

棚氷底面融解量のパラメタリゼーションによる氷床-海洋相互作用 "Ice-Ocean interaction study with a simple parameterization of sub-ice-shelf melting rate"

佐藤 建 (北海道大学低温科学研究所), Ralf Greve (北海道大学低温科学研究所)、
Ben Galton-Fenzi (Antarctic Climate and Ecosystem CRC), Roland Warner (Antarctic
Climate and Ecosystem CRC)

Tatsuru Sato, Ben Galton-Fenzi, Ralf Greve and Roland Warner

1. はじめに

IPCC 第四次レポートで将来的な海水順予測の不確定性の大きな原因となっていたのは南極氷床の質量収支変動である。近年の衛星観測の発展により、南極氷床全体での質量収支が負であり、減少速度も加速していることがわかった¹⁾。近年は沿岸部、棚氷での表面、底面融解が活発化しており、特に底面融解量の上昇で棚氷が薄くなって氷床を抑える力が減少することによって内陸からの流出が促進されているとされる²⁾。これは先に挙げた海水準予測の不確定性に影響をあたえたものの一つである。

このように棚氷底面での底面融解プロセスは南極氷床の質量収支の解析には非常に重要だが、それが分かりだしたのはごく近年である。棚氷底面での融解量を海洋モデルで見積もった研究ではその量は 800Gt~1600Gt³⁾⁴⁾などとなっている。最新の衛星観測によると底面融解による損失は 1300Gt、カービングによる損失は 1000Gt 程度なので半分以上が底面融解によるものだとされている⁵⁾。南極氷床の将来予測のためのモデル研究の一つに SeaRISE 実験がある⁶⁾。この実験では氷床表面の温暖化による融解の効果、底面すべりの変化による氷床の加速の効果、棚氷底面の融解による内陸氷床の加速に分けた実験を行った。この結果、棚氷融解による氷床量の減少が大きい効果であるとわかったが、この実験では棚氷の融解量が非常に単純に設定されている。

こうした将来予測実験のためには棚氷の底面融解の気候分布を氷床モデルの入力にすればよいのだが、接地線やカービングフロントの変化により棚氷の領域が変化するために、融解量が定義できていない点が生じてしまう。また別の方法として海洋モデルと氷床モデルを結合することも一つの手法だが、時間スケールが異なるために現実的には難しい。典型的な時間スケールは氷床では 1 万~10 万年、棚氷では 100~1000 年であり、海洋の時間スケールは 1 年程度となる。また、海洋モデルは領域の変化を扱っていないために双方を完全に結合させるのは難しい。こうした問題を解決するための方法の一つが、棚氷の下の融解量について物理的妥当性を持った簡略化したパラメタリゼーションを行うことである。

棚氷の下での融解の影響を氷床モデルに導入する試みはこれまでもなされてきた⁷⁾。しかし、これらの見積もりは棚氷全域に一律に与えるなど、物理的に妥当でないものもあった。一方で海洋循環の研究でも棚氷下の熱交換を見積もるパラメタリゼーションの研究が行われてきた⁸⁾。本研究では Beckmann and Goosse (2003)らの棚氷底面の融解量見積もりを応用し、さらに海洋モデルを利用して融解量⁹⁾の特徴を考え、氷床モデルのためのパラメタリゼーションの開発を行う。

2. 手法

Beckmann and Goose (2003)は棚氷と海洋の間全体での熱フラックスを考察し、全体の熱量は以下のようにになると考えた。

$$Q_{net} = \rho_w C_{pw} \gamma_t (T^* - T_f)$$

ここで、 Q_{net} は棚氷と海洋の間の熱フラックス、 ρ_w は海水の密度、 C_{pw} は海水の比熱、 γ_t は熱交換係数である。また T^* は棚氷外部の海洋の温度、 T_f は棚氷下の融解点の温度である。この場合の棚氷全体での融解の総量は下記のようになる。

$$m = Q_{net} / \rho_i L$$

ここで m が融解速度、 L は融解潜熱、 ρ_i は氷の密度である。

この融解量は T^* の範囲が少なければ温度に対して線形であるが、南極の広い範囲の棚氷下のことを考える場合には広い範囲の影響を考える必要があり、融解量は温度に対して非線形になる¹⁰⁾。これに対応するため、熱交換係数をその場所の強制力に依存するような係数 Ω をかけて、融解量を温度に対するヘビサイド関数にする。この研究ではこの係数の値がどのようになるかを、海洋モデルによる底面融解量分布を参照して検討した。

