

УДК 551.435.4:551.324.65 (481-922.1)

**ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПУЛЬСАЦИОННОГО
ПОВЕДЕНИЯ ЛЕДНИКА АЛЬДЕГОНДА (ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН)
В МАЛОМ ЛЕДНИКОВОМ ПЕРИОДЕ**© 2020 г. О. В. Кокин^{1,*}, Б. Р. Мавлюдов^{2,**}¹ *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
Москва, Россия*² *Институт географии РАН, Москва, Россия**E-mail: osip_kokin@mail.ru**E-mail: bulatrm@bk.ru

Поступила в редакцию 09.10.2017 г.

После доработки 22.01.2018 г.

Принята к публикации 18.12.2018 г.

На основании анализа геоморфологического строения краевой зоны ледника Альдегонда установлены признаки его пульсационного поведения в Малом ледниковом периоде. Они базируются на особенностях и темпах распространения и деградации льда в фазы наступания и отступления, реконструированных по конфигурации боковых и расположению краевых морен (подводной и наземной), а также по историческим данным. Выделяются две разновозрастных генерации гряд левых боковых морен ледника. Молодая боковая морена (700–100 л. н.) ориентирована параллельно оси его движения, а древняя (ранее 12 тыс. кал. л. н.) — под углом к ней. Различие в ориентировке объясняется разной скоростью движения ледника: медленной на более раннем этапе и быстрой в Малом ледниковом периоде. Установлено также наличие двух краевых морен, сформированных различными механизмами: напорным (ниже уровня моря) и насыпным (на суше). Первая интерпретируется как результат быстрой подвижки, а вторая — как результат стабилизации фронта ледника во время ареальной деградации сухопутной части его выдвинувшегося языка, за которой последовало быстрое отступление фронта, установленное по историческим сведениям. Дополнительными геоморфологическими признаками пульсационного поведения служат такие формы-индикаторы, как рифленая морена (флютинг) и гряды трещинного выдавливания.

Ключевые слова: боковые морены, краевая зона, ледниковый рельеф, палеопульсация, подводный краевой моренный вал, пульсирующий ледник

DOI: 10.31857/S0435428120010071

ВВЕДЕНИЕ

Под термином “пульсация” понимается периодически происходящая резкая подвижка ледника, приводящая к перераспределению вещества в нем без существенного изменения общей массы [1, 2]. Иными словами, внешним проявлением такой резкой подвижки является увеличение площади ледника при относительном постоянстве его массы (объема). Между двумя такими подвижками происходит деградация выдвинувшейся части ледника и восстановление массы в его верховьях — в области аккумуляции. Время от начала стадии восстановления до конца стадии подвижки называется периодом пульсации [1, 2]. Важной особенностью подвижки является увеличение

скорости движения льда на 1–2 порядка и более по сравнению со стадией восстановления [1, 2].

Известно, что архипелаг Шпицберген относится к районам современного оледенения, где широко распространены пульсирующие ледники [1, 3, 4]. По мнению некоторых исследователей, к пульсирующим здесь можно отнести около 90% ледников [5]. К 2000 г. были собраны данные о пульсациях 146 ледников, т.е. примерно 13% крупных ледников Шпицбергена [4]. По другой оценке, основанной на большем количестве пульсирующих ледников, они занимают 57% всей площади оледенения архипелага [6]. Основными критериями для идентификации подавляющего большинства пульсирующих ледников в этих оценках были характерные признаки их поверхности (петли срединных морен, необычно интенсивная трещиноватость, петельчатый рисунок гидросети, множество озер, бессточные котловины с крутыми бортами в верховьях, сложные ледяные структуры, распластывание языка при выходе на предгорную равнину и т.д.), а также резкие изменения положения фронта ледников, выявленные в результате дистанционного мониторинга или по данным натурных наблюдений.

Однако эти признаки позволяют установить только те подвижки, которые произошли не очень давно (первые годы – десятки лет назад), и совсем не дают возможности выявления их периодичности, т.к. пульсирующие ледники Шпицбергена отличаются довольно продолжительным периодом пульсации. Так, считается, что фаза их восстановления может длиться 50–500 лет [3]. Таким образом, большинство пульсирующих ледников Шпицбергена идентифицированы на основании одной подвижки. В соответствии же с определением пульсации, приведенном выше, одиночная резкая подвижка при сохранении массы ледника, строго говоря, не может считаться пульсацией, т.к. не выполняется условие периодичности. Тем не менее выполняются другие важные условия пульсирующих ледников во время подвижки: резкое изменение их площади при неизменной массе и ускорение движения льда, что отличает подвижки во время пульсаций от простого наступания ледников. Поэтому такие подвижки, даже одиночные, будем называть пульсациями. Кроме того, из-за климатических изменений некоторые пульсирующие ледники могли потерять способность к восстановлению массы и возобновлению очередной подвижки. В сложившейся на Шпицбергене ситуации (длительная фаза восстановления и прекращение пульсаций из-за ухудшения условий снегового питания пульсирующих ледников) становится актуальным выявление пульсаций, происходивших в прошлом (будем называть их палеопульсациями) особенно на ледниках, подвижки которых не были подтверждены прямыми наблюдениями или особенными признаками ледниковой поверхности, упомянутыми выше. Однако до сих пор отсутствуют жесткие признаки, по которым можно было бы однозначно говорить о пульсациях в прошлом [7].

Д.Дж.А. Эванс и Б.Р. Ри [8, 9] выделяют особый комплекс форм рельефа краевой зоны ледников, который может свидетельствовать о палеопульсациях. В данный комплекс входят следующие формы-индикаторы: напорные, холмистые (хаммоки), рифленые (флютинг) морены, гряды трещинного выдавливания, зигзагообразные озы. Однако эти авторы сами указывают на то, что по отдельности каждая из этих форм (за исключением зигзагообразных озв) не может служить признаком произошедшей быстрой подвижки ледника, так как они встречаются и в краевой зоне неппульсирующих ледников. Таким образом, для выявления палеопульсаций, кроме перечисленных форм рельефа необходим комплекс других признаков, в первую очередь, геолого-геоморфологических, несущих в себе информацию о характере распространения льда в стадию подвижки и его деградации после таковой.

