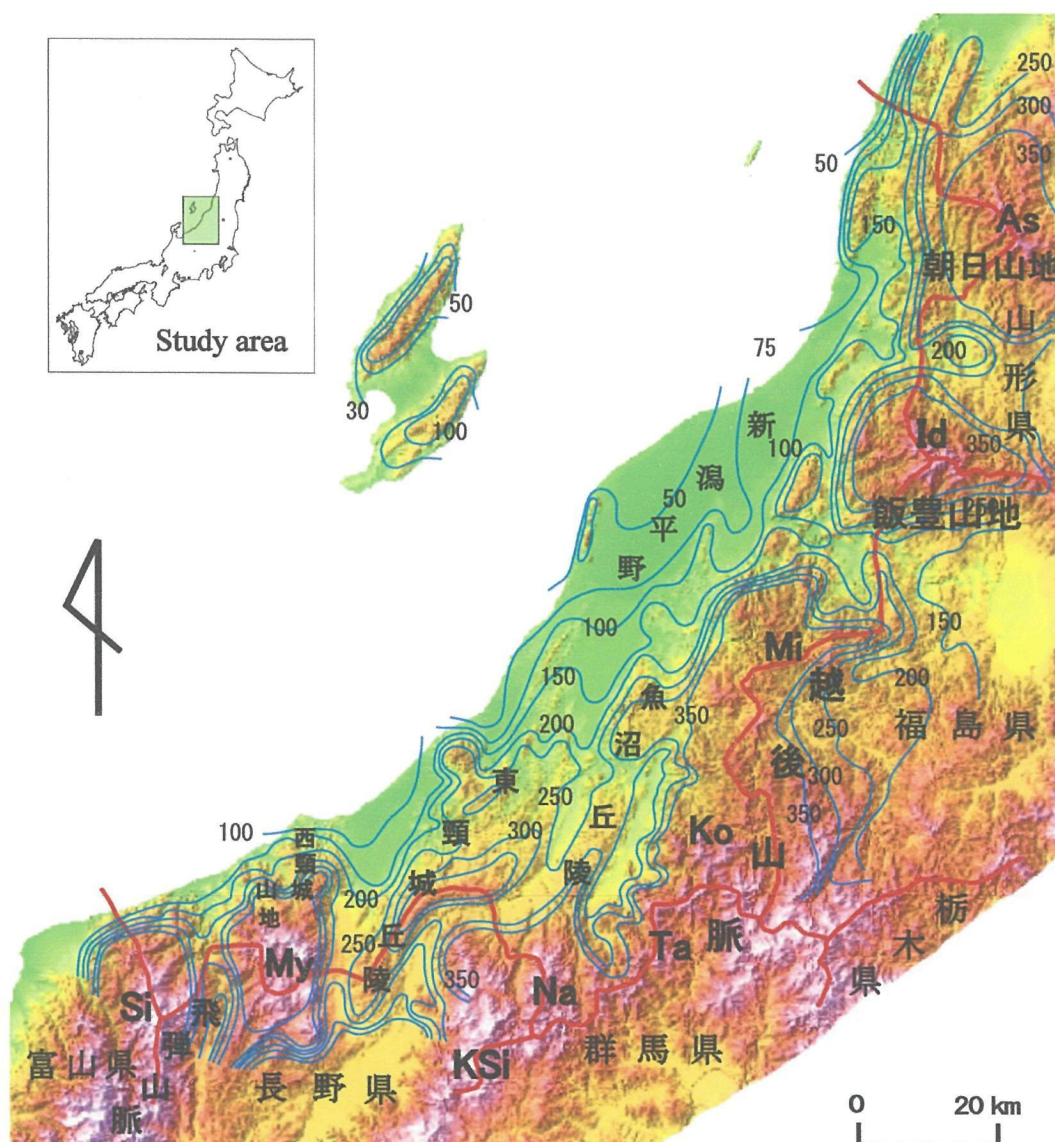
守門岳北方から谷川連峰に至る山岳地帯の西側は、新発田―小出構造線を境に三条市付近から十日町市にかけて北東―南西方向に伸びる魚沼丘陵となっている。魚沼丘陵は新第三紀の海底ないし浅海底に堆積した寺泊層、西山層、魚沼層などの砂岩・泥岩およびこれらの互層の堆積岩より成り、南に進むほど高度を増して苗場火山北側の山地に移行する。魚沼丘陵の西側には北東―南西方向に伸びる東頸城丘陵が併走し、地質は魚沼丘陵と同様に新生代後期中新世の寺泊層、西山層の砂岩・泥岩およびこれらの互層の堆積岩類で構成される。松之山町付近や長野県に接する鍋倉山付近はドーム状構造をなし、南西に進むにつれて高度を増し山地の様相を示している。なお、魚沼丘陵や東頸城丘陵では多数の大規模な地すべり地形が形成されている。

上越市の西側は西頸城山地で、重倉山や栗立山、火打山にかけては新生代後期中新世の寺泊層、西山層の砂岩・泥岩およびこれらの互層の砂岩・泥岩の堆積岩類で構成され、ドーム状構造となっている。また、権現岳や鬼が面山はこれらの地層に貫入した閃緑ひん岩や安山岩溶岩・火砕岩から成り、急峻な山地の地形を呈している。妙高山や新潟焼山は新潟県で数少ない活火山である。さらに、フォッサマグナ西縁を成す糸魚川―静岡構造線の西側は、中―古生界の堆積岩類、チャート、変成岩の蛇紋岩や結晶片岩からなり、南側の白馬岳に向かって飛騨山脈の山岳地帯を形成している。

4.2.3 新潟県における積雪深分布

積雪深は雪崩発生を規定する最も重要な要因の1つである。したがって、詳細な積雪深の分布を明らかにし、これと筋状地形の分布を比較することにより、全層雪崩の発生と筋状地形の関係をより一層明らかにできると期待される。そこで、本研究では気象庁の観測所気象年報および新潟県気象台観測データ（1969～2003）、新潟県降積雪および気温観測調査報告書（1969～2003）、農林水産技術会議事務局（1961）による「昭和10年～30年積雪調査」を用いた。「昭和10年～30年積雪調査」は、この期間に山地・丘陵地域内の集落や学校など非常に多数の地点での観測資料であり、これらの積雪深データを用いて新潟県における年最大積雪深の平均値の分布図を作成した（図-4.7）。

積雪深は、朝日山地から南西方向に、飯豊山地、越後山脈、苗場山、南西部の妙高山や北アルプスの白馬岳周辺に沿って 200～250cm を超え、新潟市の位置する越後平野や上越市の高田平野を取り囲むように分布している様子がわかる。新潟市周辺の平野部の積雪深は 50cm 程度だが、丘陵地や山地では急激に増加して 200～350cm に達し、北部の朝日山地や飯豊山地では 350cm 以上、その西側の山北町や関川町、新発田市周辺の丘陵地で 150～200cm となる。一方、県中央部に位置する栃尾市や長岡市、魚沼市、松之山町、津南町の丘陵地や山間盆地では 150～300cm、その南東側の越後山脈の御神楽岳、駒ヶ岳、谷川岳、苗場山では 350cm 以上に達している。県の南西部では、山地が日本海の海岸まで延びているため、上越市や糸魚川市付近においても積雪深は 150cm 以上となり、妙高山や北ア



As: 朝日岳 Id: 飯豊山 Mi: 御神楽岳 Ko: 駒ヶ岳 Ta: 谷川岳 Na: 苗場山 KSi: 白根山(草津) My: 妙高山 Si: 白馬岳 気象庁(1996), 新潟県積雪データ: 1969～2003年, 農林水産技術会議事務局(1961): 昭和10年～30年積雪調査より作成。積雪深の数値はcm。

図-4.7 新潟県における積雪深分布(年最大積雪深の平均値)

ルプスの白馬岳周辺で350cm以上に達している。このように、新潟県は、図-4.1の積雪深と比較しても明らかなように全国で最も積雪深の大きい地域の1つと結論できる。

4.3 新潟県における筋状地形の分布

図-4.1の結果をもとに、全国的に筋状地形の出現数が多い新潟県を対象として詳細な筋状地形の調査を実施した。そして、分布の特徴、積雪深、地形、地質との関係について議論を行う。

4.3.1 作成方法

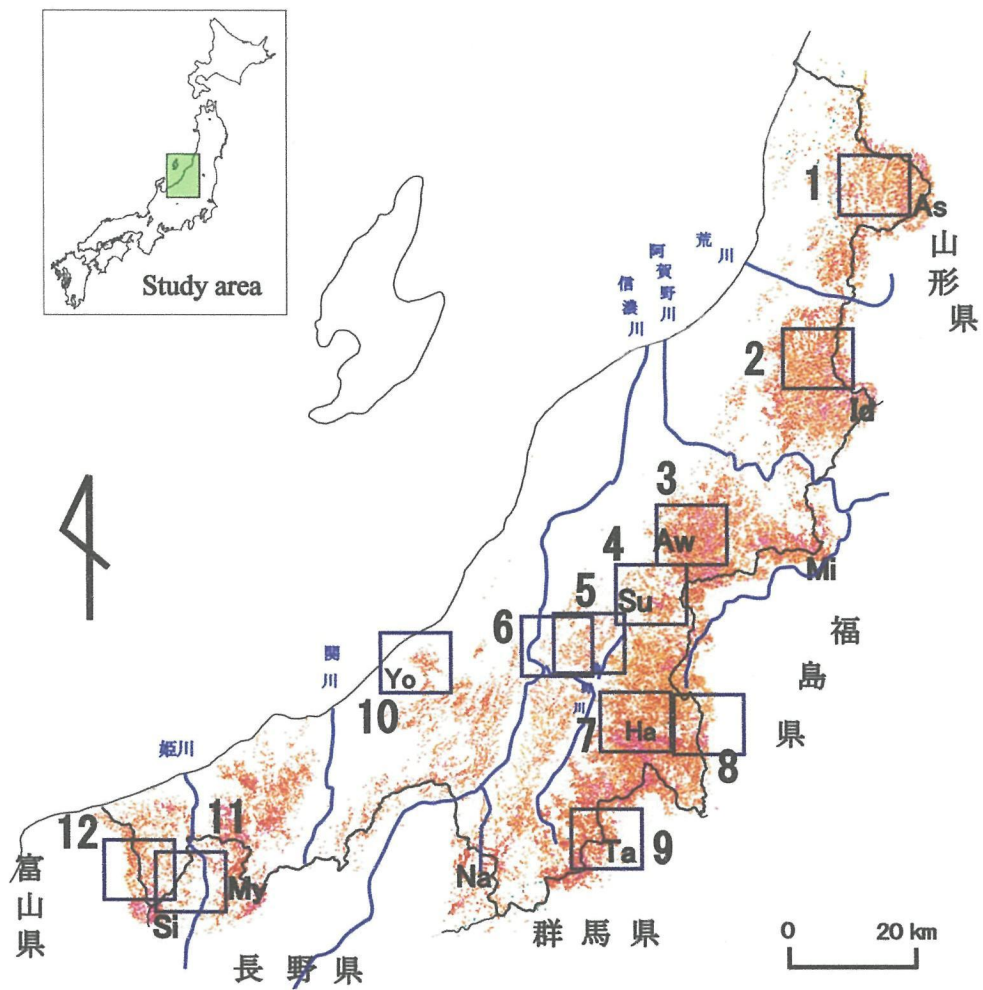
筋状地形の分布は10,000～15,000万分1カラー空中写真を判読することにより作成した。1:50,000地形図を50%に縮小した図を基図として、これに判読した筋状地形を単位斜面ごとに記入した。

4.3.2 代表的な筋状地形の例

判読された筋状地形の中で代表的な例を紹介する。それぞれの筋状地形の特徴と位置を表-4.2、図-4.8に、また図-4.9～図-4.20と写真-4.1～写真-4.12には代表的な1:50,000図幅における判読例と空中写真の一部を示す。

表-4.2 地形・地質的に代表的な筋状地形

	地 区	地 形	地 質	標高(m)	雪崩地形の特徴
1	朝日山地	山岳地	花崗閃緑岩	1590	典型的な筋状地形
2	飯豊山地	山岳地	中・古生代堆積岩	1000	典型的な筋状地形
3	矢筈岳北方	山地	津川層堆積岩	1200	筋状地形, アバランチ・シュート
4	守門岳	カルデラ	火山岩	1500	アバランチ・シュート, 筋状地形
5	根古屋牧場	段丘崖	段丘砂礫層・魚沼層	350	筋状地形
6	小千谷市塩谷	地すべり滑落崖	鮮新世泥岩・シルト岩	350	筋状地形
7	中ノ岳	山岳地	変斑礫岩	2100	アバランチ・シュート, 筋状地形
8	鷹ノ巣山	山地	花崗岩	1600	筋状地形
9	谷川岳	山岳地・氷河	古生界蛇紋岩	1900	アバランチ・シュート
10	米山	山地	玄武岩溶岩・火砕岩	990	筋状地形
11	稗田山	大規模崩壊地	火山岩・火砕岩	1450	筋状地形
12	朝日岳	谷氷河の谷壁	古生界蛇紋岩	2420	筋状地形



As: 朝日岳 Id: 飯豊山 Mi: 御神楽岳 Aw: 栗ヶ岳 Su: 守門岳 Ha: 八海山 Yo: 糸山
Ta: 谷川岳 Na: 苗場山 KSi: 白根山(草津) My: 妙高山 Si: 白馬岳

