

ПОВЕРХНОСТНЫЙ БАЛАНС МАССЫ И ПОЛОЖЕНИЕ ЛИНИИ НАЛЕГАНИЯ НА ЛОЖЕ ДРЕВНИХ АРКТИЧЕСКИХ ЛЕДНИКОВЫХ ЩИТОВ

¹Кашдан А.И., ^{2,3}Шейнкман В.С.

¹ Политехнический институт Монреаля, Монреаль, Квебек, Канада

² Институт криосферы Земли Тюменский НЦ СО РАН, Тюмень, Россия

³ Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

Проведено палеогляциологическое моделирование для секторов Северной Европы и западной Арктики с запуском серии симуляций с различными параметрами аккумуляции – в виде шума при относительно одинаковой топографии ложа различных профилей Британо-Ирландского, Скандинавского и Баренцево-Карского ледникового щитов во время, до и после МИС 1. В ходе моделирования пошагово контролировалась средняя скорость аккумуляции древних ледников, меняющая положение линии налегания ледника на ложе в ходе его движения и при переходе на плав на мелководье. Экспериментально определено стандартное отклонение параметра аккумуляции, взятое из распределением Гаусса - Лапласа, которое изменяет диапазон эволюционирующего положения линии налегания в процессе моделирования.

Ключевые слова: *поздний плейстоцен, Арктика, палеогляциологическое моделирование, линия налегания, аккумуляция*

Постановка задачи

В ходе исследования поставлена задача получения ответов на следующие вопросы:

1. Если изменяется амплитуда изменчивости скорости снегонакопления, как изменяется положение линии налегания ледника на ложе?
2. Когда изменяется средняя скорость снегонакопления, как изменяется среднее положение линии налегания на ложе и какое влияние это оказывает на диапазон прогнозируемого положения данной линии?
3. Как Британо-Ирландский ледниковый щит перехватывал часть твердых осадков, которые могли бы аккумуляроваться на Скандинавском и Баренцево-Карском ледниковых покровах и как это отражалось на динамике линии налегания этих ледников на ложе?

Материалы и методы исследования. В проведенном исследовании применялся комплекс методов, связанных с палеогляциологическим моделированием. Чтобы понять, как аккумуляция и абляция влияла на устойчивость ледника, сначала рассмотрено их влияние на устойчивое положение фронта, а затем, на следующем шаге, оценено их влияние на временные изменения конечного положения ледника.

Для моделирования морского ледникового щита вблизи пиков неровностей ложа использована одномерная модель линии потока с решением *shallow stream/shelf approximation (SSA)* и уравнения сохранения массы для определения изменений толщины льда, скорости и конечного положения, как описано в [Schoof, 2007] и во многих других работах [Robel et al. 2018]. Предполагается, что ложе ледника заканчивалось там, где он погружается в морскую воду, и в случаях, которые мы рассматриваем в данном исследовании, ледяной поток в основном двигался по умеренно скользкому дну “*moderately slippery bed*”. Были смоделированы скорости движения ледника, его толщина и конечное положение для предписанного поверхностного баланса массы – *SMB* (чистое годовое снегонакопление и поверхностное таяние), который предполагаем равномерным по поверхности ледника. Положение конечных точек определялось с помощью уточненной подвижной сетки. Устойчивые состояния ледника определялись путем численного решения для состояний ледника с темпами изменения, которые равны нулю с точностью до машинной погрешности. Также воспроизведена суть результатов, описанных здесь ниже – в стационарном и переходном режиме, используя моделирование

с высоким разрешением численной модели ледника *Elmer/Ice Full-Stokes*, что указывает на то, что упрощение *SSA* не влияет на суть выводов в данном исследовании.

Результаты и их обсуждение. Предложено восемь репрезентативных топологий дна потоков ледникового щита, которые мы рассматривали в нашем исследовании (Рис.1). Все они имеют хотя бы один пик неровности ложа неледникового происхождения, но с различными уклонами дна непосредственно перед пиком ложа; наклон дна после пика ложа предложен одинаковый, при этом форма дуги обрамления контура пика изогнута по направлению к ее внутренней части. Наше моделирование показало, что в широком диапазоне изменения параметров поверхностного баланса массы шельф, как плавучая часть ледника, сохранялась довольно долгое время, так и сам ледниковый щит находился в стабильном состоянии вблизи пиков ложа. При моделировании также выявлено, что резкие пики ложа провоцируют быстрый пространственный переход от крутого, наклоненного вперед ложа, к ложу, наклоненному назад – в горизонтальном масштабе эти длины могут быть в несколько километров (Рис.1). Это приводит к устойчивости ледника в более широком диапазоне изменения параметров *SMB* (Рис.2b), чем это ранее предсказывалось в преобладающих теориях устойчивости морского ледникового щита [Sergienko, Wingham, 2019]. Чем круче наклон ложа перед пиком неровности ложа выше его по линии стока льда от верхней точки купола ледника, тем шире диапазон изменения параметров *SMB*, в котором ледник будет оставаться устойчивым к климатическому форсингу. При самом крутом уклоне пика неровности ложа (показано синим цветом на Рис.2a) ледниковый щит остается устойчивым на небольшом расстоянии вниз по линии стока льда для значительного диапазона *SMB* от 0.4 м в год для Баренцево-Карского до 1.2 м в год для Британо-Ирландского ледникового щита.

