

ネパール・ヒマラヤにおける高標高域に位置する
氷河の質量収支と気候条件に関する研究
(Mass balance and climatic condition of a high altitude glacier
in the Nepal Himalaya)

砂子 宗次郎
(SUNAKO, Sojiro)

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)

2019 年

主論文の要旨

近年世界の氷河は縮小傾向にあるが、ヒマラヤ地域の氷河も質量が損失傾向にある。衛星データや数値計算を用いた氷河変動に関する研究は現在までに多く行われている一方で、現地観測に基づいた研究はアクセスの困難さから数えるほどしか報告されていない。また質量収支観測が行われた氷河の多くは、観測が容易な低標高域に位置した小型氷河であるため、地域代表性に乏しいことが指摘されている。従って、高標高域での質量収支が依然として待たれている。

氷河における長期間の質量収支復元や気候感度を推定する手法として、先行研究では主に気象データを入力値とする質量収支モデルを用いた方法が採用されてきた。他方、現地観測が困難な高標高域における降水量は、モデル内で推定したパラメータの採用や氷河より下流にて観測された降水量データを元に推定する手法が主であった。従って、高標高域での質量収支観測は、降水量の推定やモデル検証のためにも極めて重要である。さらに近年の研究では、ヒマラヤやチベット高原の高標高域ほど気温上昇が進んでいる傾向にあると報告されている一方、気温や降水の変動を定量化・議論した研究は極めて少ない。そこで本研究は、ネパール・ヒマラヤの高標高域に位置する Trambau 氷河を対象に、現地観測と質量収支モデルを用いて 1980 年以降の質量収支変動を復元した。併せて、Trambau 氷河が過去に平衡状態であった際の気候条件を氷河の面積高度分

布と鉛直方向の流動を示す浮上速度を用いて復元し、現在気候と比較検討を行った。

ネパール・ヒマラヤに位置する Trambau 氷河にて質量収支、気象、流動及び氷厚観測を実施した。2016 年 5 月に質量収支観測用のステークを氷河上 5280–5850 m a.s.l. の範囲に設置し、2016, 2017, 2018 年 10 月にステークの高さ変化を読み取ることで、2016 年融解期 (5–10 月) 及び 2016–2017 年, 2017–2018 年の質量収支を求めた。観測した質量収支は 2016 年融解期に 5850 m a.s.l. 地点でわずかに正の値を得たものの、全体として負の値を示した。観測から得た質量収支を元に先行研究にて構築された質量収支モデルの検証を行った結果、気温減率と降水の高度に対する勾配を補正することによって、観測された質量収支を再現することができた。1980–2018 年の質量収支復元を行った結果、Trambau 氷河の質量収支は $-0.65 \pm 0.39 \text{ m w.e. a}^{-1}$ を示し、過去 39 年間質量が損失傾向にあることが明らかとなった。他方、先行研究で示された Mera 氷河の質量収支は、2008–2015 年の期間平衡状態であり、Trambau 氷河と傾向が異なった。この原因について、各氷河の面積高度分布及び気候条件の違いから検討した。両氷河での気候条件は同様と仮定し、面積高度分布のみを変更して Mera 氷河の質量収支を求めたところ、計算結果は Trambau 氷河と比較してより負の値を示した。Mera 氷河の面積高度分布が質量収支に優位に働いているとすれば、同一の気候条件

にて計算した Mera 氷河の質量収支は、Trambau 氷河よりも正の値に近づくはずである。従って、各氷河での質量収支の傾向が異なる原因は、気候条件の違いであると示唆された。先行研究によれば、Mera 氷河上での降水量は Trambau 氷河の~1.7 倍程度であることが報告されており、本研究での比較結果を支持していた。加えて、Trambau 及び Mera 氷河の平均斜面方位を求めた結果、Trambau 氷河の南向き (223°) に対して、Mera 氷河は北東向き (44°) であることが示された。従って、Trambau 氷河では日射の影響を受けやすく且つ年間降水量が Mera 氷河と比較して少ないため、質量収支がより負の傾向を示すことが明らかとなった。

次に、質量収支モデルを用いて Trambau 氷河の現在の面積高度分布を維持するために必要な気候条件を推定した。自動気象計を設置した 4806 m a.s.l. 地点での夏期平均気温と年間降水量を 1980–2018 年の季節変動パターンを考慮しつつモデル内で変化させた結果、必要な年間降水量は夏期平均気温に比して増加することが明らかとなった。他方、面積高度分布を維持するための夏期平均気温と年間降水量の組み合わせは無数にあり、過去 39 年間の気候条件との比較だけでは現在の気候変動を定量化できないことが示された。

氷河の表面標高変化は、表面での質量収支と鉛直方向の流動速度に値する浮上速度によって決定される。氷河が平衡状態の場合、氷河上での表面標高は不

変なので質量収支と浮上速度は釣り合う．この関係を用いて，Trambau 氷河が平衡状態と仮定した際のダイナミクスを満たす質量収支を浮上速度から求めた．

まず現地観測，衛星データ及び数値計算モデルから得た流動速度，氷厚分布，表面標高変化及び質量収支を元に，独立した三つの手法から 2000–2016 年と近年の浮上速度を求めた．その結果，Trambau 氷河末端付近では，近年浮上速度が減速していることが明らかとなった．この原因として涵養量の減少や融解に伴う流動の減速によって，氷河上流からの氷のフラックス量が減少している可能性が考えられる．Trambau 氷河のダイナミクスを満たす質量収支を再現するための気候条件を質量収支モデルから求めた結果，夏期平均気温及び年間降水量はそれぞれ $4.0 \pm 0.1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ と $680 \pm 20 \text{ mm}$ を示した．他方，同量の降水量を仮定すると面積高度分布を維持するために必要な夏期平均気温は $3.6 \pm 0.2 \text{ }^{\circ}\text{C}$ と求められた．面積高度分布とダイナミクスをそれぞれ満たす夏期平均気温に差が見られた原因は，近年の面積高度分布の急速な変化に対して，気候変動に対する浮上速度の応答が遅いためであると考えられる．面積高度分布及びダイナミクスの両方を満たす気温と降水が Trambau 氷河の平衡状態の気候条件であると仮定すると，それぞれ $3.8 \pm 0.3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 及び $680 \pm 20 \text{ mm}$ を得た．この結果を 1980–2018 年の夏期平均気温及び年間降水量と比較すると，4806 m a.s.l.地点で $+0.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ の温暖化及び $+50 \text{ mm}$ の湿潤化が確認された．ヒマラヤ高標高域における気候変動

に関する研究は限られているが、1975–2000年の平均気温に対して、2000–2016年の平均気温は約1°C上昇したことが観測事実として報告されており、本研究の結果と整合的であった。他方、高標高域での降水量の変動傾向は依然として不明確であり、今後の研究が待たれるところである。

以上の通り、本研究は観測が困難な高標高域に位置する氷河の質量収支変動を明らかにした他、氷河の浮上速度と質量収支モデルを用いることで気候変動の定量化を試みた点で重要である。今後は、他の地域に位置する氷河の気象及び質量収支観測結果と本研究の結果を比較検討することで、ヒマラヤ地域に位置する氷河の気候条件に関する研究が更に進むものと期待される。

1 序論	1
2 地域概要	5
3 質量収支観測と長期間の質量収支復元	7
3.1 解析方法	8
3.1.1 気象観測	8
3.1.2 質量収支	8
3.1.3 モデルを用いた質量収支の再現	10
3.1.4 長期間の質量収支復元	12
3.1.5 Climatic regime	14
3.2 質量収支の特徴と考察	15
3.2.1 気象観測	15
3.2.2 質量収支観測結果とモデルによる再現	16
3.2.3 質量収支の感度実験	18
3.2.4 長期間の質量収支復元	19
3.2.5 Trambau 氷河の気候に対する感度	22
3.2.6 Climatic regime	22
4 浮上速度の高度分布推定	24
4.1 解析方法	25
4.1.1 GPS 測量	25
4.1.2 GPR による氷厚測定	25
4.1.3 衛星画像による表面流動速度場の推定	26
4.1.4 氷厚の空間分布推定	27
4.1.5 浮上速度の導出	28
4.2 浮上速度の特徴と考察	31
4.2.1 表面流動速度	31

4.2.2 氷厚観測結果とモデルの検証.....	33
4.2.3 浮上速度の比較.....	34
5 Climatic regime 及びダイナミクスを満たす気候条件の推定	36
6 結論	39
謝辞	42
引用文献	43

1 序論

ヒマラヤ地域に位置する氷河は近年の気候変動によって質量損失傾向にあり、海面上昇への寄与や周辺国の水循環への影響が懸念されている (e.g. Bolch et al., 2012; Gardner et al., 2013; Zemp et al., 2019). リモートセンシング技術や数値計算を用いた氷河研究は多く報告されている一方で (e.g. Fujita and Nuimura, 2011; Brun et al., 2017; King et al., 2017), 現地観測に基づいた研究は氷河へのアクセスの困難さから限られている (e.g. Azam et al., 2016; Tshering and Fujita, 2016; Vincent et al., 2016; Sherpa et al., 2017; Sunako et al., 2019). Azam et al. (2018) によれば, ヒマラヤ地域に位置する氷河で, ステークによる質量収支観測が行われた氷河は僅か 24 に留まっており, そのうち 22 は小型氷河 (<10 km²) である. 加えて, 観測された氷河の多くは, 比較的低標高域に位置しており (e.g. Sherpa et al., 2017; Acharya and Kayastha, 2018), リモートセンシングを用いて得られた地域毎の質量収支と比較すると, より負の値を示す傾向にあることが報告されている (Gardner et al., 2013; Azam et al., 2018). Wagnon et al. (2013) はエベレストより南に 30km 地点にある Mera 氷河にて 2007 年から質量収支観測を行った. Mera 氷河は高標高域 (4940–6420 m a.s.l.) において現在までに観測された唯一の氷河であり, 2007–2015 年までの氷河全体の質量収支が -0.03 ± 0.43 m w.e.であった (Sherpa et al., 2017). 他方, Mera 氷河上では強風の影響により積雪が削剥される

ことによって、冬期の質量収支が不明確であることも報告されている (Wagnon et al., 2013). この原因は、Mera 氷河が山頂付近の斜面にあり、周囲に風の遮蔽物となる地形がないためであり、この強風の効果は同時期に観測されたエベレスト地域にある West Changri Nup 氷河では見られなかった (Sherpa et al., 2017). 従って、ヒマラヤ地域の氷河変動をより理解するために、高標高域に位置した大型谷氷河での質量収支観測が待たれている.

氷河における長期間の質量収支復元や流出量、気候感度を推定する手法として、これまでの研究では熱収支や気温の指標による質量収支モデルが用いられてきた (e.g. Fujita, 2008; Yang et al., 2013; Azam et al., 2014b; Fujita and Sakai, 2014). 複雑な地形や降水パターンを持つヒマラヤ山脈では、モンスーン気候の影響も重なり、降水量が高度や地域毎によって異なることが報告されており (e.g. Seko, 1987; Immerzeel et al., 2014; Salerno et al., 2015), 質量収支モデルを用いる際には降水の高度に対する勾配が重要なパラメータとなる. しかし、高標高域での気象及び質量収支観測が困難であることから、先行研究では氷河よりも低標高域で観測された降水の高度勾配やモデル内で推定した値が用いられてきた (Immerzeel et al., 2014; Fujita and Sakai, 2014). 従って、高標高域における質量収支観測は、モデル検証のためにも極めて重要であると言える.

先行研究から、アジア高山域における氷河の質量収支は特に気温と降水の変

化に対して敏感に応答することが知られている (e.g. Rupper and Roe, 2008; Yang et al., 2013; Azam et al., 2014a; Sakai and Fujita, 2017). 例えば Fujita and Ageta (2000) は、チベット高原に位置する氷河を対象に熱収支モデルを用いて質量収支の感度実験を行い、気象要素のうち気温と降水が最も重要であると報告している。また、先行研究では乾燥地域に位置する氷河は低温環境でなければ存在できず、逆に湿潤地域に位置する氷河は温暖環境において存在可能であることが明らかとなっている (e.g. Ohmura et al., 1992; Braithwaite, 2008; Sakai et al., 2015). 一方、ヒマラヤ地域における個別の氷河を対象に気温と降水の影響を評価した研究は、現在までに限られている (e.g. Azam et al., 2014; Wang et al., 2019). 加えて、近年の研究では、ヒマラヤやチベット高原の高標高域ほど気温上昇が進んでいる傾向にあると報告されている一方 (MRI, 2015), 高標高域における気温や降水の変動を定量化・議論した研究は極めて少ない。

氷河上における質量収支 (b_z) は、氷厚の時間変化 (表面標高変化) 及び氷河流動に伴う氷のフラックス量変化と相互に影響しており、その関係は氷河流動の連続式によって以下のように表される。

$$\frac{\delta h}{\delta t} = b_z + V_e \quad (1)$$

ここで、 t は時間、 h は氷厚、 V_e は浮上速度を示す。浮上速度は鉛直方向の流動速度で、流動に伴い氷河が伸張或いは圧縮することにより生じる見かけ上の表面標高変化を表している (Cuffey and Paterson, 2010)。また、氷河上での浮上速度分布は氷河の流動場によって決定されるため、質量収支と比較して年変動は小さい。氷河流動の連続式は氷河氷の密度が一定とした質量保存則に従って成り立っており、式 1 の 3 項のうち 2 つを明らかにすることで残りの 1 つを残差から求められることを示している。仮に、氷河が年間を通して平衡状態であるとすると、式 1 左辺は 0 m a^{-1} であると考えられることから、氷河上の質量収支は浮上速度と釣り合う。つまり、氷河上の浮上速度を求めれば、氷河が平衡状態であるための質量収支を求めることができる。しかし、浮上速度の算出には氷河上の氷厚及び表面流動速度を用いる必要があるが、ヒマラヤ地域の氷河において近年氷厚及び流動速度観測を行った例は質量収支観測以上に限られているのが現状である (e.g. Azam et al., 2012; Sugiyama et al., 2013; Vincent et al., 2016)。

このような背景から本研究は、ネパール東部ロールワリン地域に位置する Trambau 氷河を対象に気象・氷河観測を実施し、数値計算モデルを組み合わせることによって、1980 年以降の質量収支変動を明らかにする。次いで、Trambau 氷河が過去に平衡状態であった際の気候条件を氷河の面積高度分布と浮上速度を用いて復元し、現在気候と比較検討を行う。

2 地域概要

Trambau 氷河 (23.3 km²) は標高 5190–6510 m a.s.l. の範囲に位置しており、下流部の Trakarding 氷河 (8.3 km²) と共に Trakarding–Trambau 氷河として知られている (図 1). 各氷河は, 1976 年時点では 1 つの氷河として存在していたが (Yabuki, 2012), 現在は標高 5000 m a.s.l. 付近で分断されており, 岩壁が露出している. 他方, 氷河台帳として知られる The Randolph Glacier Inventory (RGI; Pfeffer et al., 2014) や, Glacier Area Mapping for Discharge from the Asian Mountains (GAMDAM; Nuimura et al., 2015) では, Trakarding–Trambau 氷河は依然として 1 つの氷河として登録されている. 本研究では, Trambau 氷河及び Trakarding 氷河をそれぞれ独立した氷河として扱う. 上流部に位置する Trambau 氷河は表面の氷体が露出しているのに対して, Trakarding 氷河表面の多くは, 岩や砂の堆積物に覆われたデブリ氷河である. Trakarding 氷河末端部にはネパール最大の氷河湖 Tsho Rolpa が位置している (Fujita et al., 2013). Tsho Rolpa は 1957 年以降継続的に拡大していたが (Sakai et al., 2000), 1990 年以降湖面積の拡大が減速している (King et al., 2018). Salerno et al. (2015) は, ロールワリン地域より東に位置するクンプ地域 (5050 m a.s.l.) の AWS (Automatic Weather Station) で計測した降水量を解析し, 1994–2013 年の平均月別降水量のうち約 90% が 6 月から 9 月の夏期に集中してい

ると報告した。同様の傾向は、1990年代に Tsho Rolpa 流出口付近で行われた気象観測でも報告されている (Yamada, 1998)。

Trakarding–Trambau 氷河に関する先行研究は、リモートセンシング技術を用いた氷河表面低下量の推定 (e.g. Brun et al., 2017; King et al., 2017) や、数値計算を用いた流域全体の流出量推定 (Fujita and Sakai, 2014) などがある。King et al. (2017) は、異なる衛星データから得られた多時期の DEM (Digital Elevation Model) の差分から、2000年以降の氷河全体の年間質量収支をロールワリン地域を含む広域で見積もっており、Trakarding–Trambau 氷河の値が $-0.48 \pm 0.41 \text{ m w.e. a}^{-1}$ と報告している。しかし、衛星画像のステレオペアから得た DEM は、特に氷河涵養域において欠損や誤差が大きくなることが知られている (e.g. Nuimura et al., 2012)。加えて、King et al. (2017) は Trakarding–Trambau 氷河を一つの氷河として年間質量収支を計算しており、実際の値とは異なると考えられる。Fujita and Sakai (2014) は、熱収支法を用いた質量収支及び流出モデルを構築し、Tsho Rolpa 流域における流出量の寄与率をデブリ域、裸氷域、裸地、湖毎に求めた。その結果、Trakarding–Trambau 氷河デブリ域の流出量は、流域全体の約 56% を占めていることを示した。この研究は、1993–1996年に Tsho Rolpa 流出口にて観測された流出量をモデルの検証データに用いている一方、氷河の質量収支に関する検証は行っていない。さらに、Fujita and Sakai (2014) は、標高に対する降水

の高度勾配を $+35\% \text{ km}^{-1}$ と見積もっているが、高標高域における降水の高度勾配に関する検証は、観測データが無かったことから行われていない。

