

博士（理学）論文

ヒマラヤ地域における  
高解像度航空写真測量データを用いた  
デブリ氷河変動過程に関する研究

(A study on fluctuation process of Himalayan debris-covered glaciers  
with high-resolution aerial photogrammetry)

佐藤 洋太

(SATO, Yota)

名古屋大学大学院環境学研究科地球環境科学専攻学位論文

博士（理学）

2022 年

# 主論文の要旨

アジア高山域の氷河は近年数十年の間に縮小傾向にある。同地域には下流部が岩層(デブリ)に覆われた、「デブリ氷河」が多く分布しているが、このデブリ氷河は表面状態が不均一で複雑な変動過程を示すことが知られている。デブリ氷河の挙動はその特徴的な地形に起因するものとされてきたが、微細な地形の変化や短期間の変動を検出・解析するためには高解像度かつ高精度のリモートセンシングデータが必要不可欠である。

本研究ではヒマラヤ地域のデブリ氷河を対象に、無人航空機(UAV)・ヘリコプター・飛行機を用いた高解像度航空写真測量データの取得・解析を通して、(1)氷河上の氷壁(ice cliff)がデブリ氷河の衰退に与える影響、(2)デブリ氷河の末端に形成される氷河湖(proglacial lake)が氷河の動態に与える影響、というデブリ氷河に特有な二種類の地形の影響の解明に取り組んだ。

論文前半ではネパール・ヒマラヤのデブリ氷河を対象に、氷河上に形成される氷壁のダイナミクスと融解量の推定に取り組んだ。デブリ氷河上に形成される氷壁と呼ばれる微地形は局所的に氷河の質量損失を促進する可能性がある。そこで、氷壁の空間分布特性とその形態的特徴、そして氷壁のダイナミクス(形成・存続・消滅の過程)を解明するため、ネパール・ヒマラヤ Trakarding 氷河を対象に2007年、2018年、2019年の3時期のポストモンスーン期に取得した高解像度航空写真測量データの解析を行った。2018年と2019年の高解像度地形データからは氷壁インベントリ(氷壁のマップ)を作成した。

その結果、氷壁はデブリ域の面積のそれぞれ5~6%を占めていること、氷壁が密に分布している領域では比較的大きな表面標高低下 ( $>2.0 \text{ m a}^{-1}$ ) が生じていることが明らかとなった。また、2018年から2019年にかけて氷壁の存続・形成・消滅を追跡したところ、全氷壁面積の約15%が新たな氷壁に置き換わっていることを見出した。そして、氷河の流動が停滞する中流部では、氷河表面の水路と氷河内の水脈の分布と一致して、多くの氷壁が新たに形成されていることが明らかとなった。本研究はデブリ氷河全域を対象に氷壁の形成場所とその数、氷壁の形成要因の解明に取り組んだ初めての研究である。

また、前述の高解像度地形データと現地観測によって得られた気象データとデブリの温度データを組み合わせ、熱収支モデルを通して2018-2019年の一年間を対象とした氷壁融解量の推定に取り組んだ。その結果、通年かつ氷河全体の毎時間の氷壁融解量を1.0 m という高分解能で初めて推定することに成功した。熱収支モデルの計算により、氷壁の融解量は一年間を通して5月と6月に最大となり（各月全体の15%）、全体の氷壁融解量の55%は北向きの氷壁群で生じていることが推定された。また、氷壁の融解速度は標高よりも氷壁の方位に依存し、南向きの氷壁が最も速く融解することがわかった ( $\sim 0.035 \text{ m w.e. day}^{-1}$ )。そして、氷壁の融解速度はデブリで覆われた氷河表面の約8倍であり、氷壁の専有面積は氷河系全体のわずか0.5%であるのに対し、氷河系全体の約5%の質量損失が氷壁において発生していることが明らかとなった。

論文後半ではヘリコプターによる写真測量データを用いて、末端氷河湖の形成と、それに伴う氷河ダイナミクスの変化の解明に取り組んだ。アジア高山域では、末端氷河湖

が急速に増加し拡大しているが、ヒマラヤ地域では末端氷河湖と氷河の相互作用は未だに未解明の知見が多く残っている。そこで、航空写真測量と GPS 測量データを用いて、2000 年から 2018 年にかけてのブータン・ヒマラヤ、ルナナ地域の Thorthormi 氷河と Lugge 氷河を対象に、表面標高変化、表面流動速度、氷河湖の拡大速度についての解析を行った。湖末端氷河である Lugge 氷河の氷河湖拡大率や表面低下率、表面流速場は 2000 年以降ほぼ一定に保たれていた。一方で Thorthormi 氷河では陸末端氷河から湖末端氷河へ変化した 2011 年以降、末端氷河湖の拡大が加速し、表面標高低下速度が 2 倍に増加し、表面流速も大幅に増加 ( $>150 \text{ m a}^{-1}$ ) していることが明らかになった。これは湖の形成と Thorthormi 氷河における陸末端型氷河から湖末端型氷河への移行が、浮上速度の正(圧縮)から負(伸長)への変化を引き起こし、氷河の急激な流速増加と標高低下が生じたと考えられる。本研究は、ヒマラヤ地域において末端氷河湖形成に伴う氷河のダイナミクスの変化を初めて報告した例である。

本研究は高標高域のデブリ氷河のデブリ域全域を対象とした高解像度航空写真測量データを取得した数少ない研究事例であり、デブリ氷河地形とデブリ氷河変動過程への新たな理解をもたらし、その影響の定量化を試みた点で重要である。今後、同地域において、航空写真測量や現地観測によるさらなる長期観測を続けることで、より一層デブリ氷河地形とその変動過程への理解が進むことが期待される。

# 目次

<b>1 章 序論</b> .....	<b>1</b>
1.1 ヒマラヤ地域におけるデブリ氷河の研究.....	1
1.2 高解像度航空写真測量を用いたデブリ氷河の研究.....	8
1.3 本論文における研究目標 .....	10
<b>2 章 デブリ氷河上の氷壁の特性と氷壁が氷河変動に与える影響 –ネパール・ヒマラヤ Trakarding 氷河における氷壁ダイナミクスの解明と氷河衰退への影響–</b> .....	<b>11</b>
<b>2-1 章 ネパール・ヒマラヤ Trakarding 氷河における氷壁ダイナミクスの解明</b> .....	<b>11</b>
2-1.1 研究背景.....	11
2-1.2 調査対象地域 .....	13
2-1.3 データセットと解析手法.....	15
2-1.3.1 現地観測.....	15
2-1.3.2 航空写真測量.....	15
2-1.3.3 地上基準点 (Ground Control Points) .....	20
2-1.3.4 Structure from Motion を用いた画像処理.....	21
2-1.3.5 氷壁の抽出 .....	25
2-1.3.6 氷壁の年間変化の追跡.....	28
2-1.3.7 表面標高変化・表面流動速度・水文解析.....	28
2-1.4 結果.....	30
2-1.4.1 表面標高変化と表面流動速度.....	30
2-1.4.2 氷壁抽出の不確実性.....	33

2-1.4.3 氷壁の形態的特徴.....	34
2-1.4.4 氷壁の空間的分布.....	36
2-1.4.5 氷壁の時間的变化と氷河上・氷河内部の水路.....	37
2-1.5 考察.....	43
2-1.5.1 氷壁の分布と形態.....	43
2-1.5.2 氷壁の方位と時間的变化.....	45
2-1.5.3 Trakarding 氷河における氷壁ダイナミクス.....	47
2-1.6 まとめと結論 —Trakarding 氷河における氷壁ダイナミクスの解明—.....	52
<b>2-2 章 ネパール・ヒマラヤ Trakarding 氷河における氷壁融解量の推定.....</b>	<b>54</b>
2-2.1 研究背景.....	54
2-2.2 データセットと解析手法.....	57
2-2.2.1 気象データと気温減率.....	57
2-2.2.2 デブリの表面温度の推定.....	61
2-2.2.3 地形データと氷壁インベントリ.....	62
2-2.2.4 氷壁融解モデル.....	63
2-2.2.5 モデル出力の検証.....	65
2-2.3 結果と考察.....	66
2-2.3.1 モデルの出力と氷壁の形態の検証.....	66
2-2.3.2 氷壁の年間融解量と季節変動.....	69
2-2.3.3 氷壁の融解特性.....	71
2-2.3.4 デブリ域と氷河系における氷壁の存在.....	72
2-2.4 まとめと結論 —Trakarding 氷河における氷壁融解量と融解特性—.....	73

<b>3章 氷河湖の形成がデブリ氷河の変動に与える影響 —ブータン・ヒマラヤ Lunana 地域における末端氷河湖の形成に伴う氷河縮小の加速—</b> .....	<b>75</b>
3.1 研究背景.....	75
3.2 対象地域.....	78
3.3 現地観測とデータ解析.....	80
3.3.1 DGPS による現地観測と航空写真測量.....	80
3.3.2 地形データ処理.....	81
3.3.3 氷河と氷河湖の変動.....	84
3.3.4 Thorthormi 氷河の浮上速度と浮遊ポテンシャル.....	87
3.4 結果.....	90
3.4.1 氷河湖の拡大.....	90
3.4.2 表面標高変化.....	91
3.4.3 表面流動速度.....	94
3.4.4 Thorthormi 氷河の浮上速度と氷の浮遊ポテンシャル.....	97
3.5 考察.....	99
3.5.1 Thorthormi 氷河/Lugge 氷河における対称的な氷河変動.....	99
3.5.2 氷河湖の形成により引き起こされた dynamic thinning.....	101
3.6 まとめと結論 —末端氷河湖の形成における氷河縮小の加速—.....	104
<b>4章 論文全体のまとめと今後の課題</b> .....	<b>106</b>
<b>謝辞</b> .....	<b>110</b>
<b>参考文献</b> .....	<b>113</b>

# 1 章 序論

---

## 1.1 ヒマラヤ地域におけるデブリ氷河の研究

近年の気候変動に伴い世界各地で氷河の縮小と質量損失傾向が報告されており (e.g., Gardner et al., 2013; Zemp et al., 2019; Hugonnet et al., 2021)、アジア高山域でも地域的に不均一な山岳氷河の縮小傾向が報告されている (e.g., Bolch et al., 2012; Brun et al., 2017; Shean et al., 2020; Miles et al., 2021)。アジアの山岳氷河は下流の生活圏にとっての重要な水資源であり (e.g., Pritchard, 2019)、水力発電や工業等の社会基盤の維持 (e.g., Immerzeel et al., 2020)、融解水により生じる災害の危険性 (e.g., Furian et al., 2020; Li et al., 2022) を理解する上でも、その変動メカニズムや質量損失過程を正確に把握することは喫緊の課題である。

ヒマラヤ地域においては下流部が岩屑 (デブリ) に覆われている「デブリ氷河 (debris-covered glacier)」というタイプの氷河が多く分布している (図 1.1)。デブリ氷河は氷河周辺斜面から供給された落石や土砂が氷河上に直接堆積、あるいは氷河内部に取り込まれ下流に向かって運搬されることで形成される (e.g., Evatt et al., 2015; Anderson and Anderson, 2016; Gibson et al., 2017; 図 1.2)。したがって、一般的には氷河の末端付近 (低標高) のデブリ層が厚く、上流 (高標高) に向かってデブリ層が薄くなってなる傾向ではあるが (e.g., Zhang et al., 2011; Anderson et al., 2021; McCarthy et al., 2021)、その分布は空間的に非常に不均一であり、様々なサイズの岩屑で構成された数 cm から数十 cm の厚さのデブリ層が氷河上に広がっている。近年の研究ではアジア高山域 (Randolph Glacier Inventory: RGI 地域 13–15) における氷河面積の約 10–19% がデブリ被覆域であることがわかっており (Herreid





図 1.1 デブリ氷河の表面（ネパール、Trakarding 氷河、2017 年 10 月撮影）。

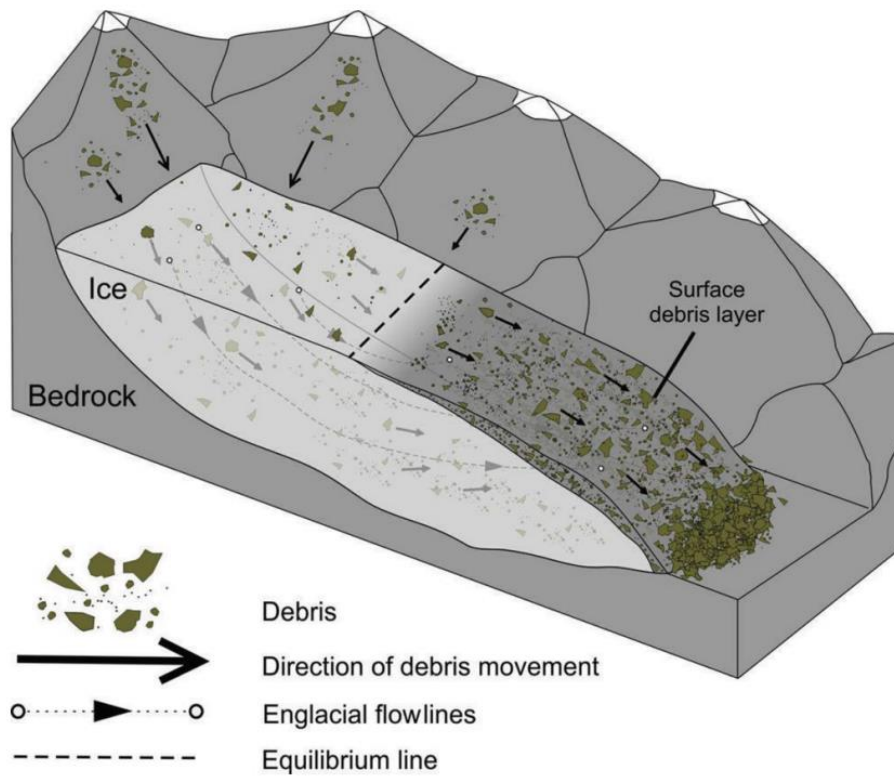


図 1.2 Evatt et al. (2015) によるデブリ氷河形成過程の模式図。

and Pellicciotti, 2020; 図 1.3)、ヒマラヤにおける他地域と比較して大きなデブリ被覆率は低緯度地域特有のダイナミックな気候（寒暖差）や高山域特有の氷河周辺の急峻な地形に起因するものであると考えられている（e.g., Scherler et al., 2011; Nagai et al., 2013; Herreid and Pellicciotti, 2020）。

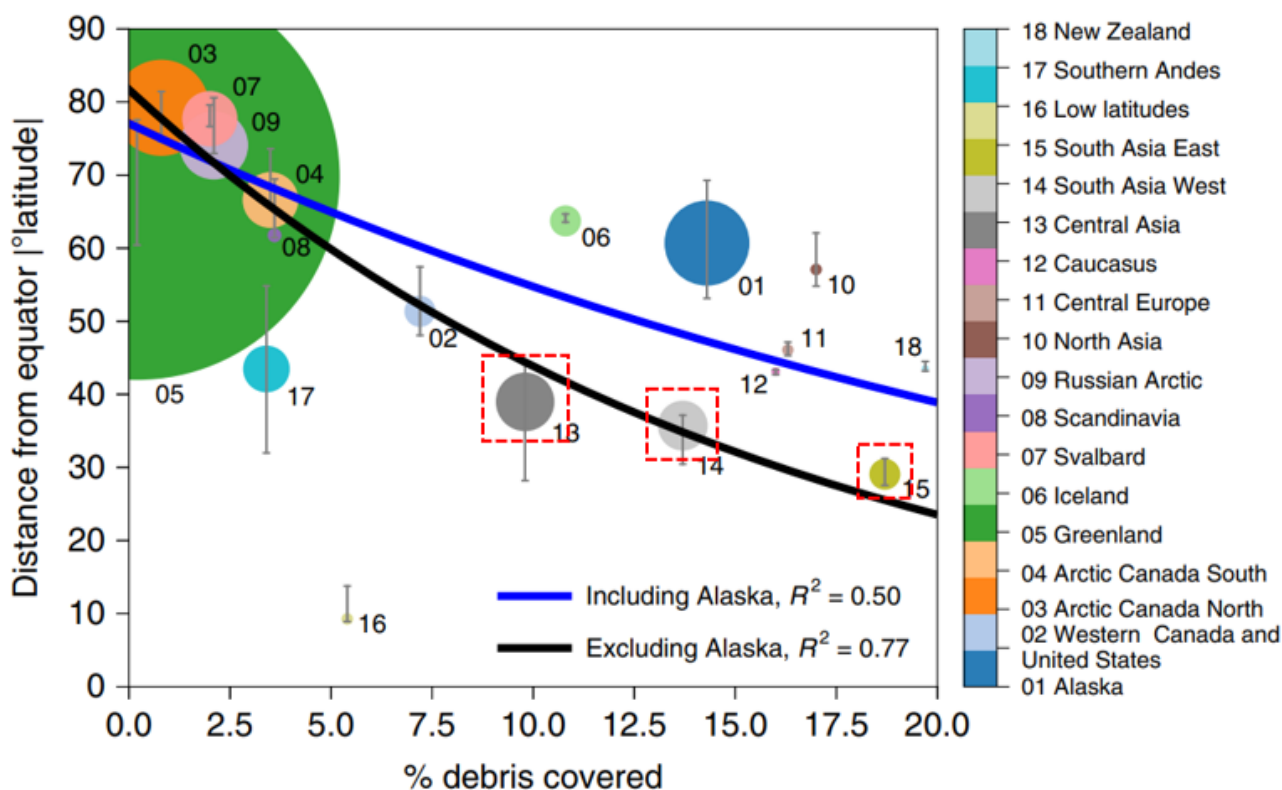


図 1.3 先行研究にて報告された RGI 各地域におけるデブリ被覆面積の割合（Herreid and Pellicciotti, 2018 に加筆）。縦軸は各地域の平均緯度の絶対値。円のサイズは各地域間でのデブリ被覆面積の比。赤枠で囲まれたプロットがアジア高山域に含まれる地域（RGI 地域区分 13–15）。

デブリ氷河の融解特性として、氷河上のデブリ層が厚い場合はデブリ層下の氷河氷に対する断熱効果が生じ、一方で数 cm 以下の薄いデブリ層はデブリ層下の氷河融解を促進するということが世界各地での研究により報告されてきた（e.g., Østrem, 1959; Mattson et al., 1993; Nicholson and Benn, 2006; Collier et al., 2015）。多くのデブリ氷河表面においては比較的厚いデブリ層（> ~5 cm）による

融解抑制効果が生じているため、デブリ氷河の融解速度はクリーン氷河（デブリに覆われていない裸表の氷河）と比較して遅いと考えられていた。しかし、近年の衛星リモートセンシングに基づく流域スケールを表面標高変化速度の解析により、デブリ氷河とクリーン氷河が同等、またはそれ以上の標高低下速度を持つことが明らかにされてきた（e.g., Käab et al., 2012; Nuimura et al., 2012; Gardelle et al., 2013; Lamsal et al., 2017; Brun et al., 2019）。この様な、一見これまでの一般的な理解とは異なるデブリ氷河の変動は“debris-covered anomaly”（e.g., Pellicciotti et al., 2015; Vincent et al., 2016; Salerno et al., 2017）とも呼ばれている。

前述のようなデブリ氷河における大きな標高低下を引き起こす要因の仮説として、デブリ氷河にて形成される特徴的な地形が氷河の質量損失を増加させていることが示唆されてきた（**図 1.4**; e.g., Sakai et al., 1998; 2002; King et al., 2019; Maurer et al., 2019; Buri et al., 2021; Miles et al., 2018; 2022）。本論文ではこの中でも特に「氷壁（ice cliff）」と「末端氷河湖（proglacial lake）」という二種類の氷河地形に着目した。

デブリ氷河の表面に形成される氷壁（ice cliff）は、デブリ層から裸氷が露出し、その和名の通り切り立った壁の様な形態をした地形である（**図 1.5a**）。この氷壁は以前より氷河に対する融解促進効果が示唆され、注目されてきた（e.g., Sakai et al., 1998; Han et al., 2010; Reid and Brock, 2014; Steiner et al., 2015）。氷壁は、断熱効果が働いている厚いデブリ層に囲まれて氷河表面に露出しているため、デブリ氷河における「放射収支の窓」のような役割を果たし、相対的かつ局所的に大きな融解が生じる（e.g., Buri et al., 2021）。また、氷壁の斜面にはシルト状の粒径の細かな土砂が付着し、反射率（ア

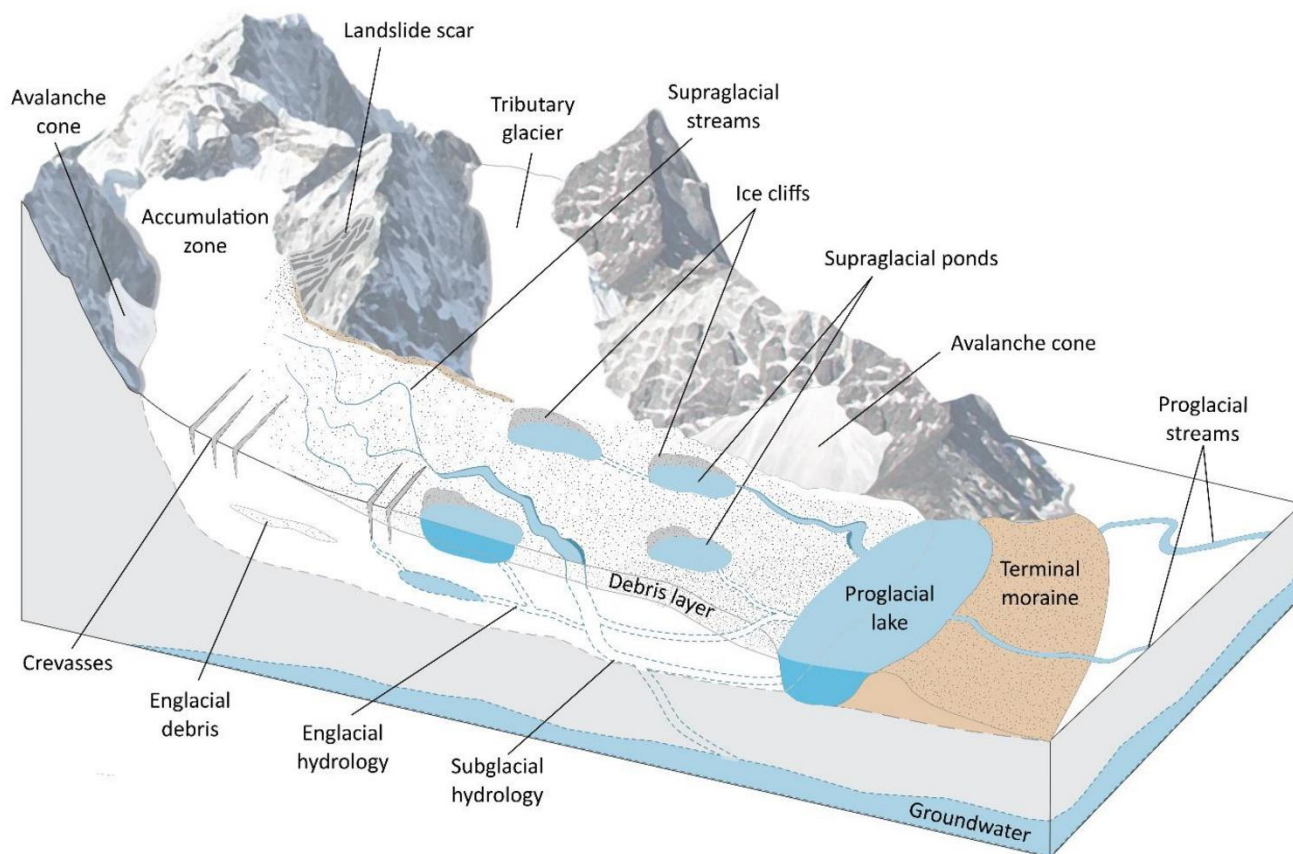


図 1.4 Miles et al. (2020) によるデブリ氷河に形成される地形の模式図。

ルベド) が低い状態で日射に曝されているため、より一層その融解は促進される (図 1.5a)。氷壁は氷河に対する専有面積は小さいにも関わらず局所的にデブリ氷河の融解を促進するため、デブリ氷河上の「ホットスポット」とも呼ばれ (e.g., Buri et al., 2018; Sato et al., 2021)、昨今まで盛んに研究が続けられている。

そして、氷河の末端に形成される氷河湖 (図 1.5b) は、氷河のダイナミクスを変化させるとともに、氷河末端における質量損失を加速させることが知られている (e.g., Maurer et al., 2016; King et al., 2017; 2018; Liu et al., 2020)。末端氷河湖はデブリ氷河の末端付近で氷河上の小さな池 (supraglacial lake) が合体し成長することで形成され (Quincey et al., 2007; Sakai and Fujita, 2010)、末端氷河湖の形成は



図 1.5 デブリ氷河に形成される(a) 氷壁と池 (ネパール Trakarding 氷河、2017 年 10 月撮影) と(b) 末端氷河湖 (ブータン Lunana 地域、2018 年 3 月撮影)。

縮小過程にあるデブリ氷河において、氷河の後退が最終段階に突入していることを示唆するサインの一つであるとされている (Benn et al., 2012; 図 1.6)。末端が湖に流れ込む湖末端氷河 (lake-terminating glacier) は末端においてカービング (calving) と呼ばれる氷河の崩壊現象が生じることにより質量損失が促進され (e.g., Benn et al., 2007; Watson et al., 2020)、広域での比較研究におい

でも末端に湖の無い陸終端氷河 (land-terminating glacier) と比較して大きな質量損失が生じることが知られている (e.g., King et al., 2019; Brun et al., 2019)。

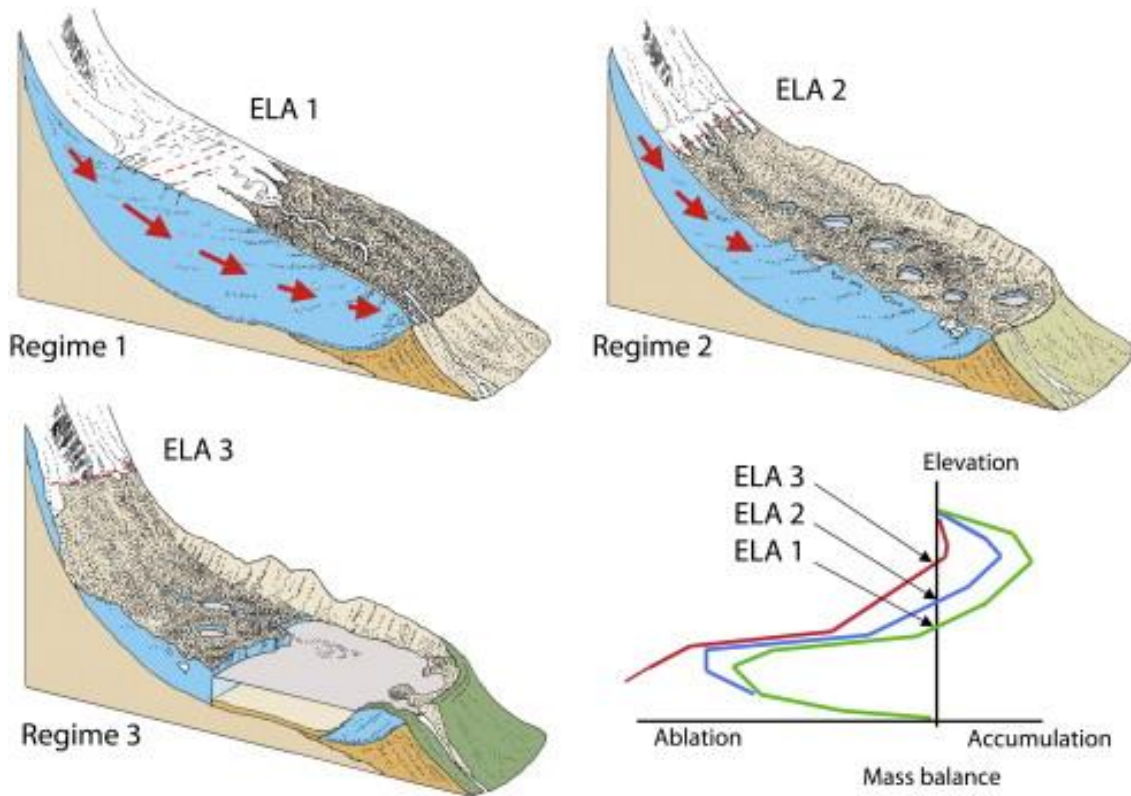


図 1.6 Benn et al. (2012) におけるデブリ氷河の衰退と末端氷河湖の形成過程に関する概念図。“Regime1”から氷河の質量収支がゼロになる平衡高度線 (ELA) の上昇することに伴い、涵養域からの水フラックスが減少し氷河末端が平坦になり池を形成する (“Regime2”)。最終的な“Regime3”では氷河末端湖が形成され氷河末端での消耗量が増大する。

これらの地形に関してはヒマラヤのみならず世界各地の氷河において現地観測、リモートセンシング、数値モデル等の様々な手法を用いて研究が行われているが、その形成～発達～衰退の過程、デブリ氷河の融解やダイナミクスに与える影響、それらの相互作用には未解明のメカニズムが多く残されている。

## 1.2 高解像度航空写真測量を用いたデブリ氷河の研究

1.1 章で述べたように、デブリ氷河において生じる予想外の質量損失を生み出す要因として、その地形に起因する質量損失の促進効果が示唆されてきたが、デブリ氷河に形成される微細な地形や短期間の氷河変動を検出・解析するためには高解像度かつ高精度のリモートセンシングデータが必要不可欠である。この問題点の解決のため、近年は高解像度地形データを作成することが可能な航空写真測量と画像解析を組み合わせた氷河観測が用いられるようになってきた。

2010年代以降、UAV（Unmanned Aerial Vehicle）発展と一般普及や、多視点から撮影した複数の写真から三次元モデルを作成する画像処理技術である Structure from Motion（SfM）のソフトウェア化に伴い、航空写真測量が地球科学分野に応用されるようになり始めた（Westoby et al., 2012）。

Immerzeel et al. (2014) はネパールの Lirung 氷河のデブリ被覆域を対象に、固定翼 UAV を用いて氷河融解期前後に 2 度の航空写真測量を実施した。当該研究は初めて本格的に高山域のデブリ氷河に UAV による航空写真測量を導入した研究であり、デブリ氷河の微細な変動とその特徴を人工衛星では不可能な 0.2 m 解像度という超高解像度で推定することに成功し、航空写真測量によるデブリ氷河研究の大きな有用性と可能性を提唱した。その後、ヒマラヤ（e.g., Brun et al., 2018; Kraaijenbrink et al., 2018; Sato et al., 2021）、スイスアルプス（e.g., Mölg et al., 2019; Fyffe et al., 2020）、南米（e.g., Wigmore et al., 2017; Irarrazaval et al., et al., 2022）、コーカサス地方（Karimi et al., 2021）など世界各地のデブリ氷河にて新たに航空写真測量が実施され、超高解像度の地形データを用いた氷河変動の解析が行われている。

航空写真測量を使用した氷河の研究には複数の利点が存在するが、主なものとしては下記の点が

挙げられる。

- (a) 人工衛星画像では取得不可能な超高解像度（1.0 m 以下の地上分解能）の氷河表面データを取得することが可能である（e.g., Immerzeel et al., 2014; Brun et al., 2018; Fyffe et al., 2020; Sato et al., 2021）。
- (b) リモートセンシングデータの取得時期、取得頻度、取得範囲を調査実行者の希望通りに選択することが可能である（e.g., Kraaijenbrink et al., 2016a; Fujita et al., 2017; Watson et al., 2020; Westoby et al., 2020; Sato et al., 2022）。
- (c) 高精度なジオリファレンス（位置座標・標高の設定）が成功した場合には、人工衛星では検出不可能な短期間の氷河変動や微細な氷河表面特徴量を抽出することが可能である（e.g., Miles et al., 2017a; Fyffe et al., 2020; Westoby et al., 2020; Kneib et al., 2022）。
- (d) プラットフォーム（航空機）に搭載するセンサ（カメラ・レーダー等）を調査目的に応じて交換することができる（e.g., Kraaijenbrink et al., 2018; Gök et al., 2022）。
- (e) 過去の航空写真測量データを使用することで、当時の人工衛星では取得不可能であった精緻な氷河地形データを作成する事が可能となる（e.g., Mertes et al., 2017; Mölg et al., 2019; King et al., 2020; Sato et al., 2021）。

前述のように様々な航空写真測量手法を用いてデブリ氷河の研究がなされているが、高解像度かつ高精度のデータセットでの氷河地形の観察が可能となったのは比較的近年のことであるため、氷河全般に適応できるような体系的な知見は未だに不十分である。



## 1.3 本論文における研究目標

本論文ではデブリ氷河地形の特性と氷河変動への影響を解明するため、論文全体を通しての研究目標と各章にて解明する特定の問題を下記のように設定した。

### ● 論文全体を通しての研究目標

超高解像度航空写真測量データを用いて、ヒマラヤ地域のデブリ氷河変動過程を解明する。

### ● 各章にて解明する問題

#### **【第2章】 デブリ氷河上の氷壁の特性と氷壁が氷河変動に与える影響**

デブリ氷河上のホットスポットである氷壁はどのようにして生まれ、どのように融解し、氷河変動にどのような影響をおよぼすのか？

#### **【第3章】 氷河湖の形成がデブリ氷河の変動に与える影響**

デブリ氷河の末端における氷河湖の形成は、氷河変動にどのような影響を及ぼすのか？

そして、上記の目標を達成するために、第2章ではネパール・ヒマラヤを対象に、第3章ではブータン・ヒマラヤを対象として、現地観測、航空写真測量、数値モデル等を組み合わせたデブリ氷河変動の研究に取り組んだ。

## 2 章 デブリ氷河上の氷壁の特性と氷壁が氷河変動に与える影響 —ネパール・ヒマラヤ Trakarding 氷河における氷壁ダイナミクスの解明と氷河衰退への影響—

---

### 2-1 章 ネパール・ヒマラヤ Trakarding 氷河における氷壁ダイナミクスの解明

---

#### 2-1.1 研究背景

ヒマラヤ地域には氷河は表面が岩屑に覆われたデブリ氷河が多く分布しており、このデブリ氷河は複雑な変動過程を示す (e.g., Zhang et al., 2011)。多くのデブリ氷河表面においてはこのデブリ層による融解抑制効果が生じており、デブリ氷河の融解速度は裸氷のクリーン氷河と比較して遅いと考えられていたが、近年の衛星リモートセンシングに基づく表面標高変化速度の解析により、デブリ氷河とクリーン氷河が同等の標高低下速度を持つことが明らかにされた (e.g., Kääb et al., 2012; Nuimura et al., 2012; Gardelle et al., 2013; Lamsal et al., 2017; Brun et al., 2019)。この「debris-covered anomaly」(Pellicciotti et al., 2015; Vincent et al., 2016; Salerno et al., 2017) の原因とされる一つの仮説が、デブリ氷河上に分布する融解の「ホットスポット」である氷壁 (ice cliff) によって局所的に大きな融解が引き起こされるという説である (Sakai et al, 1998, 2002; Han et al, 2010; Steiner et al, 2015; Buri et al, 2016a; Thompson et al, 2016; Brun et al, 2018; Anderson et al, 2019a)。

これまでに氷壁の融解プロセスや空間分布を解明するため、現地観測やリモートセンシングの手

法を用いて様々な研究が行われてきた。Sakai et al. (1998) は、ネパールの Lirung 氷河にて氷壁上部にマーカーを設置することにより、初めて氷壁の後退速度を現地観測した。近年の研究では高解像度リモートセンシングデータを用いて氷壁の氷河標高変化に対する影響を定量化することが試みられている。Thompson et al. (2016) は、Worldview 衛星画像から作成された高解像度 (1.0 m) のデジタル標高モデル (DEM) を用いて、ネパール・クンプ地域の Ngozumpa 氷河の表面標高変化速度を計算した。その結果、氷壁が全デブリ被覆面積の 5%のみであるにもかかわらず、氷壁が氷河全体の表面標高低下量の約 40%を占めていることを見いだした。

そして、近年の写真測量に基づく地形データ処理技術と無人航空機 (UAV) の発展は、氷壁の研究を大きく前進させた (e.g., Immerzeel et al., 2014)。Brun et al. (2018) は、現地計測・UAV 航空写真測量、衛星データを組み合わせて、ネパール・クンプ地域の Changri Nup 氷河のデブリ域全体の氷壁の質量損失量を推定した。その結果、氷壁の面積はデブリで覆われた領域の面積の 8%のみであるにもかかわらず、氷壁融解量が氷河の総質量損失量の 23%に相当することが推定された。

また、氷壁の形成・発達過程を解明するために、氷壁の空間分布や時空間変動に関する研究が流域スケールで行われている。Watson et al. (2017a) は、Google Earth Pro を用いてネパール・クンプ地域の 14 の氷河上の氷壁と池をマニュアル抽出した。その結果、氷河の流動方向に関わらず北向きの氷壁が卓越しており、氷河上の池は氷壁に隣接して形成される場合が多いことを明らかにした。

Steiner et al. (2019) は、ネパールの Langtang 流域を対象に、複数の衛星画像を組み合わせて 1974 年から 2015 年までの氷壁の時空間変動を解析し、Langtang 氷河上の 17%の氷壁が約 10 年間消えずに持続していたことを明らかにした。

これらの先行研究はデブリ氷河における氷壁分布特性の理解を進展させたが、これまで超高解像度 (<1 m) のリモートセンシングデータを用いて、年々かつ氷河全体スケールでの氷壁モニタリングを実施した研究は非常に稀である (e.g., Immerzeel et al., 2014; Brun et al., 2018)。したがって、デブリに覆われた氷河全体の氷壁の形態 (サイズ、傾斜角、方位など)、空間分布、そして氷壁のダイナミクス (氷壁の形成、発達、衰退、消滅の過程) については、未解明の点が多く残る。そこで本章ではネパール・ヒマラヤのデブリに覆われた Trakarding 氷河を対象に、超高解像度航空写真測量を用いて、

- (1) デブリ域全域の氷壁を抽出する。(氷壁インベントリの作成)
- (2) 氷壁の形態と空間分布の特徴を把握する。
- (3) 一年間隔の氷壁の存続、消失、形成の過程を観測し追跡する。

以上の3点を達成することを研究目的として設定した。

## 2-1.2 調査対象地域

研究対象の Trakarding 氷河 (27.9°N、86.5°E) はネパール・ヒマラヤ東部の Rolwaling 溪谷に位置しているデブリ氷河である (図 2.1)。氷河上方 (北東) にはデブリのないクリーン氷河の Trambau 氷河が隣接しており、両氷河は 1970 年代以降に切り離されたことがわかっている。RGI 氷河インベントリの分類上では2氷河を併せて一つの氷河とされているため、これまでのいくつかの研究では、これら2つの氷河を「Trakarding-Trambau Glacier system (Trakarding-Trambau 氷河系)」として扱ってきた (Podolskiy et al., 2018, 2019; Sunako et al., 2019)。氷河系の総面積は 31.7 km<sup>2</sup> (Nuimura et al., 2015)

であり、標高 4,500-6,690 m a.s.l. に分布している。

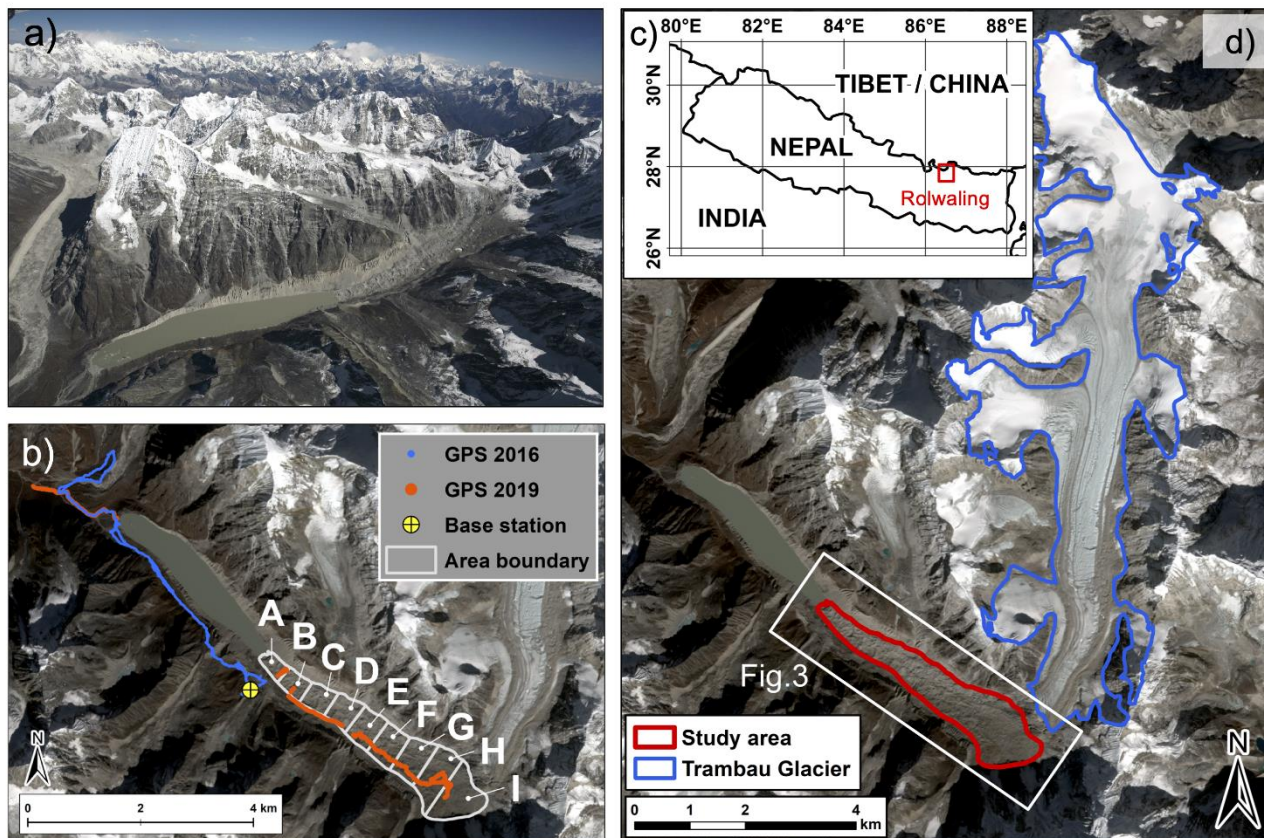


図 2.1 調査対象地域の詳細。(a) 2007 年 11 月 24 日の写真測量時にジェット機から撮影された調査地の航空写真。(b) Trakarding 氷河の調査区間境界の概要と GPS トラック。(c) Rolwaling 地域の位置図。(d) Trakarding-Trambau 氷河システムの全体像。(b)、(d)の背景画像は、Sentinel-2 衛星画像 (2017 年 11 月 24 日取得)。(d)の白枠は、図 2.8 の領域を示す。氷河の境界は、GAMDAM Glacier Inventory (Nuimura et al., 2015; Sakai, 2019) を改変したものである。

Trakarding 氷河は急峻な谷地形に囲まれており、氷河の涵養は主に東側斜面からの雪崩によって生じている。また、近年のステークによる現地観測では負の質量収支が確認されている (Sunako et al., 2019)。末端にはネパール最大級の氷河湖である Tsho Rolpa を持つ湖末端型氷河であり、この Tsho Rolpa は 1950 年代から拡大し続けている (Sakai et al., 2000a; Fujita et al., 2013)。Trakarding 氷河は岩

