

南パタゴニア氷原・グレイ氷河の末端変動メカニズム

Relationship between buoyancy and retreat of Glacier Grey in the Southern Patagonia Icefield

山本淳博（北海道大学低温科学研究所・大学院環境科学院）

箕輪昌紘（北海道大学 低温科学研究所）

杉山慎（北海道大学 低温科学研究所）

Yoshihiro Yamamoto, Masahiro Minowa, Shin Sugiyama

1. はじめに

パタゴニア氷原は南半球で最大の温暖氷塊であり，そのうち南パタゴニア氷原は 12550km^2 を占める¹⁾．南パタゴニア氷原から流出するほとんどの氷河がフィヨルドや湖に流入するカービング氷河であり²⁾，1984年から2010年にかけてその殆どが後退している³⁾．カービング氷河は陸に末端をもつ氷河に比べて後退が急速であることが知られているが⁴⁾，特にパタゴニアでは研究例が少ないため，変動メカニズムの理解が遅れている．カービング氷河の後退要因として，氷河前縁湖の湖底地形の影響が提案されている⁵⁾．本研究の対象地であるチリのグレイ氷河では，1979年以降後退が続いており，特に1990年代後半にかけて大規模なカービングが起こったことが人工衛星データを使った過去の研究から明らかになっている⁶⁾．しかしその末端変動の詳細な研究は2000年以降に限られており，また2003年以降変動は明らかになっていない．さらに氷河前縁湖の底面地形の詳細な観測はされておらず，グレイ氷河の後退のメカニズムについて詳しい研究報告はない．そこで本研究で，2016年までの最新の人工衛星画像を用いてグレイ氷河の末端変動を解析し，1979年から現在までの氷河変動を解析した．また，2016年と2017年にグレイ氷河前縁湖にて現地観測を実施して，湖の深度分布を測定した．得られた観測データと氷河変動の原因として考えられる気候データを用いて，グレイ氷河における近年の変動メカニズムを解明することが本研究の目的である．

2. 研究対象地

グレイ氷河は2000年において全長29km，面積 275.6km^2 であり，100–2344m a.s.l. の標高に位置している．1975年から人工衛星を用いて観測されており，当時グレイ氷河は中央末端と東側末端の2つに分離していた．その後2000年に氷河末端は東側，中央側，西側の3つに分離した．

3. 手法

グレイ氷河の末端変動解析には，米国地質調査所（USGS）で無償配布されているLandsat衛星の画像を用いた．使用した画像はLandsat 2, Landsat 4, Landsat 5, Landsat 7 ETM, Landsat 8が1979–2016年に撮影した合計88枚の画像である．解像度はLandsat 2, Landsat 4が60m，Landsat 5が30m，Landsat 7 ETM, Landsat 8が15mである．氷河の末端部分を東側，中央側，西側の3つに分けて，それぞれの末端部に指定した範囲内の面積をQGISにより目視にて算出した．その後，面積変化量を指定領域の横幅で割

ることで、各氷河末端における平均的な移動距離を算出した⁷⁾。面積は目視により算出したため、末端位置の測定誤差はそれぞれの画像の解像度と同等であると仮定した。

湖底地形の測定は 2016 年 1-2 月と 2017 年 3 月に行った。測定は Lorance 社のソナー HDS-7 を使用し、振動子には Airmar B75M (80kHz) と Airmar P319 (50kHz) を用いた。小型ボートの側面に設置した金属パイプの先に振動子を取りつけて、10km h⁻¹ 程度の船速で移動しながら毎秒深度データを記録した。

気候データは、NOAA が無償配布している Punta Arenas (南緯 50 度 10 分、西経 70 度 56 分) の気象ステーションの気温データを使用した。観測期間は 1973 年から 2017 年までである。

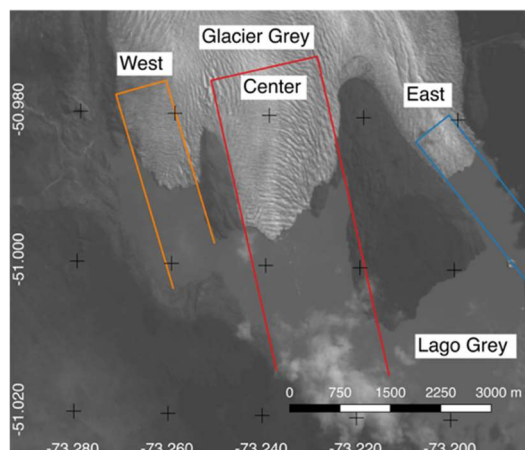


図 1 グレイ氷河末端部の Landsat 8 画像画像 (2017 年 2 月 13 日)。氷河末端の平均的な変動距離を解析するために、青、黄色、赤で示した範囲の面積変化を測定した。