Необходимо отметить, что при реконструкции палеопульсации по рельефу и отложениям можно судить только об относительной скорости движения льда и его максимальном распространении, но не об изменчивости массы ледника до и после предполагаемой подвижки. Поэтому в процессе реконструкции вместо понятия “подвижка”

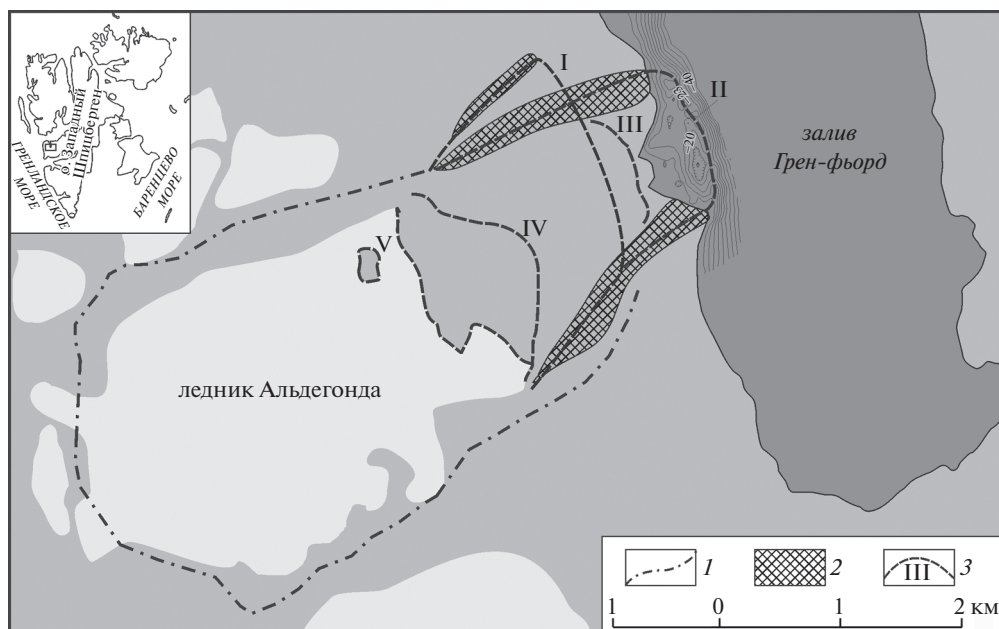


Рис. 1. Ледник Альдегонда и положение его фронта в разное время.

I — гребни хребтов; *2* — гряды боковых морен; *3* — положение фронта: *I* — в позднем плейстоцене (ранее 12 тыс. кал. л. н.), *II* — в Малый ледниковый период (не ранее XIV–XV веков, но к началу XX века), *III* — в 1936 г. [10], *IV* — в 1990 г. [11], *V* — в 2009 г. (на основе GPS-координат, полученных при полевых исследованиях).

мы будем использовать словосочетание “быстрое наступание”, отражающее внешнее проявление реконструируемого явления. Иными словами, быстрое наступание — это еще не подвижка, а значит и не пульсация. Только наличие дополнительных признаков (например, повторяемость быстрых подвижек, особенности деградации льда сразу после наступания и т.д.) может помочь сделать вывод, что это все-таки могла быть подвижка пульсирующего ледника. Когда поведение ледника в прошлом отличается характерными свойствами пульсации (например, значительное увеличение скорости движения льда, особенности деградации выдвинувшейся части ледника и т.д.), будем называть его “пульсационным”, что в соответствии с лексическими правилами русского языка подразумевает некое свойство объекта, в отличие от слова “пульсирующий”, которое несет смысл атрибута объекта. В нашем понимании, словосочетание “пульсационное поведение” предполагает всего лишь аналогию с поведением пульсирующего ледника по некоторым внешним признакам и не является полным синонимом термина “пульсация”. Кроме того, оно предполагает возможную изменчивость “поведения” ледника: то он может вести себя как пульсирующий, то как “нормальный” ледник.

В данной работе предлагается пример реконструкции пульсационного поведения горно-долинного ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) в Малом ледниковом периоде по геолого-геоморфологическим признакам. Ледник имеет длину около 3 км и ширину около 2 км, ориентирован на ВСВ и занимает самую южную из четырех параллельных горных долин на западном побережье залива Грэн-фьорд (Зап. Шпицберген) примерно в 7–8 км к ЮЮЗ от пос. Баренцбург (рис. 1). Водораздельные хребты

(скальное обрамление долины) оканчиваются примерно на абс. высоте 100–150 м у прибрежной полосы морских цокольных террас, которые прерываются долинообразным понижением в коренных породах, лежащим непосредственно ниже горной долины Альдегонды на ее продолжении. Как сама долина, так и ее продолжение пересекают выходы пермских карбонатных и кремнистых известняков и триасовых песчаников, алевролитов и аргиллитов вкост их простирацию. Пласты этих пород имеют крутое падение (50–90°) на ВСВ (в сторону фьорда), что определяет своеобразный волнистый продольный профиль долины, выраженный в рельефе ригелями и межригельными понижениями (бассейнами выпахивания). На протяжении последнего десятилетия язык ледника находится примерно в 2 км от берега залива на высоте не ниже 130–140 м. Средняя высота поверхности ледника составляет около 270 м. Альдегонда относится к политермическим горно-долинным ледникам.

Исследования этого ледника и его краевой зоны ведутся в течение многих лет [12–20], и только относительно недавно авторами [21] был поднят вопрос о том, что ледник мог быть пульсирующим. В последние годы были подтверждены ранее предполагаемые, а также выявлены дополнительные признаки, которые могут свидетельствовать о палеопульсации ледника Альдегонда.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Результаты этой работы базируются на изучении геоморфологического строения краевой зоны ледника Альдегонда (в том числе морфологии подводного краевого вала) и его горного обрамления, а также на гляциологических данных о современном состоянии самого ледника. Полевые геоморфологические маршруты и гляциологические наблюдения, которые включали изучение гидрологии ледника (изучение строения поверхностной гидросети и ее динамики во времени, оценка стока для определения водного баланса, эксперименты по трассированию воды через внутренние каналы ледника методом окрашивания) и абляции снега и льда (по рейкам), проводились авторами в летние сезоны 2001–2009 гг. Батиметрическая съемка вала подводной краевой морены выполнялась с моторной лодки Zodiac с использованием GPS Garmin Vista Cx и эхолота Garmin Fishfinder (предоставлен экспедицией ААНИИ) в летние сезоны 2007–2008 гг.

Данные о положении фронта ледника в XX веке основаны на топографических картах Норвежского полярного института (НПИ), составленных по материалам аэрофотосъемок 1936 и 1990 гг. [10, 11], а также на исторических фотографиях начала XX века [22, 23].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Признаки быстрой подвижки, которые были выявлены у ледника Альдегонда, можно разделить на две группы: те, которые свидетельствуют о характере распространения льда в фазу наступания, и те, которые говорят об особенностях деградации льда в фазу отступания. Рассмотрим эти признаки.

Характер распространения льда в фазу наступания. Последней фазой наступания ледника Альдегонда является всеобщая для Шпицбергена стадия трескелен (Малый ледниковый период, который начался здесь не ранее XIV–XV веков, а закончился в начале XX века) [12, 13]. О границах максимального распространения льда в это время можно судить по конфигурации хорошо выраженных и имеющих свежий облик боковых моренных гряд, которые напрямую связаны с современным ледником (рис. 1) и содержат в себе ледяное ядро, диагностируемое по прямым наблюдениям, а также по наличию просадочных воронок на поверхности гряд. Левая боковая морена Малого ледникового периода лежит на одной линии с левым бортом, налегая на морские террасы. Синхронная ей правая боковая морена сначала слегка изгибается к центру долины (согласно морфологии обрамляющего ее хребта), при выходе за который становит-

ся субпараллельной левой боковой морене. Таким образом, в Малом ледниковом периоде при выходе за скальное обрамление бортов долины Альдегонда не растекалась в стороны, как это отмечается у соседнего ледника Зап. Грёнфьорд [24, 25], а продолжала двигаться прямолинейно в направлении, заданном горными хребтами, обрамляющими долину. Обе гряды боковых морен оканчиваются в море, образуя мысы.

