淡水性カービング氷河の変動に関する数値実験研究 — 南米パタゴニア氷原ペリート・モレノ氷河を対象として —

広島工業大学大学院 工学系研究科 環境学専攻 ME16006 三浦 綾菜 指導教員 内藤 望 教授 キーワード:カービング氷河,氷厚変動,感度実験,底面流速,氷河内水位

1. はじめに

1.1 背景と目的

近年,地球温暖化による氷河の縮小が懸念されている.氷河縮小が世界規模で進むと,海面水位上昇などの問題が深刻化する恐れがある.

氷河の中でも大きな割合を占めるのがカービング氷河である.カービング氷河とは、末端から大小の氷塊 が海洋や淡水湖に崩落する現象が起きる氷河である.海水に流れ込むのが海洋性カービング氷河,淡水湖に 流れ込むのが淡水性カービング氷河である.このように海や湖に浸かっているカービング氷河は、通常の氷 河と比べて急速に流動し、変動に大きな影響を与えると考えられる.流動は、氷河底面の高い水圧が底面流 速を促進することで強められる¹⁾.しかし、カービング氷河末端付近の大部分はクレバス帯であり観測が困 難であるため、氷河内水位と底面流速を測定した例は非常に少ない.また、カービング氷河は末端の変動特 性が複雑であり、変動に関する研究が著しく遅れている.その特性は、氷河が接するのが海洋か淡水湖かで、 海洋潮汐の有無や物理的鉛直構造などにより差がある.物理的鉛直構造の差は、氷河末端に接する水の濁度 や水温による密度の鉛直分布に海洋性と淡水性で大きく差異がみられ、末端の融解に影響を与えている²⁾.

以上のことを踏まえ、本研究では氷河変動モデルを構築し、淡水性カービング氷河の変動特性を把握する ための数値実験を実施した.対象氷河は、淡水性カービング氷河である、南米の南パタゴニア氷原ペリート・ モレノ氷河である.数値実験では、特に観測が困難な氷河内水位や底面流速が氷厚変化に及ぼす影響に注目 した感度実験を中心に実施した.すなわち表面流速や氷厚変化の実測と比較することを通じて、氷河変動に 及ぼす影響度の大きさについて考察する.

1.2 対象氷河範囲

本研究で扱う氷河範囲を図1に示す.上流の涵養域についてはデータが不足しているため,末端からの距離7.6 kmの地点を,本研究の対象範囲の上流端とした.

対象氷河の基盤地形に関しては、本研究における上流端 と中流域でかつて実施された弾性波探査、および氷河末端 に接する湖の湖盆調査の結果³⁾を参照し、それらの間は直 線的に内挿した(図2).また図1から読み取った氷河幅も 図2に示す.

1.3 観測事例

本研究で構築した氷河変動モデルによる感度実験の検証 に使用する,対象氷河における既往研究成果について紹介 する.まず,表面標高変化の検証に用いる既往研究である. 消耗域中流部における氷河表面標高が1990年以降,継続的 に測量されており,1990年代後半から2000年代初頭にか けていったん表面上昇を示した後,2000年代後半は1~1.5 m年⁻¹程度の表面低下が続いている⁴⁾.次に表面流速の検 証に用いる既往研究として,1994年10月7,9,10日の干渉 SARを用いて得られた消耗域の表面流速分布³⁾と,1999~ 2013年のLandsatの衛星画像から得られた同じく消耗域の 表面流速分布⁵⁾がある.



図1. ペリート・モレノ氷河. 末端を水平座標の 原点とし上流方向に末端距離をとる. 破線は 対象範囲.(背景画像: ©ESRI)



図2. 対象範囲の1996年の表面高度,基盤高度, 氷河幅.弾性波探査および氷河末端に接する湖の 湖盆調査から得られた基盤高度³³を黒丸で示す.

2. 研究方法

2.1 基本構造

氷河変動を研究する手法として氷河変動モデルによる数値実験がある.氷河変動モデルは体積(氷厚)の時 間変化を求めるためのプログラムである.また未解明な要素が氷河体積の時間変化に与える影響を調べるこ ともできる.

本研究では流動方向一次元の氷河変動モデルを構築した. 谷氷河を流動方向に Δx (500 m)間隔で輪切りに した箱状の部分 (control-volume:以下 CV) における CV 体積 (V_{cv}) の時間変化は, CV 表面積内における表 面質量収支量 (B) と上流断面と下流断面における体積流量 (Q_{in}, Q_{out})を用いて,基本式である連続の式(2.1) から計算される.

 $\frac{\Delta V_{cv}}{\Delta t} = \frac{B}{\rho_i} - (Q_{out} - Q_{in}) \qquad (2.1) \quad , \quad B = bW\Delta x \qquad (2.2)$

ここで ρ_i は氷河氷の密度, bは氷河表面における表面質量収支(水当量), Wは氷河表面の横断幅, xは氷河の流線に沿って下流方向を正にとる.

