

ブータン・ヒマラヤにおける氷河分布および

岩屑被覆域形成に対する気候と地形の影響

**(Climatic and topographic influences on glacier distribution  
and debris-covered area formation in the Bhutan Himalaya)**

永井裕人

**(NAGAI, Hiroto)**

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（環境学）

2014 年



## 主論文の要旨

ヒマラヤ氷河の変動は、海水準上昇の予測・内陸乾燥域における水資源管理・氷河湖決壊洪水対策などの観点から注目が高まっている。ヒマラヤ山脈では東西にわたって氷河の不均一な縮小が観測されており、インド・モンスーン気候の影響を受けやすいブータン・ヒマラヤの氷河では、気候変動に特に敏感であるという傾向が指摘されている。これまでの研究では氷河変動を把握するために氷河平衡線高度（ELA）が測定されてきた。しかしその地域代表性や特定の範囲におけるばらつきを解釈する際には、周辺斜面からの雪崩による涵養や氷河表面を覆う岩屑の有無による影響が定量解析されてこなかった。また氷河質量収支に大きな影響を与える岩屑被覆域の面積や形状を左右する要因についても明らかにされてこなかった。これらは雪崩や岩屑の供給源となる氷河周辺斜面および岩屑被覆域の空間解析が十分になされてこなかったことが原因である。そこで本研究では、ブータン・ヒマラヤの氷河について、高精細パンクロマチック衛星画像と数値標高モデルを用いて周辺斜面・岩屑被覆域付き氷河台帳を作成し、降水量と氷河周辺斜面の差異が氷河の標高分布と岩屑被覆の形成に与える影響を解析・議論した。

陸域観測衛星 ALOS に搭載された PRISM センサによって取得されたパンクロマチック画像（分解能 2.5 m）と数値標高モデル ASTER GDEM（1 画素 30 m 四方）によって得られた等高線を用いた目視判読と手動抽出によって、ブータン・ヒマラヤに分布する氷河 1579 個の氷河台帳を作成した。この台帳には氷河に雪崩や岩屑を供給しうる周辺斜面の輪郭と岩屑被覆域の輪郭も付属している。岩屑被覆氷河 213 個と岩屑被覆なし氷河 1366 個に分類すると、前者の方が総面積・平均面積が大きく個数が少なかった。氷河周辺斜面については、岩屑被覆氷河のものが岩屑被覆なし氷河のものに比べて総面積・平均面積が大きく、平均斜度

が急であることがわかった。これは氷河周辺斜面が岩屑の供給源として岩屑被覆域の有無に寄与していることを示唆する。また、氷河すべての存在する標高幅は岩屑被覆氷河の方が大きく 4000 m から 7500 m に達するが、氷河面積が最大となる標高は岩屑の有無によらず 5400 m であり、中央標高（氷河面積を二等分する標高）の分布にも有意差は見られなかった。一方で氷河末端について個別の標高分布を比較すると、最高標高が高くなるほど末端までの標高差は大きくなり、この傾向は岩屑被覆氷河で顕著に表れた。結果として、岩屑被覆氷河の末端は顕著に低いという傾向が得られた。

このような氷河の岩屑被覆、周辺斜面、標高分布の関係を理解するためには氷河を涵養する降水量の差異を把握することが重要である。そこで氷河の中央標高を ELA の代替として、熱帯降雨観測衛星 TRMM によって得られた年間平均降水量の空間分布と比較した。解析の結果、降水が多い地域ほど氷河の中央標高が低くなる傾向が得られた。これは周辺斜面が存在せず雪崩供給と岩屑被覆の影響を受けない氷河でも同様であった。この結果は、緯度の差が小さな領域において、降水量の差異が ELA の主たる支配要因となっていることを示す。

さらに、同等の降水量で涵養されると思われる氷河の中央標高を比較すると、氷河面積に対して氷河周辺斜面面積が相対的に大きな氷河ほど、低い中央標高を持つことが分かった。そして氷河周辺斜面も氷河の一部と見なして中央標高を算出すると、この傾向は無くなった。これにより氷河周辺斜面は氷河を涵養させる役割を持ち、そのような斜面に多く囲まれた氷河ほど、低く温暖な環境にまで存在できることが明らかになった。この関係は岩屑被覆なし氷河では方位によらず斜度 30–40° の氷河周辺斜面で最も強くみられ、斜度別の面積分布や雪崩の頻度分布とも整合的であった。これは周囲からの雪崩涵養が頻繁に生じる氷河であるほど、中央標高が低くなることを意味する。一方の岩屑被覆氷河では斜度 60° 以上・南南西向きの氷河周辺斜面において最も強い負の相関がみられた。これは岩屑なし氷河とは明らか

に異なる傾向であり、岩屑被覆との何らかの関係が示唆される。そこで、岩屑被覆氷河について岩屑被覆域と氷河周辺斜面の面積を比較したところ、岩屑被覆域と斜度約  $60^\circ$ ・南西向き氷河周辺斜面との間に最も顕著な正の相関が認められた。これは南西向き急斜面から最も多くの岩屑が供給されることを示唆する。このように南西向き急斜面を多く有するほど岩屑被覆氷河の中央標高が低くなり、かつ岩屑被覆面積が大きくなるということは、岩屑被覆による断熱効果が低標高に末端を有する岩屑被覆氷河発達に寄与していることを示す。

このように氷河の標高分布にも影響を与える岩屑被覆域について、その形状と氷河流動方向との関係を検討した。すると、北向き氷河には細長い岩屑被覆域が多く見られるが、南向き氷河の岩屑被覆域は氷河消耗域全体を覆っていた。この違いは岩屑供給の卓越する南向き氷河周辺斜面の氷河に対する位置関係によって説明することができる。また ASTER 熱赤外センサを用いて冬季の昼夜の地表面温度を測定すると、南向き斜面では凍結融解を伴う大きな温度変化が見られるのに対して、北向き斜面では凍結し続けていると思われる部分が多かった。これは日周期の凍結破碎作用が南向き斜面を中心に生じていることを示す。一方、年周期の凍結破碎作用や永久凍土の融解、雪崩は岩屑被覆域の面積・形状との関係性が見られないことから、岩屑供給には大きく寄与していないと考えられる。

以上の通り、降水量と氷河周辺斜面は、氷河標高分布や岩屑被覆域の形成に大きな影響を与えるため、特にヒマラヤなどの山岳氷河の変動を理解する上で十分に考慮されるべきものであることが分かった。今後は降水の季節パターンや緯度の異なる他の地域でも同様の解析を行い比較検討することで、このような地理的環境が氷河変動に与える影響の理解が更に進むものと期待される。

## 目次

1. 序論.....	1
2. 手法.....	5
2.1. 対象地域.....	5
2.2. 氷河台帳の作成.....	5
2.3. 降水量の空間分布.....	8
2.4. 地表面温度の空間分布.....	8
3. 結果と議論.....	9
3.1. 氷河台帳.....	9
3.1.1. 氷河の面積と個数.....	9
3.1.2. 氷河の個別面積.....	10
3.1.3. 氷河周辺斜面の斜度.....	11
3.1.4. 氷河の方位分布.....	12
3.1.5. 氷河の標高分布.....	14
3.2. 降水量と中央標高.....	15
3.3. 雪崩と岩屑の寄与.....	17
3.3.1. 氷河周辺斜面と中央標高.....	17
3.3.2. 岩屑被覆域と氷河周辺斜面.....	20
3.3.3. 岩屑被覆域と中央標高.....	22
3.3.4. 岩屑被覆域の形状.....	23
3.4. 岩屑被覆域の形成要因.....	26
3.4.1. 日周期凍結破砕作用.....	26
3.4.2. その他の岩屑供給メカニズム.....	28
3.4.3. 地理的環境の寄与.....	31
4. 結論.....	34
謝辞.....	35
引用文献.....	36

## 1. 序論

地球の気候変動を科学的に理解し、将来の環境変化に人類社会が適応していく上で、氷河は欠かすことのできない観測対象である (e.g. Kaser et al., 2006; Bolch et al., 2012)。氷河は一年を通じて流動する氷体と定義され、近年の気候変動に伴う海水準変動への寄与について関心が高まっている (e.g. Raper and Braithwaite, 2006; Radić and Hock, 2011, Gardner et al., 2013)。また高山域に分布する山岳氷河の多くが河川の源流であり、飲料水や農業用水を下流の集落へ供給している。特に内陸域では、雨の少ない季節にも安定的に供給される水資源として重要な役割を担っている (e.g. Immerzeel et al., 2010; Kaser et al., 2010)。アジア高山域は雪氷に覆われた北極・南極から離れた中緯度に位置するが、標高が高いために膨大な数の氷河が存在する。近年ではそれらの不均一な縮小が現地観測 (Yao et al., 2012)、リモートセンシング観測 (Kääb et al., 2012; Gardelle et al., 2011)、さらには数値実験 (Fujita and Nuimura, 2011) などにより指摘されている。このような変化をとらえるためには氷河の標高分布が基礎的な情報であるが、これらの地域では十分に把握されていない。特にブータン・ヒマラヤのようにモンスーン気候の影響を比較的強く受ける湿潤地域に存在する氷河は、気候変動に敏感に応答すると言われているが (Fujita, 2008; Fujita and Nuimura, 2011)、高山域での現地観測が困難であるため、氷河の個数・位置・分布やそれを決める要因については十分な実態把握が進んでおらず、リモートセンシングデータを用いた予察的な試みに留まっている (Karma et al., 2003)。

氷河の存在する標高を質量収支の観点から一意的に表現するものとして、平衡線標高 (ELA; equilibrium line altitude) が用いられる。ELA は通常、氷河の質

量収支観測によって位置が決定されるが、ELA における夏季（6–8 月）の平均気温（ $T$ ）と年間降水量（ $P$ ）の間には以下の多項式（1）が成り立つことが経験的に知られている（Ohmura, 1992）。

$$P = 645 + 296T + 9T^2 \quad (1)$$

この式は、湿潤な地域で涵養量が多ければより標高が低く温暖な標高に ELA が位置することを意味する。全球規模であれば、別の方法として氷河を二等分する標高である中央標高を ELA の代替として用いることもできる（Braithwaite and Raper, 2009）。

このように氷河の標高分布は気候データから ELA を推定するか、または氷河台帳から中央標高を解析することによって把握できるが、急峻な山岳地域では氷河周辺の斜面からの雪崩による涵養が、氷河標高分布に大きな影響を与える（Benn and Lehmkuhl, 2000; Scherler 2011a）。例えばネパール・ヒマラヤのクンブ氷河では雪崩涵養が涵養量全体の 7 割近くを占めるという指摘がある（Inoue, 1977）。したがって氷河標高分布と気候との関係をより正確に比較・議論するためには、氷河周辺の地形に注目し、周辺斜面からの雪崩による影響も十分に考慮しなければいけない。

また、ヒマラヤの大型氷河の多くは消耗域が様々な大きさの岩屑で覆われている。それらは落石や雪崩、または氷河流動に伴う氷河底の基盤岩削剥によって生じる（e.g. Moribayashi and Higuchi, 1977; Fushimi et al., 1980; Nakawo et al., 1986; Hambrey et al., 2008）。薄く堆積した岩屑被覆は低いアルベドによって太陽

放射を吸収しその熱で氷河を融解する働きを持つ一方で、厚く堆積した岩屑被覆は断熱効果によって融解を抑制する (e.g. Østrem, 1959; Nakawo and Young, 1981, 1982; Mattson et al., 1993)。しかし実際の氷河上では、起伏の激しい岩屑被覆域に形成された多数の氷崖や小池が氷河の融解に寄与する働きが指摘されている (Sakai et al., 2000, 2002)。岩屑被覆域の消耗域は急激な後退がなく水平位置が比較的安定しているが (Scherler et al., 2011b)、垂直方向への表面低下速度は岩屑被覆のない氷河消耗域と同等であると指摘されている (Berthier et al., 2007; Bolch et al., 2011; Käab et al., 2012; Nuimura et al., 2012)。このように複雑な消耗過程を生じる岩屑被覆の存在は、雪崩と同じく、山岳氷河の標高分布にも大きな影響を与える (Benn and Lehmkuhl, 2000)。

このような雪崩や岩屑被覆が氷河標高分布に与える影響を定量的に解析することなしには、現地で測定された ELA の地域代表性を評価することができない。したがって少なくとも氷河周辺に存在する斜面の分布を定量的に把握することが必要である。Scherler et al. (2011a) は雪線より高い場所に存在する露岩域の平均斜度と氷河面積に対する岩屑被覆域面積の比率 (岩屑被覆率) の間に正の相関関係があることを明らかにした。これは斜面が急峻であるほど雪崩を発生させ、同時に岩屑を氷河に供給しているという仮説に基づく。一方で、斜面の方位が落石の頻度と地表面温度の日変化に大きく影響することが知られている。カンチェンジュンガ (ネパール) では、北向き斜面では凍結融解を生じるための地表面温度の日変化が小さく、落石回数も少ない (Regmi and Watanabe, 2009)。そして岩屑の供給源となる斜面の分布と氷河流動により運搬・堆積されたエンドモレーンの非対称な形状との関係も指摘されている (Benn, 1989)。このよう

に斜面分布やそこでの落石頻度・温度環境は、落石つまり岩屑の供給を知るために重要であるが、これまでの岩屑被覆氷河に関する研究では、周辺の地形環境と岩屑被覆域との関係が詳しく調べられてこなかった。高山域の急斜面は接近が難しいため、限られた場所での調査が実施されていない (e.g. Rapp, 1960; Hewitt, 1968; Thorn, 1979; Shiraiwa, 1992; Regmi and Watanabe, 2009)。

従って本研究では、高分解能可視域衛星画像の目視判読・手動抽出によって岩屑被覆域及び氷河周辺斜面の輪郭データも含む氷河台帳を作成し、ブータン・ヒマラヤ全域における氷河標高分布と地形・気候との関係を明らかにする。緯度の差が小さく同標高での気温が一樣と仮定される狭い領域において、氷河標高分布と降水量および氷河周辺斜面との関係を解析し、さらに岩屑被覆域の面積と形状を周辺斜面と比較し、岩屑がどのような斜面から供給されるのかも議論する。

## 2. 手法

### 2.1. 対象地域

本研究ではブータン・ヒマラヤの東経 89°12'–92°00'、北緯 27°36'–28°30'の範囲に存在する氷河すべてを解析対象とした。これらの氷河は標高 4000 m から 7500 m に分布し、インド・モンスーン気候の影響下にあり、ブラマプトラ川の源流となっている。また最近では特に南側の氷河で顕著な縮小が生じていることが分かっている (Karma et al., 2003)。

この地域の氷河については、衛星画像を用いた氷河台帳が International Centre for Integrated Mountain Development (Mool et al., 2001)、Global Land Ice Measurements from Space (Raup and Khalsa, 2007)、The Randolph Consortium (Arendt et al., 2012; Pfeffer et al., 2013) によって作成されている。しかしながらこれらの氷河台帳は抽出の妥当性が十分に確認されておらず、不正確な輪郭や誤抽出も見られる (e.g. Huss and Farinotti, 2012; Pfeffer et al., 2013)。例えばブータン・ヒマラヤの南側では、小さな氷河が多く存在し地形も複雑である。そのため積雪域を多く含む衛星画像では氷河と積雪域との区別が非常に難しい。また岩屑被覆氷河も数多く分布し、自動抽出を用いた場合であっても、その後の目視判読による十分な修正作業が必要となる。

### 2.2. 氷河台帳の作成

本研究では、複雑な地形や岩屑被覆域の多く含まれるブータン・ヒマラヤの氷河を最も正確に抽出するため、自動抽出は用いずに、高精細パンクロマチック衛星画像の目視判読と手動抽出によって氷河台帳を作成した。氷河本体の輪

郭に加えて、岩屑被覆域 (Debris-covered area) と氷河周辺斜面 (Potential Material-Supply (PMS) slope) もそれぞれ抽出した。岩屑被覆域は氷河消耗域上で岩屑被覆によって下部の氷体が視認できない領域と定義し、暗く汚れた氷体表面は含まない。また氷河周辺斜面は雪氷や岩屑を氷河に供給しうる傾斜を有する斜面と定義した。

氷河抽出には陸域観測技術衛星 ALOS (だいち) 搭載のパンクロマチック立体視センサ PRISM によって取得されたパンクロマチック画像を使用した (表 1; 図 1)。これらの画像の空間分解能は 2.5 m であり、PRISM 数値地表モデルによってオルソ補正がされている (Tadono et al., 2012)。積雪など地表面の状況により PRISM 画像での抽出が困難な氷河には、ALOS 搭載の高性能可視近赤外放射計 2 型 AVNIR2 によって取得された可視域コンポジットカラー画像を用いた (表 2)。これは SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) 数値標高モデルによりオルソ補正がされている。氷河や氷河周辺斜面を分割するため、次世代高性能光学センサ全球数値標高モデル (ASTER GDEM) を用いて等高線 (標高幅は 20 m) を作成した。ASTER GDEM は作成された氷河台帳について、標高・斜度・方位などの空間解析にも用いた。作成された氷河台帳はグーグルアースによる鳥瞰画像に重ね合わせ、抽出の妥当性を検証し、適宜修正を実施した。

氷河本体については、Raup and Khalsa (2007) および Rastner et al. (2012) によって定められた氷河の定義に基づいて目視判読・手動抽出を行った。PRISM 画像は空間分解能が 2.5 m であり、長さが 100 m 以下の小型氷河、岩屑被覆域に見られるサーモカルスト地形の起伏、さらには氷河周辺斜面における急峻で不安定な地表面も判別することができる。ASTER GDEM による等高線を PRISM

画像の上に重ね合わせ、同地点のグーグルアース画像を参照しつつ、氷河本体・岩屑被覆域・氷河周辺斜面の抽出作業を実施した。

まずそれぞれの氷河末端を定め、それに連続する氷体を上流の支流まで縁取った。接していない氷体についても、そこからの雪氷の運搬が見込まれるほど十分に近い距離・比高にあれば、同一の氷河と見なした。凹凸が無くなだらかな氷体表面、アイスフォール、クレバス、ベルクシュルントなどは氷河であることの実証的な判断材料となり、周囲の積雪を伴った基盤岩との区別に役立った。複数の氷河に連続する氷河涵養域については、等高線から判読される稜線に沿ってそれぞれの氷河に分割した。

岩屑被覆域は表面の放射輝度が周囲の基盤岩やモレーンと酷似しているため、衛星画像を用いた自動抽出が非常に難しい。したがって多数の凹凸、氷崖、小池などを伴うサーモカルスト地形の形状 (Iwata et al., 2000) を目視で確認することにより、岩屑被覆域と判別した。岩屑被覆域の上端は積雪の状況によって様々に変化する。そのため、複数の日時に取得された PRISM 画像のうち、もっとも外側まで分布が確認できる画像を採用し抽出した。

氷河周辺斜面は、氷河の外縁から稜線まで連続して氷河方向に傾斜する斜面として抽出した (図2)。このような斜面では雪崩や落石の痕跡が PRISM 画像によって確認でき、斜面の不安定性を知る重要な手がかりとなる。隆起した地形やモレーンに遮られて氷河まで下り坂が継続していない部分は除外した。なおモレーンのうち氷河方向に傾斜している部分は氷河周辺斜面に含まれる。

### 2.3. 降水量の空間分布

氷河を涵養する降水量の差異を明らかにするため、熱帯降雨観測衛星 TRMM などによって作成された降水量の空間分布データ TRMM 3B43 プロダクトを使用した (Huffman et al., 2007)。これは空間分解能  $0.25^\circ$  ( $\sim 25$  km) で月間降水量の空間分布が表されたものである。本研究では対象地域における 1998 年から 2012 年までの年間平均降水量の空間分布を求め、解析に用いた。

### 2.4. 地表面温度の空間分布

氷河周辺斜面の温度分布を把握するため ASTER 熱赤外センサによる地表面温度プロダクト (Level 2B03) を取得した。このデータは提供元である資源・環境観測解析センターにより温度放射率分離が既に実施されている。対象地域中央に位置するクーラ・カンリ山群 (the Kulha Kangri Massif region) (図 3) を昼間に撮像した連続する 2 シーン (2008 年 1 月 1 日現地時刻 10:40, 10:41 取得) と夜間の 1 シーン (2005 年 1 月 27 日現地時刻 22:09 取得) を使用した (図 1)。

