

**СТРОЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ ВНЕШНЕЙ ПОЛОСЫ ОДНОГО ИЗ
ПОЯСОВ КРАЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПОЗДНЕВАЛДАЙСКОГО
ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА В КОЛЬСКОМ РЕГИОНЕ**

В. Я. Евзеров

*(ГИ КНЦ РАН) Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Кольского научного центра Российской академии наук, г. Апатиты*

Поступила в редакцию 11 сентября 2015 г.

Аннотация: *гряды напорных морен и флювиогляциальные дельты внешней полосы маргинального пояса II сформировались в среднем дриасе на поверхности, лишенной покрова мертвого льда, который отделился от активного ледника в начале бёллинга. Активный лёд контактировал с монолитным массивом мертвого льда только на крайнем севере в полосе шириной порядка 40 км.*

Ключевые слова: *маргинальный пояс, гряда напорной морены, флювиогляциальная дельта, средний дриас, Кольский регион.*

**THE STRUCTURE AND FORMATION OF THE OUTER STRIP ONE OF THE
MARGINAL BELTS OF THE LATE VALDAIAN ICE SHEET IN THE KOLA REGION**

ABSTRACT *PUSH MORAINES RIDGES AND GLACIOFLUVIAL DELTAS OUTER STRIP OF THE MARGINAL BELTS II WERE FORMED DURING THE MIDDLE DRYAS ON A SURFACE WITHOUT A COVER OF DEAD ICE WHICH WAS SEPARATED FROM ACTIVE GLACIER IN THE BEGINNING BÖLLING. ACTIVE ICE CONTACTED TO THE MONOLITHIC MASSIF OF DEAD ICE ONLY NORTH IN A STRIP IN WIDTH ABOUT 40 KM.*

KEYWORDS *MARGINAL BELTS PUSH MORaine RIDGE, GLACIOFLUVIAL DELTA, THE MIDDLE DRYAS, KOLA REGION.*

Введение

Климат, несомненно, является доминирующим фактором развития природных процессов в четвертичный период. Его изменения обусловили периодическую смену двух резко отличных направлений гипергенеза: ледового и умеренно-гумидного (межледникового). Однако климатические изменения оказывали существенное влияние и на процессы осадконакопления во время межледниковий и на формирование ледниковых образований в периоды оледенений. Об этом с очевидностью свидетельствуют материалы по эволюции поздневалдайского оледенения в Кольском регионе.

**Дегляциация Кольского региона,
пояса краевых образований**

Деградиация поздневалдайского ледника протекала в условиях циклических вариаций климата разного ранга, установленных посредством детальных исследований различными методами ледниково-морских, пресноводных и глубоководных морских осадков [1, 2]. Каждая из вариаций продолжительностью от 500 до 2000 лет включала в себя сравнительно быстрое потепление и последующее постепенное или ступенчатое похолодание.

В периоды межстадиальных потеплений, в основном в связи с низкоградиентным характером поверх-

ности ледника, в Кольском регионе происходило отчленение от основного массива льда огромных периферических областей ледникового покрова [3]. В течение этих же периодов край динамически активного льда, при благоприятных геоморфологических условиях, контактировал с возникавшими или уже существовавшими в это время приледниковыми водными бассейнами. Высокая теплоёмкость воды приводила к быстрому совмещению ледяного берега с линией нулевого баланса масс ледника и длительному сохранению его довольно стабильного положения. Вследствие этого создавались условия для накопления у крутого ледяного берега мощных толщ флювиогляциальных осадков. Впоследствии, при полном освобождении территории ото льда, эти толщи проявлялись в рельефе в виде гряд насыпных краевых образований, так называемых маргинальных озов.

Край активного льда в Кольском регионе не удалялся сколько-нибудь значительно от области накопления предкраевых толщ флювиогляциальных осадков. Его отступление составляло менее 1 км [4, 5]. Незначительное проявление фронтальной дегляциации подтверждается отсутствием озерно-ледниковых осадков в основании всех изученных нами разрезов отложений озерных котловин центральной и восточной частей Кольского полуострова [4, 6]. Оно, несомненно, является следствием суровых климатических

условий, в которых протекала дегляциация региона. В позднем валдае, на протяжении которого климат в окрестностях ледникового покрова повсеместно был холоднее современного [1, 7], на Кольском полуострове он, очевидно, отвечал наименее суровому арктическому. Во время стадийных похолоданий ледник, наступая, в той или иной степени деформировал гряды насыпных краевых образований, если таковые оказывались на пути перемещения льда. При максимальном распространении ледника, если поверхность ледникового ложа была наклонена в направлении перемещения льда, в каждую из стадий он образовывал перед своим краем главным образом гряды напорных морен. Если же ложе было наклонено навстречу движению льда, то перед его краем возникало

приледниковое озеро и наряду с напорными грядами, формировались флювиогляциальные дельты [5, 8].

В Кольском регионе в течение каждого межстадийно-стадийного климатического цикла у края активного льда создавался пояс маргинальных ледниковых образований, состоящий из двух полос краевых гряд: внутренней и внешней. Внешняя полоса, наиболее удаленная от центрально-ледниковой области, всегда возникала после внутренней [8, 9]. Расположение краевых поясов региона и некоторых других ледниковых образований, в основном отражающих направления движения льда в заключительные этапы эволюции Скандинавского ледникового щита, показаны на рис. 1.

