

## Научные сообщения

УДК 551.4.07→551.8(470.2)

© 2014 г. В.Я. ЕВЗЕРОВ

### ОЛЕДЕНЕНИЯ И МОРСКИЕ ТРАНСГРЕССИИ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РОССИИ В ПОСЛЕДНИЕ 140 ТЫСЯЧ ЛЕТ<sup>1</sup>

*Геологический ин-т КНЦ РАН, Анапты; yevzerov@geoksc.apatity.ru*

#### Введение

Поздний плейстоцен, включающий последнюю межледниковую и ледниковую эпохи и голоцен, является наиболее изученным подразделением четвертичного периода. Усилиями многих исследователей разработаны детальные стратиграфические схемы отложений указанного временного отрезка геологической истории, реконструированы палеогеографические обстановки каждого из выделенных стратиграфических подразделений, подробно охарактеризованы отложения различных генетических типов, восстановлено положение уровня Мирового океана. Однако некоторые принципиально важные вопросы далеки от окончательного разрешения. Так, существенно различаются между собой схемы распространения ледниковых покровов, составленные различными исследователями. Причем эти схемы наименее представительны для территории России. Не увязаны между собой оледенения и морские гляциоэвстатические трансгрессии, являющиеся, как мы покажем далее, следствием развития оледенений. Цель данного сообщения на основе анализа накопленного к настоящему времени геологического, геофизического и палеогеографического материала показать взаимодействие оледенений и трансгрессий, и использовать характер этого взаимодействия для уточнения существующих палеогеографических схем.

#### Схемы развития гляциоэвстатических морских трансгрессий и положение уровня Мирового океана

В периоды оледенений огромные массы влаги изымались из океанского резервуара и сосредотачивались на существенно меньшей площади, аккумулируясь в ледниковых покровах. Под влиянием нагрузки льда происходило прогибание земной коры. Существующие оценки величины этого прогибания доходят до трети мощности ледника [1, 2 и др.]. Комплексный анализ материалов по дегляциации и морским образованиям побережий Мурмана и Белого моря на протяжении позднего плейстоцена и голоцена позволил установить три гляциоэвстатические трансгрессии [3]. Первая из них развивалась по мере дегляциации территории в бёллинге и аллерёде вследствие более низкого положения континента по отношению к уровню Мирового океана.

<sup>1</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-01039а).

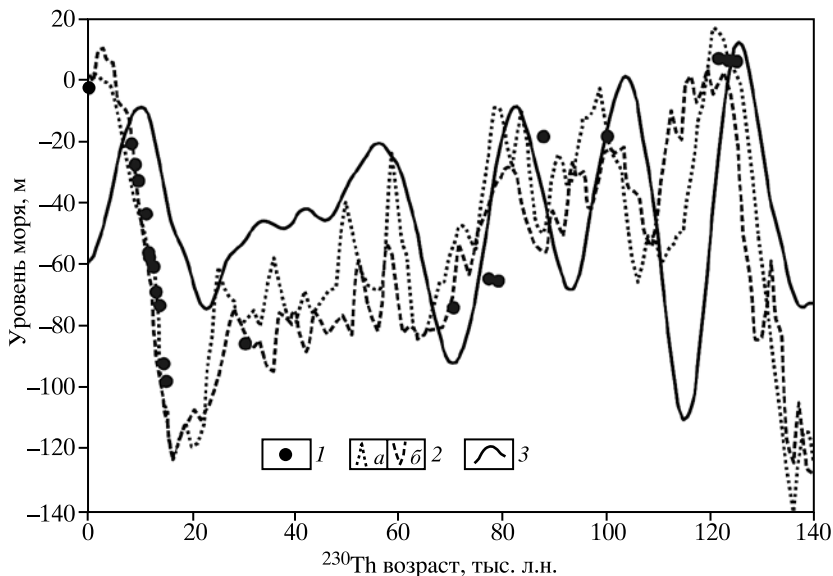


Рис. 1. Изменение уровня Мирового океана и вариации инсоляции [10]

1 — данные по кораллу *Acropora palmate*, 2 — нормализованные  $\delta^{18}\text{O}$  кривые, построенные по результатам изучения фораминифер (а — по [11], б — по [12]), 3 — летняя инсоляция на  $65^\circ$  с. ш. (по [13])

Достоверно установлено, что около 13 тыс. л. н. северо-западная часть побережья Мурмана располагалась на 200 м ниже современных высотных отметок. Вторая трансгрессия произошла в позднем дриасе в пределах территории распространения покровного ледника или в непосредственной близости к ней. Увеличившаяся в этот период нагрузка льда замедлила или приостановила гляциоэвстатическое поднятие территории, вследствие чего скорость поднятия уровня океана превзошла скорость поднятия континента. И, наконец, третья самая малоамплитудная трансгрессия, имевшая место в голоцене, охватила районы незначительного гляциоэвстатического поднятия полностью освободившегося ото льда европейского континента в результате поступления в океан большого количества талых ледниковых вод в заключительный более поздний этап деградации Лаврентийского ледникового щита.

Эти трансгрессии сформировали волноприбойные ниши в коренных породах, изолированные береговые валы и их серии, а также аккумулятивные и абразионные террасы, приуроченные, в основном, к долинам рек. Все перечисленные формы рельефа подробно охарактеризованы во многих работах [4–9].

Положение уровня Мирового океана на протяжении последних 140 тыс. л. достоверно установлено на основании датирования образцов кораллов и раковин фораминифер параллельно с изучением в них соотношения изотопов кислорода  $\text{O}^{16}$  и  $\text{O}^{18}$ . Соответствующие графики приведены на рис. 1.