К северу от левой боковой морены Малого ледникового периода (с ее внешней стороны) находится еще одна боковая гряда меньшего размера (рис. 1). Она ориентирована под углом к первой и протягивается практически от места, где заканчивается скальное обрамление левого борта, до бровки морской террасы высотой около 80 м. На вид она более древняя — обломки горных пород практически полностью покрыты лишайниками и сильнее разрушены в результате выветривания. Очевидно, эта боковая гряда образовалась ранее последней фазы наступания ледника Альдегонда.

В отложениях низких морских террас западного побережья залива Грён-фьорд высотой 5, 7–10, 10–15 и 20 м на абс. отметках 0–0.5, 4–7, 10–12 и 15–20 м радиоуглеродным методом были датированы включения раковин морских моллюсков *Mya truncata* и *Hiatella arctica*, возраст которых составил от 7700 до 10100 радиоуглеродных л.н. (всего 9 дат в интервале 8.5–11.7 тыс. кал. л. н.) [26]. В береговом уступе этих низких морских террас (высотой до 20 м), принадлежащему сектору между древней и молодой боковыми моренами, обнажаются, судя по их мореноподобному облику (слабая сортировка и окатанность материала), перемытые ледниково-морские отложения.

Исходя из упомянутых выше датировок следует, что терраса высотой более 80 м и древняя боковая морена образовались ранее 12 тыс. кал. л. н. [26, 27]. Тогда, вероятно, лед, растекаясь отклонялся к северу от скального борта долины, как это можно судить по положению самой древней боковой морены. Судя по тому, что эта гряда резко обрывается у бровки морской террасы, ледник в то время оканчивался в море, относительный уровень которого (без учета вертикальных движений земной коры) был выше современного примерно на 80 м, а моренные отложения сгружались в море с края выдвинувшегося языка ледника. Что касается положения древней правой боковой морены, то оно, скорее всего, совпадало с положением боковой гряды последней стадии, так как изгиб скального борта оканчивался в то время почти у самого моря и препятствовал растеканию льда к югу, позднее отложения этой морены были включены в молодую морену.

Таким образом, в две разные фазы наступания одного и того же ледника движение льда при его выходе из скального обрамления было различным: прямолинейным в молодую фазу и растекающимся — в более древнюю, о чем свидетельствует различная конфигурация боковых морен. Отсюда можно сделать вывод, что во время более древней стадии наступания движение льда, скорее всего, было медленным, что способствовало его растеканию при выходе за скальное обрамление только у левого борта долины, в то время как у правого борта долины скальное обрамление оканчивалось почти у самого моря, препятствуя такому процессу. Во время последней стадии наступания движение льда было быстрым, в результате чего ледник не успевал растекаться в стороны при выходе из скального обрамления и сохранял прямолинейное направление своего движения, заданное ограничивающими его бортами. Иными словами, последняя стадия наступания могла быть подвижкой пульсирующего ледника [28], тогда как более древняя стадия, скорее всего, носила обычный характер.

Необходимо сделать некоторые пояснения относительно механизма растекания языка ледника. На наш взгляд, следует различать два разных варианта этого процесса при выходе за пределы скального обрамления: с выполаживанием продольного профиля подледникового ложа (например, ледник Грёнфьорд [25] при выходе на предгорную равнину) и без значительных изменений продольного профиля подледникового ложа (как у ледника Альдегонда). При медленном движении ледника распластывание языка должно наблюдаться в обоих случаях, а при быстрых подвижках — только

при выколаживании продольного профиля ложа ледника. Данное утверждение требует проверки на примерах современных пульсирующих ледников. Так, если это будет подтверждено наблюдениями, то отсутствие следов растекания льда за скальным обрамлением при практически неизменном продольном профиле ледникового ложа можно будет считать одним из основных признаков палеопульсаций — на эту закономерность может оказывать существенное влияние величина уклона продольного профиля ложа. Анализ строения краевой зоны ледника Комфортлесс, конфигурации срединной и боковых морен и гляциоструктур на его языке, сформировавшихся в ходе недавней пульсации, показал, что лед двигался прямолинейно по низким и относительно плоским поверхностям ложа долины (т.е. при неизменном продольном профиле), а не повторял изгиб срединной морены вслед за оканчивающимся скальным обрамлением правого борта [28].

Известно [22, 23], что в начале XX века язык ледника Альдегонда спускался в море (рис. 2). В результате эхолотных промеров в бухте, в которой оканчивался ледник, авторами был обнаружен дугообразный подводный вал высотой до 10–15 м и шириной 100–150 м (рис. 3) [21]. Этот вал соединяет подводные продолжения боковых моренных гряд последней стадии под водой, что служит доказательством его ледникового происхождения [29]. Следовательно, данный вал маркирует максимальное распространение края ледника в Малый ледниковый период (рис. 1).

Что касается механизма образования вала, то он теоретически может быть как аккумулятивным, так и напорным. Для того чтобы сформировался аккумулятивный подводный вал, край ледника должен находиться в стационарном положении достаточно продолжительное время. При медленном движении ледника его фронт был бы не способен долго находиться в одном и том же положении, чтобы сформировать насыпную краевую морену, так как он бы неизбежно постоянно обламывался в море за счет термоабразии. Поэтому, скорее всего, образование вала происходило гораздо быстрее, в результате “бульдозерного” эффекта напора пульсирующего ледника. Возможно, в его строении также принимают участие и моренные отложения, которые были сгружены перед ледником в море во время предыдущей фазы наступания, когда относительный уровень моря был на 80 м выше. В последнюю стадию ледник сгреб эти отложения с ложа и толкал их перед собой. Дополнительным подтверждением этому служит неровная, экзарированная поверхность дна перед проксимальным склоном вала. Видимо, выпаханный отсюда материал и принял участие в строении подводного вала. Таким образом, только в результате пульсации ледник Альдегонда был способен создать подводный напорный вал.

Можно оценить минимальную толщину ледника, необходимую для формирования подводного напорного вала. Глубина залива перед валом не превышает 30 м, а за ним сразу достигает 50 м и более. Чтобы язык ледника оказался не на плаву, его толщина должна была превышать 33 м, что выводится из разницы плотности воды и льда. Однако при такой толщине льда, который находится почти на плаву, ледник был бы не способен создать вал напорной морены высотой 10 м. Поэтому стоит предположить, что на краю языка ледника толщина льда должна была быть более существенной. Вероятно, она превышала здесь 50 м, то есть поверхность льда возвышалась над водой на 20 м и более. Это же видно на фотографии 1912 г. [23], когда ледник Альдегонда еще спускался в море.