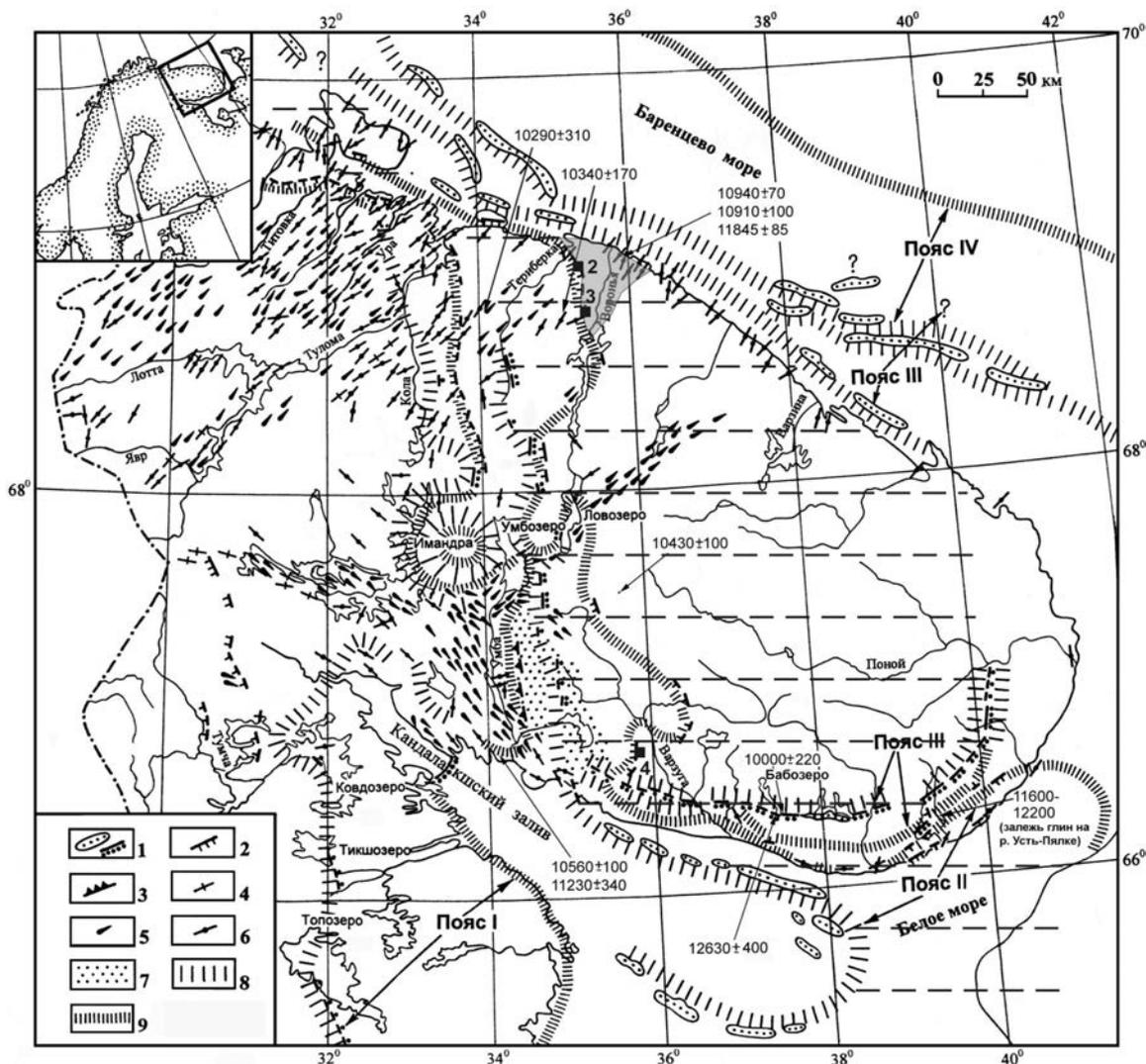


Рис. 1. Схема распространения ледниковых образований Кольского региона: 1 – гряда краевая и межлопастная напорно-насыпной морены; 2 – гряда напорной морены; 3 – маргинальный уступ; 4 – флюта; 5 – друмлины; 6 – ледниковый шрам; 7 – островная возвышенность; 8 – положение края ледника (или отдельной лопасти) при формировании насыпных конечно-моренных гряд внутренней полосы маргинального пояса в период межстадийного потепления; 9 – то же при образовании напорных конечно-моренных гряд внешней полосы маргинального пояса в период стадийного похолодания.

Заштрихована площадь периферического массива льда, отделившегося от активного ледника в бёллинге. Серым цветом выделена территория распространения монолитного массива мертвого льда, сохранившегося ко времени ледниковой экспансии в среднем дриасе. Пронумерованными черными квадратами показано местоположение аэрофотоснимков на рисунках под номерами 2, 3 и 4, приведенных ниже. В центральной части схемы замкнутые и полужамкнутые контуры, отражающие положение края льда в различные этапы эволюции ледника (условные обозначения 8 и 9), приурочены к Хибинскому (на западе) и Ловозерскому горным массивам. Схема составлена по материалам В. Рамзая [10], А. А. Полканова [11], М. А. Лавровой [12], А. А. Никонова [13], В. Я. Евзерова и Ю. Г. Самойловича [14], В. Я. Евзерова и С. Б. Николаевой [9].

За период деградации поздневалдайского ледникового покрова сформировалось три пояса краевых образований: I, II и III. Судя по результатам палеогеографических исследований, формирование пояса III происходило в связи с потеплением, имевшим место между 14 700 и 16 100 лет до настоящего времени (н. в.), и последующим похолоданием в интервале от ~14 700 до 13 400 – 12 900 лет до н. в. [1, 2, 9]. Приведенные возрастные оценки косвенно подтверждаются радиоуглеродной датировкой донных осадков оз. Бабозеро (рис. 1). Она составляет 12630 ± 400 лет до н. в. и свидетельствует о том, что накопление органики в оз. Бабозеро началось в период потепления, сменившего упомянутое похолодание. Образование маргинальных поясов II и I отвечает, соответственно, климатическим ритмам бёллинг (около 13000 лет до н. в.) – средний дриас (около 12500 лет до н. в.) и аллерёд (примерно 11800–11000 лет до н. в.) – поздний дриас (~11000–10000 лет до н. в.). Гряды внешней полосы пояса I являются непосредственным продолжением краевой зоны Тромсё-Линген Норвегии, имеющей возраст 10-11 тыс. лет до н. в. [15]. На образование гряд внешней полосы пояса II в период среднего дриаса указывают результаты датирования палеомагнитным методом залежи озерно-ледниковых глин, рассмотренные в следующем разделе.