2.2 表面質量収支計算

本研究では、氷河対象範囲が氷河消耗域内であり、降雪量は無視しえるため、表面質量収支bを Degree-Day 法による融解量のみから計算した. Degree-Day 法とは、日平均気温が0C以下では融けず、0C以上で融解量は気温に比例する、とみなす手法である(式 2.3、2.4).

 $T \ge 0^{\circ} \mathbb{C} \mathcal{O} \succeq \mathfrak{F} \dots \mathfrak{b} = -K \cdot T \qquad (2.3) \quad , \qquad T < 0^{\circ} \mathbb{C} \mathcal{O} \succeq \mathfrak{F} \dots \mathfrak{b} = 0 \qquad (2.4)$

ここで*b*は日表面質量収支量(mm day⁻¹),*T*は日平均気温(\mathbb{C})を示し,*K*は Degree–Day 係数(mm \mathbb{C}^{-1} day⁻¹) である.この Degree–Day 係数は氷河ごとに異なるが、本研究では、ペリート・モレノ氷河での現地観測から 求められた 7.1 mm \mathbb{C}^{-1} day⁻¹という値⁶⁾を用いる.気温データは、ペリート・モレノ氷河末端付近の標高 192m に設置された自動気象観測装置 AWS(図1)で、1999~2013 年に記録されたものを使用した.

2.3 流量計算

流量は氷河氷の塑性変形成分と底面流速を考慮して求める.

まず塑性変形成分について考える. 氷河内の応力平衡状態は図 3 のような関係になる. 氷河内の応力には,重力によって流れようと する駆動応力,氷河底の基盤から受ける底面摩擦,両岸から受ける 側方摩擦,そして上流,下流側からの垂直応力の傾度による縦応力 傾度成分がある. 縦応力傾度成分は通常の氷河ではかなり小さいた め,本研究では無視する.これらの関係と氷の構成方程式である Glen の流動則を基に塑性変形成分(u-u)は式 2.5 となる.



 $u_s - u_b = \frac{A}{2} (f_1 \rho_i g \sin \alpha)^3 H^4$ (2.5)

ここで u_s は表面流速, u_b は底面流速,g=9.81 m s⁻²は重力加速度, α は表面傾斜,Hは氷厚である.Aは氷 温毎に代表的な値が異なり、ここでは 3.8×10^{-15} s⁻¹ (kPa)⁻³という値 ³⁾を用いる.また f_1 は shape factor と 呼び、側方摩擦の効果を簡便に取り込むパラメーターであり、 $W \ge H$ の比で定められる.

次に、底面流速は実測が困難であるため、3章で述べる各種の仮定を用いる.

3. 数値実験の結果と考察

3.1 氷河内水位分布による表面の流速,標高変化に対する感度実験

氷河内水位分布を仮定し底面流速を求め、表面流速や表面標高変化に与える影響を調べる。 過去にペリート・モレノ氷河の消耗域中流部で全層掘削が行われ、氷河内水位と表面流速を同時に実測した¹⁾.この研究結果から得られた氷河内水位と底面流速の経験式を以下に示す。

 $u_b = 0.91 P_e^{-0.35}$ (2.6), $P_e = \rho_i g H - P_w$ (2.7)

ここで P_e は有効圧力と呼ばれ,式2.7のように氷河氷の 荷重圧力($\rho_i gH$)と氷河底水圧(P_w)との差である.氷河内 水位が高まって,氷河氷の荷重圧力を水頭に換算した上 載圧力水頭($\rho_i / \rho_w H$)に達する状態が $P_e = 0$ で,この場合 は氷河氷が水圧で浮き上がる状態を示す.

本研究でこの経験式を用いて底面流速を求めるには, 氷河内水位の水平分布に関するデータが必要である.し かし,氷河内水位に関しては全層掘削地点における観測 と,氷河末端における湖水位しか知られていない.そのた め氷河内水位を図4の5パターンで仮定し底面流速を計 算した.

図4の氷河内水位を用いて底面流速を求め,算出した 表面流速を示したのが図5である.下流部において観測 値³⁰と計算値に大きな差がある.これは末端の縦応力傾度 成分を無視していることが原因だと考えられる.カービ ング氷河では末端でカービングが起きており,下流部か らの垂直応力が突然なくなっている.そのため縦応力傾 度成分が強くなり計算値以上に流れ出していると考えら れる.その効果が末端距離6000mまで及んでいる可能性 がある.上流側では観測値と同等の値を示している.最も 観測値に近いのはパターンIIIであるが,これは末端の氷 河内水位が上載圧力水頭に近づくため現実的ではない. 次に観測値に近いのはパターンVのときである.このこ とから氷河内水位分布は,パターンVのように上流側で は急傾斜となっていると示唆される.これは氷河表面も 上流側では急傾斜となっていることに整合的でもある.