図-4.8 代表的な筋状地形の位置

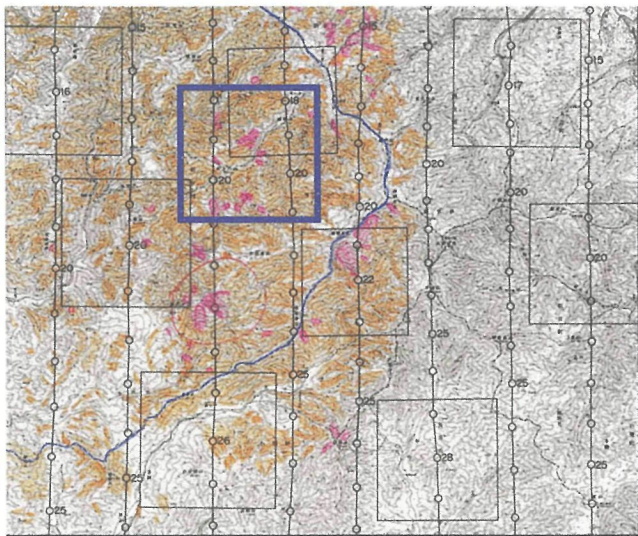


図-4.9 山岳 「1:50,000 朝日岳」



写真-4.1 「朝日岳地区」 1977年国土地理院撮影

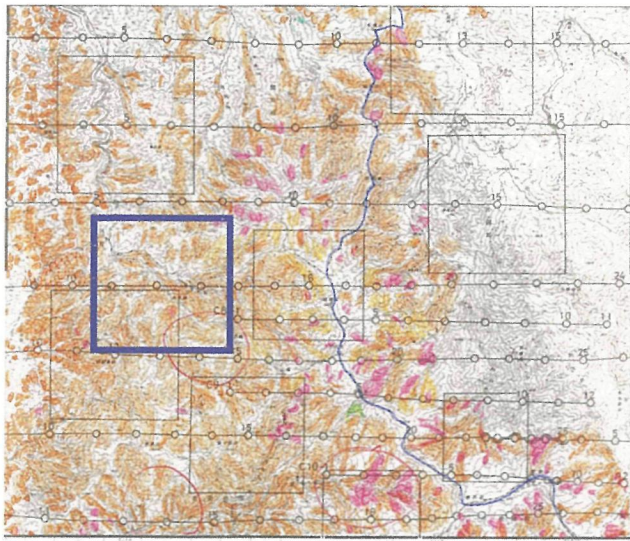


図-4.10 山岳 「1:50,000 飯豊山」



写真-4.2 「飯豊山地区」 1977 年国土地理院撮影

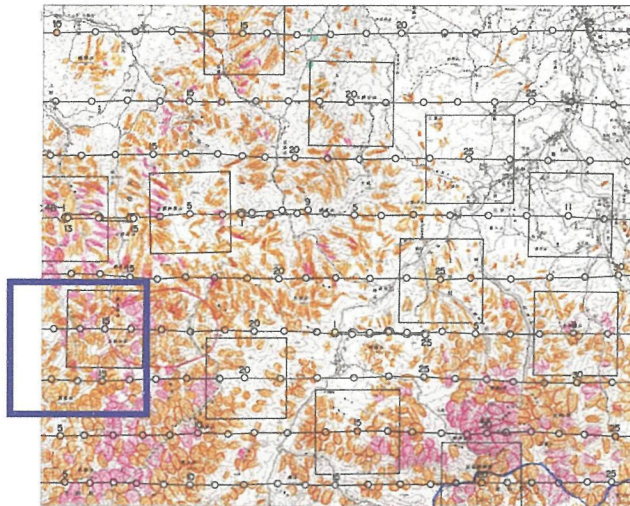


図-4.11 山地 「1:50,000 御神楽岳」



写真-4.3 「只見地区」 1976 年国土地理院撮影

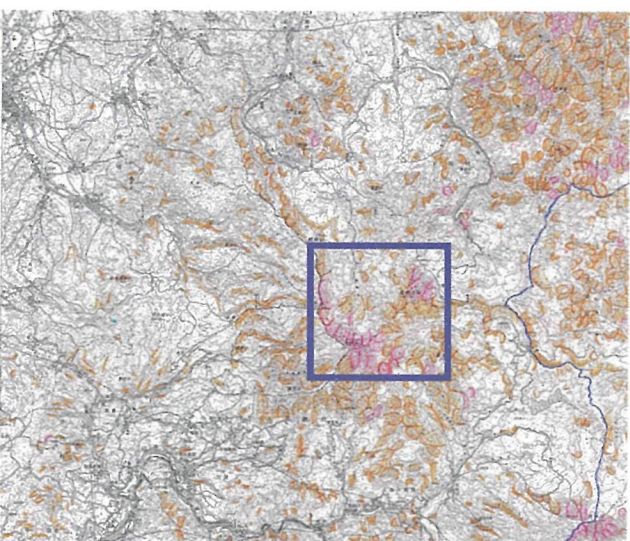


図-4.12 火山・カルデラ 「1:50,000 守門岳」

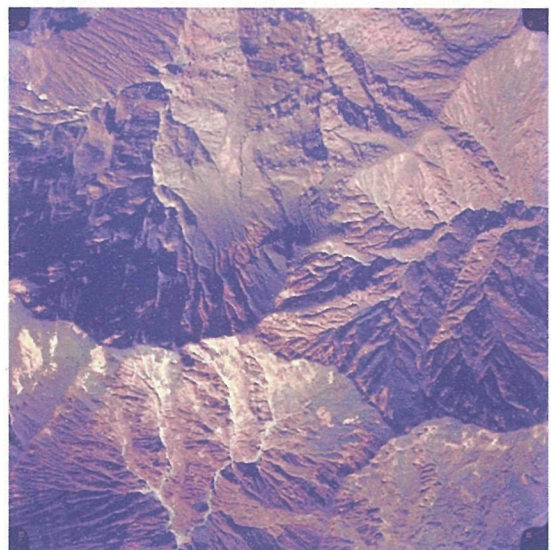


写真-4.4 「只見地区」 1976 年国土地理院撮影



図-4.13 台地・段丘「1:50,000 小千谷」

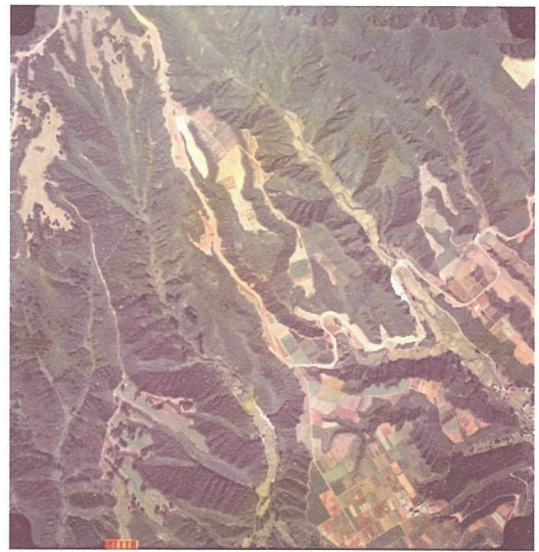


写真-4.5 「小千谷地区」1976年国土地理院撮影



図-4.14 丘陵・地すべり「1:50,000 小千谷」

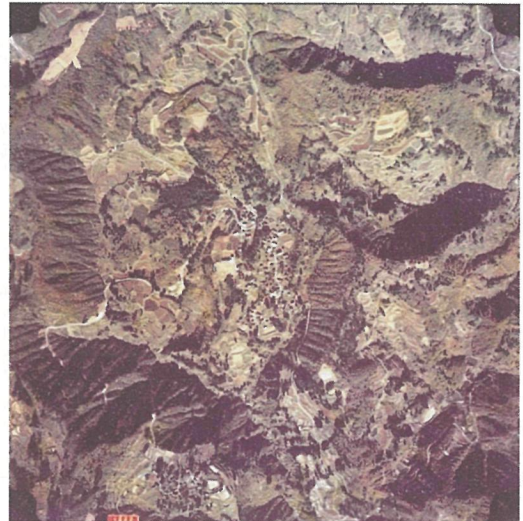


写真-4.6 「小千谷地区」1976年国土地理院撮影

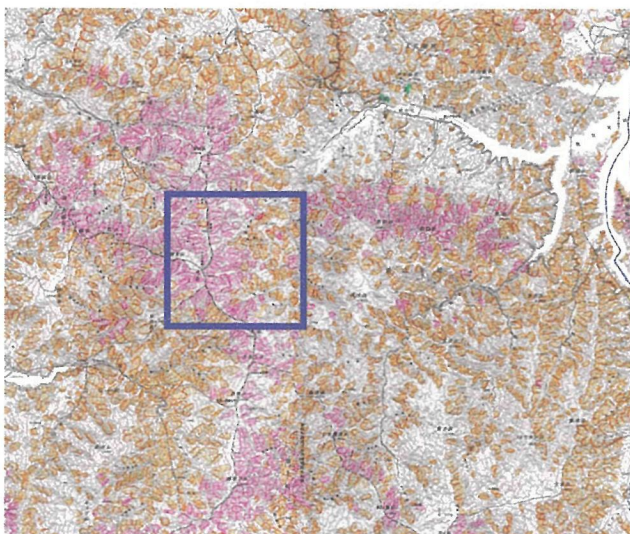


図-4.15 アバランチ・シュート「1:50,000 八海山」

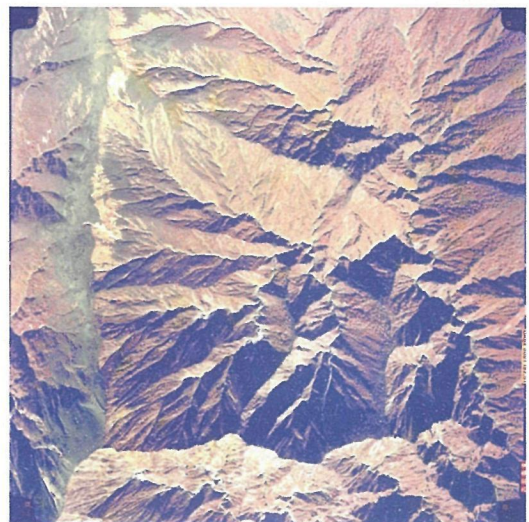


写真-4.7 「檜枝岐地区」1976年国土地理院撮影

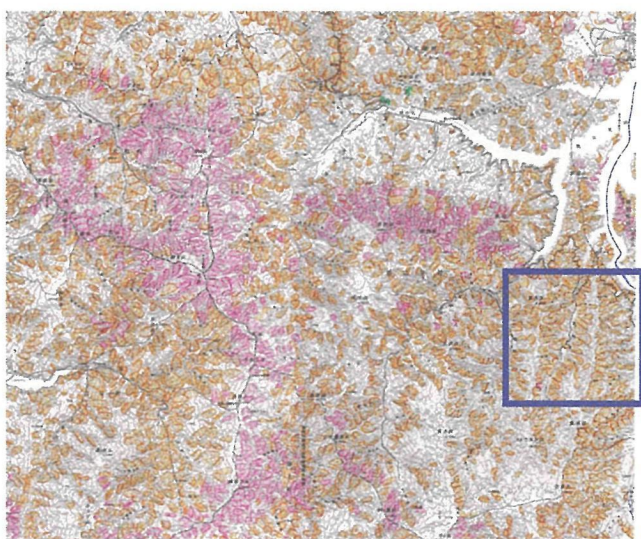


図-4.16 山地・方位「1:50,000 八海山」

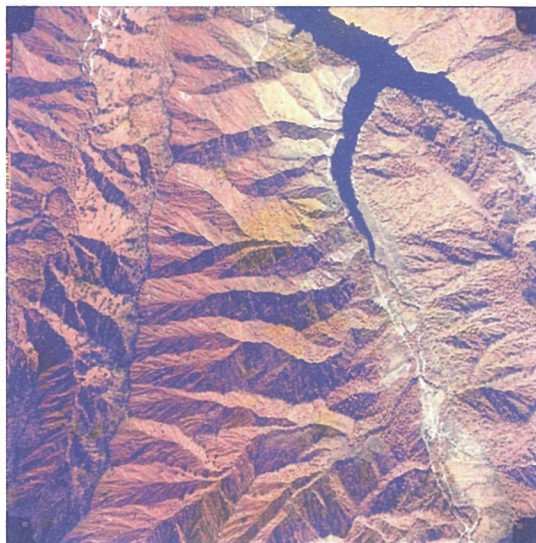


写真-4.8 「檜枝岐地区」1976年国土地理院撮影

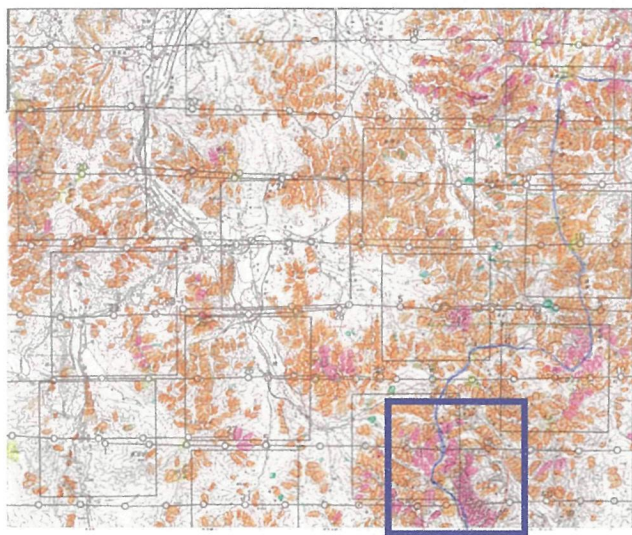


図-4.17 山岳地「1:50,000 越後湯沢」
アバランチ・シュート

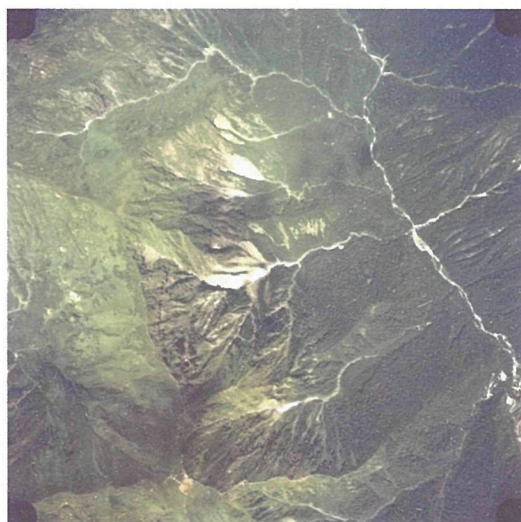


写真-4.9 「苗場山地区」1976年国土地理院撮影
谷川岳周辺



図-4.18 山地・筋状地形「1:50,000 柿崎」



写真-4.10 「高田地区」1975年国土地理院撮影



図-4.19 崩壊地 「1:50,000 白马岳」

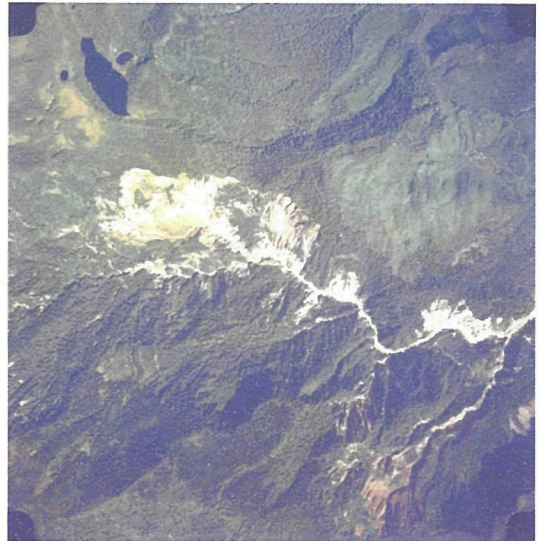


写真-4.11 「黒部地区」 1976 年国土地理院撮影

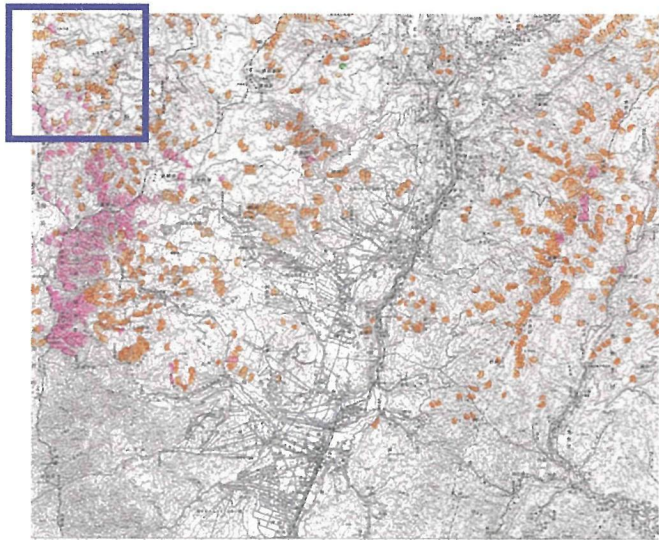


図-4.20 氷河 1:50,000 白马岳

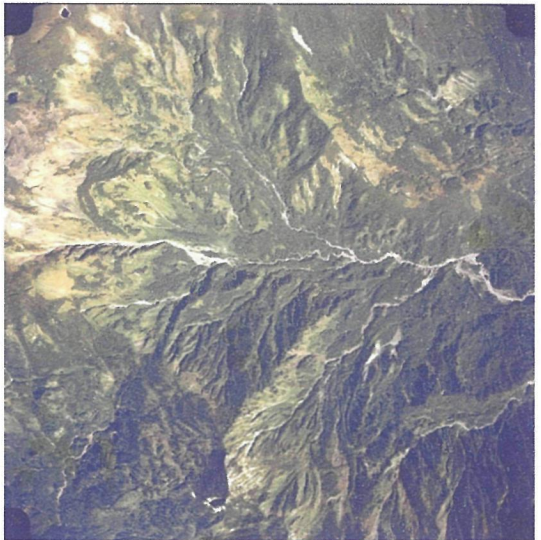


写真-4.12 「黒部地区」 1976 年国土地理院撮影

4.4 筋状地形の分布の特徴

図-4.21 に新潟県を対象に作成した筋状地形の詳細な分布を示す。筋状地形は朝日山地、飯豊山地、御神楽岳から八海山を経て谷川岳に至る越後山脈、さらに、県西部の妙高山、白马岳周辺にかけて高い密度で分布している。分布の特徴は、①朝日山地、飯豊山地、越後山脈など脊梁山脈の山岳地域では非常に密度が高い、②越後山脈の守門岳火山、苗場火山周辺、新潟県西部の西頸城山地、飛騨山脈北部は①に比べ密度はやや低下するが、やはり数多く分布する、③山岳地域の北西～西側の丘陵地では筋状地形の出現数は減少して分散する、④筋状地形の出現の密度が密集～分散している地域(②③)においては、河川や盆地などの低所を境界にややまとまって分布する傾向がある、⑤筋状地形は山地斜面だけでなく、地すべりの滑落崖、台地の段丘崖、火山のカルデラ壁、氷河のカールやU字谷の谷壁など比較的スケールの小さい斜面においても出現する、のように整理することができる。

以下に、これらの筋状地形の分布が積雪深や標高、地形、地質とどのような関係にあるかを考察する。

4.4.1 筋状地形と積雪深・標高との関係

図-4.21 の筋状地形の分布図（図-4.8）に、4.2.3 で作成した積雪深分布（図-4.7）を重ねた結果である。海岸に近い朝日山地西部や西頸城山地北部、飛騨山脈北部では積雪深が 100～150cm の地域で筋状地形は出現している様子がわかる。また、積雪深が 150～200cm 以上になると、筋状地形は広範囲の地域で出現し、250～300cm 以上では「やや密集」、300～350cm 以上になると非常に「密集」

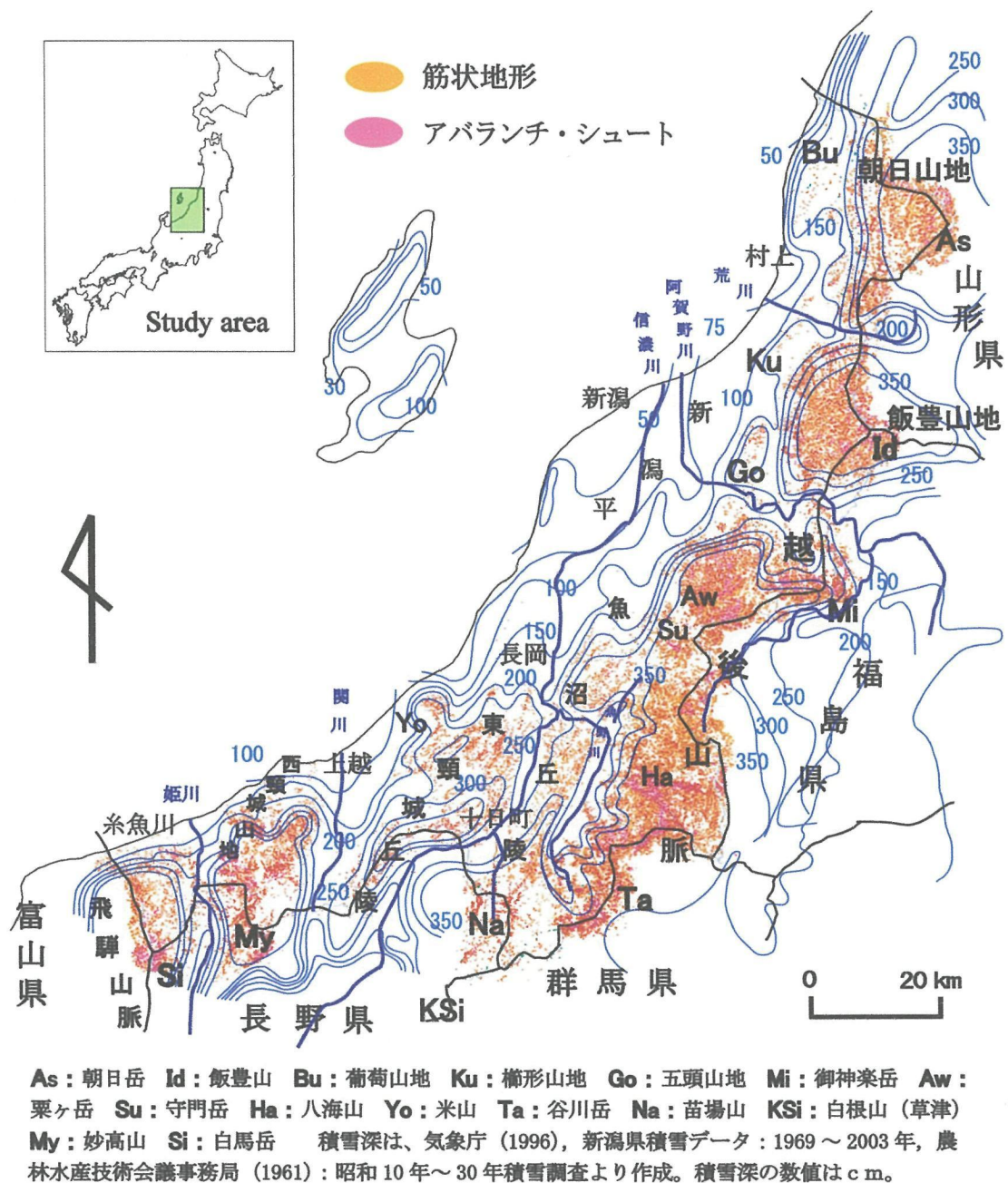


図-4.21 筋状地形の分布

して分布するという傾向が認められた。以下では、筋状地形がまとまって出現している山岳地や山地、丘陵地を対象として、筋状地形と積雪深、標高との関係を調べた。筋状地形の分布密度は、やや主観的ではあるが「分散」、「やや密集」、「密集」という段階の基準を定め、各々の地域での特徴を調べた。調査地点の一覧を表-4.3 に示す。

表-4.3 筋状地形の密集の程度と地域別ごとに出現する積雪深と標高

地 区 名	地域の地形	筋状地形の斜面の微地形	積雪深 (cm)	標高 (m)
朝日山地・飯豊山地				
葡萄山地 (分散)	丘陵地	山地斜面	100-150	400
櫛形山地 (分散)	丘陵地	山地斜面	150	280
五頭山地 (分散)	山地	山地斜面	150-200	230
朝日山地 (やや密集)	山地	山地斜面	200-250	460
朝日山地 (密集)	山岳地	山地斜面	350	920
朝日山地 (分散)	山地	山地斜面	100-150	240
朝日山地 (やや密集)	山地	山地斜面	150-200	500
朝日山地 (密集)	山岳地	山地斜面	250-300	950
飯豊山地 (分散)	山地	山地斜面	150-200	280
飯豊山地 (やや密集)	山地	山地斜面	250	700
飯豊山地 (密集)	山岳地	山地斜面	300-350	1100
越後山脈北部 (西会津山地)				
栗ヶ岳 (分散域)	山地	山地斜面	150-200	290
栗ヶ岳 (やや密集)	山地	山地斜面	250	680
栗ヶ岳 (密集)	山岳地	山地斜面	350	1120
御神楽岳 (分散)	山地	地すべり滑落崖	150-200	170
御神楽岳 (やや密集)	山地	山地斜面	250	600
御神楽岳 (密集)	山岳地	山地斜面	300-350	600
守門岳・浅草岳 (分散)	火山	火山地斜面	200	400
守門岳・浅草岳 (やや密集)	火山	地すべり滑落崖	350	820
越後山脈南部				
北部 (やや密集)	山岳地	山地斜面	300-350	540
北部 (密集)	山岳地	山地斜面	350	1000
中部 (やや密集)	山岳地	山地斜面	250-300	540
中部 (密集)	山岳地	山地斜面	350	1120
南部 (やや密集)	山岳地	山地斜面	300-350	810
南部 (密集)	山岳地	山地斜面	350	1290
苗場山				
苗場山 (やや密集)	火山	火山山地斜面	350	800
魚沼丘陵				
北部 (分散)	丘陵地	山地斜面	200	300
北部 (分散)	丘陵地	地すべり滑落崖	300	700
北部 (分散)	丘陵地	段丘崖	250	240
南部 (分散)	丘陵地	地すべり滑落崖	200-250	180
南部 (やや密集)	丘陵地	段丘崖	300	340
東頸城丘陵				
三島 (分散)	丘陵地	山地斜面	100-150	240
米山 (やや密集)	山地	山地斜面	250	600
米山南西 (分散)	丘陵地	地すべり滑落崖	200	180
関田山脈 (やや密集)	丘陵地	地すべり滑落崖	350	1200
西頸城山地・飛騨山脈北部				
高峰 (分散)	山地	地すべり滑落崖	75-100	200
権現岳 (やや密集)	山地	山地斜面	350	1140
三峰山 (やや密集)	山地	山地斜面	350	1150
黒菱山 (やや密集)	山地	山地斜面	350	1400
鬼ヶ面山 (やや密集)	山地	山地斜面	350	1960
親不知 (分散)	山地	地すべり滑落崖	100-150	380
犬ヶ岳 (やや密集)	山地	山地斜面	350	1600
小蓮華山 (やや密集)	山地	カール	350	2700

4.4.1.1 朝日・飯豊山地周辺

朝日山地や飯豊山地は急峻な山岳の様相をみせる。その西側では丘陵状の葡萄山地、櫛形山地、五頭山地が位置する。筋状地形は、葡萄山地や櫛形山地、五頭山地で積雪深(sd:snow depth)が100-200cm、標高(h:height)350-500mで出現する。朝日山地や飯豊山地ではsd:100-200cm、h:200mから筋状地形は「分散」域で、sd:150-250cm、h:500-700mでは「やや密集」域、sd:250-350m、h:250-350mでは「密集」して出現する。

4.4.1.2 越後山脈北部(粟ヶ岳・御神楽岳・守門岳)

越後山脈北部の粟ヶ岳、御神楽岳、守門岳や浅草岳は、北東側を飯豊山地と阿賀野川で、また南西側を越後山脈南部と阿賀野川上流の只見川や魚野川支流の破間川の鞍部で境される。筋状地形は、sd:150-200cm、h:200-400mで「分散」して出現し、sd:250cm、h:500-600mでは「やや密集」域、sd:300-350cmになると、御神楽岳ではh:600m、粟ヶ岳では1000m付近から「密集」域となる。なお、御神楽岳周辺は低標高部から筋状地形の密集がみられた。火山地である守門岳・浅草岳では、sd:200cm、h:400mで筋状地形の出現が認められ、sd:350cm、h:800m付近では「やや密集」した分布を示した。

4.4.1.3 越後山脈南部(八海山・谷川岳)

越後山脈南部は、八海山から南西方向に谷川岳付近に至る標高2000級の峰が連なる山岳地域で、日本海側と太平洋側との明瞭な境界で、当該地域は筋状地形の「分散」域は認められず、最も大きな「密集」域の分布する地域となっている。筋状地形は、「やや密集」域はsd:300-350cm、h:600mでみられ、sd:350cm以上、h:900-1000m以上では「密集」域となり、調査域全体で密集域の分布範囲が最も大きい。

4.4.1.4 魚沼丘陵周辺(長岡・小千谷・十日町)

魚沼丘陵は、越後山脈の西側に位置し、高度が300-1000m、北東から南西方向に短冊状に細長く伸びた四角形の丘陵で、魚野川の低地部を境に北部と南部に分かれる。筋状地形は「分散」して存在し、魚野川より北側ではsd:200-300cm、h:240-300mで、また魚野川より南側ではsd:200-300cm、h:300-350mで出現する傾向が確認された。

4.4.1.5 東頸城丘陵

東頸城丘陵は、魚沼丘陵の西側に位置する北東から南西方向に伸びたの丘陵である。北東部の海岸付近の高度は200mであるが、南西に向かい次第に増加し、南西端で約1200mに達している。筋状地形の分布密度は魚沼丘陵と同様に「分散」しており、北部ではsd:100-200cm、h:240-250mで、山地状の地形を呈する米山や南端部の関田山脈ではsd:250-350cm、h:800mでそれぞれ出現している。

4.4.1.6 西頸城山地・飛騨山脈北部

西頸城山地は上越市の位置する高田平野の西側で、その西側は飛騨山脈北部の地域となる。これらの地域では海岸から急激に高度が上昇し、急峻な山地や山岳地域、妙高山・焼山などの活火山地域となる。筋状地形は、北部の海岸付近ではsd:100-150cm、h:250-300mで出現し、「やや密集」域は権現岳、雨飾山、小蓮華山などの標高が大きい地域のsd:300-350cm、h:1000-2000mで確認された。

4.4.1.7 積雪深（標高）と筋状地形の密集性の関係

以上で述べたように、筋状地形は、おおよそ積雪深が 150-200cm 以上の地域で出現がはじまり、出現頻度が「やや密集」の地域は 250-300cm 以上、「密集」した地域では 300-350cm 以上に対応することが明らかとなった。また、杉山（1970）、保谷（1979）、小野寺（1990）、菊地ほか（1995）等は、積雪深は標高とほぼ比例して増加することを示したが、本研究においても積雪深は標高に比例して増加している。図-4.22 は、表-4.3 で紹介した調査地域についてそれぞれのまとまりごとに筋状地形の密集の程度と積雪深、標高の関係を示した。①積雪深は標高および筋状地形の密集の程度と正の相関関係をもつ、②筋状地形はおおよそ $sd: 150\text{cm}$ 、 $h: 200\text{m}$ 以上の地域で出現がはじまり、③「やや密集」する地域は $sd: 250\text{cm}$ 、 $h: 500\text{m}$ 以上、④「密集」する地域は $sd: 300\text{cm}$ 、 $h: 1000\text{m}$ 以上であることがわかる。このように、低標高の地域から高標高の地域に進むにつれて積雪深が増加することで全層雪崩の出現頻度が増加し、それが地表面を削剥して筋状地形の形成を加速し分布域の拡大をもたらしたと推察できる。