Фронтально-ареальная (преимущественно ареальная) дегляциация в пределах Кольского региона происходила на протяжении промежутка времени от начала деградации ледникового покрова вплоть до межстадиального потепления в аллерёде. В заключительный этап деградации поздневалдайского ледяного щита, охватывающий промежуток времени от позднего дриаса до начала бореала (около 9,5 тыс. лет назад), монолитное тело ледника было расчленено протяженными морскими заливами, и постепенно лед растаял. Его таяние продолжалось примерно 2 тыс. лет.

Внешняя полоса краевого пояса II

Ледниковые образования краевого пояса II изучаются на протяжении многих лет. Однако исследования проводились в пределах отдельных его фрагментов. При этом либо не до конца расшифровывался генезис форм ледниковой аккумуляции, либо неправильно определялся их возраст. Современную конфигурацию, показанную на рис. 1, пояс приобрел только после проведения сплошного дешифрирования аэрофотоснимков по всей территории Кольского региона.

На рис. 1 показана площадь периферического ледникового покрова, отделившегося от активного льда в бёллинге. Контур её намечен по фрагментам напорно-насыпных конечных морен, образовавшихся у края активного льда в период межстадиального потепления. Новую границу распространения ледника, продвинувшегося к северу и востоку в связи с похолоданием в среднем дриасе, маркирует внешняя полоса краевых образований пояса – предмет рассмотрения данной статьи. На западе она представлена двумя невысокими асимметричными напорными моренными

грядами высотой до 5 м, которые обнаружены на более или менее ровной поверхности в северном ответвлении Мотовского залива (заливе Большая Мотка) и в Эйно губе, на южном побережье полуострова Рыбачий [16]. Далее полоса появляется в окрестностях пос. Териберка и прослеживается в виде отдельных субмеридионально ориентированных фрагментов вплоть до беломорского побережья, где её ориентировка становится субширотной. Субмеридиональный отрезок неоднороден по морфологии и строению. К юго-востоку и югу от пос. Териберка вплоть до оз. Мартимъявр около дороги Мурманск-Туманный на протяжении нескольких десятков километров наблюдается полоса распространения грядово-ячеистого рельефа, упомянутая впервые, насколько известно автору, А. и Н. Арманд [17]. Ширина полосы варьирует примерно от 300 до 600 м. В её пределах развиты неглубокие впадины различной формы и разновысокие гряды, которые обрамляют полосу или присутствуют внутри неё. Характерный отрезок полосы в районе озер Кисьъявр и Борис-Явр показан на рис. 2.

Нами была изучена южная часть полосы грядово-ячеистого рельефа юго-восточнее оз. Мартимъявр, около дороги Мурманск-Туманный [18]. Расчисткой здесь вскрыто строение небольшой субмеридионально вытянутой грядки относительной высотой 5 м, шириной 15 м и длиной 100 с лишним метров. Данная гряда входит в комплекс грядово-кольцевого рельефа, в пределах которого высота гряд достигает 10-15 м, а

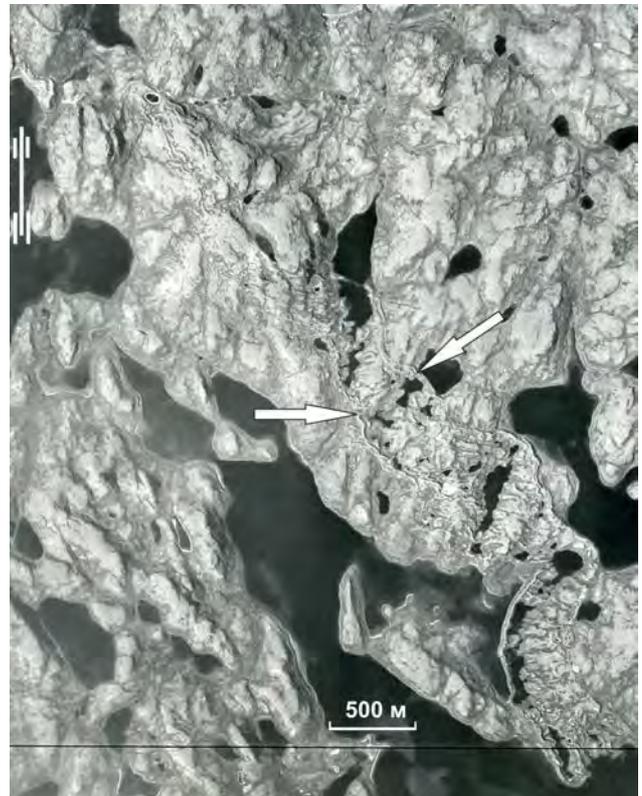


Рис. 2. Плановый аэрофотоснимок краевой гряды среднего дриаса в районе озер Кисьъявр и Борис-Явр примерно в 10 км к юго-востоку от пос. Териберка