Анализ рисунка показывает, что пики инсоляции и повышения уровня океана вполне удовлетворительно согласуются между собой, и что увеличение летней инсоляции несколько опережало повышение уровня Мирового океана. Океан на протяжении рассматриваемого отрезка времени достигал положительных отметок только в периоды земской (микулинской) межледниковой трансгрессии и в конце голоцена. В остальное время морские трансгрессии, как можно судить по приведенным выше сведениям о гляциоэвстатических трансгрессиях позднего плейстоцена и голоцена, могли происходить только в случае опускания континента под влиянием ледниковой нагрузки. Иными словами, присутствие на северо-западе России морских отложений, накопившихся в ходе трансгрессии, свидетельствует о том, что в пределах данного

района трансгрессии предшествовало оледенение. И наоборот, если оледенения не было в каком-то конкретном районе, то на площади последнего не могла развиваться трансгрессия более или менее значительной амплитуды. Таким образом, рис. 1 является ключевым документом для согласования данных о трансгрессиях и оледенениях на северо-западе России (как, впрочем, и в других регионах). Документом, значимость которого превосходит значимость результатов датирования, а в отдельных случаях и результатов палеонтологических исследований, поскольку далеко не всегда удается учесть масштаб переотложения органических остатков. Что касается графиков изменения уровня Мирового океана, полученных по результатам изучения фораминифер, то они подобны, но существенно различаются по амплитудам. Нами взята за основу кривая Н. Шеклетона [6], поскольку именно с ее опорными точками лучше согласуются результаты исследования кораллов.

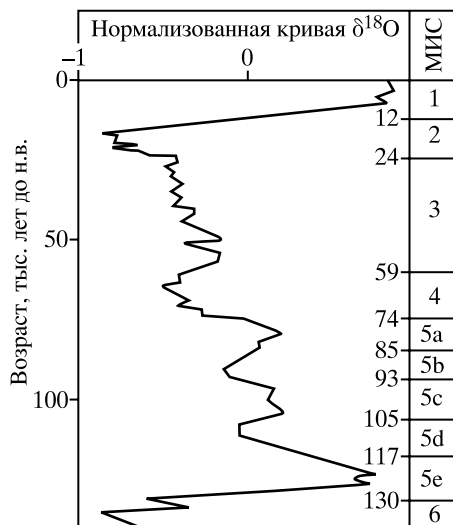


Рис. 2. Нормализованная кривая  $\delta^{18}\text{O}$  с границами изотопных стадий (МИС), возраст которых рассчитан по орбитальной кривой [14]

### Стратиграфия позднего плейстоцена

Стратиграфические подразделения позднего плейстоцена выделены по нормализованной изотопно-кислородной кривой [14], приведенной на рис. 2 с указанием возраста границ морских изотопных стадий (МИС) и подстадий в астрономической шкале времени. Согласованные с этими подразделениями схемы стратиграфии отложений позднего плейстоцена северо-запада Европы приведены в таблице 1. Уместно

Таблица 1

#### Схемы стратиграфии позднего плейстоцена

МИС	Северо-западная Европа [9]		Северная Финляндия [10]	Кольский регион			
1	Голоцен						
2	Висла	Поздняя	Оледенение	Оледенение	Валдайская ледниковая эпоха	Поздняя	Оледенение
3		Средняя	<i>Денекамп</i> <i>Хенгело</i> <i>Глинде</i> <i>Оерел</i>	<i>Межстадиал 3</i>		Средняя	Межстадиал
4			Стадиал	Шалкхольц		Стадиал	Стадиал
5a		Ранняя	<i>Оддерраде</i>	<i>Мааселья/Перяпхёла</i>		Ранняя	<i>Межстадиал-стрельнинские слои</i>
5b			Редесталл	Редесталл			Стадиал
5c	<i>Брёруп</i>		<i>Брёруп</i>	—			
5d	Хернинг		—	—			
5e	Эм		Тепсанкумпу	Микулино	Понойские слои		

Примечание. Курсивом выделены межстадиалы.

отметить, что в северной Финляндии отложения межстадиала перяпохьёла первоначально относились к брёрупу [17–19]. Однако впоследствии в районе массива Сокли, вблизи границы с Россией стратиграфически ниже отложений упомянутого межстадиала скажинами были вскрыты осадки, палеонтологическая характеристика которых в большей степени отвечает брёрупу. Соответственно, отложения межстадиала перяпохьёла пришлось поместить стратиграфически выше, соотнеся их с межстадиалом одераде [16]. Кроме того, стратиграфическая схема северной Финляндии пополнилась мореной стадиала шалкхольц.

### **Оледенения и морские трансгрессии в различные периоды позднего плейстоцена**

В данном разделе рассмотрим попарно от древних к молодым оледенения и следующие за ними периоды потеплений, к большей части которых приурочены морские трансгрессии. При этом главное внимание будет уделено взаимной увязке оледенений и трансгрессий.

**МИС 6–5е.** Данные по Кольскому региону не позволяют составить полное представление о масштабах развития покровного оледенения, имевшего место в МИС 6. Отложения этого оледенения встречаются по всей площади региона, но в ограниченном количестве пунктов. Причиной фрагментарного развития ледниковых образований является, в основном, экзарационное воздействие более молодых ледниковых покровов. Вместе с тем материалы по соседним территориям, обобщенные в работе [20], свидетельствуют, что в МИС 6 ледник занимал огромную площадь на севере Европы, включающую весь северо-запад России, площадь значительно большую, чем поздневалдайский ледниковый покров и вполне вероятно имел и большую мощность.