Причину повышенной устойчивости ледника на вершинах неровностей ложа можно объяснить, изучив, как изменяется поток льда в самом леднике по мере приближения ледника к вершине ложа. По мере приближения к конечной точке в пределах 10 толщин льда от вершины ложа, поток льда (Рис.1) уменьшается гораздо быстрее, чем это можно предположить, исходя из предположения о незначительном уклоне ложа вблизи конечной точки [Robel et al., 2022]. Действительно, величина этого снижения скорости ледового потока вблизи вершины ложа лежит, по последним геофизическим исследованиям, в пределах 10-50% и сопоставима с эффектом влияния контрфорсирования ледникового шельфа на ледовый поток на линии его налегания на ложе [Mitcham et al., 2022].

Причиной такого быстрого снижения скорости ледового потока является снижение движущего напряжения льда, направленного вверх по склону к вершине пика неровности ложа, что снижает скорость льда непосредственно перед вершиной пика ложа и влияет непосредственно на динамические свойства самого ледового потока через продольные вязкие напряжения. Этот уменьшенный по скорости поток льда в конечной своей точке находится в равновесии с общим потоком льда, поступающим из верхнего течения, поддерживая стабильное положение ледника в этой конечной точке даже при резком понижении *SMB*.

Повышенная стабильность смоделированного потока ледника вблизи вершин неровностей ложа, по сравнению с предшествующими теориями устойчивости морского ледникового щита, объясняет некорректность упрощенных палеогеографических реконструкций без учета гляциологии. Существует широкий диапазон внешних воздействий, при которых динамические свойства ледника будут сохраняться на пике неровностей ложа, что объясняет, почему так много устойчивых состояний ледника наблюдается при неровном рельефе ложа. Действительно, наше повторное моделирование устойчивого состояния ледника уже при волнистом рельефе ложа (регулярная серия пиков и впадин на нем) показало, что стабильное положение потока ледника существует почти исключительно на пиках ложа. Сниженная чувствительность ледников к климатическим изменениям на вершинах неровностей ложа также объясняет, почему многие ледники сохраняются, казалось бы, на грани неустойчивости, даже испытывая значительные

колебания местного климата [Catania et al., 2018]. Такая повышенная устойчивость ледников в области пиков неровностей ложа противоречит распространенному представлению о том, что ледники в этом случае уязвимы в отношении колебаний климата. Причина – их близость к местам ложа, имеющего обратный уклон, где формируется область неустойчивости морского ледникового щита [Morlighem et al., 2020].

