

合成開口レーダーで捉えた地表面変動とその解釈：
岩手宮城内陸地震とユーコン地域の氷河流動

Earth surface changes detected by synthetic aperture radar
and their interpretations: the Iwate-Miyagi inland
earthquake and glacier dynamics in Yukon, Canada

北海道大学 大学院理学院 自然史科学専攻
地球惑星ダイナミクス講座 宇宙測地学研究室

阿部 隆博

Takahiro Abe

指導教官 古屋 正人 教授

February 2013

要旨

本稿は、合成開口レーダー (Synthetic Aperture Radar: SAR) データを用いた地震の断層モデルの推定と山岳氷河の流動速度測定に関する研究である。地殻変動を測る技術としてGPS (Global Positioning System) が主であったが、1992年のLanders地震に伴う地殻変動を、SARデータを用いたInSAR (Interferometric SAR: 干渉SAR) により明らかになって以来、SARの有用性が世界で認識されるようになった。GPSと異なる点は、地上に観測点を必要とすることなく広く面的に捉えられるという点である。また、この技術を用いて氷河・氷床の流動速度を求めることもできる。氷床や山岳氷河は、その環境や大きさ等の理由から現場観測が難しいものも多い。人工衛星データを用いて、広範囲かつ短期的な流動速度の時空間変化を調べることは、氷河学に新たな知見を与えるに違いない。

本研究では、まず2008年に起こった岩手宮城内陸地震による地殻変動の検出と非平面形状断層モデルの構築を行った (Abe et al., 2013)。使用データは2006年にJAXAが打ち上げた地球観測技術衛星「だいち (ALOS)」に搭載されているPALSARデータであり、解析手法はInSARとピクセルオフセット法である。データ解析にはGamma社のソフトウェアを使用し、地形縞の除去には国土地理院発行の10mメッシュの数値標高モデル (DEM) を用いた。解析によって得られた画像から、この地震は北北東-南南西に圧縮軸を持つ逆断層型の地震であること、そして震源直上では2メートルを超える変動が検出され、かつ複雑に動いたことがわかった。得られたSAR地殻変動データとGPSデータとのジョイントインバージョンにより、非平面形状の断層モデルを構築した。各三角形要素のグリーン関数の計算にはMeade (2007) のMatlabスクリプトを用いた。推定した断層モデルはGPSとSARデータを共によく説明し、また推定した断層の位置がブーゲー異常の急勾配の地域と一致した。

また、アラスカ/ユーコン地域の山岳氷河の流動速度をピクセルオフセット法により解析した。データ解析にはALOS/PALSARとTerra SAR-Xのデータを使用し、地形による標高依存のノイズ除去にはASTER GDEM Ver.2を使用した。解析によって得られたレンジ、アジマスオフセットから水平方向の流動方向を仮定し、3次元流動速度場を求めた。2006~2011年のALOS/PALSARとTerra SAR-Xのデータを解析した結果、4つの氷河で氷河サージに伴う流動速度の時空間変化を検出できた。さらに、この地域では秋から冬に向けて流動速度が上昇するWinter speed-upのふるまいをする氷河が多数見られ、その中には1年間に2回加速するBiannual speed-upな氷河もあった。このWinter speed-upのメカニズムとして、Kavanaugh (2009)の現場観測データをもとに、底面堆積物の変形によるstick-slip的な底面滑りが秋から冬に増加することによって、表面速度が増加しているのだと推測した。従来、アラスカ/ユーコン地域の氷河サージは秋から冬にかけて始まると言われており、この発見は氷河サージの発生機構に何らかの知見を与えるものである。

Contents

1. Introduction	1
1.1 Advance for space geodesy technique	1
1.2 Synthetic Aperture Radar (SAR)	2
1.2.1 What is SAR doing?	2
1.2.2 Interferometric SAR	3
1.2.3 Pixel Offset Technique	4
1.2.4 RGB composed image	5
1.3 The purpose of this study	6
2. Non-planar Fault Source Modeling of the 2008 Iwate-Miyagi Inland Earthquake (Mw6.9)	7
2.1 Introduction	7
2.2 Study area and data sets	8
2.3 Observation results and GPS-based modeling	10
2.4 Modeling results - From single segment to double segments	14
2.5 Discussion	25
2.5.1 Geological Origin of the 2008 Iwate–Miyagi Inland Earthquake	25
2.5.2 Pros and Cons of Triangular Dislocation Elements	27
2.5.3 Seismological Studies on the Fault Source Model	27
2.6 Conclusion.....	27

3. Glacier Surge Dynamics in Alaska/Yukon revealed by SAR	28
3.1 Introduction	28
3.2 Surface velocity observed with satellite	31
3.3 Glaciers surge	32
3.4 Study area and data sets	33
3.5 Conversion from range and azimuth offset to 3D velocity field	36
3.6 Results	38
3.6.1 Surging glaciers	39
3.6.2 Winter speed-up glaciers	51
3.6.3 Summer speed-up glaciers	67
3.6.4 Other glaciers	70
3.7 Discussion	71
3.7.1 Seasonal fluctuations: Winter speed-up mechanism	71
3.7.2 Glaciers distribution with seasonal variability	77
3.7.3 Relation between winter acceleration and surge generation mechanism	79
3.8 Conclusion	80
4. Summary	81
5. Acknowledgement	82
6. References	84

1. Introduction

本章では、宇宙測地技術の変遷と本研究で使用した合成開口レーダーについて述べる。

1.1 Advance for space geodesy technique

近年、宇宙測地技術は目覚ましい発展を遂げている。測地学の発端は、地球の大きさや形、重さを決定することであったが、現在ではその時間変化と原因を探ることにもつばら焦点を当てている。その測定方法も、従来は三角、三辺測量や水準測量、重力や光学的な測量など地上観測であった。現代では主として、人工衛星を用いて宇宙から地球を測っている。水準測量や地上重力観測の精度にはまだ劣るものの、地球上のあらゆる地域を人間が直接観測することなくデータが得られるようになったのは、まさに科学の進歩といっても過言ではない。

古来、地表変動の観測には三角測量や水準測量が行われていたが、広範囲にわたる変動を人間が測るためには、相当の人数と時間を要する。また、定常的な観測となると、その労力は計り知れない。氷河の流動測定においては、そもそも人間が行けそうもない環境に位置する氷河が数多く存在する。近年では、地殻変動においても氷河流動においても、GPS (Global Positioning System) が多用されている。GPSは、受信機が設置されている地点において、高時間分解能でデータを取得できる。日本国内には1200カ所ある電子基準点が整備されており(GEONET)、地震大国である日本の地殻変動連続観測に大きな役割を果たしている。氷河の流動測定においても、氷河のわきにある露岩に基準点を設置し、氷河上で受信機を設置or持ちながら歩くというようなKGPS (Kinematic GPS)という手法が使われている。

しかしながら、GPSは測定対象に対して受信機を設置する必要がある。いつどこで起こるか分からない地震に伴う地殻変動は、面的な広がりをもつ。したがって、GPS点が少ない山岳地域では詳細な変動を検出できない可能性がある。また、山岳氷河については、人間がアクセス不可能な氷河については、流動速度を求めることができない。

その点、本研究で用いた合成開口レーダーは、地表に観測点を必要とせずにGPS並みの高空間分解能な地表データを取得できる。また、マイクロ波を用いているため、光学センサーにおける天候や時間帯の問題も考慮する必要がない。ただし、変位を検出するためには、異なる2時期のデータが必要であるため、SAR衛星の回帰周期間の累積変位を検出することになる。合成開口レーダーの詳細とデータ解析手法については、次節以降で述べる。

1.2 Synthetic Aperture Radar

本節では、本研究で用いた合成開口レーダーとそのデータ解析手法について述べる。SARの生データは単なる複素数の集まりであるが、適切な処理をすることによって高分解能な地表データへと生まれ変わる。詳しいアルゴリズムについてはFuruya (2006)を参照されたい。

1.2.1 What is SAR ?

合成開口レーダー (Synthetic Aperture Radar: SAR) とは、衛星に搭載されたセンサーから地表に向けてマイクロ波を発信し、地表での反射・散乱により戻ってきたマイクロ波を受信する能動型センサーである。合成開口レーダーの一番の特徴は、実開口レーダーと異なり見かけ上アンテナサイズを大きくして (合成)して分解能を高めている点である。通常のレーダーの分解能はアンテナの大きさに比例するため、人工衛星に搭載することを考えるとその分解能には制限がある。そこで移動中に何回も送受信を行ない、受信した電波をドップラー効果を考慮した上で合成することによって分解能を向上させている (Figure 1-1)。ただし、これは衛星の進行方向 (Azimuth方向)への空間分解能向上のために使われている技術である。マイクロ波の送信方向 (Range方向)の空間分解能を上げる技術として、パルス圧縮が使われている。これらの技術によって、SARはそのアンテナが小さいほど高分解能になる。しかし、衛星高度やレーダーの送信出力など他にもアンテナサイズに起因する問題があるため、これらの兼ね合いでアンテナサイズを決めている。

SARの受信データには地表の散乱源の特性に応じた振幅情報と位相情報が含まれており、これらの情報を適切に処理することで、地表の変動量を高精度で得ることが可能である。SARによる地表変動の検出には、位相の情報を利用するInterferometric SAR (InSAR) や、画像マッチングの技術を応用したピクセルオフセット法がある。本研究ではこれらの手法を駆使して地表の変動量を求めている。

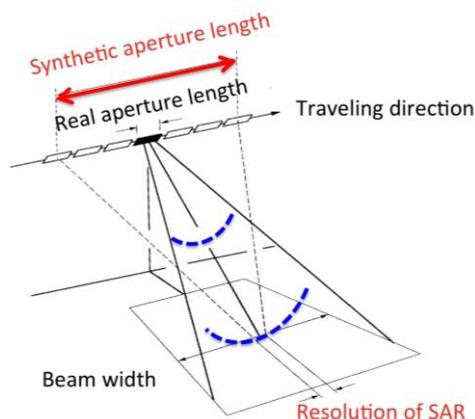


Figure 1-1: Geometry of real and synthetic aperture radar.

1.2.2 Interferometric SAR

干渉合成開口レーダー (Interferometric SAR: 干渉SAR)は、異なる2時期のSARデータの位相データを干渉させる (位相差をとる)ことで、地表の変動を数 cmの精度で捉えることができる手法である。

基本的な原理は、高校物理で学ぶヤングの実験で理解できる。2つのコヒーレントな波が2つのスリットを通過して、壁に当たると波の光路差に応じて同位相では強め合って明るくなり、逆位相では弱め合って暗くなる。そして、壁には干渉縞ができる。同様の縞が,InSARでも得られる。数学的には2つのSLC画像の複素共役の掛け算を規格化することで得られる。ただし、この作業は位置合わせ(Matching) という作業を終えてからである。データを干渉させるためには同一の軌道(Path)の同一の場所(Frame)の2つのデータを用いるのだが、同じ path, frame と言ってもピクセルレベルまで同じというわけではない。各ピクセルごとの位置合わせをサブピクセルレベルで行なわないとそもそも干渉すらできないのである。これらの処理を経て、初期段階の干渉画像が得られる。

$$\Delta\phi = \phi_{orbit} + \phi_{topo} + \phi_{atm} + \phi_{ion} + \phi_{disp} + \phi_{noise} \quad (1.1)$$

位置合わせ済みの2つのデータから生成される初期干渉画像には様々な‘縞’が含まれる(式 1.1)。まず、軌道縞(ϕ_{orbit})である。これは2つの異なる日付に撮像された衛星の位置の差(衛星間距離)に起因するもので、距離が小さいほど軌道縞は小さくなる。次に、地形縞(ϕ_{topo})を取り除く。これは、地形が様々な形に歪んでいるために、縞も歪むというものである。これを取り除くために、DEMと衛星軌道データから地形縞のシミュレート画像を作成し、初期干渉画像から差し引く。このシミュレーション画像には変動縞(ϕ_{disp})は含まれていないので、地形縞だけを取り除くことができる。最後に位相アンラップという作業を行う。位相アンラップとは、wrappedされた (ここでは $-\pi \sim \pi$ に丸め込まれた)位相データを実際の変動量につなげ直すという処理である。この処理の難点として、地形起伏が大きい場合やコヒーレンスが低い場合はフィルタリング等により手間がより複雑になるほか(Kobayashi et al., 2011a)、変位勾配の大きな場所はアンラップが上手くいかないことである。

これらの過程を経てできた干渉画像には、変動縞の他に大気や電離層によるマイクロ波の遅延によるエラー (ϕ_{atm} , ϕ_{ion})が残る。目標は地表変動による変動縞 (ϕ_{disp})のみを抽出することであるが、これらのエラーについては、完全に除去することはできないものの、こういったエラーを除去するための研究は数多く存在する (e.g., Kobayashi et al., 2009; Kinoshita et al., 2012)

1.2.3 Pixel Offset Technique

ピクセルオフセット法はFeature trackingやSpeckle trackingとも呼ばれるが、2時期のデータを位置合わせした際に、それぞれのピクセルのズレ(オフセット)を変動量として検出する方法であり、いわばInSAR処理の副産物とも言える。Figure1-2にこの手法の概念図を示した(Tobita et al., 2001)。位置合わせによって画像全体のズレを補正した後に、局部的に変動があるところを抽出するというものである。具体的には、マスターとスレーブ画像間で対応する相関窓を設定し、その位置を少しずつずらしながら計算し、相互相関係数が最も高くなる位置を探索することで、局所的大変位を算出する。この方法は複素画像の振幅を利用し、位相情報は利用しないため、干渉性に影響されることなく変位を計測できる利点がある。

さらに、この手法の強力なメリットとして、変位勾配の大きな地表変位を計測できる点があげられる。InSARでは、マイクロ波の位相差を求めることによって地表変動を計測する技術である。しかし、この位相差が半波長より大きい場合、位相差の空間的な不連続が生じてしまい、相関低下を引き起こす。つまり、位相差が大きくなるよう変動がある場合、InSARでは地表変位を観測できない。一方、ピクセルオフセット法では、対応づけされたピクセル間のズレを直接変動として算出するため、変位勾配が大きい地表変位があっても計測可能となる。この手法は内陸地震における震源直上の地殻変動データが得られるだけでなく、氷河の流動速度を求める際にも用いられている。ただし、氷河表面のように気候等の条件により絶えず状態が変化するような物体では、あまりに特徴が変化してしまうと変動を上手く検出できない場合がある。

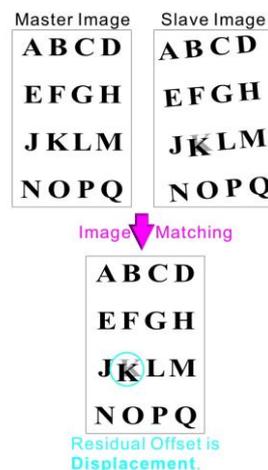


Figure 1-2: Images of pixel offset technique. After co-registration of two images, the local offsets are detected as displacements.

1.2.4 RGB composed image

三色混合法は、異なる2つの時期の散乱強度の変化を視覚的に表す方法である (Tobita et al., 2006). 位置合わせ済みの2つの強度画像を用いて、マスター画像にはシアン、スレーブ画像には赤を割り当てる. そして、色合成を行うことで表面の変化を見る (Figure 1-3). もし散乱強度が増加すれば赤、減少すればシアン、変化がなければグレーが卓越する (Yasuda and Furuya, 2013).

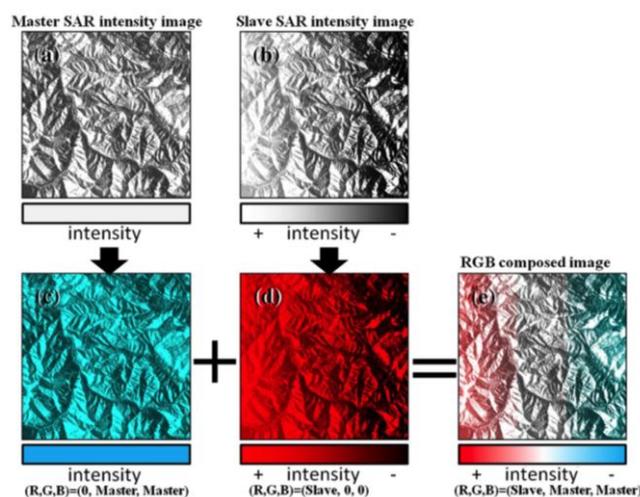


Figure 1-3: Principle of the RGB (red, green, and blue) method (Yasuda and Furuya, 2013). (a) Old radar scattering intensity image. (b) New intensity image. (c) Old intensity image marked with cyan. (d) Newer intensity image marked with red. (e) Composite image after the RGB addition of the intensity images in (c) and (d). While the red/cyan areas show where the surface scattering intensities have increased/decreased, areas that underwent no intensity changes remain gray.

1.3 The purpose of this study

本研究では、これまで紹介した合成開口レーダーのデータをInSARとピクセルオフセット法で解析し、地球表面で起こる変動を広く面的に検出し、そのダイナミクスに迫る。その2つの事例として、以下の2つの研究を行った。

(1): 2008年岩手宮城内陸地震に伴う地殻変動の検出と非平面断層モデルの推定

2008年6月14日、岩手県南部と震源するMw6.9 (Global CMT解) の岩手宮城内陸地震が発生した。震源は岩手県南部の山岳地帯で、ほぼ逆断層型の地震であり、その地殻変動の大きさは最大で 2m を超え、また複雑な変動分布であることが測地学的観測 (GPS, SAR) からわかっている。特に GEONET 観測点の1つである栗駒2は、非常に大きな変動(南東に約 1.5m, 約 2m の隆起)を示しており、断層モデルの推定において1つの難点でもあった。これまでに GPS あるいは SAR データに基づく断層モデルはいくつか発表されているが (Ohta et al., 2008, Takada et al., 2009), 未だにこれらの地殻変動データを全て説明できた論文は発表されていない。また、先行研究ではいずれも矩形モデルを推定しているが, SAR で得られた地殻変動データは明らかに曲面断層の存在を示していた。そこで本研究では, ALOS/PALSAR データと GEONETのGPSデータを両方説明できるような非平面形状の断層モデルの推定を試みた。また、得られた断層モデルの位置と、ブーゲー重力異常の分布図を比較し、この地震の地質的な背景にも迫った。

(2): アラスカ/ユーコン地域における氷河サージに伴う流動速度の時空間変化の検出

「氷河サージ (Glacier Surge)」とは、氷河の流動速度が平時に比べて数倍～数百にも上昇する現象で、氷の大量な移動により氷厚の変化や末端の前進だけでなく、流域地形の侵食にも大きく貢献する。しかし、これは低頻度の現象であり、現場観測の難しさもあってサージの時空間変化データは世界的に見ても乏しく、その発生メカニズムも未解明な点が多い。本研究の対象地域であるアラスカ/ユーコン地域には無数の山岳氷河が存在し、その中には204の氷河サージを起こす氷河が存在すると言われている (Post, 1969)。しかしながら、現場観測がされている氷河は極めて少なく、また衛星データによる流動速度分布もあまり知られていない。そこで本研究では、2006~2011年に取得されたALOS/PALSARとドイツが打ち上げたTerra SAR-XのSARデータを用いて、アラスカ/ユーコン地域における氷河表面速度を面的に検出し、その季節変化とサージに関する時空間変化を詳細に調べた。

2. Non-planar Fault Source Modeling of the 2008 Iwate-Miyagi Inland Earthquake (Mw 6.9)

合成開口レーダーを用いることで、地震に伴う地殻変動を広範囲かつ面的に捉えることができる。ALOS/PALSAR が打ち上げられた 2006 年以降、2007 年新潟県中越沖地震、2008 年四川地震、2010 年チリ地震、2011 年東北地方太平洋沖地震など国内外で多くの大地震が発生した。ALOS/PALSAR はそれぞれの地震に伴う地殻変動を面的に検出し、断層モデルの構築に大きく貢献した (e.g., Furuya et al., 2010a; Furuya et al., 2010b; Kobayashi et al., 2011b)。特に岩手宮城内陸地震は過去 6 年間で国内最大の内陸地震であり、ALOS/PALSAR によってその地殻変動の空間分布は極めて複雑であったことが判明した (Takada et al., 2009)。測地データに基づくこの地震の断層モデルはすでいくつか発表されているが (Ohta et al., 2008; Takada et al., 2009)、未だによく説明できたモデルはない。本研究の目的は、この地震に伴う地殻変動を検出し、GPS と SAR データを良く説明できる断層モデルを推定することである。なお、本研究の成果はアメリカ地震学会 (Seismological Society of America) が発行している専門誌 *Bulletin of the Seismological Society of America* (BSSA) にて掲載されている (Abe et al., 2013)。

2.1 Introduction

2008 年 6 月 14 日、岩手県南部を震源とする Mw6.9 (Global CMT 解) の岩手宮城内陸地震が発生した (Figure 2-1)。この震央付近は、奥羽山脈脊梁地域に位置しており、内陸地震とともに火山活動も活発な地域である。また、この地域はひずみ集中帯に属しており (Miura et al., 2004)、浅部 (<15 km) の地震が多いことで知られている。そのため、この付近で東西圧縮の逆断層型地震が起こることは大して不思議なことではない。しかし、この震源近傍には既知の断層がなく、この地震の発生は予期できなかった。内陸地震における災害予測は極めて難しいが (England and Jackson, 2011)、その 1 つの理由として、内陸地震の発生メカニズムの解釈として未だに限られたものしかないことがあげられる。

この地震に伴う地殻変動観測の結果はいくつも報告されているが、この地殻変動の空間分布と余震分布が極めて複雑であることから、未だにそれらをしっかり説明できる断層モデルは報告されていない。例えば、Takada et al. (2009) は合成開口レーダーによる地殻変動データを用いて、5 つの矩形断層モデルを推定した。これは 4 つの西落ち断層と 1 つの東落ち断層からなるモデルであり、余震分布データが示している共役断層の存在と一致している (Takada et al., 2009; Fukuyama et al., 2009; Okada et al., 2012)。しかし、Takada et al. (2009) における滑り分布は一様滑りを仮定しており、詳細なものは出ていない。Ohta et al. (2008) は、GPS データを用いて 2 枚の西落ち断層を推定した。しかしながら、この震央周辺は GPS 観測点が少なく、また西落ち断層だけでは SAR が明らかにした複雑な地殻変

動データを説明できない (Abe et al., 2013). また, いずれの研究でも矩形断層を仮定しているが, SAR で得られた複雑な地殻変動データをより自然に説明するには, 非平面形状の断層モデルの推定が必要だと考えた. 本研究では, まず GEONET の GPS データを用いた西落ち 1 枚の非平面断層モデルの推定を行い, そのモデルでは SAR の地殻変動データを説明できないことを証明する. そして, SAR データと GPS のジョイントインバージョンにより, 両方のデータを説明する非平面断層モデルの構築を行う. また, 推定した断層モデルの位置とブーゲー異常の分布と比較し, この地震の地質的な背景についても議論する.

2.2 Study area and Data processing

本研究では, 2006 年に宇宙航空研究開発機構 (Japan Aerospace Exploration Agency: JAXA) が打ち上げた L バンド (波長: 23.6 cm) 合成開口レーダー ALOS/PALSAR のデータを用いた. データ解析には, Gamma 社のソフトウェアを用い, 生データ (Level 1.0) から解析した (Wegmüller and Werner, 1997). 使用データは地震前後に取得したデータを北行軌道 (Ascending) と南行軌道 (Descending) をそれぞれ 1 組ずつ用いた (Figure 2-1). データの詳細は Table 2-1 に示してある.

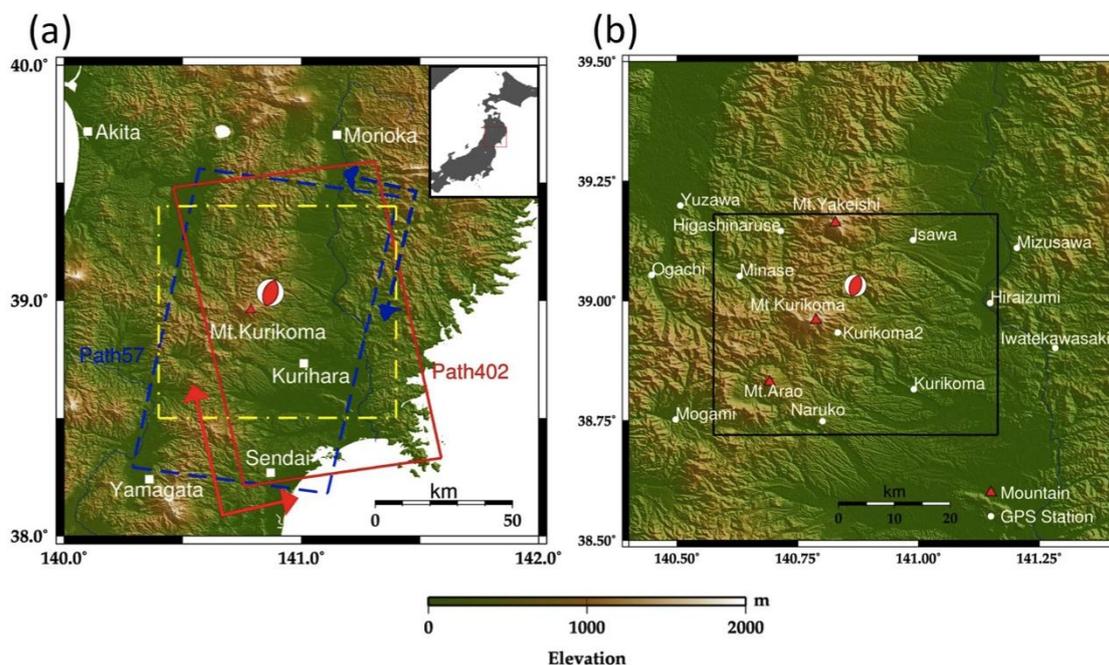


Figure 2-1: (a) Studied area of the Iwate-Miyagi inland earthquake and nearby cities, and the observed areas by ALOS/PALSAR (solid and dashed boxes). Solid and dashed boxes represent ascending and descending orbits, respectively. (b) Expanded area of the dash-dot box in part (a). Locations of major mountains and GPS stations near the epicenter are shown. The solid box indicates the area in Figure 2-2.

Table 2-1: Data lists used in this study. A and D stand for ascending and descending orbits, respectively. Bperp stands for the perpendicular baseline component and is derived by projecting the baseline (spatial separation of repeating orbits) onto the direction perpendicular to the radar line of sight.

Orbit	Path	Frame	Dates (yyyy/mm/dd)	Bperp (m)
A	402	760–770	2007/06/21–2008/06/23	–303
D	57	2830–2840	2007/08/29–2008/07/16	–774

解析方法として、ALOS/PALSAR が取得した SAR データに対し、InSAR とピクセルオフセット法を適用した。InSAR は異なる 2 時期の SAR データの位相差をとる（干渉させる）ことで、地殻変動を 2~3 cm の精度で検出できる手法である。また、今回用いた L バンドの波長は、植生を通過するため、GPS 点が少ない山岳地域でも干渉性は損なわれない。しかしながら、軌道縞や地形縞を取り除いて得られる InSAR 画像には対流圏や電離圏での電波伝搬遅延によるノイズが含まれる。本研究では、国土地理院発行の 10 m メッシュの数値標高モデル (Digital Elevation Model: DEM) を用いて、地形に相関をもつノイズを除去し、その後に残る長波長のノイズには、多項式フィッティングで除去した。また、本研究の場合、位相アンラップにおいて、震央周辺は上手く処理できずに変動データが得られなかった。これは、変位が極めて大きく急勾配であることを意味している。しかし、断層モデルを推定する上で、震央周辺の地殻変動データは極めて重要である。そこで、上手く干渉できなかった領域の変動データを得るべく、同じ SAR データに対しピクセルオフセット解析を行った (Stozzi et al., 2002)。この手法は、Master と Slave の SLC 画像を sub-pixel レベルで位置合わせした後に、強度の cross-correlation をとることによって局所的な pixel のズレを変動として検出するというものである。この手法の検出精度は 10~20 cm で、空間分解能は 300 m 程度である (Kobayashi et al., 2009)。得られる結果は衛星の視線方向 (Line Of Sight: LOS) に対する変動 (Range Offset) と、進行方向に対する変動 (Azimuth Offset) の 2 成分が得られる。

この地震の発生場所のような山岳地域では、地震の前後における衛星のデータ取得位置の僅かな差が、ピクセルオフセットにおいて標高差に起因する大きな artifact (Stereoscopic effect) として現れる。このような標高依存のオフセットを取り除くために、DEM を用いた標高補正処理を施している (Kobayashi et al., 2009)。

2.3 Observed results and GPS-based modeling

Figure 2-2 は InSAR とピクセルオフセットによる地震時の視線方向の地表変位を示している。(a), (b)は wrapped 画像で, (c), (d)は Unwrapped した画像である. Unwrapped 画像の震央周辺のデータが欠けているのは, 変位が約 1m 以上で干渉性の悪い領域であるためである. InSAR の結果は Global CMT 解が示しているような西北西-東南東圧縮型の逆断層の動きと調和的である. しかしながら, このように震央周辺の位相データが欠けている InSAR の結果だけでは, 震源断層がどの位置にあって, どの方向に傾斜しているかが判断できない. そこで, 同じ SAR データに対してピクセルオフセットを適用した. ピクセルオフセットは, InSAR と異なり震央周辺の局所的な大変位を robust に検出でき, 断層の位置も確認できる. 実際に 2008 年の中国四川省の地震では約 200 km に渡る断層の位置がピクセルオフセットによって確認されている (e.g., Koyabashi et al., 2009; Furuya et al., 2010b). また今回の岩手宮城内陸地震のように, 震央が山岳地帯で密に植生が生い茂るところでは現地調査が非常に難しい. その点から見ても, ピクセルオフセットは非常に有用性が高い. レンジオフセットデータは InSAR における位相 Unwrapping の処理に役立つが (Yun et al., 2007), 本研究はそのまま断層モデリングの観測データの 1 つとして使用した. (e) – (h)はピクセルオフセットの結果である. これらの図は変位が大きいだけでなく, その空間分布が複雑であることも明らかに示している. (g)は北行軌道のアジマスオフセットの結果であるが, 電離層擾乱による見かけ上の縞模様の変動 (Azimuth Streaking)が多数見られる (Meyer et al., 2006; Kobayashi et al., 2009). この電離層起源のノイズは振幅が地殻変動と同等程度なので, このデータはインバージョンの際には用いていない. Takada et al. (2009)でも指摘しているように, Figure 2-2e, f は震央の東側だけでなく, 栗駒山の東側周辺に明らかな変位のステップが見られ, これは単に西落ち断層だけでは地殻変動シグナルを説明できないことを示唆している. そして, これらの変位ステップのトレースは決してまっすぐではなく曲線である. さらに, 南行軌道のアジマスオフセットデータ (Figure 2-2f)は栗駒 2 の周辺だけ明らかに変位が大きく, またこのデータはほぼ南北方向に感度をもつことから, これは断層の滑り方向が栗駒 2 周辺で反転していることを示している. 以上のことから, 本研究では, ピクセルオフセットのシグナルは西落ち断層だけでなく, もう 1 つ東落ち断層の滑りによる変動も加わった結果であると解釈した.

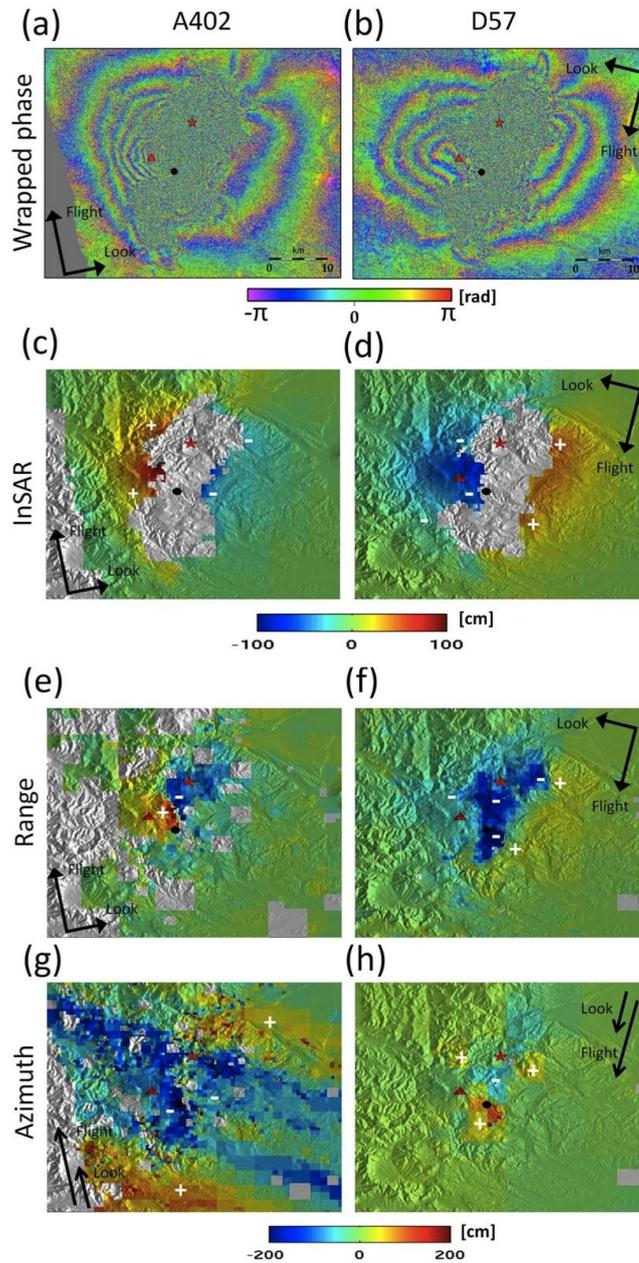


Figure 2-2: Observed deformation data acquired by ALOS/PALSAR. (a, b) Wrapped InSAR phase data derived from ascending track A402 and descending track D57, respectively. (c, d) Unwrapped InSAR data derived from ascending track A402 and descending track D57, respectively. (e, f) Range component of pixel-offset tracking data derived from ascending track A402 and descending track D57, respectively. (g, h) Azimuth component of pixel-offset tracking data derived from ascending track A402 and descending track D57, respectively. The star and triangle depict the epicenter and Mt. Kurikoma, respectively. The solid dot indicates the location of the GEONET GPS site, Kurikoma2.

