

4.1 気象変動の影響による雪氷環境の変化に関する研究

研究予算：運営費交付金（一般勘定）

研究期間：平 23～平 25

担当チーム：寒地道路研究グループ（雪氷）

研究担当者：松澤勝、上田真代、松下拓樹
原田裕介

【要旨】

雪対策の長期的計画や防雪対策施設の設計に資するために、近年の雪氷環境の変化を解析し、それらを反映した吹雪量などの雪氷気候値の分布図を作成した。また、気候モデルの将来予測値を用いた雪氷気候推定技術を提案し、将来の雪氷気候値の分布図を作成した。その結果、年累積降雪量が対象地域の大部分で減少傾向にあるのに対し、最深積雪は北海道東部と東北地方山間部で増加傾向であった。また、将来の雪氷気候値の分布図を作成し変化傾向を予測した結果、雪氷気候値の平均値は減少傾向であるが、本州・北海道の内陸部、北海道の東部では増加する傾向も見られた。

キーワード：気象変動、吹雪量、視程障害頻度、分布図、将来予測

1. はじめに

近年、気温の乱高下、局地的な多量降雪や暴風、暖気の流れによる異常高温の発生など気象変化が激しくなる中、大規模な雪氷災害が発生している^{1)・4)}。将来に亘って、雪氷災害の激甚化や発生形態の変化が懸念される。このため、気象変動の影響による雪氷環境の変化を明らかにすることは、雪氷災害に関する長期的な視点に立った研究に取り組む上で、基礎となるものであり重要である。また、1 冬期の吹雪や降積雪、寒さの度合いを表す統計値である雪氷気候値の近年の分布図⁵⁾には、最近 20 年程度の気象変動が反映されておらず、雪氷対策の長期的計画や施策の立案、防雪対策施設の設計のため作成が強く望まれている。加えて、現在は過年度のデータに基づいて得られた雪氷気候値が用いられているが、防雪施設は整備された後も、長期にわたって機能を発揮することが期待される。したがって、将来に亘って十分な防雪効果が得られるように、過去の観測と将来予測データを合わせた雪氷気候値の変動傾向を考慮して、長期的な防雪対策計画を検討することが重要と考えられる。

本研究では、平成 23～25 年度にかけて、雪対策の長期的計画や施策の立案、防雪対策施設の設計に資することを目的に、以下について実施した。はじめに、近年の雪氷環境の変化傾向を整理し、雪氷気候値と基本的な気象値（気象庁で計測される積雪深、気温、風向風速、日照の値）との関係を解明のうえ、近年の雪氷気候値の分布図を作成した。つぎに、雪氷気候値の将来の増減傾向

を推定するために、気候モデルの出力値を用いて、これらの将来予測値を推計する技術を提案した。この技術を北海道、東北地方の 6 県ならびに新潟県に適用し、将来の雪氷気候値の分布図を作成のうえ、現在から 20 年後の近未来と 21 世紀末の降積雪指標の変化傾向を調べた。

2. 近年の雪氷環境の変化傾向の解明

北海道、東北地方及び新潟県を対象として、冬期の累積降雪量、最大積雪深、日降雪量 10・20・30cm 以上及び 24 時間降雪量 40cm 以上の事象の出現度数、吹雪量、視程障害頻度の各要素について、近年の変化傾向を解明した。

2.1 解析方法

新潟県以北で積雪深を計測している気象庁アメダス 141 箇所を対象として、解析対象期間（1983～2008 年度）の各冬期（当年 11 月 1 日～翌年 4 月 30 日）について、気温、風速、積雪深の 1 時間値を用いて、各要素の値を求めた。本研究では、1 時間ごとの積雪深の増加量をその 1 時間の降雪量とした。吹雪統計値の 1 冬期吹雪量と視程障害頻度の定義、および算定手法を表 - 1 に示す。各要素とも、年度ごとの変化が大きいので、大まかな変動傾向を捉えるために対象期間全体を線形近似する方法を用いた。線形近似は、式(1)に示す直線近似式を最小二乗法により求め、傾き a を変動傾向とした。ここでは、 a が正の場合を増加傾向、負の場合を減少傾向であるものとした⁶⁾。

$$Y = ax + b \quad \dots (1)$$

ここで Y は各要素、 x は年度 (1983 年度を $x=1$ とする)、 b は定数である。

2.2 解析結果

冬期累積降雪量は、対象地域の大部分で減少傾向にある一方、最大積雪深は北海道では日本海側の小樽以北、内陸部、オホーツク海側および太平洋側東部で、本州では北部太平洋側で増加傾向にある (図 - 1、図 - 2)。日降雪量 20cm・30cm 以上及び 24 時間降雪量 40cm 以上の事象は、北海道東部と東北地方の山間部で増加する傾向が見られた⁶⁾。1 冬期吹雪量及び視程障害頻度は、北海道東部で増加する傾向が見られた⁷⁾。さらに、北海道を対象に、冬期の気圧配置と大雪・暴風雪の地域別発生状況を整理した結果、近年二つ玉低気圧が併合して急速に発達することで発生する大雪や暴風雪の出現度数が増

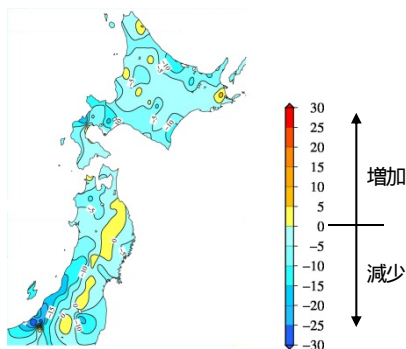


図 - 1 冬期累積降雪量の変化傾向。

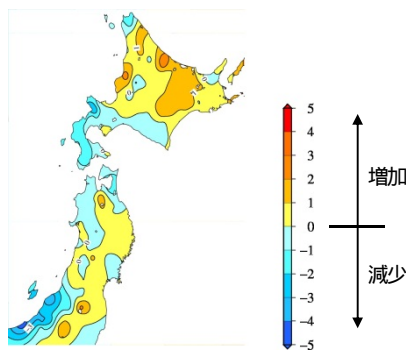


図 - 2 最深積雪の変化傾向。

加する傾向が見られた⁸⁾。

3. 雪氷気候値と基本的な気象値との関係解明

気象庁では、10 年ごとに基本的な気象値 (積雪深、気温、日照などの値) の 1km 格子のメッシュ平年値を公開している⁹⁾。また、(独)新エネルギー・産業技術総合開発機構では、風速に関する 1km 格子のメッシュ値を公開している¹⁰⁾ (表 - 2)。本研究ではこれらのデータを「4. 近年の雪氷気候値の分布図作成」に活用するために、雪氷気候値と基本的な気象値との関係を重回帰分析により解明した。対象範囲は北海道、東北地方及び新潟県、解明した雪氷気候値は表 - 3 に示す 11 要素である。本項目では、表 - 3 のうち、吹雪統計値である 1 冬期吹雪量と視程障害頻度の平年値について詳述する。

表 - 2 各資料の統計データ。

資料	要素	統計データ
気象庁 メッシュ平年値 2010 (統計期間 1981 年～ 2010 年の平年値)	平均気温	月平均値 (12 ヶ月分) () 年平均值
	日照時間	月合計値 (12 ヶ月分) (h) 年合計値
	最深積雪	月最大値 (1,2,3,12 月) (cm) 年最大値
(独)新エネルギー・ 産業技術総合開発機構 風況マップ表示システム (2000 年の平均値)	平均風速	地上高 30m の年平均值 (m/s)

表 - 3 解明した雪氷気候値。

雪氷気候値	出力値
1 冬期吹雪量	平年値、30 年確率最大値
視程障害発生頻度	平年値
1 冬期積算寒度	平年値
24 時間最大降雪量	平年値、10 年確率最大値
48 時間最大降雪量	平年値
72 時間最大降雪量	平年値
確率最大積雪深	5 年、10 年、30 年確率最大値

表 - 1 吹雪統計値の定義と推定値の算定方法⁵⁾。

吹雪統計値	定義	推定値の算定手法
1 冬期吹雪量 (m^3/m)	吹雪量 (単位時間に風向と直角な単位幅を通過する雪の質量) の 1 冬期の累計値を体積換算した値。	観測箇所の降雪の有無、気温と風速による吹雪の発生条件を満たす場合、風速と吹雪量の関係式を用いて時間当たりの吹雪量を推定した後、1 冬期分を積算。
視程障害頻度 (日)	1 年間のうち視程障害が発生する日数である。ここでは視程 200m を下回る日を視程障害発生日とし、その年間総計を視程障害発生頻度と定義する。	観測箇所の風速と降雪強度を用いて、高さ 1.2m の視程を推定し (前中期研究で開発した視程推定手法を用いる)、1 冬期あたりの該当日数を積算。