これらのデータについて、既にオルソ補正が実施された輝度温度分布プロダクト (Level 3A01) を基準として、稜線沿いに標定点 (タイポイント) 6 か所を設定し、地形の起伏による倒れ込みを手動除去した。位置ずれの平均二乗誤差は 147.7 m となったが、データの空間分解能は 90 m であり、2 画素以内に収まっている。

### 3. 結果と議論

#### 3.1. 氷河台帳

##### 3.1.1. 氷河の面積と個数

衛星画像の目視判読・手動抽出により、ブータン・ヒマラヤに存在する 1579 個の氷河について氷河台帳を作成した (図 2)。これらは東西にのびるヒマラヤ主脈と無数の支尾根に分布しており、目視判読の結果、213 個の岩屑被覆氷河と 1366 個の岩屑被覆なし氷河に分類された (表 3)。一か所でも岩屑被覆域と視認された部分を有する氷河は岩屑被覆氷河と分類されている。岩屑被覆氷河の総面積は  $1037.3 \text{ km}^2$  であるので平均面積は  $4.87 \text{ km}^2$  であり、一方の岩屑被覆なし氷河の総面積は  $570.2 \text{ km}^2$  であるので平均面積は  $0.42 \text{ km}^2$  である。このように岩屑被覆氷河は岩屑被覆なし氷河より総面積が大きく個数が少ないので、平均面積は約 10 倍大きい。過去に作成された氷河台帳の一つ、Randolph Glacier Inventory においては、該当地域の氷河は 1443 個であり総面積は  $2376.8 \text{ km}^2$  であったので、氷河一個当たりの平均面積は  $1.65 \text{ km}^2$  となった。総面積が本研究で得られた値よりも大きく、氷河でない積雪域や湖なども含まれている。

氷河周辺斜面について、岩屑被覆氷河に属するものの総面積は  $908.8 \text{ km}^2$  であるので平均面積は  $4.27 \text{ km}^2$  であり、一方の岩屑被覆なし氷河での総面積は  $194.1 \text{ km}^2$  であるので平均面積は  $0.14 \text{ km}^2$  である (表 3)。岩屑被覆氷河と岩屑被覆なし氷河ではもともとの氷河面積に大きな差があるので、氷河面積に対する氷河周辺斜面の相対的な大きさを比較するため、氷河周辺斜面面積を氷河面積で割ったものを氷河周辺斜面比率とし、比較した。岩屑被覆氷河の氷河周辺斜面比率は 1.05 であり、岩屑被覆なし氷河の値 (0.47) よりも約 2 倍大きい。岩屑は

周辺斜面における落石・雪崩と氷河流動に伴う氷河底での基盤岩削剥によって供給されるが (e.g. Moribayashi and Higuchi, 1977; Fushimi et al., 1980; Nakawo et al., 1986; Hambrey et al., 2008)、この違いは、氷河周辺斜面の規模の違いが岩屑供給源として岩屑被覆域の有無に大きく寄与していることを示唆する。

### 3.1.2. 氷河の個別面積

次に、氷河をそれらの個別の面積によって分類し、累積面積と個数を求めた (図 4a, 4b)。最も大きな面積を占めるのは、1.0–5.0 km<sup>2</sup> のサイズの氷河である。他地域では Svartisen 地方 (ノルウェー) (Paul and Andreassen, 2009) や天山山脈 (Narama et al., 2010) などの氷河が同様の傾向を示す。一方でグリーンランドでは面積の大きな氷河ほど大きな面積を占めることが報告されている (Rastoner et al., 2012)。また岩屑被覆氷河だけの場合には、10–50 km<sup>2</sup> のサイズの氷河が最も大きな面積を占める。同じサイズ別に氷河の個数を比較すると、最も個数が多い氷河のサイズは 0.1–0.5 km<sup>2</sup> である。この傾向は Svartisen 地方 (ノルウェー) (Paul and Andreassen, 2009)、Baffin 島 (カナダ) (Paul and Svoboda, 2010)、グリーンランド (Rastoner et al., 2012) などの氷河と共通する。また岩屑被覆氷河だけの場合には、1.0–5.0 km<sup>2</sup> のサイズの氷河が最も多い。

さらに、同様の分類によって、氷河周辺斜面の累積面積と氷河周辺斜面比率の平均値を求めた (図 4c, 4d)。最も大きな氷河周辺斜面面積を占めるのは 1.0–5.0 km<sup>2</sup> の氷河である。1.0 km<sup>2</sup> 以上の氷河ではいずれのサイズにおいても岩屑被覆氷河の方が岩屑被覆なし氷河よりも顕著に大きな面積の氷河周辺斜面を有する。逆に 1.0 km<sup>2</sup> 未満の氷河においては、岩屑なし氷河の方が大きな面積の氷河

周辺斜面を有する。氷河周辺斜面面積は岩屑被覆氷河の方が大きいはずであるが、本研究ではほんの少しでも岩屑被覆域が存在していれば岩屑被覆域氷河に分類しているため、小型氷河においてはこのような矛盾が生じた可能性がある。氷河周辺斜面比率はいずれのサイズにおいても岩屑被覆氷河の方が大きな平均値を示した。最小サイズである  $0.1 \text{ km}^2$  未満の岩屑被覆氷河では 2.7 であり、氷河本体の 2 倍以上の面積であることが分かる。この比率は氷河面積が大きくなるほど単調減少し、 $10 \text{ km}^2$  以上の岩屑被覆氷河では氷河面積の半分以下となる。一方の岩屑被覆なし氷河では、いずれのサイズにおいても 0.7 以下の値を示し、一般的に氷河周辺斜面は氷河よりも小さな面積であることを示す。なお、岩屑被覆氷河はすべて周辺斜面を有するが、周辺斜面をもたない岩屑被覆なし氷河は 1366 個中 379 個であり、これらはこの解析からは除外されている。

以上の比較から、岩屑被覆氷河は大型のものが個数は少ないにもかかわらず大部分の面積を占め、小型のものほど相対的に大きな面積の氷河周辺斜面を有することが分かった。一方の岩屑被覆なし氷河は岩屑被覆氷河に比べて小型のものが大部分の面積・個数を占め、どのサイズにおいても一般的に氷河面積より小さな氷河周辺斜面を有することが分かった。

### 3.1.3. 氷河周辺斜面の斜度

前節までの統計解析により、岩屑被覆氷河の方が氷河周辺斜面の面積が大きく岩屑供給への支配的な寄与が示唆された。一方で落石や雪崩を頻繁に生じるためには一定以上の斜度が必要である。そこで個別の氷河における氷河周辺斜面の平均斜度を求め、個数がどのように分布しているかを調べた。分類する斜

度の間隔を  $5^\circ$  とし氷河の個数分布を求めたところ、岩屑被覆氷河では平均斜度  $35\text{--}40^\circ$  の氷河周辺斜面を有するものがもっとも多く、平均値は  $36.5^\circ$  であった(図 5)。一方の岩屑被覆なし氷河では平均斜度  $24\text{--}30^\circ$  の氷河周辺斜面を有するものが最も多く、平均値は  $29.7^\circ$  であった。ともに正規分布に近い個数分布を示す。これにより岩屑被覆氷河の周辺斜面は岩屑被覆なし氷河よりも急峻であるという特徴がわかり、ここでは落石の頻度がより高くより不安定な斜面であることが予想される。また雪崩は記録されたものうち半数近くが  $35\text{--}40^\circ$  の斜面で発生したという報告があるが (McClung and Schaerer, 1993)、最も多くの岩屑被覆氷河が有する氷河周辺斜面の平均斜度はちょうどこの範囲に一致しており、雪崩の生じやすい地形であることも分かる。斜面の面積だけでなく斜度においても、岩屑被覆氷河の周辺斜面は落石や雪崩による岩屑供給が見込まれる地形であることが示された。

#### 3.1.4. 氷河の方位分布

岩屑被覆の有無によって氷河の流動方向にどのような特徴がみられるかを調べた。ここでは、氷河表面の ASTER GDEM 各画素が有する方位の値を氷河ごとに平均したものを、それぞれの氷河方位と定義する。まず算出された氷河方位に基づいて各氷河を 8 方位に分類し、その個数の分布を求めた (図 6a)。岩屑被覆なし氷河では流動方向が北から北西であるものの個数が多く、逆に南向きの氷河は少ないという傾向がみられた。一方の岩屑被覆氷河では氷河方位によって個数が偏るような傾向はみられず、ほぼ均一に分布していることが分かった。

次に、8 方位に分類された氷河の平均面積を求めた (図 6b)。岩屑被覆氷河で

はすべての方位において岩屑被覆なし氷河より大きな面積を示し、特に北向き氷河と南向き氷河の平均面積が大きいことが分かった。一方の岩屑被覆なし氷河の平均面積には氷河方位による傾向はみられなかった。

このように、岩屑被覆の有無によって氷河方位で分類した氷河の個数と平均面積には異なる特徴が表れた。ブータン・ヒマラヤは北半球中緯度に位置し、南向き斜面において太陽放射が効率的に吸収される。南向き斜面に分布する氷河の方が太陽放射の影響を受けやすく、北向き斜面に分布する氷河の方が氷河周辺斜面の日陰で日射が遮られる可能性が高いことが予想される。また湿気を含んだアジア・モンスーンはベンガル湾方向、南東から吹くため(Eguchi, 1991)、その風下側に位置し、吹き溜まりとなる北向き斜面には積雪が残りやすいとも予想される。ただし北向き岩屑被覆なし氷河の面積が顕著に大きいわけではない。これは、吹き溜まりを生じる氷河周辺斜面がある程度以上存在する氷河であれば、おのずと岩屑被覆氷河である可能性が高いからだと考えられる。岩屑被覆なし氷河の方位分布が北へ偏っていることは、これらの気象・気候条件の影響で説明することができる。一方の岩屑被覆氷河では南北両方向への面積の偏りが著しい。東西にのびるヒマラヤ山脈は、東西方向に比べて南北方向に氷河や流域が発達しやすいと考えられる。(図 4b) で示した通り岩屑被覆氷河には大型のものの割合が大きく、このような氷河は南北斜面に形成されやすいと考えられる。岩屑被覆氷河の分布が地形条件に影響されることによりこのような傾向が生じたと説明できる。

### 3.1.5. 氷河の標高分布

氷河の存在する標高はその場所の気候と関係しており、気候変動を把握する上でも重要である。本節ではまず氷河全体の標高分布を把握し、岩屑被覆との関係を検討した。100 m ごとに標高幅を設け、その範囲に存在する氷河の面積(標高別面積分布)を求めた(図7)。岩屑被覆氷河は標高 4000 m から 7500 m の間に分布し、岩屑被覆なし氷河はそれより狭い標高幅である 4800 m から 6800 m の間に分布する。標高別の氷河面積は岩屑被覆の有無によらず 5400 m で最大となった。

次に、氷河個々の標高分布を知るため、氷河中央標高(氷河面積を二等分する標高)の平均および標準偏差を求めたところ、岩屑被覆氷河では  $5537 \pm 355$  m、岩屑被覆なし氷河では  $5495 \pm 285$  m となり、両者に有意差はみられなかった(図7)。平均面積は前述(3.1)のとおり  $4.87 \text{ km}^2$  (岩屑被覆)と  $0.42 \text{ km}^2$  (岩屑被覆なし)で大きく異なる一方で、両者が最も分布する標高帯には大きな差がみられなかった。

さらに、氷河が個別に有する最低標高・最高標高を把握・比較するため、最高標高に対する最低標高を示す散分図を描き、最高標高の間隔 200 m ごとに最低標高の平均と標準偏差を示した(図8)。すると、最高標高から最低標高までの標高差は最高標高が高くなるほど大きくなる傾向が得られた。これにより高所から始まる氷河ほど涵養され、より温暖な低標高まで消耗域が発達することがわかる。この傾向は特に岩屑被覆氷河で顕著に示された。同じ最高標高を有する氷河の場合、岩屑被覆氷河は岩屑被覆なし氷河よりも低標高まで発達する傾向がある。なお 6800 m 以上に最高標高が存在する氷河はすべて岩屑被覆氷河

であり、これらには 4000 m 近くの温暖な標高まで発達するものもある。

なおこの解析では氷河ごとに異なる降水量の大小や周辺地形の起伏が考慮されていない。岩屑被覆の有無によって中央標高に有意差が表れなかったのは、様々な標高分布を持つ氷河を全て平均したことに加えて、これらの差異が考慮されていないことが原因と考えられる。特に岩屑被覆氷河では岩屑被覆による断熱効果と大きく急峻な氷河周辺斜面からの卓越した雪崩供給が予想される。これらは岩屑被覆氷河の末端が顕著に低い標高を示すことに寄与している可能性がある。従って以下では、降水量と氷河周辺斜面を順に定量評価し、氷河中央標高との関係を議論する。

### 3.2. 降水量と中央標高

ELA は氷河の涵養と消耗が均衡する標高と定義されるが、これまでの全球規模での観測によって、夏季平均気温と年間降水量について式 (1) が成り立つ標高として表現され、さらに中央標高は ELA の代替となることがわかっている。本研究の対象地域は緯度方向の範囲が 100 km 程度であるので、太陽高度の違いによる気温の差異はほとんどないと考えられる。この地域において、1998 年から 2012 年までの年間平均降水量の空間分布を熱帯降雨観測衛星 TRMM 3B43 プロダクトから得た。そして氷河はその重心が含まれる TRMM 画素 (グリッドセル:  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ) ごとに分類された。するとグリッドセル毎に統合された氷河の中央標高 (氷河グリッド中央標高) とそれらについての年間平均降水量の間には、有意な弱い負の相関が存在した ( $r = -0.33$ ;  $p < 5\%$ ) (図 9a)。さらに雪崩や岩屑被覆の影響を受けていない場合の相関を調べるため、周辺斜面の無い岩

屑被覆なし氷河 ( $n = 379$ ) のみについて同様のプロットを示したところ、同様の傾向が表れた ( $r = -0.34$ ;  $p < 5\%$ ) (図 9b)。降水量に対する中央標高の勾配もそれぞれ  $-0.53$ ,  $-0.61$  であり同様の値を示した。これらの結果により、気温差の無視できるような狭い領域においては、雪崩や岩屑被覆ではなく年間降水量の差異が中央標高の主たる支配要因であることが示唆される。

さらに、図 7 で得られた年間降水量に対する中央標高の分布が、氷河の ELA の分布を表すものとして合理的であるかを調べるために、一次近似式の傾き ( $dz/dP$ ) ( $-0.53$ ,  $-0.61 \text{ m mm}^{-1}$ ) と気温逡減率 ( $dT/dz$ ) から気温に対する降水量の勾配 ( $dP/dT$ ) を次式で求めた。

$$dP/dT = \frac{1}{(dz/dP)(dT/dz)} \quad (2)$$

ここで気温逡減率 ( $dT/dz$ ) を  $0.006 \pm 0.001 \text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$  とすると、気温に対する降水量の勾配 ( $dP/dT$ ) は図 9a と図 9b でそれぞれ  $270\sim 377$ 、 $234\sim 328 \text{ mm }^\circ\text{C}^{-1}$  と推定される。一方で、ELA における年間降水量と夏 (6–8 月) の平均気温の関係は式(1)と表現され (Ohmura et al., 1992)、これを微分すると、

$$dP/dT = 296 + 18T \quad (3)$$

が得られる。図 7 より対象地域での降水量はおよそ  $500 \text{ mm}$  から  $1000 \text{ mm}$  の範囲なので、 $T$  は式 (1) より  $-0.5\sim 1.2 \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$  と求まり、これを式 (3) に代入すると、

$dP/dT$ は287~344 mm °C<sup>-1</sup>となる。従って図9から求められた勾配の範囲(234~377 mm °C<sup>-1</sup>)は全球規模の経験式から求められた範囲(287~344 mm °C<sup>-1</sup>)を含み、±0.001 °C m<sup>-1</sup>の幅を持つ気温遞減率が与えられていることを踏まえると、ほぼ合理的に考えうる値であることが分かった。この結果は、狭い地域であっても十分な降水量の差があれば、中央標高を ELA の代替として利用できることを示す。本研究の対象地域はインド・モンスーンの影響を受けるため、降水量は南から北へ向けて減少する(e.g. Eguchi, 1991)。ELAはこの降水量の勾配に影響されて降水量の多い地域ほど低い標高に分布することが示された。

### 3.3. 雪崩と岩屑の寄与

#### 3.3.1. 氷河周辺斜面と中央標高

前節では ELA が降水の地域的差異に影響されることが示されたが、本節ではさらに氷河周辺の地形が氷河標高分布に与える影響(e.g. Benn and Lehmkuhl, 2000; Scherler et al., 2011a)を検討する。まず同じ降水量と思われる場所で、個々の氷河の中央標高のばらつきを把握し、氷河周辺斜面との関係を把握する。氷河をそれらの重心が存在する TRMM のグリッドセル毎に分類し、それぞれの氷河の個別中央標高と前節の氷河グリッド中央標高との標高差を中央標高偏差として調べた。図 10a はこの中央標高偏差を氷河周辺斜面比率と比較したものである。岩屑の有無に寄らず、これらは弱い負の相関を示した(岩屑被覆:  $r = -0.22$ ,  $p = 1.3\%$ , 岩屑被覆なし:  $r = -0.15$ ,  $p < 0.1\%$ )。これは氷河周辺斜面が相対的に大きい氷河ほど、同じ気温・降水環境下にある氷河よりも中央標高が低くなる傾向を示す。氷河周辺斜面からは雪崩や岩屑の供給が考えられ、より多く囲まれ

た氷河であるほど、個々の標高分布が比較的低くなることが示唆された。

一方で、氷河周辺斜面を氷河本体の一部と見なした場合の中央標高を求め、同様の相関係数を計算すると、相関関係はほとんどみられなくなった（岩屑被覆： $r = -0.01, p > 5\%$ 、岩屑被覆なし： $r = -0.04, p > 5\%$ ）（図 10b）。これは、氷河周辺斜面を氷河涵養域の一部と見なした場合に、氷河の個別中央標高がその気候を代表する ELA に対して特別な偏りが生じないということの意味する。このことから氷河周辺斜面が氷河涵養域としての機能を担っていると言える。氷河周辺斜面は急峻であるために雪や氷が安定して存在できず、氷河になり得なかった部分と解釈できる。露岩域を多く含むため、定義上は氷河には含まれないが（Raup and Khalsa, 2007）、氷河に雪崩や岩屑を供給し、氷河質量収支すなわち氷河の標高分布を左右する部分となっている。言い換えれば、氷河周辺斜面を含んだ場合の中央標高は、周辺地形の起伏の違いによって生じた氷河個別の標高分布の差異を軽減したものとなり、その地域の ELA として捉える上でより代表性の高いものになると言える。

次に、このような氷河周辺の地形によって生じる氷河標高分布の差異が生じる原因を検討する。まず、解析する氷河周辺斜面について一定範囲の斜度を有するものの面積を求め、氷河周辺斜面比率を計算する。斜度幅を  $5^\circ$  として中央標高偏差との相関係数を繰り返し求めたところ、中央標高偏差は斜度  $30\text{--}40^\circ$  の周辺斜面（岩屑被覆なし氷河）、斜度  $70\text{--}80^\circ$  の周辺斜面（岩屑被覆氷河）と最も負相関があることが分かった（図 11a）。このような斜度の氷河周辺斜面が多いほど中央標高が低くなる傾向が示された一方で、氷河周辺斜面の斜度別面積分布を求めると、 $35\text{--}45^\circ$  の斜度を有する斜面が最も多く含まれる（図 11a）。また

雪崩の頻度は  $35\text{--}40^\circ$  の斜面で最大となる (McClung and Schaerer, 1993)。岩屑被覆なし氷河の相関係数のピークはこれらの斜度に近いため、雪崩の影響を受けていることが考えられる。一方で岩屑被覆氷河の増減はこれらの分布とは関係がなかった。

同様に、一定の方位を有する氷河周辺斜面面積を求め、氷河周辺斜面比率を計算する。方位幅を  $15^\circ$  として中央標高偏差との相関係数を繰り返し求めたところ、中央標高偏差は北向き周辺斜面 (岩屑被覆なし氷河)、南南西向き周辺斜面 (岩屑被覆氷河) と最も負相関があることが分かった (図 11b)。これは氷河周辺にこれらの斜面が多いほど中央標高が低くなる傾向を示す。岩屑被覆なし氷河の氷河周辺斜面の方位別面積分布を求めると、相関の弱い方位では面積が小さくなっており、方位別の相関係数と斜面面積が概ね対応していることがわかる。一方で岩屑被覆氷河の相関係数の変化は周辺斜面の方位分布とは全く関係がない。