Figure 2-3 は震央周辺 12 カ所の GEONET の GPS 変位 (水平, 鉛直) を余震分布とともに表している (黒矢印). GPS データは国土地理院が提供している F3 解を用いた. 余震分布データは岩手宮城内陸地震合同余震観測グループより提供していただいた. 水平変位 (Figure 2-3a) は明らかな東西圧縮を示しており, 全体としては逆断層の滑りであったことが期待される. 栗駒山南東にある栗駒 2 では南東方向に約 150 cm, 鉛直上向きに約 200cm の極めて局所的かつ大きな変位が見られた.

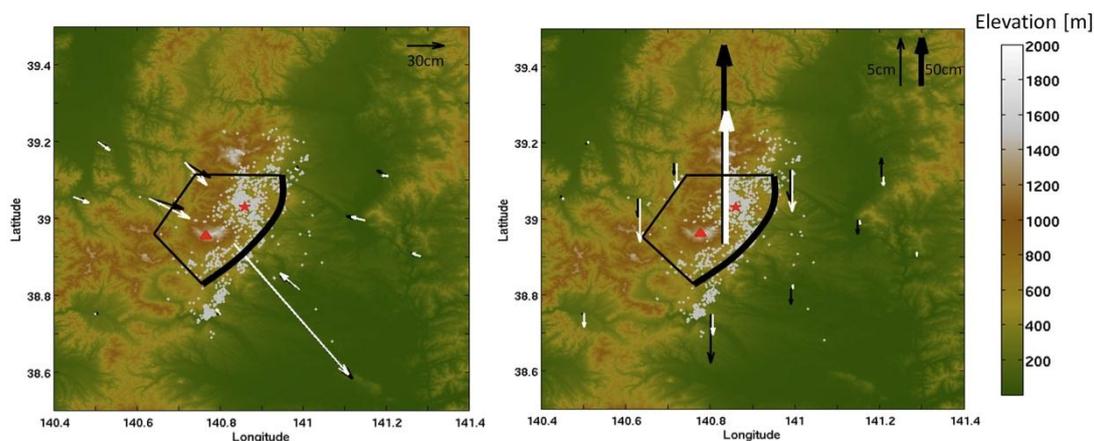


Figure 2-3: Observed (black) and calculated (white) GPS displacement vectors for the (left) horizontal and (right) vertical components. The scale bar for the vertical displacement at the site, Kurikoma2, is an order of magnitude greater than the others. The calculated GPS displacements are based on a west-dipping fault model with distributed slip as shown in Figure 2-4. Plan view of the fault model in Figure 2-4 is also indicated by a black line with the thick line representing the top edge. The star and triangle indicate the epicenter and Mt. Kurikoma, respectively.

2.4 Modeling Results: From Single Segment to Double Segments

ピクセルオフセットデータから地表変位は複雑な空間分布であることが明らかになったため、InSAR, ピクセルオフセット, GPSデータを同時に説明する非平面形状を持つ断層モデルを推定した。Okada (1992)は半無限均質弾性体の仮定において、任意の矩形断層面上の食い違い量から地表変位を求める解析解を発表した。しかし、非平面形状の断層モデルに対して、Okada (1992)の解析解を用いると、計算上断層同士の重なりや、隙間が存在する (Maerten et al., 2005; Furuya and Yasuda, 2011)。非平面形状の断層モデルから正確な地表変位を計算するために、Meade (2007)で公開されている三角形要素を用いた解析解を用いた。

断層モデル上端の水平位置に関しては、ピクセルオフセットデータから推測し、下端は余震分布から深さ10 kmとした。上端の深さは0.5 kmとした。三角形要素で構成される断層モデルの形状はGmsh (Geuzaine and Remacle, 2009)を用いて構築した。作り方としては、まずはじめに断層の形状を決めるようにいくつかの点を与え、それぞれの点を曲線で結ぶ。不必要に複雑な形にならないように、断層の下端はできるだけ直線とする。Bos and Spakman (2003)によると、滑り分布の分解能は深いほど悪くなるので、断層面上の三角形要素の大きさを上端は1 km, 下端は4kmと設定した。Gmshは、自動的に全ての三角形要素の座標を計算してくれるため、Meade (2007)のスクリプトを用いて個々の要素のグリーン関数を計算することができる。そして、線形最小二乗法的に、滑り分布をインバージョンで求める (e.g., Jónsson et al., 2002; Simons et al., 2002; Wright et al., 2003)。また、SARデータには、データ数を効率よく減らすため、Quad-tree decompositionをかけた (e.g., Jónsson et al., 2002; Lohman and Simons, 2005)。滑り分布推定の際には、scale-dependent umbrella operator (Maerten et al., 2005)を用いて滑り分布を滑らかにする演算子と、左横ずれと逆断層の滑りだけを許すような非負の拘束条件を用いた。

まず、GPSデータを説明できるような非平面の断層モデルを推定した。Figure 2-3はFigure 2-4にある滑り分布から求めたGPSの計算値 (白矢印) であり、このモデルは試行錯誤的に残差が最も小さくなるように推定した。この1枚の西落ち断層モデルは先行研究のモデル (Ohta et al., 2008)を非平面形状にしたものとみなすことができる。Figure 2-4 に断層面上の滑り分布を示した。縦ずれ成分は最大 ~5 m, 左横ずれ成分は ~0.5 mとなり、この結果はGCMT解と一致する。このモデルは東落ち断層を設定することなく、GPSデータをよく説明できるが、次に示すようにSAR地殻変動データを上手く説明することができない。

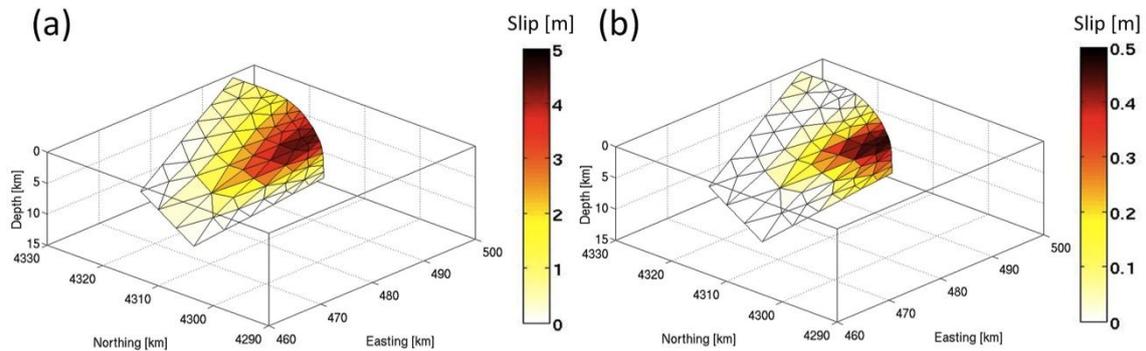


Figure 2-4: Geometry and slip distribution of a west-dipping fault model inferred from GPS data alone. (a) Dip-slip component and (b) left-lateral slip component. Note the difference in the scale of the color bars.

次に、Figure 2-4の断層ジオメトリと滑り分布を用いて、SARデータを説明できるかどうか検証した。Figure 2-5, 2-6が計算値と残差である。InSARの結果では、Figure 2-4で見られる最大の滑り量のところで、50 cm以上のLOSの残差が残る (Figure 2-5b, d)。さらに、ピクセルオフセットでは明らかな不連続が見られる (Figure 2-6b, d)。これらの結果は、SARの地殻変動データは、山岳地域では低密度分布なGPSデータを説明できる断層モデルでは十分に説明できない事を示している。

ピクセルオフセットデータに加え、余震分布データもまた東落ち断層の存在を示唆している。Figure 2-7 は余震分布 (左)とその分布の東西方向の断面図 (右上, 右中, 右下) である。右上の図は明らかに西落ち断層を支持する余震分布であり、東落ち断層があるようには見えない。しかし、右中と右下の図は、東落ち断層の存在を示すような断層面が見られ、その水平位置はFigure 2-2e, fにおけるレンジオフセットの変位ステップの位置と一致している。

Figure 2-8, 2-9, 2-10はGPSとInSAR, ピクセルオフセットデータから推定した2枚の非平面断層モデル (Figure 2-11) によるそれぞれのデータの計算値と残差である。それぞれの図には断層モデルの位置も記してある。2枚の断層モデルの下端は10 kmに設定し、それぞれの断層面は、深さ約5 kmのところでは交差している (Figure 2-11e, f)。一見これはおかしいように思えるが、推定した東落ち断層の滑り量は深いところでは極めて小さいため、本研究では良しとした。この断層モデルも試行錯誤的に推定した。インバージョンに用いたデータは2つのInSAR, レンジオフセット, 1つのアジマスオフセットと12箇所のGPSデータである。観測データの重み付けとして、InSARは5 cm, レンジオフセットは20 cm, アジマスオフセットは25 cm, GPSの水平成分は1 cm, 鉛直成分は5 cmとした。

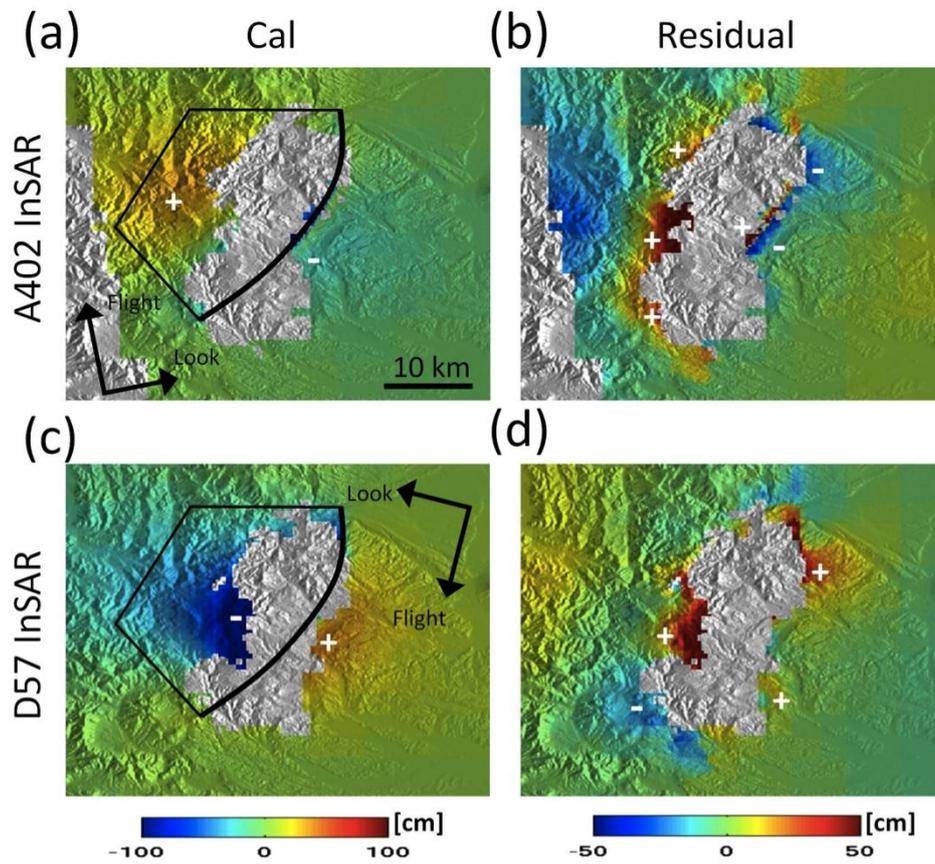


Figure 2-5: (a) Calculated InSAR data for the ascending track 402 from the fault model in Figure 2-4 and (b) misfit residuals from the observed one in Figure 2-2c. (c) Calculated InSAR data for the descending track 57 from the fault model in Figure 2-4 and (d) misfit residuals from the observed one in Figure 2-2d.

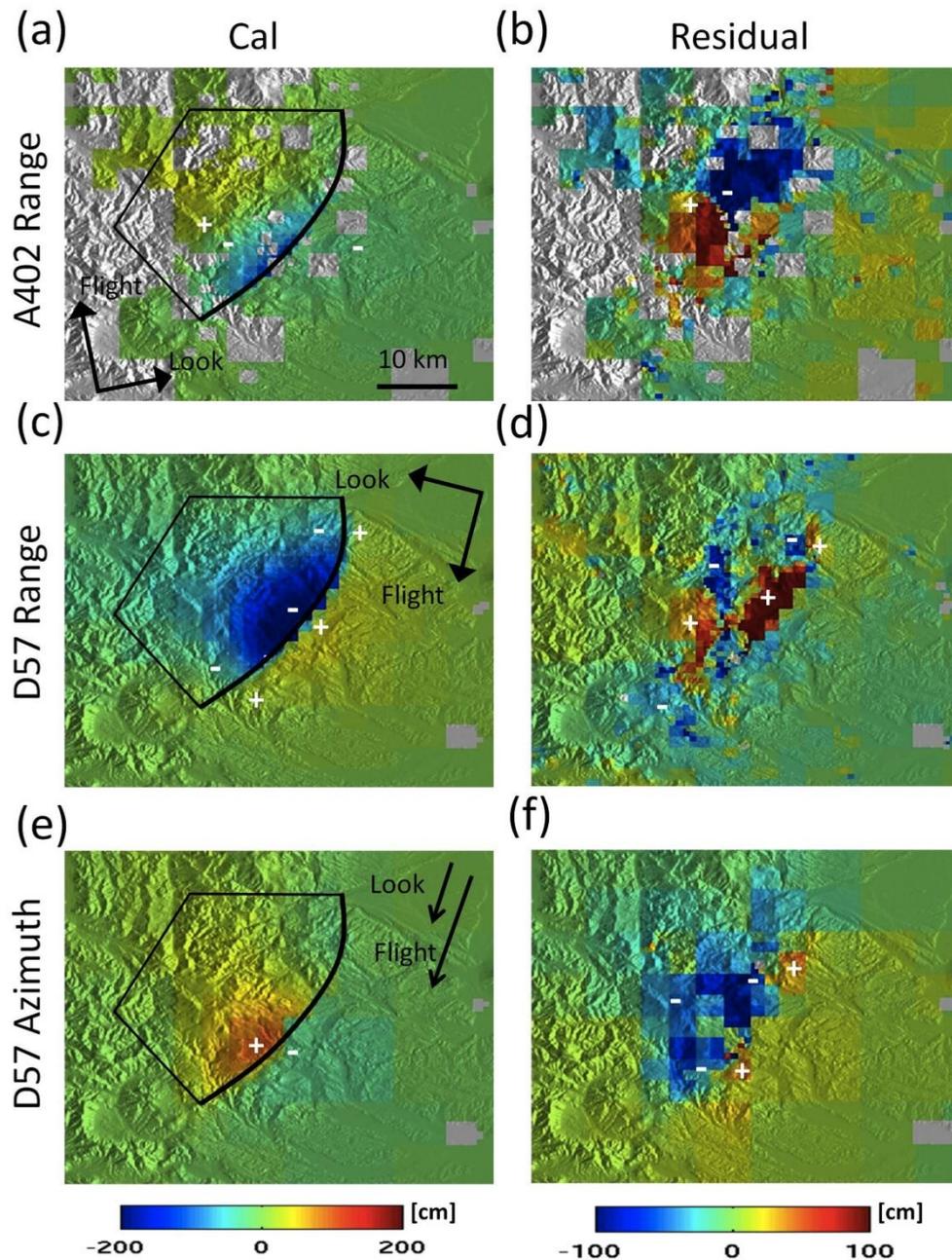


Figure 2-6: (a) Calculated range-offset data for the ascending track 402 from the fault model in Figure 2-4 and (b) misfit residuals from the observed one in Figure 2-2e. (c) Calculated range-offset data for the descending track 57 from the fault model in Figure 2-4 and (d) misfit residuals from the observed one in Figure 2-2f. (e) Calculated azimuth offset data for the descending track 57 from the fault model in Figure 2-4 and (f) misfit residuals from the observed one in Figure 2-2h.

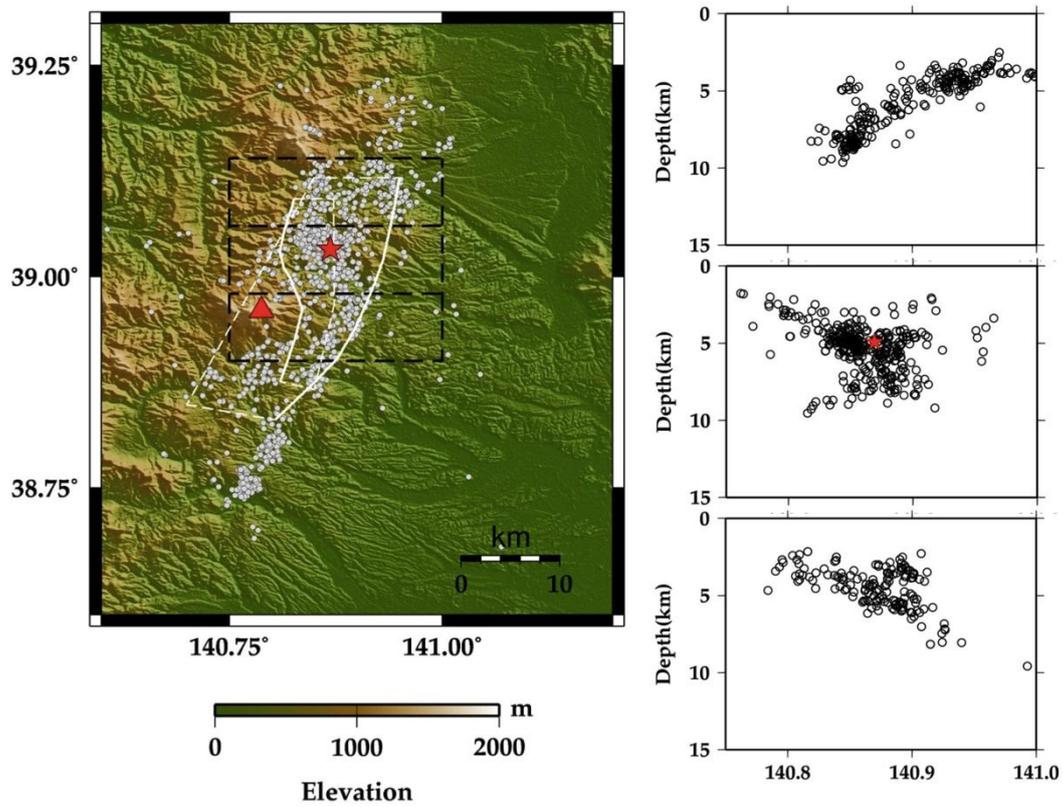


Figure 2-7: (Left) Plan view of the aftershocks and (right) their three cross sections from the north to the south. The white lines indicate the location of the two-segment model inferred from GPS and SAR data; the geometry and slip distribution are shown in Figure 2-11. The thick lines indicate the top edge of our fault model. The star and triangle indicate the epicenter and Mt. Kurikoma, respectively.

Figure 2-8はGPSデータの観測値とFigure 2-11から求めた計算値を表しており、Figure 2-3と同様に観測値と計算値はよく合っている。しかしながら、Figure 3とFigure 8では推定された断層面上の滑り分布が大きく異なっている。Figure 2-3では西落ち断層モデル上の約5 mの縦ずれ滑りによって説明されているが、Figure 2-8では東落ち断層モデル上の約3 mの縦ずれ滑りによって説明されている。これらの結果は、全く異なるモデルの結果であるが、Figure 2-11のモデルの方が、GPSデータだけでなく、SARデータもより説明できるため、こちらの方がより現実的である。

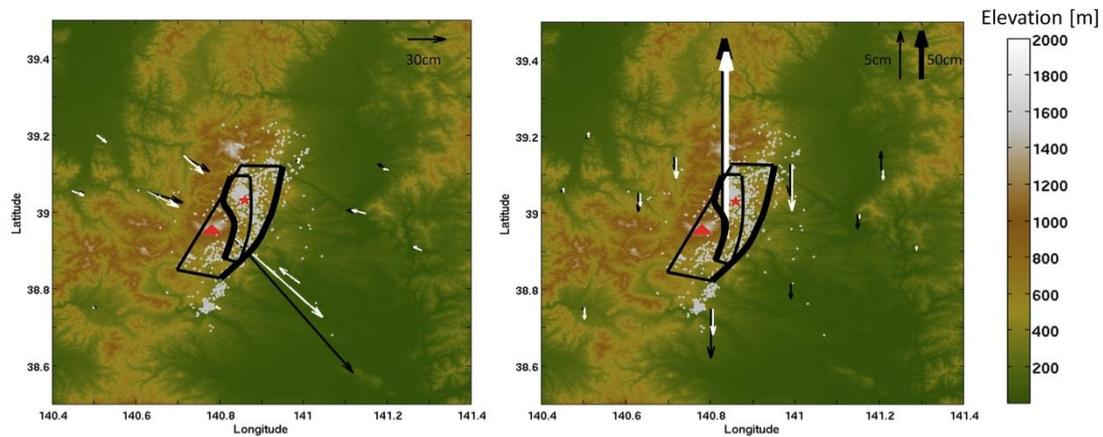


Figure 2-8: Observed (black) and calculated (white) GPS displacement vectors for the (left) horizontal and (right) vertical components. The scale-bar for the vertical displacement at the site, Kurikoma2, is an order of magnitude greater than the others. The calculated GPS displacements are based on our two-segment fault model with distributed slip as shown in Figure 2-11. Plan view of the fault model in Figure 2-11 is also indicated by a black line with the thick lines representing the top edge. The star and triangle indicate the epicenter and Mt. Kurikoma, respectively. Aftershocks are also shown by dots for comparison.

Figure 2-9と2-10は、それぞれInSARとピクセルオフセットの計算値と残差である。Figure 2-5, 2-6と比較すると、明らかに残差が小さくなっている。東落ち断層を加えた事で、計算値はより観測値に近くなった（特にレンジオフセットデータ, Figure 2-10）。

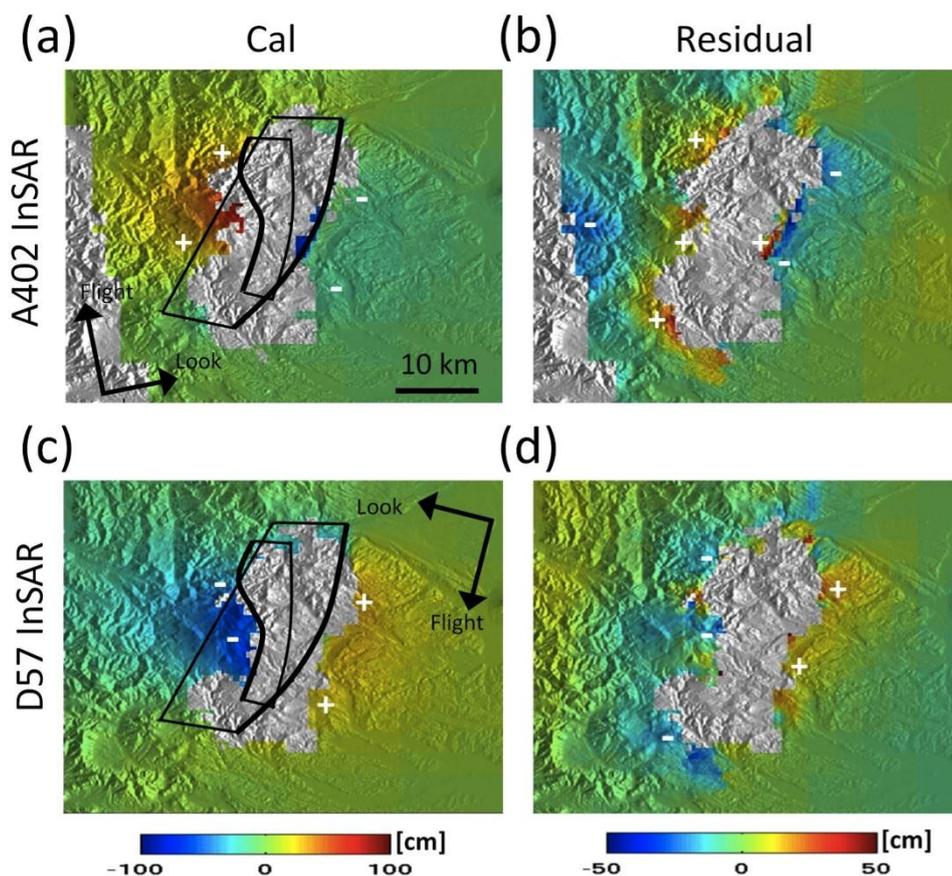


Figure 2-9: (a) Calculated InSAR data for the ascending track 402 from the fault model in Figure 2-11 and (b) misfit residuals from the observed one in Figure 2-2c. (c) Calculated InSAR data for the descending track 57 from the fault model in Figure 2-11 and (d) misfit residuals from the observed one in Figure 2-2d. Plan view of the fault model in Figure 2-11 is also indicated by a black line with the thick lines representing the top edge.

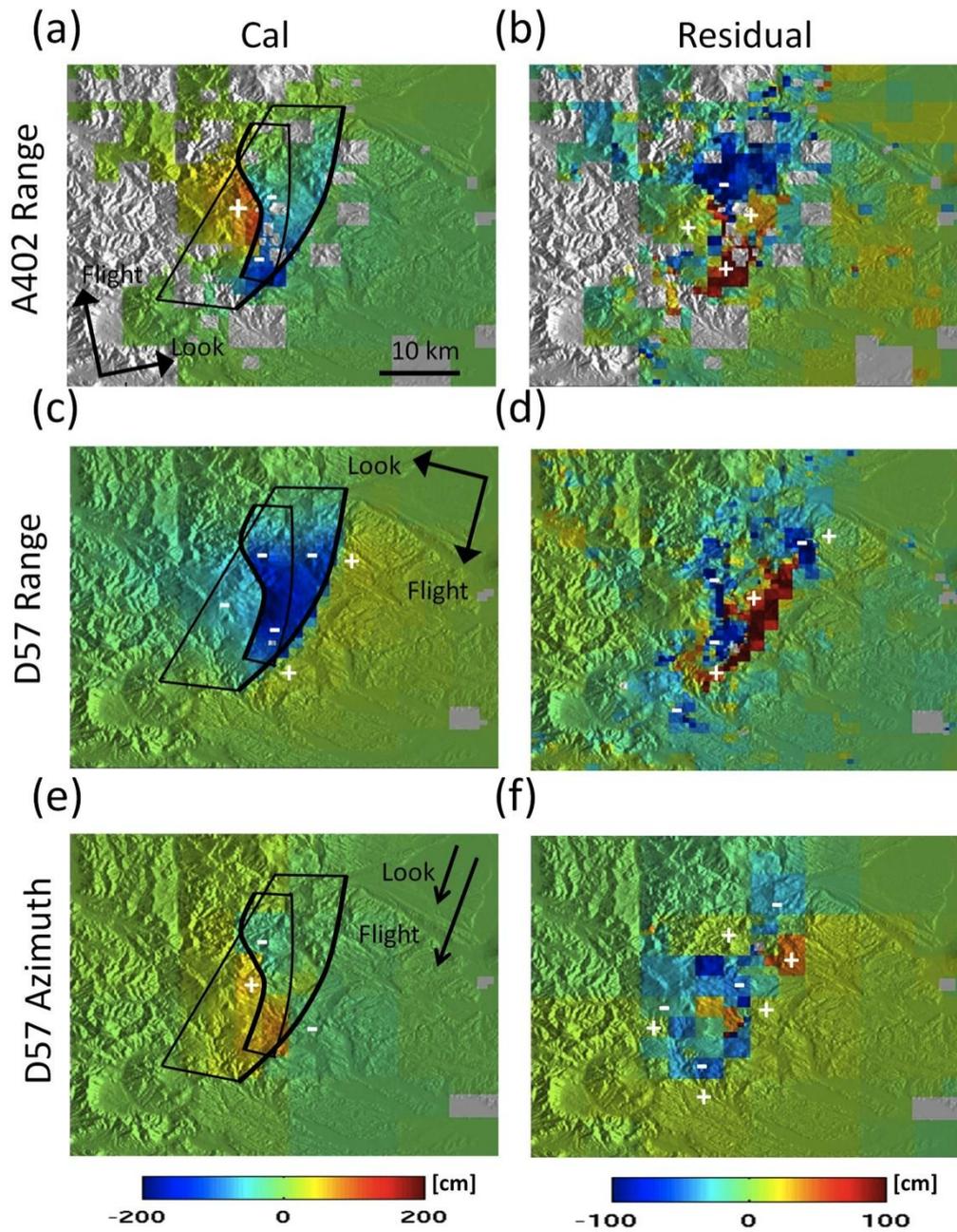


Figure 2-10: (a) Calculated range-offset data for the ascending track 402 from the fault model in Figure 2-12 and (b) misfit residuals from the observed one in Figure 2-2e. (c) Calculated range-offset data for the descending track 57 from the fault model in Figure 2-11 and (d) misfit residuals from the observed one in Figure 2-2f. (e) Calculated azimuth offset data for the descending track 57 from the fault model in Figure 2-11 and (f) misfit residuals from the observed one in Figure 2-2h.

Figure 2-11は2枚の断層からなるモデルの滑り分布である。Figure 2-11a,bは縦ずれ成分, c,dは左横ずれ成分である。西落ち断層の縦ずれ成分はある程度広がりをもって分布しているが (Figure 2-11b), 東落ち断層の縦ずれ成分は断層の南側でより局所的に分布しており, 北側はどちらもほとんど滑っていない (Figure 2-11a,c)。これらの滑り分布は余震分布に見られる東落ちの断層面の分布と調和的である。東落ち断層によるモーメントマグニチュードは6.76, 西落ち断層では6.53, 全体としては6.87であり (剛性率: 30 GPaとして計算), GCMTと一致する。それゆえ, この地震は2つの断層が同時に破壊したと想定される。

Figure 2-12は, Figure 2-11の滑り分布の誤差を 1σ で表している。これは, 地殻変動の計算値に2次元のランダムノイズをのせて, その都度滑り分布を求めることを200回繰り返し, その標準偏差を誤差とした (Wright et al., 2003; Furuya et al., 2010; Furuya and Yasuda, 2011)。ここでは, 滑り分布を求める際に滑り方向の制約はかけていない。この滑り誤差は, 浅いところの滑り量はよく求まっているが, 深いほど10-30 cm程度の誤差が生じることを示している。

2つの異なる軌道のレンジオフセットとアジマスオフセットデータがあれば, 3次元変位を求めることができる (e.g., Fialko et al., 2001; Funning et al., 2005)。Figure 2-13aは, Ando and Okuyama (2010)による3次元変動の観測データであり, 本研究で用いたSARデータと同じものから計算したものである。Figure 2-13b,cは本研究で推定した断層モデル (Figure 2-11)から求めた計算値と残差である。計算値はおおよそ観測データを説明しているが, 西落ち断層の上端付近に大きな残差が見られる (Figure 2-13c)。同様の残差が, レンジオフセットの残差にも現れている (Figure 2-10d)。Figure 2-13における大きな残差が見られた領域周辺を比較してみると, 観測値の変動量は計算値の変動量より水平上下ともにはるかに小さい。特に西落ち断層による地殻変動への寄与は, 本研究のモデル計算より小さい。これは西落ち断層が東落ち断層よりもはるかに複雑な形状をしていることを示唆しているが, 本研究の主要な目的な東落ち断層モデルの改良であるため, 本研究ではここで試行錯誤をストップした。さらに, Figure 2-13aは栗駒山東側に見られる明らかな変位ステップの外側にも不均質な変動分布があることを示している。これらは半無限均質弾性体の仮定では説明できそうになく, 地震によって誘発された地滑りなどの非弾性的変動の可能性がある。

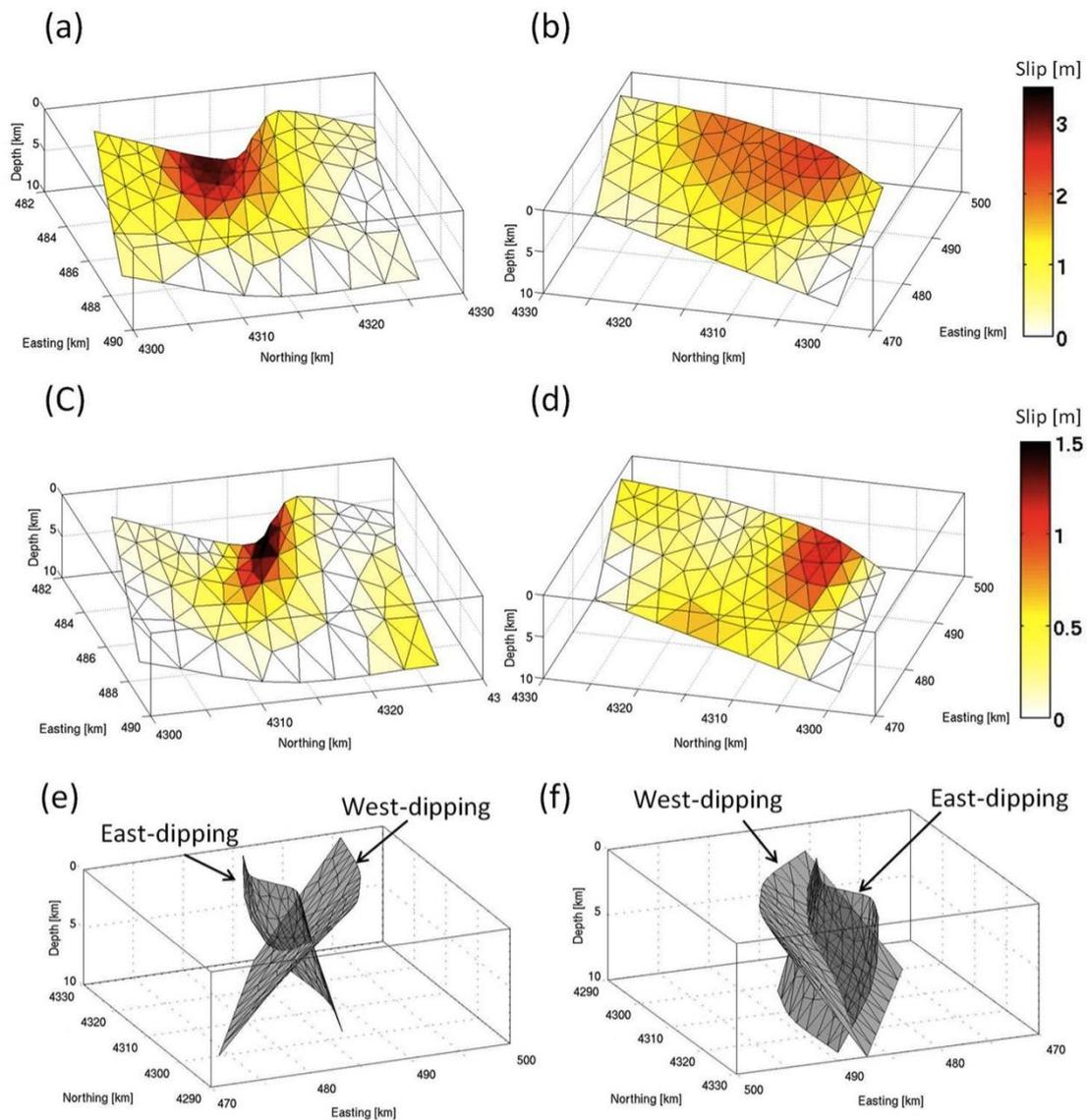


Figure 2-11: Geometry and slip distribution of the east-dipping (F1) and west-dipping (F2) segment model inferred from GPS and SAR data. (a) Dip-slip component for F1, (b) dip-slip component for F2, (c) left-lateral slip component for F1, and (d) left-lateral slip component for F2. Note the difference in the scale of the color bars. (e,f) 3D perspective of the fault geometry viewed from (e) SSW and (f) NNE.