(注：吹雪統計値は直接計測が困難なため、気象条件から推定した値である。推算手法は補遺を参照)

3.1 解析方法

対象地域の1冬期吹雪量と視程障害頻度の重回帰式作成は、図-3に示す流れにしたがった。吹雪は、雪面上の風速が大きくかつ気温が低い条件で発生しやすい。加えて、降雪直後の雪は跳びやすく、時間が経つにつれて吹雪が発生し難くなる⁵⁾。このことから、吹雪と関連がある気象要素として、気温、風速、降雪量を選定した。

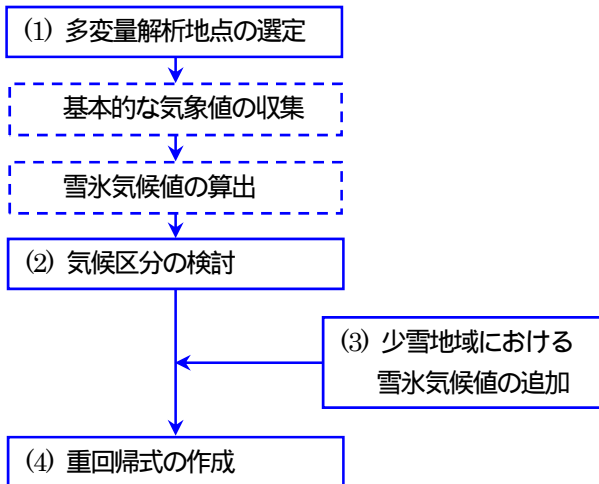


図-3 雪氷気候値と基本的な気象値との重回帰式作成フロー。

(1) 多変量解析地点の選定

観測データのうち、風速は周辺環境への依存が高いため、周辺箇所に障害物が少なく広範囲に代表しているかどうかを、表面粗度を算出することにより判断した。本研究では、地表面粗度が一定値以下の観測箇所を、多変量解析地点として選定した。

(2) 気候区分の検討

多くの特性を持つ多変量のデータについて、互いに独立な少数個の特性値にまとめる手法に主成分分析法がある。本項目では、(1)で選定した地点を対象に、冬期平均気温、冬期平均風速、最大積雪深の平年値を説明変数として主成分分析を行い、それぞれの説明変数の特性に基づき、気候区分を検討した。

(3) 少雪地域における雪氷気候値の追加

東北地方の太平洋側沿岸部における積雪深未計測の気象庁アメダスを対象に、降水量を降雪量として換算することで、1冬期吹雪量と視程障害頻度を推定した。

(4) 重回帰式の作成

1冬期吹雪量と視程障害頻度を目的変数、吹雪と関連がある複数の気象要素(気温、風速、降雪量)を説明変数として、重回帰分析を作成した。

3.2 多変量解析地点の選定

本研究では、新潟県以北の気象庁アメダス、気象官署、特別地域気象観測所計321箇所の2000年の冬期平均風速と、該当箇所に対応する局所風況マップの2000年の年平均風速(地上高30m)から、鉛直方向に風速の対数分布則が成り立つものとして、式(2)により地表面の粗度を求めた。

$$Z_0 = \exp\left\{\frac{U_d \ln(30) - U_{30} \ln(H_d)}{U_d - U_{30}}\right\} \dots(2)$$

ここで、 Z_0 は粗度係数、 U_d は地上高 H_d (m)における風速(m/s)、 U_{30} は地上高30mにおける風速(m/s)である。得られた地表面粗度から、道路橋耐風設計便覧¹⁰⁾の地表面粗度区分($Z_0=2.2$)以下となった144箇所のうち、積雪深を計測している76箇所を多変量解析に用いる観測箇所として抽出した。つぎに、選定された76箇所における1981年度または観測開始年度~2010年度の当年11月1日~翌年4月30日の気温、風速、積雪深の1時間値を収集した。これらの値を用いて、表-1に示す手法で1冬期吹雪量と視程障害頻度を推定した。

3.3 気候区分の検討

冬期間の基本的な気象値として、冬期平均気温、冬期平均風速、最大積雪深を選定のうえ、それらの要素の収集期間の平均値について主成分分析を行った。なお、本研究では対象76箇所のうち、平均気温の月別値がマイナスとなる箇所が、12月に37箇所、1月に66箇所、2月に62箇所、3月に33箇所であることから、冬期を12~3月とした。

主成分分析結果と寄与率を表-4に示す。第1主成分は、冬期平均風速が大きいほど、最大積雪深が小さいほど値が大きくなることを表している。第2主成分は、冬期平均気温の値が大きいほど値が大きくなる。また、第1主成分の寄与率は約48%、第2主成分は約29%で、第1主成分と第2主成分の累積寄与率は約77%となった。このことから、本分析は第2主成分までで大よそ説明で

表-4 主成分分析結果と寄与率。

	第1主成分	第2主成分	第3主成分
冬期平均気温 Tp	0.49	0.87	0.00
冬期平均風速 Ws	0.62	-0.32	-0.72
最大積雪深 Sd	-0.61	0.37	-0.70
寄与率 (%)	47.9	28.8	23.3
累積寄与率 (%)	47.9	76.7	100.0

きるものと考えられる。つぎに、図 - 4 に示す第 1 主成分と第 2 主成分の主成分得点の散布図をもとに、分布の状態を確認した。散布図に用いる 76 箇所の主成分得点は、下式により求めた。

$$\text{第 1 主成分} = 0.49Tp' + 0.62Ws' - 0.61Sd' \quad \dots(3)$$

$$\text{第 2 主成分} = 0.87Tp' - 0.32Ws' + 0.37Sd' \quad \dots(4)$$

ここで、 Tp' は標準化した冬期平均気温、 Ws' は標準化した冬期平均風速、 Sd' は標準化した最大積雪深である。その結果、北海道は冬期平均気温が低く、東北地方・新潟県は高いことから、地域分けが可能である。その一方で、冬期平均風速や最大積雪深の分布では重なり合っている地点が多く、分類が困難である。以上の結果から、対象範囲における雪氷気候値の冬期の気候区分を、北海道と東北地方・新潟県の 2 領域に分類した。

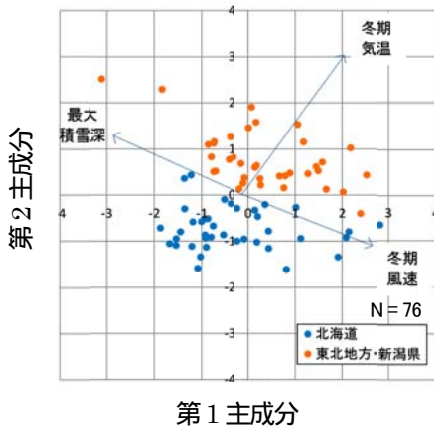


図 - 4 第 1 主成分得点と第 2 主成分得点の散布図。矢印は、合成した固有ベクトルを示す。

3.4 少雪地域における雪氷気候値の追加

東北地方の太平洋側沿岸部では、積雪深を計測している気象庁アメダスが少ないため、3.2 で抽出された多変数解析地点は 3 箇所のみであった。そこで、当該範囲の積雪深未計測の気象庁アメダスを対象に、3.2 で地表面粗度区分 ($Z_0=2.2$) 以下の地点において、積雪深を計測していない 16 地点を追加抽出した。つぎに、3.2 と同様の期間の降水量、気温、風速データを用いて、降雪直後の新積雪密度を 80kg/m^3 として降水量から降雪強度を求め、表 - 1 に示す手法により 1 冬期吹雪量と視程障害頻度を推定した。

