

北パタゴニア氷原・エクスプロラドーレス氷河の特徴と短期流動速度

○澤柿 教伸 (北海道大)
 青木 賢人 (金沢大)
 安仁屋 政武 (筑波大)

1. はじめに

南米パタゴニア氷原は総面積 17,200 km² を占め (Aniya *et al.*, 1996), 南半球では南極氷床に次ぐ面積の氷原である (図 1). 氷原からは多くの溢流氷河が流出しており, これまでの研究結果から, それらのほとんどが後退傾向にあることが明らかにされている (Aniya, 1992; Aniya *et al.*, 1997). パタゴニア氷原全体でみた場合, 1944 年以降の後退に伴う氷の融解量は, 海面変動の 3.6% に寄与しているという見積もりもあり (Aniya, 1999), その動向が注目されている.

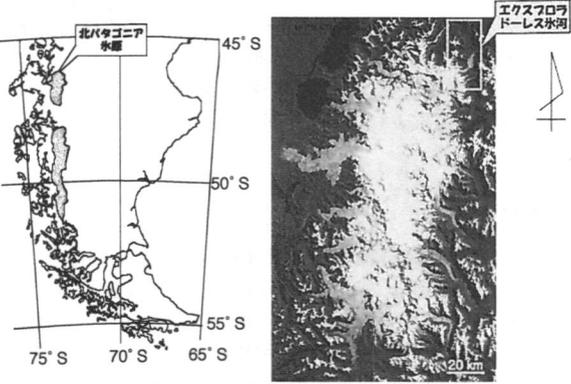


図 1. 北パタゴニア氷原の位置, および北パタゴニア氷原の衛星画像 (ETM432 Mar. 11, 2001)

パタゴニア氷原は大きく南北の二つの氷体に分けられるが, 2003 年 12 月に, 北パタゴニア氷原 (4,200 km²) にあるエクスプロラドーレス氷河 (図 1) において, 地形・氷河学的な現地調査を行ったので報告する.

2. エクスプロラドーレス氷河

エクスプロラドーレス氷河は, 北パタゴニア氷原北東端上に突出している San Valentin 山 (3910 m) を源流域とし, 北北東に向かってエクスプロラドーレス谷へと溢流する氷河である. 厳密には溢流部は氷原本体からは切り離されていて, San Valentin 山北麓の岩壁を経由して, 雪崩や北パタゴニア氷原から崩落する氷体によって涵養されている. 溢流部の全長はおよそ 30 km, 末端部の高度は約 230 m で幅は約 4 km である. 氷河本流にはいくつかの支谷が合流し, それぞれに氷河が存在するが, 支谷内の氷河は現在では本流とは切り離されている.

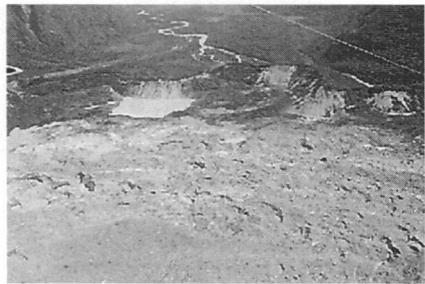


図 2. エクスプロラドーレス氷河の末端部

氷河の末端 (標高 230 m 付近, 図 2, 3) には, 樹木等の植生に覆われた比高約 100 m のターミナルモレーンがある. そこから上流 2 km にわたって氷河は巨礫を含むデブリに覆われており, ハンモッキーな表面形態をなしている. ターミナルモレーンの内側, および



図 3. ターミナルモレーン

そのすぐ上流側にある数列のリッジには氷体が存在し、アイスコアード・モレーンである事が確認できた。

ターミナルモレーンのすぐ内側には、融解水がせき止められてできた池がいくつか存在する。モレーンの内側にも樹木が侵入しているが、凹地に生えた樹木が浸水している箇所があり(図4)、このことから、かつてモレーンの内側へと樹木が侵入した安定期があって、その後、ほぼ現在において急速に氷体の融解が進行していることが伺える。

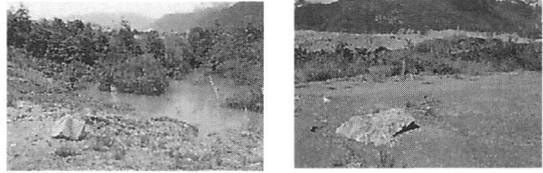


図4. モレーン内側の池と砂礫に埋まった木

3. 年代試料

モレーンの礫層を覆うシルト粘土質土層を掘削したところ、深度約 50 cm でモレーン礫層に達し、その直上の土層最下部から葉片を採取する事ができた。この他の1地点で木片を、2地点で有機物質を採取した(図5の★地点)。放射性炭素年代測定の結果、葉片および有機物質は 108~126 yr BP の年代を示し、木片からは 1900±50 yr BP の年代を得た。上記のうち 100 年程度の若い年代は、産業革命以降の年代を示すため、ほぼ「現在」と等しいものと解釈しておく。