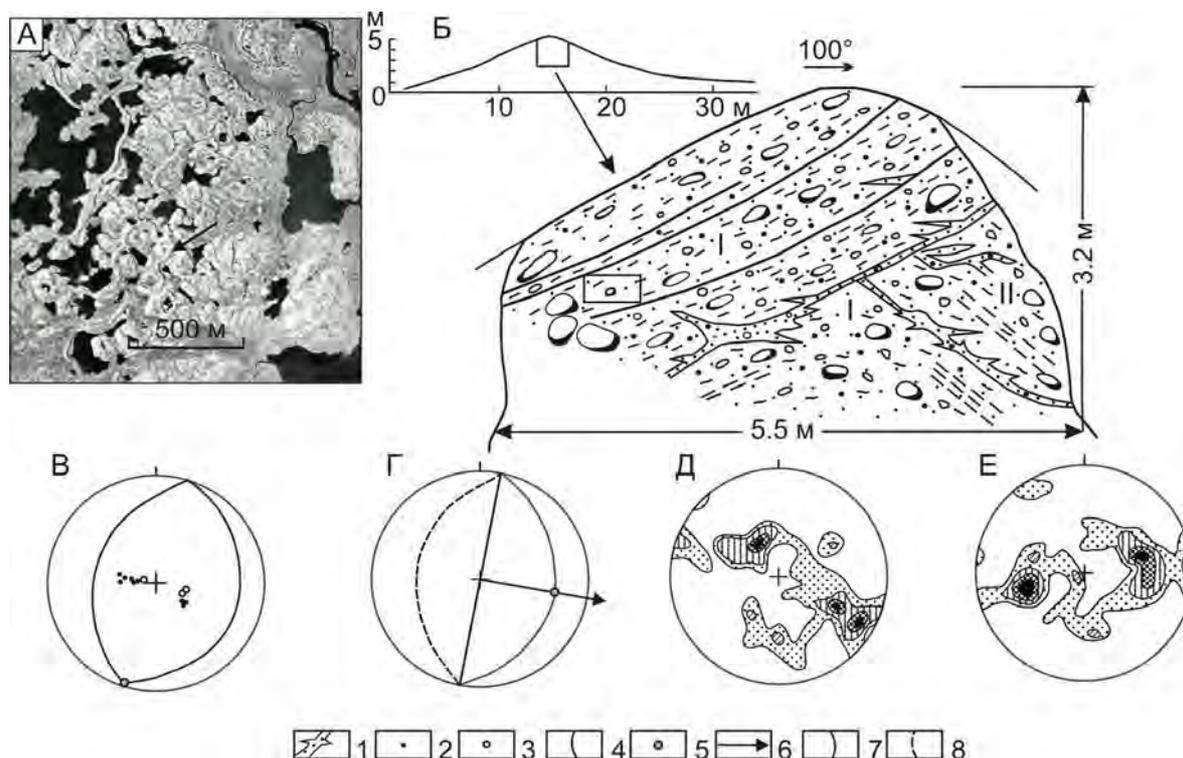


Рис. 3. Схема строения маргинального комплекса северного участка (А), разрез напорной гряды (Б) и пространственная ориентировка структурных элементов (В, Г, Д, Е): 1 – ложбина стока талых вод; 2 – положение разреза; 3 – трещина отрыва; диаграммы ориентировки: В – полюсов "сланцеватости", в верхней (4) и нижней (5) чешуях; плоскостей (6) и шарнира (7) складки в нижней чешуе; Г – линии скольжения (8), определенной по разрыву (9) и оперяющей его трещине отрыва (10); длинных (Д) и коротких (Е) осей галек в верхней чешуе; количество замеров – 50, изолинии концентраций – 1–3–5–7%.

ширина составляет от 15 до 30 м (рис. 3). Склоны гряды асимметричны: восточный немного круче западного. В её строении участвуют две крупные чешуи, разделенные поверхностями надвигов. Характер ориентировки "сланцеватости" в нижней чешуе согласный с поверхностью надвигов и взаимоотношение нижней чешуи и фрагмента верхней, субпараллельного восточному склону, позволяют рассмотреть их как остатки асимметричной складки, сформированной на ранней стадии образования гряды. Шарнир складки ориентирован вдоль морфологической оси гряды. Перемещение блоков при надвиге верхней чешуи в плоскости главного нарушения, определенное по элементам залегания сместителя и оперяющим его трещинам отрыва [19], происходило по азимуту 100° снизу вверх под углом 20° .

"Сланцеватость", хорошо выраженную в верхней чешуе морены, можно рассматривать как плоскостную текстуру раннего парагенезиса, незначительно измененную при надвиге чешуи. Из результатов измерения ориентировки галечного материала в средней части верхней чешуи (рис. 3Д), следует, что, по-видимому, на заключительных этапах образования гряды происходило зарождение складки с очень пологими крыльями и шарниром, расположенным поперек направления движения льда. Кроме того, примерно в то же время формировались изгибы гряд, оси которых ориентированы параллельно направлению перемещения ледяных масс, и поперек простирания чешуи, установленных в изученной

напорной гряде. Из приведенных данных следует, что наблюдаемый структурный ансамбль сформировался в едином поле гляциотектонических напряжений при ведущем участии максимального сжимающего напряжения σ_3 , связанного с наступлением активного ледникового края в восток-юго-восточном направлении. Последовательность формирования структурных форм рассмотренной маргинальной напорной гряды, вероятно, была следующей. Сначала образовались две чешуи "сланцеватой" морены, которые затем были смяты в асимметричную антиклинальную складку. При смятии в результате "проскальзывания" нижней чешуи относительно верхней возникли оперяющие зону трения трещины отрыва. В дальнейшем произошел срыв и перемещение верхней чешуи пологого крыла складки в восточном направлении. В ходе перемещения сформировались пологие надвиги, разделяющие субсогласно залегающие маломощные чешуи. Возникающие напряжения разряжались благодаря перерождению систем кулисообразно расположенных трещин отрыва в системы трещин скальвания.

Следует отметить, что не все гряды в рассматриваемом комплексе сложены мореной. В 2 км западнее, в строении подобной гряды принимают участие как морена, так и флювиогляциальные валунно-галечные отложения, развитые также в понижениях между грядами. Некоторые гряды представлены только флювиогляциальными осадками.