Стоит отметить и некоторые формы-индикаторы, типичные для пульсирующих ледников [7–9]. Например, поперечные гряды моренного материала, которые, как полагают [8, 9], сформировались в результате выдавливания основной морены в раскаты снизу ледниковые трещины, образующиеся в ходе пульсаций (гряды трещинного выдавливания). Такие гряды также называют осадочными дайками, и они, например, в настоящее время наблюдаются по краям ледника Вост. Грэнфьорд, для которого существуют косвенные признаки пульсации в прошлом [6]. В краевой зоне ледника

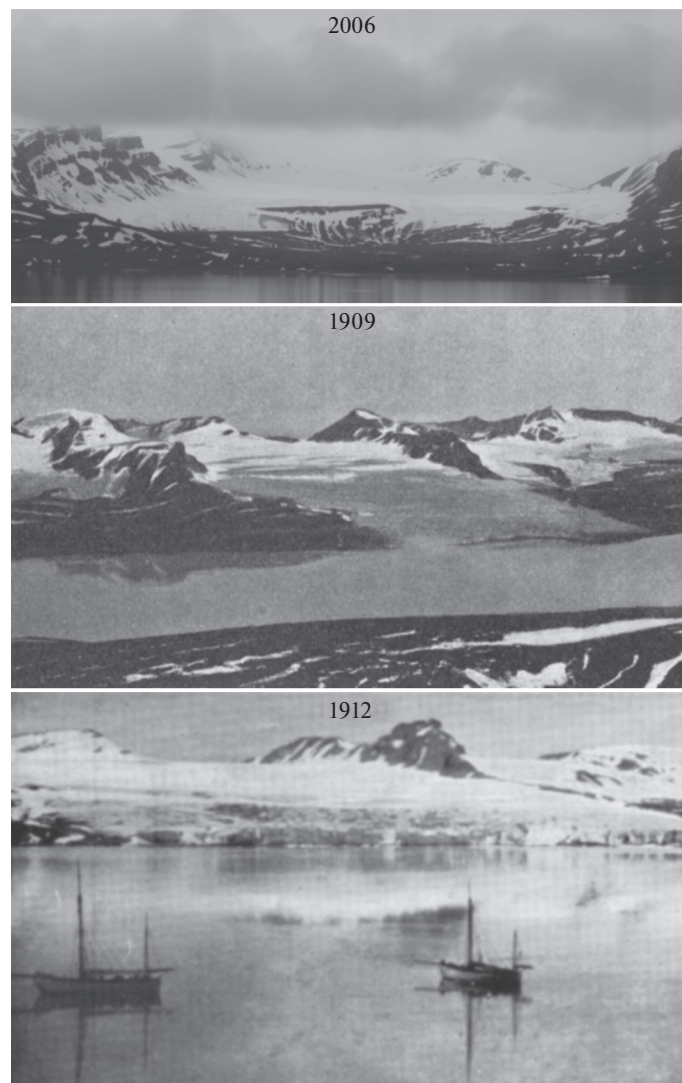


Рис. 2. Вид ледника Альдегонда в разные годы: 1909 [22], 1912 [23], 2006 гг. (фото О.В. Кокина).

Альдегонда в некоторых местах можно наблюдать поперечные микрогряды основной морены, которые, вероятно, представляют собой такие осадочные дайки. Состав их материала соответствует составу окружающей донной морены.

Во многих местах краевой зоны ледника имеются участки, где обнаруживается превосходная ледниковая полировка как обломков горной породы, так и коренных выходов. Такая полировка до очень гладкой поверхности обычно свойственна мягким горным породам [2]. При медленном течении льда коренной подледный субстрат покрывается явно выраженной рельефной ледниковой штриховкой, вызванной нанесением единичных царапин выступающими участками камней, примерзших к основанию движущегося льда. При быстром перемещении льда наблюдается массивное воздействие на поверхность скального основания многочисленными выступами камней,

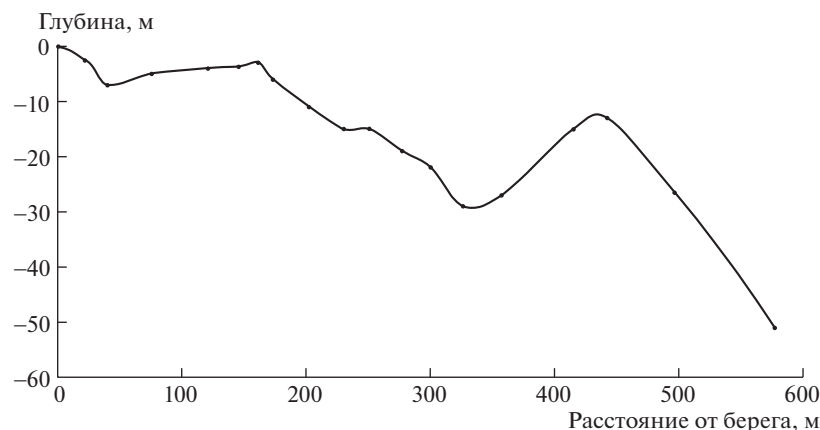


Рис. 3. Поперечный эхолотный профиль подводного берегового склона в осевой части бухты Альдегонда.

которые преимущественно нивелируют углубления, создавая полированную поверхность. В 2003 г. один из авторов работал на леднике Колка на Кавказе, где обнаружил подобную полировку как на крупных глыбах, так и на мелких камнях разного состава (в том числе и не на мягких разновидностях горных пород) на ложе этого ледника. Поскольку эти камни были отполированы во время очень быстрого перемещения масс глетчерного льда во время Геналдонской катастрофы в сентябре 2002 г., наличие полировки может быть дополнительным аргументом в пользу быстрого движения льда, а значит и ледниковой пульсации рассматриваемого нами ледника Альдегонда.

Еще один косвенный признак внезапного и быстрого выдвижения льда — существенное понижение поверхности в области питания. В настоящее время основная масса льда находится в котловине, ограниченной с трех сторон горными склонами, а с четвертой (с востока) — массивным ригелем, сложенным известняками карбона. Высота ригеля с востока около 100–150 м, а согласно геофизическим исследованиям, глубина котловины перед ригелем превышает 200 м [13]. Сравнение высоты поверхности ледника начала XXI века с той, которая показана на карте НПИ по состоянию на 1936 г. [10], свидетельствует о том, что в 1936 г. толщина льда над ригелем была примерно на 70 м больше [21]. Это позволяло леднику перетекать через высокий ригель и двигаться в сторону моря. При этом выдвинувшаяся часть (около 2.5 км) примерно равна по длине области питания, из которой она выдвинулась. Следовательно, в пределах последней должно было произойти понижение поверхности на 100 м, что, похоже, и произошло. Об этом можно судить по форме чаши бывшей области питания ледника, оконтуренной высокими вертикальными скальными стенами.