3.5 重回帰式の作成

目的変数を 1 冬期吹雪量および視程障害頻度、説明変数を冬期間の吹雪を代表する気候値として、主成分分析で用いた冬期平均気温、冬期平均風速、および冬期間の

累計降雪量を選定のうえ重回帰式を作成した。

3.5.1 1 冬期吹雪量

3.2 で選定した 76 地点と、3.4 で追加した 16 地点計 92 箇所における説明変数要素の収集期間の平均値を用いて、重回帰分析を実施した結果、以下の式を得た。

$$Q_a = -2.33Tp + 30.74Ws + 0.030Sf - 75.21 \quad \dots(5)$$

ここで、 Q_a は対象範囲の 1 冬期吹雪量、 Tp は冬期の平均気温 () Ws は冬期の平均風速 (m/s) Sf は冬期累計降雪量 (cm) である。重相関係数は 0.81 ($p < 0.01$) であった。つぎに、対象 92 箇所における式(5)での目的変数である 1 冬期吹雪量 (以下、 Q 解析値という) と、表 - 1 に基づき毎時の計測値により推計した 1 冬期吹雪量 (以下、 Q 推計値という) を比較した。その結果、 Q 推計値が $100\text{m}^3/\text{m}$ より大きい場合は、 Q 解析値が過少に評価されていた。これは、 Q 推計値を求める際に用いた吹雪量を求める実験式が風速のべき乗を適用しているため、風速の値が大きいかほど大きな吹雪量が推定されていると考えられる。そこで、 Q 解析値の累乗根と Q 推計値の累乗根を比較した結果、4 乗根で比較した際に得られた重回帰式の相関係数が 0.91 で最も高かった。このことから、説明変数を 4 乗する重回帰式を適用することで、1 冬期吹雪量を目的変数とする重回帰式を、北海道 (式(6)) と東北地方・新潟県 (式(7)) に分類のうえ求めた。式中の添字の h は北海道を、 tn は東北地方・新潟県を示す。

$$Q_h = (-0.041Tp + 0.759Ws + 0.0007Sf - 0.566)^4 \quad \dots(6)$$

$$Q_{tn} = (-0.107Tp + 0.583Ws + 0.0008Sf - 0.307)^4 \quad \dots(7)$$

重相関係数は、式(6)が 0.97 ($p < 0.01$) 式(7)が 0.79 ($p < 0.01$) であった (図 - 5)。

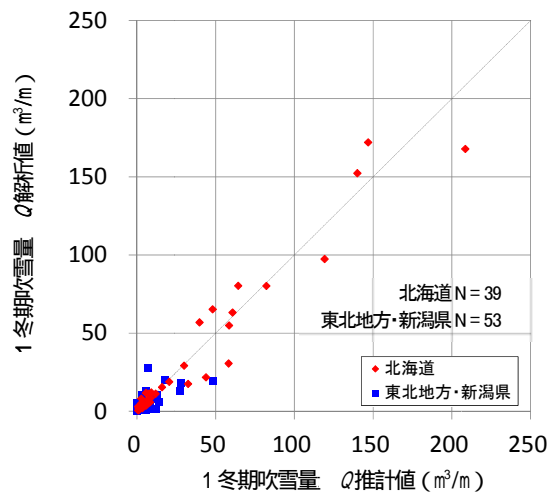


図 - 5 式(6)および式(7)から算出した Q 解析値と Q 推計値との散布図。

3.4.2 視程障害頻度

3.2 で選定した 76 地点と、3.4 で追加した 16 地点計 92 箇所における説明変数要素の収集期間の平均値を用いて、重回帰分析を実施した結果、以下の式を得た。

$$Vis_a = -0.56Tp + 6.80Ws + 0.011Sf - 17.58 \quad \dots(8)$$

$$Vis_h = -0.89Tp + 9.42Ws + 0.015Sf - 27.98 \quad \dots(9)$$

$$Vis_{tn} = -0.03Tp + 2.37Ws + 0.006Sf - 5.75 \quad \dots(10)$$

ここで、 Vis_a は対象範囲の視程障害頻度、 Vis_h は北海道の視程障害頻度、 Vis_{tn} は東北地方・新潟県の視程障害頻度、 Tp は冬期の平均気温 () Ws は冬期の平均風速 (m/s) Sf は冬期累計降雪量 (cm) である。重相関係数は式(8)が 0.84 ($p < 0.01$) 式(9)が 0.91 ($p < 0.01$) 式(10)が 0.67 ($p < 0.01$) であった。つぎに、対象 92 箇所における式(8)の目的変数である視程障害頻度 (以下、 Vis 解析値という) と、表 - 1 に基づき毎時の計測値により推計した視程障害頻度 (以下、 Vis 推計値という) を比較した。その結果、 Vis 推計値が 10 日より大きい場合は、 Vis 解析値が過少に評価されていた。つぎに、視程障害頻度と各説明変数との単相関係数を調べた結果、冬期平均気温は 0.26 ($p > 0.01$) 冬期平均風速は 0.66 ($p < 0.01$) 冬期累計降雪量は 0.32 ($p < 0.01$) であった。また、最も相関係数の高かった冬期平均風速と、視程障害頻度は式(11)～式(13)で近似できる。

$$Vis_a = 0.271Ws^{2.5} \quad r = 0.58 \quad (p < 0.01) \quad \dots(11)$$

$$Vis_h = 0.246Ws^{3.2} \quad r = 0.82 \quad (p < 0.01) \quad \dots(12)$$

$$Vis_{tn} = 0.491Ws^{1.2} \quad r = 0.30 \quad (p > 0.01) \quad \dots(13)$$

すなわち、風速が強いと視程障害頻度が指数関数的に高くなる。ただし、東北地方と新潟県では、視程障害日数が 2 日以内の箇所が 53 箇所中 36 箇所であるため、明瞭な傾向が得られなかった。そこで、 Vis 解析値と Vis 推計値の比較に際し、北海道は式(12)をもとに 3.2 乗根、東北地方・新潟県は全域の式(11)をもとに 2.5 乗根を用いたところ、 Vis 解析値を算出するための重回帰式の相関係数が式(9)および式(10)よりも高くなった。このことから、説明変数を北海道は 3.2 乗、東北地方・新潟県は 2.5 乗する重回帰式を適用することで、視程障害頻度を目的変数とする重回帰式を求めた (式(14)、式(15))。

$$Vis_h = (-0.036Tp + 0.643Ws + 0.001Sf - 0.856)^{3.2} \quad \dots(14)$$

$$Vis_{tn} = (-0.030Tp + 0.622Ws + 0.002Sf - 1.035)^{2.5} \quad \dots(15)$$

重相関係数は、式(14)が 0.95 ($p < 0.01$) 式(15)が 0.77 ($p < 0.01$) であった (図 - 6)。

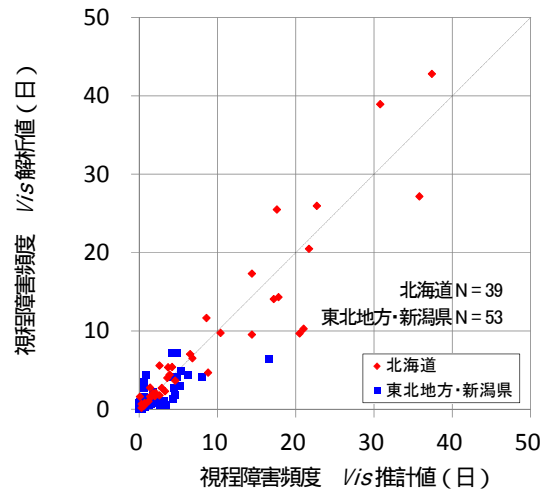


図 - 6 式(14)および式(15)から算出した Vis 解析値と Vis 推計値との散布図。

4. 近年の雪氷気候値の分布図の作成

3 章では、雪氷気候値と基本的な気象値との関係を重回帰分析により解明した。ここでは、気象庁メッシュ平年値 2010⁹⁾ および局所風況マップ¹⁰⁾ から、冬期平均気温、冬期平均風速、冬期累計降雪量の 1km 格子値を求めた。これらの値を、説明変数として 3 章で作成した重回帰式に代入することで、表 - 3 に示す現在の雪氷気候値の分布図を作成した。本章では、表 - 3 のうち、吹雪統計値である 1 冬期吹雪量と視程障害頻度の平年値について詳述する。

4.1 冬期平均気温の算出

気象庁メッシュ平年値 2010 の 12、1、2、3 月の月平均気温を平均した値を、冬期平均気温とした。

4.2 冬期平均風速の算出

3.2 で選定した気象庁アメダス 144 箇所を対象に年平均気温と、冬期平均風速を収集し、冬期風速比を算出した。これらの風速比をスプライン補間により、冬期風速比の 1km 格子データを作成した。その格子データと、局所風況マップにより、高さ 30m の冬期平均風速メッシュマップを作成した。このメッシュマップと冬期積雪面の地表面粗度を、既往文献¹³⁾を参考に 20 地点の雪氷気候値との比較結果から 0.02 を採用し、この値をもとに地上風速 (高さ 1.2m) の冬期平均風速の 1km 格子データを作成した (図 - 7)。

