

合成開口レーダーデータを用いた南極氷床にお
ける時空間流動分布推定に関する研究

白水 薫

博士（理学）

総合研究大学院大学

複合科学研究科

極域科学専攻

平成30（2018）年度

学位論文

合成開口レーダーデータを用いた
南極氷床における時空間流動分布推定に関する研究

白水 薫

総合研究大学院大学

複合科学研究科

極域科学専攻

平成 30 年度

(2018)

目次

要旨.....	4
第 1 章 背景および本研究の目的.....	7
1.1 背景および本研究の目的.....	7
1.2 本研究対象地域	10
第 2 章 SAR データを用いた氷流・氷床流動速度の推定方法.....	13
2.1 SAR とは.....	13
2.2 InSAR 解析	15
2.2.1 DInSAR.....	16
2.2.2 MAI	19
2.3 offset tracking 解析.....	21
第 3 章 高精度な DEM の作成：PRISM-DEM	23
3.1 背景および目的	23
3.2 作成方法および作成地域.....	24
3.3 作成結果	28
3.4 精度検証	31
3.4.1 氷床上.....	31
3.4.2 氷流上.....	34
3.4.3 露岩上.....	36

3.5	DEMの精度がDInSAR解析での変位推定に与える影響.....	41
第4章	流動速度マップの作成.....	43
4.1	背景.....	43
4.2	流動速度マップ作成方法.....	44
4.3	使用データ.....	46
4.3.1	SARデータ.....	46
4.3.2	GNSSデータ.....	48
4.4	InSAR解析およびoffset tracking解析の変位推定結果.....	51
4.4.1	変位画像.....	51
4.4.2	精度評価.....	58
4.4.2.1	offset tracking解析の精度評価.....	58
4.4.2.2	InSAR解析の精度評価.....	62
4.4.3	InSAR解析およびoffset tracking解析による推定値の比較.....	70
4.5	InSAR解析およびoffset tracking解析の適用範囲決定のための数値実験.....	72
4.5.1	InSAR解析の適用範囲検証.....	73
4.5.1.1	数値実験方法.....	73
4.5.1.2	数値実験結果.....	75
4.5.2	offset tracking解析の適用範囲の決定.....	79
4.5.2.1	数値実験方法.....	79
4.5.2.2	数値実験結果.....	82
4.6	流動速度マップ作成結果.....	84
4.7	考察.....	87

第5章 水流・氷床域の時間変化.....	89
5.1 背景および目的	89
5.2 時間変化測定方法.....	89
5.3 測定結果	92
5.3.1 Skallen 氷河.....	92
5.3.2 Telen 氷河.....	96
5.3.3 氷床域.....	99
5.4 考察.....	101
第6章 総括および今後の展望.....	109
6.1 総括.....	109
6.2 今後の展望.....	112
謝辞.....	115
略語.....	116
引用文献.....	117

要旨

現在、南極氷床からの氷（水）質量の損失が全球的な海面上昇に影響を及ぼすと指摘されている。南極氷床の質量損失の原因の一つに地球温暖化による極域氷床の融解とそれに続く氷流からの流出がある。それらの流動速度は南極大陸の棚氷厚や海氷の密接度など様々な要因で変化し、流動速度の変化は南極氷床の質量変化を左右する。このため、氷流を含む氷床全域の流動速度分布を時系列的に把握することで、周辺環境との関係を理解する上で有用な情報が得られることが予想され、加えて、より精密な氷床流出量の推定にも貢献できる。

本研究では、東南極・宗谷海岸南部の氷床・氷流地域を研究対象地域として、Synthetic Aperture Radar (SAR) データを用いて低速域から高速域までの流動速度を時系列かつ広域にマッピングし、面的な流動分布特性の把握と流動速度変動の検出を試みた。

氷床から氷流域の幅広い流動速度をカバーするために、本研究では日本の人工衛星 ALOS（回帰周期 46 日）の SAR センサ PALSAR が 2007～2011 年に取得した SAR データに対して、Interferometric SAR (InSAR) 手法および offset tracking 手法という 2 つの手法を適用し、氷床の流動を求めた。InSAR 手法は、氷床のような流動速度の緩やかな地域の流動を観測するのに適した手法である。一方、offset tracking 手法は、InSAR 手法では検出の難しい高速の流動を検出できる手法である。したがって、本研究では氷床上の緩やかな動きを InSAR 手法、氷流上の速やかな動きを offset tracking 手法で検出することで、これまでの流動速度マップに比べ幅広い速度範囲の流動を高分解能に推定した。

InSAR 手法では位相差に含まれる地形に起因する位相（地形縞）を Digital Elevation Model (DEM) を使用して除去するが、地形縞除去の精度は DEM の精度に依存する。しかしながら、南極域で InSAR 手法に適用可能な高精度な既存の DEM はあまりないた

め、本研究では、ALOS に搭載された光学センサ PRISM の取得した 2 枚の光学画像（直下視と後方視）をステレオ視することで新たな DEM（PRISM-DEM）を作成し、InSAR 手法に適用した。PRISM-DEM の精度は、レーザー高度計 ICESat/GLAS のデータおよび研究対象地域の露岩域および氷流・氷床上で実施した Global Navigation Satellite System（GNSS）観測データと比較することで評価した。PRISM-DEM は氷床上で $\pm 2.80\text{ m}$ 、氷流上で $\pm 4.86\text{ m}$ 、露岩上で $\pm 6.63\text{ m}$ の精度を有し、既存の DEM に比べ高精度であることが示された。これらの精度が InSAR 解析での変位量推定に与える影響量は ALOS/PALSAR の 1 回帰周期（46 日間）あたり氷床域で 2.7 mm 、氷流域で 4.6 mm 、露岩域で 6.3 mm と非常に微小であると算出され、本研究の流動速度マップ作成に適用可能な DEM であると結論付けた。

InSAR 解析および offset tracking 解析を行った結果、氷床域については InSAR 解析で、氷流上では offset tracking 解析で流動を検出できた。これらの手法の推定精度は、通常変動しない露岩域において観測された見かけ上の変位量から、offset tracking 手法では衛星の視線方向（Range 方向）で最大 $\pm 3.36\text{ m}/46\text{ days}$ （ $\pm 0.073\text{ m/day}$ ）、衛星の進行方向（Azimuth 方向）で最大 $\pm 2.64\text{ m}/46\text{ days}$ （ $\pm 0.057\text{ m/day}$ ）と見積もられた。一方、InSAR 手法では、良好なコヒーレンスを得られたペアにおいて Range 方向で最大 $\pm 0.011\text{ m}/46\text{ days}$ （1 日当たり $\pm 1\text{ mm}$ 以下）と高い精度を有することが分かった。併せて、これらの手法から得られた流動速度の推定値と GNSS 観測値との比較を行うことで精度検証を行ったが、offset tracking 解析の場合には流動速度 $\pm 0.19\text{ m/day}$ 、流動方向 $\pm 4.1^\circ$ 、InSAR 解析の場合には流動速度 $\pm 0.008\text{ m/day}$ 、流動方向 $\pm 11.7^\circ$ と見積もられた。

InSAR 解析および offset tracking 解析で得られる変位量の検出限界を求めるために、任意の変位量を設定し検証した結果、ALOS/PALSAR の場合 InSAR 解析では約 $2.5\text{ m}/46\text{ days}$ 程度で検出限界を生じ、offset tracking 解析では Azimuth 方向 $320\text{ m}/46\text{ days}$ 、

Range 方向 378 $m/46days$ 程度と見積もられた。実際に、当該地域での InSAR 解析では 2.5 m 程度を境に流動速度の速い地域で流動速度を正しく推定することが出来ず、今回得られた InSAR 解析における検出限界と一致する。これらの検出限界の検証結果より、約 2.5 $m/46days$ よりも変位の小さい地域では InSAR 解析によって推定した結果を採用し、それよりも変位の大きい地域では offset tracking 解析により推定した結果を採用することで流動速度マップを作成した。2007~2011 年にかけての 9 ペアのデータを用いて氷床から氷流にかけての幅広い速度域で高い分解能を持つ流動速度マップを作成した。

この流動速度マップを基に対象地域に含まれる Skallen 氷河および Telen 氷河上で流動速度を測定した結果、上流部から下流部にかけてのほぼ全域で流動速度を推定することが出来た。また、上流から Grounding line (GL) 周辺までの地域で流動速度が加速し、それよりも海側では流動速度がほぼ一定であった。GL よりも海側の浮氷舌域で流動速度が一定であることについては、Skallen 氷河および Telen 氷河の GL 付近ではボトルネック状の地形の効果が流動に影響を与えていると推測した。

また、Telen 氷河の氷流末端部分では流動速度の経年的な加速傾向が見られた。Skallen 氷河と Telen 氷河は末端部分が交差し、Telen 氷河は Skallen 氷河の末端部のカービングした氷山に流出を堰き止められる位置関係にある。Telen 氷河氷舌末端部では流動方向が北西方向から北北西方向へ変化しており、Skallen 氷河の氷山の堰き止めを避ける向きに流動方向が変化している結果が得られた。これによって Telen 氷河は末端部の堰き止めから解放されることで流動速度が加速したと考えられる。

先行研究では海氷や氷山が氷舌の流出を堰き止めることに起因して、氷流の氷舌末端部で冬期の方が夏期よりも流動速度は減速することが報告されている。今回の対象地域の氷流では 2007~2011 年にかけて周辺の氷山や海氷に大きな大規模な変化が観測されず、当該地域では流動速度に目立った変化は見られなかった。

第1章 背景および本研究の目的

1.1 背景および本研究の目的

近年、全球的な海面上昇が報告されており、今後、この上昇加速が予測される(Nicholls and Cazenave, 2010)。上昇の原因の一つとして考えられるのは、地球温暖化による極域氷床の融解とそれに続く海洋への流出（質量損失）である。

南極氷床およびグリーンランド氷床は地球上の淡水の約 7 割を占める巨大な氷塊であり(Korzun, 1978)、これまでにその質量変化に関する研究は数多くなされている。Shepherd et al. (2012)は、レーザー/レーダー高度計データ、合成開口レーダーデータおよび衛星重力データを用いて 1992~2011 年の南極域の表面質量変化を推定し、東南極で $+14 \pm 43 \text{ Gt/yr}$ 、西南極で $-65 \pm 26 \text{ Gt/yr}$ 、南極半島で $-20 \pm 14 \text{ Gt/yr}$ の表面質量の時間変化があることを示した。その後、Seo et al. (2015)は衛星重力データや気象数値予報モデルを用いて蒸発（昇華）による氷床から大気中への質量移動も考慮した結果、2003~2013 年の間、南極半島と西南極域では質量損失が加速していることを明らかにした。

このような南極氷床の質量損失を定量的に議論するためには、氷床周縁部の質量収支を考えなくてはならない。そして、質量収支は氷流の流動速度変動と密接に関わっている。棚氷や海氷は氷流の流出を堰き止める“buttress”の効果をもっており、それらの変化は氷流の流動速度を左右する。例えば、2003~2008 年に南極氷床から張り出した棚氷において、海洋の温暖化に応答した底面融解によって $1325 \pm 235 \text{ Gt/yr}$ の質量損失があったと報告された(Rignot et al., 2013)。また、Paolo et al. (2015) は、2012 年までの 18 年間の衛星レーダー高度計データから棚氷の氷厚変化を計測し、西南極の顕著な薄化を観測

した。これらの棚氷の薄化が“buttress”の効果を下げることで、大陸上の氷流の流出が加速する。実際、2002年3月に南極半島の棚氷 Larsen B が崩壊後、周辺のいくつかの氷流で流動速度の加速が報告されている(Scambos et al., 2004)。

海氷域においても、アイスメランジェと呼ばれる氷山の集合体が氷流末端に位置することがカービングの量に関係すると報告されており(Straneo et al., 2013)、Robel (2017)はアイスメランジェとカービングの相互関係を数値計算し、厚い海氷は氷流からのカービングを防ぐ十分な力になることを明らかにした。実際に、南極では氷山の堰き止めによって氷流の流動速度が冬期では夏期に比べ約19%程度流動速度が減速することが報告されている(Zhou et al., 2014)。

氷流上の表面融解が氷流の流動速度に影響を与えることも示唆されている。例えば、Bartholomew et al. (2010)によると、西グリーンランドでは表面の融解水が底部に浸透することで、氷流底面と基盤岩の間の抵抗が減少し、流動速度が加速するため、夏期間の流動速度は冬期間のそれよりも220%以上大きい。

このように、海氷や棚氷の厚さ、氷山の位置、氷流底の状態など様々な要因で氷床や氷流の流動速度が変化し、その地域の質量収支が変わってくる。このため、氷流を含む氷床全域の流動速度分布を時系列的に把握できれば、流動変動メカニズムの過程を解明する上で有用な情報が得られることが予想されるだけでなく、質量収支の推定の高精度化の推定にも寄与することから、本研究を行いたいと考えた。

氷床域の流動速度を推定する研究はこれまでに様々な方法で行われている。その推定方法の一つに光学画像を用いた手法がある。古くはステレオ地上写真測量によってアルプス東部の氷流の流動速度や質量収支を測定したものが報告されている(Finsterwalder, 1954)。その後、人工衛星による地上観測が行われるようになってからは、“Feature tracking”法を用いてクレバスや潮汐による棚氷のクラックの位置変化から南極の氷流

の流動速度の推定などが行われている(Lucchitta and Ferguson, 1986 ; Fahnestock et al., 2015)。また、人工衛星の取得した光学画像を基に二時期の DEM を作成し、その差分を取ることで氷厚の変化を測ることもできる(Berthier et al., 2004 など)。しかしながら、この手法では雲の多い時期や極夜期のある南極や北極のような極域では光学画像の取得には限界がある。

最近では、アメリカの Global Positioning System (GPS) やロシアの GLObal NAVigation Satellite System (GLONASS) のような測位衛星を用いた位置決定システムである Global Navigation Satellite System (GNSS ; 全球測位衛星システム) を用いた氷流・氷床の流動速度の現場観測も行われている。GNSS 観測機器を氷流・氷床上に設置し、一定期間の位置座標データを取得することで GNSS 観測機器設置場所の流動速度および流動方向を直接測定できる (例えば、Manson et al., 2000 ; Aoyama et al., 2013)。GNSS 観測による流動速度の観測精度は非常に高く、東南極ポストーク湖上での GNSS 観測では位置決定精度は 5.2 mm 程度であると見積もられた(Richter et al., 2013)。しかし、GNSS 観測では高精度に流動速度を求められる一方、観測地点の流動速度しか得られないため、広範囲に及ぶ面的な観測は難しく、南極氷床上のようなアクセスの難しい地域では観測に限界がある。

Synthetic Aperture Radar (SAR) はマイクロ波という波長帯 (SAR で主に使われるのは約 3~30 cm) の電波を用いた地球表層観測技術である。航空機や人工衛星に SAR センサを搭載し、センサから地表面にマイクロ波を照射し、その後方散乱波を受信する。このようにして得られた同一地域の 2 時期以上の SAR データから、その間の地表面変位量を求めることが可能である。また、マイクロ波は雲や霧を透過するため SAR は全天候型かつ能動型のセンサである。したがって、光学衛星観測のように極夜期や天候に左右されることがなく、GNSS 観測では難しい広範囲の面的な観測が可能であるという

利点がある。そこで、本研究では SAR データを使用して、氷床の低速域から高速域までの面的な流動分布を作成することにした。なお、これまでに SAR データを用いた流動速度推定の研究は南極大陸（例えば、Joughin et al., 1996 ; Rignot et al., 2011）、グリーンランド（例えば、Joughin et al., 1995）、ヒマラヤの山岳氷河(Kumar et al., 2013)など幅広く実施されている。

以上の背景を踏まえ、本研究では南極の氷流・氷床域の流動速度の変動を生じる過程を把握し、その変動が生じる原因やメカニズムの解明を目指し、SAR データを用いて低速域から高速域までの流動速度を時系列かつ広域にマッピングする手法を開発した。また、それらのマップの精度を検証するとともに、それらから読み取れる氷床・氷流の面的な流動分布特性の把握と時空間流動速度変動の検出を試みた。

本論文は、本章を含む 6 章で構成される。第 2 章では SAR データを使用した氷流・氷床域における流動速度の推定方法について解説する。第 3 章では流動速度マップ作成の前段階として SAR 解析に必要な極域の地形モデルを作成した結果を示した。第 4 章では第 2 章で示した解析手法を用いて本研究の対象地域において流動速度のマッピングを行った結果を示す。第 5 章では第 4 章で作成した流動速度マップを基にした氷流・氷床上の流動速度の時系列変化について示す。第 6 章では前章までの総合考察を行う。

1.2 本研究対象地域

南極大陸における日本の観測活動地域である東南極の宗谷海岸沿岸に位置する氷流の流動速度についても測定した先行研究は報告されている。昭和基地から南方約 150 km に位置する白瀬氷河はこれまでに様々な方法で流動速度が測定されてきた。Nakawo et

al. (1978)は 1969 年と 1975 年の航空機写真測量を基に宗谷海岸沿岸の氷流の流動速度を測定し、 2.5 km/yr の流動速度であると推定した。SAR データを用いた流動速度推定の先行研究では、氷流の上流域から氷舌部分にいたる流動速度のマップを示した研究も報告されている(例えば、Pattyn and Derauw (2002)、Rignot (2002)、Nakamura et al. (2007a))。白瀬氷河は昭和基地周辺では最も流域面積が大きく、流動速度も Grounding line 周辺で 2.3 km/yr (Nakamura et al. (2007b)) と南極で最も速い氷流の一つであるため、大陸全域の質量収支の理解を目的に白瀬氷河の流動速度に着目することが多い(Rignot, 2002)。白瀬氷河に着目した研究は行われている一方、その周辺の氷流や氷床に着目する研究はあまりなされておらず、比較的流動速度の遅い氷流や規模の小さな氷流および氷床の流動特性や質量収支を高時間分解能かつ高地上分解能で理解するに至っていない。これまでに、Nakawo et al. (1978)が宗谷海岸の質量収支を求める際に白瀬氷河だけでなく周辺の小さな氷流の流動速度を求め、Skallen 氷河で 400 m/yr 、Telen 氷河で 400 m/yr と見積もっている。また、Rignot (2002)は Skallen 氷河の流動速度を 500 m/yr と推定したが、その後、Skallen 氷河の流動速度は報告されておらず、流動速度の経年変化について調べられていない。

これらの白瀬氷河近傍の氷流や氷床の流動速度を理解することは、宗谷海岸沿岸氷床域の流動特性を面的に理解することに繋がり、より詳細な質量収支やそれに伴う周辺環境変化を理解する上で有益であることから、本研究で取り組む低速から高速域までの時系列での流動速度マッピングを実施するのに適していると考えた。さらに、この地域は昭和基地から南方 80 km と比較的現場観測を行い易い地域であり、作成した流動速度マップの精度評価のための GNSS 観測データを取得しやすい。以上より、本研究では東南極宗谷海岸南部の地域を対象とした (Figure 1.1(a))。

研究対象地域には Skallen 氷河および Telen 氷河がある。Skallen 氷河は Skallen および

Telen という露岩域の間を流出し、Telen 氷河は Telen および Kjuka という露岩域の間を流出する氷流である。この二つの氷流は末端部分で交差する位置関係にあり、Telen 氷河からのカービングによって流出した氷山が Skallen 氷河からの氷山に北東方向からぶつかる位置関係にある (Figure 1.1(b))。

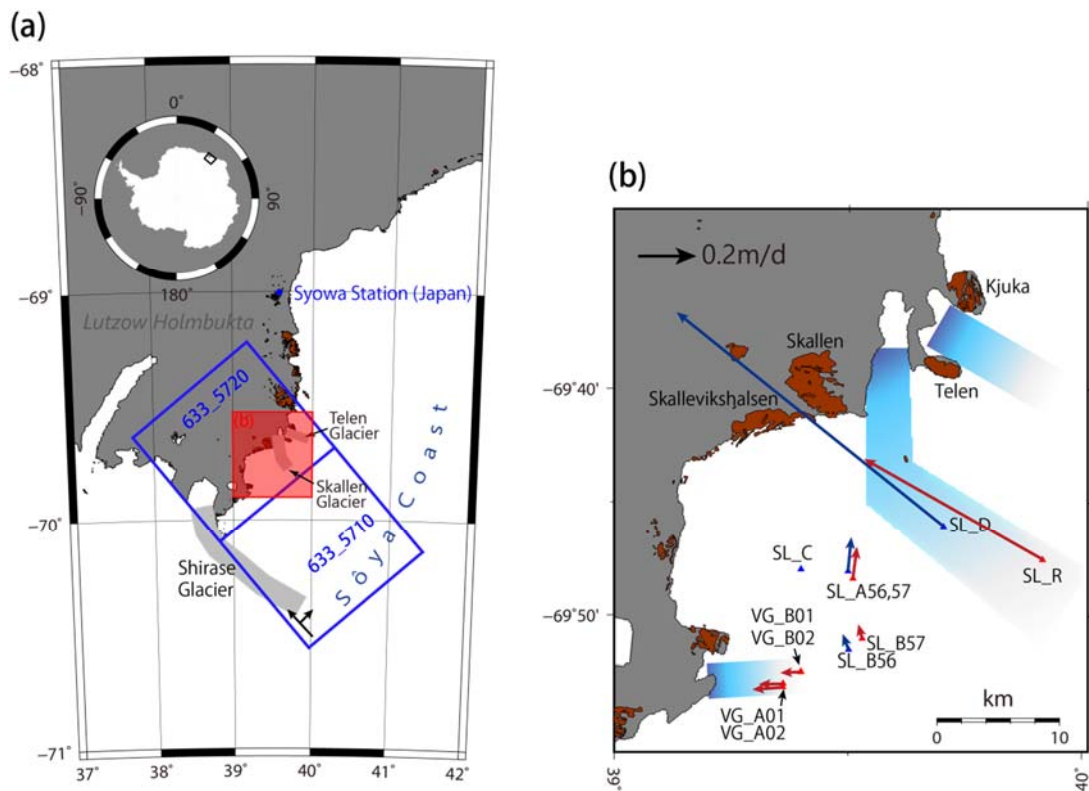


Figure 1.1 研究対象地域。(a)研究対象地域周辺地図。青四角は ALOS/PALSAR データ画像範囲であり、それぞれのシーン位置のインデックスである Path および Frame を青数字で示した。ALOS/PALSAR データの詳細については 4.4.1 項参照。(b)研究対象地域拡大図。併せて、露岩名および GNSS 観測地点の位置と地点名を示す。なお、青三角が JARE56 において、赤三角が JARE57 において GNSS 観測を行った地点である。

第2章 SAR データを用いた氷流・氷床流動速度の推定方法

2.1 SAR とは

Synthetic Aperture Radar (SAR)「合成開口レーダー」は、人工衛星や航空機に搭載されたアンテナから地表面に向けてマイクロ波を照射し、その後方散乱波を受信し、その強度（振幅）と位相を記録する観測技術である（Figure 2.1）。SAR は能動型のセンサであるため、昼夜に関わらず観測可能であり、また、SAR で用いられるマイクロ波は雲や霧を透過する能力を有するため、SAR は全天候型のセンサである。SAR センサは様々な人工衛星や航空機などに搭載され、極域観測を含む世界中で様々な分野での地球環境観測に活用されている。

一般的に、レーダー観測の空間分解能はアンテナが大きくなるにつれて向上するが、人工衛星や航空機に搭載可能なアンテナの物理的サイズには限界があるため、空間分解能にも限界が生じる。そこで、SAR では、小さなアンテナを使用し衛星の進行方向（Azimuth 方向）に仮想的に大きなアンテナを合成することで、Azimuth 方向の空間分解能向上を実現する。Figure 2.2 に合成開口技術の原理を示す。Azimuth 方向の分解能 R_a はアンテナの実開口長を D_A とすると、式(1)で表される。

$$R_a = \frac{D_A}{2} \quad (1)$$

レーダー観測方向（Range 方向）の分解能はパルス幅に比例し、短い時間幅のパルスを用いることで分解能は高くなる。実際には短パルスの照射には電力に限界があるため、パルス圧縮技術によって Range 方向の高分解能を実現する。Range 方向の分解能 R_r は式(2)で表される。ここで、 c は光速、 B はレーダー波の帯域幅である。なお、帯域幅 B とパルス幅 τ_p との関係は $B = 1/\tau_p$ で表される。

$$R_r = \frac{c}{2B} \quad (2)$$

例えば、日本の人工衛星 Advanced Land Observing Satellite (ALOS) の SAR センサである Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar (PALSAR) を例にとると、 $D_A = 8.9 \text{ m}$ 、 $B = 28 \text{ MHz}$ であるため、 $R_a \approx 4.5 \text{ m}$ 、 $R_r \approx 5.3 \text{ m}$ となる。

異なる二時期の SAR データから取得した強度（振幅）および位相情報を用いて、地表面の変動を観測することができ、位相データを用いた観測手法には Interferometric SAR (InSAR) や Multiple Aperture Interferometry (MAI) があり、強度（振幅）データを主に用いる手法には offset tracking 法がある。次項以降で、それらの手法の概要を述べる。

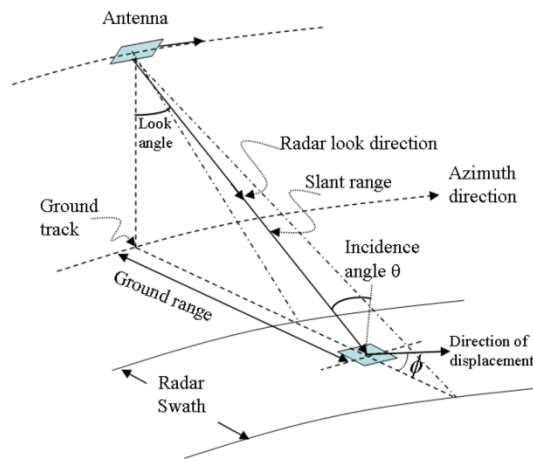


Figure 2.1 SAR の各名称 (Zhou et al., 2009 より引用)

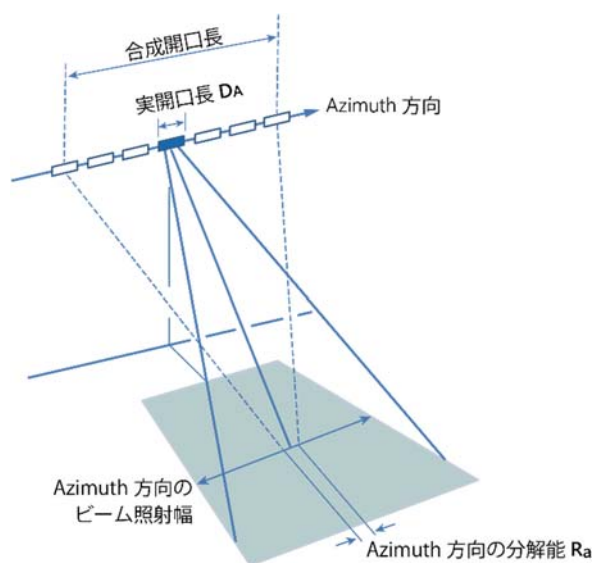


Figure 2.2 合成開口技術の原理

2.2 InSAR 解析

InSAR（干渉 SAR）は同一地域の 2 時期またはそれ以上の SAR 位相データの差（位相差）を求める。その位相差を基に、地表高度や地表面の変動を高精度に検出する手法である。

SAR データは一つのピクセル（画素）毎に複素数データ（実部 a および虚部 b ）で格納されている。したがって、2 時期の SAR の複素数データをそれぞれ X_1 、 X_2 とすると、位相差 $\delta\phi$ は式(3)のように求められる。ここで、 $imag(X_1X_2^*)$ は虚部を表し、 $real(X_1X_2^*)$ は実部を表す。

$$\delta\phi = \tan^{-1} \left(\frac{imag(X_1X_2^*)}{real(X_1X_2^*)} \right) \quad (3)$$

2 時期の SAR データの一方を Master 画像、他方を Slave 画像と呼び、本研究では観測時期の前のものを Master 画像とした。

InSAR 解析では Range 方向で隣り合うピクセル間距離で使用するマイクロ波の半波長より大きい変位がある場合、位相差が π 以上回転することで位相差の空間的な連続性が失われるため、相関低下を起こす。したがって、Range 方向に隣接するピクセル間で使用するマイクロ波の半波長より大きい変位を検出することは出来ない(小林ら, 2011)。つまり、ピクセル間の変位勾配が検出限界を超えると変位が検出出来ず、Range 方向の検出限界の勾配 GR_r は式(4)のように表すことができる(飛田, 2007)。なお、 λ は観測レーザ波長を表す。

$$GR_r = \frac{\lambda}{2R_r} \quad (4)$$

ALOS/PALSAR の高分解モードである Fine Beam Single-polarization (FBS) の場合、観測波長 $\lambda=0.236\text{ m}$ 、Range 方向のピクセルサイズ $R_r=4.684\text{ m}$ であるため、式(4)を用いて Range 方向の隣接するピクセル間での変位が $GR_r=0.025\text{ m/m}$ を超える変位(変位勾配)を検出することはできないと考えられる。

InSAR 解析の手法を用いた変位量測定方法の例として DInSAR や MAI などがあり、次項以降で詳しく示す。

2.2.1 DInSAR

式(3)によって得られた位相差 $\delta\phi$ には地表面の変動以外にも様々な要素に起因する位相が含まれる。式(5)に $\delta\phi$ に含まれる各要素を示す。

$$\delta\phi = \Delta\phi_{disp} + \Delta\phi_{orbit} + \Delta\phi_{topo} + \Delta\phi_{noise} \quad (5)$$

氷流や氷床の流動を求めるためには、式(5)の中から地表面の変動に起因する変動縞

$\Delta\varphi_{disp}$ のみを抽出する必要がある。

Differential InSAR (DInSAR; 差分干渉 SAR) は、2 時期の SAR 位相データを干渉させて生成した干渉縞 (Figure 2.3(a)) から地表変動以外の影響を除去することで、地表変動 $\Delta\varphi_{disp}$ のみを取り出し、変動を測定する技術である。軌道による位相 (軌道縞; $\Delta\varphi_{orbit}$) は 2 時期の衛星間距離 (基線長) と地球表面の曲率に起因するものである。 $\Delta\varphi_{orbit}$ は観測波長 λ と Master と Slave のアンテナ間距離 (ベースライン; B) のレーダー照射方向に平行な成分 B_{\parallel} を用いて、式(6)のように表すことができる(藤原ら, 1999)。

$$\Delta\varphi_{orbit} = \frac{4\pi B_{\parallel}}{\lambda} \quad (6)$$

したがって、式(6)より、 $\Delta\varphi_{orbit}$ はベースライン B が短いほど小さくなり、また、地表面のターゲットと衛星の位置関係から幾何学的な補正を行うことで除去することができる (Figure 2.3(b))。

地形による位相 (地形縞; $\Delta\varphi_{topo}$) は地形標高に起因する等高線状の縞模様 (Figure 2.4 (c)) であり、基線長と Digital Elevation Model (DEM; 数値標高モデル) を用いて補正が可能である (Figure 2.3(d))。地形縞は式(7)のように表される(藤原ら, 1999)。 B_{\perp} は B のレーダー照射方向に対して垂直な成分、 h は標高、 ρ_1 は Master のスラントレンジ長、 θ_i はマイクロ波の入射角である。

$$\Delta\varphi_{topo} = \frac{4\pi B_{\perp} h}{\lambda \rho_1 \sin \theta_i} \quad (7)$$

その他のノイズ ($\Delta\varphi_{noise}$) には、大気遅延や電離層遅延というマイクロ波の伝播遅延によるものが含まれるが、これらの影響を推定することは困難であるため、本研究ではこれらの影響の補正は行っていない。

これらの除去により $\Delta\varphi_{disp}$ を抽出するが、干渉画像から求められる位相は、 $-\pi \sim \pi$ の値に丸め込まれて (wrap) いるため、真の位相から 2π の整数倍を差し引いた残りであ

る。したがって、そのままでは位相の絶対量を求めることが出来ないため、真の位相の変動量に展開する (unwrap) 必要がある (例えば Goldstein, 1988 など)。最終的に位相 unwrapping を行うことで真の位相を求め、DInSAR 画像を作成する (Figure 2.3(e))。

DInSAR を用いた、氷流・氷床域での先行研究には、例えば、南極グローブ山(Cheng et al., 2007)やノルウェーの Svalbard の氷流(Schneevoigt et al., 2012)の流動速度を推定した研究などがある。

しかしながら、DInSAR ではレーダーの照射方向 (視線方向: line-of-sight; LOS)、つまり Range 方向の 1 成分の変位のみを検出できる。したがって、実際の流動方向を求めるためには DEM などから求めた地形の傾斜方向および傾斜度を用いて、最大傾斜方向に流動すると仮定した上で、LOS 方向の変位を流動方向に射影するか、Azimuth 方向の変位の検出可能な別の手法と併せて求める必要がある。Azimuth 方向の変位を検出する手法としては例えば次項で示す MAI や offset tracking 法がある。

