

雪崩発生危険度予測システムの構築

Development of a snow avalanche warning system

小松麻美*

1. はじめに

筆者の所属する日本気象協会では、気象・水象・地象に関して、3つの事業分野（社会・防災事業、環境・エネルギー事業、メディア・コンシューマ事業）を有している。今回紹介する「雪崩発生危険度予測システム」は、筆者が社会・防災事業で関わった顧客への情報提供のために構築したものであったが、積雪の時間変化を推定し、積雪の不安定層を特定するという機能は、太陽光発電パネル上の積雪の不安定性の推定にも役立つ部分があると考えている。

1.1 2018年1月22日～23日 南岸低気圧による大雪

2018年1月22日以降の南岸低気圧に伴う関東甲信地方における大雪事例では、都心にある東京アメダスにおいても24時間で23cmの降雪があった。その後、上空に強い寒気が流入したことにより、電力需要も増加した。降雪後に残った積雪により、当初想定した発電量に出力が及ばないなどの影響があった。太陽光発電技術に関わる方々がパネル上の積雪の推定することの重要性を認識された事例と考えている。

2. 雪崩の基礎知識

2.1 雪崩の定義

日本雪氷学会では、雪崩を雪の滑る面によって、地面が滑り面となる全層雪崩と、積雪層内に滑り面がある表層雪崩の2種類に分類している。

全層雪崩は融雪期に発生することが多く、積雪表面に雪しわやクラックなどの前兆現象が現れることが多い。

一方、表層雪崩は前兆現象がなく、積雪内部で上下の層とのつながりが弱い層を起点として発生する。

2.2 雪崩対策

雪崩対策としてハード対策とソフト対策の2つの手法が用いられている。ハード対策として、雪崩発生域への柵などの予防施設や、発生した雪崩の走路や雪が溜まる堆積区を変える防護施設がある。ソフト対策としては地形や植生などの要因と過去の雪崩発生事例を基にしたハザードマップや気象庁のなだれ注意報がある。なだれ注意報は市町村単位という広範囲に対して発表されており、積雪深や降雪量、気温を用いた経験則に基づくものである。その発表基準は、例えば北海道ニセコ町で

- ① 24時間降雪の深さ 30cm 以上
- ② 積雪の深さ 50cm 以上で、日平均気温 5℃ 以上となっている。

しかし、道路沿いの雪崩を監視するためには、より狭い範囲の情報が必要である。道路管理者は道路沿いの斜面上に設置した雪尺や近傍の積雪深の観測値を監視することで雪崩発生危険度を評価しているが、この方法は物理過程を考慮したものではなく、積雪内部の状況を把握することは難しい。

2.3 日本国内の雪崩事例

長部ほか（2008）によると、1999年冬期から9冬期の日本国内の雪崩事例は、年平均40～50件であり、うち年平均30件が道路に関する雪崩事例である。

3. 積雪変質モデル

表層雪崩の監視には、積雪層の安定性に関わる物理量の変化をリアルタイムで把握することが必要である。

積雪の物理量を気象データから推定し、現地の気象観測データと気象予測情報を用いて、道路管理者・

*一般財団法人日本気象協会
関西支社 社会・防災事業課 主任技師

スキー場の管理者やユーザーにとってきめ細かい雪崩の危険性の情報提供を行うため、実用的な雪崩危険度予測システムの構築を行うことを目的に本研究を進めた。

3.1 世界の積雪変質モデル

気象の変化から積雪の変化を推定するモデルには、フランス気象庁による Crocus (Brun et al. 1989) とスイス雪・雪崩研究所の SNOWPACK (Bartelt and Lehning 2002) がある。これらのモデルは入力値として放射に関わる気象要素も計算に必要であるが、雪に関わる多数の物理量が出力される。

3.2 日本国内の積雪変質モデル

日本においても放射過程を詳細に反映した気象庁の SMAP (Snow Metamorphism and Albedo Process, 雪の変性と大気放射過程) モデルのほか、先述のスイス雪・雪崩研究所の SNOWPACK を日本の積雪用にチューニングした防災科学研究所によるモデルが存在する。