К МИС 5е относятся отложения микулинской межледниковой трансгрессии, обнажения которых широко развиты по берегам рек, впадающих в Белое море и вскрыты скважинами [5, 21–24]. В Кольском регионе они получили название понойских слоев [25]. Распространение понойских и стрельнинских слоев, которые были выделены как образования более молодой трансгрессии, показано на рис. 3.

Уровень Мирового океана в МИС 6 располагался на отрицательных отметках, близких к 120 м. Микулинская трансгрессия развивалась по сценарию первой из позднеплейстоцен-голоценовых трансгрессий: море проникало на территорию континента по мере ее дегляциации. Трансгрессия достигла максимального распространения в суровых климатических условиях, а климатический оптимум межледниковья пришелся на регрессию подобно тому, как это имело место, например, во время второй позднеплейстоцен-голоценовой трансгрессии.

Разрезы микулинских межледниковых осадков на северном побережье Белого моря находятся вблизи предела распространения лесной растительности, вследствие чего их спорово-пыльцевые диаграммы невозможно корректно сопоставить с аналогичными диаграммами разрезов, расположенных южнее Белого моря. Сводный разрез упомянутых отложений составлялся автором с учетом фаций осадков и их гипсометрического положения. Начало их формирования пришлось на период деградации московского оледенения. Поэтому в основании разреза залегают ледниково-морские осадки (морской диамиктон и ледниково-морские глины), встреченные в низовьях рр. Чапомы, Поноя (против бывшего с. Поной) и в основании святоносского разреза на отметках около 9–12 м над у. м. [25–27]. Отложения, накопившиеся в период, близкий к максимуму трансгрессии, обнаружены в упоминавшемся разрезе на р. Поной (глины в интервале высот 10–16 м над у. м.) и разрезе на р. Малой Качковке (глины и сменяющие их вверх по разрезу пески на отметках около 125–134 м над у. м.). Этап регрессии запечатлен в последовательно накапливающихся песках и детритовых песках разрезов на р. Малой Качковке (134–126 м над у. м.), ручьях Поповом (118–115 м над у. м.) и Пахтенном (105–103 м над у. м.) левых притоках р. Поной и р. Поной против села Поной (27–16 м над у. м.). Отметим, что комплексы фораминифер в глинах и

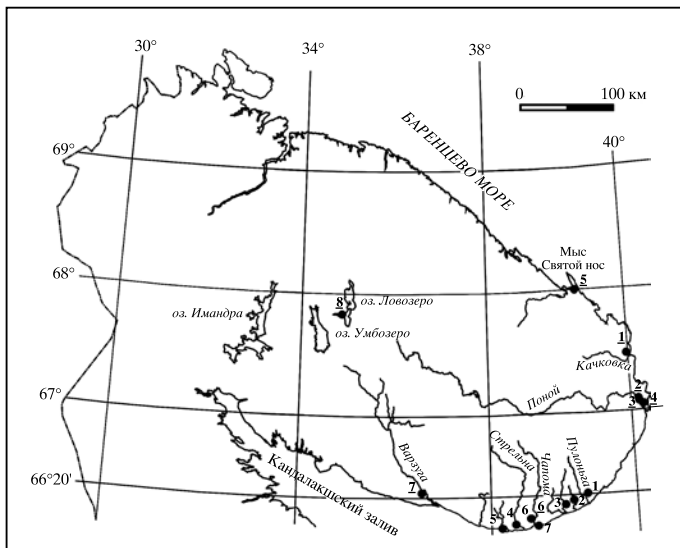


Рис. 3. Схема расположения разрезов понойских и стрельнинских слоев на Кольском п-ове

*Понойские слои (номера подчеркнуты):* 1 – верховья ручья, впадающего в р. Качковку в 2 км к северо-западу от устья; 2 – среднее течение руч. Попова, впадающего слева в р. Поной в 3 км ниже бывшего с. Поной; 3 – среднее течение правого притока руч. Пахтенного, впадающего слева в р. Поной в 1 км выше с. Поной; 4 – левый берег р. Поной против с. Поной; 5 – вершина Святоносского залива; 6 – левый берег р. Чапомы в 3.5 км от устья; 7 – правый берег р. Варзуги у Клетного порога; 8 – межозерная перемычка Сейдозеро – Ловозеро. *Стрельнинские слои:* 1 – левый берег руч. Лудяного в 0.4 км выше впадения руч. в р. Пулоньгу; 2 – левый берег р. Б. Кумжевой в 9.5 км выше устья; 3 – левый берег р. Усть-Пялки в 9 км от устья; 4 – правый берег р. Стрельны в 6.5 км от устья; 5 – правый берег р. Каменки в 5.5 км от устья; 6 – левый берег р. Чапомы в 3.5 км от устья; 7 – берег моря в 3 км к востоку от устья р. Чапомы

детритовых песках последнего разреза близки по составу. Более того, фораминиферовые комплексы песков прекрасно сопоставляются с аналогичными комплексами чапомского разреза, по отложениям которого получены датировки, отвечающие МИС 5е, и принципиально отличаются от комплексов в осадках стрельнинского разреза. Поэтому относить детритовые пески к стрельнинской трансгрессии, как это сделано О.П. Корсаковой, Л.Р. Семеновской и В.В. Колькой [28], нет оснований.

