

論文

合成開口レーダによる大雪山系における 季節的凍土融解に伴う地表面変位量分布

阿部隆博^{1*}, 岩花 剛^{2,3}, 曾根敏雄⁴, 内田昌男⁵

要 旨

寒冷地帯の広範囲に分布する永久凍土は、近年の気候変動によって大きな影響を受けている。特に山岳地域に存在する永久凍土の融解は、地面の安定性を変化させる。永久凍土の融解量は、各年の凍土の季節的な凍結・融解の正味量に関係する。山岳永久凍土の融解速度を明らかにすることは、気候変動適応対策の構築のために重要であり、その監視手法の開発が望まれる。そこで本研究は、国内で最も広く山岳永久凍土が分布すると考えられる大雪山系において、現地測量と合成開口レーダ干渉解析により、凍土の季節的な融解沈降量の検出を試みた。2020年無積雪期の現地測量では、5月下旬から6月下旬にかけて2cm強の沈降が測定され、その後8月末までの沈降は0.5cm強であった。干渉解析で得られた沈降分布は、植生のほとんどない風衝砂礫地と概ね一致していた。また、現地測量点における沈降の時間変化は実測変位データと同様の变化傾向を示しており、干渉解析の有効性が確認できた。しかし、干渉解析で検出された5-6月の沈降量は1cm弱であり、測量結果と比べて過小評価となった。この差異は、現地測量と干渉解析の空間代表性の違いによると考えられる。

キーワード：永久凍土、季節融解、気候変動適応、大雪山系、合成開口レーダ

Key words: Permafrost, Seasonal thaw, Climate change adaptation, Daisetsu Mountains, Synthetic Aperture Radar

1. はじめに

2年以上連続して0°C以下を維持する土壌または岩石は「永久凍土 (permafrost)」と呼ばれ、北極陸域では広範囲に分布している (van Everdingen, 2005)。一方、永久凍土の上にある、季節的に凍結・融解を繰り返す土壌または岩石は

「活動層」と呼ばれる。永久凍土は主に、アラスカやシベリアなどの高緯度域タイガ・ツンドラ地帯や、緯度に関わらず標高の高い山岳地域に広く存在する。近年の気候変動によって永久凍土融解が全球的に進んでおり、それに伴う地形や水循環、生態系の変化が注目を集めている。また、高緯度域の永久凍土に含まれる有機炭素は、大気中に含まれる炭素量の2倍相当であることが知られ (Schuur *et al.*, 2015)、永久凍土融解に伴う温室効果ガスの大気への放出による温暖化への正のフィードバックが懸念されている (例えば Schaefer *et al.*, 2014)。

日本国内においては、富士山や立山連峰、北海道大雪山系において永久凍土の存在が報告されている (例えば Sone *et al.*, 1988; 福井, 2004; 岩花ら, 2011; 池田ら, 2012)。山岳地帯における永久凍土の融解は、落石や斜面崩壊の発生機構に影響

1 三重大学大学院生物資源学研究所

〒514-8507 三重県津市栗真町屋町 1577

2 アラスカ大学フェアバンクス校国際北極圏研究センター

〒2160 Koyukuk Dr, Fairbanks, AK 99775, USA

3 北海道大学北極域研究センター

〒001-0021 北海道札幌市北区北 21 条西 11 丁目

4 北海道大学低温科学研究所

〒060-0819 北海道札幌市北区北 19 条西 8 丁目

5 国立環境研究所地球システム領域

〒305-8506 茨城県つくば市小野川 16-2

* 問合せ先: abe@bio.mie-u.ac.jp

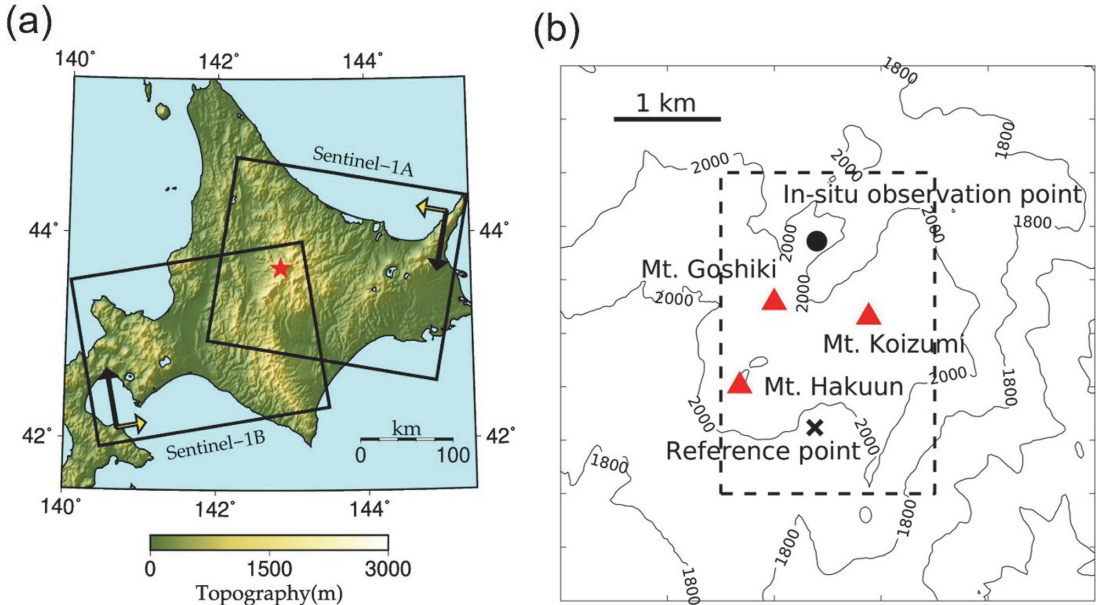


図 1 (a) 北海道の標高地図と Sentinel-1A/1B による撮像範囲. 黄色の矢印は観測方向, 黒色の矢印は衛星進行方向を表している. 星印は研究対象地域である大雪山系の場所. (b) 解析範囲周辺の標高地図. 点線は干渉 SAR の解析範囲を示す. ×は干渉 SAR の基準点である白雲岳避難小屋. ●は現地測量点である五色岳サイト (標高 2035 m).

を与え (例えば Käab, 2002), 登山道の安定性を変化させる可能性がある. また, 山岳永久凍土の融解に伴う水文環境の変化は, 地形と植生被覆の変化を通じて景観を変化させ, さらに高山域に生息する特殊な生態系 (例えば佐藤・高橋, 2016) にも影響を与えうる. 国内で最も広範囲に山岳永久凍土を擁する大雪山系 (図 1a) では, 永久凍土の現状把握とその長期的変化のモニタリングを目的として, 岩花ら (2011) による現地調査が行われた. 五色岳山頂部 (以下, 五色岳サイト: 図 1b) において, 2005 年から 2010 年にかけて 10 m 深までの地温・土壤水分測定とボーリングによる凍土コア解析が行われ, この 5 年間における凍土の温度分布や土壤水分量の時間変化が得られた. その後, 曾根 (2018) では 2014 年から 2016 年にかけて, 永久凍土の下限分布推定のための地表面温度観測が五色岳サイトを含む複数の箇所で行われた. その結果, 観測された地表面温度のみから永久凍土の存在の有無を判断することは, 下限付近においては容易ではないことが示された. このように, 山岳凍土の観測は数少ない現地調査に限ら

れており, 険しい地形と厳しい気候のため, 長期にわたる網羅的な観測が難しい. そのため, 山岳凍土の凍結・融解過程の包括的な把握には至っておらず, 広域かつ長期的に山岳凍土の凍結・融解速度が把握できる監視手法の開発が望まれる. さらに, 土壤の凍結・融解に伴う地形変化についても同様である.

