

М.Г. Гросвальд

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛЕДЕНЕНИЙ МАТЕРИКОВЫХ ШЕЛЬФОВ (на примере Европейской Арктики)

Основная часть площади Европейской Арктики лежит в границах арктического материкового шельфа Европы - Баренцева шельфа. Во второй половине верхнего плейстоцена она подвергалась покровному материковому оледенению, о чем свидетельствует комплекс геолого-геоморфологических данных (распространение и ориентировка ледниковых шрамов на островах, морфология подводных желобов, рельеф и вещественный состав отложений дна Баренцева моря, особенности разноса эрратических валунов) и характер гляциоизостатических движений земной коры, выявленных в результате массовых определений высот и абсолютного возраста морских береговых линий Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа, островов Надежды, Медвежьего, Земли Короля Карла и Виктории [*Гросвальд, 1967; Дибнер, 1968; Шютт и др., 1968; Hoppe et al., 1965*].

В истории убывания и распада ледникового покрова Европейской Арктики, а также в характеристиках сопутствующих изостатических движений коры обнаруживается ряд особенностей, отличающих ледниковую историю шельфа от истории развития древнеледниковых областей суши.

Специфические черты истории Европейской Арктики в конце верхнего плейстоцена

Среди особенностей гляциальной истории Баренцева шельфа наиболее важны следующие: а) относительно ранняя дегляциация центральной области шельфа и высокая скорость распада древнеледникового покрова в целом; б) близость размеров раннеголоценового оледенения островов Европейской Арктики к размерам их современных ледниковых покровов; в) специфический характер пространственно-временного распределения гляциоизостатических движений коры; г) широкое участие ледниково-морских и морских фаций в разрезе отложений ледникового комплекса.

Отличительные черты хронологии дегляциации шельфа. Изучение геоморфологии и радиоуглеродное датирование морских террас на островах Европейской Арктики создали основу для разработки хронологии распада ее древнеледникового покрова. Установлено, что абсолютный возраст «верхней границы моря» (т.е. самой высокой из поздне- и послеледниковых береговых линий) на Земле Франца-Иосифа достигает, а возможно и превосходит 9 - 9,5 тыс. лет; на берегах, Ис-фиорда (о. Зап. Шпицберген), пролива Хинлопен и Мёрчисон-фиорда (о. Северо-Восточная Земля) возраст этой границы превышает 10-11 тыс. лет, а на крайнем юго-

востоке Шпицбергена, судя по данным Ю. Бюделя [Büdel, 1962], возрастает до 12-15 тыс. лет.

Отсюда следует, во-первых, что освобождение Баренцева шельфа от материковых льдов произошло очень быстро. Море почти повсеместно получило доступ к берегам арктических островов Европы уже ко времени аллерёдского, а местами даже бёллингского межстадиала и раньше, - т.е. за несколько тысячелетий до завершения дегляциации североамериканской суши. Во-вторых, судя по возрасту «верхней границы моря», внутренняя область шельфа, представляющая собой центральную зону древнеледниковой площади Европейской Арктики, освободилась от материкового ледникового покрова не только не позже, но даже раньше, чем его периферия. Следовательно, ход дегляциации шельфа не соответствовал упрощенной схеме, предполагающей постепенное отступление краев ледникового покрова от периферии ледниковой области к ее центру.

Соотношение размеров раннеголоценовых и современных ледников. Наши наблюдения на Земле Франца-Иосифа и Шпицбергене показали, что самая ранняя и крупная голоценовая стадия наступания ледников Европейской Арктики - рубини - хорнсунн - имела место около 10,5 тыс. лет назад, и что ее моренные гряды располагаются в непосредственной близости (не далее 2-4 км) от краев современных ледников [Гросвальд, 1963; Гросвальд и др., 1967]. Последнее обстоятельство резко отличает стадию рубини-хорнсунн от синхронной ей стадии наступания ледников суши северного полушария сальпаусселькя-вальдерс, краевые образования которой удалены от современных ледников на многие сотни километров.

Иллюстрацией соотношения размеров раннеголоценовых и современных ледников Европейской Арктики могут служить наблюдения в долине Факседален на о-ве Зап. Шпицберген. Названная долина открывается в Ломме-фиорд; ее основная часть занята выводным ледником Гулльфаксебреен - длинной апофизой ледникового купола Вальхаллфонна; три других выводных ледника того же купола спускаются в долину с северо-запада (рис. 1). Конец каждого ледника сохраняет связь с широким подковообразным валом конечной морены, имеющим ледяное ядро и сформированным во время ледникового максимума XVIII-XIX вв. н.э. На берегу фиорда располагается более древняя подковообразная моренная гряда, которая не имеет ледяного ядра и удалена от концов современных ледников на расстояние 1,5-4 км. Эта гряда была обнаружена и нанесена на карту Й. Де Геером около 70 лет назад, в начале 1930-х гг. она исследовалась Х.В. Альманом, однако определение ее возраста оказалось возможным лишь очень недавно. При этом решающую роль сыграли наблюдения за геоморфологией гряды и радиоуглеродное датирование морских террас на берегах пролива Хинлопен в непосредственном соседстве с Ломме-фиордом.

Наблюдения показали, что поверхность моренной гряды несет следы интенсивной обработки морем: ее вершина срезана и превращена в горизонтальную площадку, а на дистальном склоне выработана лестница террас и береговых линий. Слагающие гряду валунные суглинки глубоко размыты: их поверхность лишена мелкозема и превращена в «мостовую» плотно упакованных и абразированных морем валунов. Но отсюда следует, что эта гряда сформировалась еще тогда, когда уровень моря был выше ее вершины, современная отметка которой равна 51 м. Сравнение же последней с графиком относительного поднятия земной коры, построенным на основе радиоуглеродных данных по району пролива Хинлопен, приводит к заключению, что абсолютный возраст моренной гряды Факседален (как и соответствующей ледниковой стадии) несколько превышает 10 тыс. лет.