層で覆われたデブリ域の面積が 2.9 km<sup>2</sup>、氷河の中央流線に沿った長さが 4.7 km (2018 年の末端位置を基準)、北西方向 (~310°) へと流動している。解析の都合上、調査領域を区間 (section) A-I とラベル付けした 9 つの領域に分け (2018 年末端から 500m 間隔)、氷河変動や氷壁の空間分布特性を解析した (図 2.1b)。

## 2-1.3 データセットと解析手法

### 2-1.3.1 現地観測

2016 年のプレモンスーンシーズンから Trakarding 氷河全域で計 5 回の現地観測を実施した。2016 年 5 月に初めて氷河全体にステークを配備し、2016 年から 2019 年まで毎年ポストモンスーンシーズンの 10-11 月に繰り返し調査を実施した。ステークの位置は、干渉測位 GPS (DGPS、GEM-1/-2、イネブラー株式会社) を使用して測定された。また、航空写真測量に基づくデジタル標高データの検証点を得るために、2016 年 5 月と 2019 年 10 月から 11 月に氷河上と氷河外の安定した地形においてキネマティック DGPS 測量を行った (図 2.1b)。この調査のための基準局は、側方モレーン上の標高 4806 m にある自動気象観測所 (Automatic Weather Station; AWS) の横に設置した (図 2.1b)。

### 2-1.3.2 航空写真測量

本研究では 3 度に渡って取得された航空写真測量データセットを用いて、Trakarding 氷河の表面標高変化、表面流動速度、氷壁の分布等を調査した (表 2.1)。近年の 2018 年と 2019 年のそれぞれの現地観測中に写真測量を実施した。また、10 年間スケールの標高変化を確認するために 2007 年

の写真測量調査のデータを分析した。

表 2.1 航空写真測量と Structure from Motion のデータ処理の詳細。

	24 Nov 2007	18 Oct 2018	18–19 Oct 2019
<b>Platform</b>	Business jet plane	Helicopter	Fix-wing UAV
<b>Camera</b>	Canon EOS-1Ds Mark II CanonEOS-5D	Ricoh GR Ricoh GR II	Ricoh GR II
<b>Number of flights</b>	1	1	4
<b>Number of images</b>	242	986	1,644
<b>Flying altitude (m a.g.l.)*</b>	6,690	686	449
<b>Coverage area (km<sup>2</sup>)*</b>	401	80	121
<b>Ground resolution (m)*</b>	1.49	0.18	0.11
<b>Number of GCPs</b>	33	78	174
<b>SfM-DEM size (pixel)*</b>	18,736 × 17,671	71,988 × 62,360	208,277 × 208,662
<b>Ortho/DEM resolution (m)</b>	2.0/2.0	0.2/0.2	0.2/0.2

\*Agisoft Metashape にて算出された値

2018年の調査では10月18日にヘリコプターを使用し、スキッド（ヘリの脚部分）と操縦席下部の窓に合計3台のカメラ（Ricoh GR および GR II）を取り付け（図 2.2a）、各カメラ2秒間隔のタイムラプスカメラ設定で空撮画像を取得した。

2019年の調査では固定翼 UAV（Hobbyking Sky Walker X-5; 図 2.2b）を使用した。翼幅 1.8 m、本

体重量 1.4 kg (搭載カメラ含む) の機体に Richo GRII を取り付け、1 秒間隔のタイムラプス設定で撮影を行った。使用した機体の詳細は Fujita et al. (2017) に掲載されている。2019 年の調査では 10 月 18 日と 19 日に合計 4 回の航空写真測量を実施した。平均飛行速度は約  $60\text{ km h}^{-1}$ 、最大飛行時間は約 60 分、飛行経路と飛行高度は進行方向のオーバーラップ (画像重複率) が約 80%、横方向のオーバーラップ (サイドラップ) が約 60%、地上空間分解能が 0.2 m 以下となるように設定した。

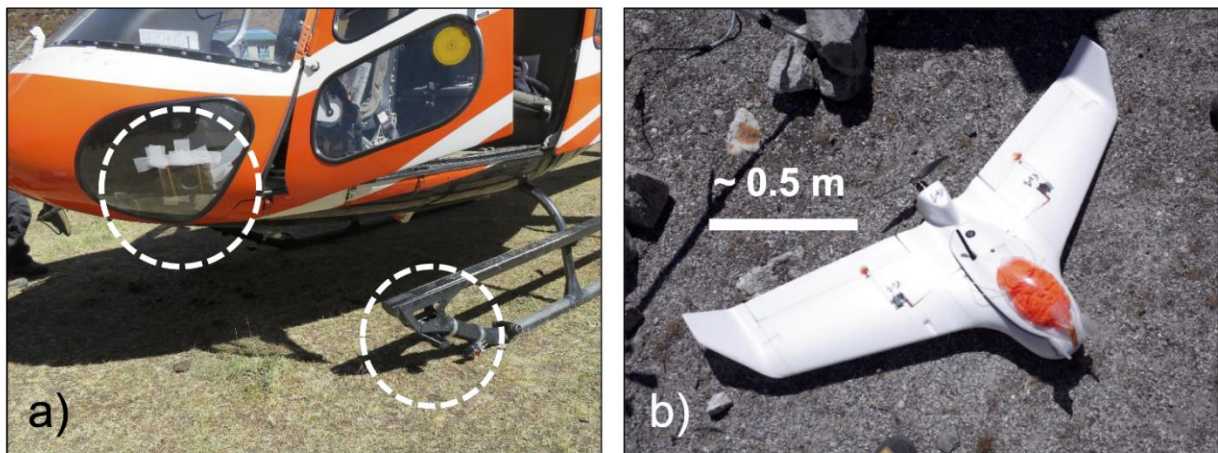


図 2.2 (a)ヘリコプターのカメラ位置 (白丸)、(b)固定翼 UAV (skywalker X-5)。

また、2007 年にジェット機から撮影された航空写真測量データセットを解析し、対象氷河の 10 年間隔の変動を推定した。画像取得には Canon EOS-5D と Canon EOS-1Ds の 2 種のカメラが使用され、飛行対地高度は約 6,700 m と推定されている。2007 年に取得した空撮画像は撮影された飛行高度が高いため、地上分解能は比較的粗く、氷壁や氷河上池の描出は困難であった。そのため、これらのデータは表面標高変化の解析にのみに使用した。2007 年と 2018 年は氷河外の安定した地形の画像取得に成功したが、2019 年の空撮画像は Trakarding 氷河本体を主にカバーし、氷河外の地形の撮影範囲は限定的であった (図 2.3、2.4)。



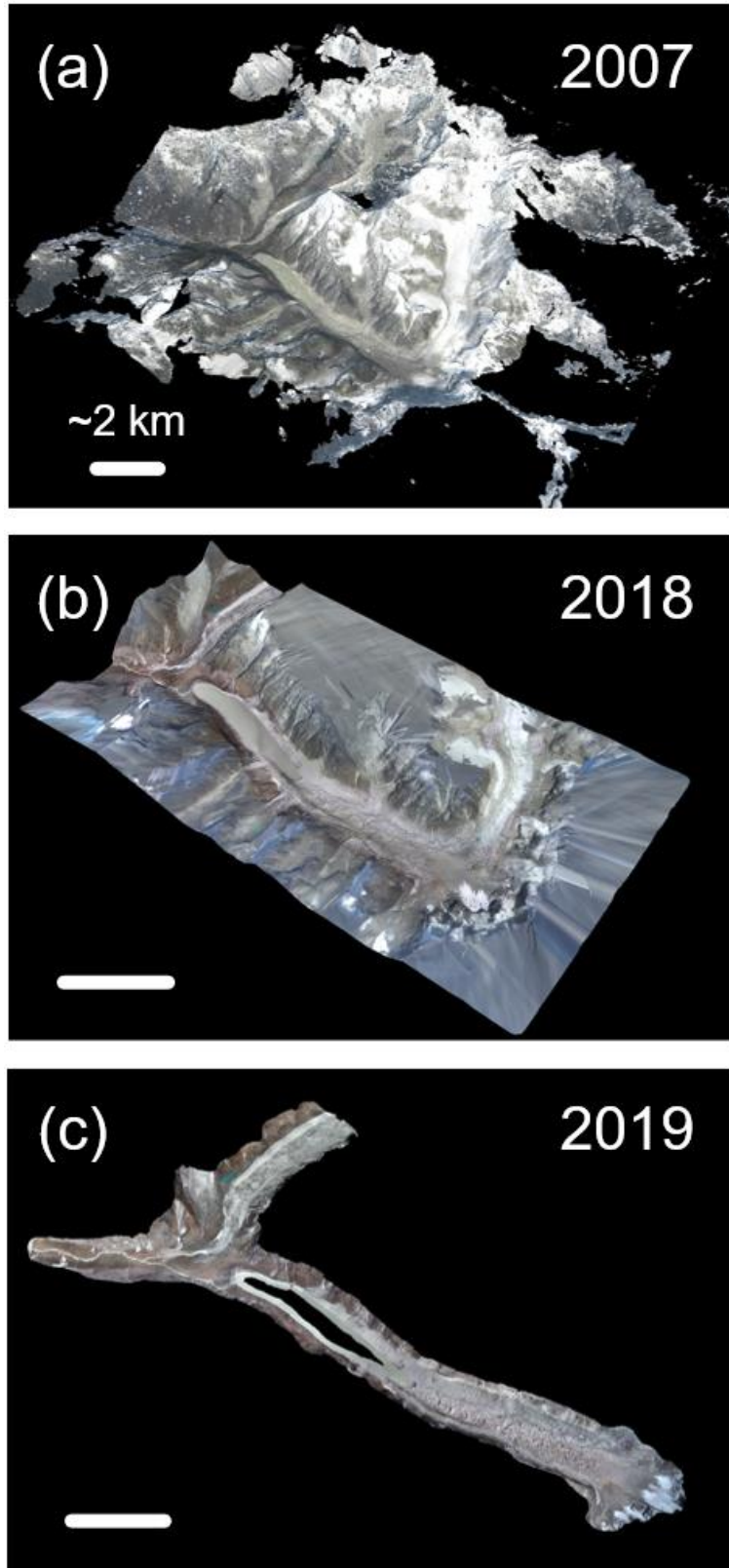


図 2.3 氷河の 3D モデル。(a) 2007 年、(b) 2018 年、(c) 2019 年。

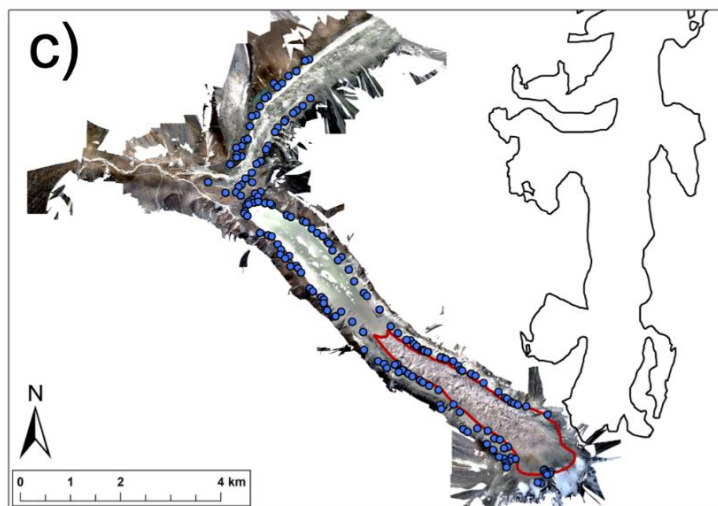
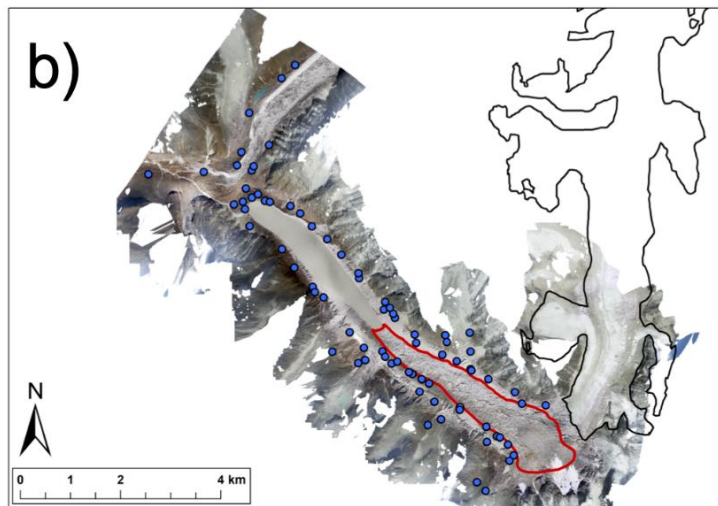
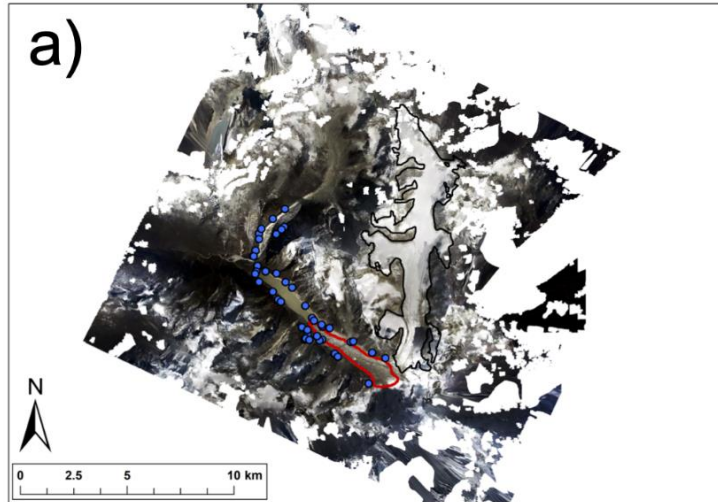


図2.4 GCPの位置(青い点)。(a)2007年、(b)2018年、(c)2019年。赤いポリゴンは解析対象範囲、黒いポリゴンはTrambau氷河の外縁を示す。

### 2-1.3.3 地上基準点 (Ground Control Points)

Pléiades 衛星画像から作成された幾何補正画像 (オルソ画像) と DEM を用いて、写真測量データ処理 (2-1.3.4 章) のための地上基準点 (Ground Control Point; GCP) を抽出した。使用した Pléiades 衛星画像は 2017 年 12 月 1 日に取得され、オルソ画像と DEM の解像度はそれぞれ 0.5 m と 2.0 m である (Berthier et al., 2014)。まず初めに 2016 年に氷河外の地点で取得した DGPS の測量データを用いて、Pléiades 衛星画像より作成された DEM (以降 Pléiades-DEM) の鉛直精度を評価した。2016 年の現地観測で取得した DGPS 測量点を Universal Transverse Mercator 座標 (UTM 座標、zone 45 north、WGS84) に投影変換し、その後に測量点の標高値を ArcGIS 上で逆距離加重平均法 (Inverse Distance Weighted; IDW) を用いて内挿し、Pléiades-DEM と同じグリッドサイズの GPS 由来の DEM (以降 GPS-DEM) を作成した。その際、GPS 測量点が存在しないグリッドのデータは解析から除外した (Tshering and Fujita, 2016)。

Berthier et al., (2014) は、Pléiades 由来の DEM を水平方向にずらすことで、DEM の鉛直精度を向上させることができると報告している。したがって Pléiades-DEM を 0.5m 単位 (Pléiades オルソ画像の 1 画素のサイズ) で東西南北方向に水平方向に移動させ、GPS-DEM に対する標高差を算出し、その標高差の標準偏差を比較することでオルソ画像の最適な位置を推定した (Berthier et al., 2007)。その際に 30°より急な地表斜面を含むグリッドの標高値は精度評価に使用しなかった (Fujita et al., 2008; Nuimura et al., 2012)。標高差標準偏差の最小値は、Pléiades -DEM を東方向に+3.5 m、北方向に-3.0 m 水平移動させた場合で標準偏差 0.97 m であった (検証グリッドセル数; N=17,047)。平均標高差 (0.88 m) は、Pléiades-DEM の水平移動後に補正した。航空写真測量による地形データの作成の

ための GCP は Pléiades-DEM を水平移動した後のパナクロマティックオルソ画像を用いて抽出した。これらの GCP は安定した（座標や標高の変動がない）氷河外に位置する地形的特徴（巨石や岸壁の割れ目等）から抽出した。

### 2-1.3.4 Structure from Motion を用いた画像処理

航空写真からオルソ画像と DEM を生成するために、Structure from Motion (SfM) 技術を使用した。データ処理には Agisoft Metashape Professional Edition 1.5.1 (Agisoft LLC) を使用し、Lucieer et al. (2014)、Wigmore and Mark (2017)、Agisoft Metashape Professional User manual (2020) 等に記載されている解析ワークフローを参考にし、下記の手順で解析を行った。

1. 写真の追加 (Add photo) : 空撮写真をソフトウェア内のワークスペースに取り込む。
2. 写真のアラインメント (Align photo) : 複数枚の画像から特徴点を抽出し、各画像間の特徴点の重複を照合することでそれらが撮影されたカメラ位置と撮影角度を推定する。画像から抽出された特徴点は3次元空間に点群 (ポイントクラウド) として投影される。
3. GCP の設置 (Set GCPs) : 写真の特徴物に位置座標データを与えることでカメラ位置と特徴点の位置座標が決定される。
4. カメラ位置の最適化 (Optimize camera) : 与えられた GCP の情報をもとにカメラ位置と特徴点を再び推定する。
5. 段階的選択 (Gradual selection) : 3次元空間に投影された特徴点の中から推定誤差の大きなものを段階的に削除することで投影される特徴点の数を減らす。

※ 4 と 5 の工程を交互に繰り返す。

6. 高密度クラウド (Build dens cloud) : 2~5 の手順で推定されたカメラ位置をもとにポイントクラウドを高密度化し、精緻な地形を再現する。
7. メッシュの作成 (Build mesh) : 高密度クラウドを頂点とした TIN モデル (Triangulated Irregular Network model) を作成する。この時に作成された 3D モデルが DEM のソースデータとなる。
8. テクスチャーの構築 (Build texture) : メッシュの表面に撮影画像を貼り付ける。この手順によりオルソ画像の出力が可能となる。
9. DEM/オルソ画像の生成 (Build DEM/ Ortho-mosaic) : 手順 7 で作成されたメッシュをもとに DEM を、手順 8 で作成されたテクスチャーをもとにオルソ画像を作成する。
10. DEM/オルソ画像の出力 (Export DEM/ Ortho-mosaic) : 手順 9 で作成された DEM とオルソ画像を任意の解像度を設定し TIFF 形式で出力する。

2018 年の航空写真測量の撮影範囲は氷河外の地形まで広くカバーできていたため、まず初めに 2018 年の写真測量データセットに着目し、水平補正した Pléiades-DEM とオルソ画像 (2-1.3.3 章) から 78 点の GCP を抽出し、2018 年のオルソ画像と DEM (以降 SfM-DEM-2018) を作成した。そして SfM-DEM-2018 を GPS-DEM に対する平均標高差を再度補正した。さらに、SfM-DEM-2018 と 2018 年のオルソ画像から氷河外地形上の GCP (タイポイント) を抽出し、これらの GCP を他の写真測量データセットに適用した。SfM データ処理全体のワークフローを図 2.5a に、GCP の位置を図 2.4a-c に示す。GPS-DEM に対する SfM-DEM の鉛直誤差 (平均標高差 $\pm$ SD) は、 $1.21 \pm 2.32$  m (2007

年)、 $-1.58 \pm 1.82$  m (2018年)、 $4.64 \pm 2.35$  m (2019年、表 2.2、図 2.6) であった。そして、これらの平均標高差を用いて各 SfM-DEM の平均鉛直誤差を補正した。2019 年に実施した UAV 空撮による撮影範囲は限定的であったため、十分に安定した氷河外の地標高差を算出することはできなかった。そこで、相対的な GCP 鉛直誤差 (表 2.3) と Agisoft Metashape で算出した GCP 配置誤差 (表 2.4) を推定することで追加の誤差評価を行った。

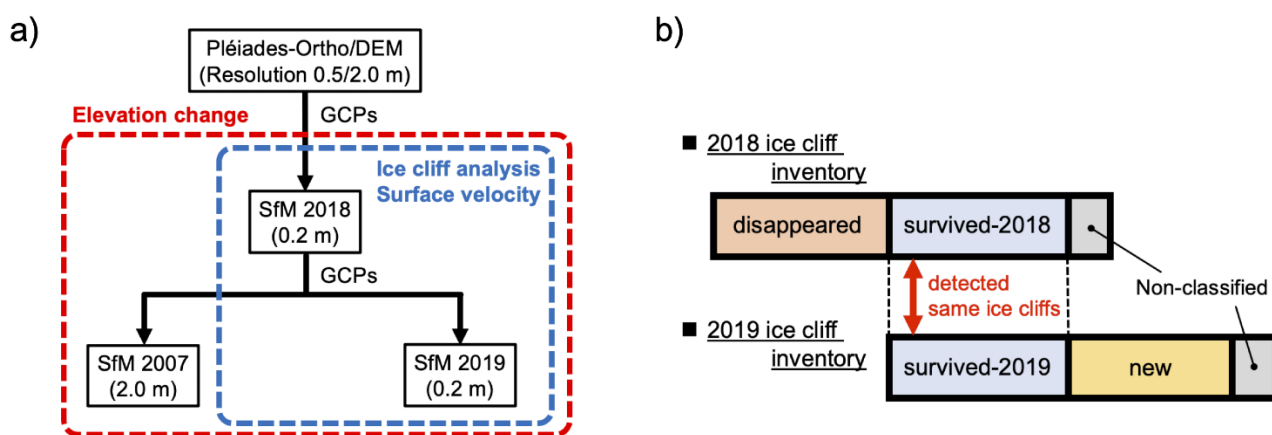


図 2.5 (a) Structure from Motion データ処理ワークフローからの全体像。(b) 氷壁の時間的変動の追跡と分類の概念図。

表 2.2 SfM-DEMs の鉛直精度。

SfM-DEM minus GPS-DEM			
Year	Mean [m]	SD [m]	Pixel count
2007	2.43	2.18	8,693
2018	-1.58	1.82	26,142
2019	4.64	2.35	8,790

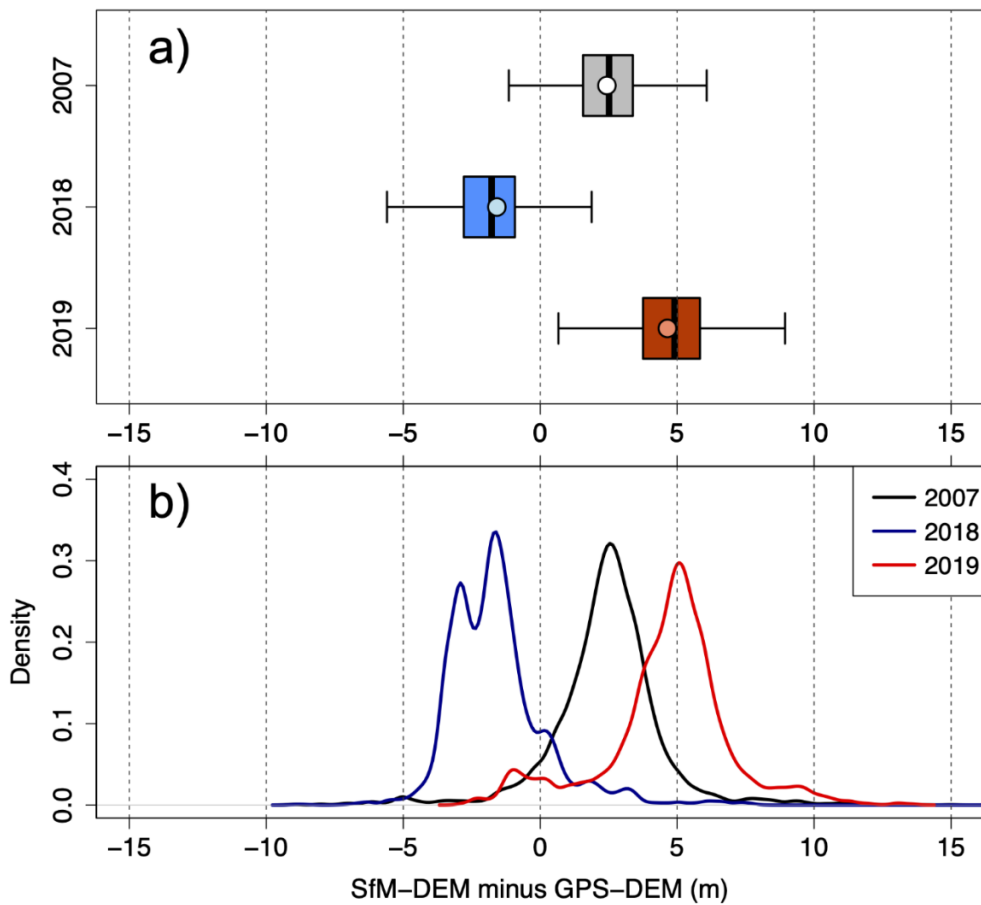


図 2.6 SfM-DEM の鉛直精度。(a) SfM-DEM (2007 年、2018 年、2019 年) と GPS-DEM の鉛直誤差の箱ひげ図、(b) カーネル密度推定曲線。パネル(a)において、ひげは標準偏差、箱の上下は上下の四分位数、太線が中央値、丸は各年の鉛直誤差の平均値を示す。

表 2.3 2018 年の SfM-DEM に対する他年の相対誤差。地上基準点 (GCP) 標高 (2018 年の SfM-DEM から抽出) と生成された SfM-DEM GCP 標高 (2007 年と 2019 年) との比較。

GCP vertical error [m]				
Year	MEAN	SD	MEDIAN	RMSE
2007	2.99	4.23	2.03	5.18
2018	—	—	—	—
2019	0.73	1.21	0.65	1.42

表 2.4 Agisoft Metashape の計算過程において算出された GCPs 再投影誤差。

Estimated GCP errors from SfM					
Year	X error [m]	Y error [m]	Z error [m]	Total [m]	Total [pixels]
2007	2.01	2.20	2.34	3.79	1.12
2018	0.43	0.64	0.61	0.98	2.50
2019	0.38	0.51	0.26	0.69	3.48

### 2-1.3.5 氷壁の抽出

氷壁の形態と空間分布を明らかにするために、デブリに覆われた領域で氷壁の抽出（描画）を行った。オルソ画像と SfM-DEM の加工データ（陰影図、地形方位図、傾斜図）を ArcGIS で解析し、氷壁の尾根部分（リッジ）と斜面部分にそれぞれ「リッジライン」と「斜面ポリゴン」を手動で作成した（以降これらを「氷壁インベントリ」と記載する；図 2.7）。この氷壁インベントリから、リッジの長さ、氷壁の高さ、氷壁の平均傾斜、斜面の水平投影面積、氷壁斜面の面積（実面積；図 2.7e）、氷壁の方位（傾斜ポリゴンに含まれるグリッドのベクトル平均）といった氷壁の形態的特徴を算出した。また、デブリ氷河上の池も併せて抽出し、ArcGIS 上で池と氷壁インベントリの位置を確認することにより、氷壁と池の隣接関係を特定した。

氷壁の抽出に関して、氷壁の選択と描画が一貫して行われるように、1 人のメインオペレーター（本論文の著者）がすべての氷壁を描画した。そこで、主観的なバイアスに起因する氷壁マッピング



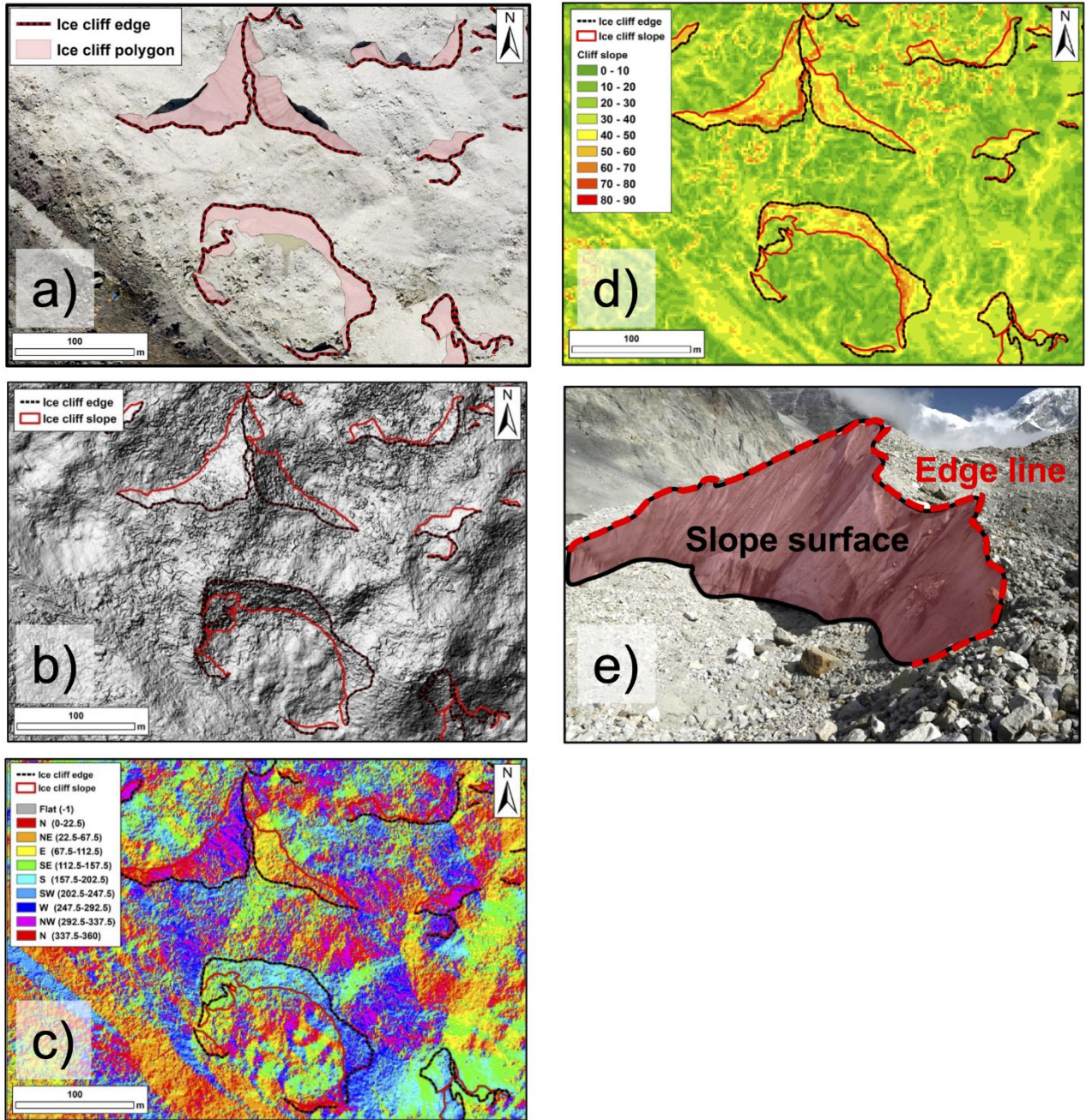


図 2.7 氷壁の抽出に用いた画像。(a) SfM オルソ画像、(b) 起伏陰影画像、(c) 方位画像、(d) 傾斜勾配図（すべて 0.2 m 解像度）。(e) は 2018 年の現地調査中に観測された氷壁。

グの不確かさを推定するために、氷壁の抽出誤差を評価した。著者を含む 5 人の作業者が、大きさや形状の異なる任意の 20 の氷壁を選び、リッジラインと斜面ポリゴンを作成した。そして、これら 20 の氷壁について、リッジラインの長さや水平投影面積の標準偏差を算出した。氷壁の実面積は氷

壁の傾斜角に強く影響されるが、これはすなわち作成された DEM のクオリティに依存する。そこで、すべての氷壁について、傾斜角 $\pm 1^\circ$ の変化に対する傾斜面積の変化（傾斜角によって変化する実面積の感度）を検証した。

氷壁の分布量に関して、氷壁の空間密度を示す指標として「氷壁密度 ( $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$ )」を定義した。これは設定した氷河上の各区間（図 2.1b）に含まれる氷壁傾斜面積の合計をその区間の水平投影面積で除算したものである。また Rolwaling 地域に隣接する Khumbu 地域における氷壁空間分布の先行研究（Watson et al., 2017a）との比較のため、単位面積 ( $1.0 \text{m}^2$ ) あたりに含まれる氷壁のリッジの長さによって定義される「氷壁長さ密度 ( $\text{m m}^{-2}$ )」を算出した。

そして、氷壁の方位特性を調べるため、方位統計学において以下の式で定義される氷壁の方位分散（circular variance; Fisher, 1995）を算出した。

$$V = 1 - \bar{R} \quad (2.1)$$

ここで、 $V$ は方位分散、 $\bar{R}$ は対象の氷壁方位の平均単位ベクトル長（mean resultant length）であり 0–1 の範囲で算出される。またこの $\bar{R}$ は下記のように計算される。

$$\bar{R} = \left[ \left( \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \cos \theta_i \right)^2 + \left( \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \sin \theta_i \right)^2 \right]^{1/2} \quad (2.2)$$

ここで、 $N$  は対象となる氷壁の数、 $\theta$  は個々の氷壁の方位である。方位分散が小さいほど対象とする氷壁群が一様な方向を向いていることを意味し、反対に方位分散が大きい場合は対象とする氷壁群が異なる様々な方向を向いていることを意味する。

### 2-1.3.6 氷壁の年間変化の追跡

2018年と2019年の氷壁インベントリを比較することで、氷壁のダイナミクス、すなわち氷壁の形成、存続、消失を追跡した。図 2.5b は本研究における氷壁の分類法を示しており、氷壁は「存続 (survived-18 または survived-19)」、「新たに形成 (new)」、「消失 (disappeared)」のいずれかに定義された。存続した氷壁 (survived-2018 と survived-2019) は、両年のインベントリで継続されて確認されているものであり、新しい氷壁 (new) とは、2018年のインベントリで検出できなかったが2019年のインベントリにて新たに確認されたものである。そして消失した氷壁とは、2018年のインベントリで検出できたが、翌年の2019年のインベントリでは存続が確認できなかったものである。存続した氷壁の中には、1年間に合体または分裂したものがあり、その結果2018年と2019年の存続した壁の数に若干の変動が生じている。そして目視では明確に分類できなかった残りの氷壁を「非分類 (non-classified)」の氷壁と定義した。

### 2-1.3.7 表面標高変化・表面流動速度・水文解析

航空写真測量データより作成した SfM-DEM から、研究対象領域の10年間 (2007-2018) および一年間 (2018-2019) の表面標高変化を推定した。GAMDAM 氷河インベントリ (Nuimura et al., 2015;

Sakai, 2019) の氷河外縁を、オルソ画像から確認した氷河側方の境界とカービングフロント（湖と接する氷河末端位置）を用いて修正し、表面標高変化の解析に使用した。SfM-DEM はすべてポストモンスーン期（10月）に取得されたため、季節的な標高変化のバイアスは存在しないと考えデータ取得時期に関する補正は施さなかった。Tsho Rolpa は調査期間中に拡大したため、湖面の標高を SfM-DEM から抽出した湖外縁の標高を平均して求め、氷河湖面より上部の標高変化のみを算出する方法を用いた（Fujita et al., 2013）。

表面流動速度は manual feature tracking 法（Immerzeel et al., 2014; Kraaijenbrink et al., 2016a）を用いて算出した。これは2時期のデブリ氷河表面の特徴物を目視で確認し、その変位量を氷河の表面流動速度として算出する手法である。本研究では2018年と2019年のオルソ画像で同定された巨石の変位量とその方位を算出した。不規則な変位（岩の転倒や滑落など）の可能性を排除するため、急斜面（20°以上）の巨石は解析から除外した。巨石の変位は394点にて計算し、表面流動速度の空間分布はクリギング内挿法を使用して求めた（Immerzeel et al., 2014; Kraaijenbrink et al., 2016a）。

先行研究によると氷河上の水路（supraglacial water channel）や氷河内部の水脈（englacial conduit）が氷壁の形成に影響を与える可能性があることが示唆されている（Sakai et al., 2002; Mölg et al., 2020）。そこで SfM-DEM-2019 を ArcGIS の水文解析ツールで解析し、潜在的な氷河上の水路位置（possible water flow line）を D8 flow アルゴリズム（O'Callaghan and Mark, 1984）を使用して推定した。このアルゴリズムは任意のピクセルを囲む8つのピクセルの標高値から傾斜方向を算出し、地表面の流路を推定するものである。この際に微地形から発生するノイズを避けるために DEM の解像度は 0.2 m から 3.0 m にリサンプリングして解析を行った。また、2019年の現地観測において氷河内水脈を現

地観察、マルチコプターUAV Phantom4 (DJI) から撮影した空撮斜め動画、固定翼 UAV からの航空写真を用いて、氷河内水脈の入口や出口 (conduit intake/outlet) の位置を特定し、氷河内に広がる水脈のネットワークを推定した。

氷河上のデブリ層厚の分布は氷壁形成に影響を与える可能性が示唆されるが、その厚さ分布は現地での直接測定以外に正確に推定することは困難である。そこで、デブリの厚さをデブリの熱伝導率で除算した値である熱抵抗値 (thermal resistance; Nakawo and Young, 1982) の空間分布を相対的なデブリ層厚の指標として使用した。本研究では Fujita and Sakai (2014) にて、2004 年 10 月から 2008 年 2 月に取得された 9 枚の ASTER 画像を用いて算出された Trakarding 氷河表面の熱抵抗の空間分布を採用した。

## 2-1.4 結果

### 2-1.4.1 表面標高変化と表面流動速度

作成した 3 時期の SfM-DEM から表面標高変化速度 ( $dh/dt$ ) を算出した (図 2.8a、b、2.9a、2.10a、b)。その結果、長期/短期の平均表面標高変化は  $-1.7 \text{ m a}^{-1}$  (2007–2018 年)、 $-4.7 \text{ m a}^{-1}$  (2018–2019 年) と推定された。長期標高変化 (2007–2018) においては、氷河中流部 (区間 D–F) で相対的に大きな標高低下 ( $>2.0 \text{ m}^{-1}$ ) が観測された (図 2.9a)。また 2018–2019 年の一年間を対象とした標高変化解析においては、最も大きな標高低下が中～上流域の区間 F (区間平均:  $-7.6 \text{ m a}^{-1}$ ) で発生し、次いでカービングフロント (区間 A、平均:  $-6.0 \text{ m a}^{-1}$ ; 図 2.9a) にて大きな標高低下発生していることがわかった。

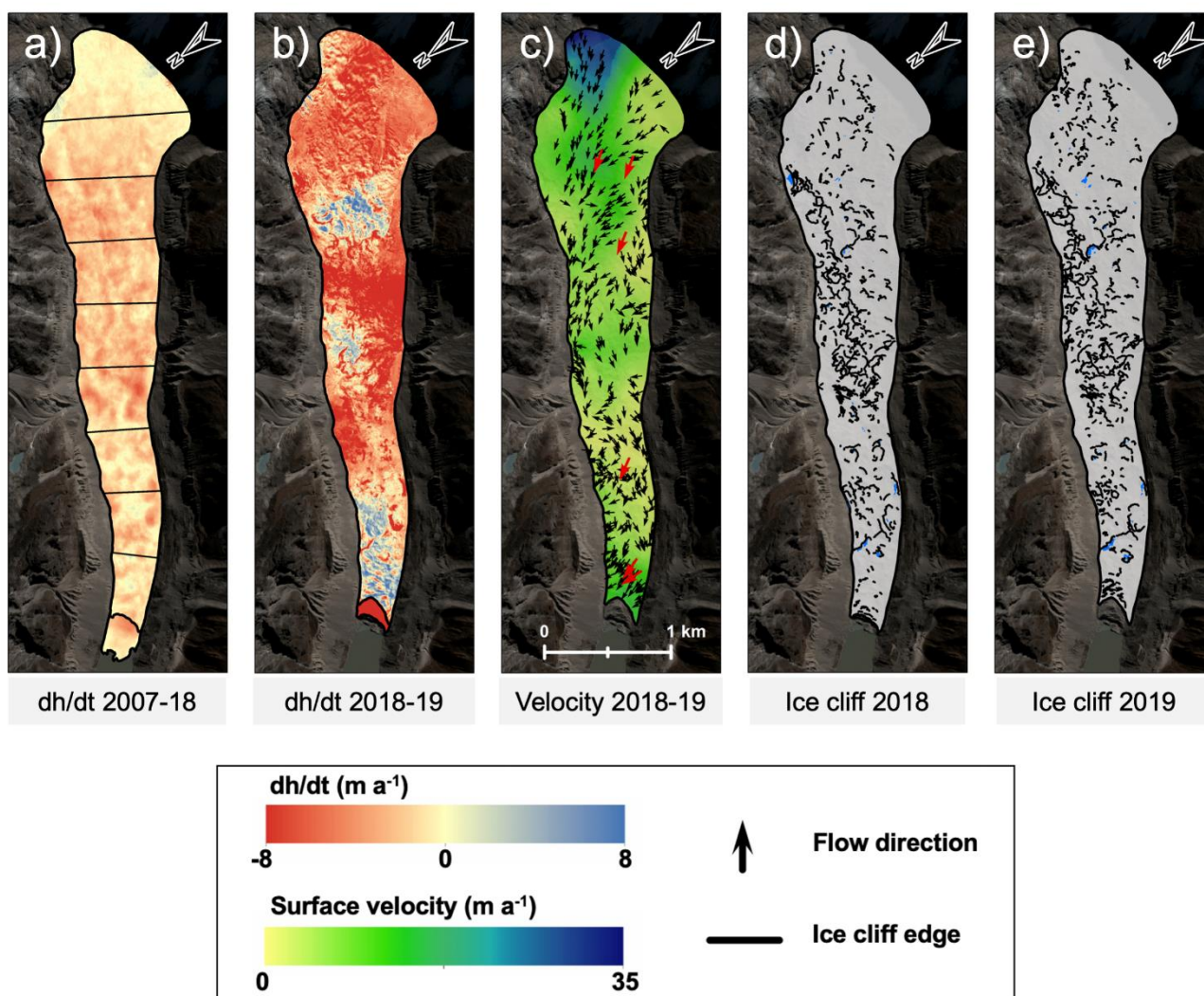


図 2.8 (a) 2007-2018 年、(b) 2018-2019 年の表面標高変化速度 ( $dh/dt$ ) の空間的分布。(c) 2018-2019 年の表面流動速度場。(d) 2018 年 10 月と(e) 2019 年 10 月の氷壁分布 (リッジ部を表示) と氷河上の池 (青色のポリゴン)。解析区間の境界は(a)に示した。(a)と(b)には、カービング前後の氷河末端位置を示した。(c)の赤矢印はステーク位置で現地測量した流動方位。

表面流動速度に関して、2018–2019 年の平均表面流動速度は  $6.7 \text{ m a}^{-1}$  であり (図 2.8c)、区間 I の最上流部で最大  $30.2 \text{ m a}^{-1}$  の表面流速が観測された。表面流速の空間分布の傾向としては、氷河上流から氷河下流にむかっの表面流速の低下が観測され、氷河下流域 (区間 C; 図 2.9b) では流動の停滞が見られたが、氷河末端 (区間 A) 付近では表面流速が再び増加することが確認された。