そこで本研究では, 地表面に観測機器を必要とせずに面的に観測可能な合成開口レーダ (Synthetic Aperture Radar, SAR) を使用した. SAR データを用いた干渉解析は, 干渉 SAR (Interferometric SAR, InSAR) と呼ばれ, 2つの異なる日付の SAR データを干渉させることで地表面の変位を計測できる技術である. この干渉 SAR は, 北極陸域の永久凍土帯における地表面変位計測に使われている (例えば Liu *et al.*, 2010; Iwahana *et al.*, 2016; Abe *et al.*, 2020; Yanagiya and Furuya, 2020). 永久凍土の経年的融解に伴う地表面変動は, 各年における凍土の季節的な凍上と融解沈降の正味量で表される. 活動層厚の増加は, その下層にある永久凍土融解へ大きな影響

を与える。そのため、凍土の季節的な凍上と融解沈降の年々変動を検出することは、現在の山岳永久凍土の融解速度を把握し、今後の永久凍土の将来予測を行う上で重要である。本研究では、欧州宇宙機関が 2014 年に打ち上げた Sentinel-1 による 12 日間隔の高時間分解能な SAR データを用いた干渉 SAR 解析により、大雪山系五色岳周辺における凍土の季節的な融解沈降に伴う地表面変位量分布を検出することを目的とした。2019 年・2020 年に五色岳サイト (図 1b) で現地測量を行い、干渉 SAR の検証データを取得した。国内において、本研究のような山岳永久凍土における融解過程把握のための干渉 SAR 利用検討は初めての試みである。

日本では 2018 年に気候変動適応法が制定され、地方自治体などが気候変動に対する適応策を立案することに対して、国立環境研究所気候変動適応センターが支援する役割を担うことになった (環境省, 2018)。本研究では、山岳永久凍土融解が引き起こす様々な問題に対処するための凍結・融解過程の実態を把握することを目標とし、干渉 SAR による凍土全般の季節融解速度の把握は今

後の適応策を考えるための重要な知見となりうることを示したい。

2. データと解析方法

2.1 検証サイトと現地測量

本研究では、調査対象地として五色岳サイト (標高 2035 m, 図 1b) を設定した。この調査地は、大雪山系で永久凍土が確認されている山頂部の風衝砂礫地であり (図 2a)、緩やかに傾斜する平坦面からなる火砕流台地で、比較的広い範囲で均一な微気象条件であると考えられる。この五色岳サイトでは、岩花ら (2011) の調査により、10 m 深でも永久凍土が存在することが判明した。また、活動層厚は 2005 年から 2010 年の 5 年間で 1.2~1.5 m 程度で推移していた。1.2 m 深までの土壤水分変化によると、2005 年から 2009 年にかけては、5 月から 6 月にかけて表層部分が 30% を超える高含水率で維持される傾向を示し、7 月以降は融解深の増加に伴って高含水層が活動層深部へと移動していた。7 月以降においても降雨イベントのたびに地表層まで高含水層となり、降雨後 2-3 日で再び 0.5 m より浅い層が乾燥化することが観測さ

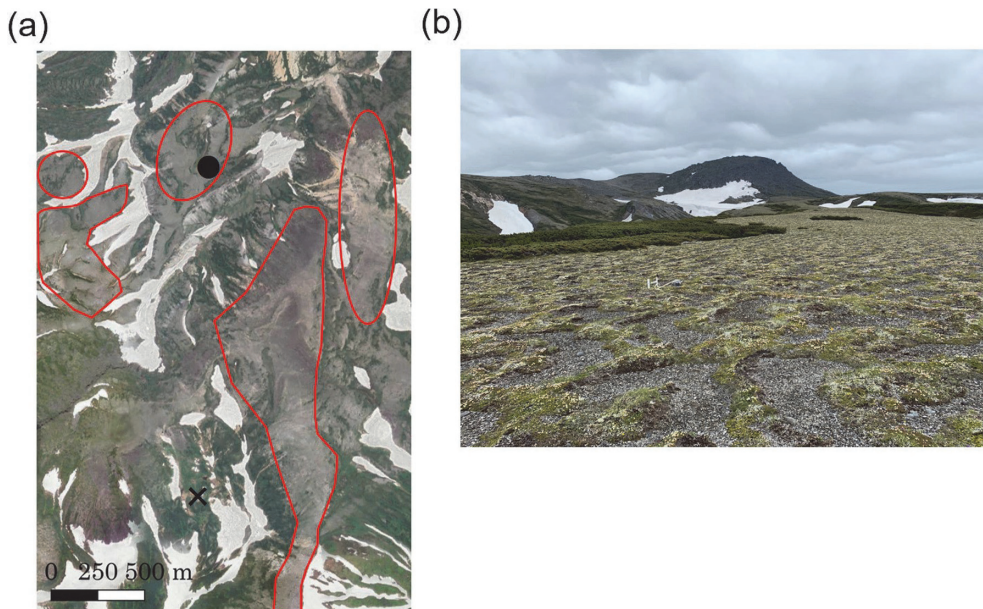


図 2 (a) 干渉 SAR の解析範囲。背景は 2019 年 7 月における Google Earth 画像。×は干渉 SAR の基準点である白雲岳避難小屋。●は現地測量点である五色岳サイト。赤枠は主要な風衝砂礫地を含む範囲を示す。(b) 2019 年 6 月 29 日における現地測量点周辺の様子。

れた。2010 年は夏期の気温上昇と降水量増加に伴い、1.2 m 深までの全層が 35% から飽和状態に近い高含水率で推移していたことが明らかになった。

この五色岳サイトを干渉 SAR の検証サイトとして設定し、2019-2020 年の無積雪期 (5-9 月) に地表面変位のレベル測量を実施した。五色岳サイトは風衝砂礫地 (図 2b) である。ここに $50 \times 50 \text{ m}^2$ の格子点 (5 m 間隔) に固定目印を設置し、繰り返し測定点とした。2019 年 6 月 29 日および 9 月 4 日にレベル測量を実施し、光学式オートレベル (Nikon AC-2S, 観測分解能 0.5 cm) を用いて各格子点における地表面の相対高度を 0.5 cm の精度で測量した。これまでの観測によって凍着凍上が見られないことが確認されている地中测温用の塩化ビニルパイプを測量基準点とした。このパイプは、5 m 深まで永久凍土層に固定されている。各格子点の座標は 2019 年 9 月 5 日に高精度 GNSS (Global Navigation Satellite System) 測定システム (Trimble R9s/R2) によって測定した。2020 年は、無積雪期の 5 月 22 日から 8 月 27 日において 10 回、測量基準点と近傍の地面との比高の変化を測定することにより、地表面の沈降量を求めた。

2.2 SAR データと干渉 SAR 解析

2.2.1 SAR データ

本研究では、高頻度に観測を行っている欧州宇宙機関の Sentinel-1 のデータを使用した。Sentinel-1 は Sentinel-1A と Sentinel-1B という 2 つの同じ衛星が同一軌道上を周回しており、それぞれ 12 日間隔で地球上の同じ場所を撮像している。この Sentinel-1 は C バンド (波長が約 5.6 cm) のマイクロ波を用いており、日本の ALOS-2 (Advanced Land Observing Satellite-2) に搭載されている L バンドと比べると、干渉性の時間劣化が大きく、永久凍土融解に伴う地表面の経年沈降検出に向いているとは言えない。一方で、Sentinel-1 は世界中の多くの地域で 12 日毎のデータセットがあり、凍土の季節的な凍結・融解に伴う地表面変位を検出するには適当だと言える。Sentinel-1 の詳細な仕様や地球科学研究への利用については、橋本 (2018) に詳細にまとめられている。

本研究対象地域は、南行軌道 (Descending) の Sentinel-1A と北行軌道 (Ascending) の Sentinel-1B がカバーしており (図 1a)、この 2 つのデータセットを使用した。同期間の異なる 2 つの軌道のデータを解析することで、時間的にランダムなノイズの有無について考察することができ、そこから解析結果の妥当性について議論することができる。また、平地の凍土の場合、基本的に上下の変位のみ起こると仮定し、視線方向を垂直方向に換算することが多い (Liu *et al.*, 2010; Iwahana *et al.*, 2016; Abe *et al.*, 2020)。本研究での検証サイトは緩やかに傾斜する平坦面であることから、上記の仮定の下、視線方向の変位をマイクロ波の入射角の余弦で除することによって鉛直方向に換算し、得られた結果について議論した。

2.2.2 干渉 SAR 解析

本研究における干渉 SAR 解析には、Gamma 社の解析ソフトウェア Gamma を使用した (Wegmüller and Werner, 1997)。解析期間は現地での測量実施とはほぼ同じ期間である 2019 年 5 月下旬から 9 月上旬 (表 1, 2) と 2020 年 5 月中旬から 8 月下旬に獲得されたもの (表 3, 4) を用いた。対象地域をカバーするスワス・パーストを各衛星画像から切り出したあとに 2 枚の画像の位置合わせを行い、干渉処理を行った。地形縞の除去には ALOS World Digital Surface Model - 30 m (AW3D30) を用いた (例えば Takaku *et al.*, 2020)。位相アンラッピングには Minimum Cost Flow のアルゴリズムを使用した (Costantini, 1998)。最終的には 30 m グリッドの UTM 座標にリサンプリングし、各干渉画像内における位相の基準点は白雲岳の避難小屋 (標高 2000 m, 図 1b) に設定した。この小屋周辺の土壌は岩石の割合が多く、小屋が 40 年以上崩壊せずに維持されていることから、解析範囲内の他の場所に比べて凍上融解沈降の影響が小さいと考えられる。なお、この小屋は 2020 年 7 月 5 日以降小屋の建て替え作業が実施されていたものの、その影響による干渉 SAR の地表面変位への影響は無視できることを確認した。