4. 簡易な積雪変質モデル

4.1 モデルの概要

1 時間毎に情報が手に入る気温と降雪量のみを用いて積雪構造を推定するモデル (簡易な積雪変質モデル, Simple Snow cover Model, 以降は略して SSCM とする) を開発した。SSCM の詳細については小松 (2019) および Komatsu and Nishimura (2020) に記載している。

SSCM は、図 1 に示すフローのように、1 時間毎の観測または予測された気温と降水量から積雪層各層の物理量、具体的には雪温、雪質、せん断強度の変化を計算し、最終的に Snow stability index (以降 SI とする) という指標を出力する。

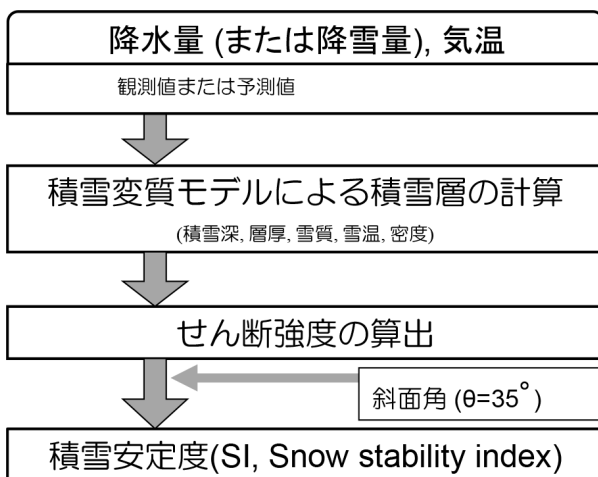


図 1 雪崩発生危険度予測の計算フロー

雪温を計算するには本来、熱伝導方程式を解くべきであるが、積雪に関しては層厚が変化することで格子の高さも変化し、更に雪密度と雪質という熱伝導率に依存する指標も時々刻々変化し計算量が多くなるため、ここでは水津 (2002) の手法を用いた。積雪表面 1 層目の雪温はその時間と 1 つ前の時間の気温の平均値とする。そして 2 層目は、その雪温と、1 つ前の時間の 1 層目 (= 気温) と 2 層目の平均、3 層目以降は前の時間の同じ高さの層と上下の層の平均から算出している。

初期密度は気温 -2°C を閾値として、それぞれ多量降雪時の積雪表面の観測事例 (新潟県十日町, 森林総研) から算出された式を用いている。下層は、上載荷重と、粘性圧縮理論を用いて求めた層の厚さを基に密度を算出している。上載荷重は各層の厚さと密度から求められる。

雪質の分類については雪温の鉛直勾配の時間積分と、密度の 2 つの指標を用いる。積雪層内部の温度勾配の時間積分が大きくなると霜の結晶が出来、しもざらめ化するという性質がある。雪温の鉛直勾配の時間積分については、2 段階の閾値を設けて、雪温の温度勾配の大きい方からしもざらめ雪、そしてこしもざらめ雪に分類した。雪温の鉛直勾配の閾値を満たさない場合、密度を軽い方から新雪、こしまり雪、しまり雪と分類する。

新雪、こしまり雪、しまり雪と、こしもざらめ雪、しもざらめ雪の 2 つのグループに分けて過去の研究から求められた密度とせん断強度の関係式を用いてせん断強度を算出する。

以上のようにして、SSCM を用いて積雪各層の雪温、密度、層厚 (そうこう)、せん断強度、せん断応力が求められる。

図 2 は SI の物理的な意味を示した模式図である。上載荷重の斜面方向成分であるせん断応力とせん断強度の比として SI が算出される。SI の値は小さいほど積雪層の不安定性を示し、おおよそ 2.5 程度で雪崩発生の危険性が高いということが知られている。

モデル計算では層毎に出力された SI のうち、最も小さい値をその時間の SI の代表値とした。せん断強度はシアーフレームを用いて実測できるほか、硬度を計って間接的に求める方法もある。