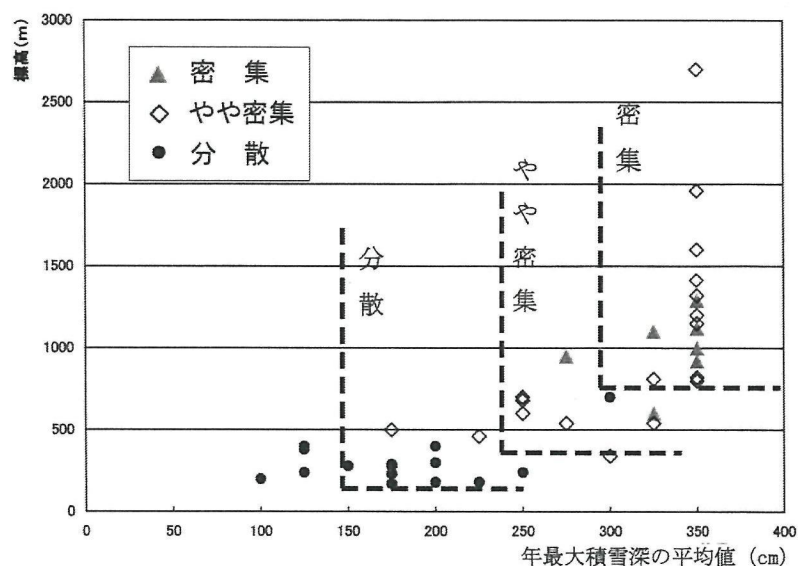


図-4.22 筋状地形の地域別・密集の程度別の積雪深と標高との関係

4.5 筋状地形と地形・地質との関係

筋状地形の形成が、地形・地質とどのような関係にあるかを明らかにすることも積雪深との関係と同様に本研究に課せられた命題の1つである。ここでは、4.2.1 および 4.2.2 で述べた地形・地質の特徴と前述した図-4.21 の筋状地形の分布を基に、「密集」区域、「やや密集」する区域、「分散」区域に区分を行い、それぞれの地域の筋状地形と地形・地質との関係を議論する。

4.5.1 地域区分と地形・地質の特徴

図-4.23 に地域区分を、表-4.4 にはそれぞれの地域の一覧表を、また図-4.24 には筋状地形と地質を重ね合わせて示した。筋状地形が非常に「密集」する地域として、朝日山地、飯豊山地、御神楽岳・矢

筈岳・粟ヶ岳などの越後山脈北部、荒沢岳・八海山から谷川岳に至る越後山脈南部をそれぞれⅠa、Ⅰb、Ⅰc、Ⅰdとした。これらはいずれも山岳地域に対応するⅡは筋状地形が「やや密集」する地域である。越後山脈北部（西会津山地）と南部の間の守門岳、浅草岳火山の区域をⅡa、越後山脈西側の苗場火山周辺をⅡb、西頸城山地をⅡc、飛騨山脈北部の白馬岳周辺をⅡdと定めた。Ⅲは、山岳地域や火山山地から一段低くなった丘陵地や河川沿いの台地の地域で、Ⅲaは朝日山地と飯豊山地西側の丘陵状の葡萄山地、櫛形山脈、Ⅲbは阿賀野川沿いの低地帯や丘陵地、Ⅲcは魚沼丘陵、Ⅲdは東頸城丘陵の区域である。

4.5.2 区域（Ⅰ）

区域（Ⅰ）に分類された朝日山地（Ⅰa）、飯豊山地（Ⅰb）、越後山脈（Ⅰc）は、いずれも標高が2000mに達する山岳的景観を呈しており、西側や北西側が緩傾斜、東側や南東側が急傾斜の非対称山稜という特徴をもつ（小池ほか，2005；町田ほか，2006）。谷底から稜線までの比高、斜面長、起伏量が大きく、斜面の縦断形が直線的で河川・谷形がV字型を成す急峻な山地が発達している。稜線から谷底までは400～900mという大きな起伏量を有し、河川・谷の侵食による開析で谷が密に発達している。これらの山地の地質は中・古生界の堆積岩、変成岩やこれらを貫く中生代白亜紀の花崗岩類などの非常に古い地質年代に形成されたもので、堅固で均質、かつ広域に分布するという特徴を有している。その中で、越後山脈北部の粟ヶ岳や御神楽岳は、地質的にやや新しい新第三紀中新世の日本海形成に伴って噴出した緑色凝灰岩や凝灰角礫岩、流紋岩などのグリンタフ堆積岩から成り、山地の標高も1400m程度で前述の山岳地よりもやや低く、地質もやや堅固さが劣っている。

筋状地形は、これらの山地斜面のほとんど全域に高い密度で分布している。特に、越後山脈北部の粟ヶ岳や御神楽岳や南部の八海山から谷川岳にかけては山頂付近にアバランチ・シュートが形成されている。

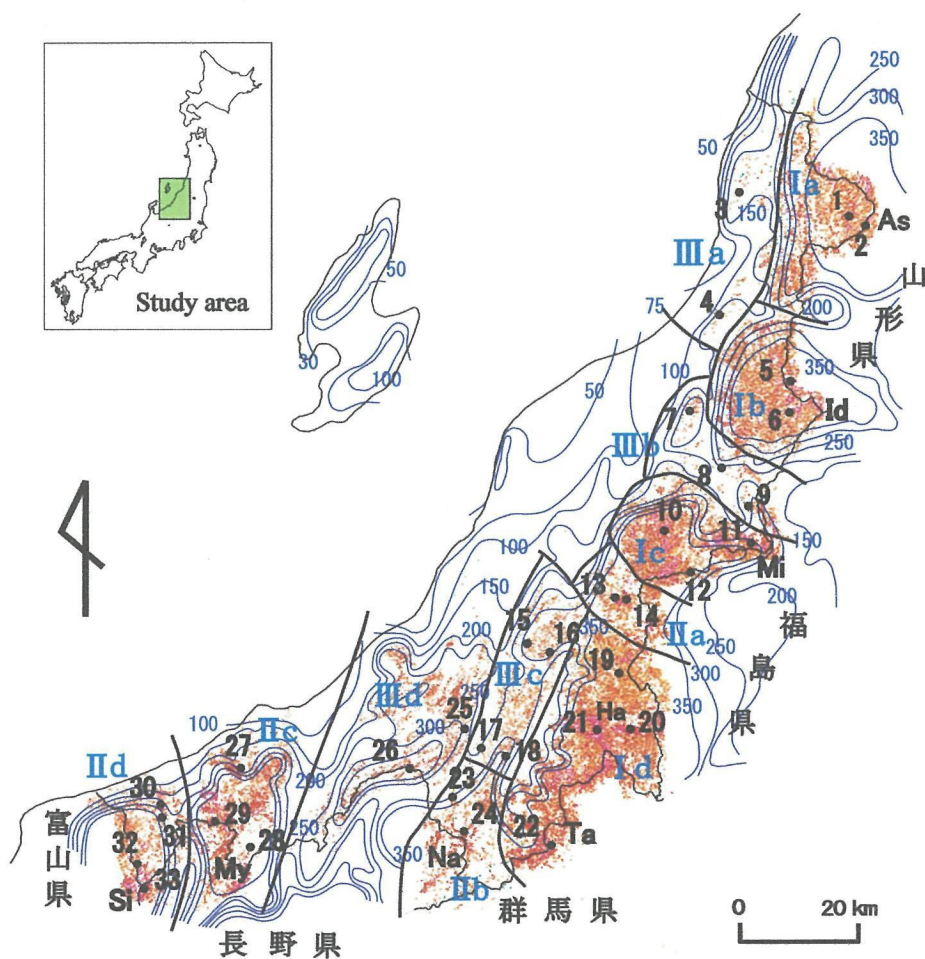
4.5.3 区域（Ⅱ）

区域（Ⅱ）の守門岳（Ⅱa）、苗場山（Ⅱb）、西頸城山地（Ⅱc）、飛騨山脈北部（Ⅱd）は、標高が1500～2400mに達する第四紀火山で、浅草岳や守門岳、飯士山、苗場山、鳥甲山、妙高山、新潟焼山、斑尾山、白馬大池火山を含む（新潟県，2000）。守門岳や浅草岳ではカルデラや大規模崩壊による滑落崖（関口ほか，2001a；関口ほか，2001b；関口・秋山，2003；関口ほか，2003）が、また、妙高山や新潟焼山は現在も活動中で火山体の山頂部分には山体崩壊によるカルデラが形成されている（気象庁，2005；宇井，1986；三村，1988；守屋，1988）。火山体は侵食によって開析され、起伏の大きな谷や大規模な地すべり地がみられる。火山体斜面を構成する安山岩などの溶岩から成る火山岩は、一般に非常に堅固である。筋状地形は、火山体のカルデラ壁や火山斜面を開析する谷の急傾斜の斜面、大規模な地すべり滑落崖に密集して形成されている。しかし、地すべりの移動土塊や溶岩流など緩傾斜の斜面では筋状地形の数は減少し、全体としては筋状地形の「密集」と「分散」域が混在する地域である。

一方、西頸城山地や飛騨山脈北部の白馬岳北側では、日本海から急激に高度が上昇した 2000～3000 m の山々が連なり、急峻な山地斜面と深い谷が発達している。山地では、区域（Ⅰ）の山岳地域と類似した斜面が多数形成されており、地質は中～古生界の堆積岩類、チャート、石灰岩、変成岩の蛇紋岩、花崗岩類、新第三紀の火山岩から成る。これらの地質は侵食に強く非常に堅固だが、北部フッサマグナの西縁の糸魚川～静岡構造線に位置し、やや脆弱な地質となり（中野ほか，2002）、大規模な地すべり地形と滑落崖、緩傾斜の斜面も多数存在している。筋状地形は急峻な山地斜面や谷壁では「密集」しているが、山頂部の緩斜面や地すべりの移動土塊の部分では少なくなり、火山地域と同様に「密集」と「分散」域と混在している。

4.5.4 区域（Ⅲ）

区域（Ⅲ）には、朝日山地西側、飯豊山地西側の葡萄山地と楯形山脈（Ⅲa）、阿賀野川沿い（Ⅲb）、越後山脈西側の魚沼丘陵（Ⅲc）、魚沼丘陵の西側の東頸城丘陵（Ⅲd）が分類される。この区域は標高が 200～1000m の低い山地や丘陵地、特に地すべりによる滑落崖や台地の段丘崖で筋状地形



As : 朝日岳 Id:飯豊山 Mi:御神楽岳 Ha:八海山 Ta:谷川岳 Na:苗場山
My:妙高山 Si:白馬岳 図中の数字は、表-4.4 の調査斜面を示す。

図-4.23 雪崩地形の分布密集度による地域区分

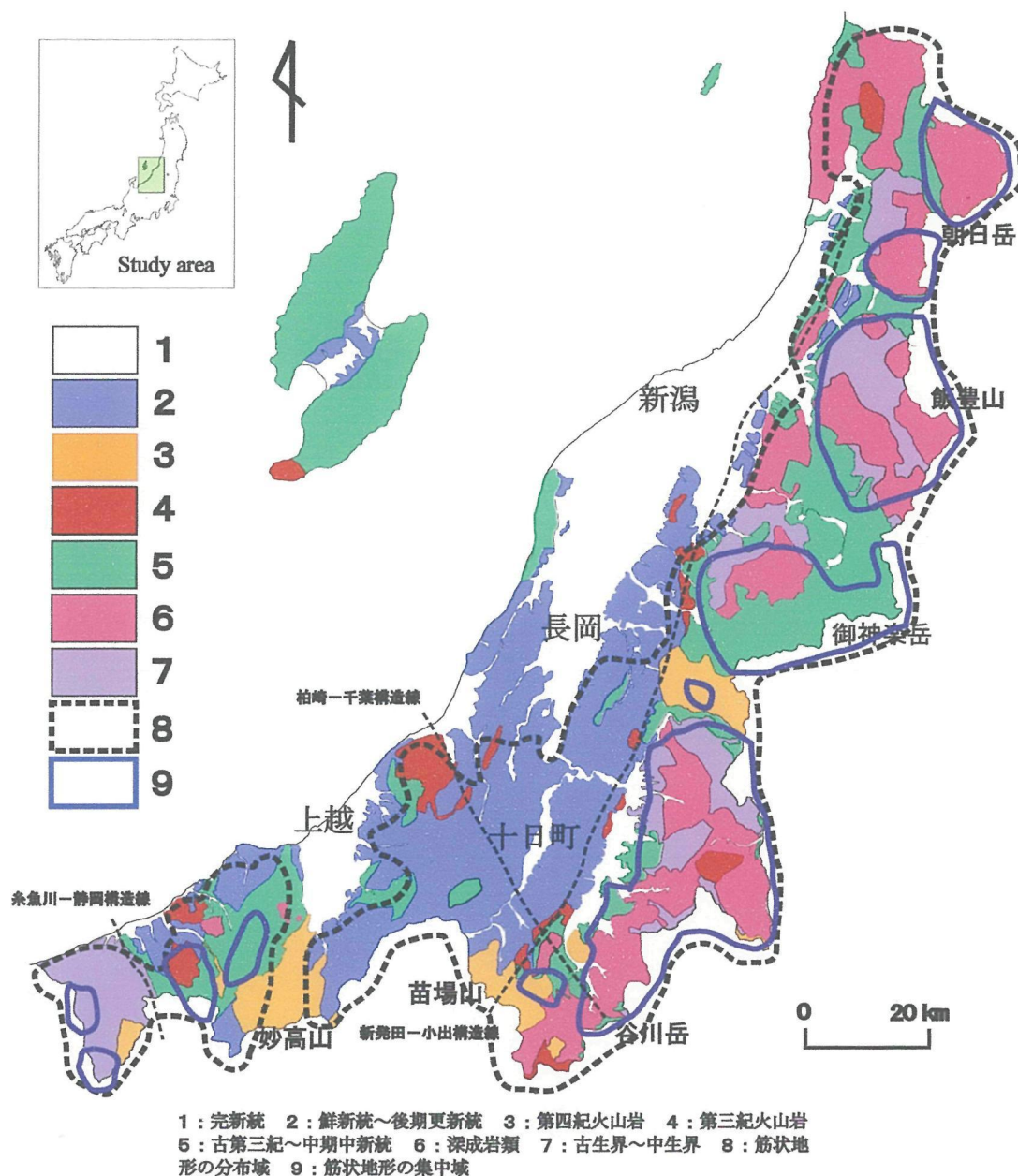
表-4.4 筋状地形の分布密度による地域区分データ

	地区名	区域名	地形	雪崩斜面の地形	箇所名	斜面方位	縦断形	横断形	上端標高	下端標高	比高	水平距離(m)	傾斜	斜面長(m)	積雪深(cm)	地質
1	朝日山地	I a	山地(高)	山地斜面	大上戸山	SE	直線型	直線型	1100	530	570	825	34.6	1003	< 350	花崗閃緑岩(中生代-古第三紀)
2		I a	山地(高)	山地斜面	袖朝日岳	SE	直線型	直線型	1400	620	780	1200	33.0	1431	< 350	斑礫岩(中生代-古第三紀)
3	村上	III a	山地(低・中)	山地斜面	新保岳南	W	凹型	やや凹型	620	400	220	325	34.1	392	150	花崗岩(中生代-古第三紀)
4		III a	山地(低・中)	山地斜面	櫛形山北方	NE	直線型	やや凹型	400	220	180	250	35.8	308	150	花崗閃緑岩(中生代-古第三紀)
5	飯豊山地	I b	山地(高)	山地斜面	北股岳	NE	直線型	直線型	2020	1480	560	750	36.7	936	< 350	花崗閃緑岩(中生代-古第三紀)
6		I b	山地(高)	山地斜面	大日岳	SE	直線型	やや凹型	1670	930	740	925	38.7	1185	< 350	花崗閃緑岩(中生代-古第三紀)
7	津川	III b	丘陵地・地すべり	山地斜面	五頭山北方-山葵山	NW	直線型	やや凹型	620	420	200	200	45.0	283	200	花崗岩(中生代-古第三紀)
8		III b	丘陵地・地すべり	地すべり滑落崖	津川北方	SE	直線型	やや凹型	430	320	110	150	36.3	186	150	火砕岩・礫岩・砂岩・泥岩(中期中新世)
9		III b	丘陵地・地すべり	山地斜面	袴腰山	NW	直線型	直線型	540	340	200	275	36.0	340	200-250	火砕岩・礫岩・砂岩・泥岩(中期中新世)
10	矢筈岳-御神楽岳	I c	山地(中)	山地斜面	五剣谷岳	SE	直線型	やや凹型	1150	740	410	475	40.8	627	< 350	花崗岩(中生代-古第三紀)
11		I c	山地(中)	山地斜面	御神楽岳	E	直線型	やや凹型	1380	850	530	500	46.7	729	300	流紋岩-デイサイト溶岩(中期中新世)
12		I c	山地(中)	地すべり滑落崖	東岐山	S	直線型	やや凹型	960	680	280	475	30.5	551	< 350	火砕岩・礫岩・砂岩・泥岩(中期中新世)
13	守門岳	II a	火山	地すべり滑落崖	守門岳	N	直線型	やや凹型	1520	1070	450	650	34.7	791	< 350	安山岩溶岩(前期更新世)
14		II a	火山	カルデラ壁	黒姫	NE	直線型	直線型	1250	970	280	400	35.0	488	< 350	火山噴出岩(前期更新世)
15	魚沼丘陵	III c	地すべり・河岸段丘	地すべり滑落崖	塩谷地すべり	E	直線型	直線型	360	250	110	150	36.3	186	300	砂岩泥岩互層(後期鮮新世)
16		III c	地すべり・河岸段丘	河岸段丘崖	根古屋遊牧場	NE	直線型	直線型	280	180	100	100	45.0	141	250-300	礫・砂(中期更新世)
17		III c	地すべり・河岸段丘	河岸段丘崖	十日町ゴルフ場	NE	直線型	直線型	380	270	110	150	36.3	186	250-300	礫・砂(中期更新世)
18		III c	地すべり・河岸段丘	地すべり滑落崖	柳窪地すべり	SE	直線型	やや凹型	700	570	130	175	36.6	218	300	安山岩溶岩(後期更新世)
19	八海山-谷川岳	I d	山地(高)	山地斜面	大鳥岳	W	直線型	直線型	930	430	500	575	41.0	762	< 350	粘板岩・砂岩(古生代-中生代)
20		I d	山地(高)	山地斜面	荒沢岳	N	凹型	凹型	1880	1250	630	675	43.0	923	< 350	デイサイト溶岩・火砕岩(鮮新世)
21		I d	山地(高)	山地斜面	檜廊下	E	直線型	やや凹型	1850	1250	600	700	40.6	922	< 350	変斑礫岩(古生代-中生代)
22		I d	山地(高)	山地斜面	谷川岳	E	やや凹型	凹型	1900	980	920	950	44.1	1322	< 350	蛇紋岩(古生代-中生代)
23	苗場山	II b	火山	地すべり滑落崖	穴麻地すべり	E	やや凹型	凹型	790	500	290	375	37.7	474	< 350	安山岩溶岩(前期更新世)
24		II b	火山	カルデラ壁	苗場山	NW	やや凹型	直線型	2130	1850	280	375	36.7	468	< 350	安山岩溶岩(前期更新世)
25	東頸城丘陵	III d	丘陵地・地すべり	河岸段丘崖	浅河原川	NW	直線型	やや凹型	330	220	110	175	32.2	207	250	礫・砂(後期更新世)
26		III d	丘陵地・地すべり	地すべり滑落崖	三方岳	NE	やや凹型	やや凹型	1100	890	210	300	35.0	366	300	安山岩溶岩・火砕岩(前期更新世)
27	西頸城丘陵	II c	山地(中)・地すべり・火山	地すべり滑落崖	権現岳	E	直線型	直線型	1070	570	500	575	41.0	762	250-300	泥岩・閃緑ひん岩(後期中新世-鮮新世)
28		II c	山地(中)・地すべり・火山	カルデラ壁	妙高山	E	やや凹型	やや凹型	2250	2000	250	325	37.6	410	< 350	安山岩溶岩(後期更新世)
29		II c	山地(中)・地すべり・火山	山地斜面	雨飾山	NW	直線型	やや凹型	1900	1300	600	800	36.9	1000	< 350	ひん岩・デイサイト・流紋岩(鮮新世-前期更新世)
30	白馬岳	II d	山地(高)・地すべり・火山・氷河	山地斜面	明星山	E	やや凹型	やや凹型	1170	700	470	500	43.2	686	< 350	石灰岩(古生代)
31		II d	山地(高)・地すべり・火山・氷河	地すべり滑落崖	赤禿山	N	凹型	やや凹型	1130	650	480	700	34.4	849	< 350	蛇紋岩(古生代)

が分散して分布している。他の地形は緩傾斜の斜面となるため筋状地形があまりみられない。(III a)の葡萄山地と櫛形山脈は、低山地で白亜紀の花崗岩類や新第三紀中新世の砂岩、泥岩などの堆積岩から成り、筋状地形は山頂付近にわずかに発達している。(III b)は飯豊山地西側の五頭山地や阿賀野川沿いの丘陵地で、地質は中・古生界の粘板岩・砂岩、白亜紀の花崗岩類や新第三紀中新世の緑色凝灰岩、凝灰角礫岩、流紋岩などの堆積岩から成る。筋状地形は五頭山地や福島県境の黒森山周辺でやや発達するが、それ以外では地すべり滑落崖や河川沿いの斜面でわずかにみられるのみである。

(III c)の魚沼丘陵は標高 300~1000mの丘陵地に地すべり地形が多数みられるほか、信濃川や支流の魚野川沿いには河成段丘が顕著に発達している。地質は、鮮新世から前期更新世の浅海性の砂岩・

泥岩で段丘は砂礫から成っている。地すべりは北東－南西方向の褶曲軸に直交した流れ盤型がほとんどである。筋状地形はこれらの地すべりの滑落崖で顕著に発達している。また、信濃川や魚野川の支流の河成段丘崖に沿っても発達しており、丘陵地全体にわたり散在して分布している。(Ⅲd)の東頸城丘陵は、魚沼丘陵の西側に位置する 300～1000mの丘陵地や山地である。魚沼丘陵と同様に北東－南西方向に延び、同方向の多数の褶曲軸に沿って背斜軸の山稜や両翼の斜面で地すべり地形が発達している。また、米山や黒姫山などは山地の形態を呈している。地質も魚沼丘陵と同様に鮮新世～前期更新世にかけての浅海性の砂岩・泥岩および構成されるが、魚沼丘陵に比較して鮮新世の古い時代の地層が占め、鮮新世の火山岩類も多く分布し、これらの古い地質の部分は山地を形成している。筋状地形は、地すべり滑落崖に最も多くみられ、特に標高の大きい区域では「やや密集」