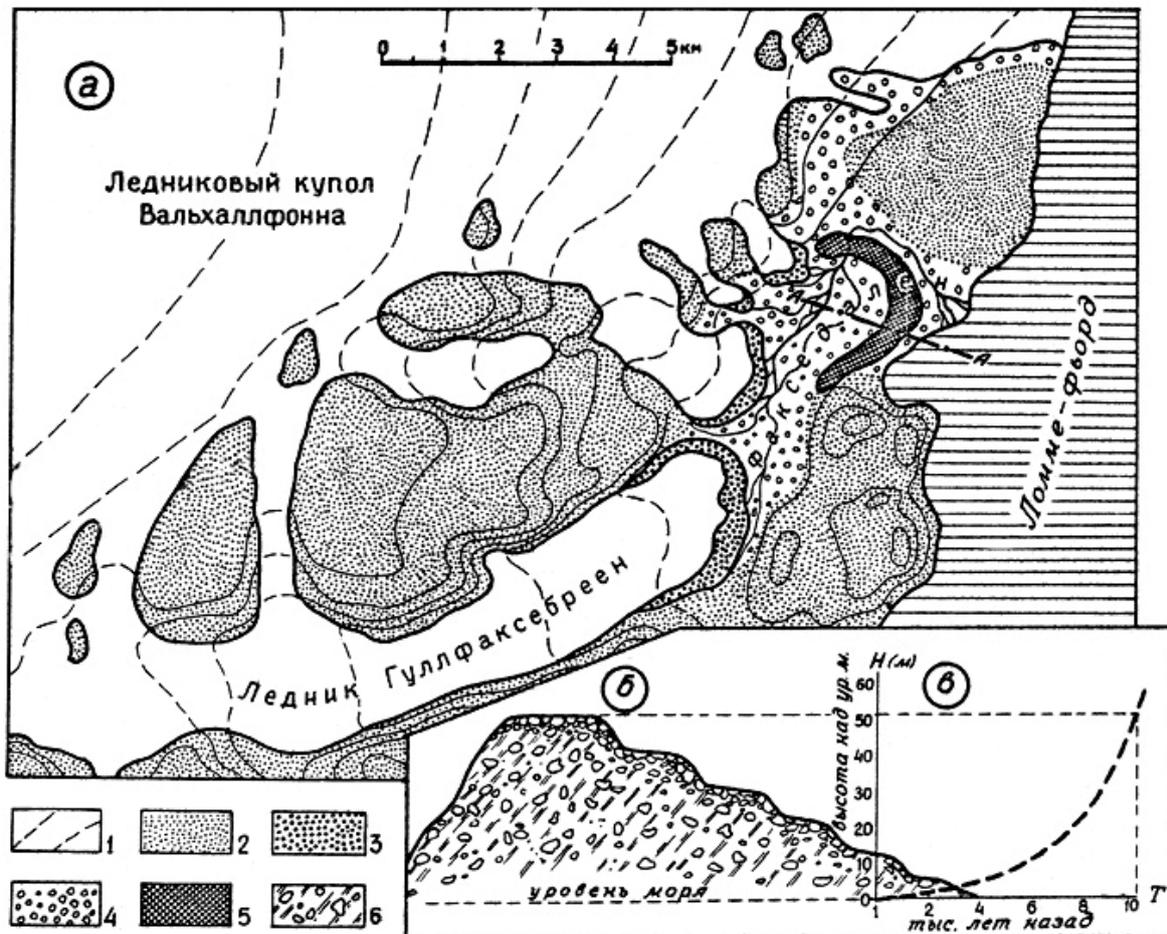


Рис.1. Соотношение раннеголоценовой и современной ледниковых стадий в долине Факседален, о.Зап.Шпицберген: А - схематическая гляциальная карта района; Б - профиль через кончюморенную гряду Факседален по линии А-А; В - график голоценового поднятия земной коры относительно современного уровня моря в районе Ломме-фиорда; 1 - лед ледников и изогипсы его поверхности, 2 - свободная от льда суша, 3 - морена стадии XVIII-XIX вв. н.э., 4 - современные флювиогляциальные отложения, 5 - морена раннеголоценовой (рубини-хорнсунн) ледниковой стадии (на карте), 6 - та же морена на профиле

О форме графиков поднятия земной коры по времени. Мы располагаем 8 графиками движений коры, которые построены на основе радиоуглеродного датирования береговых линий островов, расположенных в различных частях материкового шельфа. Четыре графика характеризуют изостатическое поднятие краевой зоны шельфа (районов Билле-фиорда и мыса Линнея на о. Зап. Шпицберген, Мёрчисон-фиорда на о. Северо-Восточная Земля, западной и центральной частей Земли Франца-Иосифа), и четыре - отражают поднятие участков, относительно удаленных от бровки материкового склона (о. Вильгельма, о. Эдж, Земли Короля Карла и о. Надежды).

Анализ графиков привел к выявлению важной особенности, которая отличает их от аналогичных кривых, построенных для областей материкового оледенения суши. Кривые поднятия, полученные для краевой зоны шельфа, с одной стороны, и для его внутренней части - с другой, оказались существенно неодинаковыми. Если первые имеют сильно вогнутую форму и отражают чрезвычайно быстрое поднятие земной коры между 10 и 8,5 тыс. лет назад и его прогрессирующее замедление в последующий

период, то форма вторых более или менее прямолинейная. Это означает, что на протяжении последних 9-10 тыс. лет, а возможно - и более длительного отрезка времени воздымание центральной части Баренцева шельфа шло с гораздо более постоянной скоростью, чем поднятие его краевой зоны [Blake, 1961].

Морские осадки в разрезе ледникового комплекса. Одна из важнейших особенностей рассматриваемой области древнего оледенения состоит в том, что в разрезе ледникового комплекса ряда участков ее краевой зоны, в частности в бассейнах нижнего течения Печоры и Мезени, широко представлены морские и ледниково-морские фации. На низменных пространствах северо-востока Европейской части СССР выходят на поверхность или вскрываются буровыми скважинами не только типичные континентальные морены, но также толщи песков, супесей и глин с примесью валунов и гальки, сформировавшиеся в эпохи оледенений и, вместе с тем, вмещающие фауну морских моллюсков, фораминифер и остракод. Судя по данным фациального анализа, накопление указанных песков, супесей и глин происходило в условиях водных (в том числе морских) бассейнов, в которых глубины, соленость и температуры воды испытывали неоднократные и весьма глубокие изменения [Былинский, 1962; Данилов, 1962; Лаврова, 1949; Степанов и Беляков, 1966].