SSCM は自然積雪のうち、表層雪崩に関与する上部に焦点を当てて開発したモデルであるが、角度や下部境界温度などを調整することで太陽光発電パネル上の積雪の安定度推定にも適用出来る可能性がある。

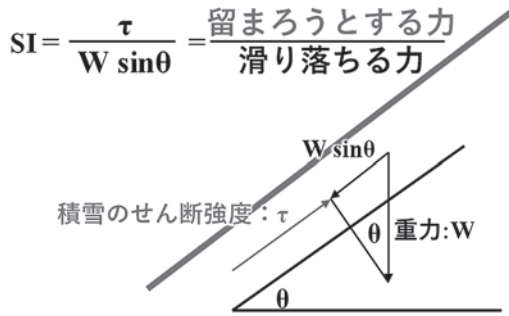


図2 SIの模式図

表1 積雪断面観測とSSCMの出力の比較(2013/1/28 16:00, 北海道上川地方 三国峠). nはサンプル数, rは相関係数, dはWillmot and Wicksの指標(Willmot and Wicks 1980)を示す. この値は観測値とモデルによる推定値を比較する指標として開発されたもので, 1に近いほど予測と実測の差が小さいことを示している.

	n	Bias	RMSE	r	d
雪温	6	2.6 °C	3.0 °C	0.9	0.7
密度	6	68.5 kg m ⁻³	85.8 kg m ⁻³	0.7	0.5
せん断強度	6	539.2 Pa	872.7 Pa	0.9	0.7

	n	Score
雪質	6	0.9

ると考える.

4.2 モデルの精度

北海道上川地方の三国峠で実施した積雪断面観測のうち1例についてSSCMと比較した結果を表1と図3に示す.

モデルで計算した積雪層と, 積雪断面観測の比較を行う際には, Lundy et al. (2001) に従ってモデル出力と積雪深を0から1に規格化する手法を用いた. その後, 断面観測を実施した高さ10cmおきに相当する高さの観測値とモデルの計算値について比較を行った.

上層から下層まで雪温分布の変化傾向はおおよそ一致していた. 表層雪崩発生判定にあたって重要となるせん断強度の鉛直分布ではモデルと観測の差は小さく, 特にシアーフレームでの直接観測の値とモデル値はよく一致していた.

雪質は定量的な比較が難しいため, Lehning et al. (2001) の手法を用いた. 上部にこしまり雪(観測)と新雪(SSCM)と類似した雪質が, 下部にこしらめ雪が出現しており, スコアも高かった.

2013年~2014年にかけて, 北海道の上川地方にある三国峠と, 留萌地方にある霧立峠で複数回の観測を実施し, 比較を行った結果, 雪温, せん断強度, 雪質のスコアはSNOWPACKを用いたLundy et al. (2001) や Hirashima et al. (2004) のスコアと同程

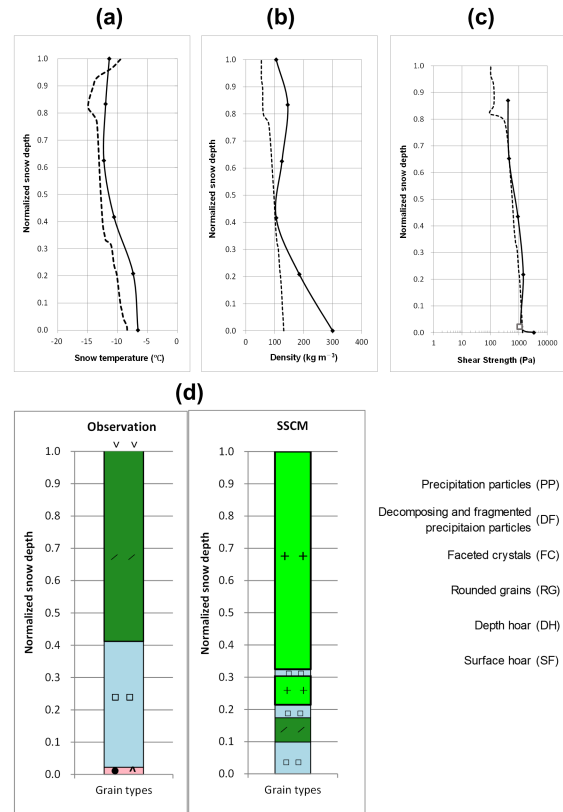


図3 積雪断面観測(実線)とSSCM(点線)の出力の比較(断面図). 上段は左から(a)雪温, (b)密度, (c)せん断強度, 下段は(d)雪質.

