

№ 30—31 — 2007

Главный редактор
А. Ф. Морозов

Первый заместитель главного редактора
О. В. Петров

Заместители главного редактора
А. И. Жамойда, В. Л. Масайтис, Т. М. Барабанова

Редакционная коллегия
Е. А. Басков, Г. М. Беляев, В. А. Глебовицкий, А. С. Киреев, В. И. Колесников,
Л. И. Красный, Ю. Г. Леонов, Л. В. Оганесян, М. В. Ошуркова, В. К. Путинцев,
Д. В. Рундквист, А. А. Смыслов, М. А. Спиридонов, В. С. Сурков, Ю. М. Шувалов

Бюро редколлегии
А. И. Жамойда (пред.), Т. М. Барабанова, В. И. Колесников,
В. Л. Масайтис, О. В. Петров, В. К. Путинцев

МАТЕРИАЛЫ МЕЖДУНАРОДНОГО РАБОЧЕГО СОВЕЩАНИЯ «ПРОБЛЕМА КОРРЕЛЯЦИИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ СОБЫТИЙ НА РУССКОМ СЕВЕРЕ» (ДЕКАБРЬ 2006 г.)

УДК 551.35.06+551.793(470.21)

В. Я. ЕВЗЕРОВ (Геологический ин-т Кольского НЦ РАН)

ОТЛОЖЕНИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ МОРСКИХ ТРАНСГРЕССИЙ В БЕЛОМОРСКОЙ КОТЛОВИНЕ

Результаты комплексных исследований свидетельствуют о том, что в Беломорской котловине распространены две толщи морских осадков, сформировавшихся в период между московским и поздневалдайским оледенениями. Это понойские и стрельнинские слои, названные по наиболее характерным разрезам. Понойские слои сформировались в период микулинского межледниковья. Понойская трансгрессия началась в позднеледниковье московского оледенения и быстро достигла максимума. Оптимальные гидробиологические и климатические условия установились в начальный этап регрессии моря и затем ухудшались по мере ее развития. Стрельнинские слои по палинологической характеристике сходны с межстадиальными отложениями района Ковдорской интрузии и осадками межстадиала мааселькя/перяпохьёла Финляндии. При их формировании на окружающей равнине господствовала лесотундровая растительность. Это обстоятельство является серьезным аргументом в пользу сопоставления отложений упомянутых межстадиалов с отложениями межстадиала оддерраде, а не более молодых межстадиалов, осадки которых на южном фланге Скандинавского ледяного щита характеризуются тундровой растительностью.

The research carried out by the author has shown that the marine sediments underlying till of the Late Valdai glaciation in the east of the Kola peninsula make two formations divided by an erosional surface. The lower formation is called the Ponoï strata and the upper one the Strelna strata, following the local names for the key sections. The palaeontologic assemblages indicate that the Ponoï strata started to form in a severe climate. However, at the initial stage of the sea regression typical interglacial climates prevailed. According to the uranium-ionium dates of mollusk shells and the subsequent dating of shells and sand by electron spin resonance and optically-stimulated luminescence the Ponoï strata must belong to the Mikulino (Eemian) interglacial. The Strelna strata formed in a climate more severe than the present one, and therefore should relate to an interstadial. Palynologically the Strelna strata are similar to the lacustrine sediments of the Kovdor vicinity and deposits of the Maaselka/Perapohjola interstadial of Northern Finland (MIS 5a). They were formed under predominance of forest-tundra vegetation. This is an argument in favour of correlation of these sediments with the Odderade (MIS 5a) and not with younger interstadials, which at the southern flank of the Scandinavian ice sheet were characterized by tundra vegetation.

В данном сообщении сконцентрированы материалы об отложениях морских трансгрессий, имевших место в период между московским и поздневалдайским оледенениями в котловине Белого моря и ее окрестностях. Морские осадки микулинского межледниковья залегают на морене московского оледенения. Они распространены в акватории Белого моря, где вскрыты бурением, и в периферических районах восточной части Кольского полуострова. Первое монографическое описание морских межледниковых отложений принадлежит М. А. Лавровой [15]. По ее представлениям, в период межледниковья развивались две транс-

грессии: бореальная и беломорская. В качестве образования беломорской трансгрессии рассматривалась линза морских осадков, залегающая стратиграфически выше морских бореальных и перекрывающих их дельтовых отложений в низовьях р. Варзуга. В более поздней работе, одним из соавторов которой являлась М. А. Лаврова [7], залегающие под отложениями поздневалдайского оледенения морские осадки в многочисленных обнажениях на юго-востоке Кольского полуострова были отнесены к бореальной трансгрессии. Однако последующие детальные исследования показали, что упомянутая линза на р. Варзуга представляет собой

отторженец морских отложений бореальной трансгрессии [8, 23], подморенные морские осадки на юго-востоке полуострова представлены двумя толщами, разделенными поверхностью размыва и существенно отличающимися по палеонтологическим характеристикам. По стратотипическим разрезам они получили название понойских (бореальных) и стрельнинских слоев [10].