している。また、米山や黒姫山、関田山脈などの山地や大規模な地すべり地の滑落崖では、筋状地形が「やや密集」域となっている。しかし、魚沼丘陵と異なり、標高の低い区域では地すべり地形においても筋状地形はほとんどみられない。

4.6 筋状地形の形成と分布を規定する要因

筋状地形は、その分布の特徴から形成要因に積雪深が深く影響していることが4.4で示唆された。この節では、さらに筋状地形の個々の形成と分布の密集性を規定する要因について考察を行う。

4.6.1 積雪深と標高

4.4では、筋状地形は年最大積雪深の平均値が150～200cm以上となる地域に出現し、250～300cmを越えると分布密度（以下、密集度と呼ぶ）高くなること、また、標高の視点からは200～300m以上の地域で現れ、1000m以上の山地や火山地では密集して分布することが明らかとなった。降雪量と積雪量の増大は全層雪崩の発生を頻発させることから、筋状地形の形成や分布を規定する最も大きな要因であると議論できる。このように、筋状地形は積雪深と標高が増加するに伴い密集度は増大する。

4.6.2 地形的要因

本節では、地形との関係について考察を行う。筋状地形は丘陵地・台地、火山地、山地等の斜面に出現し、特に、山岳的景観を示す朝日山地、飯豊山地、越後山脈で非常に「密集」して分布する。これらの他、守門岳－浅草岳火山、関田山脈、西頸城山地、飛騨山脈という積雪深が大きくなる標高1000m以上の山地では、西頸城山地の新潟焼山－妙高火山を除いて筋状地形が密集して分布している。一方、山地よりも標高の低い丘陵地や台地では、筋状地形は「分散」して分布する傾向がみられた。

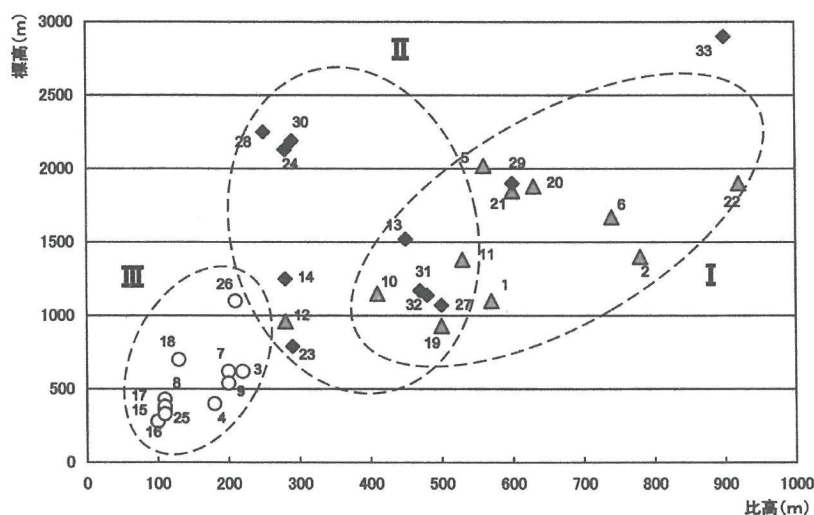
4.6.2.1 筋状地形を形成する地形

上記の結果をより微地形に着目して解析すると、筋状地形は台地の段丘崖、地すべりの滑落崖、山地斜面、火山のカルデラ壁、氷河のカールやU字谷の谷壁に存在していることが確認できる。このうち、火山のカルデラ壁、氷河のカールやU字谷の谷壁では分布が限定されているのに対し、段丘崖、地すべり滑落崖、山地斜面の大部分で筋状地形が認められた。一方、山地や火山地の斜面では広範囲に、また山岳地ではその大部分で筋状地形が出現している。火山地ではカルデラ壁や火山体を開析する斜面に、また、地すべり地では滑落崖に集中しており移動土塊ではみられなかった。台地や段丘においては段丘崖にのみ出現していた。

このように、筋状地形は大きい地形単位の視点からは丘陵地・台地、火山地・山地という広域な地形において、一方、より微少な単位としては段丘崖、地すべり滑落崖、山地斜面、火山のカルデラ壁、氷河のカールやU字谷の谷壁の斜面において形成されているといえることができる。

4.6.2.1 傾斜と比高（起伏量）

図-4.23 において、筋状地形の密集性の違いから①密集、②やや密集、③分散という3つの基準を定め、新潟県の地域区分を行った。その結果、①急峻な山岳地形で、中・古生層、白亜紀花崗岩類、新第三紀中新世のグリーンタフ堆積岩類という地質の領域で「密集」、②やや急峻な山地や火山地で中・古生層、火山岩の地質の領域では「やや密集」、③低山地や丘陵地、台地の地すべり滑落崖や段丘崖で、鮮新世～後期更新世の地質をもつ領域で「分散」して存在することが明らかとなった。図-4.25 は表-4.4 のデータに基づいて、当該の区域の代表的な筋状地形の斜面を対象に比高（起伏量）と傾斜を求めた。筋状地形が「密集」する山岳地域（Ⅰ）は、標高が1000～2000mで筋状地形の斜面長が大きく、比高は400-900mに達している。一方、筋状地形が「やや密集」する山地・火山地（Ⅱ）は、標高は800～2300mで差が大きく比高は300-500mである。筋状地形が「分散」して存在の丘陵地・台地（Ⅲ）の標高は250-700mで、比高が100-200mであった。



Ⅰ：山岳地域 Ⅱ：山地・火山地域 Ⅲ：丘陵地・台地

図-4.25 地域区分ごとの比高と高度の傾向（表-4.4 のデータによる）

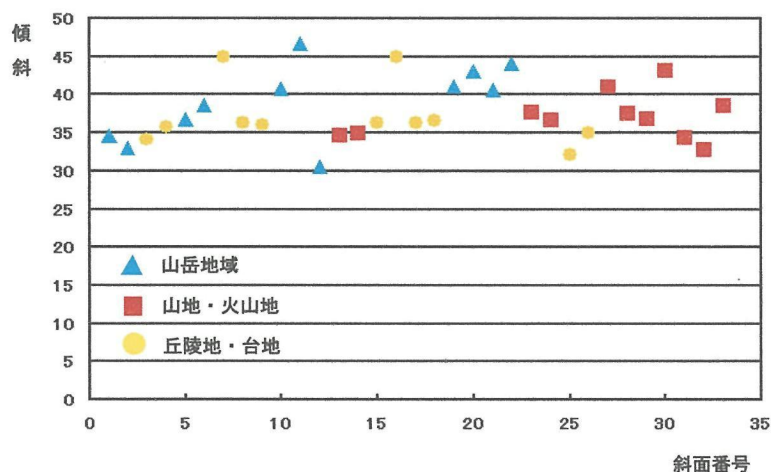


図-4.26 地域区分ごとの傾斜の関係（表-4.4 のデータによる）

図-4.26 は、上記Ⅰ～Ⅲの各区域から筋状地形のみられる代表的な斜面を抽出し、その傾斜を表したものである。図-4.25 に示したとおり、筋状地形のみられる斜面の標高や比高は大きな幅をもっていたが、傾斜は $35\text{--}45^\circ$ という狭い範囲に分布している。この値は、筋状地形が出現する山地斜面や地すべり滑落崖、段丘崖などの地形が異なっているにも関わらず傾斜については変化がみられないことを示す結果となった。3.5.2 の「全層雪崩発生斜面の傾斜」で述べた魚沼、姫川、白峰地区における筋状地形の傾斜 $35\text{--}55^\circ$ とも概ね一致している。積雪深や標高、地形、地質の違いがあっても筋状地形は同様の傾斜をもつ斜面において形成されることが明らかとなった。

4.6.3 地質的要因

4.5.1 では、筋状地形の密集の類似性や広域的な地形の特徴から地域区分を行った。それぞれの地域の地質は、筋状地形が「密集」する区域（Ⅰ）は、朝日山地、飯豊山地、越後山脈など脊梁山脈の山岳地域主に中・古生界の粘板岩・砂岩、白亜紀の花崗岩類や新第三紀中新世の緑色凝灰岩、凝灰角礫岩、流紋岩などの堆積岩であった。一方「やや密集」して分布する区域（Ⅱ）では、中・古生界の堆積岩類や新第三紀・第四紀の火山岩が、「分散」している丘陵地や台地の区域（Ⅲ）は新第三紀鮮新世から第四紀の堆積岩類でそれぞれ構成されていた。

筋状地形の密集度と各区域の地質の①堅固さ、②形成年代、③地質区の面積の差についてまとめると、山岳区域の区域（Ⅰ）の白亜紀の花崗岩・花崗閃緑岩類やグリンタフ堆積岩類は形成年代が古く非常に堅固な地質であり、侵食に対して抵抗力が強くこれが山体に広範囲に分布し全体として均質な特徴をもたらしている。区域（Ⅱ）の中・古生界の堆積岩類、変成岩は形成年代が非常に古く、断層や変成作用による脆弱性は認められるものの比較的堅固である。新第三紀・第四紀の火山岩は形成年代が比較的新しいが、一般に堅固であり侵食に対して抵抗力が大きい。一方、丘陵や台地の区域（Ⅲ）を構成する新第三紀鮮新世から第四紀の堆積岩類は、一部の火山岩を除くと形成年代が比較的新しいために固結度が低く侵食に対する抵抗力が小さい。侵食に弱く地すべりが形成されやすいため、山地のように急峻な地形は形成されず、筋状地形は地すべり滑落崖や段丘崖にのみ分散的に発達したと考えられる。

4.7 定量的解析による筋状地形の形成要因の解明

これらの議論により示唆された筋状地形の形成と分布には、①積雪深、②地形、③地質が関与することが示唆された。そこで、以下では対象地区を地形・地質において対照的な新潟県中越地域の越後山脈と魚沼丘陵に絞り、より詳細に筋状地形の形成要因について解析を行う。

4.7.1 積雪深

積雪深は、雪崩発生のもっとも重要な要因であるが、山岳地における分布の詳細を把握することは困難である。一方、積雪深は一般に標高とともに増加するという特徴を有している。そこで、以下の議論においては第1近似として積雪深を標高に置き換えることができると仮定する。

4.7.2 地形

筋状地形は、山地斜面、地すべり滑落崖、台地の段丘崖、火山のカルデラ壁、氷河のカールや谷氷河の谷壁に形成される。これらは地形の定性的な表現形であり、そのままでは定量的な解析に適さない。そこで、以下では比高と傾斜という2つの地形量を用いて解析を行う。比高は起伏量とほぼ同意味で、筋状地形では上端と標高の差で表される。また、傾斜は、筋状地形の上端点と下端点を成す角度で表される。

4.7.3 地質

地質の特徴としては、形成年代の違いと堅固さをあげることができる。一般的に形成年代が古いと堅固であり、新しい時代のものほど軟質である。ここでは、古生界の斑糲岩、粘板岩、白亜紀の花崗岩類から成る古く堅固な越後山脈と新生代鮮新世～更新世に堆積した砂岩、泥岩層から成る魚沼丘陵の2つを選定した。越後山脈は標高が2000m級の急傾斜でV字型の谷が密に発達する急峻な山岳地帯であるのに対し、魚沼丘陵は標高が300～700mで定高性があり、谷の発達は少なく地すべりや河成段丘が存在する。図-4.27に解析対象区域の概観図を示す。

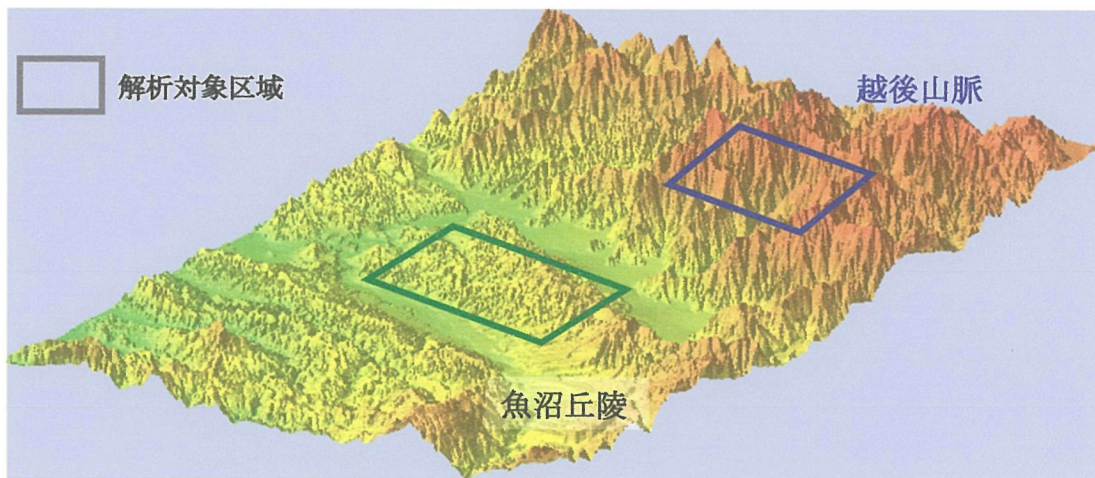


図-4.27 解析対象区域の地形概観（越後山脈と魚沼丘陵）

4.7.4 筋状地形の形成要因の解析

図-4.27に示す越後山脈と魚沼丘陵を対象に、筋状地形と標高（積雪深）、起伏量の関係について解析を行った。越後山脈からは202個、魚沼丘陵では157個の筋状地形をそれぞれ抽出した。標高と起伏量は1:25,000地形図から読み取り、傾斜は1:25,000地形図から水平距離を計測して算出した。

4.7.4.1 筋状地形と標高（積雪深）、比高の関係

図-4.28に越後山脈と魚沼丘陵の計359個の筋状地形について、それぞれの標高（積雪深）と比高を示した。越後山脈では筋状地形の標高は700～2,000mの範囲に、また、魚沼丘陵では200～700mの範囲に広く分布している。標高を積雪深と読みかえると、図-4.28は積雪深はある一定値とすれば

一義的には筋状地形の形成の有無の決定要因とはならないことを表している。一方、筋状地形の比高は、越後山脈ではおよそ 200～600mの範囲に、また魚沼丘陵においては 50～150mの範囲に分布している。魚沼丘陵の分布が狭い範囲に集中しているの当地域が定高性のある地形を有している由縁である。越後山脈の例から議論されるように、比高の大きさもある一定以上であれば筋状地形の形成を決定する直接要因とはならないことがわかる。

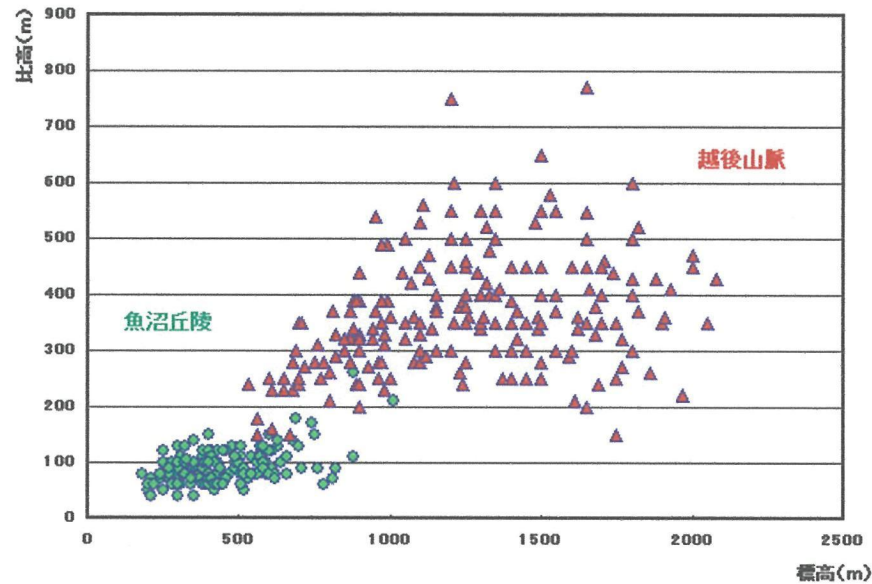


図-4.28 越後山脈と魚沼丘陵における筋状地形の標高と比高

4.7.4.2 筋状地形と傾斜

図-4.29 には標高（積雪深）と傾斜を示した。標高（積雪深）は、図-4.28 と同様であるが、傾斜は両地域ともに 35° ～ 45° の範囲に集中していることがわかる。このように、斜面の傾斜は筋状地形形成に密接に関係しているという議論が得られた。

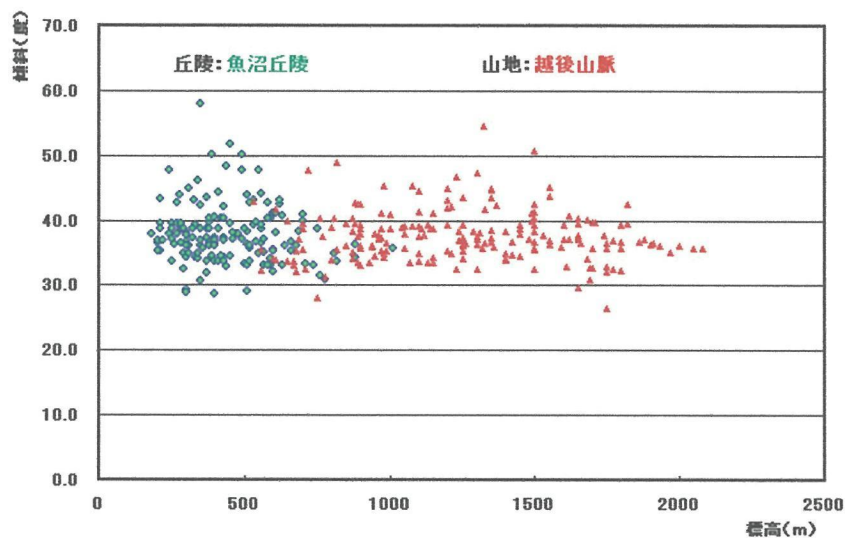


図-4.29 越後山脈と魚沼丘陵における筋状地形の標高と傾斜

4.7.4.3 地質との関係

越後山脈が中・古生界の古い形成年代の堅固な地質で構成されるのに対し、魚沼丘陵は新生代の比較的軟質の地質で構成されていることを先に述べた。2つの対照的な地質構造をもつ地域を対象として解析を行ったが、図-4.28 と図-4.29 の結果からは、地質は筋状地形の形成を決定する主要因ではないことがわかる。

4.7.5 筋状地形の形成要因としての傾斜と雪崩発生斜面との関係

上記の、解析結果から、筋状地形形成決定する主要因は傾斜であると結論づけられた。対象領域である越後山脈と魚沼丘陵における筋状地形の傾斜は概ね $35\sim 45^\circ$ の範囲にまとって分布していたが、この値は、これまで報告された全層雪崩の発生斜面の傾斜（図-3.24）とほぼ同じ値である（図-4.30）。この筋状地形は全層雪崩の発生斜面による削剥作用で形成されていることが定量的に証明できた。

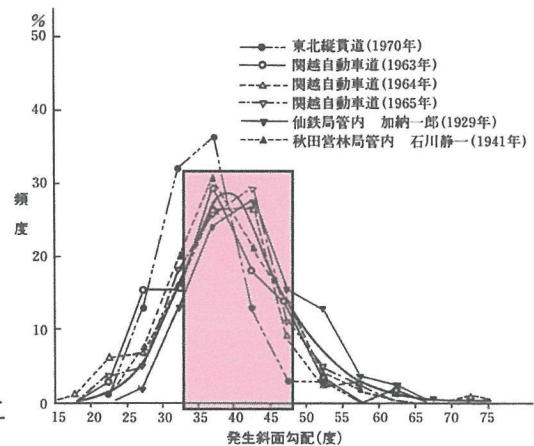


図-4.30 調査地域の筋状地形の傾斜と雪崩発生斜面の傾斜との比較

4.7.6 筋状地形の密集性の要因

筋状地形の形成要因を地質、地形共に対照的な構造をもつ魚沼丘陵と越後山脈を例に解析した結果、斜面の傾斜角が形成を決定する主要因であるという結論に達した。一方、4.4 で述べたように、筋状地形は山岳地域では高い密度で密集しているのに対し、火山地域では数が少なくなり、丘陵地ではまばらに分散する程度である。

これまでの議論から、筋状地形の形成にあたっては傾斜が $35\sim 45^\circ$ の斜面の存在が不可欠であることが得られた。そこで、各区域の斜面の傾斜の分布を解析することで密集度を規定している要因が得られると期待される。ここでは、国土地理院の数値地図 50mメッシュの標高データを用いて、4.7.4 とほぼ同範囲の区域について客観的な解析を試みた。

4.7.6.1 対象区域

4.7.4 で解析した実施した領域に加えて筋状地形が「やや密集」して存在する地域として苗場火山区域を対象とした（図-4.31）。苗場火山は標高 2145mの第四紀火山で、山頂や北方の溶岩流による緩傾斜の斜面は、侵食による深い谷や、河川に沿って地すべり地形が多数形成されている（図-3.14；図-3.15）。

4.7.6.2 解析方法

50mメッシュの数値標高データを用いて、2次メッシュ（1:25,000 地形図）を縦横10等分した3次メッシュ（約1kmメッシュ）上の最高標高、最低標高、傾斜を1点ずつ抽出した。起伏量は最高標高と最低標高の差として求めた。傾斜に関しては、平均値と中間値を使用する方法があるが、魚沼

丘陵や苗場火山では段丘面と段丘崖下の低地、地すべりの緩斜面、火山地の溶岩流などの緩斜面が多数存在することを考慮して、中間値を用いることとした。筋状地形の「密集」する越後山脈では 200 点、「やや密集」地域に対応する苗場火山では 200 点、「分散」地域の魚沼丘陵では 300 点を対象とした。