Особенности деградации льда в фазу отступления. Деградация последнего оледенения на Шпицбергене в целом и ледника Альдегонда в частности наблюдается с начала XX века [12, 13, 17]. Если в 1909–1912 гг. [22, 23] фронт ледника оканчивался в море (рис. 2), то на топографической карте НПИ, составленной на основе аэрофотосъемки 1936 г. [10], он показан практически у самого берега (рис. 1). В настоящее время вблизи от берега, на расстоянии 100–200 м можно наблюдать насыпной моренный вал высотой 15–20 м. Он имеет прямолинейную форму и ширину около 100 м. Северная оконечность вала подходит перпендикулярно к левой боковой морене и примыкает к ней. У южной оконечности вал изгибается под прямым углом, приобретая ориентировку вдоль движения ледника и становясь практически параллельным правой боковой морене, с которой он и смыкается выше по долине. Между правой боковой грядой и от-



Рис. 4. Формы рельефа краевой зоны ледника Альдегонда.

(а) — поперечное обнажение аккумулятивного краевого вала (пунктиром показан наклон слоистости, ледник двигался справа налево); (б) — просадочные воронки ледникового карста (оконтурены пунктиром) на вершинной поверхности краевого вала; (в) — рифленая морена (флютинг), пунктиром показана ориентировка микрогряд (фото О.В. Кокина, 2005 г.).

резком аккумулятивного краевого вала, ориентированного по направлению движения ледника, располагается вершина флювиогляциального конуса. По всей вероятности, здесь находился выход маргинального потока талых вод. В центре вал прорезан р. Альдегонда, подмывающей южную половину морены. В образовавшемся обнажении вскрывается несортированный валунно-галечный материал с глинисто-гравийным заполнителем и с наклонными и горизонтальными прослоями слабоокатанного (0–1 класс) гравия и дресвы различных размеров (от 0.5–0.7 до 1.5–2 см) с песком. Это свидетельствует о том, что вытаивание морены сопровождалось перемывом отложенного материала талыми водами (рис. 4, а).

Известно, что в начале 1930-х годов ледник деградировал очень медленно, так как иначе строить систему водозабора для рудника Буренцбург на его краю было бы бессмысленно [30]. Наличие аккумулятивного вала также свидетельствует о стационарном положении края ледника на протяжении какого-то времени, что могло возник-

нута после его подвижки в стадию стабилизации, когда выдвинувшаяся часть льда стагнировала. Несоответствие между максимальным положением льда в результате подвижки и положением края стагнирующего льда, у которого образовался аккумулятивный вал, можно объяснить разрушением и отступанием ледникового фронта сначала в результате термоабразии, когда лед спускался в море, а затем в результате обрушения и абляции крутого края льда на суше до тех пор, пока он не стал пологим.

Стоит отметить, что на вершинной поверхности и на склонах аккумулятивного краевого вала встречаются небольшие просадочные воронки изометричной формы и западины вытянутой формы (проявления ледникового карста) глубиной 1–1.5 м и длиной до 3–4 м (рис. 4, б). Группы воронок расположены цепочками вдоль оси вала. Их наличие позволяет предположить, что под краевой мореной находились, а возможно, и сохранились до сих пор блоки погребенного мертвого льда, постепенное таяние которых вызывает просадки, в результате которых образуются подобные формы.

Итак, в 1930-х годах край ледника располагался какое-то время стационарно, до этого скорость деградации льда можно примерно оценить в 10 м/год. В дальнейшем скорость деградации возросла и составила около 1800 м за 60 лет или около 30 м/год. При этом наибольшие скорости отступления края льда были отмечены в 1980-х годах (М. Карпенко, устное сообщение). Прямые измерения показали, что за лето 2003 г. отдельные участки языка ледника отступили на 70 м [17]. По-видимому, медленное отступление края ледника на начальных этапах было связано с его большой толщиной и крутым фронтом. По мере уменьшения толщины и уклонов поверхности языка происходило ускорение отступления его края. В последние годы, с тех пор, как фронт ледника приблизился к ригелю, отгораживающему котловину, в которой содержится основной объем льда, наблюдается тенденция к замедлению темпов отступления кромки льда. Таким образом, указанные особенности деградации ледника — сначала стабильное положение фронта, а затем интенсивное его отступление — могут свидетельствовать о фазе быстрой деградации выдвинувшегося языка, потерявшего постоянное питание льдом из своих верховий (фаза восстановления пульсирующего ледника).

Наличие рифленой морены (флютинга) на протяжении всей краевой зоны Альдегонды (рис. 4, в) может служить дополнительным свидетельством пульсационного поведения ледника в последнюю стадию, так как эти микроформы рельефа широко распространены перед такими ледниками [16, 17]. Рифленая морена (флютинг) приурочена к пологим вершинным поверхностям ригелей и представляет собой чередование светлых (известняки и песчаники) и темных (черные аргиллиты и окремненные известняки) микрогряд высотой 20–30 см, вытянутых вдоль движения ледника (рис. 4, в). Этот микрорельеф основной морены внешне очень напоминает вспаханное поле с чередующимися грядками и бороздами. Наличие подобных морен также свидетельствует о том, что деградирующий лед был малоподвижен или практически неподвижен, что также характерно для пульсирующих ледников непосредственно после подвижки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные выше особенности распространения льда в фазу наступания, а также характер деградации льда во время отступления ледника Альдегонда позволяют увидеть сходные черты с поведением пульсирующих ледников. Кроме того, наличие рифленой морены (флютинга), гряд трещинного выдавливания и ледниковой полировки может дополнительно свидетельствовать в пользу такого вывода.

Следовательно, если бы верховья ледника по-прежнему находились в зоне аккумуляции, то через определенный промежуток времени, необходимый для накопления достаточного объема льда, могла бы произойти его очередная подвижка. Но в конце XX века граница питания поднялась выше поверхности ледника Альдегонда, который

оказался, таким образом, практически полностью в зоне абляции [17]. Поэтому следующая подвижка ледника при современном состоянии климата просто невозможна.

После выявления пульсационного характера ледника Альдегонда и некоторых других ледников (например, Зап. Грёнфьорда [25]) в прошлом возникает несколько неопределенная ситуация. До недавнего времени ледник Альдегонда считался обычным горно-долинным. Необходимо ли в настоящее время считать его пульсирующим, если быстрые подвижки на нем были только в прошлом, а сейчас пульсаций нет, и их не будет и в будущем при сохранении современных тенденций изменения климата? Если же считать ледник Альдегонда обычным ледником и при этом признавать, что при определенных условиях он может совершать быстрые подвижки (потенциально пульсирующий ледник), то не приведет ли это к некоторому размыванию понятия “пульсирующий ледник”? Скорее всего, в этой ситуации правильным будет сказать, что на архипелаге Шпицберген в определенных благоприятных условиях быстрые подвижки могут быть характерными для большинства ледников. Вероятно, именно такие условия и возникли во время Малого ледникового периода, когда многие ледники архипелага ускорили свое движение. По-видимому, именно на такой возможности и было построено утверждение, что на архипелаге около 90% пульсирующих ледников [5]. Тем не менее в современную эпоху, когда высота границы питания ледников существенно поднялась, количество ледников на архипелаге, для которых характерны быстрые подвижки, заметно уменьшилось [31]. Вероятно, с повышением границы питания число пульсирующих ледников и в дальнейшем будет падать, а если высота границы питания начнет опускаться, то наоборот — может возрасти. Таким образом, на разных этапах своей эволюции некоторые ледники (как например, Альдегонда) могут вести себя то как пульсирующие, то как “нормальные”, что может быть запечатлено в особенностях формирования разновозрастных краевых образований.