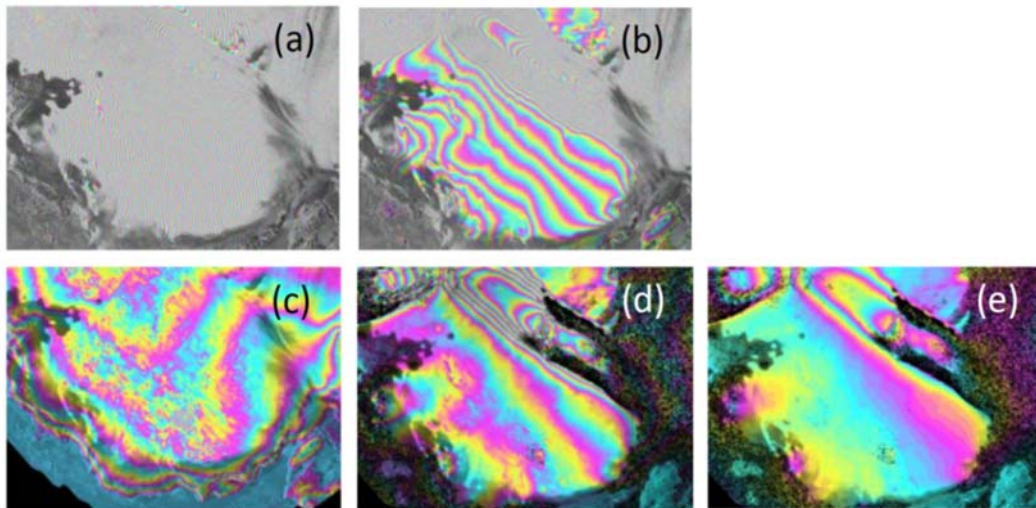


Figure 2.3 DInSAR 画像作成過程の例。(a) 初期干渉画像、(b) 軌道縞 $\Delta\varphi_{orbit}$ 除去後の干渉画像、(c) 地形縞 $\Delta\varphi_{topo}$ 、(d) 地形縞除去後の干渉画像(位相 unwrapping 前)、(e) 位相 unwrapping 後の DInSAR 画像。

2.2.2 MAI

MAI は Azimuth 方向の変位のみを得る干渉手法である。2 時期の SAR データに対して、Azimuth 方向の合成開口長を分割することで前方視および後方視の各 2 枚の SAR データを作成し、その後、前方視・後方視のそれぞれで InSAR 処理を行うことで前方視と後方視の InSAR 画像が作成される。それらの InSAR 画像の差分を取ると、衛星の地表面の観測対象に対しての視差から Azimuth 方向の変位を取得できる(Bechor and Zebker, 2006)。

Figure 2.4 に MAI のジオメトリを示す。ここで、ビーム幅 α 、斜視角(Squint angle) θ_{SQ} 、 $\theta_{SQ} + \beta$ を前方視 (Forward)、 $\theta_{SQ} - \beta$ を後方視 (Backward) である。また、 $\beta = \alpha/4$ である。つまり、前方視の InSAR 画像の場合、取得する位相は元の LOS に対して $\theta_{SQ} + \beta$ の角度だけ前方に位置する Forward LOS に沿った変位である。したがって、Azimuth 方向の変位を Δx 、マイクロ波の波長を λ とすると、前方視の位相差 ϕ_{FOR} は式(8)で表される。

$$\phi_{FOR} = -\frac{4\pi\Delta x}{\lambda} \sin(\theta_{SQ} + \beta) \quad (8)$$

同様に後方視の位相差 ϕ_{BACK} は式(9)で表され、最終的な MAI で求められる位相差 ϕ_{MAI} は式(10)のようになる。

$$\phi_{BACK} = -\frac{4\pi\Delta x}{\lambda} \sin(\theta_{SQ} - \beta) \quad (9)$$

$$\phi_{MAI} = \phi_{FOR} - \phi_{BACK} = -\frac{8\pi\Delta x}{\lambda} \cos \theta_{SQ} \sin \frac{\alpha}{4} \quad (10)$$

実開口長を D_A とすると、 $\alpha = \lambda/D_A$ と表わされるが、 $\lambda \ll D_A$ であるので、式(11)が導出される。また、 θ_{SQ} は微小であることから、 $\cos \theta_{SQ} \approx 1$ として、式(10)は式(12)のように表すことができる。

$$\sin \frac{\alpha}{4} = \sin \frac{\lambda}{4D_A} \approx \frac{\lambda}{4D_A} \quad (11)$$

$$\phi_{MAI} = -\frac{2\pi\Delta x}{D_A} \quad (12)$$

この手法では、軌道縞および地形縞が前方視と後方視の差を取る過程で相殺されるため、 ϕ_{MAI} にはこれらに起因する位相は含まれない。しかし、MAIは合成開口長を分割しているため、InSARよりも干渉性が劣るという欠点がある。

これまでに、InSARとMAIの両方の手法を組み合わせ流動速度の3次元での変動を観測した先行研究が報告されており、Gourmelen et al. (2011)ではアイスランドのLangjokullおよびHofsajokull氷帽の流動を次項に示すoffset tracking法よりも高い地上分解能で高精度に検出できることを示した。また、Tong et al. (2017)は南極Amery棚氷においてDInSARおよびMAIを適用し、露岩域における校正を行うことで精度が向上したことを報告した。

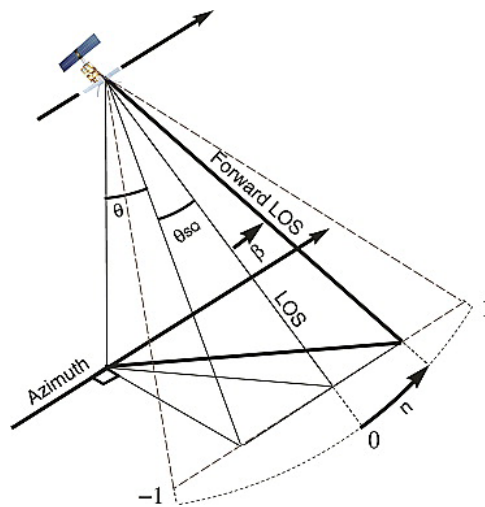


Figure 2.4 MAIのジオメトリ (Bechor and Zebker, 2006)

2.3 offset tracking 解析

offset tracking 解析は SAR 複素数データのうち、位相データを利用する InSAR とは異なり、主に強度（振幅）を利用した解析手法である。2 時期の SAR 強度画像を画像マッチングすることで、地表面の変動によって生じた局所的なズレ（変位）を検出する(例えば、飛田ら, 2001)。Figure 2.5 に概念図を示す。

InSAR 解析は位相差を基に変位を検出するが、2.2 項で示したように、氷流下流域のようなピクセル間の変位勾配が大きい地域では位相差が大きくなり相関がなくなるため、変動を検出できないという欠点がある。一方、offset tracking 解析ではピクセル間の位置合わせを行った後の残差を検出するため、InSAR で検出できない変位の大きい地域においても検出が可能である。また、1 成分の変位を検出する InSAR 解析とは異なり、Azimuth offset と Range offset の 2 成分の変位を求めることができる。

しかしながら、offset tracking 解析では任意の相関窓を設定し、Master 画像と Slave 画像の対応する領域の面積相関から変位量を見積もるため、相関窓のサイズによって空間分解能が変わる。大きめの相関窓を設定する方が計測の信頼性が向上すると考えられ、128 ピクセルの相関窓が適当であるという報告がこれまでになされている(飛田ら, 1999)。したがって、例えば ALOS/PALSAR の場合、offset tracking 解析による空間分解能は Range 方向で~960 m、Azimuth 方向で~400 m 程度と見積もられ、InSAR 解析の空間分解能が十数 m であるのに対して劣る(小林ら, 2011)。

これまでに offset tracking 解析を用いて氷流の流動速度を求める先行研究は複数あり、例えば、ノルウェーの Svalbard の氷流については Strozzi et al. (2002)、グリーンランドの Sortebræ 氷河のサージ発生前後の表面流動速度については Pritchard et al. (2005)がこの手法を用いて測定した。また、彼らはこの手法を用いた氷流の流動速度測定の精度検

証についても報告している。一般的に、offset tracking 解析による誤差精度は、各ピクセルの変位量をサブピクセルで位置合わせすることで変位量を決めるため、Range 方向と Azimuth 方向のそれぞれでピクセルサイズの 10 分の 1 程度になると考えられる。例えば、ERS-1/2 (Tandem mission) による観測の場合の精度は Azimuth 方向で 0.395 m/day (Strozzi et al., 2002) としており、ALOS/PALSAR の FBS モードの場合には 0.15 m 程度の観測精度を有する(小林ら, 2011)と報告があることから、数 10 cm 程度の観測精度であると言える。また、これよりも小さな誤差精度の結果として、Pritchard et al. (2005) が大規模な変動の起こらない露岩域の変動量を基にエラーの見積りを行い、35 日間で Range 方向で $0.06 \pm 2.24 \text{ m}$ 、Azimuth 方向で $0.01 \pm 0.78 \text{ m}$ と算出した。また、グリーンランドの氷流では 0.07 m/day や 17 m/yr と見積もられた報告もある(Sundal et al., 2011)。

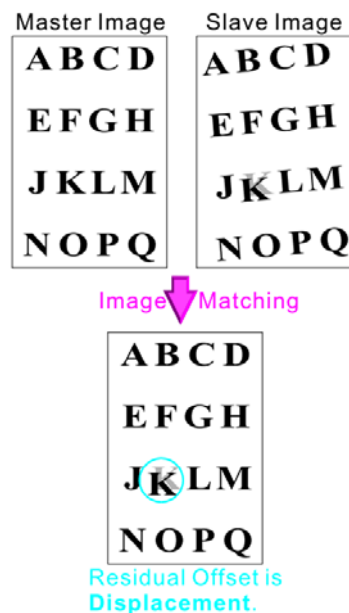


Figure 2.5 offset tracking 概念図 (飛田ら, 2001)

第3章 高精度な DEM の作成：PRISM-DEM

第3章については以下の通り出版済みの論文を基に記載した。

Shiramizu, K., Doi, K., Aoyama, Y., 2017. Generation of a high-accuracy regional DEM based on ALOS/PRISM imagery of East Antarctica. *Polar Sci.* 14, 30–38.

3.1 背景および目的

2.2.1 項で示した通り、DInSAR 解析において地形に伴う位相差（地形縞）を除去するために DEM は不可欠である。南極域における DEM はこれまでにいくつか発表されている。例えば、GTOPO30 は 1996 年に完成した DEM であるが、地上分解能が 30 秒角（極域で $\sim 1000\text{ m}$ ）で DInSAR 解析に利用するには地上分解能が低い。一方、日本の経済産業省と United States National Aeronautics and Space Administration（NASA）が共同で公開した The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital Elevation Model（ASTER-GDEM）は地上分解能 1 秒角で北緯 83 度から南緯 83 度の地表面をカバーする DEM であるため、DInSAR 解析に適用可能な地上分解能を有している。ASTER-GDEM の高さ方向の精度は平らで開けた地域では 6.1 m 、山岳地域で 15.1 m と見積もられている(Tachikawa et al., 2011)。しかしながら、極域における精度は未検証であり、DInSAR 解析への適用のためにはその検証は不可欠である。2016 年には Japan Aerospace eXploration Agency（JAXA；宇宙航空研究開発機構）が、ALOS に搭載されたパングロマチック立体視センサ（Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping；PRISM）が取得した光学画像を基に ALOS World 3D – 30m（AW3D30）という DEM を発表した(Tadono et al., 2016)。この DEM は地上分解能 30 m 、高さ方向で

5 m の精度を有し、DInSAR 手法へ適用可能だが、氷床上などにデータの欠損などが存在する。

DInSAR 手法で高精度に流動速度を推定するためには、高精度な DEM を使用して地形縞を除去することが重要である一方、既存の DEM には極域においてデータ欠損や精度未検証であるという問題点がある。そこで、本章では DInSAR 手法で適用可能な高分解能かつ高精度な DEM を作成し、その精度検証を行うことを目的とした。作成した DEM は ALOS/PRISM センサの取得した光学画像を基にしたものであり、以降、PRISM-DEM と呼び、PRISM-DEM の作成結果及び精度検証結果を示す。

3.2 作成方法および作成地域

ALOS/PRISM センサは直下視・後方視・前方視という 3 方向の異なる角度から地上を同時観測し、得られた光学画像から三次元計測を行うことが可能なセンサである。PRISM-DEM の作成のために使用した ALOS/PRISM センサの諸元を Table 3.1 に示す。

本研究ではデジタル図化機器を使用し、ALOS/PRISM の 3 方向の画像のうち、直下視・後方視画像を基にステレオ実体視することで PRISM-DEM を作成した。作成にあたり使用したデジタル図化機器および画像処理のためのソフトウェアは、ステレオ視モニター PLANER SD2220W とデジタルフォトグラメトリソフトウェア IMAGINE Photogrammetry 2014 (EARDAS 社、<http://www.hexagongeospatial.com/products/producer-suite/imagine-photogrammetry>) である。PRISM-DEM 作成のためのフローチャートを Figure 3.1 に示す。デジタルフォトグラメトリソフトウェアで自動生成された不規則三角網 (Triangulated Irregular Network ; TIN)

を手動で修正・追加することで、より正確で欠損の無い DEM を作成することができる (Lamsal et al. (2011) ; 澤柿・ラムサール (2011))。

TIN は自由に追加することができるため、山の頂上や尾根などの急峻な地形に集中させることで地形をより正確に再現することができる。さらに、TIN はそのような急峻な地形に対して正確な標高を定義することができるので、ベクトル DEM は、格子点での座標に基づくラスタ DEM よりも実際の地形をより正確に反映できると考えられる。TIN データは自動生成によってまばらに分布するが、氷床などの滑らかな地形では大きな誤差を含むことがある。これに対処するために、ステレオ視モニターを使用して、3次元の実体視空間で、手動で TIN を追加および修正をした。最終的にベクトル DEM は任意のセルサイズに設定したラスタ DEM で出力できる。ALOS/PRISM 画像の地上分解能は 2.5 m であるが、PRISM-DEM では地上分解能を 10 m として出力した。DInSAR 手法で DEM を適用するには、DEM の地上分解能を SAR データのピクセルサイズより高分解能にする必要がある。本研究で DInSAR 解析に使用した SAR データのピクセルサイズは最小の場合で 16.37 m であるため、PRISM-DEM の分解能は 10 m とした。さらに、TIN のサイズがこの地上分解能を超える箇所においては、ベクトル DEM データをラスタ DEM に出力する際に線形補間した。

PRISM-DEM の作成範囲を Figure 3.2 に示す。本研究の流動速度マップ作成範囲 (Figure 1.1) と同一の地域である。使用した ALOS/PRISM 画像は 2009 年 1 月 8 日に観測された雲などにほとんど覆われていないものである。この画像の処理レベルは 1B1 であり、画像座標を地理座標へ変換するためのパラメータ情報を有する Rational Polynomial Coefficient (RPC) データファイルを含む (Takaku and Tadono, 2011)。

Table 3.1 ALOS/PRISM センサ諸元

バンド数	1 (パンクロマチック)
観測波長帯	0.52 ~ 0.77 μm
光学系	3 式 (直下視、前方視、後方視)
地上分解能	2.5 m
観測幅	35 km (3 方向視モード)

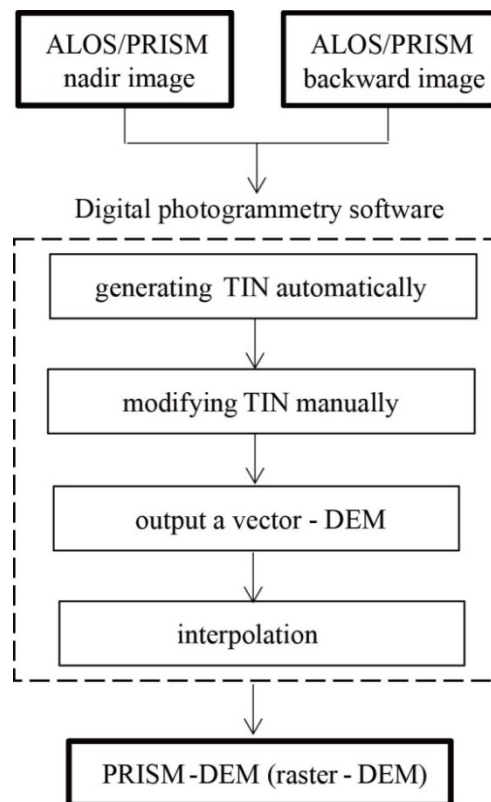


Figure 3.1 PRISM-DEM 作成フローチャート

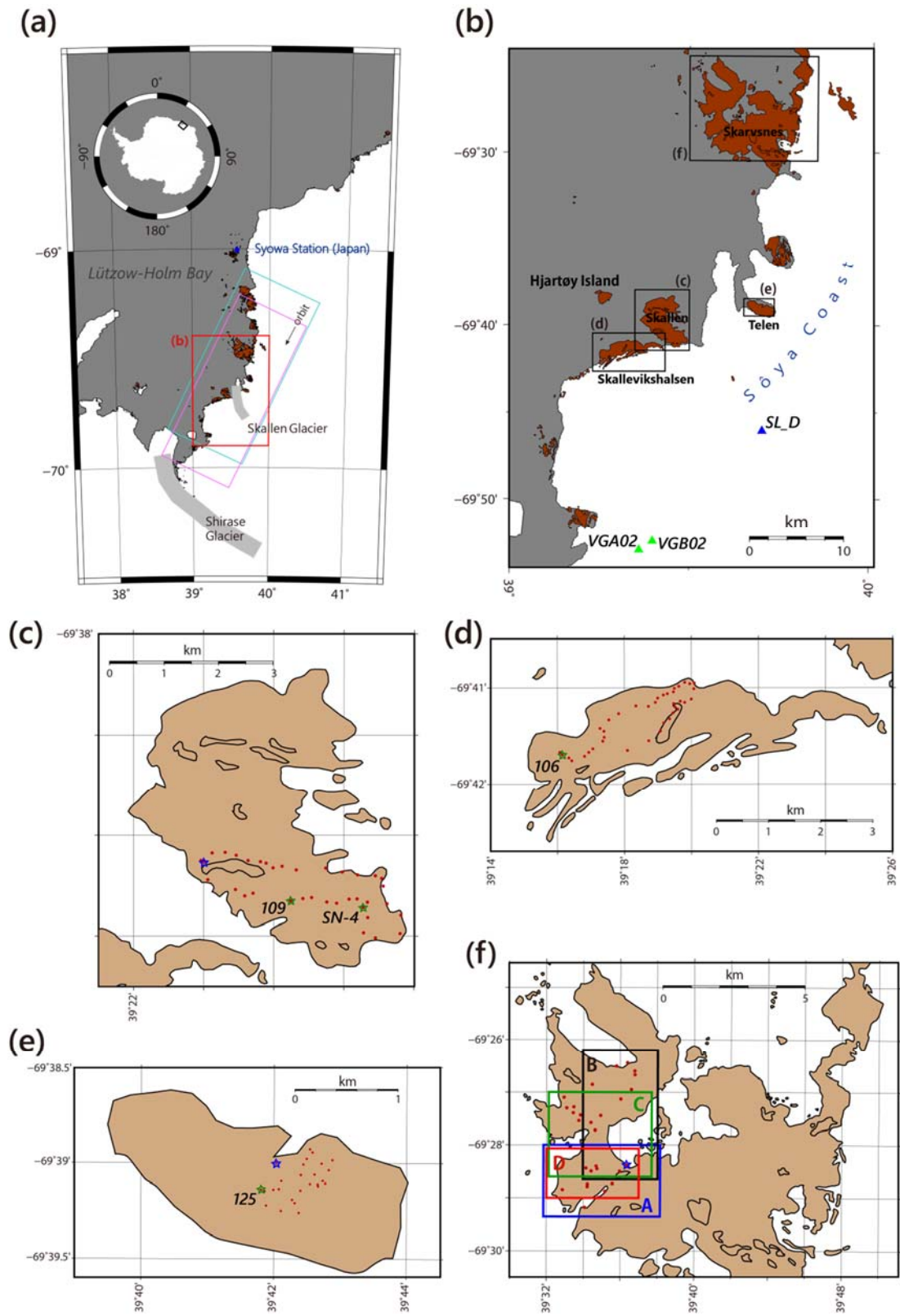


Figure 3.2 (a) PRISM-DEM 作成範囲(b)および ALOS/PRISM 画像範囲。水色とピンク色の

長方形は ALOS/PRISM の直下視・後方視画像範囲。(b) PRISM-DEM と調査地域。青三角は Skallen 氷河上の GNSS 観測地点。緑三角は Vågs-breen 氷河の GNSS 観測地点。(c-f) 沿岸の露岩域拡大図。(c) Skallen、(d) Skallevikshalsen、(e) Telen、(f) Skarvsnes。赤点はキネマティック GNSS 観測地点。青星はキネマティック GNSS 基準点を示し、緑星は GSI 地点。(f) 赤長方形 (A-D) は Skarvsnes の各日のキネマティック GNSS における観測地域。

3.3 作成結果

作成した PRISM-DEM の等高線図を Figure 3.3(a)に示し (等高線間隔 20 m)、比較のための ASTER-GDEM の等高線図 (等高線間隔 20 m) を Figure 3.3(b)に示す。また、それぞれの鳥瞰図を Figure 3.4 に示す。

ASTER-GDEM では、氷床上に多数のスパイク状の地形 (高さ~ 300 m、幅 ~ 30 m) が存在している (Figure 3.3(b)、3.4(b))。しかしながら、このような地形は南極氷床上において現実的ではなく、PRISM-DEM ではこのような地形は確認できない (Figure 3.3(a)、3.4(a))。したがって、ASTER-GDEM よりも PRISM-DEM の方が南極氷床及び露岩の地形をより正しく反映していると考えられる。

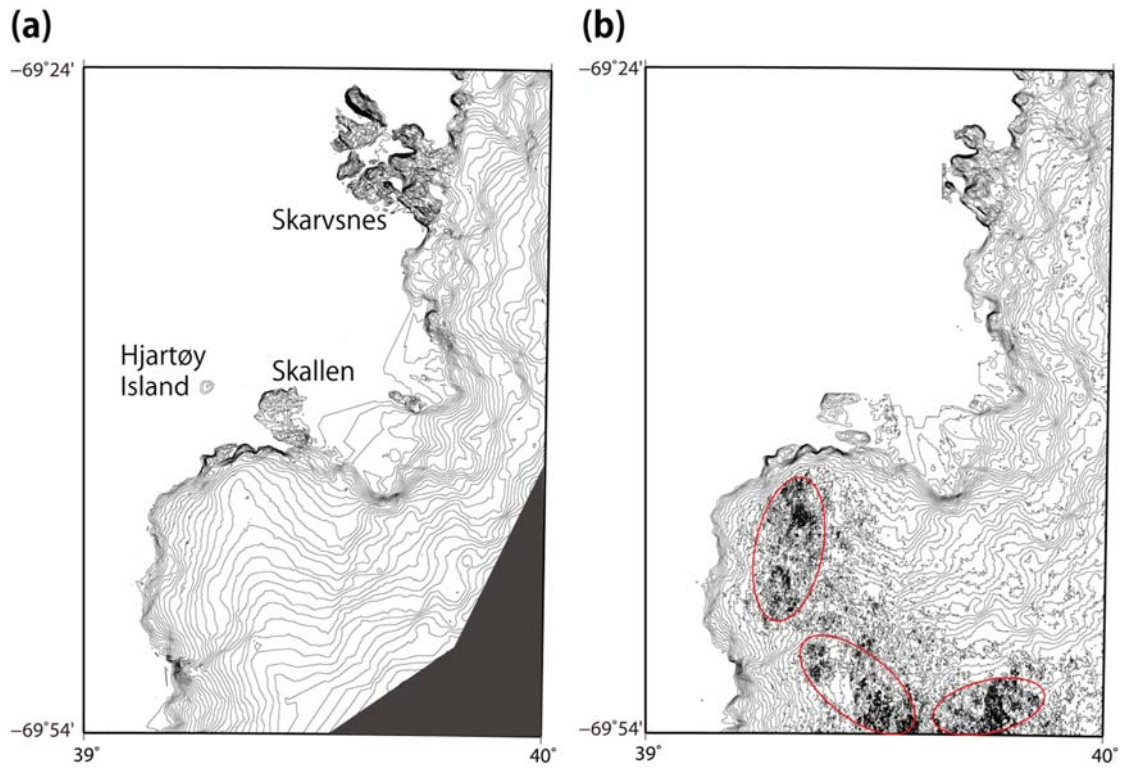


Figure 3.3 等高線図（等高線間隔 20 m ）。(a) PRISM-DEM。黒い影の地域はデータが存在しないことを表す。地上分解能は 10 m である。(b) ASTER-GDEM。赤い楕円で示す地域は氷床上にすりばち状や突起状の地形があることを示している。地上分解能は 30 m である。

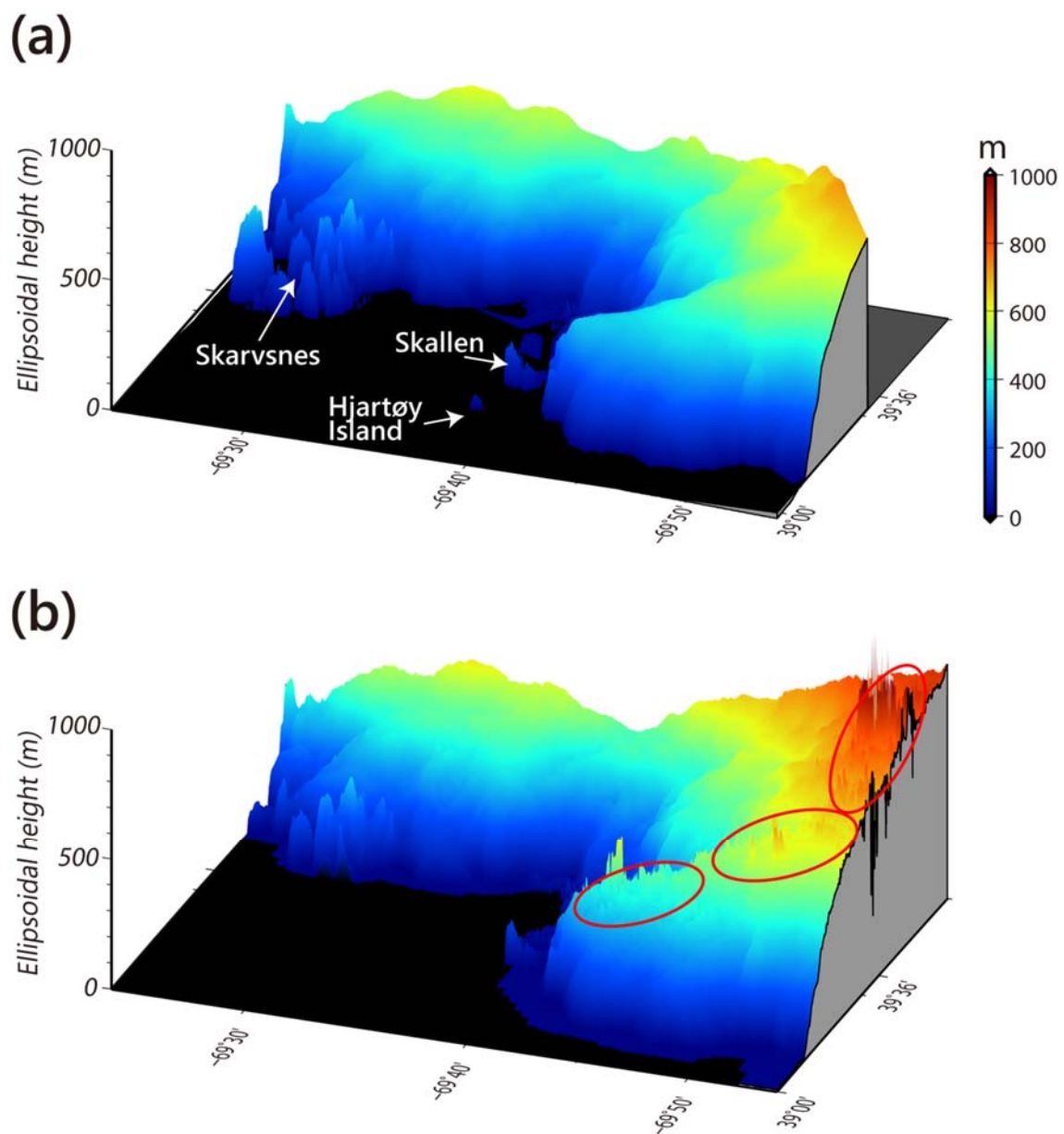


Figure 3.4 鳥瞰図。カラスケール（右上）は楕円体高を示す。(a) PRISM-DEM、(b) ASTER-GDEM。(b)に赤い楕円で示す地域は Figure 3.3(b)の赤い楕円で示す地域に対応する。

3.4 精度検証

PRISM-DEM と ASTER-GDEM の高さ方向の精度の定量的な評価のために、氷床、氷流および露岩域で観測された GNSS 測定値やレーザー高度計で得られた値を比較した。これらの比較に際し、まず初めに ASTER-GDEM と PRISM-DEM の地上分解能を一致させるために、PRISM-DEM をリサンプリングし、地上分解能を 10 m から 30 m に変更した。リサンプリングは PRISM-DEM の新しいグリッド点から 30 m の範囲内に含まれる元の PRISM-DEM の 9 点のグリッド値をリサンプリング後のグリッド点からの距離に応じて加重平均することで求めた。次項以降で氷床上 (3.4.1 項)、氷流上 (3.4.2 項)、露岩上 (3.4.3 項) のそれぞれについて精度検証結果を示す。

3.4.1 氷床上

NASA (アメリカ合衆国) の打ち上げた地球観測衛星 Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite (ICESat) に搭載されたレーザー高度計 Geoscience Laser Altimeter System (GLAS) (product GLA12, release 634) は 2003 から 2009 年にかけての極域の氷床の楕円体高データを観測トラックに沿って 170 m 間隔で測定している (Schutz et al., 2005)。これらの測定値の相対精度は衛星軌道の交差点 (クロスオーバー箇所) の各高度データの差から推定され、約 ± 14 cm であると報告された (Shuman et al., 2006)。ICESat/GLAS から得られた楕円体高データの相対精度は DEM の楕円体高の相対精度よりも高精度であると考えられるため、レーザー高度計データを PRISM-DEM および ASTER-GDEM の精度評価に使用した。

今回の研究対象地域では2つのICESat/GLASの観測トラック(Path A および B)が横切っており(Figure 3.5(a))、Path Aは2007年11月1日、Path Bは2008年3月15日に通過した航跡である。各DEMからICESat/GLASデータを引くことによって得られたPath A および Bの楕円体高の差(PRISM-DEM: ΔH_p および ASTER-GDEM: ΔH_a)をFigure 3.5(b,c)に示す。Path A と Bの両測線において、 ΔH_p の方が ΔH_a よりも0に近い値を示している。Table 3.2は3つの範囲(I~III)の ΔH_p および ΔH_a の平均および二乗平均平方根(RMS: Root Mean Square)を示す。範囲IはPath A上の南緯69°43'~南緯69°54'、範囲IIはPath B上の南緯69°43'~南緯69°54'、範囲IIIはPath Bの南緯69°42'~南緯69°43'をカバーしている。範囲III(Figure 3.5(c))では、 ΔH_p は ΔH_a より大きく、 ΔH_p (6.66 m)の値は範囲I(2.80 m)およびII(2.62 m)を上回る。なお、範囲IIIはSkallen氷河の下流に位置するため、氷舌がカービングしつつある影響で大きな高度変化を受ける可能性があり、表面の凹凸が激しい。その影響でPRISM-DEMの誤差が相対的に大きくなっていると考えられる。このため、範囲IIIは平坦な氷床上における精度を検証するには不適當と考え、精度評価には含めていない。

Table 3.2に示すように、PRISM-DEMの氷床上での精度は悪くとも ± 2.80 mであると見積もられた。範囲IとIIの ΔH_p のRMSは ΔH_a のそれぞれ約1/4と1/12である。 ΔH_a のRMSが大きな値を示すのは、Figure 3.3(b)およびFigure 3.4(b)の赤い楕円で囲まれたスパイク状の地形上をPath A と Bが通過しているためと考えられる。

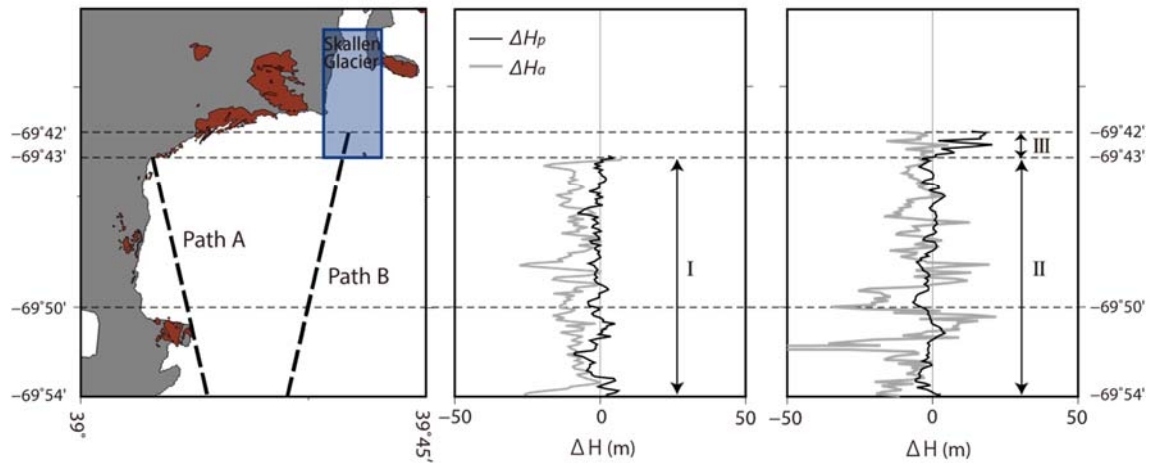


Figure 3.5 PRISM-DEM および ASTER-GDEM と ICESat/GLAS の楕円体高の比較結果。

(a) 2 測線 (Path A および B) の位置。(b, c) 各 DEM と ICESat/GLAS の楕円体高の差 (ΔH)。黒線は PRISM-DEM (ΔH_p)、灰色線は ASTER-GDEM (ΔH_a) を示す。(b) Path A (2007 年 11 月 1 日観測)、(c) Path B (2008 年 3 月 15 日観測) である。