これらの結果より、岩屑被覆なし氷河の中央標高のずれは雪崩の発生しやすい斜面に対応しており、周囲からの雪崩涵養によって中央標高が低く押し下げられることを示唆する。これに対し、岩屑被覆氷河の中央標高と周辺斜面の斜度・方位には雪崩との関係はなく、別の傾向が示された。両者の違いは岩屑被覆の有無であり、それが異なる傾向を生じている原因と考えられる。そこで次節では岩屑被覆域と氷河周辺斜面の関係に注目して空間解析をおこない、この原因を議論する。

### 3.3.2. 岩屑被覆域と氷河周辺斜面

岩屑被覆氷河の涵養域は多くの場合、急峻な崖に囲まれていることが多い(e.g. Nakawo et al., 1986, Inoue 1977, Käab, 2005, Hambrey et al., 2008)。氷河周辺に斜面が多いほど、落石などによる岩屑の供給される量は多いと予想される。氷河周辺斜面と岩屑被覆域との関係を明らかにするため、抽出した岩屑被覆氷河(213個)について、岩屑被覆域の面積と氷河周辺斜面の面積を比較した。すると周辺斜面面積と岩屑被覆域面積には顕著な強い正相関が得られた( $r = 0.83$ ,  $p < 0.1\%$ ) (図 12a)。これは氷河周辺斜面の面積が大きな氷河ほど岩屑被覆域の面積も大きいことを示す。なお傾斜のある地表面の実際の表面積は平面として抽出した場合よりも大きいことを考慮し、ASTER GDEMによる標高分布1画素について単位面積( $900 \text{ m}^2$ )を斜度の余弦で割ったものの積算値を面積としている。大まかに氷河の方位との関連を調べるため、氷河流動方向を氷河の上半分の重心から下半分の重心へのベクトルの方位成分で定義し、南向きと北向きに分類した。両グループは正相関を示したが、同じ氷河周辺斜面面積の場合には北向き氷河は南向き氷河より岩屑被覆域の面積が小さくなる傾向が表れた。この結果は同じ氷河周辺斜面面積でも氷河の向きによって岩屑供給の強度が異なることを示唆する。

更に氷河周辺斜面の方位との関連を調べるため、同じ氷河について南向き(真東~南~真西)氷河周辺斜面のみとの対応をプロットすると、さらに強い相関が得られた( $r = 0.88$ ,  $p < 0.1\%$ ) (図 12b)。これを図 12aと比較すると、北向き・南向き氷河のどちらにおいても北向き斜面が除外された分だけ、氷河周辺斜面面積は減少するが、南向き氷河の周辺斜面面積では減少量が比較的少ない。

その結果、図 12a では南向き・北向き氷河でそれぞれの直線状に分布しているように見えていたものが、図 12b ではほぼ一直線上に分布した。一般的な氷河流動方向と周辺を囲む斜面の位置関係を考えると、南向き氷河には南向き氷河周辺斜面が多く、北向き氷河には北向き氷河周辺斜面が多い（図 13）。氷河周辺斜面と岩屑被覆域の面積は、北向き氷河周辺斜面を除外することで、氷河の流動方向に関わらず、より強い正相関を示した。このことより、岩屑は北向き斜面より南向き斜面から卓越して供給されることが予想される。

更に詳しく調べるため、氷河周辺斜面のうち一定範囲の方位と斜度を有する部分の面積と岩屑被覆域面積との相関係数を算出・比較し、岩屑被覆と最も関係性のある斜面の形態を明らかにする。北から時計回りで中心方位を $30^\circ$ ずつ変えて複数の方位幅（ $180^\circ$ ,  $90^\circ$ ,  $45^\circ$ ,  $15^\circ$ ）で氷河周辺斜面を抽出し、岩屑被覆域との相関の変化を調べた（図14a）。すると、南西向き氷河周辺斜面（ $210\text{--}240^\circ$ ）の面積が岩屑被覆域面積との間に最も高い相関係数を示した。この傾向は抽出する方位幅（ $180^\circ$ ,  $90^\circ$ ,  $45^\circ$ ,  $15^\circ$ ）によらず見られ、抽出される斜面の方位範囲を $15^\circ$ まで狭くしても、 $0.8$ 以上の高い正の相関係数が示された。一方の北向き氷河周辺斜面では、抽出される斜面の方位範囲を小さくするほど、相関係数が小さくなった。これらの結果により、ブータン・ヒマラヤでは南西向き氷河周辺斜面を多く有する氷河ほど岩屑被覆域の面積が顕著に大きいことがわかった。なお氷河周辺斜面の方位別面積分布をみると、南西向き斜面が特に多いわけではなく、相関係数の変化との関係はない。

このような南西向き氷河斜面のうちどのような斜度を有する部分と岩屑被覆域との間に最も関係があるのかを、次に解析する。中心方位を南西（ $225^\circ$ ）に固

定し、斜度を10°ずつ変えて複数の方位幅（180°, 90°, 45°, 15°）で氷河周辺斜面を抽出し、岩屑被覆域との相関の変化を調べた（図14b）。すると、60°の傾斜を有する氷河周辺斜面の面積が岩屑被覆域面積との間に最も高い相関係数を示した。この傾向は方位幅を変えても同様に得られた。氷河周辺斜面には積雪域と露岩域の両方が含まれており、緩斜面は積雪が残っている可能性が高い。一方で急峻な斜面は雪が積もらず岩盤も不安定であり、より多くの岩屑を供給しやすいと考えられる。氷河周辺斜面の斜度別面積分布をみると、40°付近の傾斜をもつ斜面が最も多く、雪崩が最も生じやすい斜度は35–40°である。それにもかかわらず60°付近で高い相関係数が示されたことにより、このような急斜面が潜在的な岩屑供給斜面であると考えられる。なお、70°以上の急斜面は面積が少なく、それによって相関係数が減少すると考えられる。

### 3.3.3. 岩屑被覆域と中央標高

前節の解析により、南西向き・斜度60°の氷河周辺斜面が最も岩屑被覆域と関係があり、岩屑の主たる供給源であることが示唆された。この斜面は、前々節で述べた中央標高と最も相関の強い氷河周辺斜面とほぼ同じ方位・斜度である。したがって、このような斜面は特に大量の岩屑を供給し、それによって氷河消耗域の断熱効果が卓越し、末端の標高が低くなると考えられる。また、岩屑被覆氷河は岩屑被覆なし氷河と比較して、潜在的に面積が大きく急峻な周辺斜面を有するが（表3; 図4）、図11には雪崩涵養の影響は表れていない。岩屑被覆氷河の末端が特に低いという特徴は雪崩供給ではなく岩屑被覆の影響であると説明することができる。

しかしながらこれまでの研究では、一定以上の厚さに堆積した岩屑被覆には、熱の輸送を妨げる断熱効果によって氷河の融解を抑制するはたらきが指摘されてきた一方で (Mattson et al., 1993)、実際の岩屑被覆域表面は起伏が激しく、そこに形成される氷崖や小池群が太陽放射や大気中の熱を効率的に吸収し、氷河融解を促進しているという指摘もあった (Sakai et al., 2000; 2002)。さらに最近の衛星観測では、岩屑被覆域においても裸氷域に匹敵する顕著な表面低下が報告されている (Käab et al., 2012; Nuimura et al., 2011, 2012)。

岩屑被覆氷河の縮小は主に表面低下によって確認されるので (Scherler et al., 2011b)、水平方向への後退が表れにくいことも原因の一つである。ブータン・ヒマラヤにおいても、岩屑被覆なし氷河ではここ数十年で顕著な後退がみられるのに対し (Karma et al., 2003)、岩屑被覆氷河の氷河末端の水平位置は比較的安定している (Scherler et al., 2011b)。岩屑被覆が氷河の前進・後退プロセスのどの段階で末端標高を低下させる働きを担うのかについては、更に詳細な研究が必要である。

#### 3.3.4. 岩屑被覆域の形状

ブータン・ヒマラヤの大型氷河では、細長い岩屑被覆域が北向き氷河に多く見られ、南向き氷河のそれは氷河消耗域全体を覆っていることが多い。例として、クーラ・カンリ山 (Mt. Kulha Kangri) 周辺における大型の岩屑被覆氷河では、隣り合う氷河であっても流動方向によって岩屑被覆の形状が異なる。このように氷河の向きと岩屑被覆域の間に一定の関係があることは、経験的には知られていたが、岩屑被覆域の均一精度での抽出が進まなかったために一般化し

て示されず、また合理的な説明もされてこなかった。本節ではこの岩屑被覆域の形状の違いがブータン・ヒマラヤ全域に共通しているかを調べ、その原因を明らかにする。

まず岩屑被覆域の形状を幾何学的に定量評価するため、岩屑被覆域の周囲長 ( $Pd$ ) を面積 ( $Ad$ ) で割った値を岩屑被覆域形状指標 ( $Sd$ ) とした。

$$Sd = \frac{Pd}{Ad} \quad (4)$$

この値は面積が小さく周囲長が長い形状であるほど増加する (図15)。すなわち輪郭の複雑な形状で増加し、円に近い形状であるほど減少する。また氷河そのものの形状の違いを考慮し、氷河本体のうち岩屑被覆域の最高標高より低い部分を氷河消耗域とし、それについて同じ式によって氷河形状指数 ( $Sg$ ) を求め、これで  $Sd$  を割ることによって正規化した。

$$Sd = \frac{Sd}{Sg} \quad (5)$$

これを正規化岩屑被覆域形状指標 ( $Sn$ ) とし、氷河流動方向 (氷河の上半分の重心から下半分の重心へのベクトルの方位成分) との関係を検討する。氷河流動方向について40°ごとに分類した氷河グループそれぞれについて、正規化岩屑被覆域形状指標の平均値を求めたところ、南向き氷河で顕著に低い値が示され

た（図16）。これは南向き氷河の岩屑被覆域と氷河消耗域の輪郭の複雑さが近く、すなわち岩屑被覆が氷河消耗域を広く覆っていることを示す。逆に北向き氷河では高い値が示された。このような氷河では氷河消耗域に対して岩屑被覆域の輪郭が複雑であり、すなわち氷河消耗域よりも細長い形状の岩屑被覆域が存在することを意味する。以上の結果により、図13で示した岩屑被覆域形状の南北差はブータン・ヒマラヤ全域を代表するものであると言える。

岩屑は南西向き斜面からの卓越した供給が見込まれる一方で、北向き斜面からはほとんど供給されないことが示唆された。これを踏まえて氷河流動方向・周辺斜面・岩屑被覆域の形状の関係を検討する。南向き氷河は背後に南向き斜面を有する（図13）。ここから岩屑が供給され、一度氷河内部に取り込まれた後、再び氷河の消耗に伴って表面に堆積する（e.g. Hambrey et al., 1999）。図13においても岩屑被覆が堆積し始める被覆域外縁部分は等高線とほぼ平行に存在しており、氷河内部から表面融解に伴って露出したすものと解釈できる。一方の北向き斜面は氷河の流動方向とは反対側を向くことになるため、氷河両側の支流など存在できる場所が限られている。逆に北向き氷河の背後には北向き斜面が存在し、南向き斜面は氷河両側の支流などに限られる。岩屑の供給は南向き斜面で強く見込まれることを踏まえて図13を見ると、岩屑被覆はこのような南向き斜面直下から生じ、氷河内部に取り込まれることなく、そのまま氷河流動に伴って下流へ運搬されているように見える。

以上をまとめると、氷河の周囲に存在できる斜面の方位は氷河の流動方向によって分布が異なり、このうち南西を中心とする南向き斜面で特に卓越した岩屑供給が生じ、北向き斜面からはほとんど供給されないと考えられる。このこ

とが氷河流動方向によって岩屑被覆の形状に明確な差異が生じる原因になっていると説明することができる。

### 3.4. 岩屑被覆域の形成要因

岩屑が供給されるしくみは、日周期・年周期の凍結破砕サイクル、永久凍土融解、雪崩による供給などが考えられる (e.g. Rapp, 1960; Matsuoka et al., 1998; Noetzli et al., 2006; Scherler et al., 2011a)。本節では、岩屑の主たる供給プロセスとしてのそれぞれの妥当性と促進させる地理的要因について解析・議論する。

#### 3.4.1. 日周期凍結破砕作用

氷河周辺斜面における実際の温度変化を把握するため、熱赤外センサを用いた衛星観測により得られた昼間・夜間の地表面温度の空間分布を解析した。本研究の対象地域に含まれるクーラ・カンリ山群 (the Kulha Kangri Massif region) において、ASTER 熱赤外センサが 2008 年 1 月 1 日 (10:40 および 10:41 現地標準時) に撮像した連続する 2 シーンの表面温度分布を図 17a に示した。冬の高山域であっても融解温度 ( $0^{\circ}\text{C}$ ) を超えている場所が多くみられ、場所によって大きく温度差が生じていることが分かる。そこでこれを斜面の方位別に温度分布の割合としてまとめると、東から南西向き斜面にかけて 60%以上の地表面が  $0^{\circ}\text{C}$ 以上であることが分かった (図 17b)。一方で、北向き斜面では  $0^{\circ}\text{C}$ 以上の表面は 20%以下の面積であった。このように地表面温度はその斜面の方位に大きく依存している。ASTER 撮像時刻は午前中であり、撮像時には太陽は南東の方角に位置する。南東向き斜面を中心に地表面温度が高いのは、この影響を受けた一時的なものと考えられる。標高別にプロットすると、標高と地表面温度の

相関は弱く ( $r = -0.53, p < 0.1\%$ )、同じ標高であっても場所によって大きく差が生じている (温度幅:  $-23.9 \sim 27.8^\circ\text{C}$ , 標準偏差:  $10.0^\circ\text{C}$ ) (図 17c)。これに対して、同じ冬季 (2005 年 1 月 27 日) に夜間の地表面温度を観測したものをプロットし重ねると、方位によらず全ての場所で  $0^\circ\text{C}$  以下 (温度幅:  $-30.2 \sim -6.7^\circ\text{C}$ , 標準偏差:  $4.1^\circ\text{C}$ ) であり、標高が高くなるほど低くなっていた ( $r = -0.72, p < 0.1\%$ )。標高に対する地表面温度の勾配は ( $-6.0^\circ\text{C km}^{-1}$ ) であり、一般的な気温逓減率とほぼ等しい。このように冬季の標高 5000 m 以上の高所であっても太陽放射によって  $0^\circ\text{C}$  以上に加熱される表面は存在し、夜間にはすべての方位で氷点下まで下がる。従って、南向き斜面を中心に、日周期の凍結・融解を伴う温度変化が十分に生じうる温度環境であることが分かった。

このような温度変化が繰り返される地表面では、岩盤の隙間に侵入した間隙水分の凍結時の体積変化および融解によって生じる (e.g. Matsuoka, 1994; Sass, 2005; Andren, 2006)。 $0^\circ\text{C}$  を下回ると体積変化が生じはじめ、 $-5^\circ\text{C}$  まで水分の移動を伴った体積膨張が継続する (Matsuoka, 1990a)。地表面での温度変化について、最高温度が  $2^\circ\text{C}$  以上でありかつ最低温度が  $-2^\circ\text{C}$  以下であれば、間隙内部の拡大を促進するのに効果的な凍結破砕作用が生じているとされる (Matsuoka, 1990b)。このときに影響を受け亀裂が広がる岩盤の深さである凍結破砕深度は最大でも約 50 cm と記録されている (e.g. Fahey, 1973; Coutard and Francou, 1989; Matsuoka, 1994)。また、フレンチ・アルプスやネパール・ヒマラヤなど北半球では年間発生回数が斜面方位によって異なり、南向き斜面で年間 100 回以上生じ、北向き斜面では 50 回以下の発生に留まる (Coutard and Francou, 1989; Regmi and Watanabe, 2009)。このように実験および現地観測によって、日周期凍結破

砕サイクルは最大 50 cm 程度の間隙を生み、特に南向き斜面で卓越して生じることが知られている。

ASTER によって把握された日周期の温度差 (図 16c) は日々の太陽放射によって生じるものであり、昼間に 2°C を大きく上回り、夜間に -2°C を大きく下回る温度幅で観測されていることから、ASTER 熱赤外センサによる測定に数度の誤差があったとしても、十分に日周期凍結破砕が期待できる。最も加熱される斜面方位については ASTER 撮像時刻での一時的な分布を示しており、それは時刻によって変化する。一方で図 14a の解析により、岩屑被覆域ともっとも顕著な正相関を示すのは南西向き岩屑被覆域であり、一方の北向き斜面ではほとんど示されないことが分かった。これらを踏まえると、ブータン・ヒマラヤでは南東ではなく南西向き斜面で最も活動的な岩屑生産が生じていると考えるのが妥当である。また日周期の凍結破砕作用はこのような方位依存性を有する岩屑供給の原因として合理的に説明することができる。

### 3.4.2. その他の岩屑供給メカニズム

次に、年周期で生じる凍結破砕サイクルの岩屑供給への寄与を検討する。ネパール・ヒマラヤ山岳地域の北向き斜面では、冬季の間の地表面温度は氷点下であり続け、夏季のみ 0°C 以上になりうる (Fig. 5 in Regmi and Watanabe, 2009)。このような凍結状態が継続する場所では、年周期凍結破砕による落石が融解期に生じる (Regmi and Watanabe, 2009)。仮に年周期凍結破砕サイクルが岩屑供給の主たる要因であるならば、北向き斜面のように冬季に十分な凍結状態が継続する斜面であるほど岩屑被覆域の間に正相関がみられるはずだが、本研究の

結果とは矛盾する。従って、年周期凍結破砕は岩屑供給に大きく寄与していないといえる。

さらに、山岳地域における永久凍土の融解については、これまでも自然災害や地球温暖化などの観点から調査されてきた (e.g. Kääb, 2008; Harris, 2009; Haeberli et al., 2010)。永久凍土の融解により落石や斜面崩壊が生じることが指摘されている (Noetzli et al., 2003; Haeberli et al., 2004; Fischer et al., 2006; Rabatel et al., 2008; Allen et al., 2009; Huggel, 2009)。さらに猛暑日の発生は、表面の雪氷を融解させ地中に浸透させることによって、大規模な斜面崩壊の引き金になっているのではないかとされている (Gruber et al., 2004; Huggel et al., 2010)。このように気候変動が永久凍土の縮小を生じ、大規模な斜面崩壊を増加させているという可能性は指摘されているが、気候変動と斜面の不安定性の関係、また山岳永久凍土融解のプロセスは十分に理解が進んでいない。これは長期間の観測がされていないことや (Krautblatter et al., 2012)、地中への温度伝播で生じる100年規模の時間差を考慮しなければいけないことなどが理由である (Wegmann et al., 1998)。

ブータン・ヒマラヤでは不連続な凍土帯が存在すると考えられており (Brown et al., 2001; Iwata et al., 2003)、本研究の氷河判読・抽出の際には、突発的に供給され氷河末端まで到達していない形状の岩屑被覆域が幾つか確認できた (図 18)。これと同じような崩落は他の地域でも報告されており、永久凍土の融解と関連付けられている (e.g. Blair, 1994; Reznichenko et al., 2011; Shugar et al., 2011, 2012)。衛星画像の目視判読によって永久凍土の融解との関連を議論することは難しいが、このように一度の崩壊によって大量に供給されたように見える岩屑被覆の

形状は、少なくともブータン・ヒマラヤでは稀である。ほとんどの岩屑被覆域は定常的に徐々に供給されているような形状をしている。さらに急峻な地形における凍土分布は微小な地形や地質的特性の影響を受けるとされ、融解の方位依存性も確認されていない (Fischer et al., 2012)。したがって図 14a で岩屑供給に関して氷河周辺斜面に明瞭な方位依存性が示されたことは、永久凍土融解との強い関係を否定するものである。このように凍土融解はブータン・ヒマラヤでも生じうるが、前述の日周期凍結破碎に比べて限定的なものであり、岩屑供給に大きくは影響していないと考えられる。