Несмотря на то что в результате исследований были получены довольно веские аргументы в пользу пульсационного поведения ледника Альдегонда в последнюю стадию (Малый ледниковый период), некоторые моменты все же требуют дополнительного изучения. Так, например, следовало бы установить более надежные свидетельства механизма формирования подводного моренного вала ледника Альдегонда.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность акад. Г.Г. Матишову, д.г.н., проф. Г.А. Тарасову (ММБИ КНЦ РАН); к.г.-м.н. В.В. Польшину (ЮНЦ РАН); сотрудникам Норвежского полярного института и Университетского центра на Шпицбергене (г. Лонгйир), а также сотрудникам гляциологической экспедиции ИГ РАН и экспедиции ААНИИ за оказанную помощь и содействие при проведении полевых работ; д.г.-м.н. Б.Г. Покровскому, к.г.-м.н. М.М. Певзнер, к.г.н. Н.Е. Зарецкой, А.Э. Базилян (ГИН РАН) за проведенные лабораторные анализы; к.г.н. В.И. Мысливцу, к.г.н. Ф.А. Романенко, к.г.-м.н. Г.М. Седаевой (МГУ им. М.В. Ломоносова) за критические замечания при обсуждении результатов работы. Особую признательность авторы выражают двум рецензентам и редколлегии за ознакомление с работой и рекомендации по ее улучшению.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00274 мол_а и госзадания по теме АААА-А16-116032810055-0. Участие Б.Р. Мавлюдова поддержано в рамках госзаданий №№ 0148-2019-0004 (АААА-А19-119022190172-5), 0127-2019-0009 и проекта INT5153 МАГАТЭ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Пульсирующие ледники. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 192 с.
2. Гляциологический словарь / Ред. В.М. Котляков. Л.: Гидрометиздат, 1984. 528 с.
3. Dowdeswell J.A., Hamilton G.S., and Hagen J.O. The duration of the active phase on surge-type glaciers: contrasts between Svalbard and other regions // J. Glaciology. 1991. Vol. 37. No. 127. P. 388–400. <https://doi.org/10.3189/S0022143000005827>

4. *Jiskoot H., Murray T., and Boyle P.* Control on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard // *J. Glaciology*. 2000. Vol. 46. No. 154. P. 412–422.
<https://doi.org/10.3189/172756500781833115>
5. *Hagen J.O., Liestøl O., Roland E.Y., and Jørgensen T.* Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen // *Meddelelser*. Oslo: Norsk Polarinstitut, 1993. No. 129. 141 p.
6. *Мавлюдов Б.Р.* Пульсирующие ледники архипелага Шпицберген // *Комплексные исследования природы Шпицбергена*. Вып. 7. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2007. С. 177–187.
7. *Кокин О.В.* Геолого-геоморфологическая деятельность пульсирующих ледников // *Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География*. 2011. № 1. С. 22–27.
8. *Evans D.J.A. and Rea B.R.* Geomorphology and sedimentology of surging glaciers: a land-systems approach // *Annals of Glaciology*. 1999. Vol. 28. P. 75–82.
<https://doi.org/10.3189/172756499781821823>
9. *Evans D.J.A. and Rea B.R.* Surging glacier landsystem // *Glacial Landsystems*. London: Arnold, 2003. P. 259–288.
<https://doi.org/10.4324/9780203784976>
10. Van Mijenfjorden, Blad B10 // Svalbard 1:100 000. Tromsø: Norsk Polarinstitut, 2000.
11. Van Mijenfjorden, Blad B10 // Svalbard 1:100 000. Tromsø: Norsk Polarinstitut, 2004.
12. Оледенение Шпицбергена (Свальбарда). М.: Наука, 1975. 276 с.
13. Гляциология Шпицбергена / Ред. В.М. Котляков. М.: Наука, 1985. 200 с.
14. *Гохман В.В.* Водно-ледовый баланс Шпицбергена. Дис. ... канд. геогр. наук. М.: ИГ АН СССР, 1990. 218 с.
15. *Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х., Токарев М.Ю., Калашников А.Ю., Мирошниченко Д.Е., Резников Д.С.* Радиофизические исследования ледника Альдегонда на Шпицбергене в 1999 г. // *МГИ*. 2001. Вып. 90. С. 86–99.
16. *Мавлюдов Б.Р.* Некоторые сведения о гидрологии ледника Альдегонда (Шпицберген) // *Комплексные исследования природы Шпицбергена*. Вып. 2. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. С. 120–125.
17. *Мавлюдов Б.Р.* О деградации горно-долинных ледников Шпицбергена // *Комплексные исследования природы Шпицбергена*. Вып. 4. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. С. 207–216.
18. *Мавлюдов Б.Р.* О системах дренажа ледников Шпицбергена // *Арктика и Антарктика*. Вып. 3 (37). М.: Наука, 2004. С. 67–79.
19. *Соловьянова И.Ю., Мавлюдов Б.Р.* Некоторые особенности распространения поверхностных водотоков на ледниках о. Западный Шпицберген // *Комплексные исследования природы Шпицбергена*. Вып. 4. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. С. 216–229.
20. *Тарасов Г.А., Кокин О.В., Польшин В.В.* К вопросу формирования ледниково-перигляциальных отложений в районе залива Грэн-фьорд (Западный Шпицберген) // *Комплексные исследования природы Шпицбергена*. Вып. 6. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2006. С. 143–151.
21. *Мавлюдов Б.Р., Кокин О.В.* Был ли ледник Альдегонда (Западный Шпицберген) пульсирующим? // *Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики*. Вып. 8. М.: ГЕОС, 2008. С. 222–226.
22. *Isachsen G.* Exploration du Nord-Ouest du Spitsberg entreprise sous les auspices de S.A.S. le Prince de Monaco par la Mission Isachsen. 1st part. Resultats des Campagnes Scientifiques Prince Albert de Monaco. 1912. 113 p.
23. Prospekt A/S De Norske Kulfelter Green harbour (№ 5) // Tromsø Statsarkiv, SNSK's archive. 1912. Vol. 455.
24. *Тарасов Г.А., Кокин О.В.* Время последней подвижки и ход последующей дегляциации ледника Грэнфьорд (Западный Шпицберген) // *Вестн. ЮНЦ РАН*. 2010. Т. 6. № 3. С. 34–38.
25. *Кокин О.В., Кириллова А.В.* Реконструкция динамики ледника Грэнфьорд (Западный Шпицберген) в голоцене // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 2. С. 241–252.
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-2-241-252>
26. *Шарин В.В., Кокин О.В., Гусев Е.А., Окунев А.С., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е.* Новые геохронологические данные четвертичных отложений северо-западной части Земли Норден-шельда (архипелаг Шпицберген) // *Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Геология. География*. 2014. Вып. 1. С. 158–167.
27. *Kokin O.* The evidences of the Pre-Holocene glacier advance in West Spitsbergen // *V Intern. Conf. "Arctic Palaeoclimate and its Extremes" (APEX)*. Longyearbyen, Svalbard (Norway). 2011. P. 84–85.