度であった.

SSCMは観測よりも2度程度雪温が低い傾向があり, それにより密度が観測よりも小さい値になったと考えている. しかしこの密度の差は雪崩予測にとって重要な要素であるせん断強度には大きな影響は与えていない. 以上よりSSCMは積雪の物理量を十分表現可能なことが分かった.

4.3 事例検証

北海道の十勝地方と日高地方の境界にある野塚峠で, 2018年2月5日16時過ぎに雪崩が発生した. 雪崩発生2日前の天気図(図4上)では, 発達した低気圧が日本の南岸を北上して北海道に近づいている. 雪崩発生日の天気図(図4下)では, 発達した低気圧が日本海側に停滞していた. この2段階で多量の降雪がもたらされた.

雪崩発生直前に積雪深は25cm増加し, 同時にSIが低下し, 雪崩発生時にはSIは1.9になり, 雪崩発生の危険性を的確に表現していた(図5).

4.4 過去の雪崩事例によるSSCMの課題

野塚峠にて2020年に発生した雪崩事例についても日本の南岸を発達しながら低気圧が北上していた. 雪崩発生の前日には1日に積雪深が70cm増加

し、時間降雪は最大で12cmを記録していた。しかし、雪崩発生前日の夕方には積雪深の増加は止まり、SIも増加傾向となり、雪崩発生時のSIは4.9と危険性を十分に表現できる値ではなかった(図6)。

この事例で、野塚峠近傍の野塚テレメータの風速は最大4m/s程度だった。一方で帯広のウィンドプロファイラについて、野塚岳頂上と同じ高さでは、風速20m/sを超える強い風となっていた。このため、雪崩発生点となった山頂部では強風による吹雪で吹きだまりが形成されていたと推定される。以上より、SSCMの入力値に吹きだまり効果の考慮が必要であると考えた。

5. 積雪変質モデルへの吹雪吹きだまり効果の導入

5.1 海外の先行研究

積雪変質モデルの入力値に吹きだまりの量を考慮したシステムとしては、フランス気象庁によるメソ気象モデルとCrocusを組み合わせた例や、スイス雪・雪崩研究所の気流モデルALPINE3DとSNOWPACKを組み合わせた先行事例がある。しかしいずれもシステムとして大規模であり、計算の負荷が大きく更新に時間が掛かる。そのため、SSCMと同様に、できる限り簡便にして計算時間を短くし、現地状況を迅速に表現可能なシステムの開発を行った。