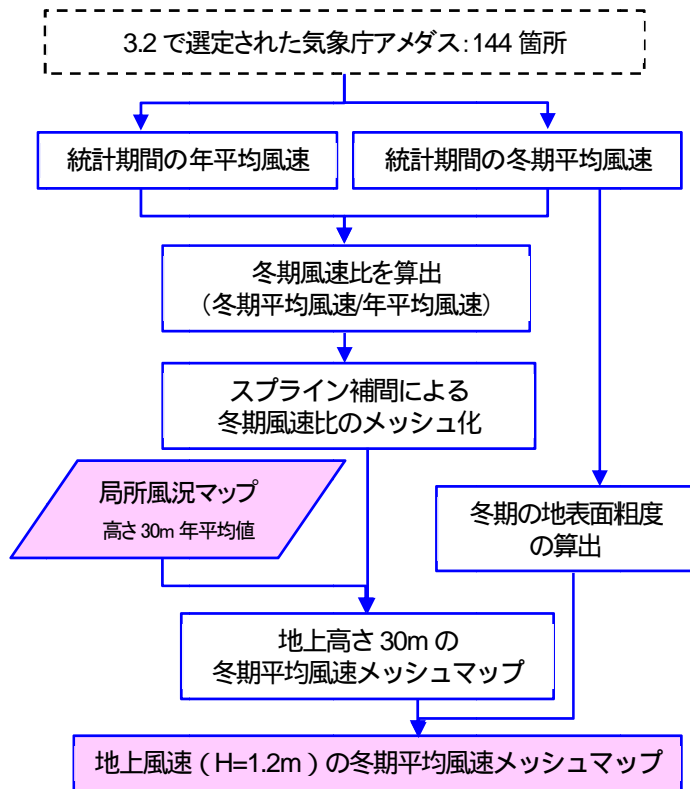


図 - 7 冬期平均風速メッシュマップの作成フロー。

4.3 冬期累計降雪量の算出

新潟県以北で積雪深を計測している気象庁アメダス 141 箇所と、気象官署および特別地域気象観測所 41 箇所の気温、積雪深、日照時間データを用いて、冬期累計降雪量を目的変数とする重回帰式を作成した(式(16)、式(17))。

$$Sf_h = -21.06Tp + 4.29Sd - 0.59St + 392.71 \quad (16)$$

$$Sf_{tn} = -34.34Tp + 4.36Sd - 0.37St + 345.30 \quad (17)$$

ここで、 Sf_h は北海道の冬期累計降雪量(cm)、 Sf_{tn} は東北地方・新潟県の冬期累計降雪量(cm)、 Tp は冬期の平均気温()、 Sd は最大積雪深(cm)、 St は冬期日照時間(h)である。重相関係数は、式(16)が0.93($p < 0.01$)、式(17)が0.98($p < 0.01$)であった。式(16)と式(17)に該当する気象庁メッシュ年平均値 2010 の要素を代入することで、冬期累計降雪量の1km格子データを作成した。

4.4 近年の雪氷気候値の分布図

3.4 で求めた1冬期吹雪量と視程障害頻度を目的変数とする重回帰式に、4.1 から 4.3 で求めた各要素の1km格子値を説明変数に代入することで、近年の1冬期吹雪量および視程障害頻度の分布図を作成した(図 - 8、図 - 9)。

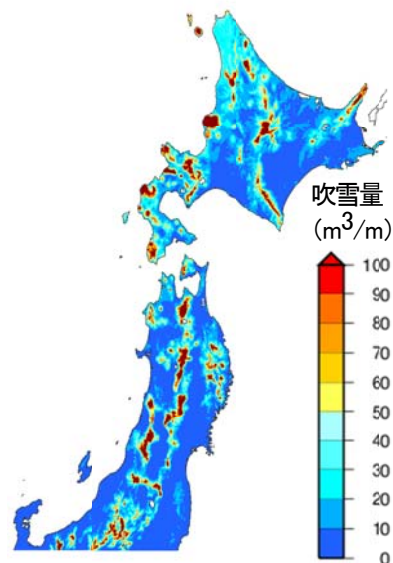


図 - 8 近年の1冬期吹雪量(年平均値)の分布図。

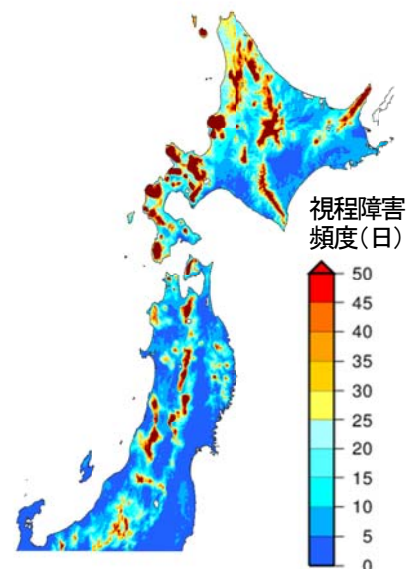


図 - 9 近年の視程障害頻度(年平均値)の分布図。

5. 将来気候予測値を利用した雪氷気候推定技術の提案

本章では、雪氷気候値の将来の増減傾向を推定するために、気候モデルの出力値を用いて、これらの将来予測値を推計する技術を提案した。本研究で用いる気候モデルは、NHRCM¹⁴⁾(気象庁、解像度5km格子)である。この気候モデルは、現在気候(1980~1999年)、近未来気候(2016~2035年)、将来気候(2076~2095年)について演算し、1時間ごとの気象値を出力する。近未来および将来気候は、A1Bシナリオ(大気中の温室効果ガス濃度が21世紀末頃に20世紀末の約2倍)¹⁵⁾による結果である。

将来気候を予測する気候モデルは、計算技術上の様々な仮定や近似を含むので、計算結果には気候モデル特有の系統誤差(気候モデルが持つ特徴的な偏向(バイアス))が含まれている¹⁴⁾。また、気候モデルの出力値は、各期間を通じた平均的な予測値であり、毎時の値が実測値と一致するわけではない。加えて、格子点を中心とした平均的な値であるため、一地点で観測された気象値と差が生じる。このため、将来気候予測値を利用した雪氷気候の推定に際し、モデル出力値の誤差を補正する必要がある。ここでは、雪氷気候値を補正した推定技術と、雪氷気候値の変化量を用いた推定技術の2通りの手法を提案した。対象範囲は、北海道、東北地方および新潟県とした。解明した雪氷気候値は、5.1 雪氷気候値を補正した近未来・将来気候の推定技術が表 - 5 の a) ~ g) に示す7要素、5.2 雪氷気候値の変化量を用いた近未来・将来気候の推定技術が表 - 5 の a) ~ c)およびf) に示す4要素である。

表 - 5 対象とした雪氷気候値

雪氷気候値	備考
a) 1 冬期吹雪量	吹雪の度合いを表す要素
b) 視程障害発生頻度	
c) 24 時間最大降雪量	短時間集中降雪を表す
d) 日降雪量 20cm 以上の日数	要素
e) 6時間降雪量10cm以上の頻度	
f) 1 冬期積算寒度	寒さの度合いを表す要素
g) 0 クロッシングの日数	
最高気温がプラスで最低気温がマイナスの日数	

5.1 雪氷気候値を補正した近未来・将来気候の推定技術

北海道と東北地方および新潟県における気象庁アメダスと道路テレメータ計 161 箇所の観測値と、最も近い気候モデル格子点の現在気候を用いて雪氷気候値を推算し、その値を用いて回帰式(補正式)を箇所ごとに作成した。つぎに、各々の補正式に気候モデルの将来気候値を代入することで、将来の雪氷気候値を推定する手法を検討した(図 - 10)。以下に、本手法について詳述する。