Оледенения дна мелководных морей - особый класс материковых оледенений

Главные особенности физических условий, в которых возникают, развиваются и деградируют ледниковые покровы шельфовых областей Земли, определяются расположением основных площадей подошвы этих покровов на дне мелководных морей.

Значительная часть объема материковых льдов шельфов оказывается ниже уровня моря, и краевая зона таких льдов находится в постоянном контакте с водными массами. Поэтому развитие ледниковых покровов шельфов, на всех его этапах, проходит под знаком механического и теплового влияния моря (в первую очередь - воздействия моря на интенсивность абляции, а через неё - на баланс массы льда). Наблюдения и эксперименты показывают, что расход льда, связанный с откалыванием айсбергов и термоабразией ледяных берегов, в определенных условиях оказывается на 2-3 порядка интенсивнее расхода льда за счет таяния.

Вследствие интенсивного айсбергообразования ледниковые покровы дна мелководных морей могут возникать лишь в условиях, которые максимально благоприятствуют аккумуляции, а именно при опускании климатической снеговой границы до уровня моря. Судя по интерпретации наблюдений в Антарктиде, материковые оледенения подобных акваторий начинаются с появления разобщенных ледниковых шапок, приуроченных к островам; вокруг ледниковых шапок образуются шельфовые ледники, которые быстро разрастаются и смыкаются краями; эти ледники постепенно утолщаются, их подошвы ложатся на морское дно; после этого ледоразделы отдельных шапок мигрируют к середине покрова и сливаются, в результате чего на месте множества мелких ледниковых куполов образуется один или несколько крупных выпуклых щитов [Шумский, 1962; Giovinetto, 1964].

Расход льда на откалывание айсбергов тем больше, чем глубже море на контакте с ледниковым краем. Поэтому прогибание морского дна под тяжестью ледниковой нагрузки ведет к усилению абляции и, следовательно, оказывает отрицательное воздействие на баланс массы льда. Максимальный прогиб земной коры имеет место под центральной зоной ледниковых щитов, а минимальный - под периферической. По этой причине при прогрессивном или стационарном состоянии оледенения, когда море имеет контакт лишь со льдом периферической зоны, указанное

отрицательное воздействие играет сравнительно небольшую роль, а при деградации ледниковых покровов, когда море добирается до их центральной зоны, скорость расхода на айсберги должна становиться катастрофически высокой.

Разрушение ледниковых щитов мелководных морей начинается вслед за повышением уровня климатической снеговой границы и развивается значительно быстрее, чем таяние ледниковых покровов суши. Главный фактор этого разрушения, откалывание айсбергов, при прогрессирующем потеплении климата и сокращении размеров «морских» щитов не только не затухает (как на убывающих ледниках суши, оканчивающихся в море), но даже усиливается: по мере утоньшения льда все более широкие участки краевой зоны таких щитов, испытывающие влияние гидростатического давления воды, теряют контакт с ложем, всплывают и растекаются в шельфовые ледники, которые затем быстро распадаются и тают.

На ледниковом ложе обычно имеются глубокие ложбины выпахивания, протягивающиеся от центральных площадей к внешним границам областей оледенения. Подошва ледников, занимающих эти ложбины, располагается относительно низко, в связи с чем дегляциация последних в условиях контакта льдов с морем происходит чрезвычайно быстро. При общей деградации оледенения шельфов - уже на ее самых первых этапах - вдоль таких ложбин возникают радиальные каналы, благодаря которым море получает доступ к центральной зоне ледниковых покровов значительно раньше того момента, когда завершится разрушение их периферии. В этом случае становится неизбежным своеобразный способ дегляциации, который мы называем *центробежным* - способ, при котором центральная площадь ледниковой области освобождается ото льдов раньше периферической. При этом запоздание в сроках дегляциации последней, относительно центральной зоны, может быть довольно значительным - особенно, если периферические части ледникового покрова имеют опору в виде крупных островов или архипелагов.

Способ дегляциации отражается на пространственно-временных закономерностях гляциоизостатических движений земной коры. Если при обычном (т.е. «центростремительном») способе дегляциации, характерном для ледниковых областей суши, поднятия начинаются на периферии таких областей, а затем постепенно распространяются и на их центральную площадь (что может быть представлено в виде диаграммы рис. 2а), то при центробежной дегляциации изостатическое воздымание центральной площади ледниковых областей должно начинаться очень рано - практически одновременно с первыми слабыми движениями коры на самых внешних участках периферии таких областей, тогда как основная часть периферической зоны включается в интенсивное поднятие существенного позднее центральной площади.

Изостатическое поднятие центральной площади ледниковых областей мелководных морей должно отличаться не только ранним началом, но и сравнительно равномерной скоростью. Ее равномерность обеспечивается действием следующего механизма.

Место разрушающихся льдов центральной зоны ледникового покрова в условиях материкового шельфа, прогнутаго под тяжестью этого покрова, не остается свободным: на него немедленно вторгаются массы морской воды, которые образуют слой толщиной около 1 км; центральная площадь ледниковой области еще долго после своей дегляциации существует в окружении крупных фрагментов ледникового покрова. Те и другие давят на земную кору, причем оказываемое ими давление имеет не постоянную, а постепенно убывающую величину (что связано с поднятием дна моря и сокращением остаточных ледниковых масс). Поэтому первоначально, т.е. как раз тогда, когда потенциальная энергия, зависящая от нарушения изостатического

равновесия, максимальна, это давление также имеет максимальную величину и служит тормозом, снижающим скорость поднятия. В дальнейшем же, когда указанная энергия ослабевает, сильно ослабевает и давление воды и льда, позволяя этим поднятиям наверстать то, что было «упущено» на их начальном этапе. Описанные закономерности представлены графически на диаграмме 2б.