Понойские слои: отложения бореальной трансгрессии. Расположение разрезов понойских и стрельнинских слоев указано на рис. 1. Понойские слои имеют суммарную мощность около 30 м. Они сложены песками, супесями, суглинками, резе глинами и, как правило, характеризуются присутствием многочисленных палеонтологических остатков в виде раковин морских моллюсков, фораминифер, диатомовых водорослей, пыльцы и спор наземных растений. Комплекс моллюсков из понойских слоев представлен главным образом арктобореальными, преимущественно бореальными и бореальными формами. В нем обнаружены также единичные арктические, преимущественно арктические, бореально-лузитанские и лузитанские виды. Комплекс фораминифер из этих слоев также бореальный с теми же зоогеографическими группами видов и примерно с таким же соотношением их в комплексе. К сожалению, все известные разрезы понойских слоев отражают лишь отдельные этапы трансгрессии. В большинстве своем они детально изучены геологически и палеонтологически, и результаты исследований опубликованы [1–4, 6–8, 11, 15, 16, 25]. В данной работе мы ограничимся краткой характеристикой сводного разреза понойских слоев, уделив основное внимание последовательности образования мелководных отложений, поскольку именно в них наиболее отчетливо фиксируется изменение гидробиологической и климатической обстановок осадконакопления во времени.

Схема предполагаемой увязки фрагментов этого разреза, расположенных в соответствии с последовательностью формирования, показана на рис. 2. Из дальнейшего рассмотрения намеренно исключен широко известный разрез морских межледниковых отложений в низовьях р. Варзуга (рис. 1, 7). Есть основание полагать, что контакты между слагающими его толщами осадков преимущественно тектонические [24], а не стратиграфические, как предполагалось. Данное обстоятельство обуславливает необходимость дополнительного изучения варзугских обнажений. Часть разреза (рис. 1, 4) закрыта мощной осыпью, которую нам не удалось пройти расчисткой.

По имеющимся данным, понойская трансгрессия началась в суровых климатических условиях: в основании святоносского разреза в интервале высот от 6,5 до 12,3 м над уровнем моря обнаружены ледниково-морские осадки [14]. Трансгрессия, видимо, развивалась доста-

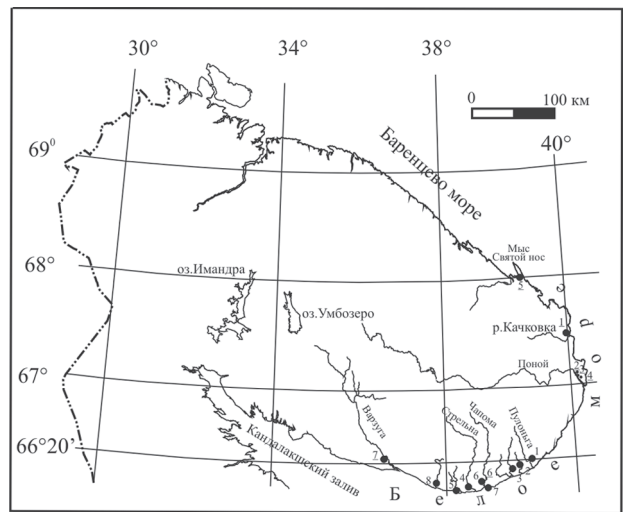


Рис. 1. Схема расположения разрезов понойских и стрельнинских слоев на Кольском полуострове