本研究では Trakarding 及び Trambau 氷河において 2016 年 5 月から 2018 年 11 月まで計 4 回の現地調査を行い、気象、質量収支、氷河表面流動速度及び氷厚観測を実施した。

3 質量収支観測と長期間の質量収支復元

本章では、2016–2018 年に Trambau 氷河を対象に行った質量収支観測の結果を元に Fujita and Sakai (2014) にて構築された数値計算モデルを走らせ、モデルの検証を行う。次に、検証したモデルと再解析気象データを用いて、1980–2018 年 (39 年間) の Trambau 氷河全体の質量収支を求め、傾向を考察する。そして、Trambau 氷河の計算結果と先行研究で報告された Mera 氷河の質量収支を比較し、両氷河の質量収支変動について比較・議論する。さらに、Trambau 氷河における夏期平均気温と年間降水量をモデル内で変動させることにより様々な気象条件を仮定し、Trambau 氷河の質量収支が現在の面積高度分布を維持するために必要な気候条件を考察する。

3.1 解析方法

3.1.1 気象観測

本研究では，Trakarding 氷河左岸沿いの丘 (4806 m a.s.l.) に AWS を設置し，2016 年 5 月から 2018 年 10 月の期間 (2.5 年)，自動気象観測を行った．AWS において観測した項目は，気温，地表面温度，相対湿度，上向き・下向きの短波放射，賞味放射，風向及び風速である．また，転倒ます型雨量計を 2016 年 5 月から 10 月までは Trakarding 氷河末端付近のデブリ上に (D1)，2016 年 10 月から 2018 年 10 月まで AWS と同地点にそれぞれ設置し，雨量観測を実施した．さらに，異なる標高での気温変化を理解するために，気温計を 2016 年 5 月に Tsho Rolpa 流出口付近 (OL)，2016 年 10 月に Trambau 氷河消耗域右岸 (C3) にそれぞれ設置した (図 1)．

3.1.2 質量収支

2016 年 5 月に Trakarding 及び Trambau 氷河上に長さ 2–6 m のステークを計 15 本設置し，2016 年 10 月に Trambau 氷河上に 6 本のステークを追加した．そして，設置時と次年度に再訪問した際のステークの高さ変化を読み取ることで，2016 年の融解期 (以降 2016)，2016–2017 年 (以降 2016/17) 及び 2017–2018 年 (以降 2017/18) の 3 期間の質量収支を得た．Trakarding 氷河表面はデブリで覆われてい

るため、ステークを設置する際はデブリ層を掘削し、設置後にデブリ層を埋め戻した。各ステーク地点におけるデブリ層の厚さは 0.12–0.64 m 程度で、Ngozumpa 氷河をはじめとした他地域のデブリ氷河と比較すると薄い傾向にある (e.g. Nicholson and Benn, 2012; Rounce and Mckinney, 2014)。また 2016 年 10 月には、Trambau 氷河上において積雪密度観測を行い、標高 5280–5850 m a.s.l. の範囲で密度 310–600 kg m⁻³ を得た。各ステーク地点における質量収支は、氷河氷の密度を 880 kg m⁻³ (Tshering and Fujita, 2016)、積雪の密度を観測値の平均 460 kg m⁻³ を用いて求めた。氷河全体の平均の質量収支 (B , m w.e. a⁻¹) は以下の式から求められる。

$$B = \frac{\sum_z A_z b_z}{\sum_z A_z} \quad (2)$$

A_z , b_z は、標高 50 m 毎の氷河面積と質量収支プロファイルをそれぞれ示す。氷河の面積高度分布は ASTER-GDEM2 (Tachikawa et al., 2011) と、2016 年 10 月に取得された Sentinel-2 の画像を元に GAMDAM 氷河台帳を修正して計算した。本研究では、氷河面積は経年変化せずに一定であると仮定して質量収支を求めている。Trambau 氷河の最大標高値は 6510 m a.s.l. だが、設置したステークの最

高標高地点は 5850 m a.s.l. であるため、高標高域での b_z が不明である。そこで、5850 m a.s.l. より標高が低い地点の b_z は各ステーク地点の標高と質量収支から線形補完した値を用いた。他方、5850 m a.s.l. より高標高域での b_z は、次節で述べる質量収支モデルの結果を用いた。この手法で求めた氷河全体の平均の質量収支 B を、観測した Trambau 氷河の B と定義し以降の解析に用いた。

3.1.3 モデルを用いた質量収支の再現

Fujita and Ageta (2000) にて構築された質量収支モデルは、熱収支法に基づいて氷河表面の質量収支を計算する。また、モデルは降雪・融解・再凍結を考慮している。計算インターバルは1日で、氷河の融解が終わった10月から翌年の9月までの質量収支を標高50 m 毎に計算する。モデルの詳細は Fujita and Ageta (2000), Fujita (2007) 及び Fujita and Sakai (2014) に示されているので、本節では、質量収支の算出方法のみを示す。氷河表面の熱収支は次式によって表される。

$$\max[Q_M; 0] = (1 - \alpha) H_{SR} + H_{LR} - \varepsilon \sigma (T_S + 273.15)^4 + H_S + H_L - H_G \quad (3)$$

ここで Q_M は氷の融解熱 (W m^{-2})、 α はアルベド、 H_{SR} は下向き短波放射量 (W

m^{-2}), H_{LR} は下向き長波放射量 (W m^{-2}), σ はステファンボルツマン係数 ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), T_{S} は表面温度 ($^{\circ}\text{C}$), H_{S} は顕熱輸送量 (W m^{-2}), H_{L} は潜熱輸送量 (W m^{-2}), H_{G} は氷河内の伝導輸送量 (W m^{-2}) をそれぞれ示す. 各フラックス及び放射の符号は, 氷河表面に向かうとき正とする. H_{LR} は, H_{SR} と大気上端での日射量の比から得た雲の効果を示す係数, 気温及び相対湿度から経験式を用いて計算する. $H_{\text{S}}, H_{\text{L}}$ はバルク法を用いて求める (Fujita and Ageta, 2000). H_{G} は, モデル内の繰り返し演算によって決まる氷河表面温度と積雪層及び氷体内の温度プロファイルから求める. 各標高で計算される質量収支 b_z は次式を用いて表される.

$$b_z = \left(P_s - \frac{Q_{\text{M}}}{l_{\text{m}}} + E_v + R_{\text{F}} \right) / \rho_w \quad (4)$$

P_s は降雪量 (mm w.e. day^{-1}), l_{m} は融解潜熱 ($3.33 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$), E_v は蒸発量 (mm w.e. day^{-1}), R_{F} は再凍結量 (mm w.e. day^{-1}), ρ_w は水の密度 (1000 kg m^{-3}) をそれぞれ示す. P_s, E_v, R_{F} は入力気象データを用いてモデル内にて計算を行う (Fujita and Ageta, 2000). 計算に必要な入力値は, 気温・気温減率・降水・下向き短波放射量・相対湿度・風速である. 計算に必要な気象データのうち, 気

温減率以外の入力値は AWS にて観測されたデータから、気温減率 ($L_{R,ERA}$, °C km⁻¹) は再解析気象データ ERA-Interim (Dee et al., 2011) のジオポテンシャル高度 500–600 hPa の気温データから算出したものをそれぞれ用いた。他方、次節で述べる Trambau 氷河全体の質量収支の長期復元の計算には、観測値で補正した ERA-Interim 気象データを用いている。

気温減率は季節毎の変動が大きく、融解期に特に小さくなる傾向が報告されており、降水の高度勾配と共に質量収支の計算をする際には重要なパラメータとなっている (e.g., Kattel et al., 2013; Petersen et al., 2013; Heynen et al., 2016)。そこで、本研究はまず Fujita and Sakai (2014) が採用したモデルの設定を用いて計算した質量収支と、観測から得られた質量収支の比較し質量収支モデルの再評価を行う。次に、 $L_{R,ERA}$ と AWS 地点の標高 (4806 m a.s.l.) を基準とした降水の高度勾配 (P_{GV} , % km⁻¹) をそれぞれ 0.20 °C km⁻¹ と 2% km⁻¹ 刻みで変えながら質量収支を計算し、観測した質量収支との RMSE (root mean square error) が最も小さくなる夏期 (5–9 月, JJAS) の気温減率 (JJAS $L_{R,ERA}$) と P_{GV} の組み合わせを探索しモデルを補正する。

3.1.4 長期間の質量収支復元

Trambau 氷河全体の質量収支 B の長期傾向を理解するために、本研究では

1980–2018 年 (39 年間) の B を計算する。質量収支モデルの設定は、3.1.2 節で補正したパラメータを用いる。まず、観測から得た気象データ (2.5 年間) と同時期の ERA-Interim 気象データの日平均値を比較し、線形回帰式を求めて ERA-Interim の補正を行う (図 2)。モデルの入力値として必要な気象要素のうち、気温と相対湿度は強い相関がみられた一方、下向き短波放射量と風速は無相関であった。また、ERA-Interim と観測値の 5 日間平均の降水量を比較したところ弱い相関がみられた。なお、2017 年 1–4 月に 10 mm を超える降水イベントが数回見受けられたが、この原因は同時期の下向き短波放射量と気温変動から降雪の影響と考え、比較には用いていない。Fujita and Ageta (2000) によれば、質量収支を計算する際には、気温と降水データの誤差が他要素と比較して重要であると報告している。加えて、Immerzeel et al. (2015) は、ERA-Interim の降水データは地域毎に誤差やバイアスが大きいいため、質量収支の計算に用いる際には限界があることを報告している。そこで本研究は、降水以外の気象要素は観測値で補正した ERA-Interim を用いた。一方、降水データは計算した長期間の B と観測した 2016–2018 年の B を比較し、RMSE が最も小さくなるよう ERA-Interim の降水比を変化させた値を用いた。

3.1.5 Climatic regime

現在の氷河面積高度分布を維持する，つまり氷河が平衡状態であるために必要な気候条件を理解するために，本研究では気温と降水を変化させることで様々な気候条件を仮定し，Trambau 氷河の Climatic regime を求めた (Fujita et al., 2011). AWS 設置地点における夏期の平均気温 ($T_{dy,yr}$, °C) と年間降水量 ($P_{dy,yr}$, mm w.e.) は，以下の式で表される.

$$T_{dy,yr} = T_{ERA,dy,yr} - \overline{T_{JJAS,yr}} + \overline{T_{JJAS}} \quad (5)$$

$$P_{dy,yr} = \frac{P_{ERA,dy,yr}}{\sum_{dy=1}^{dy=365} P_{ERA,dy,yr}} \overline{P_{AN}} \quad (6)$$

$T_{ERA,dy,yr}$ 及び $P_{ERA,dy,yr}$ は，補正した ERA-Interim から得た計算年 (yr) における日々の気温と降水量， $\overline{T_{JJAS,yr}}$ は計算年における夏期 (6–9 月) の平均気温， $\overline{T_{JJAS}}$ と $\overline{P_{AN}}$ は任意の夏期の平均気温と年間降水量を示す. 式 5 及び 6 は，気温と降水それぞれの季節変動を維持しつつ， $T_{dy,yr}$ 及び $P_{dy,yr}$ の値を $\overline{T_{JJAS}}$ ， $\overline{P_{AN}}$ と同値にすることを示している. 本研究では， $\overline{T_{JJAS}}$ 及び $\overline{P_{AN}}$ をそれぞれ 1 °C と 100 mm 刻みで変化させながら 39 年間の Trambau 氷河全体の質量収支 B を

求めて平均した。なお、Climatic regime の算出には 2016 年の氷河面積を基準に一定と仮定している。

3.2 質量収支の特徴と考察

3.2.1 気象観測

図 3a-d は、2015 年 5 月から 2018 年 10 月までに AWS・OL・D1・C3 で観測した気温・気温減率・下向き短波放射及び降水の日平均値を示す。本研究では、Heynen et al., (2016) と観測値を元に、観測期間をプレモンスーン期 (4-5 月)、モンスーン期 (6-9 月)、ポストモンスーン期 (10-11 月)、冬期 (12-3 月) の 4 時期にそれぞれ分類した。表 1 は各気象要素の平均値を時期毎に示している。各年における月平均気温幅は、OL・AWS 及び C3 地点で 13.8 °C から 15.7 °C であり、Sakai and Fujita (2017) と同程度の値を示した。

3 地点で観測した気温データと地点標高値を元に、線形回帰を用いて日々の気温減率 ($L_{R,obs}$) を計算した (図 3b)。 $L_{R,obs}$ は、ポストモンスーン及び冬期に大きな変動を示した一方、モンスーン期には変動が ± 1.5 °C km⁻¹ 程度であった。各時期の $L_{R,obs}$ を比較すると、 $L_{R,obs}$ はモンスーン期に最も小さな値を示し (-4.70--4.49 °C km⁻¹)、過去にヒマラヤ地域で行われている観測結果と一致した (Kattel et al., 2013; Salerno et al., 2015; Heynen et al., 2016) (表 1)。また、 $L_{R,obs}$ と

$L_{R,ERA}$ を比較すると、モンスーン期の $L_{R,ERA}$ は $L_{R,obs}$ より $\sim 1 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ 程度より負の値を示した (表 1).

降水を観測した D1 と AWS 地点は、水平距離約 $\sim 600 \text{ m}$ 、標高差 $\sim 200 \text{ m}$ の距離に位置しているため (図 1)、両地点での降水量に差はないと仮定している。2016–2018 年の降水量は、モンスーン期に最も多く $468\text{--}603 \text{ mm}$ で、観測年は異なるが同時期の Khumbu 地域での降水量と同程度の値を示した (Salerno et al., 2015). 一方、本研究で用いた転倒ます型雨量計は、降雪を捉えられないため、降水量を過小評価している可能性がある。

3.2.2 質量収支について—観測結果とモデルによる再現—

図 4a は、Trakarding 及び Trambau 氷河の面積高度分布とステークから得られた各時期の質量収支プロファイルを示している。観測した質量収支は、2016 が -2.63 から $+0.12 \text{ m w.e.}$ 、2016/17 が -3.83 から -0.12 m w.e. 、そして 2017/18 が -4.29 から -0.34 m w.e. を示した。設置したステークの最高標高点は 5850 m a.s.l. だが、2016 のみ正の値を示した一方、2016/17 及び 2017/18 は負の値を示した。また、各時期の質量収支プロファイルと標高には良い線形関係にあった ($R^2 = 0.83\text{--}0.93$)。回帰線から Trambau 氷河の質量収支が平衡する高度、ELA (Equilibrium Line Altitude) を推定すると、各期間とも 5800 m a.s.l. 付近に位置し

ており (5792 ± 33 m a.s.l.) 大きな変動は見られなかった。一方、ELA より下流の消耗域では質量収支にばらつきが大きく、特に氷河末端付近の質量収支は2016 が -2.63 m w.e., 2017/18 が -4.29 m w.e. とより負の値を示した (図 4a)。他方、Trakarding 氷河は Trambau 氷河より低標高域に位置しているにもかかわらず、観測から得られた質量収支は -1.54 から -0.63 m w.e. であった。この原因として、デブリ層による融解抑制効果が考えられる (e.g., Østrem, 1959; Mattson et al., 1993)。

図 4b 中の破線は、Fujita and Sakai (2014) で採用されたモデルの設定 ($P_{GV} = 35\% \text{ km}^{-1}$) を用いて計算した 3 時期の質量収支プロファイルを示している。この結果から、Fujita and Sakai (2014) の P_{GV} は、質量収支が観測値よりも大きくなり、観測された質量収支プロファイルの再現性が低いことが明らかとなった。次に、 P_{GV} と $L_{R,ERA}$ を変化させながら、観測された質量収支プロファイルを最も再現可能なモデルの設定を探索した結果、 $P_{GV} = +40\% \text{ km}^{-1}$, JJAS $L_{R,ERA} = -4.76 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ で RMSE が最も小さくなる (0.58 m w.e.) という結果を得た (図 5, 表 2)。JJAS $L_{R,ERA}$ は観測値 $L_{R,obs}$ と矛盾のない値を示した (表 1)。また、Immerzeel et al. (2014) はネパールヒマラヤ・ランタン地域において気象観測を実施し、降水の高度勾配が $+31$ から $+51\% \text{ km}^{-1}$ の範囲であったと報告している。これらの結果から、 P_{GV} 及び JJAS $L_{R,ERA}$ の計算結果は適当と判断し、この設

定を用いて質量収支プロファイルを計算した。計算した質量収支プロファイルは、観測値を良く再現している (図 4b)。

質量収支の観測値がない高標高域 (> 6000 m a.s.l.) では、 P_{GV} の設定によって Trambau 氷河全体の質量収支 B が大きく異なることが予想される。そこで、本研究では $P_{GV} = 40 \pm 20\% \text{ km}^{-1}$ (20, 60% km^{-1}) の設定で 6000 m a.s.l.以上での質量収支プロファイルを複数計算し、その平均値を用いて Trambau 氷河の B を求めた。 B の誤差は、ステーク観測から得た質量収支の RMSE と、6000 m a.s.l. 以上で計算した質量収支プロファイルの平均値からの差を用いて求めた。このようにして求めた 2016, 2016/17, 2017/18 における Trambau 氷河の B は、それぞれ -0.34 ± 0.38 , -0.66 ± 0.35 , $-0.82 \pm 0.53 \text{ m w.e.}$ であった (表 2)。

3.2.3 質量収支の感度実験

質量収支モデルの入力値となる気温や降水量の変化が、質量収支モデルの結果にどのように影響するのかを理解するために感度実験を行った。気温と降水のうち、気温減率 $= \pm 0.1 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ (L_R), $P_{GV} = \pm 10\% \text{ km}^{-1}$, 気温 (dT_a , $+0.1 \text{ }^\circ\text{C}$) 及び降水 (dP_p , $+10\%$) を変化させ質量収支を求め、前節で得た質量収支プロファイル及び B との差を求めた。表 3 及び図 6 は、2016, 2016/17, 2017/18 の各プロファイルから得た B と質量収支プロファイルのアノマリーを示している。

質量収支は気温減率が減少するときよりも (+0.08 から +0.09 m w.e. per 0.1 °C km⁻¹), 増加するとより負の値を示し (-0.12 から -0.06 m w.e. per 0.1 °C km⁻¹), dT_a と同様の値を示した. P_{GV} は増加よりも (+0.11 から +0.13 m w.e. per 10% km⁻¹), 減少させた場合 (-0.19 から -0.09 m w.e. a⁻¹ per 10% km⁻¹) に質量収支が敏感に応答した. dP_p は質量収支が正の値を示し (0.17 から 0.18 m w.e. per 10%), P_{GV} を変化させた際と同程度の応答を示した.