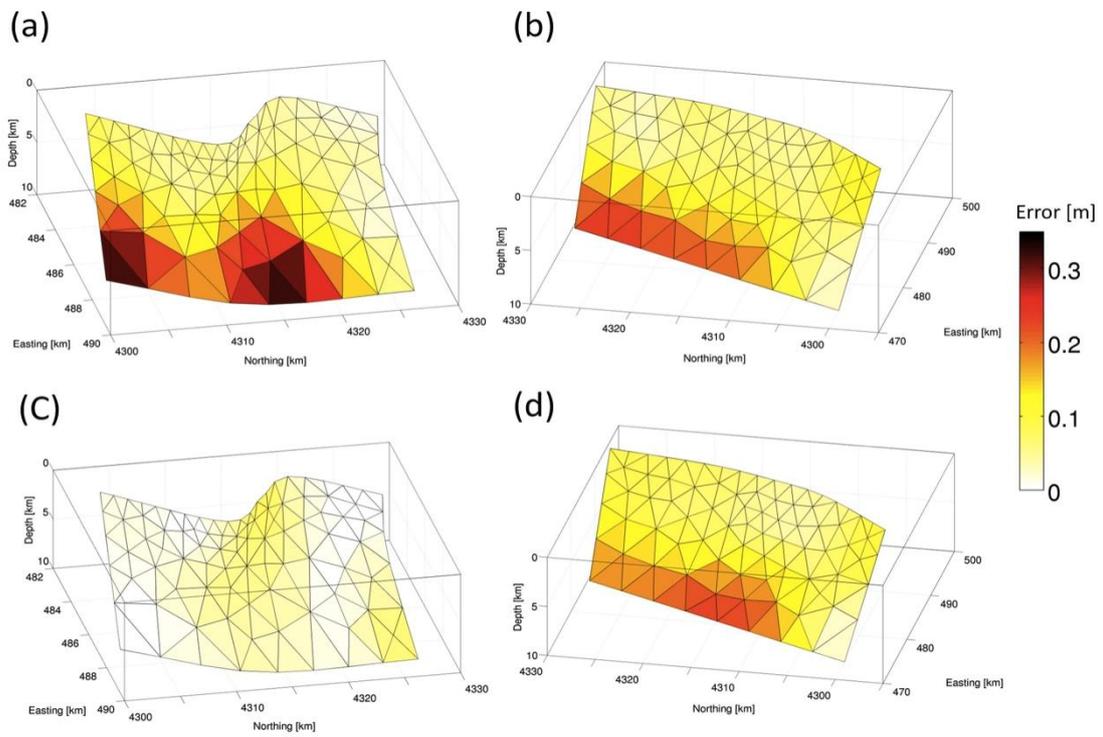


Figure 2-12: Error estimates for the inferred slip distributions in Figure 2-11a-d.

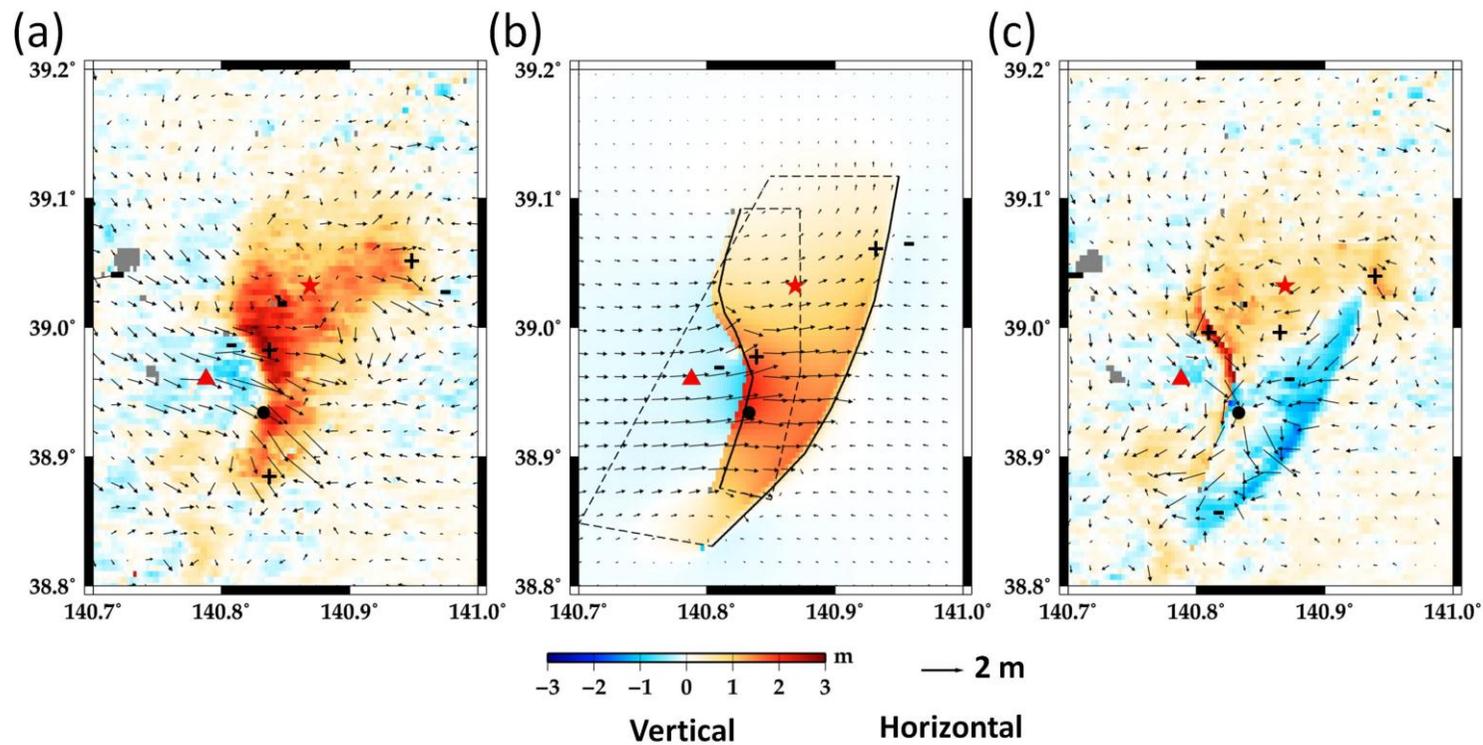


Figure 2-13. (a) Observed 3D displacements derived from the SAR data by Ando and Okuyama (2010). Vectors represent horizontal displacements, and colors represent vertical displacements. (b) Calculated 3D displacements, based on the source model in Figure 2-12. (c) Misfit residuals from the observed 3D displacements. The star and triangle indicate the epicenter and Mt. Kurikoma, respectively. The black dot indicates the GPS station, Kurikoma2.

2.5 Discussion

2.5.1 Geological Origin of the 2008 Iwate–Miyagi Inland Earthquake

本研究で推定した断層モデルについて先行研究のTakada et al. (2009)との大きな違いは、三角形要素を用いた非平面形状にしたことに加え、東落ち断層を南側に伸ばしたことである。このことによって、ピクセルオフセットデータの残差を大きく減らすことができた上に、栗駒2の変動を説明することができた。では、何故この震源断層はこのような複雑な形になったのだろうか。そこで、本研究では国土地理院が発行しているブーゲー異常データとこの断層モデルの位置の比較を行った。Figure 2-14は、地殻の密度を 2.3 g/cm^3 として求めたブーゲー異常の分布に断層モデルの上端の位置をプロットしたものである。岩手宮城内陸地震に伴う地殻変動が生じた領域は、東西を低ブーゲー異常領域に囲まれた高ブーゲー異常領域とおおまかに一致する。特に、西側のブーゲー異常の急勾配の位置が、推定した東落ち断層モデルと一致する。実際に、地質学的に栗駒山の南西部に低ブーゲー異常があるという報告があり、それは栗駒山の周りを囲むような丸い形で、新生代に崩壊したカルデラの場合と一致する(e.g., Yoshida, 2001; Nunohara et al., 2010)。これらの地質学的な報告を踏まえると、カルデラの縁壁が東落ち断層に影響を与え、このような複雑な形状の断層を形成したものと考えられる。1996年に栗駒山から15 km南方で発生した鬼首地震でも、複雑な地殻変動が生じ、それは過去のカルデラの構造に起因するとされている(Takada and Furuya, 2010)。全体として、過去のカルデラの高密度分布による地殻の不均質性は、非常な複雑な地殻変動を引き起こす。本研究で推定した断層モデルは、Takada et al. (2009) のモデルを複雑にしたものとみなすことができるが、それでもまだ測地データからの残差は残っている。

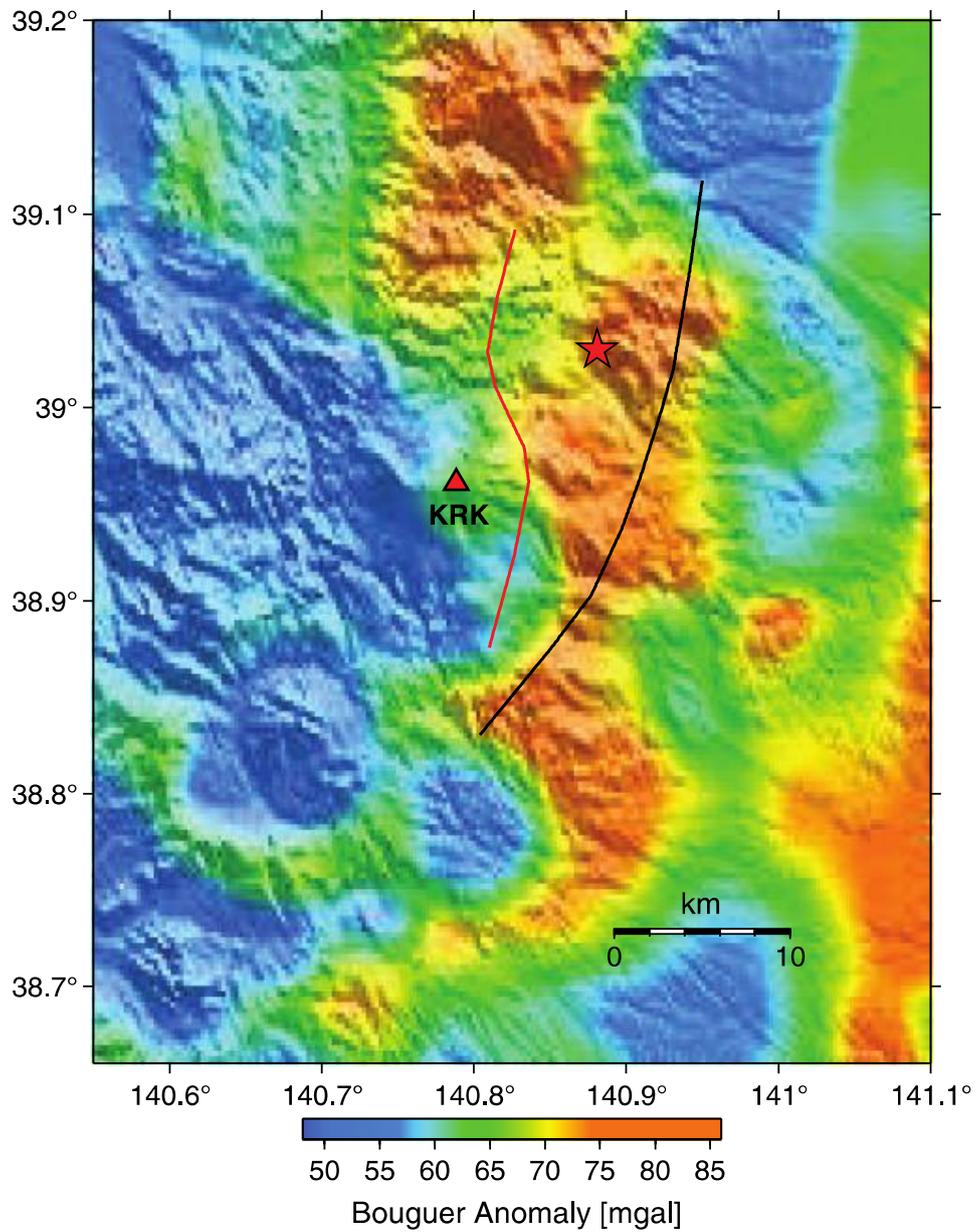


Figure 2-14: Bouguer gravity anomaly and the location of the two-segment fault model. The black and red lines indicate the top edge of the west- and east-dipping fault models, respectively. KRK stands for Mt. Kurikoma. The star indicates the epicenter.

2.5.2 Pros and Cons of Triangular Dislocation Elements

矩形要素と比較して、三角形要素を用いた断層モデルの推定にはメリットとデメリットがある。三角形要素を用いると、震源周辺の確かな観測データ(余震分布やピクセルオフセットデータなど、ある程度断層モデルの位置が拘束できるもの)がある場合のみ、任意の複雑な断層を表すことができる。しかし、矩形モデルと異なり、パラメータの自由度が非常に多くなるので、最適な断層の形状を決定することが難しくなる。本研究で推定した断層モデルは、試行錯誤的に求めたものであるが、将来的には三角形要素を用いた非平面断層モデルの位置や形状を効率よく求めることができるアプローチを考える必要がある。

2.5.3 Seismological Studies on the Fault Source Model

Suzuki et al. (2010)は、震源周辺の強震計の速度波形データを用いて、1枚の西落ち断層モデルを推定した。しかし、強震計の地震時静的変位だけでなくその後の傾斜計データの時間発展も説明するためには、共役断層が震源断層と同時に破壊される必要がある(Fukuyama, 2009)。これは、本研究における西落ち断層と東落ち断層のマグニチュードの和が全体のモーメントマグニチュードとおおよそ一致することと調和的である。

2.6 Conclusion

本研究では、ALOS/PALSARのデータから、2008年岩手宮城内陸地震の地震時地殻変動を検出した。InSARデータは、GCMT解が示すように全体として東西圧縮型の変動を示したが、ピクセルオフセットデータは、局所的に大きな変動とその空間分布が極めて複雑であることを表していた。本研究ではまず、GEONETのGPS地震時地殻変動データを用いて、非平面断層モデルの推定を行った。GPSから推定される1枚の西落ち断層モデルはたしかにGPSデータをよく説明できるが、SARデータに適用した場合、明らかに大きな残差が残る。そこで新たに東落ち断層を仮定することにした。これは余震分布からも推測できることであり、またその位置がブーゲー異常の急勾配の位置とも一致している。2つの断層を仮定することによって、GPSとSARデータを共によく説明できる断層モデルを推定することに成功した。

3. Glacier Surge Dynamics in Alaska/Yukon revealed by SAR

氷河とは、主に雪が圧密によって氷になり、自重によって下方に流れている陸上の氷の固まりのことである。昨年、初めて日本にも氷河の存在が確認されたが (Fukui and Iida, 2012), 世界中には南極やグリーンランド氷床をはじめ、アラスカやチベットなどいたるところに多数存在する。本章では、合成開口レーダーで捉えたアラスカ/ユーコン地域における山岳氷河流動速度の時空間変化と、「氷河サージ」の発生メカニズムに関する議論を行う。

3.1 Introduction

近年、地球温暖化によって特に2000年以降、南極やグリーンランド氷床の質量減少が注目されている (e.g. Rignot et al., 2008; van den Broeke et al., 2012). 氷河氷床の融解による質量損失は、世界の海水準に大きく影響する。また、世界各地の山岳氷河においても同様の傾向が見られている。GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment)による重力観測の結果、2003~2006年にかけてのアラスカ氷河の質量減少率は102 Gt/yr (Lutheke et al., 2008), 2003~2009年のヒマラヤ~チベット~カラコルムの氷河では47 Gt/yrであり (Matsuo and Heki, 2010), アラスカ氷河の減少は著しい。

氷河の流動は、氷河の質量収支や形態、周辺地形の形成に大きく関連し、長年に渡って世界各地の氷河の流動速度が調べられてきた。従来、氷河の流動速度は氷にステーキ (棒のようなもの) を用いた写真測量や三角測量を用いて測定したが、最近の現場観測では、露出している岩盤にGPS基準点を設置し、氷河上でGPS測位をするという方法が主流となっている (e.g., Sugiyama et al., 2011). GPSによる観測は、高精度でかつ高時間分解能でデータを得られるものの、広大な氷河上に多数の受信機を設置、かつそのデータの定期的な回収やメンテナンスなど、多大な労力と費用を要する。その一方、現場観測することなく流動速度を得られる技術として、光学観測や合成開口レーダーなど、人工衛星で取得された時期の異なる2つの画像の相関をとることで、氷河の流動速度を求めるといった手法もある。人工衛星から撮像することで1度に複数の氷河を捉えることができるため、地域全体の流動速度のマッピングが可能である。すでに南極やグリーンランド沿岸の流動速度マップが報告されており (Rignot et al., 2011; Rignot and Mouginot, 2012), 人工衛星による観測が極めて強力で有用性が高いことがわかる。また、最近では合成開口レーダーを用いた山岳氷河における流動速度も詳細に調べられつつある (Yasuda and Furuya, 2013; Muto and Furuya, submitted).

本研究の対象地域であるアラスカ南東部、カナダ/ユーコン準州との国境付近にも無数の山岳氷河が存在する。この地域は険しい山々と急峻な地形が連なり、また気候環境も厳しいことから、現場観測がなされている氷河は数少ない。また、人工衛星データによる流動速度マップをこれまで筆者が調べた限りでは、学術論文での報告はない。さらには、人工衛星

による研究成果は、経年的な流動速度の変動について議論していることが多い。本研究では、ALOS/PALSARとTerraSAR-Xが取得した2006~2011年のSARデータを用い、氷河の季節的な流動速度に着目した。特に、次節で述べる「氷河サージ」の発生メカニズムの解明を目指し、氷河サージに伴う短期的な流動速度の時空間変化に着目した。

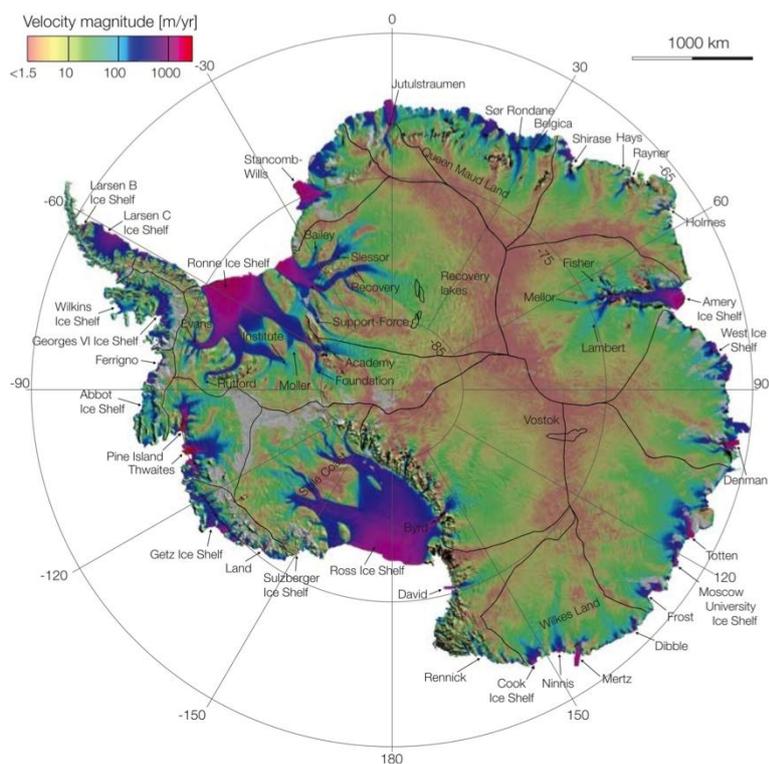


Figure 3-1: Ice velocity map of Antarctica derived from ALOS/PALSAR, Envisat/ASAR, RADARSAT-2, and ERS-1/2 satellite radar interferometry (Rignot et al., 2011)

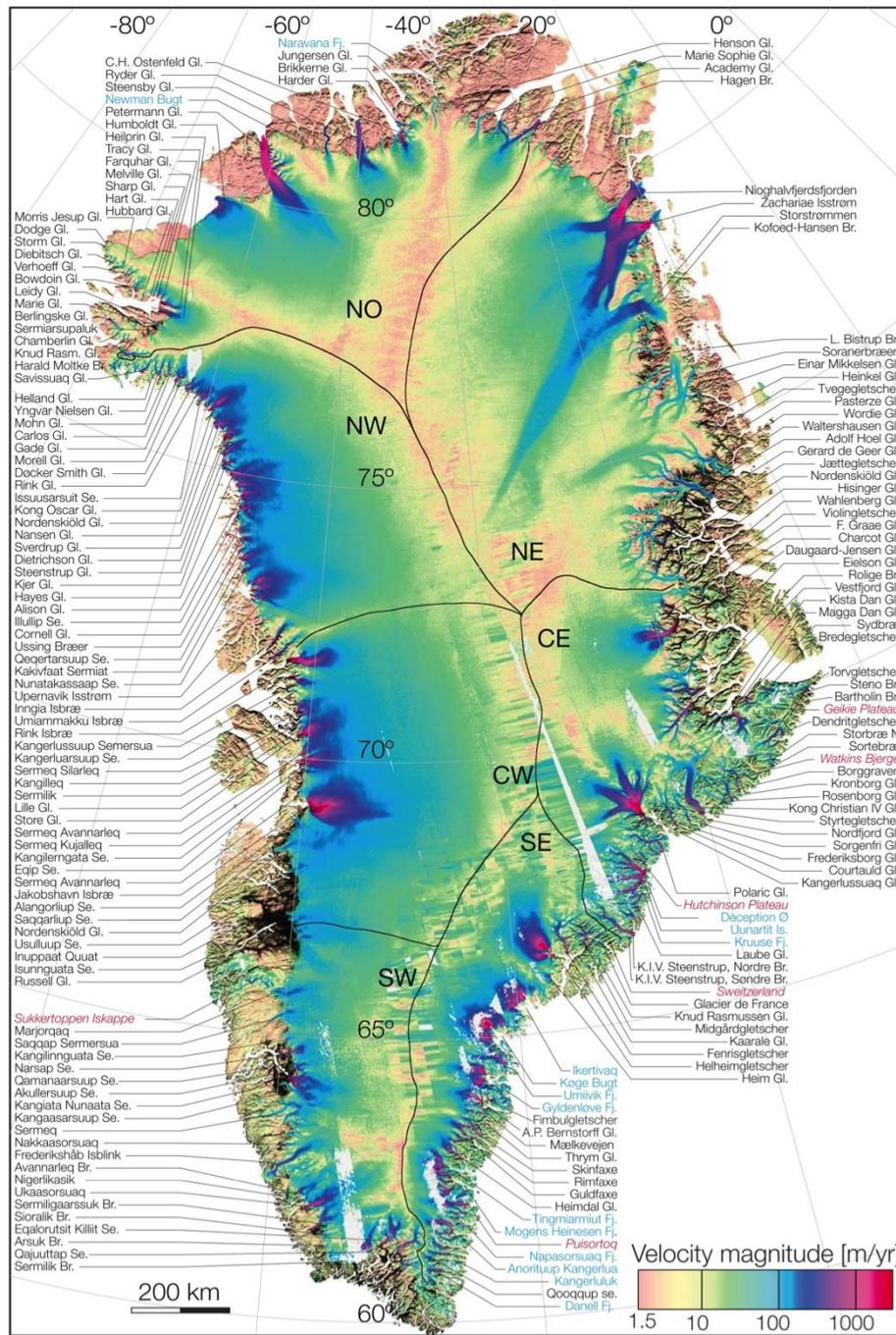


Figure 3-2: Ice velocity map of the Greenland Ice Sheet derived from satellite radar interferometry data from ALOS PALSAR, Envisat ASAR and RADARSAT-1 (Rignot and Mouginot, 2012)

3.2 Glacier surface velocity observed with satellite

ここでは、人工衛星によって観測される流動速度の構成要素について紹介する。衛星から観測される流動速度とは、氷河の表面での速度（表面速度）である。表面速度 u_s は、おおまかに次式で表される（Cuffey and Paterson, 2010）。

$$u_s = u_b + \frac{2A}{n+1} \tau_b^n H \quad (3.1)$$

上式のように、氷河の表面速度は2つの項の和で表される。第1項は、氷河底面における底面滑りの効果を表している。第2項は氷河内の変形による成分（Internal flow）である。Aは定数、 τ_b は底面での剪断応力、nは氷の物性を表す次数で、氷河は一般的に非ニュートン流体としてふるまうので、 $n=3$ とすることが多い。Hは氷厚である。底面滑りとは、氷河が岩盤もしくは底面堆積物の上を滑る Basal slidingと、底面堆積物の変形（Till deformation）の2つの効果を総称している。つまり、氷河の表面速度は、1)氷の塑性変形（Ice deformation）、2)底面滑り（Basal sliding）、3)底面堆積物の変形（Till deformation）の3つの和で表される（Figure 3-3）。このうち、氷そのものが一年未満の時間スケールで突然変形することは、物理的に考えにくい。したがって、季節変動の要因としては、気温上昇する春から夏にかけて融解水が表面から底面に達し、「潤滑」することで加速するということが一般的に知られている。

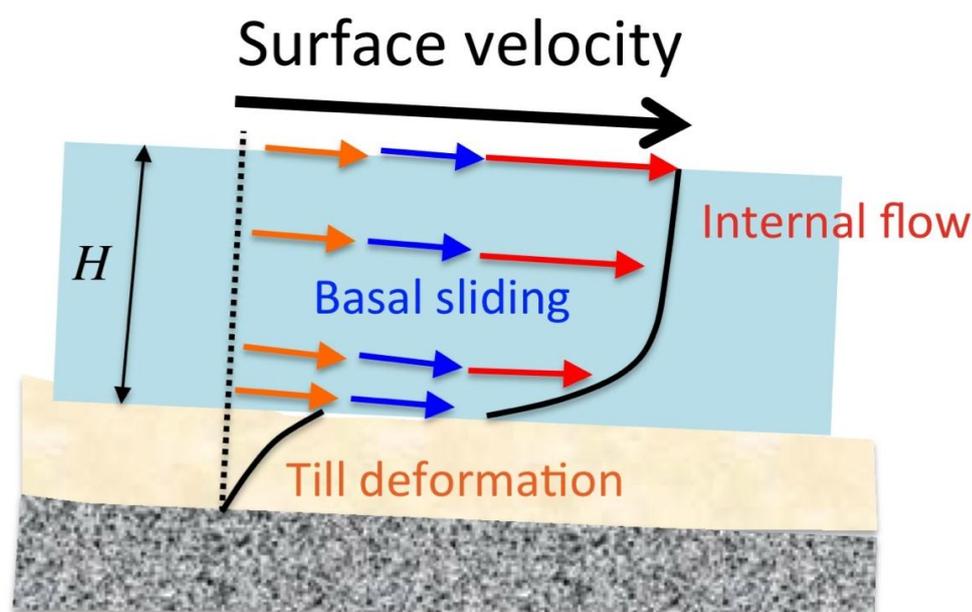


Figure 3-3: The three components of the surface velocity.

3.3 Glacier surge

氷河サージ (Glacier surge)とは、流動速度が短期的に通常の数倍～数百倍に上昇する現象でアラスカ/ユーコンやスベールバル諸島など世界の特定の地域で報告されてきた(e.g., Harrison and Post, 2003; Cuffey and Paterson, 2010). この現象の特徴として、流動速度の急激な変化だけでなく、氷厚の変化 (Ice thickness change), 末端の前進 (Terminus advance)などがあり、またある程度の周期性を持つことがわかっている (Figure 3-4). さらに、アラスカ/ユーコン地域においては、氷河サージは秋から冬にかけて始まることが多いことで知られている (e.g., Raymond, 1987, Eisen et al., 2001, 2005). 氷河の表面流動速度の構成要素(Figure 3-3)のうち、氷そのものが1年未満のタイムスケールで突然大きく変化することは物理的に考えられない. したがって、短期的に流動速度が上昇する氷河サージのメカニズムとして、底面滑りと底面堆積物の変形が関与していると言われている (e.g., Harrison and Post, 2003; Cuffey and Paterson, 2010). これらに大きく関与する要因として、水理水文環境の変化がある. 氷河が大きな速度で滑るときは、底面水圧 (Basal water pressure)が高く、氷と底面堆積物との摩擦が小さく、浮き上がりやすい状態になっていると考えられる (e.g., Kamb et al., 1985, Raymond, 1987). 氷河底面の水文環境や堆積物の様子を調べることは、氷河の存在する環境やその大きさから考えても非常に難しい. そのため氷河サージのメカニズムは未解決である.

しかしながら、底面での環境の変化は氷河の表面速度の短期的な変化として現れる. そこで本研究では、アラスカ/ユーコン地域において、氷河サージの前後における流動速度の時空間変化を捉えることで、その観測例を増やし、氷河サージの発生機構の解明につなげることを目的とした.

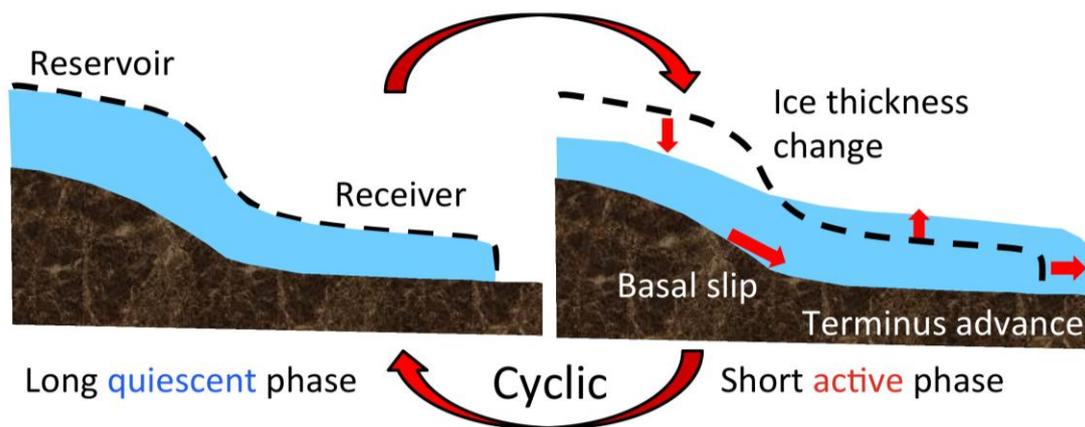


Figure 3-4: The images of the feature associated with Surge.

3.4 Study area and data sets

本研究では、アメリカ合衆国アラスカ州とカナダ・ユーコン準州との国境付近エリアを対象としている。この地域はこれまでに204の氷河で氷河サージを起こしたとされており (Post, 1969), 氷河学では非常に注目されている地域である。また重力観測衛星GRACEによりアラスカ南東部では経年的に重力の減少が見られており、これは地域全体として氷河の氷厚が薄くなっていることを示している (e.g., Luthcke et al., 2008)。

本研究では、ALOS/PALSARが取得した2006~2011年のデータとTerra SAR-Xが取得した2010年のデータを使用した (Figure 3-5)。データの詳細はTable 3-1に書かれている。解析方法は1.2.3で述べたピクセルオフセット法を用いた。オフセットを求める際のWindow Sizeは主として64×192 pixel (i.e. ~500×500 m) に設定しているが、後に紹介するHubbard Glacierに関しては、非常に大きな氷河であり、よりシグナルがとれるように試行錯誤の結果、Window Sizeは128×384 pixel (~1 km×1 km)に設定した。

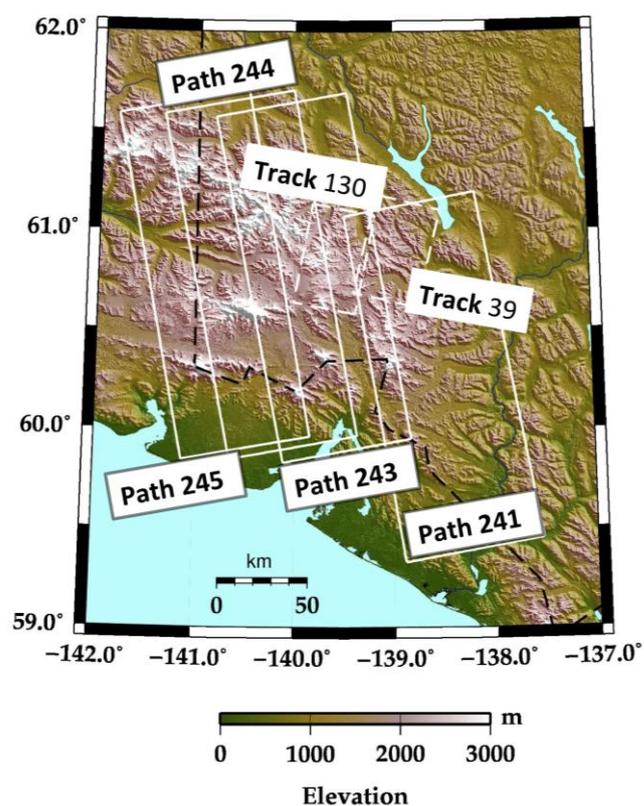


Figure 3-5: Location of the studied area. White squares represent the observed areas by ALOS/PALSAR and Terra SAR-X. Solid and dashed boxes represent ascending and descending orbits, respectively. Black dashed line indicates the border between the Alaska (United States) and Yukon (Canada).