Н. Н. Арманд [20, 21] убедительно показала, что грядово-ячеистый или грядово-кольцевой рельеф об-

разуется в области распространения мертвого льда. В нашем конкретном случае грядово-ячеистый рельеф сформировался на контакте активного и мертвого льда. Этим объясняется и наличие грядки напорной морены и сложение ряда гряд флювиогляциальными отложениями.

Далее к югу отдельные фрагменты напорных гряд высотой 3–15 м при ширине 6–75 м установлены севернее и южнее Ловозерского горного массива (см. рис. 1). Они образуют главным образом изолированные дуги, обращенные выпуклостью к востоку, северо- и юго-востоку. Одна из таких гряд показана на рис. 4. Все эти гряды распространены в пределах более или менее ровного рельефа. Очевидно, они окаймляли фронтальные части ледниковых языков. Обращает на себя внимание тот факт, что гряды внешней полосы удалены от слабо дислоцированного озера внутренней полосы примерно в 10 км севернее Ловозерского горного массива на 2–7 км, тогда как расстояние между ними и интенсивно дислоцированным озем измеряется десятками километров. Рассматриваемые гряды не прорезаны ни естественными водотоками, ни искусственными выработками. Однако весьма вероятно, что они имеют чешуйчато-складчатое строение. Такое строение присуще не только охарактеризованной выше гряде в районе оз. Мартимъявр, но и напорной гряде, прижатой к маргинальному озеру севернее Ловозерского горного массива [5], которая сформировалась в период реактивации ледникового покрова, как и гряды внешней полосы маргинального пояса II.

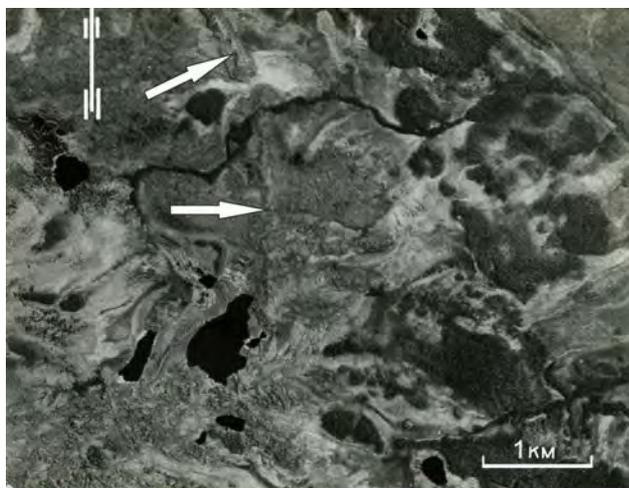


Рис. 4. Плановый аэрофотоснимок участка распространения напорной моренной гряды (маркирована стрелками) западнее среднего течения р. Варзуги.

В строении субширотного отрезка, расположенного на юго-восточном побережье Кольского полуострова, помимо напорных гряд, принимают участие ложбины стока талых ледниковых вод, субпараллельные краю ледника и флювиогляциальные дельты. В среднем течении р. Усть-Пялки левого притока р. Пялицы песчано-галечные отложения флювиогляциальной дельты сменяются в северном направлении алев-

рито-глинистыми озерно-ледниковыми осадками. Аналогичная картина наблюдается, например, и в долине р. Варзуги и, вероятно, характерна и для ряда долин других рек, текущих в южном направлении.

В 10 км к югу от основного ансамбля форм внешней полосы маргинального пояса развита напорная моренная гряда, вытянутая вдоль берега Белого моря. Она сформировалась, вероятно, вследствие повторной, более слабой реактивации ледника. Следы этой реактивации установлены и в ряде других мест.

Различие в строении субмеридионального и субширотного отрезков внешней полосы маргинального пояса объясняется двумя причинами: наличием или отсутствием мертвого льда перед фронтом распространения лопасти и особенностями рельефа местности, расположенной перед краем ледника. Совершенно очевидно, что на севере региона к моменту реактивации ледника сохранился массив мертвого льда. В результате сформировались грядово-ячеистые образования на контакте активного и мертвого льда. Южнее, перед концами ледниковых языков, выдвинувшихся в северо- и юго-восточном направлениях, простиралась слабо расчлененная поверхность, дававшая возможность талым ледниковым водам выносить обломочный материал за пределы ледяного массива. В результате формировались флювиогляциальные дельты в водоемах на удалении от краевых гряд. Таким водоемом на севере являлось Баренцево море, а на юге – обширное приледниковое озеро, охватывающее, вероятно, район нижнего течения рек Оленицы, Варзуги и Чаваньги. Что же касается юго-восточного побережья Кольского полуострова, то здесь поверхность наклонена навстречу движению льда, вследствие чего после подвижки льда перед его краем, преимущественно в речных долинах, которые к тому времени были свободны от мертвого льда, возникали приледниковые озера. Образовавшиеся в этих озерах флювиогляциальные дельты оказались приуроченными к внешней полосе маргинального пояса.

В нашем распоряжении очень немного материалов о дегляциации внутренней области территории, которая оказалась покрытой мертвым льдом в бёллинге. По материалам дешифрирования аэрофотоснимков Н.Н. Арманд здесь встречаются небольшие изолированные участки распространения грядово-кольцевого рельефа. Однако о времени таяния оставивших их массивов мертвого льда сведений нет. Результаты изучения осадков нескольких малых озер показали, что котловины озер освободились ото льда только в аллерёде [6].