Table 3.2 範囲 I ~ III における ICESat / GLAS と PRISM-DEM および ASTER-GDEM の楕円体高の差の平均と RMS。

Range	ΔH_p		ΔH_a	
	Mean (m)	RMS (m)	Mean (m)	RMS (m)
I	-1.04	2.80	-9.41	10.78
II	-1.06	2.62	-9.29	33.45
III	8.98	6.66	-8.49	9.79

※範囲 I ~ III は Figure 3.5(b, c) で示す位置に対応する。 ΔH_p は PRISM-DEM、 ΔH_a は ASTER-GDEM を意味する。

3.4.2 氷流上

氷流上の DEM の精度は、当該地域の溢流水河上で行った GNSS 観測により取得した楕円体高データとの比較によって検証した。この GNSS 観測は、第 56 次および 57 次の日本南極地域観測隊（Japanese Antarctic Research Expedition ; JARE）において 3 地点で実施した（Figure 3.2(b)）。Skallen 氷河上の観測地点（SL_D）では、2015 年 1 月に 25 日間にわたって流動速度を測定した。Vågs-breen 氷河では、2016 年 2 月に VGA02 と VGB02 の 2 つのサイトでそれぞれ 5 日間と 9 日間の測定を行った。GNSS 観測の詳細については後ほど 4.3.2 項に示す。

楕円体高の比較を行うために、各地点の平均位置を求めた（Table 3.3）。各点の楕円体高はそれぞれの観測期間における平均値を使用していることから、仮に高さ方向の精度を上下変位量にほぼ等しいと考えると、悪くとも最大の上下変位量を示す SL_D の約 ± 0.45 m 以下であると考えた。しかし、この精度は DEM の精度検証には十分である。

Table 3.4 に、各地点における GNSS 観測から得られた楕円体高 (H_g) および 2 つの DEM から得られた楕円体高（PRISM-DEM : H_p 、ASTER-GDEM : H_a ）を示す。また、各地点の H_p から H_g を差し引いて得られた ΔH_p と H_a から H_g を差し引いて得られた ΔH_a を示し、 ΔH_p と ΔH_a の平均、標準偏差（Standard Deviation : SD）および RMS を示す。 ΔH_p は ΔH_a よりも平均、SD、RMS の全てで小さな値を示すことから、PRISM-DEM は氷流上の GNSS 測定値とよく一致していることが分かる。PRISM-DEM の精度は、 ΔH_p の RMS から ± 4.86 m と推定した。

Table 3.5 は、GNSS で観測された 3 つの地点での実際の流動方向 (AZ_g) と各 DEM における最大傾斜方向の方位を示している（PRISM-DEM : AZ_p および ASTER-GDEM : AZ_a ）。 ΔAZ_p は、 AZ_p から AZ_g を引いた差であり、3 地点の RMS は 7.46° である。これは同様に

して得られた ΔAZ_a の RMS (39.69°) よりもはるかに小さい。 AZ_p は AZ_g とよく一致しているため、PRISM-DEM の最大傾斜方向の方位角を用いて氷床や氷流の流動方向を推定することができる。これは、高精度な DEM から得られる最大傾斜方向に DInSAR 解析によって得られる LOS 方向の変位を射影することで流動速度を推定できることを示している。

Table 3.3 溢流水河における GNSS 観測点の観測結果

Site name	Observation period	Duration (d)	Mean position			AZ_g	Displacement (m)		
			Latitude ($^\circ$)	Longitude ($^\circ$)	H_g ($^\circ$)		NS	EW	UD
SL_D	2015/01/02-2015/01/28	25	-69.768	39.702	493.690	N51.7°W	17.481	-22.105	-0.447
VGA02	2016/02/03-2016/02/08	5	-69.886	39.361	522.634	N94.3°W	-0.041	-0.538	-0.044
VGB02	2016/02/03-2016/02/12	9	-69.875	39.399	591.461	N92.4°W	-0.028	-0.679	-0.109

※NS、EW、UD はそれぞれ変位方向 3 成分（北南、東西、上下）を表す。 AZ_g は変位方向を示す。

Table 3.4 溢流水河上の GNSS 観測点における楕円体高の比較

Site name	H_g (m)	H_p (m)	H_a (m)	ΔH_p (m)	ΔH_a (m)
SL_D	493.69	491.46	477.56	-2.23	-16.13
VGA02	522.63	523.04	517.11	0.41	-5.52
VGB02	591.46	583.35	572.76	-8.12	-18.71
			Mean (m)	-3.31	-13.45
			SD (m)	4.36	6.99
			RMS (m)	4.86	14.61

※ H_g は GNSS 観測によって得られた楕円体高であり、 H_p は PRISM-DEM、 H_a は ASTER-GDEM によって推定された楕円体高を表す。 ΔH_p および ΔH_a はそれぞれ H_p と H_a の H_g に対する差を示す。

Table 3.5 溢流氷河上の GNSS 観測点における流動方向の比較

Site name	AZ_g	AZ_p	AZ_a	ΔAZ_p (°)	ΔAZ_a (°)
SL_D	N51.7°W	N47.8°W	N2.2°E	3.9	53.9
VGA02	N94.3°W	N99.2°W	N85.7°W	4.9	8.6
VGB02	N92.4°W	N103.7°W	N134.2°W	11.3	41.8
			Mean (°)	6.70	34.77
			SD (°)	3.28	19.15
			RMS (°)	7.46	39.69

※ AZ_g 、 AZ_p および AZ_a はそれぞれ GNSS 観測から得られた流動方向、PRISM-DEM から得られた流動方向、ASTER-GDEM から得られた流動方向を示す。

3.4.3 露岩上

露岩域での DEM の精度評価をするために、JARE57 において 4 つの露岩 (Skallen、Skallevikshalsen、Telen、Skarvsnes ; Figure 3.2(c-f)) でキネマティック GNSS 測定を実施した。観測日と観測した地点数 (合計 133 地点) を Table 3.6 に示す。キネマティック GNSS は、基準となる GNSS 基地局に対する GNSS 移動局の相対位置を観測する手法である。今回の観測では、JAVAD GrANT-G3T アンテナ (JAVAD、CA、USA)、SEPPOLANT_X_MF (Septentrio、Leuven、Belgium) と組み合わせて、GEM-1 と GEM-2 (GNSS Technologies、Tokyo、Japan) の 2 周波 GNSS 受信機を使用した。1 秒間隔でデータ取得し、解析には RTKLIB v2.4.2 ソフトウェア (Takasu、2013) を使用した。

Skallen および Telen では、Figure 3.2(c,e)の青星で示した基準局で 24 時間にわたって GNSS 観測を行い、それと同時に GNSS 移動局は基準局を出発して、基準局に戻るループ観測を実施した。各観測地点では GNSS 移動局を 2 分間静止することでその地点のデ

ータ取得を行った。移動局の移動ルートには国土地理院 (Geospatial Information Authority of Japan ; GSI) の測量点 (Figure 3.2(c-e)の緑星) を含むように設定した。これらの測量点は位置が正確に決定されているため、取得した移動局の座標値の測定精度の評価に使用した。また、Skallevikshalsen については、その近傍にある Skallen (Figure 3.2(c)) の基準局のデータを参照し移動局の座標値を決定した。Skarvsnes では 1 日ずつのループ観測を 4 日間行い (2016 年 1 月 21-24 日に合計 4 回)、基準局は 4 日間全て共通とした (Figure 3.2(f)、Table 3.6)。各露岩について、基準局および移動局のアンテナ高は補正した。

キネマティック GNSS と PRISM-DEM および ASTER-GDEM から得られた楕円体高を GSI 測量点と比較した (Table 3.7)。キネマティック GNSS の楕円体高 (H_k) から GSI 基準点の値 (H_t) を差し引いた結果、差 ($H_k - H_t$) は $-0.83 \sim -0.20 \text{ m}$ の範囲であった。GSI 測量点の楕円体高を基準とすると、 $H_k - H_t$ の平均値 \pm SD はキネマティック GNSS の精度に一致すると考えられるため、キネマティック GNSS の推定精度は悪くとも約 $0.31 \pm 0.40 \text{ m}$ であると推定される。また、PRISM-DEM と ASTER-GDEM の推定精度は、それぞれ $-7.93 \pm 3.06 \text{ m}$ と $-25.47 \pm 4.30 \text{ m}$ である。

それぞれの GSI 測量点において、算出された 2 つの DEM との差 (PRISM-DEM : $H_p - H_t$ および ASTER-GDEM : $H_a - H_t$) はすべて負である。通常、GSI 測量点は地形の最高点に位置する。例えば、SN-4 は「ひみ山」と呼ばれる山の頂上に位置する。 $H_p - H_t$ の推定値である -12.61 m は、リサンプリングの際に測量点周辺の 4 つのグリッドの値を平均化することによって H_p が小さく見積もられた結果であると推測できる。つまり、急峻な地形を表現するには DEM の地形解像度 (30 m) では粗すぎるため、山頂のような周辺に比べ標高の高い GSI 測量点の値に比べラスタデータである DEM の値は低く推定されると考えられる。したがって、DEM の精度評価を行うためには平坦な地形にある

観測点のデータを使用する必要がある。

キネマティック GNSS 観測地点 ($n=133$) では、 H_p と H_a から H_k を差し引いて、楕円体高の差を算出した。各 GNSS 観測点における DEM の楕円体高は、GNSS 観測点の半径 30 m 以内にある DEM の 4 点の楕円体高データを GNSS 観測点からの距離に応じて加重平均することで求めた。Figure 3.6 に示すように、 ΔH_p はキネマティック GNSS 観測地点の楕円体高に関係なくゼロ付近で均一に分布しているのに対し、 ΔH_a は負のバイアスを示している。 ΔH_p の RMS は 6.63 m、 ΔH_a の RMS は 19.95 m である。キネマティック GNSS の精度は RMS の値から 0.51 m であると考え、露岩域における PRISM-DEM の精度は悪くとも $\pm\sqrt{0.51^2+6.63^2} \approx \pm 6.65$ m である。なお、リサンプリングする前の PRISM-DEM (地上分解能 10 m) の場合、 ΔH_p の RMS は 5.60 m と算出でき、地上分解能 30 m の場合 (6.65 m) に比べ減少するため (Table 3.8)、PRISM-DEM の楕円体高は地上分解能を高めることでキネマティック GNSS 観測値とより一致することが分かる。このことは、ベクターDEM からラスターDEM への変換においては地上分解能が高いほど地形の起伏の平滑化の影響が減少することを示している。Figure 3.6(a)において Skarvsnes の 3 地点で外れ値があるが、これらは崖の近くで観測されたものであり、これらの外れ値は 10 m 分解能の PRISM-DEM では見られないため、平滑化の影響をあまり受けなかったと考えられる。

Table 3.6 露岩におけるキネマティック GNSS 観測概要

Region name	Observation time (UTC)		Number of observation sites
	Start	End	
Skallen	2016/01/01 07:35	2016/01/01 15:23	36
Skallevikshalsen	2016/01/03 05:10	2016/01/03 13:49	39
Telen	2016/01/10 07:02	2016/01/11 11:45	26
Skarvsnes A *	2016/01/21 12:49	2016/01/21 14:25	7
Skarvsnes B *	2016/01/22 06:12	2016/01/22 14:36	10
Skarvsnes C *	2016/01/23 05:40	2016/01/23 13:06	6
Skarvsnes D *	2016/01/24 05:23	2016/01/24 13:17	9
Total			133

(*)Skarvsnes A-D は Figure 3.2(f)に示す範囲である。

Table 3.7 キネマティック GNSS 観測点 (H_k) と PRISM-DEM (H_p) と ASTER-GDEM (H_a) の GSI 測量点 (H_t) における楕円体高の比較

Station Number	Rock outcrop region	Ellipsoidal height (m)				Difference (m)		
		H_t	H_k	H_p	H_a	$H_k - H_t$	$H_p - H_t$	$H_a - H_t$
SN-4	Skallen	162.57	162.37	149.96	140.98	-0.20	-12.61	-21.59
109	Skallen	148.29	147.46	142.89	124.94	-0.83	-5.40	-23.35
106	Skallevikshalsen	226.24	225.76	217.54	194.77	-0.48	-8.70	-31.47
125	Telen	65.46	65.73	60.46	no data	0.27	-5.00	no data
Mean (m)						-0.31	-7.93	-25.47
SD (m)						0.40	3.06	4.30
RMS (m)						0.51	8.50	25.83

Table 3.8 露岩上のキネマティック GNSS 観測から得られた楕円体高と DEM から得られた楕円体高の差

Ground resolution (m)	ΔH_p		ΔH_a
	30	10	30
Mean (m)	-1.51	-1.06	-15.78
SD (m)	6.48	5.52	12.27
RMS (m)	6.63	5.60	19.95

※PRISM-DEM との差が ΔH_p 、ASTER-GDEM との差が ΔH_a である。PRISM-DEM との差 (ΔH_p) は地上分解能 10 m と 30 m の場合の出力結果を示す。

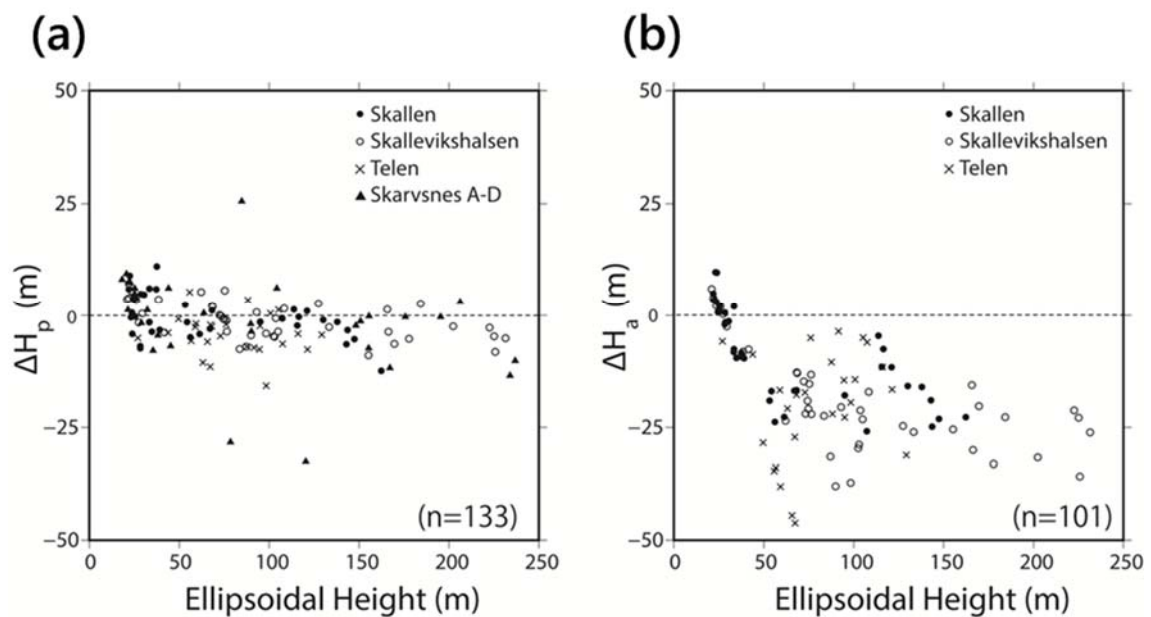


Figure 3.6 楕円体高に対するキネマティック GNSS 観測地点と DEM の楕円体高の差 ΔH の分布。(a) PRISM-DEM からキネマティック GNSS 楕円体高を引いた差 ΔH_p の分布図。(b) ASTER-GDEM からキネマティック GNSS 楕円体高を引いた差 ΔH_a の分布図。Skarvsnes A-D の結果は ASTER-GDEM では範囲外であるため(b)には含まれていない。

3.5 DEMの精度がDInSAR解析での変位推定に与える影響

3.4項でPRISM-DEMの精度(ΔH_p)が氷床域で $\pm 2.80\text{ m}$ 、氷流域で $\pm 4.86\text{ m}$ 、露岩域で $\pm 6.65\text{ m}$ と推定された。これらの値はASTER-GDEMの場合(ΔH_a :氷床 $\pm 33.45\text{ m}$ 、氷流 $\pm 14.61\text{ m}$ 、露岩 $\pm 19.95\text{ m}$)の値よりも改善されていることが分かる。DEMはDInSAR解析において地形縞の除去のために使用するため、地形縞除去の精度はDEMの精度に依存する。したがって、本項ではこれらのDEMの精度がDInSAR解析における変位推定に与える影響量を推定する。この影響を推定するために、高さ(H)に対応する地形位相($\Delta\varphi_{topo}$)の関係式(13)を用いた(例えばHanssen, 2001)。

$$H = -\frac{\lambda R_1 \sin \theta_i}{4\pi B_{\perp}} \Delta\varphi_{topo} \quad (13)$$

ここで、 λ はSARセンサの観測波長、 B_{\perp} は2つのセンサ間距離(基線長)のレーダー照射方向に垂直な成分、 θ_i はincident角、 R_1 はslant range長である(Figure 2.1参照)。式(13)から、DEMの高さ方向の誤差(H_{error})は H に一致すると考えられるので、その誤差に相当する地形縞の誤差 $\Delta\varphi_{topo_error}$ は、式(14)のように表される。

$$\Delta\varphi_{topo_error} = \left| -\frac{4\pi B_{\perp} H_{error}}{\lambda R_1 \sin \theta_i} \right| \quad (14)$$

そこで式(14)を用いて、ALOS/PALSARおよびALOS-2/PALSAR-2の2つのSARセンサの値を基に $\Delta\varphi_{topo_error}$ の値を算出した(Table 3.9)。各パラメータの値は、ALOS/PALSARの場合、 $\lambda = 0.236\text{ m}$ 、 $R_1 = 835,252\text{ km}$ 、 $\theta_i = 39.1^\circ$ を使用し、ALOS-2/PALSAR-2の場合、 $\lambda = 0.229\text{ m}$ 、 $R_1 = 744,613\text{ km}$ 、 $\theta_i = 36.5^\circ$ を使用した。ALOS/PALSARとALOS-2/PALSAR-2にそれぞれ B_{\perp} に 500 m と 100 m を仮定し $\Delta\varphi_{topo_error}$ を求めた。次に、 $\Delta\varphi_{topo_error}$ は式(15)により変位推定誤差 ΔD に変換できる。

$$\Delta D = \frac{\lambda \Delta\varphi_{topo_error}}{4\pi} \quad (15)$$

46 日間の回帰周期である ALOS / PALSAR の場合、PRISM-DEM を用いたときの 1 回帰周期当りの ΔD は氷床で 2.7 mm、氷流で 4.6 mm および露岩で 6.3 mm と算出された。一方、ASTER-GDEM を使用した場合、これらの値はそれぞれ 31.8 mm、13.9 mm、19.0 mm である。また、14 日間の回帰周期の ALOS-2/PALSAR-2 の場合、PRISM-DEM を用いたときの 1 回帰周期当りの ΔD は氷床上で 0.6 mm、氷流上で 1.1 mm、露岩で 1.5 mm であるが、ASTER-GDEM の場合、それぞれ 7.5 mm、3.3 mm、および 4.5 mm である。

以上より、ALOS / PALSAR の場合、DEM の誤差に起因する変位推定誤差 ΔD は PRISM-DEM を用いると 6.3 mm 以下であり、ASTER-GDEM を使用すると 31.8 mm 以下である。また、ALOS-2/PALSAR-2 の場合、 ΔD は PRISM-DEM が 1.5 mm 以下となり、ASTER-GDEM が 7.5 mm 以下である。したがって、PRISM-DEM を用いる場合は ASTER-GDEM を用いる場合に比べ ΔD が 1/5 になる。

Table 3.9 ALOS/PALSAR および ALOS-2/PALSAR-2 センサを使用した場合の氷床、氷流および露岩での DEM の精度が DInSAR 解析での変位量推定に与える影響量

Area	DEM	ALOS		ALOS-2	
		$d\phi_p(^{\circ})$	$\Delta D(mm)$	$d\phi_p(^{\circ})$	$\Delta D(mm)$
Ice sheet	PRISM-DEM	8.10	2.7	1.80	0.6
	ASTER-GDEM	97.20	31.8	23.40	7.5
Glaciers	PRISM-DEM	14.40	4.6	3.60	1.1
	ASTER-GDEM	43.20	13.9	10.80	3.3
Rock outcrops	PRISM-DEM	19.80	6.3	5.40	1.5
	ASTER-GDEM	57.60	19.0	14.40	4.5

※ $d\phi_p$ は $\Delta\phi_{topo_error}$ の推定値に対応し、 $\Delta\phi_{topo_error}$ 値を基に ΔD を推定した。

第4章 流動速度マップの作成

4.1 背景

氷流・氷床における SAR データを用いた流動速度の推定手法は第2章で述べたように様々ある。これまでに SAR データを用いて南極氷床上の流動を面的に可視化した流動速度マッピングの研究は行われており、Rignot et al. (2011a)は初めて南極大陸全域における氷流の流動速度のマッピングを offset tracking 解析を用いて行った。それ以外にも、Joughin (2002)や Strozzi et al. (2002)など地域的な流動速度マッピングを行っているが、その多くが、氷流や棚氷のような流動速度の速い地域を対象としたものであり、氷床の流動の緩慢な地域を含めたマッピングの研究は少ない。

DInSAR および MAI のような InSAR 解析は氷流の上流や氷床上のような比較的流動速度の遅い地域の流動速度の推定に適しており、一方、offset tracking 解析は氷流の下流域のような流動速度の速い地域の流動速度推定に適している。したがって、表面の流動速度に応じて InSAR 解析と offset tracking 解析を使い分けて推定し、それらの値を統合することで既存の研究よりも幅広い流動速度範囲をカバーした流動速度マップを作成することが出来る。また、空間分解能は InSAR 解析では十数 m 程度であるのに対して、offset tracking 解析は数 100 m 程度と大きいため、InSAR 手法の結果を offset tracking 解析の結果に含めることで低速域でより高分解能な流動速度マップを作成できると考えられる。

本章では東南極の宗谷海岸南部の地域において (Figure 1.1)、InSAR 解析および offset tracking 解析を統合した広速度域かつ高分解能の流動速度マップの作成を行う。

4.2 流動速度マップ作成方法

二時期の SAR データ (Master 画像および Slave 画像) を基に流動速度マッピングを行った解析の流れを Figure 4.1 に示し、以下に各解析の流れを記す。なお、全ての SAR 解析で使用したソフトウェアは Gamma software (Wegmüller and Werner, 1997, <https://www.gamma-rs.ch/software>) である。

① InSAR 解析

まず、二時期の SAR 複素数 (Single Look Complex : SLC) データを基に InSAR 解析を行った。Range 方向の変位は DInSAR、Azimuth 方向の変位は MAI を用いて推定し、得られた 2 成分の変位を合成することで流動方向の変位を求めた。なお、InSAR 解析におけるマルチルックサイズは Range 方向 2 ピクセル、Azimuth 方向 5 ピクセルである。DInSAR では地形縞除去のために DEM を使用するが、本研究では第 3 章で作成した PRISM-DEM を適用した。MAI におけるマルチルックサイズは Range 方向 5 ピクセル、Azimuth 方向 12 ピクセルである。

MAI は合成開口長を分割して使用しているため、DInSAR に比べると干渉性が劣ることから、十分な干渉性を得られないことがある。その場合には、DInSAR で得られた Range 方向の変位を DEM の表面傾斜度および表面傾斜方向データを用いて最大傾斜方向に射影することで二次元場の変位を求めた。

② offset tracking 解析

InSAR 解析と同様に二時期の SLC データを用いて offset tracking 解析を行った。offset tracking 解析の相関窓は 128 ピクセル、マルチルックサイズは Range 方向 12 ピクセル、

Azimuth 方向 36 ピクセルとした。offset tracking 解析の結果は InSAR 解析結果と共に 4.4.1 項に示す。

③ 推定手法適用範囲決定のための数値実験

InSAR 解析と offset tracking 解析は精度よく推定できる速度範囲が異なる。InSAR 解析では氷床上など緩やかな流動速度の地域での変位推定に適しているのに対し、offset tracking 解析は氷流などの流動速度の速い地域での変位推定に適している。流動速度マップ作成においてそれぞれの手法を適用する流動速度の範囲を決定するために、両手法の検出限界を調べる数値実験を行った。数値実験の方法及び結果を 4.5 項に示す。

④ 流動速度マッピング

InSAR 解析および offset tracking 解析で作成された各画像を統合することで氷床域から氷流域に至る幅広い速度帯の流動速度マップを作成する。流動速度の緩やかな地域については InSAR 解析、速い地域については offset tracking 解析の結果を採用し、両者の統合の速度境界については 4.5 項で行った数値実験の結果を基にした。また、上記①および②に示すように、両者の手法で得られた画像は地上分解能が異なる。したがって、速度に合わせて分解能が異なる流動速度マップを作成した。

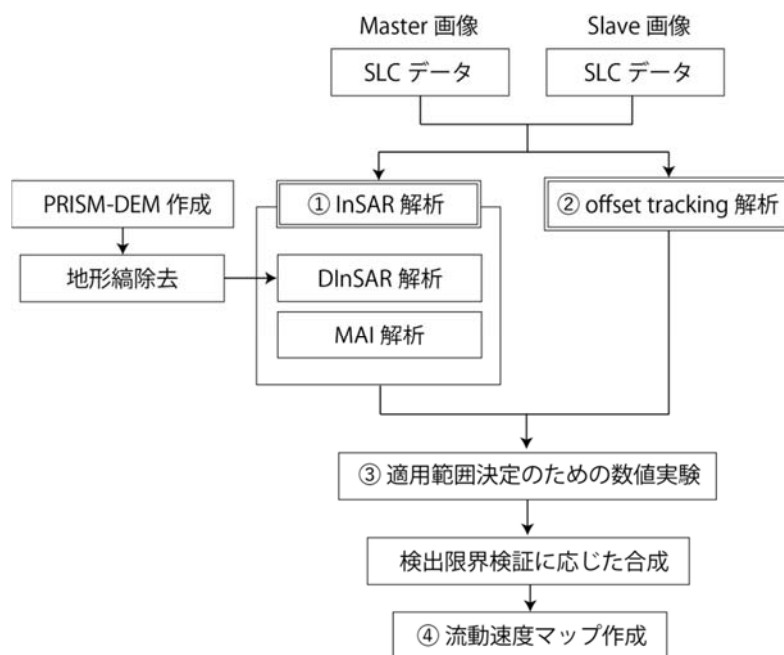


Figure 4.1 流動速度マッピングのフローチャート

4.3 使用データ

4.3.1 SAR データ

本研究では、JAXA の打ち上げた陸域観測技術衛星 ALOS に搭載された SAR センサ PALSAR が取得したデータを使用した。SAR 観測モードは様々あり、本研究では ALOS/PALSAR の場合は高分解モード Fine Beam Single-polarization (FBS) を使用した。Table 4.1 に ALOS/PALSAR の FBS 観測モードの諸元を示す。また、Table 4.2 および Figure 4.2 に本研究で使用した ALOS/PALSAR の Master および Slave のペアの詳細を示す。本研究では、ALOS/PALSAR の観測した全ての SAR データ (Path633、Flame5710・5720) において、最短回帰日数 46 日間のペアのみを選定し、時期の古い順に Pair1~10 という名前を設定した。また、それぞれの Path_Frame のデータ範囲は Figure 1.1 の通りである。

Table 4.1 ALOS/PALSAR の諸元

	ALOS/PALSAR
観測モード	FBS
運用期間	2006/1/24~2011/5/12
回帰周期 (日)	46
レーダー周波数 (MHz)	1270
地上分解能 (m)	10
観測幅 (km)	70
入射角 (°)	8~60
バンド幅 (MHz)	28

Table 4.2 使用した ALOS/PALSAR データリスト

Sensor	Path	Flame	Pair	Master (yyyymmdd)	Slave (yyyymmdd)	Span (day)	Orbit	B_{\perp} (m)	B_{\parallel} (m)
PALSAR	633	5710,	1	20071123	20080108	46	A	595	441
			2	20080108	20080223	46	A	919	544
		5720	3	20080223	20080409	46	A	599	599
			4	20080409	20080525	46	A	297	196
			5	20081125	20090110	46	A	619	319
			6	20090828	20091013	46	A	605	281
			7	20091013	20091128	46	A	347	320
			8	20091128	20100113	46	A	706	367
			9	20101016	20101201	46	A	480	299
			10	20101201	20110116	46	A	597	379

※Orbit の A は Ascending 軌道、D は Descending 軌道

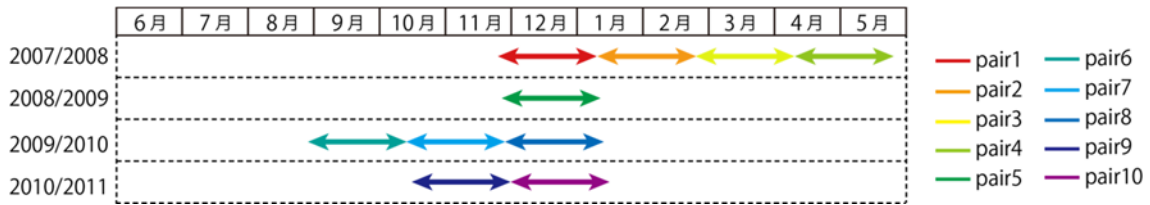


Figure 4.2 Table 4.2 に示す各ペア (Pair 1~10) の観測時期

4.3.2 GNSS データ

本研究では、SAR データを用いた氷流・氷床の流動速度推定値の精度評価のために、GNSS 観測による現地での測定データを使用した。GNSS 観測は JARE56 および JARE57 において、研究対象地域の氷流・氷床域で各年 12 月から 2 月にかけての夏期間に実施した。Figure 1.1(b)に GNSS 観測点を示す。GNSS 観測装置は、二周波 GNSS 受信機 (NetRS; Trimble、CA、USA)、チョークリングアンテナ (TRM29659.00; Trimble、CA、USA) および充電式リチウムイオンリン酸塩電池 (12V、110 Ah) で構成された。チョークリングアンテナは、風や積雪による傾きを防ぐために、金属フレームに取り付けた。組立後の GNSS 観測装置の大きさは約 0.7 m (W) × 0.7 m (L) × 0.75 m (H) であり、重量は 25 kg、アンテナ高 0.61 m である。各地点の観測結果を Table 4.3 に示す。GNSS 観測データの受信記録間隔は 10 秒であり、流動速度は kinematic precise point positioning (kPPP) ソフトウェアである RTKLIB v2.4.2 (Takasu, 2013) を用いて算出した。

地点 SL_A および SL_B では JARE56・57 でほぼ同一の地点で実施したため観測地点名を共通とした。また、JARE57 における GNSS 観測では、SL_A、VG_A および VG_B での観測が観測期間にバッテリー切れによって 2 日間のデータ取得となったことから、VG_A および VG_B では同地点で再度観測を行った。各地点の流動速度の SD は観測日

数の長いものは 1 mm 以下で、良好な観測精度を示すが、一方、2 日間の観測の地点 (SL_A、VG_A および VG_B) の SD は 3.9 cm を超える値を示し、他の地点よりも観測精度が劣る結果となっている。

Table 4.3 各 GNSS 観測地点概要

Site area	Site name	JARE	Start position		Observation period		Duration	Velocity	Velocity SD	Azimuth
			Latitude (°)	Longitude (°)	(yyyymmdd] Start End					
Ice sheet	SL_A56	56	-69.802	39.499	20150102	20150128	25	0.121	0.008	N5.3E
	SL_A57	57	-69.807	39.510	20151231	20160114	2	0.113	0.039	N7.2E
	SL_B56	56	-69.859	39.501	20150102	20150128	25	0.065	0.007	N20.2W
	SL_B57	57	-69.851	39.530	20151231	20160114	14	0.059	0.007	N15.3W
	SL_C	56	-69.800	39.399	20150102	20150128	25	0.010	0.010	N7.2W
	VG_A01	57	-69.883	39.361	20151231	20160102	2	0.088	0.050	N90.7W
	VG_A02	57	-69.886	39.361	20160103	20160208	5	0.108	0.008	N94.3W
	VG_B01	57	-69.875	39.398	20151231	20160102	2	0.057	0.061	N85.5W
	VG_B02	57	-69.875	39.399	20160203	20160212	9	0.076	0.005	N92.4W
Glacier	SL_D	56	-69.768	39.702	20150102	201050128	25	1.127	0.010	N51.7W
	SL_R	57	-69.792	39.912	20151231	20160115	15	0.683	0.006	N61.0W