Все полученные до сих пор конечные датировки раковин морских моллюсков из понойских слоев радиоуглеродные (от  $34.5 \pm 0.45$  до  $44.2 \pm 1.77$  тыс. л. н.) и уран-иониевые (от  $85.5 \pm 3.2$  до  $114 \pm 4$  тыс. л. н.) оказались значительно моложе возрастного интервала подстадии 5е. Только результаты датирования методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР), составившие от  $111.5 \pm 12.4$  до  $128.7 \pm 7.5$  тыс. л. н. отвечают возрасту МИС 5е. Датировки, полученные методами ЭПР и оптически стимулированной люминисценции (ОСЛ) ( $71.9 \pm 8.2$ ;  $73 \pm 7.5$ ;  $74 \pm 8.8$ ;  $96 \pm 8$ ) для толщ глин и детритовых песков обнажения на р. Поной (рис. 3, 4) [28], также не соответствуют возрасту подстадии 5е.

Разрезы микулинских отложений южного побережья Белого моря по спорово-пыльцевым характеристикам хорошо сопоставляются с детально изученными разрезами центральной и западной Европы. Это обстоятельство позволило оценить продолжительность и возраст отдельных этапов развития трансгрессии, используя годовые слои межледникового диатомита в северной Германии и их корреляцию с историей эемского моря, глобальное высокое стояние которого имело место около  $129 \pm 1$  тыс. л. н. [29] (табл. 2).

Вопрос о повторных наступлениях моря в микулинское время требует дополнительного изучения. Выделенные М.А. Лавровой [5] в варзугском разрезе отложения

**Развитие микулинской трансгрессии в Беломорском бассейне по результатам исследований в долине р. Пёзы**

Эпохи	Время, тыс. л. н.	События	Соленость (‰) и зимняя температура воды (°С)	Отложения	
Эем (микулино)	128–119.5	Регрессия	≤25‰ ~25°	Морские	Песок Гравий с галькой Алевритистый песок Алеврит Глина
	129.8–128	Переход от трансгрессии к регрессии	33-35‰ >3°		
	131–129.8	Трансгрессия	?	Ледниково-морские	Глина Диамиктон
Заальское (московское) позднеледниковье	133–131	Трансгрессия	33‰		

самостоятельной беломорской трансгрессии оказались фрагментом осадков основной микулинской трансгрессии [25, 30]. Что касается межледниковых отложений на южном побережье Белого моря, то в их разрезах необходимо детально изучить торфяники, залегающие под морскими осадками. Эти торфяники рассматриваются обычно как свидетельства осушения территории. Однако нельзя исключить возможность того, что торф там намывной, сформировавшийся на некоторой глубине в морском водоеме.

**МИС 5d–5c.** Во время этих подстадий уровень Мирового океана располагался примерно на отметках –50 м и –20 м (рис. 1). Что касается оледенения, то оно в период стадияла хернинг было сконцентрировано в основном на территории Скандинавского полуострова, не распространяясь в пределы северо-запада России (рис. 4). Учитывая отмеченные обстоятельства, можно обоснованно утверждать, что в период последующего межстадияла брёруп на северо-западе России не могла развиваться морская трансгрессия.

**МИС 5b–5a.** Уровень Мирового океана в эти подстадии находился примерно на тех же отметках, что и в МИС 5d и 5c. Однако оледенение во время стадияльного похолодания редесталл распространялось на северо-запад России. Согласно реконструкции международной группы исследователей [20] ледник в это время занимал только западную часть Кольского региона, оставив свободной ото льда почти все побережье Белого моря (рис. 5). Такая картина ледниковой экспансии ледника отвечает результатам геофизических наблюдений в центральной части Кольского полуострова [31], но не увязывается с материалами по распространению ледниковых отложений в Северной Финляндии [19] и морских отложений стрельнинской трансгрессии на побережье Белого моря (рис. 3).

Российские и финские ученые, проводившие геотермические исследования в глубоких скважинах на расслоенных массивах основного состава (Федорова тундра и Пана) и севернее Панской интрузии, реконструировали палеотемпературный режим земной поверхности на протяжении последних 150 тыс. л. [31]. Анализ полученного графика свидетельствует, что территория расположения скважин покрывалась ледниками только в периоды московского оледенения и позднего валдая, когда температура дневной поверхности была близка к 0°С; на протяжении раннего и среднего валдая имело место существенное переохлаждение поверхностных пород региона вследствие отсутствия здесь ледникового покрова.

Детальное изучение ледниковых отложений северной Финляндии проводилось геологической службой Финляндии. Результаты исследований опубликованы Х. Гирвасом