Table 3-1: Data list of ALOS/PALSAR and Terra SAR-X

Sensor/Path	Frame	Master	Slave	Mode	Bperp (m)	Span (day)
PALSAR/241	1190-1210	20070829	20071014	FBD-FBD	597	46
		20080114	20080229	FBS-FBS	796	46
		20090116	20090303	FBS-FBS	529	46
		20100119	20100306	FBS-FBS	756	46
		20100306	20100421	FBS-FBS	353	46
		20100421	20100606	FBS-FBD	104	46
		20100606	20100722	FBD-FBD	122	46
		20100722	20100906	FBD-FBD	332	46
PALSAR/243	1200-1220	20061230	20070214	FBS-FBS	1342	46
		20070817	20071002	FBD-FBD	425	46
		20071002	20080102	FBD-FBS	627	92
		20080102	20080217	FBS-FBS	1041	46
		20080819	20090104	FBD-FBS	1779	138
		20090104	20090219	FBS-FBS	652	46
		20090822	20091007	FBD-FBD	566	46
		20091007	20100107	FBD-FBS	726	92
		20100107	20100222	FBS-FBS	794	46
		20100825	20101010	FBD-FBD	505	46
PALSAR/244	1200-1220	20070116	20070303	FBS-FBS	1554	46
		20070903	20071019	FBD-FBD	474	46
		20071019	20080119	FBD-FBS	799	92
		20080905	20081021	FBD-FBD	672	46
		20081021	20090121	FBD-FBS	874	92
		20090908	20091024	FBD-FBD	419	46
		20091024	20100124	FBD-FBS	960	92
		20100124	20100311	FBS-FBS	722	46
		20100911	20101027	FBD-FBD	504	46

Continued

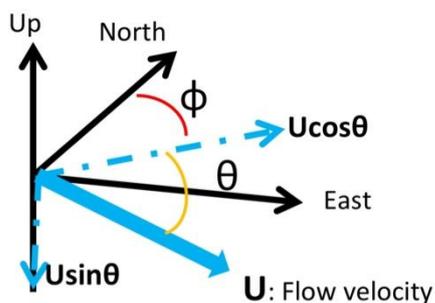
Sensor/Path	Frame	Master	Slave	Mode	Bperp (m)	Span (day)
PALSAR/244	1200-1220	20101027	20110127	FBD-FBS	997	92
		20110127	20110314	FBS-FBS	840	46
PALSAR/245	1200-1220	20070920	20071105	FBD-FBS	655	46
		20071105	20071221	FBS-FBS	86	46
		20071221	20080205	FBS-FBS	884	46
		20080807	20080922	FBD-FBD	1027	46
		20080922	20081223	FBD-FBS	596	92
		20090810	20090925	FBD-FBD	671	46
		20090925	20091226	FBD-FBS	776	92
		20091226	20100210	FBS-FBS	690	46
		20100210	20100328	FBS-FBS	532	46
		20100328	20100513	FBS-FBD	169	46
		20100513	20100628	FBD-FBD	122	46
		20100628	20100813	FBD-FBD	486	46
		20100813	20100928	FBD-FBD	470	46
		20100928	20101229	FBD-FBS	614	92
		20101229	20110213	FBS-FBS	790	46
TerraSAR/130	-	20100411	20100422	SL-SL	-13.6	11
		20100422	20100503	SL-SL	-39.5	11
TerraSAR/39	-	20100416	20100427	SL-SL	129	11
		20100427	20100508	SL-SL	52	11

3.5 Conversion from range and azimuth offset to 3D velocity field

ピクセルオフセット解析によって、Range offsetとAzimuth offsetという2つの成分が得られる。しかし、この2つの成分はそれぞれ東西、南北、上下変位の視線方向への射影なので (Furuya, 2006), 1組のピクセルオフセットの結果では純粋な3次元変位に変換できない。したがって、変換するためには何らかの拘束条件が必要である。3次元変位に変換する方法として、以下の2つの方法がある。1つは、異なる軌道のピクセルオフセットの結果を用いる方法である (e.g., Fialko et al., 2001; Funning et al., 2005)。この方法はピクセルオフセットの結果だけで3次元変位を求めることができるため、他のデータに左右されない一方、同じ時期の異なる軌道のデータセットがないと正確な変動を議論できない欠点をもつ。もう1つは、DEMから最も急な方向を求め、氷河がその向きに流れると仮定するというものである (Joughin et al., 1996; Yasuda and Furuya, 2013)。この方法は尤もらしい流動速度を求められるが、使用するDEMのエラーを引っ張ってしまうという欠点がある。本研究の対象地域をカバーするDEMはAster GDEMしかないのだが、Asterは30 mメッシュでそこそこの高い空間分解能を持つデータである。しかし、 $1 \times 1^\circ$ ごとに区切られているタイルごとのつなぎ目が不連続であり、また氷河表面のクレバス等のラフネスまでもが標高データとして記録されている。これでは、連続的な空間分布を持つ流動速度を求めるために使用するにはやや不適切である。そこで、本研究では以下のように氷河の流動方向を仮定することで、未知数を減らし、3次元流動速度を求めることにした。

ピクセルオフセット解析から得られるRange offset (ra)とAzimuth offset (az)は式3.2で表される。ここで Θ はマイクロ波の入射角、 Φ は衛星が進む角度 (北向きから時計回り)である。 u_e, u_n, u_z は東西 (東が正)、南北 (北が正)、上下 (鉛直上向きが正)の変位を表している。このままでは未知数が多く解く事ができないので、流動速度の大きさ (U)、流動の水平方向 ϕ (北向きから時計回り)、勾配 θ の3成分に座標変換を施し (式 3.3)、かつ流動方向 ϕ を仮定することで変数を減らし、3次元変位を求めることとした。

$$\begin{aligned} ra &= u_e \cos \Phi \sin \Theta - u_n \sin \Phi \sin \Theta - u_z \cos \Theta \\ az &= u_e \sin \Phi + u_n \cos \Phi \end{aligned} \quad (3.2)$$



$$\begin{aligned} u_e &= U \cos \theta \sin \phi \\ u_n &= U \cos \theta \cos \phi \\ u_z &= U \sin \theta \end{aligned} \quad (3.3)$$

ここで流動方向は次のように推定した。仮に上下成分(u_2)がないとすると、式3.2においてレンジ/アジマスオフセットから水平方向の変位 u_e, u_n が求められるため、それから流動方向が推定できる。本研究の対象地域の山岳氷河は傾斜が極めて緩やかであり(約 $1\sim 2^\circ$)、上下成分は水平成分に比べて十分小さいと考えられる。また、ここで求めるのは方向であって変位ではない。真の流動方向とは多少異なるが、近似としては十分であり、多少の違いで結果に大きく影響しないと考えた。求めた流動方向を用いて、流動の水平成分と上下成分を計算した。ピクセルオフセット法によって求められる変位は、データ間の日数の累積変位であり、これを日数で割ることで1日あたりの流動速度とした。

3.6 Results

Figure 3-6 に, ALOS/PALSARの3つの軌道から得られた流動速度マップを主要な氷河の名前と共に示した. 非常に多くの氷河があり, またその流動速度も多様であることが一見ただけでわかる. 本節では, 解析結果をもとに, データ期間内 (2006-2011年)にサージを起こしたSurging, 秋から冬にかけて加速が見られたWinter speed-up, 冬季の加速が見られず, 夏季の速度上昇が見られたSummer speed-up, その他 othersに分類した. ここで言うSurgingとは, Surge-typeという意味ではなく, 2006-2011の間にSurgeを起こしたという意味である.

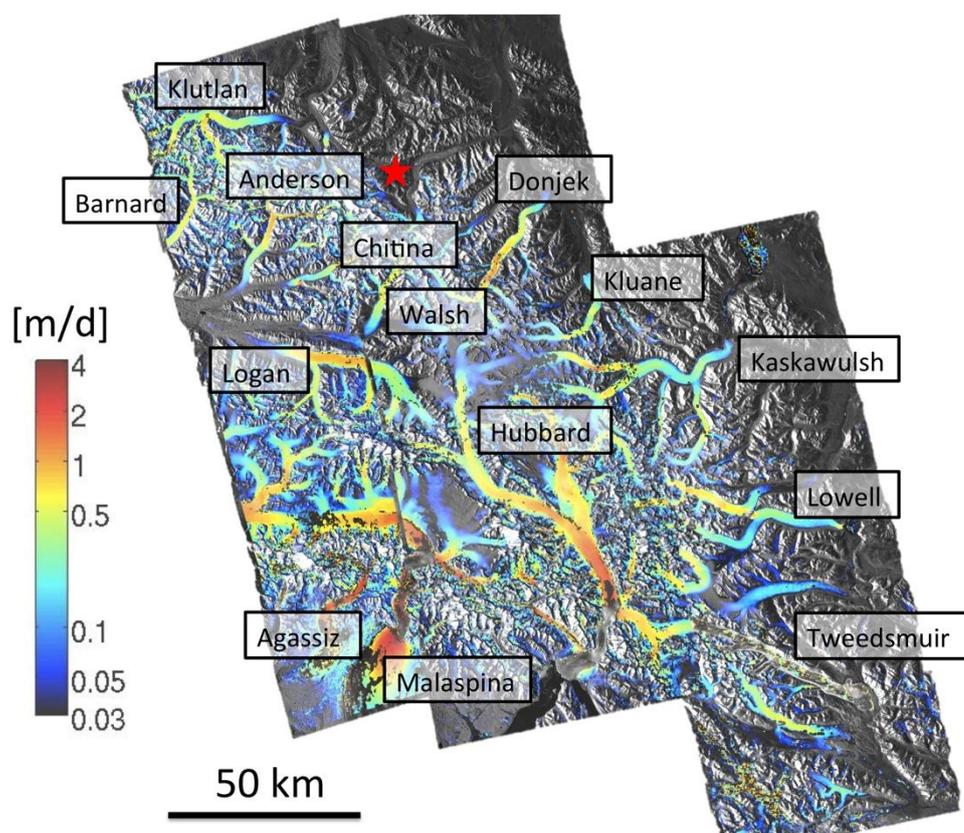


Figure 3-6: Surface velocity map derived from three paths of ALOS/PALSAR. Please note the color scale is shown as logarithm. Red star indicates the location of Trapridge Glacier, whose size is too small to image from Satellite data.

3.6.1 Surging glacier

ALOS/PALSARデータが存在する2006~2011年の6年間に、この研究地域において4つの氷河 (Hubbard, Lowell, Tweedsmuir, Chitina)において氷河サージが発生した。いずれの氷河サージも活動期は数ヶ月であり、またLowell, Tweedsmuir Glacierでは明確な末端の前進が見られた。

本研究で最初に対象とした氷河がHubbard Glacierである。この氷河は全長約120kmもあるこの周辺では最も大きな氷河である。その末端はDisenchantment湾に注ぎ込み、過去には末端の前進によってRossel Fiordを塞いだこともある (Motyka and Truffer, 2007)。この氷河の末端変動に関する研究はいくつか論文があるものの (e.g., Ritiche et al., 2008), 中・上流部の流動速度やふるまいは明らかになっていない。また、2009年1月~3月にかけて氷河サージが発生したという報告 (NPO氷河雪氷圏環境研究舎の成瀬廉二氏の情報)も入手し、その前後の流動速度の時空間変化を調べようとしたのが本研究の発端であった。

Figure 3-7にHubbard Glacierの流動速度の時空間変化を時系列順に並べた。まず氷河サージが発生したという報告があった地域は、Figure 3-8右上の図中の赤枠約10×10 km²程の領域である。結果として、報告があった領域は、上流部に流れ込む3本の支流であり、衛星で観測するには空間スケールがやや小さく、また速度変化もせいぜい2倍になった程度の小規模なサージであったことがわかった。ただし、この時期の氷河全体の流動速度を他の同時期のデータと比較すると、数十%大きいことがわかった。このことから、2009年の氷河サージは報告があった地域だけでなく、氷河全体に渡って起こった可能性がある。しかしながら、その速度変化は一般的に数倍~数百倍上昇する氷河サージと比較すると、その規模は極めて小さい。

次に、それぞれの年で、8~10月 (夏)の速度と1-2月 (冬)の速度を比較した。夏のデータは全体的に相関が低く、精度の高い流動速度データを検出できなかった。それでも、データが得られた部分を比較すると、予期せぬことに、どの年も冬の流動速度が夏の流動速度を上回っていることが判明した。特に、2009年の8月から2010年の2月にかけて、徐々に加速していく様子が見える。発見した当初はこんなことがあり得るのかと疑っていたが、この発見が次節で述べるWinter speed-upの存在を示す最初の火付け役となった。

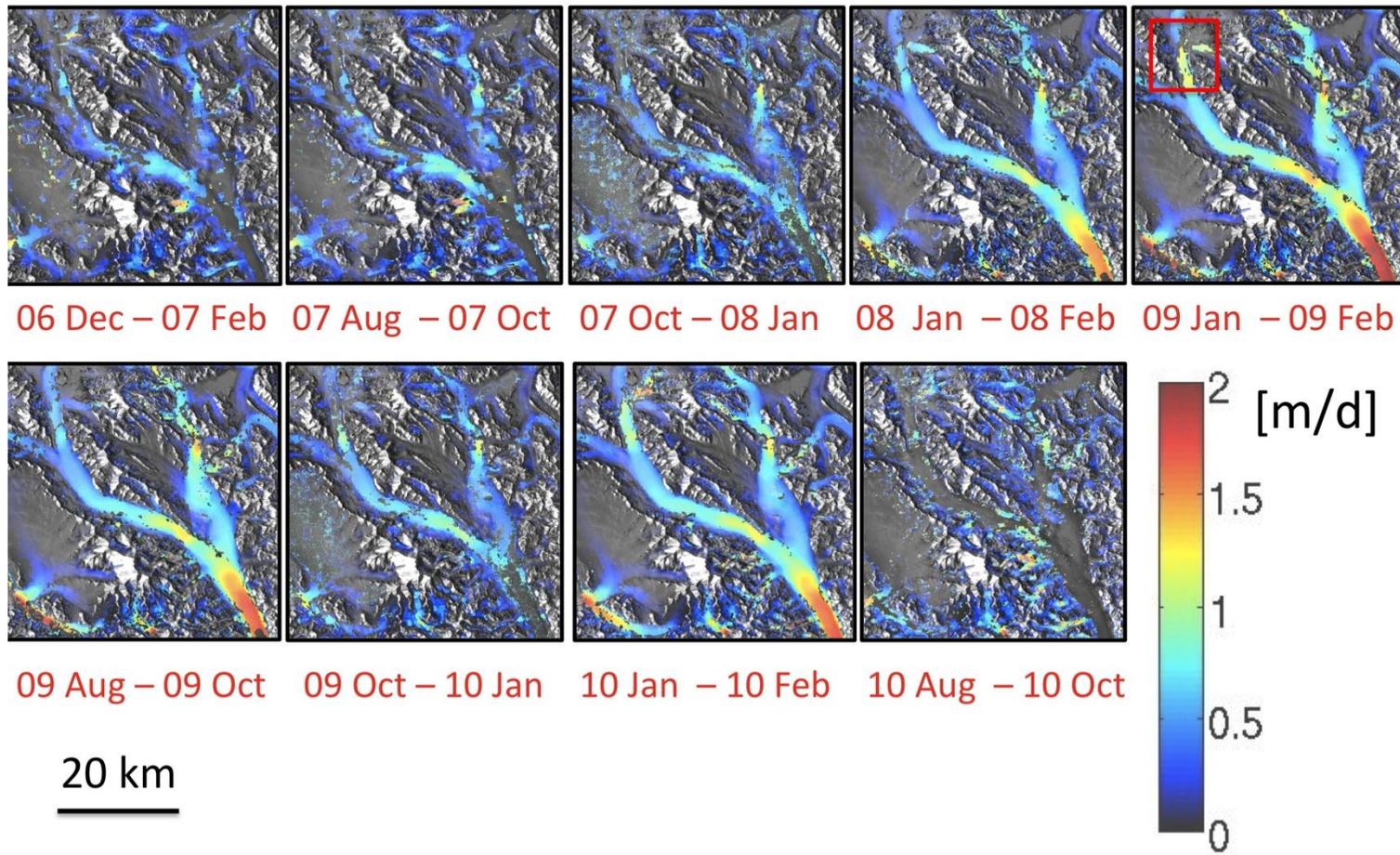


Figure 3-7: Surface velocity time-series (from left to right) at Hubbard Glacier. The red square indicates the surge reported area.

Lowell Glacierは幅約4 km, 全長約70 kmほどある, 有名なサージタイプの氷河である。この氷河はYGS (Yukon Geological Survey)とUSGS (United States Geological Survey)の共同観測がなされていて, 1940年代から数えると5回氷河サージを起こしている (YGS)。一番最近の氷河サージは2009年後半から始まり, 2010年後半まで続いたという報告があった (YGS Web site: <http://www.geology.gov.yk.ca/821.html>)。そこで, この氷河サージに伴う流動速度の時空間変化, SAR強度画像における反射強度の変化, そして末端の変動を調べた。

Figure 3-8は, Lowell Glacierの氷河サージの流動速度の時空間変化を表したものである。データが存在する2007年から2009年まで, ~1 m/day程度であった。しかし, 2010年の1月と3月のペアによる結果では, 5 mを超える流動速度が検出された。このことから, 氷河サージは2009年中に始まったと推定され, それはYGSの報告とも一致する。その後, 2010年7~9月頃に速度が減少しているが, その後のデータがないため, いつ終了したかははっきりしない。この氷河サージの特徴として, 氷河の一部 (中~下流部) だけ流動速度の急激な増加が見られたことがあげられる。なお, 季節変化に関しては, データ数が少ないことと, サージ中のデータが含まれているため, はっきりしたことはわからない。

氷河サージに伴って, 氷河表面におけるマイクロ波の反射強度が増大することが知られている (Yasuda and Furuya, 2013)。Figure 3-9に, (a)氷河サージに伴う氷河末端位置の推移と, (b,c)三色混合による反射強度の変化を示した。氷河サージが始まったと思われる2009年後半から末端が前進し始め, 2010年9月には前年と比較するとおよそ4 km程度の前進が確認できた。またこのサージに伴って明瞭な反射強度の変化が氷河の縁にはっきりと見られた。この画像は色が白くなるほど反射強度が大きくなっていることを示している。三色混合の結果から, 氷河サージが始まると反射強度が増大し (Figure 3-9b), 終わりに近づくと減少することがわかった (Figure 3-9c)。この要因として, 表面速度の急激な増加に伴って, 氷河表面にクレバスなどのラフネスが多く形成され, それらにマイクロ波が多く反射することで反射強度が増加する。一方, 表面速度が減少してくると, サージ開始時に形成されたクレバスなどの割れ目が閉じてくるために, 開始時と比べると反射強度は減少すると考えられる。

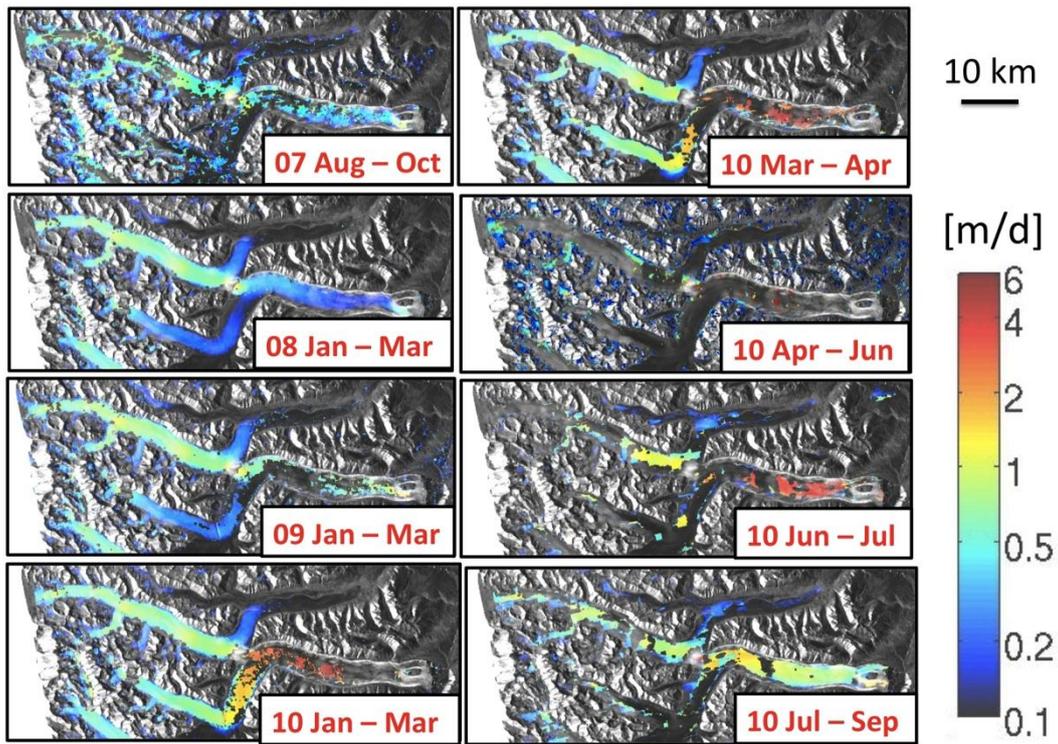


Figure 3-8: Surface velocity evolution (from upper to lower) at Lowell Glacier. Please note the color scale is shown as logarithm.

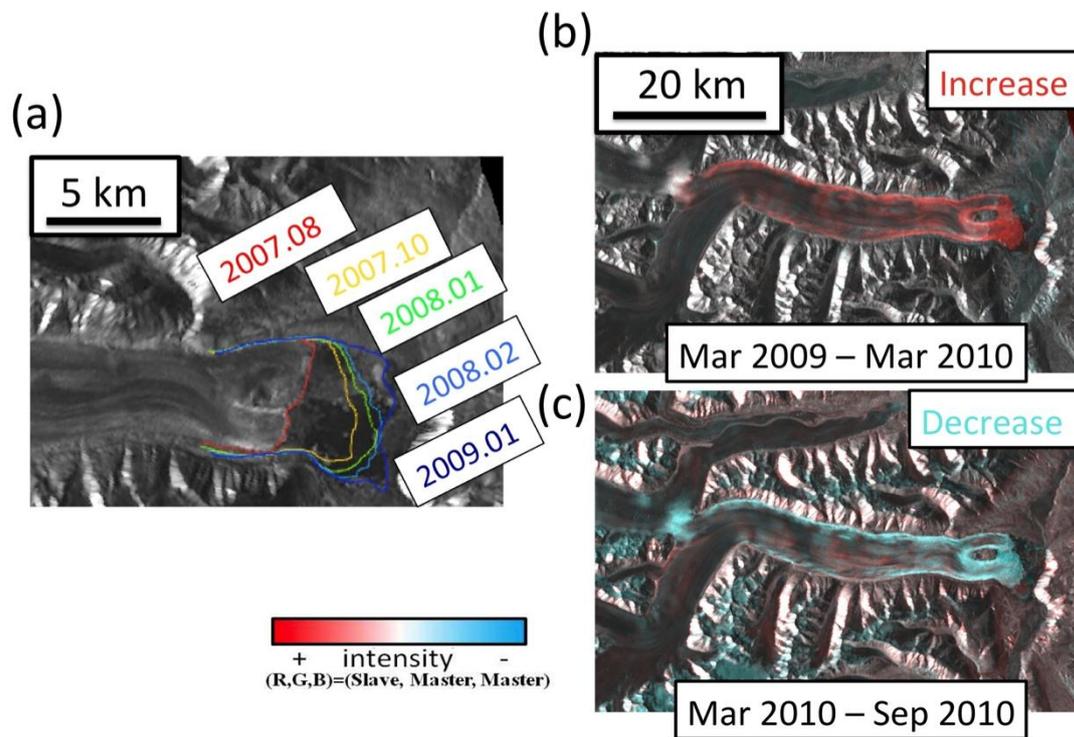


Figure 3-9: (a) Terminus advances at the Lowell Glacier recorded from ALOS/ PALSAR intensity images. (b) RGB composite intensity image of an old image obtained on March 3, 2009 and a new image obtained on March 6, 2010. Red-colored area indicates an increase in the scattering intensity. (c) The composite image of an old image obtained on March 3, 2010 and a new image obtained on September 10, 2010. Cyan-colored area indicates a reduction in the scattering intensity.

Tweedsmuir GlacierはLowell Glacierの南50 kmに位置するサージタイプの氷河である。この氷河もまたUSGS によって観測がされており、過去には1970年代の氷河サージが確認されている。一番最近の氷河サージは2007年夏頃に発生し、2008年中に終焉したことがわかった (USGS: <http://ak.water.usgs.gov/Projects/Tweedsmuir/index.php>)。この氷河についても同様に流動速度の時空間変化、反射強度の変化、末端位置の変動を調べた。

Figure 3-10はTweedsmuirの流動速度の時空間変化を示したものである。2007年8月と10月のペアでは、約6 m/dayの流動速度が検出された。その後、2008年1月と2月のペアでもかなりデータ欠損が多いものの、同等の速度が検出された。その次のデータは2009年であるが、1月と3月のペアでは、流動速度は最大で1m程度であった。このことから、氷河サージが始まったのは2007年8月前後であり、2008年中に終了したものと考えられる。これはUSGSの報告とも一致する。また、2010年には夏季の速度上昇が見られた。

Figure 3-11にTweedsmuir氷河におけるサージに伴う氷河末端位置の推移と、三色混合による反射強度の変化を示した。氷河サージが始まったとされる2007年夏から末端が前進し始め、2009年中には止まったことがわかった。氷河の末端は強度画像からははっきりしないが、氷の大量移動により、末端が数百m程度拡大する様子が確認できた。またこの氷河サージに関しても、Lowell Glacierと同様に反射強度の顕著な変化が見られた (Figure 3-11b, c)。

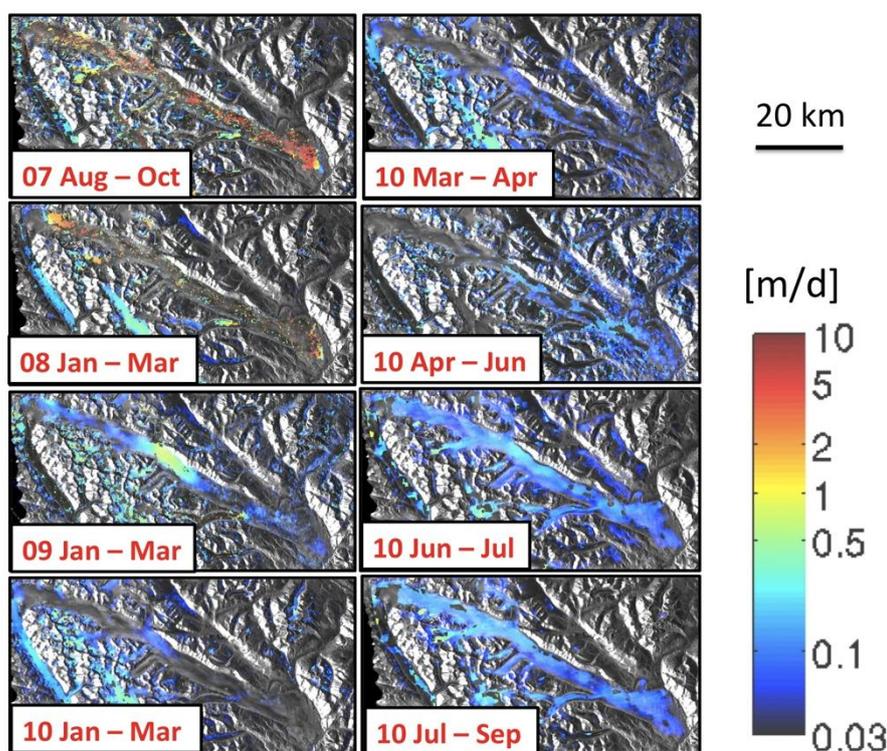


Figure 3-10: Surface velocity evolution (from upper to lower) at Tweedsmuir Glacier. Please note the color scale is shown as logarithm.

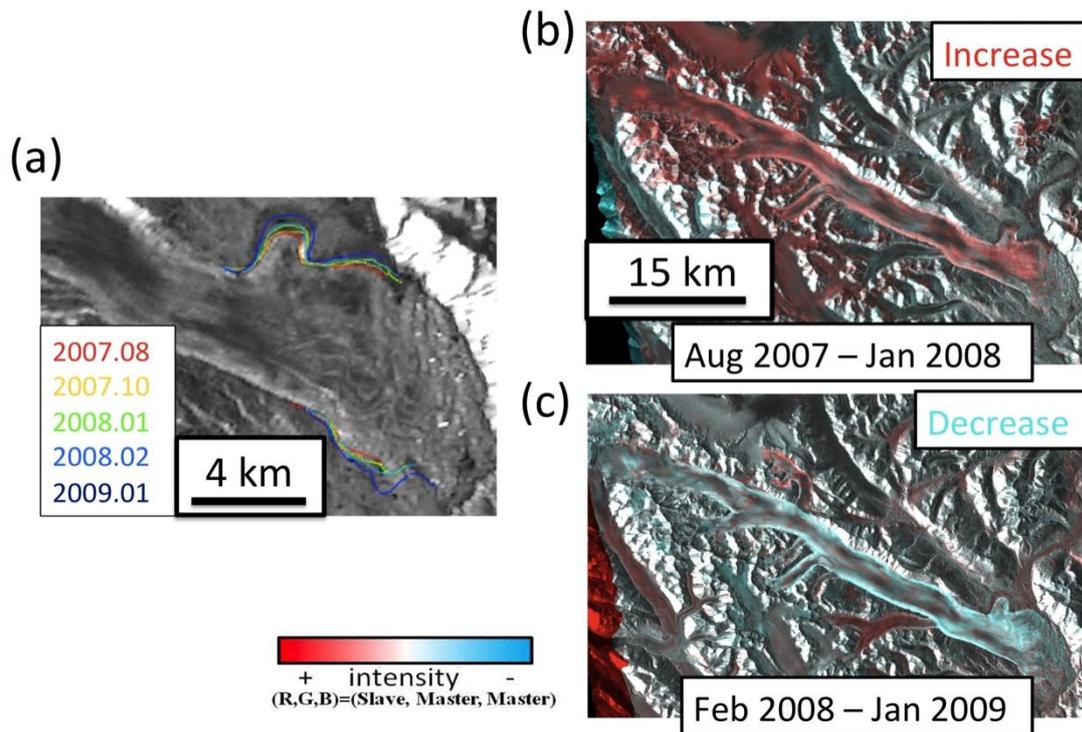


Figure 3-11: (a) Terminus advances at the Tweedsmuir Glacier recorded from ALOS/PALSAR intensity images. (b) RGB composite intensity image of an old image obtained on August 29, 2007 and a new image obtained on January 14, 2008. Red-colored area indicates an increase in the scattering intensity. (c) The composite image of an old image obtained on February 29, 2008 and a new image obtained on January 16, 2009. Cyan-colored area indicates a reduction in the scattering intensity.