※各観測地点の位置は Figure 1.1 参照

4.4 InSAR 解析および offset tracking 解析の変位推定結果

4.4.1 変位画像

10 ペア (Table 4.2) の SAR データを用いて、InSAR 解析および offset tracking 解析を行った。それぞれの解析によって得られた Range 方向および Azimuth 方向の変位量を Figure 4.3 に示す。

Range 方向の変位を求められる DInSAR において、Pair 6 については良好なコヒーレンスを得られなかったため変位画像を作成することが出来なかったものの、その他の 9 ペアについては同様の Range 方向の変位を検出できた。offset tracking 解析においては、Range 方向と Azimuth 方向共に全てのペアで同様の変位を検出出来た。しかしながら、InSAR 解析の Azimuth 方向の変位については、MAI で得られた変位画像の中で半数近いペアで砂目模様のようなランダムな変位量を検出しており、変位量を十分に検出出来ていない。これは、MAI が合成開口長を 2 分割にしているため、通常の InSAR 解析よりも干渉性が劣ることが原因であると考えられる。MAI で十分な干渉が得られず、Azimuth 方向の変位量を求めることが出来ない場合には、流動方向が氷床および氷流の表面の最大傾斜方向に一致すると仮定し、DEM のデータを用いて DInSAR によって得られた Range 方向の変位を最大傾斜方向に射影することで二次元場での変位を求めた。

DInSAR によって得られた Range 方向の変位量を鉛直断面と水平断面において次の通り射影を行った。まず、鉛直断面の射影について、傾斜角を α 、incident angle を θ 、LOS 方向の変位を dl とすると、地表面方向の変位 ds は式(16)のようになる (Figure 4.4(a))。

$$ds = \frac{dl}{\cos(\frac{\pi}{2} - \theta - \alpha)} \quad (16)$$

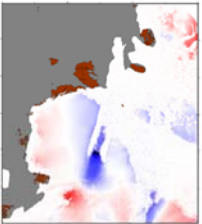
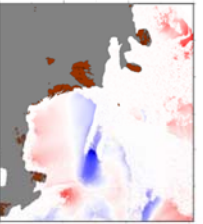
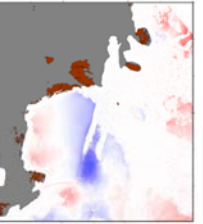
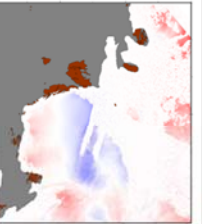
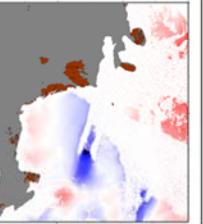

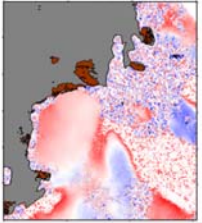
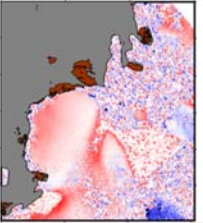
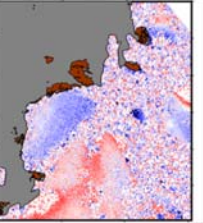
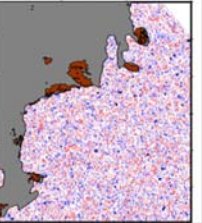
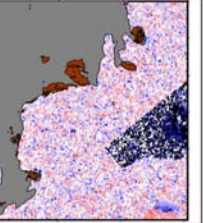
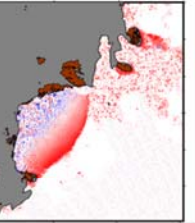
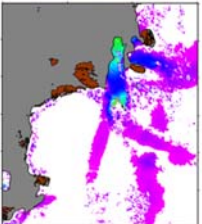
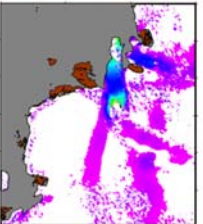
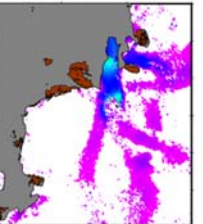
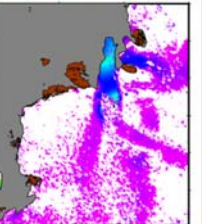
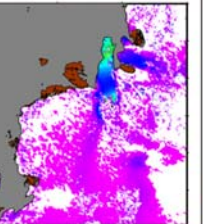
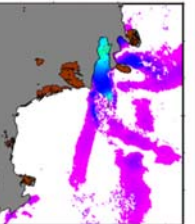
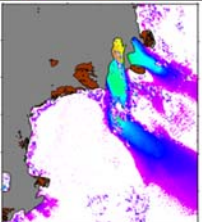
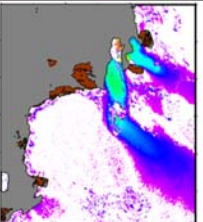
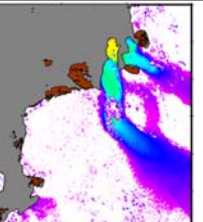
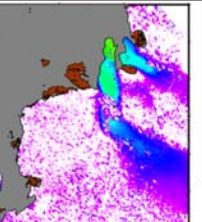
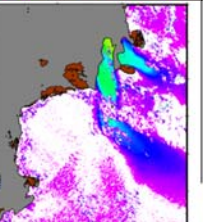
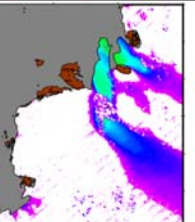
次に、水平方向の射影については、LOS 方向と流動方向の方位角のなす角を β とすると流動方向の変位 df は式(17)のようになる (Figure 4.4(b))。

$$df = \frac{ds}{\cos\beta} \quad (17)$$

式(16)、(17)から実際の流動方向への射影は式(18)のように導出される。なお、 α および β は DEM データから求める。

$$df = \frac{dl}{\cos(\frac{\pi}{2} - \theta - \alpha)\cos\beta} \quad (18)$$

式(18)によって DInSAR から得られた Range 方向の変位を変換して得られた二次元変位および offset tracking 解析による Range 方向と Azimuth 方向の合成結果を Figure 4.5 に示す。InSAR 解析では流動速度の緩やかな氷流の上流域や氷床域で変動が検出できるのに対し、offset tracking 解析では Skallen 氷河および Telen 氷河の流動速度の速い氷流の下流域で変動が検出できている様子が分かる。

Pair	1	2	3	4	5	6	
Master	20071123	20080108	20080223	20080409	20081125	20090828	
Slave	20080108	20080223	20080409	20080525	20090110	20091013	
InSAR	DInSAR						
	MAI						
offset tracking	range offset						
	azimuth offset						

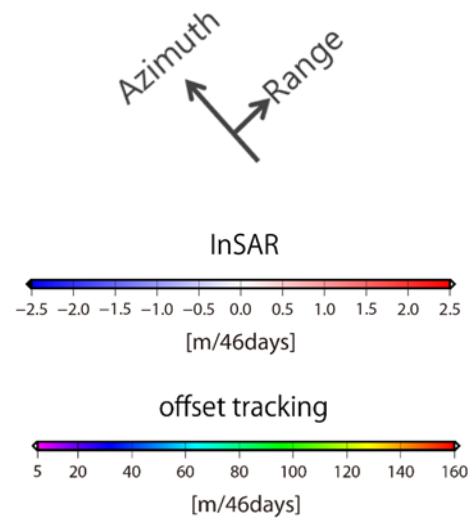
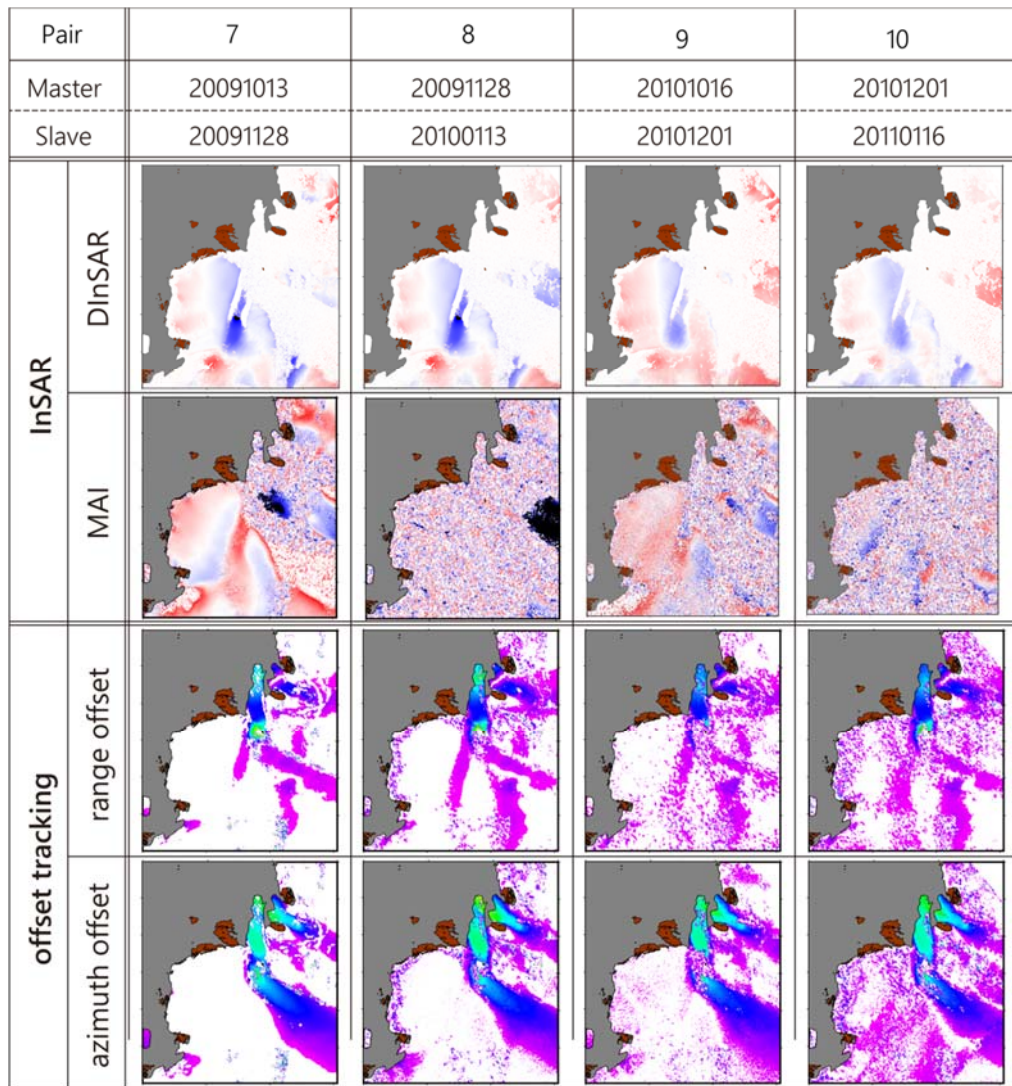


Figure 4.3 各 SAR ペアの InSAR 解析 (DInSAR、MAI) および offset tracking 解析 (range offset、azimuth offset) の結果。カラースケールは上に示すカラーバーの通り。InSAR 解析は DInSAR の場合、負の値 (青色で示される地域) は Range 方向に対して遠ざかる向き、正の値 (赤色で示される地域) は Range 方向に近づく向きに変動している様子を表す。また、MAI の場合は負の値 (青色で示される地域) は Azimuth 方向と反対の向き、正の値 (赤色で示される地域) は Azimuth 方向と同じ向きに変動している様子を示す。

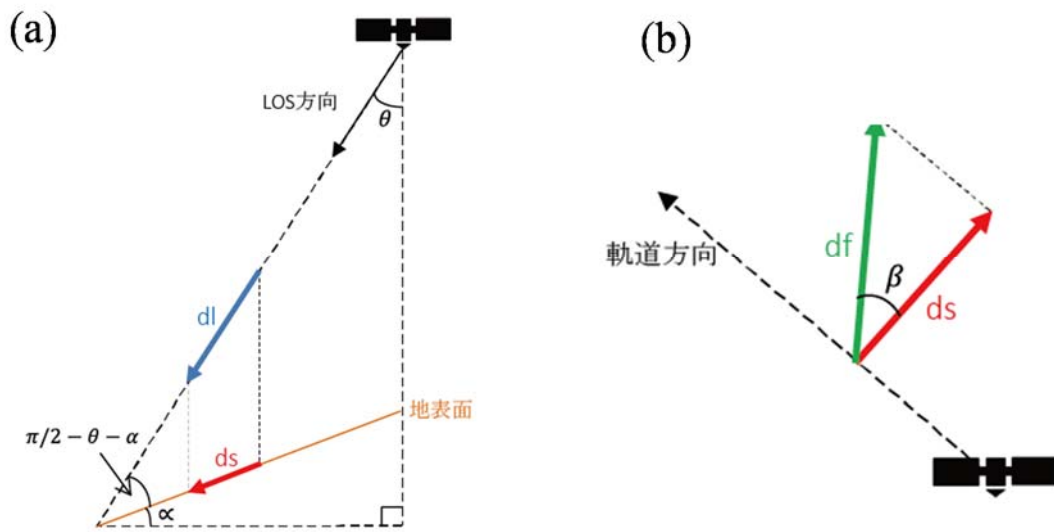


Figure 4.4 LOS 方向から流動方向への射影の模式図。(a)は鉛直断面での射影、(b)は水平断面での射影の様子。

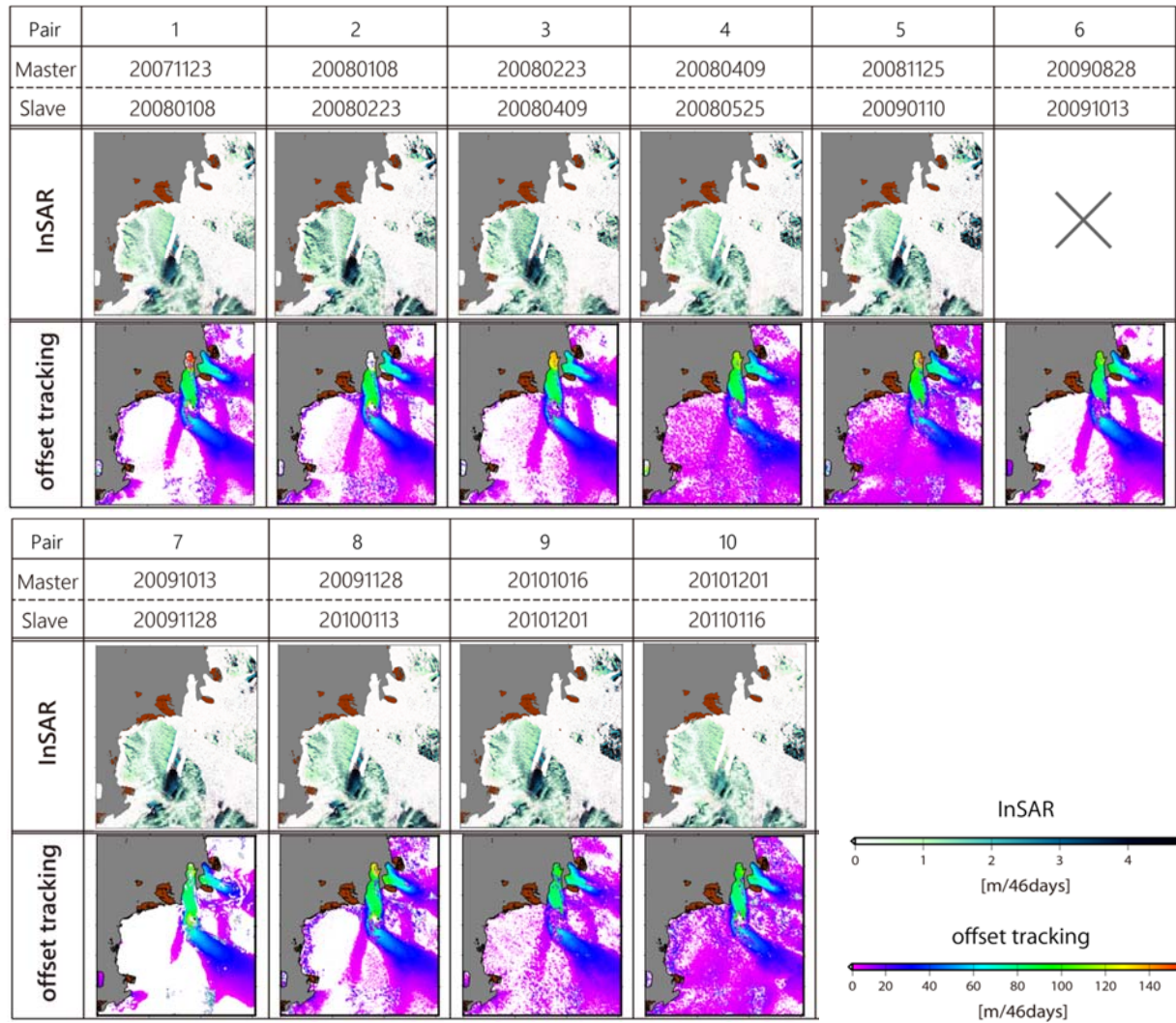


Figure 4.5 DInSAR 射影および offset tracking の Range 方向の変位および Azimuth 方向の変位の合成結果

4.4.2 精度評価

4.4.2.1 offset tracking 解析の精度評価

Figure 4.3 で得られた offset Tracking 解析による Range 方向および Azimuth 方向の変位に含まれる誤差について推定を行った結果をこの項で示す。Pritchard et al. (2005)や Sundal et al. (2011)の先行研究と同様に、回帰周期 (46 日間) でほとんど変動がないと考えられる、研究対象地域内の露岩 (Figure 1.1) において、各ペアごとに offset tracking で検出された変位量から誤差を見積もった。Figure 4.6 に Range 方向、Figure 4.7 に Azimuth 方向の露岩域における変位量を示す。どちらの図も各ペアの 46 日間の露岩上の見かけ上の変位量の頻度分布を示している。

全てのペアにおいて、露岩で数 m の見かけ上の変位を検出しており、最大で Range 方向で平均 $3.36\text{ m}/46\text{days}$ (Pair 5)、Azimuth 方向で $2.64\text{ m}/46\text{days}$ (Pair 7) の変位を観測した。これらの値を日変動に変換すると、Range 方向 0.073 m/day 、Azimuth 方向 0.057 m/day の変位量になり、Sundal et al. (2011)の示した 17 m/yr ($\approx 0.05\text{ m/day}$) 値と同程度の値を示した。以上より、offset tracking 解析から求められる変位の誤差は露岩域の見かけの変動から $\pm\sqrt{0.073^2 + 0.057^2} \approx \pm 0.092\text{ m/day}$ と見積もられる。

また、GNSS 観測値との比較による精度評価も行った。offset tracking 解析で変位を検出できた Skallen 氷河における 2 地点の GNSS 観測点 (SL_D および SL_R、位置は Figure 1.1 を参照のこと) の流動速度および流動方向の比較結果をそれぞれ Table 4.4 および Table 4.5 に示す。SL_Dの方がSL_RよりもSkallen氷河下流域に位置しており、GNSS観測によって得られた流動速度はoffset tracking解析で得られた流動速度と共に、SL_Dの方が速い傾向を示している。また、offset tracking解析の推定値からGNSS観測値を引いた流動速度の差分 (ΔV) はSL_Dで -0.075 m/day 、SL_Rで -0.193 m/day となっており、

測定精度の良い GNSS 観測から求められた流動速度を基準にすると、offset tracking 解析によって求められる流動速度の推定精度は最大の誤差の値 (SL_R) から $\pm 0.193 \text{ m/day}$ 程度と考えられる (Table 4.4)。また、流動方向について、offset tracking 解析推定値から GNSS 観測値を引いた流動方向の差分 (ΔAZ) は SL_D で -4.1° 、SL_R で -1.1° であることから、流動方向の推定精度は $\pm 4.1^\circ$ 程度であると考えられる (Table 4.5)。

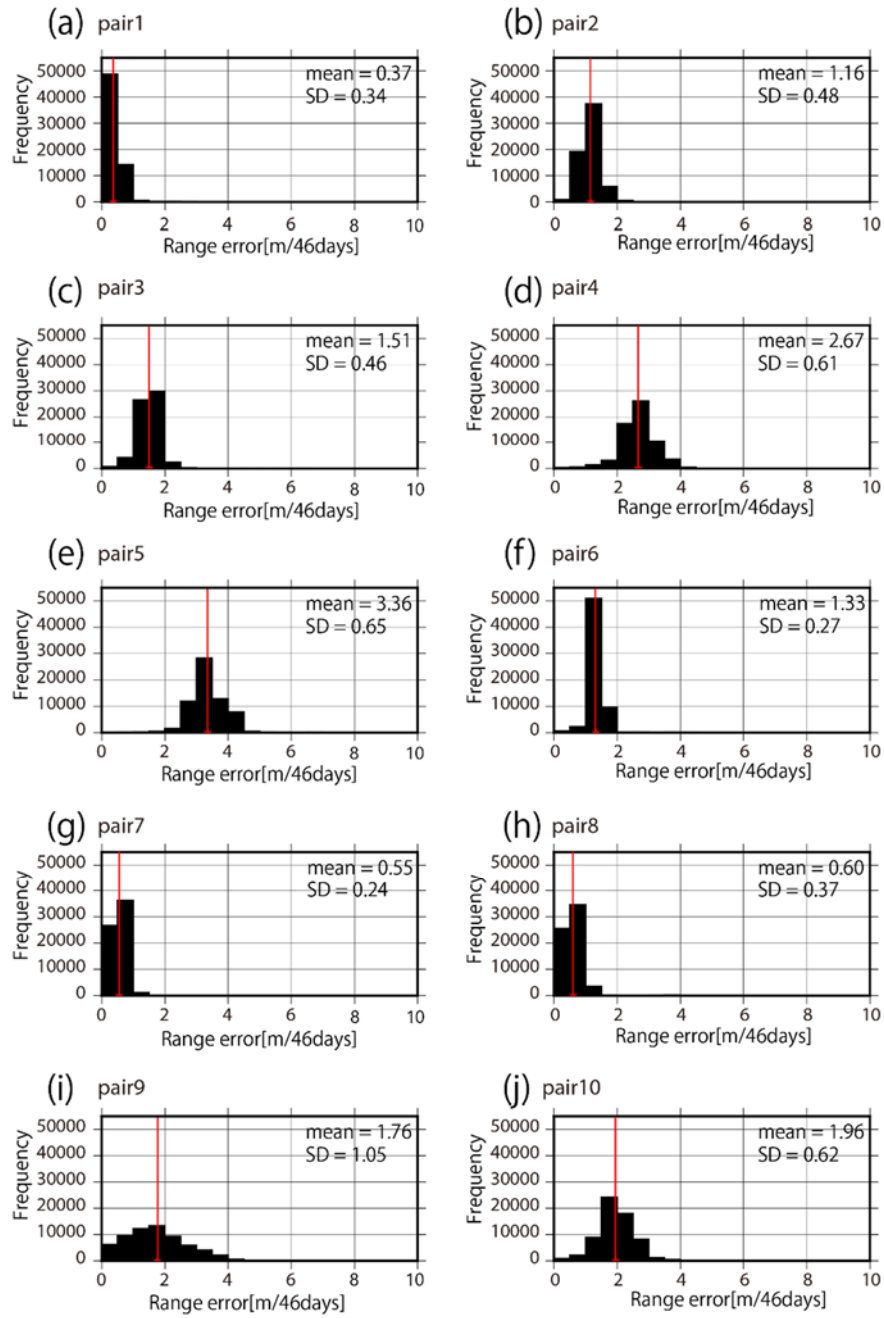


Figure 4.6 各ペアの Range 方向の誤差推定結果。赤線は誤差の平均値を示す。

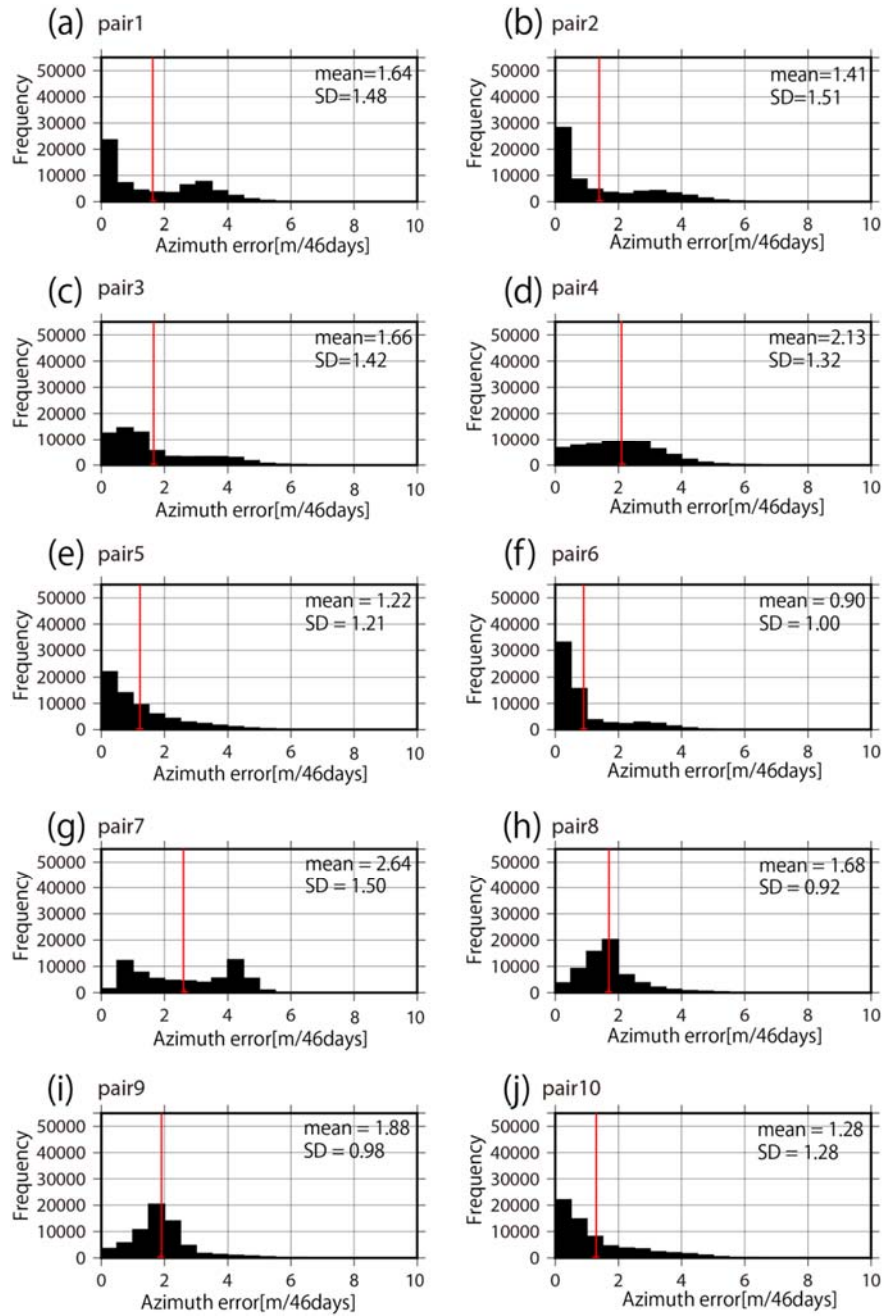


Figure 4.7 各ペアの Azimuth 方向の誤差推定結果。赤線は誤差の平均値を示す。

Table 4.4 SL_D および SL_R における offset tracking 解析推定値と GNSS 観測値の流動速度比較結果

Site name	offset tracking		GNSS		ΔV (m/day)
	Velocity (m/day)	SD (m/day)	Velocity (m/day)	SD (m/day)	
SL_D	1.052	0.041	1.127	0.010	-0.075
SL_R	0.487	0.029	0.683	0.006	-0.193

※ ΔV は offset tracking 解析推定値から GNSS 観測値を引いた流動速度の差分結果を示す。

Table 4.5 SL_D および SL_R における offset tracking 解析推定値と GNSS 観測値の流動方向比較結果

Site name	offset tracking		GNSS		ΔAZ (°)
	Direction (m/day)	SD (°)	Direction (m/day)		
SL_D	N47.6°W	0.884	N51.7°W		-4.1
SL_R	N59.9°W	1.471	N61.0°W		-1.1

※ ΔAZ は offset tracking 解析推定値から GNSS 観測値を引いた流動方向の差分結果を示す。

4.4.2.2 InSAR 解析の精度評価

前項で示した offset tracking 解析の誤差推定と同様に、InSAR 解析においても露岩域での見かけ上の変動量を誤差によるものと考え誤差量を推定した。Figure 4.8 に露岩上で検出された見かけ上の変位量を示す。Pair 3 と Pair 4 を除き、他の全てのペアで変位量はほぼ 0 付近に位置している様子が分かり、露岩の変位量は小さいことが分かる。Pair

3 と Pair 4 は他のペアに比べ見かけ上の露岩の平均変位量が大きく、変位量の分布のピークが二つ以上ある (Figure 4.8(c,d))。InSAR 解析では第 2 章で述べたように、解析の過程で位相 unwrapping を行う。その際、unwrapping の開始点を指定し、そこから位相のつなぎ合わせを行う。通常、コヒーレンスの高い変位の無い露岩域を unwrapping の開始点とするため、本研究では PALSAR 画像範囲の中心に位置する Skallen や Skallevikshalsen という露岩をスタート位置に選定している (Figure 1.1(b)参照)。しかしながら、Skallen と Telen の間には Skallen 氷河、Telen と Kjuka の間には Telen 氷河という氷流が位置している (Figure 1.1(b))。これらの氷流は InSAR 解析で変動を検出するには流動速度が速く、表面形状も滑らかではないため干渉性が悪い。そのため、位相の連続性がこれらの氷流地域を挟むことで途切れるため、スタート位置に選定した Skallen や Skallevikshalsen に対して、Telen や Kjuka では位相 unwrapping エラーが生じ、見かけ上の大きな変位が現れたと考えられる。Pair 3 では Skallen や Skallevikshalsen で概ね 1 cm 以下の見かけ上の変位量を示すのに対して、Telen で -3 cm 程度の変位を示し、Kjuka で -7 cm 程度の変位を示した。Pair 4 では Skallen や Skallevikshalsen で概ね 2 cm 以下の見かけ上の変位量を示すのに対して、Telen や Kjuka で 5 cm 程度の変位量を示した。また、この影響が Pair 3 および Pair 4 に見られたのは、これらのペアが 2 月末から 5 月末にかけての夏以外の期間に観測されたペアであり、露岩上の積雪の影響により他のペアよりもコヒーレンスが劣ったためであると考えられる。したがって、そもそもの位相 unwrapping のスタート地点でのコヒーレンスが他のペアよりも劣ったことが影響している可能性がある。

4.4.2.1 項で offse tracking 解析による露岩域における見かけ上の平均変位は Range 方向で $3.36 \text{ m}/46\text{days}$ と見積もられた。一方、DInSAR 解析による Range 方向の露岩域における見かけ上の平均変位は見かけ上の変位が大きい Pair 3 と Pair 4 を含めても最大 0.036

$m/46days$ 、Pair 3 および Pair 4 を除いた場合には最大 $0.011 m/46days$ と offset tracking 手法の場合よりも非常に小さい変位量である。以上より、露岩域での見かけの変位量から見積もられる InSAR 手法での推定誤差は Range 方向において $\pm 0.011 m/46days$ である。また、推定誤差の中には解析に使用した PRISM-DEM の精度に起因する誤差が含まれており、3.5 項で示した露岩域での $\pm 6.3 mm/46days$ (Table 3.9) が PRISM-DEM に起因する推定誤差であると考えられる。

GNSS 観測値との比較による InSAR 解析で得られた変位の精度評価も行った。DInSAR 射影して得られた結果 (以下、DInSAR 射影と呼ぶ)、DInSAR で得られた Range 方向の変位と MAI で得られた Azimuth 方向の変位を合成することで得られた結果 (以下、DInSAR+MAI と呼ぶ) および GNSS 観測結果との比較をし、推定精度を検証した。比較には InSAR 解析で変位を検出できた地域に位置する氷床上の 5 地点の GNSS 観測値を使用した。MAI の値は良好な結果を示したペアにおいてのみ比較を行った。Figure 4.9 に DInSAR および MAI で良好な変位を検出できた Pair 1 (Master 画像 2007/11/23、Slave 画像 2008/01/08) について変位量と変位方向の比較結果を示す。DInSAR+MAI と DInSAR 射影の変位量を求めた結果をそれぞれ Figure 4.9(a) および Figure 4.9(b) に示し、両者の手法で得られた変位量の差を Figure 4.9(c) に示す。また、DInSAR+MAI と DInSAR 射影の変位方向をそれぞれ Figure 4.9(d) および Figure 4.9(e) に示す。変位量は絶対量で表示しており、DInSAR 射影によって得られた変位量 (V_{proj} 、Figure 4.9(b)) から DInSAR+MAI によって得られた変位量 (V_{compo} 、Figure 4.9(a)) を引いた差分 ($V_{proj} - V_{compo}$) が正の値を示していることから (Figure 4.9(c))、DInSAR+MAI の方が DInSAR 射影よりも小さな変位量と見積もられることが分かる。また、DInSAR+MAI から得られた変位方向 (AZ_{compo}) と DInSAR 射影のための DEM の最大傾斜方向 (AZ_{proj}) では、 AZ_{proj} が地形の起伏に由来し様々な方向を示しているのに対し (Figure 4.9(e))、