5.1.1 補正対象モデル格子点の選定

補正対象とする気象モデルの格子点は、アメダスや道路テレメータの地点との距離が最も近い格子点とした。格子点と観測地点の距離は、Hubeny の公式 によって算出した。

$$D = \sqrt{(A_x M)^2 + (A_y N \cos P)^2} \quad (18)$$

ただし、

$$M = \frac{R_x(1 - E^2)}{(1 - E^2 \sin^2 P)^{3/2}}$$

$$N = \frac{R_x}{(1 - E^2 \sin^2 P)^{1/2}}$$

$$E = \sqrt{\frac{R_x^2 - R_y^2}{R_x^2}}$$

ここで、 A_x は 2 点の経度の差 (rad)、 A_y は 2 点の緯度の差 (rad)、 P は 2 点の緯度の平均 (rad)、 M は子午線曲率半径 (km)、 N は卯酉線曲率半径 (km)、 E は離心率、 R_x は長半径 (赤道半径=6,378,137.0km)、 R_y は短半径 (極半径=6,356,752.314140km) である。

5.1.2 気候モデルの雪氷気候値の補正による近未来・将来予測値の推定

地上観測値より推算した雪氷気候値と、対応する格子点における気候モデルから算出した雪氷気候値の現在気候値について、Piani et al.¹⁶⁾を参考として以下の手順で補正した。一例として、北海道中央部の新篠津における吹雪量の補正について、図 - 11 の概念図に示した。

- 1) 地上観測値から推算した 1980 ~ 1999 年の冬期ごとの雪氷気候値を、地点別に大きい方から順に並べかえる(図 - 11 の)。
- 2) 各観測地点に対応する気候モデル格子点の現在気候再現値 (1980 ~ 1999 年) から推算した雪氷気候値を、地点別に大きい方から順に並べかえる(図 - 11 の)。
- 3) 観測値から推算した雪氷気候値と、モデル格子点の現在気候再現値から推算した雪氷気候値の順列値について散布図に示し、誤差の二乗が最少となるように観測値から推算した雪氷気候値を目的変数、現在気候再現値から推算した雪氷気候値を説明変数とする回帰式(一次式)を求め、これを補正式とする。
- 4) 3) で求めた補正式を、近未来気候 (2016 ~ 2035 年) 将来気候 (2076 ~ 2095 年) より推算した雪氷気候値に対して同様に適用し、地点別に補正する。

5.2 雪氷気候値の変化量を用いた近未来・将来気候の推定技術

本手法では、対象範囲の北海道と東北地方および新潟県における全モデル格子点の各期間の気象出力値を用いて、雪氷気候値を求めた。つぎに、対象範囲の全ての格子点で、現在気候値と近未来気候値、および現在気候値と将来気候値による雪氷気候値の変化量(比率または差)を求めた。4章で作成した近年の雪氷気候値の分布図に算出した変化量を与えることで、近未来気候、将来気候の将来の雪氷気候値の分布図(解像度 1km)を作成する手法を考案した(図-12)。

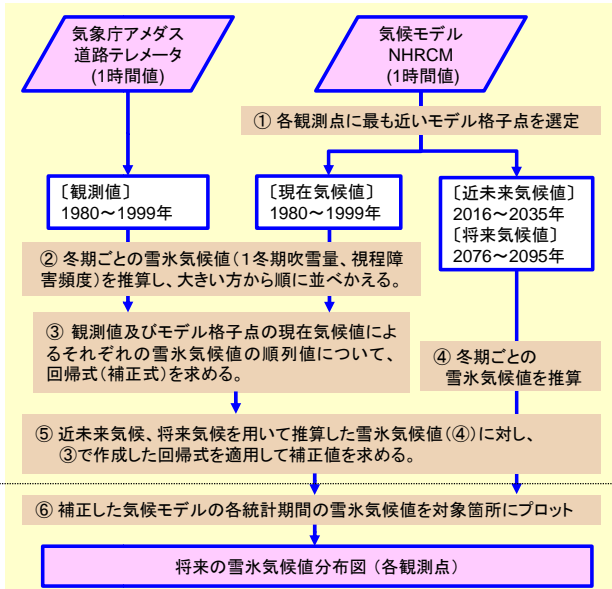


図-10 雪氷気候値を補正した近未来・将来気候の推定フロー。

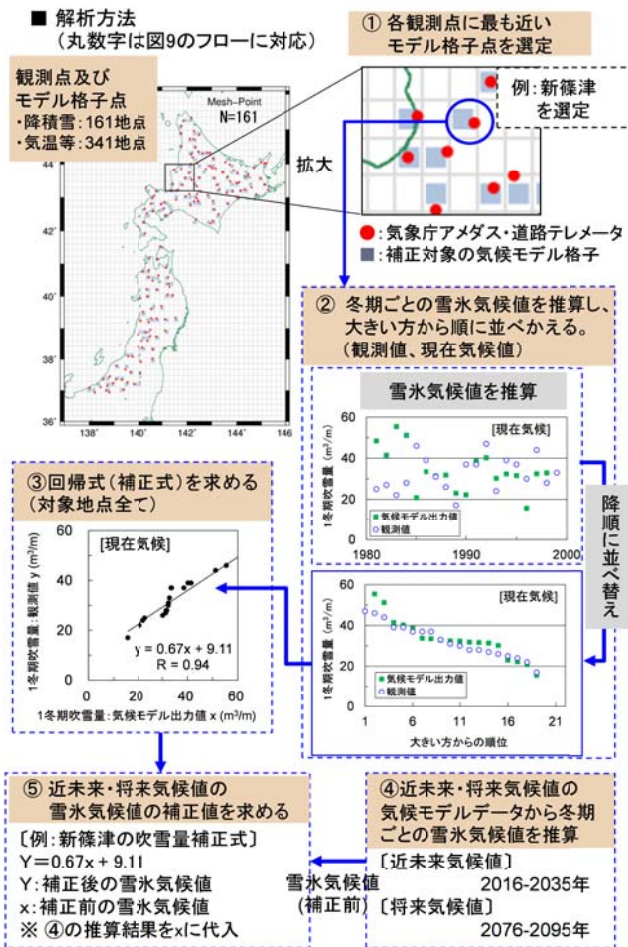


図-11 雪氷気候値を補正する方法による近未来・将来気候の推定の例。

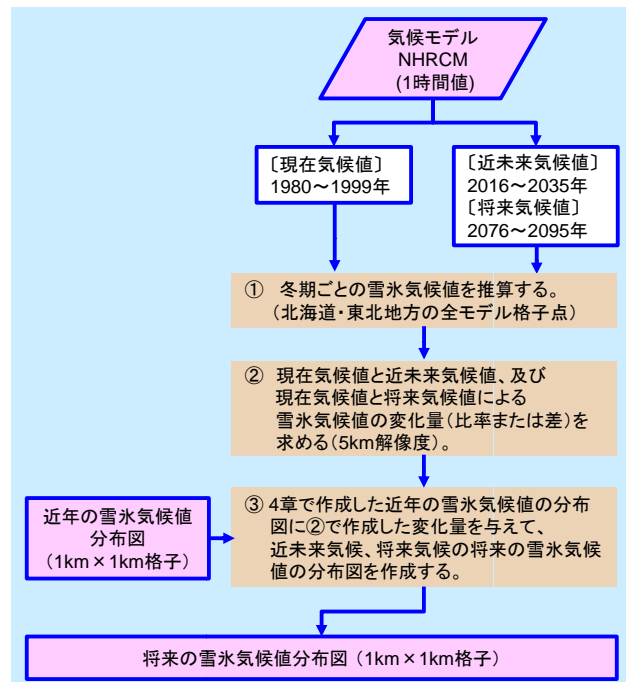


図-12 雪氷気候値の変化量を用いた近未来・将来気候の推定フロー。

6. 将来の雪氷気候値分布図の作成

5章で検討した2通りの手法を用いて、表-5に示す7要素について、雪氷気候値の近未来および将来の2期間の分布図を計20ケース作成した。また、得られた分布図を比較のうえ、現在からの変化量(近未来・将来-現在)と地域ごとの変化傾向を明らかにした。ここでは、1冬期吹雪量と24時間降雪量の冬期最大値について、整理した結果を示す。

図-13は、近未来気候または将来気候と現在気候との差を算出し、年代ごとの1冬期吹雪量と24時間最大降雪量の平均値の変化量を示したものである。また、図-14は、雪氷気候値を補正した推定方法で得た結果を用いて、地域ごとの変化傾向を示したものである。その結果、