干渉 SAR によるシグナルは地表面変位に起因するシグナルとは別にいくつかの誤差が含まれる。その主なものとして、対流圏遅延による誤差

表 1 図 5 で使用した 2019 年 Sentinel-1A の干渉ペアの詳細。B-perp は 2 枚の衛星画像撮像時における衛星間距離の垂直成分。

Satellite	Orbit	Image 1 (dd/mm/yyyy)	Image 2 (dd/mm/yyyy)	B-perp (m)	Span (days)
Sentinel-1A	Descending	22/05/2019	03/06/2019	22.0	12
		03/06/2019	15/06/2019	-67.8	12
		15/06/2019	27/06/2019	-12.5	12
		27/06/2019	09/07/2019	-59.2	12
		27/06/2019	21/07/2019	12.5	24
		27/06/2019	02/08/2019	29.3	36
		27/06/2019	14/08/2019	60.0	48
		27/06/2019	26/08/2019	16.2	60
		27/06/2019	07/09/2019	-8.4	72
		09/07/2019	21/07/2019	71.7	12
		09/07/2019	02/08/2019	88.5	24
		09/07/2019	14/08/2019	119.2	36
		09/07/2019	26/08/2019	75.4	48
		09/07/2019	07/09/2019	50.8	60
		21/07/2019	02/08/2019	16.8	12
		21/07/2019	14/08/2019	47.5	24
		21/07/2019	26/08/2019	3.7	36
		21/07/2019	07/09/2019	-20.9	48
		02/08/2019	14/08/2019	30.7	12
		02/08/2019	26/08/2019	-13.1	24
		02/08/2019	07/09/2019	-37.7	36
		14/08/2019	26/08/2019	-43.8	12
		14/08/2019	07/09/2019	-68.4	24
		26/08/2019	07/09/2019	-24.6	12

表 3 図 7 で使用した 2020 年 Sentinel-1A の干渉ペアの詳細。B-perp は 2 枚の衛星画像撮像時における衛星間距離の垂直成分。

Satellite	Orbit	Image 1 (dd/mm/yyyy)	Image 2 (dd/mm/yyyy)	B-perp (m)	Span (days)
Sentinel-1A	Descending	16/05/2020	28/05/2020	-45.5	12
		28/05/2020	09/06/2020	60.8	12
		09/06/2020	21/06/2020	82.4	12
		21/06/2020	03/07/2020	-64.0	12
		03/07/2020	15/07/2020	-65.5	12
		03/07/2020	27/07/2020	31.7	24
		03/07/2020	08/08/2020	-17.2	36
		03/07/2020	20/08/2020	3.9	48
		15/07/2020	27/07/2020	97.3	12
		15/07/2020	08/08/2020	48.3	24
		15/07/2020	20/08/2020	69.4	36
		27/07/2020	08/08/2020	-49.0	12
		27/07/2020	20/08/2020	-27.9	24
		08/08/2020	20/08/2020	21.1	12

がある (Hanssen, 2001). この誤差には, 2 枚の画像撮像時において大気成層構造が異なることに起因する成分と乱流に起因する成分が存在し, 成層成分による誤差量は標高と相関があることが知られている (例えば藤原ら, 1999). 成層成分の誤差低減は, 標高と変位量の相関を 1 次関数で近似して差し引く方法が頻繁に行われる. しかしながら, この手法では火山における地殻変動や本研究対象のような山岳地域における凍土変動など, 地表面変位が標高と相関する可能性がある場合, 変位も誤差として低減してしまうことが起こりうる. そのため, 数値気象モデルを用いて SAR の

表 2 図 6 で使用した 2019 年 Sentinel-1B の干渉ペアの詳細。B-perp は 2 枚の衛星画像撮像時における衛星間距離の垂直成分。

Satellite	Orbit	Image 1 (dd/mm/yyyy)	Image 2 (dd/mm/yyyy)	B-perp (m)	Span (days)
Sentinel-1B	Ascending	23/05/2019	04/06/2019	18.6	12
		04/06/2019	16/06/2019	33.0	12
		16/06/2019	28/06/2019	-66.6	12
		28/06/2019	10/07/2019	-53.9	12
		28/06/2019	22/07/2019	-21.9	24
		28/06/2019	03/08/2019	84.0	36
		28/06/2019	15/08/2019	68.6	48
		28/06/2019	27/08/2019	1.5	60
		28/06/2019	08/09/2019	-85.8	72
		10/07/2019	22/07/2019	32.0	12
		10/07/2019	03/08/2019	137.9	24
		10/07/2019	15/08/2019	122.5	36
		10/07/2019	27/08/2019	55.4	48
		10/07/2019	08/09/2019	-31.9	60
		22/07/2019	03/08/2019	105.9	12
		22/07/2019	15/08/2019	90.5	24
		22/07/2019	27/08/2019	23.4	36
		22/07/2019	08/09/2019	-63.9	48
		03/08/2019	15/08/2019	-15.4	12
		03/08/2019	27/08/2019	-82.6	24
		03/08/2019	08/09/2019	-169.9	36
		15/08/2019	27/08/2019	-67.2	12
		15/08/2019	08/09/2019	-154.5	24
		27/08/2019	08/09/2019	-87.3	12

表 4 図 8 で使用した 2020 年 Sentinel-1B の干渉ペアの詳細。B-perp は 2 枚の衛星画像撮像時における衛星間距離の垂直成分。

Satellite	Orbit	Image 1 (dd/mm/yyyy)	Image 2 (dd/mm/yyyy)	B-perp (m)	Span (days)
Sentinel-1B	Ascending	17/05/2020	29/05/2020	-78.9	12
		29/05/2020	10/06/2020	57.2	12
		10/06/2020	22/06/2020	48.9	12
		22/06/2020	04/07/2020	39.9	12
		04/07/2020	16/07/2020	-88.2	12
		04/07/2020	28/07/2020	-158.7	24
		04/07/2020	09/08/2020	-172.4	36
		04/07/2020	21/08/2020	-18.7	48
		16/07/2020	28/07/2020	-70.5	12
		16/07/2020	09/08/2020	-84.2	24
		16/07/2020	21/08/2020	69.6	36
		28/07/2020	09/08/2020	-13.7	12
		28/07/2020	21/08/2020	140.0	24
		09/08/2020	21/08/2020	153.8	12

観測時刻における対流圏遅延量を推定し, 基となる干渉画像から差し引くことで対流圏遅延誤差を低減するという手法が用いられる (例えば小澤・清水, 2010; 小林ら, 2014; 森下・小林; 2018). そこで本研究では, GACOS (Generic Atmospheric Correction Online Service for InSAR) が提供する大気遅延補正プロダクト (Yu *et al.*, 2017; Yu *et al.*, 2018) を用いて, 対流圏遅延による誤差低減を行った. 残存する電離層や軌道誤差によると考えられる長波長のシグナルは平面近似して除去した. 一方, 乱流成分については 1 日以上の間隔的な相関はなく, SAR の撮像時間間隔では時

間的にランダムであると考えられる (例えば Hanssen, 2001; 森下・小林, 2018). そのため, 複数の独立したペアを用いることで誤差を低減できる. 干渉 SAR 時系列解析においては, 解析結果に対して時空間フィルタを適用することで誤差を低減させることがしばしば行われているが (例えば Hooper *et al.*, 2007; 森下・小林, 2018), 本研究で地表面変位が検出可能な空間スケールは未知であり, また解析期間が短いため時空間フィルタの処理は施していない. また, 数値気象モデルによる誤差低減処理はモデルと干渉画像の時空間分解能に大きな差があることから, 全ての干渉画像において効果的であるとは限らない (小林ら, 2014; 小林, 2016).

上記の方法により, 現地観測の期間に合わせて 2019 年 5 月中旬から 9 月上旬と 2020 年 5 月中旬から 8 月下旬までの Sentinel-1A の南行軌道と Sentinel-1B の北行軌道のデータ (表 1-4) を用いて, それぞれ作りうる全ての干渉画像の生成/補正を行った. しかしながら, 5 月から 6 月下旬/7 月上旬までのデータを用いた干渉画像は, 最も時間間隔の短い 12 日間隔のペア以外は対象地域での干渉性が悪いことが多く, 当該期間で異なる時間間隔のペアで変位を測定することができなかった. そのため, 異なる時間間隔の干渉画像を複数用いる干渉 SAR 時系列解析を行うことができなかった. そこで本研究では, 5 月中旬/下旬から 6 月下旬/7 月上旬までの期間は 12 日間隔の干渉画像を数枚足し集めることで累積変位を計算した. 一方 6 月下旬/7 月上旬から 8 月下旬/9 月上旬までは, 生成しうる干渉ペアをすべて用いて干渉 SAR 時系列解析を行い, 累積変位を計算した. 解析手法は Small BAseline Subset (SBAS) 型の方法を用いた (Berardino *et al.*, 2002; Schmidt and Bürgmann, 2003; Biggs *et al.*, 2007; Yanagiya and Furuya, 2020). 得られた累積変位場に対して, 現地測量点を含むピクセルを現地測量点における変位として時間変化の図を作成した.