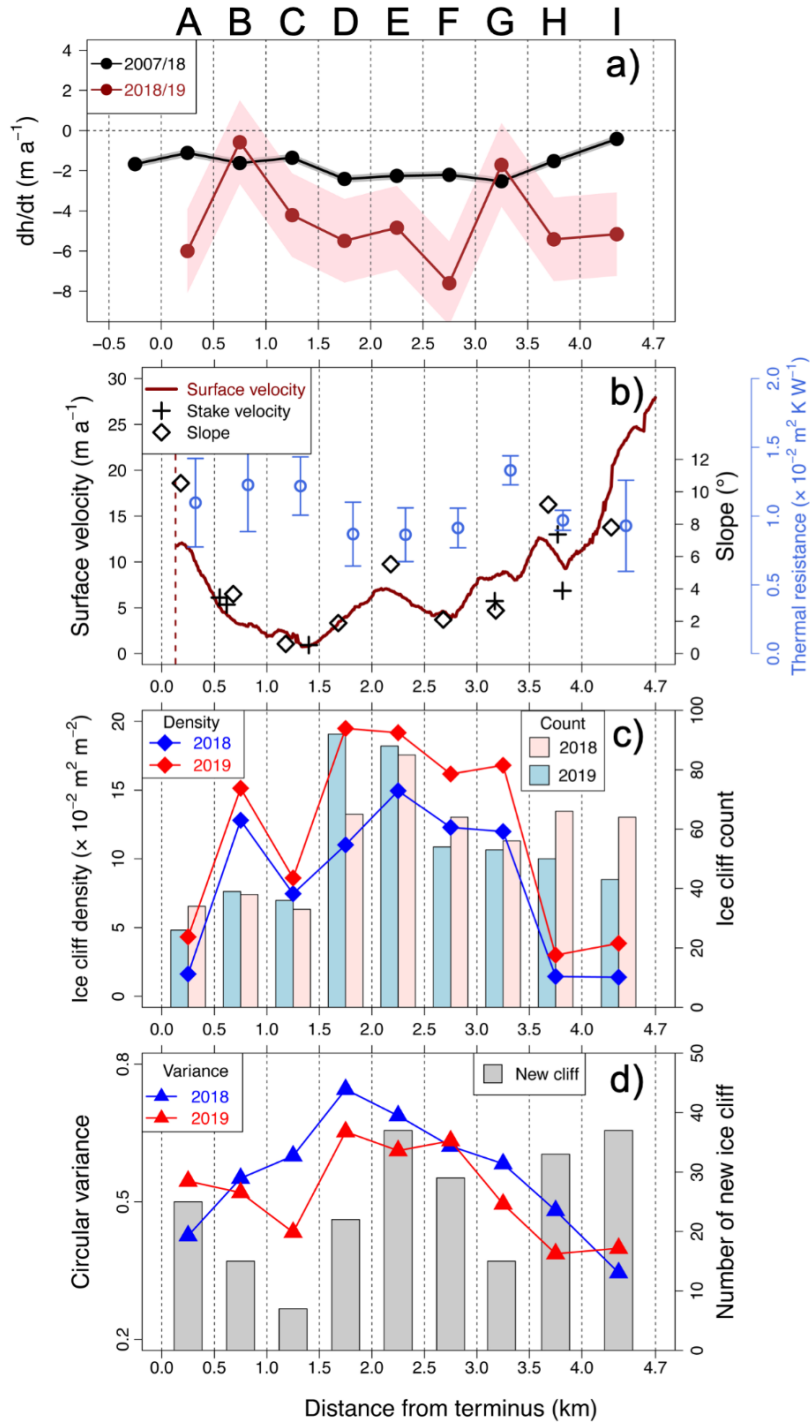


図 2.9 (a) 表面標高変化速度( $dh/dt$ )、(b) 氷河中央流線沿いの表面流動速度分布、ステーク位置にて現地測量された表面流動速度、熱抵抗値 (Fujita and Sakai, 2014)、各区間の傾斜角、(c) 氷壁密度、氷壁の数、(d) 氷壁の方位分散と新たに形成された氷壁の数。氷河全体の区間 A-I は、末端から氷河上流にかけて 500 m 間隔で設定。x 軸の氷河末端からの距離は 2018 年 10 月の末端位置 (0.0 km) を基準としている。(b)の破線は 2019 年の末端位置を示す。(a)の斜線部分は標高変化の不確かさ (使用した SfM-DEMs ペアの鉛直誤差標準偏差の平均; 表 2.2) を表している。

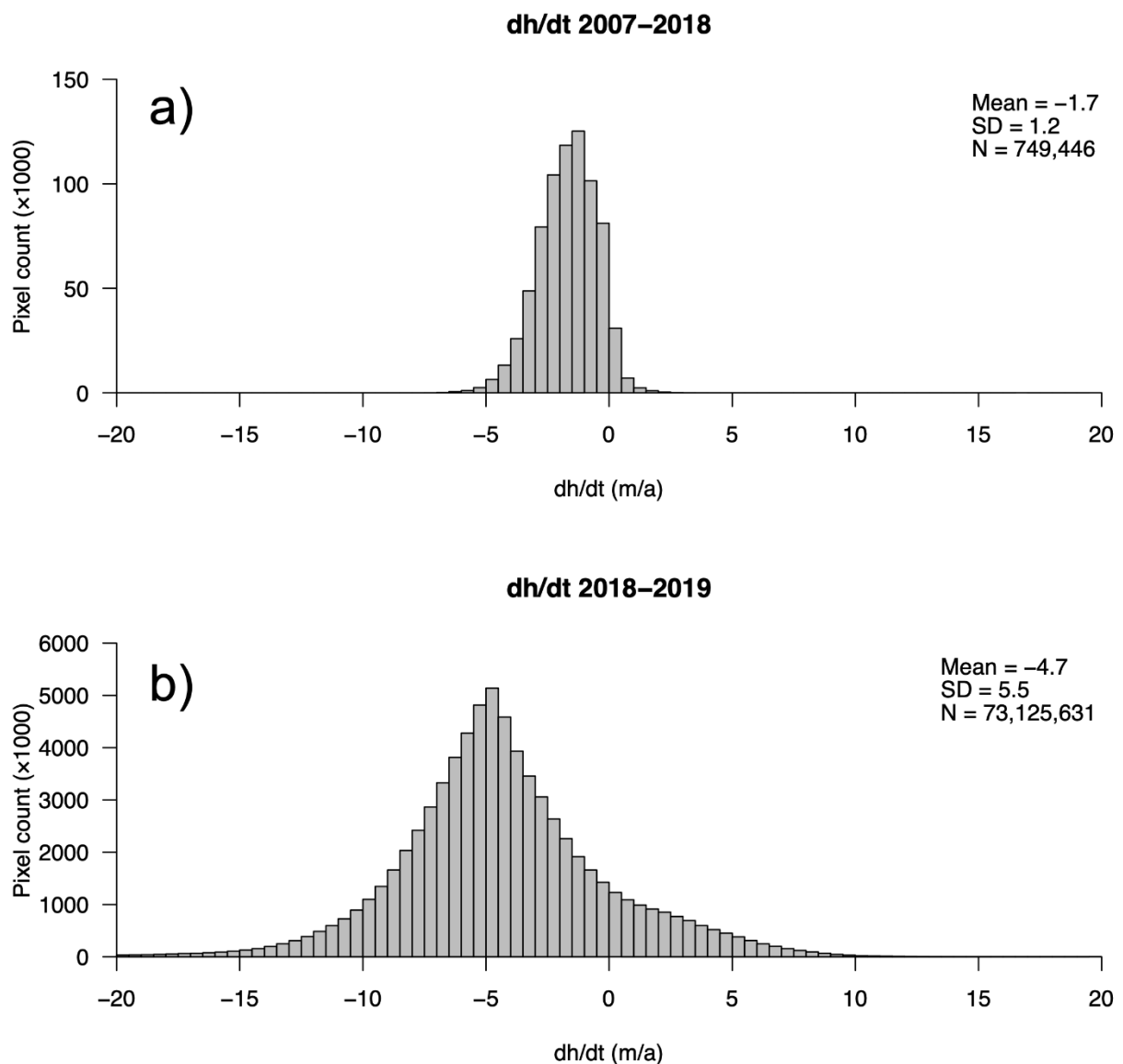


図 2.10 (a) 2007-2018 年、(b) 2018-2019 年の表面標高変化速度 ( $dh/dt$ ) のヒストグラム。

## 2-1.4.2 氷壁抽出の不確実性

5 人のオペレーター（主著者と共著者）が抽出した各氷壁のリッジ長および水平投影面積の平均と標準偏差を算出し、その標準偏差（リッジ長 6.0 m、氷壁の水平面積  $24 \text{ m}^2$ ）を氷壁抽出の不確実性とした（図 2.11）。氷壁抽出を行った各年に対応する不確実性の割合は、全氷壁合計のエッジ長に



において $\pm 12.5\%$  (2018年)、 $\pm 11.4\%$  (2019年)、合計の水平投影面積において $\pm 8.3\%$  (2018年)、 $\pm 6.9\%$  (2019年)と推定された。氷壁の水平投影面積の不確実性に付随する合計傾斜実面積の不確実性は $\pm 8.1\%$  (2018年)、 $\pm 6.7\%$  (2019年)であった。また傾斜角を $\pm 1^\circ$ 増減させた場合でも、合計実面積の増減は $\pm 2\%$ を超えない。

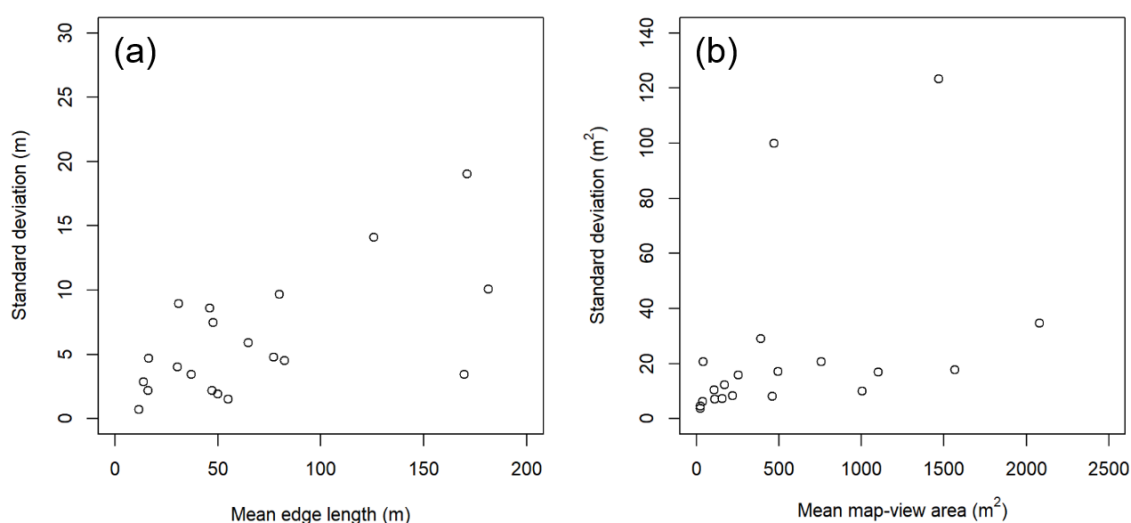


図 2.11 (a) 氷壁のエッジ長、(b) 氷壁の水平投影面積の抽出における氷壁マニュアル抽出の不確実性 (標準偏差)。

### 2-1.4.3 氷壁の形態的特徴

2018年と2019年のオルソ画像からそれぞれ481個と505個の氷壁を抽出した(図 2.8d、e)。氷壁の水平投影面積は、2018年が $138 \times 10^3 \text{ m}^2$  (調査領域の4.7%)、2019年が $176 \times 10^3 \text{ m}^2$  (調査領域の6.1%)であった。調査領域全体の氷壁の長さ密度は、2018年と2019年でそれぞれ $7.9 \times 10^{-3}$ と $9.1 \times 10^{-3} \text{ m m}^{-2}$ であった。平均の氷壁方位は $335^\circ$  (2018年)、 $325^\circ$  (2019年)であり、北西向きの氷壁の割合が優勢であることが明確に示唆された(図 2.12a)。

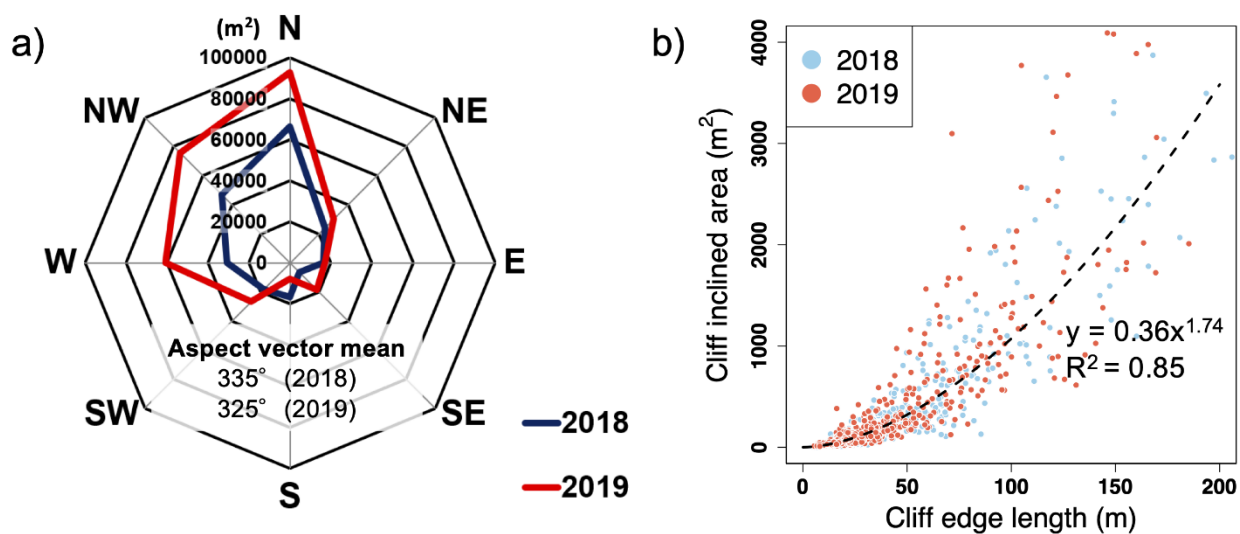


図 2.12 (a) 氷壁の傾斜面積 (m<sup>2</sup>) の方位図、(b) 氷崖のリッジ長と傾斜実面積の関係。(b) の破線は、氷壁のリッジ長と傾斜面積を基にした指数関数近似曲線。

表 2.5 氷壁の形態的特徴。最大値 (Max.)、最小値 (Min.)、中央値(Med.)を算出。

	Edge length (m)			Inclined area (m <sup>2</sup> )			Height (m)			Slope (°)		
	Min.	Med.	Max.	Min.	Med.	Max.	Min.	Med.	Max.	Min.	Med.	Max.
<b>2018</b>	4	33	334	1	167	8399	1	9	53	10	42	62
<b>2019</b>	5	32	438	7	159	11706	1	10	71	21	43	60

また、SfM-DEM を用いて氷壁の形態的特徴を算出した (図 2.13、表 2.5)。その結果、氷壁のリッジ長と傾斜面積の間に強い正の相関 ( $r=0.87, p<0.001$ ) が見出され、指数関数近似によりこれらの形態的特性の関係を確認した ( $R^2=0.85, p<0.001$ ; 図 2.12b)。すなわちこの指数関数のあてはめにより、氷壁の尾根の長さから壁の傾斜面積を推定することができることを意味する。

氷壁と併せて抽出した氷河上の池の面積は、2018年は  $113 \times 10^2 \text{ m}^2$  (調査領域の 0.4%)、2019 年は  $130 \times 10^2 \text{ m}^2$  (調査領域の 0.5%) であった。2018 年および 2019 年の池の総面積の約 83% および約 74% が氷壁に隣接していた。反対に、氷壁水平投影面積の 15% (2018 年)、8% (2019 年) は池に隣接していた。

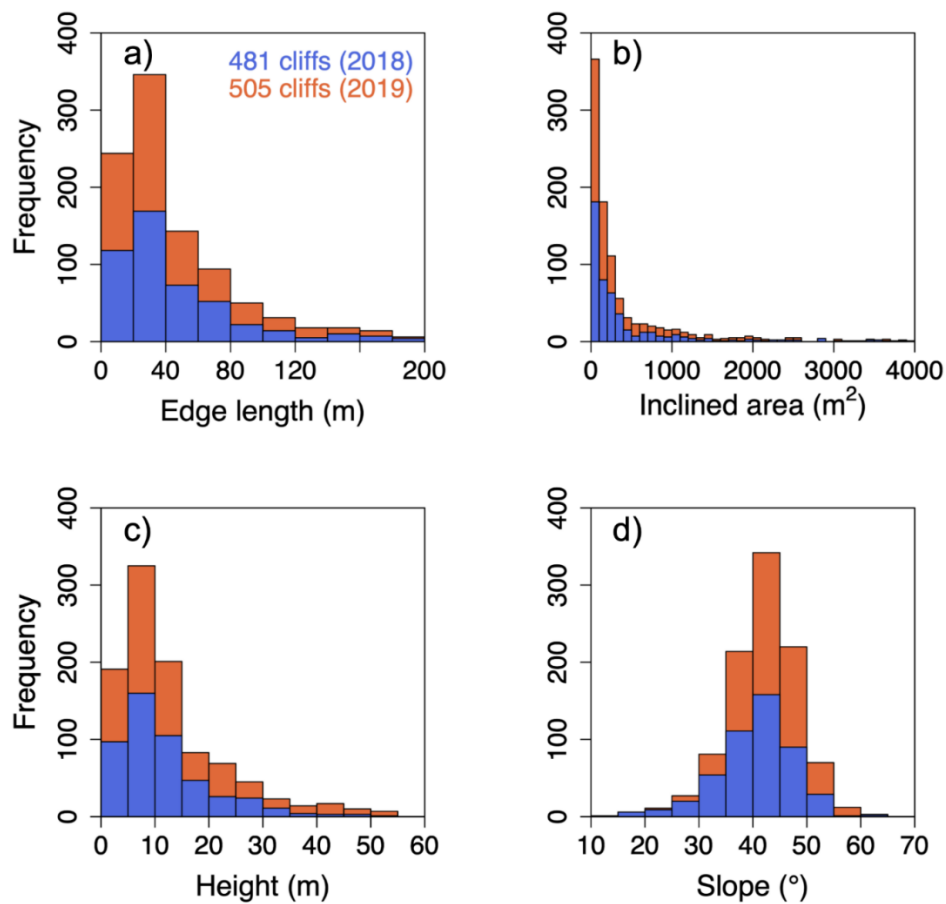


図 2.13 氷壁の形態的特徴に関する積み上げヒストグラム。(A) リッジの長さ、(B) 傾斜実面積、(C) 高さ、(D) 傾斜。青色部分が 2018 年、オレンジ色の部分が 2019 年のデータを示している。

#### 2-1.4.4 氷壁の空間的分布

氷壁密度と氷壁の数を 9 つの区間で分析したところ、両年とも氷河中流域 (区間 E) において氷壁密度、氷壁数ともに最も高い値を示すことが確認された (図 2.9c)。長期標高変化 (2007–2018)

と氷壁密度の区間平均は有意な負の相関 ( $r=-0.80, p<0.05$ ) を示したが、短期の表標高変化 (2018-2019) と氷壁密度の区間平均には有意な相関が見られなかった。氷壁密度は氷河の中流部～末端部、氷河中流部～上流部の両区間で減少する傾向が見られた (図 2.9c)。また、氷河中～上流部 (区間 E) と最上流部 (区間 H、I) では、高い氷壁数が観測された。氷河最上流部 (区間 H、I) では高い氷壁数とは反対に氷壁密度が比較的低いことから、この区間には平均的に小さい氷壁が多いということが推定される (図 2.9c)。

また、氷壁の方位分散に関しては中流部 (区間 D-F :  $>0.6$ ) で高く、氷河最上流部と末端部 (区間 A、H、I) では低くなっている (図 2.9d)。氷壁の方位を見ると全区間で北向き (北東と北西向き) の氷壁が卓越しているが、氷壁数をもとに計算した方位割合は区間によって異なる (図 2.12)。南向きの氷壁 (南西と南東向き) は、末端や氷河上流部の区間よりも中流部の区間 (区間 D-F) で高い割合 (30%以上) を持っており (図 2.14)、これは氷河中流域の区間での氷壁方位分散が大きいという結果 (氷壁方位にばらつきが大きいこと) の要因となっている (図 2.9d)。

#### 2-1.4.5 氷壁の時間的变化と氷河上・氷河内部の水路

氷壁を一年間隔で追跡した結果、2018年から2019年にかけて氷壁数の45%、その傾斜実面積の14%が消失したことがわかった (表 2.6)。また、氷壁の方位を氷壁の種類ごとにまとめたのが図 2.15

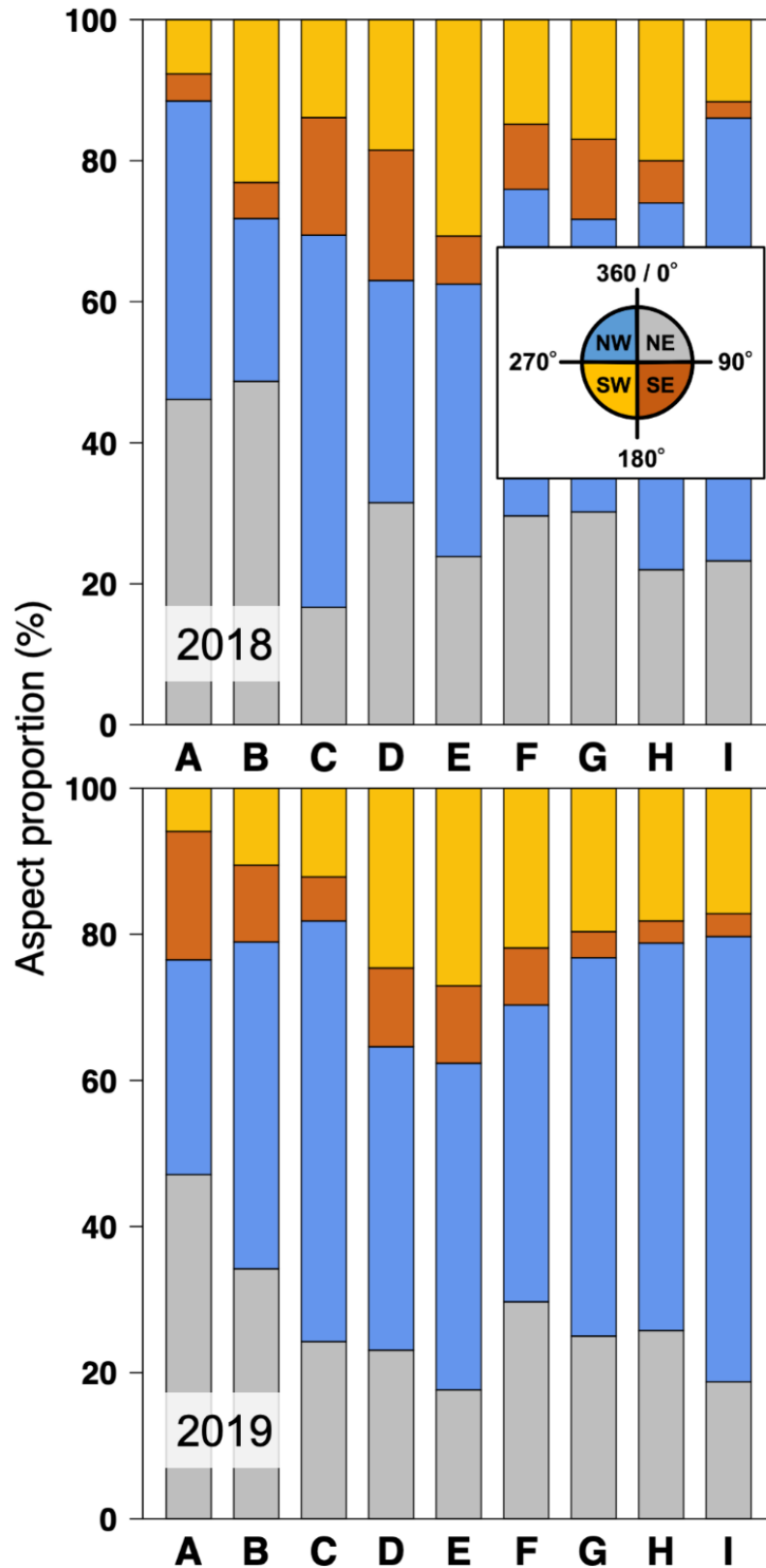


図 2.14 2018 年 (上)、2019 年 (下) の各区間 (A-I) における氷壁方位の割合 (氷壁数を元に算出)。

表 2.6 各氷壁タイプ（消失、存続-2018、存続-2019、新たに形成、非分類）の数および傾斜実面積。括弧内はパーセンテージを示す。

2018 ice cliff			2019 ice cliff		
	Count	Incl. area (m <sup>2</sup> )		Count	Incl. area (m <sup>2</sup> )
<b>disappeared</b>	216 [45]	307 × 10 <sup>2</sup> [14]	<b>new</b>	235 [47]	426 × 10 <sup>2</sup> [13]
<b>survived-18</b>	239 [50]	184 × 10 <sup>3</sup> [81]	<b>survived-19</b>	220 [44]	262 × 10 <sup>3</sup> [80]
<b>non-class</b>	26 [5]	111 × 10 <sup>2</sup> [5]	<b>non-class</b>	50 [9]	229 × 10 <sup>2</sup> [7]
<b>Total</b>	481	226 × 10 <sup>3</sup>	<b>Total</b>	505	327 × 10 <sup>3</sup>

である。“存続-2018”と“存続-2019”タイプの氷壁のほとんどは北向きで（～80%；図 2.15b、c）、消滅した氷壁と新たに形成された氷壁は存続した氷壁（～20%；図 2.15）よりも比較的多くの南向きの氷壁（～35%）で構成されていた。また、氷壁の種類ごとの方位分散は、消失・新たに形成されたタイプの氷壁よりも存続したタイプの氷壁がよりも大きくなり、これは方位割合の間に見られた差異と整合的なものである（図 2.15）。

また、これらの異なるタイプの氷壁に関して形態的特徴を比較したところ、傾斜面積と傾斜は 4 タイプの氷壁の間で有意な差を示した（表 2.7）。存続-2018 タイプの氷壁の平均傾斜面積は消失した氷壁の傾斜角よりも有意に大きく（ $p < 0.001$ ）、存続-2019 タイプの氷壁は新しい氷壁よりも大きな傾斜面積を有していた（ $p < 0.001$ ）。さらに、消失した氷壁は存続-2018 の氷壁よりも傾斜が緩やかであり（ $p < 0.05$ ）、存続-2019 の氷壁は新たに形成された氷壁よりも有意に傾斜が急であった（ $p < 0.001$ ）。存続-2018 と存続-2019 の氷壁の形態を比較すると、存続した 2018 年の氷壁は一年間の時間

の経過とともに有意にサイズが大きくなり ( $p < 0.05$ )、傾斜も急になった ( $p < 0.001$ ; 表 2.7)。生き残った氷壁の方位を確認したところ、2018 年から 2019 年にかけて北西向きの氷壁面積が拡大したことがわかった (傾斜面積が 170%に増加; 表 2.7)。

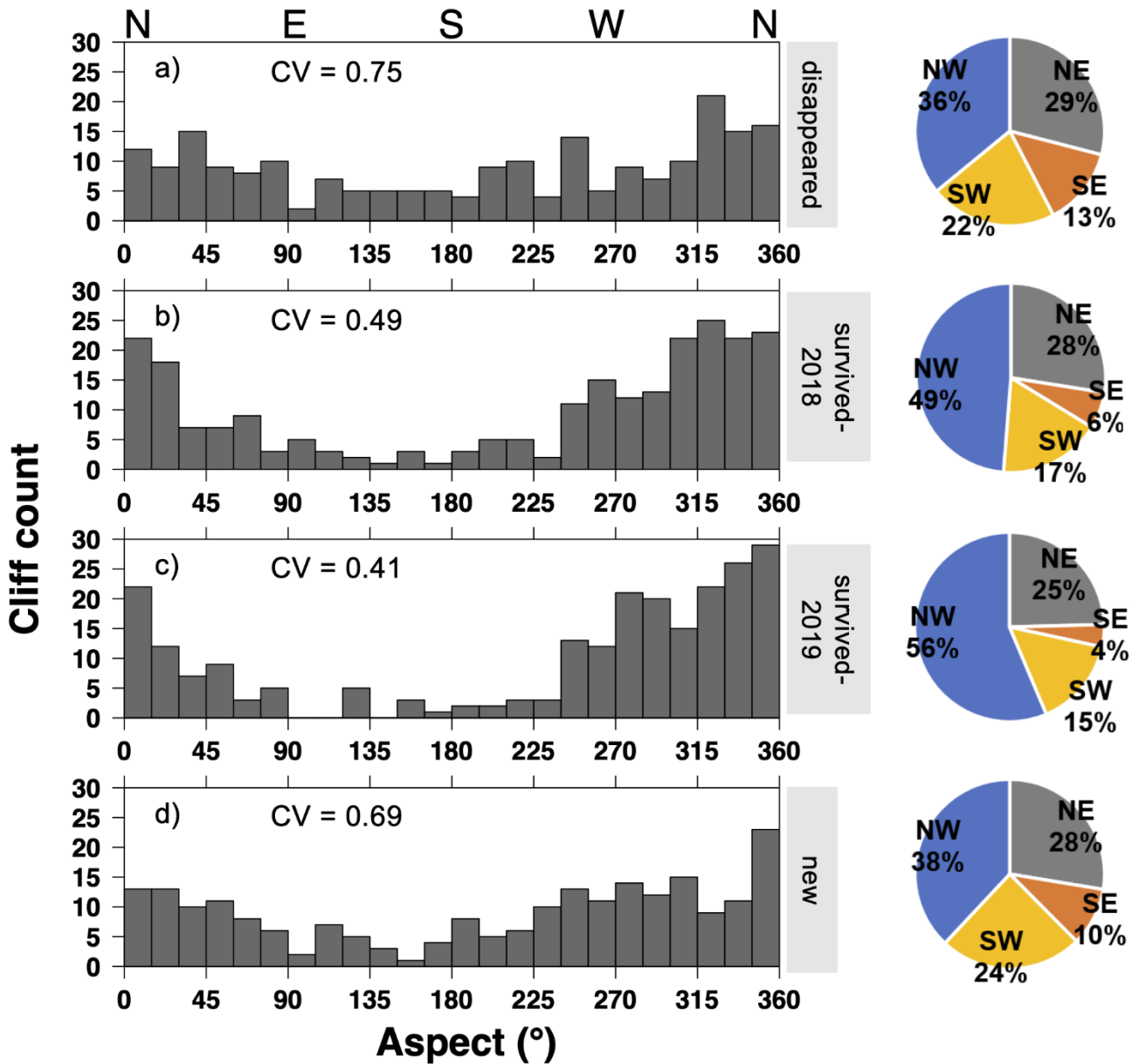


図 2.15 各タイプの氷壁の方位を示したヒストグラム。(A) 消失、(B) 存続-2018、(C) 存続-2019、(D) 新たに形成。CV は各タイプの氷壁の方位分散。円グラフは、各氷壁タイプの方位割合 (氷壁数を元に算出) を示している。

表 2.7 各氷壁タイプにおける平均傾斜実面積。

	Disappeared	Survived-18	Survived-19	New
Inclined area (m <sup>2</sup> )	142	771	1117	194
Slope angle (°)	40	42	44	42

そして、新たに形成された氷壁を地図上にプロットし、各区間における新しい氷壁の数を確認した (図 2.9d、2.16a)。その結果、中流部 (区間 E、F)、末端部 (区間 A)、氷河上流部 (区間 H、I) にわたって、より多くの新しい氷壁が形成されていることがわかった。

観測された氷河内水脈の入り口/出口と氷河上の水路に関する水流解析の結果を図 2.16 に示した。2019 年の空撮斜め動画、地上観測からは 9 つの露出した水脈の入り口 (または出口) が確認された。

また、熱抵抗値の分布は末端部 (区間 A-C) では熱抵抗値が比較的高く (デブリ層が相対的に厚く)、中～上流部 (区間 D-I; 図 2.8b) では熱抵抗値が比較的低い (デブリ層が相対的に薄い) ことが確認された。



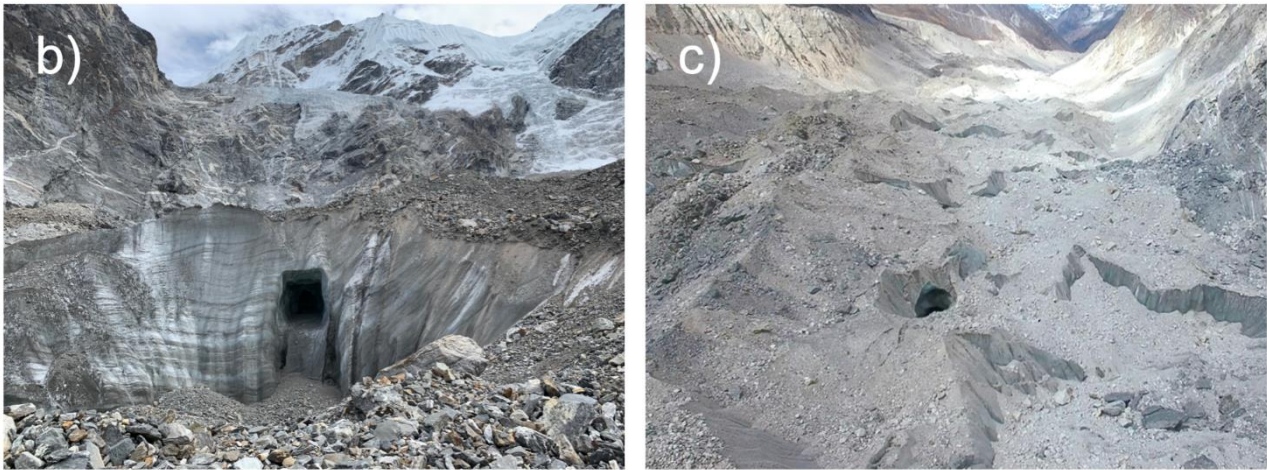
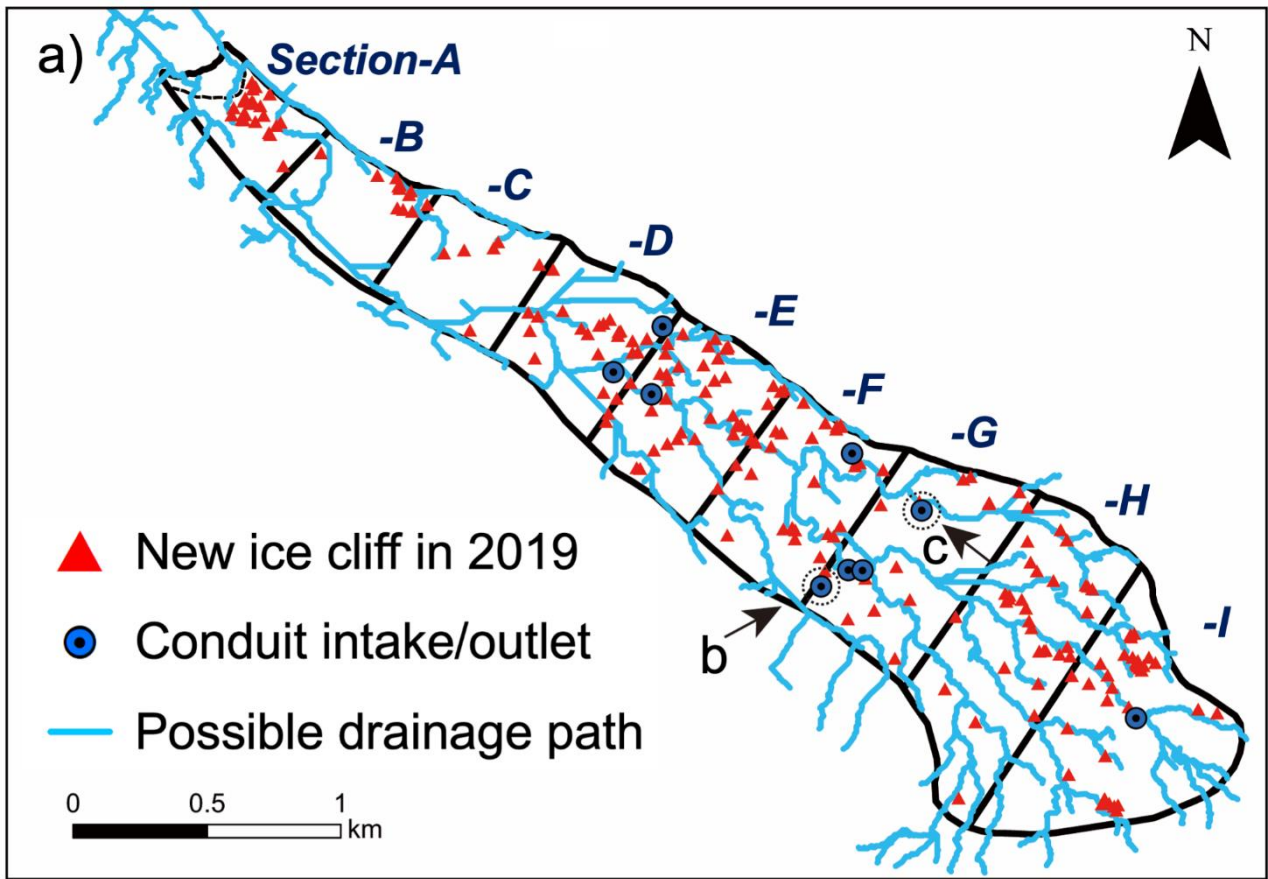


図 2.16 (a) 2019 年に新しくできた氷壁、氷河内水脈の入り口と出口、氷河上の水路が存在する可能性がある場所。(b)、(c) 氷河内水脈の入り口または出口の写真。パネル(a)の矢印は写真を撮影した方向を示し、(b)、(c)の写真に写っている氷がない水脈の入り口(出口)は(a)内にて丸で囲まれている。(b)は地上から撮影した写真、(c)は UAV (Phantom 4) の斜め動画で取得したもの。

## 2-1.5 考察

### 2-1.5.1 氷壁の分布と形態

Trakarding 氷河全体の氷壁はデブリ被覆面積の 4.7% (2018 年)、6.1% (2019 年) を占め、氷壁長さ密度は各年  $7.9 \times 10^{-3} \text{ m m}^{-2}$  (2018 年) と  $9.1 \times 10^{-3} \text{ m m}^{-2}$  (2019 年) であった。

これらの結果を他地域における先行研究と比較すると、本研究において求められた氷壁被覆率は、Langtang 集水域の個々の氷河で得られた 0.2–3.9% よりも大きく (最大被覆率 3.9% は 2015 年 5 月の Langtang Glacier にて観測; Steiner et al., 2019)、Trakarding 氷河の氷壁長さ密度は 2009 年 5 月の Lhotse Shar Glacier での観測された最高氷壁長さ密度  $7.4 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$  (Khumbu 地域 14 氷河中の最大値、Watson et al., 2017a) よりも高い値を示した。先行研究における氷壁抽出は本研究で使用された空撮リモートセンシングデータ (0.2 m 空間分解能) よりも粗い空間解像度で行われたことに留意する必要があるものの、Trakarding 氷河はネパール・ヒマラヤの他地域の氷河よりも高い密度の氷壁分布を示していることが明らかとなった。

また、先行研究 (Thompson et al., 2016; Watson et al., 2017a; Steiner et al., 2019) において報告されている、氷壁に対する池の明確な隣接性 (2018 年は池の総面積の 83%、2019 年は 74%) を確認し、本研究における解析では Watson et al. (2017a) が Khumbu 地域を対象として報告した値 (池の総面積の 77% が氷壁と隣接) と同様の値を得た。先行研究によると、この氷壁と池の隣接関係が氷壁下部の熱的な下層融解 (thermal under cutting) を発生させ、氷壁の融解や崩壊をさらに促進させることが示唆されている (Miles et al., 2016; Kraaijenbrink et al., 2016b; Watson et al., 2017b)。本研究では氷河上の池と氷壁の空間分布の観測を一年間隔で行い、その空間的隣接性を調査した。しかし、Steiner et al.