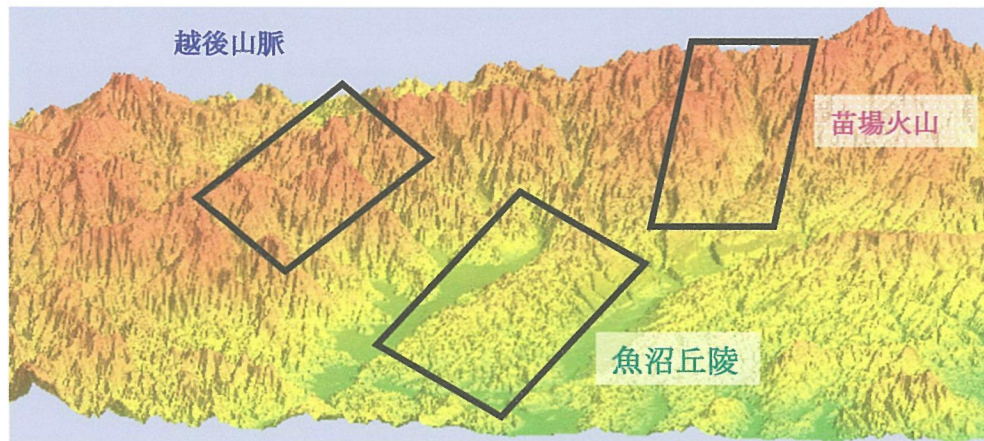


図-4.31 調査地域の概要

4.7.6.3 標高と起伏量の解析結果

図-4.32 に、調査を実施した 3 地域の標高と起伏量との関係を示す。「密集」地域の越後山脈は、筋状地形の解析結果（4.7.4）と同様、標高が 700～2000m、起伏量は 300～900m と急峻な地形形態を示した。また、「分散」地域の魚沼丘陵では標高が 100～700m、起伏量は 0～300m であった。起伏量の極端に小さい値は、谷底、段丘面や地すべり移動体などの緩斜面に対応している。一方、「やや密集」地域である苗場火山は、標高は 500～2000m で、起伏量は 50～700m と両者とも非常に幅広い値を示し、このうち標高は越後山脈と類似している。起伏量は山頂や山麓の溶岩流、地すべり移動体の部分では小さく、カルデラ壁、火山斜面を開析する谷や地すべり滑落崖の部分では大きな値になったと推察される。

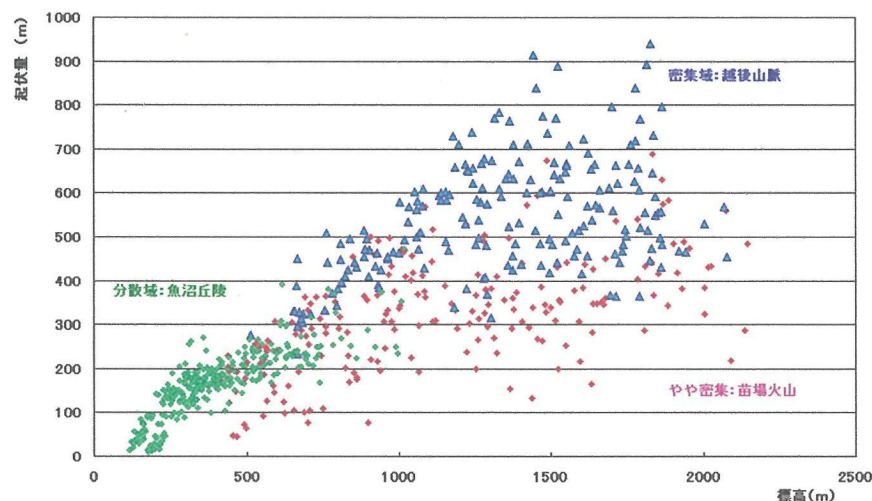


図-4.32 調査地域の起伏量と標高の分布

4.7.6.4 傾斜の解析結果

図-4.33 に調査を行った地域における標高と傾斜の関係を示す。「分散」地域の魚沼丘陵では、 $0\sim5^{\circ}$ という緩傾斜の領域と $10\sim20^{\circ}$ のやや急な部分に分かれているが全体的には標高の増加とともに傾斜が大きくなる傾向がみられた。一方、筋状地形が「やや密集」地域の苗場火山は 5° 以下から 35° 付近まで非常に広範囲に傾斜が分散していた。魚沼丘陵と同様に相対的には標高とともに傾斜も増大する傾向がみられるものの、 $500\sim1000\text{m}$ の標高域、さらに $1000\sim2000\text{m}$ の高標高域においても緩傾斜と急傾斜の領域が混在している。一方、筋状地形が「密集」している越後山脈は $25\sim40^{\circ}$ という狭い傾斜の範囲に斜面の分布が存在しており、標高にほとんど無関係であることも大きな特徴である。

図-4.34 には各調査地域において抽出した傾斜のヒストグラムを示す。魚沼丘陵では、段丘面などの緩斜面の領域（傾斜が 2.5° 以下）を除くと $10\sim20^{\circ}$ の範囲の斜面の角度分布が大きい。一方、苗

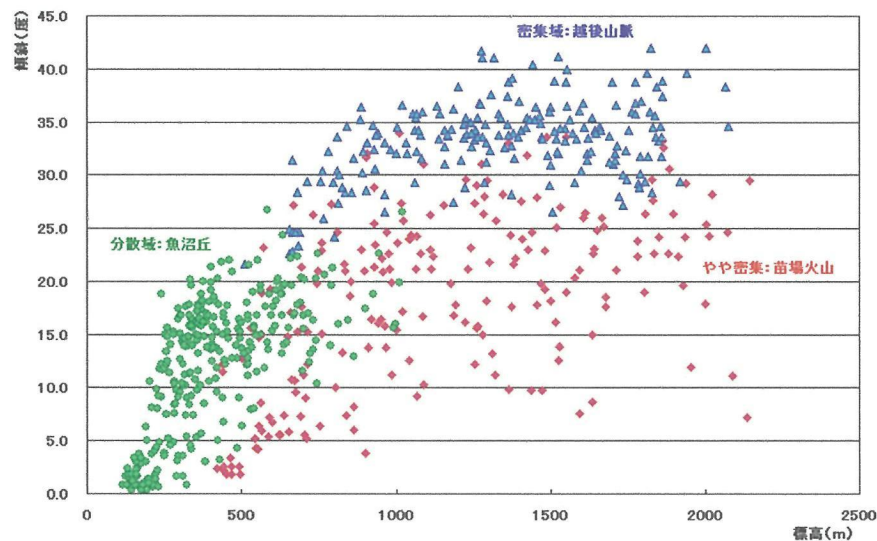


図-4.33 標高と傾斜との関係

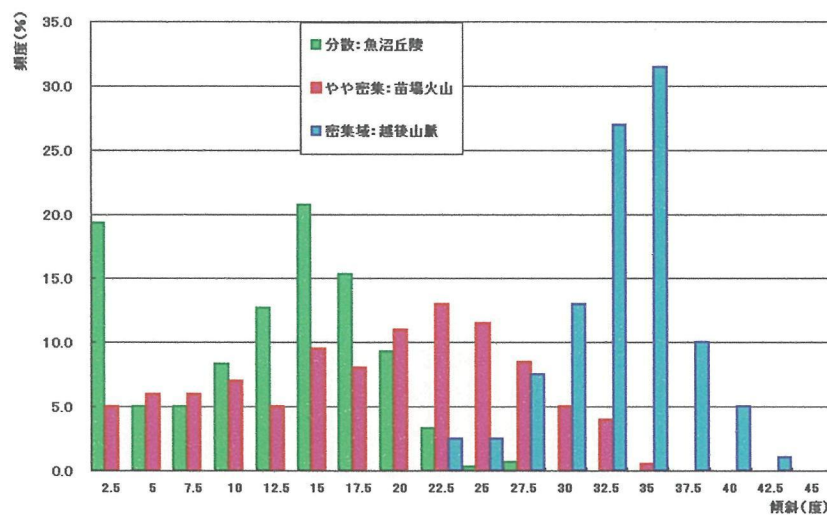


図-4.34 標高と傾斜との関係

場火山は、緩斜面から 30° 付近に至るまで非常に広範囲にまたがって同程度の割合の頻度分布を示す。これに対して、越後山脈では 35° 付近を中心として 30~40° という狭い傾斜の範囲に集中した分布を示している点が大きな特徴である。

このように筋状地形の数が「密集」、「やや密集」、「分散」の斜面の角度の出現頻度と分布が大きく異なる。筋状地形は 35~45° の急傾斜の斜面で形成される確率が高いことが明らかにされている(4.7.4)。したがって、筋状地形の密集度は対象域にある一定値以上の傾斜面がどの程度の割合で存在するかで決定されることが予測される。仮に、筋状地形が存在するための傾斜角を 25° とすると、「分散」地域である魚沼丘陵における斜面の存在比率はわずか 1%にとどまるが、「やや密集」の苗場火山では 29.5%とやや増加、「密集」地域の越後山脈は 97.5%とほぼ全域を占める。図-4.35 は、図-4.21 に示した筋状地形の分布図を拡大したものである。「密集」地域の越後山脈(青枠)はほとんどの領域が筋状地形で占めているが、「やや密集」の苗場火山(赤枠)では、密集部分と全く存在しない領域が混在している。「分散」地域の魚沼丘陵(緑枠)は、全体的に分散して現れており、対象地域の斜面の傾斜の出現頻度と非常によく一致していることがわかる。

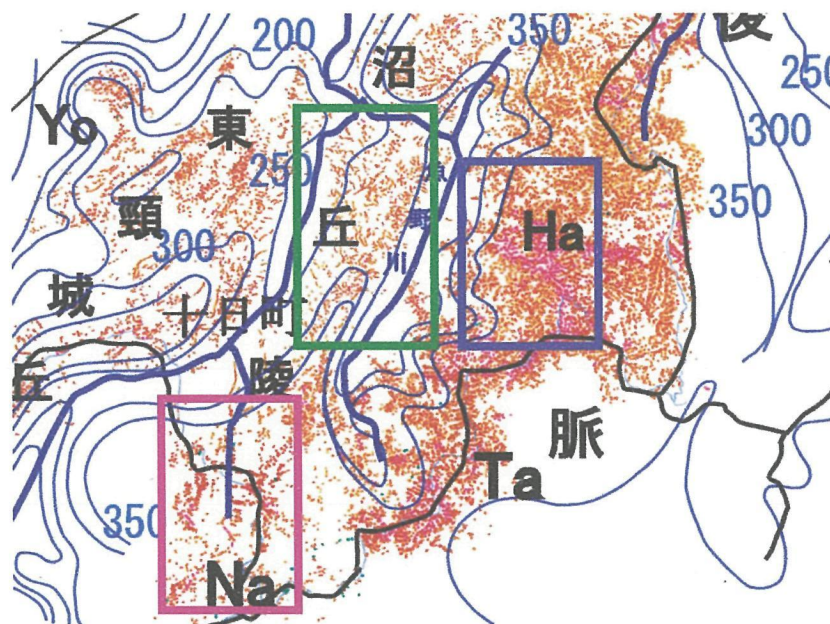


図-4.35 解析区域と筋状地形の分布状況

4.8 まとめ

筋状地形の分布について空中写真を活用して解析を行った結果、以下のことが明らかとなった。

- (1) 全国を対象とした概略的な調査からは、筋状地形は日本海側の山地に広く分布している。また、筋状地形の出現頻度が最も大きい新潟県について詳細に調査した結果、山地や山岳地域の斜面では「密集」～「やや密集」、丘陵地や台地では「分散」して分布する傾向が認められた。
- (2) 筋状地形は、積雪深が 150-200cm、標高が 200~300m以上で出現する。また、標高(積雪深)の増加とともに筋状地形の密集度は増加する。

- (3) 筋状地形の密集度の違いから、新潟県内を「密集」区域（Ⅰ）、「やや密集」区域（Ⅱ）、「分散」区域（Ⅲ）に分類すると、「密集」区域（Ⅰ）は山岳地域の山地斜面、「やや密集」区域（Ⅱ）は標高の低い山地や火山地の斜面、分散」区域（Ⅲ）は丘陵地の地すべり滑落崖、台地の段丘崖にそれぞれ筋状地形が形成されている。
- (4) 「密集」区域（Ⅰ）は白亜紀の花崗岩・花崗閃緑岩類やグリンタフ堆積岩類、「やや密集」区域（Ⅱ）は、中・古生界の堆積岩類、変成岩、新第三紀中新統火山岩・堆積岩、第四紀火山岩、「分散」区域（Ⅲ）の丘陵や台地は、新第三紀鮮新世から第四紀の更新世の堆積岩類で構成されていた。筋状地形が「密集」から「やや密集」している地域は地質的に形成年代が古く堅固な地質で急峻な山地が形成されている。一方、新しい時代の地質をもつ領域では丘陵や台地が形成され、筋状地形は分散してみられるにとどまる。
- (5) 越後山脈と魚沼丘陵を対象に、標高（積雪深）、地形（比高、傾斜）、地質をパラメータとして筋状地形の形成要因の解析を行った。その結果、 $35\sim45^{\circ}$ という斜面の傾斜が筋状地形の形成を決定する主要因であると結論づけられた。この傾斜の値は、これまでに報告された雪崩発生斜面の傾斜角とほぼ一致する。
- (6) 筋状地形の密集度が異なる越後山脈（密集）、苗場火山（やや密集）、魚沼丘陵（分散）において、50mメッシュの数値標高データを用いて、当該地域の標高、起伏量、傾斜の解析を行った。その結果、傾斜の大きい斜面の存在確率と筋状地形の密集度がよく一致することが確認された。

第5章 筋状地形を指標とした雪崩発生危険斜面の予測

融雪期に全層雪崩が毎年のように発生する斜面では、地表部分の削剥による特有な「筋状地形」が形成されることが明らかとなった。筋状地形は空中写真の判読により明瞭に識別できることから、これを指標として雪崩発生危険度の高い斜面を指摘し、雪崩防災に応用できると期待される。

雪崩の予知・予測技術には、発生斜面や発生時期、発生規模、到達範囲の予測などがある（砂防学会，1993）。雪崩発生危険斜面を特定し、地図上に位置や範囲を記載した「雪崩危険度マップ」を整備することは、自治体や住民の防災に大きく役立つと考えられる。本章では、これまでの議論で明らかになった全層雪崩発生斜面の地形的特徴をもとに、危険斜面の予測を試みるとともに、その有効性の検証を行った。

5.1 雪崩の予知予測技術

雪崩を理解するためには、①発生区における発生メカニズム、②走路区での雪崩の運動、③停止区（堆積区）でのデブリの状態、停止メカニズムの解明が不可欠となる（中村，1992）。発生メカニズムは、積雪の状態をあらわす降雪量、積雪深、積雪層内の弱層の存在に加えて、日射量、風速、気温などの気象要因、さらには斜面の傾斜、植生、斜面形などの地形的要因が深く関与する（斜面防災・環境対策技術総覧編集委員会，2004）。走路区における雪崩の運動は、流体モデルや物理学的モデル、統計学的モデルなどを用いてシミュレーションが行われており、危険区域の設定や警戒・避難対策、雪崩防止施設の設計に利用されている。停止区（堆積区）については、雪崩の到達範囲、集落、道路、鉄道などへの影響を考慮したゾーニング、ハザードマップの作成などが行われている（Mears, 1992；斜面防災・環境対策技術総覧編集委員会，2004）。

5.1.1 雪崩発生危険度評価

雪崩が発生する条件としては一般的に、①1 m以上の積雪、②樹木が少なく、③斜面の傾斜が30～60°とされる（社団法人日本建設機械化協会，1988）。雪崩災害を防止するための政策として、56豪

表 5.1 要因別階級別評価得点

建設省河川局砂防部（1996）

要 因	段 級	評価得点
傾 斜	1. 30°未満	4
	2. 30°～40°未満	7
	3. 40°以上	10
植 生	1. 裸地、草地、樹高2 m未満の灌木、樹冠疎密度20%未満	10
	2. 低木：疎密度20～100% 中木：疎密度20～50%未満	9
	3. 中木：疎密度50%以上 高木：疎密度20～50%未満	7
	4. 高木：疎密度50%以上	4
積雪深	1. 100cm未満	0
	2. 100～200cm未満	6
	3. 200～300cm未満	7
	4. 300cm以上	9

表 5.2 危険度分級基準

建設省河川局砂防部（1996）

危険度	得 点	評 価	
A	27以上	雪崩発生の起こりやすさが大	ある積雪深を与えた時、雪崩発生の起こりやすさが大きい斜面
B	23～26	雪崩発生の起こりやすさが中	ある積雪深を与えた時、雪崩発生の起こりやすさが中程度の斜面
C	22以下	雪崩発生の起こりやすさが小	ある積雪深を与えた時、雪崩発生の起こりやすさが小さい斜面

（注）1. 「ある積雪深」とは、基準の利用目的に対応して設定することができる。
2. 評価得点は、61ヶ所の積雪観測データと、約1,500単位斜面の空中写真判読及び現地補足データをベースに、数量化Ⅱ類による分析により得たものである。

雪を契機に建設省河川局により開発された、傾斜角や斜面長、積雪深、植生の重み付けにもとづいて評価得点を計算し危険度斜面を抽出する方法がある（建設省河川局，1982）。また、建設省河川局砂防部（1996）は、集落雪崩発生の可能性のある斜面に対して、表-5.1 および表-5.2 に示す傾斜、植生、積雪深にもとづく点数を設けて雪崩発生危険度基準を作成した。この他にも、積雪深、降雪量、既往雪崩等の要因に基づく危険度評価法も開発されている（建設省河川局，1990）。

5.1.2 雪崩の運動と到達範囲・シミュレーション

雪崩災害のおよぶ到達範囲については、多数の雪崩調査結果をもとに提案された。表層雪崩では見通し角が 18° 、一方全層雪崩では 24° という高橋(1960)の経験則がしばしば用いられている(図-5.1)。国外では過去の雪崩災害を統計的に処理して到達範囲を求める方法がある（Lied, 1980）ほか、日本においては雪崩の谷や尾根部での3次元的な広がりを推定する離散ボールモデルも提案されている（雪崩対策協議会，1992；図-5.2）。

図 5.2 危険度分級基準

離散ボールモデルによる雪崩到達範囲
雪崩対策協議会，1992
(旧能生町柵口)

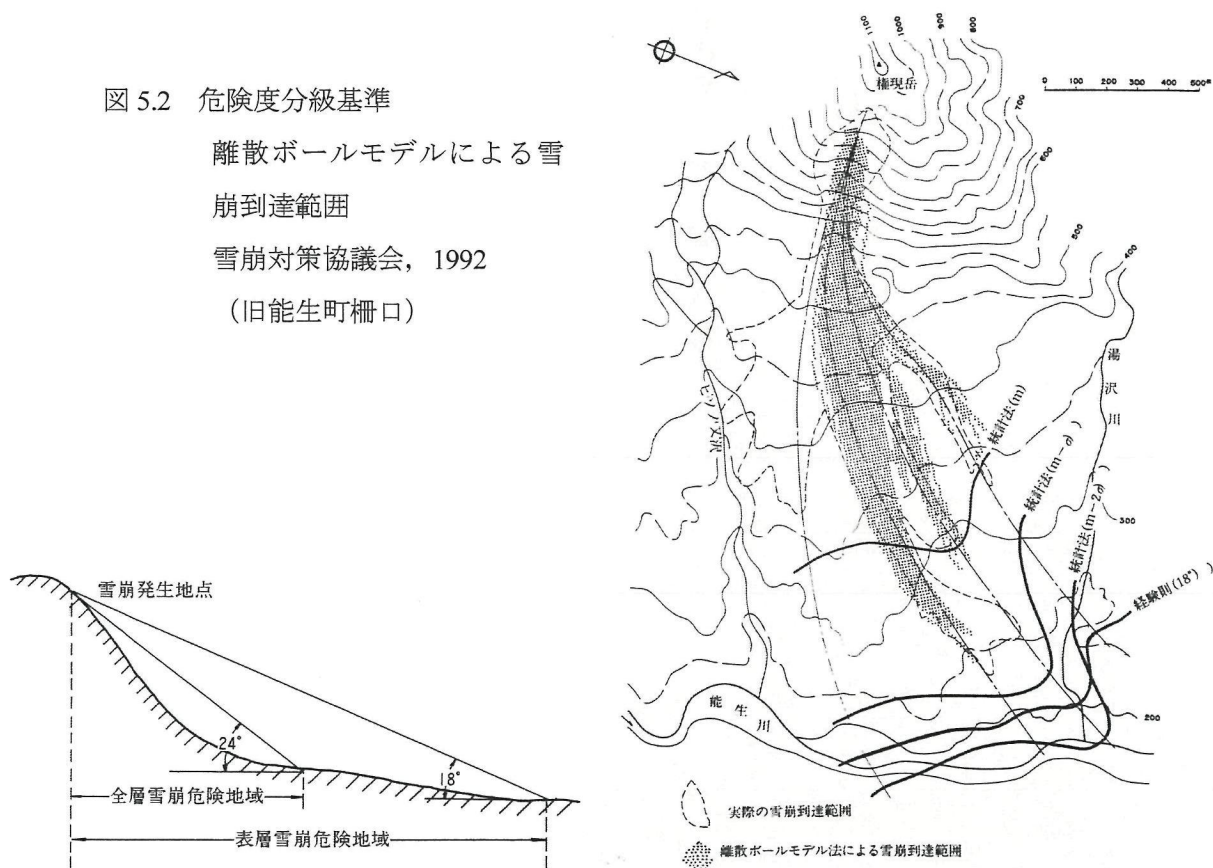


図-5.1 要因別階級別評価得点（高橋喜平，1960）

5.1.3 雪崩ゾーニング・雪崩ハザードマップの整備

ヨーロッパのアルプス地方では、雪崩の到達範囲、集落や施設への影響範囲を地図上に示した雪崩危険区域図（ハザードマップ）が数多く作成されている（社団法人日本建設機械化協会，1988）。オーストリアのチロル州ではハザードマップを作成することで、住居の建築や交通の規制区などを設けて

いる（図-5.3；Land Tirol, 1996）。日本においても新潟県や富山県において雪崩危険区域図が作成されており、ホームページなどでも公開されている（新潟県土木部砂防課，2007）。図-5.4 は、新潟県土木部砂防課と治山課、道路管理課が、それぞれで所有している危険度区域や、過去の雪崩発生箇所を1:25,000 地形図上に図示したものである。



図-5.3 チロル州の雪崩危険区域図
(Land Tirol, 1996)

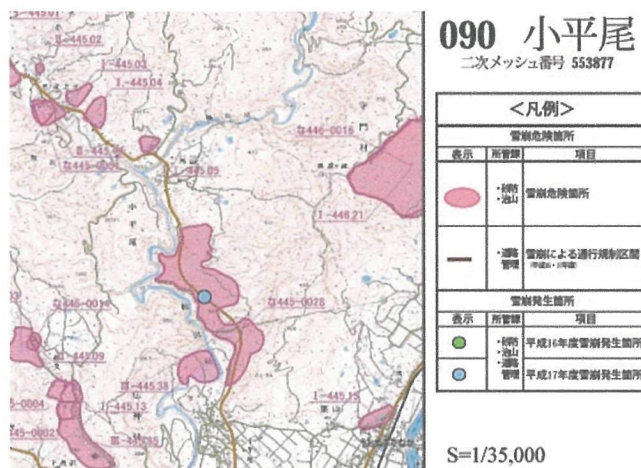


図-5.4 新潟県における雪崩危険箇所図
(新潟県土木部砂防課，2007)