次に全パターンの2013年の表面標高について図6に示 す.どのパターンも非現実的な上昇を示している.この原 因として縦応力傾度成分を無視したこと以外に,氷厚の 急激な減少による流動の圧縮も考えられる.そこで基盤 地形を直線的な近似から曲線的に近似して緩やかに氷厚 を減少させてみたが,わずかしか改善しなかった.

3.2 流速分布による表面標高変化に対する感度実験

前節では対象範囲全域において,非現実的な表面上昇 が算出された.そこで,図7のように観測値³⁰に近似させ た表面流速分布(パターンVI)と,消耗域中流部から末端 にかけて急増するような表面流速分布(パターンVII)を仮 定し,表面標高変化に対する影響を調べた.パターンVII は,消耗域中流部から末端にかけて表面流速を増大させ 伸張を強くする分布であり,消耗域中流部の表面流速は 他の観測結果による季節変化⁵⁰の最低値とした.算出され た 2013 年における表面標高を図8に示す.パターンVIで は下流側で非現実的な上昇がみられたが,パターンVIIで は全域で非現実的な上昇が抑えられた.この結果から,流



速分布の仮定の違いが表面標高変化に大きな影響を与え ることが分かる.短期間の表面流速だけでなく,季節変化 も含めて流速分布の詳細を知る必要がある.一方,パター ンⅦの消耗域中流部における表面標高変化速度と実測値 ⁴⁾を比較したところ(図 9),実測に近づいてはいるものの 合致してはおらず,さらなる改善,検討が必要である.

3.3 定常状態を仮定した場合の流速,融解量分布の逆算

前節までの多くの仮定では非現実的な表面上昇が算出 された.そこで、参考として表面標高が定常状態となるた めの流速分布を求めてみる.この場合、式 2.1 の左辺 ($\Delta V_{ev}/_{At}$)を0として流量そして底面流速を求める.

算出した表面流速を図 10 に示す. 図 7 のパターンVIIに 類似した分布となった. この結果から,表面流速分布は消 耗域中流部で極小となり,末端にかけて増大する分布が一 般的であることが示唆された.

次に,表面流速が観測値³のまま定常状態になる場合 の,融解量分布を求めてみた.融解量(図 11)は Degree-Day 法による計算値と比べると,全域で大きな差が示され た.下流側では Degree-Day 法による融解量の倍近い値と なった.末端付近では起伏の激しい凹凸面や,クレバス帯 となっており,末端では水中融解も起きていることから, Degree-Day 法で算出される以上の融解が起きていても不 自然とは言えないが,それでも差が大きすぎるように思わ れる.特に上流側では負の融解(涵養)が示されているが, 消耗域のためあり得ない.これらの結果から,現実の表面 標高変化に与える影響は,融解量分布より流速分布の方が 大きいと考えられる.

4. まとめ

本研究の結果から,カービング氷河の変動モデルには, 末端付近の縦応力傾度成分を含める必要があることが明 確となった.そして季節変化を含む底面流速分布をより詳 細に把握する必要がある.また,氷河内水位分布は一様で はないことが示唆された.さらに水中融解を含む末端消耗 に関する推定精度を改善することも望ましい.

引用文献

- Sugiyama, S. *et al.*: Ice speed of a calving glacier modulated by small fluctuations in basal water pressure. Nature Geoscience, 4, 597-600. (2011)
- 2) Sugiyama, S. et al.: Thermal structure of proglacial lakes in Patagonia. J. Geophys. Res. Earth Surface, 121(12), 2270-2286. (2016)
- 3) Stuefer, M.: Investigations on Mass Balance and Dynamics of Moreno Glacier based on Field Measurements and Satellite Imagery. PhD Dissertation, Univ. of Innsbruck, 166pp. (1999)
- 4) Naito, N. *et al.*: Glaciological monitoring regarding dynamic behavior of Glaciar Perito Moreno, Southern Patagonia Icefield in 2003-2010. Glaciological and Geomorphological Researches in Patagonia: 2003-2009, ed. by M. Aniya and R. Naruse, 170-174. (2012)
- 5) Minowa, M.: Frontal ablation of Glaciar Perito Moreno, a lake-terminating glacier in Patagonia. PhD Dissertation, Hokkaido Univ, 112pp. (2017)
- 6) Takeuchi, Y. *et al*: Annual air-temperature measurement and ablation estimate at Moreno Glacier, Patagonia. Bull. Glacier Res., 14, 23-28. (1996)