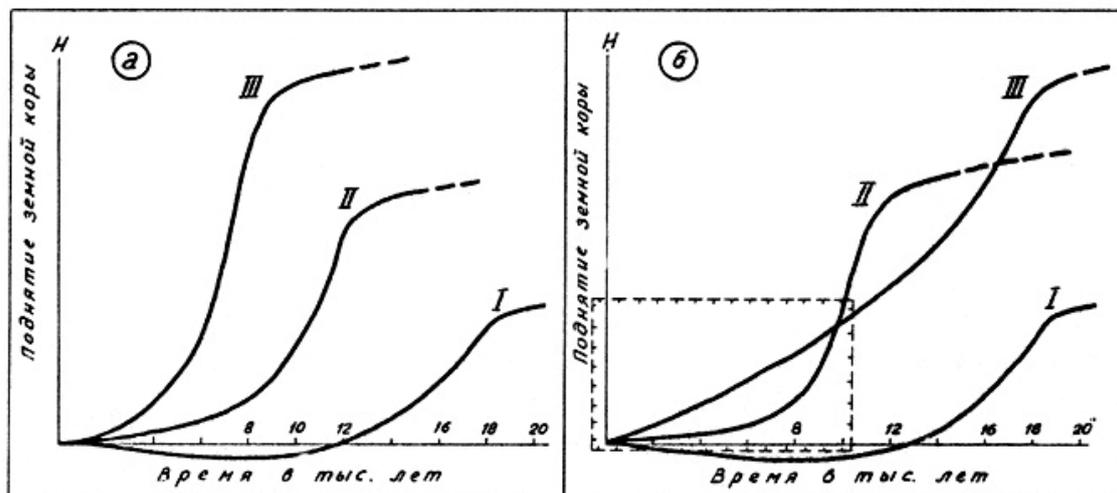


Рис.2. Пространственно-временные закономерности распределения поздне- и послеледниковых изостатических движений коры в древнеледниковых областях суши (а) и мелководных морей (б). Отдельные кривые характеризуют движения земной коры на участках внешней полосы периферической зоны (I), внутренней полосы периферической зоны (II) и центральной зоны оледенения (III). Вертикальный масштаб искажен. Прямоугольник на графике б ограничивает участок, соответствующий диаграмме поднятий берегов Шпицбергена и соседних островов (рис.3 в статье [13])

И последнее. Сейчас достаточно хорошо известно, что изостатическая компенсация ледниковой нагрузки осуществляется не для каждой точки земной поверхности, а регионально, и что восстановление равновесия после стаивания льда происходит не мгновенно, а растягивается на многие тысячелетия. Это значит, что прогибание коры имеет место не только непосредственно под ледниковыми покровами, но и в некоторой зоне, обрамляющей их края, и что после исчезновения материковых льдов земная кора на их месте еще долго остается прогнутой. Так что, если «исходный» уровень подвергающейся оледенению поверхности лишь незначительно превышает уровень океана или, тем более, лежит ниже него (как и бывает в пределах мелководных морей и прибрежных низменностей), то материковые оледенения неизбежно вызывают обширные ледниковые и позднеледниковые трансгрессии. На прогрессивных этапах развития оледенений море вторгается в приледниковую зону, а в период дегляциации - также и на всю освобождающуюся из-под льда площадь.

Выше было показано, что на материковых шельфах позднеледниковые трансгрессии начинаются чрезвычайно рано, вследствие чего позднеледниковый морской этап растягивается здесь на многие тысячелетия, и эти трансгрессии охватывают прежде всего центральные площади ледниковых областей и отдельные участки их периферии. Возникшие моря с самого начала получают связь с Мировым океаном, в то же время они долго существуют в окружении ледниковых покровов и локальных щитов, продуцирующих множество айсбергов. Указанные особенности - длительность существования, связь с океаном, обилие айсбергов - делают такие моря

идеальными бассейнами накопления ледниково-морских осадков, т.е. толщ песков, супесей и глин с морскими текстурами, обогащенных ледниковыми валунами и вмещающих остатки морской микро- и макрофауны. Естественно поэтому, что присутствие подобных толщ в разрезе плейстоцена шельфовых областей и соседних с ними низменных пространств должно рассматриваться как одно из закономерных следствий древнего оледенения этих областей и пространств.

Таковы особенности оледенений дна мелководных морей и примыкающих к ним низменностей и связанных с этими оледенениями явлений. Сравнение этих особенностей со специфическими чертами истории дегляциации, движений коры и характера отложений, выявленными в результате новейших исследований Баренцева шельфа (см. предыдущий раздел), показывает полное тождество тех и других.

В особом механизме абляции ледников шельфовых областей находят объяснение главные черты хронологии дегляциации Баренцева шельфа и, в первую очередь, сравнительно ранний распад Баренцевоморского ледникового покрова; тот же механизм, в сочетании с закономерностями изостатического прогибания шельфов, объясняет центробежный способ разрушения этого покрова. Мнение об очень ранней дегляциации Баренцева шельфа и о решающей роли моря в разрушении материковых льдов Европейской Арктики разделяется также В. Шюттом и Г. Хоппе - руководителями Свальбардской экспедиции Стокгольмского университета (личное сообщение). Вывод о том, что материковые льды, покрывающие морское дно, отступают значительно быстрее ледников суши, следует из анализа конкретных данных по убыванию последнего оледенения в Северной Швеции и на площади Северного моря [Hoppé, 1959, 1967, Hoppé et al., 1965]. История дегляциации Северного моря, реконструированная Г. Хоппе, представляется аналогичной истории распада ледникового покрова Баренцева шельфа; и здесь разрушение огромной лопасти материкового ледникового покрова, залегавшей на морском дне, произошло значительно раньше дегляциации соседних территорий Британских островов, Норвегии и Шотландских островов. Раннее исчезновение материковых льдов шельфовых областей бросает свет и на причины, обусловившие относительно малое распространение ледников стадии рубини-хорнсунн. В самом деле, к началу позднедриасового (раннеголоценового) похолодания дегляциация Европейской Арктики должна была зайти гораздо дальше, чем убывание оледенения европейской и североамериканской суши. Поэтому рубежи, с которых в позднем дриасе начиналось наступление оледенения в Европе и Северной Америке, с одной стороны, и в Европейской Арктике - с другой, были очень неодинаковы: в первом случае разрастались ледниковые покровы, которые не только еще существовали, но и занимали огромные площади, во втором - ледники в основном возникали заново на уже успевшей освободиться ото льда поверхности.