3. 海洋モデル解析と考察

棚氷下の融解点温度が圧力に依存するため、水圧の高い深部での融解量が高くなる。Galton-Fenziによる海洋循環モデルにより見積もられた棚氷底面の融解量をそれぞれの深度ごとに分けると、図1のようになる。これを見ると、深部での融解量が高くなる一方、浅い部分の大きな融解量を持つことがわかる。また、棚氷下の大部分の点では年間の融解量が1m/aに満たないということも分かった。

さらに海洋モデルによる南極全体の底面融解量について、年融解量が1m/aを超える所に色付けし、それ以外の部分と分けると図2のようになる。これを見ると、棚氷融解量が高い点は深い接地線付近と棚氷の先端部(冰山分離域)に分けられ、それ以外の部分は融解、再凍結量が限られることが分かった。

こうした冰山分離域の高い融解量の原因は幾つかのことが考えられる。棚氷下での熱交換量は境界層と棚氷底面の温度差と、境界層での海水の摩擦速度に比例すると考えられる。この摩擦速度というのが上に述べた熱交換係数を変化させるものである。このことから考えると、夏季の海面水温の上昇、風応力による表面部での混合などが高い融解量の原因であろう。

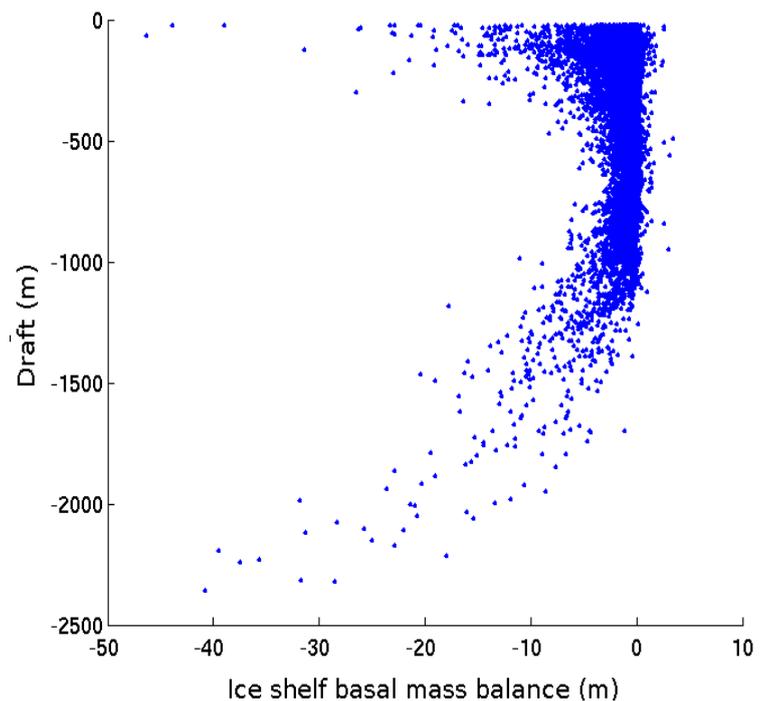


図1. 棚氷底面融解量と底面の深度の分布図

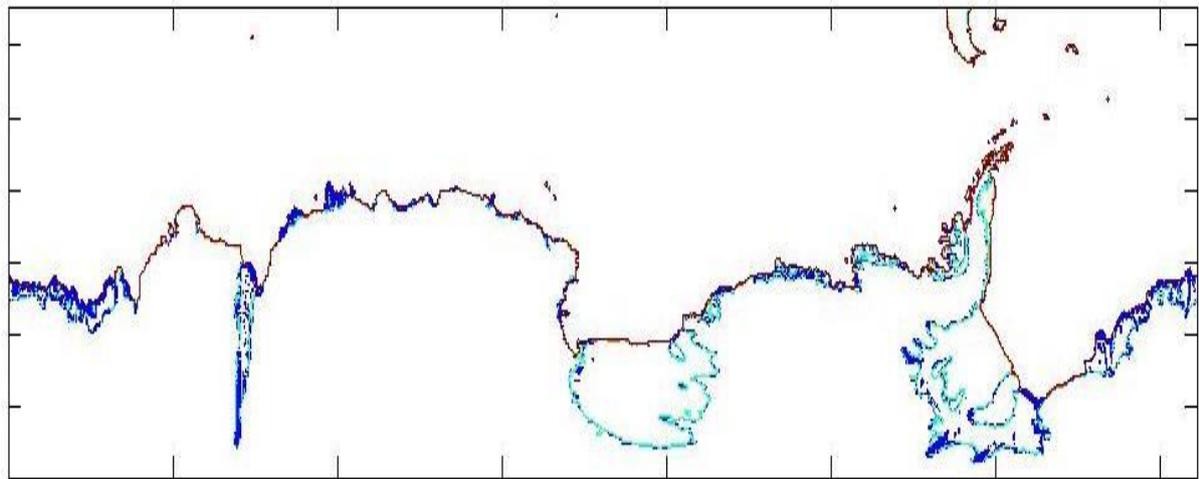


図2. 海洋モデルでの見積もりで底面融解量が1m/a以上の地点の分布

以上のような結果を踏まえて、棚氷域を接地線付近、冰山分離域、それ以外の部分の三つに分けて γ の値を変えることでパラメタリゼーションを行った。南極の棚氷の地形にあてはめた結果が図3である。この結果を見ると、海洋モデルで現れるような