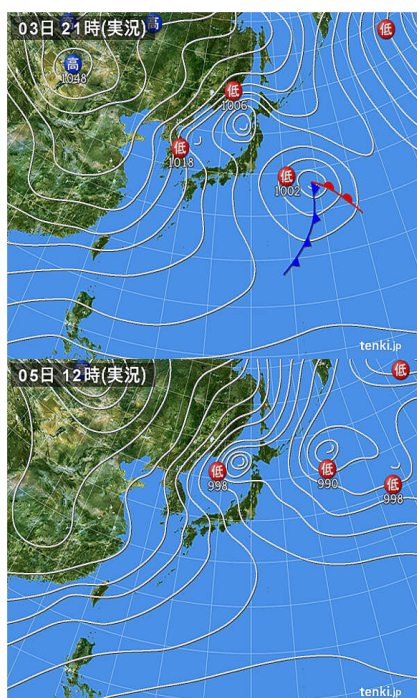


図4 2018年2月3日21時と5日12時の天気図

5.2 吹雪吹きだまり計算の概要

吹雪現象は固体と気体の二相混相流(こんそうりゅう)とみなすことができるが、本モデルでは、最初に地形データを基に気流の場を解き、次に解かれた気流場を用いて飛雪場を解くという手順で数値シミュレーションを実施した。浮遊層内の雪の輸送は拡散方程式を解いて飛雪空間濃度を計算した。上端の境界条件は降雪強度から換算した飛雪空間濃度で与え、下端の境界条件については、浮遊層の下にある跳躍層についてIversen et al. (1980)の吹雪量の式を用いて輸送量を計算した。以上により、各格子点に雪が堆積する速度と削剥される速度が算出され、単位時間当たりの吹きだまり量は堆積量から削剥量を引いたもので求められる。時間積分を行い、最終的に新雪密度100kg/m³で積雪深に変換した。

本モデルの詳細についてはKomatsu and Nishimura (2022)を参照してほしい。

5.3 ニセコアンブリにおける検証結果

風の検証は、厳冬期の2020年2月の1か月を対象に行った。北海道ニセコ町と防災科研が設置した山域内6地点を対象に、1時間毎の風速の観測値について計算値と比較した結果、相関係数は約0.8、Biasは約±1m/s、RMSEは3m/s程度と、吹雪の計算には実用的な精度が得られた。

検証対象とした1か月のうち、発達した低気圧が北海道に接近し、その後冬型気圧配置が強まった2020年2月23日の事例について、吹きだまりの発達状況を求めた。計算時間の最後の時間の吹きだまり