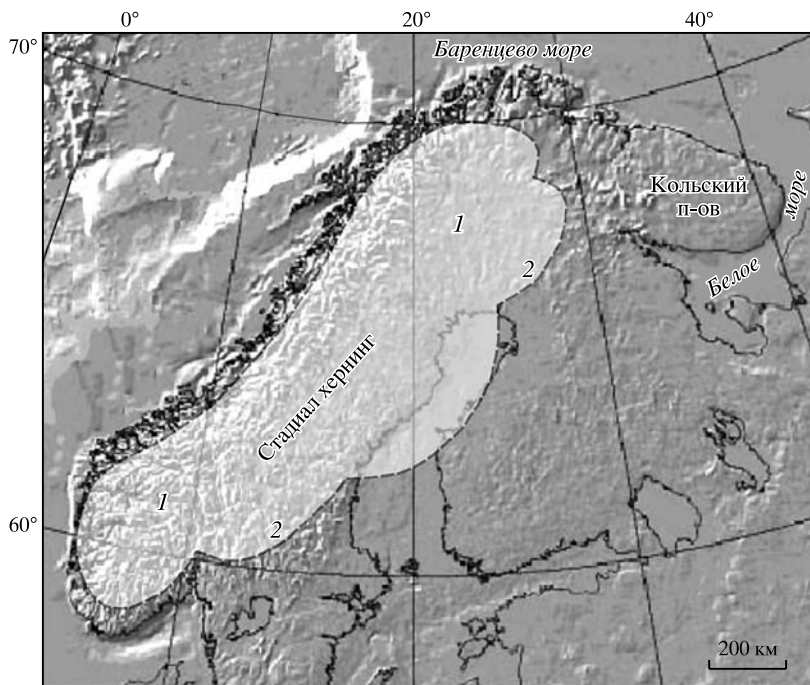


Рис. 4. Распространение оледенения в период стадиального похолодания хернинг [15]  
 1 – площадь распространения ледника, 2 – граница ледника

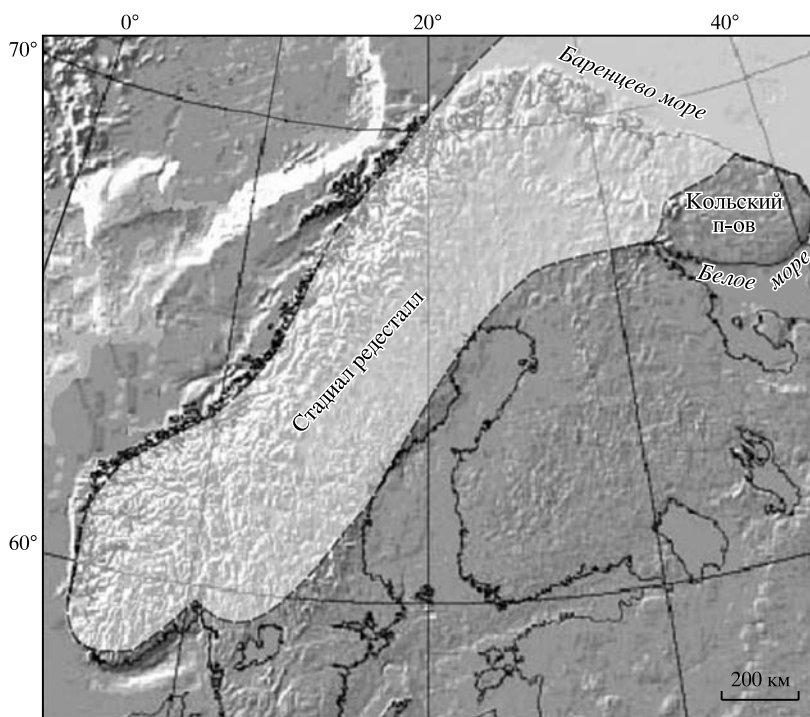


Рис. 5. Распространение оледенения в период стадиального похолодания редесталл [20]  
 Усл. обозначения см. рис. 4

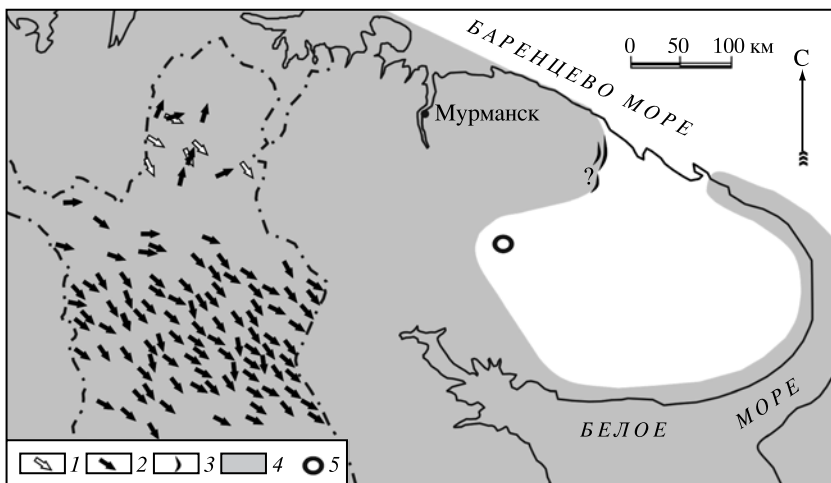


Рис. 6. Распространение покровного ледника стадии редесталл на севере Фенноскандии  
 Направления движения ледника в различные стадии развития (по [19]): 1 – начальная, 2 – максимальная; 3 – гряды плохой сохранности, предположительно краевые образования ледника; 4 – площадь распространения ледника; 5 – район расположения глубоких скважин, в которых производились геотермические исследования [31]

[19]. Как отмечалось, в этой работе отложения межстадиала перяпохьёла соотносились с брёрупом. Соответственно, морена, подстилающая упомянутые межстадиальные осадки (морена стадии III), должна была соответствовать предшествующему стадияльному похолоданию (хернинг), во время которого оледенение не покрывало всю северную Финляндию (рис. 4). В современной стратиграфической схеме морена стадии III располагается под осадками межстадиала оддерраде, отвечая стадиялу редесталл. Вероятная модель распространения ледника в северной Финляндии в подстадию 5b показана на рис. 6. Направления перемещения обломочного материала ледником в этот период в северной Финляндии совместно с расположением точек наблюдения свидетельствуют о том, что ледниковый поток неизбежно должен был внедряться в Беломорскую котловину и огибать восточную часть Кольского п-ова. На территории России морена под межстадиальными отложениями раннего валдая встречена в нескольких пунктах вблизи границы с Финляндией и на южном побережье Кольского п-ова. Однако ее принадлежность к стадиялу редесталл остается недоказанной. Северная ветвь ледника не распространялась далее предполагаемых гряд плохой сохранности субмеридиональной ориентировки (рис. 6). Предложенная модель объясняет развитие стрельнинской трансгрессии, размещение отложений которой показано на рис. 3. Ледниковый покров распространялся и в пределы южного побережья Белого моря, поскольку там тоже обнаружены отложения ранневалдайской морской трансгрессии [22].