最後に、雪崩は斜度  $35\text{--}40^\circ$  の斜面で最も頻繁に生じることが知られており (McClung and Schaerer, 1993)、岩屑を供給する役割も指摘されている (Scherler et al., 2011b)。しかし図 14a において氷河周辺斜面の傾斜は斜度  $35\text{--}40^\circ$  付近のものが最も多くみられるにもかかわらず、岩屑被覆域と相関が強いのは約  $60^\circ$  の斜面である。これは対象地域においては雪崩の岩屑供給の寄与が小さいことを示唆する。一方で、例えばカラコルムでは雪崩涵養の卓越する地形に発達したトルキスタン型氷河にも岩屑被覆域が大きく発達している。このような氷河はブータンやネパールなど東ヒマラヤの氷河とは異なり、偏西風の影響下にあるため年間を通じた降水によって涵養される (Hewitt, 2011)。季節にかかわらず周辺斜面に積雪を生じるということは、岩盤が露出する頻度や凍結融解の可能性も低くなり、逆に頻繁な降雪で雪崩の頻度が高くなることを意味する。このような斜面では凍結破碎ではなく雪崩による岩屑供給の方が支配的であると予想される。本研究の手法をこのような異なる気候下にある氷河に適応させることにより、岩屑供給メカニズムの地域的な違いが明らかにできるだろう。

### 3.4.3. 地理的環境の寄与

ここまでの議論により、日周期の凍結破砕サイクルが岩屑供給の主たるメカニズムであることが分かった。最後に、このサイクルを促進させる地理的環境について議論する。ヒマラヤ氷河について涵養域の平均斜度と岩屑被覆域の氷河に対する面積比（岩屑被覆率）との間には正の相関があり、周囲が急峻な斜面であるほど岩屑に覆われやすいという傾向が明らかになっている（Scherler et al., 2011b）。本研究の対象地域においても氷河周辺斜面の平均斜度と岩屑被覆域の氷河に対する面積比の間には同様の傾向が得られた（ $r = 0.40$ ,  $p < 0.1\%$ ）（図 19a）。

対象地域ではヒマラヤ主脈を境界として、南北方向に地形の非対称性がある。すなわち緯度方向の標高分布が対象地域南側から増加しはじめ、ヒマラヤ主脈（北緯 28.25°）の近くで急に高くなり、北側で比較的なだらかな増加から減少へ転じるという特徴がみられる（図 19b）。主脈付近に位置するブータン・ルナナ地方でも、南向き斜面が急であるのに対し北向き斜面は概ね緩やかであり、南向き斜面が岩屑を供給しやすいという指摘がされた（Käab, 2005）。氷河の標高分布もヒマラヤ主脈を境に大きく異なる（Fig. 9 in Käab, 2005）。しかし氷河の重心の緯度に対する氷河周辺斜面の平均斜度をプロットしたところ、南端の氷河に最も急な傾斜がみられ、主脈付近での斜度の顕著な増加は認められなかった（図 19b）。（図 19a）で示した周辺斜面の傾斜と岩屑被覆率の関係は、対象地域の南北を縦断する地形の非対称性には大きく影響を受けていないものと言える。

対象地域の地質を構成する岩石の種類は、大きく分けてヒマラヤ主脈から南

側が変成岩であり、北側が堆積岩である (Long et al., 2011)。これらの岩石の凍結破砕サイクルに対する脆弱性は比較・評価が難しいが、南側の多くの場所で複雑な地質構造を呈している。ここでは新期造山帯の付加帯に相当し、広範囲において造山運動に伴う破砕帯の存在が見込まれる。また、氷河の岩屑被覆率を緯度方向にプロットすると明らかに南側の方が高い (図 19c)。地殻変動によって脆弱な斜面が露出する南側の方がより単純な隆起を呈する北側斜面よりも破砕されやすい脆弱な地質環境であることは、この原因の一つと考えられる。

また南北の非対称性は気候にもみられる。TRMM 3B43 プロダクトより 1998 年から 2010 年までに観測された経度ごとの最高および最低年間降水量を求め、東経 88.5–92.5° の範囲において緯度方向にプロットすると、南から北へ減少する傾向が得られた (図 19c)。特に南側の降水量の勾配は北側よりも急である。岩屑被覆域率と緯度間に強い相関はみられないが ( $r = -0.16, p < 0.001$ )、南側の多くの岩屑被覆率は 20–90% の値であるのに対し、北側の岩屑被覆率の殆どが 20% 以下の低い値である。ヒマラヤ主脈より南側ではモンスーン気候によって多量の降水がもたらされ、凍結破砕サイクルに十分な水分が供給されるために緯度方向への岩屑被覆率の勾配が生じないと解釈できる。一方のヒマラヤ主脈より北側では南側に比べて降水が少なく、凍結破砕サイクルに必要な水分が不足するために岩屑供給が抑制されている可能性がある。

さらに、頻繁な降水は斜面の不安定性を生じて落石の可能性を増加させ (e.g. Sass, 2005; Krautblatter and Moser, 2009)、地中に水が浸透する際には凍土融解も促進する (Gruber and Haeberli, 2007)。ヒマラヤ主脈より南側ではこのような可能性がより高く、実際の氷河についても、南側では近年の急速な後退が確認さ

れている (Karma et al., 2003)。これは降雪が降雨に変化して氷河表面のアルベドが低下することにより、気候変動に敏感に反応するためと考えられる (Fujita, 2008)。湿潤な環境である南側では、小氷期以降これらの影響によって雪氷に覆われていた斜面が不安定な岩盤に変化し、岩屑供給に適した環境に変化したことが予想される。南向きの急峻な氷河周辺斜面が岩屑供給の第一の要因であるが、気候変動を受ける南側の湿潤な気候は、このような斜面を増加させることに寄与している可能性がある。

#### 4. 結論

ブータン・ヒマラヤにおいて、地形と気候が氷河分布に与える影響を衛星リモートセンシングで空間解析・定量評価した。その結果、それらは氷河の標高分布と岩屑被覆域の形成に大きく影響していることが分かった。緯度幅が小さく年間降水量の差が大きな領域では、年間降水量が多い場所に存在する氷河ほど中央標高が低い。また同じ降水量の氷河で比較すると、周辺斜面の面積が相対的に大きいほど、氷河の中央標高が低くなる傾向が示された。これは周辺からの雪崩や岩屑の供給によって、氷河標高分布が影響をうけるためと考えられる。

岩屑被覆氷河は岩屑被覆なし氷河と比較して、氷河周辺斜面の面積と斜度が大きく、これは岩屑の供給源として岩屑被覆の有無を生じる原因と考えられる。特に南西向き氷河周辺斜面の面積が大きい氷河ほど岩屑被覆域の面積も大きい。冬季の南向き斜面では地表面温度は凍結破砕を生じるのに十分な日変化を生じることが確かめられた一方で、北向き斜面では常に氷点下であることが確かめられた。氷河表面に堆積する岩屑は、周辺斜面における日周期凍結破砕サイクルによって氷河に供給されると考えられ、このサイクルが卓越する南西向きを中心とする斜面が岩屑被覆域の面積と形状を支配していることが分かった。このような岩屑の供給メカニズムによって、氷河の中央標高は更に低くなる。

本研究で実施された周辺斜面および岩屑被覆域付き氷河台帳の解析は、他の地域にも応用することによって、気候と地形が氷河分布に与える影響の地域差が更に明らかにされるだろう。これはヒマラヤにおける氷河の不均一な変動を理解する一助になると期待できる。

## 謝辞

本研究を進めるにあたり、多くの方々のご協力を頂きました。ここに深謝の意を表します。指導教員である藤田耕史准教授には、ネパールにおける初めての氷河観測の引率から博士論文執筆のご指導まで、6年の長きにわたりお世話になりました。本研究で使用したALOS衛星データは、JICAおよびJSTによる地球規模課題対応国際科学技術協力事業（SATREPS）の一つである「ブータンヒマラヤにおける氷河湖決壊洪水に関する研究（PI: 西村浩一教授）」の一環として、(独)宇宙航空研究開発機構より提供いただきました。またJSPSによる最先端・次世代研究開発支援プログラム「アジア高山域における山岳氷河変動が水資源に与える影響の評価（PI: 坂井亜規子博士）」からは論文執筆および学会発表に係る支援を戴きました。上記の先生方に加えて、異動・卒業された方を含む所属研究室の方々には、有益な議論と励ましをいただき、高い水準での研究活動を目指すことができました。

## 引用文献

- Allen, S. K., Gruber, S., and Owens, I. F.: Exploring steep bedrock permafrost and its relationship with recent slope failures in the southern Alps of New Zealand, *Permafrost Periglac.*, 20, 345–356, doi:10.1002/ppp.658, 2009.
- Andren, A.: Degradation of rock and shotcrete due to ice pressure and frost shattering, Research report 2006:19, Luleå University of Technology, Luleå, 2006.
- Arendt, A., Bolch, T., Cogley, J. G., Gardner, A., Hagen, J-O., Hock, R., Kaser, G., Pfeffer, W. T., Moholdt, G., Paul, F., Radić, V., Andreassen, L., Bajracharya, S., Beedle, M., Berthier, E., Bhambri, R., Bliss, A., Brown, I., Burgess, E., Burgess, D., Cawkwell, F., Chinn, T., Copland, L., Davies, B., Angelis, H. de, Dolgova, E., Filbert, K., Forester, R., Fountain, A., Frey, H., Giffen, B., Glasser, N., Gurney, S., Hagg, W., Hall, D., Haritashya, U. K., Hartmann, G., Helm, C., Herreid, S., Howat, I., Kapustin, G., Khromova, T., Kienholz, C., Koenig, M., Kohler, J., Kriegel, D., Kutuzov, S., Lavrentiev, I., LeBris, R., Lund, J., Manley, W., Mayer, C., Miles, E., Li, X., Menounos, B., Mercer, A., Mölg, N., Mool, P., Nosenko, G., Negrete, A., Nuth, C., Pettersson, R., Racoviteanu, A., Ranzi, R., Rastner, P., Rau, F., Rich, J., Rott, H., Schneider, C., Seliverstov, Y., Sharp, M., Sigurðsson, O., Stokes, C., Wheate, R., Winsvold, S., Wolken, G., Wyatt, F., Zheltyhina, N.: Randolph Glacier Inventory version 2.0, digital media, [http://www.glims.org/RGI/RGI\\_Tech\\_Report\\_V2.0.pdf](http://www.glims.org/RGI/RGI_Tech_Report_V2.0.pdf), Global Land Ice Measurements from Space, Boulder Colorado, USA, 2012.
- Benn, D. I.: Debris transport by Loch Lomond Readvance glaciers in Northern

- Scotland: Basin form and the withinvalley asymmetry of lateral moraines, *J. Quat. Sci.*, 4, 243–254, doi:10.1002/jqs.3390040305, 1989.
- Benn, D. I. and Lehmkuhl, F.: Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments, *Quaternary Int.*, 65/66, 15–29, doi:10.1016/S1040-6182(99)00034-8, 2000.
- Berthier, E., Arnaud, Y., Kumar, R., Ahmad, S., Wagnon, P., and Chevallier, P.: 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, 2007.
- Blair Jr., R. W.: Moraine and valley wall collapse due to rapid deglaciation in Mount Cook National Park, New Zealand, *Mt. Res. Dev.*, 14, 347–358, 1994.
- Bolch, T., Kulkarni, A., Kääb, A., Huggel, C., Paul, F., Cogley, J. G., Frey, H., Kargel, J. S., Fujita, K., Scheel, M., Bajracharya, S., and Stoffel, M.: The state and fate of Himalayan glaciers, *Science*, 336, 310–314, doi:10.1126/science.1215828, 2012.
- Bolch, T., Pieczonka, T., and Benn, D. I.: Multi-decadal mass loss of glaciers in the Everest area (Nepal Himalaya) derived from stereo imagery, *The Cryosphere*, 5, 349–358, doi:10.5194/tc-5-349-2011, 2011.
- 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.
- Brown, J., Ferrians Jr., O. J., Heginbottom, J. A., and Melnikov, E. S.: Circum-arctic map of permafrost and ground ice conditions, *National Snow and Ice Data*

- Center/World Data Center for Glaciology, Boulder, CO:  
<http://nsidc.org/data/ggd318.html> (last access: 1 January 2013), 2001.
- Coutard, J. and Francou, B.: Rock temperature measurements in two alpine environments: Implications for frost shattering, *Arct. Alp. Res.*, 21, 399–416, 1989.
- Eguchi, T.: Regional and temporal variations in precipitation in the eastern part of the Himalayas, Kochi, Japan, Faculty of Humanities and Economics, Kochi University, 1991.
- Fahey, B.D.: An analysis of diurnal freeze- thaw and frost heave cycles in the Indian peaks region of the Colorado front range, *Arct. Alp. Res.*, 5, 269–281, 1973.
- Fischer, L., Kääb, A., Huggel, C., and Noetzli, J.: Geology, glacier retreat and permafrost degradation as controlling factors of slope instabilities in a high-mountain rock wall: the Monte Rosa east face, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 6, 761–772, doi:10.5194/nhess-6-761-2006, 2006.
- Fischer, L., Purves, R. S., Huggel, C., Noetzli, J., and Haeberli, W.: On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 241–254, doi:10.5194/nhess-12-241-2012, 2012.
- Fujita, K.: Effect of precipitation seasonality on climatic sensitivity of glacier mass balance, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 276, 14–19, doi:10.1016/j.epsl.2008.08.028, 2008.
- Fujita, K. and Nuimura, T.: Spatially heterogeneous wastage of Himalayan glaciers, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 108, 14011–14014, doi:10.1073/pnas.1106242108, 2011.
- Fushimi, H., Yoshida, M., Watanabe, O., and Upadhyay, B. P.: Distributions and grain

- sizes of supraglacial debris in the Khumbu glacier, Khumbu region, east Nepal, *J. Jpn. Soc. Snow Ice (Seppyo)* 41, special issue, 18–25, 1980.
- Gardelle, J., Arnaud, Y., and Berthier, E.: Contrasted evolution of glacial lakes along the Hindu Kush Himalaya mountain range between 1990 and 2009, *Global Planet. Change*, 75, 47–55, doi:10.1016/j.gloplacha.2010.10.003, 2011.
- 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., Broeke, M. R. van den, and Paul, F.: A Reconciled Estimate of Glacier Contributions to Sea Level Rise: 2003 to 2009, *Science*, 340, 852–857, doi:10.1126/science.1234532, 2013.
- Gruber, S. and Haeberli, W.: Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change, *J. Geophys. Res.*, 112, F02S18, doi:10.1029/2006JF000547, 2007.
- Gruber, S., Hoelzle, M., and Haeberli, W.: Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13504, doi:10.1029/2004GL020051, 2004.
- Haeberli, W., Huggel, C., Käab, A., Zraggen-Oswald, S., Polkvoj, A., Galushkin, I., Zotikov, I., and Osokin, N.: The Kolka-Karmadon rock/ice slide of 20 September 2002: an extraordinary event of historical dimensions in North Ossetia, Russian Caucasus, *J. Glaciol.*, 50, 533–546, doi:10.3189/172756504781829710, 2004.
- Haeberli, W., Noetzli, J., Arenson, L., Delaloye, R., Gärtnerroer, I., Gruber, S., Isaksen, K., Kneisel, C., Krautblatter, M., and Phillips, M.: Mountain permafrost:

- development and challenges of a young research field, *J. Glaciol.*, 56, 1043–1057, doi:10.3189/002214311796406121, 2010.
- Hambrey, M. J., Bennett, M. R., Dowdeswell, J. A., Glasser, N. F., and Huddart, D.: Debris entrainment and transfer in polythermal valley glaciers, *J. Glaciol.*, 45, 69–86, 1999.
- Hambrey, M. J., Quincey, D. J., Glasser, N. F., Reynolds, J. M., Richardson, S. J., and Clemmens, S.: Sedimentological, geomorphological and dynamic context of debris-mantled glaciers, Mount Everest (Sagarmatha) region, Nepal, *Quat. Sci. Rev.*, 27, 2361–2389, doi:10.3178/hrl.2.36, 2008.
- Harris, C., Arenson, L. U., Christiansen, H. H., Etzelmüller, B., Frauenfelder, R., Gruber, S., Haeblerli, W., Hauck, C., Hölzle, M., Humlum, O., Isaksen, K., Kääb, A., Kern-Lütschg, M. A., Lehning, M., Matsuoka, N., Murton, J. B., Nötzli, J., Phillips, M., Ross, N., Seppälä, M., Springman, S. M., and Mühll, D. V.: Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses, *Earth-Sci. Rev.*, 92, 117–171, doi:10.1016/j.earscirev.2008.12.002, 2009.
- Hewitt, K.: The freeze–thaw environment of the Karakoram Himalaya, *Can. Geogr.*, 12, 85–98, 1968.
- Hewitt, K.: Glacier change, concentration, and elevation effects in the Karakoram Himalaya, upper Indus basin, *Mt. Res. Dev.*, 31, 188–200, doi:10.1659/MRD-JOURNAL-D-11-00020.1, 2011.
- Huffman, G. J., Bolton, D. T., Neilkin, E. J., and Wolff, D. B.: The TRMM

- Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales, *J. Hydrometeor.*, 8, 38–55, doi:10.1111/j.1541-0064.1968.tb00567.x, 2007.
- Huggel, C.: Recent extreme slope failures in glacial environments: effects of thermal perturbation, *Quat. Sci. Rev.*, 28, 1119–1130, doi:10.1016/j.quascirev.2008.06.007, 2009.
- Huggel, C., Salzmann, N., Allen, S., Caplan-Auerbach, J., Fischer, L., Haeberli, W., Larsen, C., Schneider, D., and Wessels, R.: Recent and future warm extreme events and highmountain slope stability, *Phil. Trans. R. Soc. A*, 368, 2435–2459, doi:10.1098/rsta.2010.0078, 2010.
- Huss, M. and Farinotti, D.: Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe, *J. Geophys. Res.*, 117, F04010, doi:10.1029/2012JF002523, 2012.
- Inoue, J.: Mass budget of Khumbu Glacier, Seppyo, *J. Jpn. Soc. Snow Ice (Seppyo)* 39, special issue, 15–19, 1977.
- Immerzeel, W. W., van Beek, L. P. H., and Bierkens, M. F. P.: Climate change will affect the Asian water towers, *Science*, 328, 1382–1385, doi:10.1126/science.1183188, 2010.
- Iwata, S., Aoki, T., Kadota, T., Seko, K., and Yamaguchi, S.: Morphological Evolution of Debris Cover on Khumbu Glacier, in: *Debris-Covered Glaciers*, edited by: Nakawo, M., Raymond, C. F., and Fountain, A., IAHS Publ., 264, 3–11, 2000.
- Iwata, S., Naito, N., Narama, C., and Karma: Rock glaciers and the lower limit of mountain permafrost in the Bhutan Himalayas, *Z. Geomorphol. Supp.*, 130, 129–

143, 2003.

Kääb, A.: Combination of SRTM3 and repeat ASTER data for deriving alpine glacier flow velocities in the Bhutan Himalaya, *Remote. Sens. Environ.*, 94, 463–474, doi:10.1016/j.rse.2004.11.003, 2005.

Kääb, A.: Remote sensing of permafrost-related problems and hazards, *Permafrost Periglac.*, 19, 107–136, doi:10.1002/ppp.619, 2008.

Kääb, A., Berthier, E., Nuth, C., Gardelle, J., and Arnaud, Y.: Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the Himalayas, *Nature*, 488, 495–498, doi:10.1038/nature11324, 2012.

Karma, Y. A., Naito, N., Iwata, S., and Yabuki, H.: Glacier distribution in the Himalayas and glacier shrinkage from 1963 to 1993 in the Bhutan Himalayas, *Bull. Glaciol. Res.*, 20, 29–40, 2003.

Kaser, G., Cogley, J. G., Dyurgerov, M. B., Meier, M. F., and Ohmura, A.: Mass balance of glaciers and ice caps: Consensus estimates for 1961–2004, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L19501, doi:10.1029/2006GL027511, 2006.

Kaser, G., Großhauser, M., and Marzeion, B.: Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 107, 20223–20227, doi:10.1073/pnas.1008162107, 2010.

Krautblatter, M., Huggel, C., Deline, P., and Hasler, A.: Research perspectives on unstable high-alpine bedrock permafrost: measurement, modelling and process understanding, *Permafrost Periglac.*, 23, 80–88, doi:10.1002/ppp.740, 2012.