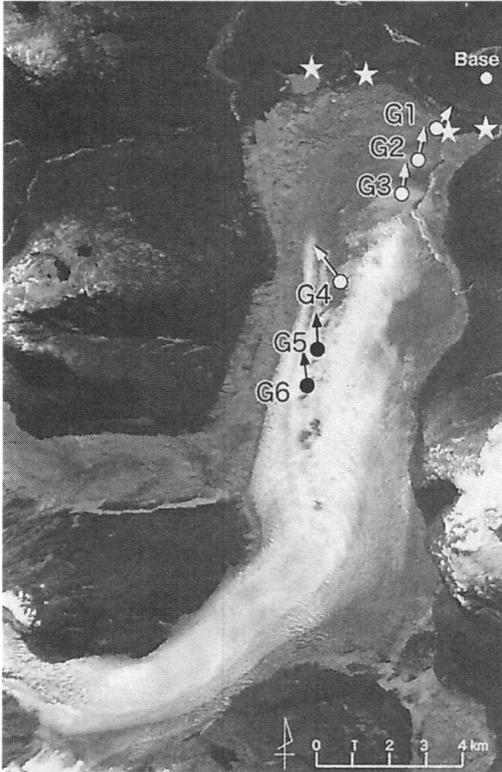


図5. 年代試料採取地点と流動速度分布 NASA: The Gateway to Astronaut Photography of Earth. Date: 20030331, GMT Time: 152942, ESC_large_ISS006_ISS006-E-42382.JPG の画像上におおよその位置をプロット。

パタゴニア氷原から溢流する他の氷河では、完新世には、3600 yr PB (I), 2200 yr BP (II), 1600-900 yr BP (III), および小氷期 (IV) の前進期があったことが確認されている (Aniya and Naruse, 1999)。木片の年代は Maximum Age を、葉片および有機物質の年代は Minimum Age をそれぞれ示すと考えられるので、今回得られた年代では、このターミナルモレーンが、ステージ III あるいは IV のいずれの時期に形成されたかを明らかにすることはできない。しかし、現地での観察結果では、植生の進入状態や土壌の発達程度、およびアイスコアの保存状態などから判断して、小氷期以前に形成された可能性が高いと考えられる。なお、もし、これが小氷期よりも一つ前の前進期(III)に相当するとすれば、小氷期のモレーンは顕著なリッジとして存在しないことになり、他の氷河にはみられない特徴を有することになる。

今後は、引き続き年代試料の発掘につとめ、浸水しつつあるエリアの樹木やモレーン外側の樹林の年輪解析などを行い、モレーンの形成時期や顕著な融解が始まった時期を特定していきたい。

4. 流動観測

氷河末端から上流およそ 7 km まで間の 6 点で、GPS による相対測位を行い、短期の流動速度観測を行った（表 1、図 5）。氷河上に直接観測点をもうける事は困難なため、便宜上、氷河上の巨礫の位置を計ることで氷河上の位置を代表させた。基点はベースキャンプに設け、ここと氷河上の各観測点との相対距離は 1~10 km である。相対測位では、1~10 ppm の精度が得られるので、この基線長では、数ミリ~数センチの変化が検出可能である。

表 1. GPS 測位による氷河表面の変位量

Point	Horizontal (m)	Vertical (m)	days	Horizontal (cm/day)	Vertical (cm/day)
G1	0.58	1.31	9	6.48	14.51
G2	0.73	0.99	9	8.10	11.01
G3	0.83	1.20	9	9.27	13.28
G4	0.68	-0.08	8	8.47	-0.94
G5	0.91	-0.18	8	11.43	-2.23
G6	0.67	-0.19	8	8.38	-2.33

流動観測の結果、デブリに覆われたハンモッキーモレーン帯（G1~G3）でも流動が検出され、氷河は最外縁のターミナルモレーンのすぐ内側まで流動していることが明らかとなった。また、観測期間に十数センチの氷河表面高度の上昇が見られた。なお、簡易的ではあるが、（G2 と G3 の間において）20 cm ほど氷に埋め込んだステーキが数日間で倒れ、末端付近の表面融解量は相当のものがあることを確認した。この他に氷河底面や内部での融解もあることを考えると、融解分を補ってさらに氷河表面高度を上昇させるに十分な湧昇流があるものと考えられる。