Вскоре после заключительной реактивации ледника периферическая часть покрова утратила динамическую связь с основным массивом льда. Последующая дегляциация территории, заключенной между краевыми грядами внешней полосы и расположенным западнее маргинальным поясом следующего этапа поздневалдайского оледенения, осуществлялась посредством постепенного стаивания мертвого льда на протяжении всего периода межстадиального потепления. О дегляциации путем таяния мертвого льда сви-

детельствует отсутствие на всей упоминавшейся площади ленточных глин и кластогенных озерных алевроитов, накапливающихся перед отложением органогенных образований. Эти осадки не были обнаружены ни в одной из большого количества разбуренных озерных котловин и ни в одном естественном обнажении. Совершенно иная картина наблюдается при дегляциации территорий вследствие отступления края активного льда: ленточные глины в этом случае широко распространены между полосами маргинальных образований [4] и для разрезов отложений озерных котловин характерен постепенный переход от ленточных глин к озерным алевроитам, сменяющихся чаще всего гиттией. Отметим, что Д. Шо, который детально изучил ледниковые отложения обширного района центральной Швеции, пришел к выводу, что дегляциация района, протекавшая в суровых климатических условиях, осуществлялась посредством таяния мертвого льда [22].

Чаще всего оценка возраста краевых гряд производится посредством датирования методом ^{14}C начального этапа накопления органики в небольших озерах, расположенных с проксимальной стороны этих гряд. Аналогичным образом определяется и время дегляциации регионов. Однако переотложение более древнего органического материала, попадание в озерные осадки графита из пород кристаллического основания и эффект жесткой воды приводят к значительному удревнению датировок [23]. Возможно и существенное омоложение последних в тех случаях, когда лед был покрыт обломочным материалом и вследствие этого долго стаивал. На Кольском полуострове эта задержка, судя по разнице возраста оснований толщ органических осадков в соседних озерах, могла достигать 2000 лет [24]. Более перспективны для датирования краевых ледниковых гряд глинистые отложения водоёмов, существовавших перед краем ледяного щита. Рациональным является их комплексное изучение варвометрическим, палеомагнитным и радиоуглеродным методами, которое уже завершилось созданием магнитохронологической шкалы для части верхнего плейстоцена в Карелии [25, 26] и имеет прекрасные перспективы при радиоуглеродном датировании ленточных глин методом AMS (accelerator mass spectrometry) [27]. Однако глинистые отложения распространены довольно ограниченно и получение их непрерывного и полного разреза является непростой задачей. В нашем распоряжении имеется ограниченный материал. Тем не менее, он позволяет составить вполне определенное представление о возрасте гряд внешней полосы краевого пояса II и об истории исчезновения льда периферического ледникового покрова, отделившегося от массива активного льда во время предшествующего межстадиала. Это, прежде всего, результаты палеомагнитного изучения ленточных глин приледникового водоёма в долине р. Усть Пялки - притока р. Пялицы. В этой долине глинистая толща распространена на протяжении 8 км – от флювиогляциальной дельты на юге до однородных дистальных глин на севере. В представительном раз-

резе слоистых дистальных глин насчитывается 606 лент, представленных ритмом DE [29, 30]. Толщина лент варьирует от 0,2 до 2,0 см, составляя в среднем 0,5 см. Соотношение мощностей летней алевроитовой (элемент ритма D) и зимней глинистой (элемент ритма E) составляющих лент изменяется по разрезу толщи.

Был изучен также разрез глинистой толщи в долине р. Варзуги [28], однако глины оказались практически немагнитными.

Для палеомагнитных исследований из каждого пятисантиметрового интервала глубин глинистой толщи ножом вырезалось по 3–4 кубика с ребром в 5 см, ориентированных относительно магнитного меридиана и горизонтальной и вертикальной плоскостей. Каждый образец в зависимости от скорости осадконакопления включал разное количество лент, в среднем около 10. Далее рассматриваются результаты исследования только средней и верхней частей разреза, которые охватывают около 500 лет. Нижняя часть разреза исключена из рассмотрения в связи с дислоцированностью глин.

Подсчет количества годичных лент в разрезе позволил с высокой точностью вычислить скорости осадконакопления для разных интервалов разреза и представить результаты в едином масштабе времени. На рис. 5 (левая часть) каждая точка является результатом осреднения по 30-летнему отрезку времени. Мощность такого интервала в зависимости от скорости осадконакопления составляет 15–20 см. Направление вектора намагниченности для каждого такого интервала вычислено как среднее по 9–12 и более образцам.

Сопоставление вариаций склонения и наклона с региональной магнитохронологической шкалой позднего валдая [30] однозначно указывает на сходство кривых в интервале 11600–12200 лет назад (рис. 5, правая часть). Если учесть, что Кольский полуостров расположен севернее территории южной Карелии, для которой построена магнитохронологическая шкала, то корреляция кривых склонения и наклона будет еще более близкой. Это дает основание соотнести формирование краевых ледниковых образований субширотного отрезка, равно как и всей внешней полосы маргинального пояса II, со стадийным похолоданием в среднем дриасе. При этом возраст подошвы и кровли глин в соответствии с магнитостратиграфической шкалой оценивается соответственно в 12200 и 11600 лет назад.