最後にChitina Glacierの結果を示す。この氷河に関しては、1970年代のLandsatによる光学画像から、過去に氷河サージが発生したことが判明した (Clarke and Holdsworth, 2002)。しかしながら、それ以降の詳細なデータはなく、また現場観測も筆者が知る限り行われていない。

ALOS/PALSARのデータを解析した結果、2009年秋から支流と本流との合流地点の流動速度が明らかに増加していた (Figure 3-12)。そしてその同時期に、反射強度が明らかに増大していることがわかった (Figure 3-13)。以上のことから、ここでも氷河サージが発生したと断定した。このサージは流動速度の時空間変化と反射強度の時間変化から、2010年6~7月ころに終焉したと考えられる。残念ながら、氷河サージが発生した支流の幅は約1km程度で、また地形の急峻な地域にあることから、衛星から観測するには空間スケールが小さく、上手く速度が検出できなかったデータがある。しかしながら、反射強度の変化と、支流と本流の合流地点での速度変化から 氷河サージの開始と終了時期は上記の通りで間違いない。このような氷河サージに伴う反射強度の顕著な変化は氷河サージの開始/終焉時期の特定に大きく貢献する (Yasuda and Furuya, 2013)。

ここで、氷河サージが発生した支流ではなく本流に注目すると、氷河サージが発生する/しないに関わらず、流動速度がいずれの年も秋から冬にかけて上昇していることが判明した。Figure 3-14に(a)流動速度の空間分布と設定したフローラインの位置、(b)平均速度とその標準偏差、(c)フローラインに沿った標高データ、(d)フローラインに沿った流動速度プロファイル、(e)その誤差を示した。フローライン上から速度を取り出す際には、ライン上の各点の周囲 7×7 pixel (i.e. $\sim 350 \times 350$ m) の平均をその点の速度とし、その標準偏差を誤差とした。Figure 3-15には、Figure 3-14d中の黒線で囲まれた領域における平均速度とその標準偏差をプロットした。Figure 3-14d, 15から、この氷河でも明瞭な冬季の加速が見られる。これはHubbard Glacierと同様のふるまいを示している。この地域において、氷河サージが秋から冬にかけて始まることが従来知られていたが、氷河サージを起こしていないときでも秋から冬にかけて流動速度の上昇が起こっていることは、筆者の知る限り初めての発見である。そこで、この地域の主要な氷河を詳細に調べてみると、多くの氷河でWinter speed-upのふるまいをすることが判明した。このふるまいをする氷河 (Winter speed-up Glaciers) の他の解析結果は次の節で紹介する。

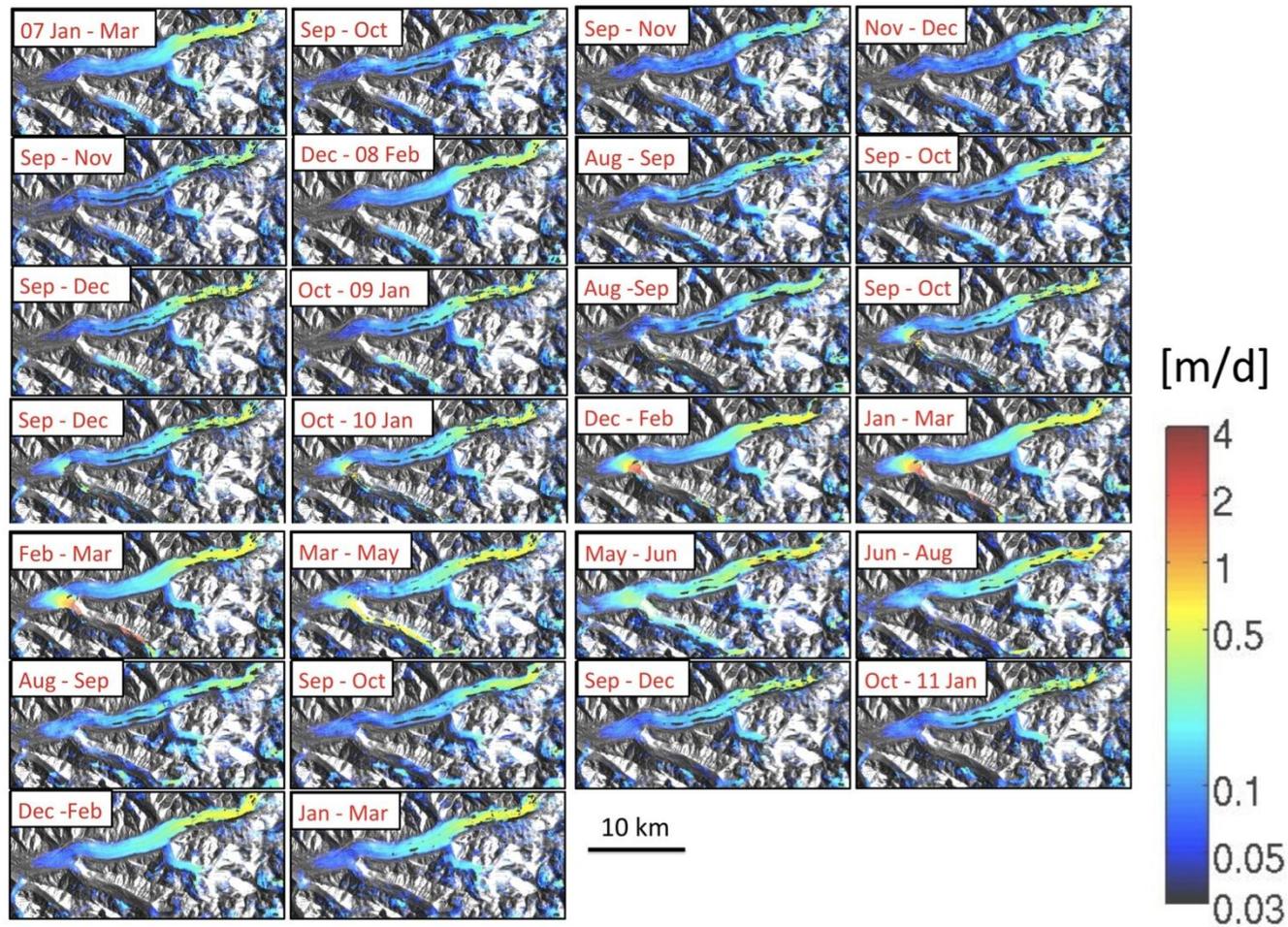


Figure 3-12: Surface velocity time-series (from left to right) at Chitina Glacier. Please note the color scale is shown as logarithm. A surge occurred from autumn 2009 to summer 2010 at a tributary located in lower left part of each figure.

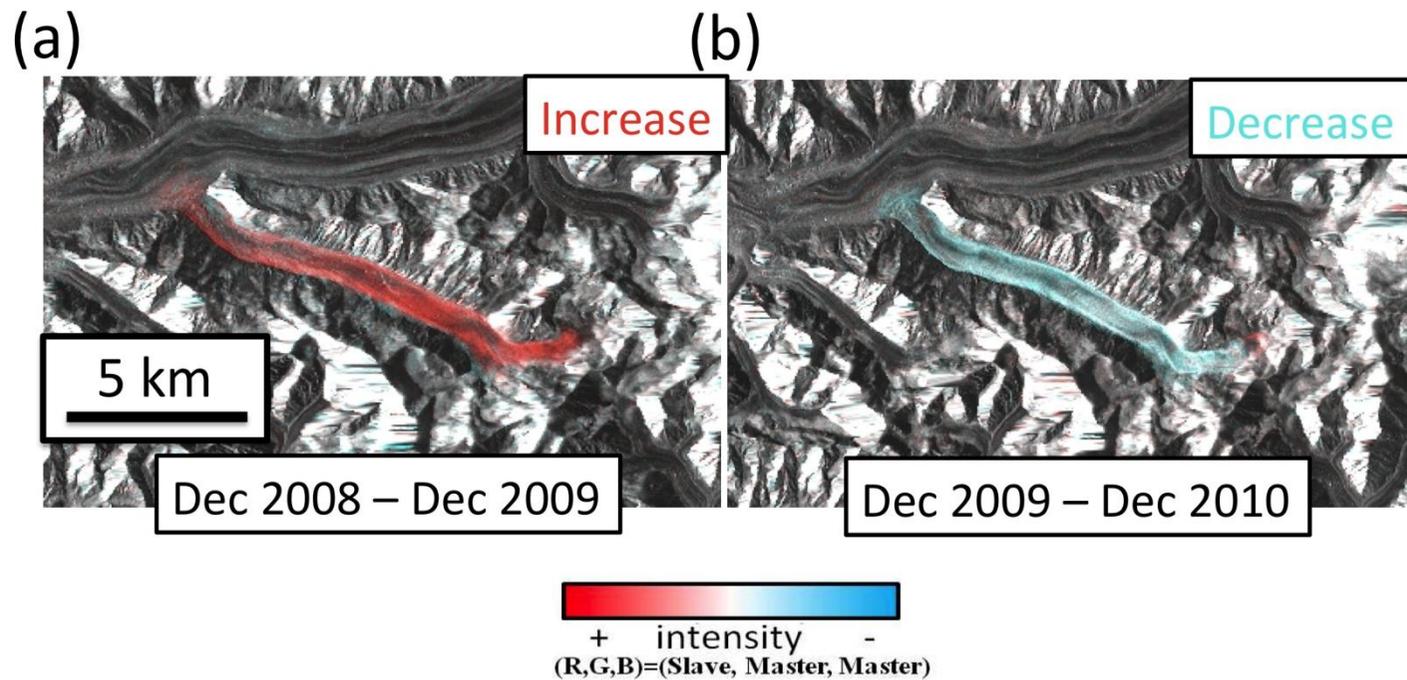


Figure 3-13: (a) RGB composite intensity image of an old image obtained on December 23, 2008 and a new image obtained on December 26, 2009. Red-colored area indicates an increase in the scattering intensity. (b) The composite image of an old image obtained on December 26, 2009 and a new image obtained on December 29, 2010. Cyan-colored area indicates a reduction in the scattering intensity.

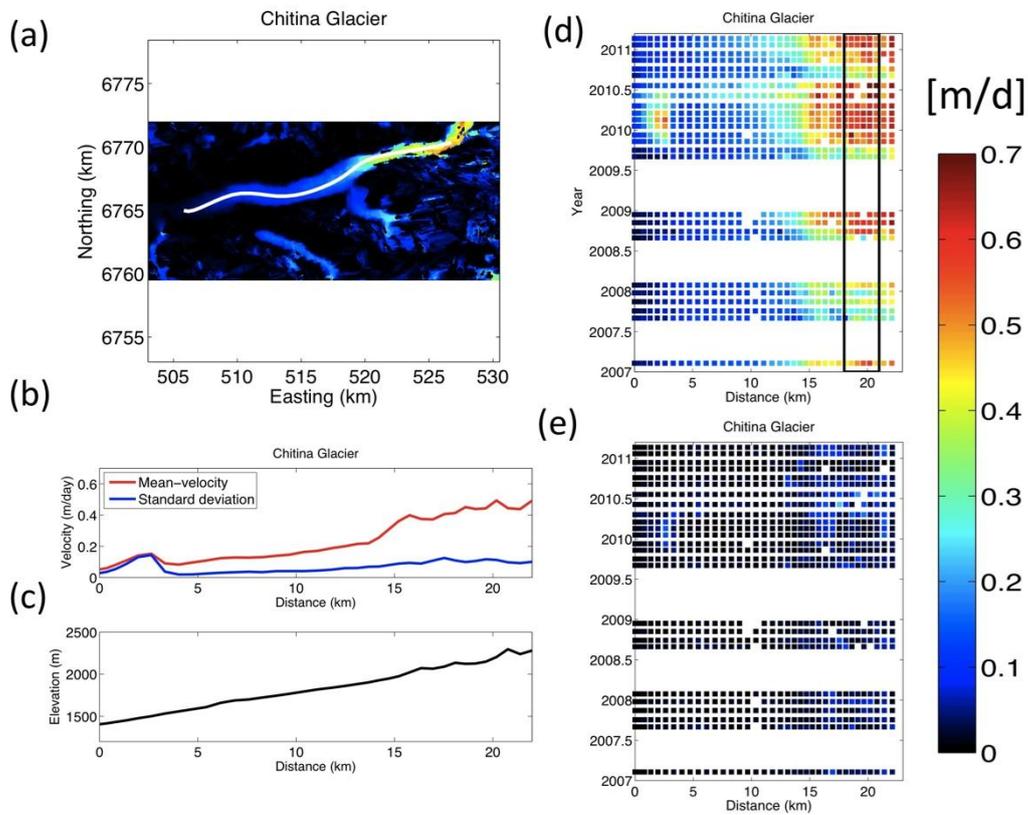


Figure 3-14: Surface velocity evolution at Chitina Glacier. (a) Spatial surface velocity and the flow line. Horizontal and vertical axes are UTM coordinates. (b) Mean-velocity profile of the data and the standard deviation along the chosen flow line at (a). (c) The elevation profile along the chosen flow line at (a). (d) Spatial-temporal evolution of the surface velocities recorded from 2007 to 2011. The black square expresses the range of the data used in Figure 3-15. (e) Error estimates of (d).

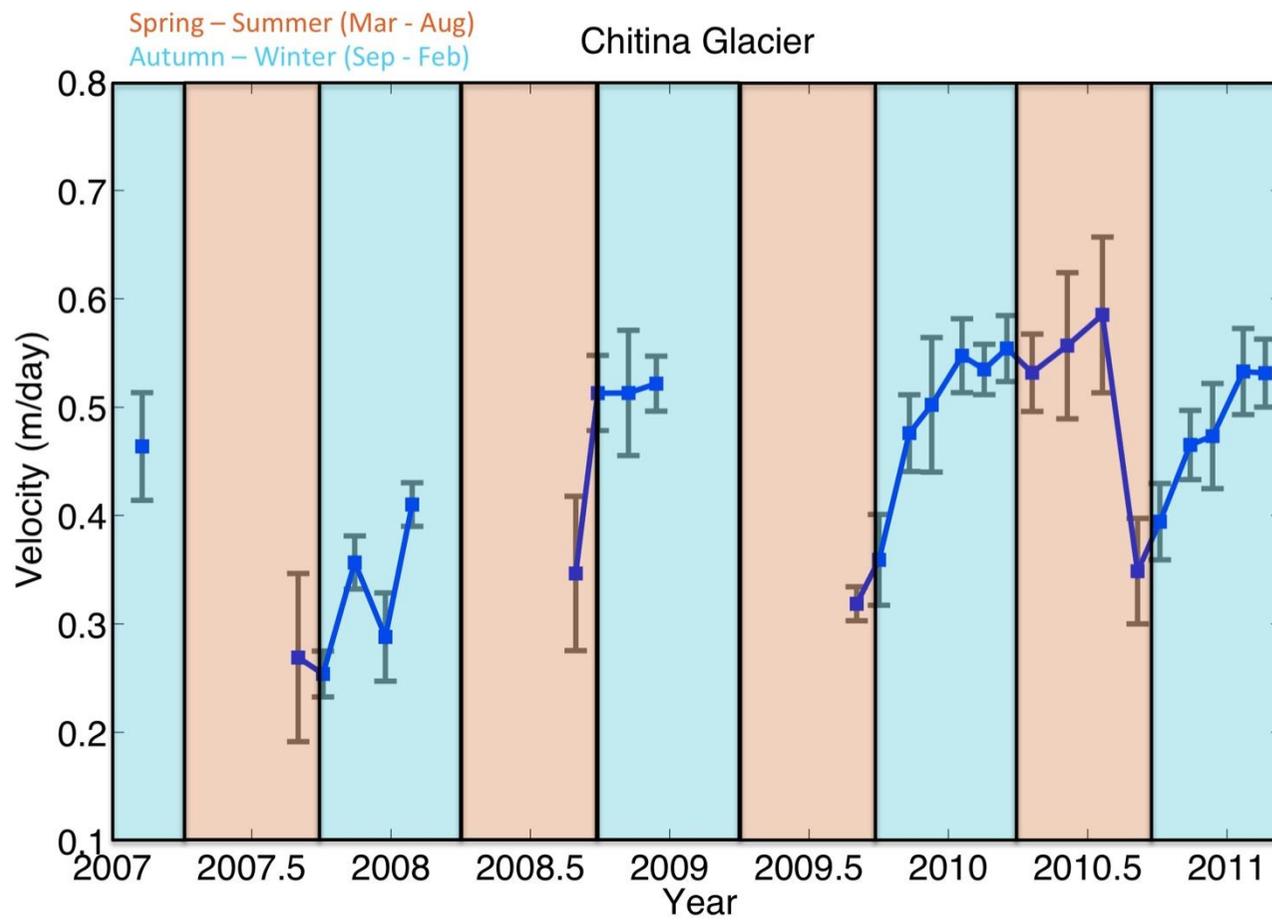


Figure 3-15: The average surface velocity evolution and the errors of Chitina Glacier derived from the data in the black square at Figure 3-14d. Orange-colored and blue squares indicate the spring-summer and autumn-winter season, respectively.

3.6.2 Winter speed-up glaciers

前節で、サージを起こした4つの氷河のうち、2つの氷河 (Hubbard, Chitina)で秋から冬にかけて速度が上昇するふるまいがみられた。SARデータを解析した結果、計9個の氷河 (Hubbard, Chitina, Donjek, Anderson, Barnard, Logan, Walsh, Agassiz, Malaspina)において、秋から冬にかけて速度の上昇が見られた。さらに、これに該当する氷河は全て過去にサージを起こしたことがあるサージタイプの氷河であった。これから紹介するFigure 3-16 ~ 3-29までの偶数番号の図 (Figure 3-16, 18, 20, 22, 24, 26, 28)はいずれも、(a)流動速度の空間分布と設定したフローラインの位置、(b) 平均の速度とその標準偏差、(c) 標高、(d) フローラインに沿った流動速度プロファイル、(e) その誤差である。奇数番号の図 (Figure 3-17, 19, 21, 23, 25, 27, 29)は、フローライン上の設定された区間 (流動速度プロファイルの図中の黒い線の領域)の平均速度とその標準偏差である。

Figure 3-16にDonjek Glacierの結果を示した。(d)の流動速度プロファイルにおいて、特に15~25 kmの領域において、どの年も秋から冬にかけて速度が上昇していることがわかる。また、冬~夏間のデータは2010年しかないのだが、面白い事に、変化は僅かであるものの冬から春、そして夏へと速度が減少していくことがわかった。春~夏の期間のデータがないのでどこに速度のピークが現れるかは定かではないが、少なくとも1~2月の真冬の時期が最も速度が遅くなるわけではなく、むしろ秋から冬にむけて加速している状態であるということがわかった。Figure 3-17には、Figure 3-16dにおける区間18~22 kmの平均速度とその標準偏差を示した。どの年も、秋から冬にかけて加速し、夏頃から減速する (2010年)。

Donjek Glacierは、本研究でHubbard Glacierの次に冬の速度上昇が見られた氷河であり、この結果によって本格的にこの地域の主要な氷河を全て調べることに至った。

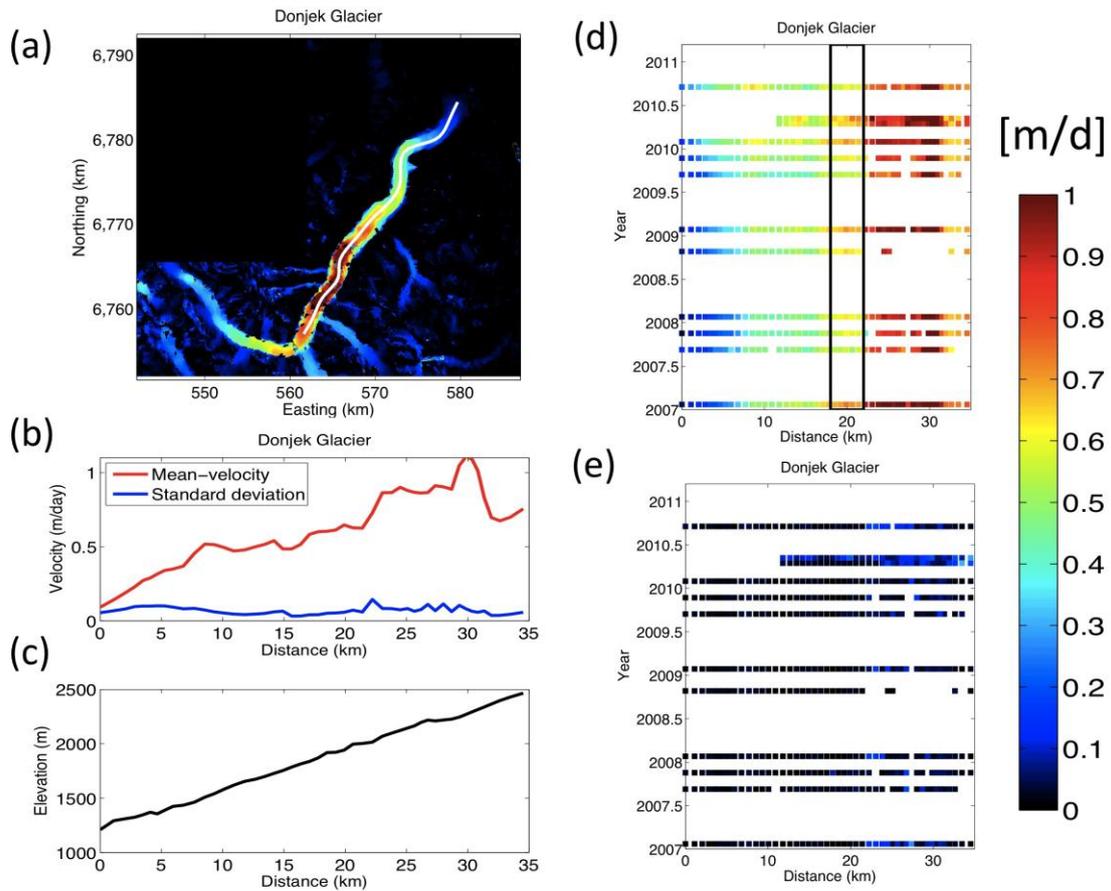


Figure 3-16: Surface velocity evolution at Donjek Glacier. (a) Spatial surface velocity map and the flow line. Horizontal and vertical axes are UTM coordinates. (b) Mean-velocity profile of the data and the standard deviation along the chosen flow line at (a). (c) The elevation profile along the chosen flow line at (a). (d) Spatial-temporal evolution of the surface velocities recorded from 2006 to 2010. The black square expresses the range of the data used in Figure 3-17. (e) Error estimates of (d).

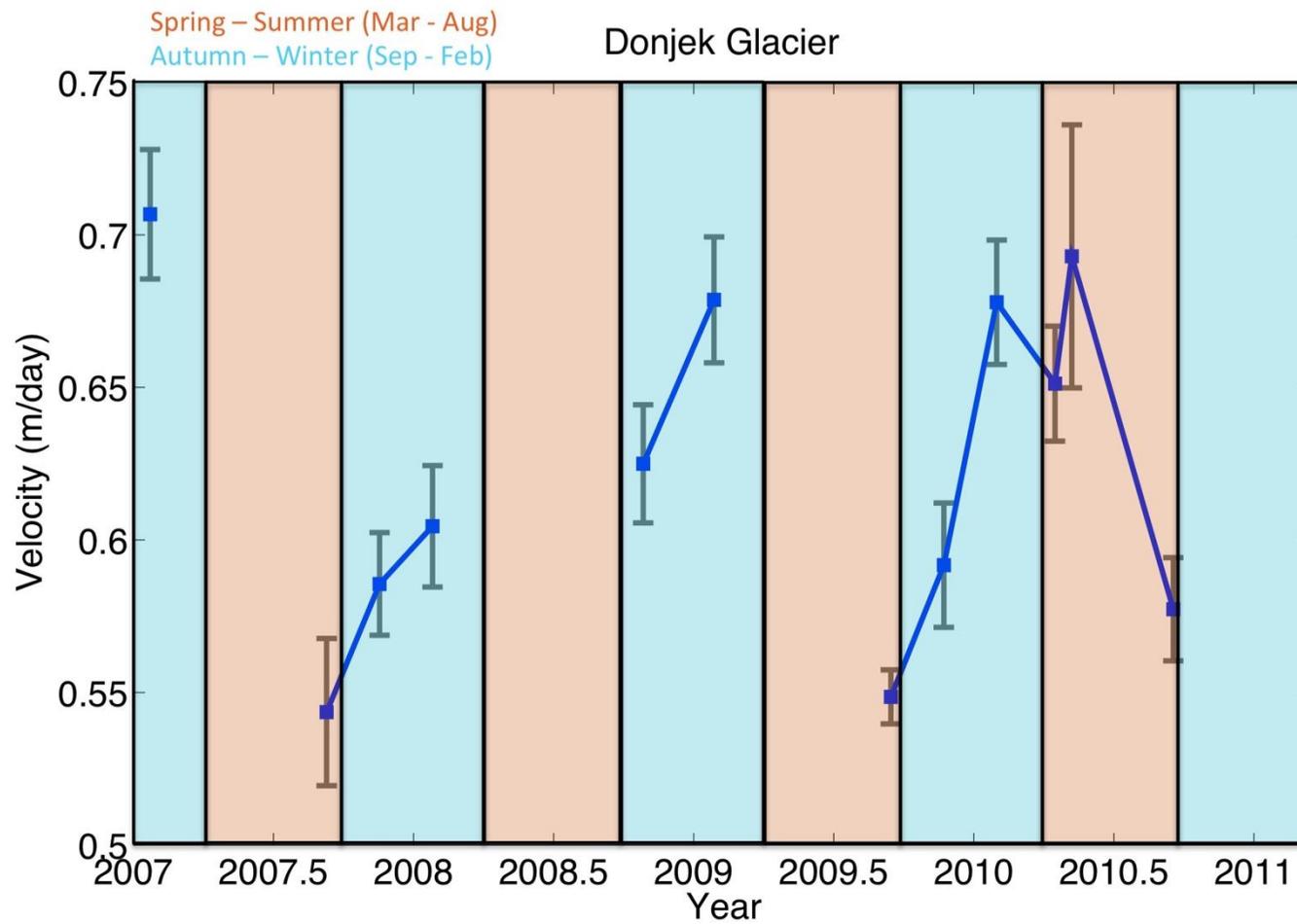


Figure 3-17: The average surface velocity evolution and the errors of Donjek Glacier derived from the data in the black square at Figure 3-16d. Orange and blue-colored squares indicate the spring – summer (Mar - Aug) and autumn- winter (Sep - Feb), respectively.

Figure 3-18にAnderson Glacierの結果を示した。(d)の流動速度プロファイルにおいて、この氷河は全体にわたって流動速度の季節変化が見られた。2007~2011年のいずれの年も、秋から冬にかけて明瞭に加速しており、その増加量は最大で3倍程度に達している。また、2009年秋から2011年にかけての速度変化をよく見ると、秋から氷河が加速し始め、翌年3月頃にいったん減速し、また加速する。そしてその後、また減速し、秋から再び加速を始める。この挙動は、従来知られてきたSummer speed-upと本研究で明らかになったWinter speed-upの季節変化の中間状態 (intermediate state) であると考えている。このように1年間の中で、速度のピークが2つ存在するような氷河を、本研究では Biannual speed-up Glaciersと呼ぶことにする。このようなふるまいは、Anderson Glacierの西側約30 kmに位置するBarnard Glacierでも見られた。Figure 3-19では、より明らかにBiannualな様子がわかる (2009~2010年)。

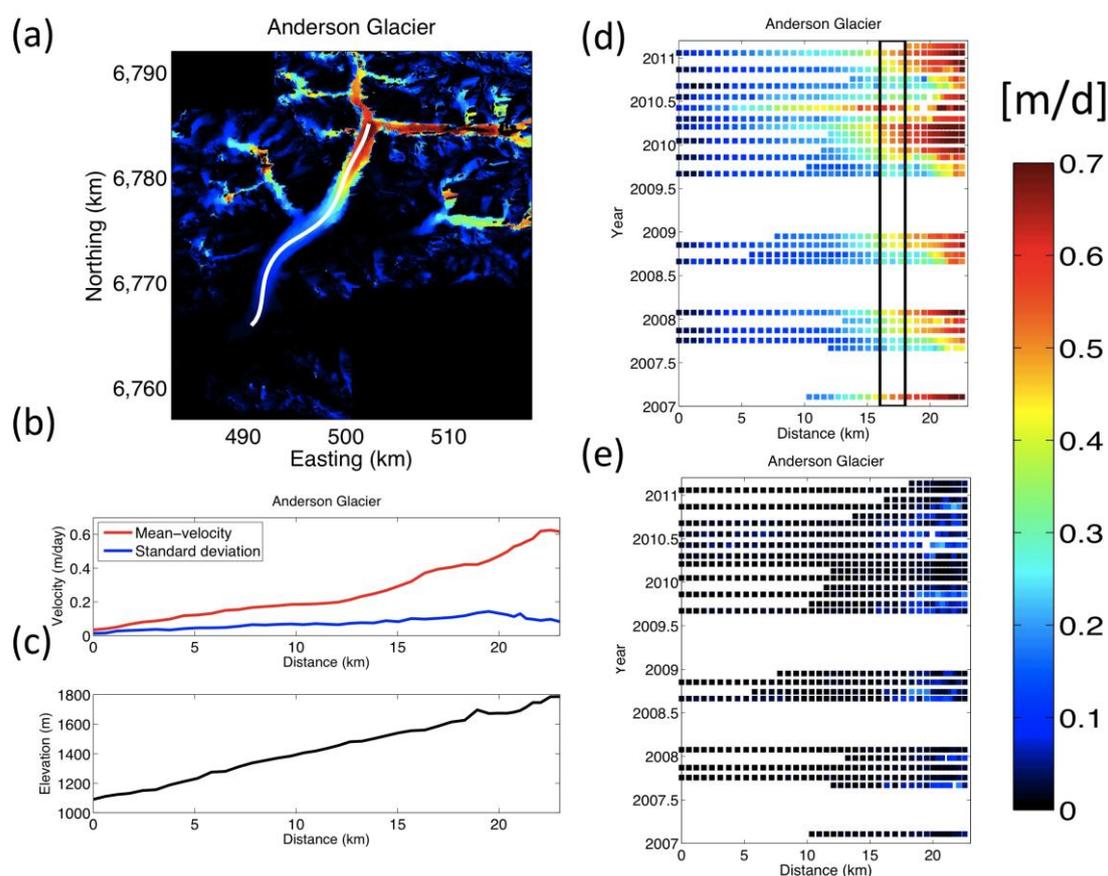


Figure 3-18: Surface velocity evolution at Anderson Glacier. (a) Spatial surface velocity map and the flow line. Horizontal and vertical axes are UTM coordinates. (b) Mean-velocity profile of the data and the standard deviation along the chosen flow line at (a). (c) The elevation profile along the chosen flow line at (a). (d) Spatial-temporal evolution of the surface velocities recorded from 2007 to 2011. The black square expresses the range of the data used in Figure 3-19. (e) Error estimates of (d).

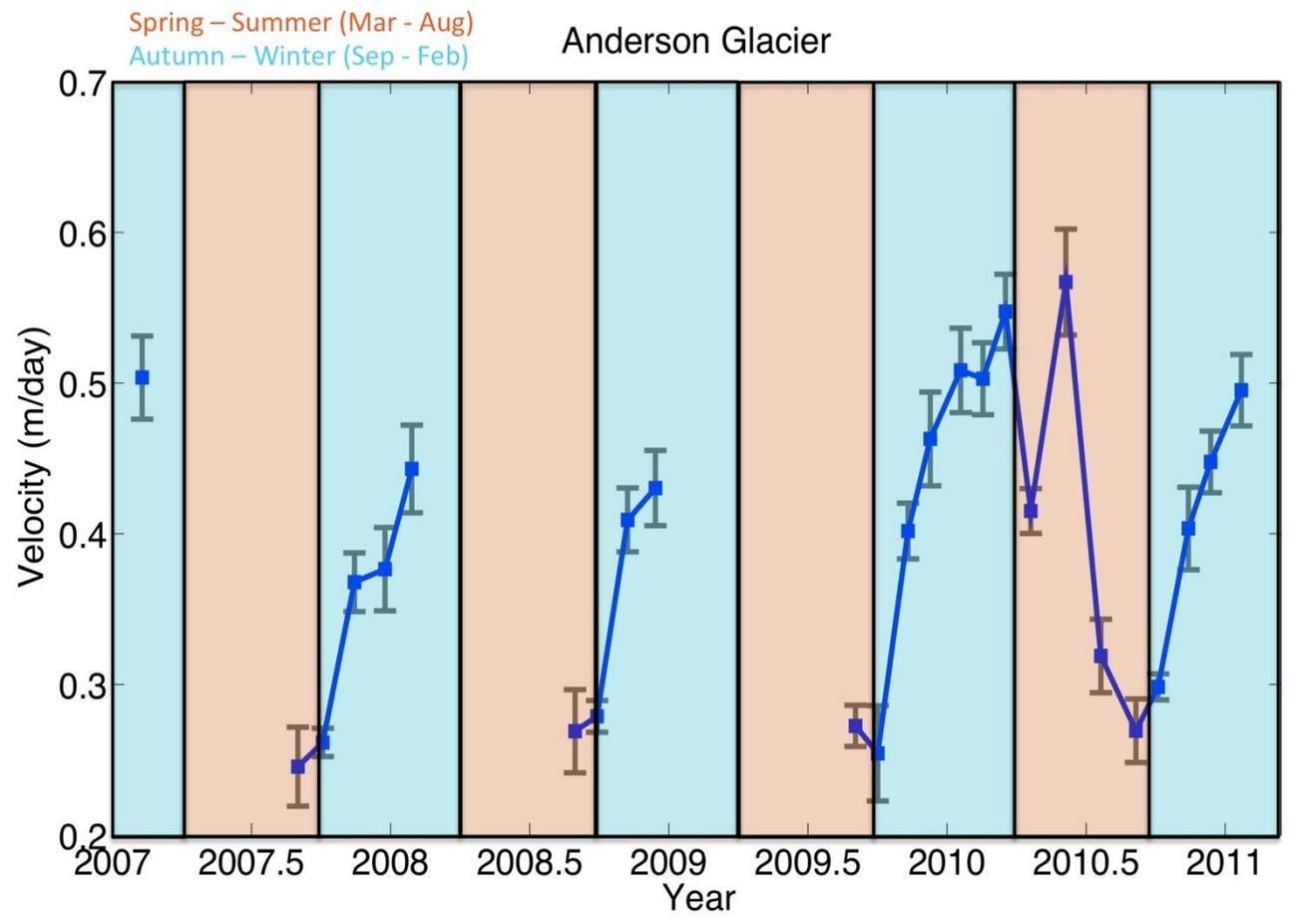


Figure 3-19: The average surface velocity evolution and the errors of Anderson Glacier derived from the data in the black square at Figure 3-18d. Orange and blue-colored squares indicate the spring – summer (Mar - Aug) and autumn- winter (Sep - Feb), respectively.