Центробежный способ деградации ледниковых покровов шельфовых морей объясняет также конкретные особенности распределения изостатических движений земной коры в пределах Баренцева шельфа, выявленные исследованиями Свальбардской экспедиции Стокгольмского университета (см. рис. 3 в статье [Шютт и др., 1968]). Диаграмма этих движений, построенная на основе датировок по ^{14}C береговых линий Шпицбергена и соседних островов, во всех своих характерных чертах совпадает с соответствующим участком диаграммы 2б (см. рис.2).

Изложенные в двух первых разделах факты, а также теоретические представления о механизме дегляциации мелководных морей в их конкретном приложении к физическим условиям Баренцева шельфа и сопредельной суши, позволяют составить две схемы, из которых первая показывает максимальное распространение ледникового покрова Европейской Арктики в эпоху последнего

верхнеплейстоценового оледенения (рис. 3а), а вторая - примерные контуры фрагментов того же покрова на одном из начальных этапов деградации оледенения, имевшем место, ориентировочно, около 17-18 тыс. лет назад (рис. 3б).

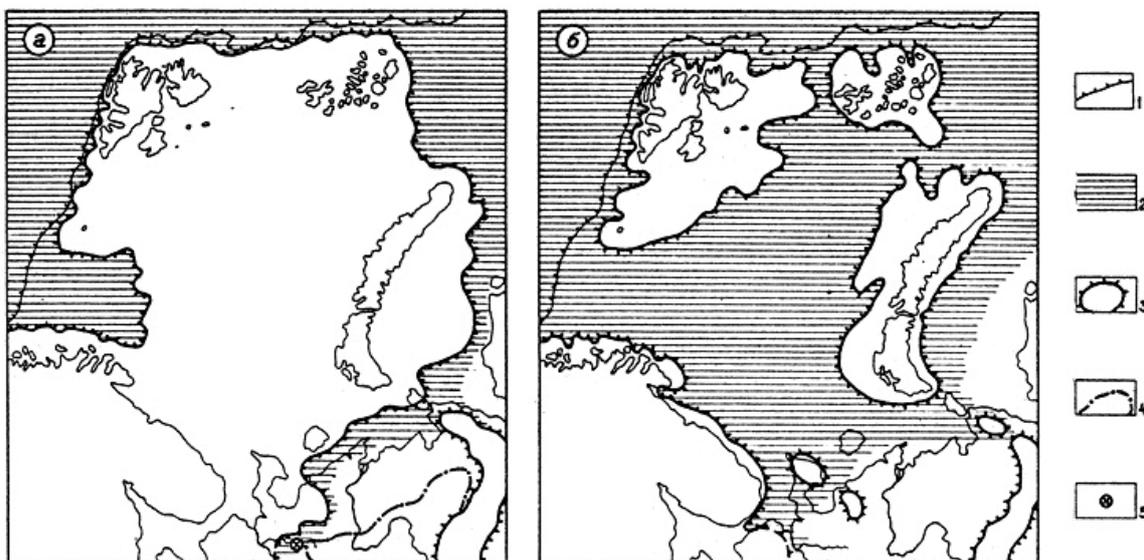


Рис.3. Ледниковый покров Европейской Арктики в эпоху последнего верхнеплейстоценового оледенения: а - при его максимальном распространении, б - на одном из начальных этапов деградации (приблизительные контуры); 1 - внешняя граница материкового шельфа, 2 - площади водных бассейнов, 3 - граница льдов последнего верхнеплейстоценового оледенения, 4 - то же - первого верхнеплейстоценового оледенения, 5 - район среднего течения р. Пеца, к которому относится кривая Былинского

Согласно этим схемам, в конце верхнего плейстоцена большая часть Баренцева моря представляла собой бассейн ледниково-морской седиментации. К этому бассейну принадлежали, помимо центральной области моря, днища подводных желобов Острова Медвежьего, Франц-Виктория и «Св. Анны», а также мелководная зона, примыкающая к береговой линии Европейской части СССР. Площади, относящиеся к современной материковой суше, во второй половине верхнего плейстоцена ледниково-морским осадконакоплением почти не захватывались. Однако несколько раньше, в эпоху первого верхнеплейстоценового оледенения, один из участков, границы которого нанесены на рис. 3а, такое осадконакопление должно было иметь место, среди прочего, и на обширной территории бассейнов Печоры, Мезени и Северной Двины.

Итак, различные факты плейстоценовой и голоценовой истории Европейской Арктики, несмотря на их видимую противоречивость, оказываются взаимодополняющими и совместимыми в рамках одной целостной концепции древнего оледенения Баренцева шельфа и сопредельных участков суши. Что же касается такого рода оледенений - покровных оледенений дна мелководных морей - то, в свете изложенного, они предстают *особый класс материковых оледенений* с присущими только им особенностями возникновения, развития и деградации ледников, отражающими специфику физических условий их существования.

О многократности оледенений Европейской Арктики в плейстоцене

Климат четвертичного периода испытывает глубокие циклические изменения, отражающиеся в сильных колебаниях высот климатической снеговой границы. Вместе с тем, существует механизм, обеспечивающий возникновение материковых

оледенений на площадях мелководных морей при сильных снижениях этой границы и быструю дегляциацию таких площадей - при ее повышении. Уже одно сопоставление этих двух положений делает неизбежным вывод о многократности плейстоценовых оледенений Европейской Арктики. Указанный вывод находит подтверждение в результатах некоторых геологических работ последних лет, среди которых, с этой точки зрения, наиболее важны исследования Е.Н. Былинского в бассейне Мезени и обнаружения межледниковых береговых линий на Шпицбергене.