AZ_{compo} は AZ_{proj} と異なる方向を示す (Figure 4.9(d))。

当該地域で行われた5地点のGNSS観測点との流動速度および流動方向の比較結果をTable 4.6とTable 4.7にそれぞれ示す。流動速度、流動方向共にDInSAR射影の結果の方がDInSAR+MAIよりも良好な一致を示す。このGNSS観測地点(5地点)において、各地点のGNSS観測から得られた流動速度 V_{GNSS} と推定された流動速度から V_{GNSS} を引いた差分 ΔV (DInSAR射影の場合が ΔV_{proj} 、DInSAR+MAIの場合が ΔV_{compo})の相関を取ると、 ΔV_{proj} と ΔV_{compo} のどちらの場合においても流動速度が速い地点ほど ΔV は大きな値を示し(Figure 4.10)、 ΔV_{proj} と ΔV_{compo} が負の値を示していることから V_{proj} と V_{compo} の方が V_{GNSS} よりも小さな値を示しているが、理由については今のところ不明である(Table 4.6)。Table 4.6およびTable 4.7のRMSの結果から、InSAR手法による流動速度および流動方向の推定精度は、DInSAR射影の場合には ± 0.012 m/day、 $\pm 12.9^\circ$ であり、DInSAR+MAIの場合にはそれぞれ ± 0.039 m/day、 $\pm 14.7^\circ$ であると言える。

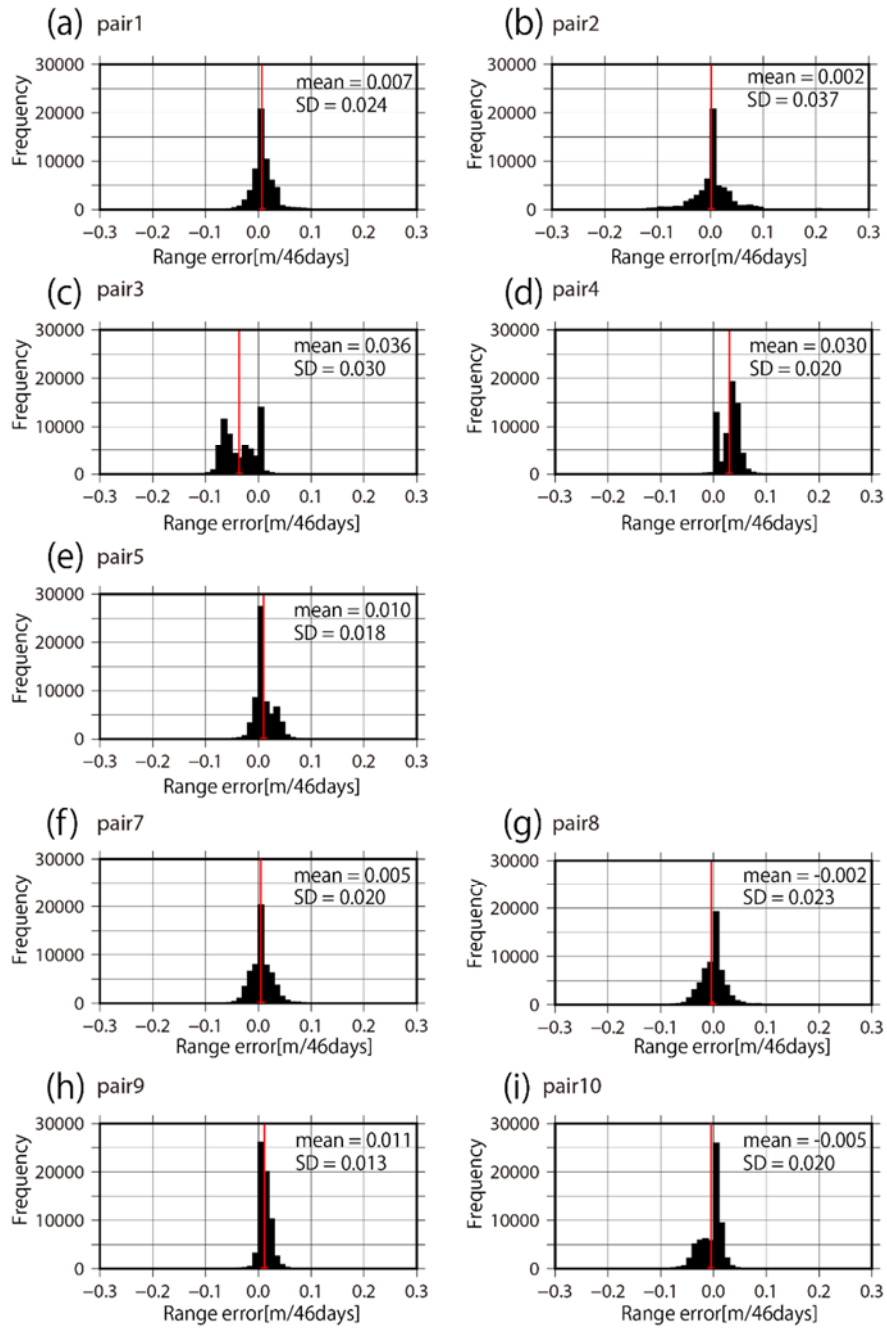


Figure 4.8 各ペアの Range 方向のエラー推定結果。赤線は平均のエラー。なお、Pair 6 については InSAR 画像を作成できなかったため示していない。

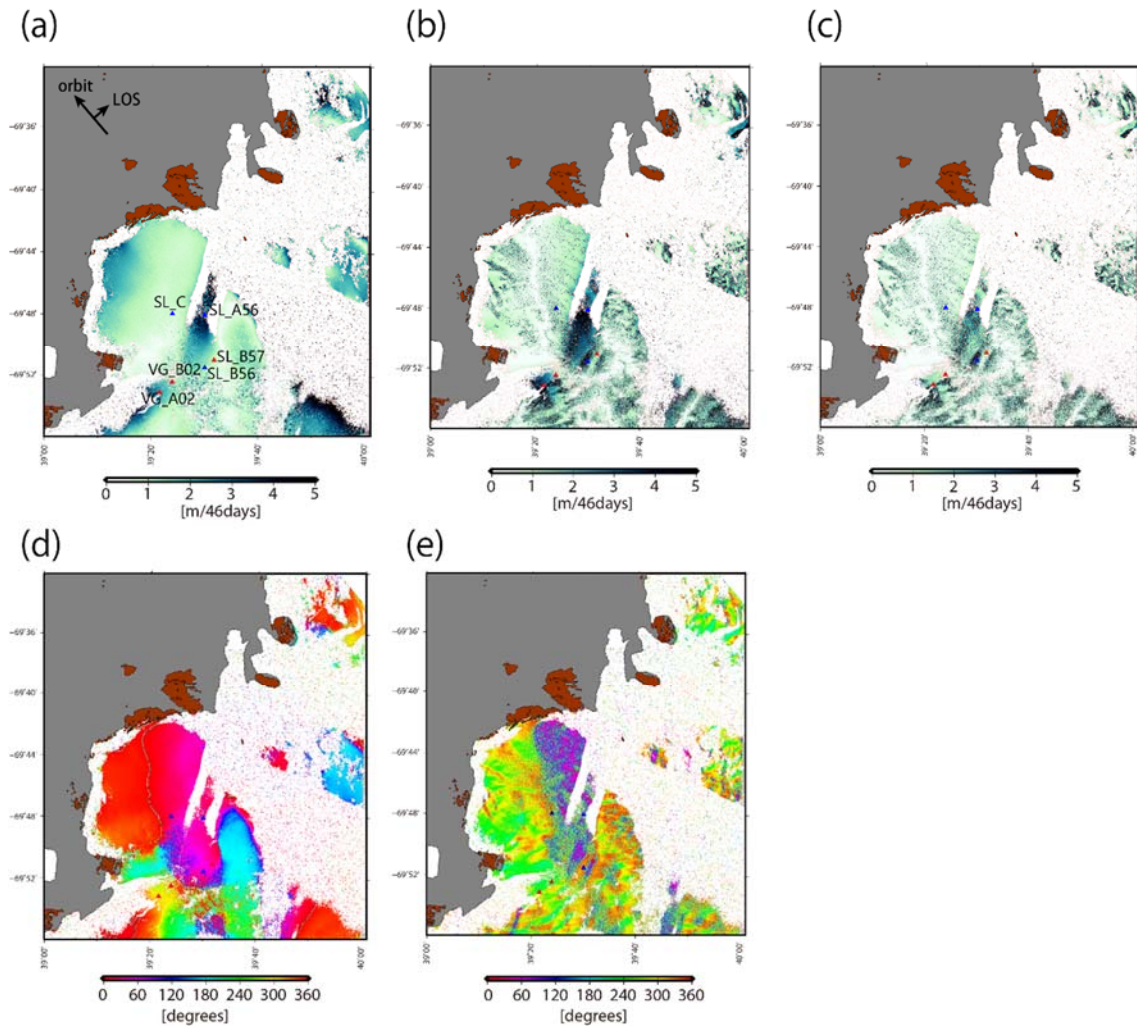


Figure 4.9 DInSAR+MAI および DInSAR 射影により得られた変位量および変位方向の比較結果。(a) DInSAR+MAI の変位量 (V_{compo})。 (b) DInSAR 射影の変位量 (V_{proj})。 (c) DInSAR 射影結果から DInSAR+MAI 結果の変位量を引いた差分 ($V_{proj} - V_{compo}$)。 (d) DInSAR+MAI の変位方向 (AZ_{compo})。 (e) DInSAR 射影の変位方向 (AZ_{proj})。

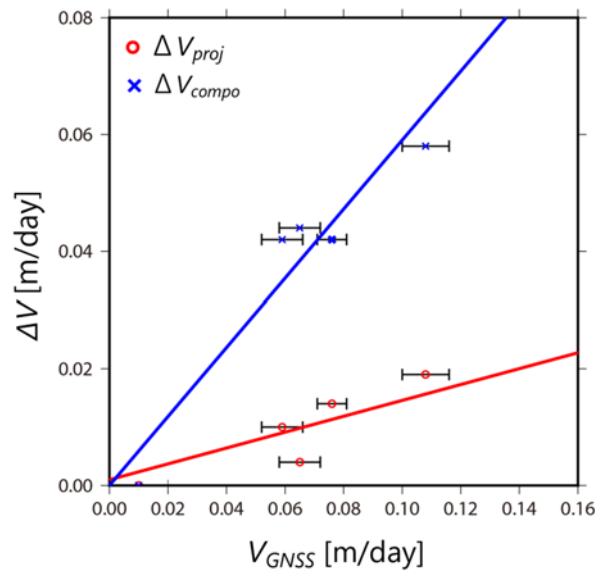


Figure 4.10 GNSS 観測値と DInSAR 射影および DInSAR+MAI で得られた変位量の関係。

横軸は GNSS 観測地点の 1 日当たりの流動速度 (V_{GNSS})。縦軸は各 GNSS 観測地点の DInSAR 射影および DInSAR+MAI で得られた変位量から GNSS 観測値を引いた差分の絶対値 (ΔV)。赤丸および赤線は DInSAR 射影の差分 (ΔV_{proj}) およびその線形回帰線、青×および青線は DInSAR+MAI の差分 (ΔV_{compo}) およびその線形回帰線。各ポイントのエラーバーは各 GNSS 観測値の流動速度の標準偏差を示す (Table 4.3)。

Table 4.6 GNSS 観測点における GNSS 観測値 (V_{GNSS})、DInSAR 射影 (V_{proj}) および DInSAR+MAI (V_{compo}) で得られた流動速度の比較結果

Site name	Velocity (m/day)			Difference (m/day)	
	V_{GNSS}	V_{proj}	V_{compo}	ΔV_{proj}	ΔV_{compo}
SL_B56	0.065	0.069	0.021	0.004	-0.044
SL_B57	0.059	0.049	0.017	-0.01	-0.042
SL_C	0.010	0.010	0.010	0.0	0.0
VG_A02	0.108	0.089	0.050	-0.019	-0.045
VG_B02	0.076	0.062	0.034	-0.014	-0.042
			Mean	-0.008	-0.035
			SD	0.009	0.017
			RMS	0.012	0.039

※ ΔV_{proj} は V_{proj} から V_{GNSS} を引いた差分、 ΔV_{compo} は V_{compo} から V_{GNSS} を引いた差分を表す。

Table 4.7 GNSS 観測点における GNSS 観測値 (AZ_{GNSS})、DInSAR 射影 (AZ_{proj}) および DInSAR+MAI (AZ_{compo}) で得られた流動方向の比較結果

Site name	Flow direction			Difference (°)	
	AZ_{GNSS}	AZ_{proj}	AZ_{compo}	ΔAZ_{proj}	ΔAZ_{compo}
SL_B56	N20.2°W	N26.8°W	N1.6°E	6.8	21.8
SL_B57	N15.3°W	N5.0°W	N4.4°W	10.3	10.9
SL_C	N7.2°W	N0.0°	N22.9°W	7.2	15.7
VG_A02	N94.3°W	N107°W	N109.4°W	12.7	15.1
VG_B02	N92.4°W	N114°W	N88.4°W	21.6	4.0
			Mean	11.7	13.5
			SD	5.4	5.9
			RMS	12.9	14.7

※ ΔAZ_{proj} は AZ_{proj} から AZ_{GNSS} を引いた差分、 ΔAZ_{compo} は AZ_{compo} から AZ_{GNSS} を引いた差分を表す。

4.4.3 InSAR 解析および offset tracking 解析による推定値の比較

InSAR 解析 (Range 方向の変位) と offset tracking 解析 (Range offset) で得られた変位画像において、共通して変位を観測できた地域において測線 ST を設定し (Figure 4.11)、測線 ST 上の両者の手法で推定された流動速度の値を比較した (Figure 4.12)。この地域は上流域が地点 S、下流域が地点 T であり、Skallen 氷河本流に流れ込む支流であると考えられる。したがって、地点 S から地点 T に向かって流動速度が加速していくことが予測され、InSAR 解析と offset tracking 解析から得られた変位量は良く再現できていると考えられる。しかし、InSAR 解析では Pair 1 (Master 画像 2007/11/23、Slave 画像 2008/01/08)、Pair 2 (Master 画像 2008/01/08、Slave 画像 2008/02/23) のどちらにおいても地点 S から 6.5 km 付近で流動速度が約 $2.5 \text{ m}/46\text{days}$ から減少している様子が分かる。また、測線 ST 上に位置する GNSS 観測地点 SL_A56 (Table 4.3) は InSAR 解析で減速したと推定する地域よりも下流域に位置している。SL_A56 は観測時期が 2015 年 1 月の 25 日間であり、Pair 1 および Pair 2 と季節が同じであるため、大きな流動速度に差がないと考え、offset Tracking による SL_A56 の Range 方向の変位 $2.92 \text{ m}/46\text{days}$ は InSAR 解析結果から推定される下流域での減速傾向と一致しない。GNSS 観測値の高い観測精度を考慮すると、InSAR 解析から得られた下流域での結果は妥当ではないと推測される。しかしながら、 $2.5 \text{ m}/46\text{days}$ 以下の流動速度では InSAR 解析で得られた推定結果の方が offset tracking 解析で得られた推定結果よりも流動速度にばらつきがなく、よりスムーズな結果が得られた。これは、InSAR 解析の方が offset tracking 解析よりも高い地上分解能であることにも起因すると考えられる。

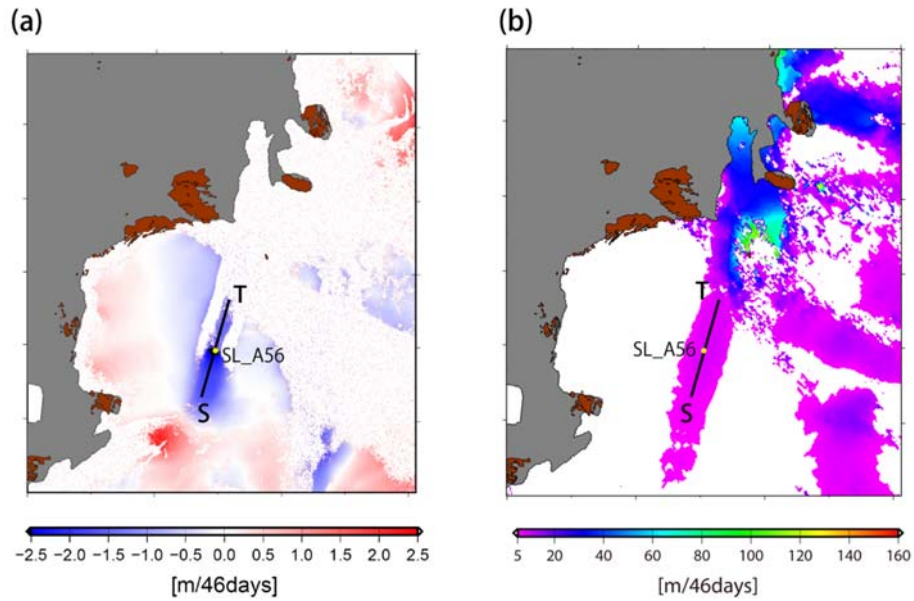


Figure 4.11 測線 ST の位置。背景は Pair 1 の(a)InSAR 画像、(b)offset tracking 画像。測線上の黄色点は GNSS 観測地点（地点名 SL_A56、Table 4.3）。

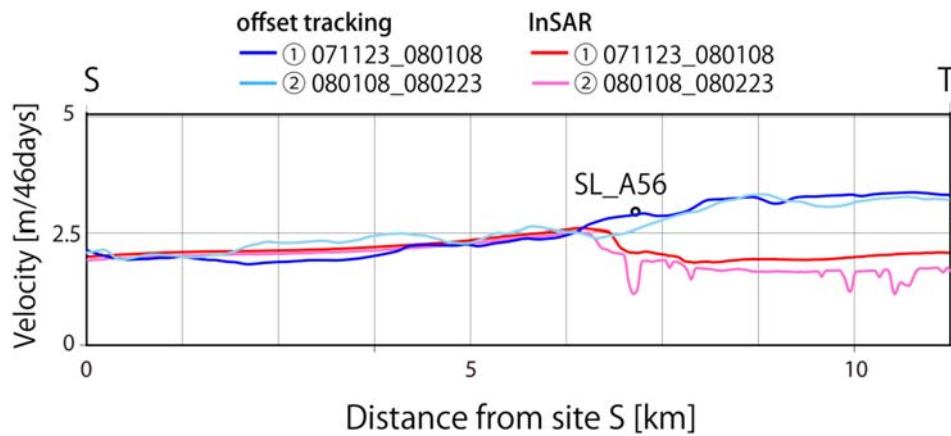


Figure 4.12 測線 ST 上の InSAR 画像および offset tracking 画像から得られた流動速度。白丸は測線 ST 上の GNSS 観測点 SL_A56 の流動速度。全ての流動速度は衛星の視線方向（Range 方向）の変位に変換している。

4.5 InSAR 解析および offset tracking 解析の適用範囲決定のための数値実験

InSAR 解析および offset tracking 解析によって得られた氷床域、氷流域の変位を統合することで、氷床域から氷流域までを含む幅広い速度帯をカバーする流動速度マッピングを行うが、そのためには両者の手法での適用範囲を決定する必要がある。そこで、この項では InSAR 解析および offset tracking 解析で検出できる流動速度の上限を数値実験によって推定することを目的とした。数値実験の方法は Master 画像を ALOS/PALSAR のデータ(観測日 2007 年 11 月 23 日)、Slave 画像を Master 画像に対して一部の地域 Target area “A” および “B” で任意の変位量を設定し書き換えを行ったデータを使用して、InSAR 解析および offset tracking 解析を行うことで、設定した任意の変位量が正しく検出できるかどうか調べた (Figure 4.13)。任意の変位量を設定した地域 (Target area “A” および “B”) を Figure 4.14 に示す。Target area “A” が InSAR 解析による検証地域、Target area “B” は offset tracking 解析の検証地域である。それぞれの手法における変位量設定方法の詳細については次項以降に示す。

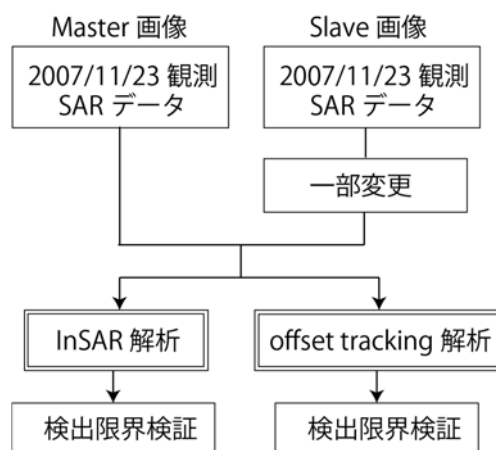


Figure 4.13 流動速度マップ作成における InSAR 解析と offset tracking 解析の適用範囲決定のための数値実験の流れ

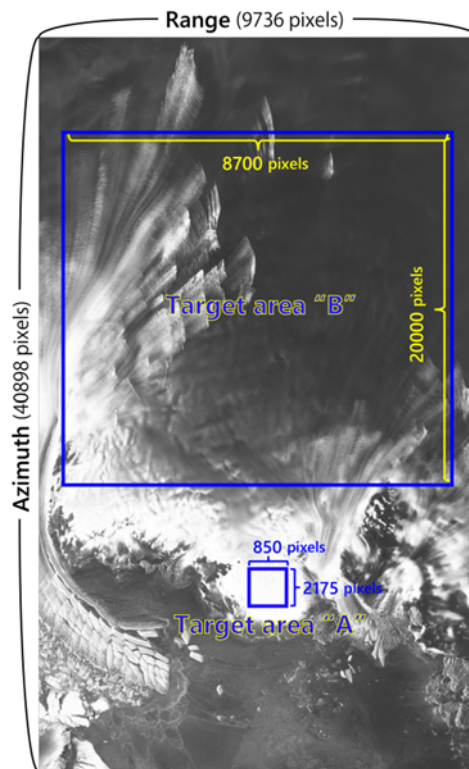


Figure 4.14 数値実験に使用したデータの範囲。Target area“ A”が InSAR 解析の検証範囲、Target area“ B”が offset tracking 解析の検証範囲を示している。

4.5.1 InSAR 解析の適用範囲検証

4.5.1.1 数値実験方法

InSAR 解析では SLC データのうち位相データを使用して変動を求めることから、振幅（強度）データは既存のものを使用し、Target area“ A”の位相データのみを変更した。したがって、Master 画像と Slave 画像の間では Target area“ A”のみ変位を変更しているため、この地域のみで干渉縞が生じることが予想される。

変位量は Figure 4.15 のように、Target area“ A”の青色の円の範囲で設定した。外側から中心に向かって距離 R ごとに 2π ($+\pi \rightarrow 0 \rightarrow -\pi$) の位相変化を繰り返す。したがって、

位相 unwrapping をした際に円の中心で最大の変位量を示す。中心に向かって 2π の変位を n 回繰り返した場合、中心の最大変位量 Δh は SAR センサの観測波長 λ を用いて、式(19)のように導出される。

$$\Delta h = \frac{2\pi n\lambda}{4\pi} = \frac{n\lambda}{2} \quad (19)$$

本研究では、Target area“B”においてパターン I と II の変位を設定した (Table 4.8)。本研究では ALOS/PALSAR のデータを使用しており、波長 $\lambda = 23.6 \text{ cm}$ である。したがって、パターン I の場合、 $n = 20$ であるため、中心の最大変位量は式(19)より、 236 cm の変動となる。

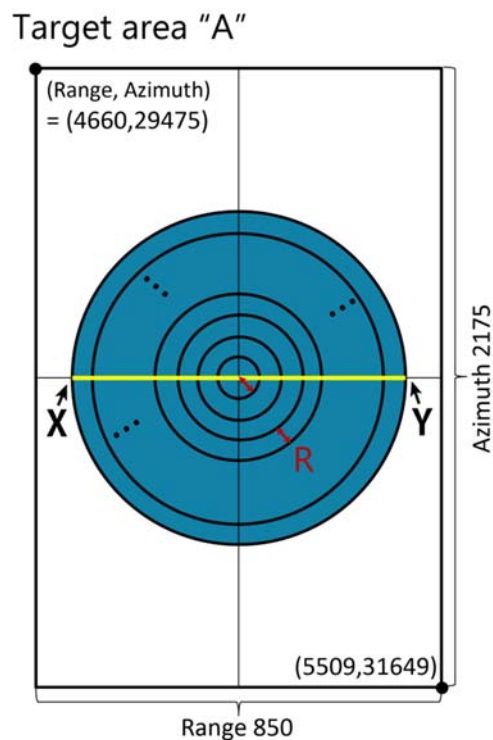


Figure 4.15 変位量設定モデル

Table 4.8 設定した変位量パターン

	n	R (pixels)	Δh (cm)
パターン I	20	20	236
パターン II	40	10	472

※n は同心円の数、R は同心円同士の距離、 Δh は想定最大変位量（中心部）。

4.5.1.2 数値実験結果

Master 画像および本研究で作成した Slave 画像を基に InSAR 解析を行った結果、想定した通り、Target area“*A*”のみで変位を検出した。パターン I および II の変位量での InSAR 画像は Figure 4.16(a,b)に示す通りである。また、得られた変位量の Range 方向および Azimuth 方向に断面図を作成した結果、パターン I（最大変位量 236 cm）の場合は想定変位量と得られた InSAR 解析による推定量は良好な一致を示す。一方、パターン II（最大変位量 472 cm）では Range 方向および Azimuth 方向ともに、想定変位量よりも InSAR 解析で得られた推定量の方が小さかった (Figure 4.16(c,d))。位相 unwrapping 前の干渉画像 (Figure 4.16(e,f)) では想定した位相を正しく検出出来ていることが分かるため、パターン II の結果は位相 unwrapping による位相のつなぎ合わせが正確に実施されず想定変位量に達しなかったと推測される。

2.2 項で述べたように、InSAR 解析の場合、1 ピクセル当たり Range 方向に 1 サイクルを超える変位は検出することが出来ない。したがって、ALOS/PALSAR の場合、1 ピクセル当たり 0.025 m/m を超える変位（変位勾配）を検出することはできない。パターン II の変位量の場合、Range 方向に 10 ピクセル中心に向かうにつれて変位量が $\lambda/2$ ずつ大きくなるように設定しており、変位勾配 grad は Range 方向 10 ピクセル毎に変化する。

本研究の数値実験の場合の $grad$ は Figure 4.17 の赤線の位置に対応し、パターン II の場合、式(20)のように変位勾配 $grad$ を求める事ができる。

$$grad = \frac{n\lambda}{20R_{Range}} \cong 0.025 \quad (20)$$

つまり、最も変位勾配が小さい場所で $n\lambda = 0.118 \text{ m}$ であるため $grad \approx 0.0013 \text{ m/m}$ 、最も大きい場所で $n\lambda = 4.72 \text{ m}$ であるため $grad \approx 0.050$ となる。式(20)を用いて全ての $grad$ を求めた結果が Figure 4.18 のようになる。 $grad$ は変位を設定した地域の中心で最も大きく、中心から遠ざかるにつれて小さくなる様子が分かる (Figure 4.18(a))。しかしながら、2.2 章で示したように、InSAR 解析において変位勾配が 0.025 m/m を超えると検出が出来ない。 0.025 m/m を超える範囲を範囲 pq とすると、範囲 pq と InSAR 解析によって変位量が正しく検出されなかった地域が対応することが分かる (Figure 4.18(b))。したがって、変位量が正しく推定できなかった地域は変位勾配が検出限界を超えたことが原因であると考えられる。そこで、InSAR 解析による検出限界はパターン II で正しく推定された 2.5 m 程度であると結論付けられる。この結果は、Figure 4.12 で示された Skallen 氷河支流流域の測線 ST 上で InSAR 解析が下流域にもかかわらず約 $2.5 \text{ m}/46\text{days}$ 付近での流動速度の減速を観測した結果と一致する。

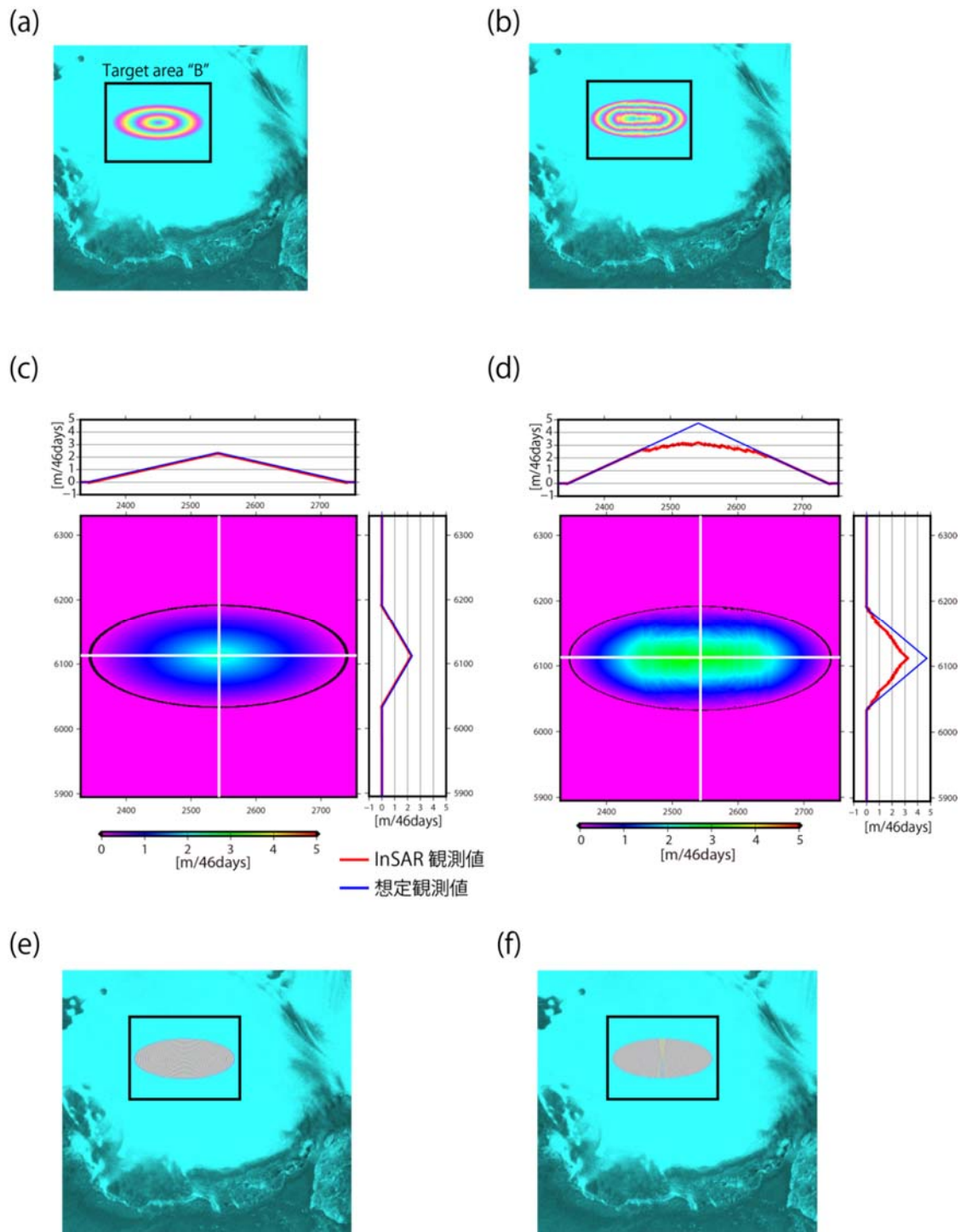


Figure 4.16 (a, b) Target area "A"付近の InSAR 画像。カラーサイクル 1.0 m で表示。(a) パターン I、(b) パターン II。(c, d) 変位量の断面図。白線上の断面図を示す。断面図の赤線が InSAR 解析によって得られた変位量。青線が設定変位量。(c) パターン I、