Figure 3-20はBarnard Glacierの解析結果である。この氷河はPALSAR data Path245におけるシーンの端に存在するため、氷河全体をカバーしておらず、中/上流部の速度分布のみを捉えている。また所々に、データ間の低相関により欠損している時期が存在する。流動速度プロファイル (d)において、2007, 2008年はほぼ変化がないが、2009~2011年を時系列順に見ると、2009年秋から冬にかけて僅かながら加速し、翌年3月頃にいったん減速し、また加速する。そしてその後、また減速し、秋から再び加速を始める。変動の振幅はAnderson Glacierに比べかなり小さいが、その変動パターンは同じである。よって、この氷河もBiannual speed-up Glaciersと分類することとした。同じ様子が、Figure 3-21でも明らかである。

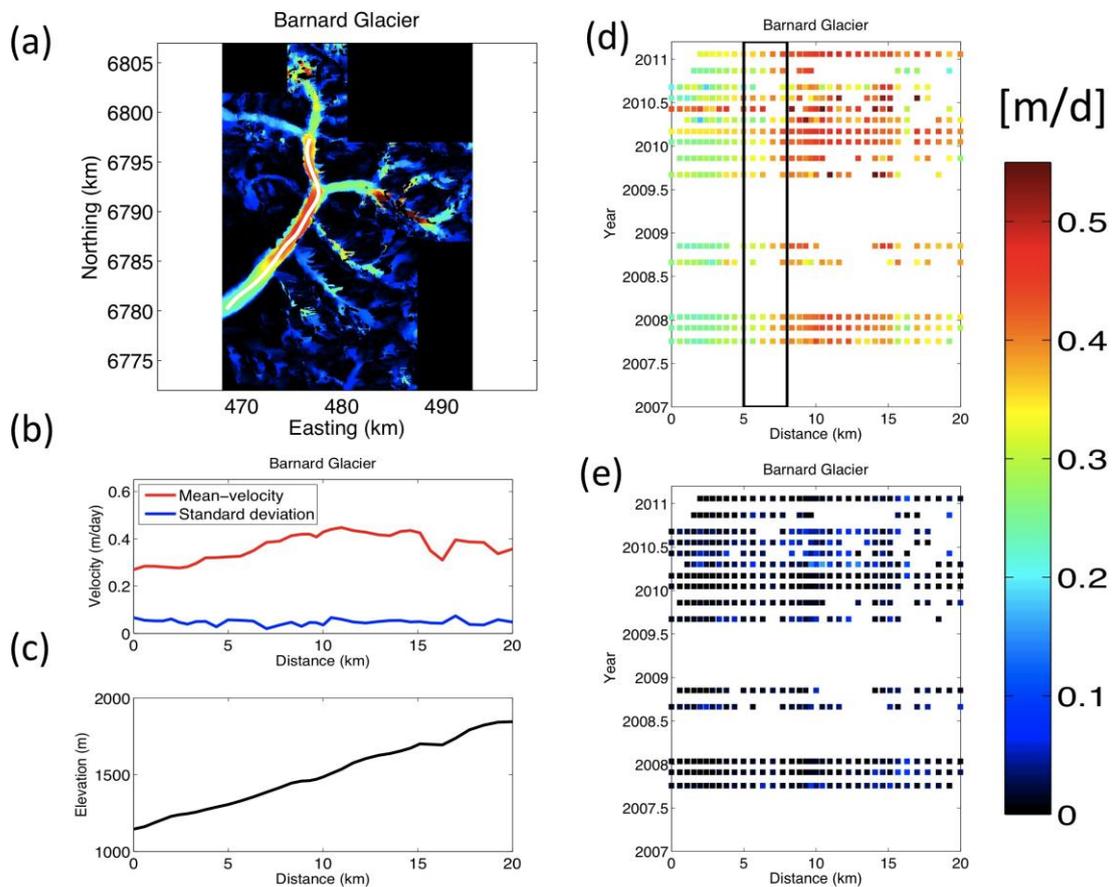


Figure 3-20: Surface velocity evolution at Barnard Glacier. (a) Spatial surface velocity map and the flow line. Horizontal and vertical axes are UTM coordinates. (b) Mean-velocity profile of the data and the standard deviation along the chosen flow line at (a). (c) The elevation profile along the chosen flow line at (a). (d) Spatial-temporal evolution of the surface velocities recorded from 2007 to 2011. The black square expresses the range of the data used in Figure 3-21. (e) Error estimates of (d).

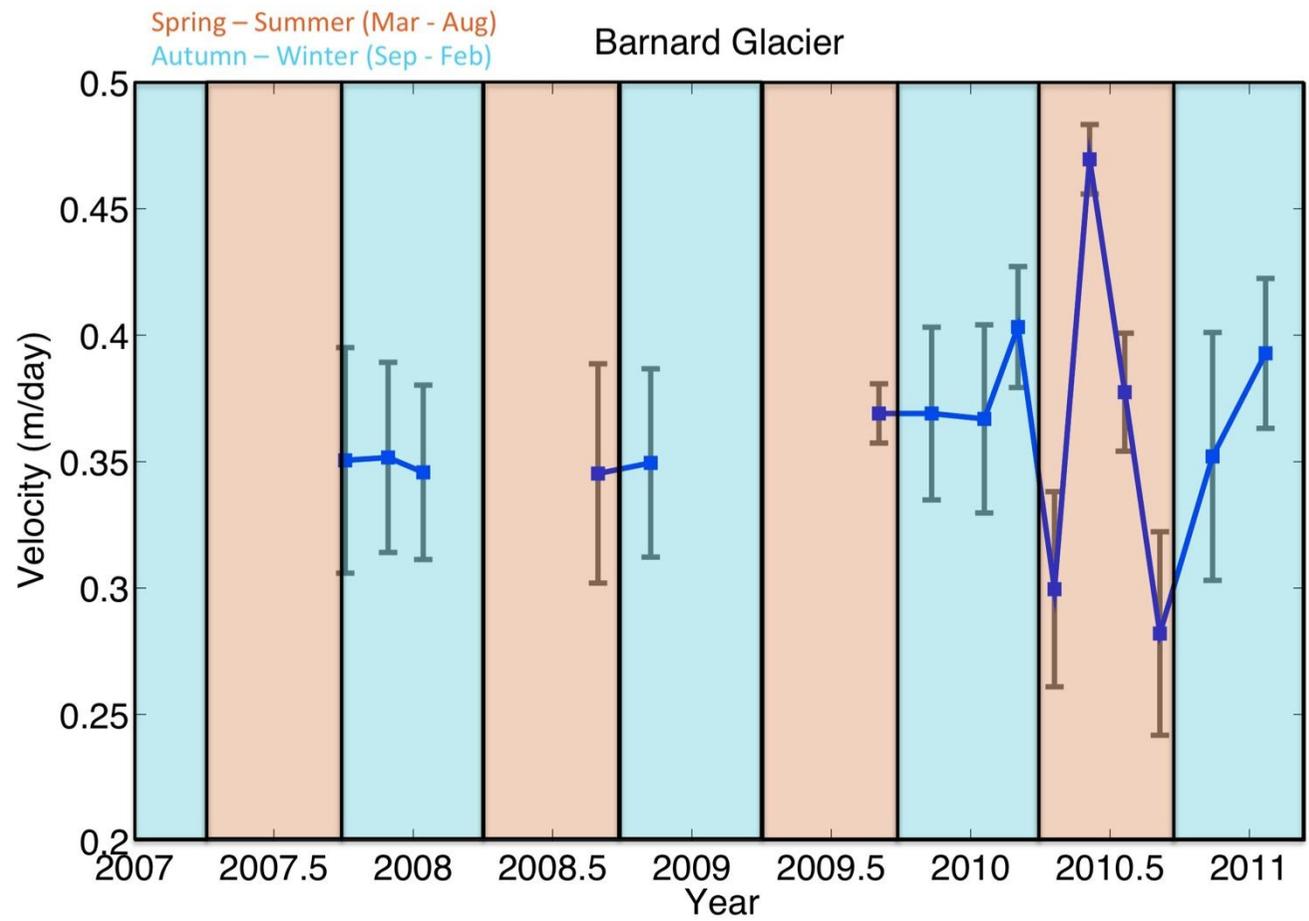


Figure 3-21: The average surface velocity evolution and the errors of Barnard Glacier derived from the data in the black square at Figure 3-20d. Orange and blue-colored squares indicate the spring – summer (Mar - Aug) and autumn- winter (Sep - Feb), respectively.

Figure 3-22にLogan Glacierの結果を示した。(d)の流動速度プロファイルにおいて、この氷河は経年的に加速していることが判明した。2007年初旬と2011年初旬を比較すると、最大で約2倍程度になっており、これはサージの始まりの可能性がある。またこの氷河でも、どの年も秋から冬にかけて流動速度の加速が見られた。その様子は、2007~2008年はほとんど変化がないように見えるが、2009年、2010年は顕著である。また、2009年~2011年の変化を見ると、やはり秋から氷河が加速し始め、そのまま速度が上昇し、翌年5~6月頃にピークを迎える。その後減速し、秋からまた加速する。この挙動は、先ほどのAnderson GlacierやBarnard Glacierのような、2つの速度ピークを持つわけではなく、むしろそのピークが初夏を迎えるという点では、従来のSummer speed-upと同じように思える。しかし、そのピークに至る過程が大きく異なる。従来は、1年間で最も速度が遅い時期が冬(12~2月)で、気温の上昇により氷河が融解し始める春先(4~5月)から加速を始めると考えられていた。ところが、この氷河のように速度が最も遅いのが晩夏で、秋から加速が始まる点が従来とは大きく異なり、本研究で明らかになった発見である。

Figure 3-23に、フローライン上の17~23 kmの区間における平均速度の時系列と標準偏差を示した。速度の経年変化が一目瞭然であり、また冬季の加速もはっきり見られる。

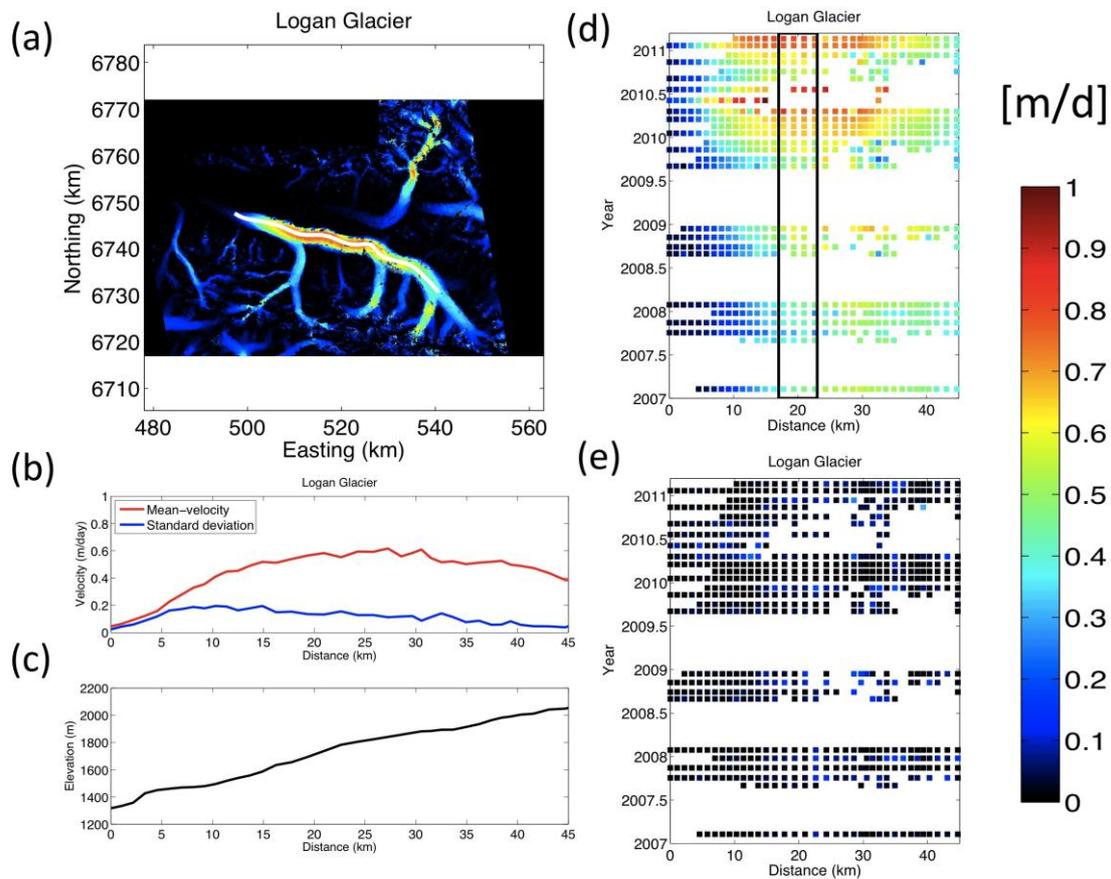


Figure 3-22: Surface velocity evolution at Logan Glacier (center). The upper right on (a) is Walsh Glacier (Figure 3-18). (a) Spatial surface velocity map and the flow line. Horizontal and vertical axes are UTM coordinates. (b) Mean-velocity profile of the data and the standard deviation along the chosen flow line at (a). (c) The elevation profile along the chosen flow line at (a). (d) Spatial-temporal evolution of the surface velocities recorded from 2007 to 2011. The black square expresses the range of the data used in Figure 3-23. (e) Error estimates of (d).

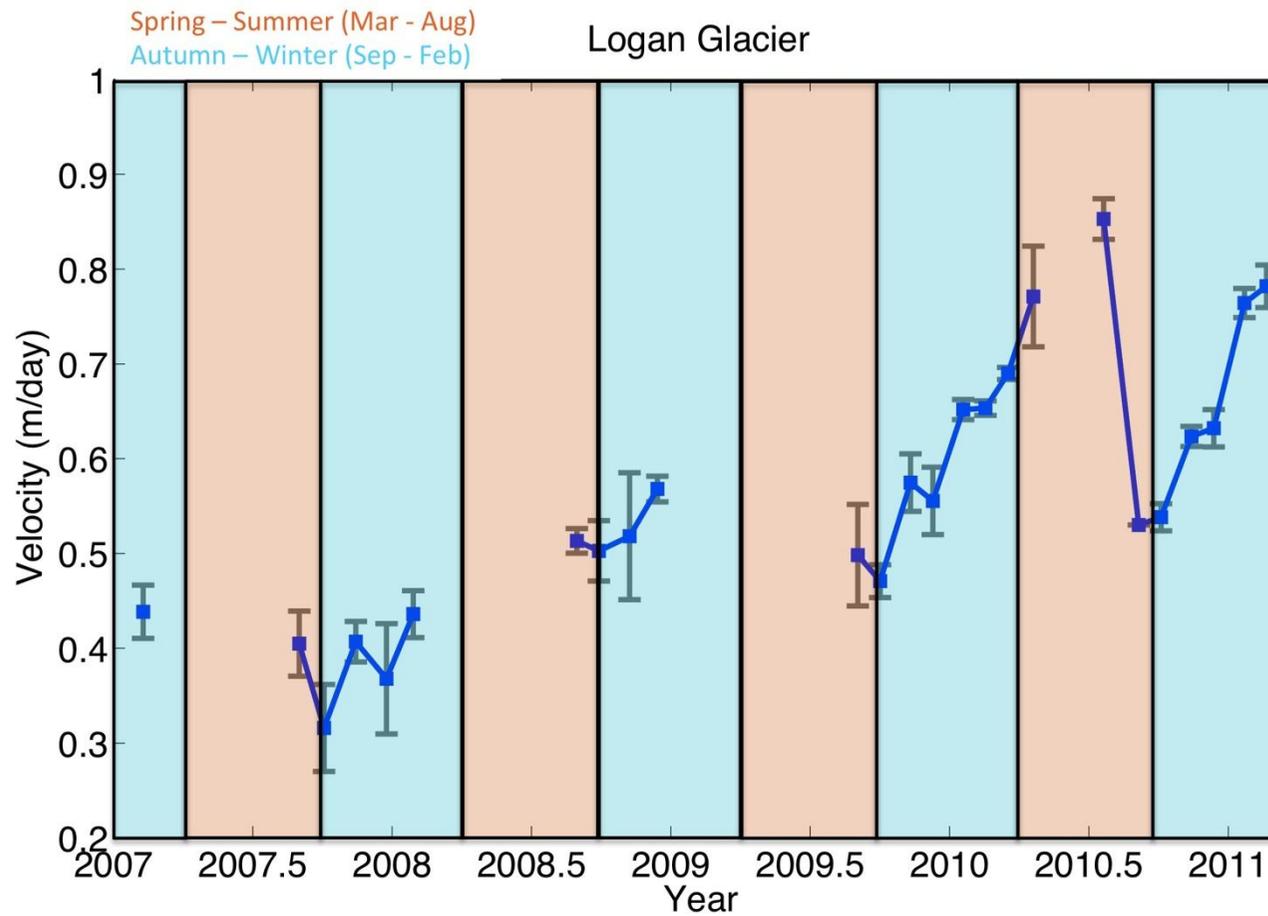


Figure 3-23: The average surface velocity evolution and the errors of Logan Glacier derived from the data in the black square at Figure 3-22d. Orange and blue-colored squares indicate the spring – summer (Mar - Aug) and autumn- winter (Sep - Feb), respectively.

Figure 3-24にWalsh Glacierの結果を示した。(d)の流動速度プロファイルにおいて、この氷河はLogan Glacierの北、数kmに位置しているにもかかわらず、経年的な変化は見られなかった。次に、この氷河でも、いずれの年も秋から冬にかけて流動速度の加速が見られた。また、この氷河に関しては、秋から冬に向けて加速した後、その速度のまま春先を迎え、夏に向かって減速、そして秋から再び加速していることが判明した(2009~2010年)。この結果はLogan Glacierのように、ピークが初夏を迎えるわけではなく、冬の速度のまま初夏まで維持する点がやや異なる。Figure 3-25を見ても、経年変化は見られないが、冬季の加速はどの年でも見られる。

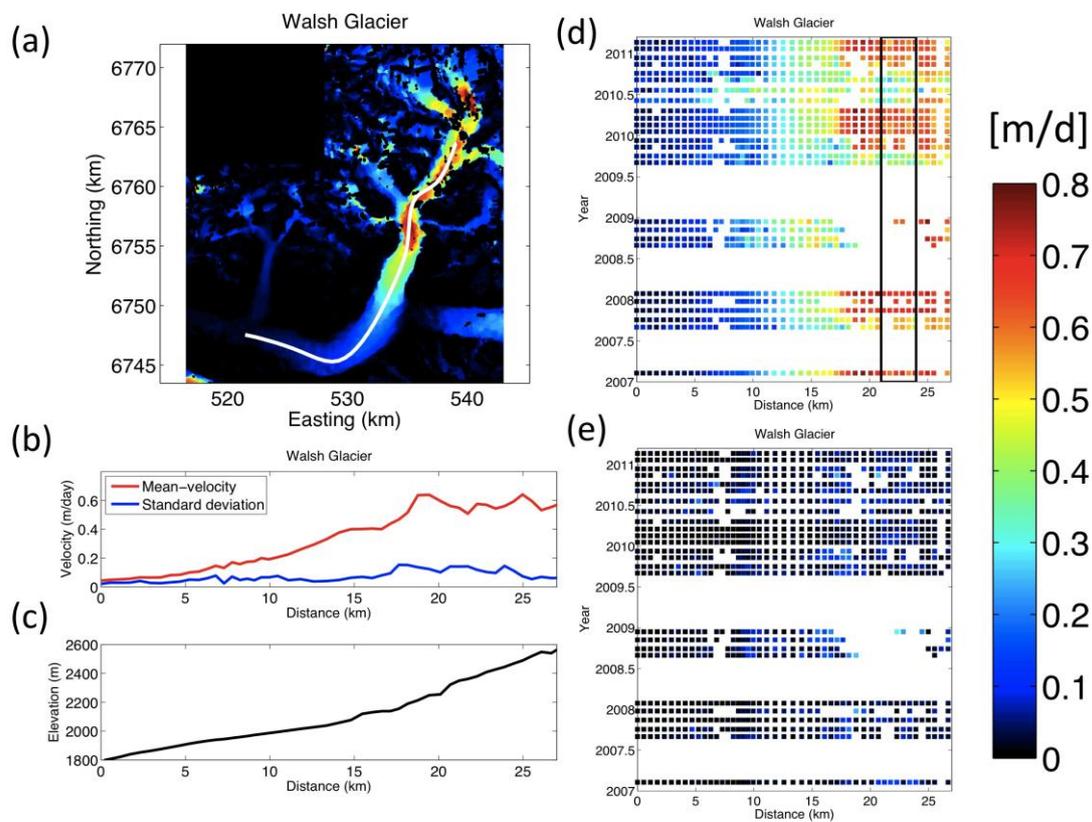


Figure 3-24: Surface velocity evolution at Walsh Glacier. (a) Spatial surface velocity map and the flow line. Horizontal and vertical axes are UTM coordinates. (b) Mean-velocity profile of the data and the standard deviation along the chosen flow line at (a). (c) The elevation profile along the chosen flow line at (a). (d) Spatial-temporal evolution of the surface velocities recorded from 2007 to 2011. The black square expresses the range of the data used in Figure 3-25. (e) Error estimates of (d).

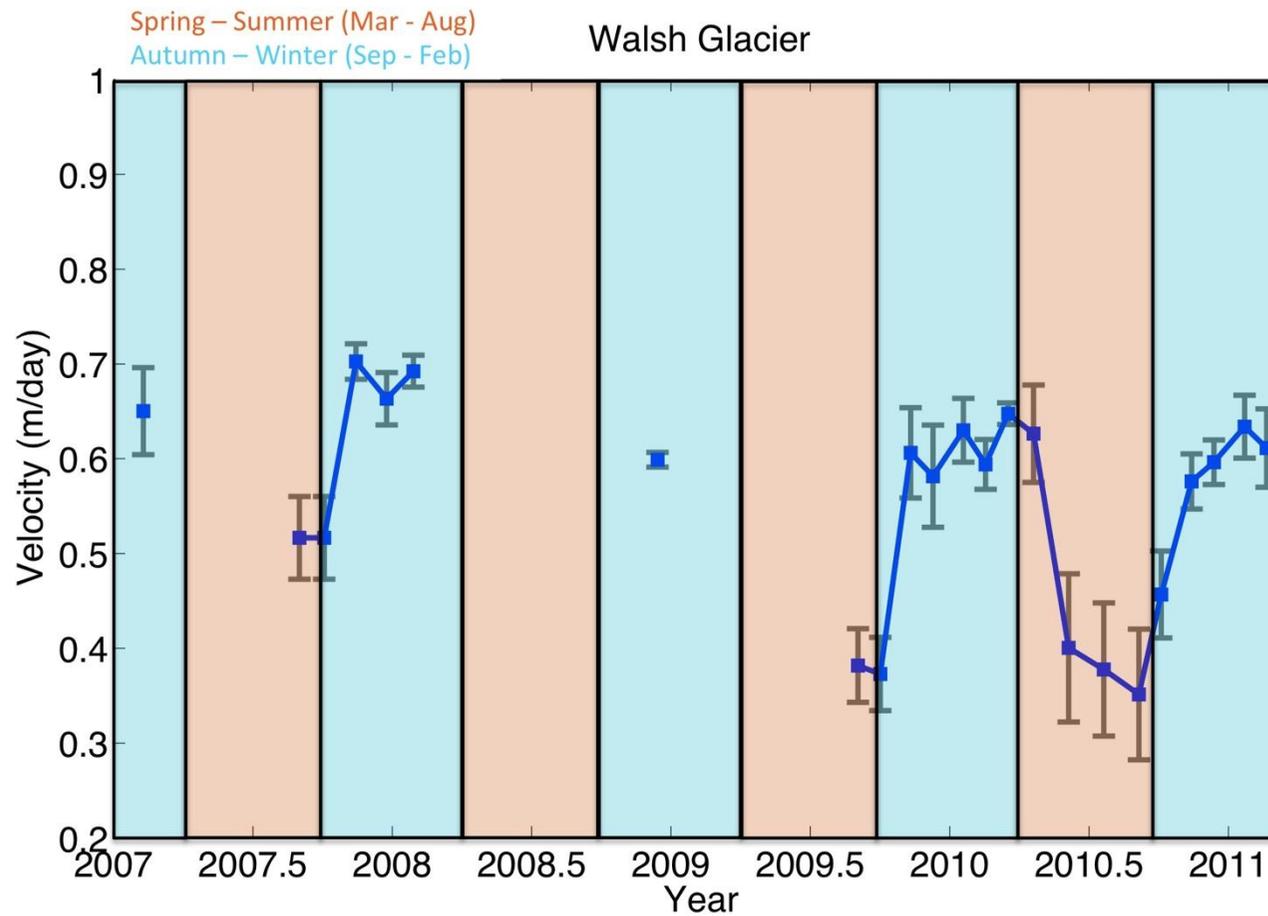


Figure 3-25: The average surface velocity evolution and the errors of Walsh Glacier derived from the data in the black square at Figure 3-24d. Orange and blue-colored squares indicate the spring – summer (Mar - Aug) and autumn- winter (Sep - Feb), respectively.

Figure 3-26, 27, 28, 29にMalaspina GlacierとAgassiz Glacierの結果を示した. これらの氷河はMalaspina Glacier Systemに属しており, 世界最大のpiedmont氷河である. これらの氷河では, 氷河サージによる氷の移動により, 互いの氷厚に影響する (Muskett et al., 2008).

Figure 3-26はMalaspina Glacierの解析結果である. (d)の流動速度プロファイルにおいて, この氷河はいずれのデータも相関があまり良くなく, データ欠損が多い. これはこの氷河が太平洋側の低い標高に位置し(c), 他の山岳氷河に比べ涵養/消耗が激しい, また流動速度が大きすぎることも可能性の1つとして考えられる. それでも, データが存在する部分を比較してみると, いずれの年も秋から冬に向けて加速した後, その速度のまま春先を迎え, 夏に向かって減速, そして秋から再び加速していることがわかる. Figure 3-27を見ると, データがないところがあるものの, 冬季に加速しているように見える.

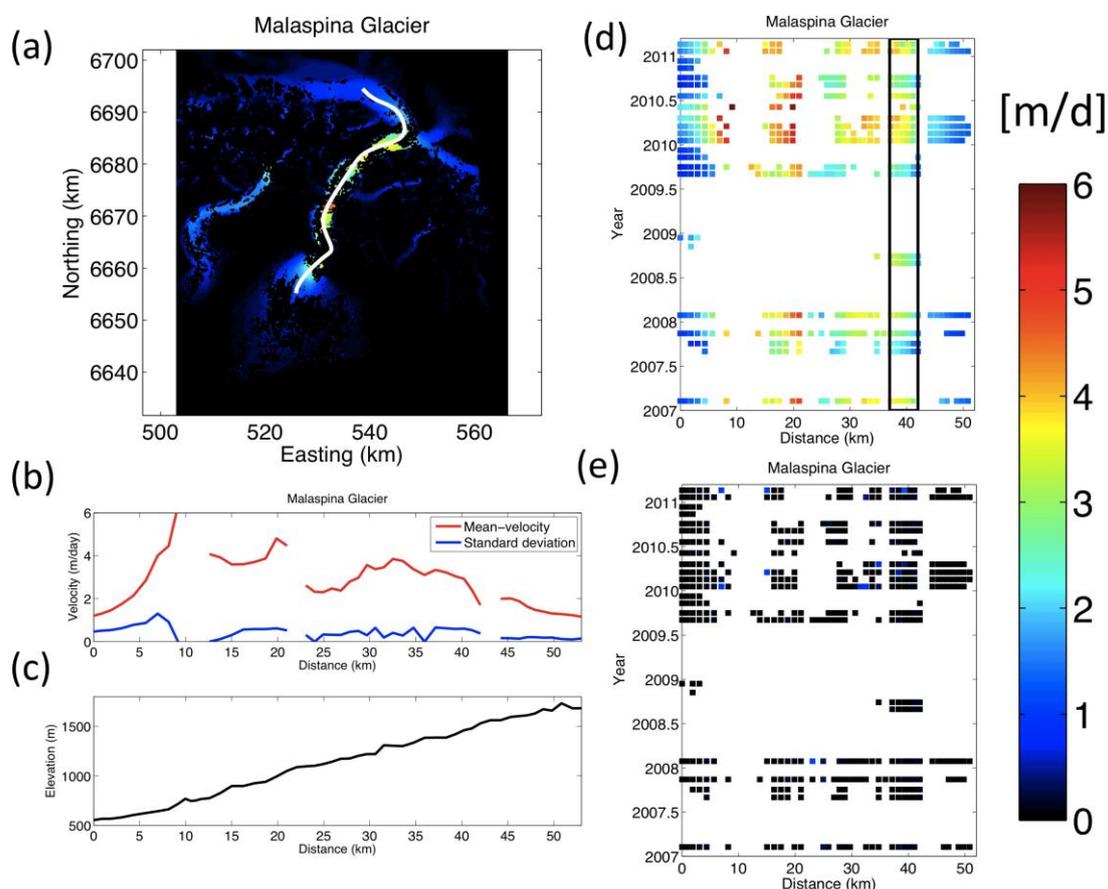


Figure 3-26: Surface velocity evolution at Malaspina Glacier. (a) Spatial surface velocity and the flow line. Horizontal and vertical axes are UTM coordinates. (b) Mean-velocity profile of the data and the standard deviation along the chosen flow line at (a). (c) The elevation profile along the chosen flow line at (a). (d) Spatial-temporal evolution of the surface velocities recorded from 2007 to 2011. The black square expresses the range of the data used in Figure 3-27. (e) Error estimates of (d).

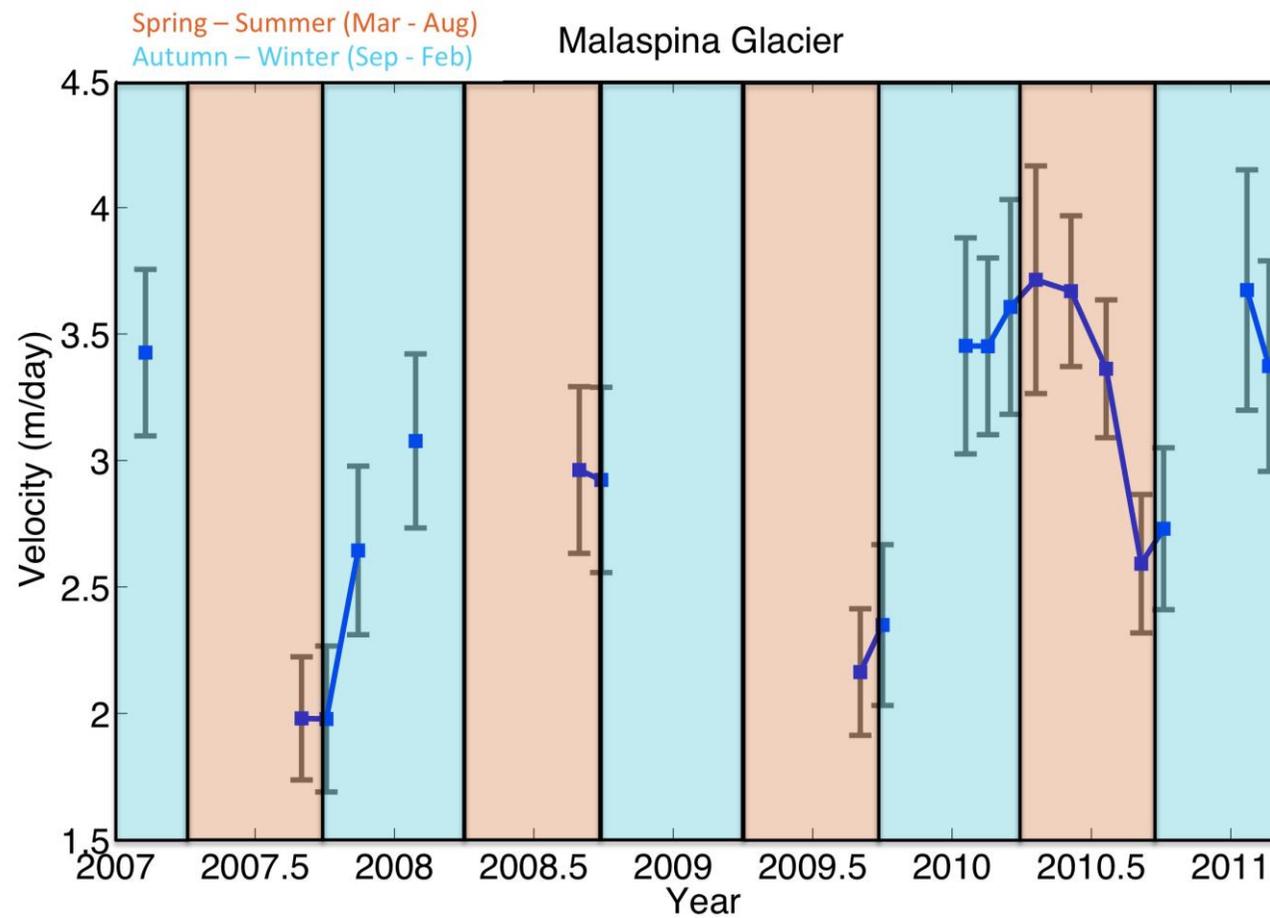


Figure 3-27: The average surface velocity evolution and the errors of Malaspina Glacier derived from the data in the black square at Figure 3-26d. Orange and blue-colored squares indicate the spring – summer (Mar - Aug) and autumn- winter (Sep - Feb), respectively.

一方, Agassiz Glacierでは(Figure 3-28,29), 秋から冬に向けて加速しているものの, ピークは5~6月にきている (2010年). これはLogan Glacierと似たようなふるまいをしているが, Malaspina Glacier, Agassiz Glacierともに経年的な速度変化は見られない. Figure 3-29を見ると, 2007, 2009, 2010年には明らかな冬季の加速が見られる.

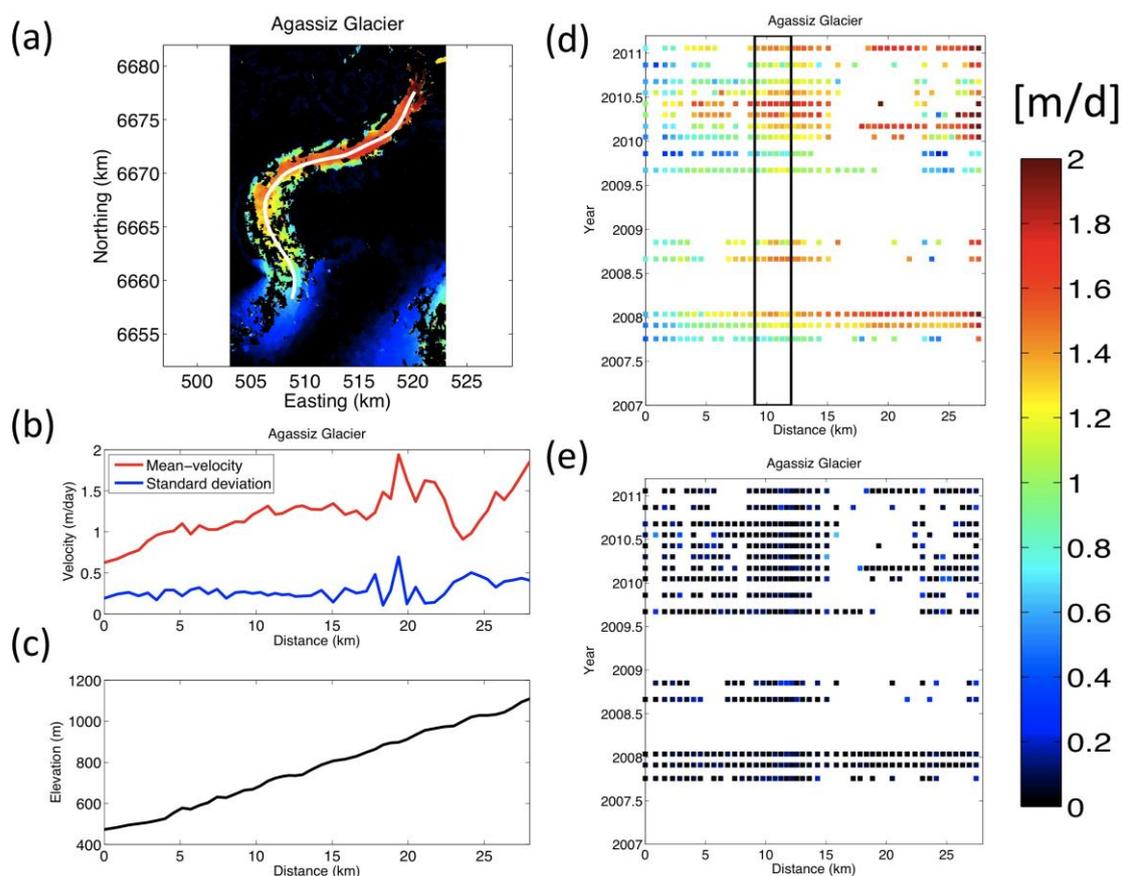


Figure 3-28: Surface velocity evolution at Agassiz Glacier. (a) Spatial surface velocity and the flow line. Horizontal and vertical axes are UTM coordinates. (b) Mean-velocity profile of the data and the standard deviation along the chosen flow line at (a). (c) The elevation profile along the chosen flow line at (a). (d) Spatial-temporal evolution of the surface velocities recorded from 2007 to 2011. The black square expresses the range of the data used in Figure 3-29. (e) Error estimates of (d).