(2019) は、氷壁と池の分布面積には季節変動が存在する可能性を示唆している。したがって、今後は航空写真測量の時間分解能（観測頻度）を上げることで、氷壁と池の位置関係に関してさらなる理解を深める可能性がある。

氷壁の形態的な特徴を解析した結果、氷壁のリッジの長さの実面積の間には強い相関があることがわかった（図 2.12b）。これまでの研究では、高解像度の衛星画像や DEM から氷壁のリッジ部分の抽出が試みられている（Thompson et al., 2016; Watson et al., 2017a）。しかし、Steiner et al. (2019) は、メートルスケールの解像度を持つ衛星 DEM から急峻な氷壁の傾斜面積を推定することの難しさに言及している（粗い解像度の DEM では斜面の形状を再現できない）。本研究のように航空写真測量と SfM 技術を組み合わせることで、超高解像度の DEM を生成し、氷壁の傾斜形態を効果的に解析することが可能である。しかしその一方、UAV による取得方法にはリモートセンシングデータの取得範囲とコストの限界があることに留意する必要がある。したがって、UAV により取得された DEM が利用できない場合、衛星画像から抽出できる氷壁のエッジ長から氷壁傾斜面積をより簡便に推定できることが本研究により示唆された。

氷壁の傾斜角の頻度分布を調べたところ、 $40^{\circ}$ – $45^{\circ}$ の間に最頻値があることが確認された（全氷壁の 32%; 図 2.13）。Kraaijenbrink et al. (2016b) は、UAV 由来の DEM を用いて Langtang 氷河の末端部の氷壁の傾斜を解析し、平均傾斜は  $45^{\circ}$  であり、観測した氷壁の 50% が傾斜角  $35^{\circ}$ – $42^{\circ}$  の範囲に存在していたこと報告している。また、Buri and Pellicciotti (2018) は、同じく UAV 由来の DEM を用いて、Lirung 氷河の氷壁の平均傾斜角が  $40^{\circ}$  であることを報告した。本研究においてもこれらの先行研究と同様の結果が得られたことから、ネパール・ヒマラヤでは氷壁の勾配が  $35^{\circ}$ – $45^{\circ}$  の範囲に

あることが一般的であることが示唆された。Sakai et al. (2002) は、Lirung 氷河にて 30°未満の勾配の氷壁が観測されなかったことから、デブリの安息角 (debris angle of repose) は 30°–35°であると推定した。本研究の解析結果によると、Sakai et al. (2002) にて推定された安息角より緩やかな傾斜角 (30°以下) の氷壁は、氷壁面積全体の 3.5%しか占めていないことがわかった。これらの傾斜が緩やかな氷壁の実面積の中央値 (64 m<sup>2</sup>) は、全氷壁の実面積中央値 (162 m<sup>2</sup>) よりも小さいことがわかった。さらに、消失した氷壁は、存続した氷壁よりも傾斜面積が小さく、傾斜も緩やかであった (表 2.7)。これらの結果は、緩やかな傾斜の氷壁の多くがデブリに埋没する過程を経て消滅していることを示唆しており、過去の研究 (Sakai et al., 2002) にて報告された氷壁消失のメカニズムとも整合的である。

### 2-1.5.2 氷壁の方位と時間的变化

調査地域全体において北向きの氷壁が南向きの氷壁よりも卓越していた (図 2.12a、2.14)。これまでの先行研究では、ネパール・ヒマラヤでは北向きの氷壁はデブリに埋まりにくく、消失せずに持続する傾向があり、南向きの氷壁は上部に短波放射を受けるため北向きの氷壁と比較して消失しやすいという仮説が立てられてきた (Sakai et al., 1998; Buri and Pellicciotti, 2018)。

南向きの氷壁は壁面の上部と下部の融解速度が異なるため、傾斜が緩やかになり、最終的にデブリに埋没する (Sakai et al., 1998)。反対に北向きの氷壁は氷壁自らが斜面に影を作るため、北向きの氷壁の融解は氷壁の向かいにある日射で温められたデブリからの長波放射によってコントロールされている (Sakai et al., 1998; Steiner et al., 2015)。そのため、北向きの氷壁は急な傾斜角を保ったまま

後退するという過程が考えられる。アジア高山域における氷河融解期は、特にヒマラヤ地方ではモンスーンの時期と重なるため、氷河は午後には雲に覆われ、南西からの日射から保護されることが多い。したがって、ヒマラヤ地域の氷河は南東からのより強い日射の影響を受け、このエネルギーフラックスの差異によって北西向きの氷壁が生き残り、南東向きの氷壁が消滅するという仮説が立てられてきた (Sakai et al, 1998; Buri and Pellicciotti, 2018)。

北向きの氷壁が卓越していることは、高解像度衛星画像解析によって Khumbu 地域や Langtang 地域でも観測されている (Thompson et al., 2016; Watson et al., 2017a; Steiner et al., 2019)。我々の研究では、これらの先行研究で示されたものと同様の結果を得た。

本研究では Trakarding 氷河において、存続した氷壁の数が消滅した氷壁の数よりも多いことを発見した (表 2.6)。一方、Steiner et al. (2019) は Langtang 氷河全体で 2014 年から 2015 年の間に 50% の氷壁が存続したと報告している。しかし、新たに形成された氷壁と消失した氷壁の傾斜実面積は、2018 年、2019 年ともに全体の 15%未満である (表 2.7)。この結果は、氷河全体の融解に対する氷壁の融解寄与を判断する際に、新たに形成された氷壁の寄与が少ない、すなわち生き残った氷壁の融解を推定することの重要性を示唆するものである。

また、2018 年から 2019 年にかけて存続した氷壁の斜面が全体的に拡大し、傾斜角が急峻になるという変化が確認された (表 2.7)。このことは、存続した氷壁がより存続に適した形態に進化する傾向があることを示唆している。Steiner et al. (2019) は、ヒマラヤ中央部の Langtang 氷河において、全氷壁の約 17%は約 10 年間 (2006-2015) 存続し続けていたという事例を報告している。したがって、Trakarding 氷河全体の氷壁の存続/消失状況をよりよく把握するために、今後はより長期にわた

って年々の氷壁変動追跡も実施する必要があるだろう。

次に、4タイプの氷壁（存続-2018、消失、存続-2019、新たに形成）が異なる方位構成比を有していたことに関して議論する。消失した氷壁と存続-2018 氷壁における南向き（南東と南西）割合を確認すると、消失した氷壁は存続-2018 年の氷壁よりも 12%高い南向きの方位構成比を有している（図 2.15a、b）。この結果も前段で記載した「北向きの氷壁が存続しやすい」という先行研究における仮説を支持している。そしてこの結果は、観測時の氷壁方位のみならず、実際に「消失する氷壁」と「存続する氷壁」の方位特性を直接的に調査し報告した初めての事例である。

また、新しい氷壁は、存続した 2019 年の氷壁よりも高い南向きの構成比率と方位分散を有している（図 2.15c、d）。すなわちこれは新たに形成される氷壁が存続した古い氷壁よりも高い異方性（方位のランダム性）を有していることを意味する。この結果は、デブリ氷河上で新たに形成された氷壁方位の異方性を観察し記録した初めての事例である。

### 2-1.5.3 Trakarding 氷河における氷壁ダイナミクス

Trakarding 氷河の最上流部（区間 H と I）、中流部（区間 D-F）、末端部（区間 A）では新たに形成された氷壁が比較的多く分布していることが確認された（図 2.9d、2.16a）。これら各区間における新たな氷壁の形成は、氷河のダイナミクスや表面地形の空間的な差異に依存して異なるメカニズムによって発生している可能性が考察できる。

氷河最上流部（区間 H と I）は比較的薄いデブリ層で覆われている（図 2.9b）。この条件は氷河の表面融解を促進すると考えられ、これは現地でのステーク測量でも証明されている（Sunako et al.,

2019)。薄いデブリ層によって引き起こされる融解は、デブリ氷河上の起伏からデブリが滑落、または融解水や降水によって洗浄 (wash out) される可能性を増大させる。このメカニズムによって形成される氷壁は、同区間における高い氷壁数と低い氷壁密度の一致 (図 2.9c) が示唆するように、比較的サイズが小さな氷壁である可能性が高い。このような小さな壁は、再度デブリに埋没しやすいため、大きな氷壁に成長する可能性は低いということが考えられる。したがって Trakarding 氷河の上流部 (区間 H、I) では、全体的に氷壁数と新しく形成される氷壁の数が多いにも関わらず、それらと反対に低い氷壁密度が観測されたと考えられる (図 2.9c、d)。

氷河上流から中流部にかけては、比較的表面傾斜が緩やかで ( $\sim 2^\circ$ )、表面流動速度が低下している (区間 F、G; 図 2.9b)。先行研究ではこのような地形特性の元では比較的大きなサイズの池が複数形成されやすいことが報告されている (e.g., Quincey et al., 2007; Sakai and Fujita, 2010; Salerno et al., 2012; Miles et al., 2017b)。上流部から供給される氷河の融解水は、区間 F と G における緩傾斜と起伏のある表面地形によって流れが停滞し、氷河上に池を形成する。これらの池は大気との熱交換によって効率的に加熱され、氷河内部の水脈に流れ込みその水脈を更に融解させて拡張する可能性がある (e.g., Benn et al., 2001; Röhl, 2008; Watson et al., 2016, 2018; Narama et al., 2017)。区間 G 全域では複数の地上に露出した水脈の入り口/出口が観測されており、これらの位置から氷河内水脈に水が流れ込んでいることが推定される (図 2.16a-c)。氷河上流からの融解水の供給は、これらの大規模な池が消滅した後も、上～中流部 (区間 G と F; 図 2.16a) の表面水路に沿って氷河内水脈のネットワークに注ぎ込み、氷河内水脈をさらに拡大させる可能性が考えられる。このような氷河上の水路を流れるが氷河内水脈に流れ込む氷河水文システムは、Ngozumpa 氷河 (Benn et al., 2012, 2017)、

Khumbu 氷河 (Gulley et al., 2009; Miles et al., 2019) でも観測されている。したがって Trakarding 氷河において、傾斜が緩やか、かつ流動の遅い上～中流域 (区間 F と G) では、密な氷河上/氷河内の水文ネットワークが分布していると推察される。

中流域 (区間 D-F; 図 2.9c, d) で観測された高い氷壁数、氷壁密度、方位分散 (方位のランダム性) は氷河上/氷河内部の水文ネットワークと強い関係があると考えられる。これまでの先行研究では氷壁の形成要因として、(1) 氷河上の水路による氷 (デブリ) の洗浄と削剥 (e.g., Anderson et al., 2019b; Mölg et al., 2020) および、(2) 氷河内水脈の崩壊 (e.g., Sakai et al., 2000b; Gulley and Benn, 2007; Benn et al., 2012; Miles et al., 2017c) という 2 種の仮説が提示されている。

(1) の氷壁形成要因に関して、表面傾斜が緩やかな上～中流域 (区間 F、G) において、潜在的な氷河上の水路と新しく形成された氷壁が空間的に一致している (水路沿いに新しい氷壁が分布している) ことが確認できる (図 16a)。このような氷河上の水路と氷壁の空間的な一致は、アラスカ (Anderson et al., 2019b) やヨーロッパアルプス (Mölg et al., 2020) でも観察されており、氷河上の水路は氷河表面の削剥を通じて、新たな氷壁の発生源となる可能性がある (Mölg et al., 2020)。特に表面の傾斜角が小さい平坦な氷河表面において、氷河上の水路は氷河表面を蛇行しデブリや氷を削剥する傾向があり、氷壁の形成と形態の維持をする役割を果たす (Anderson et al., 2019b)。

Trakarding 氷河中流域では、氷河内水脈の崩壊を介して新たな氷壁が形成されるような密な水文ネットワークが分布していると考えられる (図 2.16a)。そしてこの水脈の崩壊により、ランダムな方位を持つ複数の新しい氷壁が形成され、その結果として中流域で高い氷壁方位分散が確認されたのだと考えられる (図 2.9d, 2.16a, 2.17a)。このような新しい氷壁は、発生後に局所的に氷河融解を



促進し、氷壁に隣接する池を形成する可能性が高い。このような氷壁—池システムは、さらなる氷河内水脈の拡大・形成と新たな氷壁の形成を生み出す正のフィードバックを発生させると考えられる。前述のようなメカニズムの結果、氷河中流域（区間D-F）では、高い氷壁密度、新たに形成された氷壁、そして高い氷壁方位分散（氷壁方位のばらつき）が併せて観測されたと考えられる（図 2.9a、c、d）。

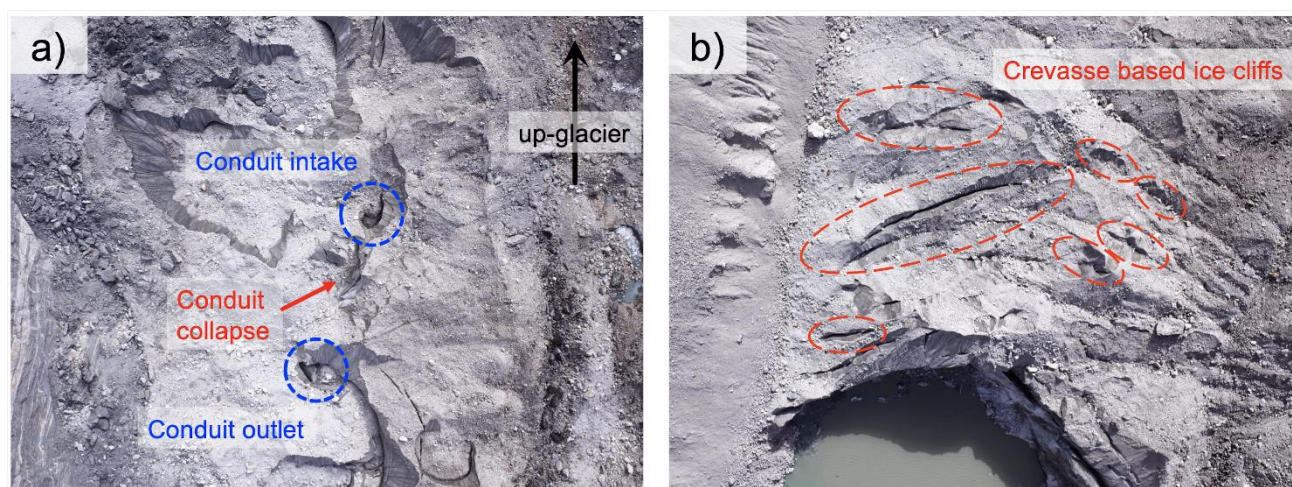


図 2.17 氷壁の形成メカニズムの例。(A) 氷河内水脈の崩壊、(B)末端付近の伸長場におけるクレバスを示す航空写真。(A) の上部に示された氷河内水脈の入り口は図 2.16c に示されている。

また、氷壁密度と長期地形変化の間には有意な負の相関があり ( $r = -0.80, p < 0.05$ )、このことは 10 年スケール (2007–2018) で、氷河中流部の氷壁の形成と氷河内水脈崩壊が氷河の減少 (標高低下) に寄与していることを示している。このような氷壁の分布密度と長期標高低下の空間的な相関関係は Langtang 地域 (Ragettli et al., 2016) や Khumbu 地域 (Watson et al., 2017a) においても報告されている。

氷河中～下流域 (区間 D; 図 2.9b) においては表面流速が低下していることが確認された。これ

により、氷河縦断方向に圧縮場が発生し、氷河内水脈の閉鎖が促進される可能性があることが考えられる。このような氷壁の分布特性に関する考察は、Langtang 氷河における先行研究 (Kraaijenbrink et al., 2016b; Steiner et al., 2019) でも示唆されている。そして、氷河表面流速は末端部に向かって再び増加している (区間 A、B; 図 2.9b、d)。これらの区間の新しい氷壁は、氷河縦断方向に生じた伸長場の結果として多くのクレバスが発生し、それらのクレバスが発達して氷壁へと変化したものであると考えられる (図 2.17b)。したがって、これらの新しい氷壁の方位は主に北向き (伸長と直交方位) であり、氷壁の方位分散は比較的小さくなっていることが推測される (図 2.9d)。

前述の通り、Trakarding 氷河の上流部、中流部、末端部において新しい氷壁が形成されているが、氷壁の数や形成プロセスは各区間で異なっていると考察した (図 2.18)。そして流動が停滞する中間部には多くの氷壁が分布し、この区間の 10 年スケールでの大きな表面標高低下に貢献していることが推測される。

本研究において氷壁方位の不均質性が、新たな氷壁の形成や氷壁形成メカニズム (例えば氷河内水脈の崩壊や表面水路による削剥) の潜在的な指標となり得る可能性を確認した。しかし一年間隔の高解像度リモートセンシングデータの解析では、氷壁の形成過程 (形成された直後) を直接的に検出することはできなかった。したがって今後は、季節ごと、あるいは毎月の航空写真測量による追加調査によって個々の氷壁の形成メカニズムをさらに詳細に特定できる可能性がある。

また、これまでの先行研究では氷河全体の質量収支に対する氷壁の質量損失量の寄与の評価にも取り組んでいる (Brun et al., 2018; Anderson et al., 2021)。本研究で推定・考察した Trakarding 氷河における氷壁のダイナミクスに加えて、氷壁の質量損失量を推定することにより、氷河の質量収支と

氷壁の関係を議論することが可能となる。

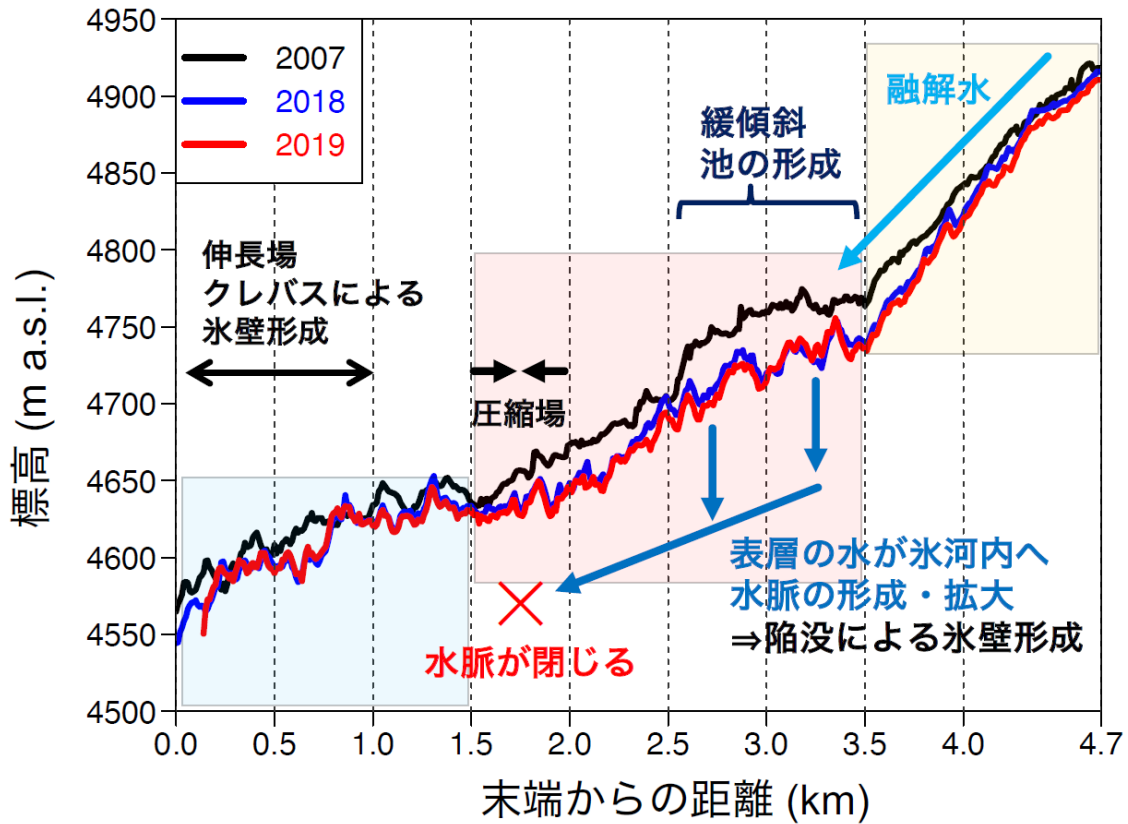


図 2.18 各年の表面標高プロファイルと氷壁形成要因、氷河変動、氷河ダイナミクスの特徴の概念図。

## 2-1.6 まとめと結論

### —Trakarding 氷河における氷壁ダイナミクスの解明—

本章では超高解像度航空写真測量データを用いて、ネパール・ヒマラヤ東部の Trakarding 氷河における 10 年スケールおよび近年 1 年間の氷河変動と 2018 年、2019 年の氷壁の動態を報告した。2007 年、2018 年、2019 年のポストモンスーン期に実施された 3 回の航空写真測量によるリモートセンシングデータを解析し、SfM 技術を用いて超高解像度 DEM を作成した。また、2018 年と 2019 年の SfM-DEM とオルソ画像から氷壁インベントリをマニュアル抽出により作成した。そしてこれらの

高解像度インベントリを用いて、氷壁の形態、空間分布、時間変化を解析した。

Trakarding 氷河における氷壁は2018年と2019年にそれぞれデブリ被覆面積の4.7%と6.1%を占めていた。氷壁のリッジの長さは氷壁傾斜実面積と強い相関があり、超高解像度DEMがない場合でもより空間分解能が粗い衛星画像から氷壁傾斜面積を推定することができる可能性を提唱した。

氷壁の一年間追跡調査では、2018年は消失した氷壁傾斜実面積が全体の14%を占め、2019年は新たに形成された氷壁傾斜実面積が13%を占めていることが明らかになった。2019年に新たに形成された氷壁は、前年から存続した氷壁と比較して、ランダムな方位、小さな傾斜実面積、緩やかな傾斜を有していた。また、生き残った氷壁は一般に北西向きが多く、傾斜が急で、傾斜面積が大きいことが明らかになった。消滅した氷壁は、存続した氷壁よりも南向きの方位割合が高く、この結果は先行研究で示唆されていた北向きの氷壁が存続するという仮説を初めて直接的に支持するものである。そして、氷河の中流部では他の領域とくらべてより大きな方位分散（方位のばらつき）が確認され、このことが新しい氷壁が形成されたことを示す指標になりうることを提唱した。

本章で実施された氷壁の分類を他の地域の氷河に適用することで氷壁のダイナミクスを支配する要因（氷河流速場、氷河外の地形、気象条件など）を解明できる可能性がある。また、本章では氷河変動に関して表面標高変化のみに着目したが、氷河全体の質量収支に対する氷壁の質量損失の寄与を定量的に把握することが重要である。氷壁のダイナミクスと質量損失の両面を評価することで、氷壁がデブリ氷河の縮小に与える影響を定量的かつ、その形成（消滅）メカニズムと併せて氷河変動を推定することができる。

## 2-2 章 ネパール・ヒマラヤ Trakarding 氷河における氷壁融解量の推定

---

### 2-2.1 研究背景

デブリ氷河上に形成される氷壁は局所的にデブリ氷河上の融解を促進しており、その融解量や融解特性を把握することはデブリ氷河全体の動態を把握する上でも重要である。

氷壁の融解量の推定を行う取り組みに関して、近年の航空写真測量の発達により高解像度かつ高精度の DEM の差分（表面標高変化）を算出することで融解量を推定する研究が行われ始めてきた

(e.g., Brun et al., 2018; Mishara et al., 2021)。しかし、リモートセンシングのみを用いた氷壁融解量の推定は非常に精緻に氷壁融解量を推定できる可能性があるものの、(1) 複数回の高解像度かつ高精度の航空写真測量を現地にて実施する必要がある、(2) 推定が非常に困難なかつ不確実性の大きい氷河の物理パラメータ（氷厚の空間分布、氷河流動の水平/鉛直分布）の測量、またはモデル推定が必要となる、(3) 最終的な融解量という結果を見ることはできるが対象期間中の融解プロセスを把握することができない、といった課題が存在する。

一方で、以前より熱収支計算を用いた氷壁融解モデルによって氷壁融解量を推定するアプローチが試みられてきた (e.g., Sakai et al., 1998; Han et al., 2010; Reid and Brock, 2014; Steiner et al., 2015)。氷壁の斜面における熱収支計算を用いた融解量の推定は、リモートセンシングのみでは推定することができない氷壁融解の時間変動やその融解メカニズム（気象要素との関係や融解の特性）に対する理解を拡張することができる可能性を持つ。

Sakai et al. (1998) はネパールの Lirung 氷河において、氷壁斜面の熱収支を計算し融解量を推定するモデルを初めて構築した。Steiner et al. (2015) は同じ Lirung 氷河において先行研究にて開発されたモデル (Han et al., 2010; Reid and Brock, 2014) をベースにし、デブリ氷河上の地形や氷河周辺の山岳地形を考慮した放射収支の推定を行う精緻なモデルを構築した。

これらの氷壁融解モデル (Sakai et al., 1998; Steiner et al., 2015) は氷壁斜面の任意の点での熱収支を計算する「点スケールのモデル (point-scale model)」であったが、Buri et al. (2016a) は近年発達した航空写真測量技術を用いて、氷壁の斜面全体における熱収支と融解量を推定する「グリッドベースモデル (grid-based model)」を開発した。UAV により取得した 0.2 m という超高解像度 DEM から、氷壁斜面の複雑な形状を構築し、先行研究 (Steiner et al., 2015) において開発された点スケールのモデルを、面的な計算が可能なモデルにまで発展させた。

しかし、前述のモデルは氷壁の形状 (輪郭・標高・傾斜・方位) が固定されたまま融解する「静的なモデル (static model)」であるという問題点が存在した。静的なモデルは短期間の氷壁融解量を推定するには適しているが、実際の氷壁は時間経過とともに表面が融解し、それに伴い、時として顕著な形状の変化が生じる (図 2.19)。したがって、静的なモデルは計算期間が長くなるほど、実際の熱収支や氷壁融解量からかけ離れていってしまうという課題が存在した。そこで Buri et al. (2016b) は氷壁の融解に伴い氷壁の形状が変化する「動的なモデル (dynamic model)」を初めて開発した (2-2.2.4 章)。この動的なモデルは時間経過とともに氷壁の形態が変形することを再現しており、長期 (数ヶ月以上) の融解シミュレーションに適している。

本章ではネパール・ヒマラヤ Trakarding 氷河を対象に、通年 (2018–2019 年) という長期間の氷

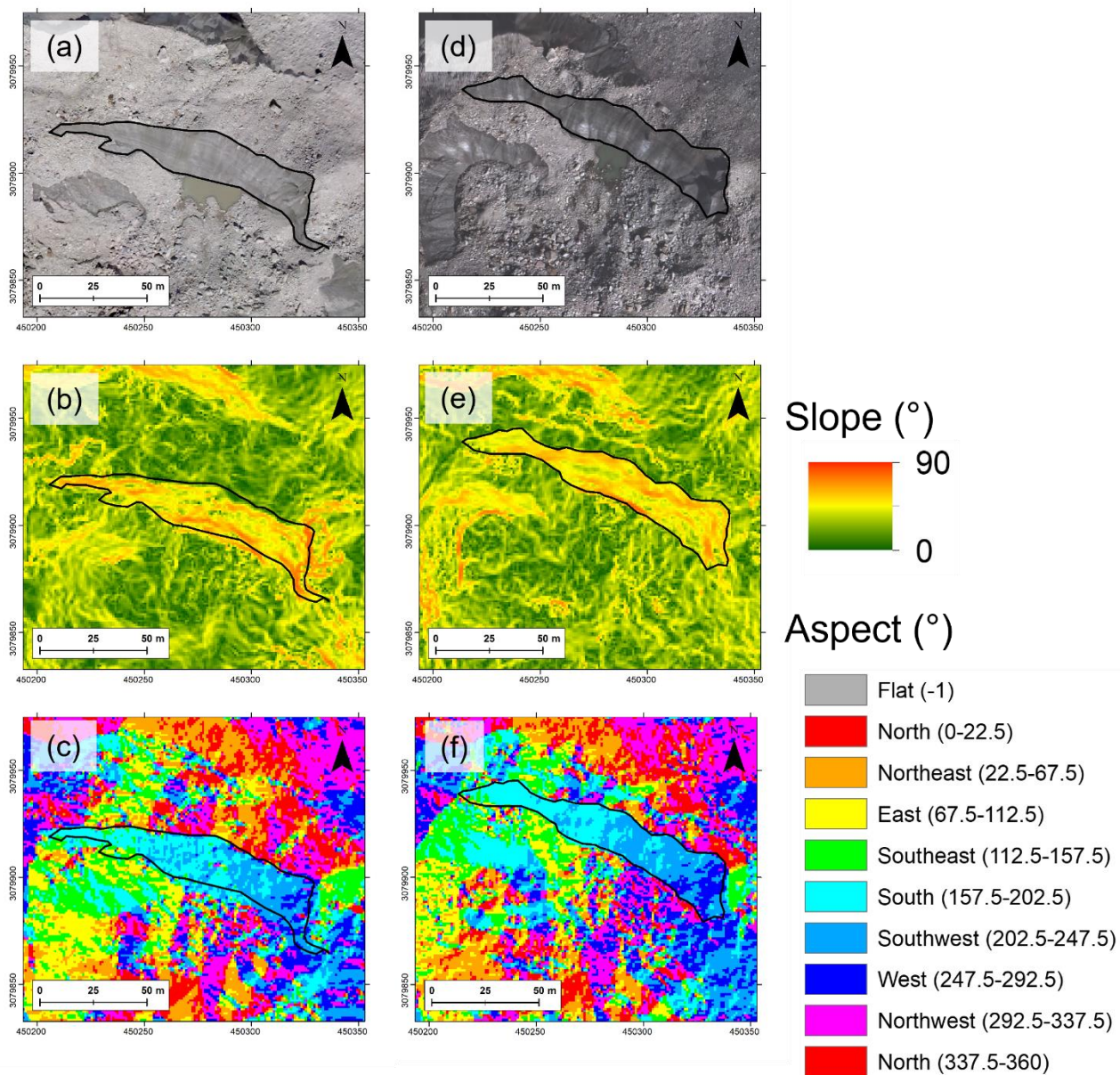


図 2.19 一年間の氷壁の形態変化 (ネパール、Trakarding 氷河)。(a)、(b)、(c) が 2018 年 10 月、(d)、(e)、(f) が 2019 年 10 月におけるオルソ画像、表面傾斜、方位角。黒いポリゴンは氷壁のアウトライン。

壁融解量を推定することを目標とし、先行研究 (Buri et al. 2016b) において開発された動的な氷壁融解モデル、高解像度航空写真測量データ、現地観測データを組み合わせることで、デブリ域に分布する全ての氷壁を対象に解析を行った。

## 2-2.2 データセットと解析手法

### 2-2.2.1 気象データと気温減率

氷壁融解モデルの入力データとして、氷河脇に設置された AWS にて取得された気象データを使用した (図 2.20a、b)。2018 年 10 月から 2019 年 10 月にかけての一年間の気温、上下短波放射、正味放射、相対湿度、風速、地表面温度を取得した。測器とデータの詳細は Sunako et al. (2019) および Fujita et al. (2021) に記載されており、これらのデータは全て一時間間隔で記録されている。長波放射に関しては直接の測定が行われていないため、地表面温度を使用したステファンボルツマン則より AWS 地点における上向き長波放射を求め、正味放射と上下短波放射との残差から下向きの長波放射を推定した。

また、デブリ氷河上の気温減率を求めるために氷河上に設置された気温計のデータを使用した (図 2.20a、c、d)。対象期間とする 2018–2019 年においては氷河上の気温計が停止してしまっていたため、2020 年 3 月から 2021 年 11 月に氷河上で起動していた 2 地点の気温計 (D1 と D6、標高はそれぞれ 4627、4782 m a.s.l.; 図 2.20a) から季節ごと (プレモンスーン期、モンスーン期、ポストモンスーン期、冬期) に毎時刻の気温減率を推定し、対象期間にあてはめた (図 2.21、表 2.8、2.9)。なお、4 季節の分類はネパールの Langtang 渓谷にて気温減率の推定を実施した Heynen et al. (2016) において設定された季節分類に従っている。



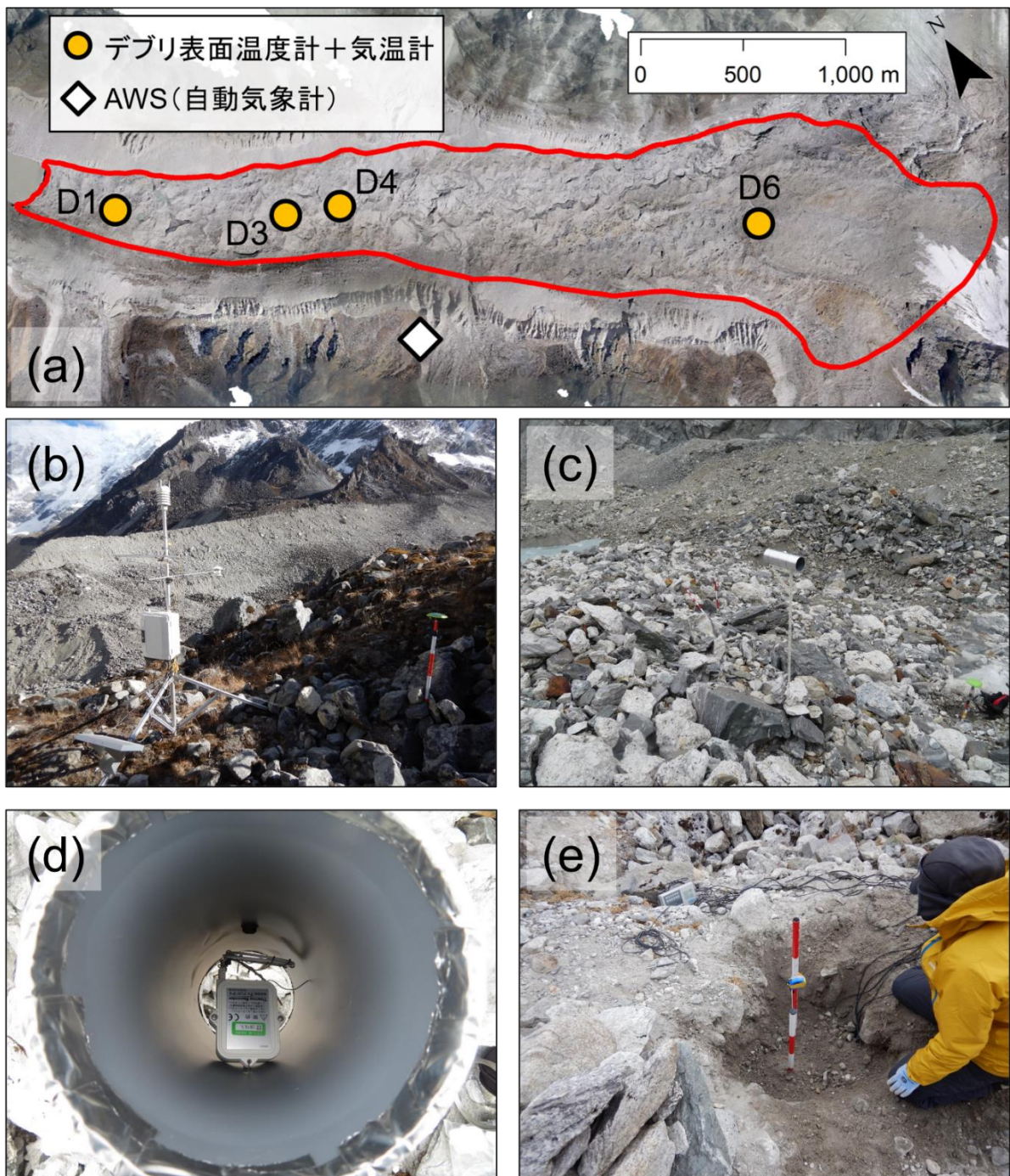


図 2.20 観測機器の概要。(a) 測器の位置図、(b) 氷河脇に設置された AWS、(c)、(d) デブリ域に設置された気温計、(e) デブリ層に設置された温度センサ。

表 2.8 気温減率、デブリ表面温度推定、モデルの計算過程における季節分類。Heynen et al. (2016)、Steiner and Pellicciotti, (2016)、Buri et al. (2021) 等で使用されている季節分類の定義。

Season	Short name	Duration
Pre-monsoon	PRM	1 Mar–14 Jun
Monsoon	M	15 Jun–30 Sep
Post-monsoon	POM	1 Oct–30 Nov
Winter	W	1 Dec–28 Feb

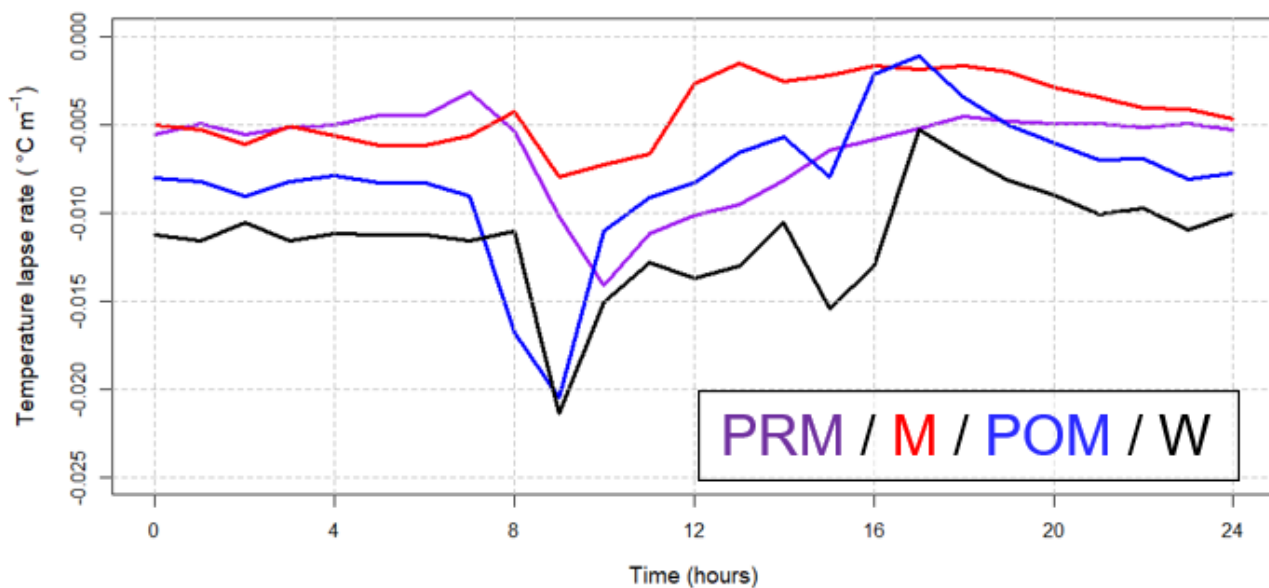


図 2.21 デブリ域における毎時間ごと/季節ごとの気温減率。季節の分類法は表 2.8 に記載。

表 2.9 デブリ氷河上における季節ごとの毎時気温減率 (図 2.21)。

Time	PRM (°C m <sup>-1</sup> )	M (°C m <sup>-1</sup> )	POM (°C m <sup>-1</sup> )	W (°C m <sup>-1</sup> )
0	-0.00451	-0.00616	-0.00829	-0.01127
1	-0.00318	-0.00562	-0.00910	-0.01158
2	-0.00536	-0.00429	-0.01677	-0.01103
3	-0.01023	-0.00799	-0.02050	-0.02141
4	-0.01414	-0.00732	-0.01106	-0.01506
5	-0.01117	-0.00667	-0.00913	-0.01280
6	-0.01015	-0.00269	-0.00833	-0.01369
7	-0.00952	-0.00152	-0.00663	-0.01303
8	-0.00816	-0.00258	-0.00570	-0.01057
9	-0.00645	-0.00220	-0.00794	-0.01545
10	-0.00582	-0.00168	-0.00215	-0.01304
11	-0.00524	-0.00190	-0.00113	-0.00528
12	-0.00458	-0.00167	-0.00345	-0.00682
13	-0.00479	-0.00201	-0.00506	-0.00815
14	-0.00496	-0.00292	-0.00603	-0.00897
15	-0.00495	-0.00346	-0.00702	-0.01012
16	-0.00519	-0.00407	-0.00697	-0.00973
17	-0.00497	-0.00414	-0.00812	-0.01095
18	-0.00528	-0.00469	-0.00779	-0.01009
19	-0.00554	-0.00500	-0.00803	-0.01124
20	-0.00499	-0.00533	-0.00825	-0.01161
21	-0.00559	-0.00613	-0.00904	-0.01054
22	-0.00516	-0.00512	-0.00824	-0.01158
23	-0.00502	-0.00563	-0.00793	-0.01119

## 2-2.2.2 デブリの表面温度の推定

氷壁の熱収支を計算するためには、デブリ氷河の表面からもたらされる長波放射を推定する必要があり、そのためにはデブリ氷河上の表面温度の空間分布が必要である。氷河全体の表面温度を推定するには人工衛星の熱赤外センサ（例えば ASTER や ECOSTRESS）から取得された画像を使用するのが一般的であるが、本研究のように氷河上の微地形を対象とした 1 時間間隔の熱収支計算においては人工衛星から得られた熱赤外画像では時空間解像度が不十分である。そこで、デブリ氷河上の気温を用いたデブリ層表面の温度推定を試みた。

Steiner and Pellicciotti, (2016) はネパールの Lirung 氷河を対象とした研究にて、デブリの表面温度と直上の気温の間に正の相関関係があることを見出し、その値に区分線形回帰 (piece-wise regression) を当てはめることによって、デブリの表面温度を推定する経験式を作成することが可能であることを報告した。この結果は本研究と同じ氷壁融解モデル用いている Buri et al. (2021) の計算においても使用されている。したがって、本研究でも同様の手法を用いて氷河上の気温からデブリの表面温度を推定し、氷壁融解モデル (2-2.2.4 章) におけるデブリ表面からの長波放射の推定に用いた。対象氷河における観測を開始した 2016 年 5 月から 2017 年 10 月にかけて、Trakarding 氷河上の 4 地点のデブリの表面温度と直上の気温の記録を行った (図 2.20a、e、2.22)。そして、取得されたデータに区分線形回帰を適用し、氷河上の気温からデブリの表面温度を推定するための経験式を作成した (図 2.23)。

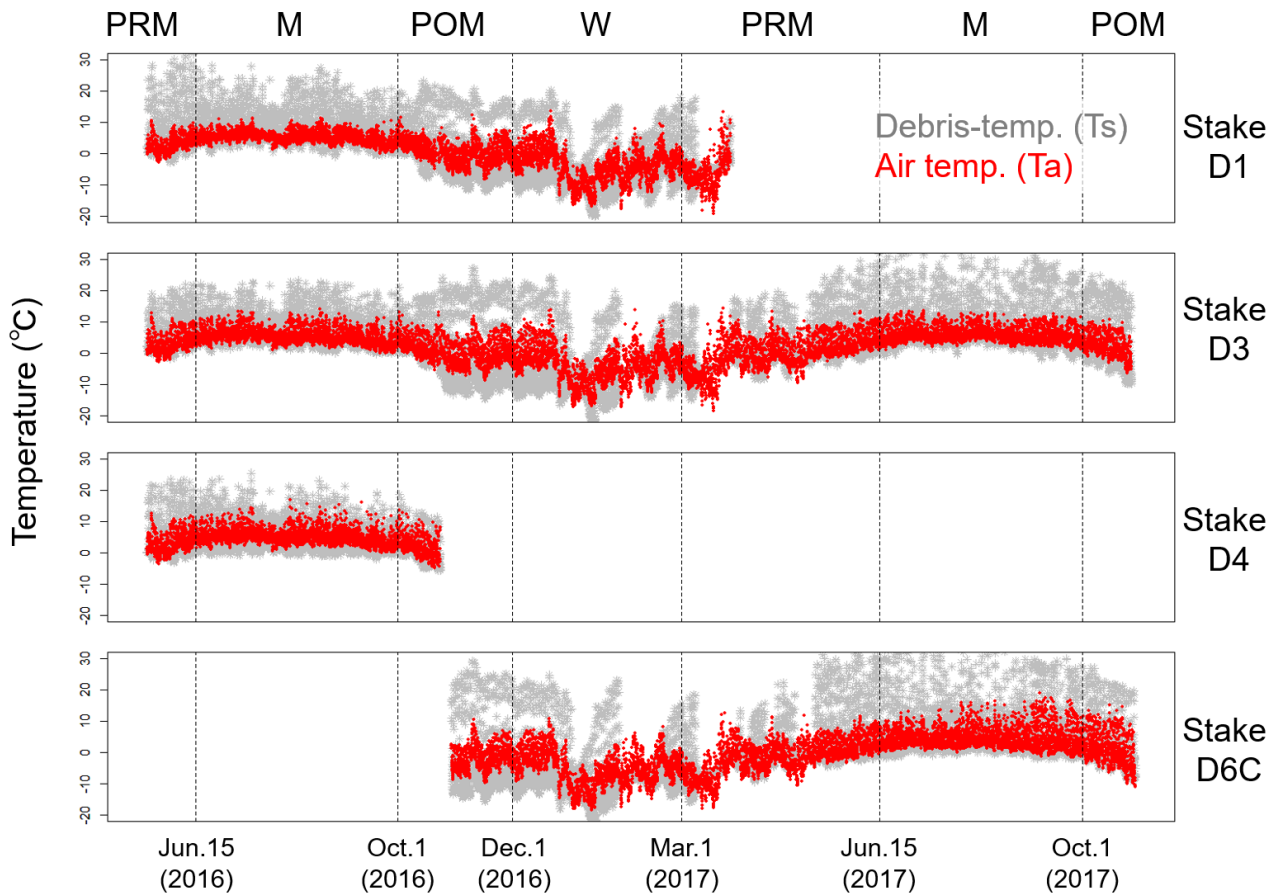


図 2.22 デブリの表面温度 (灰色) と直上の気温 (赤色)。

### 2-2.2.3 地形データと氷壁インベントリ

氷壁融解モデルの入力データ (2-2.2.4 章) と氷壁融解モデルの計算結果の検証データ (2-2.2.5 章)

には、2018 年 10 月 18 日に実施されたヘリコプター空撮、および 2019 年 10 月 18-19 日に実施された固定翼 UAV による空撮で得られた画像より作成された高解像度 DEM と氷壁インベントリを使用した (2-1 章; Sato et al., 2021)。また、航空写真測量でカバーされていない氷河外の大まかな地形を表現するために、30 m 解像度の ASTER-GDEM (Tachikawa et al. 2011) を使用した。