Стрельнинские слои залегают на ледниковых отложениях, возраст которых, как отмечалось, точно не определен или с размывом на понойских слоях. В период максимума трансгрессии уровень моря превышал отметку в 70 м. По палеоклиматической характеристике стрельнинские слои являются межстадиальными и палинологически вполне удовлетворительно сопоставляются с осадками межстадиала перяпохьёла северной Финляндии [32]. Для них методами ЭПР и ОСЛ получены датировки в диапазоне от  $44.4 \pm 3.2$  до  $101.9 \pm 12.2$  тыс. л. н. [33]. Отложения с наиболее молодыми возрастными, встреченные в долинах рр. Б. Кумжевой и Каменки по палеонтологическим данным не отличаются от осадков с более древними возрастными.

**МИС 4 – МИС 3.** Этим стадиям отвечает низкое положение уровня Мирового океана в диапазоне примерно от  $-50$  до  $-70$  м. Границы распространения оледенения



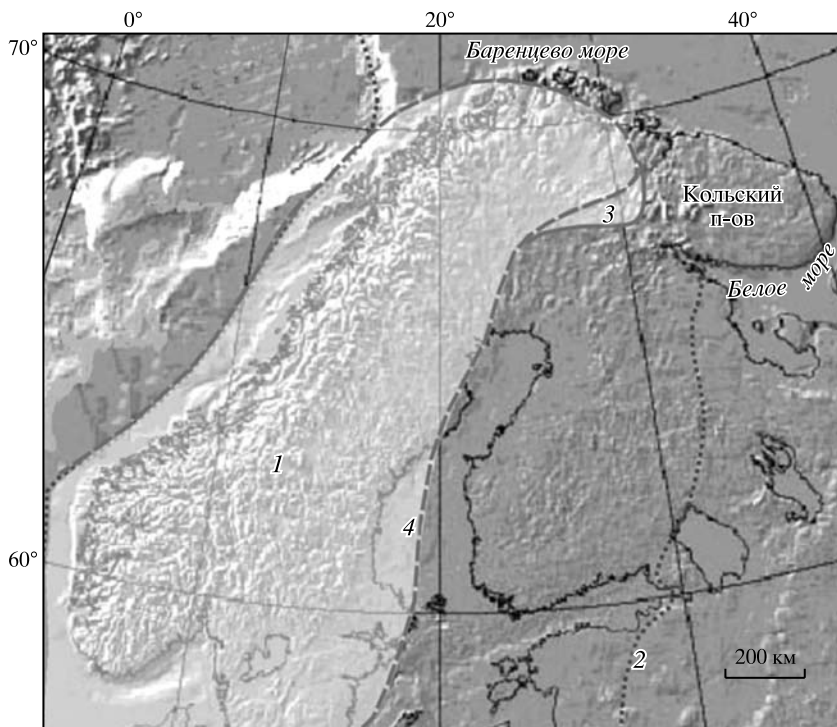


Рис. 7. Границы распространения покровного оледенения в период стадиала шалкхольц (МИС 4) 1 – площадь распространения ледника; граница ледника: 2 – по J. Svendsen et al. [20], 3 – по J. Kleman et al. [34], 4 – по В.Я. Евзерову и С.Б. Николаевой [35]

в стадию МИС 4 показаны на рис. 7. Как видим, по представлениям международного коллектива исследователей [20] оледенение покрывало почти весь северо-запад России. Это противоречит приведенным выше геофизическим данным и не имеет никаких геологических подтверждений. Шведские исследователи [34] существенно сократили распространение ледника в восточном направлении. Однако вполне вероятно, что ледниковый покров на северо-востоке занимал еще меньшую площадь. Только в этом случае становится понятным отсутствие морены этой стадии в работе Х. Гирваса [19], базирующейся на выделении и непрерывном прослеживании горизонтов морен в многочисленных выработках, пройденных экскаватором, и в имеющихся карьерах.

В Кольском регионе морена и перекрывающие ее межстадиальные отложения, представленные субгоризонтально слоистыми супесью или суглинком и торфом, обнаружены только в окрестностях г. Ковдора. Во время их формирования на окружающих пространствах господствовала тундровая растительность. По геологическому положению и палинологическим данным эти межморенные образования и подстилающая их морена вполне удовлетворительно сопоставляются с мореной стадии шалкхольц и осадками межстадиала 3, обнаруженными в северной Финляндии примерно в 50 км к северо-западу от г. Ковдор [16]. Более подробно вопрос о распространении оледенения в стадию МИС 4 рассмотрен в специальной работе [35].

Низкое положение уровня Мирового океана и весьма ограниченное распространение оледенения в МИС 4 не позволяют даже предполагать, что на северо-западе России в МИС 3 могла развиваться морская трансгрессия. Что касается попыток ее выделения, предпринятых О.П. Корсаковой, А.Н. Молодьковым и В.В. Колькой [33] и М. Енсен с соавторами [36], то они базируются только на датировках, принимаемых указанными авторами за абсолютные.