3.2.4 長期間の質量収支復元

Trambau 氷河における 1980–2018 年の質量収支 B を求めるために, まず ERA-Interim 降水データを変動させ, 観測した 2016, 2016/17, 2017/18 の B と計算した B の RMSE が最も小さくなる降水比を求めた. その結果, ERA-Interim の降水比 34% のとき, RMSE が最も小さい値を示した (0.19 m w.e.). 図 7 は AWS 地点における ERA-Interim の 39 年間の夏期平均気温, 推定した年間降水量及び Trambau 氷河の B を示している. 39 年間で平均した B は -0.65 ± 0.39 m w.e. a⁻¹ であり, この結果は Trambau 氷河の質量収支が過去 39 年間負の傾向にあることを示している. 長期間の B と気温及び降水を比較した結果, 気温との相関は見られなかった一方 ($r = -0.21$), B と降水には強い正相関 ($r = 0.77, p < 0.001$) がみられた. Sherpa et al. (2017) は, Mera 氷河で 2008–2015 年に質量収支観測を

行った結果, 期間中の B の平均値が概ね平衡状態 ($-0.03 \pm 0.43 \text{ m w.e. a}^{-1}$) であったと報告している (図 7b). 他方, 同期間 (2008–2015) の Trambau 氷河の平均値は $-0.79 \pm 0.34 \text{ m w.e. a}^{-1}$ で, Mera 氷河とは異なり依然として負の傾向を示した.

Trambau 氷河と Mera 氷河における B の傾向が異なる原因について, 本研究では 2 つの可能性を考慮した. すなわち, 各氷河の面積高度分布の違いと気候条件の違いである. そこで, 各氷河上の気候状態は同様と仮定し, Trambau 氷河で計算した長期の質量収支プロファイルに Mera 氷河の面積高度分布を適用することで, Mera 氷河における長期の B を求めた. その結果, Mera 氷河における 39 年間の B の平均値は $-1.37 \pm 0.44 \text{ m w.e. a}^{-1}$ となり, Trambau 氷河と比較してより負の値を示した (図 7b). 面積高度分布の違いが各氷河の質量収支に影響しているとすれば, 計算した Mera 氷河における質量収支は, Mera 氷河で観測された質量収支の値と近くなるはずである. 従ってこの結果は, Trambau 氷河と Mera 氷河が約 40km 程度しか離れていないにもかかわらず (図 1b), 各氷河で気候状態が異なることを示唆している. 加えて, 2008–2015 年の Mera 氷河の ELA 平均値は 5534 m a.s.l. と報告されており (Sherpa et al., 2017), 観測期間は異なるものの Trambau 氷河の ELA ($\sim 5800 \text{ m a.s.l.}$) と比較して 250–300 m 程度低く, 両者の気候状態が異なることを支持している. Sherpa et al. (2017) は, Mera 氷河上

流 (6350 m a.s.l.) のステーク設置地点において、消耗は起きていないと仮定し観測した質量収支から降水量の推定を行った。この結果、2012–2015 年の間、Mera 氷河上流で少なくとも年間 1000–1300 mm の降水があったことを示した。他方、Trambau 氷河における補正した ERA-Interim から得た同時期の年間降水量は 620–760 mm 程度であった。2016/17 及び 2017/18 に観測された年間降水量は、730 及び 600 mm で補正した降水量と矛盾のない値を示している。つまり、Mera 氷河の年間降水量は、Trambau 氷河の~1.7 倍であった。従って、Trambau 氷河と Mera 氷河における降水量の違いが、質量収支の差を生み出す原因の 1 つであると考えられる。

Trambau 氷河と Mera 氷河の質量収支が異なる原因に、両氷河の方位も影響していると考えられる。ASTER-GDEM2 を用いて、それぞれの氷河の傾斜と方位を求めたところ、両氷河の傾斜は同様の値 (19–21°) を示した一方、方位は Trambau 氷河 (223°) と Mera 氷河 (44°) で大きく異なった。北東向きの Mera 氷河は南西向きの Trambau 氷河と比較して日射に晒される時間が少なく、加えて融解期の積雪によって高いアルベドを維持することで融解が抑制されていると考えられる。

3.2.5 Trambau 氷河の気候に対する感度

Fujita and Sakai (2014) は, Trakarding–Trambau 氷河流域全体の流出量が, 降水よりも気温の変化に敏感であると報告している. この原因は, 降水の増減による影響が, Trakarding 及び Trambau 氷河上と氷河外で真逆の応答をするため, それぞれが相殺することによる. しかし本研究では, Trambau 氷河における 1980–2018 年の質量収支 B は, 夏期平均気温と無相関であった一方, 年間降水量と強い正相関がみられた. そこで, Trambau 氷河における質量収支変動が夏期平均気温と年間降水のどちらの変化により敏感なのかを明らかにするために, 質量収支 B に対するそれぞれの寄与を質量収支の感度と 39 年間の夏期平均気温と年間降水量の標準偏差 ($0.25\text{ }^{\circ}\text{C}$ 及び 107 mm) から求めた. この結果, 夏期平均気温に対する質量収支のばらつきは -0.23 m w.e. であった一方, 年間降水量による質量収支のばらつきは 0.29 m w.e. で, それぞれ同等の値を示した. 長期の B と年間降水量に正相関があったにも関わらず, 夏期平均気温と年間降水量による質量収支のばらつきがほとんど同値であることの原因は依然として不明であり, 今後も研究を進める必要がある.

3.2.6 Climatic regime

図 8 は, Trambau 氷河において夏期平均気温と年間降水量をそれぞれ変化させ

異なる気候条件を仮定した場合の、質量収支の応答を示している。図中の太い等値線は Trambau 氷河全体の質量収支が平衡状態であるために必要な気温と降水の組み合わせを示しており、本研究では R_h と定義する。この結果から、平衡状態に必要な年間降水量は夏期平均気温に比して増加していくことが明らかとなった。また、図中の黒点は補正した ERA-Interim から得た夏期平均気温と年間降水量を示している。39 年間の夏期平均気温と年間降水量はそれぞれ 4.33 ± 0.25 °C と 729 ± 107 mm の範囲で、 -1 m w.e. a^{-1} の質量収支等値線上に集中していることから、Trambau 氷河は気候条件的にも質量収支が負の傾向にあることを示唆している。

一方、氷河が平衡状態であるための夏期平均気温と年間降水量の組み合わせは、 R_h 上のどこでも成り立つ。つまり、仮に Trambau 氷河の年間降水量が 200 mm 程度であったとしても、夏期平均気温が十分に低ければ氷河は平衡状態となり得る。或いは夏期平均気温が高く氷河の消耗量が大きい場合でも、消耗を補う年間降水量があれば、氷河面積高度分布は依然として維持される。従って、過去に Trambau 氷河の質量収支が平衡状態であった際の気候条件を把握するためには、Climatic regime に加えてさらなるアプローチが求められる。そこで、4 章では氷河流動の連続式の一要素である浮上速度に注目して解析を行う。

4 浮上速度の高度分布推定

3章では, Trambau 氷河を対象に観測した質量収支と数値計算モデルを用いて, 2016年の面積高度分布を仮定し, 1980年以降 Trambau 氷河の質量収支が負の傾向を示していることを明らかにした. 加えて, Trambau 氷河の面積高度分布を維持するために必要な夏期平均気温と年間降水量の組み合わせを求め, 過去39年間の気象データと比較することで, Trambau 氷河の質量収支が現在の気候条件下でも負の傾向を示すことを明らかにした. 一方, Trambau 氷河の質量収支が平衡状態であるための条件は R_h 上に無数に存在するため, 過去に平衡状態であった際の気候条件を推定することができなかった.

他方, 氷河流動の連続式 (式 1) によれば氷河の表面標高変化がゼロの場合は, 質量収支と氷河の流動場によって決定される浮上速度が釣り合う. 従って, 浮上速度の高度分布を求めることで, 氷河が平衡状態である際のダイナミクスを満たす質量収支を算出することができる. 本章では, 異なる三つの手法を用いて, Trambau 氷河における浮上速度の高度分布を算出し, その傾向を議論する. また, 浮上速度を求める際に用いる表面流動速度及び氷厚データは, ヒマラヤ地域の氷河での観測例が少なく, 氷河学的に貴重な結果であるため, 本章にて併せて議論する.

4.1 解析方法

4.1.1 GPS 測量

Trambau 氷河において、2016 年 5 月と 2016–2018 年の 10–11 月に dGPS (differential GPS ; GEM-1 and -2, GNSS Technologies, Inc.) 測量を行った。使用した 2 つの GPS のうち、1 台は基地局として AWS と同位置に設置し (図 9)、他方を移動局として用いることで氷河上の測量を行った。本研究では、観測者が GPS と共に移動しながら測量するキネマティック測量と、氷河上に設置した各ステーク上部に GPS を設置し、30 分以上定点測量を行うスタティック測量の 2 手法を採用した。Fujita et al. (2008) は、dGPS 測量の水平・鉛直精度を~0.2 m 程度と報告している。dGPS 測量から得た 1 秒毎の観測データは、UTM 座標系 (zone 45N) に変換し、以降の解析に用いた。

4.1.2 GPR による氷厚測定

Trambau 氷河の氷厚を調べるために、2016 及び 2017 年 10–11 月に GPR (Ground penetrating radar ; Geophysical Survey Systems Inc., SIR4000) を用いて氷厚測定を実施した。GPR のアンテナは、中心波長 40 及び 100 MHz の二つを用いた。双方とも受信機と送信機は一体となっており、送信機で発生させた高電圧短パルスを受信機で受信する。観測者数名でアンテナを運搬しながら移動することで、

合計 7 横断測線の氷厚を測定した (図 9). 測線はすべて氷河左岸から右岸方向に向かって取得している. 加えて, GPR による氷厚測定と同時に dGPS 測量を行うことで, 横断測線の位置情報を取得した. 観測した氷厚データの後処理には専用ソフトウェア RADAN7 for windows を使用した. さらに, 氷厚測定の開始及び終了時間を用いることで, 氷厚データと GPS データを同期した.

4.1.3 衛星画像による表面流動速度場の推定

これまでの研究では, 氷河表面の流動速度場は異なる時期に取得された可視衛星画像内の特徴点を抽出し, それらの水平移動量から流動速度を求める手法が多く採用されている (e.g. Nuimura et al., 2017; Dehecq et al., 2019). 一方, 可視画像を用いる場合, 積雪の影響によって高標高域における特徴点の抽出が困難な場合や, 大きな誤差を伴う場合がある. そこで本研究では, ALOS-2 (Advanced Land Observing Satellite-2) が取得した 2015 年 10–11 月の SAR データを用いて, Trambau 氷河における表面流動速度場を求めた. SAR 画像は位相と振幅情報を持つ複素数データを各ピクセルに格納している. 2 時期の画像を精密に位置合わせした後に, Pixel Offset 法 (e.g. Abe and Furuya, 2015) を用いて画像間の位置ずれから氷河の流動速度を求めた. Kobayashi et al., (2009) は, 荒い地表面上での Pixel Offset 法の測位精度は ~ 0.4 m と報告しており, 流動速度の誤差は 3.6 m a^{-1}

以下と考えられる。

4.1.4 氷厚の空間分布推定

氷厚推定モデルは先行研究にて多くの手法が報告されているが (e.g. Farinotti et al., 2009; Huss and Farinotti, 2012; Linsbauer et al., 2012; Frey et al., 2014), 本研究では Farinotti et al. (2009) の手法を用いた。山岳氷河において底面地形と谷幅が不変と仮定すると、氷河上のある地点における氷のフラックス量変化は上流からの流入量と下流への流出量の差で求めることができる (Farinotti et al., 2009)。

Farinotti et al. (2009) の氷厚推定モデルは、氷河の中心線上において表面地形 (標高・傾斜及び横幅) と質量収支の勾配から氷の流量を推定した後、氷厚に変換する。必要な入力データは標高及び傾斜、氷河の輪郭と横幅、氷河内で支流毎に分割した小流域と中心線、涵養域及び消耗域の質量収支勾配である。標高及び傾斜は HMA (High Mountain Asia) 8m DEM から求めた。また、GAMDAM 氷河台帳を用いて、氷河の横幅・氷河内の小流域及び中央線を得た。質量収支の高度勾配のうち消耗域は 2016/17 の観測値から得た値 (0.59 m w.e. per 100 m), 涵養域は 3.2.2 節で得たモデルの計算結果 (0.50 m w.e. per 100 m) をそれぞれ用いた。

氷河表面と底面の地形が並行であり、尚且つ氷河の底面すべりがないと仮定すると (Cuffey and Paterson, 2010), 氷河中心線上の各地点での氷厚 (h , m) は以下

のように表される.

$$h = \sqrt[n+2]{\frac{q}{2A} \cdot \frac{n+2}{(C\rho g \sin \bar{\alpha})^n}} \quad (7)$$

ここで, n は Glen (1955) の流動則における定数 ($= 3$), q は氷の流量 ($\text{m}^3 \text{a}^{-1}$), A は氷の温度に起因する係数 ($\text{s}^{-1} (\text{kPa})^{-3}$), C は底面すべりや谷の形状に関する係数, ρ は氷の密度 (880 kg m^{-3}), g は重力加速度 (9.81 m s^{-2}), $\bar{\alpha}$ は氷河の表面傾斜 (degree) をそれぞれ示す. 係数 A 及び C は氷河毎に値が異なることが報告されている (Farinotti et al., 2009). そこで本研究では, A 及び C を変化させながら h を求め, モデルによって得た h と GPR によって測定した氷厚データの RMSE が最小となるようモデルを補正した. 各小流域の中央線沿いにおいて水平距離 50m 毎に氷厚を計算した後, ArcGIS に実装されている IDW (Inverse Distance Weighting) 法を用いて 30 m のグリッドサイズに補完し氷厚の空間分布データを作成した.

4.1.5 浮上速度の導出

本研究では, 三つの手法を用いて Trambau 氷河における浮上速度の高度分布

を算出した。まず，Trambau 氷河主流を 10 の box に分割し (図 9)，各範囲における浮上速度 ($V_{e,box}$, $m a^{-1}$) を求めた。 $V_{e,box}$ は対象 box に流入・流出する氷のフラックス量と box の面積から次式によって表される。

$$V_{e,box} = \frac{(q_{in} - q_{out})}{\bar{W} \cdot \delta x} \quad (8)$$

q は氷の流量 ($m^3 a^{-1}$)， \bar{W} は box の平均幅 (m)， x は対象 box の縦断方向幅 (m) である。各 box の上流及び下流端における q は次式によって表される。

$$q = W \cdot h \cdot v_{RS} \quad (9)$$

W は各 box における上流及び下流端の氷河幅 (m)， v_{RS} は表面流動速度を示す。

\bar{W} ， x ， W は GAMDAM 氷河台帳と Sentinel-2 の衛星画像から手動で抽出した。

h ， v_{RS} は前節までにモデルで推定した氷厚と ALOS-2 から得た表面流動場を用

いた。氷河の深さ方向に平均した流動速度は，Cuffey and Paterson (2010) から表

面流動速度の 80% とした。 $V_{e,box}$ の誤差は式 9 に用いた W ， h 及び v_{RS} から推

定する。 W は Sentinel-2 のピクセルサイズ 2 つに相当する ± 20 m， h は観測値と

氷厚推定モデルから得た RMSE, v_{RS} は ALOS-2 から得た流動速度の誤差に相当する $\pm 3.6 \text{ m a}^{-1}$ を用いた.

他方, 式 1 左辺は氷河表面における標高変化を示している. 従って, 表面標高変化, 質量収支及び浮上速度のうち 2 つを明らかにすれば, 残りの値を残差として求めることができる. そこで本研究では 2 つ目の手法として, 氷河表面標高変化と, b_z の残差から浮上速度 ($V_{e,cont}$) を求めた. 表面標高変化は, Brun et al. (2017) が ASTER-DEM の差分から求めた 2000–2016 年の表面標高変化データを採用した. b_z は本研究で得た長期の質量収支のうち 2000–2016 年の値を用いた. この際, 6000 m a.s.l. 以下の標高域では氷の密度 (880 kg m^{-3}) を, 6000 m a.s.l. 以上の標高域ではフィルンの密度 (600 kg m^{-3}) を用いて, b_z を水当量 (m w.e. a^{-1}) から高さ (m a^{-1}) に変換した. さらに, 標高 50 m 毎に求めた表面標高変化値と b_z の標準偏差から誤差を求めた.