28. Кириллова А.В., Кокин О.В. Рельефообразование в ходе активной фазы современных ледниковых пульсаций на Западном Шпицбергене (на примере ледника Комфортлесс) // Теория и методы современной геоморфологии / Мат-лы XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Симферополь. 2016. Т. 2. С. 373–377.
29. Кокин О.В., Мавлюдов Б.Р. Рельеф подводного берегового склона западного побережья Грён-фьорда (участок р. Брюде – р. Альдегонда) // Проблемы морской палеоэкологии и биогеографии в эпоху глобальных изменений. Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 9. М.: ГЕОС, 2009. С. 283–290.
30. Гнилорыбов Н.А. Угольные шахты Шпицбергена. М.: Недра, 1988. 188 с.
31. Dowdeswell J.A., Hodkins R., Nutall A.-M., Hagen J.O., and Hamilton G.S. Mass balance change as a control on the frequency of glacier surges in Svalbard, Norwegian High Arctic // *Geophys. Res. Lett.* 1995. Vol. 22. No. 21. P. 2909–2912.
<https://doi.org/10.1029/95GL02821>

Geological and Geomorphological Indicators of the Surge Behavior of the Aldegonda Glacier (West Spitsbergen) in the Little Ice Age

O. V. Kokin^{a,#} and B. R. Mavlyudov^{b,##}

^a Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

^b Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

[#]E-mail: osip_kokin@mail.ru

^{##}E-mail: bulatrm@bk.ru

On the basis of landform analysis of the Aldegonda Glacier proglacial zone, geomorphological indicators of its surge behavior in the Little Ice Age were proposed based on the features and rates of ice propagation and degradation during the phases of advance and retreat. These features were reconstructed from the configuration and location of lateral and terminal moraines (submarine and terrestrial) and according to historical data. Two different age generations of the left lateral moraine ridges were distinguished. The young lateral moraine dated to the Little Ice Age is oriented parallel to the axis of the glacier movement, and the ancient one (older than 12 ka) is at an angle to it. The difference in orientation is due to the different rate of the glacier movement that was slower before 12 ka ago and faster at 700–100 years ago. Different mechanisms were established for the formation of two terminal moraines: pushing (below sea level) and dumping (on land). The first one was interpreted as the result of rapid glacier advance, and the second one – as the result of the stabilization of the glacier front during the areal degradation of the terrestrial part of the glacier's advanced tongue, followed by a rapid retreat of the front, as established by historical information. Landforms-indicators, such as fluted moraine and crevasse-fill ridges were suggested as the additional geomorphological features of surge behavior.

Keywords: lateral moraines, marginal zone, glacial landforms, palaeosurge, submarine end moraine ridge, surge glacier

ACKNOWLEDGMENTS

The authors are grateful to Acad. G.G. Matishov, prof. G.A. Tarasov (MMBI KSC RAS); Ph.D. V.V. Pol'shin (SSC RAS); staff of the Norwegian Polar Institute and the University Center in Svalbard (Longyearbyen, Spitsbergen), as well as to the staff of the Spitsbergen Glaciological Expedition of the IG RAS and the Spitsbergen expedition of the AARI for their help and assistance in conducting field work; Doctor B.G. Pokrovsky, Doctor M.M. Pevzner, Ph.D. N.E. Zaretskaya, A.E. Basilan (GIN RAS) for the laboratory tests; Ph.D. V.I. Myslivets, Ph.D. F.A. Romanenko, Ph.D. G.M. Sedaeva (MSU) for critical remarks when discussing the results of the work.

The reported study was funded by RFBR according to the research project № 16-35-00274 мол_a and by Faculty of Geography MSU (AAAA-A16-116032810055-0). Participation of B.R. Mavlyudov supported within the framework of the State contracts No. 0148-2019-0004 (AAAA-A19-119022190172-5), 0127-2019-0009 and by IAEA project INT5153.

REFERENCES

1. Dolgushin L.D. and Osipova G.B. *Pul'siruyushchie ledniki* (Surging glaciers). Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.), 1982. 192 p. (in Russ.)
2. *Glyatsiologicheskii slovar'* (Dictionary of Glaciology). Ed.: V.M. Kotlyakov. Leningrad: Gidrometeoizdat (Publ.), 1984. 528 p. (in Russ.)
3. Dowdeswell J.A., Hamilton G.S., and Hagen J.O. The duration of the active phase on surge-type glaciers: contrasts between Svalbard and other regions. *J. Glaciology*. 1991. Vol. 37. No. 127. P. 388–400. DOI: 10.3189/S0022143000005827
4. Jiskoot H., Murray T., and Boyle P. Control on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard. *J. Glaciology*. 2000. Vol. 46. No. 154. P. 412–422. DOI: 10.3189/172756500781833115
5. Hagen J.O., Liestøl O., Roland E., and Jørgensen T. Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen. *Meddelelser*. No. 129. Oslo: Norsk Polarinstitut (Publ.), 1993. 141 p.
6. Mavlyudov B.R. *Pul'siruyushchie ledniki arhipelaga Shpitsbergen* (Surging glaciers of the Svalbard archipelago), in *Kompleksnye issledovaniya prirody Shpitsbergena* (Complex investigations of the Spitsbergen nature). Iss. 7. Apatity: KNC RAN (Publ.), 2007. P. 177–187. (in Russ.)
7. Kokin O.V. *Geologo-geomorfologicheskaya deyatel'nost' pul'siruyushchikh lednikov* (Geological and geomorphologic effects of surging glaciers). *Vestn. Mosk. Univ. Ser. 5 Geogr.* 2011. No. 1. P. 22–27. (in Russ.)
8. Evans D.J.A. and Rea B.R. Geomorphology and sedimentology of surging glaciers: a land-systems approach. *Annals of Glaciology*. 1999. Vol. 28. P. 75–82. DOI: 10.3189/172756499781821823
9. Evans D.J.A. and Rea B.R. Surging glacier landsystem, in *Glacial Landsystems*. London: Arnold (Publ.), 2003. P. 259–288. DOI: 10.4324/9780203784976
10. Van Mijenfjorden, Blad B10. Svalbard 1:100 000. Tromsø: Norsk Polarinstitut (Publ.), 2000.
11. Van Mijenfjorden, Blad B10. Svalbard 1:100 000. Tromsø: Norsk Polarinstitut (Publ.), 2004.
12. *Oledenienie Shpitsbergena (Sval'barda)* (Glaciation of Spitsbergen (Svalbard)). L.S. Troitskii, E.M. Zinger, V.S. Koryakin, V.A. Markin and V.I. Mikhalev. Ed. Moscow: Nauka (Publ.), 1975. 276 p. (in Russ.)
13. *Glyatsiologiya Shpitsbergena* (Glaciology of Spitsbergen). V.M. Kotlyakov. Ed. Moscow: Nauka, 1985. 200 p. (in Russ.)
14. Gohman V.V. *Vodno-ledovyi balans Shpitsbergena* (Water-ice balance of Spitsbergen): PhD thesis. Moscow: IG AN SSSR (Publ.), 1990. 218 p. (in Russ.)
15. Vasilenko E.V., Glazovskij A.F., Macheret Yu.Ya., Navarro F.Kh., Tokarev M.Yu., Kalashnikov A.Yu., Miroshnichenko D.E., and Reznikov D.S. *Radiofizicheskie issledovaniya lednika Al'degonda na Shpitsbergene v 1999 g.* (Radiophysical studies of the Aldegonda glacier on Spitsbergen in 1999). *Mat. Gl'ac. Issled.* 2001. Iss. 90. P. 86–99. (in Russ.)
16. Mavlyudov B.R. *Nekotorye svedeniya o gidrologii lednika Al'degonda (Shpitsbergen)* (Some information about the hydrology of the Aldegonda glacier (Spitsbergen)), in *Kompleksnye issledovaniya prirody Shpitsbergena. Vyp. 2.* (Complex investigations of the Spitsbergen nature). Iss. 2. Apatity: KNC RAN (Publ.), 2002. P. 120–125.
17. Mavlyudov B.R. *O degradatsii gorno-dolinnikh lednikov Shpitsbergena* (About degradation of mountain and valley glaciers of Spitsbergen), in *Kompleksnye issledovaniya prirody Shpitsbergena* (Complex investigations of the Spitsbergen nature). Iss. 4. Apatity: KNC RAN (Publ.), 2004. P. 207–216.
18. Mavlyudov B.R. *O sistemakh drenazha lednikov Shpitsbergena* (On the drainage systems of the Spitsbergen glaciers), in *Arktika i Antarktika* (Arctic and Antarctica). Iss. 3. No. 37. Moscow: Nauka (Publ.), 2004. P. 67–79.
19. Solov'yanova I.Yu. and Mavlyudov B.R. *Nekotorye osobennosti rasprostraneniya poverkhnostnykh vodotokov na lednikakh o. Zapadnyi Shpitsbergen* (Some features of the surface water streams distribution on the glaciers of West Spitsbergen island), in *Kompleksnye issledovaniya prirody Shpitsbergena* (Complex investigations of the Spitsbergen nature). Iss. 4. Apatity: KNC RAN (Publ.), 2004. P. 216–229.
20. Tarasov G.A., Kokin O.V., and Pol'shin V.V. *K voprosu formirovaniya lednikovo-periglyatsial'nykh otlozhenii v raione zaliva Gren-ford (Zapadnyi Shpitsbergen)* (Revisiting development of glacial-periglacial sediments near the Grøn-fjord Bay (West Spitsbergen)), in *Kompleksnye issledovaniya prirody Shpitsbergena* (Complex investigations of the Spitsbergen nature). Iss. 6. Apatity: KNC RAN (Publ.), 2006. P. 143–151.
21. Mavlyudov B.R. and Kokin O.V. *Byl li lednik Al'degonda (Zapadnyi Shpitsbergen) pul'siruyushchim?* (Was the Aldegonda glacier (West Spitsbergen) a surging glacier?), in *Priroda shel'fa i arhipelagov*