Krautblatter, M. and Moser, M.: A nonlinear model coupling rockfall and rainfall

- intensity based on a four year measurement in a high Alpine rock wall (Reintal, German Alps), *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 1425–1432, doi:10.5194/nhess-9-1425-2009, 2009.
- Long, S., McQuarrie, N., Tobgay, T., Grujic, D., and Hollister, L.: Geologic map of Bhutan, *J. Maps*, 184–192, doi:10.4113/jom.2011.1159, 2011.
- Matsuoka, N.: Mechanisms of rock breakdown by frost action: an experimental approach, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 17, 253–270, 1990a.
- Matsuoka, N.: The rate of bedrock weathering by frost action: field measurements and a predictive model, *Earth Surf. Proc. Land.*, 15, 73–90, doi:10.1002/esp.3290150108, 1990b.
- Matsuoka, N.: Diurnal freeze–thaw depth in the rockwalls: field measurements and theoretical considerations, *Earth Surf. Proc. Land.*, 19, 423–435, doi:10.1002/esp.3290190504, 1994.
- Matsuoka, N., Hirakawa, K., Watanabe, T., Haeberli, W. and Keller, F.: The role of diurnal, annual and millennial freeze–thaw cycles in controlling alpine slope stability, in: *Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost*, edited by: Lewkowicz, A. G. and Allard, M., Centre d'études Nordiques, Université Laval, Quebec, 23–27 June 1998, 711–718, 1998.
- Mattson, L. E., Gardner, J. S., and Young, G. J.: Ablation on debris covered glaciers: an example from the Rakhiot Glacier, Punjab, Himalaya, in: *Snow and Glacier Hydrology*, edited by: Young, G. J., IAHS Publ., 218, 289–296, 1993.
- McClung, D. M. and Schaerer, P. A.: *The Avalanche Handbook*, The Mountaineers,

- Seattle, WA. 272 pp., 1993.
- Mool, P. K., Wangda, D., Bajracharya, S. R., Kunzang, K., Gurung, D. R., and Joshi, S. P.: Inventory of glaciers, glacial lakes and glacial lake outburst floods, Bhutan, ICIMOD, Kathmandu, Nepal, 227 pp., 2001.
- Moribayashi, S. and Higuchi, K.: Characteristics of glaciers in the Khumbu region and their recent variations, Glaciological Expedition of Nepal, Contribution No. 30, J. Jpn. Soc. Snow Ice (Seppyo) 39, special issue, 3–6, 1977.
- Nakawo, M., Iwata, S., Watanabe, O., and Yoshida, M.: Processes which distribute supraglacial debris on the Khumbu Glacier, Nepal Himalayas, *Ann. Glaciol.*, 8, 129–131, 1986.
- Nakawo, M. and Young, G. J.: Field experiments to determine the effect of a debris layer on ablation of glacier ice, *Ann. Glaciol.*, 2, 85–91, 1981.
- Nakawo, M. and Young, G. J.: Estimate of glacier ablation under a debris layer from surface temperature and meteorological variables, *J. Glaciol.*, 28, 29–34, 1982.
- Narama, C., Käab, A., Duishonakunov, M., and Abdrakhmatov, K.: Spatial variability of recent glacier area changes in the Tien Shan Mountains, Central Asia, using Corona (~1970), Landsat (~2000), and ALOS (~2007) satellite data, *Global Planet. Change*, 71, 42–54, doi:10.1016/j.gloplacha.2009.08.002, 2010.
- Noetzli, J., Hoelzle, M., and Haeberli, W.: Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: a GIS-based approach to determine critical factors, in: *Proceeding of the 8th International Conference on Permafrost*, edited by: Philipps, M., Springman, S. M. and Arenson, L. U., Zürich, Switzerland, 21–25 July 2003, 827–

832, 2003.

Noetzli, J., Huggel, C., Hoelzle, M., and Haeberli, W.: GIS-based modelling of rock-ice avalanches from Alpine permafrost areas, *Comput. Geosci.*, 10, 161–178, doi:10.1007/s10596-005-9017-z, 2006.

Nuimura, T., Fujita, K., Fukui, K., Asahi, K., Aryal, R., and Ageta, T.: 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, 2011.

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, 648–656, doi:10.3189/2012JoG11J061, 648–656, 2012.

Ohmura, A., Kasser, P., and Funk, M.: Climate at the equilibrium line of glaciers, *J. Glaciol.*, 38(130), 397–411, 1992.

Østrem, G.: Ice melting under a thin layer of moraine, and the existence of ice cores in moraine ridges, *Geogr. Ann.*, 41, 228–230, 1959.

Paul, F. and Andreassen, L. M.: A new glacier inventory for the Svartisen region, Norway, from Landsat ETM+ data: challenges and change assessment, *J. Glaciol.*, 55, 607–618, doi:10.3189/002214309789471003, 2009.

Paul, F. and Svoboda, F.: A new glacier inventory on southern Baffin Island, Canada, from ASTER data: II. Data analysis, glacier change and applications, *J. Glaciol.*, 53, 22–31, doi:10.3189/172756410790595921, 2010.

- Pfeffer, W. T., Arendt, A. A., Bliss, A., Bolch, T., Cogley, J. G., Gardner, A. S., Hagen, J., Hock, R., Kaser, G., Kienholz, C., Miles, E. S., Moholdt, G., Mölg, N., Paul, F., Radić, V., Rastner, P., Raup, B. H., Rich, J., Sharp, M. J., and the Randolph Consortium: The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers, *J. Glaciol.*, 2014. (accepted)
- Rabatel, A., Deline, P., Jaillet, S., and Ravanel, L.: Rock falls in high-alpine rock walls quantified by terrestrial lidar measurements: A case study in the Mont Blanc area, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L10502, doi:10.1029/2008GL033424, 2008.
- Radić, V. and Hock, R.: Regionally differentiated contribution of mountain glaciers and ice caps to future sea-level rise, *Nat. Geosci.*, 4, 91–94, doi:10.1038/ngeo1052, 2011.
- Raper, S. C. B., and Braithwaite, R. J.: Low sea level rise projections from mountain glacier and icecaps under global warming, *Nature*, 439, 311–313, doi:10.1038/nature04448, 2006.
- Rapp, A.: Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia, *Geogr. Ann.*, 42A, 65–200, 1960.
- Rastner, P., Bolch, T., Mölg, N., Machguth, H., Le Bris, R., and Paul, F.: The first complete inventory of the local glaciers and ice caps on Greenland, *The Cryosphere*, 6, 1483–1495, doi:10.5194/tc-6-1483-2012, 2012.
- Raup, B., and Khalsa, S. J. S.: GLIMS analysis tutorial. Boulder, CO, University of Colorado, National Snow and Ice Data Center: <http://www.glims.org/MapsAndDocs/guides.html> (last access: 1 September 2013),

2007.

Regmi, D. and Watanabe, T.: Rockfall activity in the Kangchenjunga area, Nepal Himalaya, *Permafrost Periglac.*, 20, 390–398, doi:10.1002/ppp.664, 2009.

Reznichenko, N. V., Davies, T. R. H., Alexander, D. J.: Effects of rock avalanches on glacier behaviour and moraine formation, *Geomorphol.*, 132, 327–338, doi:10.1016/j.geomorph.2011.05.019, 2011.

Sakai, A., Nakawo, M., and Fujita, K.: Distribution characteristics and energy balance of ice cliffs on debris-covered glaciers, Nepal Himalaya, *Arct. Antarct. Alp. Res.*, 34, 12–19, 2002.

Sakai, A., Takeuchi, N., Fujita, K., and Nakawo, M.: Role of supraglacial ponds in the ablation process of a debris-covered glacier in the Nepal Himalayas, in: *Debris-Covered Glaciers*, edited by: Nakawo, M., Raymond, C. F., and Fountain, A., IAHS Publ., 265, 119–130, 2000.

Sass, O.: Rock moisture measurements: Techniques, results, and implications for weathering, *Earth Surf. Proc. Land.*, 30, 359–374, doi:10.1002/esp.1214, 2005.

Scherler, D., Bookhagen, B., and Strecker, M. R.: Hill slope glacier coupling: The interplay of topography and glacial dynamics in High Asia, *J. Geophys. Res.*, 116, F02019, doi:10.1029/2010JF001751, 2011a.

Scherler, D., Bookhagen, B., and Strecker, M. R.: Spatially variable response of Himalayan glaciers to climate change affected by debris cover, *Nat. Geosci.*, 4, 156–159, doi:10.1038/ngeo1068, 2011b.

Shiraiwa, T.: Freeze thaw activities and rock breakdown in the Langtang Valley, Nepal

- Himalaya, *Journal of the Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan*, 15, 1–12, 1992.
- Shugar, D. H. and Clague, J. J.: The sedimentology and geomorphology of rock avalanche deposits on glaciers, *Sedimentol.*, 58, 1762–1783, doi:10.1111/j.1365-3091.2011.01238.x, 2011.
- Shugar, D. H., Rabus, B. T., Clague, J. J., and Capps, D. M.: The response of Black Rapids Glacier, Alaska, to the Denali earthquake rock avalanches, *J. Geophys. Res.*, 117, F01006, doi:10.1029/2011JF002011, 2012.
- Tadono, T., Kawamoto, S., Narama, C., Yamanokuchi, T., Ukita, J., Tomiyama, N., and Yabuki, H.: Development and validation of new glacial lake inventory in the Bhutan Himalayas using ALOS “Daichi”, *Global Environ. Res.*, 16, 31–40, 2012.
- Thorn, C. E.: Bedrock freeze–thaw weathering regime in an alpine environment, Colorado Front Range, *Earth Surf. Proc. Land.*, 4, 211–228, doi:10.1002/esp.3290040303, 1979.
- Wegmann, M., Gudmundsson, G. H., and Haeberli, W.: Permafrost changes in rock walls and the retreat of alpine glaciers: a thermal modelling approach, *Permafrost Periglac. Process.*, 9, 23–33, doi:10.1002/(SICI)1099-1530(199801/03)9:1<23::AIDPPP274>3.0.CO;2-Y, 1998.
- Yao, T., Thompson, L., Yang, W., Yu, W., Gao, Y., Guo, X., Yang, X., Duan, K., Zhao, H., Xu, B., Pu, J., Lu, A., Xiang, Y. Kattel, D. B., and Joswiak, D.: Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings, *Nature Clim. Change.*, 2, 663–667, doi:10.1038/nclimate1580, 2012.

表 1 氷河抽出に使用した ALOS PRISM 画像

Scene ID	Acquisition date	Path	Frame	Pointing angle
ALPSMN051073030	9-Jan-2007	157	3030	-1.2
ALPSMN051073035	9-Jan-2007	157	3035	-1.2
ALPSMN051073040	9-Jan-2007	157	3040	-1.2
ALPSMN093083030	24-Oct-2007	155	3030	1.2
ALPSMN104753030	12-Jan-2008	157	3030	-1.2
ALPSMN104753035	12-Jan-2008	157	3035	-1.2
ALPSMN104753040	12-Jan-2008	157	3040	-1.2
ALPSMN104753045	12-Jan-2008	157	3045	-1.2
ALPSMN124883030	29-May-2008	157	3030	1.2
ALPSMN207883030	19-Dec-2009	158	3030	1.2
ALPSMN207883035	19-Dec-2009	158	3035	1.2
ALPSMN207883040	19-Dec-2009	158	3040	1.2
ALPSMN207883045	19-Dec-2009	158	3045	1.2
ALPSMN211383030	12-Jan-2010	154	3030	1.2
ALPSMN211383035	12-Jan-2010	154	3035	1.2
ALPSMN211383040	12-Jan-2010	154	3040	1.2
ALPSMN212113030	17-Jan-2010	157	3030	1.2
ALPSMN212113035	17-Jan-2010	157	3035	1.2
ALPSMN212113040	17-Jan-2010	157	3040	1.2

Cont.

Scene ID	Acquisition date	Path	Frame	Pointing angle
ALPSMN213863030	29-Jan-2010	155	3030	-1.2
ALPSMN213863035	29-Jan-2010	155	3035	-1.2
ALPSMN213863040	29-Jan-2010	155	3040	-1.2
ALPSMN221303030	21-Mar-2010	158	3030	1.2
ALPSMN221303035	21-Mar-2010	158	3035	1.2
ALPSMN221303040	21-Mar-2010	158	3040	1.2
ALPSMN221303045	21-Mar-2010	158	3045	1.2
ALPSMN223053030	2-Apr-2010	156	3030	1.2
ALPSMN223053035	2-Apr-2010	156	3035	1.2
ALPSMN229763030	18-May-2010	156	3030	-1.2
ALPSMN229763035	18-May-2010	156	3035	-1.2
ALPSMN229763040	18-May-2010	156	3040	-1.2
ALPSMN254853040	6-Nov-2010	158	3040	-1.2
ALPSMN254853045	6-Nov-2010	158	3045	-1.2
ALPSMN259083030	5-Dec-2010	157	3030	-1.2
ALPSMN259083035	5-Dec-2010	157	3035	-1.2
ALPSMN259083040	5-Dec-2010	157	3040	-1.2
ALPSMN259083045	5-Dec-2010	157	3045	-1.2
ALPSMN260833030	17-Dec-2010	155	3030	1.2
ALPSMN260833035	17-Dec-2010	155	3035	1.2

Cont.

Scene ID	Acquisition date	Path	Frame	Pointing angle
ALPSMN260833040	17-Dec-2010	155	3040	1.2
ALPSMN261563030	22-Dec-2010	158	3030	1.2
ALPSMN261563035	22-Dec-2010	158	3035	1.2
ALPSMN261563040	22-Dec-2010	158	3040	1.2
ALPSMN261563045	22-Dec-2010	158	3045	1.2
ALPSMN263313030	3-Jan-2011	156	3030	1.2
ALPSMN263313035	3-Jan-2011	156	3035	1.2
ALPSMN263313040	3-Jan-2011	156	3040	1.2
ALPSMN265793030	20-Jan-2011	157	3030	1.2
ALPSMN265793035	20-Jan-2011	157	3035	1.2
ALPSMN265793040	20-Jan-2011	157	3040	1.2
ALPSMN267543030	1-Feb-2011	155	3030	-1.2
ALPSMN267543035	1-Feb-2011	155	3035	-1.2
ALPSMN267543040	1-Feb-2011	155	3040	-1.2
ALPSMN271773035	2-Mar-2011	154	3035	-1.2
ALPSMN271773040	2-Mar-2011	154	3040	-1.2
ALPSMN272503030	7-Mar-2011	157	3030	-1.2
ALPSMN272503035	7-Mar-2011	157	3035	-1.2
ALPSMN272503040	7-Mar-2011	157	3040	-1.2

表 2 氷河抽出に使用した ALOS AVNIR2 画像

Scene ID	Acquisition date	Path	Frame
ALAV2A051073030	9-Jan-2007	157	3030
ALAV2A053553030	26-Jan-2007	158	3030
ALAV2A053553050	26-Jan-2007	158	3050
ALAV2A093083030	24-Oct-2007	155	3030
ALAV2A102273030	26-Dec-2007	156	3030
ALAV2A102273040	26-Dec-2007	156	3040
ALAV2A200443040	29-Oct-2009	155	3040
ALAV2A207883030	19-Dec-2009	158	3030
ALAV2A207883040	19-Dec-2009	158	3040
ALAV2A207883050	19-Dec-2009	158	3050
ALAV2A211383030	12-Jan-2010	154	3030
ALAV2A211383040	12-Jan-2010	154	3040
ALAV2A212113030	17-Jan-2010	157	3030
ALAV2A212113040	17-Jan-2010	157	3040
ALAV2A221303030	21-Mar-2010	158	3030
ALAV2A221303040	21-Mar-2010	158	3040
ALAV2A221303050	21-Mar-2010	158	3050
ALAV2A254853030	6-Nov-2010	158	3030
ALAV2A254853040	6-Nov-2010	158	3040

Cont.

---

Scene ID	Acquisition date	Path	Frame
ALAV2A254853050	6-Nov-2010	158	3050
ALAV2A259083030	5-Dec-2010	157	3030
ALAV2A259083040	5-Dec-2010	157	3040
ALAV2A260833030	17-Dec-2010	155	3030
ALAV2A260833040	17-Dec-2010	155	3040
ALAV2A261563030	22-Dec-2010	158	3030
ALAV2A261563040	22-Dec-2010	158	3040
ALAV2A263313030	3-Jan-2011	156	3030
ALAV2A263313040	3-Jan-2011	156	3040

---

表3 ブータン・ヒマラヤにおける氷河の統計情報。岩屑被覆域は氷河の一部  
分であり氷河周辺斜面は氷河には含まれない。氷河周辺斜面比率は氷河周辺斜  
面の面積を氷河の面積で割ったものである。

		岩屑被覆氷河	岩屑被覆なし氷河
個数		213	1366
総面積 (km <sup>2</sup> )	氷河	1037.3	570.2
	氷河周辺斜面	908.8	194.1
	岩屑被覆域	208.9	-
平均面積 (km <sup>2</sup> )	氷河	4.87	0.42
	氷河周辺斜面	4.27	0.14
	岩屑被覆率	0.98	-
氷河周辺斜面比率		1.05	0.47
標高 (m a.s.l.)	最高標高	7506	6799
	最低標高	4021	4662
	平均標高	5631	5537
	中央標高	5537	5495
平均斜度 (°)	氷河	19.2	22.1
	岩屑被覆域	37.1	33.4

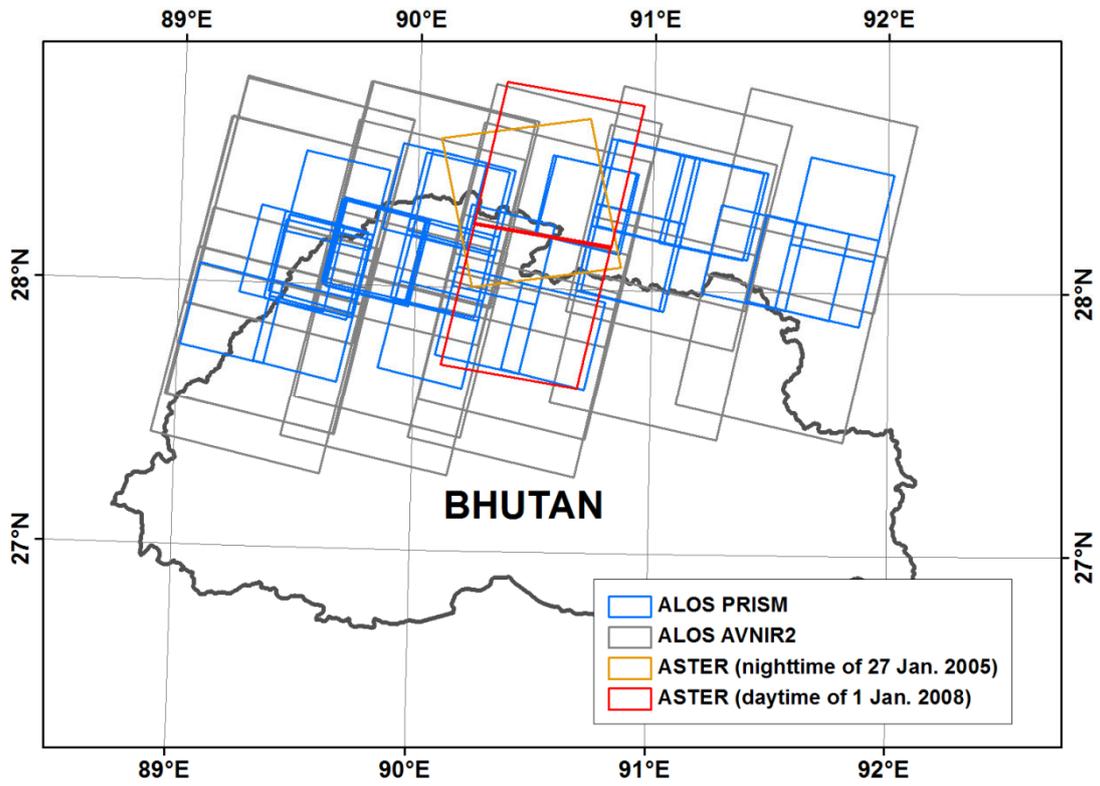


図1 使用した衛星データの撮像位置

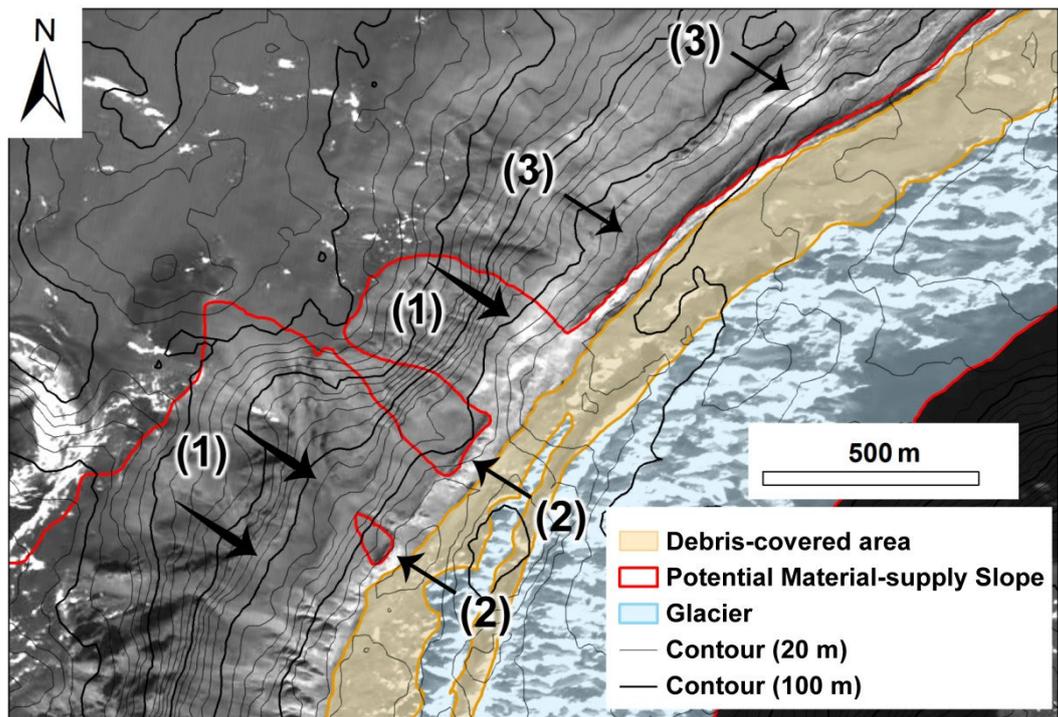


図2 PRISM 画像による氷河周辺斜面 (Potential debris-supply slope) の目視判別例。位置は図3に示されている。(1) 落石などの痕跡と思われる筋、(2) 陰影によって認められ氷河への岩屑・雪崩供給を妨げられると思われる隆起、(3) 下り斜面が氷河まで続いていないと思われるモレーンに沿った溝などが認められる。