1) 雪氷気候値を補正した推定方法では、1 冬期吹雪量の平均値は近未来から将来にかけて全体として減少傾向にあったが、北海道の内陸部などで増加傾向も見られた。また、24 時間最大降雪量は、平均値は北海道内陸部やオホーツク海側で増加傾向、最大値は北海道の日本海側、内陸部、太平洋側西部で増加する傾向が見られた。2)

雪氷気候値の変化量を用いた推定方法でも、平均値について 1) 雪氷気候値を補正した推定方法とほぼ同様の結果が得られた。よって、平均値については、2)の結果を用いて面的に将来の雪氷環境の変化傾向を把握できるものと考えられる。

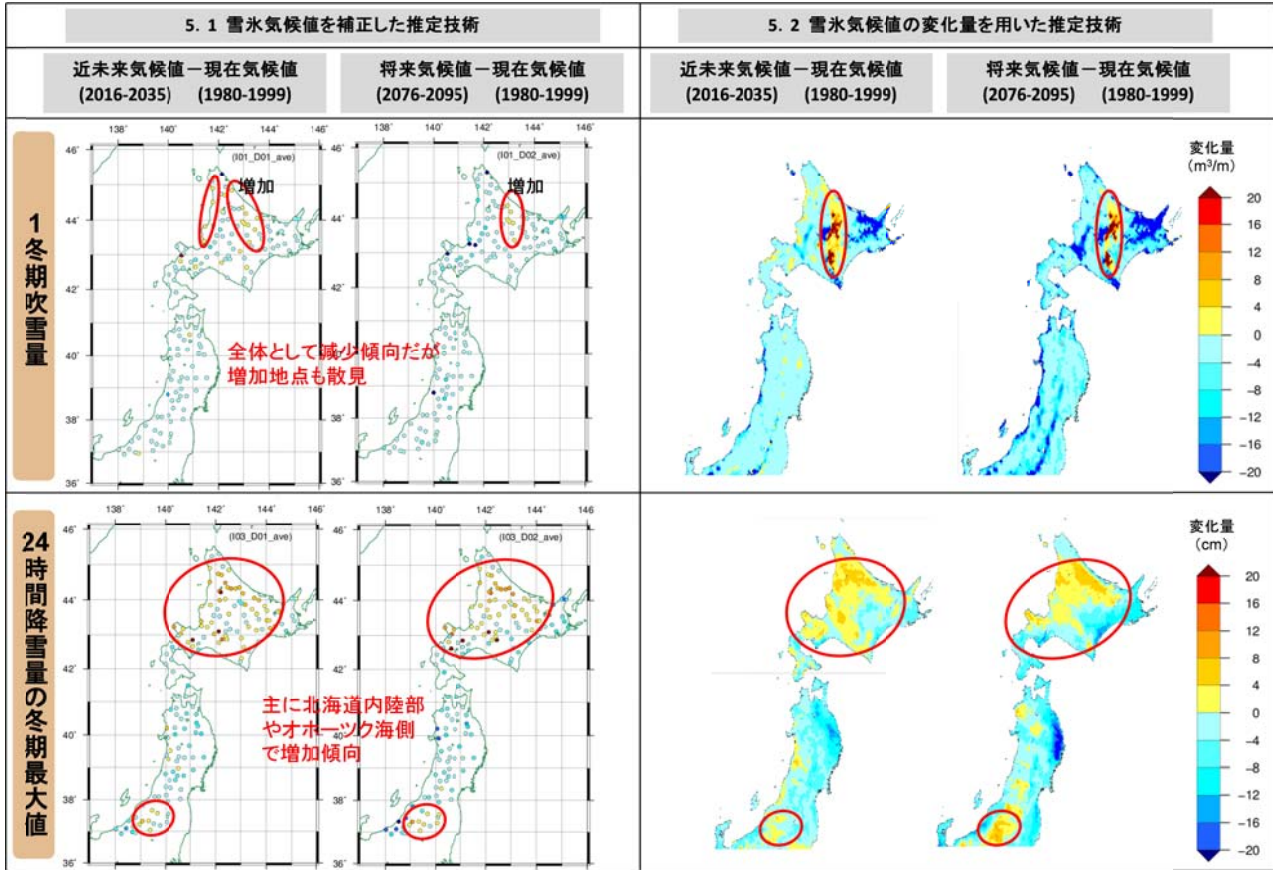


図 - 13 将来の雪氷気候値の分布図 (平均値)

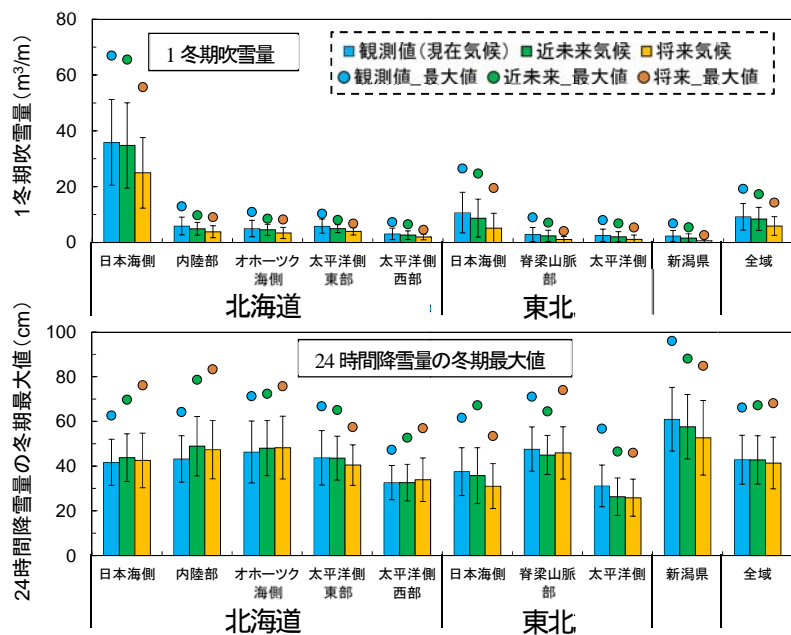
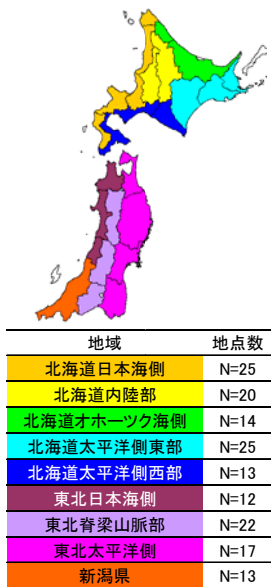


図 - 14 雪氷気候値の地域ごとの変化傾向。左：地域分類 右：1 冬期吹雪量と 24 時間降雪量の冬期最大値の変化傾向。グラフの縦棒は年々変動の標準偏差を示す。

7. まとめ

雪対策の長期的計画や施策の立案、防雪対策施設の設計に資するために、近年の雪氷環境の変化を解析し、それらを反映した雪氷気候値の分布図を作成した。また、気候モデル(気象研究所 NHRCM 解像度 5km)の将来予測値を用いた雪氷気候推定技術を2通り提案し、将来の雪氷気候値の分布図を作成した。その結果、冬期ごとの降積雪量の変化傾向は、累積降雪量が対象地域の大部分で減少傾向にあるのに対し、最深積雪は北海道東部と東北地方山間部で増加傾向であった。現在までの雪氷気候値分布図は、概ね推定値と整合が取れていた。また、将来の雪氷気候値の分布図から変化傾向を予測した結果、雪氷気候値の平均値は減少傾向であるが、本州・北海道の内陸部、北海道の東部では増加傾向となった。

本研究で得られた成果は、積雪寒冷地における道路事業のみでなく、各種の計画検討時の基礎資料になるものと考えられる。

参考文献

- 1) 堤拓哉他：2011 - 2012 年冬期に北海道岩見沢市を中心として発生した大雪について(その2) - 大雪災害の被害 -、北海道の雪氷、31、pp.119-122、2012.5
- 2) 尾関俊浩他：2010 年 1 月 17 日に北海道石狩中部で局地的に発生した大雪(その1) - 概要および雪氷災害調査 -、北海道の雪氷、29、pp.81-84、2010.6
- 3) 滝谷克幸他：2008 年冬期北海道を通過した爆弾低気圧と交通障害、及び視程の推定、北海道の雪氷、27、pp.95-98、2008.6