- Evropeiskoi Arktiki* (Nature of the shelf and archipelagoes of the European Arctic). Iss. 8. Moscow: GEOS (Publ.), 2008. P. 222–226.
22. Isachsen G. Exploration du Nord-Ouest du Spitsberg entreprise sous les auspices de S.A.S. le Prince de Monaco par la Mission Isachsen. 1st part. *Resultats des Campagnes Scientifiques Prince Albert de Monaco*. 1912. 113 p.
23. Prospekt A/S De Norske Kulfelter Green harbour (No. 5). Tromsø Statsarkiv, SNSK's archive. 1912. Vol. 455.
24. Tarasov G.A. and Kokin O.V. *Vremya poslednei podvizhki i khod posleduyushchei deglyatsiatsii lednika Grenfjord (Zapadnyi Shpitsbergen)* The age of the last advance and the evolution of subsequent deglaciation of Grøn fjord Glacier (West Spitsbergen). *Vestn. YuNC RAN*. 2010. Vol. 6. No. 3. P. 34–38. (in Russ.)
25. Kokin O.V. and Kirillova A.V. *Rekonstruktsiya dinamiki lednika Grenfjord (Zapadnyi Shpitsbergen) v golotsene* (The dynamic reconstruction of Grøn fjordbreen glacier (West Spitsbergen) in Holocene). *Led i Sneg*. 2017. Vol. 57. No. 2. P. 241–252 (in Russ.). DOI: 10.15356/2076-6734-2017-2-241-252
26. Sharin V.V., Kokin O.V., Gusev E.A., Okunev A.S., Arslanov Kh.A., and Maksimov F.E. *Novye geokhronologicheskie dannye chetvertichnykh otlozhenii severo-zapadnoi chasti Zemli Nordenshel'da (arkhipelag Shpitsbergen)* New geochronological data of Quaternary deposits of north-western part of the Nordenskiöld Land (Spitsbergen archipelago). *Vestn. SPbGU. Ser. 7. Geol. Geogr.* 2014. Iss. 1. P. 158–167. (in Russ.)
27. Kokin O. The evidences of the Pre-Holocene glacier advance in West Spitsbergen, in *Quaternary Glacial and Climate Extremes*. V Int. Conf. "Arctic Palaeoclimate and its Extremes" (APEX). Longyearbyen. 2011. P. 84–85.
28. Kirillova A.V. and Kokin O.V. *Rel'efoobrazovanie v khode aktivnoi fazy sovremennykh lednikovyykh pul'satsii na Zapadnom Shpitsbergene (na primere lednika Komfortless)* (Landforms formation during active phase of modern glacial surges in West Spitsbergen (the example of Comfortlessbreen)), in *Teoriya i metody sovremennoi geomorfologii* (Theory and methods of modern geomorphology). XXXV Plenum of the Geomorphology Committee RAS. Simferopol, 2016. Vol. 2. P. 373–377.
29. Kokin O.V. and Mavlyudov B.R. *Rel'ef podvodnogo beregovogo sklona zapadnogo poberezh'ya Grenforda (uchastok r. Bryude – r. Al'degonda)* (The relief of the underwater coastal slope of the western coast of the Grøn fjord (section from the river Bruide to the river Aldegonda)), in *Problemy morskoi paleoekologii i biogeografii v epokhu global'nykh izmenenii. Kompleksnye issledovaniya prirody Shpitsbergena* (Problems of marine paleoecology and biogeography in the era of global change. Complex investigations of the Spitsbergen nature). Iss. 9. Moscow: GEOS (Publ.), 2009. P. 283–290.
30. Gnilorybov N.A. *Ugol'nye shakhty Shpitsbergena* (The coal mines of Spitsbergen). Moscow: Nedra (Publ.), 1988. 188 p.
31. Dowdeswell J.A., Hodkins R., Nutall A.-M., Hagen J.O. and Hamilton G.S. Mass balance change as a control on the frequency of glacier surges in Svalbard, Norwegian High Arctic. *Geophys. Res. Lett.* 1995. Vol. 22. No. 21. P. 2909–2912. DOI: 10.1029/95GL02821