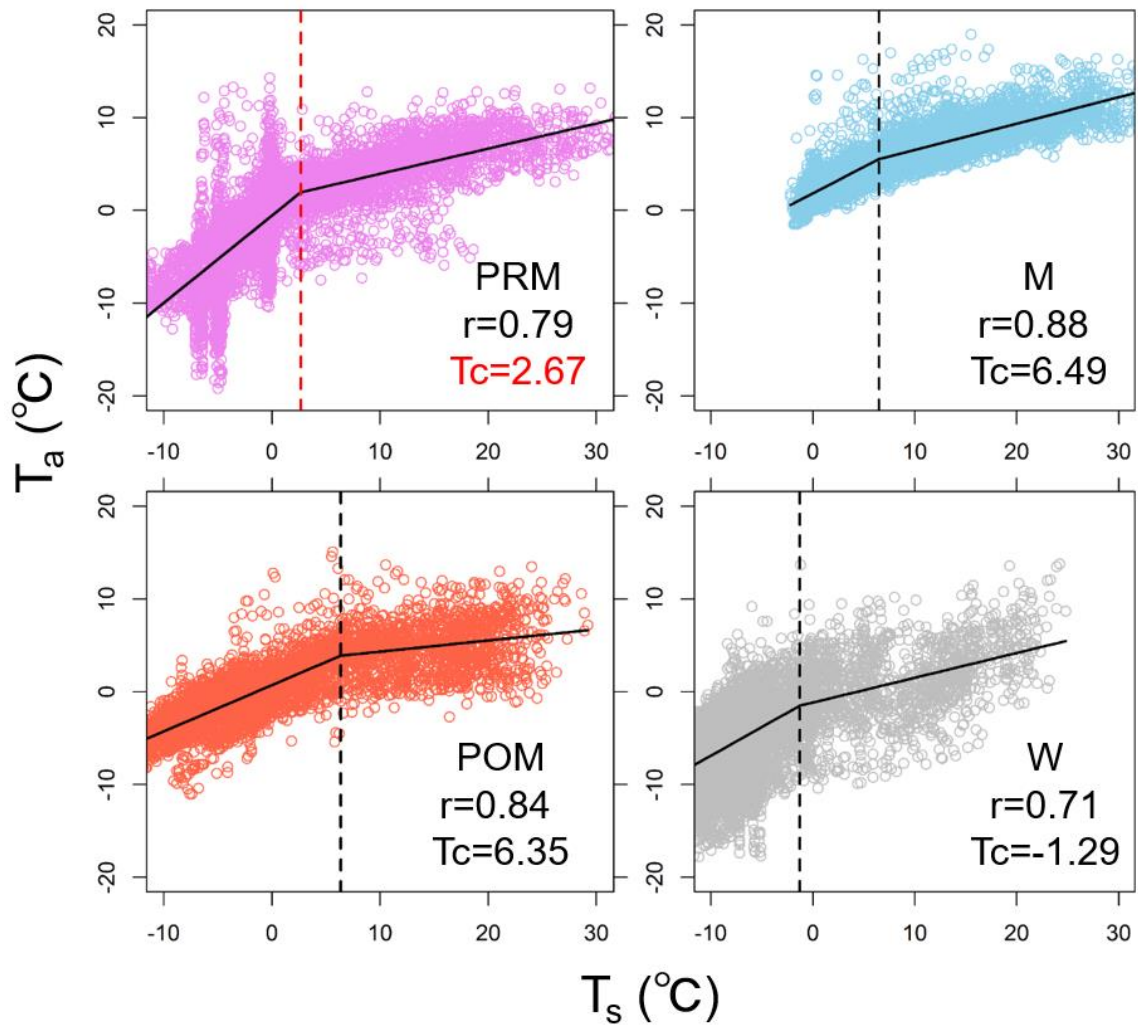


図 2.23 気温とデブリ表面温度の関係。Tc は線形回帰が変化するしきい値。

## 2-2.2.4 氷壁融解モデル

先行研究にて開発された Dynamic 3D cliff backwasting model (動的な氷壁融解モデル、Buri et al., 2016b; 2018; 2021) を使用して Trakarding 氷河に分布する全ての氷壁の融解量を推定した。このモデルは氷河上の微地形や氷河外部の溪谷・山岳地形を考慮した上で氷壁斜面の全グリッドにおいて熱収支計算を行い、毎時間の融解量を算出する熱収支モデルである (図 2.24、2.25)。また、氷壁斜面の各グリッドが融解して傾斜角が変化することを考慮し、氷壁斜面が傾斜角に応じて拡大、または

デブリに再埋没することを表現する。この熱収支による氷壁面の融解と氷壁の形態変化を繰り返すことによって、長期間（数ヶ月以上）の氷壁融解を推定することに適している。

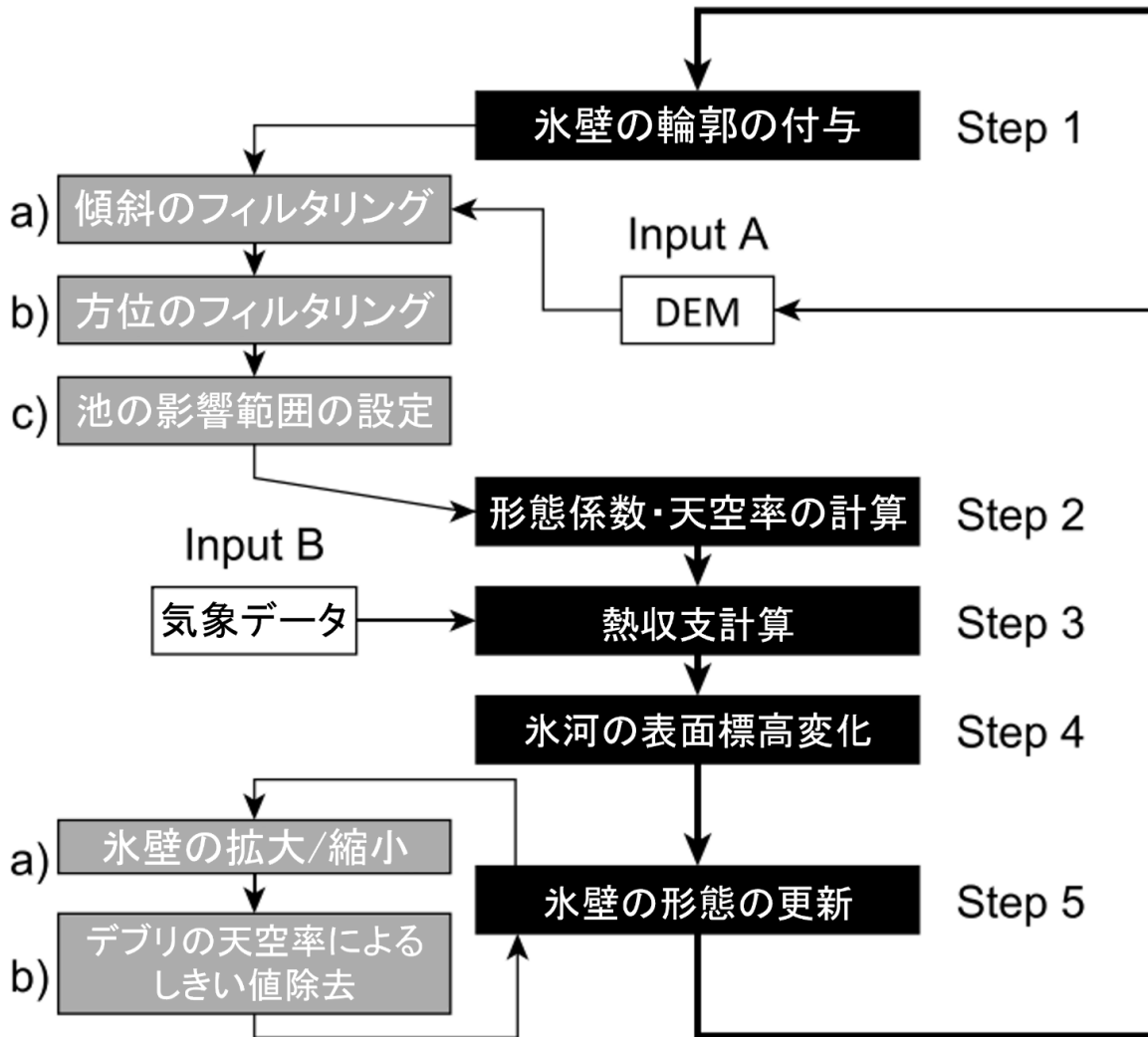


図 2.24 氷壁融解モデルの計算ワークフロー (Buri et al., 2016b を和訳)。

本研究においては航空写真測量が実施された 2018 年 10 月 18 日から 2019 年 10 月 18 日の 1 年間を対象に氷壁融解量の計算を行った。氷壁の形態変化に関しては計算時間との兼ね合いから、冬期の終わりの 2 月 28 日に一度、その後毎月形態をアップデートさせる設定でモデル計算を行った。ま

た、オリジナルの空撮 DEM は 0.2 m 解像度であるが、こちらも計算資源との兼ね合いから地上解像度を 1.0 m にリサンプリングして使用した。

モデルの計算過程や使用するパラメータに関しては Buri et al. (2016b) にて詳細に記載されているため本論文においては割愛するが、いくつかの計算パラメータは複数回の試行計算を行った上で、本研究の DEM 解像度 (1.0 m) や計算期間 (1 年間) に適合するように調整した。

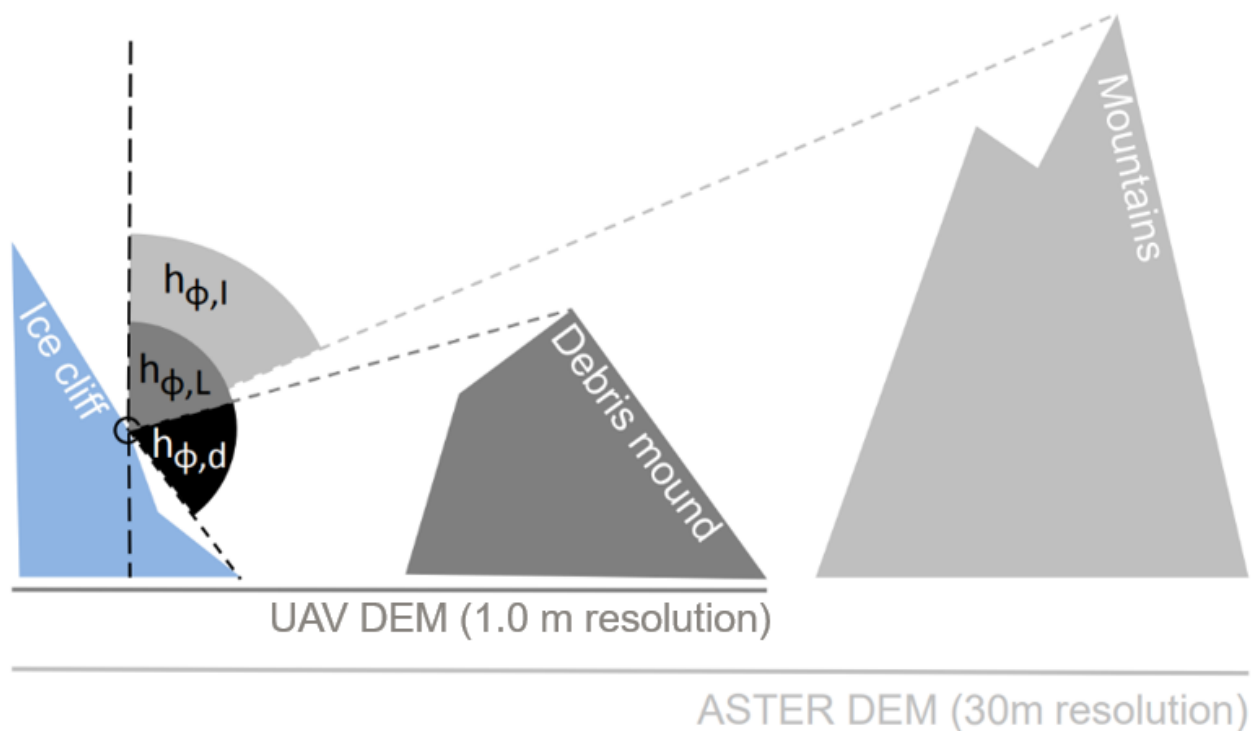


図 2.25 氷壁融解モデルにおける短波放射・長波放射計算の概念図 (Buri et al., 2018 に加筆・修正)。 $h_{\phi,l}$  は短波放射の入射範囲、 $h_{\phi,L}$  は大気と周辺の山岳地形からの長波放射の入射範囲、 $h_{\phi,d}$ : デブリ表面からの長波放射の入射範囲。

### 2-2.2.5 モデル出力の検証

氷壁融解モデルの検証に関して、先行研究では氷壁斜面に直接挿入したステークによる観測 (e.g., Steiner et al., 2015) や GPS による氷壁外縁の測量 (e.g., Burn et al., 2016; Buri et al., 2016a) によって測



定された氷壁の質量損失量が用いられてきたが、本研究の対象氷河においてはそのような現地観測を実施するのは困難であった。また、これらの先行研究で得られたような検証データは、いずれも1~2個の氷壁という限られたスケールでしか測定することができず、今回のように氷河スケールでの多様な氷壁に対するモデル計算の検証データとしては適当ではないと考えられる。したがって、本研究では2019年に撮影された高解像度航空写真測量データと2019年の氷壁インベントリを用いて、氷壁の融解量ではなく、氷壁の形態変化に着目してモデルのパフォーマンスの検証を行った。具体的には、モデル入力として用いた2018年の氷壁インベントリ481個の中から、1年後の2019年10月まで存続し、かつ分離や結合の生じていない氷壁を100個サンプルとしてランダムに選択した。そして、その100個の氷壁サンプルに関して、モデルの最終出力結果（2019年10月18日）と同日にUAVを用いて観測された同じ氷壁の水平投影面積（ $\text{m}^2$ ）、斜面実面積（ $\text{m}^2$ ）、傾斜角（ $^\circ$ ）、方位角（ $^\circ$ ）の比較を行うことで、モデルのパフォーマンスを検証した。

## 2-2.3 結果と考察

### 2-2.3.1 モデルの出力と氷壁の形態の検証

Trakarding 氷河上に分布する全481個の氷壁を対象に、一年間の氷壁融解量を1.0mという高空間分解能で初めて計算することに成功した。氷壁モデルの出力結果である形態変化（氷壁の輪郭の変化）、融解速度（日融解量）、氷壁の地形断面図の変化をそれぞれ図2.26、2.27、2.28に示す。2019年5月の融解速度の例（図2.29）を見ると、氷壁グリッドの方位や傾斜に依存して、氷壁面における空間的に不均一な融解パターンがモデル内で表現されていることが確認できる。

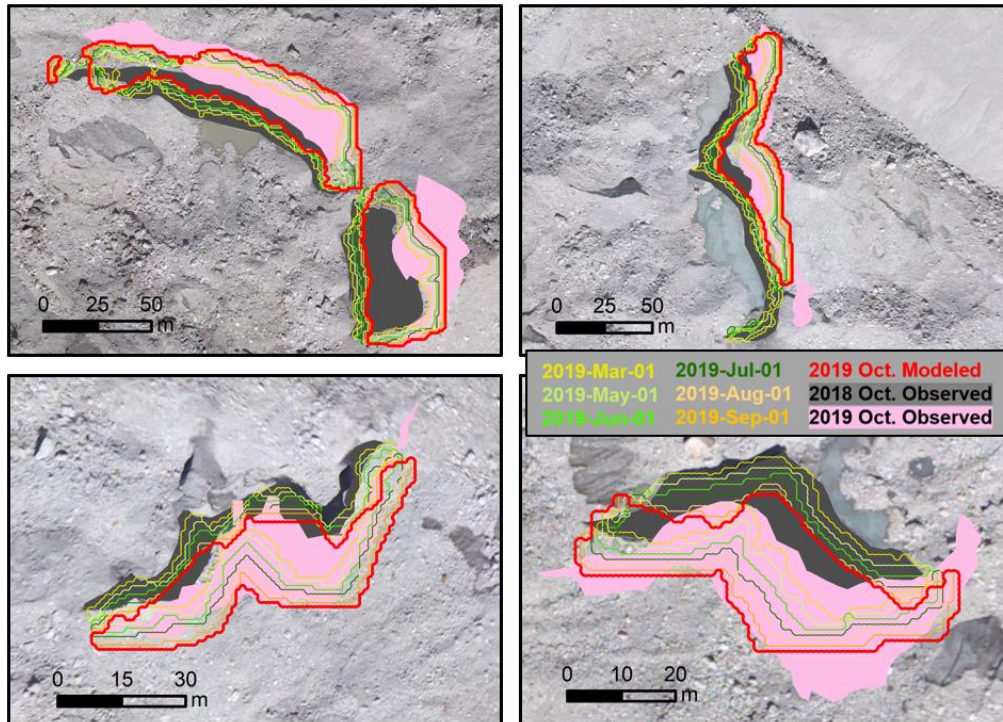


図 2.26 氷壁融解モデルの出力の例; 氷壁の形態変化。

氷壁融解モデルのパフォーマンスを検証するため、モデル計算によって出力された氷壁と実際に UAV を用いて観測された同じ氷壁 100 個に関して形態の比較を行った (図 2.29)。その結果、氷壁の傾斜角に関してはモデルの推定値が  $6^\circ$  ほど過小評価していた (図 2.29c)。これは、実際の氷壁斜面において、熱収支を通じた融解だけではなく、物理的な崩壊が生じていることが原因の一つであると考えられる (Kraaijenbrink et al., 2016b; Watson et al., 2017b)。このような熱収支に依存しない氷壁の形態変化を再現する点に関してモデルに改良の余地は残っているが、水平投影面積、斜面実面積、方位角の比較からは、概ねモデルの最終出力結果は観測値とよく合致していると考えられる (図 2.26a、b、d)。

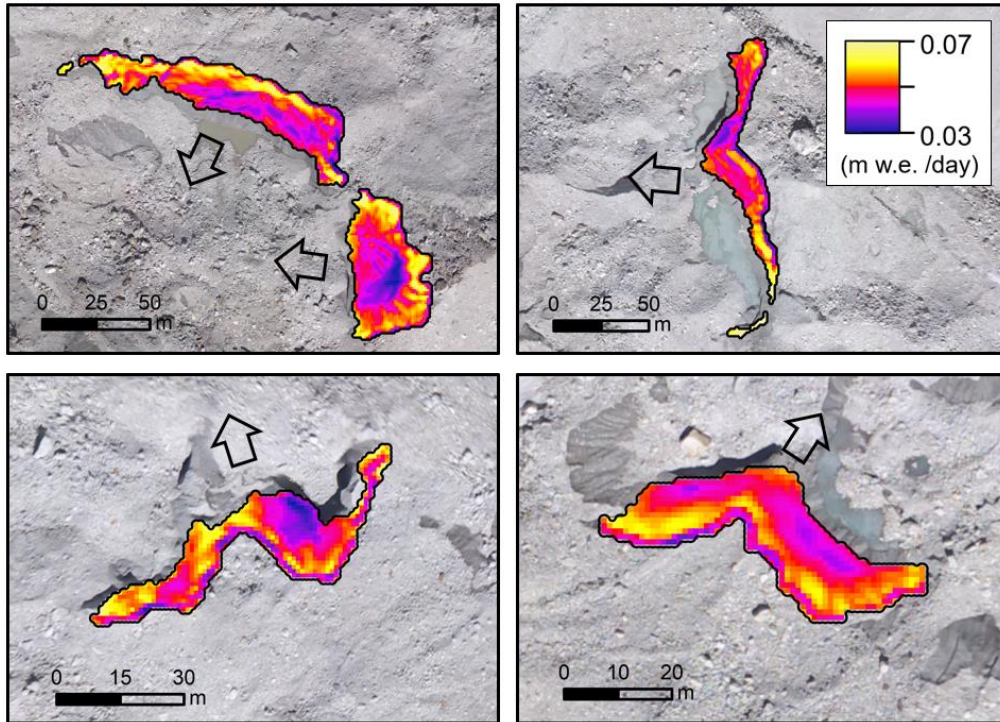


図 2.27 氷壁融解モデルの出力の例; 5月の融解速度。矢印は各氷壁の向き。

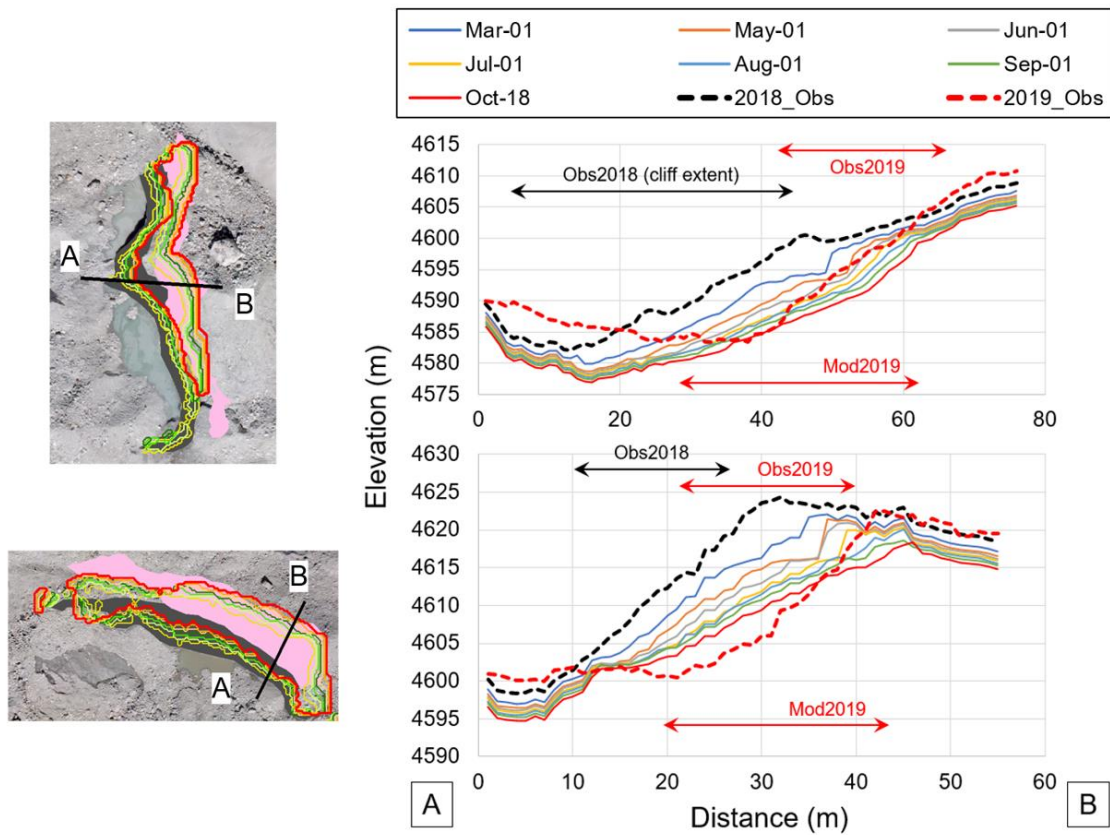


図 2.28 氷壁融解モデルの出力の例; 標高プロファイル。

### 2-2.3.2 氷壁の年間融解量と季節変動

年間（毎月）の全ての氷壁融解量を集計した結果を図 2.30 に示す。その結果、Trakarding 氷河全体における年間の氷壁質量損失量は  $1.4 \times 10^{-3} \text{ km}^3 \text{ w.e.}$  であることがわかった。また、毎月の融解量を確認すると、5月と6月の氷壁融解量がほぼ同列で最大となり、各月が年間の全氷壁融解量のそれぞれ約15%を占めていることがわかった。これは、7月以降に氷壁融解量が急激に減少するのはモンスーンによるクラウドカバーにより、氷河表面に到達する日射量が減少したことが原因であると考えられる (e.g., Sakai et., 2002)。また、本研究における通年の融解量推定を通して、ヒマラヤにお

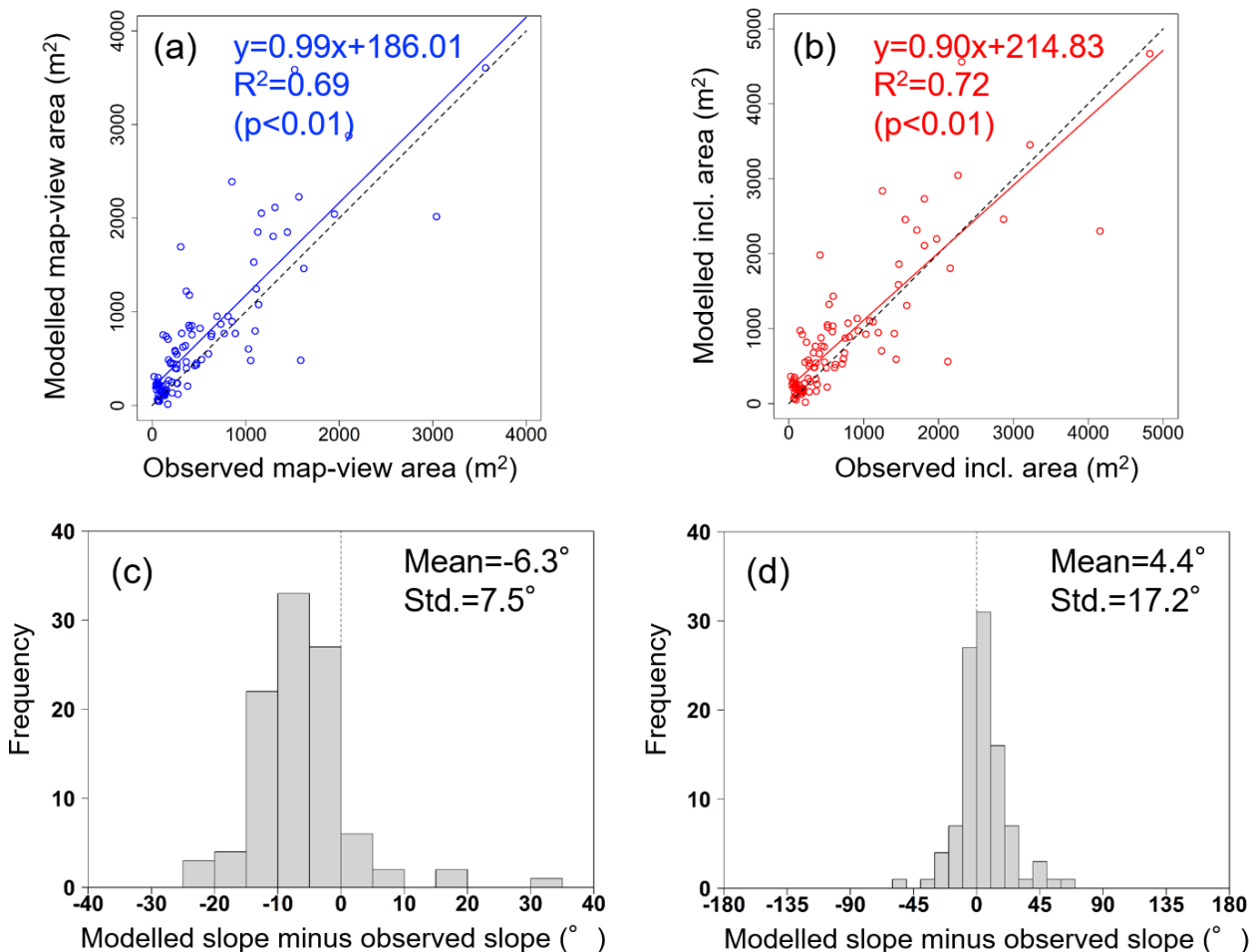


図 2.29 モデル出力と 2019 年の氷壁の形態の検証。(a)氷壁の水平投影面積、(b)氷壁斜面の面積、(c)氷壁の傾斜角、(d)氷壁の方位。

ける氷河の融解期（5–10月）だけでなく融解期以外の半年の間（11–4月）に、全体の約35%の氷壁融解が生じていることが明らかとなった（図 2.30）。これまで同様のモデルを使用した先行研究は、主に氷河融解期である5–10月のみを解析対象とし、融解期以外の氷壁融解量は無視できるものとしていたが（Buri et al., 2016b; 2021）、本研究の結果から、冬期を含む氷河の融解期以外の時期における氷壁融解のインパクトと、その融解量を把握することの重要性が示唆された。

次に氷壁における年間の質量損失量を氷壁の方位ごとに分類した（図 2.31）。その結果、北向きの氷壁群（北、北西、北東）で大きな質量損失が生じていることが明瞭に確認され、全氷壁質量損失量の55%を占めていることがわかった。しかし、北向きの氷壁は元々Trakarding氷河の氷壁実面積の88%を占めている（Sato et al., 2021）。したがって、北向きの氷壁群において推定された大きな氷壁融解量は北向きの氷壁が存続しやすく多数派になるということに起因していると考えられる（e.g., Watson et al., 2017a; Buri and Pellicciotti, 2018; Sato et al., 2021）。

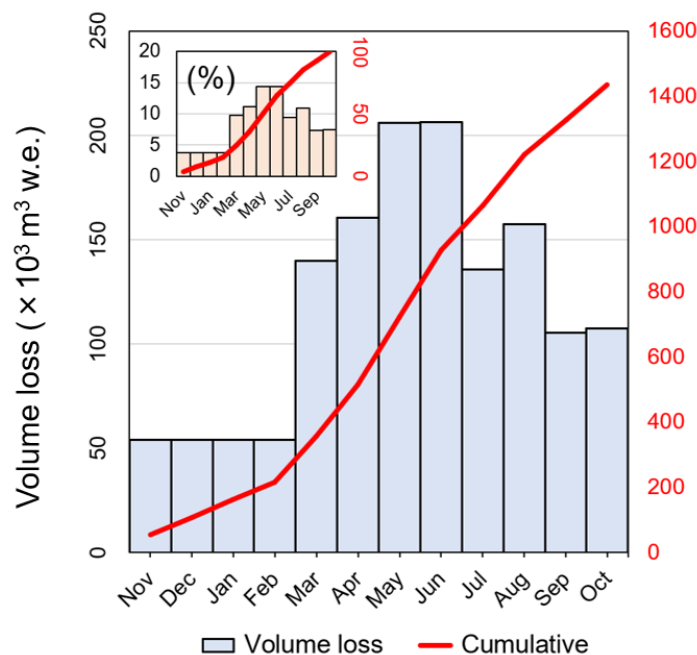


図 2.30 毎月の氷壁融解量の変動。赤線は累積値。左上に挿入された図は割合を示したもの。

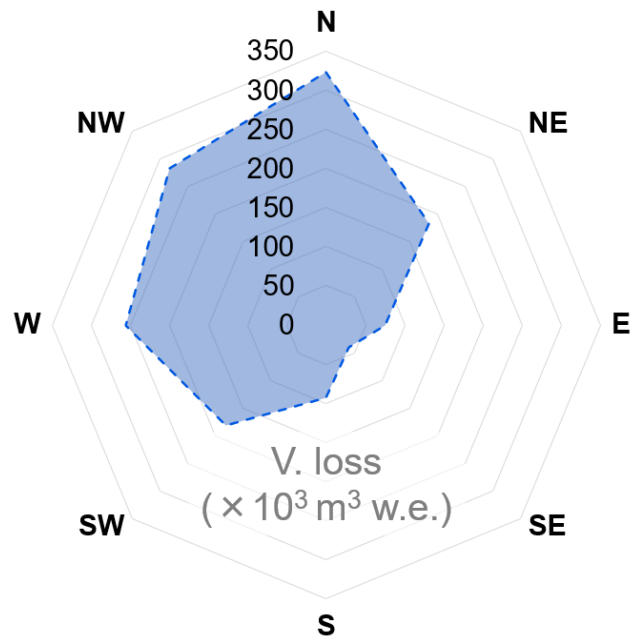


図 2.31 方位別の年間氷壁融解量の合計値。

### 2-2.3.3 氷壁の融解特性

氷壁の融解速度に関して、氷壁の初期方位（2018年10月の方位）と標高を説明変数として関係を推定した（図 2.32a、b）。氷壁の方位と融解速度の関係には周期関数のモデルを、標高と融解速度の関係には線形回帰を当てはめたところ、どちらにも有意な推定が認められた。しかし氷壁の融解速度は氷壁の位置する標高に対する依存性は非常に低く、標高よりも氷壁の方位に強く依存していることが明らかとなった。この結果は、氷壁の融解において、標高（気温）よりも方位（日射量）の方が強い影響を持っていることを示唆している。そしてこのことは、平均気温がピークをむかえる7-8月よりも、日射量の多い5-6月に氷壁の質量損失量が大きくなったこととも整合的な結果である（図 2.30）。また、南向きの氷壁の年間融解速度は約  $0.035 \text{ m w.e. day}^{-1}$  であることがわかり、北向きの氷壁の約 1.5 倍の融解速度を示すことが推定された。

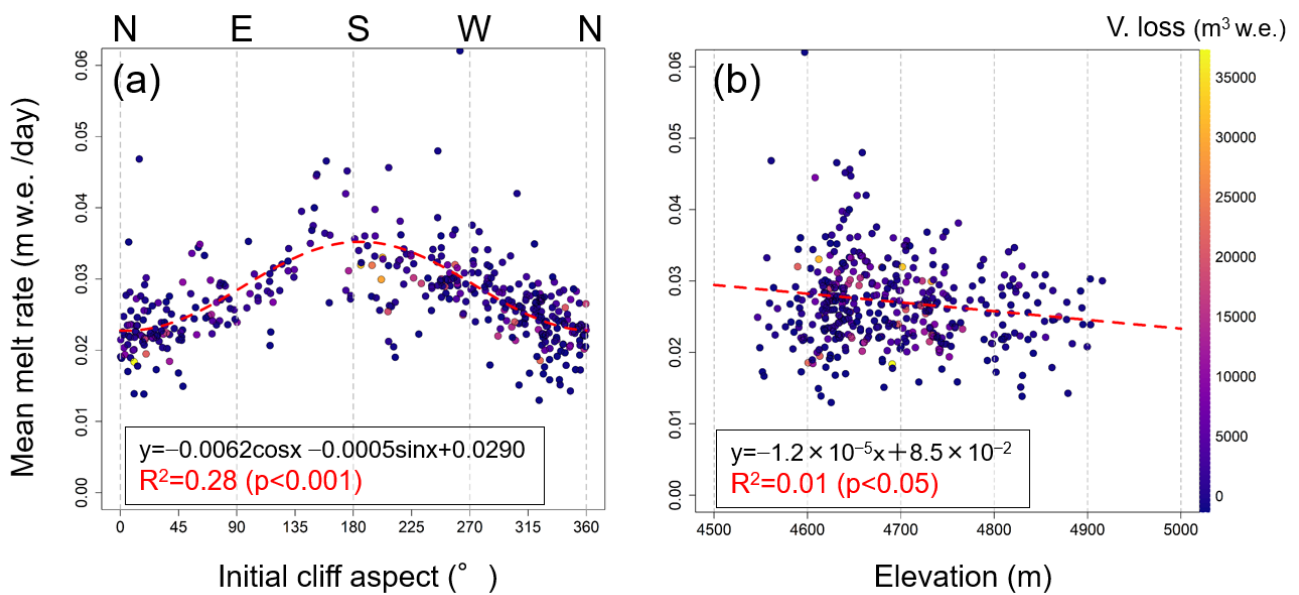


図 2.32 氷壁融解速度の特性。(a) 氷壁の初期方位、(b) 氷壁の標高、を説明変数としたもの。プロットの色は各氷壁における質量損失量を示している。

### 2-2.3.4 デブリ域と氷河系における氷壁の存在

氷壁の融解速度と通常の前氷河の表面の融解速度（ステーキ）を比較した（図 2.33）。ステーキにおける年間質量収支（融解量）と氷壁の年間融解量を比較した結果、氷壁は平均で 8.1 倍、最大で 12 倍、デブリに覆われた氷河表面よりも速く融解していることが推定された。ステーキはデブリ域全域をカバーしているデータでないことに留意する必要があるが、Trakarding 氷河において氷壁では通常の前氷河に覆われた表面よりも大きな質量損失が生じていることが明瞭に推定された。

最後に先行研究 Hugonnet et al. (2021) において推定された Trambau-Trakarding 氷河系の測地学的質量収支（2015–2020 年期間）と全氷壁融解量を比較した。その結果、氷壁の専有面積は氷河系全体の 0.5% であるのに対し、氷河系質量損失の 5.1% が氷壁の融解に起因するものであることが明らかとなった。この結果は、氷河面積の 1% 以下という非常に小さい面積を占める氷壁が氷河系全体

の質量損失において重要な役割を果たしていることを示しており、氷壁の分布量やその変動によって氷河変動に影響が生じることを示唆している。

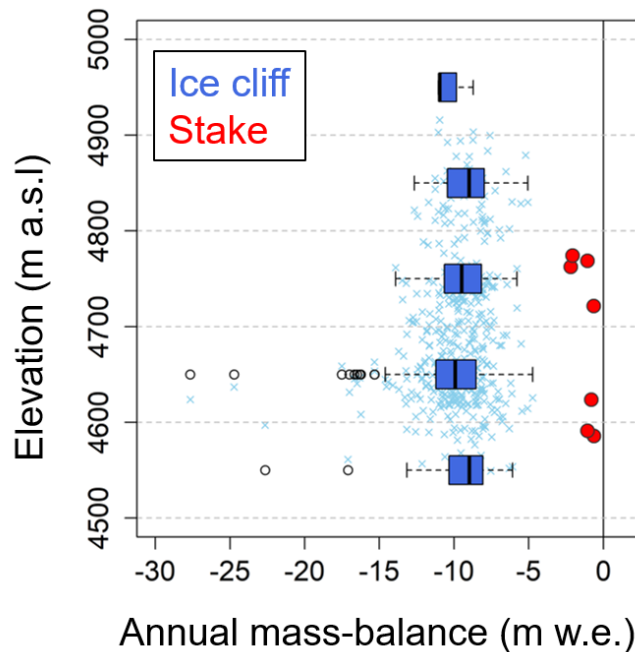


図 2.33 ステーク位置の年間質量収支（赤丸）と氷壁の年間融解量（水色のバツ印）の比較。箱ひげ図は標高 100 m ごとの氷壁融解量をまとめたもの。黒い中抜き丸は外れ値。

## 2-2.4 まとめと結論

### —Trakarding 氷河における氷壁融解量と融解特性—

本章ではネパール・ヒマラヤ、Trakarding 氷河において、氷壁融解モデル（熱収支モデル）を用いて氷河全体かつ通年の氷壁融解量を計算し、その特性を議論した。

氷壁の方位に関連する融解特性を調査したところ、全体の氷壁質量損失量の 55%は北向きの氷壁群が占めていることが明らかとなった。また、個々の氷壁の融解速度は氷壁の標高（気温）よりも氷壁の方位（日射量）に強く依存することが明らかとなり、ほぼ真南の氷壁に融解速度のピークが現れ、それは北向きの氷壁の約 1.5 倍になることが推定された。



毎月の氷壁質量損失量を計算した結果、最も大きな質量損失は5月と6月に生じていることが推定され、それぞれ年間の約15%を占めていることが明らかとなった。さらに冬期を含む氷河融解期以外の期間（11-4月）にも年間の35%の氷壁の融解が生じていることが判明した。この結果は断熱効果が生じていることに加え融解の少ない冬期のデブリ氷河において、特に氷壁が局所的に融解を促進させることで通常のデブリ層の表面との間に融解のコントラストを生み出し、デブリ氷河融解量の推定を複雑にしていることが示唆される。しかし、それと同時に熱収支モデルを用いて氷壁融解量の長期の時間変化を推定することの重要性と、動的な氷壁融解モデルの有用性が提示された結果である。

ステーク測定の結果と氷壁の融解速度を比較したところ氷壁は平均で8.1倍、最大で12倍、デブリに覆われた氷河表面よりも速く融解していることが明らかとなった。また、一年間を通して $1.4 \times 10^{-3} \text{ km}^3 \text{ w.e.}$ の質量損失が氷壁全体において生じていることが推定され、デブリ域に分布する氷壁はTrambau-Trakarding氷河系全体の0.5%の専有面積であるのに対し、氷河系質量損失の5.1%の質量損失に寄与していることが明らかとなった。この結果は氷河面積の1%という非常に小さい面積を占める氷壁が氷河系の全質量損失において重要な役割を果たしていることを示している。

本章は熱収支モデルを通して、氷河スケールかつ通年の氷壁融解量を1.0m解像度という高い空間分解能で推定した初めての研究であり、氷壁の融解特性に関する理解を広げるとともに、この結果はデブリ域のみならず裸氷域を含む全体に対する融解モデルに氷壁の存在を反映させることの必要性を提唱するものである。

## 3 章 氷河湖の形成がデブリ氷河の変動に与える影響

### —ブータン・ヒマラヤ Lunana 地域における末端氷河湖の形成に伴う氷河縮小の加速—

---

#### 3.1 研究背景

近年アジア高山域の多数の氷河においてその縮小傾向が報告されている (Brun et al., 2019; Maurer et al., 2019; Shean et al., 2020)。このような氷河の縮小傾向に伴い、アジア高山域全域で末端氷河湖 (proglacial lake) の増加と拡大が急速に進んでおり (Zhang et al., 2015; Nie et al., 2017; Shugar et al., 2020)、この傾向は特にヒマラヤ東部で顕著になっている (e.g., Gardelle et al., 2011; Chen et al., 2021)。氷河湖は氷河の末端付近で氷河上の池 (supraglacial lake) が合体することで形成され (Quincey et al., 2007)、末端氷河湖の形成は縮小過程にある氷河が後退の最終段階にあることを示唆している (Sakai and Fujita, 2010; Benn et al., 2012)。

末端氷河湖の増加や発達、氷河湖決壊洪水 (glacier lake outburst flood; GLOF) の潜在的な危険性を増大させる。GLOF は不安定なターミナルモレーンの崩壊または雪崩・岩屑雪崩等によって引き起こされ (e.g., Fujita et al., 2008; Westoby et al., 2014)、氷河の下流に位置する水力発電所、橋や道路、民家等に甚大な被害を与える可能性がある (Richardson and Reynolds, 2000; Carrivick and Tweed, 2016; Li et al., 2022)。

氷河湖の存在は氷河末端での熱的な下部融解 (thermal undercut) と末端崩壊 (calving; カービング) を介して氷河の質量損失を加速する (e. g., Benn et al., 2007; Sakai et al., 2009)。これまでの研究では、

アジア高山域の末端氷河湖と湖末端氷河本体のダイナミクス、変動やそれらの相互作用を現地観測やリモートセンシング等を用いて分析してきた (e.g., Thakuri et al., 2016; King et al., 2018; Haritashya et al., 2018; Wei et al., 2021)。そして特に近年の高解像度衛星および航空写真測量技術は湖末端氷河や末端氷河湖の研究を向上させることにつながった。Watson et al. (2020) はネパール・ヒマラヤの Tsulagi 氷河・氷河湖にて現地観測と無人航空機 (UAV) による写真測量を実施し、氷山 (iceberg) のサイズから末端でのカービング質量損失量を推定した。

さらに先行研究では広域スケールにおける湖末端氷河の後退、標高変化、流動速度に関する解析も報告されている (e.g., Song et al., 2017; Zhang et al., 2019; Mauer et al., 2019)。King et al. (2019) は、ヒマラヤ山脈を対象とした衛星広域解析を通して、湖末端氷河の質量損失が陸末端氷河の質量損失よりも大きく、2000 年以降における質量損失の増加幅に関しても湖末端氷河の方が大きかったことを報告している。Pronk et al. (2021) はヒマラヤ地域の 300 以上の氷河の表面流動速度を解析し、湖末端氷河の流速平均が陸末端氷河の流速平均の平均 2 倍であることを明らかにした。

これらの先行研究の結果より、末端氷河湖の存在はアジア高山域における湖末端氷河の流動、後退、標高低下を促進する要因である可能性が示唆されている。湖末端氷河と陸末端氷河はたとえ近傍に位置し (隣接し)、同様の気候条件下にあったとしても異なるパターンで変動する事例も報告されている (Tsutaki et al., 2019; Liu et al., 2020)。したがって湖末端氷河の変動に関する理解を深めることは、アジア高山域における氷河変動の現状を把握し、その将来を予測するためにも必要不可欠な知見である。