- 4) 榎本浩之他：2004 年 1 月道東地方の大雪 - 北見市の積雪 -、北海道の雪氷、23、pp.75-77、2004.7
- 5) 独立行政法人土木研究所寒地土木研究所：道路吹雪対策マニュアル(平成 23 年改訂版) pp.1-4-5、pp.1-4-19-1-4-21、2011.3
- 6) Yusuke Harada et al.: Trends of Winter Climate Conditions in Cold Snowy Regions of Japan, Proceedings of the 16th SIRWEC Conference, 2012.5
- 7) 上田真代他：近年における吹雪量と視程障害発生頻度の変動傾向について、寒地土木研究所月報、701、pp. 32-39、2011.10
- 8) 原田裕介他：冬期の気圧配置と北海道における大雪・暴風雪の地域別発生状況、寒地土木研究所月報、719、2013.4
- 9) (財) 気象業務支援センター：メッシュ平年値 2010 (CD-ROM) 2012.9
- 10) (財) 日本気象協会：風況マップ表示システム 平成 16 年度版 (DVD-ROM) 2005.8
- 11) (社) 日本道路協会：道路橋耐風設計便覧(平成 19 年改訂版) pp. 66-68、2008.1
- 12) (社) 日本雪氷学会編：雪氷辞典、古今書院、pp. 156、1990.10
- 13) 近藤純正：水環境の気象学、朝倉書店、pp. 101、1994.4
- 14) 気象庁：地球温暖化予測情報 第 8 巻、88pp、2013.3
- 15) IPCC: Climate Change 2007: The Physical Science Basis, pp.79, 2007.
- 16) Piani, C. et al.: Statistical bias correction of global simulated daily precipitation and temperature for the application of hydrological models. J. Hydrology, 395, 199-215, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.10.024

補遺

ここでは、吹雪粒子の運動形態、1 冬期吹雪量および視程障害頻度の推算手法について述べる。

A. 吹雪粒子の運動形態

吹雪は、一旦地面に積もった雪が風によって再び空中に舞う現象であり、降雪を伴わない場合の吹雪を“地吹雪”と呼び区別する場合もある¹⁾。

吹雪粒子の運動形態には、図 - 1 に示した転動、跳躍、浮遊の 3 つの形があり、地吹雪は転動、跳躍からなる低い地吹雪と浮遊粒子を含む高い地吹雪に分けられる¹⁾²⁾。一般に、雪粒子が跳躍する高さ(跳躍層の厚さ)は数 cm から数 10cm、浮遊する高さ(浮遊層の厚さ)は 10~100m の範囲と考えられている⁴⁾。

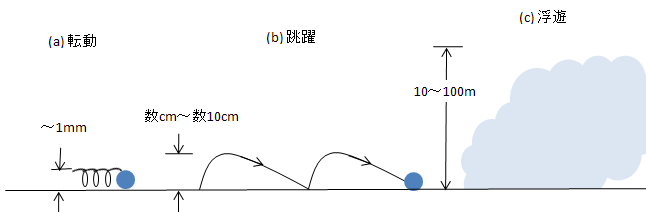


図 - 1 吹雪における雪粒子の運動形態¹⁾。

B. 1 冬期吹雪量の推算手法

1 冬期吹雪量の推定にあたっては、はじめに吹雪の発生の有無を判別し、吹雪発生と判別された場合に 1 冬期の吹雪量を経験式により計算する。本論文では、竹内ら³⁾による気温と風速による吹雪の発生条件、および武知ら⁴⁾による降雪終了後の経過時間による吹雪発生条件を考慮し、以下の条件 1 または条件 2 を満たし、かつ条件 3 を満たす場合に吹雪が発生するものとした。

- 条件 1 : $T_p < -5$ かつ $W_s > 5\text{m/s}$ かつ $S_d > 1\text{cm}$
- 条件 2 : $-5 < T_p < 0$ かつ $W_s > 6\text{m/s}$ かつ $S_d > 1\text{cm}$
- 条件 3 : $t > 13\text{(h)}$

ここで、 T_p は気温() W_s は高さ 7m での風速(m/s) S_d は積雪深(cm) t は降雪終了後の経過時間(h)を示す。本研究では、1 時間ごとの積雪深の増加量をその 1 時間の降雪量とした。上記の吹雪の発生条件を満たす場合に、松澤・金子⁵⁾による式(1)により吹雪量を推算した。

$$Q = 0.005V_{1.2}^4 \quad \dots(1)$$

ここで、 Q は吹雪量(g/m/s) $V_{1.2}$ は高さ 1.2m での風速

(m/s)である。

本研究では、気象庁アメダス、気象官署および特別地域気象観測所、道路テレメータの 1 時間毎の正時前 10 分平均風速を使用し、1 時間連続して一定の風速であると仮定した。なお、各気象観測箇所の風速の計測高さは様々であるため、以下のように高さ 1.2m の風速に変換した。高さ z (m) における風速 $V(z)$ (m/s) は、鉛直方向に風速の対数分布則(式(2))が成り立つものとした。

$$V(z) = \frac{U_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad \dots(2)$$

ここで、 U_* は摩擦速度(m/s)である。式(2)において、高度 $z=1.2\text{m}$ 、カルマン定数 $k=0.4$ 、粗度係数を $Z_0=10^{-4}\text{m}$ とすると¹⁾、高さ 1.2m の風速 $V_{1.2}$ は式(3)で与えられる。

$$V_{1.2} = \frac{9.39}{\ln\left(\frac{z'}{10^{-4}}\right)} V' \quad \dots(3)$$

ここで、 z' は対象気象観測箇所の風速計の高さ(m) V' は対象気象観測箇所の風速(m/s)を示す。

吹雪量は、吹雪対策施設的设计上では単位幅あたりの体積で表示することが多い。そこで本論文では、式(4)により体積を単位とする 1 冬期吹雪量 Q_v ($\text{m}^3/\text{m}/1$ 冬期)を求めた。

$$Q_v = \frac{1}{\rho} \int_0^{T_w} \frac{Q(t)}{1000} dt \quad \dots(4)$$

ここで、 $Q(t)$ は吹雪開始から t 秒後の吹雪量、 ρ は堆積した雪の密度($350\text{kg}/\text{m}^3$ と仮定する⁶⁾) T_w は積分区間の上限値($t=1$ 冬期の該当日数 $\times 86,400$ 秒)を示す。

C. 視程障害頻度の推算手法

視程障害発生頻度の推定にあたっては、飛雪空間濃度の算出、雪堤の影響、視程の算出、視程障害発生日数の算出を順に行った。

C. 1 飛雪空間濃度の算出

降雪を伴う吹雪時の飛雪空間濃度は、式(5)で示される⁷⁾。第 1 項は降雪による飛雪空間濃度、第 2 項は地吹雪時の飛雪空間濃度を示している。したがって、地吹雪が発生しない条件での飛雪空間濃度は式(6)で示される。本研究では、B. 1 冬期吹雪量の推算手法で示した吹雪発生条件を満たす場合は式(5)、満たさない場合は式(6)を適用した。

$$N(z) = \frac{P}{w_f} + \left(N_t - \frac{P}{W_f} \right) \left(\frac{z}{z_t} \right)^{-\frac{w_b}{kU_*}} \quad \dots(5)$$

$$N(z) = \frac{P}{w_f} \quad \dots(6)$$

ここで、 $N(z)$ は視線高さ z (m)における飛雪空間濃度 (g/m^3)、 P は降雪強度 ($g/m^2/s$)、 w_f は降雪粒子の落下速度 (m/s)、 N_t は跳躍層上端での飛雪空間濃度 (g/m^3)、 z_t は跳躍層の高さ (m)、 w_b は地吹雪粒子の落下速度 (m/s) である。なお、本研究では、降雪強度 P を式(7)により求めた。

$$P = \frac{H \times \rho_s}{3600} \quad \dots(7)$$

ここで、 H は毎時の降雪深差 (cm/h)、 ρ_s は新雪の積雪密度 (kg/m^3) である。本研究では、 ρ_s を $80kg/m^3$ に設定した⁸⁾。その他の未知変数は松澤⁹⁾の既存研究にしたがい、降雪粒子の落下速度 $w_f=1.2m/s$ 、跳躍層上端での飛雪空間濃度 N_t (g/m^3)は式(8)、跳躍層の高さ $z_t=0.15m$ 、地吹雪粒子の落下速度 $w_b=0.21m/s$ 、カルマン定数 $k=0.4$ 、摩擦速度 $U_* = 0.0274V_{10}^{1.13} m/s$ を用いた。

$$N_t = 0.116 \exp(0.309V_{10}) \quad (H > 0.5cm/h) \quad \dots(8a)$$

$$N_t = 0.021 \exp(0.309V_{10}) \quad (H \leq 0.5cm/h) \quad \dots(8b)$$

ここで、 V_{10} は高さ10mでの風速 (m/s)を示す。

C.2 飛雪流量の算出

吹雪時の視程は、飛雪流量 (流れに直交した単位断面を単位時間あたりに通過する飛雪の質量) と関係が深い¹⁰⁾。浮遊層では、雪粒子が風に乗って運ばれると見なすことができるので、飛雪流量は飛雪空間濃度と風速の積となる。