Cuffey and Paterson (2010) によれば, ステーク設置地点における鉛直方向の流動速度 ($V_s, \text{m a}^{-1}$) は, 水平方向の流動速度 ($v_{obs}, \text{m a}^{-1}$) と浮上速度 ($V_{e,stake}$) から次式で表される.

$$V_s = v_{obs} \tan \bar{\alpha} + V_{e,stake} \quad (10)$$

この関係を用いて、本研究ではさらに 2016, 2016/17, 2017/18 の各期間におけるステーク地点の $V_{e, \text{stake}}$ を求めた。 V_s は、質量収支の算出に用いた氷河表面からのステーク長と GPS 測量による標高変化から得た。また、 v_{obs} は GPS 測量データから年間の水平移動量として求めた。また、 $\bar{\alpha}$ はキネマティック測量した GPS データから 1 m 解像度の DEM を作成して求めた。 $V_{e, \text{stake}}$ の誤差は、 V_s 及び v_{obs} を 0.02 m a^{-1} (Vincent et al., 2016), $\bar{\alpha}$ を $\pm 1^\circ$ として求めた。

4.2 浮上速度の特徴と考察

4.2.1 表面流動速度

図 10 は、現地観測から得た 2016, 2016/17, 2017/18 のステーク地点の表面流動速度と、2015 年 10–11 月に取得された ALOS-2 の衛星データから得た氷河主流線上における末端から 50 m 毎に抽出した表面流動速度を示している。観測から得た表面流動速度は標高 5280–5850 m a.s.l. の範囲で約 $11\text{--}29 \text{ m a}^{-1}$ の値を示した。また、流動速度は氷河上流及び下流付近で小さく、中流域 (5550–5650 m a.s.l.) にて大きい傾向を示した。2016 の流動速度は 2016/17 及び 2017/18 と比較して $\sim 3 \text{ m}$ 程度大きい傾向があるが、これは 2016 が融解期のみの水平移動量から年間流動速度を求めているためと考えられる。他方、2016/17 及び 2017/18 の流動速度はほぼ同様の値を示した。ALOS-2 から得た Trambau 氷河主流上の流動速度は、

氷河中流部にてばらつきが大きいですが、観測された表面流動速度と比較すると高度毎の傾向や値は一致している。Trambau 氷河末端部で表面流動速度が大きくなる傾向がみられるが、この原因は Trambau 氷河の末端部が岩壁に近く急傾斜になっているためと考えられる。ALOS-2 から得た Trambau 氷河の表面流動場では、可視画像からは取得困難な氷河上流域において表面流動速度が得られている (図 11)。

ヒマラヤ地域に位置するデブリに覆われていない氷河で流動速度を観測した例は主に小型氷河 ($1.82\text{--}5.10\text{ km}^2$) に限られるが、例えば Mera 氷河では 2007–2013 年の平均値が $\sim 14\text{ m a}^{-1}$ (Wagnon et al., 2013)、Trambau 氷河より西のランタン地域に位置する Yala 氷河では 2008–2009 年の値が $\sim 30\text{ m a}^{-1}$ 程度と報告されている (Sugiyama et al., 2013)。一方、衛星データから得た表面流動速度を得た先行研究では、現地観測に基づく検証は行われていないものの、ネパールのクンブ地方に位置する Ngozumpa, Khumbu 及び Imja-Lhotse Shar 氷河裸氷域で最大表面流動速度が $>100\text{ m a}^{-1}$ と報告されている (Rounce et al., 2018)。Khumbu 及び Imja-Lhotse Shar 氷河の面積は、それぞれ 25.6 及び 17.1 km^2 と Trambau 氷河と同規模である。この結果から、Trambau 氷河の表面流動速度は同規模の氷河と比較して比較的小さいと考えられる。

4.2.2 氷厚観測結果とモデルの検証

GPR 観測によって得た 7 横断測線の氷厚を図 12 に示す。Trambau 氷河表面状態は、クレバスや融解水の影響によって不安定であったため、各測線は氷河横断線の一部に留まっている。観測された氷厚は、測線 a-b (5780–5860 m a.s.l.) 付近で 160–288 m 程度の厚さを示した。近年ヒマラヤ地域の氷河で氷厚観測が行われた例は表面流動速度と同様に限られており、~150 m 程度であることが明らかとなっている (e.g. Sugiyama et al., 2013; Wagnon et al., 2013; Vincent et al., 2016)。一方, Azam et al., (2012) は Chhota Shigri 氷河 (15.7 km²) の氷厚が 124–270 m と報告しており、本研究の氷厚観測結果と概ね同様の値を示している。

図 13 は氷厚推定モデルを用いて推定した、Trambau 氷河主流線における氷厚プロファイルを示している。最初に Farinotti et al. (2009) の推定モデルを観測値と比較して、モデル内のパラメータを補正した ($A = 4.0 \times 10^{-15}$; RMSE = 49 m)。モデルから得た氷厚の平均及び標準偏差は 169 ± 47 m で、5781 m a.s.l.地点で最大氷厚 (227 m) を示した。Trambau 氷河主流線上の観測値と比較すると、RMSE は 49 m で傾向は概ね一致していると言える。図 14 は, Farinotti et al. (2009) の推定モデルから得た氷厚の空間分布を示している。氷厚分布は氷河上流で氷が厚く、末端に向かって氷が薄くなる傾向を示しており、GPR 観測結果と整合的である。一方、モデルの計算結果では、Trambau 氷河支流の高標高域にて氷厚

が極端に薄くなる傾向が見て取れるが、これは氷厚推定モデルの結果が氷河表面の傾斜に強く依存することに起因する。このような結果は、同様の手法から氷厚分布を推定した先行研究においても確認されている (e.g. Farinotti et al., 2009; Huss and Farinotti, 2012). 現地観測では氷河支流の氷厚は観測されていないことに加え、本研究では Trambau 氷河主流の浮上速度に注目しているため、次節の浮上速度の算出には推定した氷厚分布をそのまま用いた。

4.2.3 浮上速度の比較

図 15 は、3つの手法から求めた Trambau 氷河の浮上速度 $V_{e,box}$, $V_{e,cont}$, $V_{e,stake}$ とそれぞれの誤差を示している。 $V_{e,box}$ は最上流及び最下流の box において最大の誤差 ($\sim 1.10 \text{ m a}^{-1}$) を示した。この原因は、最上流の box では氷の流出のみ、最下流の box では流入のみで $V_{e,box}$ の値が決まるためだと考えられる。一方、 $V_{e,cont}$ の誤差は標高 5700 m a.s.l. 地点までは $\sim 0.32 \text{ m a}^{-1}$ 程度であるが、高標高域では最大 1.90 m a^{-1} を示した。ASTER 等の可視衛星画像から生成された DEM は、固有の誤差に加えて積雪の影響によって特に高標高域において大きな誤差を示すことが報告されている (e.g. Nuimura et al., 2012). Brun et al. (2017) のデータは氷河外の安定した地形を用いて誤差評価と補正を行っているが、 $V_{e,cont}$ の高標高域では依然として誤差の影響が除去されていないことを示唆している。

$V_{e, \text{stake}}$ は表面流動速度が大きな氷河中流域 (5450–5650 m a.s.l.) で $\sim 0.55 \text{ m a}^{-1}$ 程度の誤差が見られたが、他の浮上速度と比較すると誤差の影響は小さい。

Trambau 氷河上における各浮上速度は、氷河末端付近で最大値を取り、高標高域に向かって値が小さくなる傾向が図 15 から見て取れる。 $V_{e, \text{stake}}$ は -2.16 から 2.04 m a^{-1} を示し、ばらつきはあるものの $V_{e, \text{box}}$ と概ね同様の値 (-1.29 から 1.39 m a^{-1}) を示した。しかし、 $V_{e, \text{cont}}$ は特に 5600 m a.s.l. より下流で $V_{e, \text{box}}$ 及び $V_{e, \text{stake}}$ と比較してより大きな値を示している。これは $V_{e, \text{stake}}$ 及び $V_{e, \text{box}}$ がほぼ単年のデータを用いて求められた一方、 $V_{e, \text{cont}}$ の計算に用いた表面標高変化及び質量収支が 2000–2016 年の長期平均値であることに起因していると考えられる。 $V_{e, \text{cont}}$ が浮上速度の長期傾向を示していると仮定すると、近年の浮上速度に相当する $V_{e, \text{stake}}$ との比較から (図 15)、Trambau 氷河末端付近における浮上速度は減少していると考えられる。浮上速度の減少はすなわち上流からの氷のフラックス量減少を示している (e.g. Nuimura et al., 2011; Brun et al., 2018)。

Trambau 氷河は他の同規模の氷河と比較すると流動速度が遅いことに加え、近年の継続的な質量損失が、氷のフラックス量減少の原因であると考えられる。

Rounce et al. (2018) は、Ngozumpa, Khumbu 及び Imja-Lhotse Shar 氷河上の浮上速度を式 8 及び 9 を用いて求めており、各氷河の上流から中流域付近の浮上速度をそれぞれ 4.2 (Ngozumpa), 4.0 (Khumbu) 及び 4.6 (Imja-Lhotse Shar) m a^{-1}

と報告している．また，Nuimura et al. (2011) は Khumbu 氷河中流域における 1994–2004 年の浮上速度を $5.06 \pm \text{m a}^{-1}$ と報告しており，いずれの結果も Trambau 氷河の浮上速度と比較してより大きな値を示している．表面流動速度は氷河の傾斜によって変化し，特に傾斜 $>2^\circ$ においては速度勾配が大きくなることが先行研究から指摘されている (e.g. Quincey et al., 2007)．Ngozumpa, Khumbu, Imja-Lhotse Shar 氷河は氷河下流域がデブリに覆われていることに加えて，傾斜が緩やかなため表面流動速度の値は小さい．一方，氷河中流域では表面流動速度が大きいことから，デブリとデブリに覆われていない裸氷域との境界付近にて速度勾配が生まれる．加えて，氷河上流部から供給される氷のフラックス量も増加し，結果的により大きな浮上速度を示していると考えられる．

5 Trambau 氷河における平衡状態時の気候条件と質量収支

4 章では，衛星データから得た表面流動速度と推定モデルから得た氷厚の空間分布に対して現地観測データを用いて検証を行い，異なる三つの手法から Trambau 氷河における浮上速度の高度分布を推定し，傾向に関して考察した．本章では，Trambau 氷河が平衡状態であるために必要な質量収支 (b_d) を浮上速度から求める．次いで， b_d を再現するために要求される夏期平均気温と年間降水量の組み合わせを求め，3 章で得た Climatic regime の R_h と比較を行う．

はじめに、前章までに求めた浮上速度から b_d を算出した。3つの手法で求めた浮上速度のうち、浮上速度の長期傾向を示し、尚且つ高度分布が高標高域まで算出されている $V_{e,cont}$ から b_d を求めた。この際密度は、6000 m a.s.l. 以下の標高域では氷の密度 (880 kg m^{-3}) を、6000 m a.s.l. 以上の標高域ではフィルンの密度 (600 kg m^{-3}) を用いている。次に、3章で述べた質量収支モデルを用いて、 b_d を再現するために必要な夏期平均気温と年間降水量の組み合わせを推定した。標高 50 m 毎の b_d に対して、1980–2018 年の季節変動パターンを考慮しつつ夏期平均気温を $0.1 \text{ }^\circ\text{C}$ 毎に変化させながら年間降水量も変動させ質量収支 b_m を計算し、 $b_m = b_d$ となるまで計算を繰り返した。得られた夏期平均気温及び年間降水量をそれぞれ $0.1 \text{ }^\circ\text{C}$ 及び 10 mm 毎にまとめることで、 b_d を再現する気候条件の頻度分布を作成した。図 16 は計算結果から得た夏期平均気温と年間降水量の組み合わせの頻度を示している。夏期平均気温及び年間降水量は、降水量が 400 mm 付近まではよく収束しており、 $600\text{--}800 \text{ mm}$ 付近でばらつきが大きい。例えば、乾燥且つ寒冷的な気候条件と温暖且つ湿潤な条件では、両者とも結果として負の質量収支を示すことから、負の値を示す b_d を再現する気温と降水の組み合わせは無数に存在する。従って、年間降水量が 400 mm 付近の地点で夏期平均気温と年間降水量が収束している原因は、 b_d が負の場合を再現しているためである。他方、 b_d が正の値を示す場合には、たとえ夏期平均気温が低

く融解が起きない条件であっても年間降水量は b_d を満たす値でなければならぬ。従って、 b_d を再現する気候条件は年間降水量 600–800 mm 付近に存在すると考えられる。また、年間降水量が 1000 mm 以上の場合には b_d の再現性が低いことから、Trambau 氷河での気候条件として非現実的であることを示唆している。最も再現度が高かった (Frequency > 60) 夏期平均気温と年間降水量はそれぞれ 4.0 ± 0.1 °C and 680 ± 20 mm を示しており (図 16), b_m の高度分布も b_d をよく再現していた (図 17)。図 16 中の黒線は、3 章にて求めた climatic regime から得た R_h を示している。 R_h の年間降水量が b_d と同様 (680 ± 20 mm) と仮定すると R_h の夏期平均気温は 3.6 ± 0.2 °C となった。

2 つの気候条件は降水を同量と仮定している一方、下記平均気温に僅かに差がある (0.4 °C)。この原因として、Trambau 氷河の面積高度分布が近年急速に変化している可能性が考えられる。これは、Trambau 氷河における長期間の B が一貫して負の値を示したことから支持される。他方、氷河の流動場から得られる浮上速度は、質量収支と比較して気候変動に対する応答が遅い。このため面積高度分布の変化に対応できておらず、 b_d を再現する気候条件と R_h に差が生じたと考えられる。Trambau 氷河において面積高度分布を維持し、尚且つ氷河のダイナミクスと矛盾のない過去の気候条件を平衡状態と仮定すると、両者を満たす夏期平均気温及び年間降水量はそれぞれ 3.8 ± 0.3 °C and 680 ± 20 mm となっ

た。3.2.4 節で復元した 1980–2018 年の夏期平均気温及び年間降水量の平均値 (4.3 °C 及び 730 mm) と比較すると, Trambau 氷河は平衡状態時と比較して +0.5 °C の温暖化及び +50 mm の湿潤化が確認された。ヒマラヤ地域における気候変動に関して言及した研究は現在までに限られているものの, Maurer et al. (2019) はヒマラヤ地域の気温観測結果について既に出版済みのデータを集約し, 2000–2016 年の平均気温が 1975–2000 年と比較して約 1.0 °C 上昇したと報告しており, 本研究の結果を支持している。一方, 降水に関する研究は現在までに限られているが, Salerno et al. (2015) は 1990 年以降クンブ地域における降水量が減少傾向であることを観測事実として示している。また, Bhutivani et al. (2010) や Palazzi et al. (2013) もヒマラヤ広域において降水量減少の可能性を指摘している。他方, Shrestha et al. (2000) はネパール・ヒマラヤにて 1966–1997 年に観測された降水量を解析し, 降水量の変動について有意な差は見られないと結論付けている。今後, 高標高域での降水量の観測を行うことで, 長期間の降水量の変動を明らかにする必要がある。

6 結論

ヒマラヤ地域の高標高域における氷河変動を明らかにするために, 本研究ではネパール・ロールワリン地域に位置する Trambau 氷河にて, 2016 年 5 月から

2018年10月にかけて気象及び氷河観測（質量収支、氷厚、流動）を実施した。質量収支の観測結果を検証値として用いて質量収支モデルの再検証を行った結果、気温減率と降水の高度に対する勾配を補正することで観測結果を再現可能であることを示した。次に、補正したモデルを用いて Trambau 氷河における 1980 年から 2018 年までの質量収支を復元し、過去 39 年間の質量収支が負の傾向を示していることを明らかにした。長期間の質量収支は夏期平均気温と相関がみられなかった一方で、年間降水量と良い相関がみられた。また、質量収支に対する夏期平均気温と年間降水量の寄与を求めたところ、両者は同程度の値を示した。さらに、Trambau 氷河近郊（40 km）に位置する Mera 氷河の比較を行い、同標高域に位置する 2 つの氷河で質量収支変動の傾向が異なることを示した。この原因として、Mera 氷河上では Trambau 氷河の ~1.7 倍の降水量があることに加え、氷河の方位の違いが影響していると考えられる。

Trambau 氷河の面積高度分布を維持するために必要とされる夏期平均気温と年間降水量を質量収支モデルから求め、過去 39 年間の気象データと比較したところ、近年の気候条件下では質量収支が負の傾向を示すことを明らかにした。氷河流動の連続式における質量収支と浮上速度の関係に着目し、独立した 3 手法から浮上速度を求め、Trambau 氷河が平衡状態と仮定した際の質量収支を浮上速度から求めた。そして、質量収支モデルを用いて、平衡状態時の気候条件を

推定した。この結果, Trambau 氷河の面積高度分布及び平衡状態時の流動場を満たす夏期平均気温と年間降水量は, 3.8 ± 0.3 °C 及び 680 ± 20 mm であった。過去 39 年間の夏期平均気温及び年間降水量と比較すると, 現在は $+0.5$ °C 及び $+50$ mm の温暖・湿潤化傾向が明らかとなった。

高標高域に位置する大型氷河の質量収支変動は本研究によって初めて明らかとなった。一方, 他地域に位置する氷河 (e.g. Mera 氷河) との気候条件の差異や, 気温と降水に対する Trambau 氷河の感度に関しては, 今後それぞれの氷河での気象及び氷河観測データを元に詳細に議論する必要がある。

謝辞

本研究を進めるにあたり，多くの方々の協力を頂きました．ここに，深く感謝の意を表します．藤田耕史教授及び坂井亜規子准教授には研究計画に始まり，現地調査から解析手法，論文執筆に至るまでご指導と激励を賜りました．また議論を通して，氷河学のみならず，学術研究について多くの事を学ばせていただきました．西村浩一名誉教授（名古屋大学）にはセミナーの時間を通して，有益なご助言を頂きました．名古屋大学雪氷圏研究グループの皆様及び卒業生の方々には，日々の議論や学会を通して研究を進めるための貴重なご意見を頂きました．現地観測においては，**Guide For All Seasons**の方々に多大なるご協力を頂きました．**Rijan Kayastha** 博士（カトマンズ大学）には，現地観測を実施する際の許可申請等に関してご協力を頂きました．その他，現地観測に参加していただいた多くの方々のご協力によって，研究を進めることができました．

引用文献

Abe, T. and Furuya, M.: Winter speed-up of quiescent surge-type glaciers in Yukon, Canada, *Cryosphere*, 9(3), 1183–1190, doi:10.5194/tc-9-1183-2015, 2015.