Заключение

Морфология и строение краевых образования внешней полосы пояса II свидетельствуют о том, что в период среднего дриаса ледниковый покров продвинулся в пределы территории, большая часть которой была свободна от мертвого льда – остатков периферического массива льда, отделившегося от Скандинавского ледникового покрова в бёллинге. Свободными ото льда оказались котловины крупных озер на юге и долины рек, впадающих в Белое море. На севере ледниковый покров, реактивированный в среднем

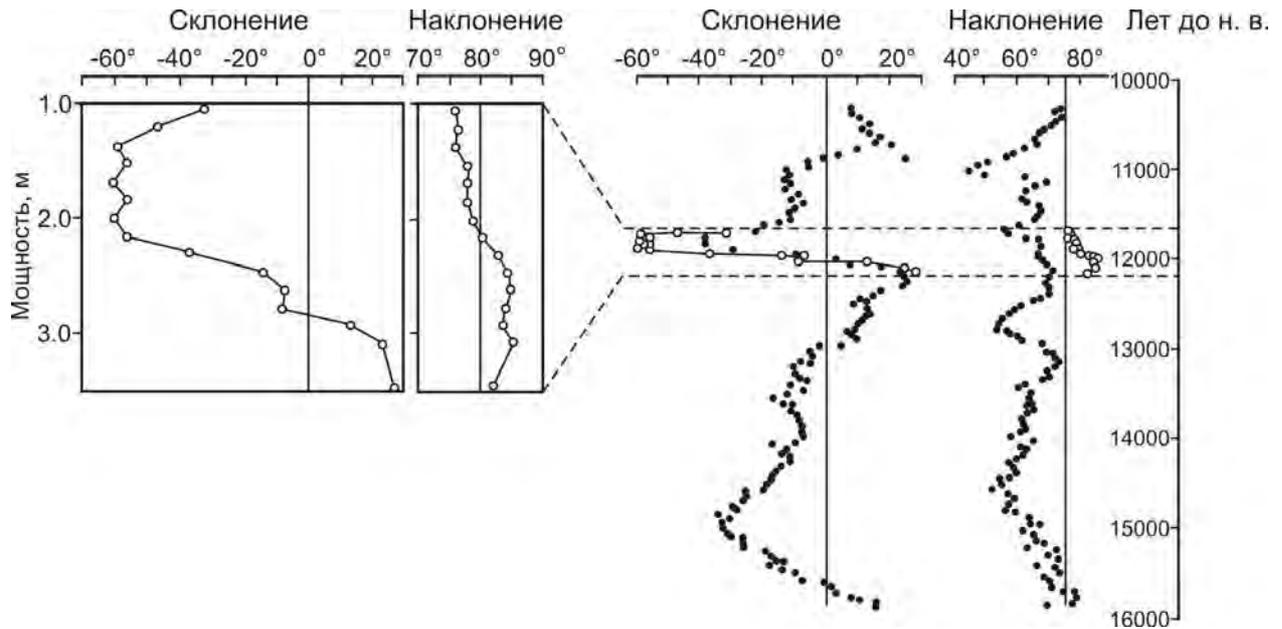


Рис. 5. Средние тридцатилетние величины склонения и наклонения по разрезу на р. Усть-Пялка (левая часть), приведенные к региональной магнитохронологической шкале (правая часть).

дриасе, контактировал с единым массивом мертвого льда в полосе Териберка-Воронья протяженностью порядка 40 км. Западная граница этого массива установлена вполне определенно. Что же касается его восточной границы, то она приблизительно намечена по морфологии поверхности. Аналогичные массивы располагались во внутренних районах Кольского полуострова, и вероятно, восточнее на побережье Мурмана. Ограниченные данные позволяют предполагать, что почти на всей площади восточной части Кольского региона котловины мелких озер оставались блокированными льдом, и осадконакопление в них началось в аллереде. Попутно отметим, что в аллереде же разрушилась ледяная плотина в Горле Белого моря, бассейн моря частично или полностью освободился ото льда, и началась его современная история [31].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ - грант 13-05-0139.

ЛИТЕРАТУРА

1. ALM, T. Climate and plants during the last ice age / T. Alm, K.-D. Vorren // Plant life / University of Tromsø; Tromsø Museum. – Tromsø, 1993. – P. 4–7.
2. LEHMAN, S. J. Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation / S. J. Lehman, L. D. Keigwin // Nature, 1992. – Vol. 356. – P. 757–762.
3. YEVZEROV, V. Y. Deglaciation of the Kola Peninsula and the Belomorian depression / V. Ya. Yevzerov // Abstract of Second Quaternary Environment of the Eurasian North (QUEEN): workshop. – Saint Petersburg, Russia, 5–8 February, 1998. – Saint Petersburg. – 1998. – P. 55.
4. Евзеров, В. Я. Специфика формирования маргинальных гряд поздневалдайского ледникового покрова в условиях арктического климата / В. Я. Евзеров // Геоморфология, 1996. – № 2. – С. 64–71.
5. YEVZEROV, V. Y. Eastern Fennoscandian Younger Dryas end moraines and deglaciation // Excursion guide / V. Ya. Yevzerov. – Apatity. – 1993. – P. 1–66.
6. Евзеров, В. Я. Развитие последнего покровного оледенения в восточной части Кольского полуострова (по результатам изучения отложений озерных котловин) / В. Я. Евзеров, В. И. Хомутова, Я. Ё. Мёллер // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. – СПб. – 1997. – С. 60–69.
7. BEHRE, K.-E. Biostratigraphy of the last glacial period in Europe / K.-E. Behre // Quaternary Science Reviews. – 1989. – Vol. 8. – P. 25–44.
8. Евзеров, В. Я. Маргинальные образования одной из стадий поздневалдайского оледенения на Кольском полуострове и в северной части Беломорской котловины / В. Я. Евзеров // Докл. АН. – 1996. – Т. 348. – № 5. – С. 681–682.
9. Евзеров, В. Я. Пояса краевых ледниковых образований Кольского региона / В. Я. Евзеров, С. Б. Николаева // Геоморфология, 2000. – № 1. – С. 61–73.
10. RAMSAY, W. Über die Geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit / W. Ramsay // Fennia. Helsingfors. – 1898. – Bd. 16. – № 1. – P. 1–151.
11. Полканов, А. А. Очерк четвертичной геологии северо-западной части Кольского полуострова / А. А. Полканов // Труды Советской секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода (INQUA). – 1937. – Вып. 3. – С. 63–80.
12. Лаврова, М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова / М. А. Лаврова. – М.; Л.: Изд-во АН СССР. – 1960. – 233 с.
13. Никонов, А. А. Развитие рельефа и палеогеография антропогена на западе Кольского полуострова / А. А. Никонов. – Л.: Наука, 1964. – 181 с.
14. Евзеров, В. Я. Реконструкция северо-восточной краевой области скандинавского ледникового покрова в поздневалдайское время / В. Я. Евзеров, Ю. Г. Самойлович // Геоморфология, 1998. – № 4. – С. 65–70.
15. ANDERSEN, B. G. The deglaciation of Norway 15000–10000 B.P. / B. G. Andersen // Boreas. – 1979. – Vol. 8. – P. 79–87.
16. Евзеров, В. Я. История дегляциации полуостровов Рыбачьего и Среднего в позднем плейстоцене, крайний северо-запад России / В. Я. Евзеров, Я. Ё. Мёллер, В. В. Колька, Д. Д. Корнер // Известия РАН. Сер.: География. – № 5. –