対流圏遅延補正後の各干渉画像の位相の標準偏差は 0.2 cm 程度であり (図 3), この値を用いて時系列解析における誤差伝播量 (Biggs *et al.*, 2007; Yanagiya and Furuya, 2020) を計算したところ, 基準の画像撮像日から 4 区間 (48 日) で約

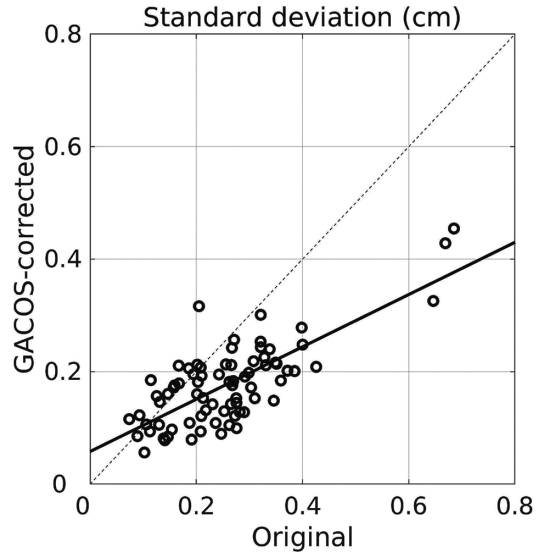


図 3 GACOS による対流圏遅延補正前と補正後における各干渉画像の位相の標準偏差.

0.8 cm, 6 区間 (72 日間) では約 1.0 cm であった. この値は, 0.2 cm を各干渉画像の誤差として計算している Yanagiya and Furuya (2020) による誤差伝播量とほぼ同じであった.

3. 調査・解析結果

3.1 現地測量

図 4a は 2019 年の 6 月 29 日と 9 月 4 日に実施したグリッド測量における各グリッドの差分値と頻度分布を示している. 一番多い観測値は -1 cm (40%) であり, 次に -0.5 cm (24%), その次に 0 cm (16%) であった. この 3 つの値の頻度でおよそ 80% を占めており, これらの観測における平均変位量は -0.6 cm であった. 図 4b は 2020 年 5 月 22 日から 8 月 27 日までの測量基準点近傍の地表面変位の時間変化を示している. 5 月 22 日から 6 月 7 日までの期間で, 2 cm 程度の沈降を得た. その後, 6 月 23 日までに約 0.4 cm の沈降, 6 月 23 日から 8 月 27 日までに約 0.3 cm の沈降を得た.

3.2 干渉 SAR 解析

図 5 から図 8 は図 2a の範囲における Sentinel-1A/1B 干渉 SAR 解析による結果を示している. 図 5 は 2019 年の Sentinel-1A による解析結果で

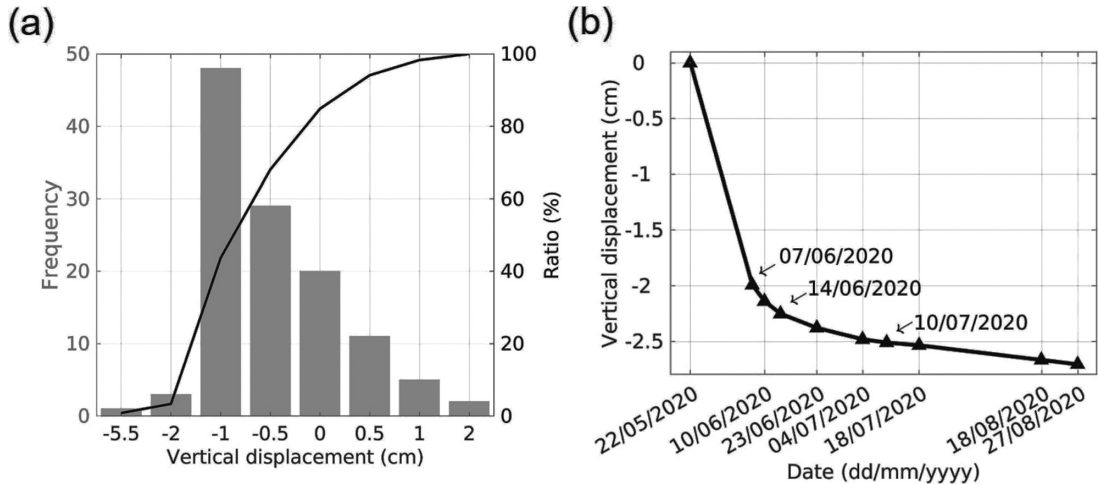


図 4 現地測量結果. (a) 2019 年のグリッド測量における地表面変位と頻度分布.
(b) 2020 年に実施した実測変位データ.

ある. 図 5a は 5 月 22 日から 6 月 27 日までの累積変位 (3 枚の干渉画像の足し集め) を表しており, 現地測量点とその南南西・南東の地域で最大 1.4 cm の沈降センス (マイナス) のシグナルが見られた. これらのシグナルの分布は, 主要な風衝砂礫地を含む範囲の分布 (図 2a) と概ね一致していた. 一方, 現地測量点の北西部と干渉 SAR 位相基準点の南西・南東部で最大 1 cm の隆起センス (プラス) のシグナルが見られた. 6 月 27 日から 9 月 7 日までの期間 (図 5b) では, 現地測量点の南側で東西に渡って若干の沈降センス (最大で 0.5 cm) が見られるものの, 領域全体として変位はほとんど見られなかった. 現地測量点における地表面変位の時間変化 (図 5c) を見ると, 5 月 22 日から 6 月 15 日までは約 0.7 cm の沈降センスが見られ, その後はほぼ変位が見られなかった.

図 6 は 2019 年の Sentinel-1B による解析結果で, 図 5 とほぼ同じ解析期間である. 図 6a は 5 月 23 日から 6 月 28 日までの累積変位 (3 枚の干渉画像の足し集め) を表している. 図 5a と同様に, 現地測量点とその南南西・南東の領域で最大 1.2 cm の沈降センスのシグナルが見られ, その分布は主要な風衝砂礫地を含む範囲の分布 (図 2a) とおおよそ一致していた. 一方, 現地測量点の北部と干渉 SAR 位相基準点の南西・南東部で最大 1.6 cm の隆起センスのシグナルが見られた. 6 月

28 日から 9 月 8 日までの期間 (図 6b) では, 図 5b と同様に現地測量点の南側で東西に渡って最大 0.7 cm の沈降センスが見られた. 現地測量点における地表面変位の時間変化 (図 6c) を見ると, 5 月 23 日から 6 月 16 日までは約 0.6 cm の沈降センスが見られ, その後はややばらついてはいるものの, 図 5c と同様にほぼ変位が見られなかった.

図 7 は 2020 年の Sentinel-1A による解析結果を示している. 図 7a は 5 月 16 日から 7 月 3 日までの累積変位 (4 枚の干渉画像の足し集め) を表している. 現地測量点とその南南西にかけて最大 3 cm, 南東部にも最大 1 cm の沈降センスのシグナルが見られた. 特に沈降量は, 解析範囲西側の風衝砂礫地で明瞭に大きかった. これらのシグナルの分布は, 2019 年の沈降分布 (図 5a, 図 6a) と同様に, 主要な風衝砂礫地を含む範囲の分布 (図 2a) と概ね一致していた. 一方, 現地測量点の北部と干渉 SAR 位相基準点の南西・南東部で最大 1.2 cm の隆起センスのシグナルが見られた. 7 月 3 日から 8 月 20 日までの期間 (図 7b) では, 解析範囲全体にわたって変位らしきシグナルは見られなかった. 現地測量点における地表面変位の時間変化 (図 7c) を見ると, 5 月 16 日から 6 月 9 日までは約 0.8 cm の沈降センスが見られ, その後はほぼ変位が見られなかった. 現地の実測変位データ (図 7c, 図 4b) と比較すると, 5 月中旬から 6

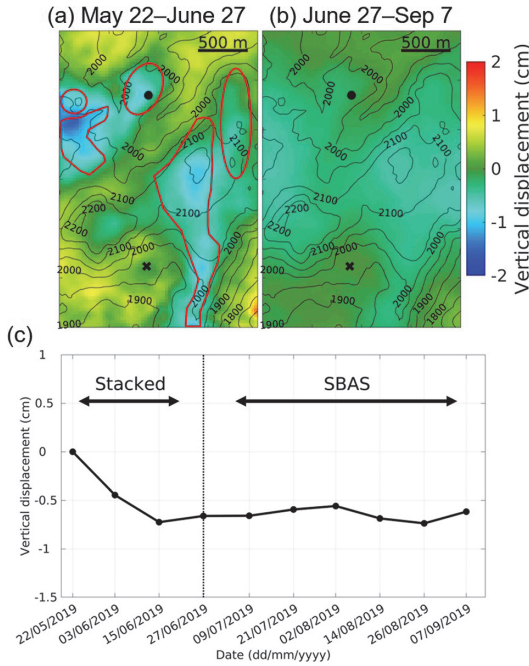


図 5 Sentinel-1A 干渉 SAR による 2019 年の地表面変位分布。(a) 5 月 22 日から 6 月 27 日までの干渉画像 3 枚の足し集めによる累積変位。×は干渉画像の位相の基準点。●は現地測量場所。赤枠は図 2a で示した主要な風衝砂礫地を含む範囲を示す。(b) 6 月 27 日から 9 月 7 日までの干渉画像 21 枚を用いた SBAS 解析による累積変位。(c) ●における地表面変位の時間変化。「Stacked」は干渉画像の足し集め (a), 「SBAS」は SBAS 解析 (b) による解析の期間を示す。