Acharya, A. and Kayastha, R. B.: Mass and energy balance estimation of Yala Glacier (2011-2017), Langtang Valley, Nepal, *Water*, 11(1), doi:10.3390/w11010006, 2018.

Azam, M. F., Wagnon, P., Ramanathan, A., Vincent, C., Sharma, P., Arnaud, Y., Linda, A., Pottakkal, J. G., Chevallier, P., Singh, V. B. and Berthier, E.: From balance to imbalance: A shift in the dynamic behaviour of Chhota Shigri glacier, western Himalaya, India, *J. Glaciol.*, 58(208), 315–324, doi:10.3189/2012JoG11J123, 2012.

Azam, M. F., Wagnon, P., Patrick, C., Ramanathan, A., Linda, A. and Singh, V. B.: Reconstruction of the annual mass balance of Chhota Shigri glacier, Western Himalaya, India, since 1969, *Ann. Glaciol.*, 55(66), 69–80, doi:10.3189/2014AoG66A104, 2014a.

Azam, M. F., Wagnon, P., Vincent, C., Ramanathan, A. L., Favier, V., Mandal, A. and Pottakkal, J. G.: Processes governing the mass balance of Chhota Shigri Glacier (western Himalaya, India) assessed by point-scale surface energy balance measurements, *Cryosphere*, 8(6), 2195–2217, doi:10.5194/tc-8-2195-2014, 2014b.

Azam, M. F., Ramanathan, A., Wagnon, P., Vincent, C., Linda, A., Berthier, E., Sharma,

- P., Mandal, A., Angchuk, T., Singh, V. B. and Pottakkal, J. G.: Meteorological conditions, seasonal and annual mass balances of Chhota Shigri Glacier, western Himalaya, India, *Ann. Glaciol.*, 57(71), 328–338, doi:10.3189/2016aog71a570, 2016.
- Azam, M. F., Wagnon, P., Berthier, E., Vincent, C., Fujita, K. and Kargel, J. S.: Review of the status and mass changes of Himalayan-Karakoram glaciers, *J. Glaciol.*, 64(243), 61–74, doi:10.1017/jog.2017.86, 2018.
- Bolch, T., Kulkarni, A., Kaab, A., Huggel, C., Paul, F., Cogley, J., Frey, H., Kargel, J., Fujita, K., Scheel, M., Bajracharya, S. and Stoffel, M.: The State and Fate of Himalayan Glaciers-Supporting Online Material, *Science*, 336(6079), 310–314, doi:10.1126/science.1215828, 2012.
- Bhutiyani, M. R., Kale, V. S. and Pawar, N. J.: Climate change and the precipitation variations in the northwestern Himalaya: 1866-2006, *Int. J. Climatol.*, 30(4), 535–548, doi:10.1002/joc.1920, 2010.
- Braithwaite, R. J.: Temperature and precipitation climate at the equilibrium-line altitude of glaciers expressed by the degree-day factor for melting snow, *J. Glaciol.*, 54(186), 437–444, doi:10.3189/002214308785836968, 2008.
- Braithwaite, R. J. and Raper, S. C. B.: Estimating equilibrium-line altitude (ELA) from

glacier inventory data, *Ann. Glaciol.*, 50(53), 127–132, doi:10.3189/172756410790595930, 2009.

Brun, F., Berthier, E., Wagnon, P., Kääb, A. and Treichler, D.: A spatially resolved estimate of High Mountain Asia glacier mass balances from 2000 to 2016, *Nat. Geosci.*, 10(9), 668–673, doi:10.1038/ngeo2999, 2017.

Cuffey, K. M. and Paterson, W. S. B.: *The Physics of Glaciers*, fourth ed, Butterworth-Heinemann, Oxford, 2010.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J. J., Park, B. K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J. N. and Vitart, F.: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137(656), 553–597, doi:10.1002/qj.828, 2011.

Dehecq, A., Gourmelen, N., Gardner, A. S., Brun, F., Goldberg, D., Nienow, P. W., Berthier, E., Vincent, C., Wagnon, P. and Trouvé, E.: Twenty-first century glacier slowdown driven by mass loss in High Mountain Asia, *Nat. Geosci.*, 12(1), 22–27,

doi:10.1038/s41561-018-0271-9, 2019.

Farinotti, D., Huss, M., Bauder, A., Funk, M. and Truffer, M.: A method to estimate the ice volume and ice-thickness distribution of alpine glaciers, *J. Glaciol.*, 55(191), 422–430, doi:10.3189/002214309788816759, 2009.

Frey, H., Machguth, H., Huss, M., Huggel, C., Bajracharya, S., Bolch, T., Kulkarni, A., Linsbauer, A., Salzmann, N. and Stoffel, M.: Estimating the volume of glaciers in the Himalayan-Karakoram region using different methods, *Cryosphere*, 8(6), 2313–2333, doi:10.5194/tc-8-2313-2014, 2014.

Fujita, K. and Ageta, Y.: Effect of summer accumulation on glacier mass balance on the Tibetan Plateau revealed by mass-balance model, *J. Glaciol.*, 46(153), 244–252, doi:10.3189/172756500781832945, 2000.

Fujita, K. and Nuimura, T.: Spatially heterogeneous wastage of Himalayan glaciers, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 108(34), 14011–14014, doi:10.1073/pnas.1106242108, 2011.

Fujita, K. and Sakai, A.: Modelling runoff from a Himalayan debris-covered glacier, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18(7), 2679–2694, doi:10.5194/hess-18-2679-2014, 2014.

Fujita, K., Ohta, T. and Ageta, Y.: Characteristics and climatic sensitivities of runoff from a cold-type glacier on the Tibetan Plateau, *Hydrol. Process.*, 21(21), 2882–2891, doi:10.1002/hyp.6505, 2007.

- Fujita, K., Suzuki, R., Nuimura, T. and Sakai, A.: Performance of ASTER and SRTM DEMs, and their potential for assessing glacial lakes in the Lunana region, Bhutan Himalaya, *J. Glaciol.*, 54(185), 220–228, doi:10.3189/002214308784886162, 2008.
- Fujita, K., Takeuchi, N., Nikitin, S. A., Surazakov, A. B., Okamoto, S., Aizen, V. B. and Kubota, J.: Favorable climatic regime for maintaining the present-day geometry of the Gregoriev glacier, inner Tien Shan, *Cryosphere*, 5(3), 539–549, doi:10.5194/tc-5-539-2011, 2011.
- Fujita, K., Sakai, A., Takenaka, S., Nuimura, T., Surazakov, A. B., Sawagaki, T. and Yamanokuchi, T.: Potential flood volume of Himalayan glacial lakes, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13(7), 1827–1839, doi:10.5194/nhess-13-1827-2013, 2013.
- Gardelle, J., Berthier, E. and Arnaud, Y.: Impact of resolution and radar penetration on glacier elevation changes computed from DEM differencing, *J. Glaciol.*, 58(208), 419–422, doi:10.3189/2012jog11j175, 2012.
- Gardner, A. S., Moholdt, G., Cogley, J. G., Wouters, B., Arendt, A. A., Wahr, J., Berthier, E., Hock, R., Pfeffer, W. T., Kaser, G., Ligtenberg, S. R. M., Bolch, T., Sharp, M. J., Hagen, J. O., Van Den Broeke, M. R. and Paul, F.: A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise: 2003 to 2009, *Science*, 340(6134), 852–857, doi:10.1126/science.1234532, 2013.

Glen, J. W.: Experiments on the Deformation of Ice, *J. Glaciol.*, 2(12), 111–114, doi:10.3189/S0022143000034067, 1952.

Heynen, M., Miles, E., Ragettli, S., Buri, P., Immerzeel, W. W. and Pellicciotti, F.: Air temperature variability in a high-elevation Himalayan catchment, *Ann. Glaciol.*, 57(71), 212–222, doi:10.3189/2016AoG71A076, 2016.

Huss, M. and Farinotti, D.: Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 117(4), 1–10, doi:10.1029/2012JF002523, 2012.

Immerzeel, W. W., Petersen, L., Ragettli, S. and Pellicciotti, F.: The importance of observed gradients of air temperature and precipitation for modeling runoff from a glacierized watershed in the Nepalese Himalayas, *Water Resour. Res.*, 50(3), 2212–2226, doi:10.1002/2013WR014506, 2014.

Immerzeel, W. W., Wanders, N., Lutz, A. F., Shea, J. M. and Bierkens, M. F. P.: Reconciling high-altitude precipitation in the upper Indus basin with glacier mass balances and runoff, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19(11), 4673–4687, doi:10.5194/hess-19-4673-2015, 2015.

Kattel, D. B., Yao, T., Yang, K., Tian, L., Yang, G. and Joswiak, D.: Temperature lapse rate in complex mountain terrain on the southern slope of the central Himalayas,

- Theor. Appl. Climatol., 113(3–4), 671–682, doi:10.1007/s00704-012-0816-6, 2013.
- King, O., Quincey, D. J., Carrivick, J. L. and Rowan, A. V.: Spatial variability in mass loss of glaciers in the everest region, central Himalayas, between 2000 and 2015, *Cryosphere*, 11(1), 407–426, doi:10.5194/tc-11-407-2017, 2017.
- King, O., Dehecq, A., Quincey, D. and Carrivick, J.: Contrasting geometric and dynamic evolution of lake and land-terminating glaciers in the central Himalaya, *Glob. Planet. Change*, 167(May), 46–60, doi:10.1016/j.gloplacha.2018.05.006, 2018.
- Kobayashi, T., Takada, Y., Furuya, M. and Murakami, M.: Locations and types of ruptures involved in the 2008 Sichuan earthquake inferred from SAR image matching, *Geophys. Res. Lett.*, 36(7), 1–5, doi:10.1029/2008GL036907, 2009.
- Linsbauer, A., Paul, F. and Haeberli, W.: Modeling glacier thickness distribution and bed topography over entire mountain ranges with glabtop: Application of a fast and robust approach, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 117(3), 1–17, doi:10.1029/2011JF002313, 2012.
- Mattson, L. E., Gardner, J. S. and Young, G. J.: Ablation on Debris Covered Glaciers: an Example from the Rakhiot Glacier, Punjab, Himalaya, *Snow Glacier Hydrol.* (Proceedings Kathmandu Symp. Novemb. 1992), (218), 289–296 [online] Available from: http://hydrologie.org/redbooks/a218/iahs_218_0289.pdf, 1993.

- Maurer, J. M., Schaefer, J. M., Rupper, S. and Corley, A.: Acceleration of ice loss across the Himalayas over the past 40 years, *Sci. Adv.*, 5(6), doi:eaav7266, doi:10.1126/sciadv.aav7266, 2019.
- Nicholson, L. and Benn, D. I.: Properties of natural supraglacial debris in relation to modelling sub-debris ice ablation, *Earth Surf. Process. Landforms*, 38(5), 490–501, doi:10.1002/esp.3299, 2013.
- Nuimura, T., Fujita, K., Yamaguchi, S. and Sharma, R. R.: 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(210), 648–656, doi:10.3189/2012jog11j061, 2012.
- Nuimura, T., Sakai, A., Taniguchi, K., Nagai, H., Lamsal, D., Tsutaki, S., Kozawa, A., Hoshina, Y., Takenaka, S., Omiya, S., Tsunematsu, K., Tshering, P. and Fujita, K.: The GAMDAM glacier inventory: A quality-controlled inventory of Asian glaciers, *Cryosphere*, 9(3), 849–864, doi:10.5194/tc-9-849-2015, 2015.
- Ohmura, A., Kasser, P. and Funk, M.: Climate at the Equilibrium Line of Glaciers, *J. Glaciol.*, 38(130), 397–411, doi:10.3189/S0022143000002276, 1992.
- Ojha, S., Fujita, K., Asahi, K., Sakai, A., Lamsal, D., Nuimura, T. and Nagai, H.: Glacier area shrinkage in eastern Nepal himalaya since 1992 using high-resolution

- inventories from aerial photographs and ALOS Satellite images, *J. Glaciol.*, 62(233), 512–524, doi:10.1017/jog.2016.61, 2016.
- Østrem, G.: Ice melting under a thin layer of moraine, and the existence of ice cores in moraine ridges, *Geogr. Ann.*, 41(4), 228–230, 1959.
- Palazzi, E., Von Hardenberg, J. and Provenzale, A.: Precipitation in the hindu-kush karakoram himalaya: Observations and future scenarios, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118(1), 85–100, doi:10.1029/2012JD018697, 2013.
- Pepin, N., Bradley, R. S., Diaz, H. F., Baraer, M., Caceres, E. B., Forsythe, N., Fowler, H., Greenwood, G., Hashmi, M. Z., Liu, X. D., Miller, J. R., Ning, L., Ohmura, A., Palazzi, E., Rangwala, I., Schöner, W., Severskiy, I., Shahgedanova, M., Wang, M. B., Williamson, S. N. and Yang, D. Q.: Elevation-dependent warming in mountain regions of the world, *Nat. Clim. Chang.*, 5(5), 424–430, doi:10.1038/nclimate2563, 2015.
- Petersen, L., Pellicciotti, F., Juszak, I., Carenzo, M. and Brock, B.: Suitability of a constant air temperature lapse rate over an Alpine glacier: Testing the Greuell and Böhm model as an alternative, *Ann. Glaciol.*, 54(63), 120–130, doi:10.3189/2013AoG63A477, 2013.
- Pfeffer, W. T., Arendt, A. A., Bliss, A., Bolch, T., Cogley, J. G., Gardner, A. S., Hagen,

- J.-O., Hock, R., Kaser, G., Kienholz, C., Miles, E. S., Moholdt, G., Mölg, N., Paul, F., Radić, V., Rastner, P., Raup, B. H., Rich, J. and Sharp, M. J.: The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers, *J. Glaciol.*, 60(221), 537–552, doi:10.3189/2014jog13j176, 2014.
- Rounce, D. R. and McKinney, D. C.: Debris thickness of glaciers in the Everest area (Nepal Himalaya) derived from satellite imagery using a nonlinear energy balance model, *Cryosphere*, 8(4), 1317–1329, doi:10.5194/tc-8-1317-2014, 2014.
- Rounce, D. R., King, O., McCarthy, M., Shean, D. E. and Salerno, F.: Quantifying Debris Thickness of Debris-Covered Glaciers in the Everest Region of Nepal Through Inversion of a Subdebris Melt Model, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 123(5), 1094–1115, doi:10.1029/2017JF004395, 2018.
- Rupper, S. and Roe, G.: Glacier changes and regional climate: A mass and energy balance approach, *J. Clim.*, 21(20), 5384–5401, doi:10.1175/2008JCLI2219.1, 2008.
- Sakai, A. and Fujita, K.: Contrasting glacier responses to recent climate change in high-mountain Asia, *Sci. Rep.*, 7(1), doi:10.1038/s41598-017-14256-5, 2017.
- Sakai, A., Chikita, K. and Yamada, T.: Expansion of a moraine-dammed glacial lake, Tsho Rolpa, in Rolwaling Himal, Nepal Himalaya, *Limnol. Oceanogr.*, 1401–1408, doi:10.4319/lo.2000.45.6.1401, 2000.

- Sakai, A., Nuimura, T., Fujita, K., Takenaka, S., Nagai, H. and Lamsal, D.: Climate regime of Asian glaciers revealed by GAMDAM glacier inventory, *Cryosphere*, 9(3), 865–880, doi:10.5194/tc-9-865-2015, 2015.
- Salerno, F., Guyennon, N., Thakuri, S., Viviano, G., Romano, E., Vuillermoz, E., Cristofanelli, P., Stocchi, P., Agrillo, G., Ma, Y. and Tartari, G.: Weak precipitation, warm winters and springs impact glaciers of south slopes of Mt. Everest (central Himalaya) in the last 2 decades (1994-2013), *Cryosphere*, 9(3), 1229–1247, doi:10.5194/tc-9-1229-2015, 2015.
- Seko, K.: Seasonal variation of altitudinal dependence of precipitation in Langtang Valley, Nepal Himalayas, *Bull. Glacier Res.*, 5, 41–47, 1987.
- Sherpa, S. F., Wagnon, P., Brun, F., Berthier, E., Vincent, C., Lejeune, Y., ARNAUD, Y., Kayastha, R. B. and Sinisalo, A.: Contrasted surface mass balances of debris-free glaciers observed between the southern and the inner parts of the Everest region (2007–15), *J. Glaciol.*, 63(240), 637–651, doi:10.1017/jog.2017.30, 2017.
- Shrestha, A. B., Wake, C. P., Mayewski, P. A. and Dibb, J. E.: Precipitation fluctuations in the Himalaya and its vicinity: An analysis based on temperature records from Nepal, *Int. J. Clim.*, 20, 317–327, 2000.
- Sugiyama, S., Fukui, K., Fujita, K., Tone, K. and Yamaguchi, S.: Changes in ice

- thickness and flow velocity of Yala Glacier, Langtang Himal, Nepal, from 1982 to 2009, *Ann. Glaciol.*, 54(64), 157–162, doi:10.3189/2013AoG64A111, 2013.
- Sunako, S., Fujita, K., Sakai, A. and Kayastha, R. B.: Mass balance of Trambau Glacier, Rolwaling region, Nepal Himalaya: in-situ observations, long-term reconstruction and mass-balance sensitivity, *J. Glaciol.*, 41, 1–12, doi:10.1017/jog.2019.37, 2019.
- Tachikawa, T., Hato, M., Kaku, M. and Iwasaki, A.: Characteristics of ASTER GDEM version 2, Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), IEEE International, 24–29 July 2011, Vancouver, BC, 3657–3660, doi:10.1109/IGARSS.2011.6050017, 2011.
- Tshering, P. and Fujita, K.: First in situ record of decadal glacier mass balance (2003–2014) from the Bhutan Himalaya, *Ann. Glaciol.*, 57(71), 289–294, doi:10.3189/2016aog71a036, 2016.
- Vincent, C., Wagnon, P., Shea, J. M., Immerzeel, W. W., Kraaijenbrink, P., Shrestha, D., Soruco, A., Arnaud, Y., Brun, F., Berthier, E. and Sherpa, S. F.: Reduced melt on debris-covered glaciers: Investigations from Changri Nup Glacier, Nepal, *Cryosphere*, 10(4), 1845–1858, doi:10.5194/tc-10-1845-2016, 2016.
- Wagnon, P., Vincent, C., Arnaud, Y., Berthier, E., Vuillermoz, E., Gruber, S., Ménégoz, M., Gilbert, A., Dumont, M., Shea, J. M., Stumm, D. and Pokhrel, B. K.: Seasonal

- and annual mass balances of Mera and Pokalde glaciers (Nepal Himalaya) since 2007, *Cryosphere*, 7(6), 1769–1786, doi:10.5194/tc-7-1769-2013, 2013.
- Wang, R., Liu, S., Shangguan, D., Radić, V. and Zhang, Y.: Spatial Heterogeneity in Glacier Mass-Balance Sensitivity across High Mountain Asia, *Water*, 11(4), 776, doi:10.3390/w11040776, 2019.
- Yabuki, H.: Aerial photographs of glaciers in Nepal Himalaya obtained during the Glaciological Expedition in Nepal from 1974 to 1978. Glaciological Expedition in Nepal from 1974 to 1978. CrDAP J, GEN --(Nagoya University, The Japanese Society of Snow and Ice) (eds). Distributed by CrDAP. Digital media: Yokosuka, 2012.
- Yamada, T.: Glacier lake and its outburst flood in the Nepal Himalaya, Monograph No. 1, Data Center for Glacier Research, Japanese Society of Snow and Ice, 99 pp, 1998.
- Yang, W., Yao, T., Guo, X., Zhu, M., Li, S. and Kattel, D. B.: Mass balance of a maritime glacier on the southeast Tibetan Plateau and its climatic sensitivity, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118(17), 9579–9594, doi:10.1002/jgrd.50760, 2013.
- Zemp, M., Huss, M., Thibert, E., Eckert, N., McNabb, R., Huber, J., Barandun, M., Machguth, H., Nussbaumer, S. U., Gärtner-Roer, I., Thomson, L., Paul, F., Maussion, F., Kutuzov, S. and Cogley, J. G.: Global glacier mass changes and their

contributions to sea-level rise from 1961 to 2016, *Nature*, 568(7752), 382–386,

doi:10.1038/s41586-019-1071-0, 2019.