2007. – С. 58–63.
17. Арманд, А. Краевые зоны валдайского оледенения на Кольском полуострове / А. Арманд, Н. Арманд // Последний Европейский ледниковый покров. – М.: Наука. – 1965. – С. 44.
18. Евзеров, В. Я. Краевые ледниковые образования позднего дриаса в северной и центральной частях Кольского полуострова / В. Я. Евзеров, Е. О. Горбунов, В. В. Колька // Четвертичные отложения и новейшая тектоника ледниковых областей Восточной Европы. – Апатиты. – 1993. – С. 26–38.
19. Лир, Ю. В. Практикум по структурам рудных полей / Лир Ю. В. – Л.: Изд-во ЛПИ. – 1983. – 112 с.
20. Арманд, Н. Н. Грядово-кольцевой рельеф морены / Н. Н. Арманд // Рельеф и геологическое строение осадочного покрова Кольского полуострова. – М.-Л.: Наука. – 1964. – С. 68–71.
21. Арманд, Н. Н. Рельеф и последнее оледенение северо-востока Кольского полуострова: автореф. дисс. ... на соискание ученой степени канд. географ. наук / Н. Н. Арманд. – М. – 1964. – 14 с.
22. SHAW, J. Genesis of the Sveg tills and Rogen moraines of the central Sweden / J. Shaw // Boreas. – 1979. – Vol. 8. – № 4. – P. 406–426.
23. DONNER, J. Errors in the radiocarbon dating of deposits in Finland from the time of deglaciation / J. J. Donner, H. Junger // Bull. Geol. Soc. Finland. – 1974. – № 46. – P. 139–144.
24. YEVZEROV, V. YA On the correlation of Late Weichselian marginal formations of the Scandinavian ice sheet / V. Ya. Yevzerov // Quaternary deposits and neotectonics in the area of Pleistocene glaciation, Minsk, May, 12–16. – Minsk, 1997. – P. 72–73.
25. Эрман, И. М. Палеомагнитная стратификация осадочных толщ позднего плейстоцена юго-восточной части Балтий-

- ского щита / И. М. Эрман, Г. Ф. Загний, В. Г. Бахмутов // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. – М. – 1987. – С. 218–224.
26. BAKHMUTOV, V. Secular variation of the geomagnetic field: data from the varved clays of Soviet Karelia / V. Bakhmutov, G. Zagniy // Phys. of the Earth and Planet. Interiors. – 1990. – Vol. 63. – P. 121–134.
27. WOHLFART, B. A comparison between radiocarbon dated Late Weichselian calendar-year chronologies / B. Wohlfart, S. Bjorck, G. Possnert and L. Brunnberg // Journal of Coastal Research Special Issue (Holocene cycles: climate, sea levels and sedimentation), 1995. – № 17. – P. 45–48.
28. YEVZEROV, V. YA Late Weichselian and Holocene environmental history of the SE Kola Peninsula and White Sea depression / V. Ya. Yevzerov, V. V. Kolka, J. J. Møller, L. Brunnberg, G.D. Corner // Climate and Environment during the Last Deglaciation and Holocene in NW Russia and around the Baltic". March 28–April 2, 2001: Abstract Volume: International Workshop. – St. Petersburg-Znamenka. – P. 52.
29. Бахмутов, В. Г. Литология и палеомагнетизм поздневалдайских отложений Усть-Пялского приледникового озера / В. Г. Бахмутов, В. Я. Евзеров, В. В. Колька // Геофизический журнал, 1992. – Т. 14. – № 6. – С. 62–74.
30. BAKHMUTOV, V. GPaleomagnetism and lithology of Late Weichselian deposits in Ust-Pjalka's periglacial lake, south-east of the Kola Peninsula / V. G. Bakhmutov, V. Ya. Yevzerov, V. V. Kolka // Geologica Carpatica, 1993. – Vol. 44. – № 5. – P. 315–324.
31. Евзеров, В. Я. Позднеплейстоцен-голоценовые трансгрессии на побережьях Мурмана и Белого моря в связи с деградацией / В. Я. Евзеров // Геоморфология, 2012. – № 4. – С. 53–64.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Кольского научного центра Российской академии наук, Апатиты Мурманской обл.

Евзеров В. Я., ведущий научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук
E-MAIL: YEVZEROV@GEOKSC.APATITY.RU
Тел.: 8 (81555) 6-27-93

GEOLOGICAL INSTITUTE OF THE KOLA SCIENCE CENTRE OF THE RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES, RUSSIA, MURMANSK REGION, APATITY

YEVZEROV, V. YA HEAD RESEARCHER, DOCTOR OF GEOLOGICAL AND MINERALOGICAL SCIENCES
E-MAIL: YEVZEROV@GEOKSC.APATITY.RU
TEL.: 8 (81555)- 6-27-93