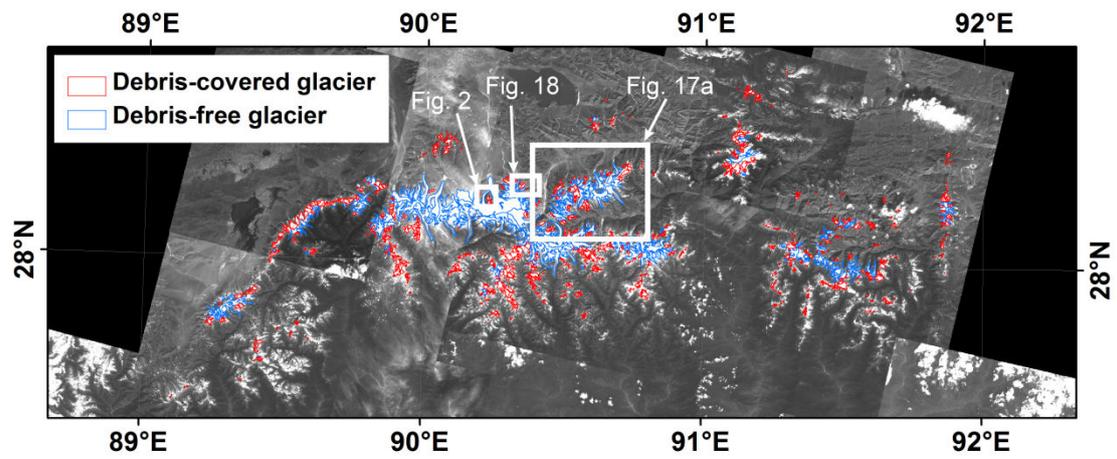


図3 ブータン・ヒマラヤにおける氷河の空間分布。背景は AVNIR2 画像バンド3のモザイク画像である。

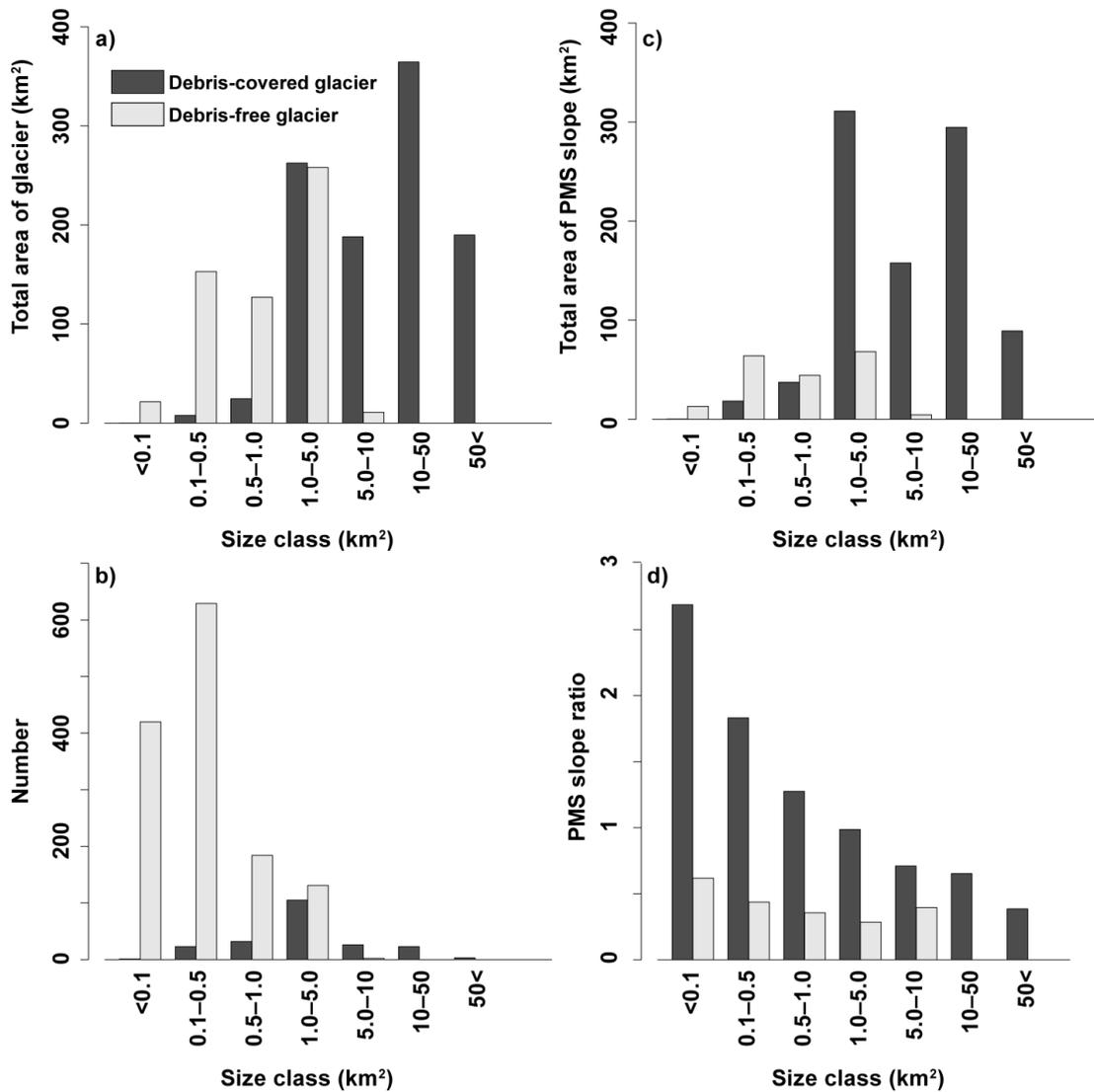


図4 ブータン・ヒマラヤにおける氷河の個別面積によって分類された (a) 氷河の累計面積、(b) 氷河の個数、(c) 氷河周辺斜面 (PMS slope) の累計面積、(d) 氷河周辺斜面比率 (PMS slope ratio) の平均値。