Понойские слои: 1 – верховья ручья, впадающего в реку Малую Качковку в 2 км к северо-западу от устья; 2 – среднее течение ручья Попова, впадающего слева в р. Поной в 3 км ниже села Поной; 3 – среднее течение правого притока ручья Пахтенный, впадающего слева в р. Поной в 1 км выше с. Поной; 4 – левый берег р. Поной против села Поной; 5 – вершина Святоносского залива; 6 – левый берег р. Чапома в 3,5 км от устья; 7 – правый берег р. Варзуга у Клетного порога; 8 – восточная часть северных предгорий Ловозерского горного массива. Стрельнинские слои: 1 – левый берег руч. Лудяной в 0,4 км выше впадения ручья в р. Пулоньга; 2 – левый берег р. Б. Кумжевая в 9,5 км выше устья; 3 – левый берег р. Усть-Пялки в 9 км от устья; 4 – правый берег р. Стрельна в 6,5 км от устья; 5 – правый берег р. Каменка в 5,5 км от устья; 6 – левый берег р. Чапома в 3,5 км от устья; 7 – берег моря в 3 км к востоку от устья р. Чапома; 8 – р. Чаваньга в 5–7,5 км от устья

точно быстро, поскольку в суровой климатической обстановке сформировалась и толща однородных глин темно-вишневого цвета, кровля которой в качковском разрезе (рис. 2, 1) располагается на отметке около 127 м над уровнем моря. В ней встречено всего около 100 экземпляров фораминифер 9 видов, среди которых доминируют представители арктического вида *Cassandra teretis* (Tarr.). Судя по гипсометрическому положению и результатам палеонтологических исследований, глина накапливалась в период максимума трансгрессии в бассейне с несколько пониженной соленостью и температурой, близкой к 0 °С. Стратиграфически выше лежит толща мелководных и прибрежных отложений: песков, сменяющихся вверх по разрезу песчано-галечными осадками (разрезы 1–3 на рис. 2). Она сформировалась в начальный этап регрессии. В песках встречено большое количество раковин морских моллюсков и фораминифер. По числу экземпляров во всех трех разрезах доминируют бореальные и арктобореальные виды моллюсков – *Arctica islandica* L., *Maetra*

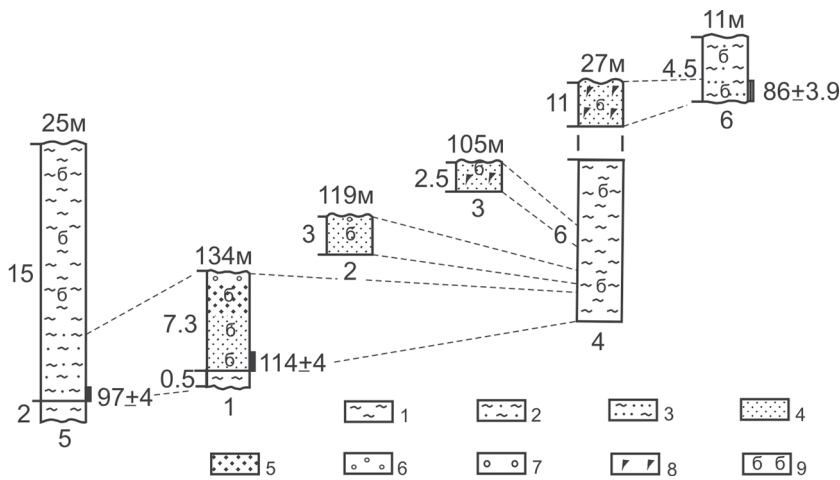


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов понойских слоев, показанных на рис. 1

1 — глина; 2 — суглинок; 3 — супесь; 4 — песок мелко- и среднезернистый; 5 — песок крупнозернистый и гравий; 6 — галька; 7 — валуны; 8 — детрит раковин морских моллюсков; 9 — раковины морских моллюсков

Слева от разрезов указана мощность отложений в м (вертикальный масштаб произвольный), сверху — высота над уровнем моря, справа — место отбора раковин морских моллюсков и их возраст в тыс. лет, определенный уран-иониевым методом, снизу — номер обнажения, отвечающий номеру на рис. 1

elliptica Brown., *Astarte borealis* Chemn. var. *arctica*, *Hiatella arctica* L.; в небольшом количестве присутствует лузитанский вид *Cardium edule* L. Среди фораминифер, общее количество которых измеряется тысячами и десятками тысяч экземпляров на 100 г сухой породы (образец), а число видов достигает 22, преобладают тоже бореальные и арктобореальные виды — *Cibicides rotundatus* Stshedrina и *Trifarina angulosa* Williamson. По числу установленных видов тепловодные формы малакофауны составляют около 80, а фораминифер 70 %. По палеонтологическим данным, в период накопления песчаных осадков соленость вод приближалась к нормальной морской, донные температуры были не ниже 5–6° и глубина водоема не превышала 10–20 м. Толще песков частично синхронны глины и суглинки обнажений 4 и 5 (рис. 2), формировавшиеся на значительно больших глубинах.