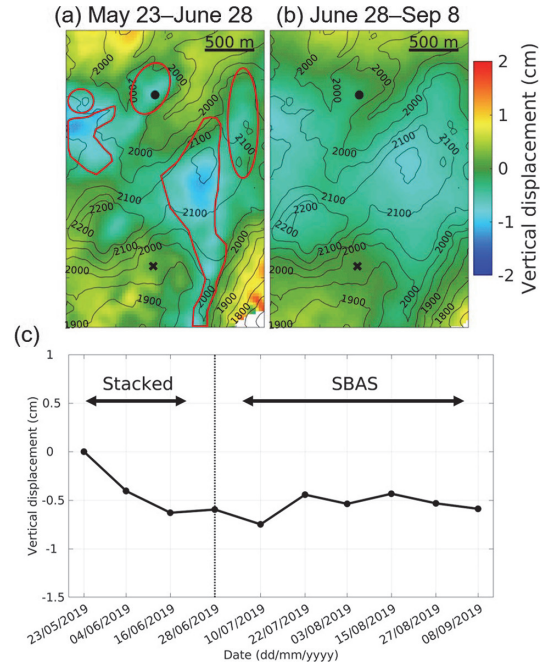


図 6 Sentinel-1B 干渉 SAR による 2019 年の地表面変位分布。(a) 5 月 23 日から 6 月 28 日までの干渉画像 3 枚の足し集めによる累積変位。×は干渉画像の位相の基準点。●は現地測量場所。赤枠は図 2a で示した主要な風衝砂礫地を含む範囲を示す。(b) 6 月 28 日から 9 月 8 日までの干渉画像 21 枚を用いた SBAS 解析による累積変位。(c) ●における地表面変位の時間変化。「Stacked」は干渉画像の足し集め (a), 「SBAS」は SBAS 解析 (b) による解析の期間を示す。

月中旬にかけて大きな沈降が発生し、その後変位がほぼない同様の变化傾向が見られた。しかしながら、5月中旬から6月中旬にかけての沈降量の大きさに差異が見られ、干渉 SAR の結果は実測変位データと比べ過小評価となった。

図 8 は 2020 年の Sentinel-1B による解析結果を示している。図 8a は 5 月 17 日から 7 月 4 日までの累積変位 (4 枚の干渉画像の足し集め) を表している。図 7a と同様に、現地測量点からの南南西にかけての領域で最大 2.2 cm の沈降センスのシグナルが見られ、南東部にも最大 1.4 cm の沈降センスのシグナルが見られた。特に南東部のシグナルは、沈降の大きい領域が図 7a よりも広がっていた。全体的な沈降シグナルの分布は、2019 年の解析結果 (図 5a, 図 6a) や図 7a と同様

に、主要な風衝砂礫地を含む範囲の分布 (図 2a) とおおよそ一致していた。一方、現地測量点の北西・北東部と干渉 SAR 位相基準点の南西・南東部で最大 1.7 cm の隆起センスのシグナルが見られた。7 月 4 日から 8 月 21 日までの期間 (図 8b) では、解析範囲の北北東から南南西にわたって 0.5 cm 程度の沈降センスのシグナルが見られた。現地測量点における地表面変位の時間変化 (図 8c) を見ると、5 月 17 日から 6 月 10 日までは約 0.9 cm 沈降し、その後 7 月中旬に短期的な沈降センスのシグナルが見られ、そこから隆起センスの変動の時間変化が確認された。5 月から 6 月中旬にかけての沈降センスは Sentinel-1A (図 7a, 7c) と同様で、実測変位データと同様の变化傾向であるもののその大きさが明らかに異なる。一方、7

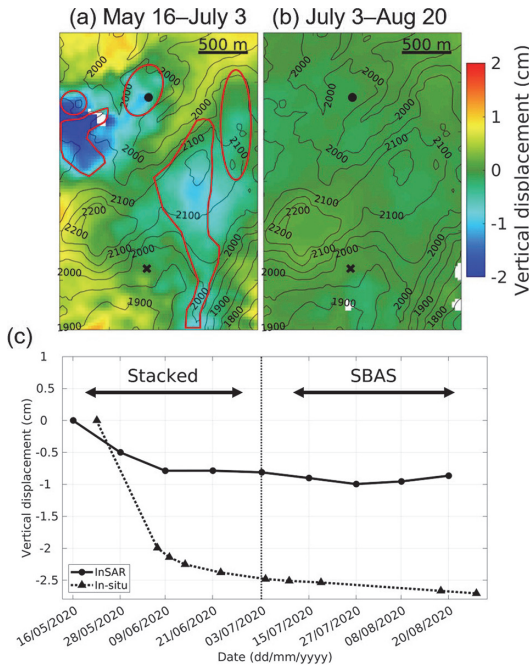


図 7 Sentinel-1A 干渉 SAR による 2020 年の地表面変位分布。(a) 5 月 16 日から 7 月 3 日までの干渉画像 4 枚の足し集めによる累積変位。×は干渉画像の位相の基準点。●は現地測量場所。赤枠は図 2a で示した主要な風衝砂礫地を含む範囲を示す。(b) 7 月 3 日から 8 月 20 日までの干渉画像 10 枚を用いた SBAS 解析による累積変位。(c) 黒線は●における地表面変位の時間変化、点線は実測変位データ(図 3b と同じ)を表す。「Stacked」は干渉画像の足し集め(a), 「SBAS」は SBAS 解析(b)による解析の期間を示す。

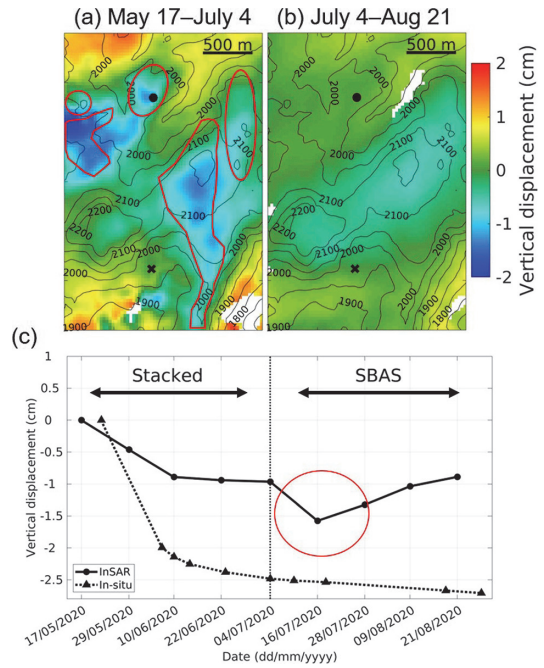


図 8 Sentinel-1B 干渉 SAR による 2020 年の地表面変位分布。(a) 5 月 17 日から 7 月 4 日までの干渉画像 4 枚の足し集めによる累積変位。×は干渉画像の位相の基準点。●は現地測量場所。赤枠は図 2a で示した主要な風衝砂礫地を含む範囲を示す。(b) 7 月 4 日から 8 月 21 日までの干渉画像 10 枚を用いた SBAS 解析による累積変位。(c) 黒線は●における地表面変位の時間変化、点線は実測変位データ(図 3b と同じ)を表す。「Stacked」は干渉画像の足し集め(a), 「SBAS」は SBAS 解析(b)による解析の期間を示す。赤線で囲んだ範囲は地表面変位の不自然な短期的変化を表している。

月中旬の短期的なシグナルは実測変位データには見られず、また Sentinel-1A の結果(図 7c)でも見られなかったため、この時期の SAR データに含まれる対流圏由来の誤差である可能性が考えられる。

図 9 は、Sentinel-1B による 2020 年 7 月 4 日と 7 月 16 日(図 9a)、7 月 16 日と 7 月 28 日(図 9b)のペアによる干渉画像である。これらの干渉画像中には対流圏遅延と考えられるシグナルが現地測量点周囲を覆うように存在している。さらに、その符号は図 9a ではマイナス、図 9b ではプラスの値として検出されているので、これは 7 月 16 日のデータに対流圏遅延のシグナルが含まれると考えられる。そのため、このデータを含む干渉画像

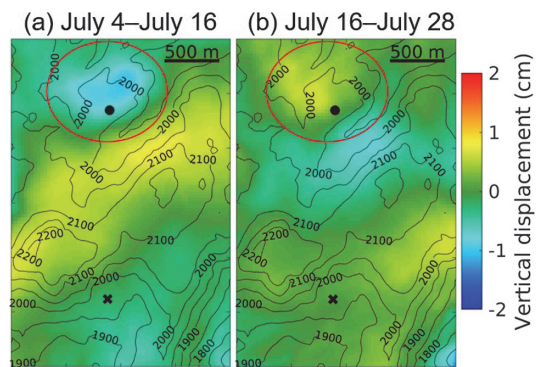


図 9 Sentinel-1B による (a) 2020 年 7 月 4 日と 7 月 16 日、(b) 7 月 16 日と 7 月 28 日の干渉画像。赤枠は対流圏起因と考えられるノイズの範囲を表す。