**МИС 2 – МИС 1.** Уровень Мирового океана в МИС 2 находился примерно на отметках –120 – –70 м. В этот период развивалось поздневалдайское (поздневислинское) оледенение. Оно занимало несколько меньшую площадь, чем оледенение в МИС 6, но, тем не менее, покрывало весь северо-запад России [20]. О трансгрессиях, имевших место в период деградации оледенения, вкратце сказано в первом разделе статьи. Что касается более подробной информации, то она приведена в обстоятельной статье автора [3]. Отметим, что регрессия Баренцева и Белого морей продолжается до сих пор.

### Заключение

Изложенный материал показывает, что в природе существует четко отлаженный механизм взаимодействия между оледенениями и морскими трансгрессиями, развивающимися в области распространения ледниковых покровов. Во время оледенения земная кора прогибается под влиянием нагрузки льда, и континент оказывается на более низких высотных отметках по отношению к уровню Мирового океана, чем в настоящее время. Соответственно трансгрессия развивается по мере дегляциации континента. Эта взаимосвязь в совокупности с геологическими и геофизическими данными позволяет обоснованно реконструировать площади распространения оледенений и реально оценивать возможности развития трансгрессий, располагая материалами о масштабах оледенений.

В МИС 6 и МИС 2 оледенения покрывали весь северо-запад России, и следующие за ними морские трансгрессии отчетливо проявились на указанной территории. В МИС 5d и МИС 4 оледенение либо не заходило в пределы России, либо занимало очень небольшую площадь вблизи границы с Финляндией. Естественно в последующие МИС 5c и МИС 3 не могли развиваться трансгрессии. В МИС 5b ледниковый покров обязательно должен был распространяться на побережья Белого моря, где обнаружены отложения стрельнинской морской трансгрессии, во время максимума которой уровень моря превышал 70 м. В основании отложений этой трансгрессии залегают типичные прибрежно-морские осадки. Отсутствие среди осадков начального этапа развития трансгрессии ледниково-морских отложений, вероятно, связано с тем, что ледник стадии редесталл отступал с континента в Беломорскую котловину. В такой ситуации не могли сформироваться ни морской диамиктон, ни ледниково-морские глины, как это имело место при развитии микулинской и позднеплейстоцен-голоценовых трансгрессий. Ледниковые покровы, предшествующие упомянутым трансгрессиям отступали от морских котловин на континент.

Четкие морфологические следы своей деятельности оставили только позднеплейстоцен-голоценовые трансгрессии. Что же касается трансгрессий более древних, то их отложения оказались погребенными под ледниковыми образованиями, определяющими в основном морфоскульптуру региона.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: Изд. иностр. лит., 1963. 576 с.
2. Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука, 1974. 319 с.
3. Евзеров В.Я. Позднеплейстоцен-голоценовые трансгрессии на побережьях Мурмана и Белого моря в связи с дегляциацией // Геоморфология. 2012. № 4. С. 53–64.
4. Горецкий Г.И. О роли местных географических условий в четвертичной истории // Пробл. физ. географии. 1941. Т. 10. С. 55–73.
5. Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 234 с.
6. Кошечкин Б.И., Кудлаева А.Л., Первушинская Н.А., Самсонова Л.Я. Древнебереговые образования северного и северо-восточного побережья Кольского полуострова // Вопр. формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского п-ова. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1971. С. 17–85.