アジア高山域東部のブータン・ヒマラヤ全域には、GLOF の危険性が極めて高い末端氷河湖が数

多く存在し (e.g., Fujita et al., 2013; Zheng et al., 2021)、それらの氷河湖は継続して拡大し続けている (Ageta et al., 2000; Komori, 2008)。同地域ではこれまでも現地観測や衛星リモートセンシングを用いて、湖末端氷河のダイナミクスや変動過程が評価されてきた (e.g., Suzuki et al., 2007; Fujita et al., 2008)。Tsutaki et al. (2019) は、GPS を用いた現地測量、衛星リモートセンシング、数値モデリングを用いて、Lunana 地域の隣接する 2 つの陸末端/湖末端氷河の間に存在する対照的な氷河変動を明らかにした。彼らは 2004 年から 2011 年の期間において、湖末端氷河である Lugge 氷河の方が陸末端氷河である Thorthormi 氷河よりも表面標高低下速度が大きく、その対象的な変動過程が両氷河の末端条件に起因するものであると報告した。また、陸末端氷河であった Thorthormi 氷河を湖末端条件に変更した場合を仮想した数値シミュレーション実験を行い、末端に湖が形成された際には Thorthormi 氷河の標高低下速度と流動が加速される可能性があるとして予測した。そして、Thorthormi 氷河の末端は現在ターミナルモレーンから切り離され、湖末端氷河へと変化している。末端氷河湖形成に伴う氷河ダイナミクスの変化は世界的にいくつかの地域で研究されているが (e.g., Boyce et al., 2007; Tsutaki et al., 2013)、その例や対象期間は限られており、ヒマラヤ地域でまだそのような研究が実施されたことはない。

そこで本章では、ブータン・ヒマラヤ Lunana 地域に位置する Thorthormi 氷河と Lugge 氷河を対象として、

- (1) 湖末端氷河である Thorthormi 氷河と Lugge 氷河の近年の変動を推定する。
- (2) Thorthormi 氷河における陸末端条件から湖末端条件への移行に伴う氷河ダイナミクスの変化を評価する。

上記2点を達成することを研究目的として設定した。この研究目的を達成するために、過去の現地観測データと衛星・航空機リモートセンシングのデータの解析を行った。

## 3.2 対象地域

研究対象の Thorthormi 氷河と Lugge 氷河は、ブータン北部の Lunana 地域に位置している (図 3.1; 28.06° N, 90.18° E)。GAMDAM 氷河インベントリ (Nuimura et al., 2015; Sakai, 2019) の氷河外縁と 2017 年の末端位置を基準にすると面積は 11.6 km<sup>2</sup>、標高 4,400-6,900 m a.s.l.に位置している。Thorthormi 氷河末端は 2011 年以前にはターミナルモレーンと接触していたが、2011 年の 11 月以降に氷河末端がターミナルモレーンから分離し、湖末端型の氷河へと変化した (Tsutaki et al., 2019)。

Lugge 氷河は Thorthormi 氷河の東に位置し、面積が 10.0 km<sup>2</sup>、標高 4,500-6,900 m a.s.l.に分布している。Lugge 氷河湖は 1960 年代から拡大しており (Komori, 2008)、2002 年には最大湖深が 126 m であったという測量結果が報告されている (Yamada et al., 2004)。Lugge 氷河湖では 1994 年 10 月に氷河湖決壊洪水が発生し、下流域の生活圏に被害を与えた (Fujita et al., 2008; Maurer et al., 2020)。

両氷河は下流域がデブリに覆われたデブリ氷河であり、長期的な縮小・標高低下傾向にあることが報告されている (Bajracharya et al., 2014; Maurer et al., 2016)。

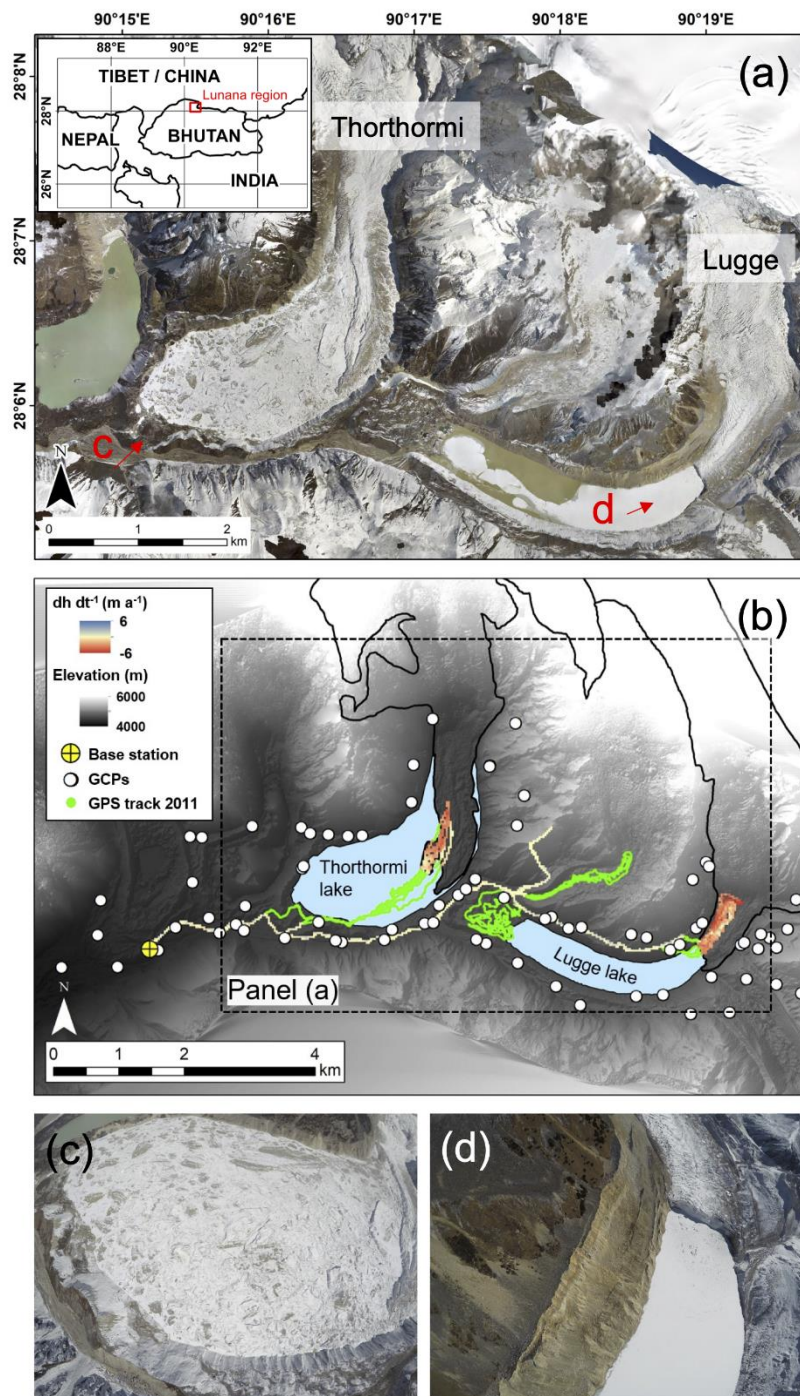


図 3.1 調査対象地域の詳細。(a) Lunana 地域の位置 (挿入図) およびヘリコプター写真測量から作成された Thorthormi 氷河と Lugge 氷河のオルソ画像 (2018 年 3 月 24 日取得)。(b) 地形データ処理用の地上基準点 (GCPs、白丸)、2011 年の現地観測で取得された GPS トラック、HP-DEM から生成した標高図と表面標高変化 (2011-2018)。(c)、(d) Thorthormi 氷河と Lugge 氷河の航空写真。(a)の赤矢印は航空写真を撮影した方向を示している。(b)の破線枠は(a)の範囲。(b)の緑色の GPS トラックは、DEM の精度確認や標高変化の解析には使用されなかった。

### 3.3 現地観測とデータ解析

#### 3.3.1 DGPS による現地観測と航空写真測量

2011 年 9 月 19–22 日に現地観測を実施し、氷河上と氷河外の地形を干渉測位 GPS (DGPS; GEM-1, GNSS Technologies) を用いてキネマティック測量を行った。このデータは Tsutaki et al. (2019) で作成された GPS データセットを加工したものである。2011 年の現地観測における GPS 基準局は Thorthormi 氷河湖の西側に設置された (図 3.1a)。これらの GPS データ測量点は、衛星/写真測量によるデジタル標高モデル (DEM) の検証や地表標高変化の算出に使用した (3.3.2 章および 3.3.3 章)。

2018 年 3 月 24 日にヘリコプターによる航空写真測量調査を実施した。ヘリコプターのスキッド (脚部分) にアクションカメラ (GoPro HERO5 Black) を 4 台取り付け、1 秒間隔のタイムラプス撮影モードで 4000×3000 画素の画像を取得した (図 3.2)。シャッタースピード、焦点距離、ISO はそれぞれ 1/1250 秒、28.3mm、100 に固定した。写真測量では合計で約 7500 枚の写真を取得し、GoPro カメラレンズの「魚眼効果 (fisheye effect)」を除去するために、中央の 2500×2500 画素領域のみを残して各写真をトリミングした (Girod et al., 2016)。最終的に画質と氷河の撮影範囲を考慮して 3560 枚の画像を解析のために採用した。これらの画像は Agisoft Metashape Professional Edition 1.7.1 (Agisoft LLC) で画像処理を施し、地形データ処理のために地面以外の空が写り込んでいる部分をトリミングした。



図 3.2 (a) 空撮に使用したヘリコプター、(b) ヘリコプターの脚部に取り付けたアクションカメラ (GoPro HERO5)。

### 3.3.2 地形データ処理

2017年11月7日に取得したPléiades衛星のパンクロマティックオルソ画像(0.5m解像度; Berthier et al., 2014)とそのDEM(2.0m解像度)から地上基準点(GCPs)を抽出し、航空写真測量データ処理と地形データの作成に使用した。まず、Pléiades由来のDEM(以降PL-DEM)の鉛直精度を評価するため、DGPS由来のDEM(GPS-DEM)を作成した。2011年のGPSデータ点(UTM Zone 46N、WGS84)を逆距離加重法で補間し、ArcGISでPL-DEMと同じグリッドサイズに形成して出力した(Tshering and Fujita, 2016; Sato et al., 2021)。そして、PL-DEMの鉛直精度検証として氷河外の安定し



た地形における PL-DEM と GPS-DEM の標高差の標準偏差 (SD) を算出した。その際に地形由来のエラーを除外するため、急勾配 ( $>30^\circ$ ) のグリッドセル値は使用しなかった (Fujita et al., 2008; Nuimura et al., 2012)。また、その際に平均標高差から  $\pm 3SD$  以上の検証点を外れ値として除外した (Mertes et al., 2017)。Berthier et al. (2014) は PL-DEM を水平方向に移動させることでその鉛直精度が向上することを報告している。そこで PL-DEM を x 方向、y 方向に  $\pm 2$  ピクセル ( $\pm 4\text{m}$ ) 移動させ、GPS-DEM との標高差を計算した。しかし、本研究で使用した Lunana 地域の PL-DEM に関しては水平移動による鉛直精度の向上がないことを確認した。

12,009 ヶ所のグリッドについて PL-DEM の鉛直バイアス (平均標高差: MED) を評価した結果、最終的な PL-DEM の鉛直精度は  $0.26 \pm 3.86 \text{ m}$  ( $\text{MED} \pm \text{SD}$ ) であった。そして、オルソ画像とバイアス補正された PL-DEM から GCP を抽出した。安定した氷河外の地形的特徴 (巨石、河川の屈曲点、植生の密集地点など) を GCP として使用し、写真測量地形データ処理に用いた。

地形データの作成に際しては Structure from Motion (SfM) 技術を用いた画像解析ソフトウェア、Agisoft Metashape を用いてヘリコプター写真測量データからオルソ画像と DEM (以降それぞれ HP-ortho と HP-DEM) を作成した。Pléiades 衛星プロダクトから抽出した 77 点の GCP をヘリコプター写真測量画像に付与し (図 3.1b)、0.5 m の空間分解能で HP-ortho と HP-DEM を作成した (図 3.1a、b、3.3)。鉛直精度の評価に関しては PL-DEM の評価と同じ手法を用い、0.5 m 地上分解能の GPS-DEM を再形成し、HP-DEM の垂直方向のバイアスと標準偏差を評価した結果、HP-DEM の鉛直精度は  $0.25 \pm 3.70 \text{ m}$  ( $N = 25,474$  検証点; 図 3.4a) となり、こちらに関しても PL-DEM と同様に MED を補正して標高変化の解析等 (3.3.3 章) に使用した。

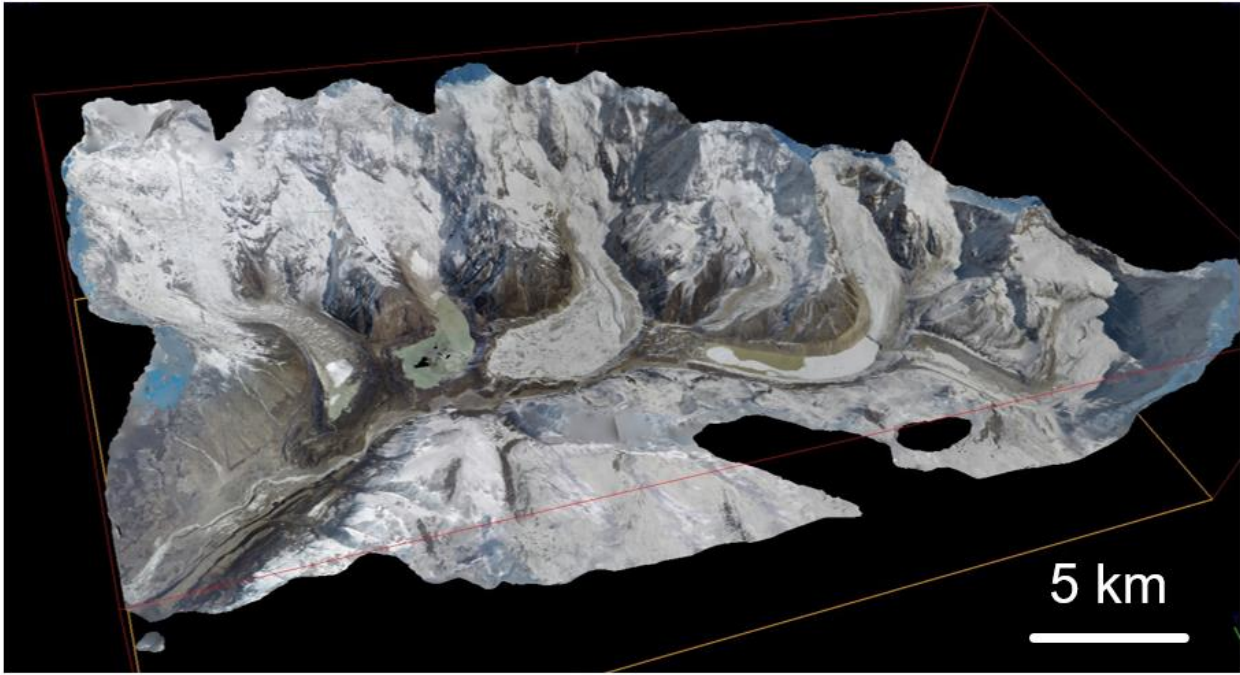


図 3.3 Lunana 地域で実施したヘリコプター空撮データより作成した 3D モデル。

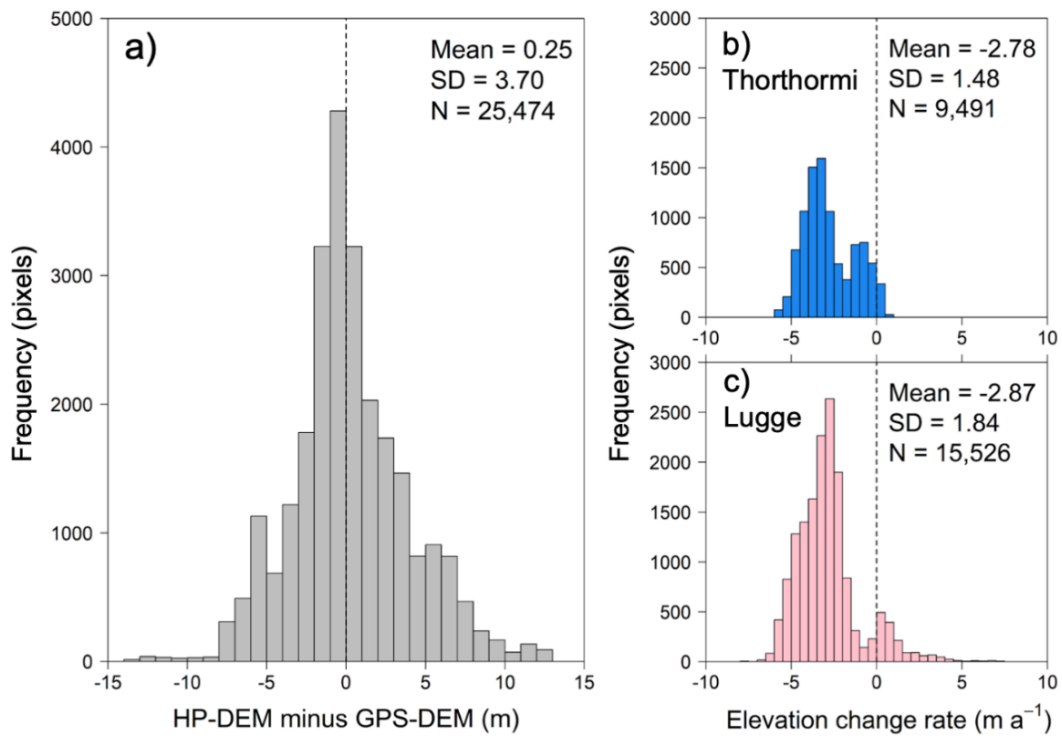


図 3.4 (a) ヘリコプター由来 DEM (HP-DEM) の氷河外地形における鉛直精度。(b) Thorthormi 氷河と(c) Lugge 氷河の 2011 年から 2018 年間の表面標高変化速度のヒストグラム。SD は標準偏差、N はグリッド数を示す。

### 3.3.3 氷河と氷河湖の変動

2011年のGPS-DEMと2018年のHP-DEM（ともに0.5 m解像度）を比較して、表面標高変化速度（ $dh/dt$ ）を算出した。Thorthormi氷河とLugge氷河について、それぞれ9,491と15,604のグリッドにて $dh/dt$ を算出した（図3.1b）。そして、その表面標高変化速度を他の標高変化に関する先行研究のデータと比較した。Tsutaki et al. (2019)では、2004年と2011年のDGPSデータから $dh/dt$ を計算し、さらにASTER由来のDEMを用いて同期間（2004–2011）の $dh/dt$ の空間分布を計算した。また、Brun et al. (2017)とMaurer et al. (2019)の長期 $dh/dt$ データを併せて採用し、これら2つの氷河の短期/長期標高変化傾向を評価した。Brun et al. (2017)はASTER由来のDEMを用いてHindu-Kush-Himalaya地域に位置する氷河の2000–2016年の $dh/dt$ を計算し、Maurer et al. (2019)は衛星由来（ASTER、Hexagon）のDEMを用いてヒマラヤ地域の1975–2000年と2000–2015年の $dh/dt$ を計算した。これらのデータセット（RS-based  $dh/dt$ ）は、30 m解像度のラスターデータとして公開されている。本研究で算出した $dh/dt$ と比較するため、先行研究（Brun et al., 2017; Maurer et al., 2019; Tsutaki et al., 2019）のデータから本研究と同位置の $dh/dt$ データを抽出した。

氷河の表面流速を推定するため、MATLABのオープンソースフィーチャートラッキング（feature tracking）ツールボックス、ImGRAFT（Image GeoRectification and Feature Tracking; Messerli and Grinsted, 2015）を使用して氷河の表面流動速度場を計算した。ImGRAFT内の流動計算ツールボックス（Templatematch）内の正規化相互相関アルゴリズム（normalized cross-correlation algorithm; Heid and Käab, 2012）は、一対（2枚）の画像から氷河の表面特徴の変位パターンを識別し、その変動量を計算する。流動計算においては2016年11月16日と2017年11月11日（ポストモンスーン期）に取

得られた Sentinel-2 の 2 枚の画像ペアを選択した。目視確認による試行錯誤の結果、特徴物を抽出する template size を 20×20 ピクセル (200 m×200 m)、特徴変位量を抽出する search window size を 75×75 ピクセル (750×750 m) に設定し、表面特徴物の変位量を推定した後に年間流動速度を算出した。画像マッチングの成否を判断するために、画像相関係数 ( $r > 0.6$ ) と SN 比 (signal to noise ration; SNR  $> 0.7$ ) をしきい値として設定し、計算結果のクオリティが低いピクセルの値を排除した。

次に、氷河外の安定した地形の変位を確認することにより、氷河表面流動速度の不確実性を推定し、衛星画像由来の系統誤差に関する補正を施した (Liu et al., 2020)。安定地形における緩傾斜部の表面変位 (傾斜角  $< 20^\circ$ ; Quincey et al., 2009) を抽出し、 $V_x$  (東西成分)、 $V_y$  (南北成分) の変位量の中央値が 0 m となるように流動速度を補正した。表面流速  $V$  ( $\text{m a}^{-1}$ ) は次の式で算出することができる。

$$V = \sqrt{V_x^2 + V_y^2} \quad (3.1)$$

変位補正後の安定地形上における表面流動速度の平均値と中央値はそれぞれ  $2.2 \text{ m}^{-1}$  と  $1.6 \text{ m a}^{-1}$  となった。氷河表面の速度分布は氷河の中央流線に沿って 10 m 間隔で抽出し、中央流線と流動方位が  $90^\circ$  以上異なるピクセル上の流速値は除去した。また、氷河の上流部は積雪が多くフィーチャートラッキング法による流動速度が正しく算出されないことがあるため (e.g., Nuimura et al., 2017)、Lugge 氷河において積雪が確認できる標高 5100 m 以上の流速データは除外した。

前述の 2016–2017 年の氷河流動速度に加え、Thorthormi、Lugge 氷河の流速の年々変動の傾向を確

認するため、アジア高山域全体をカバーする ITS\_LIVE プロジェクト (Inter-Mission Time Series of Land Ice Velocity and Elevation; Gardner et al., 2019) によって作成された広域氷河流速プロダクトから表面流動速度を抽出した。ITS\_LIVE プロダクトは、Gardner et al. (2018) により開発された解析ワークフロー、auto-RIFT feature tracking processing chain を用いて Landsat シリーズの衛星画像解析より作成されたものであり、地上解像度 240 m のラスターデータとして無料公開されている。本研究では ITS\_LIVE プロダクトから氷中央流線に沿った年々の流速データ (2010–2018) を 240 m 間隔で抽出し、流速の時間変化を追跡した。ITS\_LIVE プロダクトの平均不確実性は、Thorthormi と Lugge 氷河の解析範囲・解析期間において  $1.0 \text{ m a}^{-1}$  (最大  $3.1 \text{ m a}^{-1}$ ) と  $0.6 \text{ m a}^{-1}$  (最大  $6.0 \text{ m a}^{-1}$ ) であることが確認された。また、Tsutaki et al. (2019) において算出された氷河の流速データも併せて使用した。この流速データセットは 2002–2011 年の期間を対象に ASTER の 15 m 解像度の光学衛星画像から約 1 年間隔ごとに算出した流動速度を末端から 15 m 間隔で平均したものである。

2012 年 11 月から 2018 年 11 月に取得された Landsat 7 および 8 (ETM+/OLI) 画像 (30 m 解像度) をフォールスカラー画像合成して氷河湖の外縁を GIS 上で手動抽出し、毎年の氷河湖ポリゴンを作成した。そして、Tsutaki et al. (2019) にて作成された 2012 年以前の氷河湖ポリゴンと併せて、18 年間にわたる年々の氷河湖面積の変化を追跡した。氷河湖面積の不確かさは、抽出者に起因する抽出誤差と Landsat 衛星の解像度により、Thorthormi 氷河と Lugge 氷河でそれぞれ  $\pm 0.14$  と  $\pm 0.08 \text{ km}^2$  と設定した (Paul et al., 2013)。なお、標高変化と表面流動の解析において、比較前後の画像で氷河の表面が湖面に変わった部分のデータは削除し、解析には含めなかった。

また、Chen et al. (2021) において作成された 2008 年から 2017 年の衛星データを用いてヒマラヤ

全域をカバーする氷河湖インベントリ (High Mountain Asia Glacier-lake inventory: Hi-MAG; Chen et al., 2021) を用いて、両氷河湖の湖拡大率と同地域における他の氷河湖の湖拡大率を比較した。最終的に 2011 年と 2017 年の「末端氷河湖タイプ」の湖 832 個を選定し、ルナナ地域を含むヒマラヤ東部地域の 2011 年から 2017 年の拡大率を算出した。

### 3.3.4 Thorthormi 氷河の浮上速度と浮遊ポテンシャル

Thorthormi 氷河がターミナルモレーンから切り離されてからの氷河ダイナミクスの変化を評価するために、Thorthormi 氷河の中央流線に沿った浮上速度を算出した。任意区間の浮上速度 ( $V_e, \text{m a}^{-1}$ ) を、その区間の上部・下部の境界線における氷フラックスから次のように推定した (Nuimura et al., 2011; Vincent et al., 2016; Brun et al., 2018)。

$$V_e = \frac{(q_{in} - q_{out})}{W \cdot dx}, \quad (3.2)$$

ここで、 $q_{in}$  と  $q_{out}$  はそれぞれ任意区間の上部と下部の氷フラックス ( $\text{m}^3 \text{a}^{-1}$ )、 $W$  と  $dx$  はそれぞれ任意領域の平均的氷河幅 (m) と縦断方向の長さ (本研究では 200 m に設定) である。氷のフラックス  $q$  ( $q_{in}$  または  $q_{out}; \text{m}^3 \text{a}^{-1}$ ) は次のように計算される。

$$q = W \cdot h \cdot V_c, \quad (3.3)$$

ここで、 $W$ 、 $h$ 、 $V_c$ はそれぞれ氷河の幅 (m)、氷厚 (m)、深さ方向の平均流動速度 ( $\text{m a}^{-1}$ ) である。

次に、氷河の幅が一定であるという仮定を適用し、式 (3.4) を次のように示すことができる。

$$V_e = \frac{h_{up} \cdot V_{c,up} - h_{low} \cdot V_{c,low}}{dx}, \quad (3.4)$$

ここで、 $h_{up/low}$ は氷の厚さ (m)、 $V_{c,up/low}$ は上下境界における深さ方向の平均流動速度 ( $\text{m a}^{-1}$ ) である。ここでは氷河の厚さ、氷河幅は一定であると仮定し、氷河の中央流線に沿った浮上速度を計算した。中央流線に沿った氷厚  $h$  は、Tsutaki et al. (2019) によって推定された氷河岩盤地形の標高と HP-DEM による氷河表面高度から算出した。Tsutaki et al. (2019) は、Farinotti et al. (2009) によって開発された氷厚モデルを用いて氷河底の地形を推定した。その際に観測された湖深 (氷河末端付近の氷厚) に基づきモデルのパラメータを調整した。Tsutaki et al. (2019) は、数値シミュレーション (有限要素法) により Thorthormi 氷河の底面流動速度が表面速度の 90% に達すると推定している。そこで、氷河の深さ方向の平均流動速度が表面流動速度の 90%、100% という 2 つの仮定を設定し浮上速度を算出した。なお、浮上速度の計算に関しては表面流動の方向も考慮し、氷河の中心流線方向と同成分の表面流速ベクトルの正射影成分を代入した。流速が算出できなかった区間 (2002 年末端から 2520–3020 m) は、上流と下流の表面流動速度を用いて線形補間した。浮上速度を計算する上で、200 m の区間を末端から 50 m ずつずらして計算領域を設定し、GPS データが存在する 2002 年時の氷河末端から 2400–3500 m の平均浮上速度を求めた。また、Thorthormi 氷河がまだ陸末端氷河であった 2011 年時の  $V_e$  を計算し、陸末端状態と湖末端状態における浮上速度を比較した。氷の厚さは

2011年4月6日に取得されたASTER由来のDEMの氷河表面の標高と基盤地形の標高差から推定した。そして深さ方向の平均流動速度は、Tsutaki et al. (2019) の表面流動速度から算出した。

Thorthormi 氷河末端の氷が湖に浮遊する可能性(氷河氷の浮きやすさ)を floatation thickness ( $h_f$ , m) に基づいて評価した (Boyce et al., 2007; Watson et al., 2020)。Floatation thickness は下記の式で算出される。

$$h_f = \frac{\rho_w}{\rho_i} d, \quad (3.5)$$

ここで、 $\rho_w$  は水の密度 ( $1000 \text{ kg m}^3$ )、 $\rho_i$  は氷の密度 ( $917 \text{ kg m}^3$ ; Boyce et al., 2007; Carrivick et al., 2017)、 $d$  は湖の深さ (m) である。そして、floatation ice thickness を用いて、氷の浮きやすさの指標、浮遊ポテンシャル (potential ice floatation) を次のように定義した。

$$P_f = \frac{h_f}{h} \times 100, \quad (3.6)$$

ここで、 $P_f$  は potential ice floatation (%) である。すなわちこの浮遊ポテンシャルは、「氷河の氷厚が  $h_f$  となった場合に  $P_f$  が 100%以上になり、氷河氷は湖水に浮遊している可能性が高い」ということを示す指標である。湖の深さに関しては HP-DEM で求めた湖周辺の標高から湖面標高 (4415 m a.s.l.) を推定し、氷河基盤地形の標高から水深を推定した。そして、末端域の氷河中央流線に沿って2011年と2018年時点を対象に、100m 間隔で  $P_f$  を算出した。



## 3.4 結果

### 3.4.1 氷河湖の拡大

2000年から2018年にかけての湖の面積変動を追跡した(図3.5a、b)。Thorthormi氷河とLugge氷河の末端の前氷河湖面積は2018年に3.05 km<sup>2</sup>と1.58 km<sup>2</sup>となり、2000年の湖面積からそれぞれ2.01 km<sup>2</sup> (193%)、0.48 km<sup>2</sup> (44%)増加した(図3.5c)。両氷河湖は調査期間を通じて拡大し続けている。2000–2011年と2011–2018年の累積面積変化に関して、線形回帰により氷河湖拡大率(dA/dt)を算出した(図3.5c)。Lugge氷河湖は2000–2018年間に定常的に拡大しており、2011年以前の氷河湖拡大率は0.03 km<sup>2</sup> a<sup>-1</sup>、2011年以降の氷河湖拡大率は0.02 km<sup>2</sup> a<sup>-1</sup>であった。対象的に、Thorthormi氷河湖は2011年以降に面積拡大が加速しており、2011年以前は氷河湖拡大率が0.07 km<sup>2</sup> a<sup>-1</sup>、2011年以降は0.13 km<sup>2</sup> a<sup>-1</sup>とほぼ倍増していた。

これらの結果をHi-MAGデータセット(Chen et al., 2021)から算出された氷河湖拡大率と比較すると、ヒマラヤ東部全域で観測された末端氷河湖のうち、上位2.5%(Thorthormi)および上位10%(Lugge)に位置する拡大率であることがわかった。

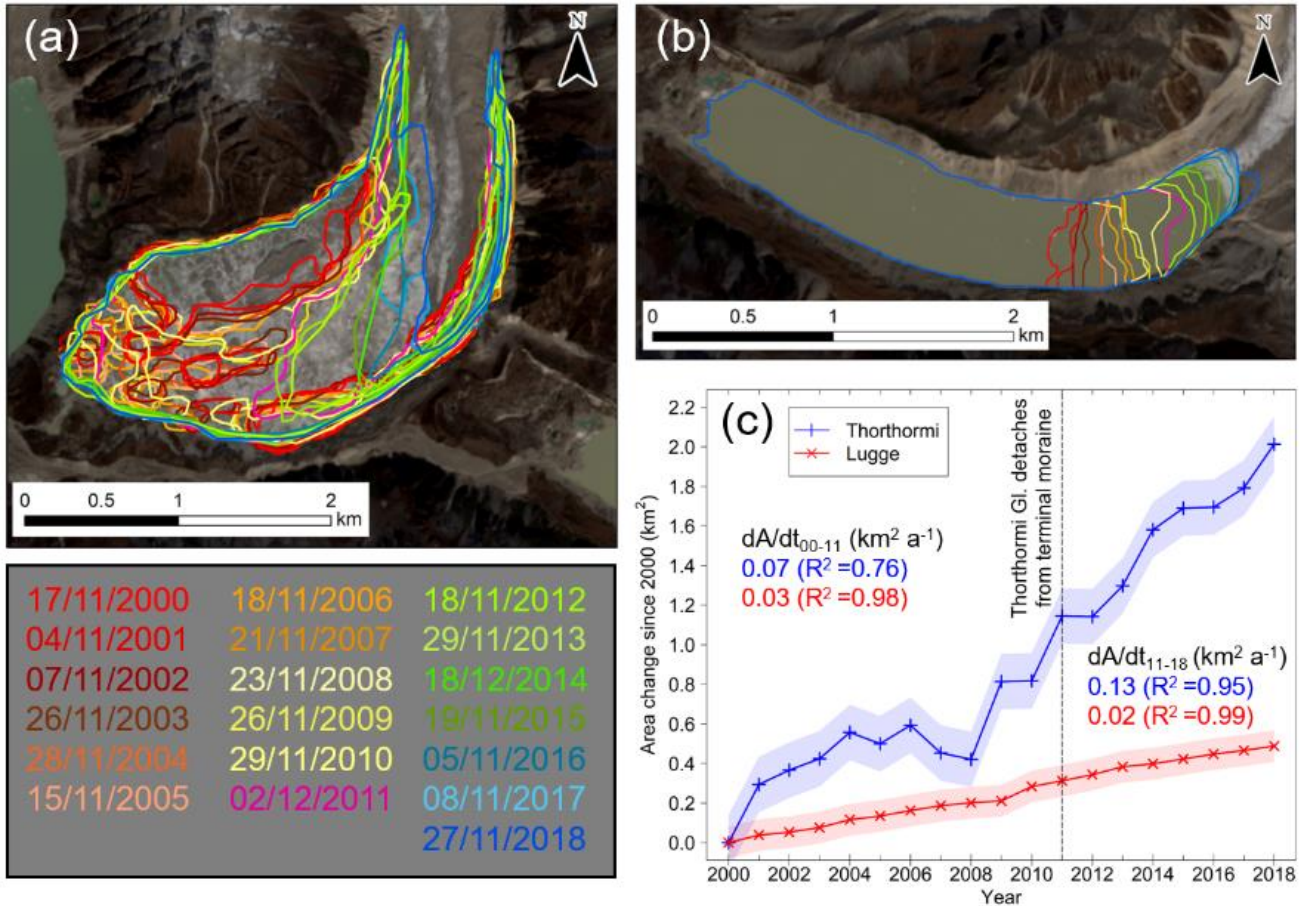


図 3.5 (a) Thorthormi 氷河と (b) Lugge 氷河における末端氷河湖の年々変化。 (c) Thorthormi 氷河と Lugge 氷河における湖面積の 2000 年からの累積面積変化。 (a)、(b) の背景画像は、2017 年 11 月 11 日に取得された Sentinel-2 衛星画像。2000-2011 年の湖の外形は Tsutaki et al. (2019) より取得。 (c) の  $dA/dt$  の値は、2000-2011 年 (左上) と 2011-2018 年 (右下) の湖面積拡大率。

### 3.4.2 表面標高変化

両氷河の表面標高変化速度 ( $dh/dt$ ) を 2002 年の氷河末端位置を基準位置とし、2011 年の GPS-DEM と 2018 年の HP-DEM から算出した。また、異なる期間に着目した先行研究 (Brun et al., 2017; Maurer et al., 2019; Tsutaki et al., 2019) から  $dh/dt$  の値を抽出した (図 3.4a、b、3.6、表 3.1)。

Lugge 氷河の標高低下率は、Thorthormi 氷河が陸末端氷河であった 2004-2011 年では Thorthormi 氷河の 3 倍以上であったが、その後 Thorthormi 氷河が湖末端氷河に発達した 2011-2018 年期間では

Thorthormi 氷河の標高低下率 ( $-2.78 \text{ m a}^{-1}$ ) は Lugge 氷河 ( $-2.87 \text{ m a}^{-1}$ ) とほぼ同等になった (図 3.6)。

Tsutaki et al. (2019) による 2004–2011 年を対象としたの解析結果と今回算出した 2011–2018 年の  $dh/dt$  の間では、Thorthormi 氷河の標高低下率が 2 倍に増加し、Lugge 氷河の標高低下率が 0.61 倍に減少していることが確認された。2000–2016 年の衛星リモートセンシング由来の  $dh/dt$  ( $-3.81$ – $-3.50 \text{ m a}^{-1}$ , Brun et al., 2017; Maurer et al., 2019) は Tsutaki et al. (2019) の結果とほぼ同じ結果となった (表 3.1)。

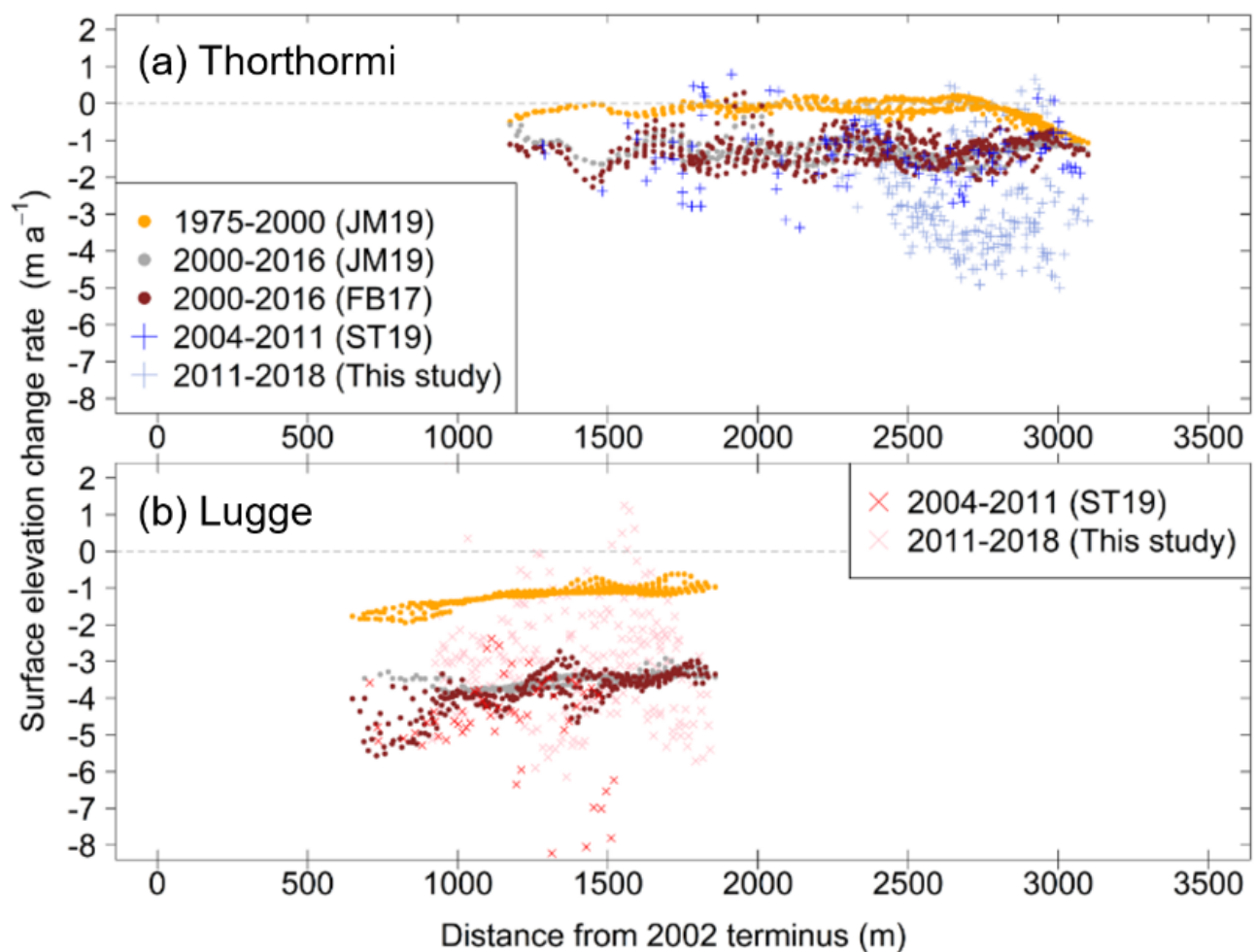


図 3.6 (a) Thorthormi 氷河と (b) Lugge 氷河の表面標高変化速度 ( $dh/dt$ ) (2002 年氷河末端からの距離)。各パネルは、1975–2000 年と 2000–2016 年 (Maurer et al., 2019; JM19)、2000–2016 年 (Brun et al., 2017; FB17)、2004–2011 年 (Tsutaki et al., 2019; ST19)、2011–2018 年 (本研究) の標高変化速度を示している。HP-DEM と GPS-DEM は、先行研究の  $dh/dt$  データセットと比較するために 30 m 解像度にリサンプリングした。

表 3.1. 本研究と先行研究による Thorthormi 氷河と Lugge 氷河の表面標高変化速度の比較。

Rate of surface elevation change (m a <sup>-1</sup> )			
Period	Thorthormi Glacier	Lugge Glacier	Reference
1975–2000	–0.16	–1.20	Maurer et al. (2019)
2000–2016	–1.30	–3.50	Maurer et al. (2019)
2000–2016	–1.29	–3.81	Brun et al. (2017)
2004–2011 (DGPS)	–1.40 ± 0.27	–4.67 ± 0.27	Tsutaki et al. (2019)
2004–2011 (ASTER)	–1.61 ± 2.75	–2.24 ± 2.75	Tsutaki et al. (2019)
2011–2018	–2.78 ± 0.62	–2.87 ± 0.62	This study

Thorthormi 氷河と Lugge 氷河の衛星由来の  $dh/dt$  は、1975–2000 年の期間でそれぞれ  $-0.16$  と  $-1.20$  m  $a^{-1}$  であり、Thorthormi 氷河の下流域は 2000 年以前には現在と比較して非常に小さな標高低下しか生じていなかったことが確認できる (Maurer et al., 2019)。Thorthormi 氷河の  $dh/dt$  の空間分布は、2004–2011 年の期間の  $dh/dt$  は解析対象範囲内ではほぼ一定であったが、2011–2018 年の期間には氷河上流方向に向けて減少傾向（標高低下の増加傾向）を示しており、上流域（2002 年末端から 2500 m 以上上流）では  $4$  m  $a^{-1}$  以上の標高低下率を示した。しかし、先行研究で得られた  $dh/dt$  プロファイルではこの空間的な不均一性は見られなかった (図 3.6a)。Lugge 氷河における表面標高変化の解析結果は、先行研究 (Brun et al., 2017; Maurer et al., 2019) の衛星由来の  $dh/dt$  空間分布と比較して大きな変動を示しているが、これは元データの空間分解能の違いによるものであると思われる。Tsutaki et al.