表 1. Trakarding-Trambau 氷河の各観測地点における季節毎の気温 (°C), 気温減率 (°C km⁻¹) 及び降水量 (mm)

Data source	Elevation (m a.s.l.)	2016			2017			2018		
		Jun-Sep	Oct- Nov	Dec- Mar	Apr- May	Jun-Sep	Oct- Nov	Dec- Mar	Apr- May	Jun-Sep
Air temperature (°C)										
OL	4518	5.6	1.2	-4.3	0.8	5.7	0.1	-3.3	0.2	5.6
AWS	4806	4.5	0.3	-4.7	-0.7	4.7	-1.1	-4.0	-1.1	4.6
C3	5390	-	-5.1	-9.7	-5.4	1.7	-5.4	-9.0	-6.1	1.8
ERA-Interim	4806	3.6	-1.4	-6.2	-1.6	3.6	-2.5	-5.6	-2.1	3.7
Temperature lapse rate (°C km ⁻¹)										
Regression*	-	-	-	-6.52	-7.23	-4.70	-6.43	-6.86	-7.46	-4.49
ERA-Interim	-	-5.61	-5.40	-5.98	-6.19	-5.52	-5.61	-6.01	-5.90	-5.56
Precipitation (mm)										
D1	4589	603	17	-	-	-	-	-	-	-
AWS	4806	-	-	81	116	513	16	49	68	468
ERA-Interim	-	1706	48	110	466	1700	24	58	332	1444

*各観測地点 (OL, AWS and C3)で得た気温と標高値から線形回帰によって計算

表 2. Trambau 氷河における氷河全体の質量収支 (B), ELA (Equilibrium Line Altitude), 質量収支の高度勾配 (db/dz), 観測期間中 (2016, 2016/17, 2017/18) におけるステークから得た各地点の質量収支に対する線形回帰, Fujita and Sakai (2014)のモデル設定 (Cal_{PC})及び本研究で補正したモデル (Cal_{BF})から求めた b_z の RMSE (root mean square error), 6000 m a.s.l.以上の標高域において降水の高度勾配 (P_{GV}) を $\pm 20\% \text{ km}^{-1}$ した際の平均差, 及び推定した B の誤差

	Observed			Modelled (Cal_{PC})			Modelled (Cal_{BF})		
	2016	2016/17	2017/18	2016	2016/17	2017/18	2016	2016/17	2017/18
B (m w.e.)	-0.34*	-0.66*	-0.82*	-0.22	-0.23	-0.52	-0.54	-0.41	-1.20
ELA (m a.s.l.)	5771	5830	5774	5573	5557	5715	5788	5758	5856
db/dz (m a.s.l. (100 m) ⁻¹)	0.48	0.59	0.73	0.53	0.56	0.74	0.54	0.58	0.69
RMSE (m w.e.)	0.32	0.27	0.50	0.76	1.36	0.67	0.41	0.52	0.68
Mean difference (m w.e.)	0.20	0.22	0.18	–	–	–	–	–	–
Uncertainty (m w.e.)	0.38	0.35	0.53	–	–	–	–	–	–

*標高 6000 m a.s.l.地点より上流の質量収支はモデルによる計算結果 (Cal_{BF}) を用いて計算した.

表 3. 気温減率 (L_R , ± 0.1 °C km $^{-1}$), 降水の高度勾配 (P_{GV} , $\pm 10\%$ km $^{-1}$), 気温 (dT_a , +0.1 °C) 及び降水量 (dP_p , + 10%) を変化させた場合の氷河全体の質量収支 (B) の感度

	L_R (°C km $^{-1}$)		P_{GV} (% km $^{-1}$)		dT_a (°C)	dP_p (%)
	+0.1	-0.1	+10	-10	+0.1	+10
2016	-0.06	+0.08	+0.13	-0.09	-0.07	+0.18
2016/17	-0.07	+0.08	+0.11	-0.09	-0.07	+0.17
2017/18	-0.12	+0.09	+0.12	-0.19	-0.14	+0.18

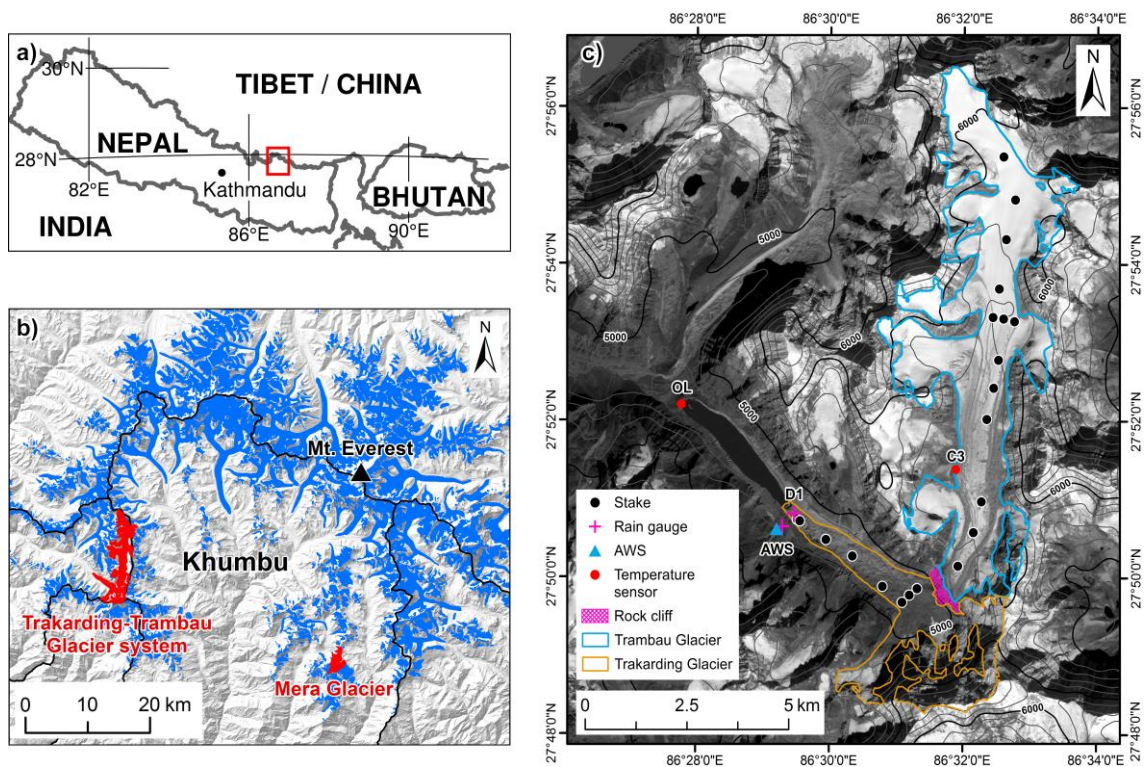


図 1. (a) ロールワリン及びクンブ地域の位置 (赤枠), (b) Trakarding–Trambau 氷河と Mera 氷河の位置関係, (c) Trakarding (オレンジ線) 及び Trambau 氷河 (水色線) における観測網の位置関係と地形. それぞれ, ステーク (黒丸), AWS (水色三角), 雨量計 (ピンク十字), 気温計 (赤丸) 設置地点を示す. (c) 図中の OL, D1 及び C3 は気温計と雨量計を設置した地点名を示す. 各氷河を分断する岩壁をピンクの網掛線で示している. (c) の背景画像は 2016 年 10 月の Sentinel-2 衛星画像.

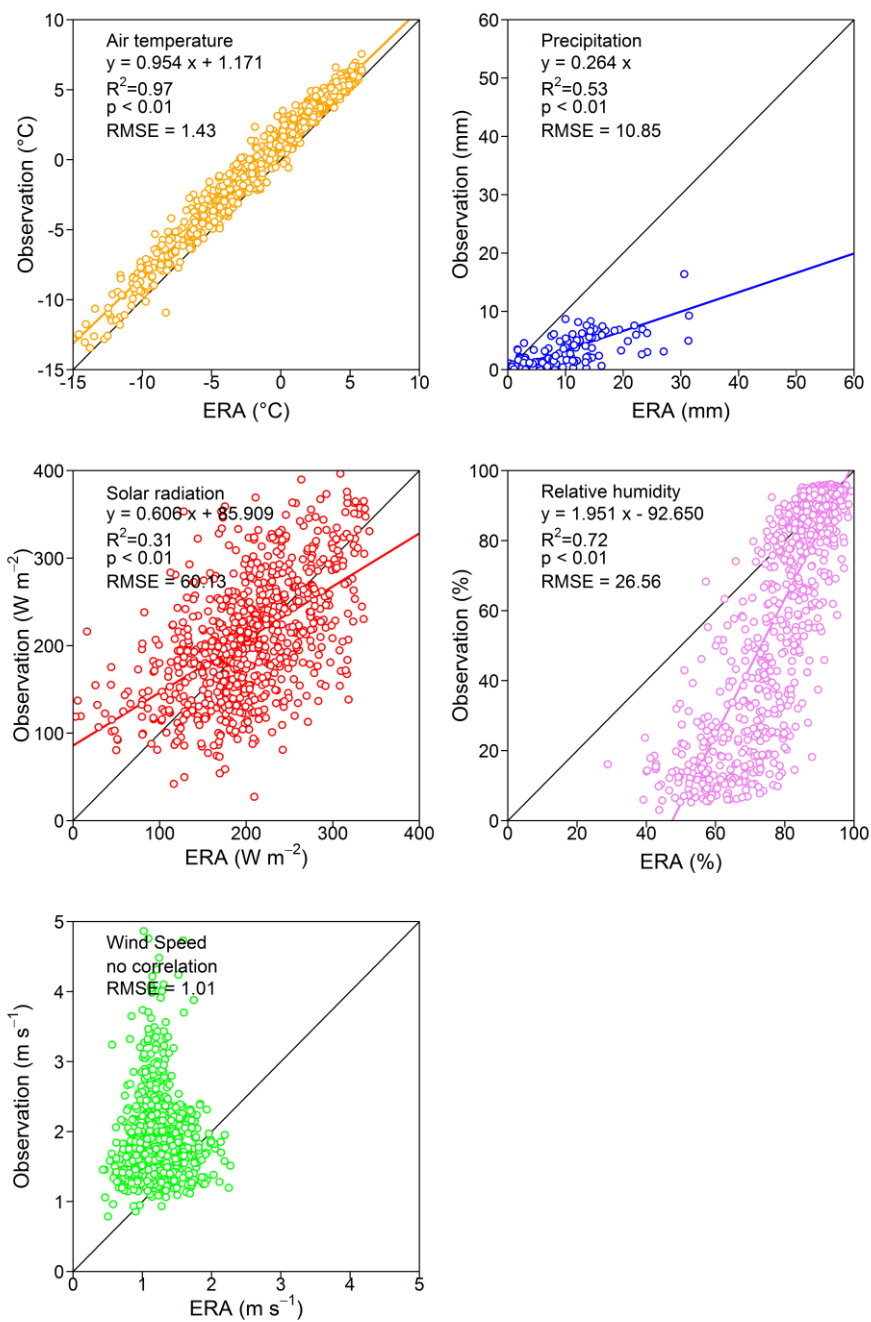


図 2. 観測した気象要素の日平均値と ERA-Interim データの比較. 降水量のみ 5 日平均値を用いて比較している.

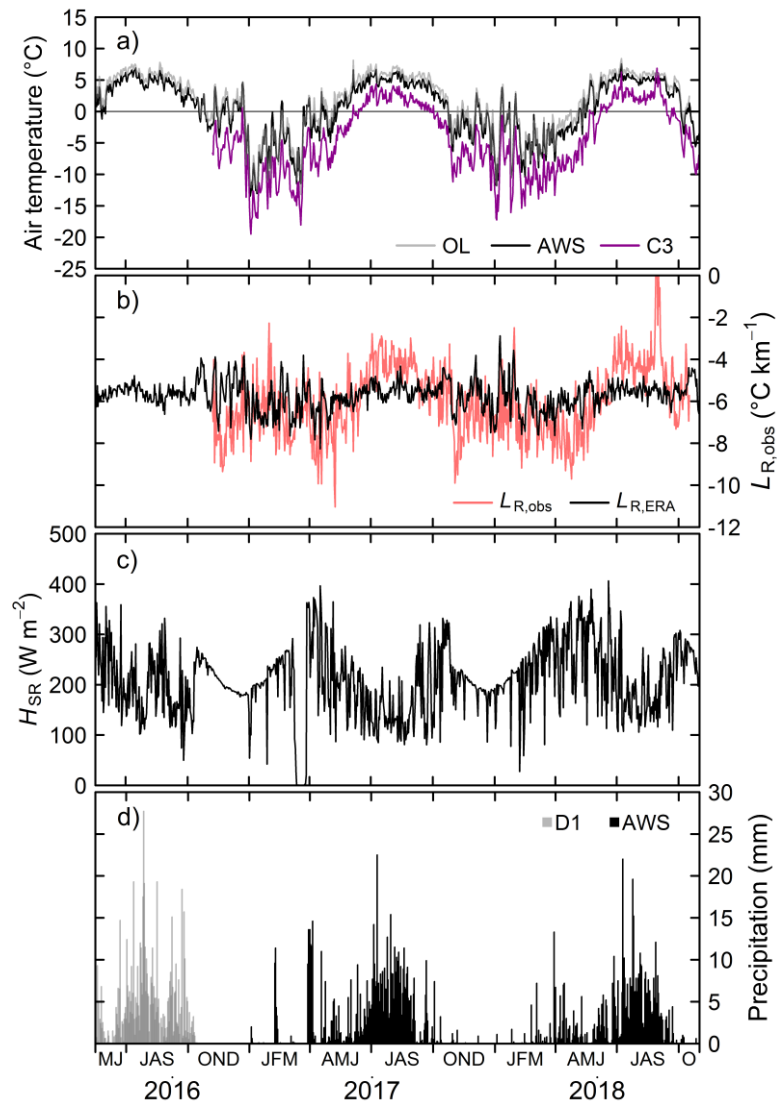


図 3. Trakarding-Trambau 氷河にて観測された (a) 気温, (b) 気温減率, (c) 下向き短波放射量, (d) 降水量.