В нижней части разреза 4 обнаружено около 60 экземпляров фораминифер семи видов. Наибольшее количество экземпляров приходится на *Cibicides rotundatus*. Среди диатомей доминируют представители океанических и неритических видов. В верхнем двухметровом слое глин количество видов фораминифер возрастает до 33, а их численность до 500 экземпляров в образце; численность растет за счет арктических и бореально-арктических исландиеллид, кассидулин, нонионид, эльфидиид и *Cibicides rotundatus*. В отдельных интервалах преобладающими становятся пресноводные и солоноватоводные сублиторальные виды диатомей. В составе комплексов диатомей и фораминифер доминируют арктобореальные и арктические формы. Накопление глин происходило в водоеме со сравнительно низкой температурой вод. Глубина и соленость вод бассейна уменьшалась во времени.

Суглинки и глины разреза 5 более богаты палеонтологическими остатками, чем глины разреза 4. В суглинках основания толщи преобладают раковины бореальных и арктобореальных

видов морских моллюсков. Количество фораминифер сорока восьми обнаруженных видов достигает 13 тыс. экземпляров в образце; большая часть их приходится на долю *Cibicides rotundatus*. В вышележащей глине малакофауна становится более холодноводной, сокращается численность и обедняется видовой состав фораминифер. В интервале высот 16,5–20,5 м среди диатомей в значительном количестве появляются представители океанического планктона, отсутствующие выше и ниже по разрезу. Судя по палеонтологическим данным, по мере накопления суглинков и глин глубина водоема сначала возрастала, затем убывала, соленость воды была близка к нормальной морской, а температура придонных вод составляла от +2 до +4 °С.

Выше располагается толща детритового песка разреза 4, залегающая с размывом на глине. По составу фауны и условиям образования она аналогична песчаным отложениям начального этапа регрессии. Одновременно с ней, но на большей глубине, накапливались супеси разреза 6. В комплексе малакофауны супеси доминируют бореальная форма *Arctica islandica* L. и арктобореальные *Macoma calcarea* Chemn. и *Astarte elliptica* Brown. Численность фораминифер, принадлежащих к 40 видам, варьирует от 4 до почти 50 тыс. в образце. Около половины их составляет *Cibicides rotundatus*. Кроме того, в большом количестве присутствуют эльфидииды, нониониды, исландиеллиды и кассидулины. В период отложения супеси придонные температуры были положительными, а соленость вод близкой к нормальной морской.

Завершает сводный разрез суглинок обнажения 6. В нем, по сравнению с супесью, сокращается общее содержание фораминифер и обедняется их видовой состав. В верхней части слоя фораминиферы вообще отсутствуют. В суглинке встречены в небольшом количестве раковины арктобореального вида *Macoma calcarea* и *Mya* sp. Очевидно, накопление суглинка происходи-

ло в один из заключительных этапов существования морского водоема по мере ухудшения его гидробиологических условий.

Хронологическая позиция понойских слоев окончательно определилась после получения результатов уран-иониевого датирования содержащихся в этих слоях раковин морских моллюсков [5, 17]. Последующее датирование раковин и песка методами электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) и оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) подтвердило принадлежность понойских слоев к микулинскому межледниковью [13, 22, 23]. Были получены значения возрастов в диапазоне от примерно 103–104 до 132 тыс. лет. Наибольшие из них отвечают раковинам морских моллюсков из чапомского разреза 6 (рис. 1 и 2). Следует отметить, что первоначально полученные для понойских слоев конечные радиоуглеродные датировки послужили основанием для их рассмотрения в качестве средневалдайских [8].

Отложения стрельнинской трансгрессии: стрельнинские слои. Более поздняя морская толща, названная стрельнинскими слоями, с размывом залегающая на понойских слоях или на морене московского оледенения. Ее трансгрессивная серия мощностью от 2 до 15 м начинается маломощным базальным горизонтом песчано-гравийно-галечных осадков. На нем лежат супеси и суглинки. Регрессивная серия мощностью, как правило, более 10 м представлена песками с прослоями супесей и суглинков. Наиболее полный разрез упомянутых слоев расположен на правом берегу р. Стрельна в 6,5 км от устья (рис. 1, разрез 4). Здесь на понойских отложениях с размывом залегают крупнозернистый песок с галькой и валунами (1,3 м), сменяющийся выше суглинком темно-серого цвета с редкими раковинами моллюсков (4,5 м) и супесью (1,8 м), которая в свою очередь сменяется мощной (17 м) пачкой песков различной зернистости с прослоями супеси и суглинка. Кровля песков располагается на абс. отметке 55 м. Сопоставление ряда полно изученных разрезов стрельнинских слоев, обнаруженных на юго-востоке Кольского полуострова, показано на рис. 3.