(d) パターン II。 (e, f) Phase unwrapping 前の干渉画像。(e) パターン I、 (f) パターン II。

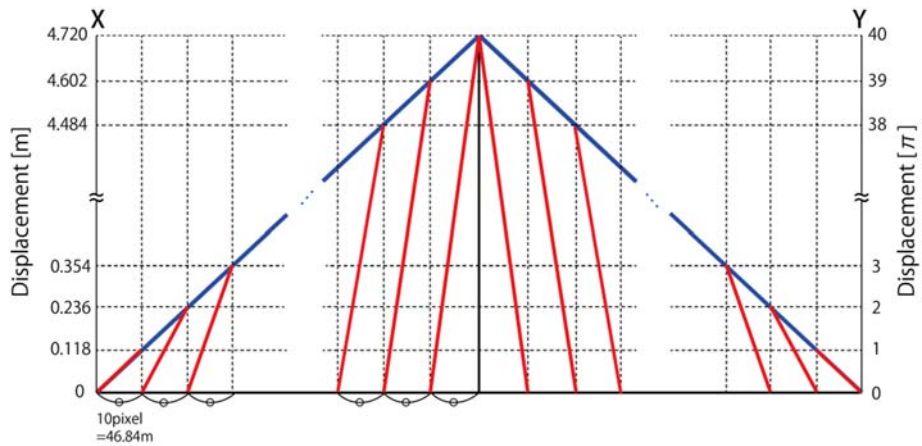


Figure 4.17 設定変位量と変位勾配の関係の模式図。Figure 4.15 の測線 XY における変位の断面図を示す。青線が設定変位量、赤線は変位勾配。Table 4.8 のパターン II の場合の変位勾配を示している。

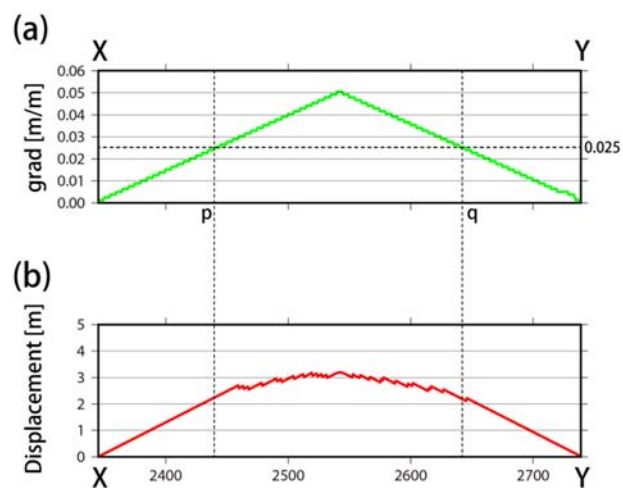


Figure 4.18 Table 4.8 のパターン II における測線 XY 上の(a)変位勾配 $grad$ および (b)InSAR 解析による変位量推定結果。測線 XY は Figure 4.15 に示した位置。

4.5.2 offset tracking 解析の適用範囲の決定

4.5.2.1 数値実験方法

offset tracking 解析は強度データから変動を求める。したがって、InSAR 解析の場合とは異なり、位相は 2007 年 11 月 23 日の ALOS/PALSAR データを使用し、強度を Slave 画像の Target area “B” (Range 方向のピクセル数 8700、Azimuth 方向のピクセル数 20000) の範囲のみで変位を設定し、それ以外の地域は強度データについても変更していない。

Slave 画像の Target area において Azimuth 方向および Range 方向の変位を設定し、Master 画像と作成した Slave 画像に対して offset tracking 解析を行い、設定した変位量を正しく推定できるか検証を行った。これまでに、offset tracking 解析を用いて白瀬氷河の流動速度を測定し、末端部分で 3 km/yr に近い流動速度が報告されており (Rignot, 2002)、本研究ではその流動速度をカバーする流動速度として Range 方向および Azimuth 方向にそれぞれ 378 m/46days ($=3 \text{ km/yr}$) の変位量を設定した。ピクセルサイズは Range 方向が 4.68 m 、Azimuth 方向が 3.27 m であるため、 378 m は Range 方向で 77 ピクセル、Azimuth 方向で 116 ピクセルに相当する。今回設定した変位量 (Range 方向に最大 77 ピクセル、Azimuth 方向に最大 116 ピクセル) の模式図を Figure 4.19 に示す。まず、Master 画像の Target area (Azimuth 方向のピクセル数 20000、Figure 4.19(a)) において SLC データの各ピクセル位置を Slave 画像で Azimuth 方向に線形の増加量を設定し、ピクセル位置を変化させた。つまり、Target area の Azimuth が大きくなる方向に変位が加速していくことを意味している。Target area “B” の最上行 (Azimuth のピクセル位置が最も小さい行) は 0 ピクセル ($=0 \text{ m}$) の変位量であり、最下行 (Azimuth のピクセル位置が最も大きい行) の変位量は 116 ピクセル ($=378 \text{ m}$) である。ピクセル位置を変化させたことにより、データが空白の行が生じる (Figure 4.19(b))。そこで、次に、空白の行ではその一つ上

のデータを有する行をコピーしデータを埋める処理を行った (Figure 4.19(c))。

Azimuth 方向に変位を与えた SAR SLC データに対して、続いて Range 方向の変位を与える。Target area の Range 方向 (ピクセル数 8700) に対して上述の Azimuth 方向の変位と同様に Range のピクセル位置が大きくなる方向に線形の増加量を設定した。したがって、Target area “B” における最も左の列で変位量 0 ピクセル (=0 m)、最も右の列で 77 ピクセル (=378 m) の変位量を意味している (Figure 4.19(d))。また、データ空白の列は一つ左側の列をコピーしデータを埋める処理を行った (Figure 4.19(e))。したがって、これらのデータ処理によって、Azimuth 方向および Range 方向の変位量は Target area の最も左上が変位 0 m、最も右下が変位量最大で Range 方向に 378 m (=77 ピクセル)、Azimuth 方向に 378 m (=116 ピクセル) の変位量を設定したことになる。

なお、今回の offset tracking 解析では関連窓 128 ピクセル、Azimuth 方向のルック数 36 ピクセル、Range 方向のルック数 12 ピクセルとした。

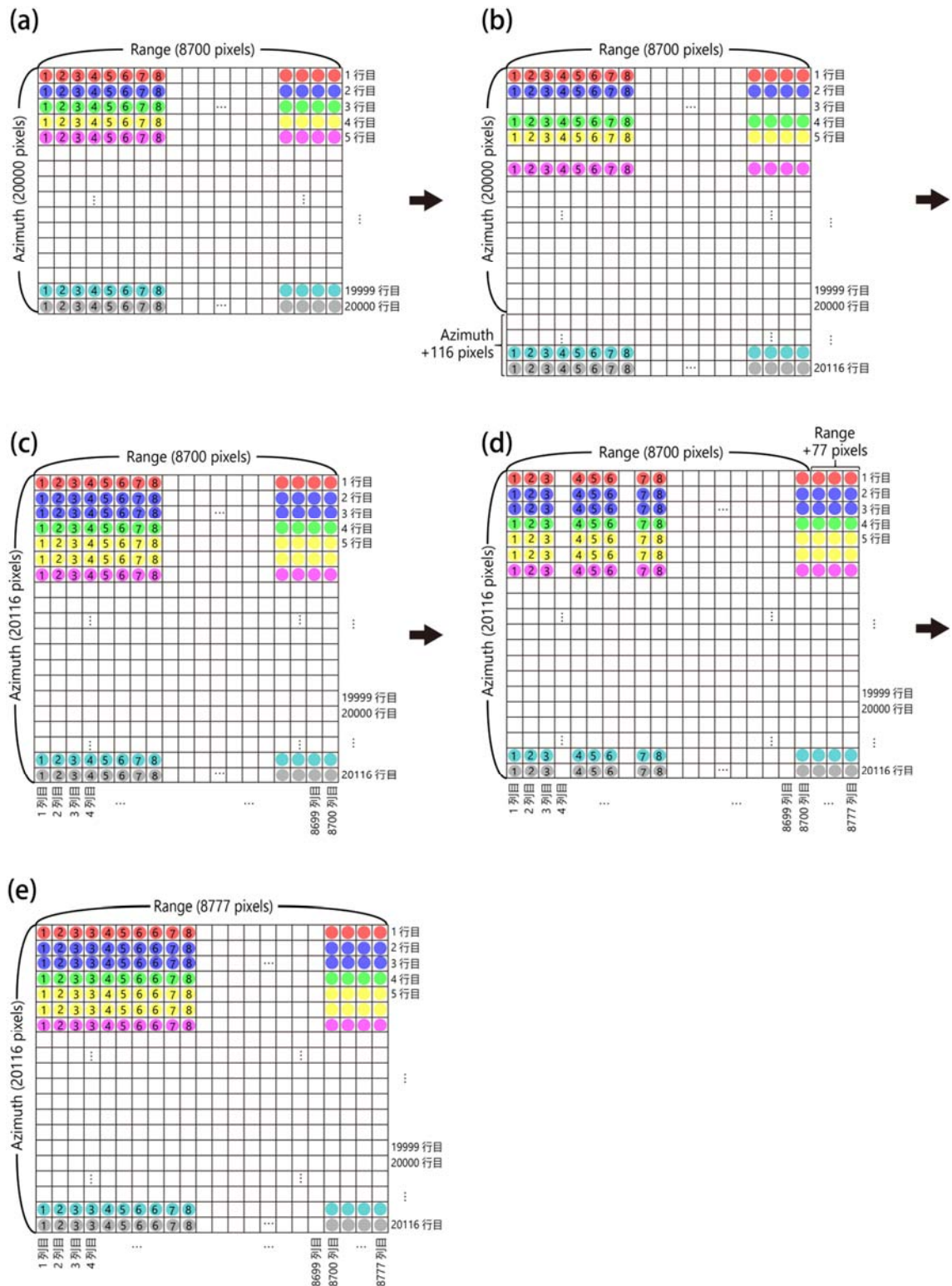


Figure 4.19 Target area“B”における変位量の設定方法模式図。格子全体が Target area“B”

の範囲 (Range 8700 ピクセル×Azimuth 20000 ピクセル) を表し、各格子中の 7 色の

丸および数字が各ピクセルの SAR SLC データを意味する。この模式図は Azimuth 方向 20000 ピクセル、Range 方向 8700 ピクセルの Target area“B”に対して Azimuth 方向に 116 ピクセル、Range 方向に 77 ピクセルの変位を与えた様子を表している。(a)Target area“B”の範囲。(b)Azimuth 方向に変位を与え、SAR SLC データの移動を行った様子。(c)データ空白になった行に対して、一つ上の行のデータをコピーし埋めた様子。(d)Range 方向に変位を与え、SAR SLC データの移動を行った様子。(e) データ空白になった列に対して、一つ左隣の列のデータをコピーし埋めた様子。

4.5.2.2 数値実験結果

Figure 4.20 に変位量を設定した Slave 画像を用いて行った offset tracking 解析の結果を示す。Azimuth 方向および Range 方向で変位を検出しており、設定した変位方向の通り、Azimuth 方向、Range 方向にピクセル位置が大きくなるにつれて、変位が大きくなり (Figure 4.20(a,b))、2 方向を合成した結果、右下方向に変位が大きくなったことが分かる (Figure 4.20(c))。一方で、Target area“B”の下部分で変位を検出できていない地域(黒い部分)が存在している。次に、Azimuth 方向、Range 方向の変位量推定画像において、それぞれ測線 AB (Figure 4.20(a)) と測線 CD (Figure 4.20(b)) を設定し、その測線上の offset tracking 解析によって推定された変位量を示す (Figure 4.20(d,e))。Range 方向の変位量を示す測線 CD では、offset tracking 解析によって推定された値と Range 方向の想定変位量が良い一致を示しているのに対して (Figure 4.20(e))、Azimuth 方向の変位量を示す測線 AB では offset tracking 解析によって推定された値と Azimuth 方向の想定変位量は約 320 m よりも変位量の小さい部分では良い一致を示す一方で、約 320 m よりも大き

い変位量の部分では Azimuth 方向の変位量を検出できていない (Figure 4.20(d))。

以上の結果から、Range 方向では少なくとも $378 \text{ m}/46\text{days}$ ($=3000 \text{ m/yr}$) までの変位を、Azimuth 方向では変位量 320 m ($=2540 \text{ m/yr}$) までの変位を検出できることが分かった。したがって、2成分を合成すると最大 3930 m/yr の変位量を検出できる。本研究においては、対象地域に位置する最も大きな氷流である Skallen 氷河の中流域の GNSS 観測データ (地点名 SL_D、Figure 1.1(b)) では流動は 1.127 m/day (約 411 m/yr)であることから (Table 4.3)、本研究対象地域の流動速度の上限を十分変位量をカバーできるといえる。

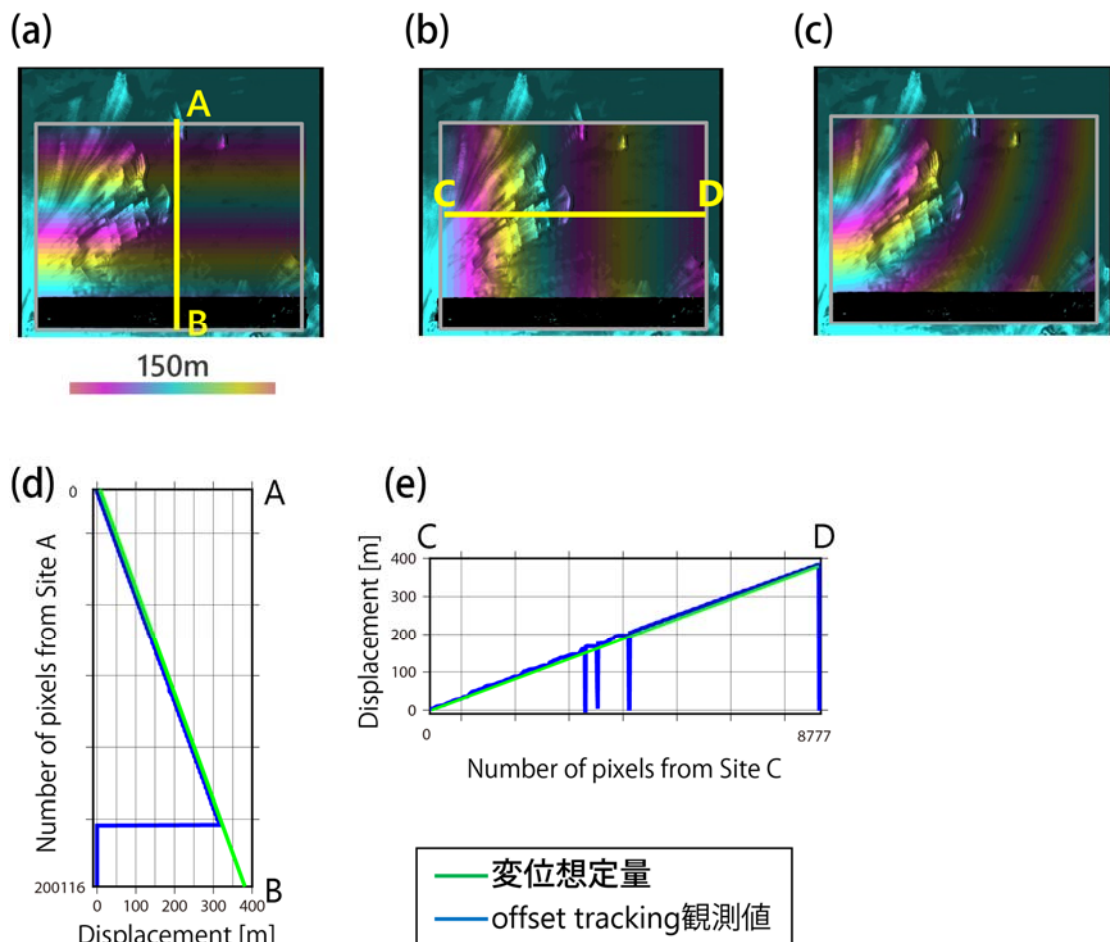


Figure 4.20 Target area "B"における offset tracking 解析による変位推定結果。(a-c) offset

tracking 解析によって得られた変位量推定画像。内側のグレーの四角は Target area“B”の範囲を表す。カラスケールは 1 サイクル 150 m。黒い部分は変動を検出できなかった部分を表す。(a)Azimuth 方向、(b)Range 方向、(c)Azimuth 方向と Range 方向の合成の変位量を示す。(d,e)測線上の offset tracking 解析による変位量推定値と想定変位量の比較結果。断面図の青線が offset tracking 解析による推定値、緑線が想定変位量。(d) (a)に示す測線 AB 上の Azimuth 方向の変動量の断面図。(e) (b)に示す測線 CD 上の Range 方向の変動量の断面図。

4.6 流動速度マップ作成結果

4.5 項のシミュレーション結果から、InSAR 解析の検出限界は 2.5 m/46days、offset tracking 解析の検出限界は Azimuth 方向 320 m/46days、Range 方向 378 m/46days であることがわかった。流動速度が 2.5 m/46days よりも遅い場合は InSAR 解析の方が推定精度は高いことから、2.5 m/46days 以下の流動速度では InSAR 解析を適用し、それ以上の流動速度の地域では offset tracking 解析を適用することで流動速度マッピングを行うこととした。Table 4.9 にそれぞれの解析手法の地上分解能および観測精度を示す。offset tracking 解析に比べ InSAR 解析は地上分解能が高いため、従来の流動速度マップよりも高分解能な結果を得られる。Figure 4.21 に作成した流動速度マップの結果を示す。

Pair 6 (Master 画像 2009/08/28、Slave 画像 2009/10/13) は InSAR 解析で十分な干渉を得られず InSAR 画像を作成できなかったため、offset tracking 解析結果のみが得られたが (Figure 4.5)、それ以外の全てのペアにおいて氷床上から氷流域において変動をマッピングすることができた。Skallen 氷河は上流部分から氷舌部分にかけての幅広い速度

範囲の流動を検出出来ており、本流に流れ込む支流の動きも捉えることが出来た。また、氷床上の流動は標高の高い尾根に沿って流動速度が遅くなっており、氷床上の分水嶺を示すことができた。

Table 4.9 本研究で作成した各手法の流動速度推定画像の相関窓サイズ、地上分解能および推定精度。

観測手法	相関窓 (<i>pixels</i>)	地上分解能				推定精度	
		Range 方向 (<i>pixels</i>)	(<i>m</i>)	Azimuth 方向 (<i>pixels</i>)	(<i>m</i>)	流動速度 (<i>m/day</i>)	流動方向 ($^{\circ}$)
DInSAR	128	2	10	5	16	± 0.012	± 12.9
offset tracking	128	12	56	36	118	± 0.19	± 4.1

※推定精度は GNSS 観測値との比較から得られた。

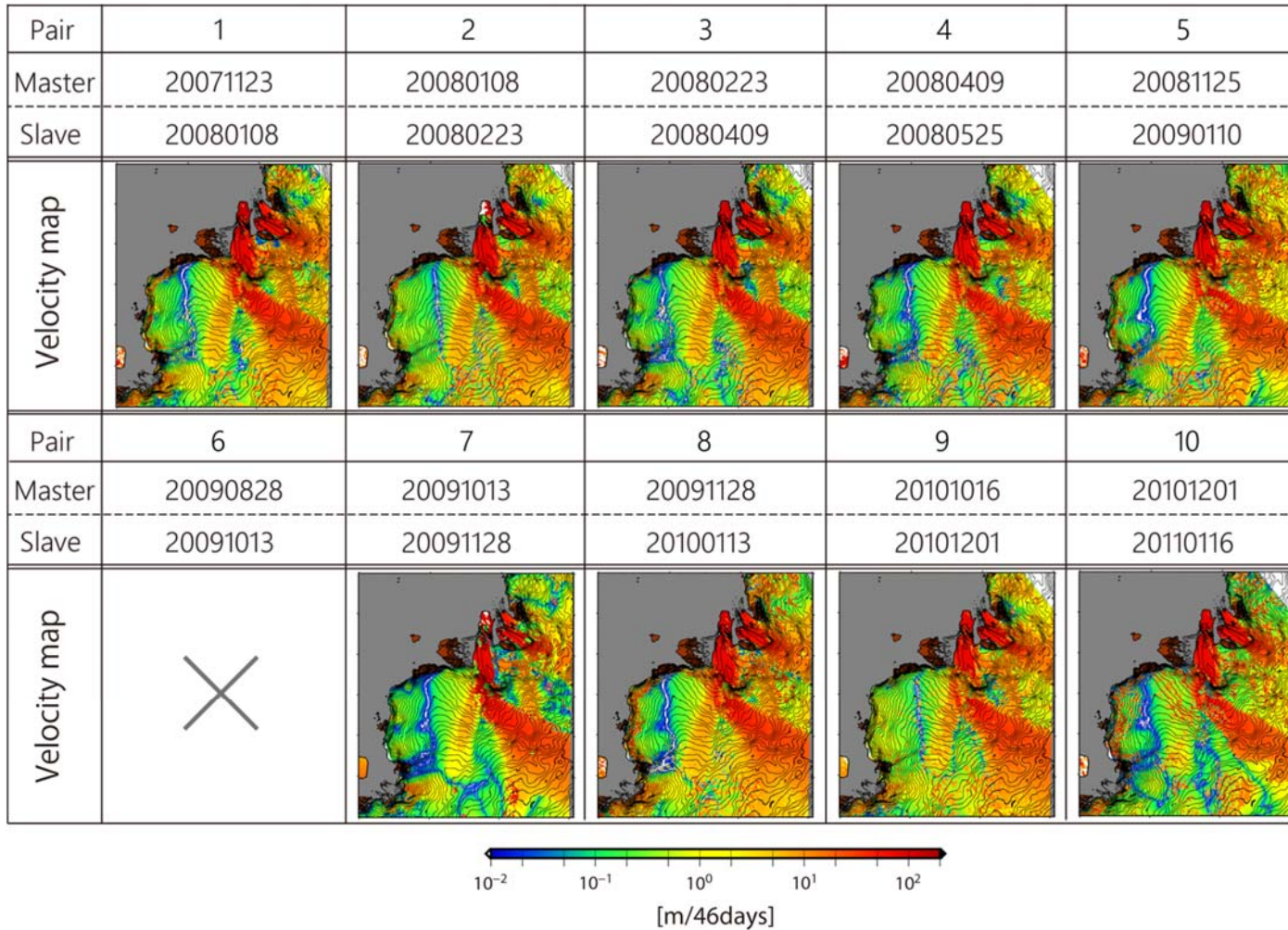


Figure 4.21 各ペアの流動速度マップ。Pair 6 (Master2009/08/28、Slave2009/10/13) は InSAR 解析で良好な干渉が得られなかったため、流動速度マップは作成していない。流動速度はカラーバーの通り。等高線図は AW3D30 の値を使用し、等高線間隔は 20 m。

4.7 考察

本章では ALOS/PALSAR データを用いて流動速度マップ作成を行った結果を示した。SAR データを用いた流動速度マップはこれまでも先行研究で報告されているが（例えば、Rignot et al., (2011) ; Mouginot et al., (2012)）、offset tracking 解析による流動速度の速い氷流域に注目したものがほとんどである。本研究では、offset tracking 解析に加え、氷床域の流動を InSAR 解析を用いて offset tracking 解析よりも高地上分解能で検出し、統合することで、これまでよりも幅広い速度帯をカバーする流動速度マップを作成した。この取り組みは氷床域のような緩慢な流動が氷流の速度変動に与える影響を考える上で有用である。本研究では、2007 から 2011 年にかけての連続的な流動速度マップを作成できた。これらのマップから時系列での流動の面的な変化や流動速度の変化を把握できることが期待される。

InSAR 解析では Range 方向の変位のみしか検出できないため、MAI を用いて Azimuth 方向の変位を求めて、2 次元変位場に合成することを試みたが、今回使用した ALOS/PALSAR データでは MAI を用いた Azimuth 方向の変位を検出できたペアは半分以下にとどまった。MAI は合成開口長を分割して干渉させるため十分な干渉性が得られず、ALOS/PALSAR の最短 46 日間観測周期では変動を検出するのが難しいと考えられる。特に冬期期間は積雪による影響で干渉性が低下することが多いため、MAI による解析を行うことが困難であったと考えられる。先行研究で MAI を用いた氷流・氷床域での変位検出は、例えば European Remote-Sensing Satellite-1 (ERS-1) を用いた観測周期 3 日の観測間隔の InSAR ペアによる研究が行われており (McMillan et al., 2012)、ALOS/PALSAR に比べ高い干渉性を有すると考えられる。今回作成した流動速度マップは二次元変位場を求めるために InSAR 解析の結果を DEM のデータを用いて流動方向に

射影することで作成したが、MAI で Azimuth 方向の変位が得られるならば、氷床のよ
うな微小な動きについても流動方向の変化について議論ができるようになろう。

第5章 氷流・氷床域の時間変化

5.1 背景および目的

これまでに極域の氷流において季節変化や年次変化に関する先行研究が報告されている。例えば、Zhou et al. (2014)は東南極の Polar Record 氷河の流動速度の季節変化を SAR データを用いて観測し、氷流末端部分の浮氷舌域に位置する海水や巨大な氷山が流出を堰き止めるため、冬期の流動速度は夏期よりも 19 %遅くなることを報告した。Rignot (2008)は Pine Island 氷河などの流動速度が 1996 から 2007 年にかけて大きく加速していることを報告し、これが棚氷の薄化に伴う加速であり、今後の南極氷床の質量損失や海面上昇の可能性を示唆した。同様に、本研究対象地域の近傍の白瀬氷河についても、流動速度の季節変化の報告がなされている (Pattyn and Derauw (2002) ; Nakamura et al. (2007b) ; Nakamura et al. (2010))。したがって、白瀬氷河の北方に位置する本研究対象域についても氷流や氷床の流動速度変化が生じている可能性があり、第 4 章で作成した流動速度マップを用いて、氷流および氷床域で流動速度の時間変化が観測されるか調べた。

5.2 時間変化測定方法

対象地域において、氷流および氷床上で測線を設定し、その測線上の流動速度を測定した。氷流上の測線は対象地域に含まれる Skallen 氷河 (測線 ABC) および Telen 氷河 (測線 DE)、氷床上 FG を選定した (Figure 5.1)。その 3 測線上の流動速度は本研究で

作成した流動速度マップ(Figure 4.21)をもとに推定したが、Pair 6(Master 画像 2009/08/28、Slave 画像 2009/10/13) については offset tracking 画像のみ得られたため、氷流上の測線 ABC および DE 上では Pair6 の流動速度も使用したが、氷床上の測線 FG の場合には Pair6 の結果を使用していない。

Figure 5.1 には時系列変化を調べた測線に加え、Grounding line (GL) のデータを記載しているが、GL データは MEaSUREs Antarctic Grounding Line from Differential Satellite Radar Interferometry, Version 2 (以下、GL1 モデルと呼ぶ、<https://nsidc.org/data/NSIDC-0498/versions/2>) および High-resolution Image-derived Grounding and Hydrostatic Lines for the Antarctic Ice Sheet, Version 1 (以下、GL2 モデルと呼ぶ、<https://nsidc.org/data/nsidc-0489>) を使用した。なお、GL1 および GL2 データは一部海岸線データを含んでいる。GL は接地線とも呼ばれ、大陸氷床とそこから張り出した棚氷の境界部分を指す (Figure 5.2 参照)。この線は氷床が棚氷となって海に浮き上がる境界の位置であり、この位置を衛星データから推定したデータが公開されている(例えば、Yamanokuchi et al., 2005)。上述の 2 つの GL データもその例である。前者のデータは 1992~2014 年の SAR データに DInSAR 法を適用し、干渉の密なフリンジパターンの位置から推定している(Rignot et al., 2011b)。一方、後者のデータは 1999~2003 年の衛星光学画像およびレーザー高度計データを基に GL 周辺の標高の変化から推定を行ったものである(Bindschadler et al., 2011)。

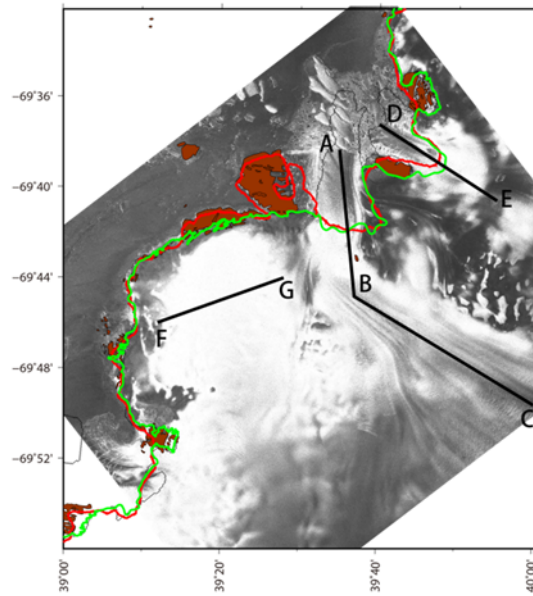


Figure 5.1 測線の位置。測線 ABC が Skallen 氷河上、測線 DE が Telen 氷河上、測線 FG が氷床上に位置する。赤線は GL1 モデル、緑線は GL2 モデルの Grounding line データおよび海岸線データ。背景の画像は 2007 年 11 月 23 日観測の ALOS/PALSAR 強度画像。

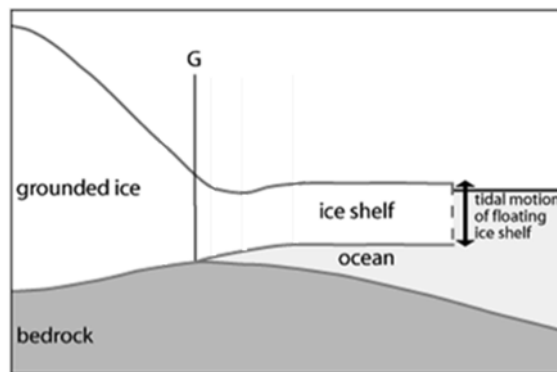


Figure 5.2 Grounding line の概念図(Fricker et al., 2009 より引用。一部改)。G が氷の浮上限界位置であり、Grounding line の位置を示す。

5.3 測定結果

5.3.1 Skallen 氷河

作成した流動速度マップから得た Skallen 氷河の測線 ABC 上の流動速度プロファイルを図 5.3 に示す。なお、Figure 5.3(a)には測線 ABC 上の AW3D30 から得られた楕円体高データと測線 ABC に交差する GL の位置を示す。GL の位置から地点 C から地点 B を超えて約 5km 地点までは大陸上に位置しており、そこから地点 A までが浮氷舌部分である。

Pair 1 から 10 の全てのペアにおいて測線 ABC 上で類似した流動速度の傾向を示すことが分かる (Figure 5.3(a))。地点 C から地点 B を通り地点 A に向けて下流になっているため、楕円体高が徐々に低くなる地点 C から地点 A に向かって GL までの部分は連続的に流動速度が加速することが予想される。予想の通り、地点 C から地点 B にかけて流動速度が加速しており、GL から地点 A にかけては顕著な加速の様子は認められない。また、地点 B から GL にかけて全てのペアで変動が検出出来ていない。AW3D30 の測線上の楕円体高と比較すると、楕円体高が大きく変化する地域に一致していることが分かる。つまり、この地域では地形が急峻になっているため、氷流表面の形状が変化しやすく、offset tracking 手法によって変位 (地表面のずれ) を推定することができなかったことが示唆される。

季節変化の影響を除外するために、11 月下旬から 1 月上旬の夏期に 2007~2011 年の 4 年間にかけて観測された 4 ペア (pair 1、pair5、pair8、pair10、Figure 4.2) に注目し (Figure 5.3(b))、4 ペアの平均流動速度および標準偏差 (SD) を求めた。SD は GL の海側が平均約 4 m であるのに対し、大陸側は平均約 2 m であることから、SD は GL よりも海側で大きな値を示していることが分かる。つまり、GL よりも大陸側では 4 つのペアで比

較的良い一致を示していることから、夏期の流動速度の経年変化は認められない。一方、GLよりも海側ではSDは平均4mで最大で6m程度であるのに対して、4ペアの流動速度はそれよりも大きな変位を示すことから、流動速度の経年変化が考えられる。

次に、ある年の6月から翌年5月を1年としてPair1から10を4年に分けて各年の平均流動速度を求めた (Figure 4.2、Figure 5.3(c))。したがって、2007年6月から2008年5月 (以下、2007/2008年) に観測されたPair 1からPair 4の4ペア、2008年6月から2009年5月 (以下、2008/2009年) に観測されたPair 5のみの1ペア、2009年6月から2010年5月 (以下、2009/2010年) に観測されたPair 6からPair 8の3ペア、2010年6月から2011年5月 (以下、2010/2011年) に観測されたPair 9およびPair 10の2ペアに分けて平均流動速度を求めた。上述の夏期の結果と同様、GLよりも上流域の地点CからBにかけては年ごとの違いは見られない一方、GLよりも海側では年ごとの違いが見られる。GLよりも海側では、各年の平均流動速度は2008/2009年が最も速い結果になった。しかしながら、2008/2009年は夏期の1ペアの結果のみであるため、他の年に比べると流動速度が速くなることが予想されるため、これを除く3年に注目すると、流動速度の速い順に2007/2008年の平均値、2009/2010年の平均値、2010/2011年の平均値となり、経年的な減速傾向が見られた。

続いて、季節変化について検証を行うために、11月下旬から1月上旬の夏期にかけて観測されたペアを基準として同じ年の異なる観測時期のペアの流動速度の差を求めた (Figure 5.4)。上述の年別の変化を検証した場合と同様に、ある年の6月から翌年5月を1年として、1年の中で観測ペアが複数ある2007/2008年と2009/2010年における測線ABC上の流動速度の変化を求めた。2007/2008年の観測ペアはPair 1からPair 4の4ペアあり、Pair 1 (Master2007年11月23日、Slave2008年1月8日) を基準としたPair 2、Pair 3およびPair 4の流動速度の差を算出し (Figure 5.4(a))、2009/2010年の観測ペ