を合わせて時系列解析を行ったために、図8cに疑似的な変位が検出されたと考えられる。

干渉SAR解析の結果(図5-9)をまとめると、2019年・2020年共に現地測量点とその周囲では同等の季節的な沈降のシグナルを示しており、その時間変化は5月中旬から6月中旬までに0.6-0.9cmの沈降とその後は変位がほとんどないという結果が得られた。また、2019年と2020年それぞれの南行軌道の解析結果(図5a, 7a)と北行軌道の解析結果(図6a, 8a)において、変位の空間パターンや大きさがほぼ同等であった。これは、地表面変位がほぼ鉛直方向であるとの仮定が正しいことを示している。干渉SARで得られた地表面変位分布は、主要な風衝砂礫地を含む範囲の分布(図2a)と概ね一致しており、現地測量点での時間変化は実測変位データの変化傾向と似ていた。風衝砂礫地は主に稜線上とその西向き斜面側に発達し、冬期でも風が強く積雪が吹き払われるため、積雪の少ない場所である。植生がほとんどなく砂礫が露出していることもあり、土壤凍結が生じやすく、永久凍土の発達が期待される。また、凍上・融解沈降も生じやすい場所である。このことから、干渉SAR解析による結果は風衝砂礫地における凍土の季節的融解に伴う地表面沈下傾向を捉えていると考えられる。同様の沈下傾向は、五色岳サイト周辺と同様の風衝砂礫地でも見られた。一方で、解析範囲内には隆起センスのシグナルが見られた箇所があり、特に5-6月の解析結果に明瞭に見られる。これらについては地表面変位ではなくノイズであると考えられる。

4. 考察と今後の展望

4.1 干渉SARの誤差

干渉SARの結果には、目的とする地表面変位以外の要因による疑似的なシグナルが検出される場合がある。本研究で得られた融解初期の干渉SAR画像を数枚足し集めた結果(図5a, 図6a, 図7a, 図8a)では、解析範囲内に隆起センスのシグナルが多く見られた。現地測量点での地表面温度データから、5月中旬から6月中旬にかけて一時的に0℃を下回る時間帯のある日が存在するものの、1日の平均としてはプラスの気温で推移している。したがって、この時期に数cmの凍上が

1ヶ月にわたって進行するとは考えにくい。また火山性の地殻変動とも異なることから、これらのシグナルは地表面変位ではないと考えられる。これらのシグナルが見られた場所は沈降が検出された風衝砂礫地ではなく、周囲に比べて積雪や植生があるところであり、その影響によるノイズの可能性が考えられる。このようなノイズ(コヒーレントなノイズの場合)は、複数の独立なペアを用いた時系列解析で低減が可能である。しかしながら、5月中旬から6月下旬までの期間は、干渉性の問題から複数の独立なペアを用いた時系列解析を行えなかったため、各々の干渉画像中に含まれるノイズが上手く低減できずに残存していると考えられる。

また、これらのシグナルは対流圏遅延によるノイズの可能性もある。本研究では、GACOSプロダクトを用いて対流圏遅延誤差の低減を行ったが、補正前と比べて全体的には対流圏遅延誤差を低減できたものの(図3)、まだ誤差と想定されるノイズが残っていたと考えられる(図5a, 図6a, 図7a, 図8a, 図9)。この要因として、GACOSによる対流圏遅延補正は0.125度グリッド(10km程度)の空間分解能で6時間毎に計算する数値気象モデルから推定されているので(Yu *et al.*, 2018)、今回の解析範囲(数km程度)での対流圏遅延補正は不十分である可能性が考えられる。また、気温が高いほど空気中の水蒸気量が多いため、対流圏遅延は標高や季節に依存することが指摘されており(例えば藤原ら, 1999)、5月から6月下旬/7月上旬にかけての3-4枚の干渉画像を足し集めた際(図5a, 図6a, 図7a, 図8a)に最初と最後のSARデータに含まれる対流圏遅延誤差が影響した可能性も考えられる。

さらに、土壤水分の変化による誤差が含まれる可能性も考えられる。Zwieback *et al.* (2015)は、干渉SARにおけるマイクロ波の土壤水分変化への影響を調べ、マイクロ波の波長の10%程度の誤差(Cバンドでは約0.5cm)が生じうることを示した。本研究において、五色岳サイトにおける2019-2020年の土壤水分量データはないものの、2005年から2009年の期間では5月から6月にかけて表層部分が30%を超える高含水率で維持される傾向にあった(岩花ら, 2011)。このことから、

土壤水分由来の干渉 SAR における誤差は、図 3 で示した位相の標準偏差内 (約 0.1-0.4 cm) に収まる程度であると考えられる。

4.2 干渉 SAR の空間代表性

本研究で得られた 2020 年の干渉 SAR 解析結果 (図 7, 8) では、沈降の空間分布が主要な風衝砂礫地を含む範囲の分布と概ね一致しており (図 2a)、現地測量点周囲における地表変化面変位の時間変化は現地の実測変位データと同様の変化傾向を示した (図 7c, 図 8c)。この変化傾向は、同年の異なる軌道データ (北行軌道と南行軌道, 図 7c と図 8c) や、2019 年の同時期でも同様に検出されている (図 5c, 6c)。このことから、この傾向がランダムなノイズによって検出されたものではなく、凍土の季節的な融解による沈降を捉えていると考えられる。しかしながら、得られた変動量は実測変位データと比べ 3 分の 1 程度の大きさであり、明らかに過小評価である。この要因として、実測変位データと干渉 SAR の空間解像度の差が考えられる。2020 年の実測変位データは測量基準点近傍 1ヶ所のデータであり、時系列現地測定 of 誤差は十分に小さいものの、その空間代表性に乏しい。一方、干渉 SAR の 1 ピクセルは数十メートルの平均的な変位を捉えているため、地表面がより小さな空間スケールで変動している場合、結果に差異が出ると考えられる。例えば、Abe *et al.* (2020) では、東シベリアにおけるサーモカルスト沈下 (永久凍土帯における地下水融解による地盤沈下) を、干渉 SAR と現地測量によって検出した。干渉 SAR はサーモカルストによる沈降のセンサは捉えたものの、局所的なサーモカルスト (およそ $30 \times 30 \text{ m}^2$) による 2-3 cm の沈降量を捉えられなかった。この差異の要因として、サーモカルストは $30 \times 30 \text{ m}^2$ の範囲でより細かい沈降の空間分布を持つために、干渉 SAR では過小評価になると考えられている (Abe *et al.*, 2020)。

本研究の場合、干渉 SAR の空間解像度は約 30 m (つまり 1 ピクセルが $30 \times 30 \text{ m}^2$ の大きさを持つ) であるので、 $30 \times 30 \text{ m}^2$ より小さな空間スケールの変動に対して同じ変位量の検出は難しいと考えられる。また、干渉 SAR による変位マップは地表面変動以外に様々な要因による誤差を含むため、1 ピクセルの値のみでは変位である否かかの

判断ができない。そのため、干渉 SAR による地表面変位検出には、連続的な値をもつピクセルの空間分布が必要である。例えば国土地理院では ALOS-2 の 3m 分解能データを用いた干渉 SAR 解析の場合、 10×10 ピクセル (およそ 100 m^2) にわたって、その周囲と比べ約 3 cm (波長の約 $1/8$ cm) 以上の異なる値を示せば何らかの変化があったと判断する目安になる、としている (国土地理院)。この数値は解析者の経験や主観によるところがあるものの、この指標を本研究で用いた Sentinel-1 の場合に当てはめると、およそ $300 \times 300 \text{ m}^2$ にわたって、0.7 cm 以上の変位が目安になる。本研究で得られた実測変位データから、季節沈降量 (2.7 cm 以上) については干渉 SAR で十分に検出可能な変位量である。一方で、本研究における干渉 SAR の結果では、現地測量範囲とその周辺で沈降量に差が見られなかった。このことから、現地測量範囲 ($50 \times 50 \text{ m}^2$) ではその周辺に比べ大きな沈降量であったが、干渉 SAR はその沈降量を捉えられなかった可能性が考えられる。干渉 SAR の結果は、現地測量点とその周辺のピクセルで実測変位データと同等の沈下傾向を示したが、沈降量の空間的な広がりを検証するための複数の測量点があることが望ましい。しかしながら、山岳地域において、 $300 \times 300 \text{ m}^2$ 以上の範囲を網羅するような現地測量エリアを設定し、測量を行うことは平地に比べ容易ではない。また、地殻変動とは異なる山岳凍土帯における凍結・融解に伴う地表面変位は、 $300 \times 300 \text{ m}^2$ より小さな範囲でも大きく変動する。そのため、 $50 \times 50 \text{ m}^2$ の格子点を用いた本研究の現地測量における地表面変位の空間代表性は不明である。干渉 SAR による沈降量の正確さを調査するための現地測量の方法としては、東シベリアやアラスカのような平坦な永久凍土帯において、数メートルから数百メートルの基線長による現地測量を実施する方法 (Nelson *et al.*, 1999) が考えられる。