Кривая Былинского и ее значение. Недавно Е.Н. Былинский провел обстоятельное изучение стратиграфии и фаций четвертичных отложений бассейнов нижнего течения Мезени и Пезы, а затем построил - по данным о гранулометрии и текстурах осадков и по палеоэкологическим характеристикам вмещающей микро- и макрофауны - график колебаний глубины моря в районе среднего течения р. Пеза [Былинский, 1962, 1967]. Судя по этому графику, воспроизведенному на рис.4 (кривая а), колебания относительного уровня моря в названном районе отличались следующими особенностями: а) их ритм совпадал с ритмом макроколебаний климата, т.е. с ритмом чередований ледниковых и межледниковых эпох; б) этапы относительного поднятия уровня моря совпадали с ледниковыми эпохами, а этапы его относительного понижения - с межледниковьями; в) пики относительного поднятия уровня моря приходились не на середины ледниковых эпох, а на рубежи, отделяющие эти эпохи от последующих межледниковий; г) в верхнем плейстоцене уровень моря испытал два повышения (первое большое, второе - незначительное), которые были разделены этапом резкого падения этого уровня.

Сравнение кривой Былинского с графиком эвстатических колебаний уровня Мирового океана (рис. 4б), построенным с учетом данных Ф. Шепарда [Shepard, 1961], Г.А. Авсюка [1960], П.С. Воронова [1964] и других, приводит к заключению, что изменения уровня океана - с одной стороны, и глубин морей, затоплявших низменности севера Европейской части СССР - с другой, происходили в одном и том же ритме, примерно совпадали по длине «волны», но были прямо противоположны по фазе. В то же время совершенно очевидно, что абсолютные высоты уровня всех частей Мирового океана, включая и южную окраину древнего Баренцева моря, могут изменяться только параллельно и однозначно. Это значит, что глубины плейстоценового моря, покрывавшего бассейн современной Мезени, должны были возрастать при падении абсолютного уровня воды и, наоборот, сокращаться при его подъеме. Но такое положение возможно лишь в случае наложения на эвстатические колебания уровня моря ритмичных изменений уровня морского дна, совпадавших с этими колебаниями по фазе и превосходивших их по размаху. Кривая 4в, построенная путем вычитания кривой Былинского из графика эвстатических колебаний уровня океана (4б), как раз и показывает вертикальные движения морского дна (т.е. колебания поверхности земной коры), ответственные за отмеченную выше контрафазность.

Кривая 4в говорит о многом. Судя по ней, движения коры в бассейне нижнего течения Мезени отличались значительным размахом (более 250 м), неоднократной сменой знака и тесной связью этапов погружений и воздыманий с крупными ледниковыми ритмами; вместе с характером указанной связи («опускания - оледенения», «поднятия - межледниковья»), перечисленные особенности движений коры могут служить дополнительным доказательством их гляциоизостатической природы. Но коль скоро природа этих движений такова, и раз смены их знака были неоднократны, неоднократным должно было быть и оледенение района; четыре резких погружения коры позволяют сделать вывод, что лишь за ту часть четвертичного периода, которая охватывает средний и верхний плейстоцен, ледниковые покровы не менее чем *четырежды наступали на его территорию.*

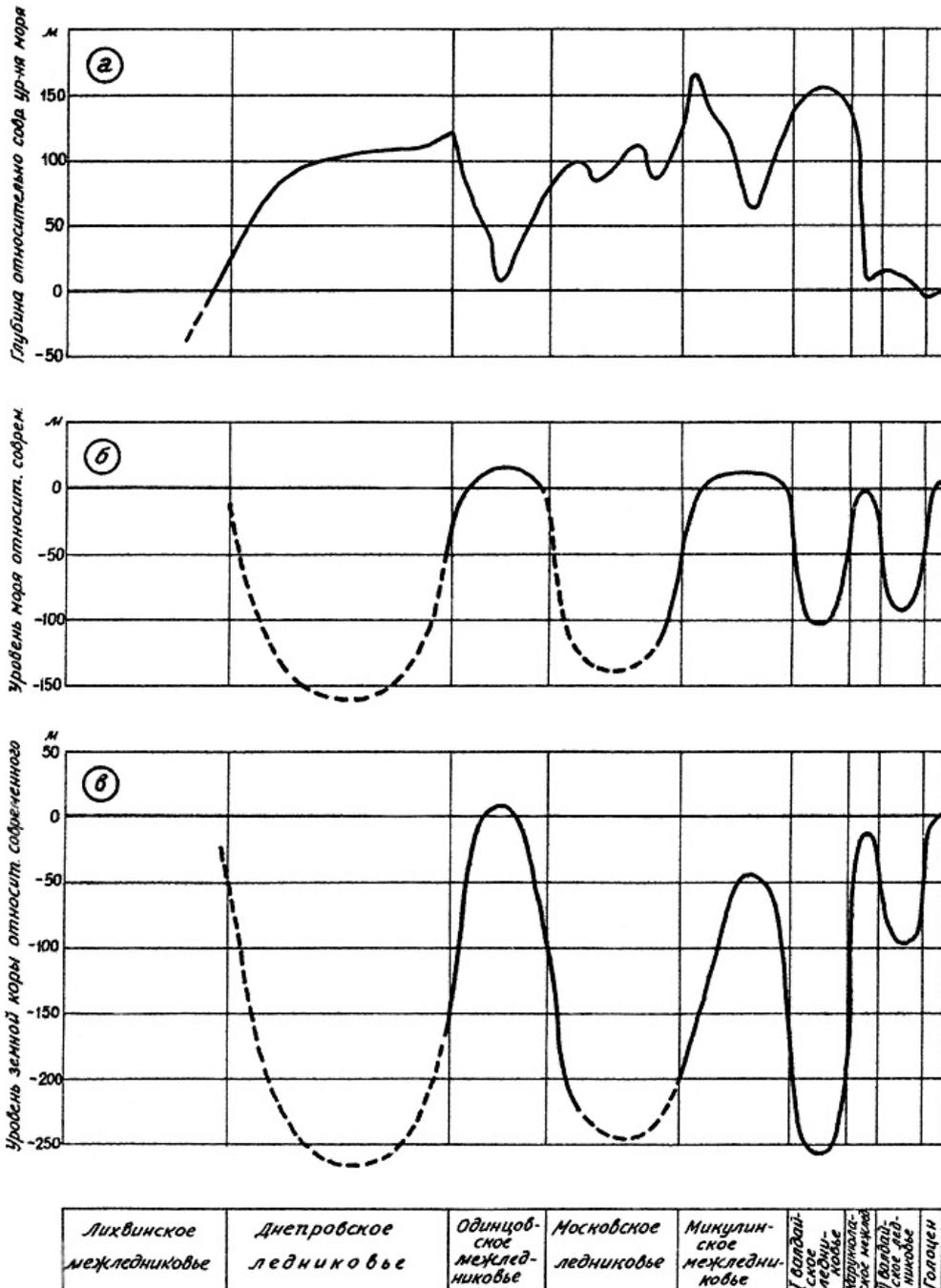


Рис.4. Движения земной коры в районе среднего течения р.Пега: а - кривая Былинского (колебания глубин моря по данным фациального анализа морских плейстоценовых отложений); б - эвстатические колебания уровня Мирового океана; в - вертикальные движения земной коры (результат вычитания кривой а из кривой б)