一方、表面にデブリがなく、クリーンアイスとなる中流部（G4~G6）では、ハンモッキーモレーン帯と比較してより高速な流動が観測された。また、この範囲では氷河表面高度は低下傾向にあった。以上の結果およびクリーンアイスからハンモッキーモレーン帯へと移行する地点（G2・G3 付近）に明瞭な横断リッジが存在しているという地形的特徴から考えて、G2・G3 付近で圧縮流に伴うシアーが発生しているものと推定される。

5. 考察

今回は融解最盛期よりも前の非常に短期間の観測であったため、この結果を年間の変動量に換算することは難しい。また、末端に巨大なターミナルモレーンが存在するため、氷河末端の季節変動があったとしても、この位置以上の前進を検出できる可能性は低く、末端変動で氷河の盛衰を見積もることは困難であると考えられる。

氷河の質量収支に関して、GPS 測位で観測可能なものの一つに氷河表面高度の変動がある。図 6 に示したように、模式的には、氷河表面の垂直変動は、観測期間における融解レートと湧昇流成分との差であらわされる。湧昇流成分が融解レートを上回れば、垂直変動はプラスになり、逆の場合はマイナスの値をとることになる。

一般的に、融解レートは年間を通して常にプラスではあるものの、冬季間にはゼロに近くであろう。冬季には同時に、流動速度も氷河全体で低下することが予想され、コンプレッ

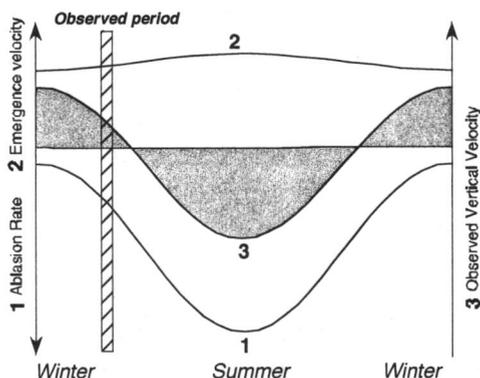


図6. 氷河末端部の融解レートと流動速度の湧昇流成分との関係の模式図. 1: 融解レートの季節変化(y軸下向き), 2: 湧昇流成分の季節変化, 3: 観測される表面高度上昇速度の季節変化. 1と2の振幅量は未知であるが, 3の実測値が, 初夏(斜線の時期)の9-10日間でプラスの値を示したことを考慮して模式的に示した. 網掛け部の面積は, 正味の氷河表面高度の低下・上昇量を示し, 両者の和が0の時に年間の収支が釣り合う.

ションを受ける末端域の湧昇流成分も小さくなると考えられる. 一方, 夏期の融解期に向けて, 融解レート・流動速度はともに大きくなるはずである.

氷河末端の前進・後退量に代わるものとして, 今回の観測では, 表面高度変化量にプラスの値が得られ, 少なくとも盛夏前の一時期には, 融解レートを上回る湧昇流成分があることを示している. 盛夏には, おそらく, 融解レートが湧昇流成分を上回って, 表面高度変化量はマイナスになり, 年間の収支をゼロに近づける働きをするのであろう.

なお, 今回の観測期間から一年を経過した時期に, 今回設置した観測点を再測することによって, 年間の変化量を求めていく予定である. できれば冬季にも流動観測を行うことも検討している. それらの結果から, 年次収支として, 氷河末端高度低下量や正味の融解量等について検討していきたい.

謝辞

現地調査では, Gonzalo Bracza 氏(現筑波大学大学院院生)および筑波大学大学院生の谷川朋範氏にご協力頂いた. また, 北海道大学低温科学研究所の成瀬廉二助教授をはじめとする氷河氷床研究グループの方々, 北海道大学大学院地球環境科学研究科地球生態学講座の方々には, 有益な議論をしていただいた. 記して謝意を表します.

参考文献

- Aniya, M. (1992) Glacier variation in the Northern Patagonia Icefield, Chile, between 1985/86 and 1990/1991. *Bulletin of Glacier Research*, **10**, 83-90.
- Aniya, M. (1999) Recent glacier variations for the Hielos Patagonicos, South America, and their contribution to sea-level change. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, **31**, 165-173.
- Aniya, M. and Naruse, R. (1999) Late-Holocene Glacial Advances at Glacier Soler, Hielo Patagonico Norte, South America. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, **20**, 69-83.
- Aniya, M., Sato, M., Naruse, R., Skvarca, P. and Cassa, G. (1996) The use of satellite and airborne imagery to inventory outlet glaciers of the southern Patagonia icefield, South America. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, **62**, 1361-1369.
- Aniya, M., Sato, M., Naruse, R., Skvarca, P. and Cassa, G. (1997) recent glacier variations in the Southern Patagonia Icefield, South America. *Arctic and Alpine Research*, **29**, 1-12.