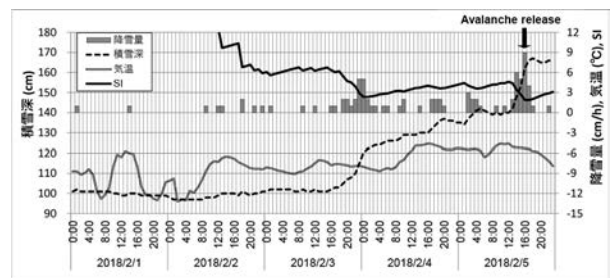


図5 2018年2月1日から5日までの野塚テレメータの気温、降雪量、積雪深の観測値と算出したSIの時系列

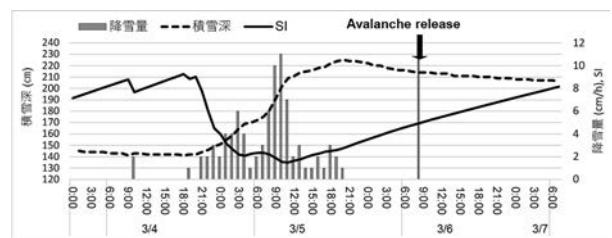


図6 2020年3月4日から7日までの野塚テレメータの降雪量、積雪深の観測値と算出したSIの時系列

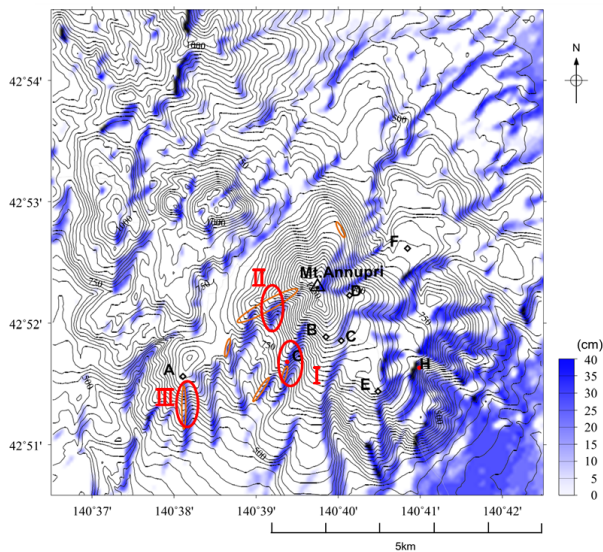


図7 ニセコアンヌプリにおける吹雪事例後（2020年2月23日21時時点）の吹きだまり計算結果。

り結果を示した図7を見ると、吹きだまっている濃い領域は、厳冬期（2021年2月）に防災科研の伊藤主任専門研究員が撮影した写真に写っている吹きだまりや雪庇の地点（I～III）はよく一致していた。また、丸で示した地点GとHは、大沢と春の滝という過去に雪崩事故が発生した場所として知られている。この2箇所の積雪深は最終的に倶知安アメダスの2倍程度となっていた。倶知安アメダスの実況値から計算したSIは最小で3程度だったが、吹きだまりを考慮した場合のSIは2前後が継続していた。

以上より、吹きだまりを考慮した方が山岳部の雪崩の危険性をより適切に表現できると考える。

6. 雪崩発生危険度予測の展開

現在、気象協会では、道路管理者を対象に、SSCMを用いた情報提供を実施している。毎時更新のSIの雪崩危険性予測情報を、インターネットを通じて道路管理者が閲覧しており、携帯電話での表示対応やメール通知も実施している。

7. 今後の課題

今後、SSCMの入力値である降雪量に、吹雪吹きだまりの計算値を加えてSSCMに結合した予測システムを構築してユーザーに発信していきたいと考えている。

積雪寒冷域に設置された太陽光発電パネルでは、乱れた風により、雪がパネル上に凸凹のある状態で積もることがある。この凸凹が不均一であるほど、

パネル上の雪の融雪の推定も難しくなる。こうしたパネル上の積雪の変化についても、吹雪・吹きだまりの計算条件やSSCMの境界条件を調整するなどの検討を行うことで、太陽光発電分野においても寄与できないかと考えている。

参考文献

- 長部友和, 和泉薫, 河島克久, 2008: 2007-08年冬期の雪崩災害の発生状況とその特徴, 雪氷北信越, 28, 62.
- Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C., and C. Coleou, 1989: An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *J. Glaciology*, 35 (121), 333-342.
- Bartelt, P., Lehning, M., 2002: A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning Part I: numerical model. *Cold Regions Science and Technology*, 35, 123-145.
- 小松麻美, 2019: 積雪変質モデルを用いた雪崩発生予測, 気象研究ノート, (241) 593-604.
- Komatsu, A., and K. Nishimura, 2020: A Simple Snow Cover Model for Avalanche Warning. *SOLA*, 16, 246-251.
- 水津重雄, 2002: 激しい降雪による乾雪表層雪崩危険度モデル. 雪氷, 62, 15-24.
- Lundy, C., Brown, R., Adams, E., Birkeland, K., Lehning, M., 2001: A statistical validation of the snowpack model in a Montana climate. *Cold Regions Science and Technology*, 33, 237-246.
- Willmott, C. J., Wicks, D.E., 1980: An empirical method for the spatial interpolation of monthly precipitation within California. *Phys. Geogr.* 1, 59-73.
- Lehning, M., Fierz, C., Lundy, C., 2001: An objective snow profile comparison method and its application to SNOWPACK. *Cold Regions Science and Technology*, 33, 253-261.
- Hirashima, H., K. Nishimura, E. Baba, A. Hachikubo, and M. Lehning, 2004: SNOWPACK model simulations for snow in Hokkaido, Japan. *Ann. Glaciol.*, 38, 123-129.
- Iversen, J. D., Greeley, R., White, B. R., and J. B. Pollack, 1980: Eolian erosion of the Martian surface, Part I; Erosion rate similitude. *Icarus*, 26 (3), 321-331.

Komatsu, A. and Nishimura, K. 2022: Calculation of snowdrift distribution over complex topography to improve the accuracy of snow avalanche warning system. SOLA, 18, 71-75, doi : 10.2151/sola.2022-012.

著者略歴



小松麻美（コマツ アサミ）

2006年3月北海道大学 大学院理学研究科 地球惑星科学専攻 修士課程修了。同年4月、日本気象協会入社。以降現職。在職中に社会人大学院生として名古屋大学 大学院環境科学研究科で博士（理学）を取得。