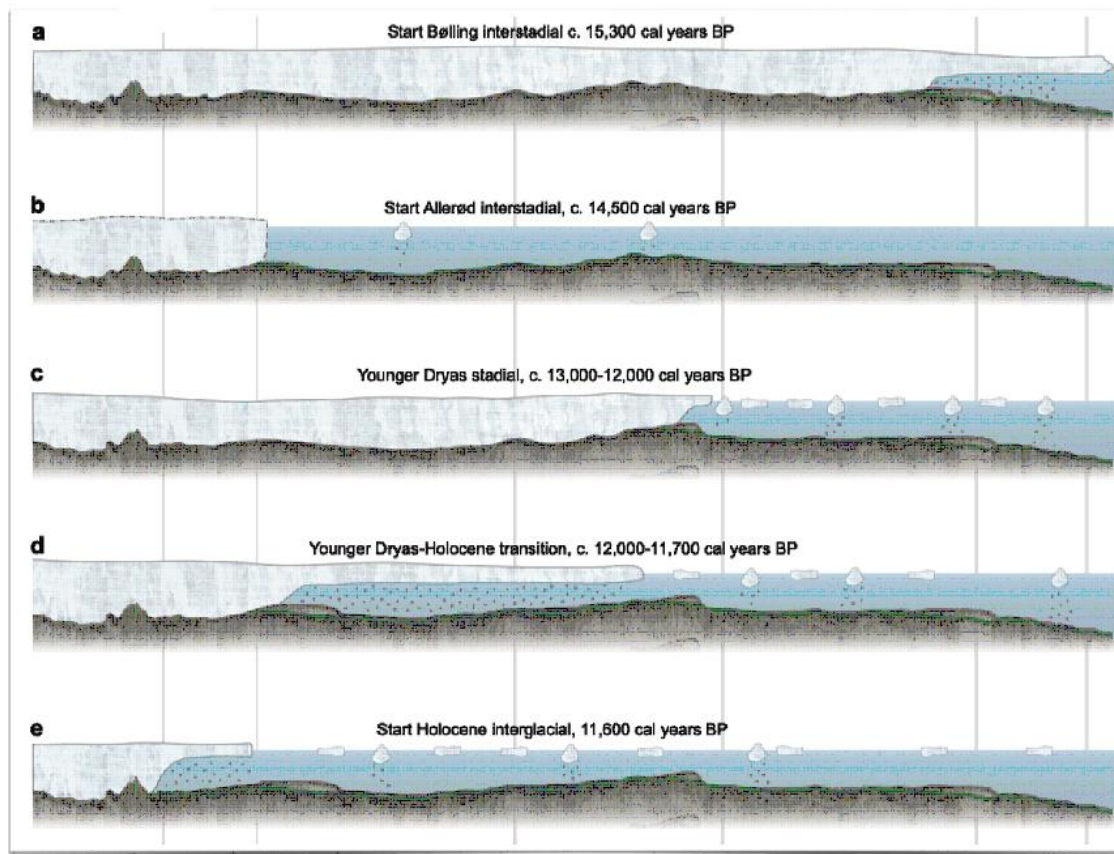


Рис. 1. Моделирование устойчивых положений фронта ледника вблизи пиков ложа во время, до и после МИС1. 1a, b, c, d, e) Пять идеализированных сценария эволюции ледника с различной топологией русла с разными уклонами непосредственно перед, на и после пика ложа.

Повышенная устойчивость вблизи точек дестабилизации и негладких изменений рельефа дна также является отличительной чертой "пересекающе-скользящей бифуркации" [di Bernardo et al., 2008]. Поведение системы вблизи таких бифуркаций отличается от канонической "седло-узловой бифуркации", которая ранее была определена как путь, по которому линии наложения теряют устойчивость [Pegler, 2018]. При седло-узловой бифуркации потеря устойчивости происходит плавно и внезапно при приближении состояния системы к точке бифуркации. В бифуркации "пересечение-скольжение" потеря устойчивости происходит из-за резкого (т.е. неплавного) изменения свойств системы. В случае резкого пика неровности на ложе плавное изменение параметров приводит к тому, что при стабильном состоянии ледника ледяной поток достигает точки бифуркации и затем остается в таком состоянии, прежде чем в конечном итоге пересечет пик ложа, инициируя значительное изменение своего динамического состояния. Это различие в типе бифуркации может быть важным, поскольку оно приводит к большим скачкам в состоянии системы (т.е. потери объема льда) при бифуркации "пересечение-скольжение" с потерей устойчивости после прохождения ледяным потоком пика ложа (Рис. 2b).

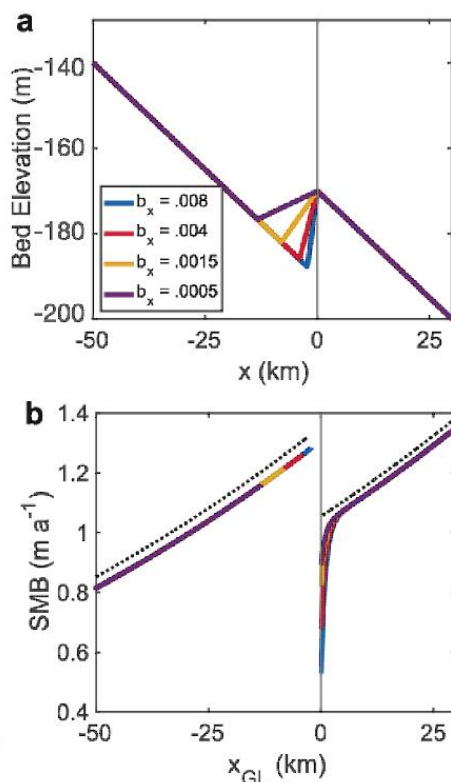


Рис. 2а, б) Диаграммы бифуркаций по Schoof (2007) и Robel et al. (2022), показывающие стационарные положения линии налегания ледника в различном диапазоне поверхностного баланса массы SMB .