4. 結果

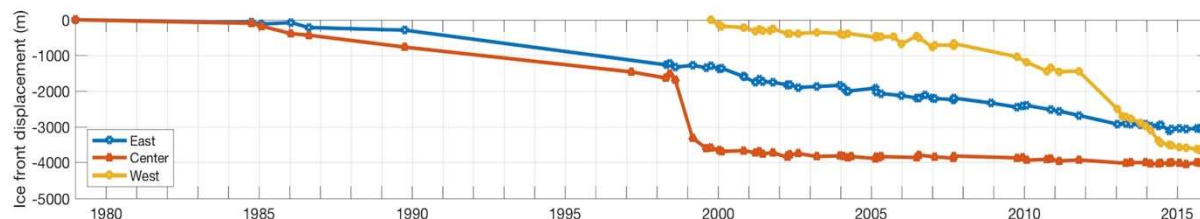


図 2 1979 年から 2016 年における各末端の移動距離。縦軸は負の方向に氷河後退を示す。青、赤、黄色はそれぞれ東側、中央、西側末端の挙動を示す。

末端変動を解析した結果、3 つの末端においてそれぞれ異なる挙動が明らかになった (図 2)。東側末端は 1985 年以降 105m² a⁻¹ で後退し、その後退速度はほとんど変化していないことが明らかになった。一方で西側末端は 2011 年まで 52m² a⁻¹ の速度で後退したのに対して、2011 年以降は 327 m² a⁻¹ と 6 倍以上の速度で後退が進んでいることが明らかになった。中央末端は 1979 年から 1989 年までは 84m² a⁻¹、1990 年から 2016 年までは 41m² a⁻¹ とほぼ一定の後退速度であったが、1989 年から 1990 年の 1 年間で約 0.8m と急速に後退していたことが判明した。

測深の結果を図 3 に示す。中央末端の前縁において湖が他の領域に比べて深く、中央末端から約 1.4km の地点に位置する最深部は 467m であることが判明した。西側末端の前縁約 0.8km では 228m、東側末端では氷河末端から約 0.5km 付近で 246m を観測した。

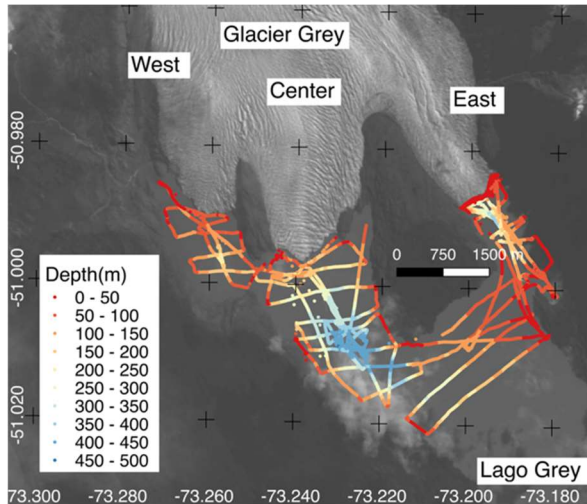


図3 測深を行った船の航跡に沿ってカラースケールで水深を示す．暖色から寒色にかけて水深が大きくなることを示す．

5. 考察

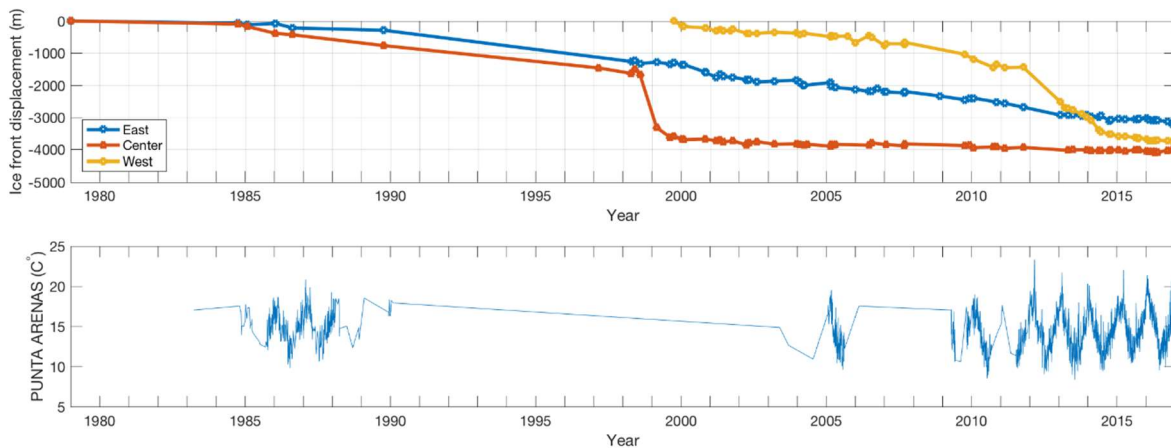


図4 氷河の末端変動と Punta Arenas の気温変化．

各末端の変動を Punta Arenas における気温変化と比較した結果を図4に示す．2012年以降に西側末端での後退速度が増加しているが，このタイミングで顕著な気温変動は見られない．中央末端が急激に後退した1998年に他2つの末端に大きな変動が見られないことから，末端の急激な後退は気温以外の要因に起因すると考えられる．