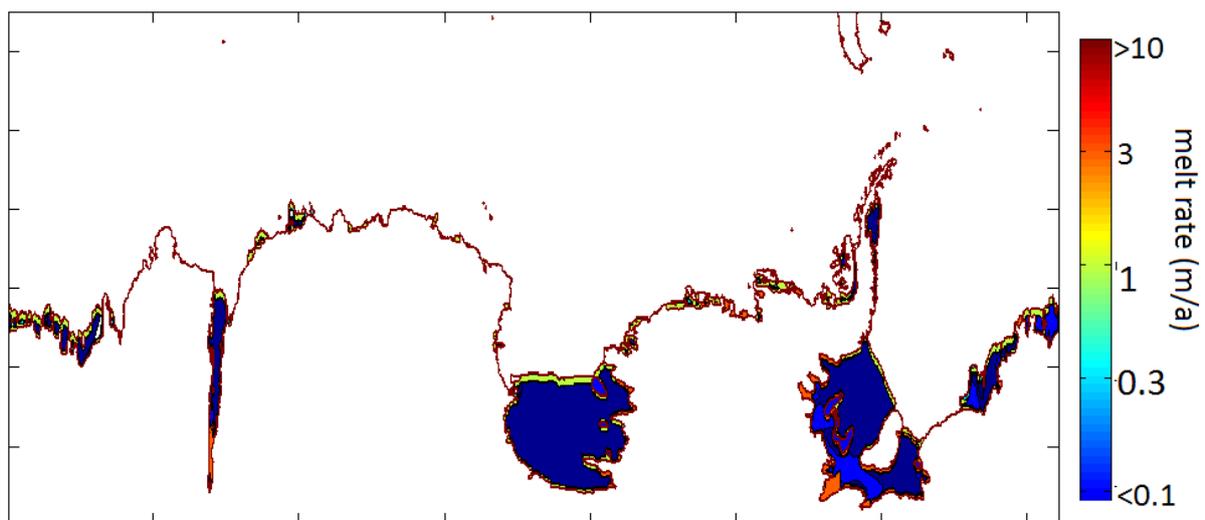


図3. パラメタリゼーションにより見積もられた南極氷床全体の棚氷底面融解量

棚氷の融解量分布が再現出来ている。また、棚氷下の融解量の積算値は1457Gtであり、衛星観測の結果に比べても妥当な量となっている。

4. 結論

棚氷底面の融解量のパラメタリゼーションのために海洋モデルで見積もられる融解量を解析した。この結果接地線付近、冰山分離域での高い融解量が見積もられた。棚氷底面での融解量が外洋との温度差と、その場所での摩擦速度に依存することから、これらが高い両区間で高い融解量となると考えられる。融解量のパラメタリゼーションを3区間に分けて行ったところ、妥当な底面融解量を得る事が出来た。

本質的には接地線付近で融解量が高くなる原因と、冰山分離域で融解量が高い原因

は同じではない。前者の原因は接地線付近が深く、融解点温度が高くなること、キャビティが狭くなって流速が上がること、下面から棚氷に入り込んだ暖かい水が初めにぶつかる点であることが要因となるだろう。一方で氷山分離域では、表面の暖かい水の一部が直接棚氷下に潜り込むことが原因であると考えられる。この場合境界層の厚さや表面風速、潮汐や海氷のでき方など多くの要因に左右される。これらを分けた設定を行うことが課題である。氷山分離域の融解について海洋循環の観点からはどれだけ暖かい渦が大陸棚付近まで入り込んで来て、そこに何らかのパターンがあるかを解析できれば南極海の循環の解明にも繋がり、融解量のパラメタリゼーションの観点からも各領域での融解量分布の設定にも役立つだろう。

参考文献

- 1) Rignot, E., I. Velicogna, M. R. Van den Broeke, A. Monaghan, and J. Lenaerts., 2011, Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise. *Geophysical Research Letters*, 38(5):L05503.
- 2) Rignot, E., Changes in ice dynamics and mass balance of the Antarctic ice sheet. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 364(1844):1637{1655, 2006.
- 3) Timmermann, R., Q. Wang, and H. H. Hellmer (2012), Ice-shelf basal melting in a global finite-element sea-ice/ice-shelf/ocean model, *Annals of Glaciology.*, 53(60), 303–314
- 4) Kusahara, K., Hasumi, H. 2013. Modeling Antarctic ice shelf responses to future climate changes and impacts on the ocean. *Journal of Geophysical Research: Ocean*. DOI: 10.1002/jgrc.20166