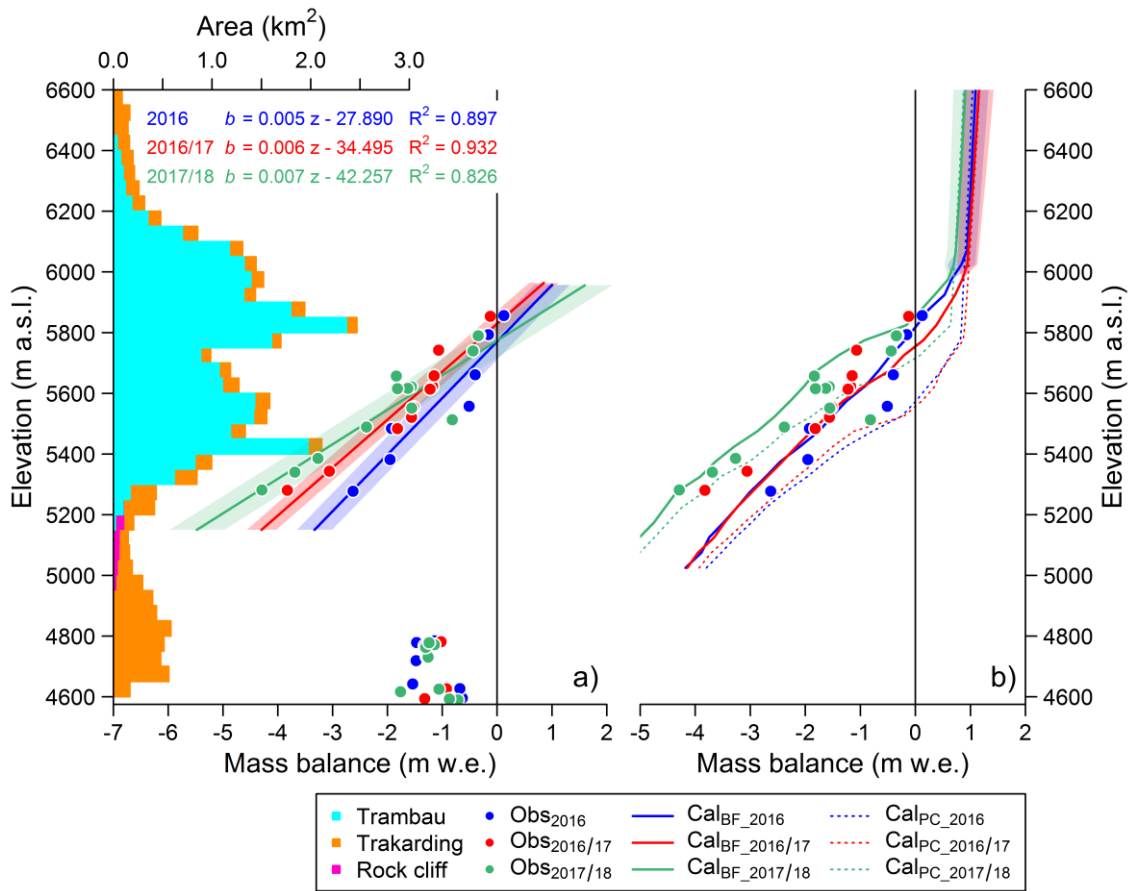


図 4. (a) Trakarding–Trambau 氷河の面積高度分布とステークから得た 2016, 2016/17, 2017/18 における質量収支, (b) Trambau 氷河における Fujita and Sakai (2014)のモデル設定 (Cal_{PC}) と本研究で補正したモデル (Cal_{BF}) から求めた質量収支プロファイル. 図中のハッチは (a) 回帰線に対する観測した質量収支の RMSE (root mean square error), (b) 降水の高度勾配 (P_{GV}) を $\pm 20\% \text{ km}^{-1}$ した際の平均差をそれぞれ示す.

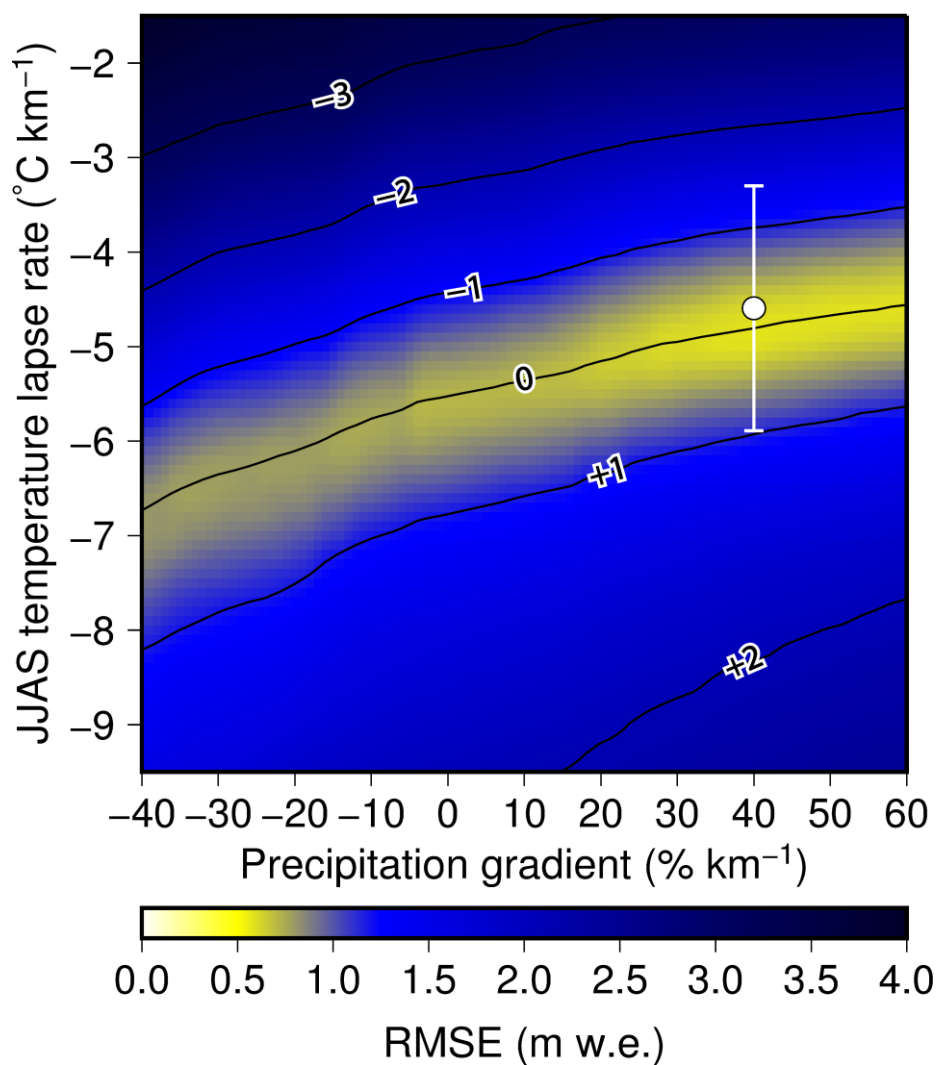


図 5. 気温減率の夏期平均と降水の高度勾配を変動させて求めた質量収支に対する観測値の RMSE (root mean square error). 図中の等値線は平均誤差を、白点とエラーバーは 2017-2018 年に観測された夏期の気温減率の平均値と標準偏差を示す.

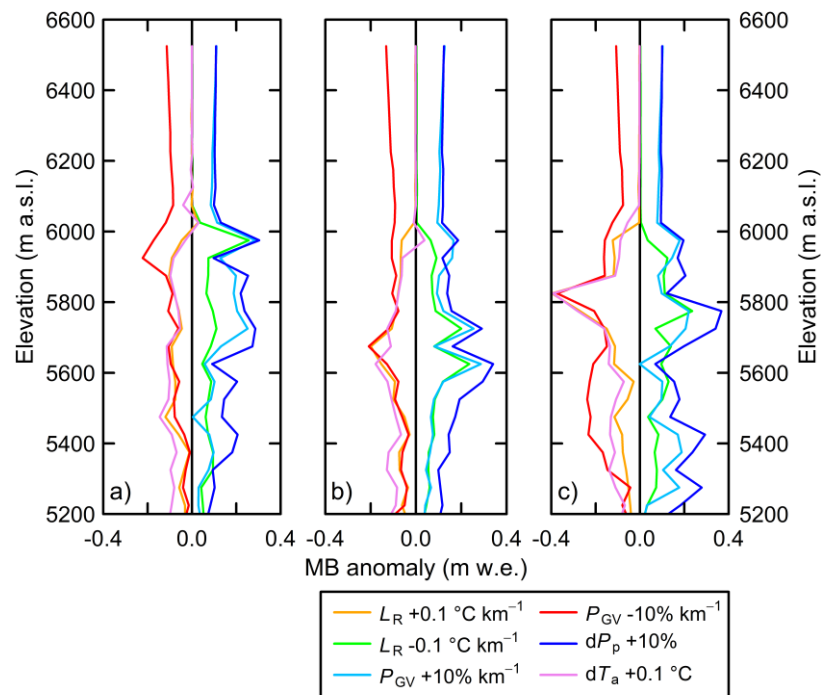


図 6. 気温減率 (L_R , $\pm 0.1 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$), 降水の高度勾配 (P_{GV} , $\pm 10\% \text{ km}^{-1}$), 気温 (dT_a , $+0.1 \text{ }^\circ\text{C}$) 及び降水量 (dP_p , $+10\%$) を変化させて計算した場合の (a) 2016, (b) 2016/17 及び (c) 2017/18 期間中における質量収支高度分布のアノマリー.

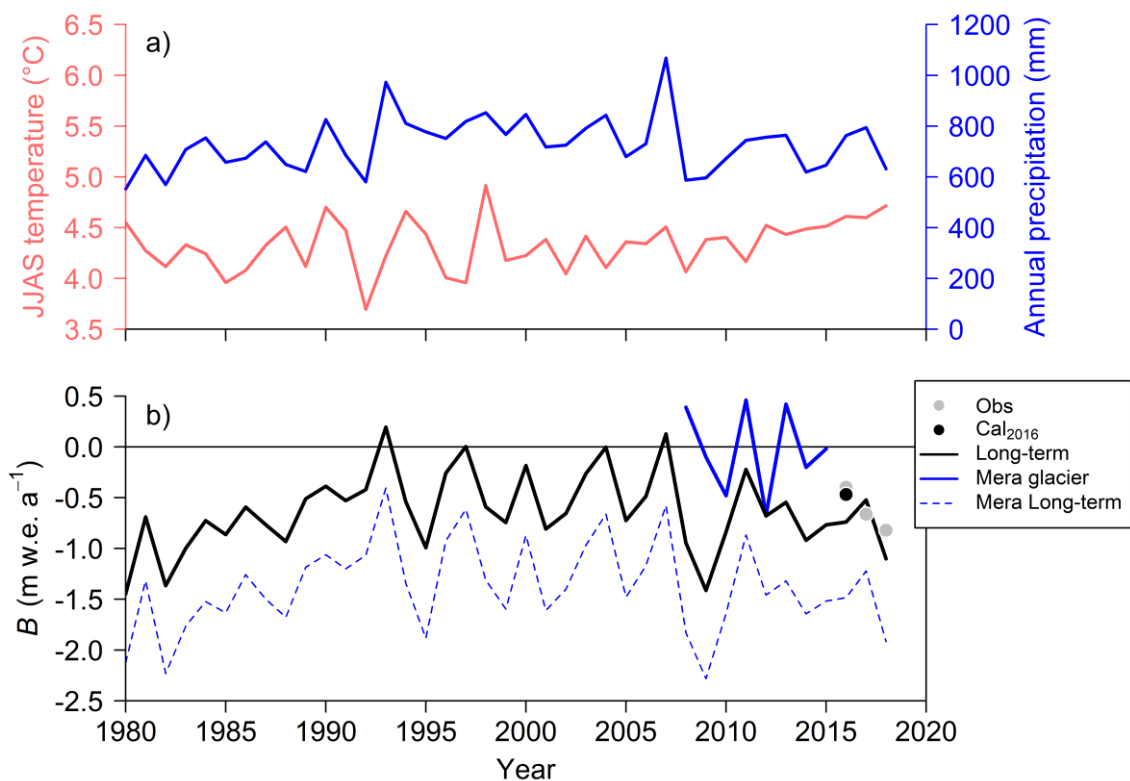


図 7. 1980–2018 年の Trambau 氷河における (a) 夏期平均気温と年間降水量及び (b) 氷河全体の質量収支 (B). (b) 図中の灰色点と黒点は観測した B と 2016 年の観測期間に合わせて求めた B (Cal_{2016}) を, 青色の実線と破線は Mera 氷河における観測から得た B (Sherpa et al., 2017) と気候条件仮定して求めた B をそれぞれ示す.

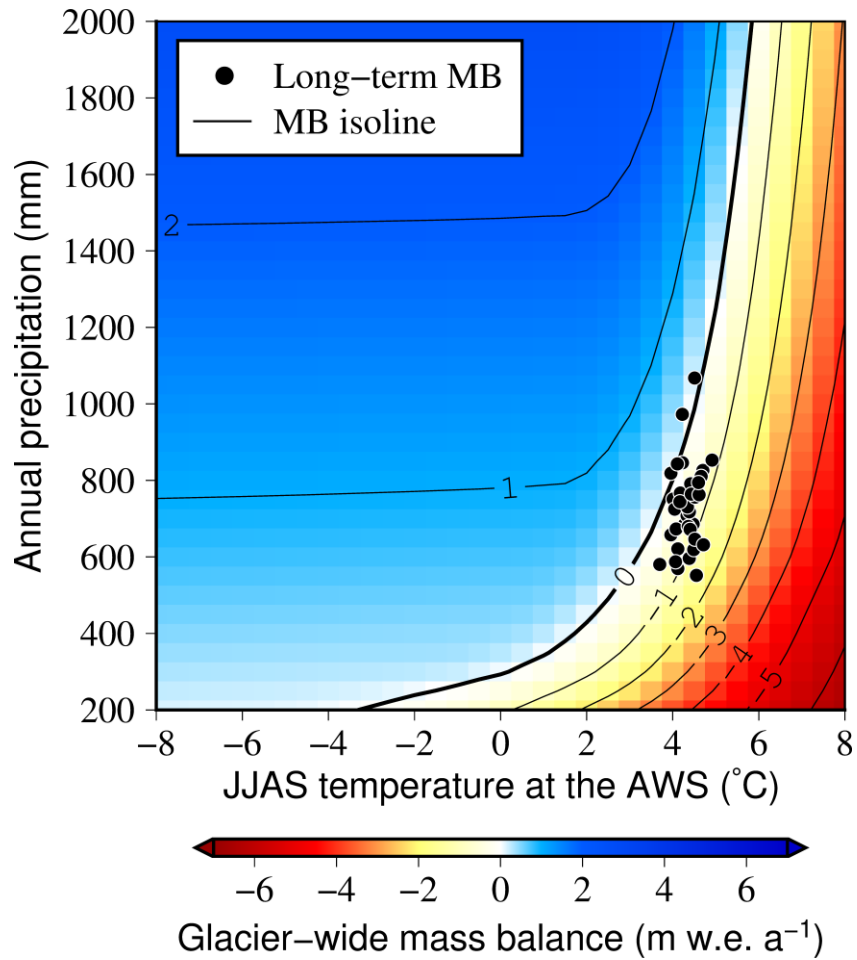


図 8. 夏期平均気温と年間降水量を変化させて求めた Trambau 氷河における Climatic regime. 等値線は質量収支を表している. 質量収支は 1980–2018 年の平均値を用いている.

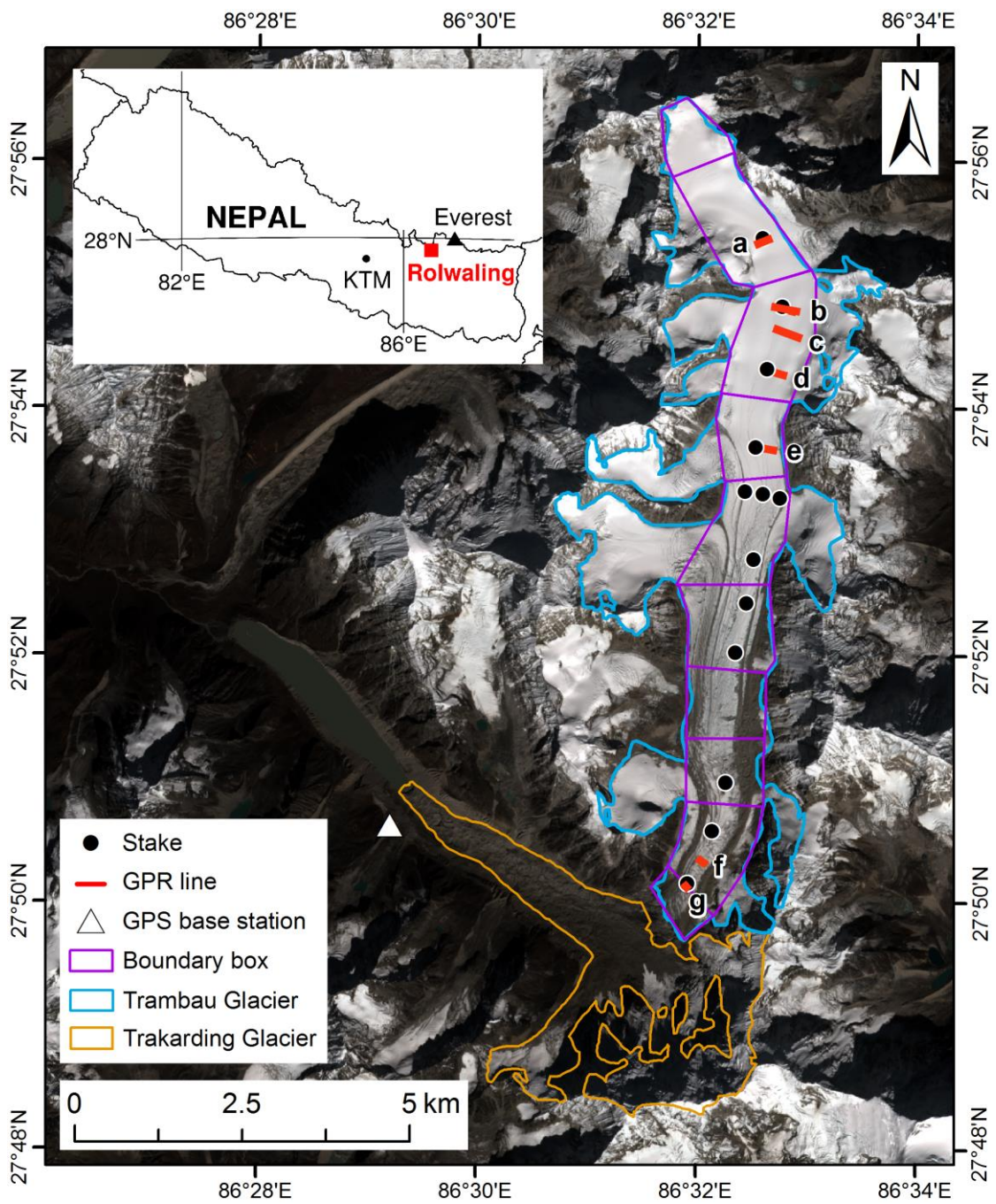


図 9. Trambau 氷河上で行った氷厚観測の横断線 (赤線) と, 浮上速度の算出に用いた box の範囲を示す. 図中の白い三角は AWS と同地点に設置した GPS の基地局を示す.