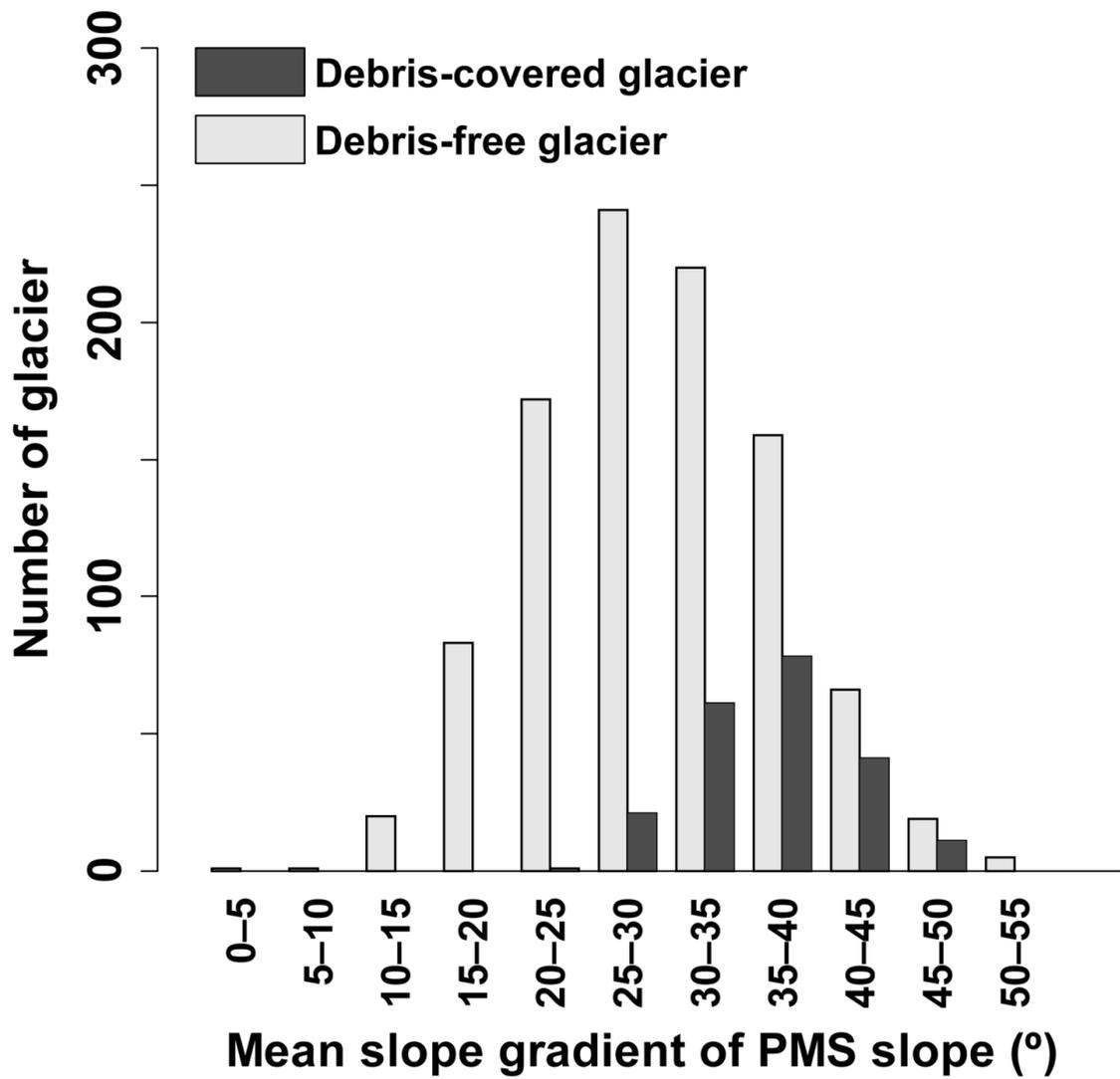


図5 氷河周辺斜面（PMS slope）の平均斜度によって分類された氷河の個数分布。氷河周辺斜面を有しない379個の岩屑被覆なし氷河は除外されている。

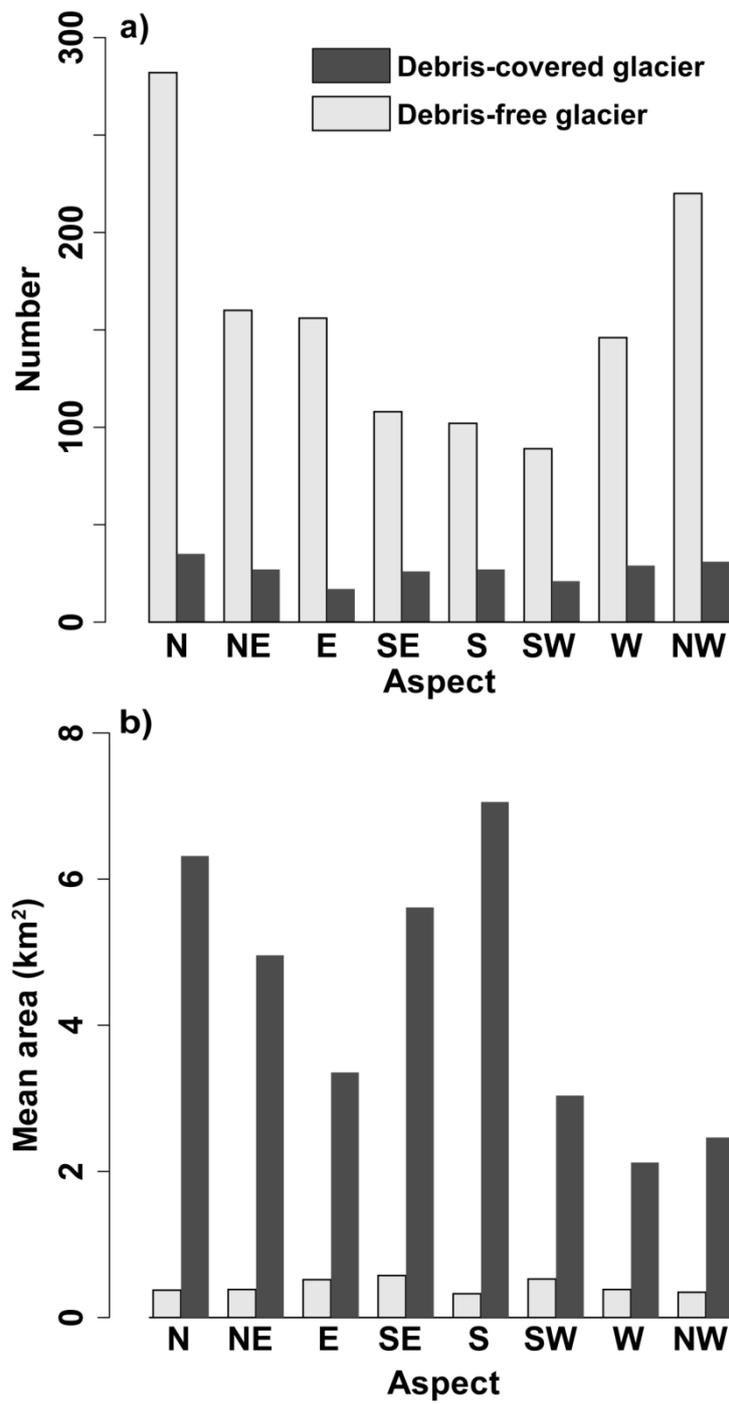


図6 氷河流動方向によって分類された (a) 氷河の個数および (b) 平均面積の分布。

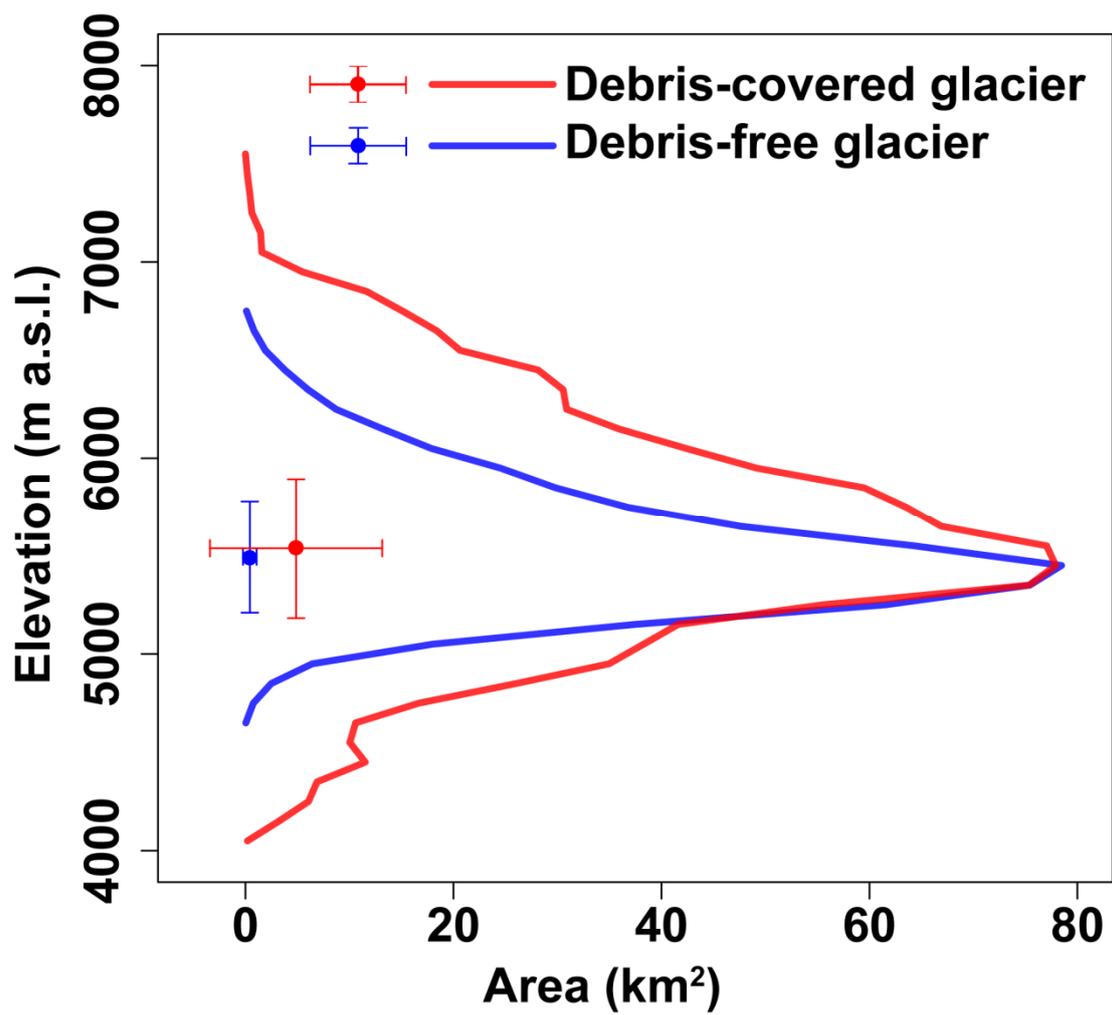


図7 ブータンヒマラヤにおける標高別面積分布。100 m 間隔で集計されている。

点とエラーバーは中央標高と面積の平均値および標準偏差。

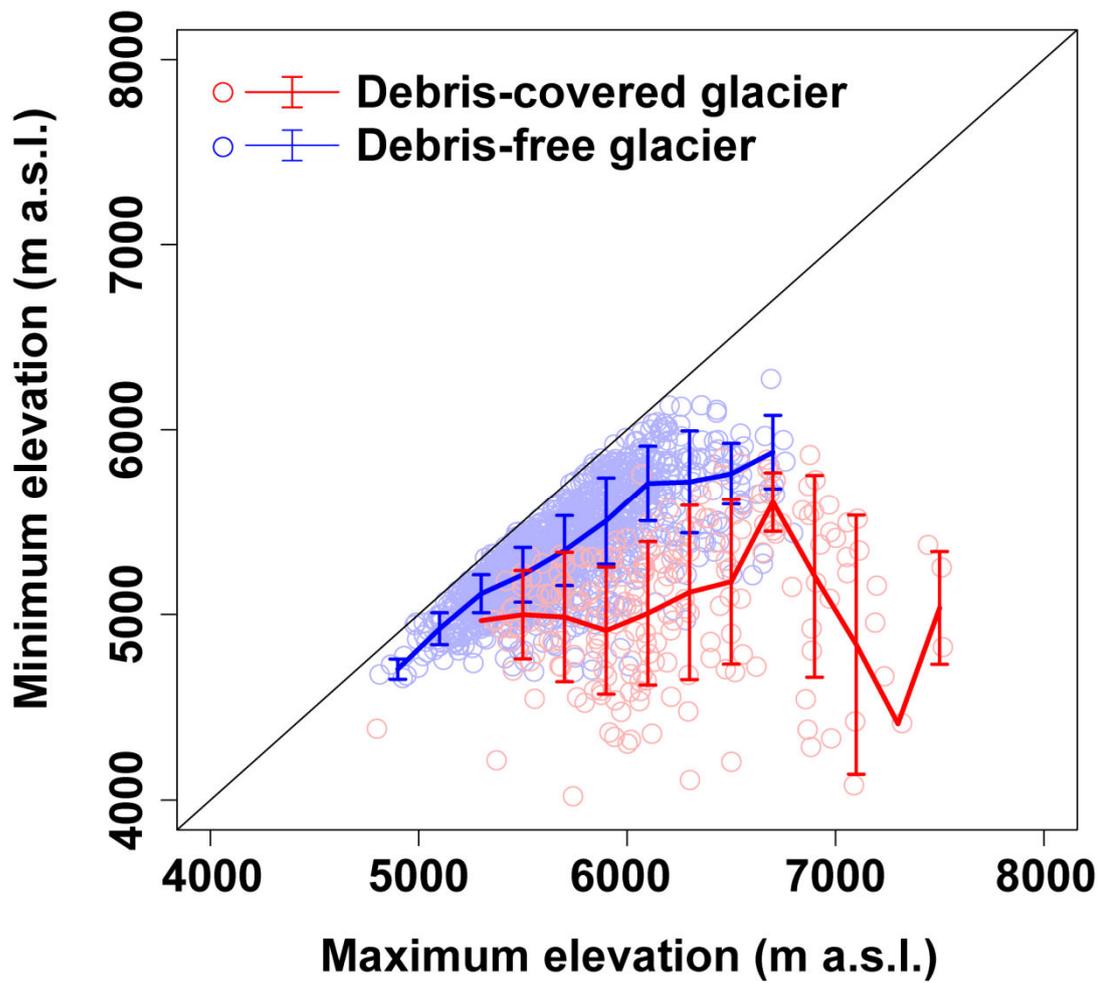


図 8 氷河の最高標高に対する最低標高の分布。折れ線グラフとエラーバーは最高標高 200 m おきの最低標高の平均値および標準偏差。

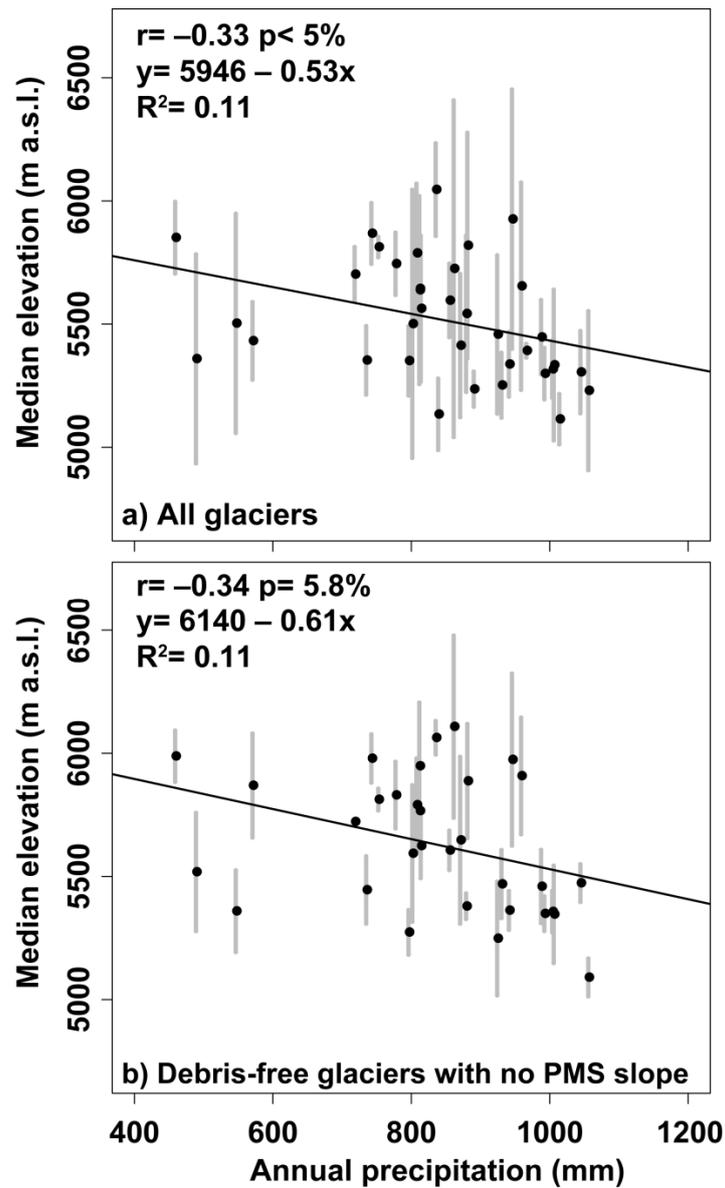


図9 年間平均降水量に対する中央標高の分布。中央標高は TRMM 3B43 のグリッドセル内 (0.25°×0.25°) に分布する氷河全体のものである。エラーバーは氷河標高分布の標準偏差を示す。(a) は対象地域の氷河すべてについて、(b) は氷河周辺斜面 (PMS slope) を有しない岩屑被覆なし氷河だけについて求めたもの。

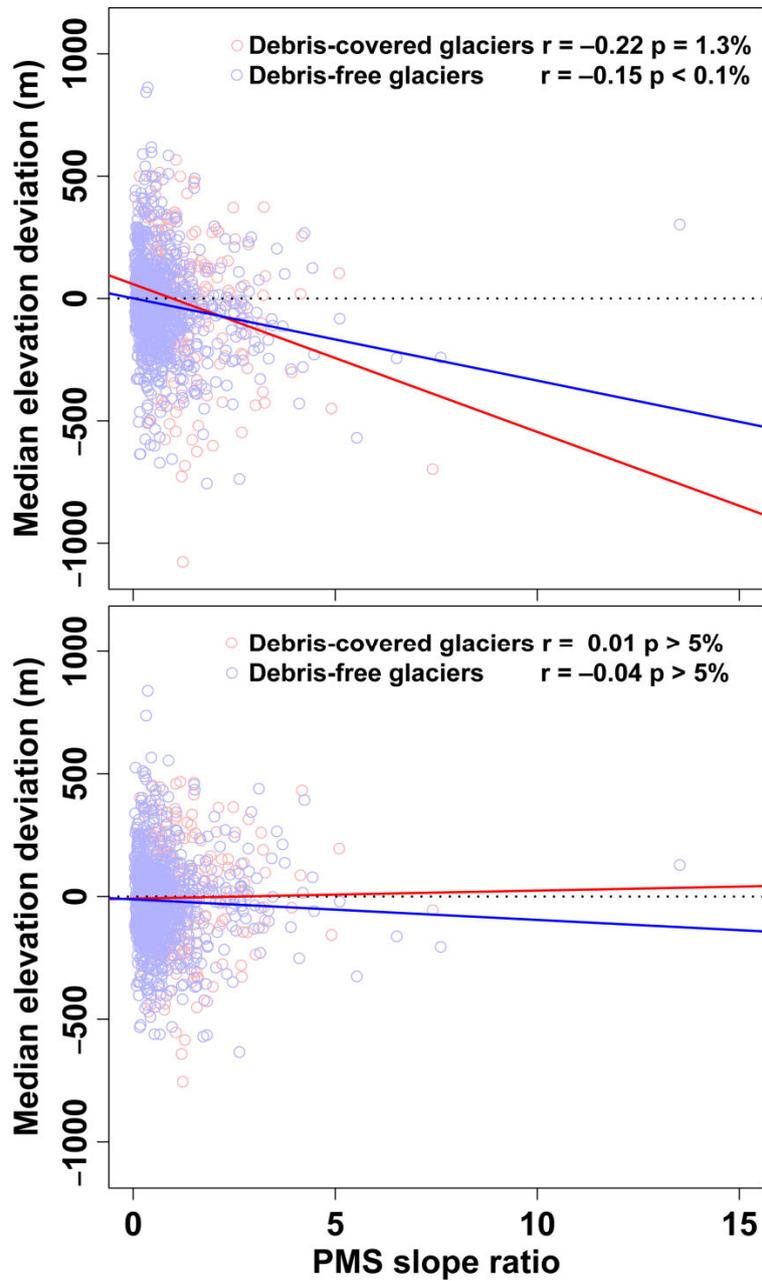


図 10 個別氷河中央標高の TRMM 3B43 グリッドセル内中央標高に対する偏差と氷河周辺斜面比率 (PMS slope ratio) との関係。(a) の標高は氷河それぞれについて計算され (b) では氷河と氷河周辺斜面を合わせた部分について計算されている。

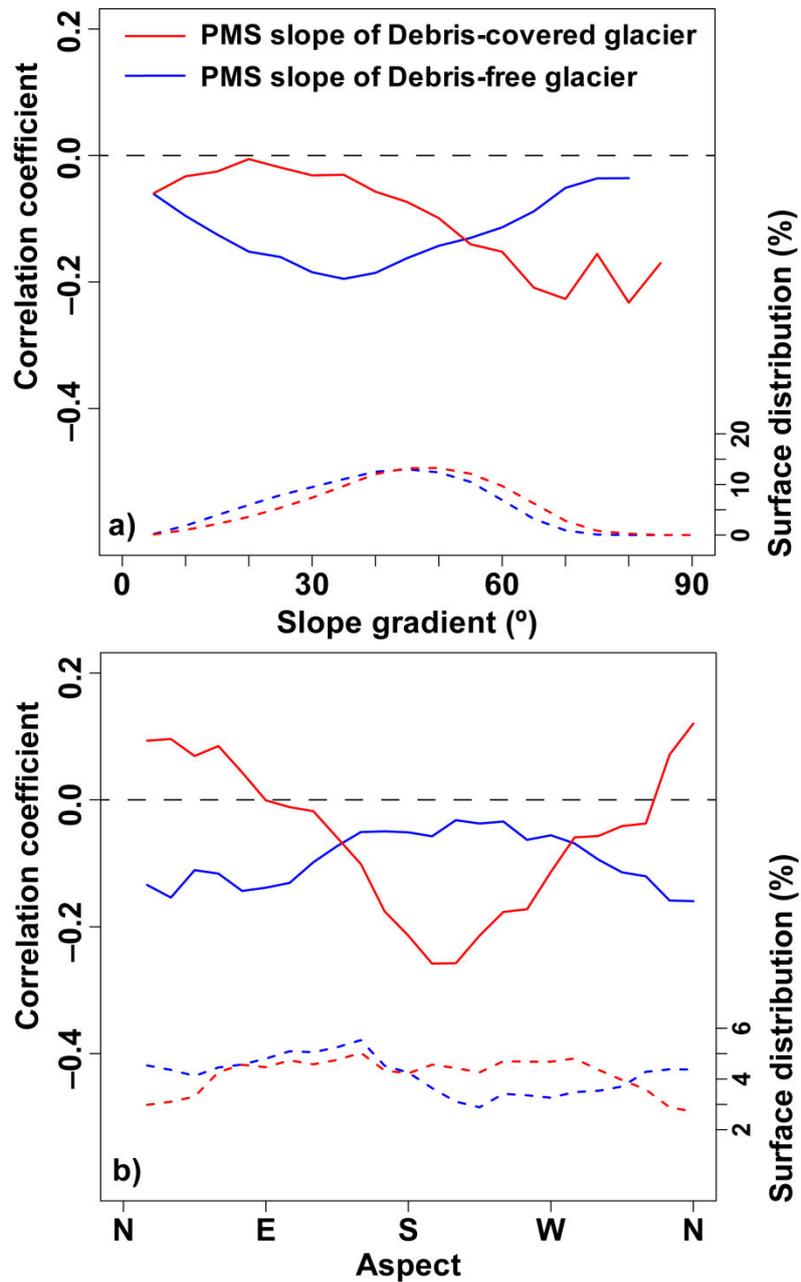


図 11 個別氷河中央標高の TRMM 3B43 グリッドセル内中央標高に対する偏差と氷河周辺斜面比率（PMS slope ratio）との相関係数の変化。氷河周辺斜面比率の計算に用いる氷河周辺斜面（PMS slope）について（a）では斜度が 5° おきに、（b）では方位が 15° おきの範囲で抽出され解析に用いられている。破線は氷河周辺斜面の面積分布を示す。

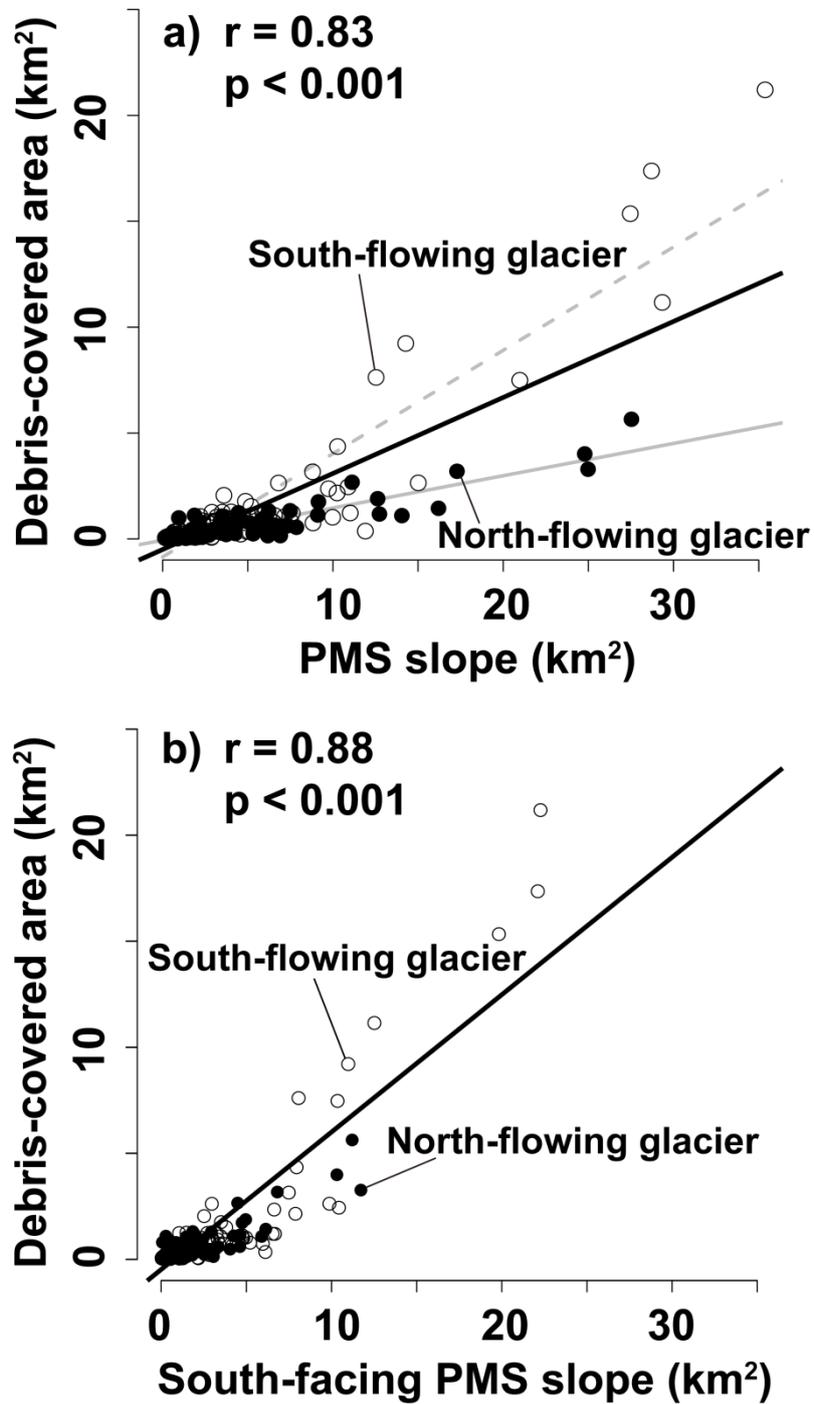


図 12 氷河周辺斜面面積に対する岩屑被覆域面積の関係。氷河周辺斜面は (a) ではすべての方位について、(b) では南半分 (真東～南～真西) について面積が求められている。

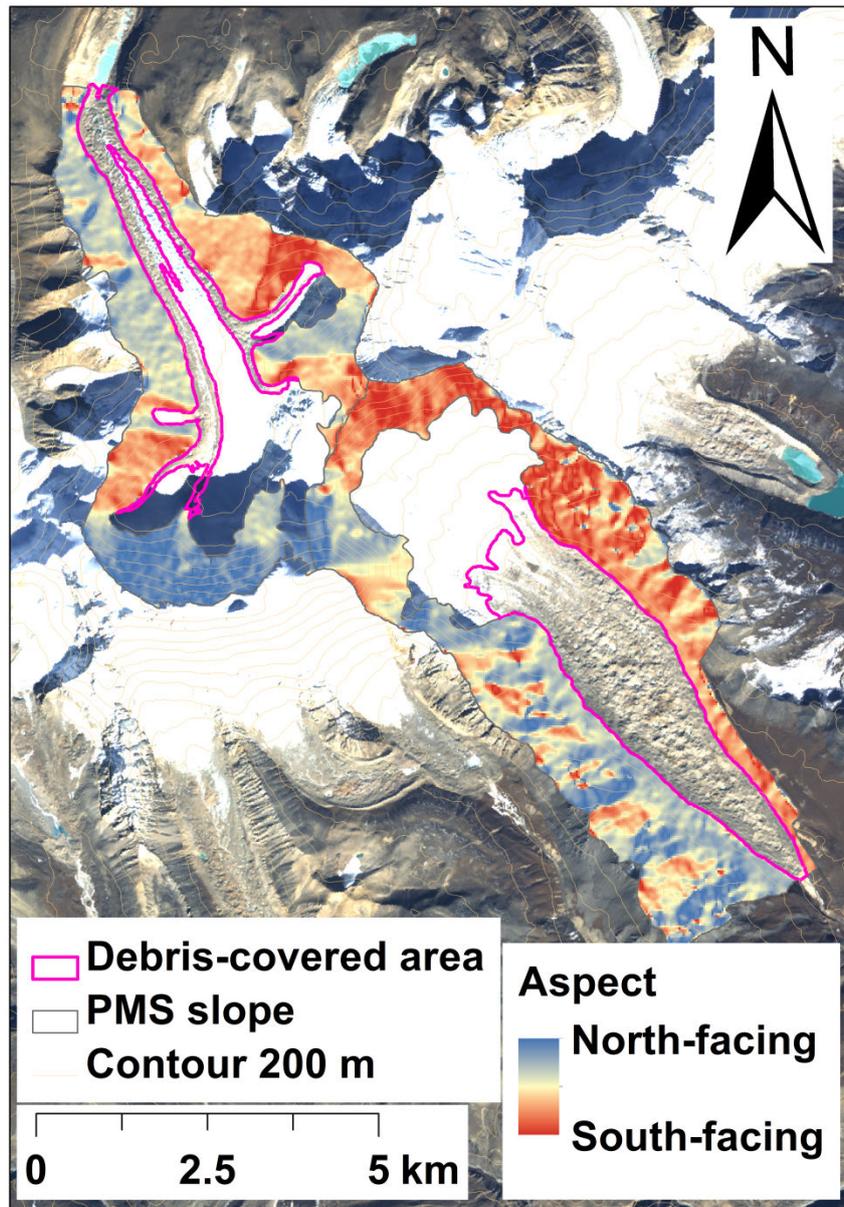


図 13 クーラ・カンリ周辺における代表的な南向き・北向き氷河が有する氷河周辺斜面（PMS slope）の方位分布と岩屑被覆域。背景は AVNIR2 画像。図の位置は図 3 に示される。