- 5) Rignot E, Jacobs S, Mouginot J, Scheuchl B. 2013, Ice Shelf Melting Around Antarctica, *Science*, DOI: 10.1126/science.1235798
- 6) Bindschadler, R. A., S. Nowicki, A. Abe-Ouchi, A. Aschwanden, H. Choi, J. Fastook, G. Granzow, R. Greve, G. Gutowski, U. C. Herzfeld, C. Jackson, J. Johnson, C. Khroulev, A. Levermann, W. H. Lipscomb, M. A. Martin, M. Morlighem, B. R. Parizek, D. Pollard, S. F. Price, D. Ren, F. Saito, T. Sato, H. Seddik, H. Seroussi, K. Takahashi, R. Walker and W. L. Wang. 2013. Ice-sheet model sensitivities to environmental forcing and their use in projecting future sea level (the SeaRISE project). *Journal of Glaciology* 59 (214), 195-224.
- 7) Sato, T., Greve, R. 2012. Sensitivity experiments for the Antarctic ice sheet with varied sub-ice-shelf melting rates. *Annals of Glaciology*, 53(60), 221-228.
- 8) Beckmann, A., Goosse, H. 2003. A parameterization of ice shelf–ocean interaction for climate models. *Ocean modelling*, 5(2), 157-170.
- 9) Galton-Fenzi, B, 2010, Modelling the interaction between Antarctica and the Southern Ocean, *Ocean Science -The fourth CAWCR Workshop*, 9, Hobart, pp. 33-37
- 10) Holland, Paul R., Adrian Jenkins, and David M. Holland. (2008) The response of ice shelf basal melting to variations in ocean temperature. *Journal of Climate* 21 ,2558-2572.