Климатическая обстановка в период формирования рассматриваемых слоев, по заключению палинологов, была близка к современной или даже теплее, т. е. типичной межледниковой [7]. Такое заключение хорошо вписывалось в существовавшее представление о принадлежности стрельнинских слоев к отложениям микулинского межледниковья. Однако, на наш взгляд, оно нуждается в коррективах, что вполне отчетливо проявляется при анализе, например, спорово-пыльцевой диаграммы стрельнинских морских отложений на правобережье р. Стрельна (рис. 1 и 3, разрез 4) [7]. Из диаграммы следует, что в общем составе пыльцы и спор содержание пыльцы древесных растений невелико (ме-

нее 40 %) и приближается к таковому поверхностной пробы (около 45 %), отражающей состав современной растительности, только в нижней половине разреза стрельнинских слоев. Здесь же встречаются единичные зерна пыльцы широколиственных растений. Наиболее вероятно, что пыльца древесных растений, в том числе и широколиственных пород, переотложена из формировавшихся в межледниковой климатической обстановке понойских слоев, на отложениях которых характеризуемая толща залегает, как отмечалось, с размывом. Изложенное в полной мере относится ко всем без исключения разрезам стрельнинских слоев. В период образования рассматриваемых отложений на континенте господствовала лесотундровая растительность, а не лесная, подобная современной. Откорректированная трактовка диаграмм позволяет говорить о формировании этих слоев в более суровых климатических условиях, чем современные, что, как мы покажем далее, хорошо согласуется с другими палеонтологическими данными.

Стрельнинские морские слои не повсеместно и в небольшом количестве содержат раковины морских моллюсков. Наиболее полное представление об условиях их образования дают результаты микрофаунистического анализа в связи с довольно широким распространением в них фораминифер [8, 10]. Состав стрельнинского комплекса фораминифер уступает понойскому и по разнообразию видов, и по количеству их особей. В нем насчитывается 40 видов против 81 в понойском комплексе. Количество особей варьирует от первых десятков до первых сотен. В стрельнинском комплексе преобладают *Cibicides rotundatus* или *Cibicides refulgens* и различные нониониды и эльфидииды. В нем сокращается, по сравнению с понойским комплексом, общее количество теплолюбивых видов. Намного реже и в меньшем количестве встречаются *Dentalina baggi*, *D. frobisherensis*, *Lagena apiopleura*, *Oolina melo*, *Eponides wrightii*, *Paromalina bilateralis*, *Nonionella auricula*, *Elphidium boreale*, *E. margaritaceum* и др. Гораздо меньшим числом особей представлены популяции *Cibicides rotundatus*, *Astrononion gallowayi*, *Nonionella labradorica*, *Melonis zaandamae*, *Protelphidium asterotuberculatum*, *Trifarina angulosa*, *Cassidulina subacuta* и др. В то же время в комплексе увеличивается содержание более холодноводных форм, таких как *Cribrononion obscurus*, *Elphidium* ex gr. *subclavatum*, *Elphidiella arctica*. В целом стрельнинский комплекс арктобореальный. В нем на долю арктических и бореально-арктических видов приходится 37,5 %, арктобореальные составляют 32, бореальные 12,5 и бореально-лузитанские виды (при полном отсутствии лузитанских) 5 %. На виды неустановленной зоогеографической принадлежности приходится 12,5 %. Отчетливых изменений состава фораминифер по разрезу стрельнинских слоев не наблюдается. По за-