視程障害頻度を算出するための風速は10分平均値を用い、突風率(ガストファクター)は考慮していない。すなわち、瞬間的な最小視程ではなく、一定の時間継続する視程低下を算出している。また、1994年4月以前の気象庁アメダス、および2008年7月以前の気象官署と特別地域気象観測所では、平均風速が毎正時1回(正時前10分平均風速)のみの記録となっている。風速の変動は大きいので、1時間内における10分平均風速6データの最大値を採用した方が適切であると考えられる。そこで、北海道内3箇所について、アメダスの正時前10分平均風速と1時間(6データ)の最大平均風速を比較した(表-1)。その結果、吹雪の発生に影響する風速

5m/s前後や、視程障害発生日数に影響する視程が200m程度になる風速10m/s前後での風速比は1.1程度であった。これを踏まえ、視程障害発生頻度の推定においては、式(2)に1.1を乗じた風速を用いた¹¹⁾。

表-1 正時前10分間の平均風速に対する1時間(6データ)の最大平均風速の比¹¹⁾。

正時前10分 平均風速 (m/s)	風速比 (6つの10分間平均風速の最大/毎時の風速)		
	浜鬼志別	夕張	太田
4-6	1.15	1.08	1.12
6-8	1.11	1.03	1.09
8-10	1.03	-	1.08
10+	1.05	-	1.06

一般に雪原上では、雪面に近くなるにしたがい吹雪の飛雪流量は急激に増加する。そのため、小型車のドライバーの視線高さにおける視程は、雪堤の影響を強く受け、悪化する¹²⁾。すなわち、雪堤が高くなるほどドライバーの視線は雪面に近づくと見なすことができる。このため、算出に用いる視線高さは、ドライバーの視線高さ x と雪堤の高さ Sd の差($x - Sd$)とする(図-2)。なお、ドライバーの視線高さは、道路構造令にしたがい、小型車ドライバーの視線高さ1.2mを採用した¹³⁾。

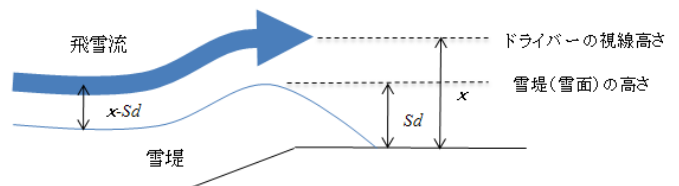


図-2 雪堤のある道路上での飛雪流の模式図。

雪堤の高さと積雪深 Sd (m) が等しいと仮定すると、ドライバー視線高さでの飛雪流量 M_f ($g/m^2/s$)は、式(9)で示される。

$$M_f = U_{dr} \times N_{(x-sd)} \quad \dots(9)$$

ここで、 M_f はドライバー視線での飛雪流量 ($g/m^2/s$)、 U_{dr} はドライバーの視線高さの風速 (m/s)、 $N_{(x-sd)}$ は雪堤を考慮したドライバー視線高さの飛雪空間濃度 (g/m^3)を示す。また、跳躍層内では飛雪空間濃度が一定であると、視線高さが跳躍層高さ以下 ($x - Sd < 0.15(m)$) の場合は、飛雪空間濃度は跳躍層上端の値である $x - Sd = 0.15(m)$ を用いた。

C.3 視程の算出

視程と飛雪流量との関係式は、松澤ら⁹⁾により得られており、視程 Vis は式(10)を用いて算出した。なお、雪粒子は風により運ばれると前述したが、風が弱い時は雪粒子の落下を無視できない。そこで、ドライバー視線高さでの飛雪流量は式(11)を用いることとした(図-3)

$$\log(Vis) = -0.773\log(M_f) + 2.85 \quad \dots(10)$$

$$M_f = \sqrt{U_{(x-sd)}^2 + W_f^2} \times N_{(x-sd)} \quad \dots(11)$$

ここで、 Vis は視程(m)を示す。

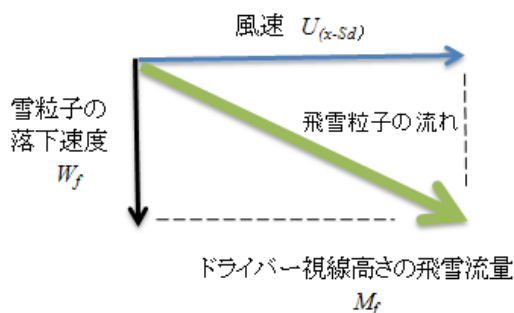


図-3 ドライバーの視線高さの飛雪流量。

C.4 視程障害発生頻度の算出

視程障害発生頻度の算出は、視程の推定を行った上で、1日24時間データに視程200m以下の値が存在する日を抽出し、1冬期あたりの視程障害発生日数を求めた。

参考文献

- 1) 前野紀一他：雪崩と吹雪、基礎雪氷学講座、古今書院、pp.122-134、2000.2
- 2) 社団法人日本建設機械化協会、社団法人雪センター：2005 除雪・防雪ハンドブック(防雪編)、pp.44-58、2004.12
- 3) 竹内政夫他：降雪時の高い地吹雪の発生限界風速、昭和61年度日本雪氷学会予稿集、日本雪氷学会、pp.252、1986.10
- 4) 武知洋太他：地吹雪発生時の気象条件に関する一考察、雪氷研究大会(2010・仙台)講演要旨集、(社)日本雪氷学会・日本雪工学会、pp.216、2010.9
- 5) 松澤勝・金子学：風速と吹雪量の経験式の適用に関する一考察、寒地技術論文・報告集、26、pp.45-48、2010.12
- 6) 社団法人日本建設機械化協会、社団法人雪センター：2005 除雪・防雪ハンドブック(防雪編) 資料編、2004.12
- 7) 竹内政夫・松澤勝：[解説]吹雪粒子の運動と垂直分布、雪氷、53(4)、日本雪氷学会、pp.309-315、1991.12

- 8) 日本雪氷学会編：雪氷辞典、古今書院、p156、1990.10
- 9) 松澤勝：吹雪時の視程推定手法の改良に関する研究、雪氷、69(1)、(社)日本雪氷学会、pp.79-92、2007.1
- 10) 竹内政夫：吹雪時の視程に関する研究、北海道開発局土木試験所報告 No.74、pp.1-31、1980.8
- 11) 上田真代他：近年における吹雪量と視程障害発生頻度の変動傾向について、寒地土木研究所月報、701、pp. 32-39、2011.10
- 12) 松沢勝他：道路上のドライバーの目線の高さの視程に与える雪堤の影響、寒地技術論文・報告集、20、pp.310-317、2004.10
- 13) (社)日本道路協会：道路構造令の解説と運用(改訂版)、pp.380、2004.2

CHANGES IN SNOW AND ICE ENVIROMENTS ASSOCIATED WITH CLIMATE CHANGE

Budget : Grants for operating expenses

General account

Research Period : FY2011-2013

Research Team : Cold-Region Road Engineering

Research Group

(Snow and Ice Research Team)

Author : MATSUZAWA Masaru

UEDA Masayo

MATSUSHITA Hiroki

HARADA Yusuke

Abstract :

In cold snowy regions of Japan, it is considered important to understand changes in winter climate conditions in order to enable contribution to the development of long-term snow and ice control plans. In this study, trends of change in snowfall and snow cover over the last 26 years were analyzed, and distribution maps based on snowy climate values were made using past data. In addition to, a method of estimating snowy climate values for use in future projections with a climate model was investigated and made future distribution maps showing snowy climate values in Hokkaido, Tohoku region and Niigata prefecture.

Key words : climate change, transport rate of drifting snow, frequency of poor visibility, distribution map, future projection