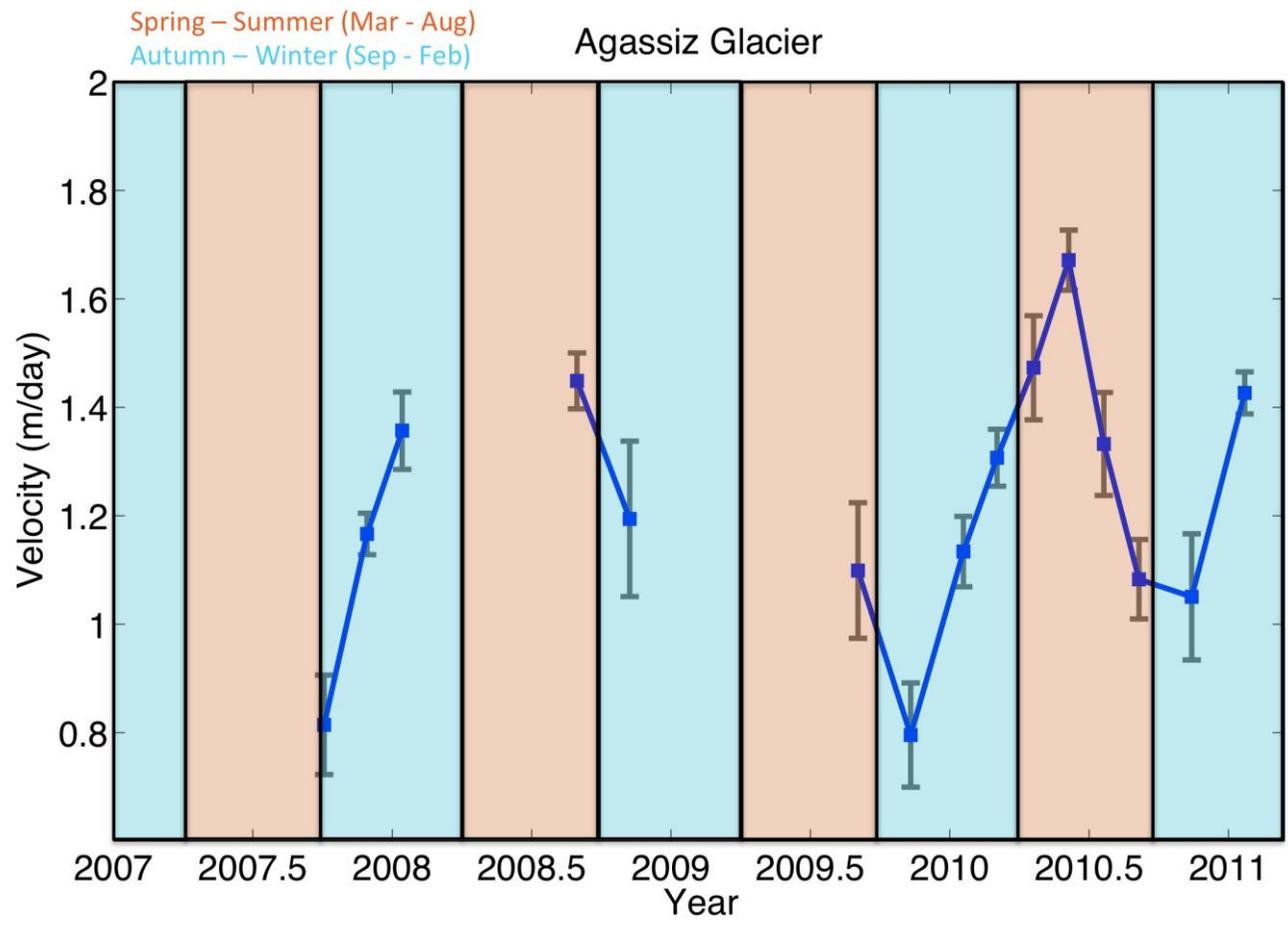


Figure: 3-29: The average surface velocity evolution and the errors of Agassiz Glacier derived from the data in the black square at Figure 3-28d. Orange and blue-colored squares indicate the spring – summer (Mar - Aug) and autumn- winter (Sep - Feb), respectively.

3.6.3 Summer speed-up glaciers

この地域の全ての氷河がWinter speed-upのふるまいをする氷河ではない。研究地域の北部にあるKlutlan Glacierと東部にあるKaskawulsh Glacierでは明瞭なSummer speed-upが観測された。一般的に知られている氷河流動の季節変動は、春から夏にかけて速度が上昇する。こういった氷河の存在は、同じ地域内でも氷河の挙動が異なること、そして氷河サージが同地域の全ての氷河ではなく、特定の氷河で発生することを示している。

Figure 3-30はKlutlan Glacierの流動速度の時間変化を表したものである。この氷河は先ほどのWinter speed-upの氷河と異なり、秋から冬にかけての速度上昇が見られない(d)。一方、2010年のデータを見ると、春先から加速し始め、5-6月にピークを迎える。そしてその後減少する。速度のピークがくると思われる5-6月のデータはこの年しか存在しないが、他の年でも夏から秋にかけての速度の減少は確認できた。

Figure 3-31はKaskawulsh Glacierの流動速度の時間変化を表したものである。この氷河をカバーするALOS/PALSARのPath241は存在するデータ数が少なく、6組のペアしか解析することができなかった。しかし、2007-2008年のデータを比較すると、夏の方が冬より早いことがわかる。また、この氷河は現場観測がされている氷河であり、Copland and Darling (2011)では、2009年8月から2010年7月までGPSによる観測がされていた。その結果、秋から冬にかけて速度が減少し、翌年5月頃から加速を始めるようなデータが得られた。これらの結果から、Kaskawulsh Glacierは一般的なSummer speed-up glacierであることがわかる。

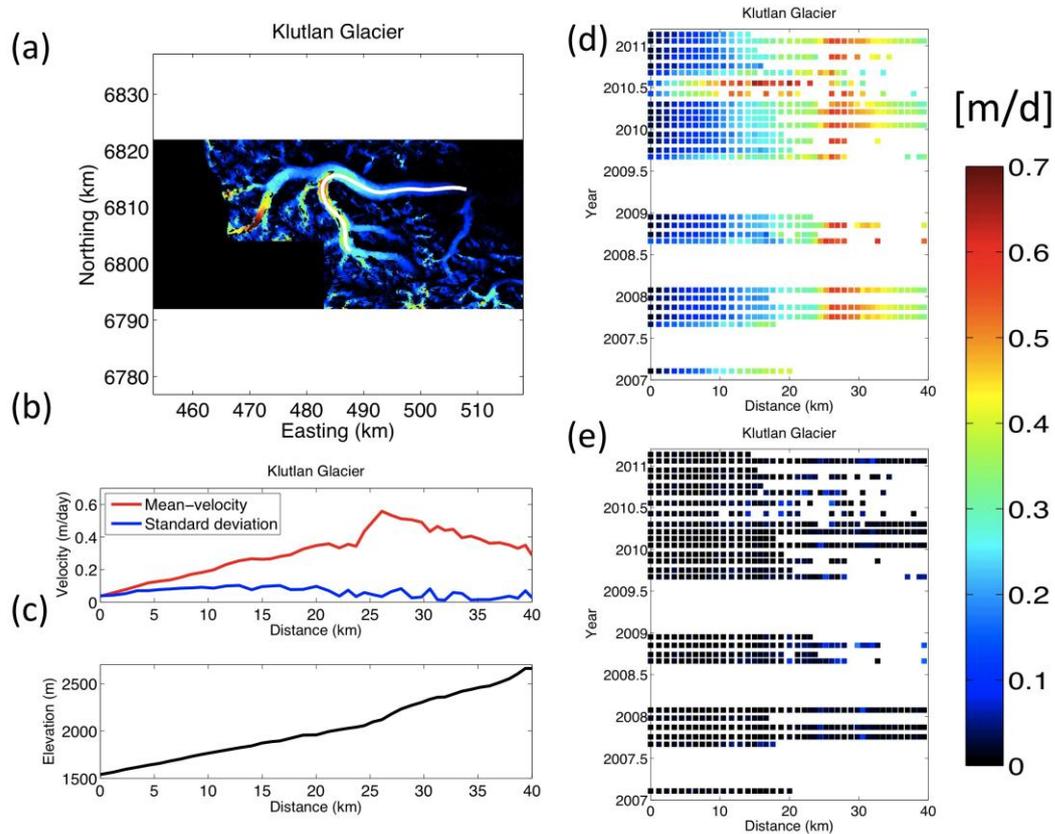


Figure 3-30: Surface velocity evolution at Klutlan Glacier. (a) Spatial surface velocity and the flow line. Horizontal and vertical axes are UTM coordinates. (b) Mean-velocity profile of the data and the standard deviation along the chosen flow line at (a). (c) The elevation profile along the chosen flow line at (a). (d) Spatial-temporal evolution of the surface velocities recorded from 2007 to 2011. (e) Error estimates of (d).

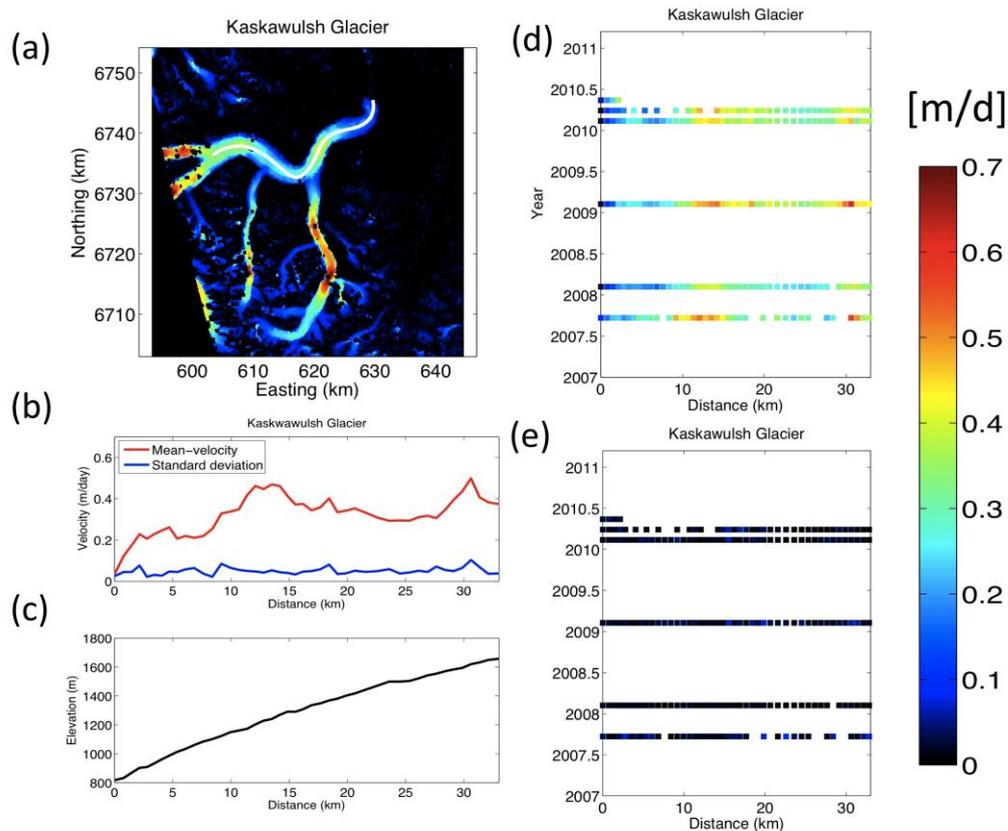


Figure 3-31: Surface velocity evolution at Kaskawulsh Glacier. (a) Spatial surface velocity and the flow line. Horizontal and vertical axes are UTM coordinates. (b) Mean-velocity profile of the data and the standard deviation along the chosen flow line at (a). (c) The elevation profile along the chosen flow line at (a). (d) Spatial-temporal evolution of the surface velocities recorded from 2007 to 2010. (e) Error estimates of (d).

3.6.4 Others Glaciers

その他の氷河として、Kluane Glacierの解析結果を紹介する (Figure 3-32). この氷河は、特に末端から15 kmの範囲で経年的に流動速度が減少していることがわかった (d). 気候環境としては他の氷河とほぼ同じであるのにも関わらず、氷河によってそのふるまいが多様であるのは非常に興味深いことがあり、また不思議なことでもある.

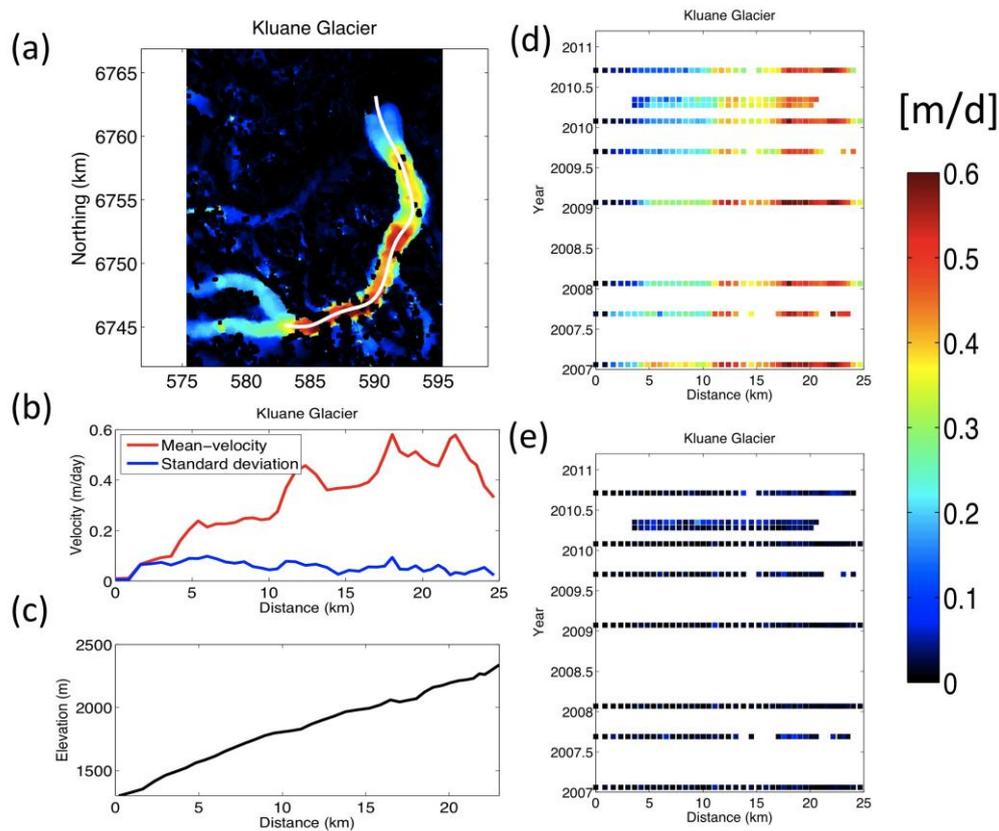


Figure 3-32: Surface velocity evolution at Kluane Glacier. (a) Spatial surface velocity and the flow line. Horizontal and vertical axes are UTM coordinates. (b) Mean-velocity profile of the data and the standard deviation along the chosen flow line at (a). (c) The elevation profile along the chosen flow line at (a). (d) Spatial-temporal evolution of the surface velocities recorded from 2006 to 2010. (e) Error estimates of (d).

3.7 Discussion

本節では、氷河流動における季節変動のメカニズムについて、従来よく知られているSpring/Summer speed-upのメカニズムを紹介するとともに、本研究で明らかになったWinter speed-upのメカニズムを定性的に議論する。そして、氷河サージの発生機構との関係性についても言及する。

3.7.1 Seasonal fluctuations: Winter speed-up Mechanism

従来、氷河流動速度の季節変化といえば、氷の融解が始まる春から夏にかけて速度が上昇する、いわゆるSpring/Summer speed-upのことを指していた (e.g., Zwally et al., 2002; venke Sundai et al, 2011, Bartholomew et al., 2010). ところが、本研究でWinter speed-upが多く氷河で見られることが判明したため、ここでそのメカニズムを提唱する。その前に、よく知られているSummer speed-upのメカニズムについて説明する。

Figure 3-33は、Summer speed-upのメカニズムの模式図である。冬期間は氷河表層から底面まで0°C以下になり、基本的には底面滑りは起こらないと考える。春から初夏にかけて気温が上昇し氷の融解が始まると(b), 表面から融解水が底面に流入してくる。すると、底面と表面の地形によって決まる重力水勾配に沿って水が下流へと流れ、底面での排水経路が形成され始める。このとき、底面水圧が発生するため、有効圧力が下がり、氷河は底面水によって持ち上げられるような状態となる。こうして底面滑りが発生し、氷河は加速し始める。この状況での排水経路はまだ未発達で、毛細血管のような細い水路が無数にある状態 (Linked-cavity, Figure 3-34b)であると考えられる。この状態は、排水効率が悪いことから、Ineffective water drainage systemと言われる(e.g., Cuffey and Paterson, 2010). さらに融解水が増大すると、氷河内を大量の水が通ることにより、排水経路がさらに発達し、水道管のような大きなトンネル状の形 (Channel, Figure 3-34a)となる(c). この状況は、融解水は効率良く氷河内部を流れることから、Effective water drainage systemと呼ばれ、底面水圧は(b)ほど大きくなる。これが晩夏の時期 (late summer)に発生し、流動速度が減少し始める。そして秋から冬にかけて気温が低下し、融解水は凍結し始め、さらに氷自体のクリープで水の流路も閉じてくるため、底面滑りはだんだん小さくなる。このような考え方は、基本的に氷河底面の岩盤そのものの変形や流動は考慮しておらず、いわゆるHard-bed theoryである。

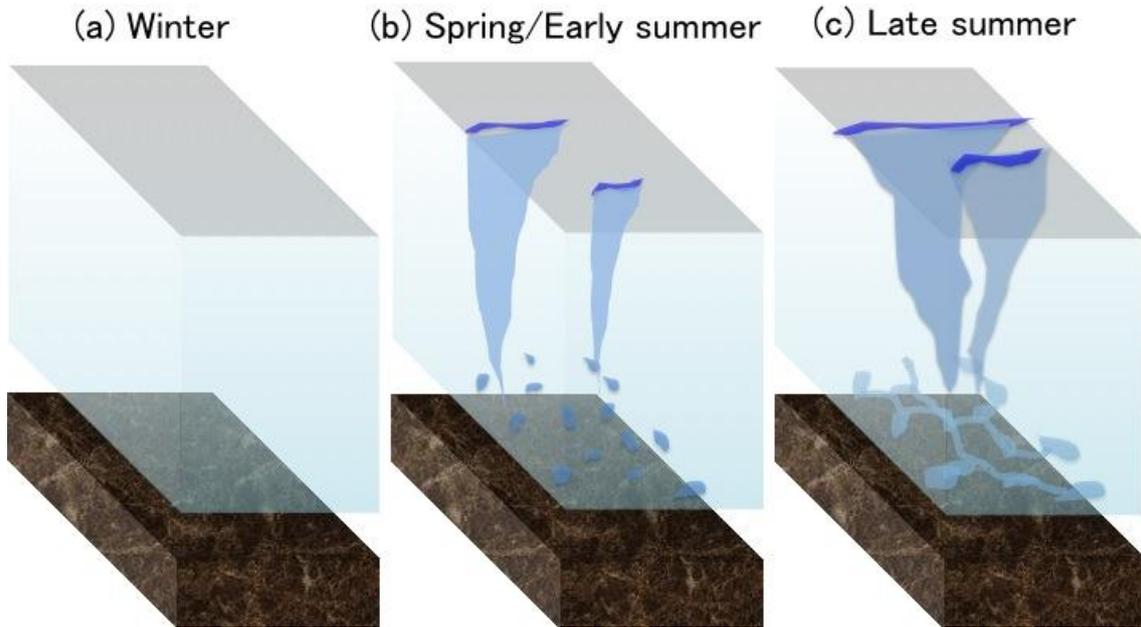


Figure 3-33: The images of Summer speed-up mechanism. (a) In winter, glaciers are frozen from surface to bed. There is no basal sliding. (b) In spring/early summer, the surface melt-water reaches the bed through crevasses or whatever. Initially, inefficient drainage system with higher water pressure is formed. (c) In late summer, more melt-water reaches the bed and the drainage systems are gradually changing into more and more efficient channel-like drainage system with lower water pressure. Thus, the basal sliding is slowing down, and get back to winter.

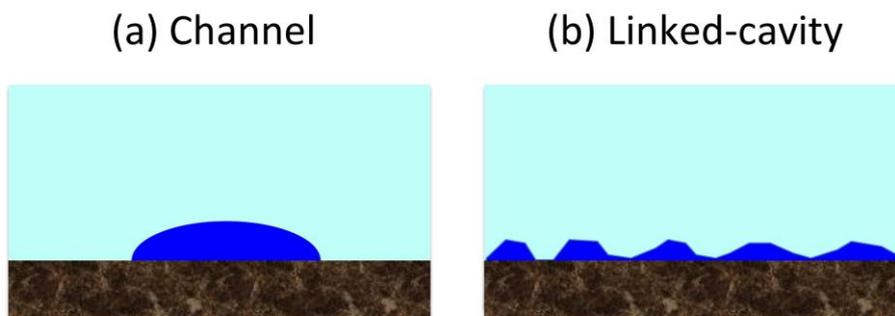


Figure 3-34: The images of two type of water drainage.

ところが、本研究ではユーコン地域の複数の氷河が秋から冬にかけて加速することが明らかになった。冬に融解水が増加し、夏に減少することは考えられないので、単純な融解水の大小では季節変動の説明が難しい。そこで、氷河底面の堆積物 (Till)の存在による効果 (Till Deformation)をKavanaugh (2009)で判明した水圧パルスイベント (瞬間的な水圧の増大) の増加をふまえて考察し、Winter speed-upのメカニズムを推測する。

Kavanaugh (2009)はユーコン地域に位置するTrapridge Glacier (Figure 3-6 星印)での現場観測において、2005年5月から2006年3月まで氷河底面での水圧を計測し、秋から冬にかけて水圧パルスイベント数が増加していることを明らかにした。この氷河における現場観測は1969年からUniversity of British Columbiaによって精力的になされており、すでに氷河底面でのTillの存在が確認されている。この氷河では、90年代からすでに複数のBoreholeが掘削されており、その結果もいくつか報告されている(e.g., Murray and Clarke, 1995) . Figure 3-35にMurray and Clarke (1995)の結果を示した。(a) は5つのBoreholeはいずれも氷河を貫通して、底面に達している。この5つのBoreholeの水圧変化を示したのが(b)である。ここでBoreholeをConnected Hole (C)とUnconnected Hole (U)の2種類に分類し、その様子と位置関係の模式図が(c)と(d)である。Connectedとは底面の主要な水路とつながっていて、Unconnectedとは水路とは独立しているBoreholeである。すると、ConnectedよりUnconnectedの方がFloatation Value (赤線)を超える時間が明らかに多いことがわかる。これは、Connectedの方は氷河底面での水路とつながっているため、融解水の減少により氷河内の水位が下がり、新たな水位に落ち着くのに対し、Unconnectedは氷河底面水位に関わらず、高い水圧を維持するためである。なお、Figure 3-35c中のAのように場合によっては水路とリンクするようなalternating boreholeもある。

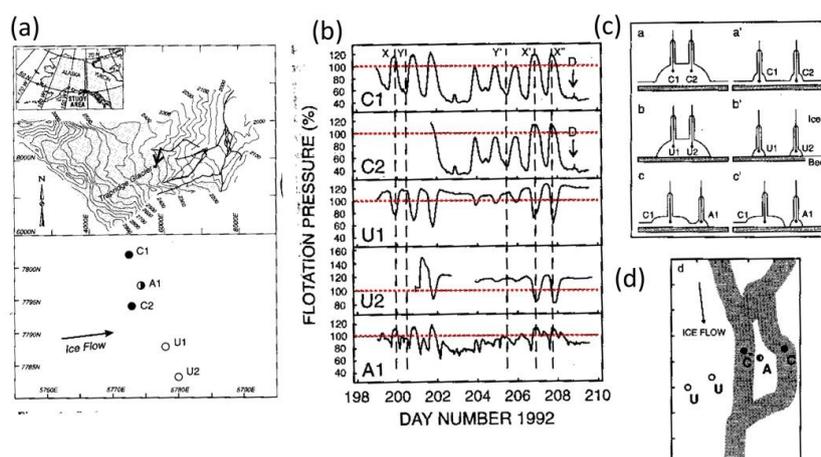


Figure 3-35: In-situ observations results of Murray and Clarke (1995). (a) Study area (Upper panel) and location map showing connected, unconnected, and alternating holes (Lower panel). (b) Pressure records for connected (C1, C2), Unconnected (U1, U2) and Alternating (A1) sites. Pressure is plotted as a percentage of the ice motion pressure (red dashed lines).

Kavanaugh (2009)ではさらに高頻度にサンプリングが可能な機器を用いて、2005年5月から2006年3月までの10ヶ月に渡って、Borehole中の水圧を測定した(Figure 3-36) . すると、秋から冬にかけて水圧パルスイベントが増えていることがわかった(A). また、冬期間のデータ (B)から、この水圧パルスイベントの回数と氷震 (Icequake)の回数がほぼ一致していることが判明した (B-d). このようなイベントが発生する要因として、Kavanaugh (2009)では氷河底面のTillの存在とStick-slip的な底面滑りによるものであろうとしている.

底面堆積物の流動則はまだよくわかっていないが(Clarke, 2005), 氷河底面においてある降伏応力 (Yield Stress)を超えると、歪み速度が無限になるCoulomb-plasticなふるまい (Figure 3-37)をするという考え方が有力である(Kavanaugh and Clarke, 2006). 降伏応力は有効圧力に比例するので、底面水圧が下がれば、同じ応力がかかっても降伏応力は下がる. これをふまえると、水圧パルスイベントの増加は次のように説明できる. 秋から冬にかけて底面水圧の増加により降伏応力が下がり、その結果、Till内では降伏応力を上回ることが増え、そのたびにCoulomb-plastic的にTillが変形し動くことで氷河内のBoreholeが圧縮され、瞬間的に水圧が増加する. この水圧パルスイベントと同様のシグナルパターンが氷震 (Icequake)でも観測されている(Kavanaugh, 2009).

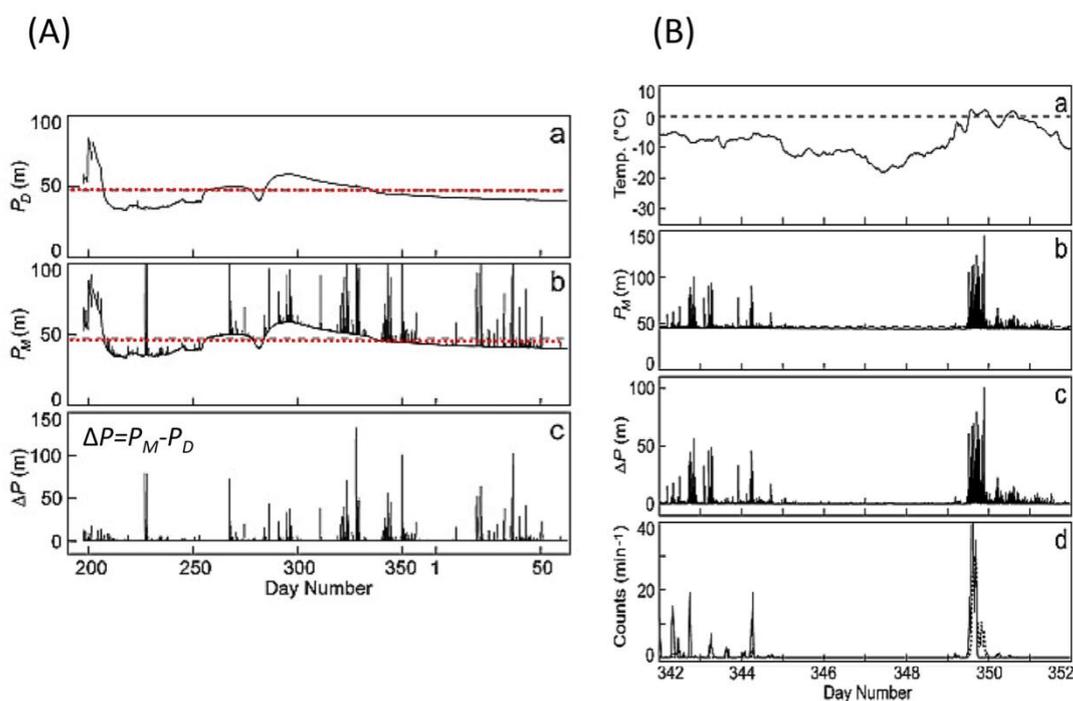


Figure 3-36: Basal water pressure changes at Trapridge Glacier (After Kavanaugh, 2009). (A) Water pressure changes from July 16 2005 to March 4 2006 (a) Discrete pressure record (b) Maximum pressure record. Red dashed lines indicate flotation value (c) the difference (b)-(a). (B) Data from 8 to 18 December, 2005 (a) Temperature (b) Maximum pressure record (c) the difference between (b) - (a) (c) - Discrete pressure record. (d) A number of icequake events.

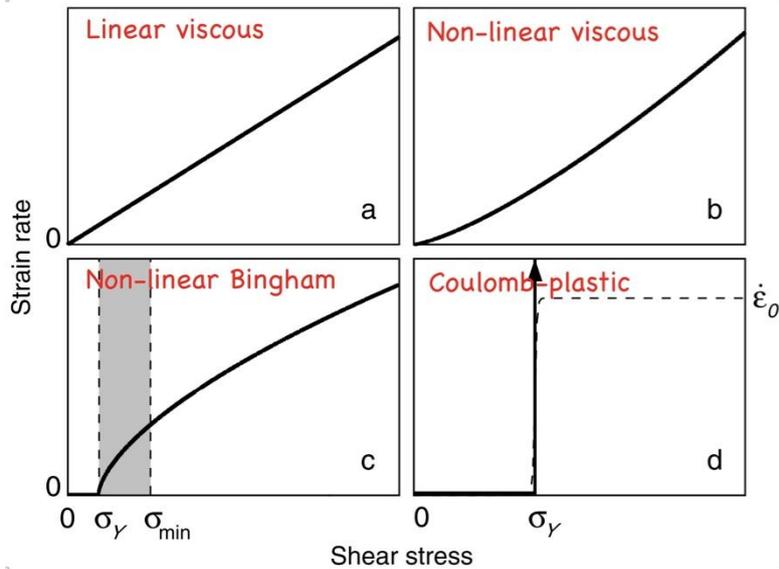


Figure 3-37: Stress-strain rate relations for modeled till flow laws (Kavanaugh and Clarke, 2006). (a) Linear-viscous till. (b) Nonlinear-viscous till (c) Nonlinear-Bingham till. Shaded region represents transition zone between elastic ($\tau < \sigma_Y$) and viscous ($\tau > \sigma_{min}$) behaviors. (d) Coulomb-plastic till (solid line) and hyperbolic tangent approximation of Coulomb-plastic behavior. ϵ_0 stands for the reference strain rate.