そこで各末端の変動と氷河前縁湖の基盤地形との比較を行った．まず中央末端では，1989年における末端位置から上流側にかけて基盤地形が深くなっており，1998年における末端位置付近で再び湖が浅くなっている．したがって，大規模なカービングが発生した1989年8月から1999年1月にかけて，湖が周辺よりも深い場所に氷河末端が位置していたことが明らかになった．西側末端では2010年から2013年にかけて氷河末端が湖が深い地域にあった．この末端では2012年から後退速度が増加しており，末端が位置する場所の基盤地形が深くなっていることに影響されていると考えられる．最後に東側末端では，1979年から2010年まで末端位置における基盤地形に大きな起伏は見られない．しかし，その後2010年以降において氷河末端が基盤地形の深みに入り，浅い場所まで後退する様子が確認出来た．東側末端は広範囲に渡って基盤地形が比較的一様であるため，氷河の後退量がほぼ一定であったと考えられる．また氷河の幅が比

較的狭いため、側岸との接触による応力が末端の後退を抑制していた可能性がある。以上の解析から、基盤地形の起伏が広範囲で変化した中央末端と西側末端では、氷河急激な後退に基盤地形が重要な役割を果たしていたことが示唆された。

氷河末端付近では、氷河全体の上載荷重と末端にかかる浮力の 2 つの力が主に働いている。このバランスが不安定になる時にカービングが起これと考えられる。湖底地形が深くなる場所では水面下での氷厚が増加する事によって、浮力が上載荷重を上回るために大規模なカービングが起これと考えられる。一方で本研究では基盤地形が浅くなるような場所で大規模なカービングが発生したが、基盤地形の起伏以外の要因でも氷河末端にかかる力のバランスが崩れたと推測される。

6. まとめ

本研究では、南パタゴニア氷原グレイ氷河における氷河末端変動を、1979 年から現在までの人工衛星画像を用いて解析した。また 2016 年と 2017 年に行った湖の測深データと NOAA から取得した気温データと末端変動との比較を行った。3 つに分かれた氷河末端は、測定期間中にそれぞれ異なる変動を示した。中央末端は 1998 年 8 月から 1999 年 1 月にかけて特に急激な末端後退を示し、5 カ月の間に 1.5km² の面積を消失した。2014 年から 2016 年までは最高気温が 17℃から 20℃と増加しているが、2012 年から 2014 年にかけては 18℃から 17℃と僅かに下がっている。しかし西側末端における急激な後退は 2012 年から 2014 年にかけて起こっており、気温の変化以外の要因で変動していることが考えられる。現地観測で得られた氷河湖の基盤地形の起伏と氷河末端の変動を比較した結果、深みに入ったあと浅みに戻る過程で後退量が増加したことが明らかになった。本研究の結果は、氷河の後退と基盤地形の相関性を示唆するものである。

【参考・引用文献】

- 1) Aniya, M., Sato, H., Naruse, R., Skvarca, P., and Casassa, G, 1996 : The use of satellite and airborne imagery to inventory outlet glaciers of the Southern Patagonia Icefield. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, **62**, 1361–1369.
- 2) Rignot, E., Rivera, A., and Casassa, G., 2003 : Contribution of the Patagonia icefields of South America to global sea level rise. *Science*, **302**, 434–437.
- 3) A, White and L. Copland, 2015 : Decadal-scale variations in glacier area changes across the Southern Patagonian Icefield since the 1970s Arctic, *Antarctic, and Alpine Research*, **47**(1), 147–167.
- 4) Benn, D. I., Warren, C. R., and Mottram, R. H., 2007 : Calving processes and the dynamics of calving glaciers, *Earth-Science Reviews*, **82**, 143–179.
- 5) Nick, F. M., A. Vieli, I. M. Howat, and I. Joughin 2009 , Large scale changes in Greenland outlet glacier dynamics triggered at the terminus, *Nat. Geosci.*, **2**(2), 110–114, doi:10.1038/ngeo394.
- 6) Rivera, A S, Casassa, G, 2004 : Ice elevation, areal, and frontal changes of glaciers from National Park Torres del Paine, Southern Patagonk Icefield Arctic, *Antarctic, and Alpine Research*, **36**(4), 379–389.
- 7) T. Moon, I. Joughin 2008 : Changes in ice front position on Greenland's outlet glaciers from 1992 to 2007, *Journal of Geophysical Research*, **113**, F02022, doi:10.1029/2007JF00092.