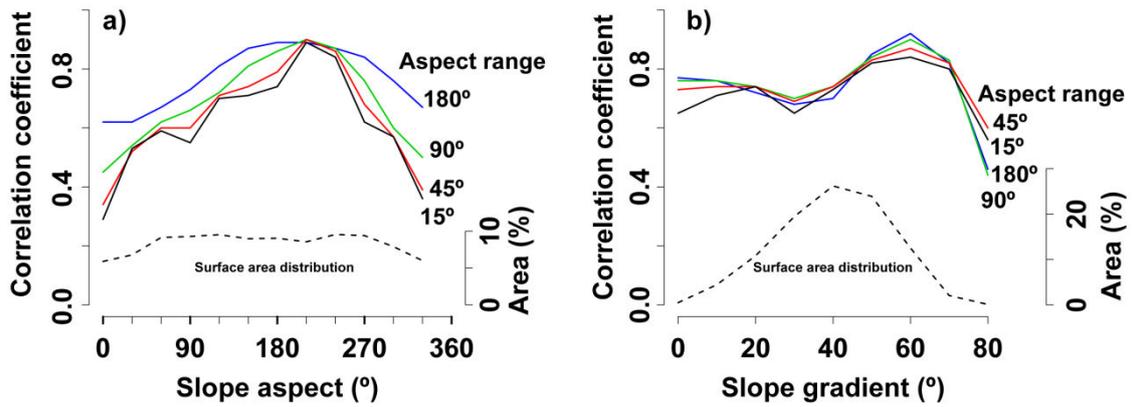


図 14 氷河周辺斜面面積と岩屑被覆域面積の相関係数の変化。氷河周辺斜面について (a) では方位が 30° おきに、(b) では斜度が 10° おきに抽出され計算された。方位幅は 180°, 90°, 45°, 15° である。(b) では中心方位を南西 (225°) とする。破線は氷河周辺斜面の面積分布を示す。

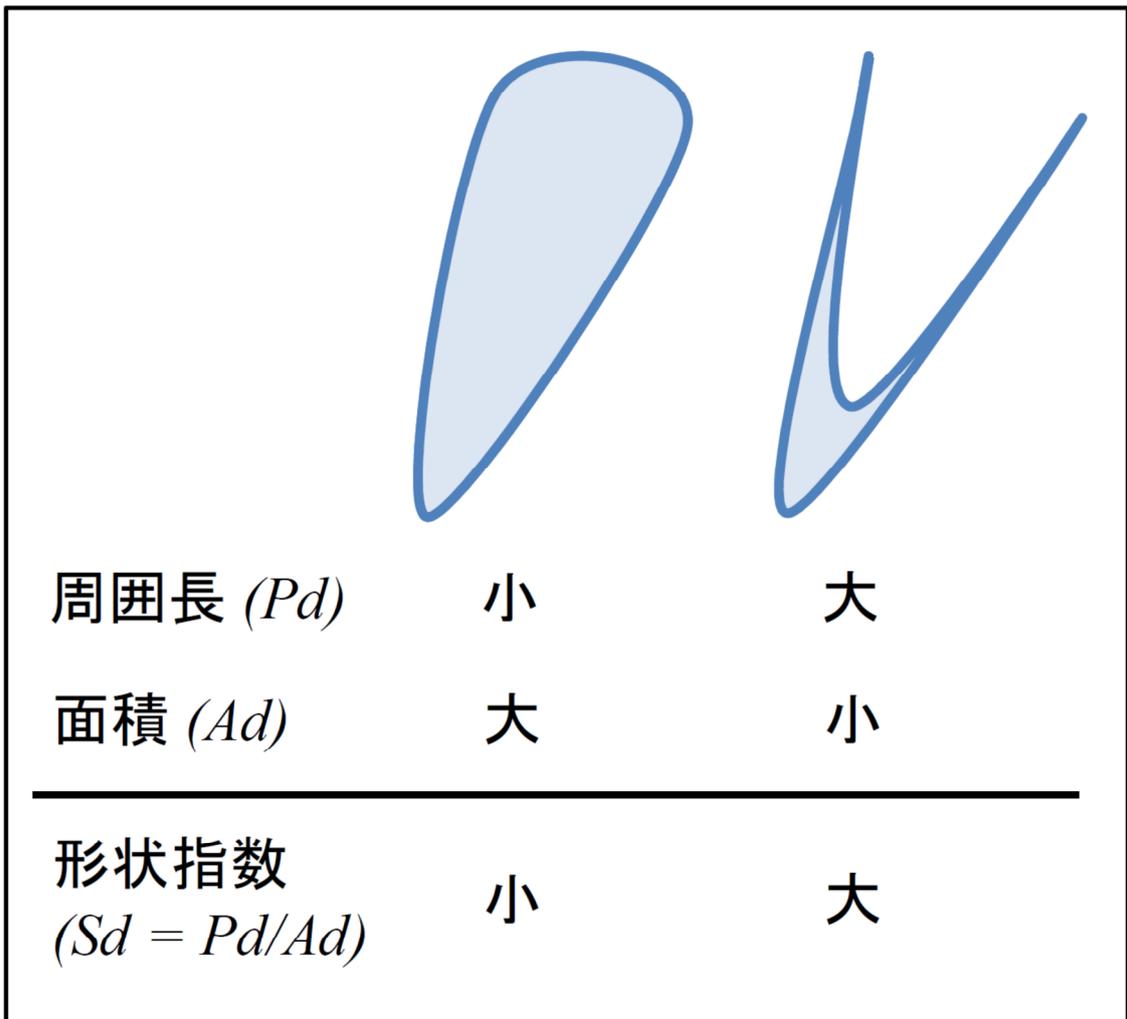


図 15 岩屑被覆域の形状と形状指数との関係。面積が小さく周囲長の長い複雑な形状であるほど値は大きくなる。

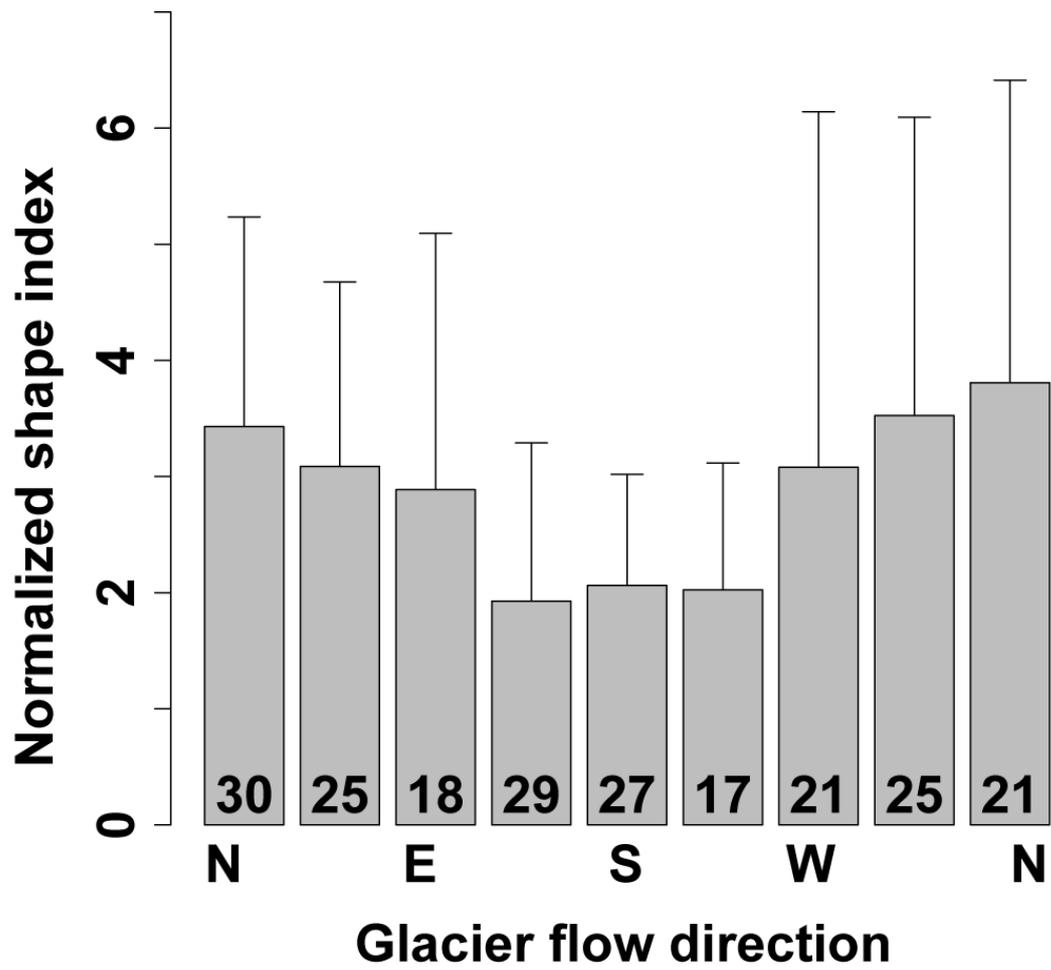


図 16 氷河流動方向によって分類された氷河についての正規化岩屑被覆域形状指数の平均値および標準偏差。棒グラフ内の数字は氷河のサンプル数を示す。

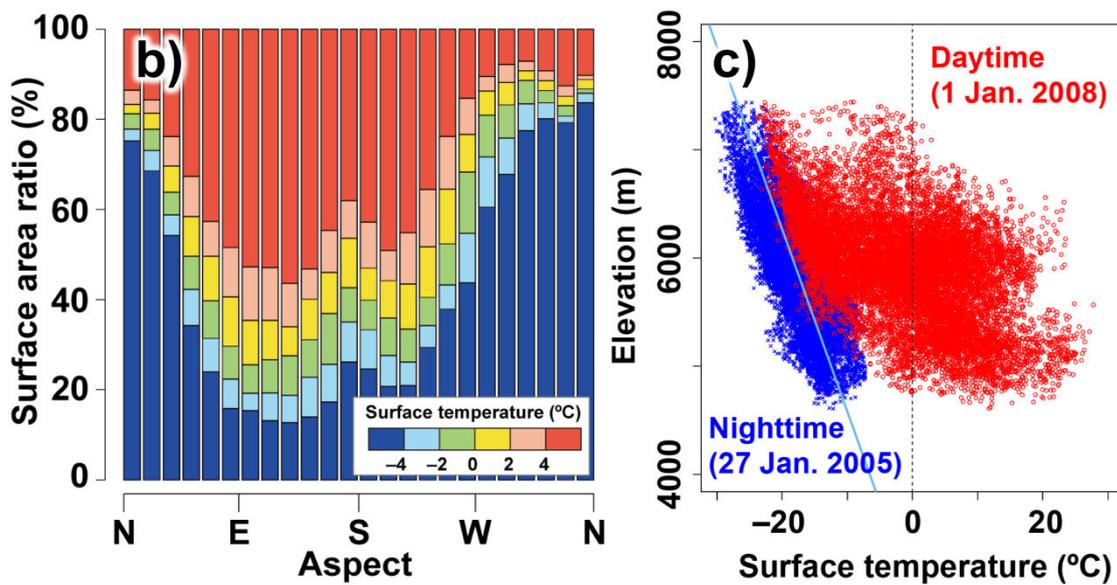
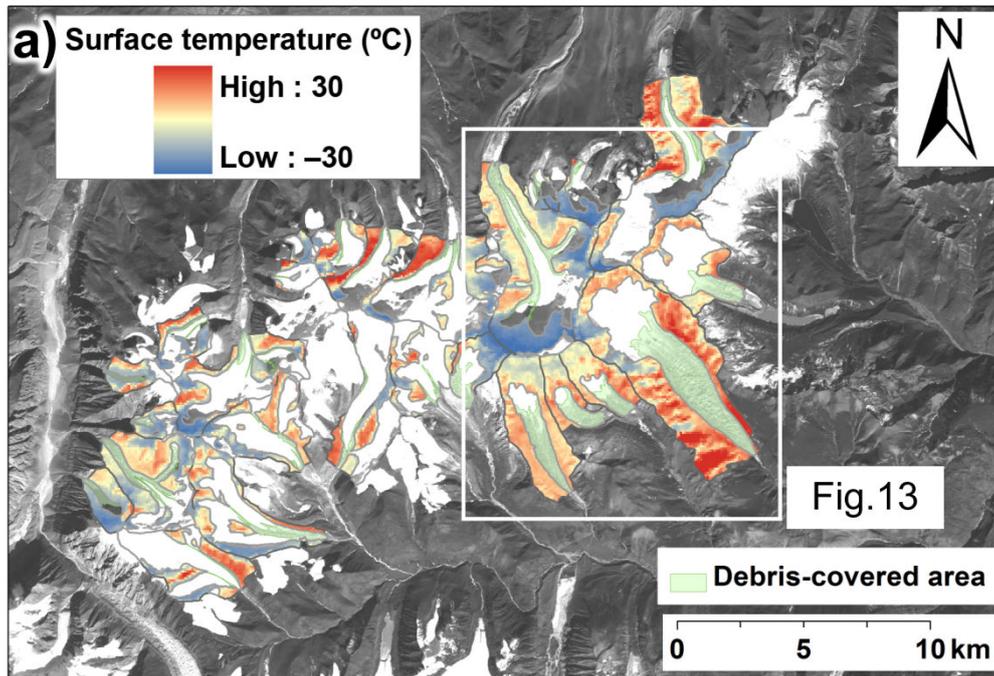


図 17 クーラカンリ山群周辺における氷河周辺斜面の地表面温度の (a) 空間分布、(b) 方位別割合分布、(c) 標高別分布。(a) の背景は AVNIR2 画像である。図の位置は図 3 に示される。

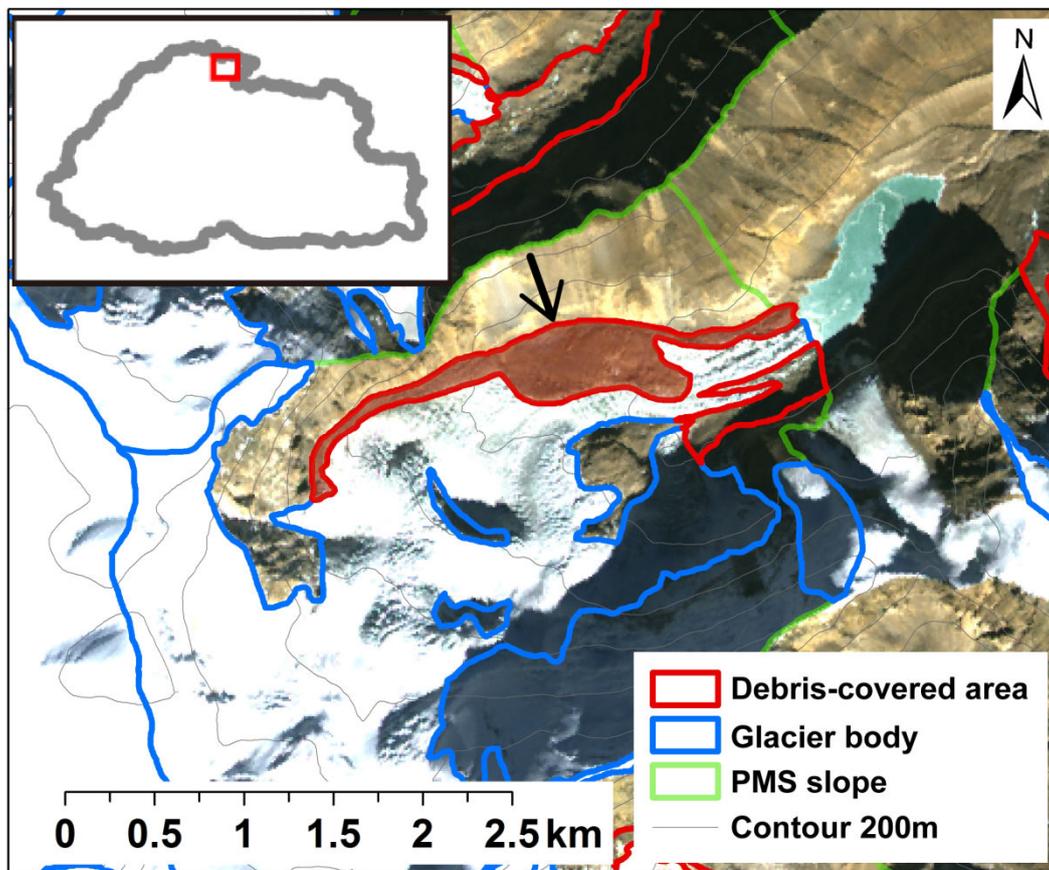


図 18 永久凍土融解に起因した可能性がある岩屑被覆域の例。

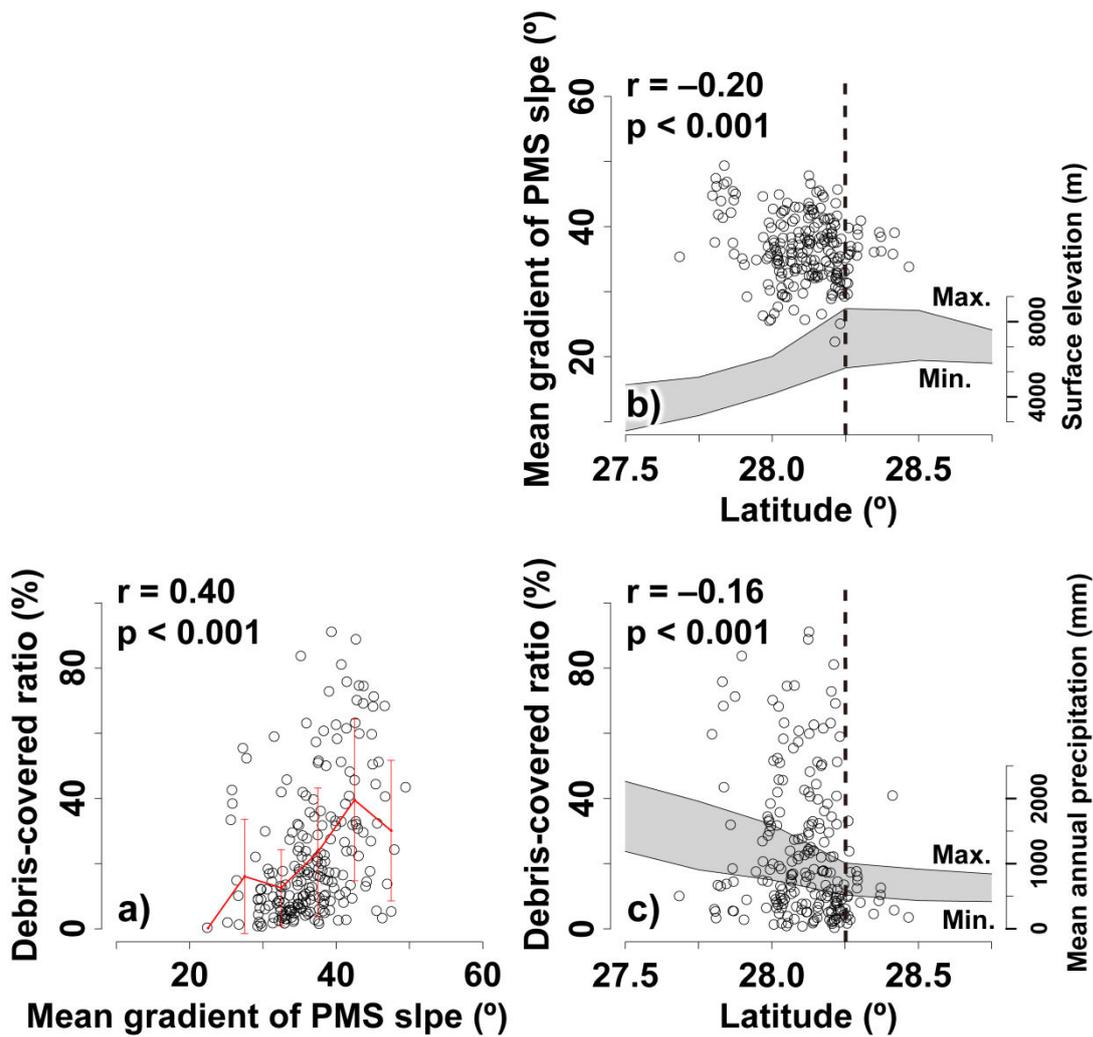


図 19 (a) 氷河周辺斜面 (PMS slope) に対する岩屑被覆率、(b) 緯度に対する氷河周辺斜面の平均斜度、(c) 緯度に対する岩屑被覆率の関係。(a) の折れ線およびエラーバーは 5° おきの平均値および標準偏差を示す。網掛けは東経 88.5–92.5° において (b) ASTER GDEM によって得られた最高・最低標高、(c) TRMM 3B43 によって得られた年間最高・最低降水量を示す。