(2019) は、Lugge 氷河の表面はクレバスや起伏が多く分布していることを報告している。本研究では先行研究で用いられた衛星の空間分解能 (30 m) よりも非常に高い空間分解能の写真測量データ (0.5m) を使用したことにより、これらの急峻な表面特徴による標高変化がより精緻に抽出されたと考えられる。

### 3.4.3 表面流動速度

Sentinel-2 衛星画像を用いて、2016 年 11 月から 2017 年 11 月にかけての一年間の表面流動速度場を計算し、氷河中央流線に沿った表面流動速度を抽出した (図 3.7、3.8)。また、ITS\_LIVE プロダクト (2010–2018 毎年分) および Tsutaki et al. (2019) における速度プロファイル (2002–2010 平均) も同様に抽出し図示した。

Thorthormi 氷河においては 2017 年の末端から中流部 (2002 年の末端から約 4200 m) にかけて大きな流速 ( $200 \text{ m a}^{-1}$  以上) が確認された。ITS\_LIVE も 2017 年末端付近で同様の流速の大きさを示しているが、本研究での計算結果とは異なり氷河上流方向にむけて急激に減少していることがわかった。しかし、Sentinel-2 衛星画像からは同地点で地表特徴物の大きな変位 ( $\sim 200 \text{ m a}^{-1}$ ) を確認することができ (図 3.9)、本研究で算出した Thorthormi 氷河の流速プロファイルは、地上解像度の粗い ITS\_LIVE 流速プロファイルよりも信頼性が高いと考えられる。本研究にて算出した流動プロファイル (2016-2017) と Tsutaki et al. (2019) において算出された流動プロファイル (2002–2010) を比較すると、2002 年の末端から  $\sim 2400\text{--}4000 \text{ m}$  の領域で表面流動速度が 2-4 倍程度増加していることが

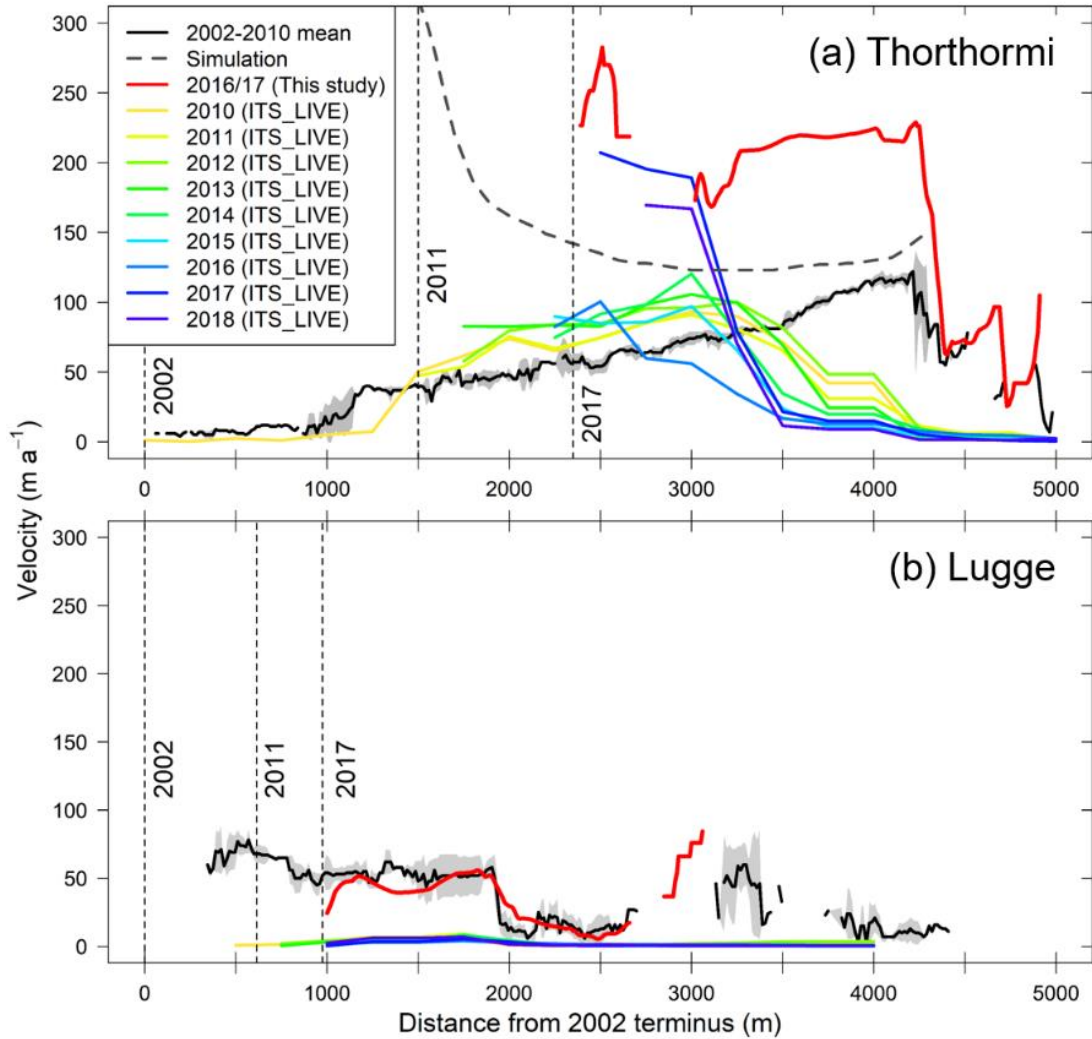


図 3.7 (a) Thorthormi 氷河と (b) Lugge 氷河の中央流線沿いの表面流動速度。縦に引かれた破線は 2002 年、2011 年、2017 年の氷河の末端位置を示している。赤線は本研究で計算した流速 (2016-2017 年)。年々の流速変化 (2010-2018) は ITS\_LIVE プロダクトから抽出。黒線と灰色の影をつけた領域は、それぞれ 2002-2010 年の流速の平均とその標準偏差を表す (Tsutaki et al., 2019)。(a)の太い破線は、湖終端状態を仮定した表面流速のシミュレーション結果 (Tsutaki et al., 2019)。

わかる。また ITS\_LIVE から Thorthormi 氷河の年々の流動プロファイルの変化を確認すると、2016 年までは 2002-2010 年平均 (Tsutaki et al., 2019) と同様の流速プロファイルを示し、2017 年と 2018 年には顕著な流速の増加が確認される (図 3.7a)。Tsutaki et al. (2019) では、「Thorthormi 氷河が湖末端氷河に変化した場合」を仮定して Thorthormi 氷河の流動速度を数値シミュレーション (有限要素

法) により推定した (図 3.7a、破線)。シミュレーションにより推定された表面流動速度は本研究より約  $100 \text{ m a}^{-1}$  程度小さいが、カービングフロントに向かって流速が増加する流動分布は本研究で算出された近年 (2017–2018) の流速分布の傾向と類似している。

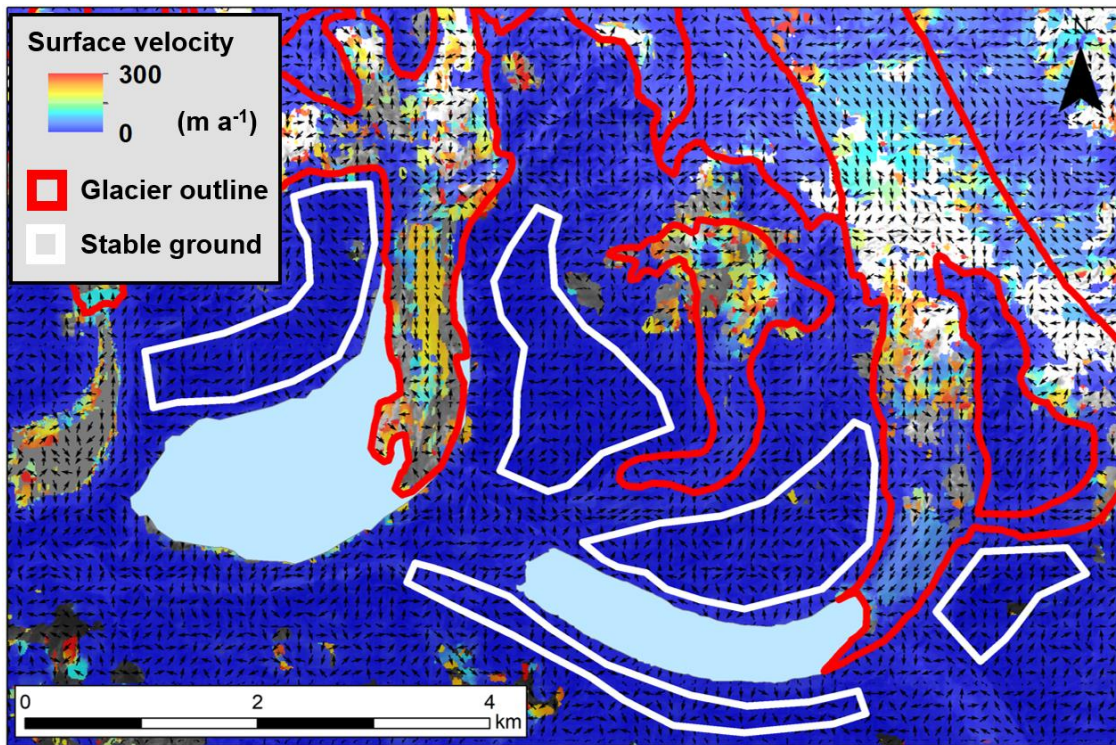


図 3.8 2016 年から 2017 年 11 月 11 日間の表面流速場。白いポリゴンで囲まれた部分は表面流速計算時の系統誤差を評価するために使用した氷河外の安定地形。

Lugge 氷河の表面流動速度は、本研究 (2016–2017) では 2002 年の末端から約 2000 m まで  $50 \text{ m a}^{-1}$  程度であった。また、2002 年の末端位置から約 2700 m までは流速が緩やかに減少しており (図 3.7b)、Tsutaki et al. (2019) が計算した 2002–2010 年期間の平均流速と同様の速度・分布を示している。ITS\_LIVE から抽出した年々の流速分布 (2010–2018) では、氷河全体の流速が  $5 \text{ m a}^{-1}$  以下であり、可視星画像からも流動が目視確認できる Lugge 氷河においては、非現実的な流速を示した。これは本研究 (Sentinel-2; 10 m) や Tsutaki et al. (2019; 15 m) と比べて速度場の空間分解能が非常に粗い

(240 m) ことに起因すると考えられる。Lugge 氷河の末端位置は 2002 年以降 1 km 近く後退しているが、2000–2010 年 (Tsutaki et al., 2019) と 2016–2017 年の観測期間で流動速度とその分布はほとんど変動していないことが確認できる。

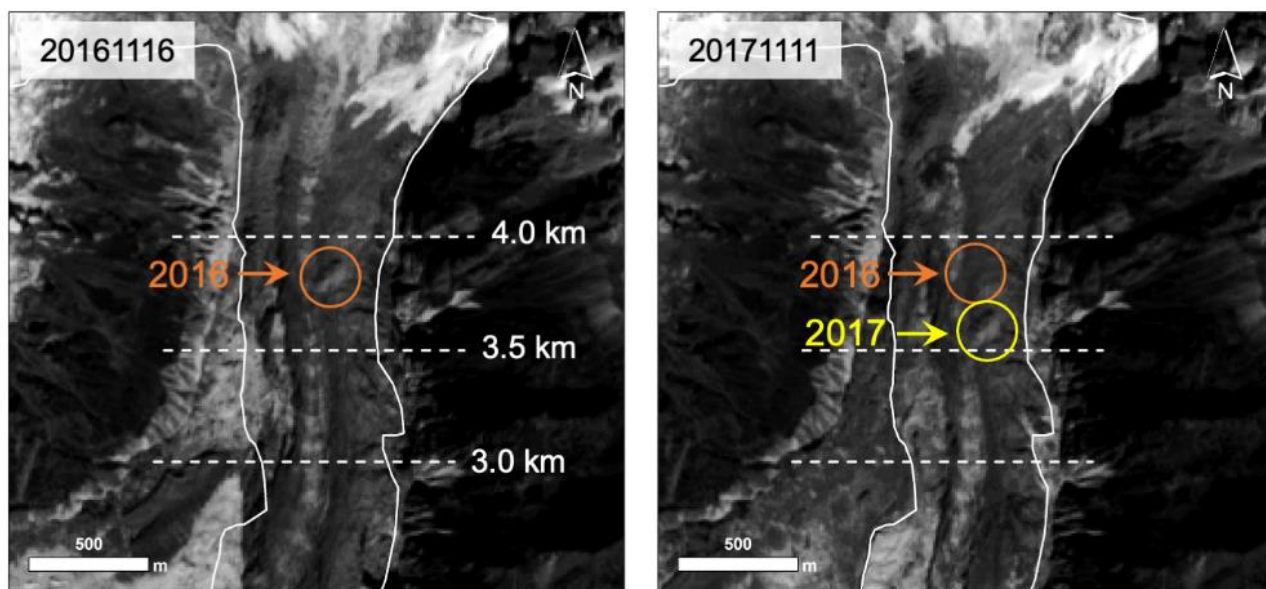


図 3.9 2016 年 11 月 16 日 (左) と 2017 年 11 月 11 日 (右) に取得された Thorthormi 氷河の Sentinel-2 衛星画像。左右の図は同じ領域を示している。丸印は氷河表面の特徴地形、破線は Thorthormi 氷河の 2002 年の末端からの距離を示している。

### 3.4.4 Thorthormi 氷河の浮上速度と氷の浮遊ポテンシャル

氷河の深さ方向の平均速度が表面流動速度の 90% または 100% に等しいという 2 つの仮定のもと、Thorthormi 氷河の末端付近の浮上速度を計算した。計算領域において大きなばらつきはあるものの、2017 年次の浮上速度はそれぞれ  $-0.69 \pm 11.65 \text{ m a}^{-1}$  (深さ方向の平均速度 90%) と  $-0.77 \pm 12.94 \text{ m a}^{-1}$  (平均速度 100%) であった (2002 年末端から 2400–3500 m の範囲; 図 3.10、表 3.2)。また、2011 年の陸末端氷河であった時期の浮上速度は、それぞれ  $5.20 \pm 3.78 \text{ m a}^{-1}$  (平均速度 90%)、 $5.78 \pm 4.20 \text{ m a}^{-1}$



$a^{-1}$  (平均速度 100%) という結果が得られた (表 3.2)。これらの結果は、Thorthormi 氷河が陸末端氷河から湖末端氷河に遷移した後、平均  $V_e$  が減少して負に転じたことを示している。

Thorthormi 氷河の末端部 (2002 年末端から 3500 m まで) の浮遊ポテンシャル ( $P_f$ ) を推定した (図 3.11)。2011 年 (陸末端型) と 2018 年 (湖末端型) の平均  $P_f$  はそれぞれ 86% と 97% であり、この  $P_f$  の増加は 2011 年から 2018 年の間に表面標高が低下したことに起因している。この結果、2018 年には末端付近の氷の一部が flotation ice thickness ( $P_f > 100\%$ ) に達していた。

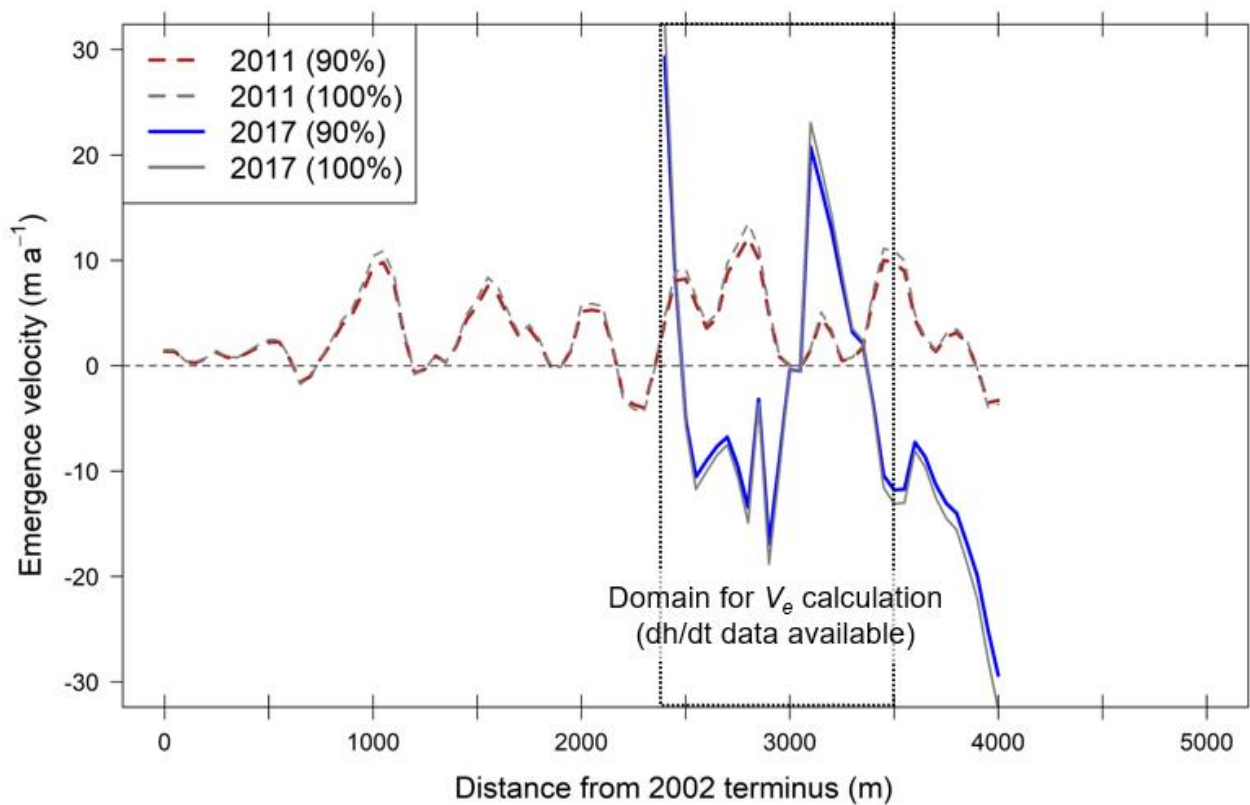


図 3.10 Thorthormi 氷河の中央流線に沿った浮上速度の分布。dh/dt データが得られた 2400-3500 m 区間について平均浮上速度 ( $V_e$ ) を算出した (表 3.2)。深さ方向の平均流速が表面流速の 90% または 100% という 2 つの仮定の元に算出。

表 3.2 Thorthormi 氷河の浮上速度。2002 年の末端から 2400-3500 m の区間にて平均値を算出した (図 3.10)。深さ方向の平均速度が表面流動速度の 90% または 100% に等しいという 2 つの条件を仮定。

	2011		2017	
Depth-averaged velocity	90%	100%	90%	100%
Emergence velocity ( $\text{m a}^{-1}$ )	$5.20 \pm 3.78$	$5.78 \pm 4.20$	$-0.69 \pm 11.65$	$-0.77 \pm 12.94$

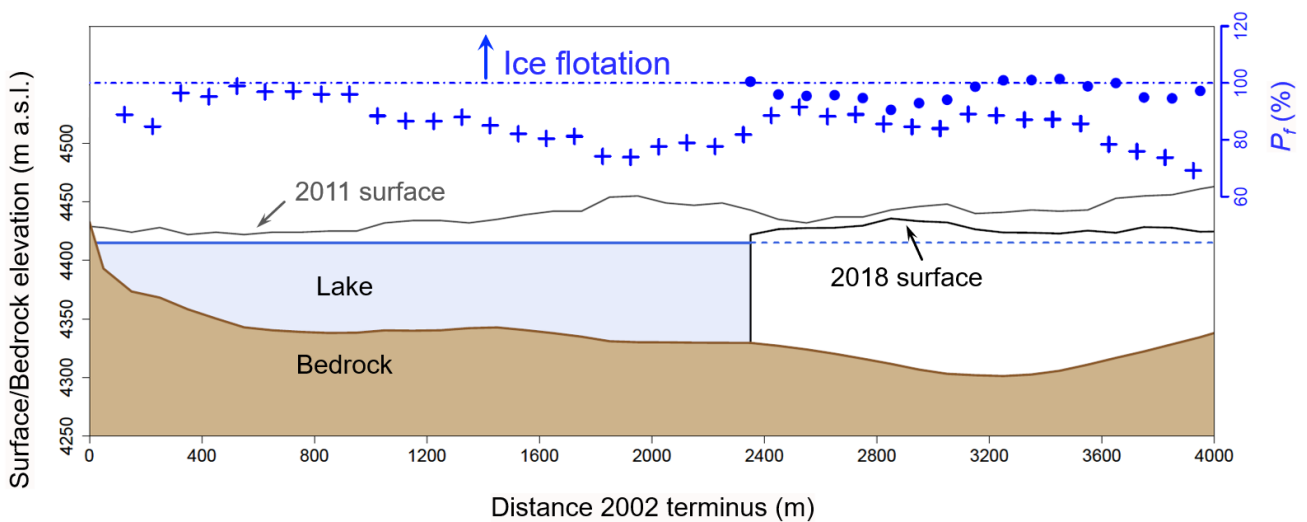


図 3.11 Thorthormi 氷河の中央流線に沿った氷河表面、湖面、基盤地形の標高プロフィールと氷河の浮遊ポテンシャル( $P_f$ )の分布 (青色のプロット)。2011 年の氷河表面標高は ASTER 由来の DEM から、2018 年の氷河表面標高は HP-DEM より算出。十字架のプロットが 2011 年、丸いプロットが 2018 年の  $P_f$  を表している。

## 3.5 考察

### 3.5.1 Thorthormi 氷河/Lugge 氷河における対称的な氷河変動

Thorthormi 氷河と Lugge 氷河は地理的に隣接していながらも、対称的な表面標高変化と表面流動の変動を示した。Lugge 氷河の  $dh/dt$ 、表面流動の速度と空間分布はそれぞれ 2004–2011 と 2011–2018、2002–2010 と 2016–2017 の間でほとんど一定であった (図 3.6b、図 3.7b)。しかし、対象的に同調査

期間に Thorthormi 氷河においては標高低下率と表面流動速度の著しい増加が観察された (図 3.6a、3.7a)。ヒマラヤ地域では数十年単位で氷河の標高低下率が増加し、氷河の流速が変化することは報告されているが (e.g., Dehecq et al., 2019; Maurer et al., 2019)、10 年以内にこのような急激な氷河変動が生じる例は稀である。

Tsutaki et al. (2019) は、研究当時 (陸末端状態) と将来 (湖末端状態) の Thorthormi 氷河のダイナミクスについて、有限要素法による数値シミュレーションを行った。彼らの流動シミュレーションは、衛星画像から算出した氷河表面流速 (観測値) と比較しても二乗平均平方根誤差 (RMSE) が  $10 \text{ m a}^{-1}$  以下という高精度で氷河の流動を再現するものであった。Tsutaki et al. (2019) における湖末端条件における表面流動の将来予測は、本研究で算出した 2016/17 の流速解析結果とはやや異なる (図 3.7a)。しかし、Tsutaki et al. (2019) は、Thorthormi 氷河が陸末端氷河である場合において、氷河底面の滑走係数 (sliding coefficient) と氷厚が +30% (-30%) 変化すると、シミュレーションによる推定流速が 33% (51%) 増加 (減少) することを感度実験により検証し、滑走係数と氷厚パラメーターの変化が推定流速を大きく変える可能性を強調した。したがって、本研究における Sentinel-2 より算出された表面流動速度とシミュレーションにより推定された流動速度の差は、滑走係数、氷厚、氷河末端位置の不確かさに起因するものと考えられる。このような不確定なパラメーターを含むにもかかわらず、Tsutaki et al. (2019) におけるシミュレーションは、陸末端条件から湖末端条件への遷移に伴う表面流動速度の大幅な変化 (増加) を合理的に推定していると考えられる。

### 3.5.2 氷河湖の形成により引き起こされた dynamic thinning

氷河末端がエンドモレーンから分離した 2011 年の数年前から Thorthormi 氷河末端部の両側には湖が形成され始めた (図 3.5a、3.5c)。また、浮遊ポテンシャルの解析結果より、末端付近の氷厚は浮遊に近い状態 ( $P_f > 85\%$ ) にあり、末端付近では氷河の流動が加速される可能性が高い状態であったと推測される。しかし、ターミナルモレーンの存在により氷河縦断縦方向の圧縮場が形成され、流速は末端に向かって減少し、表面標高低下速度は湖の末端である Lugge 氷河 (Tsutaki et al., 2019) よりも低くなっていたという可能性が推測される。

その後、ターミナルモレーンから氷河末端が分離し陸末端状態から湖末端状態に移行すると、氷河縦断方向の応力場が圧縮場から伸長場に変化し、効率的な底面滑りにより氷河流速が著しく増加したと考えられる。Landsat 衛星画像では、2011 年に氷河末端がターミナルモレーンから分離したことが確認できるが (図 3.5a)、ITS\_LIVE から抽出した年々の流速変化を確認すると、2017 年以降から末端付近における急激な流速の増加が確認される。このことから、2016 年までは氷河末端が水中でターミナルモレーンと接触し、2016 年から 2017 年にかけて末端がモレーンから分離したことが示唆される (図 3.7a)。さらに、氷河本体の両側に形成された湖が氷河の流動を妨げる横方向の抵抗応力を低減させた可能性も考えられる (Adhikari and Marshall, 2012)。

これらの複合的な要因が、Thorthormi 氷河における流速の劇的な上昇につながったと推測される (図 3.7a)。このような末端氷河湖の形成に伴う表面流速の増加は他の地域でも観測されてはいるが (Boyce et al., 2007; Tsutaki et al., 2011; Sakakibara and Sugiyama, 2014)、ヒマラヤ地域での観測例は、本研究が初めてである。

2011年の陸末端条件では、2002年の末端から2400–3500mまでの範囲では正の浮上速度が確認されている(3.4.4章; 図3.10)。しかし、末端付近の浮上速度は2017年時には減少し、末端に向かう流速の増加により負へと転じた。Lugge氷河の標高低下率や流速分布に変化がないことから(図3.6b、3.7b、表3.1)、Lunana地域において近年の気候変動があったとしても、表面の質量損失を大きく増加させるものではなかったと考えられる。したがって、Thorthormi氷河の標高低下速度の増加は、浮上速度の減少に大きく起因していると考えられる。しかし、2004–2011年から2011–2018にかけての標高低下率の増加( $-1.38 \text{ m a}^{-1}$ ; 表3.1)を説明するには、 $V_e$ の減少(約 $-6 \text{ m a}^{-1}$ ; 表3.2)は整合的ではない( $V_e$ の減少量が大きすぎる)。そこで、この浮上速度の減少は2011年以降継続的に生じたものではなく、流動速度が大幅に増加した過去2年間(2017年、2018年; 図3.7a)に発生したと仮定して、浮上速度の変化を定量化した。この仮定のもと、2011年から2018年の浮上速度の年加重平均( $V_{e,2011-2018}, \text{ m a}^{-1}$ )は、以下のように記述できる。

$$V_{e,2011-2018} = \frac{\Delta t_{\text{land}} V_{e,\text{land}} + \Delta t_{\text{lake}} V_{e,\text{lake}}}{\Delta t_{\text{land}} + \Delta t_{\text{lake}}}, \quad (3.7)$$

ここで、 $V_{e,\text{land/lake}}$ と $\Delta t_{\text{land/lake}}$ はそれぞれ陸末端状態または湖末端状態の浮上速度とその期間(年数)である。陸末端時と湖末端時の浮上速度がそれぞれ $V_{e,\text{land}}=5.20 \text{ m a}^{-1}$ 、 $V_{e,\text{lake}}=-0.69 \text{ m a}^{-1}$ (深度平均流速が表面流速の90%と仮定; 表3.2)、陸末端型と湖末端型であった期間(年数)をそれぞれ $\Delta t_{\text{land}}=5$ 、 $\Delta t_{\text{lake}}=2$ と設定し、最終的に2011-2018の年加重平均浮上速度を $3.52 \text{ m a}^{-1}$ と推定した。これは2011年から2018年にかけて浮上速度が $-1.68 \text{ m a}^{-1}$ 減少したことを意味し、2004–2011年から2011-2018期

間の  $dh/dt$  の変化量である  $-1.38 \text{ m a}^{-1}$  とおおよそ整合的である。浮上速度の空間分布には大きな変動がみられることから、推定値には大きな不確実性があることに留意が必要であるが（図 3.10、表 3.2）、本研究で推定された Thorthormi 氷河における標高低下率の大幅な増大の要因を説明することができる。

本研究では氷河の幅が一定であるという単純化された仮定のもと、氷河の中央流線に沿った浮上速度のみを算出した。しかし、Thorthormi 氷河の地形は氷河下流に向かって広がる傾向があり、この事により氷河の横方向に伸長場が生じていることが推定される。末端が湖になる前（氷河末端がターミナルモレーンから分離する前）には氷河の両側に氷河湖があり、氷河の中央流線に沿って推定された浮上速度よりも、氷河全域においてはさらに負の浮上速度が生じていた可能性がある。このように表面標高低下を促進しやすい条件にもかかわらず、Thorthormi 氷河の表面低下は陸末端状態による末端の圧縮によって抑制されたと考えられる。しかし、湖末端状態への移行により末端付近の圧縮場が開放され、わずか 10 年以内という短期間のうちに 2 倍以上の標高低下率の増加が生じたと考えられる（図 3.6a、表 3.1）。

前述のメカニズムにより、氷河の標高低下と流速の増加が互いに促進され、正のフィードバックを起こしている可能性がある。したがって、今後も Thorthormi 氷河では氷河のさらなる標高低下と表面流動速度の増加が進むと考えられる。このような湖末端氷河における表面流速と表面低下率の増加 (dynamic thinning) は、アジア高山域の他地域でも議論されている (e. g., Nuimura et al., 2012; King et al., 2018; Liu et al., 2020)。しかし、本研究はヒマラヤ氷河の表面標高低下率を促進させた陸末端状態から湖末端状態への移行時の dynamic thinning を直接観測した初めての報告例である。

本研究では、Thorthormi 氷河のダイナミクスを推定するために、氷河末端付近の一点において測定された水深（氷厚）データを用いて調整されたモデル氷厚を採用した。先行研究では湖末端氷河の表面流速は末端氷厚と湖の水深に敏感に応答することが示唆されている（Benn et al, 2007; Pronk et al, 2021）。したがって今後、面的な湖水深をソナー等によって測量しそのデータを用いることにより、過去と現在の氷河末端状態をよりよく理解し、これまでに生じた dynamic thinning の過程をより詳細に推定・定量化することができるだろう。

### 3.6 まとめと結論

#### —末端氷河湖の形成における氷河縮小の加速—

ブータンヒ・ヒマラヤ、ルナナ地方に位置する湖末端氷河の Thorthormi 氷河と Lugge 氷河を対象として、衛星・航空写真測量データを解析し、表面標高変化と表面流動速度、末端氷河湖の拡大率を明らかにしその変動を議論した。また、近年陸末端型から湖末端型の氷河へと変化した Thorthormi 氷河を対象に、先行研究との比較を通して、氷河湖の形成（氷河末端のターミナルモレーンからの分離）に伴う氷河・氷河湖の変化を明らかにした。

Lugge 氷河の湖拡大率と標高低下速度は 2000 年以降ほぼ一定であるのに対し、Thorthormi 氷河の湖拡大率と標高低下速度は、末端がターミナルモレーンから切り離された後に増加していることが確認された。同様に、Lugge 氷河の表面流速分布（表面流動速度）は先行研究（2002–2010）と本研究において算出された近年の流速（2016–2017）でほぼ一定であるのに対し、Thorthormi 氷河の表面流動速度は湖末端氷河に遷移した以降、約  $150 \text{ m a}^{-1}$ （約 2 倍）という顕著な増加を示した。Thorthormi

氷河の急速な標高低下率と表面流速の増大は、新たに氷河湖が形成され、氷河末端がターミナルモレーンから分離したことに起因すると推測される。

本研究は、ヒマラヤ地域における末端氷河湖の形成に伴う **dynamic thinning** を初めて詳細に解析し報告したものである。本研究は湖末端氷河のダイナミクスとその将来の氷河変動についての理解に大きく貢献するものである。



## 4章 論文全体のまとめと今後の課題

---

本論文は高解像度航空写真測量という手法を通してデブリ氷河に形成される地形の特性とそれらがデブリ氷河の氷河変動に与える影響を調査した。

論文前半（第2章）では氷壁というデブリ氷河地形に関して、ネパール・ヒマラヤの Trakarding 氷河を対象に、2007年、2018年、2019年に航空写真測量を実施し超高解像度地形データを解析し、氷壁のダイナミクス（形成・存続・消滅の過程）の解明および氷壁融解量の推定に取り組んだ。2018年と2019年の空撮データからは氷壁インベントリ（氷壁のマップ）を作成し、超高解像度（0.2 m）のDEMと組み合わせて氷壁の形態的特性と空間分布の特徴を推定した。また、2018年から2019年にかけて氷壁の存続・形成・消滅を追跡したところ、全氷壁面積の約15%が新たな氷壁に置き換わっていることを見出した。そして、氷河の流動が停滞する中流部では、氷河表面水路・氷河内水路の分布と一致して、多くの氷壁が新たに形成されていることが明らかとなった。本研究はデブリ氷河全域を対象に氷壁の形成場所と形成数、その要因の解明に取り組んだ初めての研究である。

また、前述の高解像度地形データと現地観測によって得られた気象データ、デブリの温度データを組み合わせ、熱収支モデルを用いて2018–2019年の一年間を対象とした氷壁融解量の推定に取り組んだ。熱収支モデルの計算により、氷壁の融解量は一年間を通して5月と6月に最大となり（各月全体の15%）、さらに、冬期を含む氷河融解期以外の期間（11–4月）にも年間の35%の氷壁融解が生じていることが判明した。そして、全体の氷壁融解量の55%は北向きの氷壁群で生じていることが推定された。また、氷壁の融解速度は標高よりも氷壁の方位に依存し、南向きの氷壁が最も速

く融解することが明らかになった ( $\sim 0.035 \text{ m w.e. day}^{-1}$ )。そして、Trakarding 氷河において氷壁の融解速度はデブリで覆われた氷河表面の約 8 倍であり、氷壁の占有面積は Trambau-Trakarding 氷河系全体のわずか 0.5% であるのに対し、氷河系全体の約 5% の質量損失が氷壁において発生していることを明らかにした。本研究では初めて通年かつ氷河全体スケールでの毎月の氷壁融解量を 1.0 m という高い空間分解能で推定することに取り組んだ研究であり、氷壁の融解特性に関する理解を広げるとともに、この結果はデブリ域や氷河全体に対する氷河融解モデルにも氷壁の存在を反映させることの必要性を提唱するものである。

論文後半 (第 3 章) ではヘリコプターによる写真測量データを用いて、末端氷河湖の形成とそれに伴う氷河ダイナミクスの変化の解明に取り組んだ。航空写真測量と GPS 測量データを用いて、2000 年から 2018 年にかけてのブータン・ヒマラヤ、ルナナ地域の Thorthormi 氷河と Lugge 氷河を対象に、表面標高変化、表面流動速度の変化、氷河湖の拡大速度についての解析を行った。湖末端氷河である Lugge 氷河の氷河湖拡大率や表面低下率、表面流速場は 2000 年以降ほぼ一定に保たれている一方、Thorthormi 氷河では 2011 年以降、末端氷河湖の拡大が加速し、標高低下速度が 2 倍に増加し、表面流速も大幅に高速化 ( $> 150 \text{ m a}^{-1}$ ) していることが明らかになった。これは湖の形成と Thorthormi 氷河の陸末端型氷河から湖末端型氷河への移行が、浮上速度の正 (圧縮) から負 (伸長) への変化を引き起こし、氷河の急激な流速増加と標高低下が生じたと考えられる。本研究は、ヒマラヤ全域において末端湖形成に伴う氷河のダイナミクスの変化を初めて報告した研究である。

これらの解析結果は高標高域に位置するデブリ氷河のデブリ域全域をカバーする高解像度航空写真測量データを取得した数少ない研究事例であり、デブリ氷河地形とデブリ氷河変動過程への理解

を拡張した。また、研究全体を通して取得・作成したデータセットは、本研究のみならず今後も様々な目的をもった研究に幅広く応用されていくことが期待される。

今後の課題として、2章の研究に関しては継続的かつ長期的な航空写真測量による氷壁の観測を続けていくことが挙げられる。2-1章では氷壁の形成要因として、氷河内水脈の陥没を提示したが、最新の研究では気候変動に応じてこの氷河内水脈の陥没頻度が上昇するということが示された

(Egli et al., 2021)。本研究では1年間隔という限られた期間での氷壁ダイナミクスの推定を行ったが、長期間での氷壁ダイナミクスと気候条件の変化との関連を特定することができれば、今後の気候変動に伴う氷壁の増加（あるいは減少）とデブリ氷河融解へのフィードバックに関する将来予測が可能となるかもしれない。

また2-2章では氷壁の融解量を推定するために熱収支モデルを使用した。その際に、氷河上の気温から簡便にデブリ層の表面温度を推定したが、実際のデブリ氷河の表面温度分布は非常に不均一であり、かつ大きな時間変動を示すことが知られている (Kraaijenbrink et al., 2018)。そのため、熱赤外カメラを用いた空撮を実施し、デブリ表面温度の時空間変動を高解像度で推定することは、氷壁（またはデブリに覆われた氷河表面）において生じる熱収支への理解を深めることに繋がること期待されるとともに、さらに高精度かつ広域に適用できるデブリ氷河表面温度の推定方法を開発できる可能性がある。

また、第3章の氷河湖の形成に関する研究において、Thorthormi 氷河湖は研究対象期間後の現在も拡大を続けている。先行研究において推定された湖盆地形から推定すると、Thorthormi 氷河は2018年3月時点の末端位置よりも約2 kmほど上流までしか拡大することができない (Linsbauer et al.,

2016; Furian et al., 2020)。これにより、もしも現在の氷河湖の拡大速度（氷河の後退速度）が維持されると仮定すると、2030年代には Thorthorni 氷河の末端が湖から分離して再び陸末端氷河に戻る事が推測される。すなわち、今後も同氷河の動態を追跡することで、陸末端氷河にから湖終端氷河へと変化したデブリ氷河が、再び陸末端氷河へと戻る過程を観測できる可能性がある。もし前述のような氷河の衰退過程とそれに伴うダイナミクスや質量損失を観測できれば、氷河湖が急速に増加・拡大ヒマラヤ地域において、氷河の質量損失やその将来予測への理解に大きく貢献する可能性がある。

航空写真測量を用いたデブリ氷河の研究が普及し始めたのは比較的近年であるため、長期間（5年以上）の連続的なデブリ氷河の観測を実施した例は非常に稀である。したがって、本研究における対象地域において航空写真測量や現地観測を継続的に実施することで、長期間のデブリ氷河変動過程を解明していくことは今後の重要な課題である。

## 謝辞

---

本研究を進めるにあたり多くの方々からの協力をいただきました。

主指導教員の藤田耕史教授には研究計画の立案から論文執筆まで広範囲にわたり研究指導を賜りました。副指導教員の坂井亜規子准教授からはデブリ氷河研究の先駆者として研究全体に対する多くの助言をいただきました。お二人には修士課程から5年の長きにわたり大変お世話になりました。

檜山哲哉教授（名古屋大学）には博士論文の副査を快諾していただき、論文全体を通して丁寧なアドバイスを頂きました。井上公さん（防災科学技術研究所）には本研究の核となる航空写真測量において大変多くのご助力をいただきました。現地での空撮は失敗も多くありましたが、井上さんとヒマラヤでドローンを飛ばすことに成功した瞬間は非常に鮮烈な記憶として私の中に残っています。砂子宗次朗さん（防災科学技術研究所長岡）には現地観測や解析全般を通して丁寧かつ厳しいご指導をいただきました。

名古屋大学雪氷圏研究グループの植村立准教授には日々の研究生活や進路相談において多くの助言をいただきました。同グループに在籍していた西村浩一名誉教授（名古屋大学）には修士論文の副査として研究立ち上げ初期に多くの助言をいただきました。佐々木織江さん（芝浦工業大学）にはコロナ禍での孤独で辛い研究生活において多くの励ましの声をかけていただき、幾度となく精神的に限界に近い状況を救っていただきました。

ネパールでの現地観測においてはカトマンズ大学の Rijan Kayastha 教授と Rakesh Kayastha 氏に観測準備や許可取得において多くのサポートをいただきました。Guides for all seasons trek の JP Lama 氏と現地調査に同行してくれたシェルパの皆にはネパールでの安全で快適な観測を支えていただき

ました。Tika Gurung 氏 (ICIMOD) には感染症拡大によりロールワリンでの現地観測が断絶してしまつた際に代替観測を実施していただき、大変貴重なデータを持ち帰っていただきました。また、各調査で多くの観測機材や食料等を運んでくれた現地のポーターたちにも感謝しています。

藤波初木さん (名古屋大学) にはヒマラヤ降水プロジェクト (HiPRECS) にてロールワリンにおける現地観測の機会を与えていただきました。金森大成さん (名古屋大学)、Dawa Tshering Sherpa 氏 (カトマンズ大学) にはヒマラヤ降水プロジェクトにおける測器設置において多くの助力を頂きました。このプロジェクトにて取得したデータは直接は博士論文に使われておりませんが、現地調査の準備や現地での観測をリードする機会を与えていただいた経験は私のヒマラヤ研究への興味をより強く掻き立てるものとなりました。

ブータン氷河湖を対象とした研究においては、津滝俊さん (国立極地研究所)、縫村崇行さん (東京電機大学)、箕輪昌紘さん (北海道大学) に大変丁寧な解析のサポートをいただきました。Karma 氏 (ブータン水文気象局) にはブータンでのヘリ空撮にてご助力をいただきました。

チューリッヒでの研究滞在ではスイス連邦森林雪氷景観研究所 (WSL) において多くの所員や学生の皆さまにお世話になりました。スイスでの指導教員である Francesca Pellicciotti 博士は実力も実績も未熟な私の受け入れを快諾してくださり、研究の問いの立て方や研究プロジェクトの進め方など、研究者として生きていく上で大切な多くのことを学ばせていただきました。Pascal Buri 博士

(WSL) には氷壁融解モデルの習得において、大変多忙にも関わらず基礎的なことから多くの丁寧なご指導をいただきました。Evan Miles 博士 (WSL) には情熱的かつきめ細かい研究指導を頂き、氷河学に関する理解や興味がより一層深まりました。Marin Kneib 氏 (WSL) は世界でも数少ない

氷壁を研究テーマとして扱う博士学生の仲間として、多くの有意義なディスカッションを持つことができました。Zhao Chuanxi 氏（チベット高原研究所）はチューリッヒ滞在時のフラットメイトとして、スイスでの研究生活を充実したものにしてくれました。WSL の High Mountain Glaciers and Hydrology Group (HIMAL) の皆さまには家族のように暖かく受け入れていただき、チームとして研究に取り組むことの重要性や醍醐味を多く学ばせていただきました。彼ら彼女らが自分にしてくれたように、私も将来は次世代の若手のサポートや研究コミュニティへの貢献ができるような研究者になりたいと思います。また、感染症が広がる不安定な状況下にも関わらず「若手研究者海外挑戦プログラム」を通して海外渡航のサポートをしてくださった日本学術振興会、並びに研究科の担当部署の方々にも御礼を申し上げます。

そして最後に、長く苦しかった大学院生活を研究以外の面から支えてくれたすべての友人たちと家族にも心からの感謝を申し上げます。

上記すべての方々の助けが一つでも欠けていたら、私は博士課程を無事に終えることはできなかったと思います。改めてここに深く感謝の意を表します。

## 参考文献

---

- Adhikari, S., and Marshall, S. J. (2012). Parameterization of lateral drag in flowline models of glacier dynamics. *J. Glaciol.* 58, 1119–1132. doi: 10.3189/2012JoG12J018.
- Ageta, Y., Iwata, S., Yabuki, H., Naito, N., Sakai, A., Narama, C., and Karma (2000). Expansion of glacier lakes in recent decades in the Bhutan Himalayas, IAHS Publ., 264, 165–175.
- Agisoft Metashape User Manual Professional Edition, Version 1.6 (2020). Agisoft LLC. [https://www.agisoft.com/pdf/metashape-pro\\_1\\_6\\_en.pdf](https://www.agisoft.com/pdf/metashape-pro_1_6_en.pdf). [Accessed April 1, 2020]
- Anderson, L. S., and Anderson, R. S. (2016). Modeling debris-covered glaciers: response to steady debris deposition. *cryosphere* 10, 1105–1124. doi: 10.5194/tc-10-1105-2016.
- Anderson, L. S., Armstrong, W. H., Anderson, R. S., and Buri, P. (2019a). Debris cover and the thinning of Kennicott Glacier, Alaska, Part B: ice cliff delineation and distributed melt estimates. *Cryosphere Discuss.* doi:10.5194/tc-2019-177.
- Anderson, L. S., Armstrong, W. H., Anderson, R. S., and Buri, P. (2019b). Debris cover and the thinning of Kennicott Glacier, Alaska, Part C: feedbacks between melt, ice dynamics, and surface processes. *Cryosphere Discuss.* doi:10.5194/tc-2019-178.
- Anderson, L. S., Armstrong, W. H., Anderson, R. S., and Buri, P. (2021). Debris cover and the thinning of Kennicott Glacier, Alaska: in situ measurements, automated ice cliff delineation and distributed melt estimates. *cryosphere* 15, 265–282. doi: 10.5194/tc-15-265-2021.
- Bajracharya, S. R., Maharjan, S. B., and Shrestha, F. (2014). The status and decadal change of glaciers in Bhutan from the 1980s to 2010 based on satellite data. *Ann. Glaciol.* 55, 159–166. doi: 10.3189/2014AoG66A125.
- Benn, D. I., Wiseman, S., and Hands, K. A. (2001). Growth and drainage of supraglacial lakes on debris-mantled Ngozumpa Glacier, Khumbu Himal, Nepal. *J. Glaciol.* 47, 626–638. doi:10.3189/172756501781831729.