5.2 雪崩発生危険斜面の予測図の作成

2004年10月に発生した新潟県中越地震では、魚沼丘陵の芋川流域を中心に数千箇所を数える地すべり、斜面崩壊が発生した。地震後の2004－2005年の冬季は19年ぶりの豪雪となり、地震災害のあった中越地域に大量の降雪、積雪をもたらした（石坂ほか，2005）。大量に降り積もった積雪は融雪期には全層雪崩を引き起こす可能性が大きい。特に、中越地域の魚沼丘陵においては、地すべり地形が発達し、地震発生以前にも滑落崖には多数の筋状地形が存在した。さらに、地震によって形成された地すべり滑落崖や崩壊斜面がにおいても融雪期に多数の全層雪崩が発生することが予想された（関口ほか，2005）。

こうした背景のもと、地震後に撮影した空中写真を用いて、筋状地形を指標として雪崩発生危険斜面予測図の作成を行った。そして、翌年の2005年融雪期の空中写真から雪崩発生斜面を判読して作成した予測図の有効性の検証を実施した（関口ほか，2006）。

5.2.1 新潟県中越地震の発生と雪崩発生の可能性

2004年10月23日17時56分、M=6.8、最大震度7の新潟県中越地震が発生し（気象庁，2004）、小千谷市や旧山古志村（現在、長岡市の一部）を中心に死者40名、全壊家屋2,874棟など甚大な被害をもたらした（新潟県，2005）。また、魚沼丘陵北部の東山丘陵の位置する旧山古志村を中心に多数の

地すべりや崩壊が発生した（図-5.5；写真-5.1）ほか、尾根部分の樹木や表土が崩落した（関口・佐藤，2006）。豪雪地帯では過去にも崩壊地で全層雪崩の発生が報告されており（秋山ほか，2006；関口・秋山，2006）、新潟県中越地震による多数の崩壊地でも雪崩の発生が危惧された（関口ほか，2005）。

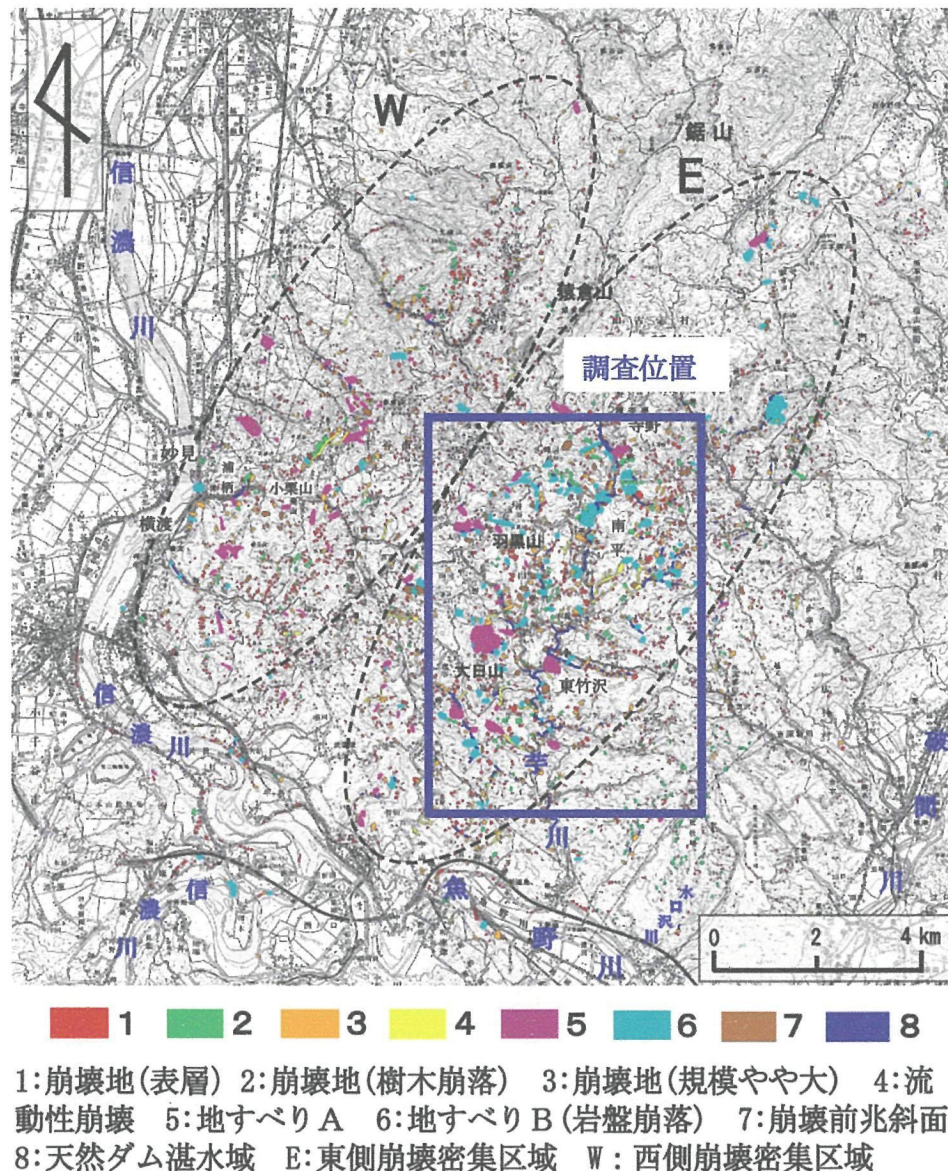


図-5.5 雪崩発生予測図の作成範囲（図は関口・佐藤，2006 による崩壊地の分布）

一方、この地震被災地である新潟県長岡市周辺では地震発生後の 2004－2005 年冬季に大量の降雪がみられ、19 年ぶりの豪雪を記録した（石坂ほか，2005；中井ほか，2005）。図-5.6 に示すように、芋川流域でも 3m 以上の積雪が観測された。この地域には多数の地すべり地が存在し、滑落崖には筋状地形が形成されており、過去にも全層雪崩が繰り返し発生していたことがわかる（写真-5.2；図-5.7）。こうした状況の下、地震後に撮影された空中写真を用いて当該地域の筋状地形および崩壊地を指標として雪崩発生危険度の高い斜面を抽出し、発生予測図を作成した。



(a) 芋川沿いの段丘崖の崩壊



(b) 基盤岩上の表土部分の崩壊

写真-5.1 新潟県中越地震による斜面崩壊

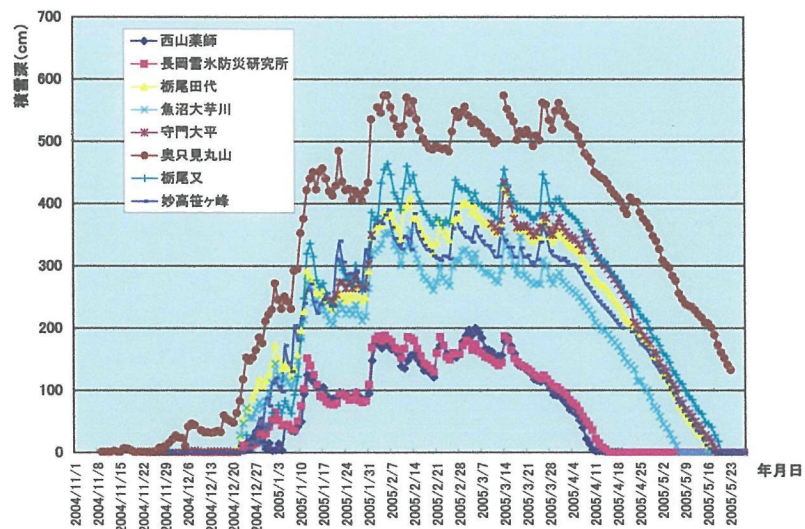


図-5.6 2004年11月～2005年5月にいたる積雪深変化

(防災科学技術研究所雪氷防災研究センターデータによる)

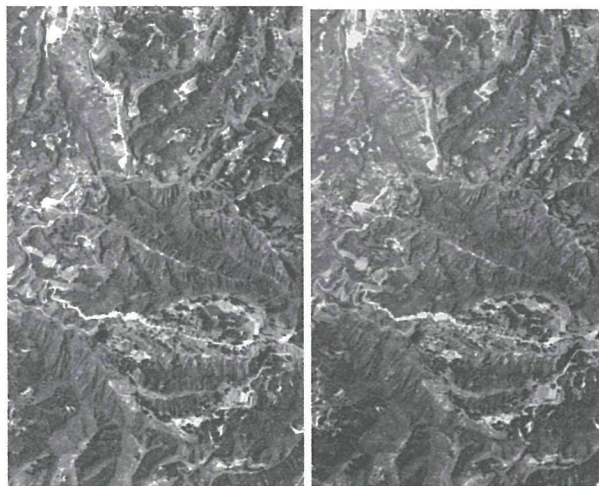


写真-5.2 魚沼（東山）丘陵，芋川周辺における筋状地形(1984年国土地理院撮影)

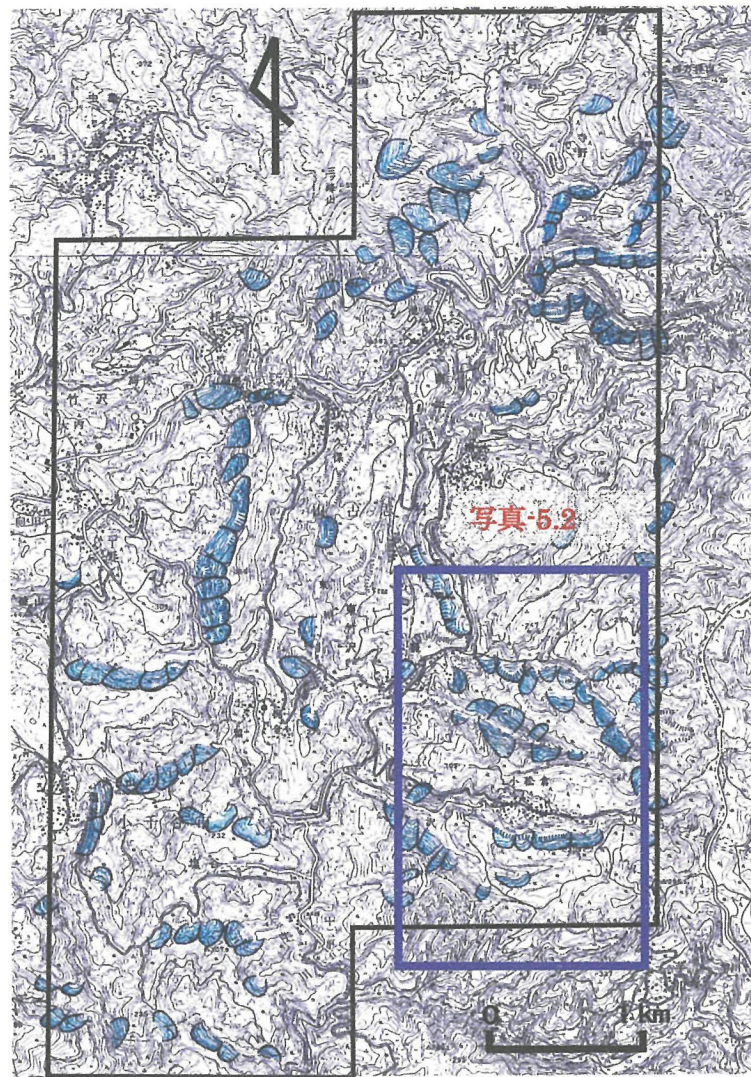


図-5.7 魚沼丘陵における 2004 年新潟県中越地震以前の明瞭な筋状地形の分布

5.2.2 雪崩発生危険斜面予測図の作成

新潟県中越地震により斜面崩壊が頻発した地域では、前述した筋状地形のみられる斜面に加えて新たに生じた崩壊地や地すべり滑落崖においても雪崩の発生が予想された(関口ほか, 2005)。雪崩発生予測斜面の抽出にあたっては、地震後の 2004 年 10 月 28 日に撮影された国土地理院による 1 万分 1 空中写真、および同年 10 月 28 日新潟県長岡地域振興局により撮影された 5 千分 1 空中写真を用いた。判読された崩壊地は、航空レーザ測量により作成した 5,000 分 1 航空レーザ等高線図に重ねた。写真-5.3 に新潟県中越地震における崩壊地の空中写真の一部を、また、図-5.8 には 5,000 分 1 航空レーザ等高線図上に抽出した崩壊地の例を示す。

地震後の空中写真から筋状地形と地すべりを含む崩壊地を指標として、図-3.22 と図-3.23 に基づく単位斜面ごとに、①明瞭な筋状地形(69 斜面)が存在する、②やや明瞭な筋状地形(154 斜面)が認められる、③明瞭な崩壊地・地すべり滑落崖・急崖(143 斜面)が存在する、④やや明瞭な崩壊地・地すべり滑落崖・急崖(280 斜面)が認められるの 4 基準を設定し、646 の単位斜面を抽出した(表-5.3 ; 表-5.4)。図-5.9 にはこうし

て作成した雪崩発生危険度予測図の一部を、また、図-5.10 に予測図の全体を示す。

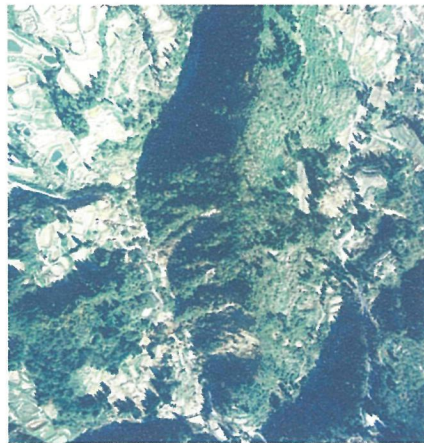


写真-5.3 新潟県中越地震における崩壊地
(新潟県長岡地域振興局, 2004 年 10 月 28 日撮影)

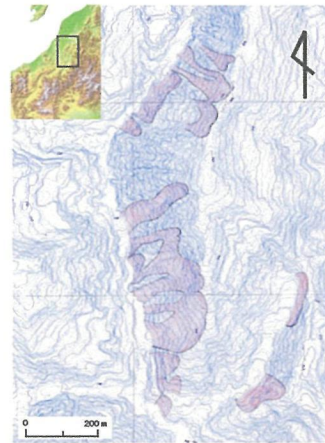


図-5.8 航空レーザ等高線図における崩壊地の抽出 (関口ほか, 2006)

表-5.3 2005 年融雪期における雪崩発生危険斜面予測図の区分(関口ほか, 2005)

種類	凡例	地形形態	平面形	断面形
① 明瞭な雪崩地形 (筋状地形が明瞭)		筋状地形がみられる斜面		
② やや明瞭な雪崩地形 (筋状地形がやや明瞭)		やや不明瞭な筋状地形、草地・低灌木の植生、緩傾斜の斜面		
③ 明瞭な崩壊地・地すべり滑落崖・急崖 (斜面が急傾斜・貧植生)		地震によって崩壊した斜面や地すべり滑落崖の斜面、急崖で地表の基盤や土砂が広く露出した斜面		
④ やや明瞭な崩壊地・地すべり滑落崖・急崖 (崩壊地が緩傾斜・植生有・比高小)		地震によって形成された崩壊斜面のうち植生の存在、やや緩傾斜、崩壊地の比高がやや小さい斜面		

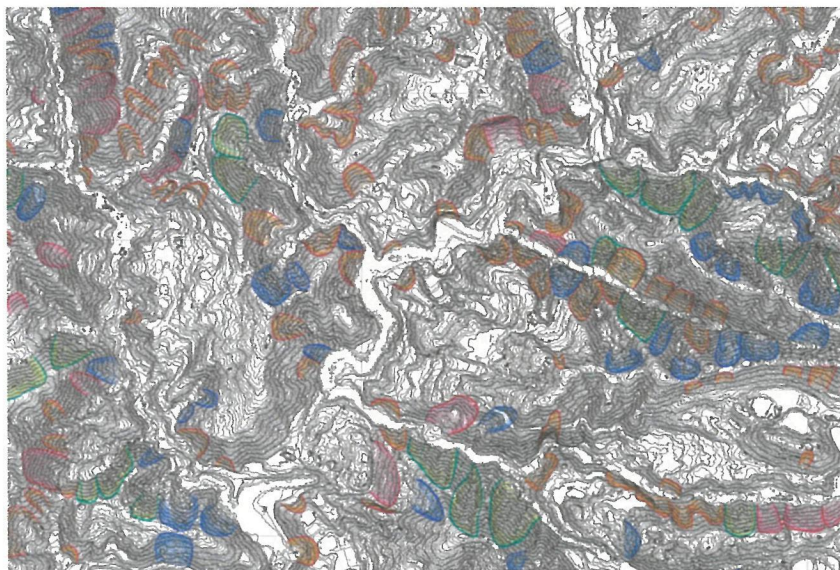


図-5.9 2005 年融雪期における雪崩発生危険斜面予測図の一部(関口ほか, 2005)

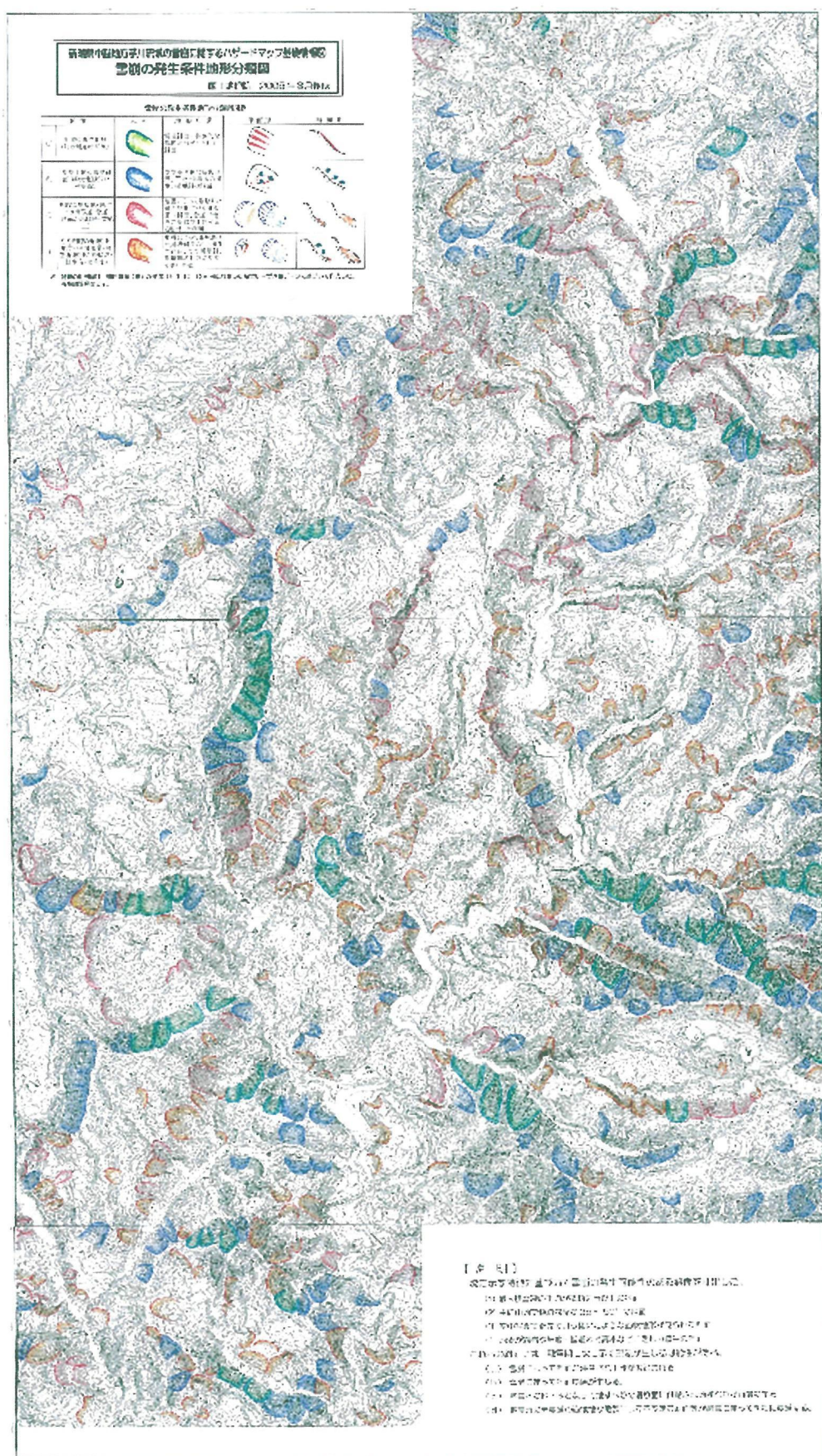


図-5.10 新潟県中越地震後の2005年融雪期における雪崩発生危険斜面予測図（関口ほか, 2005）

5.2.3 2005 年融雪期における雪崩発生斜面の抽出

雪崩発生斜面の抽出は、防災科学技術研究所が 2005 年 3 月 24 日に撮影したの融雪期空中写真（縮尺 1:10,000）を使用して実施した。写真-5.4 に写真-5.3 と同地区の融雪期の空中写真を、また図-5.11 と図-5.12 には融雪期の空中写真から判読した雪崩発生斜面の一部を、そして図-5.13 には全体図を示す。さらに、図-5.14 と図-5.15 には雪崩発生予測斜面と実際の雪崩発生斜面を重ね合わせた結果の一部と全体を紹介する。



写真-5.4 雪崩発生状況 (2003 年 3 月 24 日
防災科学技術研究所撮影空中写真)

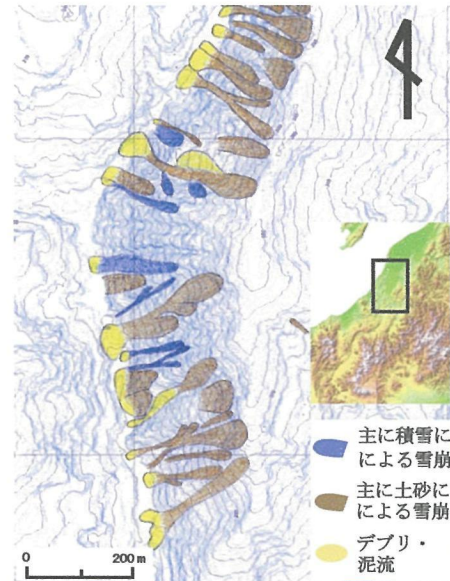


図-5.11 同地区の雪崩発生抽出区分
(関口ほか, 2006)