アは Pair 6 から Pair 8 の 3 ペアあり、Pair 8 (Master2009 年 11 月 28 日、Slave2010 年 1 月 13 日) を基準とした Pair 6 と Pair 7 の流動速度の差を算出した (Figure 5.4(b))。2007/2008 年、2009/2010 年のどちらの年も、地点 B から地点 C においては明らかな流動速度の差は見られなかった。地点 A から地点 B に向かって 7.5 km までの範囲では、2007/2008 年は Pair 1 に対して Pair 2 から 4 は差が正の値を示しているため、流動速度の加速が考えられるが、Pair 1 から Pair 4 の 4 ペアの平均流動速度の SD が 2 m 程度であることから明確な流動速度の変化は考えにくい。一方、2009/2010 年は Pair 8 に対しての Pair 6 と Pair 7 の差は負の値を示していることから、Pair 6 と Pair 7 の方が Pair 8 に比べ流動速度が遅く、SD よりも大きな変化であるため、季節変化が考えられる。

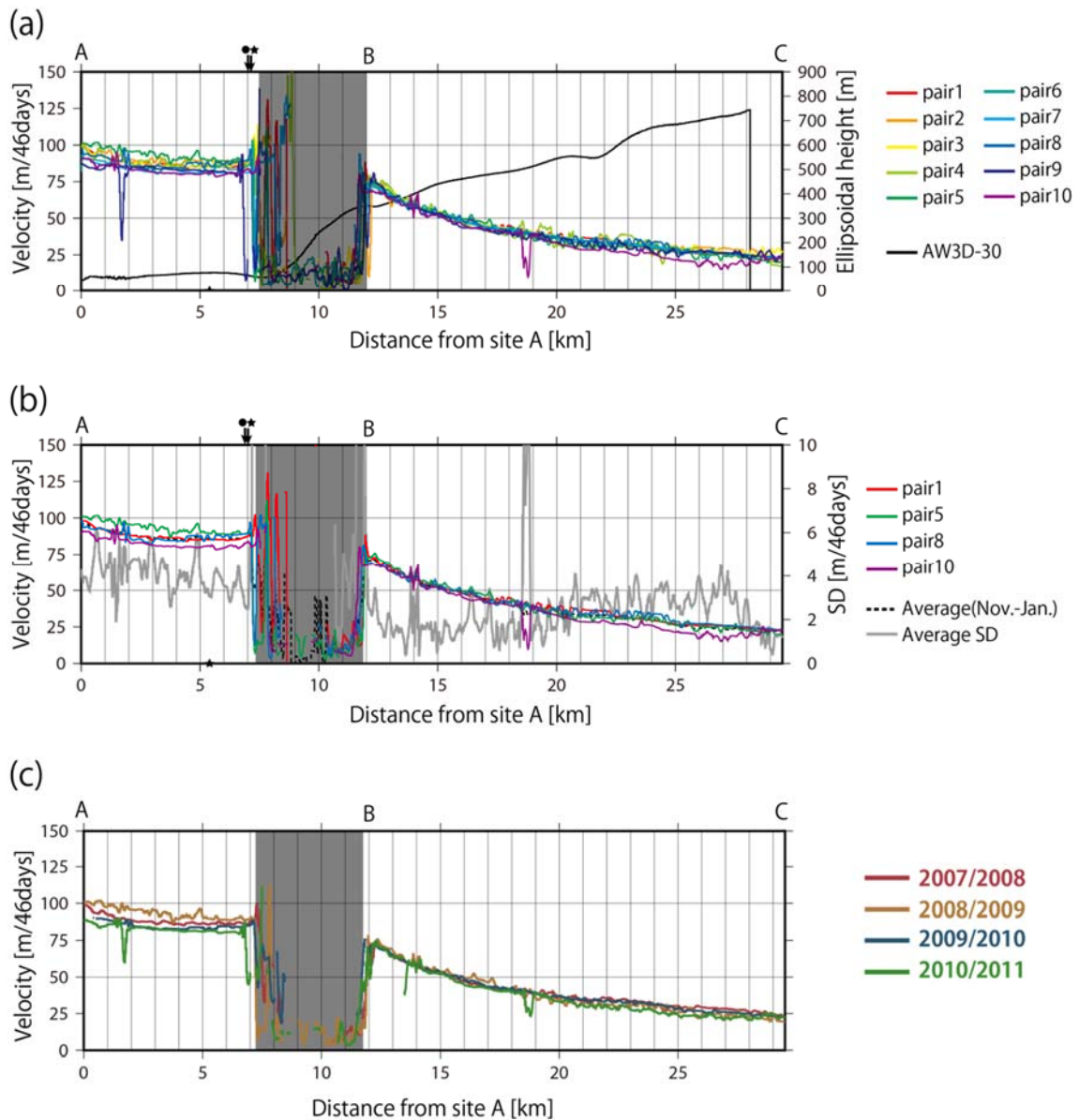


Figure 5.3 Line ABC (Figure 5.1) 上の流動速度。グラフの上部にある黒矢印は Line ABC と GL の交点の位置を示す。黒丸が GL1 モデル。黒星が GL2 モデル。黒い網掛けの地域は変位を推定できなかった範囲。(a) 流動速度マップ pair1~pair10 の結果。黒線は Line ABC 上の AW3D-30 から得られた楕円体高。(b) 全てのペアのうち 11 月から 1 月の間に観測された 4 ペア (pair 1、pair 5、pair 8、pair 10) の Line ABC 上の流動速度。黒点線は 4 ペアの流動速度の平均。灰色線は流動速度の平均の標準偏差 (SD)。(c)ある年の 5 月からその翌年の 6 月を区切りとした年ごとの平均流動速度。

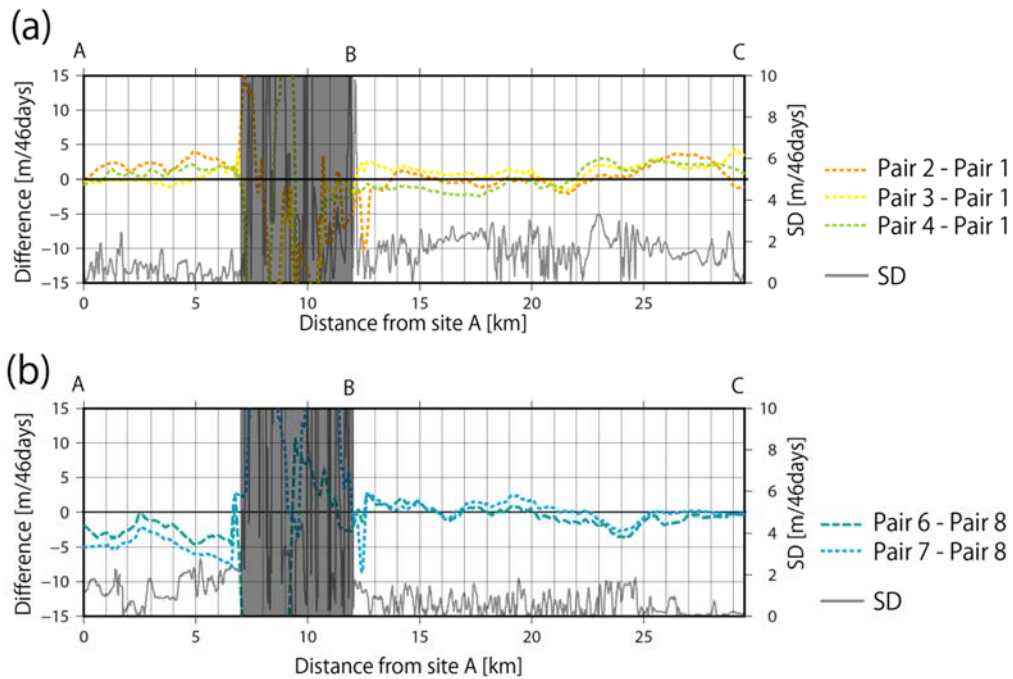


Figure 5.4 測線 ABC 上の年別の流動速度変化（点線）および各年の平均流動速度の SD（灰色線）。凡例はグラフの右側に示す。(a) 2007/2008 年の Pair 1 に対しての Pair 2、Pair 3 および Pair 4 の流動速度の差。(b) 2009/2010 年の Pair 8 に対しての Pair 6 と Pair 7 の流動速度の差。

5.3.2 Telen 氷河

Telen 氷河上の測線 DE における流動速度を求めた結果を示す (Figure 5.5)。すべてのペアにおいて測線上で類似した傾向の流動速度を示しており、すべてのペアで GL よりも大陸側では流動速度が加速している様子が分かる (Figure 5.5(a))。一方、GL よりも海側では Skallen 氷河の場合と同様に加速の様子は認められない。したがって、Skallen 氷河と同様に GL を境に海側と大陸側で流動速度が変化していることが分かる。

Telen 氷河についても、季節変化の影響を除外するために、2007~2011 年の 4 年間にかけて 11 月下旬から 1 月上旬の夏期に観測された 4 ペア (pair1、pair5、pair8、pair10) の流動速度の平均を取り SD を求めた (Figure 5.5(b))。その結果、Skallen 氷河と同様に GL よりも大陸側で明瞭な経年変化は認められなかった。一方、GL よりも海側において、氷流末端部分に近い地点 D から 1.5 km 程度の範囲では 4 ペアの流動速度の SD を超える大きな変化が見られた。したがって、氷流末端部分では年別の変化が認められ、流動速度の遅い順に Pair 1、Pair5、Pair8、Pair10 の順になっている。つまり、Telen 氷河末端部分では年ごとに流動速度が加速していると考えられる。Pair 1~10 の全てのペアで比較しても Telen 氷河末端部分では Pair 1 から Pair 10 にかけて流動速度の経年的な加速傾向が見られる (Figure 5.5(a))。

季節変化についても、Skallen 氷河と場合と同様に、Telen 氷河の測線 DE 上の 2007/2008 年および 2009/2010 年における流動速度の変化を検証した。2007/2008 年の Pair 1 を基準とした Pair 2、Pair 3 および Pair 4 の流動速度の変化を Figure 5.6(a)、2009/2010 年の Pair 8 を基準とした Pair 6 および Pair 7 の流動速度の変化を Figure 5.6(b)に示す。2007/2008 年の各ペアで流動速度に SD を大きく上回る流動速度の変化は観測されなかった。一方、2009/2010 年には Pair 8 に対して Pair 6 および Pair 7 の流動速度の差は負の値を示すことから、11 月下旬から 1 月上旬の夏期に観測された Pair 8 の方が 8 月末から 11 月末にかけて観測された Pair 6 および Pair 7 よりも流動速度が速いことから、2009/2010 年には季節変化の可能性が考えられる。しかしながら、Telen 氷河では上述の通り、Pair 1 から Pair 10 にかけて流動速度の経年的な加速傾向が観測されたため、今回の結果からは季節変化に起因するものか、あるいは経年変化に起因するものかは判断することはできなかった。

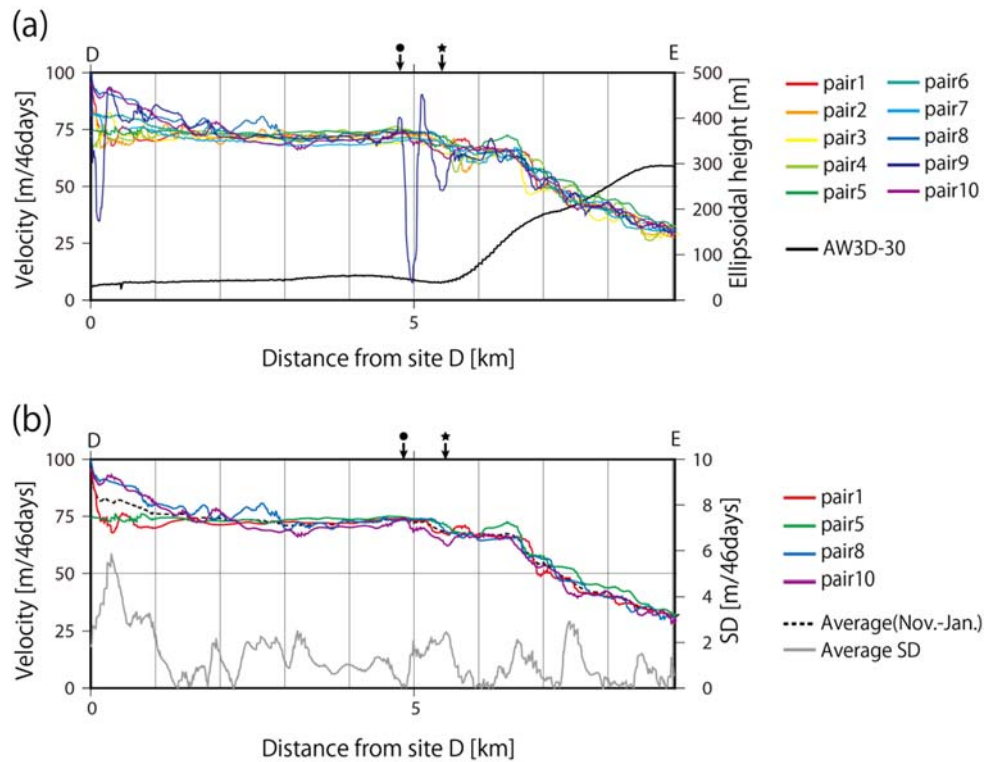


Figure 5.5 Line DE 上の流動速度。Line DE の位置は Figure 5.1 に示す通り。グラフの上部にある黒矢印は Line DE と GL の交点の位置。黒丸が GL1 モデル。黒星が GL2 モデル。(a) 流動速度マップ pair1~pair10 の結果。黒線は AW3D-30 から得られた楕円体高。(b) 全てのペアのうち 11 月から 1 月の間に観測された 4 ペア (Pair 1、Pair 5、Pair 8、Pair 10) の Line DE 上の流動速度。黒点線は 4 ペアの流動速度の平均。灰色線は流動速度の標準偏差 (SD)。

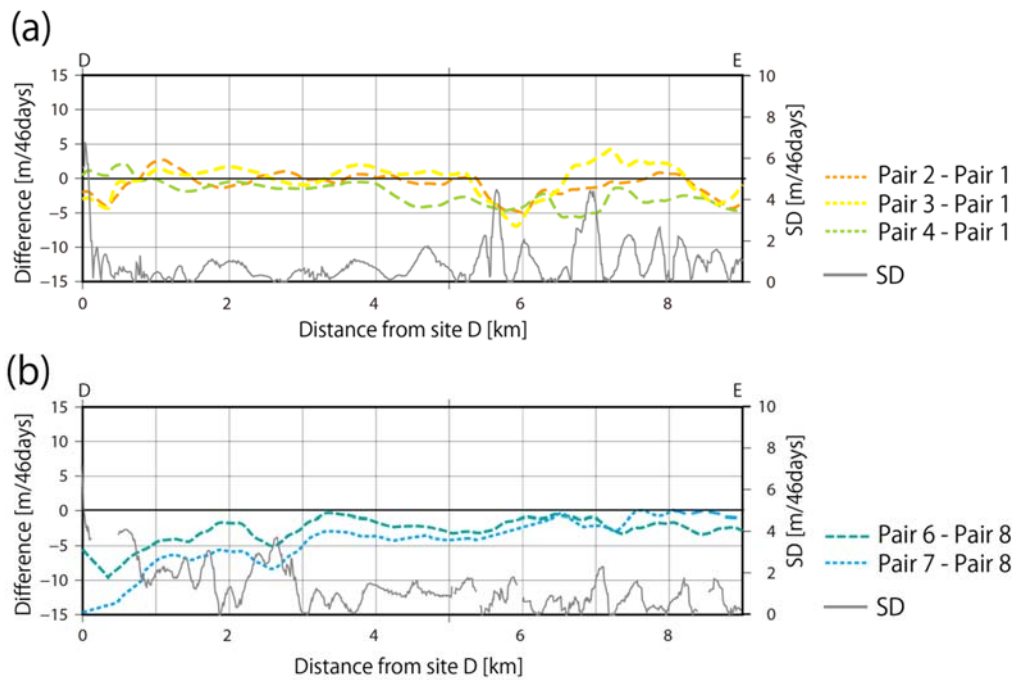


Figure 5.6 測線 DE 上の年別の流動速度変化（点線）および各年の平均流動速度の SD（灰色線）。凡例はグラフの右側に示す。(a) 2007/2008 年の Pair 1 に対しての Pair 2、Pair 3 および Pair 4 の流動速度の差。(b) 2009/2010 年の Pair 8 に対しての Pair 6 と Pair 7 の流動速度の差。

5.3.3 氷床域

氷床域で設定した測線 FG 上の流動速度を求めた結果を示す (Figure 5.7)。測線 FG は氷床上の流動速度が遅い部分に位置し、測線 FG の中央付近で最も楕円体高が高く、地点 F および地点 G の方向に向かうにつれて楕円体高が低くなる (Figure 5.7(a))。なお、流動速度マップが作成できなかった Pair 6 については結果に含めていない。全てのペアにおいて流動速度は楕円体高と明確な対応関係を示しており、楕円体高が高い場所ほど流動速度が 0 m に近く、楕円体高が低くなるほど流動速度が速くなっている様子が分か

る。

Pair 2 および Pair 9 は他のペアに比べて流動の傾向が地点 G の方向に 1 km 程度ずれていることが分かる (Figure 5.7(a))。これらのペアでは、位相アンラッピングの起点とした露岩域である Skallevikshalsen (Figure 3.2(b)) の見かけの変位量に比べ、画像範囲の辺縁に位置する露岩域である Skarvsnes での見かけの変位量が大きな値を示している。このことから、画像全体で位相アンラッピングの起点から画像辺縁部に向かうにつれて位相にバイアスが含まれていることが推測される。また、電離層遅延の影響も含まれている可能性があり、これらの影響から Pair 2 および Pair 9 では、流動速度にバイアスが含まれていることが考えられる。

季節変化の影響を除去するために、Skallen 氷河および Telen 氷河の場合と同様に 11 月下旬から 1 月上旬の夏期に 2007~2011 年の 4 年間にかけて観測された 4 ペア (pair 1、pair5、pair8、pair10: Figure 4.2 参照) に注目し、流動速度の比較を行った (Figure 5.7(b))。その結果、Pair 10 は流動速度に他のペアに比べばらつきが大きいですが、Pair 1、Pair 5 および Pair 8 は比較的近い値を示し、流動速度の SD も $0.03 \text{ m}/46\text{days}$ (1 日当たり 1 mm 以下) 程度である。4 ペアの SD よりも流動速度の変化量は大きいため、流動速度に経年変化が考えられる。ただ、DInSAR 解析の推定精度は $\pm 0.012 \text{ m/day}$ であり、流動速度の変化量よりも小さいことから、氷床上で有意な流動速度の経年変化があったとは言えない。

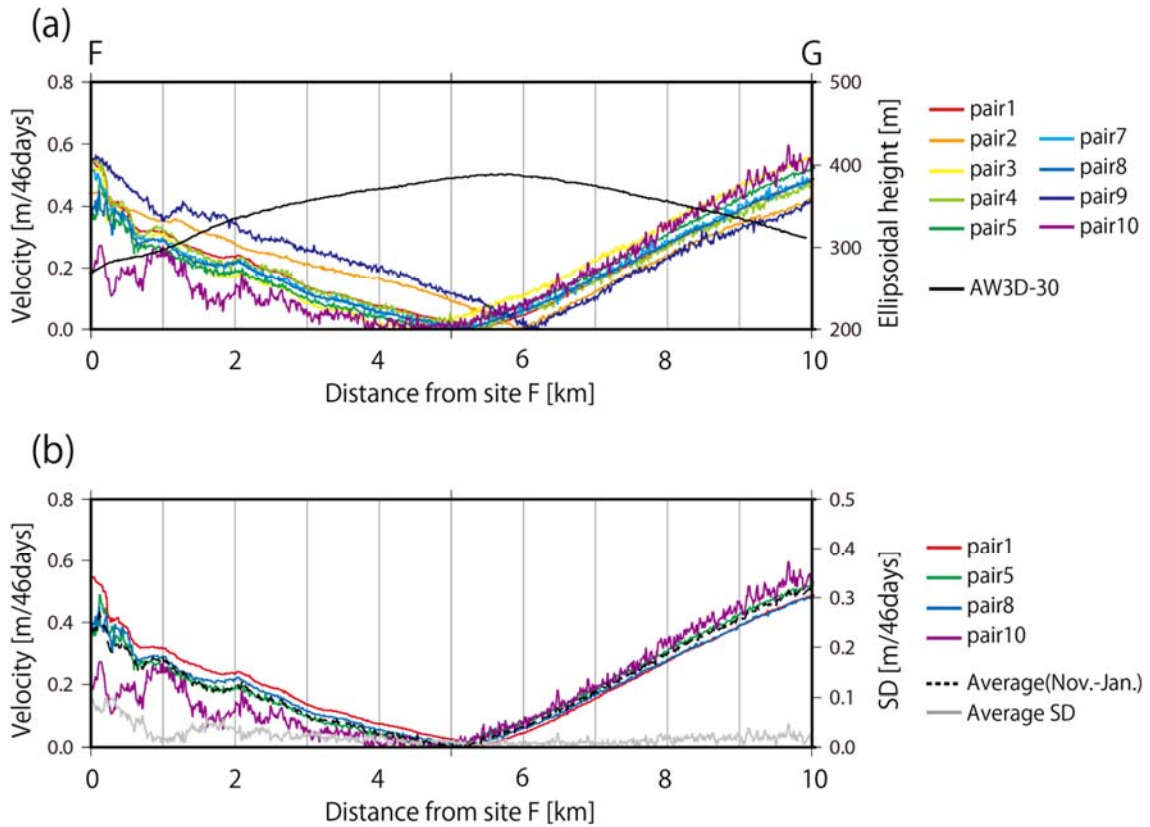


Figure 5.7 測線 FG 上の流動速度。Line DE の位置は Figure 5.1 に示す通り。(a) 流動速度マップ pair1~pair10 の結果。Pair 6 は流動速度マップを作成できなかったため、結果に含めていない。黒線は AW3D-30 から得られた楕円体高。(b) 全てのペアのうち 11 月から 1 月の間に観測された 4 ペア (Pair 1、Pair 5、Pair 8、Pair 10) の Line DE 上の流動速度。黒点線は 4 ペアの流動速度の平均。灰色線は流動速度の標準偏差 (SD)。

5.4 考察

4.2 項で示したように、Skallen 氷河および Telen 氷河において全てのペアで GL の前で流動速度は変化し、GL よりも大陸側では下流 (楕円体高の低い方向) に向かって

流動速度が加速する様子が分かった。どちらの氷流においても GL よりも海側で流動速度が一定になっている。GL 前後の流動速度変化については先行研究でも同様の結果が示されており、例えば、Stearns et al. (2008)は東南極の Byrd 氷河での流動速度測定で大陸側から加速して GL 付近で流動速度はピークを示したのち、それよりも海側では流動速度が一定であることを示しており、今回得られた結果と調和的であると考えられる。また、Nakamura et al. (2007a)が報告した白瀬氷河での流動速度は GL の付近で流動速度が一定になっていた。東南極の主要な溢流氷河である Lambert 氷河や Jutulstraumen 氷河に比べると白瀬氷河は GL 付近のフラックスゲートの大きさが小さく、GL 付近で氷流の幅が制限されるボトルネック状の地形となっているためではないかと指摘している (Pattyn and Naruse (2003); Nakamura et al., (2007a))。本研究対象地域についても、Skallen 氷河では GL よりも海側の部分は西側に Skallen という露岩が位置し、Telen 氷河では GL よりも海側の部分では Telen という露岩が位置する (Figure 5.1)。したがって、これらの露岩が流動を妨げるため、GL よりも海側でボトルネック状の地形の効果により大陸側のような流動速度の加速が見られないと推測される。

また、Skallen 氷河および Telen 氷河の GL よりも海側の流域で流動速度に年ごとの変化が見られることに関して、流動方向の時間変化を調べた。Figure 5.8 に Skallen 氷河上の測線 ABC における末端部分の地点 A から 5 km、Figure 5.9 に Telen 氷河上の測線 DE における地点 D から 4 km の Pair 1 ~ 10 の流動方向を示す。また、Figure 5.10 には Skallen 氷河の地点 A から地点 C の方向に 1 km の地点、Telen 氷河の地点 D から地点 E の方向に向かって 0.5 km の地点の各ペア (Pair 1 から Pair 10) から得られた流動速度および流動方向の時間変化を示す。Skallen 氷河では地点 A (末端部分) から 2.4 km ほど上流部分から変化が始まり、A に近くなるほど全てのペアで流動方向にばらつきが大きくなる (Figure 5.8(a))。Pair 1 を基準として、各ペアの差分を取ると、Pair 1 から Pair 10 にか

けて北から北北西方向への流動方向の変化が見られる (Figure 5.8(b))。地点 A から 1 km 大陸側の地域を例にとっても、流動方向は Pair 1 に比べると Pair 10 に至るまでに西方向に 10° 程度変化し (Figure 5.10(c))、流動速度は減速の傾向が見られる (Figure 5.10(a))。Telen 氷河についても地点 D (末端部分) の 2 km 上流から変化が始まり、末端に近くなるほど流動方向の変化が大きくなり (Figure 5.9(a))、流動方向は北西から北北西方向へ流動方向が変化していることが分かる (Figure 5.9(b))。測線 DE 上の地点 D から 0.5 km 大陸側の地点に注目すると、流動方向は Pair 1 に比べ Pair 10 は約 20° 東方向に変化し (Figure 5.10(d))、流動速度は加速傾向であることが分かる (Figure 5.10(b))。ALOS/PALSAR の強度画像から分かるように、Skallen 氷河と Telen 氷河は末端部分が交差し、Telen 氷河は Skallen 氷河の末端部のカービングした氷山に流出を堰き止められる位置関係にある (Figure 5.1)。5.3.2 項で示したように、Telen 氷河は末端域で変位量のばらつきが多く、観測時期が前の Pair 1 と Pair 5 よりも後の Pair 8 と Pair 10 の方が変位が大きい (Figure 5.5(b))。流動方向は時系列で後のペアの方が北方向に変化していることを考慮すると、Skallen 氷河の氷山の堰き止めを避ける向きに流動が変化することで流動速度が加速する結果になったと考えられる。これまでに氷流の流動速度が棚氷や氷山の堰き止めによって減速するという結果は報告されており (例えば、Scambos et al. (2004)、Zhou et al. (2014))、その傾向と調和的であると考えられる。一方で、Skallen 氷河の流動速度が減速傾向であるという結果については、これらの得られた結果から原因を推測することは難しい。

Zhou et al. (2014)は東南極の Polar Record 氷河の末端部分の流動速度は冬期に減速を観測しており (Figure 5.11)、この冬期の減速の原因は周辺の光学画像の結果から、海水や氷山の堰き止めが原因であると結論付けた。今回示した Skallen 氷河および Telen 氷河では経年変化による流動速度の変化に加えて、季節変化に伴う流動速度の変化らしき

ものが認められた。しかし、Skallen 氷河および Telen 氷河の流出域付近の ALOS/PALSAR の強度画像には末端部分と周辺の冰山に明確な位置関係の変化は認められておらず、海氷や冰山によるせき止めとの関連は明らかではない。本研究では 2011 年までの ALOS/PALSAR データのみを用いているが、今後、リュッツォホルム湾の宗谷海岸周辺の海氷との関係について考察するためには、海氷域に大きな変化が見られた 2016 年 4 月前後の場合について検証する必要がある。

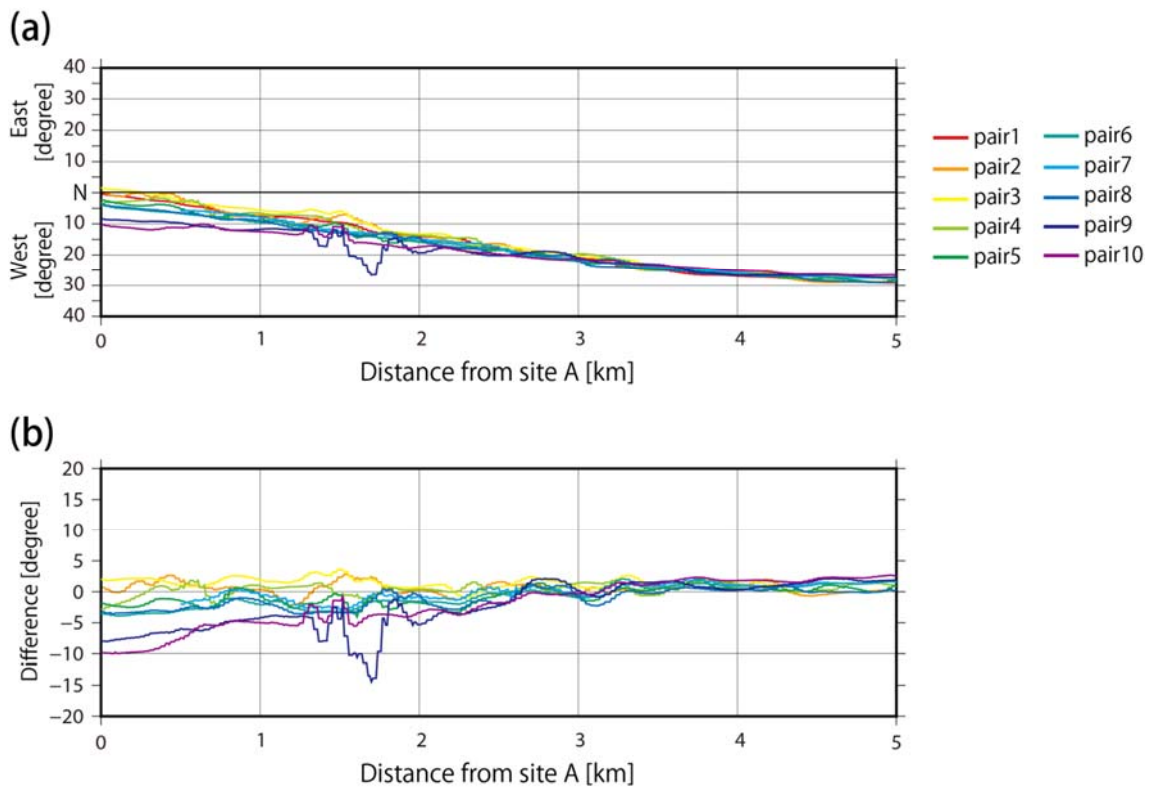


Figure 5.8 Skallen 氷河上の測線 ABC における地点 A から 5 km までの各ペアの流動方向。(a)流動方向。横軸が地点 A からの距離、縦軸が真北を基準とした流動方向。(b)Pair 1 を基準とした流動方向の変化。