- Benn, D. I., Warren, C. R., and Mottram, R. H. (2007). Calving processes and the dynamics of calving glaciers. *Earth-Sci. Rev.* 82, 143–179. doi: 10.1016/j.earscirev.2007.02.002.
- Benn, D. I., Bolch, T., Hands, K., Gulley, J., Luckman, A., Nicholson, L. I., et al. (2012). Response of debris-covered glaciers in the Mount Everest region to recent warming, and implications for outburst flood hazards. *Earth-Sci. Rev.* 114, 156–174. doi:10.1016/j.earscirev.2012.03.008.
- Benn, D. I., Thompson, S., Gulley, J., Mertes, J., Luckman, A., and Nicholson, L. (2017). Structure and evolution of the drainage system of a Himalayan debris-covered glacier, and its relationship with patterns of mass loss. *Cryosphere* 11, 2247–2264. doi:10.5194/tc-11-2247-2017.
- Berthier, E., Arnaud, Y., Kumar, R., Ahmad, S., Wagnon, P., and Chevallier, P. (2007). Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India). *Remote Sens. Environ.* 108, 327–338. doi:10.1016/j.rse.2006.11.017.
- Berthier, E., Vincent, C., Magnússon, E., Gunnlaugsson, Á. Þ., Pitte, P., Le Meur, E., et al. (2014). Glacier topography and elevation changes derived from Pléiades sub-meter stereo images. *Cryosphere* 8, 2275–2291. doi:10.5194/tc-8-2275-2014.
- Bolch, T., Kulkarni, A., Kääb, A., Huggel, C., Paul, F., Cogley, J. G., et al. (2012). The state and fate of Himalayan glaciers. *Science* 336, 310–314. doi:10.1126/science.1215828.
- Boyce, E. S., Motyka, R. J., and Truffer, M. (2007). Flotation and retreat of a lake-calving terminus, Mendenhall Glacier, southeast Alaska, USA. *J. Glaciol.* 53, 211–224. doi: 10.3189/172756507782202928.
- Brun, F., Buri, P., Miles, E. S., Wagnon, P., Steiner, J., Berthier, E., et al. (2016). Quantifying volume loss from ice cliffs on debris-covered glaciers using high-resolution terrestrial and aerial photogrammetry. *J. Glaciol.* 62, 684–695. doi: 10.1017/jog.2016.54.
- Brun, F., Berthier, E., Wagnon, P., Kääb, A., and Treichler, D. (2017). A spatially resolved estimate of High Mountain Asia glacier mass balances, 2000–2016. *Nat. Geosci.* 10, 668–673. doi:10.1038/NGEO2999.
- Brun, F., Wagnon, P., Berthier, E., Shea, J. M., Immerzeel, W. W., Kraaijenbrink, P. D. A., et al. (2018). Ice cliff contribution to the tongue-wide ablation of Changri Nup Glacier, Nepal, central Himalaya. *Cryosphere* 12, 3439–3457. doi:10.5194/tc-12-3439-2018.

- Brun, F., Wagnon, P., Berthier, E., Jomelli, V., Maharjan, S. B., Shrestha, F., et al. (2019). Heterogeneous Influence of Glacier Morphology on the Mass Balance Variability in High Mountain Asia. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 124, 1331–1345. doi: 10.1029/2018JF004838.
- Buri, P., Pellicciotti, F., Steiner, J. F., Miles, E. S., and Immerzeel, W. W. (2016a). A grid-based model of backwasting of supraglacial ice cliffs on debris-covered glaciers. *Ann. Glaciol.* 57, 199–211. doi: 10.3189/2016AoG71A059.
- Buri, P., Miles, E. S., Steiner, J. F., Immerzeel, W. W., Wagnon, P., and Pellicciotti, F. (2016b). A physically based 3-D model of ice cliff evolution over debris-covered glaciers. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 121, 2471–2493. doi:10.1002/2016JF004039.
- Buri, P., and Pellicciotti, F. (2018). Aspect controls the survival of ice cliffs on debris-covered glaciers. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 115, 4369–4374. doi:10.1073/pnas.1713892115.
- Buri, P., Miles, E. S., Steiner, J. F., Ragetti, S., and Pellicciotti, F. (2021). Supraglacial ice cliffs can substantially increase the mass loss of debris-covered glaciers. *Geophys. Res. Lett.* doi: 10.1029/2020gl092150.
- Carrivick, J. L., and Tweed, F. S. (2016). A global assessment of the societal impacts of glacier outburst floods. *Glob. Planet. Change* 144, 1–16. doi: 10.1016/j.gloplacha.2016.07.001.
- Carrivick, J. L., Tweed, F. S., Ng, F., Quincey, D. J., Mallalieu, J., Ingeman-Nielsen, T., et al. (2017). Ice-Dammed Lake Drainage Evolution at Russell Glacier, West Greenland. *Front Earth Sci. Chin.* 5, 100. doi: 10.3389/feart.2017.00100.
- Chen, F., Zhang, M., Guo, H., Allen, S., Kargel, J. S., Haritashya, U. K., et al. (2021). Annual 30 m dataset for glacial lakes in High Mountain Asia from 2008 to 2017. *Earth Syst. Sci. Data* 13, 741–766. doi: 10.5194/essd-13-741-2021.
- Collier, E., Maussion, F., Nicholson, L. I., Mölg, T., Immerzeel, W. W., and Bush, A. B. G. (2015). Impact of debris cover on glacier ablation and atmosphere–glacier feedbacks in the Karakoram. *cryosphere* 9, 1617–1632. doi: 10.5194/tc-9-1617-2015.
- Dehecq, A., Gourmelen, N., Gardner, A. S., Brun, F., Goldberg, D., Nienow, P. W., et al. (2019). Twenty-first century glacier slowdown driven by mass loss in High Mountain Asia. *Nat. Geosci.* 12, 22–27. doi:

10.1038/s41561-018-0271-9.

- Egli, P. E., Belotti, B., Ouvry, B., Irving, J., and Lane, S. N. (2021). Subglacial channels, climate warming, and increasing frequency of alpine glacier snout collapse. *Geophys. Res. Lett.* 48. doi: 10.1029/2021gl096031.
- Evatt, G. W., David Abrahams, I., Heil, M., Mayer, C., Kingslake, J., Mitchell, S. L., et al. (2015). Glacial melt under a porous debris layer. *J. Glaciol.* 61, 825–836. doi: 10.3189/2015JoG14J235.
- Farinotti, D., Huss, M., Bauder, A., Funk, M., and Truffer, M. (2009). A method to estimate the ice volume and ice-thickness distribution of alpine glaciers. *J. Glaciol.* 55, 422–430. doi: 10.3189/002214309788816759.
- Fisher, N. I. (1995). *Statistical Analysis of Circular Data*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Fujita, K., Suzuki, R., Nuimura, T., and Sakai, A. (2008). Performance of ASTER and SRTM DEMs, and their potential for assessing glacial lakes in the Lunana region, Bhutan Himalaya. *J. Glaciol.* 54, 220–228. doi:10.3189/002214308784886162.
- Fujita, K., Sakai, A., Takenaka, S., Nuimura, T., Surazakov, A. B., Sawagaki, T., et al. (2013). Potential flood volume of Himalayan glacial lakes. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 13, 1827–1839. doi: 10.5194/nhess-13-1827-2013.
- Fujita, K., and Sakai, A. (2014). Modelling runoff from a Himalayan debris-covered glacier. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 18, 2679–2694. doi:10.5194/hess-18-2679-2014.
- Fujita, K., Inoue, H., Izumi, T., Yamaguchi, S., Sadakane, A., Sunako, S., et al. (2017). Anomalous winter-snow-amplified earthquake-induced disaster of the 2015 Langtang avalanche in Nepal. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 17, 749–764. doi:10.5194/nhess-17-749-2017.
- Fujita, K., Sunako, S., and Sakai, A. (2021). Meteorological observations at Trakarding Glacier automatic weather station, Rolwaling, Nepal, 2016–2019. doi: 10.1594/PANGAEA.931159.
- Furian, W., Loibl, D., and Schneider, C. (2021). Future glacial lakes in High Mountain Asia: an inventory and assessment of hazard potential from surrounding slopes. *J. Glaciol.* 67, 653–670. doi: 10.1017/jog.2021.18.

- Fyffe, C. L., Woodget, A. S., Kirkbride, M. P., Deline, P., Westoby, M. J., and Brock, B. W. (2020). Processes at the margins of supraglacial debris cover: Quantifying dirty ice ablation and debris redistribution. *Earth Surf. Processes Landforms* 264, 43. doi: 10.1002/esp.4879.
- Gardelle, J., Arnaud, Y., and Berthier, E. (2011). Contrasted evolution of glacial lakes along the Hindu Kush Himalaya mountain range between 1990 and 2009. *Glob. Planet. Change* 75, 47–55. doi: 10.1016/j.gloplacha.2010.10.003.
- Gardelle, J., Berthier, E., Arnaud, Y., and Kääb, A. (2013). Region wide glacier mass balances over the Pamir-Karakoram-Himalaya during 1999–2011. *Cryosphere* 7, 1263–1286. Doi:10.5194/tc-7-1263-2013.
- Gardner, A. S., Moholdt, G., Cogley, J. G., Wouters, B., Arendt, A. A., Wahr, J., et al. (2013). A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise: 2003 to 2009. *Science* 340, 852–857. doi: 10.1126/science.1234532.
- Gardner, A. S., Moholdt, G., Scambos, T., Fahnestock, M., Ligtenberg, S., van den Broeke, M., et al. (2018). Increased West Antarctic and unchanged East Antarctic ice discharge over the last 7 years. *cryosphere* 12, 521–547. doi: 10.5194/tc-12-521-2018.
- Gardner, A. S., M. A. Fahnestock, and T. A. Scambos, [Accessed May 1, 2021]. ITS\_LIVE Regional Glacier and Ice Sheet Surface Velocities. Data archived at National Snow and Ice Data Center; doi:10.5067/6II6VW8LLWJ7, 2019.
- Gibson, M. J., Glasser, N. F., Quincey, D. J., Mayer, C., Rowan, A. V., and Irvine-Fynn, T. D. L. (2017). Temporal variations in supraglacial debris distribution on Baltoro Glacier, Karakoram between 2001 and 2012. *Geomorphology* 295, 572–585. doi: 10.1016/j.geomorph.2017.08.012.
- Girod, L., Nuth, C., Kääb, A., Etzelmüller, B., and Kohler, J. (2017). Terrain changes from images acquired on opportunistic flights by SfM photogrammetry. *The Cryosphere* 11, 827–840. doi: 10.5194/tc-11-827-2017.
- Gök, D. T., Scherler, D., and Anderson, L. S. (2022). High-resolution debris cover mapping using UAV-derived thermal imagery: limits and opportunities. *The Cryosphere Discussions*. doi: 10.5194/tc-2022-113.
- Gulley, J., and Benn, D. I. (2007). Structural control of englacial drainage systems in Himalayan debris-covered

glaciers. *J. Glaciol.* 53, 399–412. doi:10.3189/002214307783258378.

Gulley, J. D., Benn, D. I., Screaton, E., and Martin, J. (2009). Mechanisms of englacial conduit formation and their implications for subglacial recharge. *Quat. Sci. Rev.* 28, 1984–1999. doi:10.1016/j.quascirev.2009.04.002.

Han, H., Wang, J., Wei, J., and Liu, S. (2010). Backwasting rate on debris-covered Koxkar glacier, Tuomuer mountain, China. *J. Glaciol.* 56, 287–296. doi:10.3189/002214310791968430.

Haritashya, U. K., Kargel, J. S., Shugar, D. H., Leonard, G. J., Strattman, K., Watson, C. S., et al. (2018). Evolution and Controls of Large Glacial Lakes in the Nepal Himalaya. *Remote Sensing* 10, 798. doi: 10.3390/rs10050798.

Heid, T., and Kääb, A. (2012). Evaluation of existing image matching methods for deriving glacier surface displacements globally from optical satellite imagery. *Remote Sens. Environ.* 118, 339–355. doi: 10.1016/j.rse.2011.11.024.

Herreid, S., and Pellicciotti, F. (2020). The state of rock debris covering Earth's glaciers. *Nat. Geosci.* 13, 621–627. doi:10.1038/s41561-020-0615-0.

Hugonnet, R., McNabb, R., Berthier, E., Menounos, B., Nuth, C., Girod, L., et al. (2021). Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century. *Nature* 592, 726–731. doi: 10.1038/s41586-021-03436-z.

Immerzeel, W. W., Kraaijenbrink, P. D. A., Shea, J. M., Shrestha, A. B., Pellicciotti, F., Bierkens, M. F. P., et al. (2014). High-resolution monitoring of Himalayan glacier dynamics using unmanned aerial vehicles. *Remote Sens. Environ.* 150, 93–103. doi:10.1016/j.rse.2014.04.025.

Immerzeel, W. W., Lutz, A. F., Andrade, M., Bahl, A., Biemans, H., Bolch, T., et al. (2020). Importance and vulnerability of the world's water towers. *Nature* 577, 364–369. doi: 10.1038/s41586-019-1822-y.

Irrazaval, I., Dussailant, A., Vivero, S., Iribarren-Anacona, P., and Mariethoz, G. (2022). Ice Dynamics and Morphological Changes During Proglacial Lake Development at Exploradores Glacier, Patagonia. *Front Earth Sci. Chin.* 10. doi: 10.3389/feart.2022.791487.

- Kääb, A., Berthier, E., Nuth, C., Gardelle, J., and Arnaud, Y. (2012). Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the Himalayas. *Nature* 488, 495–498. doi:10.1038/nature11324.
- Karimi, N., Sheshangosht, S., and Roozbahani, R. (2021). High-resolution monitoring of debris-covered glacier mass budget and flow velocity using repeated UAV photogrammetry in Iran. *Geomorphology* 389, 107855. doi: 10.1016/j.geomorph.2021.107855.
- King, O., Quincey, D. J., Carrivick, J. L., and Rowan, A. V. (2017). Spatial variability in mass loss of glaciers in the Everest region, central Himalayas, between 2000 and 2015. *The Cryosphere* 11, 407–426. doi: 10.5194/tc-11-407-2017.
- King, O., Dehecq, A., Quincey, D., and Carrivick, J. (2018). Contrasting geometric and dynamic evolution of lake and land-terminating glaciers in the central Himalaya. *Glob. Planet. Change* 167, 46–60. doi: 10.1016/j.gloplacha.2018.05.006.
- King, O., Bhattacharya, A., Bhambri, R., and Bolch, T. (2019). Glacial lakes exacerbate Himalayan glacier mass loss. *Sci. Rep.* 9, 18145. doi: 10.1038/s41598-019-53733-x.
- King, O., Turner, A. G. D., Quincey, D. J., and Carrivick, J. L. (2020). Morphometric evolution of Everest region debris-covered glaciers. *Geomorphology* 371, 107422. doi: 10.1016/j.geomorph.2020.107422.
- Kneib, M., Miles, E. S., Buri, P., Fugger, S., McCarthy, M., Shaw, T. E., et al. (2022). Sub-seasonal variability of supraglacial ice cliff melt rates and associated processes from time-lapse photogrammetry. doi: 10.5194/tc-2022-81.
- Kraaijenbrink, P., Meijer, S. W., Shea, J. M., Pellicciotti, F., De Jong, S. M., and Immerzeel, W. W. (2016a). Seasonal surface velocities of a Himalayan glacier derived by automated correlation of unmanned aerial vehicle imagery. *Ann. Glaciol.* 57, 103–113. doi:10.3189/2016AoG71A072.
- Kraaijenbrink, P. D. A., Shea, J. M., Pellicciotti, F., Jong, S. M. de, and Immerzeel, W. W. (2016b). Object-based analysis of unmanned aerial vehicle imagery to map and characterise surface features on a debris-covered glacier. *Remote Sens. Environ.* 186, 581–595. doi:10.1016/j.rse.2016.09.013.
- Kraaijenbrink, P. D. A., Shea, J. M., Litt, M., Steiner, J. F., Treichler, D., Koch, I., et al. (2018). Mapping surface

temperatures on a debris-covered glacier with an unmanned aerial vehicle. *Front. Earth Sci.* 6, 64. doi: 10.3389/feart.2018.00064.

Komori, J. (2008). Recent expansions of glacial lakes in the Bhutan Himalayas. *Quat. Int.* 184, 177–186. doi: 10.1016/j.quaint.2007.09.012.

Lamsal, D., Fujita, K., and Sakai, A. (2017). Surface lowering of the debris-covered area of Kanchenjunga Glacier in the eastern Nepal Himalaya since 1975, as revealed by Hexagon KH-9 and ALOS satellite observations. *Cryosphere* 11, 2815–2827. doi:10.5194/tc-11-2815-2017.

Li, D., Lu, X., Walling, D. E., Zhang, T., Steiner, J. F., Wasson, R. J., et al. (2022). High Mountain Asia hydropower systems threatened by climate-driven landscape instability. *Nat. Geosci.*, 1–11. doi: 10.1038/s41561-022-00953-y.

Linsbauer, A., Frey, H., Haerberli, W., Machguth, H., Azam, M. F., and Allen, S. (2016). Modelling glacier-bed overdeepenings and possible future lakes for the glaciers in the Himalaya—Karakoram region. *Ann. Glaciol.* 57, 119–130. doi: 10.3189/2016AoG71A627.

Liu, Q., Mayer, C., Wang, X., Nie, Y., Wu, K., Wei, J., et al. (2020). Interannual flow dynamics driven by frontal retreat of a lake-terminating glacier in the Chinese Central Himalaya. *Earth Planet. Sci. Lett.* 546, 116450. doi: 10.1016/j.epsl.2020.116450.

Lucieer, A., Jong, S. M. de, and Turner, D. (2014). Mapping landslide displacements using Structure from Motion (SfM) and image correlation of multi-temporal UAV photography. *Progr. Phys. Geogr.* 38, 97–116. doi:10.1177/0309133313515293.

Mattson, L. E., Gardner, J. S., and Young, G. J. (1993). Ablation on Debris Covered Glaciers: an Example from the Rakhiot Glacier, Punjab, Himalaya. *IAHS Publ.* 218 (Symposium at Seattle 2000 – Debris-Covered Glaciers), 289–296.

Maurer, J. M., Rupper, S. B., and Schaefer, J. M. (2016). Quantifying ice loss in the eastern Himalayas since 1974 using declassified spy satellite imagery. *cryosphere* 10, 2203–2215. doi: 10.5194/tc-10-2203-2016.

Maurer, J. M., Schaefer, J. M., Rupper, S., and Corley, A. (2019). Acceleration of ice loss across the Himalayas over the past 40 years. *Sci Adv* 5, eaav7266. doi: 10.1126/sciadv.aav7266.

- Maurer, J. M., Schaefer, J. M., Russell, J. B., Rupper, S., Wangdi, N., Putnam, A. E., et al. (2020). Seismic observations, numerical modeling, and geomorphic analysis of a glacier lake outburst flood in the Himalayas. *Sci Adv* 6. doi: 10.1126/sciadv.aba3645.
- McCarthy, M., Miles, E., Kneib, M., Buri, P., Fugger, S., and Pellicciotti, F. (2021). Supraglacial debris thickness and supply rate in High-Mountain Asia. *EarthArXiv*. doi: 10.31223/x5ww5b.
- Mertes, J. R., Gulley, J. D., Benn, D. I., Thompson, S. S., and Nicholson, L. I. (2017). Using structure-from-motion to create glacier DEMs and orthoimagery from historical terrestrial and oblique aerial imagery: SfM on Differing Historical Glacier Imagery Sets. *Earth Surf. Processes Landforms* 42, 2350–2364. doi: 10.1002/esp.4188.
- Messerli, A., and Grinsted, A. (2015). Image georectification and feature tracking toolbox: ImGRAFT. *Geosci. Instrum. Methods Data Syst.* 4, 23–34. doi: 10.5194/gi-4-23-2015.
- Miles, E. S., Pellicciotti, F., Willis, I. C., Steiner, J. F., Buri, P., and Arnold, N. S. (2016). Refined energy-balance modelling of a supraglacial pond, Langtang Khola, Nepal. *Ann. Glaciol.* 57, 29–40. doi:10.3189/2016AoG71A421.
- Miles, E. S., Steiner, J. F., and Brun, F. (2017a). Highly variable aerodynamic roughness length ( $z_0$ ) for a hummocky debris-covered glacier. *J. Geophys. Res.* 122, 8447–8466. doi: 10.1002/2017jd026510.
- Miles, E. S., Willis, I. C., Arnold, N. S., Steiner, J., and Pellicciotti, F. (2017b). Spatial, seasonal and interannual variability of supraglacial ponds in the Langtang Valley of Nepal, 1999–2013. *J. Glaciol.* 63, 88–105. doi:10.1017/jog.2016.120.
- Miles, E. S., Steiner, J., Willis, I., Buri, P., Immerzeel, W. W., Chesnokova, A., et al. (2017c). Pond Dynamics and Supraglacial-Englacial Connectivity on Debris-Covered Lirung Glacier, Nepal. *Front Earth Sci. Chin.* 5, 69. doi:10.3389/feart.2017.00069.
- Miles, E. S., Willis, I., Buri, P., Steiner, J. F., Arnold, N. S., and Pellicciotti, F. (2018). Surface Pond Energy Absorption Across Four Himalayan Glaciers Accounts for 1/8 of Total Catchment Ice Loss. *Geophys. Res. Lett.* 45, 10464–10473. doi: 10.1029/2018GL079678.
- Miles, E., McCarthy, M., Dehecq, A., Kneib, M., Fugger, S., and Pellicciotti, F. (2021). Health and sustainability



of glaciers in High Mountain Asia. *Nat. Commun.* 12, 2868. doi: 10.1038/s41467-021-23073-4.

Miles, E. S., Steiner, J. F., Buri, P., Immerzeel, W. W., and Pellicciotti, F. (2022). Controls on the relative melt rates of debris-covered glacier surfaces. *Environ. Res. Lett.* 17, 064004. doi: 10.1088/1748-9326/ac6966.

Miles, K. E., Hubbard, B., Quincey, D. J., Miles, E. S., Irvine-Fynn, T. D. L., and Rowan, A. V. (2019). Surface and subsurface hydrology of debris-covered Khumbu Glacier, Nepal, revealed by dye tracing. *Earth Planet. Sci. Lett.* 513, 176–186. doi:10.1016/j.epsl.2019.02.020.

Miles, K. E., Hubbard, B., Irvine-Fynn, T. D. L., Miles, E. S., Quincey, D. J., and Rowan, A. V. (2020). Hydrology of debris-covered glaciers in High Mountain Asia. *Earth-Sci. Rev.* 207, 103212. doi: 10.1016/j.earscirev.2020.103212.

Mölg, N., Bolch, T., Walter, A., and Vieli, A. (2019). Unravelling the evolution of Zmuttgletscher and its debris cover since the end of the Little Ice Age. *cryosphere* 13, 1889–1909. doi: 10.5194/tc-13-1889-2019.

Mölg, N., Ferguson, J., Bolch, T., and Vieli, A. (2020). On the influence of debris cover on glacier morphology: How high-relief structures evolve from smooth surfaces. *Geomorphology* 357, 107092. doi:10.1016/j.geomorph.2020.107092.

Nagai, H., Fujita, K., Nuimura, T., and Sakai, A. (2013). Southwest-facing slopes control the formation of debris-covered glaciers in the Bhutan Himalaya. *The Cryosphere* 7, 1303–1314. doi: 10.5194/tc-7-1303-2013.

Nakawo, M., and Young, G. J. (1982). Estimate of Glacier Ablation under a Debris Layer from Surface Temperature and Meteorological Variables. *J. Glaciol.* 28, 29–34. doi:10.3189/S002214300001176X.

Narama, C., Daiyrov, M., Tadono, T., Yamamoto, M., Kääh, A., Morita, R., et al. (2017). Seasonal drainage of supraglacial lakes on debris-covered glaciers in the Tien Shan Mountains, Central Asia. *Geomorphology* 286, 133–142. doi:10.1016/j.geomorph.2017.03.002.

Nicholson, L., and Benn, D. I. (2006). Calculating ice melt beneath a debris layer using meteorological data. *J. Glaciol.* 52, 463–470. doi: 10.3189/172756506781828584.

Nie, Y., Sheng, Y., Liu, Q., Liu, L., Liu, S., Zhang, Y., et al. (2017). A regional-scale assessment of Himalayan

glacial lake changes using satellite observations from 1990 to 2015. *Remote Sens. Environ.* 189, 1–13. doi: 10.1016/j.rse.2016.11.008.

Nuimura, T., Fujita, K., Fukui, K., Asahi, K., Aryal, R., and Ageta, Y. (2011). Temporal Changes in Elevation of the Debris-Covered Ablation Area of Khumbu Glacier in the Nepal Himalaya since 1978. *Arct. Antarct. Alp. Res.* 43, 246–255. doi: 10.1657/1938-4246-43.2.246.

Nuimura, T., Fujita, K., Yamaguchi, S., and Sharma, R. R. (2012). Elevation changes of glaciers revealed by multitemporal digital elevation models calibrated by GPS survey in the Khumbu region, Nepal Himalaya, 1992–2008. *J. Glaciol.* 58, 648–656. doi:10.3189/2012JoG11J061.

Nuimura, T., Sakai, A., Taniguchi, K., Nagai, H., Lamsal, D., Tsutaki, S., et al. (2015). The GAMDAM glacier inventory: a quality-controlled inventory of Asian glaciers. *Cryosphere* 9, 849–864. doi:10.5194/tc-9-849-2015.

Nuimura, T., Fujita, K., and Sakai, A. (2017). Downwasting of the debris-covered area of Lirung Glacier in Langtang Valley, Nepal Himalaya, from 1974 to 2010. *Quat. Int.* 455, 93–101. doi: 10.1016/j.quaint.2017.06.066.

O’Callaghan, J. F., and Mark, D. M. (1984). The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Comput. Vis. Graph. Image Process.* 28, 323–344. doi:10.1016/S0734-189X(84)80011-0.

Østrem, G. (1959). Ice Melting under a Thin Layer of Moraine, and the Existence of Ice Cores in Moraine Ridges. *Geogr. Ann.* 41, 228–230. doi:10.1080/20014422.1959.11907953.

Paul, F., Barrand, N. E., Baumann, S., Berthier, E., Bolch, T., Casey, K., et al. (2013). On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data. *Ann. Glaciol.* 54, 171–182. doi: 10.3189/2013AoG63A296.

Pellicciotti, F., Stephan, C., Miles, E., Herreid, S., Immerzeel, W. W., and Bolch, T. (2015). Mass-balance changes of the debris-covered glaciers in the Langtang Himal, Nepal, from 1974 to 1999. *J. Glaciol.* 61, 373–386. doi:10.3189/2015JoG13J237.

Podolskiy, E. A., Fujita, K., Sunako, S., Tsushima, A., and Kayastha, R. B. (2018). Nocturnal Thermal Fracturing of a Himalayan Debris-Covered Glacier Revealed by Ambient Seismic Noise. *Geophys. Res. Lett.* 45, 9699–9709. doi:10.1029/2018GL079653.

- Podolskiy, E. A., Fujita, K., Sunako, S., and Sato, Y. (2019). Viscoelastic Modeling of Nocturnal Thermal Fracturing in a Himalayan Debris-Covered Glacier. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 124, 1485–1515. doi:10.1029/2018JF004848.
- Pronk, J. B., Bolch, T., King, O., Wouters, B., and Benn, D. I. (2021). Contrasting surface velocities between lake- and land-terminating glaciers in the Himalayan region. *cryosphere* 15, 5577–5599. doi: 10.5194/tc-15-5577-2021.
- Quincey, D. J., Richardson, S. D., Luckman, A., Lucas, R. M., Reynolds, J. M., Hambrey, M. J., et al. (2007). Early recognition of glacial lake hazards in the Himalaya using remote sensing datasets. *Glob. Planet. Change* 56, 137-152. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.013.
- Quincey, D. J., Luckman, A., and Benn, D. (2009). Quantification of Everest region glacier velocities between 1992 and 2002, using satellite radar interferometry and feature tracking. *Journal of Glaciology* 55, 596–606. doi: 10.3189/002214309789470987.
- Ragetti, S., Bolch, T., and Pellicciotti, F. (2016). Heterogeneous glacier thinning patterns over the last 40 years in Langtang Himal, Nepal. *Cryosphere* 10, 2075-2097. doi:10.5194/tc-10-2075-2016.
- Reid, T. D., and Brock, B. W. (2014). Assessing ice-cliff backwasting and its contribution to total ablation of debris-covered Miage glacier, Mont Blanc massif, Italy. *J. Glaciol.* 60, 3–13. doi: 10.3189/2014JoG13J045.
- Richardson, S. D., and Reynolds, J. M. (2000). An overview of glacial hazards in the Himalayas. *Quat. Int.* 65-66, 31–47. doi: 10.1016/S1040-6182(99)00035-X.
- Röhl, K. (2008). Characteristics and evolution of supraglacial ponds on debris-covered Tasman Glacier, New Zealand. *J. Glaciol.* 54, 867–880. doi:10.3189/002214308787779861.
- Sakai A, Nakawo M and Fujita K (1998) Melt rate of ice cliffs on the Lirung glacier, Nepal Himalayas, 1996. *Bull. Glacier Res.*, 16, 57–66.
- Sakai, A., Chikita, K., and Yamada, T. (2000a). Expansion of a moraine-dammed glacial lake, Tsho Rolpa, in Rolwaling Himal, Nepal Himalaya. *Limnol. Oceanogr.* 6. doi: 10.4319/lo.2000.45.6.1401.

- Sakai, A., Takeuchi, N., Fujita, K., and Nakawo, M. (2000b). Role of supraglacial ponds in the ablation process of a debris-covered glacier in the Nepal Himalayas. *IAHS-AISH Publ.*, 119–130.
- Sakai, A., Nakawo, M., and Fujita, K. (2002). Distribution Characteristics and Energy Balance of Ice Cliffs on Debris-Covered Glaciers, Nepal Himalaya. *Arct. Antarct. Alp. Res.* 34, 12. doi:10.2307/1552503.
- Sakai, A., Nishimura, K., Kadota, T., and Takeuchi, N. (2009). Onset of calving at supraglacial lakes on debris-covered glaciers of the Nepal Himalaya. *J. Glaciol.* 55, 909–917. doi: 10.3189/002214309790152555.
- Sakai, A., and Fujita, K. (2010). Formation conditions of supraglacial lakes on debris-covered glaciers in the Himalaya. *J. Glaciol.* 56, 177–181. doi:10.3189/002214310791190785.
- Sakai, A. (2019). Brief communication: Updated GAMDAM glacier inventory over high-mountain Asia. *Cryosphere* 13, 2043–2049. doi:10.5194/tc-13-2043-2019.
- Salerno, F., Thakuri, S., D'Agata, C., Smiraglia, C., Manfredi, E. C., Viviano, G., et al. (2012). Glacial lake distribution in the Mount Everest region: Uncertainty of measurement and conditions of formation. *Glob. Planet. Change* 92-93, 30–39. doi:10.1016/j.gloplacha.2012.04.001.
- Salerno, F., Thakuri, S., Tartari, G., Nuimura, T., Sunako, S., Sakai, A., et al. (2017). Debris-covered glacier anomaly? Morphological factors controlling changes in the mass balance, surface area, terminus position, and snow line altitude of Himalayan glaciers. *Earth Planet. Sci. Lett.* 471, 19–31. doi:10.1016/j.epsl.2017.04.039.
- Sakakibara, D., and Sugiyama, S. (2014). Ice-front variations and speed changes of calving glaciers in the Southern Patagonia Icefield from 1984 to 2011: calving glaciers in southern Patagonia. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 119, 2541–2554. doi: 10.1002/2014JF003148.
- Sato, Y., Fujita, K., Inoue, H., Sunako, S., Sakai, A., Tsushima, A., et al. (2021). Ice Cliff Dynamics of Debris-Covered Trakarding Glacier in the Rolwaling Region, Nepal Himalaya. *Front Earth Sci. Chin.* 9, 623623. doi: 10.3389/feart.2021.623623.
- Sato, Y., Fujita, K., Inoue, H., Sakai, A., and Karma (2022). Land- to lake-terminating transition triggers dynamic thinning of a Bhutanese glacier. *The Cryosphere* 16, 2643–2654. doi: 10.5194/tc-16-2643-2022.

- Scherler, D., Bookhagen, B., and Strecker, M. R. (2011). Hillslope-glacier coupling: The interplay of topography and glacial dynamics in High Asia. *J. Geophys. Res.* 116. doi: 10.1029/2010jf001751.
- Shean, D. E., Bhushan, S., Montesano, P., Rounce, D. R., Arendt, A., and Osmanoglu, B. (2020). A Systematic, Regional Assessment of High Mountain Asia Glacier Mass Balance. *Front Earth Sci. Chin.* 7, 363. doi:10.3389/feart.2019.00363.
- Shugar, D. H., Burr, A., Haritashya, U. K., Kargel, J. S., Watson, C. S., Kennedy, M. C., et al. (2020). Rapid worldwide growth of glacial lakes since 1990. *Nat. Clim. Chang.* 10, 939–945. doi: 10.1038/s41558-020-0855-4.
- Song, C., Sheng, Y., Wang, J., Ke, L., Madson, A., and Nie, Y. (2017). Heterogeneous glacial lake changes and links of lake expansions to the rapid thinning of adjacent glacier termini in the Himalayas. *Geomorphology* 280, 30–38. doi: 10.1016/j.geomorph.2016.12.002.
- Steiner, J. F., Pellicciotti, F., Buri, P., Miles, E. S., Immerzeel, W. W., and Reid, T. D. (2015). Modelling ice-cliff backwasting on a debris-covered glacier in the Nepalese Himalaya. *J. Glaciol.* 61, 889–907. doi:10.3189/2015JoG14J194.
- Steiner, J. F., and Pellicciotti, F. (2016). Variability of air temperature over a debris-covered glacier in the Nepalese Himalaya. *Ann. Glaciol.* 57, 295–307. doi: 10.3189/2016AoG71A066.
- Steiner, J. F., Buri, P., Miles, E. S., Ragetti, S., and Pellicciotti, F. (2019). Supraglacial ice cliffs and ponds on debris-covered glaciers: spatio-temporal distribution and characteristics. *J. Glaciol.* 65, 617–632. doi:10.1017/jog.2019.40.
- Sunako, S., Fujita, K., Sakai, A., and Kayastha, R. B. (2019). Mass balance of Trambau Glacier, Rolwaling region, Nepal Himalaya: in-situ observations, long-term reconstruction and mass-balance sensitivity. *J. Glaciol.* 65, 605–616. doi:10.1017/jog.2019.37.
- Suzuki, R., Fujita, K., and Ageta, Y. (2007). Spatial distribution of thermal properties on debris-covered glaciers in the Himalayas derived from ASTER data, *Bull. Glaciol. Res.*, 24, 13–22.
- Tachikawa, T., Hato, M., Kaku, M., and Iwasaki, A. (2011). Characteristics of ASTER GDEM version 2. in *2011 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 3657–3660. doi:

10.1109/IGARSS.2011.6050017.

- Thakuri, S., Salerno, F., Bolch, T., Guyennon, N., and Tartari, G. (2016). Factors controlling the accelerated expansion of Imja Lake, Mount Everest region, Nepal. *Ann. Glaciol.* 57, 245–257. doi: 10.3189/2016AoG71A063.
- Thompson, S., Benn, D. I., Mertes, J., and Luckman, A. (2016). Stagnation and mass loss on a Himalayan debris-covered glacier: processes, patterns and rates. *J. Glaciol.* 62, 467–485. doi:10.1017/jog.2016.37.
- Tshering, P., and Fujita, K. (2016). First in situ record of decadal glacier mass balance (2003–2014) from the Bhutan Himalaya. *Ann. Glaciol.* 57, 289–294. doi:10.3189/2016AoG71A036.
- Tsutaki, S., Nishimura, D., Yoshizawa, T., and Sugiyama, S. (2011). Changes in glacier dynamics under the influence of proglacial lake formation in Rhonegletscher, Switzerland. *Ann. Glaciol.* 52, 31–36. doi: 10.3189/172756411797252194.
- Tsutaki, S., Sugiyama, S., Nishimura, D., and Funk, M. (2013). Acceleration and flotation of a glacier terminus during formation of a proglacial lake in Rhonegletscher, Switzerland. *J. Glaciol.* 59, 559–570. doi: 10.3189/2013JoG12J107.
- Tsutaki, S., Fujita, K., Nuimura, T., Sakai, A., Sugiyama, S., Komori, J., et al. (2019). Contrasting thinning patterns between lake- and land-terminating glaciers in the Bhutanese Himalaya. *The Cryosphere* 13, 2733–2750. doi: 10.5194/tc-13-2733-2019.
- Vincent, C., Wagnon, P., Shea, J. M., Immerzeel, W. W., Kraaijenbrink, P., Shrestha, D., et al. (2016). Reduced melt on debris-covered glaciers: investigations from Changri Nup Glacier, Nepal. *Cryosphere* 10, 1845–1858. doi:10.5194/tc-10-1845-2016.
- Watson, C. S., Quincey, D. J., Carrivick, J. L., and Smith, M. W. (2016). The dynamics of supraglacial ponds in the Everest region, central Himalaya. *Glob. Planet. Change* 142, 14–27. doi:10.1016/j.gloplacha.2016.04.008.
- Watson, C. S., Quincey, D. J., Carrivick, J. L., and Smith, M. W. (2017a). Ice cliff dynamics in the Everest region of the Central Himalaya. *Geomorphology* 278, 238–251. doi: 10.1016/j.geomorph.2016.11.017

- Watson, C. S., Quincey, D. J., Smith, M. W., Carrivick, J. L., Rowan, A. V., and James, M. R. (2017b). Quantifying ice cliff evolution with multi-temporal point clouds on the debris-covered Khumbu Glacier, Nepal. *J. Glaciol.* 63, 823–837. doi:10.1017/jog.2017.47.
- Watson, C. S., Quincey, D. J., Carrivick, J. L., Smith, M. W., Rowan, A. V., and Richardson, R. (2018). Heterogeneous water storage and thermal regime of supraglacial ponds on debris-covered glaciers. *Earth Surf. Process. Landf.* 43, 229–241. doi:10.1002/esp.4236.
- Watson, C. S., Kargel, J. S., Shugar, D. H., Haritashya, U. K., Schiassi, E., and Furfaro, R. (2020). Mass Loss From Calving in Himalayan Proglacial Lakes. *Front Earth Sci. Chin.* 7, 342. doi: 10.3389/feart.2019.00342.
- Wei, J., Liu, S., Wang, X., Zhang, Y., Jiang, Z., Wu, K., et al. (2020). Longbasaba Glacier recession and contribution to its proglacial lake volume between 1988 and 2018. *J. Glaciol.*, 1–12. doi: 10.1017/jog.2020.119.
- Westoby, M. J., Brasington, J., Glasser, N. F., Hambrey, M. J., and Reynolds, J. M. (2012). “Structure-from-Motion” photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology* 179, 300–314. doi: 10.1016/j.geomorph.2012.08.021.
- Westoby, M. J., Glasser, N. F., Brasington, J., Hambrey, M. J., Quincey, D. J., and Reynolds, J. M. (2014). Modelling outburst floods from moraine-dammed glacial lakes. *Earth-Sci. Rev.* 134, 137–159. doi: 10.1016/j.earscirev.2014.03.009.
- Westoby, M. J., Rounce, D. R., Shaw, T. E., Fyffe, C. L., Moore, P. L., Stewart, R. L., et al. (2020). Geomorphological evolution of a debris-covered glacier surface. *Earth Surf. Processes Landforms* 54, 73. doi: 10.1002/esp.4973.
- Wigmore, O., and Mark, B. (2017). Monitoring tropical debris-covered glacier dynamics from high-resolution unmanned aerial vehicle photogrammetry, Cordillera Blanca, Peru. *Cryosphere* 11, 2463–2480. doi:10.5194/tc-11-2463-2017.
- Yamada, T., Naito, N., Kohshima, S., Fushimi, H., Nakazawa, F., Segawa, T., Uetake, J., Suzuki, R., Sato, N., Karma, Chhetri, I. K., Gyenden, L., Yabuki, H., and Chikita, K. (2004). Outline of 2002 – research activities on glaciers and glacier lakes in Lunana region, Bhutan Himalaya, *Bull. Glaciol. Res.*, 21, 79–90.

- Zhang, G., Yao, T., Xie, H., Wang, W., and Yang, W. (2015). An inventory of glacial lakes in the Third Pole region and their changes in response to global warming. *Glob. Planet. Change* 131, 148–157. doi: 10.1016/j.gloplacha.2015.05.013.
- Zhang, G., Bolch, T., Allen, S., Linsbauer, A., Chen, W., and Wang, W. (2019). Glacial lake evolution and glacier–lake interactions in the Poiqu River basin, central Himalaya, 1964–2017. *J. Glaciol.* 65, 347–365. doi: 10.1017/jog.2019.13.
- Zhang, Y., Fujita, K., Liu, S., Liu, Q., and Nuimura, T. (2011). Distribution of debris thickness and its effect on ice melt at Hailuoguo glacier, southeastern Tibetan Plateau, using in situ surveys and ASTER imagery. *J. Glaciol.* 57, 1147–1157. doi:10.3189/002214311798843331.
- Zheng, G., Allen, S. K., Bao, A., Ballesteros-Cánovas, J. A., Huss, M., Zhang, G., et al. (2021). Increasing risk of glacial lake outburst floods from future Third Pole deglaciation. *Nat. Clim. Chang.* 11, 411–417. doi: 10.1038/s41558-021-01028-3.