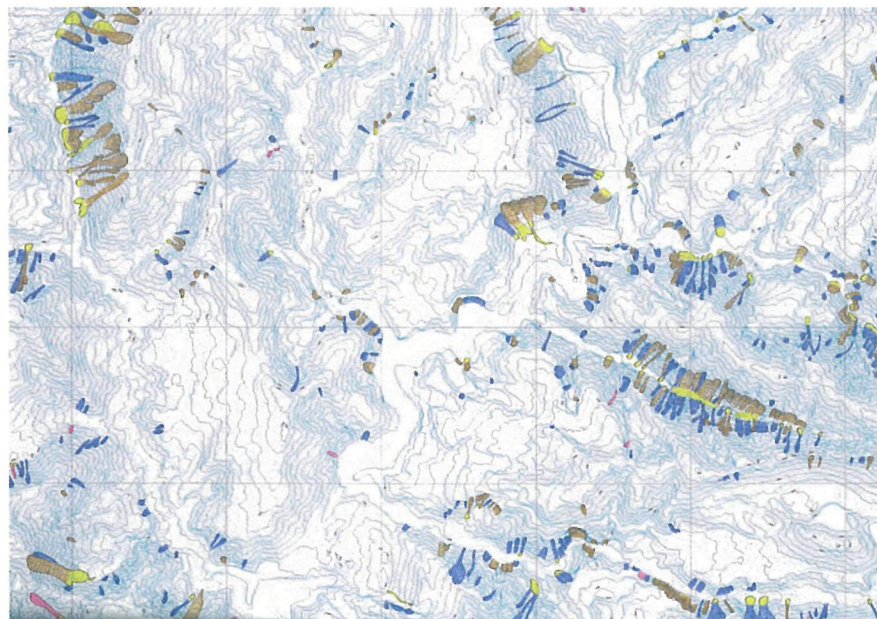


図-5.12 2005 年融雪期における雪崩発生斜面の分布図
(図-5.13 の一部, 関口ほか(2006))

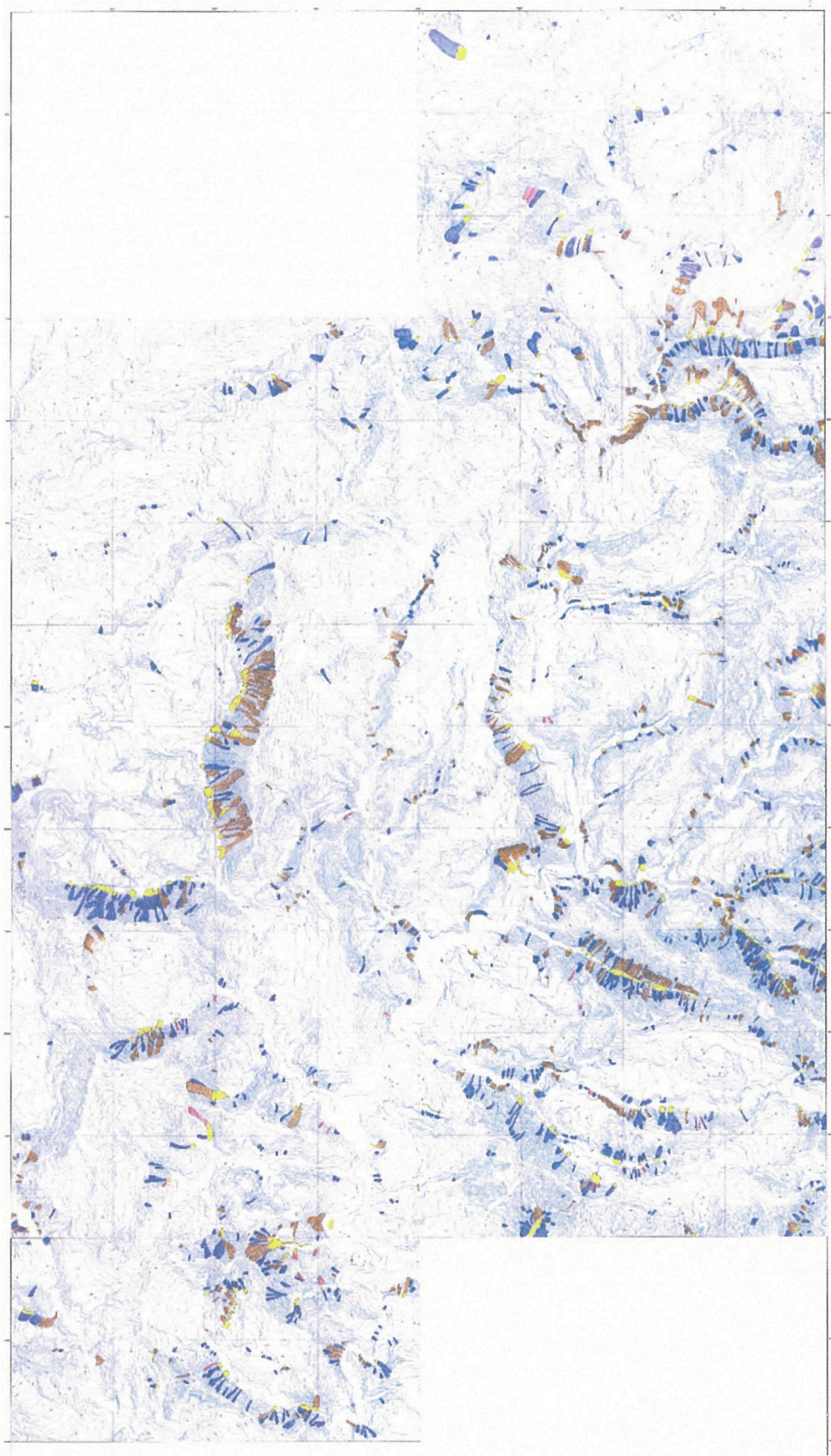


図-5.13 2005 年融雪期における雪崩発生斜面の分布図(関口ほか, 2006)

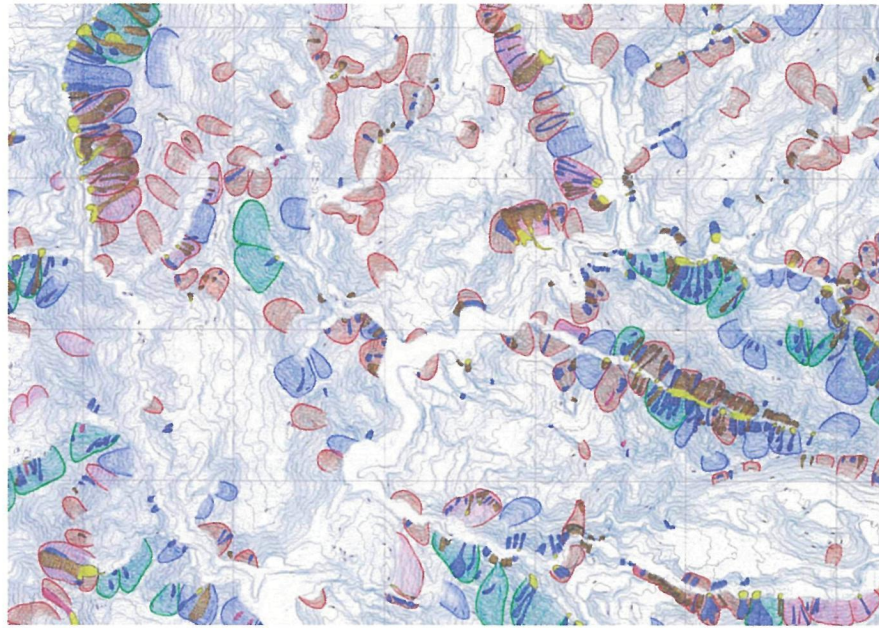


図-5.14 雪崩発生予測斜面と雪崩発生斜面との重ね合わせ
(図-5.15 の一部, 関口ほか(2006))

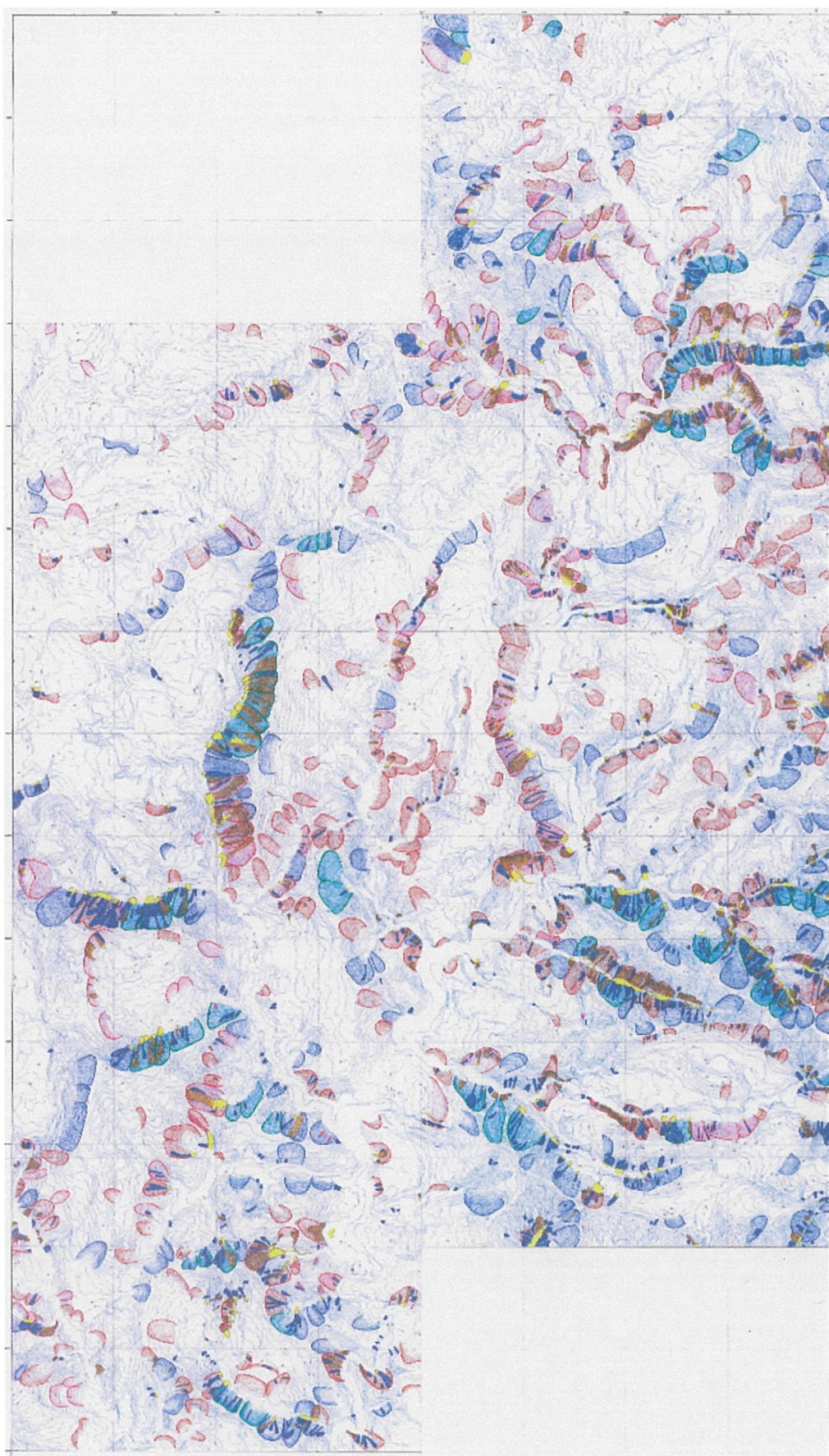


図-5.15 雪崩発生予測斜面と雪崩発生斜面との重ね合わせ(関口ほか, 2006)

5.2.4 雪崩発生危険斜面の予測と雪崩発生結果の比較

表-5.4 には、雪崩発生予測斜面と対象地域において空中写真から抽出された数、さらに融雪期の空中写真から判読された実際に雪崩が発生した斜面の数、さらに雪崩発生率（予測の的中率）を示す（関口ほか，2006）。①明瞭な筋状地形では、69 斜面中 65 斜面で雪崩が発生し、雪崩的中率は 94.2%となった。また、②やや明瞭な筋状地形では 154 斜面中 71 の発生で 46.4%、③明瞭な崩壊地・地すべり滑落崖・急崖では 143 斜面中 97/67.8%、④やや明瞭な崩壊地・地すべり滑落崖・急崖では 280 斜面中 149/53.2%となった（関口ほか，2006）。予測斜面全体(646)では、382 斜面で雪崩が発生した結果となり、雪崩発生率は 59.1%となった。

表-5.4 雪崩発生予測斜面数と雪崩発生斜面数，雪崩発生率（関口ほか，2006）

予測斜面の種類	雪崩発生を予測した斜面数	雪崩発生斜面数	非雪崩発生斜面数	雪崩発生率(%)
明瞭な筋状地形	69	65	4	94.2
やや明瞭な筋状地形	154	71	83	46.4
明瞭な崩壊斜面	143	97	46	67.8
やや明瞭な崩壊斜面	280	149	131	53.2
予測斜面全体	646	382	264	59.1

表-5.5 には、雪崩の種類ごとに予測斜面での発生数と予測斜面以外での発生数、さらに両者の比である雪崩発生率(的中率)を示した。雪崩は、①全層雪崩が 941，②土砂の流動を伴う全層雪崩が 521、③表層雪崩は 26、合計は 1488 であった。941 の全層雪崩うち 626 が予測した斜面（図-5.10）で発生し、雪崩発生率(的中率)は 66.5%となった。同様に、土砂の流動を伴う 521 の全層雪崩のうち 387 が予測斜面で発生し、雪崩発生率(的中率)は 74.3%、また表層雪崩は 26 例中 17 が予測斜面で発生し、65.4%の発生率となった。全体では 1488 の雪崩発生例のうち、1030 が予測斜面で発生しており、雪崩発生率(的中率)は 69.2%となった。

表-5.5 雪崩の種類ごとの雪崩発生予測斜面における雪崩発生斜面数・雪崩発生率（関口ほか，2006）

雪崩の種類	予測斜面における雪崩発生数	予測斜面以外における雪崩発生数	合計	雪崩発生率(%)
主に積雪	626	315	941	66.5
土砂を伴う	387	134	521	74.3
表層雪崩	17	9	26	65.4
雪崩斜面全体	1030	458	1488	69.2

5.3 雪崩予測手法の有効性

このように、筋状地形と中越地震で新たに生じた崩壊斜面を指標として、当該地域における雪崩発生危険度の高い斜面を求めた結果、646 の予測斜面の中で、382 斜面で実際に雪崩が発生し、発生率(的中率)は 59.1%となった。また、領域全体で発生した 1488 の雪崩のうち、予測斜面内では 1030 例が発生しており、雪崩発生率(的中率)は 69.2%となった。このように、6 割～7 割の発生率が示されたことで筋状地形と崩壊斜面を指標として作成した雪崩発生危険斜面の予測手法が一応満足できる程度で効力があることが確認された。

ちなみに、2004 年新潟県中越地震が発生する以前に存在していた筋状地形と地震後に発生した雪崩との関係について分析した。調査区域において新潟県中越地震以前の空中写真から判読した筋状地形の分布を図-5.7 に示した。図-5.16 および表-5.6 には、地震以前の筋状地形の分布図に地震後に発生した雪崩発生斜面を重ねた結果である。「明瞭な筋状地形」では 63 斜面中 61 斜面で雪崩が発生し、発生率は 96.8%、「やや明瞭な筋状地形」では 61 斜面中 34 斜面で 55.7%となった。

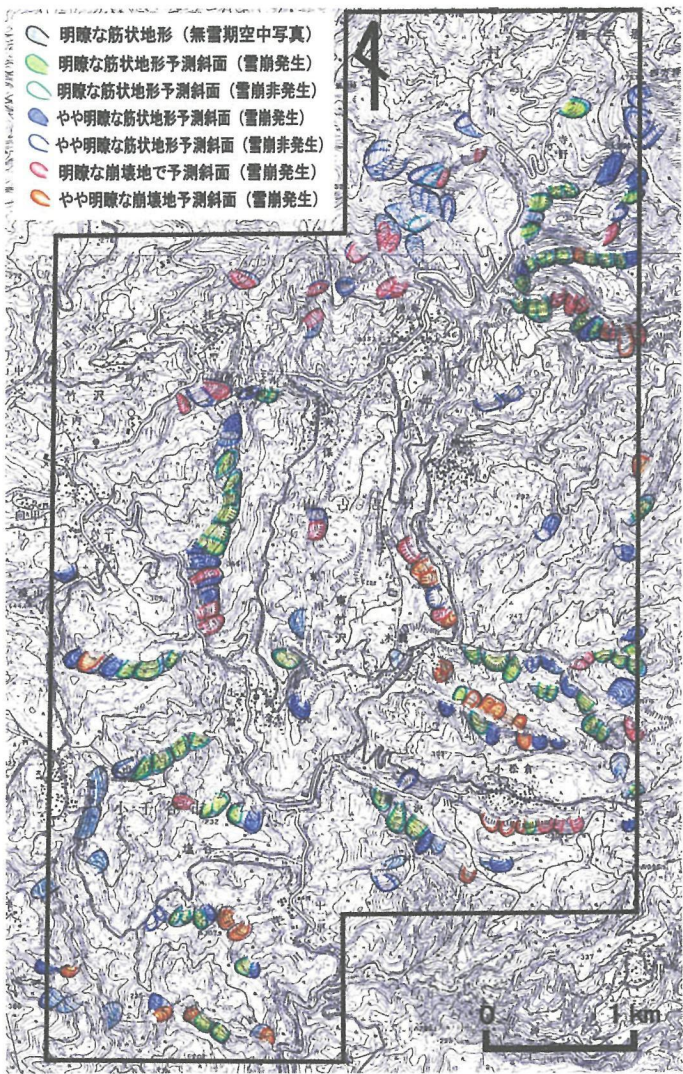


表-5.6 地震発生以前の筋状地形と予測斜面における雪崩発生状況，雪崩発生率

予測斜面の種類	予測斜面数	雪崩発生斜面数	雪崩非発生斜面数	雪崩的中率 (%)
明瞭な筋状地形	63	61	2	96.8
やや明瞭な筋状地形	61	34	27	55.7

図-5.16 地震発生以前の筋状地形と予測斜面における雪崩発生状況

5.4 崩壊地における雪崩の発生の特徴

今回の雪崩発生危険予測図の作成にあたっては、崩壊地での雪崩発生も考慮した。これは、第3章の4節で述べたように、新潟県と長野県の県境に位置する秋山郷地区で全層雪崩の発生が崩壊地で多くみられたことによる(秋山ほか, 2006 ; 関口・秋山, 2006)。事実、表-5.5 に示すように、新潟県中越地震後に発生した雪崩の約4割は多くの土砂を含むものであった(関口ほか, 2006)。

雪崩の発生には、多量の積雪と急傾斜の斜面の存在が不可欠である。また、斜面上の積雪の移動を抑制もしくは阻止する樹木等の障害物が少ないことも雪崩の発生につながる。筋状地形やアバランチ・シュートはその典型的な例である。では一体、崩壊斜面ではどのようにして雪崩が発生するのであろうか。関口・秋山(2006)は、2004年新潟県中越地震後の崩壊地において、図-5.17 に示す2つのタイプの雪崩発生を予測した。実際にどのタイプの雪崩が多く発生したかについては今後の調査が必要だが、中越地震による崩壊斜面で発生した雪崩の多くは、写真-5.4 に示すように多量の土砂を含むことが確認されている。これは、崩壊地斜面の崩積土が融雪水を含んで軟弱な泥土となり、これが積雪層との間の滑り面として作用し、雪崩とともに大量の土砂が流下するものでタイプ(a)と名付ける。もう1つは、斜面に残っていた未崩落土砂が雪崩とともに流下したものをタイプ(b)と名付けた。新潟県中越地震・雪氷災害調査検討委員会雪崩災害ワーキンググループ(2005)、平島ほか(2005)、町田ほか(2005)は、融雪水や降雨が地震によって不安定化となった斜面に浸透し、雪と土砂が混在したいわゆる「土砂雪崩」が発生したという、本論と類似した土砂崩れのメカニズムを提案している。

一方、無植生となった崩壊地では、斜面に障害物が存在しないために積雪は重力の作用の下で容易に滑落して雪崩に発展すると考えられる。このように、崩壊地においては、①積雪の滑落を妨げる障害物が無く、②未固結の表層の崩積土が融雪水を含んで弱層を形成するという、この要因の下で雪崩の発生に至ったことが推察される。

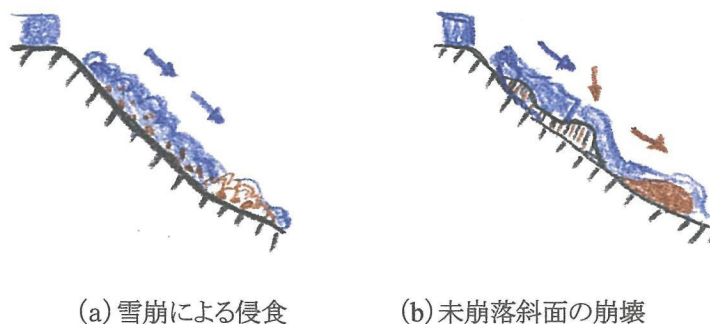


図-5.17 新潟県中越地震測によって予想された雪崩のタイプ

(関口ほか, 2005 ; 関口・秋山, 2006 を改編集)

5.5 まとめと今後の課題

2004年10月23日に発生した新潟県中越地震の震源に近い魚沼丘陵において、筋状地形と崩壊斜面を指標として雪崩発生危険斜面の分布図を作成し、翌年の融雪期に撮影した空中写真を用いて予測図の有効性の検証を行った。

5.5.1 雪崩発生予測斜面における雪崩発生率(的中率)