График помогает истолковать и другие особенности кривой Былинского. В частности, характерный для нее сдвиг пиков максимальных глубин моря находит естественное объяснение в некоторой замедленности реакции коры на исчезновение ледниковой нагрузки, благодаря чему эвстатический подъем уровня океана вначале каждого позднеледникового интервала должен опережать изостатическое поднятие коры. А резкая разница в интенсивности двух последних трансгрессий оказывается столь же закономерным следствием местных различий в глубине изостатического

прогибания коры на первом и втором этапах верхнего плейстоцена - различий, связанных с положением изученного района в промежутке между границами первого и второго валдайских оледенений (см. рис. 3а).

Межледниковые береговые линии Шпицбергена. Для межледниковых (в широком понимании термина) условий островов Европейской Арктики характерны сокращение материковых льдов до размеров, примерно равных или уступающих современным, и восходящие гляциоизостатические движения земной коры. Судя по радиоуглеродным определениям возраста морских береговых линий, в пределах Шпицбергена такие условия существовали не менее чем дважды: датировки образцов, собранных на террасах архипелага, отчетливо распадаются на две серии, одна из которых охватывает голоцен (от 12-11 тыс. лет назад до современных), а вторая - среднюю часть верхнего плейстоцена (34-40 тыс. лет назад). Датировки второй серии, впервые полученные по морским раковинам, собранным В. Блейком на Северо-Восточной Земле [Blake, 1961], нашли подтверждение в результатах более массовых определений последующих лет. Морских береговых линий с «промежуточным» возрастом, т.е. сформировавшихся в период между 15 и 30 тыс. лет назад, в пределах архипелага не обнаружено.

Образцы органических материалов, по которым получены датировки как первой, так и второй серии, были собраны на одних и тех же (или близко соседствующих) участках побережья и, что особенно важно - в одном и том же интервале высот. Так например, с береговых линий района заливов Леди-Франклин и Мёрчисон-фиорд, имеющих абсолютную высоту от 40 до 80 м, были взяты образцы, часть из которых оказалась древнее 34 тыс. лет, а часть имела возраст от 9,5 до 11 тыс. лет. Отсюда следует, что море дважды затопляло одни и те же уровни шпицбергенского побережья, и оба раза эти трансгрессии сменялись поднятиями берегов и отступанием моря. Только в таком случае могло произойти наложение разновозрастных морских осадков на один и тот же береговой склон.

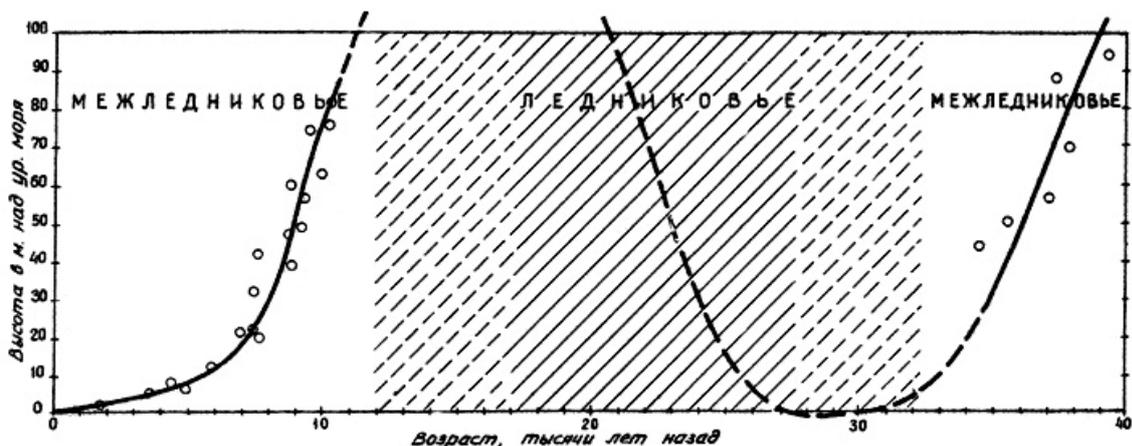


Рис.5. Принципиальная схема высот и возраста террас, движений коры и чередования ледниковых (заштрихованный интервал) и межледниковых условий в районе Шпицбергена

Изложенное позволяет сделать два вывода: а) на протяжении последних 40-50 тыс. лет район Шпицбергена пережил не менее двух периодов резкого сокращения оледенения, при которых море получало доступ к берегам островов архипелага, и разделяющий их интервал, во время которого формирование береговых линий прекращалось. Последнее естественно связывать с периодом разрастания оледенения;

б) за те же 40-50 тыс. лет Шпицберген не менее чем дважды испытывал интенсивное воздымание, что каждый раз совпадало с периодами сокращения оледенения. При обоих воздыманиях аккумуляция морских осадков происходила в одной и той же высотной зоне, что могло иметь место лишь в случае, если этапы поднятия были разделены этапом столь же интенсивного погружения. Последний должен был совпадать по времени с периодом разрастания ледников (рис. 5).

Эти выводы подкрепляют заключение о неоднократности древнего оледенения Европейской Арктики. В более конкретном плане данные о межледниковых террасах Шпицбергена свидетельствуют в пользу того, что условия оледенения и движений коры, существовавшие в районе архипелага (а вероятно - и на всей площади Арктики) в период между 34 и 40 тыс. лет назад, т.е. в середине верхнего плейстоцена, были чрезвычайно близки к межледниковым.