7. Кошечкин Б.И., Каган Л.Я., Кудлаева А.Л. и др. Береговые образования поздне- и послеледниковых морских бассейнов на юге Кольского полуострова // Палеогеография и морфоструктуры Кольского п-ова. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1973. С. 87–133.
8. Møller J.J., Yevzerov V.Ya., Kolka V.V., Corner G.D. Holocene raised beach-ridges and sea-ice pushed boulders on Kola Peninsula, Northwest Russia: indicators of climatic change // The Holocene. 2002. V. 12. № 2. P. 169–176.
9. Мутяев М.В., Корсун С.А. Геолого-геоморфологическое и неотектоническое строение восточной части острова Кильдин // Геоморфология. 2010. № 1. С. 77–86.
10. Bard E., Hamelin B., Fairbanks R.G. U-Th ages obtained by spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130000 years // Nature. 1990. V. 346. P. 456–458.
11. Labeyrie L.D., Duplessy J.C., Blanc P.L. Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep water over the past 125000 years // Nature. 1987. V. 327. P. 477–482.
12. Shackleton N.J. Oxygen isotopes, ice volume and sea level // Quat. Sci. Rev. 1987. V. 6. P. 183–190.
13. Berger A.L. Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements // Quat. Res. 1978. V. 9. 139–167.
14. Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D. et al. Age dating and orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0 to 300000-year chronostratigraphy // Quat. Res. 1987. V. 27. P. 1–29.
15. Mangerud J. The last ice age in Scandinavia // Late Quat. Stratigraphy in the Nordic Countries 150.000–15.000 B.P. Uppsala: Soc. Uppsaliensis pro Geologia Quat., 1991. V. 34. P. 15–30.
16. Helmens K.F., Räsänen M.E., Jochansson P.W. et al. The Last Interglacial-Glacial cycle in NE Fennoscandia: a nearly continuous record from Sokli (Finnish Lapland) // Quat. Sci. Rev. 2000. V. 19. P. 1605–1623.
17. Korpela K. Die Weichsel-Eiszeit und ihre Interstadial in Peräpohjola (nordliches Nordfinland) in Licht von submoränen Sedimenten // Ann. Acad. Sci. Fenn. 1969. A III 99. 108 p.
18. Donner J. The identification of Eemian interglacial and Weichselian interstadial deposits in Finland // Ann. Acad. Sci. Fenn. 1983. A III 136. 38 p.
19. Hirvas H. Pleistocene stratigraphy of Finnish Lapland // Geol. Survey of Finland. 1991. Bul. 354. 123 p.
20. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quat. Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 1229–1271.
21. Девятова Э.И. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Онеги. М.: Наука. 1961. 89 с.
22. Девятова Э.И. Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и в Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1982. 156 с.
23. Девятова Э.И., Лосева Э.И. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Мезени. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1964. 106 с.
24. Граве М.К., Евзеров В.Я., Егорова И.А. Межледниковые отложения в центральной части Кольского п-ова и boreальная трансгрессия // Докл. АН СССР. 1965. Т. 160. № 3. С. 673–675.
25. Гудина В. И., Евзеров В.Я. Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. 146 с.
26. Граве М.К., Гунова В.С., Девятова Э.И. и др. Микулинское межледниковье на юго-востоке Кольского полуострова // Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского п-ова. Л., Наука. Ленингр. отд-ние, 1969. С. 25–56.
27. Корсакова О.П., Зозуля Д.Р., Колька В.В. Геологическая позиция и минералогия морских плейстоценовых осадков восточной части Мурманского берега (Кольский полуостров, Россия) // Квартер–2005 / М-лы IV Всерос. совещ. по изуч. четвертич. периода (Сыктывкар, 23–26 августа 2005 г.). Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 199–200.
28. Корсакова О.П., Семенова Л.Р., Колька В.В. Последовательность и условия формирования рыхлых отложений в районе нижнего Поноя (восток Кольского полуострова) // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Комплексные исследования природы Шпицбергена / М-лы межд. науч. конф. (Мурманск, 27–30 октября 2010 г.). М.: ГЕОС, 2010. Вып. 10. С. 169–175.
29. Grøsfjeld K., Funder S., Seidenkrantz M.–S., Glaister C. Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia // Boreas. 2006. V. 35. P. 493–520.
30. Molodkov A., Yevzerov V. ESR/OSL ages of long-debated sub-till fossil-bearing marine deposits from the southern Kola Peninsula, Varzuga section: stratigraphic implications // Boreas. 2004. V. 33. P. 123–131.
31. Глазнев В.Н., Кукконен И.Т., Раевский А.Б. Ёркинен Я. Новые данные о тепловом потоке в центральной части Кольского п-ова // ДАН. 2004. Т. 396. № 1. С. 102–104.
32. Евзеров В.Я. Отложения позднплейстоценовых морских трансгрессий в Беломорской котловине // Регион. геология и металлогения. 2007. № 30–31. С. 172–178.

33. Корсакова О.П., Молодьков А.Н., Колька В.В. Геолого-стратиграфическая позиция верхне-плейстоценовых морских образований на юге Кольского полуострова (по геохронологическим и геологическим данным) // ДАН. 2004. Т. 398. № 2. С. 218–222.
34. Kleman J., Hättestrand C., Borgström I., Stroeven A. Fennoscandian palaeoglaciology reconstructed using a glacialgeological inversion model // Journ. of Glaciology. 1997. V. 43. № 144. P. 283–299.
35. Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Ледниковый покров на территории Кольского региона в морскую изотопную стадию (МИС) 4 // ДАН. 2011. Т. 441. № 3. С. 391–394.
36. Ensen M., Larsen E., Demidov I. et al. Depositional environments and sea-level changes deduced from Middle Weichselian tidally influenced sediments, Archangelsk region, northwestern Russia // Boreas. 2006. V. 35. P. 521–538.

Поступила в редакцию 14.05.2013

## **GLACIATIONS AND MARINE TRANSGRESSIONS IN THE NORTHWEST RUSSIA DURING THE LAST 140 THOUSAND YEARS**

**V.Ya. YEVZEROV**

Summary

The geological and geophysical materials on distribution of the glaciations and sea transgressions that occurred in the last 140 thousand years have been analyzed considering glacio-eustatic transgressions and position of the Ocean level. While the glaciation degraded and the rise of the continent was less than the rise of the sea level, transgressions took place. The most probable areas of glaciation distribution during marine isotope stages (MIS) and sub-stages 6, 5b, d, 4, 2 have been reconstructed. It is shown that the sea transgressions related to glaciations took place in MIS 5e, d, 2 and 1.

УДК 551.43(470.1/.25+268.4)

© 2014 г. Д.С. ЗЫКОВ

## **МОРФОСТРУКТУРА ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ И ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКОЙ ПЛАТФОРМ КАК ОТРАЖЕНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТЫ ПОДВИЖНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ<sup>1</sup>**

*Геологический ин-т РАН, Москва; zikov@ginras.ru*

Проблема морфоструктурного выражения новейших тектонических движений, имеющих не только вертикальную, но и горизонтальную компоненту деформации, в последнее время все больше привлекает внимание ученых. Это обусловлено развитием идей о существовании значительной внутриплатформенной подвижности в фундаменте Восточно-Европейской платформы (ВЕП), в т.ч., и в новейшее время [1–4 и др.], описанием механизмов ее проявлений в кристаллических породах [1] и обоснованием причин появления деформаций, которые связывают с тектоническим воздействием со стороны окружающих платформу более активных областей [3].

Проявления в рельефе новейших деформаций с горизонтальной компонентой в тектонически активных районах хорошо изучены [5, 6 и др.]. Для консолидированной коры

---

<sup>1</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке программы ОНЗ РАН № 10 и РФФИ (проект № 13-0500298 и № 14-0500149).