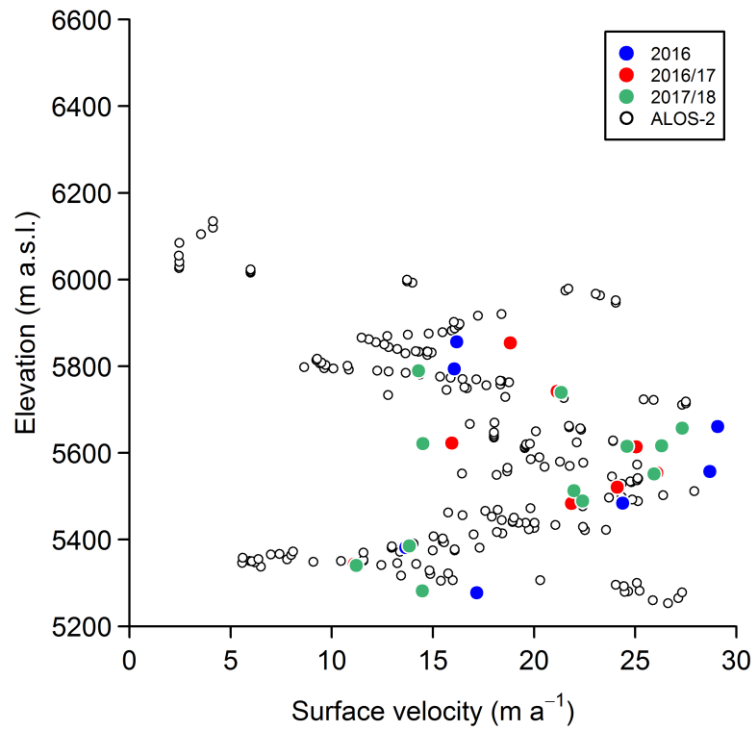


図 10. Trambau 氷河において観測された表面流動速度と，ALOS-2 衛星データから得た氷河主流線上における表面流動速度の高度分布。

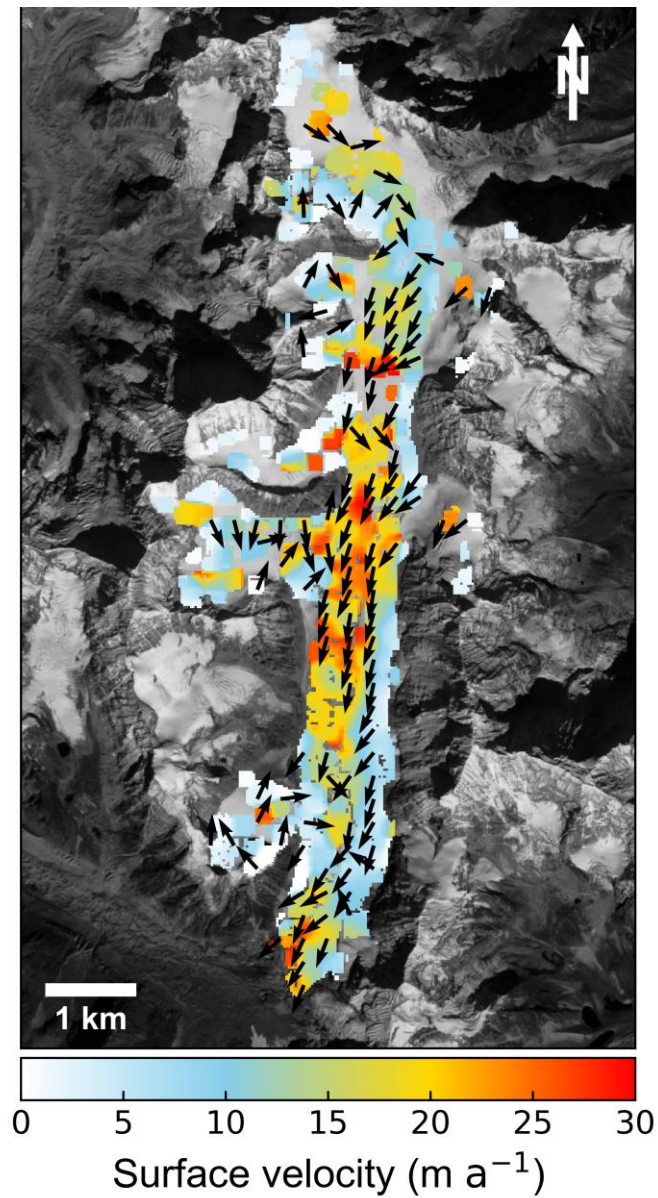


図 11. 2015 年 10–11 月に取得された ALOS-2 衛星データから求めた Trambau 氷河における表面流動速度の空間分布. 矢印は流動方向を示す.

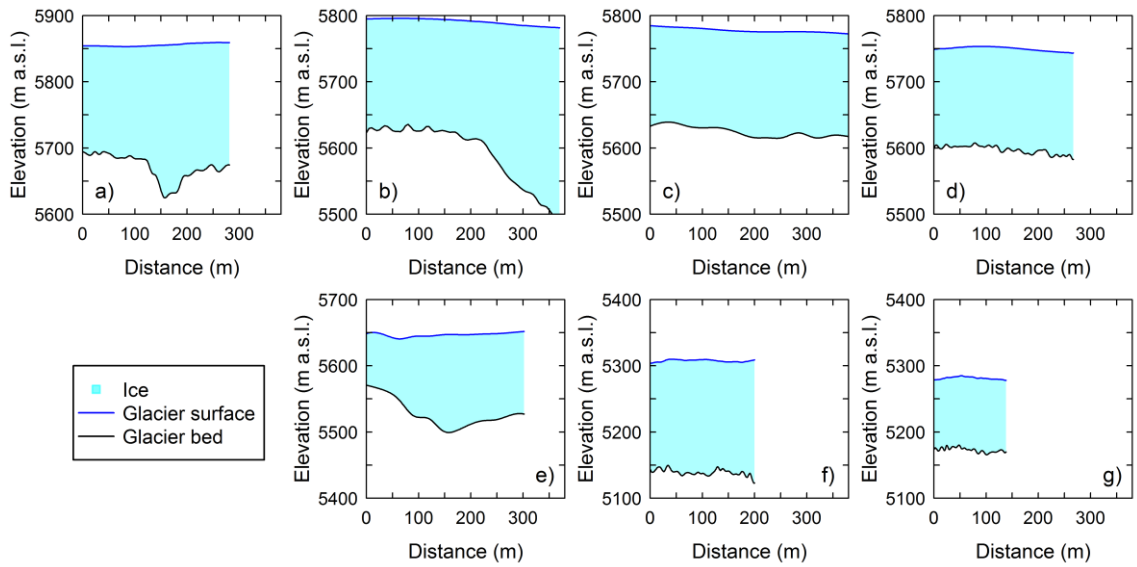


図 12. Trambau 氷河において 2016 及び 2017 年に観測された氷厚分布. 各図中の青線は氷河表面を, 黒線は氷河底面の標高を示す. 図中のアルファベットは図 9 の測線地点名と対応している.

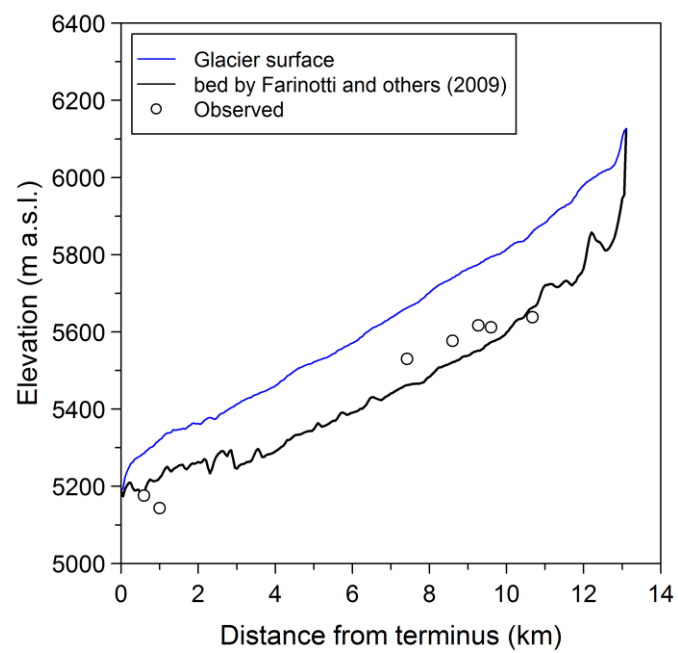


図 13. Trambau 氷河主流線上における縦断方向の断面図. 青線は氷河の表面標高を, 黒線は Farinotti et al. (2009)の氷厚推定モデルから求めた氷河底面の標高をそれぞれ示す. 白点は主流線上で観測した氷河の底面標高を示している.

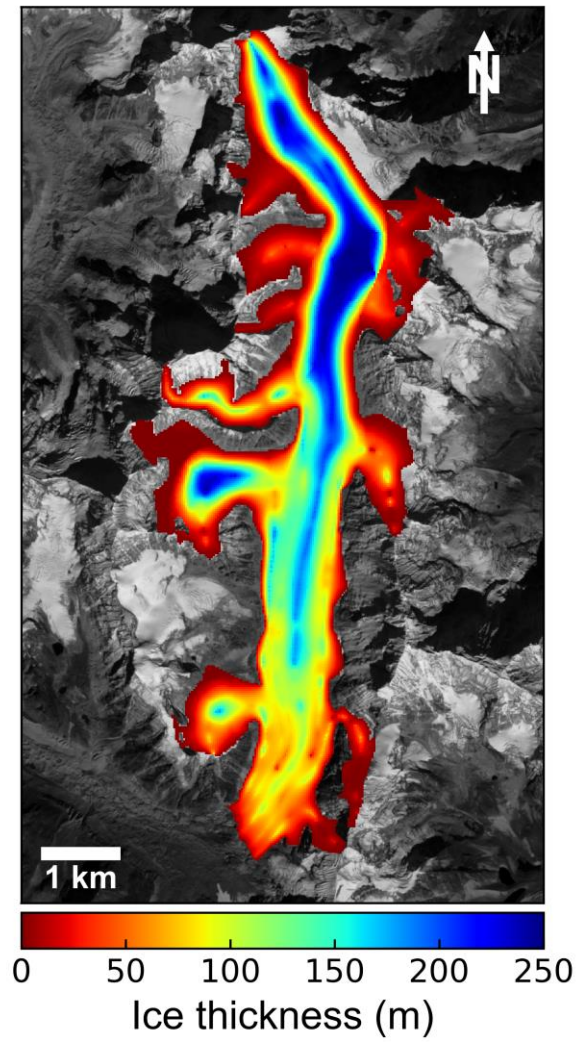


図 14. Farinotti et al. (2009) の氷厚推定モデルを用いて計算した, Trambau 氷河における氷厚の空間分布. 背景画像は 2016 年 10 月に取得された Sentinel-2.

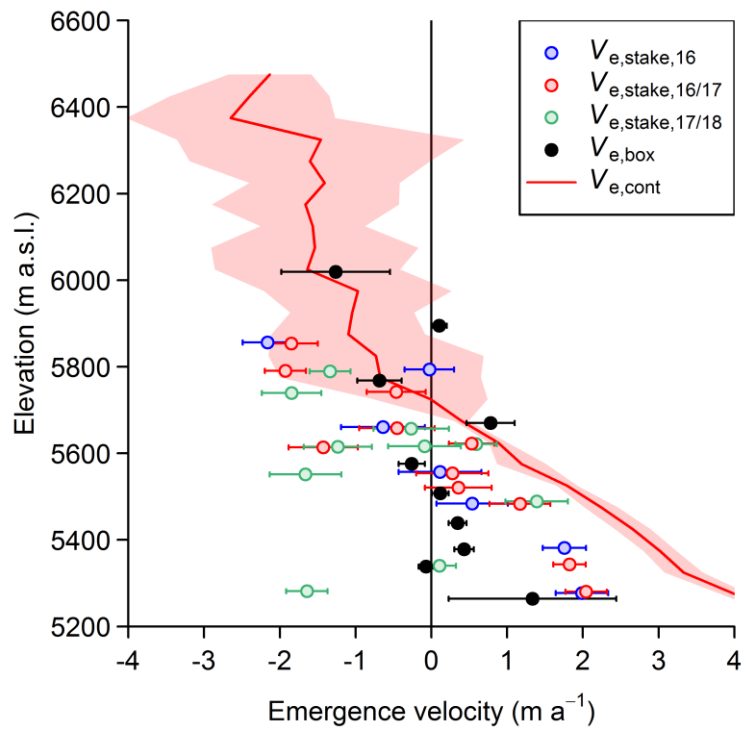


図 15. Trambau 氷河上における，各 box で求めた浮上速度 ($V_{e,box}$)，ステーク地点にて求めた浮上速度 ($V_{e,stake}$) 及び氷河流動の連続式の残差から求めた浮上速度 ($V_{e,cont}$) の高度分布．エラーバーとハッチはそれぞれの浮上速度の誤差を示す．

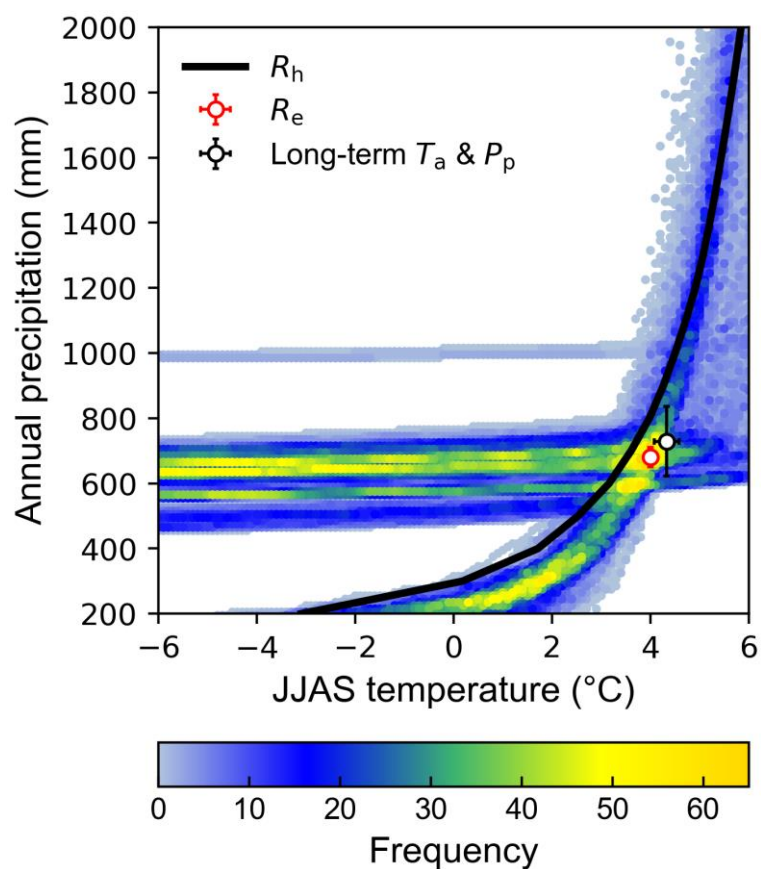


図 16. 浮上速度から得た質量収支 (b_d) を 50 m 標高毎に再現するための夏期平均気温と年間降水量の組み合わせ. 色合いは頻度を示している. 計算には 1980–2018 年の ERA-Interim を用いており, 夏期平均気温及び年間降水量をそれぞれ $0.1\text{ }^\circ\text{C}$ 及び 10 mm 毎にカウントしている. 黒線は Climatic regime における質量収支が平衡状態であるために必要な夏期平均気温と年間降水量の組み合わせ (R_h). 白及び赤点は 1980–2018 年の夏期平均気温と年間降水の平均と標準偏差, 及び b_d を最も再現した気候条件 (R_e) を示す.

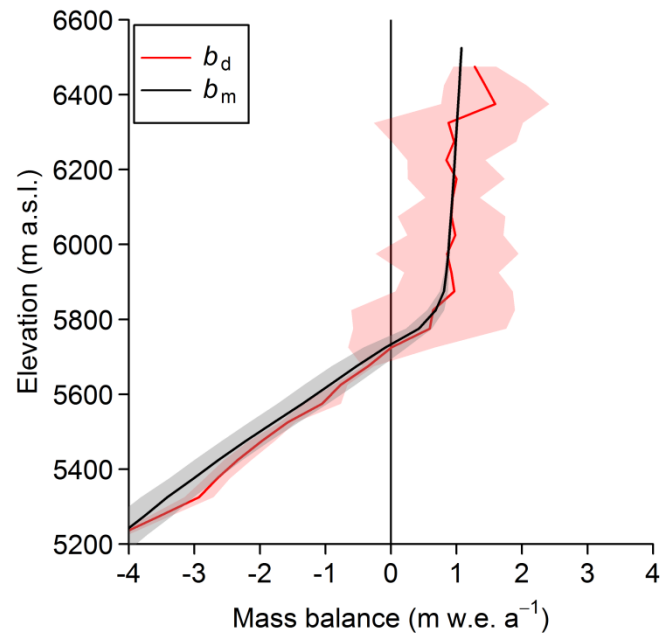


図 17. 浮上速度から得た質量収支 b_d (赤線), b_d を再現するために必要な夏期平均気温と年間降水量の組み合わせから求めた質量収支 b_m (黒線). 各ハッチは誤差範囲を示している.