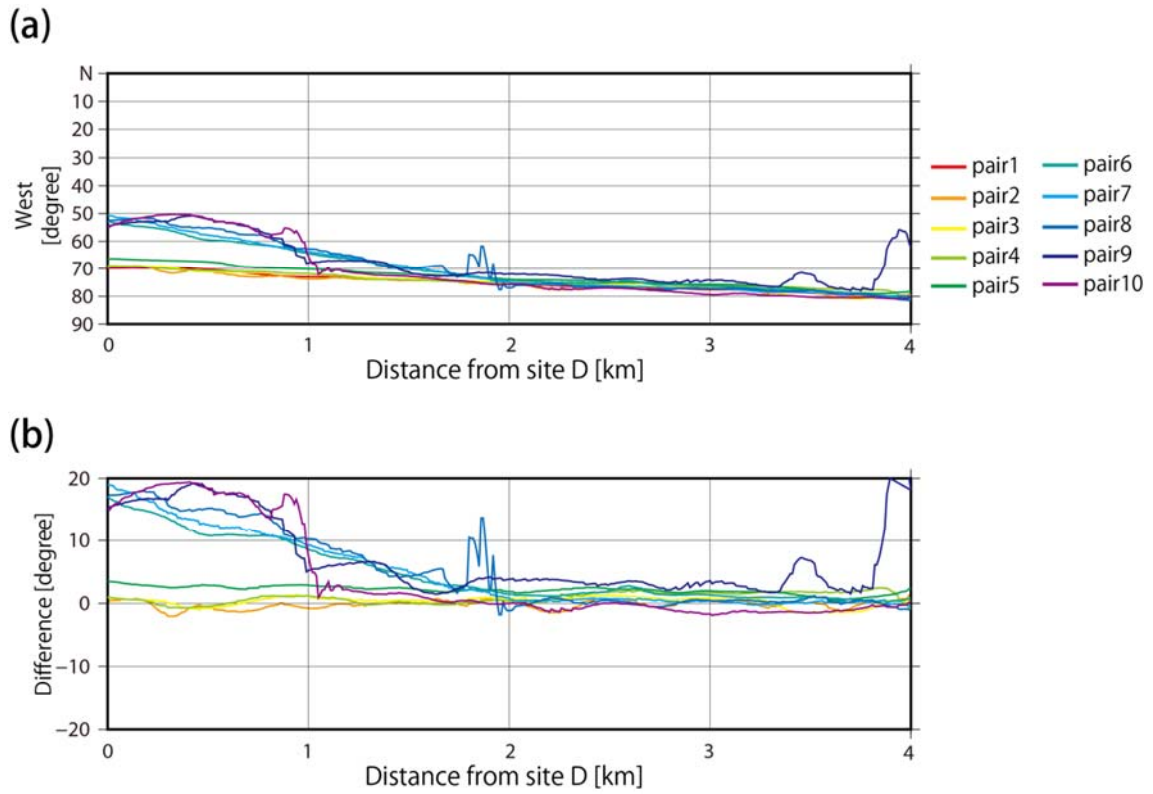


Figure 5.9 Telen 氷河上の測線 DE における地点 D から 4 km までの各ペアの流動方向。

(a)流動方向。横軸が地点 D からの距離、縦軸が真北を基準とした流動方向。(b)Pair 1 を基準とした流動方向の変化。

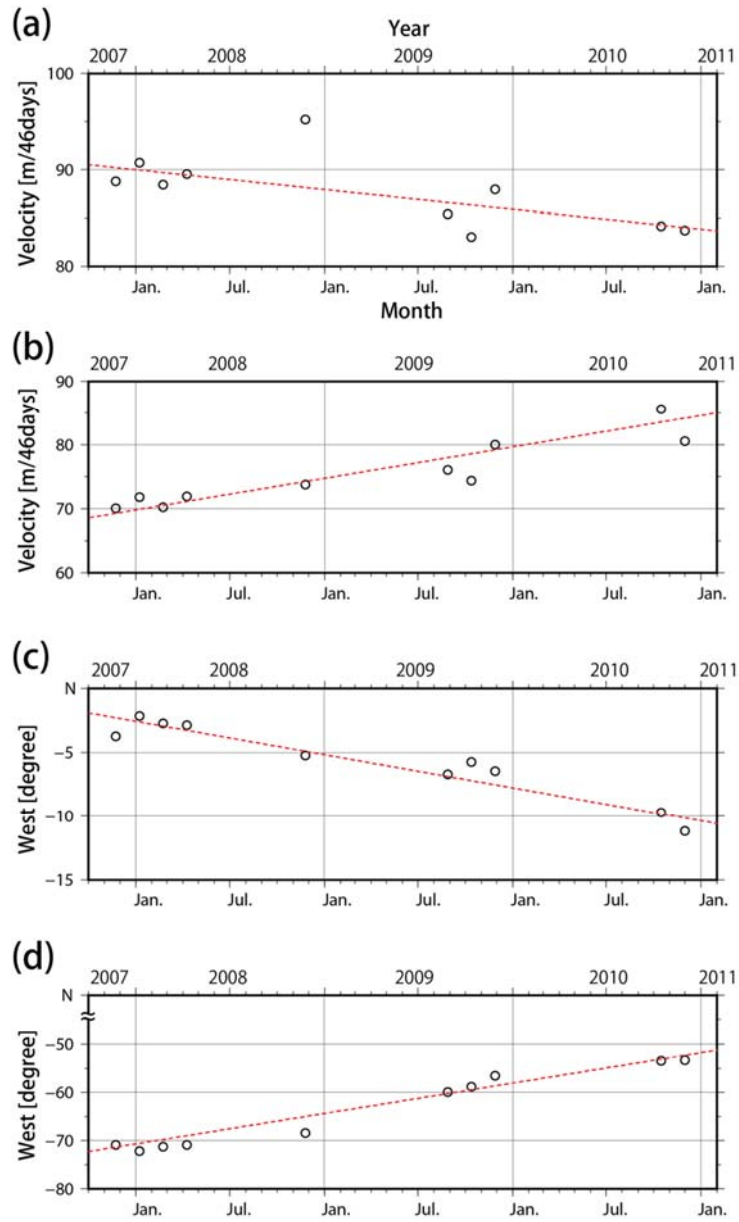


Figure 5.10 各観測ペアにおける Skallen 氷河と Telen 氷河の流動速度および流動方向。
 (a) Skallen 氷河の流動速度。(b) Telen 氷河の流動速度。(c) Skallen 氷河の流動方向。(d)
 Telen 氷河の流動方向。Skallen 氷河については、地点 A から地点 C に向かって 3 km の
 地点、Telen 氷河については、地点 D から地点 E に向かって 0.5 km の地点の結果を示
 す。黒丸が各ペアの観測時期における流動速度および流動方向を示し、赤点線は線形
 近似直線を示す。

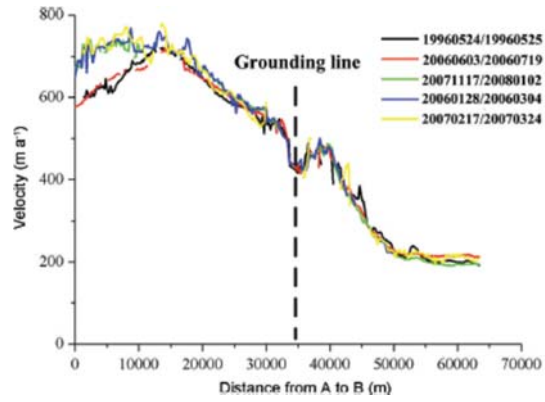


Figure 5.11 Polar Record 氷河の流動速度プロファイル

第6章 総括および今後の展望

6.1 総括

南極大陸上の氷床の流動は海水や棚氷の厚さ、氷山の位置、氷流底の状態など周辺の様々な要因と密接に関わっており、その流動変化を明らかにすることは周辺環境変動と流動変化メカニズムの関係を解明する上で非常に重要である。本研究では、南極域における氷床などの緩やかな流動速度から氷流の速やかな流動速度までをカバーする流動速度マップを時系列で作成し、その時間変化の推定を行った。

研究対象地域は東南極宗谷海岸南部の氷床・氷流地域であり、日本の人工衛星 ALOS（回帰周期 46 日）の SAR センサである PALSAR が取得した 2007～2011 年にかけての SAR データを使用して、流動速度マップを作成した。

氷床から氷流域の幅広い流動速度をカバーするために、本研究では SAR データに InSAR 解析および offset tracking 解析という 2 つの手法を適用した。InSAR 解析は氷床のような比較的流動速度の緩やかな地域の流動を観測するのに適している。一方、offset tracking 解析は速い変動を検出するのに適した手法である。本研究では氷床上の緩やかな動きを InSAR 解析、氷流上の速やかな動きを offset tracking 解析で検出することで、これまでの流動速度推定に比べ幅広い速度帯を高分解能に推定した。

InSAR 解析では変位に伴う位相を求めるために位相差に含まれる地形に起因する縞（地形縞）を DEM を使用して除去するが、高精度に変位を求めるためには高さ方向に十分な精度を持つ DEM が必要である。InSAR 解析に適用可能な極域の高分解能かつ高い精度を有する既存の DEM は非常に少ないため、本研究ではまず、ALOS/PRISM センサの取得した 2 枚の光学画像（直下視と後方視）をステレオ視することで PRISM-DEM

という InSAR 解析に適用可能な DEM を作成した。観測精度が既知のレーザー高度計や GNSS 観測データとの比較から PRISM-DEM は氷床上で ± 2.80 m、氷流上で ± 4.86 m、露岩上で ± 6.63 m の精度であると推定され、既存の DEM に比べ非常に高い精度を有する DEM を作成できた。この精度が InSAR 解析における変位量推定に与える影響量は ALOS/PALSAR の場合、氷床域で 1 回帰周期当り 2.7 mm、氷流域で 4.6 mm、露岩域で 6.3 mm であり、この DEM は GNSS 測定に匹敵する精度の流動速度マップ作成に十分な精度を持つことがわかった。露岩上は氷床上や氷流上に比べ精度が劣るが、これは氷床や氷流に比べ起伏の大きい露岩において、精度検証に使用した GNSS 観測データが山頂や崖の辺縁部に位置したため、DEM のラスタ形式データのメッシュサイズでは GNSS 観測点の楕円体高と平均化された DEM の楕円体高との間で差が生じたことが原因である。したがって、メッシュサイズを小さくすることでより高さ方向の精度を向上できる。このように、既存のラスタ形式の DEM に比べ、PRISM-DEM はベクター形式からラスタ形式に DEM のデータを形式変換する際に自由にメッシュサイズを小さくできるため、さらに精度を向上させることが可能である。

得られた InSAR 画像および offset tracking 画像に含まれる誤差は、通常ほとんど変動がないと考えられる露岩域の変動量推定結果から InSAR 解析では Range 方向で最大 ± 0.036 m/46days、offset tracking 手法では Range 方向で最大 ± 3.36 m/46days、Azimuth 方向で最大 ± 2.64 m/46days であることが推定され、Sundal et al. (2011) が示した 17 m/yr (≈ 0.05 m/day) の誤差推定量と同程度の精度を有しているという結果を得た。これと併せて、GNSS 観測値との比較を行うことで精度検証を行い、推定精度は offset tracking 解析の場合には流動速度 ± 0.19 m/day、流動方向 $\pm 4.1^\circ$ 、InSAR 解析の場合には流動速度 ± 0.012 m/day、流動方向 $\pm 12.9^\circ$ であった。InSAR 解析によって得られた変位推定精度は GNSS 観測による測定精度とほぼ同等であるため、氷床上の微小な流動を推定する上で

有効であると考えられる。

本研究では、SAR 複素数データに任意の変位量を設定し InSAR 解析および offset tracking 解析による検出可能範囲を調べるための数値実験を行い、ALOS/PALSAR の場合 InSAR 解析では約 $2.5\text{ m}/46\text{ days}$ 程度よりも大きな変位は検出出来ないことが分かった。この値は理論的に示される InSAR 解析で検出可能な変位勾配の限界と一致し、実際に InSAR 解析では Skallen 氷河の支流域において約 2.5 m 程度で流動速度を正しく推定できなくなった。一方、offset tracking 解析の検出限界の値は Azimuth 方向 2540 m/yr 、Range 方向 3000 m/yr となり、2 成分を合成すると最大 3930 m/yr の変位量を検出できることになる。本研究対象地域に位置する最も大きな氷流である Skallen 氷河の中流域の GNSS 観測データでは流動は 1.127 m/day であることから、対象地域の流動速度の上限を十分変位量をカバーできることが考えられる。したがって、 $2.5\text{ m}/46\text{ days}$ よりも流動速度の小さい地域で InSAR 解析による推定結果を採用し、それ以上の流動速度では offset tracking 解析による推定結果を用いることで流動速度マップを作成し、2007～2011 年にかけての 9 ペアについて氷床から氷流にかけて幅広い速度域で流動速度マップを作成できた。なお、InSAR 解析では Azimuth 方向の変位を推定できたペアが少なかったため、氷床上では DEM を使って Range 方向の変位を地形の最大傾斜方向に射影し、2 次元の流動速度マップを作成した。

この流動速度マップを基に対象地域に含まれる Skallen 氷河および Telen 氷河において流動速度を測定し、上流部から下流部に向けての流動速度を、時間変化を含めて調べた。空間的には、GL を境に大陸側と海側で流動速度が変化する様子が見られ、大陸から GL 周辺まで流動速度が加速し、それよりも海側では流動速度が一定であった。GL よりも下流側で流動速度がほぼ一定であることについては、Skallen 氷河および Telen 氷河の GL 付近には氷河の両側に露岩域があり、露岩が流動を妨げるボトルネックの効果

が流動に影響を与えていることを示唆した。一方、時間的には、氷流の浮氷舌末端部では Telen 氷河で流動速度に加速傾向の変動が見られ、Skallen 氷河では経年的な減速が見られた。Skallen 氷河と Telen 氷河は末端部分が交差し、Telen 氷河は Skallen 氷河の末端部のカービングした氷山に流出を堰き止められる位置関係にある。Telen 氷河氷舌末端部では流動方向が北西方向から北北西方向へ変化しており、Skallen 氷河の氷山による堰き止めを避ける向きに流動方向が変化している。また、これによって Telen 氷河は末端部の堰き止めから解放されることで変位量が増大した可能性がある。

先行研究では氷流の氷舌末端部で冬期の方が夏期よりも流動速度は減速することが報告されており、これらは海氷や氷山が堰き止めることに起因すると考えられている。今回の対象地域の氷流では 2007～2011 年にかけて周辺の氷山や海氷に大きな大規模な変化は見られず、今回示した二つの氷流では流動速度の季節変化との関連は見られなかった。

6.2 今後の展望

本研究では、流動速度に合わせて適用する解析手法を変更することで、広い速度帯域で空間分解能の高い流動速度マップを作成できた。また、GNSS 観測によって得られた現場観測値と比較することで流動速度マップの精度検証を行ったことで、作成した流動速度マップが高い精度を有することもわかった。今後、現場観測の難しく精度検証を行いにくいような地域においても、本研究で実施した手法を用いて流動速度マップを時系列で作成することで、より詳細に氷床の流動特性を理解することができると考えられる。

本研究で得られた流動速度マップでは、氷流上流域や氷流の支流、氷床のような緩や

かな流動も表現することができた。今回は 2007~2011 年にかけて時系列マッピングを行ったが、この期間においては氷流末端域のカービングや氷山の密接度において大規模な変動は見られなかった。これらの変動は氷流の流動速度の変動に関係すると考えられるため、当該地域において大規模なカービングイベントなどが発生した場合、時系列マップの流動速度には氷流下流域だけではなく、氷流上流域や氷床上においても変化が生じる可能性がある。また、積雪や氷流の底面すべりなどと流動速度の関係を理解するためにも本研究で得られた時系列での流動速度マップは有用なデータとなり得る。

しかしながら、今後に向けての課題も考えられる。InSAR 解析では Range 方向の変位のみを検出するため、Azimuth 方向の変位を求めるには MAI や最大傾斜方向に流動することを仮定した射影を行う必要がある。今回、ALOS/PALSAR データに対して MAI を適用し、Azimuth 方向の変位検出を試みたが、干渉性が低下することにより十分な変位の検出結果が得られない場合が多かった。特に、冬期には積雪による干渉性の低下が考えられるため、合成開口長を分割する MAI では十分な干渉を得られないことが原因であると推測される。今回は DEM を用いて Range 方向の変位を射影することで二次元場での変位について議論を行った。今回の射影結果は同じ季節に実施された GNSS 観測データとの比較を行うことで変位の大きさ・方向共に十分な精度を有することが分かったが、変位の方向を DEM から得られた方向と決定してしまうため、もし氷床上の変位の方向が時間的に変化したとしても流動方向の変化を捉えることはできない。これまでの MAI を用いた南極域での変位検出の研究は ERS-1 のアイスモードのような観測間隔の短い (3 日間) ものを利用したものが多く、十分な干渉性があったと推測される。したがって、回帰周期の短い SAR データを用いて MAI を適用すれば、氷床上の流動方向の変化を把握することができ、さらに有益な知見を得られるであろう。

謝辞

本研究で用いたASTER-GDEMデータは、経済産業省及びNASAに帰属します。また、ALOS/PRISMデータおよびALOS/PALSARデータは、宇宙航空研究開発機構（JAXA）のResearch Announcement (RA)に採択されており、JAXAより無償提供を受けました（PI No. 1496および3298）。ALOS/PRISMレベル1B1データおよびALOS/PALSARレベル1.0データは、経済産業省・JAXAに帰属します。本研究で示した地図の作製に関してはハワイ大学のGMT（The General Mapping Tools、<https://www.soest.hawaii.edu/gmt/>）を使用し、海岸線データにはSCAR Antarctic Digital Databaseのデータを使用しています。また、本研究の一部は国立極地研究所と文部科学省の日本南極地域観測隊（JARE）における研究プログラムの協力を得ました。記して謝意を表します。

本論文執筆にあたり、国立極地研究所の土井浩一郎准教授ならびに青山雄一助教には懇切なるご指導を頂きました。そして、本論文の審査をして頂いた、国立極地研究所の本山秀明教授、法政大学の澤柿教伸准教授、日本大学の中村和樹准教授、一般財団法人リモート・センシング技術センターの山之口勤博士には適切なお助言およびご批評を頂きました。SAR解析に関しては、JAXAの阿部隆博博士に多くのお助言を頂きました。また、国立極地研究所地圏研究グループの皆様には研究内容について多くの議論の機会やご助言を頂きました。南極での現場データ取得に関しては、JARE57ならびにJARE56の隊長はじめ隊員・同行者の皆様にご支援を頂きました。以上の方々に深く御礼申し上げます。

略語

ALOS	Advanced Land Observing Satellite
ASTER-GDEM	The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital Elevation Model
AW3D30	ALOS World 3D - 30m
DEM	Digital Elevation Model
DInSAR	Differential InSAR
ERS-1	European Remote-Sensing Satellite-1
FBS	Fine Beam Single-polarization
GL	Grounding line
GLAS	Geoscience Laser Altimeter System
GLONASS	GLOBal NAVigation Satellite System
GNSS	Global Navigation Satellite System
GPS	Global Positioning System
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment
GSI	Geospatial Information Authority of Japan
ICESat	Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite
InSAR	Interferometric SAR
JARE	Japanese Antarctic Research Expedition
JAXA	Japan Aerospace eXploration Agency
kPPP	kinematic precise point positioning
MAI	Multiple Aperture Interferometry
NASA	United States National Aeronautics and Space Administration
PALSAR	Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar
PRISM	Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping
RMS	Root Mean Square
SAR	Sythetic Aperture Radar
SD	Standard Deviation
TIN	Triangulated Irregular Network

引用文献

- Aoyama, Y., Doi, K., Shibuya, K., Ohta, H., Tsuwa, I., 2013. Near real-time monitoring of flow velocity and direction in the floating ice tongue of the Shirase Glacier using low-cost GPS buoys. *Earth, Planets Sp.* 65, 103–108. doi:10.5047/eps.2012.06.011
- Bartholomew, I., Nienow, P., Mair, D., Hubbard, A., King, M.A., Sole, A., 2010. Seasonal evolution of subglacial drainage and acceleration in a Greenland outlet glacier. *Nat. Geosci.* 3, 408–411. doi:10.1038/ngeo863
- Bechor, N.B.D., Zebker, H.A., 2006. Measuring two-dimensional movements using a single InSAR pair. *Geophys. Res. Lett.* 33, 1–5. doi:10.1029/2006GL026883
- Berthier, E., Arnaud, Y., Baratoux, D., Vincent, C., Rémy, F., 2004. Recent rapid thinning of the “Mer de Glace” glacier derived from satellite optical images. *Geophys. Res. Lett.* 31, 2–5. doi:10.1029/2004GL020706
- Bindschadler, R., Choi, H., Wichlacz, A., Bingham, R., Bohlander, J., Brunt, K., Corr, H., Drews, R., Fricker, H., Hall, M., Hindmarsh, R., Kohler, J., Padman, L., Rack, W., Rotschky, G., Urbini, S., Vornberger, P., Young, N., 2011. Getting around Antarctica: New high-resolution mappings of the grounded and freely-floating boundaries of the Antarctic ice sheet created for the International Polar Year. *Cryosphere* 5, 569–588. doi:10.5194/tc-5-569-2011
- Cheng, X., Li, X., Shao, Y., Li, Z., 2007. DINSAR measurement of glacier motion in Antarctic Grove Mountain. *Chinese Sci. Bull.* 52, 358–366. doi:10.1007/s11434-007-0054-y
- Finsternerwalder, R., 1954. Photogrammetry and glacier research with special reference to glacier retreat in the Eastern Alps. *J. Glaciol.* 2, 306–315.
- Fricker, H.A., Coleman, R., Padman, L., Scambos, T.A., Bohlander, J., Brunt, K.M., 2009. Mapping the grounding zone of the Amery Ice Shelf, East Antarctica using InSAR,

- MODIS and ICESat. *Antarct. Sci.* 21, 515–532. doi:10.1017/S095410200999023X
- Gourmelen, N., Kim, S.W., Shepherd, A., Park, J.W., Sundal, A. V., Björnsson, H., Pálsson, F., 2011. Ice velocity determined using conventional and multiple-aperture InSAR. *Earth Planet. Sci. Lett.* 307, 156–160. doi:10.1016/j.epsl.2011.04.026
- Joughin, I., Kwok, R., Fahnestock, M., 1996. Estimation of ice-sheet motion using satellite radar interferometry: method and error analysis with application to Humboldt Glacier, Greenland.
- Joughin, I., 2002. Ice-sheet velocity mapping: A combined interferometric and speckle-tracking approach. *Ann. Glaciol.* 34, 195–201. doi:10.3189/172756402781817978
- Joughin, I.R., Winebrenner, D.P., Fahnestock, M. a., 1995. Observations of ice-sheet motion in Greenland using satellite radar interferometry. *Geophys. Res. Lett.* 22, 571–574. doi:10.1029/95GL00264
- Ki-Weon Seo, Clark R. Wilson, Ted Scambos, Baek-Min Kim, Duane E. Waliser, Baijun Tian, Byeong-Hoon Kim, J.E., 2015. Surface mass balance contributions to acceleration of Antarctic ice mass loss during 2003–2013. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 3617–3627. doi:10.1002/2014JB011755.Received
- Kumar, V., Venkataraman, G., Høgda, K.A., Larsen, Y., 2013. Estimation and validation of glacier surface motion in the northwestern Himalayas using high-resolution SAR intensity tracking. *Int. J. Remote Sens.* 34, 5518–5529. doi:10.1080/01431161.2013.792965
- Lamsal, D., Sawagaki, T., Watanabe, T., 2011. Digital terrain modelling using Corona and ALOS PRISM data to investigate the distal part of Imja Glacier, Khumbu Himal, Nepal. *J. Mt. Sci.* 8, 390–402. doi:10.1007/s11629-011-2064-0
- Lucchitta B. K. and Ferguson H. M., 1986. Antarctica: Measuring Glacier Velocity from Satellite Images. *Science.* 234, 1105–1108.

- Manson, R., Coleman, R., Morgan, P., King, M., 2000. Ice velocities of the Lambert Glacier from static GPS observations. *Earth, Planets Sp.* 52, 1031–1036. doi:10.1186/BF03352326
- McMillan, M., Shepherd, A., Gourmelen, N., Park, J.W., Nienow, P., Rinne, E., Leeson, A., 2012. Mapping ice-shelf flow with interferometric synthetic aperture radar stacking. *J. Glaciol.* 58, 265–277. doi:10.3189/2012JoG11J072
- Mouginot, J., Scheuch, B., Rignot, E., 2012. Mapping of ice motion in antarctica using synthetic-aperture radar data. *Remote Sens.* 4, 2753–2767. doi:10.3390/rs4092753
- Nakamura, K., Doi, K., Shibuya, K., 2010. Fluctuations in the flow velocity of the Antarctic Shirase Glacier over an 11-year period. *Polar Sci.* 4, 443–455. doi:10.1016/j.polar.2010.04.010
- Nakamura, K., Doi, K., Shibuya, K., 2007a. Why is Shirase Glacier turning its flow direction eastward? *Polar Sci.* 1, 63–71. doi:10.1016/j.polar.2007.09.003
- Nakamura, K., Wakabayashi, H., Doi, K., Shibuya, K., 2007b. Estimation of seasonal changes in the flow of Shirase Glacier using JERS-1/SAR image correlation. *Polar Sci.* 1, 73–83. doi:10.1109/IGARSS.2007.4423780
- Nakawo, M., Ageta, Y., Yoshimura, A., 1978. Discharge of ice across the Sôya coast. *Mem. Natl. Inst. Polar Res. Spec. issue 7*, 235–244. doi:doi:10.3189/002214355793702334
- Nicholls, R.J., Cazenave, A., 2010. Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science.* 328, 1517–1520. doi:10.1126/science.1185782
- Paolo, F.S., Fricker, H.A., Padman, L., 2015. Volume loss from Antarctic ice shelves is accelerating. *Science.* 348, 327–331. doi:10.1126/science.aaa0940
- Pattyn, F., Derauw, D., 2002. Ice-dynamic conditions of Shirase Glacier, Antarctica, inferred from ERS SAR interferometry. *J. Glaciol.* 48, 559–565.

doi:10.3189/172756502781831115

Pattyn, F., Naruse, R., 2003. The nature of complex ice flow in Shirase Glacier catchment, East Antarctica. *J. Glaciol.* 49, 429–436. doi:10.3189/172756503781830610

Pritchard, H., Murray, T., Luckman, A., Strozzi, T., Barr, S., 2005. Glacier surge dynamics of Sortebrae, east Greenland, from synthetic aperture radar feature tracking. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 110, 1–13. doi:10.1029/2004JF000233

Richard M. Goldstein, H. a. Z. and C.L.W., 1988. Satellite Radar Interferometry: Two-dimensional Phase Unwrapping. *Radio Sci.* 23, 713–720.
doi:10.1029/RS023i004p00713

Richter, A., Fedorov, D. V., Fritsche, M., Popov, S. V., Lipenkov, V.Y., Ekaykin, A.A., Lukin, V. V., Matveev, A.Y., Grebnev, V.P., Rosenau, R., Dietrich, R., 2013. Ice flow velocities over Vostok Subglacial Lake, East Antarctica, determined by 10 years of GNSS observations. *J. Glaciol.* 59, 315–326. doi:10.3189/2013JoG12J056

Rignot, E., 2008. Changes in West Antarctic ice stream dynamics observed with ALOS PALSAR data. *Geophys. Res. Lett.* 35, 1–5. doi:10.1029/2008GL033365

Rignot, E., 2002. Mass balance of East Antarctic glaciers and ice shelves from satellite data. *Ann. Glaciol.* 34, 217–227. doi:10.3189/172756402781817419

Rignot, E., Jacobs, S., Mouginot, J., Scheuchl, B., 2013. Ice-shelf melting around Antarctica. *Science.* 341, 266–70. doi:10.1126/science.1235798

Rignot, E., Mouginot, J., Scheuchl, B., 2011a. Ice Flow of the Antarctic Ice Sheet. *Science.* 333, 1427–1430. doi:10.1126/science.1208336

Rignot, E., Mouginot, J., Scheuchl, B., 2011b. Antarctic grounding line mapping from differential satellite radar interferometry. *Geophys. Res. Lett.* 38, 1–6.

doi:10.1029/2011GL047109

- Robel, A.A., 2017. Thinning sea ice weakens buttressing force of iceberg mélange and promotes calving. *Nat. Commun.* 8, 14596. doi:10.1038/ncomms14596
- Scambos, T.A., Bohlander, J.A., Shuman, C.A., Skvarca, P., 2004. Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica. *Geophys. Res. Lett.* 31, 2001–2004. doi:10.1029/2004GL020670
- Schneevoigt, N.J., Sund, M., Bogren, W., Kääb, A., Weydahl, D.J., 2012. Glacier displacement on Comfortlessbreen, Svalbard, using 2-pass differential SAR interferometry (DInSAR) with a digital elevation model. *Polar Rec. (Gr. Brit.)* 48, 17–25.
doi:10.1017/S0032247411000453
- Schutz, B.E., Zwally, H.J., Shuman, C.A., Hancock, D., DiMarzio, J.P., 2005. Overview of the ICESat mission. *Geophys. Res. Lett.* 32, 1–4. doi:10.1029/2005GL024009
- Shepherd, A., Ivins, E.R., A, G., Barletta, V.R., Bentley, M.J., Bettadpur, S., Briggs, K.H., Bromwich, D.H., Forsberg, R., Galin, N., Horwath, M., Jacobs, S., Joughin, I., King, M.A., Lenaerts, J.T.M., Li, J., Ligtenberg, S.R.M., Luckman, A., Luthcke, S.B., McMillan, M., Meister, R., Milne, G., Mouginot, J., Muir, A., Nicolas, J.P., Paden, J., Payne, A.J., Pritchard, H., Rignot, E., Rott, H., Sorensen, L.S., Scambos, T.A., Scheuchl, B., Schrama, E.J.O., Smith, B., Sundal, A. V., van Angelen, J.H., van de Berg, W.J., van den Broeke, M.R., Vaughan, D.G., Velicogna, I., Wahr, J., Whitehouse, P.L., Wingham, D.J., Yi, D., Young, D., Zwally, H.J., 2012. A Reconciled Estimate of Ice-Sheet Mass Balance. *Science* 338, 1183–1189. doi:10.1126/science.1228102
- Shiramizu, K., Doi, K., Aoyama, Y., 2017. Generation of a high-accuracy regional DEM based on ALOS/PRISM imagery of East Antarctica. *Polar Sci.* 14, 30–38.
doi:10.1016/j.polar.2017.10.002
- Shuman, C.A., Zwally, H.J., Schutz, B.E., Brenner, A.C., DiMarzio, J.P., Suchdeo, V.P.,

- Fricker, H.A., 2006. ICESat Antarctic elevation data: Preliminary precision and accuracy assessment. *Geophys. Res. Lett.* 33, 10–13. doi:10.1029/2005GL025227
- Stearns, L. a., Smith, B.E., Hamilton, G.S., 2008. Increased flow speed on a large East Antarctic outlet glacier caused by subglacial floods. *Nat. Geosci.* 1, 827–831. doi:10.1038/ngeo356
- Straneo, F., Heimbach, P., Sergienko, O., Hamilton, G., Catania, G., Griffies, S., Hallberg, R., Jenkins, A., Joughin, I., Motyka, R., Pfeffer, W.T., Price, S.F., Rignot, E., Scambos, T., Truffer, M., Vieli, A., 2013. Challenges to understanding the dynamic response of Greenland’s marine terminating glaciers to oceanic and atmospheric forcing. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 94, 1131–1144. doi:10.1175/BAMS-D-12-00100.1
- Strozzi, T., Luckman, A., Murray, T., Wegmüller, U., Werner, C.L., 2002. Glacier motion estimation using SAR offset-tracking procedures - White Rose Research Online. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 40, 2384–2391. doi:10.1109/TGRS.2002.805079
- Sundal, A.V., Shepherd, A., Nienow, P., Hanna, E., Palmer, S., Huybrechts, P., 2011. Melt-induced speed-up of Greenland ice sheet offset by efficient subglacial drainage. *Nature* 469, 521–524. doi:10.1038/nature09740
- Tachikawa, T., Kaku, M., Iwasaki, A., Gesch, D., Oimoen, M., Zhang, Z., Danielson, J., Krieger, T., Curtis, B., Haase, J., Abrams, M., Crippen, R., Carabajal, C., 2011. ASTER Global Digital Elevation Model Version 2 – Summary of Validation Results. *NASA L. Process. Distrib. Act. Arch. Cent.* 27. doi:10.1017/CBO9781107415324.004
- Tadono, T., Nagai, H., Ishida, H., Oda, F., Naito, S., Minakawa, K., Iwamoto, H., 2016. Generation of the 30 M-MESH global digital surface model by alos prism. *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Sci. - ISPRS Arch.* 41, 157–162. doi:10.5194/isprsarchives-XLI-B4-157-2016
- Takaku, J., Tadono, T., Tsutsui, K., 2014. Generation of high resolution global DSM from ALOS PRISM, in: *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and*

Spatial Information Sciences - ISPRS Archives. pp. 243–248.

doi:10.5194/isprsarchives-XL-4-243-2014

Tong, X., Liu, S., Li, R., Xie, H., Liu, S., Qiao, G., Feng, T., Tian, Y., Ye, Z., 2017. Multi-track extraction of two-dimensional surface velocity by the combined use of differential and multiple-aperture InSAR in the Amery Ice Shelf, East Antarctica. *Remote Sens. Environ.* 204, 122–137. doi:10.1016/j.rse.2017.10.036

Yamanokuchi, T., Doi, K., Shibuya, K., 2005. Validation of grounding line of the East Antarctic ice sheet derived by ERS-1/2 interferometric SAR data. *Polar Geosci.* 18, 1–14.

Zhou, C., Zhou, Y., Deng, F., Ai, S., Wang, Z., Dongchen, E., 2014. Seasonal and interannual ice velocity changes of polar record glacier, east antarctica. *Ann. Glaciol.* 55, 45–51. doi:10.3189/2014AoG66A185

Zhou, X., Chang, N.-B., Li, S., 2009. Applications of SAR Interferometry in Earth and Environmental Science Research. *Sensors* 9, 1876–1912. doi:10.3390/s90301876

小林知勝, 飛田幹男, 村上亮, 2011. 局所的大変位を伴う地殻変動計測のためのピクセルオフセット解析. *測地学会誌* 57, 71–81. doi:10.1029/2008GL036907

澤柿教伸, ダモダール ラムサール, 2011. デジタル三次元空間における実体視地形解析へのステレオスコピック技術の応用. *地理学論集* 86, 1-9.

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-標高補正. *測地学会誌* 45, 315–325. doi:10.11366/sokuchi1954.45.315

飛田幹男, 村上亮, 中川弘之, 矢来博司, 2001. SAR画像のマッチングによる有珠山周辺の面的な三次元地殻変動, 変動速度, 体積変化. *国土地理院時報* 37–48.

飛田幹男, 藤原智, 村上亮, 中川弘之, 1999. 干渉SARのための高精度画像マッチング. *測*

地学会誌 45, 297–314.

飛田幹男, 2007. SARによる地殻変動観測. 平成 18 年度京都大学防災研究所 共同研究
(研究集会 18K-07) 「宇宙測地・リモートセンシング技術による地殻変動研究
の発展」 2007 年 (平成 19 年) 1 月 18 日

Hanssen, RF., 2001. Radar interferometry: data interpretation and error analysis. Kluwer
Academic Publishers, Dordrecht

Korzun, V. I., 1978. World water balance and water resources of the earth. UNESCO, Paris.