- (1) 新潟県中越地震後の空中写真の判読を行い、筋状地形と地震による崩壊斜面を指標として雪崩発生危険斜面予測図を作成した。予測斜面の分類は、①明瞭な筋状地形、②やや明瞭な筋状地形、③明瞭な崩壊地・地すべり滑落崖、④やや明瞭な崩壊地・地すべり滑落崖とした。
- (2) 翌年、融雪期に撮影されたの空中写真の判読の結果、雪崩発生の危険が高いと予測された 646 の斜面のうち、382 斜面で雪崩が発生し、雪崩発生率(的中率)は 59.1%であった。
- (3) 明瞭な筋状地形の斜面では、69 斜面のうち、65 斜面で雪崩が発生し、雪崩発生率(的中率)は 94.2%であった。
- (4) 明瞭な崩壊地の斜面では、143 斜面のうち、97 斜面で雪崩が発生し、雪崩発生率(的中率)は 67.8%であった。
- (5) この結果、筋状地形と崩壊斜面を指標として作成した雪崩発生危険斜面予測図の有効性が示された。

5.5.2 今後の課題

第3章では、豪雪地域の全層雪崩が発生する斜面では筋状地形が多数みられる一方、筋状地形が存在する斜面では全層雪崩の発生率が高く、その反復性も大きいことが明らかとなった。一方、第4章においては、空中写真の判読結果から筋状地形は山地斜面や地すべり滑落崖、段丘崖などの 35~45° という急傾斜の斜面に分布が集中していること、さらに、本章では 2004 年の新潟県中越地震後の融雪期には、筋状地形の存在する斜面だけでなく、崩壊地においても数多くの雪崩の発生が確認された。

しかし、筋状地形については未だに解明されていない部分が多いが、「崩壊地の斜面」は形成プロセスを論じる上でひとつの重要な要素となるであろう。新潟県と長野県の県境では秋山郷地区の崩壊地、さらには、2004 年新潟県中越地震後の崩壊地では多数の雪が発生したことは先に述べた。崩壊地の斜面は、一般に急傾斜で且つ植生の発達が悪いため積雪は容易に滑落して雪崩に発展する。また、崩壊斜面の表層部は未固結の場合が多く、雪崩によって削剥されやすい特徴を有している。雪崩による雪塊については、第3章6節で述べたように、斜面の凹地部や低所に集中して滑落する傾向がある。こうした滑落を繰り返す中で、凹地部が次第に筋状地形に発達するというシナリオを描くことも可能である。

また、段丘崖や地すべり滑落崖などの地形要素も形成過程を考察する上で大きな意味をもつと考察される。河成段丘の段丘崖や地すべり滑落崖の地形は急傾斜で、実際、筋状地形が存在することは第4章で述べたとおりである。段丘崖は長い間の地殻変動や氷河性海面変化の海退により台地が生じ、その後の河川等の侵食によって形成される。一方、地すべり滑落崖は、初期の段階では崩壊斜面と同様に地表面が無植生である。このように、段丘崖や地すべり滑落崖の地形においても、積雪と全層雪崩発生のもとで次第に筋状地形が形成・発達したことは崩壊地の場合と同様に類推が可能である。

結 論

本研究では、著者を含む研究グループが見出した「筋状地形」を対象に、空中写真の解析と現地踏査に基づき、（１）筋状地形の地形的特徴の把握、（２）筋状地形の分布調査と形成および分布を規定する要因の解析、（３）筋状地形を指標とした雪崩発生危険斜面予測図の作成とその有効性の検証を行った。以下に、その概要を記す。

（１）筋状地形の地形的特徴

- ① 無雪期のカラー空中写真から針先で傷つけたような細い筋状の地形が判読され、これを「筋状地形」と名付けた。
- ② 新潟県魚沼地区、新潟県一長野県境の姫川地区、石川県白峰地区を対象に解析を行った結果、約 7 割の全層雪崩発生斜面に筋状地形が存在し、また筋状地形のみられる斜面の約 9 割で全層雪崩が発生していることが確認された。
- ③ 新潟県魚沼地区と新潟県と長野県の県境の秋山郷地区における 3 冬期のデータから全層雪崩は 6 割～8 割の確率で同じ斜面において全層雪崩が反復して発生することが確認された。
- ④ 現地踏査を行った結果、筋状地形の横断形は半円形～U字型、岩盤が露出した幅 4-6m、深さ 2-4m の溝状の地形が形成されており、地表面にはしばしば雪崩の作用と思われる擦痕がみられた。
- ⑤ 筋状地形の傾斜は 35° ～ 55° の範囲に分布し、これまでに報告されている全層雪崩発生斜面の傾斜とほぼ同じ値を有した。上記の事実は、筋状地形が全層雪崩によって形成されたことを示唆するものである。

（２）筋状地形の分布と規定要因

無雪期のカラー空中写真を活用して全国における筋状地形の分布の概略を求めるとともに、最も出現数の多い新潟県を対象として詳細な分布と特性の調査を実施し、次の点を明らかにした。

- ① 筋状地形は北海道から山陰地方に至る日本海側の山地に広域にわたり分布する。
- ② 全国で最も密集度の高い新潟県では、筋状地形は積雪深が 150～200cm、標高が 200～300m を越える地域で出現し、両者の増加とともに密集度が高くなる傾向がみられた。
- ③ 筋状地形は、大きな視点の山地や火山地、丘陵地、台地という地形に分布し、より微地形に着目すると山地斜面や地すべり滑落崖、段丘崖などに集中して出現していることが明らかとなった。
- ④ 筋状地形がみられる斜面の地質は、「密集」して分布する朝日山地、飯豊山地、越後山脈などの山岳地域では堅固な地質の白亜紀の花崗岩類やグリンタフ堆積岩類、「やや密集」する地域は中・古生界の堆積岩類、変成岩、新第三紀・第四紀火山岩、「分散」して存在する領域は新第三紀鮮新世～第四期更新世にかけての堆積岩類で構成されていた。

- ⑤ 筋状地形の形成要因について、標高（積雪深）、地形（比高、傾斜）、地質をパラメータとして密集度の異なる地域を対象に詳細な解析を実施した結果、 $35\sim45^{\circ}$ という傾斜が、筋状地形の形成を決定する主要因であることが明らかになった。また、数値標高データを用いた当該地域における傾斜等の斜面特性の調査結果は、筋状地形の密集度の分布の相違を合理的に説明するものであった。

（３）筋状地形を指標とした雪崩発生危険斜面予測図の作成と有効性の検証

2004 年新潟県中越地震により多数の崩壊、地すべりが発生するとともに、直後に 19 年ぶりの豪雪に見舞われた魚沼丘陵を対象に、筋状地形と崩壊地を指標とした雪崩発生危険斜面の予測図を作成した。また、翌年の融雪期の空中写真から実際の雪崩発生状況を解析し、予測図の有効性を検証した。

- ① 融雪期に撮影された空中写真判読の結果、雪崩発生の危険が高いと予測された 646 斜面のうち、382 斜面で雪崩が発生し、雪崩発生率（的中率）は 59.1%であった。
- ② 筋状地形のみられる斜面では、69 斜面のうち、65 斜面で発生し、雪崩発生率（的中率）は 94.2%であった。また、崩壊地がみられる斜面では、143 斜面のうち、97 斜面で雪崩が発生し、雪崩発生率（的中率）は 67.8%であった。
- ③ この結果、筋状地形と崩壊斜面を指標とし作成した雪崩発生危険斜面予測図の有効性が示された。

謝 辞

本論文は、昭和 57-61 年度科学技術庁の「地形要素と雪崩発生度の解明に関する研究」を詳細に調査・研究し、さらに発展させてまとめたものである。本論をまとめるにあたり、細部にいたるまで御指導をいただきました新潟大学理学部自然環境科学科西村浩一教授、論文作成の機会を与えていただいた新潟大学災害復興科学センター防災部門長山岸宏光教授、雪崩や雪崩ハザードマップに関する文献を紹介、貴重な助言をいただいた新潟大学災害復興科学センター丸井英明教授、河島克久新潟大学理学部自然環境科学科准教授、渡部直喜新潟大学災害復興科学センター講師に心より感謝いたします。

また、国土交通省国土技術政策総合研究所危機管理技術研究センター 砂防研究室主任研究官（前土木研究所新潟試験所）秋山一弥氏、国際航業株式会社技術センター中筋章人技師長には貴重な資料の提供のほか草稿段階における貴重なご指摘、はげましのお言葉をいただきました。深く感謝いたします。佐藤篤司防災科学技術研究所雪氷防災研究センター長からは 2004 年新潟県新潟県中越地震の翌年の融雪期空中写真を使用させていただきました。また、中澤哲夫気象庁気象研究所台風研究部主任研究官、星野航新潟県農林水産部治山課主査には積雪深データの提供をいただきました。中村勉元防災科学技術研究所長岡雪氷研究所所長からは雪崩に関する調査・研究に際したくさんのご援助をいただきました。

元国土地理院の保谷忠男氏、赤桐毅一氏、杉山正憲氏には科学技術振興調整費の「地形要素と雪崩発生度の解明に関する研究」の研究作業でたいへんお世話になりました。また、国土地理院地理地殻活動研究センター小白井亮一研究管理課長、同センター地理情報開発研究室佐藤浩主任研究官、神谷泉主任研究官、長谷川裕之主任研究官には中越地震後の雪崩ハザードマップの作成に際してたいへんお世話になりました。さらに、地理調査部の方々にはご協力をいただき感謝いたします。

最後に、論文作成にいたる過程でご相談にのっていただいた太田陽子横浜国立大学名誉教授、小嶋尚明治大学名誉教授に深く感謝いたします。

引用文献

- Ackroide, P. (1986) : Debris transport by avalanche, Torlesse Range, New Zealand, *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F. Bd. 30, 1-14.
- 秋山一弥・関口辰夫・大図和哉 (2006) : 多雪山地の斜面侵食における積雪の影響. 2006 年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, 105.
- Butler D.R. (1979) : Snow-avalanche Paths Terrain and Vegetation, Glacial National Park, Montana. *Arct and Alpine Research*. Vol. 11, 17-32.
- Butler D.R., Malanson G. P. and Walsh S. J. (1992) : Snow-avalanche Paths : Conduits from the Periglacials-Alpine to the Subalpine-Depositional Zone. *Periglacial Geomorphology*. Edited by J. C. Dixon and A. D. Abrams, 185-202.
- 遠藤八十一・秋田谷英次 (1977) : 笹地斜面における積雪のグライド機構 I. 低温科学, 物理編, 35, 91-104.
- Endo Yasoichi. (1983) : Glide processes of a snow cover as a release mechanism of avalanche on a slope covered with bamboo bushes. *Contributions from the Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University*, 32A, 39-68.
- Gardener J. (1983) : Observations on erosion by wet snow avalanches Mount Rae area, Alberta, Canada. *Arct and Alpine Research*. Vol. 15, No.2, 135-144.
- 原田暁之 (1992) : 中部日本北部の筋状地形. 明治大学大学院修士論文, 69p.
- 平島寛行・山口 悟・西村浩一・岩本勉之・中井専人・佐藤篤司 (2005) : 積雪循環曲線からみた中越地震後の雪氷災害. 寒地技術論文・報告集, 21, 302-307.
- 保谷忠男 (1979) : 積雪・雪崩調査, 国土の調査法. 山海堂, 271-302.
- 石川県 (1998) : 土地分類基本調査「白峰・白川村・下梨」, 46p.
- 石坂雅昭・中井専人・岩本勉之・佐藤篤司・椎名 徹 (2005) : 2005 年度新潟県中越地方の集中降雪と降雪粒子. 2005 年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, 213.
- 梶本卓也・大丸裕武・杉田久志 (2002) : 雪山の生態学. 東海大学出版会, 288p.
- 粕谷健二・横山康二・奥田節夫 (1974) : ガリーの発達に関する計測と考察. *地理学評論*, 47, 413-425.
- 川尻営林署 (1937) : 類雪に関する試験報告 (第一報). *青森林友*, 9-27.
- 菊地勝弘・大畑哲夫・東浦将夫 (1995) : 基礎雪氷学講座Ⅱ, 降雪現象と積雪現象. 古今書院, 272p.
- 気象庁 (2004) : 平成 16 年 (2004 年) 新潟県中越地震についての活動概要. *地震予知連絡会報*, 第 73 巻, 258-268.
- 気象庁 (2005) : 日本活火山総覧 (第 3 版) , 635p.
- 建設省河川局 (1982) : なだれ防災対策調査報告書. 昭和 56 年度国土総合開発事業調整費, 263p.
- 建設省河川局 (1990) : 大規模表層雪崩の総合的対策に関する調査報告書.
- 建設省河川局砂防部 (1996) : 集落雪崩対策工事技術指針 (案) 本編. 27-33.

- 小嶋 尚 (1991) : 山を読む, 自然景観の読み方 3. 岩波書店, 147p.
- 小池一之・田村俊和・鎮西清高・宮城豊彦 (2005) : 日本の地形 3, 東北. 東京大学出版会, 355p.
- 高速道路調査会 (1975) : 防雪施設に関する調査研究報告書. 158p.
- 国立防災科学技術センター (1982) : 昭和 56 年豪雪による北陸地方の災害現地調査報告, 主要災害調査, 第 17 号, 392p.
- 小林 詢 (1981) : 残雪と地形. 地理, Vol.17, No.3, 19-28
- Land Tirol (1996) : Lawinenhandbuch, 247p.
- Lied, K., Bakkehoi, S. (1980) : Method of Estimating Snow Avalanche Runout Distance Based on Topographic Parameters, Journal of Glaciology, Vol.26, No.94, 165-177.
- Luckman, B. H. (1977) : The geomorphic activity of snow avalanche. Geogr. Ann., 59A, 34-48.
- 前野紀一・遠藤八十一・秋田谷英次・小林俊一・竹内政夫 (2000) : 基礎雪氷学講座Ⅲ, 雪崩と吹雪. 古今書院, 248p.
- 町田 洋・松田時彦・海津正倫・小泉武栄編 (2006) : 日本の地形 5 中部. 東京大学出版会, 385p.
- 町田 誠・早川典生・町田 敬 (2005) : 2005 年冬季新潟県中越地震被災地での雪崩災害とその対策. 寒地技術論文・報告集, 21, 776-782.
- Matthes, F.E. (1938) : Avalanche sculpture in the Sierra Nevada of California. Bull. Int. Assoc. Scient. Hydrol., 23, 631-7.
- Mears, A.I. (1992) : Snow-Avalanche hazard Analysis for Land-use planning and Engineering. Colorado Geological Survey Bulletin, 38, 125p.
- 村松郁栄・佐藤 滋・梅林 正・武田 徹・加藤 明 (1990) : 衛星写真を考慮した本州の積雪分布図. 雪氷, 52, 1-11.
- 村松和樹・中筋彰人・井上公夫 (1988) : 土砂災害調査マニュアル. 鹿島出版会, 253p.
- 三浦牧男 (1956) : 秋田県中山地における雪食地形. 東北地理, 9, 8-13.
- 三村弘二 (1988) : 磐梯火山の地質と活動史. 地学雑誌, 97, 279-284.
- 宮崎健三 (1938) : 雪崩の地理学的考察. 地理学評論, 14, 731-744.
- 守屋以智雄 (1988) : 磐梯火山の地形発達史. 地学雑誌, 97, 293-300.
- 中井専人・山口 悟・佐藤篤司・西村浩一・岩本勉之・平島寛行 (2005) : 新潟県中越地域における 2005 年 1 月および 2 月の集中豪雪. 寒地技術論文・報告集, 21, 276-289.
- 中野 俊・竹内 誠・吉川敏之・長森英明・荻谷愛彦・奥村晃史・田口雄作 (2002) : 白馬岳地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 105p.
- 中村 勉 (1992) : 雪崩の研究とその災害防止の現状と将来展望. 雪崩予知予防, 長岡国際シンポジウム論文集, 5-25.
- 雪崩対策研究会 (1992) : 改訂 雪崩とその対策. 経済調査会, 222p.
- 日本雪氷学会 (1998) : 日本雪氷学会雪崩分類. 雪氷, 60, 437-444.
- 新潟県 (2000) : 20 万分の 1 新潟県地質図 (2000 年版) および同説明書. 新潟県商工労働部商工振

- 興課, 200p.
- 新潟県 (2005): 平成 16 年新潟県中越大震災による被害状況について (105 報). 中越大震災災害対策本部. http://bosai.pref.niigata.jp/content/jishin/higai_new.html
- 新潟県中越地震・雪氷災害調査検討委員会雪崩災害ワーキンググループ (2005): 新潟県中越地震後の雪崩災害. 2005 年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, 169.
- 新潟県土木部砂防課 (2007): 雪崩危険箇所一覧図
<http://www.pref.niigata.jp/doboku/engawa/sosiki/honcho/sabou/nadarekikenkasyo/index.html>
- 農林水産技術会議事務局 (1961): 昭和 10 年～30 年積雪調査, 226p.
- 小野寺弘道 (1974): 北海道知床半島におけるなだれ堆積地の特徴. 雪氷, 36, 21-23.
- 小野寺弘道 (1990): 雪と森林. わかりやすい林業研究解説シリーズ, 96, 81p.
- 大関義男・渡辺成雄・佐伯正夫 (1974): 全層雪崩による雪食の一例. 治山, 19, 196-198.
- Owens I.F. and Fitzharris B. B.: avalanche Atlas of the Milford Track and Assessment of the Hazard to Walkers. N.Z. Mountain safety Council 1: Avalanche Report No.8.
- Rapp A. (1959): Avalanche Boulder Tongues in Lappland. Geogr. Ann., 41, 34-48.
- Rapp A. (1960): Recent development of mountain slopes in Karkevage and surroundings, Northern Scandinavia. Geogr. Ann., 42, 65-200.
- 砂防学会 (1993): 雪崩対策, 砂防学講座第 8 巻. 山海堂, 328p.
- 佐伯正夫・若林隆三・渡辺成雄・大関義男・庭野昭二 (1981): 豪雪地帯の森林伐採と雪崩. 雪氷, 43, 15-20.
- 式 正英 (1983): 地形地理学, 地理学基礎講座 1. 古今書院, 240p.
- 島津光夫・立石雅昭 (1993): 苗場山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 90p.
- Shimizu, M. and Abe, O. (2001): Recent fluctuation of snow cover on mountainous areas in Japan. - Ann. Glaciol., 32: 97-101
- 下川和夫 (1974): 只見川流域の雪崩地形. 地理学会予稿集, 7, 102-103.
- 下川和夫 (1980a): 只見川上流域の雪崩地形. 地理学評論, 53, 171-188.
- 下川和夫 (1980b): 積雪の作用に関する諸研究. 駿台史学, 50, 296-318.
- 下川和夫 (1981): アバランチ・シュートにおける雪崩侵食量の調査. 雪氷, 43, 217-223.
- 下川和夫 (1982): 雪崩のつくる地形. 地理, Vol.27, No.4, 37-43.
- 下川和夫 (1988): 多雪景観の分布からみた東北日本の自然領域区分. 札幌大学女子短期大学部紀要, 12 号, 61-82.
- 社団法人日本建設機械化協会 (1988): 新編防雪工学ハンドブック. 森北出版, 133p.
- 斜面防災・環境対策技術総覧編集委員会 (2004): 斜面防災・環境対策技術総覧. 産業技術サービスセンター, 915p.
- 杉山利治 (1970): 航空写真による山地積雪分布の測定. 雪氷, 32, 55-61.

- 杉山正憲・関口辰夫・保谷忠男（1987）：地形要素と雪崩発生度の解明に関する研究．国土地理院昭和 62 年度地理調査部研究報告，50-59.
- 関口辰夫（1991）：全層雪崩発生斜面の地形的特徴（第 2 報）．1991 年度平日本地理学会春季学術大会講演予稿集，40-41
- 関口辰夫（1994）：全層雪崩発生斜面における筋状地形の特徴．雪氷，56，145-157.
- 関口辰夫・秋山一弥（2003）：関東・甲信越地方における雪崩地形の分布と形態的特徴．2003 年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集，95.
- 関口辰夫・秋山一弥（2005）：日本全体における雪崩地形の分布と形態的特徴．2005 年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集，86.
- 関口辰夫・秋山一弥（2006）：融雪期における雪崩による土砂流動の特徴，一秋山郷硫黄川を例にして一．2006 年度日本地理学会春季学術大会発表要旨集，113.
- 関口辰夫・佐藤 浩（2006）：新潟県中越地震における斜面崩壊の特徴と分布．日本地すべり学会誌，Vol.43, No.3, 142-154.
- 関口辰夫・杉山正憲・赤桐毅一・保谷忠男・大西純夫（1989）：火山土地条件図「桜島」の概要について．地理調査部研究報告，5，50-59.
- 関口辰夫・丸井英明・秋山一弥（2001a）：平成 12 年 6 月 18 日新潟県浅草岳雪崩災害における地形的特徴．2001 年度日本地理学会春季学術大会発表要旨集，90.
- 関口辰夫・丸井英明・秋山一弥（2001b）：平成 12 年 6 月 18 日浅草岳ブロック雪崩災害の地形的特徴．2001 年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集，177.
- 関口辰夫・丸井英明・秋山一弥（2003）：新潟県浅草岳におけるブロック雪崩発生斜面の地形的特徴．雪氷，65，377-387.
- 関口辰夫・佐藤 浩・神谷 泉・長谷川裕之・小白井亮一・秋山 實・秋山一弥（2005）：新潟県中越地方芋川流域の雪崩に関するハザードマップ基礎情報図の試作．2005 年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集，183.
- 関口辰夫・秋山一弥・西村浩一・佐藤篤司・佐藤 浩（2006）：新潟県中越地震後に発生した雪崩の特徴と雪崩発生予測．2006 年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集，49.
- Sekiguchi Tatsuo and Sugiyama Masanori (2003) : Geomorphological features and distribution of avalanche furrows in heavy snowfall regions in Japan. Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplement Volume 130, 117-128.
- 高橋 博・中村 勉（1986）：雪氷防災，一明るい雪国を創るために一．白亜書房，478p.
- 高橋喜平・小野茂夫・川口利次（1968）：伐採跡地のなだれ発生過程．雪氷，30，26-30.
- 高橋喜平（1960）：雪崩の被害．雪氷，Vol22, No.1, 7-9.
- 高橋 博・大八木規夫・大滝俊夫・安江朝光（1986）：斜面災害の予知と防災．白亜書房，526p.
- 高橋 浩・豊島剛志・志村俊昭・原 英俊・竹内圭史・酒井 彰・中野 俊（2004）：須原地域の地質，地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）．産総研地質調査総合センター，80p.

武士俊也・秋山一弥・関口辰夫・大図和哉（2002）：積雪期における斜面侵食現象の地形的特徴．2002年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集，26．

宇井忠英（1986）：岩屑なだれ（土石なだれ）．文部省科学研究費自然災害特別研究，計画研究「火山噴火に伴う乾燥粉体流（火砕流）の特質と災害」，169-179．

柳沢幸夫・小林巖雄・立石雅昭・茅原一也・加藤碩一・奥村晃史・田口雄作（1986）：小千谷地域の地質，地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）．地質調査所，177p．