以上の観測事実を踏まえて、Winter speed-upのメカニズムを次のように推測する (Figure 3-38). 融解水が減少するLate Summerにおいて、氷河内の排水経路は効率的なChannelから非効率的なLinked-cavityに変化し始める。Linked-cavityは、Channelに比べ底面水圧が上昇し、有効圧力が減少する (Winter)。すると、till内において降伏応力が下がり、同じ応力でも降伏しやすくなり(c)、歪み速度が無限になるようなCoulomb-plasticな振る舞いを起こす。その結果、stick-slip的に氷河が底面滑りを起こす。ここで、実際は氷河の幅や長さによって拘束条件がかかるため、増加する歪み速度はいずれある一定の値 ϵ_0 に収束する。このstick-slip的な底面滑りがたくさん発生すれば、ある期間における累積の表面変位はそれだけ大きくなる。実際に、Trapridge GlacierではEpisodicな底面滑りを観測した例がある (Fischer and Clarke, 1997)。本研究では合成開口レーダーによる観測データを示したが、これは回帰日数間の累積変位を1日あたりの速度として平均しているため、このような底面滑りが多数発生すれば、日速度は大きくなる。複数の氷河が冬に向けて加速しているという観測事実は、上記のような底面滑りがこの地域の多くの氷河で起こっていることを強く示唆している。

しかし、この考えはあくまで推測の域を出ない。そもそも、この地域では現場観測がなさ

れている氷河は少なく、氷河底面にTillの存在が確認されていない。だが、水圧パルスイベントが観測されたTrapridge Glacierはサージタイプの氷河であり、活動期の流動速度も観測されている (Frappé and Clarke, 2007)。また、Winter speed-upが見られた氷河のほとんどが過去にサージを起こしているサージタイプの氷河であることから、この推測に至った。氷河底面における情報を得ることは、現時点の衛星リモートセンシングでは不可能で現場観測に頼らざるをえない。しかしながら、表面速度のより短期間な変化と現場の観測事実からここまでの推測ができることは、氷河学だけに限らず、衛星測地が今後も大いに活用され、また現場観測とのコラボレーションの必要性を示唆している。

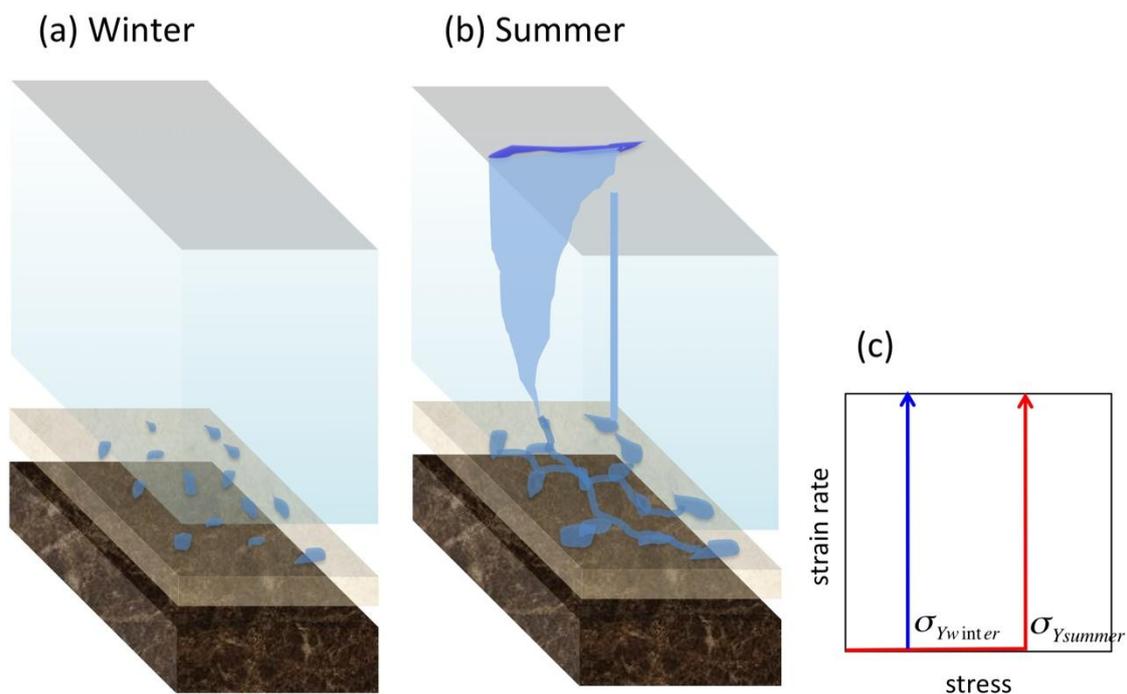


Figure 3-38: The images of Winter speed-up mechanism. (a) From autumn to winter, the surface melt-water is decreasing and getting nearly frozen relative to summer. Then, efficient channel-like drainage system with lower water pressure is gradually changing into inefficient drainage system with higher water pressure. This higher water pressure gets the yield stress to decrease ($\sigma_{Ywinter}$), which would be likely to cause the episodic basal sliding. (b) In summer, the surface melt-water reaches the bed through crevasses. Then, inefficient drainage system with higher water pressure is gradually changing into more and more efficient channel-like drainage system with lower water pressure. This makes the yield stress increase ($\sigma_{Ysummer}$). (c), the image of yield stress changes.

3.7.2 Glaciers distribution with seasonal variability

本研究によって、アラスカ/ユーコン地域における氷河流動速度マップとその季節変動が明らかになった。従来よく知られていた**Summer speed-up**に加え、**Winter speed-up**のふるまいをする氷河、さらにそれらの中間状態、いわゆる1年に2回加速する**Biannual speed-up**をする氷河も発見した。これらの氷河を3つのふるまいをもとに分類すると、Figure 3-39のようになる。面白いことに、太平洋側から内陸側に向かって、**Winter speed-up**, **Biannual speed-up**, **Summer speed-up**のように地域性があるように見えてくる。そして、**Biannual**がその他の中間位置に存在することも非常に興味深い。

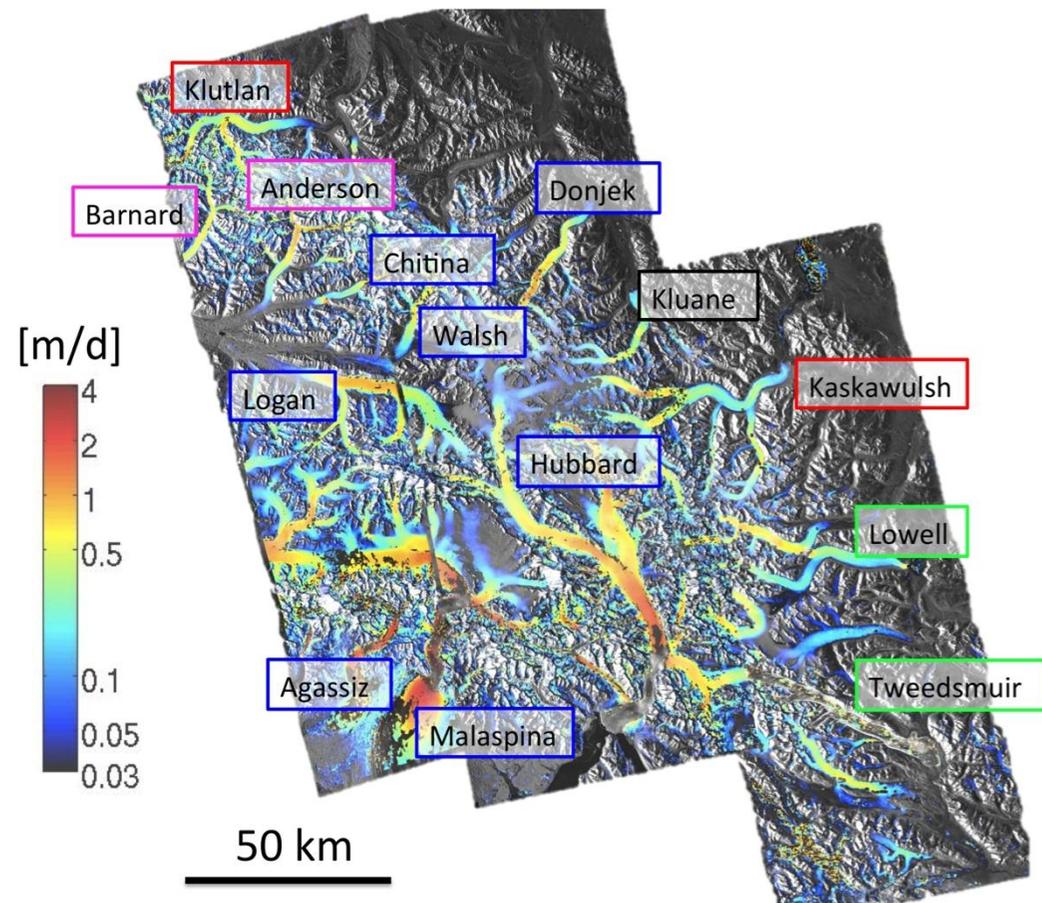


Figure 3-39: Summary of my study and distribution based on their behaviors. Please note the color scale is shown as logarithm. The red squares indicate the summer speed-up glacier and blue ones do the winter speed-up glacier. The magenta ones do the biannual speed-up glacier. The green ones do the glaciers that occurred surge events during 2006-2011.

3.7.3 Relation between winter acceleration and surge generation mechanism

氷河サージのメカニズムとして、氷河底面における水理水文環境の変化と底面体積物の変形が最も有力である (e.g., Harrison and Post, 2003; Cuffey and Paterson, 2010). アラスカ/ユーコン地域においても、これらが関与していることは間違いない. さらに、本研究で明らかになった、複数の氷河における冬の加速は、この地域の氷河サージが秋から冬にかけて開始するという事実 (e.g., Raymond, 1987, Eisen et al., 2001, 2005)と深い関連があると考えている. 時間的に連続した観測がなかった時代でも、氷河サージ自体では目立つ現象であるので、秋から冬にかけて開始することは認識されていた. 本研究が明らかにした冬季の加速は、規模の小さな氷河サージが毎年のように発生している、とみることも可能である. これらの氷河において、底面堆積物の存在や秋から冬にかけての水圧変化を知るためには、現場観測が必然であるが、極めて厳しい環境であるこの地域においてそれらを実行するのは氷河の大きさを考えても非常に難しい. また、スバルバルや西クンルン山脈での氷河サージはアラスカ/ユーコン地域の氷河とはその活動期間等ふるまいが異なる (e.g., Murray et al., 2003). しかしながら、氷河サージの発生メカニズムに関連して、本研究が新たな観測事実を与えたことは極めて重要である. 今後も、より詳細な流動速度の変化を調べることで氷河サージの発生機構の解明に近づくと考えられる. 例えば、現在運用されている Terra SAR-X で冬季の集中観測を行うことで、より空間的にも時間的にも高分解能なデータを得る事ができるため、より詳細な議論が可能となる.

3.8 Conclusion

ALOS/PALSAR と Terra SAR-X が取得した 2006 年から 2011 年の SAR データをピクセルオフセット法により解析した結果、アラスカ/ユーコン地域における山岳氷河流動速度を広く面的に検出した。この 6 年間で 4 つの氷河 (Hubbard, Lowell, Tweedsmuir, Chitina) において氷河サージが発生し、それに伴う流動速度の時空間変化を調べた。Hubbard Glacier に関しては、上流部の細い支流で発生したため、衛星で観測するには小さく、詳細なことはわからなかった。Lowell Glacier と Tweedsmuir Glacier, Chitina Glacier については、流動速度の時空間変化の他に、氷河表面における反射強度の変化、そして明瞭な末端の前進が確認できた。

Hubbard Glacier では、冬季 (1~2 月) の流動速度が夏季 (8~10) の速度を上回っているという予期せぬ現象を発見した。そこで、この周辺の主要な氷河を調べてみると、計 9 個のサージタイプの氷河 (Hubbard, Donjek, Anderson, Barnard, Chitina, Logan, Walsh, Agassiz, Malaspina) において、秋から冬にかけて加速する Winter speed-up が見られた。また、春から夏にかけて加速する Summer speed-up の氷河 (Klutlan, Kaskawulsh) に加え、それらの中間状態、つまり 1 年に 2 回加速する Biannual speed-up の氷河 (Anderson, Barnard) も見られた。この冬季の加速のメカニズムとして、Kavanaugh (2009) による現場観測データから、氷河底面の Till の存在と Stick-slip 的な底面滑りが表面速度として検出されると考えた。Kavanaugh (2009) は、本研究の対象地域に存在する Trapridge Glacier での現場観測において、秋から冬にかけて底面での水圧パルスイベントが増加し、それは氷河内での Episodic な Basal slip によって水路が圧縮されることによって起こるとした。本研究では、他の多くの氷河で同様のことが起こっており、それは Winter speed-up と説明ができると考えている。つまり、水圧パルスイベントが増える秋から冬にかけて、Till 内の有効圧力が下がり降伏応力が小さくなることで降伏しやすくなり、底面滑りが増え、その結果表面速度が増加しているのだと定性的に推測した。

本研究の結果をマッピングすると Figure 3-37 のようになり、太平洋側から内陸に向かって、地域性があるようにも見える。この地域における氷河サージは秋から冬にかけて始まるということが知られており、本研究で明らかになったサージ氷河の静穏期における冬季の加速は、未解決である氷河サージ発生機構に新たな知見を与えるものである。

4. Summary

合成開口レーダーが取得したデータを解析することにより、地震に伴う地殻変動や山岳氷河の流動速度を広く面的に検出することができた。本研究では、2008年に起こった岩手宮城内陸地震とアラスカ/ユーコンの山岳氷河流動に焦点をあてた。まず、岩手宮城内陸地震については、ALOS/PALSARによりGPSでは得られなかった震源直上の複雑な地殻変動を検出することができた。そして、GPSデータとSARデータのジョイントインバージョンにより、非平面形状の断層モデルを構築した(Abe et al., 2013)。この断層モデルは従来説明ができなかった栗駒2の変位も説明できており、現在最もよく地殻変動データを説明できている断層モデルと言える。また、東落ち断層の位置がブーゲー異常の急勾配地域と一致しており、過去のカルデラの存在がこの地震をより複雑にさせたものだと考えられる(Abe et al., 2013)。

アラスカ/ユーコンの山岳氷河については、衛星リモートセンシングによる氷河サージの発生機構の解明を目指して、流動速度の時空間変化を詳細に調べた。当初は2009年初旬に発生したHubbard Glacierでの氷河サージに伴う速度変化を調べていた。ところが、2006~2011年のどの年においても、1~2月の流動速度が8~10月の速度を上回っていることが判明した。そこでこの周辺の氷河を調べた結果、多くのサージタイプの氷河において、静穏期であるにも関わらず、秋から冬へ向けて加速するWinter speed-upのシグナルが検出された。また、Summer speed-upの氷河やその中間状態、Biannual speed-upの氷河も発見した。本研究では、この季節変動のメカニズムとして、Kavanaugh (2009)による現場観測データから、氷河底面のTillの存在とStick-slip的な底面滑りが表面速度として検出されると考えた。Kavanaugh (2009)は、本研究の対象地域に存在するTrapridge Glacierでの現場観測において、秋から冬にかけて底面での水圧パルスイベントが増加し、それは氷河内でのEpisodicなBasal slipによって水路が圧縮されることによって起こるとした。本研究では、他の多くの氷河で同様のことが起こっており、Winter speed-upで説明できると考えている。つまり、水圧パルスイベントが増える秋から冬にかけて、底面堆積物中の有効圧力が下がって降伏応力が小さくなるので、Basal slipが増え、その結果表面速度が増加しているのだと推測した。この地域における氷河サージは秋から冬に始まることが知られており、本研究によって明らかになった冬季の加速は、未解決である氷河サージの発生機構に新たな知見を与えるに違いない。

5. Acknowledgement

本研究を進めるにあたって、多くの方々にご指導、ご鞭撻を賜りました。この場をお借りして感謝の意を述べさせていただきます。まず、指導教官である古屋正人教授には言葉では表せきれないほど大変お世話になりました。古屋教授にお会いしたことで、SAR という研究ツールを知ることができましたし、日本の SAR 研究における第一人者にご指導いただけたことは私にとってこの上ない貴重な経験になりました。また、地震と氷河という異なる分野の研究をさせていただけたことも大変勉強になりましたし、改めて測地学の幅の広さを実感しました。修士2年間で数多くの学会や研究集会に参加させていただけたこと、特に昨年の AGU で口頭発表ができたことは、一生の思い出とも言える出来事になりました。

3年間、この研究室で満足のいく研究をさせていただき、皆様への感謝の気持ちでいっぱいです。同研究室の日置幸介教授には、GPS を用いた様々な研究内容に常に興味を惹かれ、そのたびにその発想力に驚かされました。また、先生のプレゼンテーションはアニメーションを駆使した非常にイメージのしやすいもので、これから社会人となる私にとっても大変勉強になりました。誰が見てもわかる発表を、今後も心がけていきたいと思えます。JSPS 特別研究員の三井雄太博士には、私たちがあまり知らない地震の発生物理に関する内容を教えていただいたり、研究に行き詰まったときに度々相談にもものっていただきました。この場をお借りして感謝申し上げます。

研究室の学生の方々には、研究だけでなく大学院生としての生活の仕方などあらゆる面で助言をいただきました。私の度重なる雑談に付き合っていたいただいた皆様、ありがとうございました。また、固体系ゼミでお世話になった小山順二教授、蓬田清教授、勝俣啓准教授、吉澤和範准教授、山田卓二助教にも心からお礼申し上げます。

岩手宮城内陸地震の研究では、京都大学防災研究所の高田陽一郎助教に多大なご協力、ご助言をいただきました。Abe et al. (2013)では共著者として、様々な助言や議論、論文執筆等を分担していただきました。おかげさまで、初めての筆頭英文論文を完成させることができました。本当にありがとうございました。

氷河の研究では、北海道大学低温科学研究所氷河・氷床グループの杉山慎講師と北海道大学地球環境科学研究所の澤柿教伸助教をはじめ、学生の皆様にも大変お世話になりました。氷河の専門家である皆様とワークショップや研究集会で議論できたことは大変意義のあることでした。ありがとうございました。

みなさまのご指導により、無事に修士論文を書き終えることができました。また、3年間という短い期間でしたが、充実した研究生生活を送ることができました。本当にありがとうございました。

なお、本研究の一部は科研費（挑戦的萌芽研究, ID:24651001）の支援を受けて進められたものです。ALOS/PALSAR データは PIXEL (PALSAR Interferometry Consortium to

Study our Evolving Land surface) と ALOS 3rd PI Project において共有しているものであり, 宇宙航空研究開発機構(JAXA)と東京大学地震研究所との共同研究契約により JAXA から提供されたものです. データの所有権は経済産業省および JAXA にあります. Terra SAR-X のデータの所有権は DLR にあります. GEONET の GPS データは国土地理院より提供していただきました. 岩手宮城内陸地震の余震分布データは 2008 年岩手宮城内陸地震合同余震観測グループより提供していただきました. 重ねて感謝申し上げます.

6. References

- Abe, T., M. Furuya, and Y. Takada (2013), Nonplanar Fault Source Modeling of the 2008 Mw 6.9 Iwate-Miyagi Inland Earthquake in Northeast Japan, *Bull. Seismol. Soc. America*, Vol. 103, No. 1, 507-508, doi 10.1785/0120120133.
- Ando, R., and S. Okuyama (2010), Deep roots of upper plate faults and earthquake generation illuminated by volcanism, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L10308, doi 10.1029/2010GL042956.
- Bartholomew, I., P. Nienow, D. Mair, A. Hubbard, M. A. King, and A. Sole (2010), Seasonal evolution of subglacial drainage and acceleration in a Greenland outlet glacier, *Nature Geoscience*, Vol.3, 408–411.
- Bos, A. G., and W. Spakman (2003), The resolving power of coseismic surface displacement data for fault slip distribution at depth, *Geophys. Res. Lett.*, 30, no. 21, 2110, doi 10.1029/2003GL017946.
- Burgess, E. W., R. R. Forster, C. F. Larsen, and M. Braun (2012), Surge dynamics on Bering Glacier, Alaska, in 2008–2011, *The Cryosphere*, 6, 1251–1262, doi:10.5194/tc-6-1251-2012.
- Clarke, G. K. C., and G. Holdsworth (2002), Glaciers of North America - GLACIERS OF CANADA GLACIERS OF THE ST. ELIAS MOUNTAINS, *U.S. GEOLOGICAL SURVEY PROFESSIONAL PAPER*, 1386–J–1.
- Copland, L., and S. Darling (2011), Flow Dynamics of the Kaskawulsh Glacier, Yukon, AGU Fall Meeting 2011, C11D-0694.
- Cuffey, K. M. and W. S. B. Paterson (2010), *The Physics of Glaciers*, Fourth Edition, Academic Press: ELSEVIER, pp704.
- Eisen, O., W. D. Harrison, C. F. Raymond (2001), The surges of Variegated Glacier, Alaska, U.S.A., and their connection to climate and mass balance, *J. Glaciology*, Vol. 47, No.158, 351-358.

- Eisen, O., W. D. Harrison, C. F. Raymond, K. A. Echelmeyer, G. A. Bender, and J. L. D. Gorda (2005), Variegated Glacier, Alaska, USA: a century of surges, *J. Glaciology*, Vol. 51, No.174, 399-406.
- England, P., and J. Jackson (2011), Uncharted seismic risk, *Nature Geoscience*, 4, 348-349, doi 10.1038/ngeo1168.
- Fialko, Y., M. Simons, and D. Agnew (2001), The complete (3-D) surface displacement field in the epicentral area of the 1999 MW 7.1 Hector Mine Earthquake, California, from space geodetic observations, *Geophys. Res. Lett.*, 28(16), 3063-3066.
- Fischer, U. H., and G. K. C. Clarke (1997), Stick-slip sliding behaviour at the base of a glacier, *Ann. Glaciol.*, 24, 390–396.
- Frappé, T. P., and G. K. C. Clarke (2007), Slow surge of Trapridge Glacier, Yukon Territory, Canada, *J. Geophys. Res.*, 112, F03S32, doi:10.1029/2006JF000607.
- Fukui, K., and H. Iida (2012), Identifying active glaciers in Mt. Tateyama and Mt. Tsurugi in the northern Japanese Alps, central Japan, *Seppyo*, Vol. 74, No.3, 213-222
- Fukuyama, E. (2009), A Possible Coseismic Rupture on Conjugate Faults, *Eos Trans. AGU*, 90(52), Fall Meet. Suppl., Abstract S33C-03.
- Funning, G. J., B. Parsons, T. J. Wright, J. A. Jackson, and E. J. Fielding (2005), Surface displacements and source parameters of the 2003 Bam (Iran) earthquake from Envisat advanced synthetic aperture radar imagery, *J. Geophys. Res.*, 110, B09406, doi:10.1029/2004JB003338.
- Furuya, M. (2006), InSAR: A NEW Trend in Crustal Deformation Measurement, *Journal of the Geodetic Society of Japan*, Vol. 52, No.4, 225-243.
- Furuya, M. (2011), SAR interferometry, in *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics -2nd edition-*; Part 16, 1041-1049, doi:10.1007/978-90-481-8702-7_97, edited by Harsh K. Gupta, Springer Science+Business Media B.V.

- Furuya, M., T. Kobayashi, Y. Takada, and M. Murakami (2010a), Fault Source Modeling of the 2008 Wenchuan Earthquake Based on ALOS/PALSAR Data, *Bull. Seismol. Soc. America*, Vol. 100, No. 5B, 2750-2766, doi 10.1785/0120090242.
- Furuya, M., Y. Takada, and Y. Aoki (2010b), PALSAR InSAR observation and Modeling of Crustal Deformation due to the 2007 Chuetsu-Oki Earthquake in Niigata, Japan, *Proc. IAG Symposia, Gravity, Geoid, and Earth Observation 2008*, Vol. 135, 679-687.
- Furuya, M., and T. Yasuda (2011), The 2008 Yutian normal faulting earthquake (Mw 7.1), NW Tibet: Non-planar fault modeling and implications for the Karakax Fault, *Tectonophys.*, 511, 125-133, doi 10.1016/j.tecto.2011.09.003.
- Geological Survey of Japan (2004), Gravity CD-ROM of Japan, Ver. 2, Geological Survey of Japan, The National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST), Tsukuba, Japan.
- Geuzaine, C., and J.F. Remacle (2009). Gmsh: a three-dimensional finite element mesh generator with built-in pre- and post-processing facilities, *Int. J. Num. Meth. Eng.*, 79, no 11, 1309–1331.
- Jónsson, S., H. Zebker, P. Segall, and F. Amelung (2002). Fault Slip Distribution of the 1999 Mw 7.1 Hector Mine, California, Earthquake, Estimated from Satellite Radar and GPS Measurements, *Bull. Seismol. Soc. America*, Vol. 92, No.4, 1377-1389.
- Joughin, I., R. Kwok, and M. Fahnestock (1996), Estimation of ice-sheet motion using satellite radar interferometry: Method and error analysis with application to Humboldt Glacier, Greenland, *J. Glaciology*, Vol.42, 564–575.
- Kamb, B., C. F. Raymond, W. D. Harrison, H. Engelhardt, K. A. Echelmeyer, N. Humphrey, M. M. Brugman, and T. Pfeffer (1985), Glacier Surge Mechanism: 1982-1983 Surge of Variegated Glacier, Alaska, *Science*, Vol. 227, 469-479.
- Kavanaugh, J. L. (2009), Exploring glacier dynamics with subglacial water pressure pulses: Evidence for self-organized criticality?, *J. Geophys. Res.*, 114, F01021, doi:10.1029/2008JF001036.

- Kavanaugh, J. L., and G. K. C. Clarke (2006), Discrimination of the flow law for subglacial sediment using in situ measurements and an interpretation model, *J. Geophys. Res.*, 111, F01002, doi:10.1029/2005JF000346.
- Kinoshita, Y., M. Furuya, T. Hobiger, and R. Ichikawa (2012), Are numerical weather model outputs helpful to reduce tropospheric delay signals in InSAR data?, *J. Geodesy*, DOI 10.1007/s00190-012-0596-x.
- Kobayashi, T., M. Tobita, and M. Murakami (2011a), Pixel Offset Technique for Measuring Local Large Ground Surface Displacement, *Journal of the Geodetic Society of Japan*, Vol57, No.2, 71-81.
- Kobayashi, T., M. Tobita, T. Nishimura, A. Suzuki, Y. Noguchi, and M. Yamanaka (2011b), Crustal deformation map for the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, detected by InSAR analysis combined with GEONET data, *Earth Planets Space*, 63, 621-625.
- Kobayashi, T., Y. Takada, M. Furuya, and M. Murakami (2009), Locations and types of ruptures involved in the 2008 Sichuan earthquake inferred from SAR image matching, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L07302, doi 10.1029/2008GL036907.
- Lohman, R. B., and M. Simons (2005), Some thoughts on the use of InSAR data to constrain models of surface deformation: Noise structure and data downsampling, *G³*, 6, Q01007, doi 10.1029/2004GC000841.
- Luthcke, A. B., A. A. Arendt, D. D. Rowlands, J. J. McCarthy, and C. F. Larsen (2008), Recent glacier mass changes in the Gulf of Alaska region from GRACE mascon solutions, *Journal of Glaciology*, Vol. 54, No. 188, 767-777.
- Maerten, F., P. Resor, D. Pollard, and L. Maerten (2005), Inverting for Slip on Three-Dimensional Fault Surfaces Using Angular Dislocations, *Bull. Seismol. Soc. America*, Vol. 95, No. 5, 1654-1665, doi 10.1785/0120030181.
- Matsuo, K. and K. Heki (2010), Time-variable ice loss in Asian high mountains from satellite gravimetry, *Earth Planet. Sci. Lett.* 290, 30-36, doi:10.1016/j.epsl.2009.11.053.

- Meade, B. J. (2007). Algorithms for the calculation of exact displacements, strain, and stresses for triangular dislocation element in a uniform elastic half space, *Comp. Geosci.*, 33, 1064-1075, doi 0.1016/j.cageo.2006.12.003.
- Meyer, F., R. Bamler, N. Jakowski, and T. Fritz (2006). Methods for small scale ionospheric TEC mapping from broadband L-band SAR data, in *Proc. IGARSS*, Denver, CO, Jul. 31-Aug. 4., 3735-3738.
- Michel, R., J. P. Avouac, J. Taboury (1999). Measuring ground displacements from SAR amplitude images: Application to the Landers earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 875–878.
- Miura, S., T. Sato, A. Hasegawa, Y. Suwa, K. Tachibana, and S. Yui (2004). Strain concentration zone along the volcanic front derived by GPS observations in NE Japan arc, *Earth Planets Space*, 56, no 12, 1347-1355.
- Motyka, R. J., and M Truffer (2007), Hubbard Glacier, Alaska: 2002 closure and outburst of Russell Fjord and postflood conditions at Gilbert Point, *J. Geophys. Res.*, 112, F02004, doi:10.1029/2006JF000475.
- Mouginot, J., B. Scheuchl, and E. Rignot (2012), Mapping of Ice Motion in Antarctica Using Synthetic-Aperture Radar Data, *Remote Sens.* 2012, 4, 2753-2767, doi:10.3390/rs4092753.
- Murray, T., T. Strozzi, A. Luckman, H. Jiskoot, and P. Christakos (2003), Is there a single surge mechanism? Contrasts in dynamics between glacier surges in Svalbard and other regions, *J. Geophys. Res.*, 108(B5), 2237, doi:10.1029/2002JB001906.
- Muskett, R. R., C. S. Lingle, J. M. Sauber, A. S. Post, W. V. Tangborn, and B.T. Rabus (2008), Surging, accelerating surface lowering and volume reduction of the Malaspina Glacier system, Alaska, USA, and Yukon, Canada, from 1972 to 2006, *J. Glaciology*, Vol. 54, No. 188, 788-800.
- Muto, M., and M. Furuya, Surface Velocities and Ice-Front Positions of Eight Major Glaciers in the Southern Patagonian Ice Field, South America, from 2002 to 2011, submitted to *Remote Sens. Environ.*

- Nunohara, K., T. Yoshida, R. Yamada, S. Maeda, K. Ikeda, Y. Nagahashi, A. Yamamoto, and T. Kudo (2010). Geology and geologic structure around the area of hypocenter of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake (in Japanese), *Monthly Earth*, 32, 356-366.
- Ohta, Y., M. Ohzono, S. Miura, T. Inuma, K. Tachibana, K. Takatsuka, K. Miyano, T. Sato, and N. Umino (2008). Coseismic fault model of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake deduced by a dense GPS network, *Earth Planets Space*, 60, no 12, 1197-1201.
- Okada, T., N. Umino, A. Hasegawa, Group for the aftershock observations of the Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake in 2008 (2012). Hypocenter distribution and heterogeneous seismic velocity structure in and around the focal area of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake, NE Japan: Possible seismological evidence for a fluid driven compressional inversion earthquake, *Earth Planets Space*, 64, 717-728.
- Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 82, 1018–1040.
- Post (1969), Distribution of surging glaciers in western North America, *J. Glaciology*, 8(53), 229-240.
- Raymond, C. F. (1987), How Do Glaciers Surge? A Review, *J. Geophys. Res.*, 92(B9), 9121-9134.
- Rignot, E., J. L. Bamber, M. R. van den Broeke, C. Davis, Y. Li, W. J. van de Berg, and E. van Meijgaard (2008), Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modeling, *Nature Geoscience*, Vol.1, 106–110.
- Rignot, E., and J. Mouginot (2012), Ice flow in Greenland for the International Polar Year 2008–2009, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L11501, doi:10.1029/2012GL051634.
- Rignot, E., J. Mouginot, and B. Scheuchl (2011), Ice Flow of the Antarctic Ice Sheet, *Science*, Vol. 333, 1427-1430.

- Ritchie, J. B., C. S. Lingle, R. J. Motyka, and M. Truffer (2008), Seasonal fluctuations in the advance of a tidewater glacier and potential causes: Hubbard Glacier, Alaska, USA, *J. Glaciology*, Vol. 54, No. 186, 401-411.
- Simons, M., Y. Fialko, and L. Rivera (2002). Coseismic Deformation from the 1999 Mw 7.1 Hector Mine, California, Earthquake as Inferred from InSAR and GPS Observations. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, no 4. 1390–1402, doi 10.1785/0120000933.
- Strozzi, T., A. Luckman, and T. Murray (2002). Glacier motion estimation using satellite radar offset-tracking procedures, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 40 (11), 2384-2391.
- Sugiyama, S., P. Skvarca, N. Naito, H. Enomoto, S. Tsutaki, K. Tone, S. Marinsek, and M. Aniya (2011), Ice speed of a calving glacier modulated by small fluctuations in basal water pressure, *Nature Geoscience*, Vol. 4, 597-600
- Suzuki, W., S. Aoi, and H. Sekiguchi (2010), Rupture Process of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan, Earthquake Derived from Near-Source Strong-Motion Records, *Bull. Seismol. Soc. America*, 100, no. 2, 256-266, doi 10.1785/0120090043.
- Takada, Y., T. Kobayashi, M. Furuya, and M. Murakami (2009). Coseismic displacement due to the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake detected by ALOS/PALSAR : preliminary results, *Earth Planets Space*, 61, no 4. e9-e12.
- Takada, Y., and M. Furuya (2010). Aseismic slip during the 1996 earthquake swarm in and around the Onikobe geothermal area, NE Japan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 290, 302-310, doi 10.1016/j.epsl.2009.12.024.
- Tobita, M., H. Suito, T. Imakiire, M. Kato, S. Fujiwara, and M. Murakami (2006), Outline of vertical displacement of the 2004 and 2005 Sumatra earthquakes revealed by satellite radar imagery, *Earth Planets Space* 58, e1-e4.
- Tobita, M., M. Murakami, H. Nakagawa, H. Yarai, and S. Fujiwara (2001), Two-dimensional field of three-dimensional components of deformations and velocities, and volume change around Usu Volcano associated with the 2000 eruption by matching of SAR images (in Japanese), *Journal of Geographical Survey*

Institute, 95, 37-48.

van den Broeke, M., J. Bamber, J. Ettema, E. Rignot, E. Schrama, W. J. van de Berg, E. van Meijgaard, I. Velicogna, and B. Wouters (2012), Partitioning Recent Greenland Mass Loss, *Science*, Vol.326, 984-986.

venke Sundai, A., A. Shepherd, P. Nienow, E. Hanna, S. Palmer, and P. Huybrechts (2011), Melt-induced speed-up of Greenland ice sheet offset by efficient subglacial drainage, *Nature*, Vol.469, 521-524.

Wegmüller, U., and C. L. Werner (1997), Gamma SAR processor and interferometry software, in Proc. of the 3rd ERS Symposium, European Space Agency Special Publication, ESA SP-414, Florence, Italy, 14–21 March 1997, 1686–1692

Wright, T. J., Z. Lu, and C. Wicks (2003). Source model of the M_w 6.7, 23 October 2002, Nenana Mountain earthquake (Alaska) from InSAR, *Geophys. Res. Lett.* 30, 1974, doi 10.1029/2003GL01827.

Yasuda, T. and M. Furuya (2013), Short-term glacier velocity changes at West Kunlun Shan, Northwest Tibet, detected by Synthetic Aperture Radar data, *Remote Sens. Environ.*, 128, 87–106.

Yoshida, T., (2001), The evolution of arc magmatism in the NE Honshu arc, Japan, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 36, 131-149.

Yun, S.-H., H. Zebker, P. Segall, A. Hooper, and M. Poland (2007). Interferogram formation in the presence of complex and large deformation, *Geophys. Res. Lett.* 34, L12305, doi: 10.1029/2007GL029745.

Zwally, H. J., W. Abdalati, T. Herring, K. Larson, J. Saba, and K. Steffen (2002), Surface Melt-Induced Acceleration of Greenland Ice-Flow, *Science*, Vol. 297, 218-222