Выводы. В итоге, по мере постепенного изменения климатического форсинга, а в нашем исследовании это уменьшение SMB , начало быстрой потери льда при таком сценарии задерживается, что приводит к более высокой скорости потери льда, после того, как ледяной поток пересекает пик ложа. Это означает, что существует разница в динамических характеристиках ледяного потока для ситуации в 30 км от линии его налегания на ложе (для относительно гладкого пика – пунктирные или фиолетовые линии на рис. 2б) и в 50-100 км от нее (для более крутого пика – желтые, красные, синие линии на рис. 2б).

Также проанализировано, что даже когда климатические тенденции или колебания значений SMB превышают порог неустойчивости, начало быстрого отступления ледников может быть ощутимо задержано. Таким образом, Британский ледниковый щит задерживал дегляциацию Скандинавского, а тот, в свою очередь, задерживал разрушение ледников, выходящих в Баренцево море.

Работа выполнена при поддержке ресурсов по госзаданию 121042000078-9, 121041600042-7.

ЛИТЕРАТУРА

Catania G. and 7 others Geometric controls on tidewater glacier retreat in central western Greenland // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2018. Vol. 123. Is. 8. P. 2024–2038. doi: 10.1029/2017JF004499

di Bernardo M., Budd C., Champneys A.R., Kowalczyk P. Piecewise-smooth Dynamical Systems: Theory and Applications. 2008. Vol. 163 SEP. London, UK: Springer Science & Business Media

Mitcham T., Gudmundsson G.H., Bamber J.L. The instantaneous impact of calving and thinning on the Larsen C Ice Shelf // *The Cryosphere*. 2022. Vol. 16. P. 883–901. doi: 10.5194/tc-16-883-2022

Pegler S.S. Suppression of marine ice sheet instability // *Journal of Fluid Mechanics*. 2018. Vol. 857. P. 648–680. doi: 10.1017/jfm.2018.742

Morlighem M. and 9 others Deep glacial troughs and stabilizing ridges unveiled beneath the margins of the Antarctic ice sheet // *Nature Geoscience*. 2020. Vol. 13. Is. 2. P. 132–137. doi: 10.1038/s41561-019-0510-8

Robel A.A., Pegler S.S., Catania G., Felikson D., Simkins L.M. Ambiguous stability of glaciers at bed peaks // *Journal of Glaciology*. 2022. Vol. 68. Is. 272. P. 1177–1184. doi: 10.1017/jog.2022.31

Robel A.A., Roe G.H., Haseloff M. Response of marine-terminating glaciers to forcing: Time scales, sensitivities, instabilities, and stochastic dynamics // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2018. Vol. 123. Is. 9. P. 2205–2227. doi: 10.1029/2018JF004709

Schoof C. Ice sheet grounding line dynamics: Steady states, stability, and hysteresis // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2007. Vol. 112. Is. F3. P. 1–19. doi: 10.1029/2006JF000664

Sergienko O.V., Wingham D. Grounding line stability in a regime of low driving and basal stresses // *Journal of Glaciology*. 2019. Vol. 65. Is. 253. P. 833–849. doi: 10.1017/jog.2019.53

SURFACE BALANCE AND GROUNDING LINE OF ANCIENT ARCTIC ICE SHEETS

¹*Kashdan A.Y.*, ^{2,3}*Sheinkman V.S.*

¹ Computer and Software Engineering Department, Polytechnique Montréal,
Montreal, Canada

² Earth Cryosphere Institute FRS Tyumen Science Center SB RAS, Tyumen, Russia

³ Tyumen State University, Tyumen, Russia

Paleoglaciological modelling were carried out for sectors of the North Europe and west of the Arctic. For same bed topography for different profiles of British–Irish, Scandinavian and Barents–Kara Ice Sheet during the MIS1, we are in our research launched a whole ensemble of simulations with noisy accumulation rates. We can also control during our modelling the mean accumulation rate, which varies the evolving position of the grounding line over the course of the simulation. We can also experiment the standard deviation of the accumulation rate, drawn from a Gaussian distribution, which varies the spread of evolving position of the grounding line over the course of the simulation.

Keywords: *Late Pleistocene, Arctic, paleoglaciological modeling, grounding line, accumulation rate*