また、干渉 SAR の基準点の変位による過小評価の可能性も考えられる。本研究では、干渉 SAR の基準点として白雲岳避難小屋の地点を設定したが、干渉 SAR の 1 ピクセルの範囲は小屋と周辺の地表面を含むため、小屋そのものを基準点として設定はできない。自然の地表面、特に永

久凍土分布域で衛星画像の1ピクセル範囲全体で変位の無い点を選ぶことは困難であり、この基準点における地表面が季節的に変位している可能性がある。この基準点の地表面変位によって、現地測量点における干渉 SAR の沈降量を過小評価している可能性は考えられる。

本研究において、2020年5-6月における干渉 SAR による現地測量点周辺の変位が実測変位データの値より小さかった要因として、現地測量対象範囲の沈降量が干渉 SAR で検出した300メートルスケールの平均的な変位より大きかったことが考えられる。あるいは、干渉 SAR 基準点における季節的な地表面変位によるオフセットや、風衝砂礫地から外れて植生に覆われた領域でのノイズの影響を受けたことが考えられる。

4.3 得られた地表面変位

Matsumoto *et al.* (2010) では、永久凍土存在域の境界と考えられている (Ishikawa and Hirakawa, 2000) 大雪山系熊ヶ岳周辺において、1998年秋から99年秋にかけて凍土の季節的凍結・融解に伴う地表面変位を変位計を用いて測定した。その結果、1999年の6月から7月中旬まで約4cm程度、その後8月までに0.5cm程度の季節沈降を得た。この地表面変位の時間変化傾向は、本研究で得られた季節沈降量の時間変化傾向 (図4b) と同様である。また、五色岳サイトにおける凍土コア分析によると、活動層上部に含水率の高い層が確認されており (岩花, 2010)、凍土の季節的沈降は融解期の前期であると考えられる。これらのことは、大雪山系における凍土の季節的な融解沈降は、融解期前半にその大半が発生し、その後若干沈降するという時間変化であることを支持する結果である。本研究では、凍土の季節的な融解沈降に注目したが、凍上による隆起も干渉 SAR から観測できる可能性がある。従来干渉 SAR は積雪期の干渉性が悪く、干渉しないと考えられてきた。しかしながら、最近の研究では積雪期の東シベリアにおいて、Sentinel-1でも良質な干渉画像が得られ、凍上による地表面変位を検出した例がある (Yanagiya and Furuya, 2020)。Matsumoto *et al.* (2010) で観測されたような凍上を干渉 SAR で観測することができれば、大雪山系における山岳永久凍土の融解過程把握のための新たな基礎データ

となりうる。

4.4 今後の展望

本研究では、12日毎に当該地域を観測する Sentinel-1 衛星による SAR データを用いた。しかしながら、短い波長特性のため、融雪によって地表面状態が大きく変化する5-6月においては干渉性が悪く、地表面変位を測定することが困難であった。Sentinel-1は1Aと1Bで同一軌道上を飛ぶので、最短で6日毎の干渉処理が可能な場合がある。本研究地域でこのような高頻度観測が実施されれば、より精度の良い地表面変位測定ができるかもしれない。干渉性の観点では、Lバンド SAR の高頻度観測が凍土の凍結・融解に関する地表面変位検出の研究には望まれる。すでに我々は ALOS-2 データを用いた大雪山系における地表面変位の経年変化に関する研究を進めており (Iwahana *et al.*, 2020)、結果については別途報告する予定である。また、2022年度打ち上げ予定の ALOS-4 は ALOS-2 と同じ分解能であり、観測幅が200kmになることで ALOS-2 と比べて高頻度に観測される (本岡ら, 2018) ため、Lバンドの高い干渉性を活かした凍土の季節的な凍結・融解による地表面変位と永久凍土の融解による経年的な地表面変位の同時抽出が期待できる。また、ALOS-2 との干渉解析によって、より長期の季節・経年変化を検出することができる。これにより、大雪山系における山岳凍土の凍結融解過程の把握がさらに前進する可能性があり、そのデータは気候変動適応策を考えるための重要な知見となりうる。そのデータを基に、将来大きく変化する環境に適応するための方策を提供することが重要である。

気候変動適応のための環境監視は山岳地域に限らず、様々な場所で必要である。例えば湿原における環境監視には干渉 SAR が有効であることが知られている。これは Wetland-InSAR と呼ばれる分野であり (Wdowinski and Hong, 2015)、国内においては釧路湿原の地表面変動を ALOS-2 データを用いた干渉 SAR で調べた研究例がある (藤原ら, 2019)。湿原における環境監視と気候変動適応策を構築するための重要な知見を得られる干渉 SAR は非常に有用であり、今後他の場所においても干渉 SAR は強力なツールとして使われ

ると期待される。

5. まとめ

本研究では、気候変動下における日本国内の山岳永久凍土に対する融解速度監視手法開発のため、大雪山系において現地測量と干渉 SAR 解析による凍土の季節的な融解沈降量の検出を国内で初めて試みた。現地測量の結果、2020 年 5 月下旬から 6 月下旬にかけて 2 cm 強の沈降が検出され、その後 8 月下旬までに 0.5 cm 強の沈降を示した。干渉 SAR の結果、2019 年・2020 年共に主に風衝砂礫地での沈降が見られた。現地測量点における沈降の時間変化は、実測変位データの結果と同様の变化傾向を示した。しかしながら、5-6 月の沈降量は 1 cm 弱であり、実測変位データと比べ過小評価となった。これは、干渉 SAR と現地測量の空間代表性の違いによるところが大きいと考えられる。今後の山岳永久凍土融解速度の監視手法開発に向けて、さらなる検証が必要であるものの、なだらかな山容の大雪山系では山岳季節凍土の融解に伴う地表面変位観測を目的とした干渉 SAR 利用の有効性が確認できた。

謝 辞

本研究は国立環境研究所気候変動適応センター気候変動適応研究プログラム (PJ1-7, 山岳凍土動態変化の長期的監視と気候変動による土地脆弱性評価)、並びに JSPS 科研費 JP18H03353 の助成を受けた。本研究で用いた Sentinel-1 の SAR データは <https://scihub.copernicus.eu/> からダウンロードした。AW3D30 の標高データは https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/aw3d30/index_j.htm からダウンロードした。査読の過程では、2 名の査読者と担当編集委員である中村和樹博士より大変有益なコメントを頂いた。心より感謝申し上げます。

文 献

Abe, T., Iwahana, G., Efremov, P.V., Desyatkin, A.R., Kawamura, T., Fedorov, A., Zhegusov, Y., Yanagiya, K. and Tadono, T. (2020): Surface displacement

revealed by L-band InSAR analysis in the Mayya area, Central Yakutia, underlain by continuous permafrost. *Earth Planets Space.*, **72**, 138, doi:10.1186/s40623-020-01266-3.

Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R. and Sansosti, E. (2002): A New Algorithm for Surface Deformation Monitoring Based on Small Baseline Differential SAR Interferograms. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **40** (11), 2375-2383, doi:10.1109/TGRS.2002.803792.

Biggs, J., Wright, T., Lu, Z. and Parsons, B. (2007): Multi-interferogram method for measuring interseismic deformation: Denali Fault, Alaska. *Geophys. J. Int.*, **170** (3), 1165-1179. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03415.x.

Costantini, M. (1998): A novel phase unwrapping method based on network programming. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **36** (3), 813-821. doi:10.1109/36.673674.

福井幸太郎 (2004): 立山での山岳永久凍土の形成維持機構。雪氷, **66** (2), 187-195.

藤原 智, 飛田幹男, 村上 亮, 中川弘之, Rosen, P.A. (1999): 干渉 SAR における地表変動検出精度向上のための基線値推定法と大気一標高補正。測地学会誌, **45** (4), 315-325.

藤原 智, 森下 遊, 中埜貴元, 三浦優司, 撓上泰亮, 村松弘規, 宇根 寛 (2019): ALOS-2 の SAR によって捉えられた 2016 年の大雨による釧路湿原の 2.5 m を超える地表変位。地学雑誌, **128** (3), 419-438.

Hanssen, R.F. (2001): *Radar Interferometry: data interpretation and error analysis*. Kluwer Academic Publishers, 308 pp, doi:10.1007/0-306-47633-9.

橋本 学 (2018): Sentinel-1 による地表変動観測と測地・地球科学における意義。測地学会誌, **64**, 66-80.

Hooper, A., Segall, P. and Zebker, H. (2007): Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to Volcán Alcedo, Galápagos. *J. Geophys. Res.*, **112**, B07407, doi:10.1029/2006JB004763.

池田 敦, 岩花 剛, 末吉哲雄 (2012): 富士山高標高域における浅部地温の通年観測—永久凍土急激融解説の評価も含めて—。地学雑誌, **121** (2), 306-331.