Заключение

Итак, на протяжении второй половины плейстоцена Европейская Арктика неоднократно подвергалась сплошному материковому оледенению, причем за одно лишь верхнечетвертичное время ледниковый покров формировался здесь не менее чем дважды.

Оледенения Европейской Арктики принадлежали к классу материковых оледенений дна мелководных морей. Подошва ледниковых покровов области на основных своих площадях лежала ниже уровня моря, и именно море играло ведущую роль в абляции материковых льдов. По этой причине разрушение последних происходило очень быстро, и центральные зоны ледниковых покровов исчезали раньше периферических. Очень рано исчез здесь и последний ледниковый покров: уже на первых этапах ухудшения гляцио-климатических условий (вероятно не позже, чем 17-18 тыс. лет назад), он распался на несколько разобщенных щитов, разрушение которых завершилось не менее 11-12 тыс. лет назад, т.е. за несколько тысячелетий до завершения дегляциации североамериканской и европейской суши.

В последующем, судя по фактам и соображениям, изложенным ранее [Гросвальд, 1963], оледенение Европейской Арктики проявлялось лишь в форме локальных ледниковых щитов и шапок, долинных и каровых ледников, и уже никогда не распространялось на значительные площади морского дна. Тем не менее, за поздне- и послеледниковое время оно пережило несколько этапов довольно значительного разрастания и сокращения. На этапах сокращения ледники Европейской Арктики полностью или почти полностью исчезали на этапах разрастания - увеличивались до размеров, которые были несколько больше современных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авсюк Г.А. Гляциологические исследования в период Международного геофизического года 1957-1958-1959 гг. Изв. АН СССР, серия геогр., 1960, № 5.
2. Былинский Е.Н. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии бассейна р. Мезени. Докл. АН СССР, т.147, № 6, 1962.
3. Былинский Е.Н. Методы выявления новейших тектонических движений на севере Русской платформы. В сб.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., Изд-во Недр, 1967.
4. Воронов П.С. К методике палео- и меллогеографического воссоздания морфометрии материков и покровных оледенений. Изв. Всес. геогр. об-ва, т.96, № 5, 1964.

5. *Гросвальд М.Г.* Древние береговые линии Земли Франца-Иосифа и позднеантропогенная история ее ледниковых покровов. В сб.: Гляциол. исследования, № 9. М., Изд-во АН СССР, 1963.
6. *Гросвальд М.Г.* Оледенение Баренцева шельфа в позднем плейстоцене и голоцене. В сб.: Материалы гляциол. исслед. (МГГ). Хроника, обсуждения, вып.13. М., 1967.
7. *Гросвальд М.Г., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Семевский Д.В.* Движения земной коры и возраст ледниковых стадий в районе Шпицбергена. Геохимия, 1967, № 1.
8. *Данилов И.Д.* [Плейстоценовые отложения востока Большеземельской тундры и условия их образования](#). Изв. АН СССР, серия геогр., 1962, № 6.
9. *Дибнер В.Д.* «Древние глины» и рельеф Баренцево-Карского шельфа - прямые доказательства его покровного оледенения в плейстоцене. В сб.: Проблемы полярной географии (Труды ААНИИ, т.285), Л., Гидрометеиздат, 1968.
10. *Лаврова М.А.* К вопросу о морских межледниковых трансгрессиях Печорского района. Учен. зап. Ленингр. ун-та, серия геогр. наук, вып.6, 1949.
11. *Степанов Ю.В., Беляков Л.Н.* Опорный разрез кайнозойских отложений Воркутского района. В сб.: Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. М., Изд-во Моск. ун-та, 1966.
12. *Шумский П.А.* К теории движения и колебаний ледников. В сб.: Материалы гляциол. исслед. (МГГ). Хроника, обсуждения, вып.6. М., 1962.
13. *Шютт В., Хоппе Г., Блейк В., Гросвальд М.Г.* О распространении позднеплейстоценового оледенения в Европейской Арктике. Изв. АН СССР, серия геогр., 1968, № 5.
14. *Blake W., Jr.* Radiocarbon dating of raised beaches in Nordaustlandet, Spitsbergen. In: Geology of the Arctic, v. I. Toronto Univ. Press, 1961.
15. *Büdel J.* Die Abtragungsvorgänge auf Spitzbergen im Utkreis der Barentsinsel. In: Tagungsbericht und wissensch. Abhand. des Deutschen Geographentages Köln. Wiesbaden, 1962.
16. *Giovinetto M.B.* The drainage systems of Antarctica: accumulation. In: Antarctic snow and ice studies, Antarctic research series, v. 2. Publ. by the Amer. Geoph. Union, 1964.
17. *Hoppe G.* Glacial morphology and inland ice recession in Northern Sweden Geogr. Annaler, v.41, H. 4, 1959.
18. *Hoppe G.* Case studies of deglaciation patterns. Geogr. Annaler, Ser. A. v.49, H.2-4, 1967.
19. *Hoppe G., Schytt V., Strömberg B.* Från fält och forckning naturgeografi vid Stockholms universitet. Ymer, H. 3-4, 1965.
20. *Schytt V.* Svalbardexpeditionen sommaren 1966. Forskning och Framsteg, N. 2, 1966.
21. *Shepard F.P.* Sea level rise during the past 20,000 years. Zeitschr. für Geomorphol., Supplementband 3, 1961.

SUMMARY

Some peculiar features of the glacial history of the European Arctic (Barents Shelf) in Upper Pleistocene Age have been outlined and discussed, which are as follows: very early time and centrifugal way of deglaciation; surprisingly little extent of Lower Holocene glaciers; peculiar distribution of crustal movements there as reflected in time-elevation curves; and occurrence of marine and glacial-marine sediments within the Pleistocene Formation. These features suggest that the implication should be in terms of peculiar regime

of the continental ice sheets covering the floor of shallow seas. Such kind of ice sheets are concluded to make up a specific class of continental glaciers.

The glaciations of the European Arctic were multiples in Upper Pleistocene Age ice sheets arose and disappeared two times, and in Middle Pleistocene Age - not less than another two times.

Ссылка на статью:



Гросвальд М.Г. Некоторые особенности оледенений материковых шельфов (на примере Европейской Арктики). Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. 1970. № 16. С. 196-207.