Ishikawa, M. and Hirakawa, K. (2000): Mountain Permafrost Distribution Based on BTS Measurements and DC Resistivity Soundings in the Daisetsu Mountains, Hokkaido, Japan. *Permafrost. Periglac. Process.*, **11**, 109-123, doi:10.1002/1099-1530(200004/06)11:2<109::AID-PPP343>3.0.CO;2-O.

岩花 剛 (2010): 山岳永久凍土の熱的状態変化が生態系に及ぼす影響についての研究 (第 3 次)。公益財団法人アサヒグループ学術振興財団 2009 年度学術研究助成研究報告書, 135-144.

岩花 剛, 澤田結基, 片村文崇, 石川 守, 曾根敏雄

- (2011) : 大雪山系における永久凍土観測— 2005~2010—。北海道の雪氷, **30**, 147-150.
- Iwahana, G., Uchida, M., Liu, L., Gong, W., Meyer, F. J., Guritz, R., Yamanokuchi, T. and Hinzman, L. (2016): InSAR Detection and Field Evidence for Thermokarst after a Tundra Wildfire, Using ALOS-PALSAR. *Remote Sensing*, **8**, 218, doi:10.3390/rs8030218.
- Iwahana, G., Sone, T., Uchida, M. and Yokohata, T. (2020): Changes in surface conditions and permafrost environment of a summit area of the Daisetsu Mountains, Hokkaido, Japan. *Abstract of JpGU-AGU Joint Meeting 2020*, STT50-02.
- Kääb, A. (2002): Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.*, **57**, 39-52, doi:10.1016/S0924-2716(02)00114-4.
- 環境省 (2018) : 気候変動適応計画. <http://www.env.go.jp/earth/tekiou/tekioukeikaku.pdf>. (2021. 04. 30 閲覧)
- 国土地理院 : 干渉 SAR の Q&A. https://www.gsi.go.jp/uchusokuchi/gsi_sar_faq3.html. (2021. 03. 22 閲覧)
- 小林知勝 (2016) : 数値気象モデルを用いた干渉 SAR の大気遅延誤差の低減効果について— 2015 年桜島マグマ貫入イベントの解析を例に—. *測地学会誌*, **62**(2), 79-88.
- 小林知勝, 石本正芳, 飛田幹男, 矢来博司 (2014) : SAR 干渉解析のための数値気象モデルを用いた大気遅延誤差の低減処理ツールの開発. *国土地理院時報*, **125**, 31-38.
- Liu, L., Zhang, T. and Wahr, J. (2010): InSAR measurements of surface deformation over permafrost on the North Slope of Alaska. *J. Geophys. Res.*, **115**, F03023, doi:10.1029/2009JF001547.
- Matsumoto, H., Yamada, S. and Hirakawa, K. (2010): Relationship Between Ground Ice and Solifluction : Field Measurements in the Daisetsu Mountains, Northern Japan. *Permaf. Periglac. Process.*, **21**, 78-89, doi:10.1002/ppp.675.
- 森下 遊, 小林知勝 (2018) : ALOS-2 干渉 SAR 時系列解析で検出された霧島山の地表変位と大気遅延誤差低減処理の効果. *測地学会誌*, **64**, 28-38.
- Nelson, F. E., Shiklomanov, N. I. and Mueller, G. R. (1999): Variability of Active-layer Thickness at Multiple Spatial Scales, North-central Alaska, U.S.A. *Arct. Antarct. Alp. Res.*, **31**, 179-186, doi:10.1080/15230430.1999.12003295.
- 小澤 拓, 清水慎吾 (2010) : 数値気象モデルを用いた SAR 干渉解析における大気遅延誤差の軽減. *測地学会誌*, **56** (4), 137-147.
- 本岡 毅, 勘角幸弘, 三浦聡子, 鈴木新一 (2018) : 先進レーダ衛星 (ALOS-4) ミッションの概要. 日本地球惑星科学連合 2018 年大会予稿集, STT48-06.
- 佐藤 謙, 高橋伸幸 (2016) : 大雪山白雲岳火口原の特殊な高山植生. *北海学園大学学園論集*, **167**, 31-48.
- Schaefer, K., Lantuit, H., Romanovsky, V. E., Schuur, E. A. G. and Witt, R. (2014): The impact of the permafrost carbon feedback on global climate. *Environ. Res. Lett.*, **9**, 085003, doi:10.1088/1748-9326/9/8/085003.
- Schmidt, D. A. and Bürgmann, R. (2003): Time-dependent land uplift and subsidence in the Santa Clara valley, California, from a large interferometric synthetic aperture radar data set. *J. Geophys. Res.*, **108** (B9), 2416, doi:10.1029/2002JB002267.
- Schuur, E. A. G. and 16 others (2015). Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, **520**, 171-179, doi:10.1038/nature14338.
- 曾根敏雄 (2018) : 大雪山における永久凍土の分布と地表面温度. 雪氷研究大会 (2018・札幌) 講演要旨集, p261.
- Sone, T., Takahashi, N. and Fukuda, M. (1988): Alpine permafrost occurrence at Mt. Taisetsu Central Hokkaido, in northern Japan. *Proceedings of Fifth International Conference on Permafrost*, **1**, 253-258.
- Takaku, J., Tadono, T., Doutsu, M., Ohgushi, F. and Kai, H. (2020): Updates of 'AW3D30' ALOS Global Digital Surface Model with Other Open Access Datasets. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, **XLIII-B4-2020**, 183-189, doi: 10.5194/isprs-archives-XLIII-B4-2020-183-2020.
- van Everdingen, R. O. (2005): Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms. International Permafrost Association. http://globalcryospherewatch.org/reference/glossary_docs/Glossary_of_Permafrost_and_Ground-Ice_IPA_2005.pdf. Accessed 26 Feb 2021
- Wdowinski, S. and Hong, S-H. (2015): Wetland InSAR: A review of the technique and applications. *Remote Sensing of Wetlands Applications and Advances*, edited by Tiner, R. W., Lang, M. W. and Klemas, V. V., CRC Press, 137-154, doi:10.1201/b18210.
- Wegmüller, U. and Werner, C. L. (1997): Gamma SAR processor and interferometry software. *Proceedings of the 3rd ERS symposium*, European Space Agency, 1687-1692.
- Yanagiya, K. and Furuya, M. (2020): Post-wildfire surface deformation near Batagay, Eastern Siberia, detected by L-band and C-band InSAR. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, **125**, e2019JF005473, doi:10.1029/2019JF005473.
- Yu, C., Penna, N. T. and Li, Z. (2017): Generation of real-

- time mode high-resolution water vapor fields from GPS observations. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **122**, 2008–2025, doi:10.1002/2016JD025753.
- Yu, C., Li, Z.H., Penna, N.T. and Crippa, P. (2018): Generic atmospheric correction model for interferometric synthetic aperture radar observations. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **123**, 9202–9222, doi:10.1029/2017JB015305.
- Zwieback, S., Hensley, S. and Hajnsek, I. (2015): Assessment of soil moisture effects on L-band radar interferometry. *Remote Sens. Environ.*, **164**, 77–89, doi:10.1016/j.rse.2015.04.012.

Surface displacement induced by seasonal ground thaw, measured by synthetic aperture radar in the Daisetsu Mountains, Japan

Takahiro ABE^{1*}, Go IWAHANA^{2,3}, Toshio SONE⁴ and Masao UCHIDA⁵

¹ Graduate School of Bioresources, Mie University, 1577 Kurimamachiya-cho, Tsu, Mie 514-8507

² International Arctic Research Center, University of Alaska Fairbanks,
2160 Koyukuk Dr, Fairbanks, USA AK 99775

³ Arctic Research Center, Hokkaido University, N21W11 Kita-ku, Sapporo, Hokkaido 001-0021

⁴ Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, N19W8 Kita-ku, Sapporo, Hokkaido 060-0819

⁵ Earth System Division, National Institute for Environmental Studies,
16-2 Onogawa, Tsukuba, Ibaraki 305-8506

* Corresponding author: abe@bio.mie-u.ac.jp

Abstract: Permafrost, which is widely distributed in cold regions, has been greatly affected by recent climate change. Thawing of permafrost, especially in mountainous areas, can change the stability of the ground. Clarifying the dynamics of mountain permafrost is important for constructing climate change adaptation measures, and so is the development of monitoring methods for these measures. In this study, field observation and Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) analyses were conducted to detect seasonal thaw subsidence in the Daisetsu Mountains, Hokkaido, considered to have the widest mountainous permafrost in Japan. A field observation carried out during the snow-free season in 2020 resulted in more than 2 cm seasonal subsidence from the end of May through June, followed by more than 0.5 cm in subsidence through the end of August. InSAR results have shown that spatial variation in subsidence coincided with that of wind-swept terrains with almost no vegetation and have the same tendency for change as the field observation data, confirming the effectiveness of InSAR. However, the magnitude of seasonal thaw subsidence in May–June by InSAR was less than 1 cm, smaller than the field observation. This difference is considered result from the difference in spatial representativeness between the leveling survey and InSAR.

(2021年5月6日受付, 2021年7月9日改稿受付, 2021年9月2日再改稿受付,
2021年9月21日受理, 討論期限2022年6月15日)