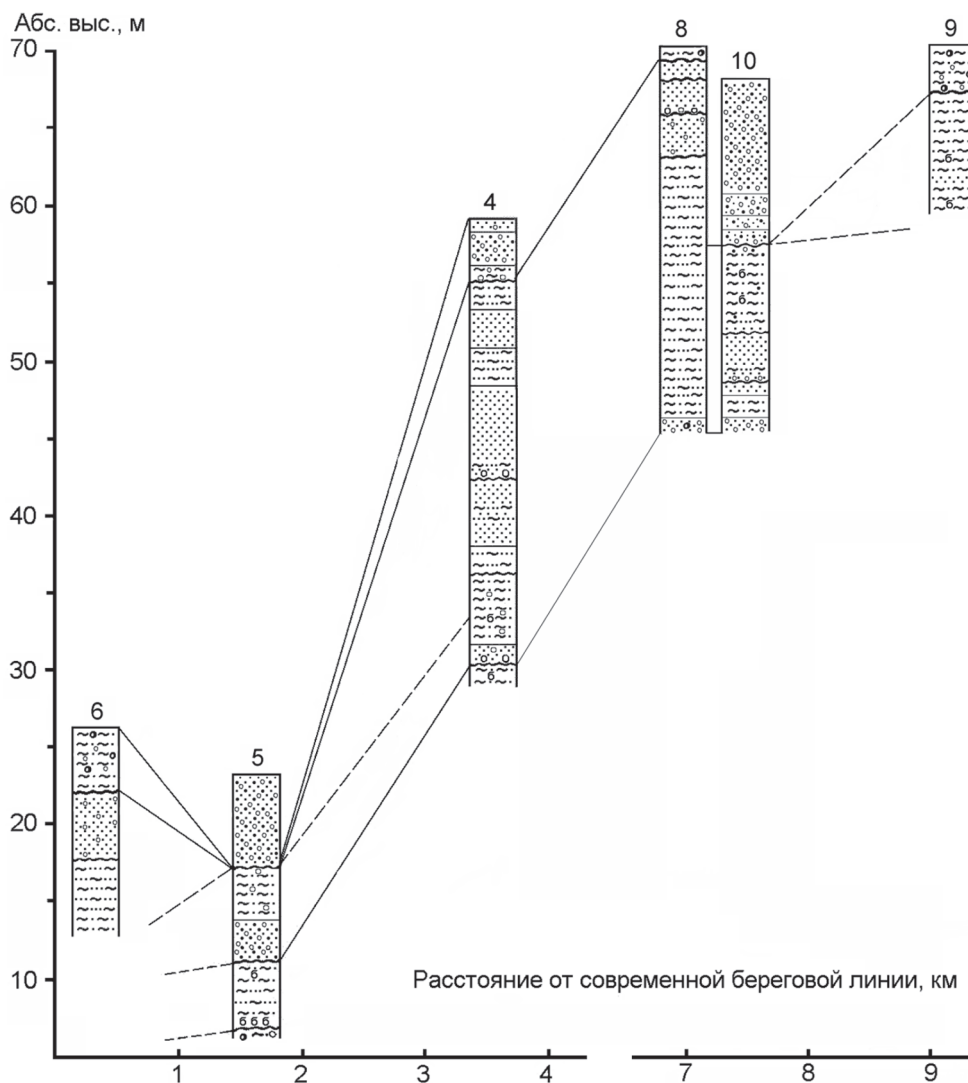


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов стрельнинских слоев

Номера разрезов соответствуют таковым на рис. 1. Горизонты среднего и верхнего плейстоцена: ms – московский, mk – микулинский, vd_1 – ранневалдайский, vd_3 – поздневалдайский

ключению В. И. Гудиной, характеризуемый комплекс сходен с современными ценозами северной, северо-западной и юго-восточной частей Баренцева моря в пределах распространения холодных вод и современными ценозами фораминифер таких арктических морей, как Карское и Лаптевых.

Поверхность размыва понойских слоев, на которой залегают стрельнинские слои, занимает наиболее низкое положение в районе нижнего течения р. Чапома (рис. 1, разрез б). Она находится на высоте около 12 м над уровнем моря. Эта высота примерно отвечает величине гляциоизостатического поднятия указанного района на протяжении голоцена. Иными словами, в начальный этап трансгрессии, сформировавшей стрельнинские слои, уровень моря был близок к современному. Полная же амплитуда трансгрессии превысила 70 м. Палеонтологичес-

кие данные свидетельствуют о развитии трансгрессии в более суровых климатических условиях, чем современные. Однако в отличие от бореальной трансгрессии микулинского межледниковья в начальный этап стрельнинской трансгрессии, судя по имеющимся материалам, не накапливались существенно более холодноводные ледниково-морские осадки. Существенной ошибкой является попытка назвать эту трансгрессию беломорской [13], поскольку, как отмечалось, стратотип беломорской трансгрессии представляет собой отторженец понойских слоев.

В 2003 г. методами ЭПР и ОСЛ датированы раковины морских моллюсков и вмещающие их осадки из стрельнинских слоев [13]. Полученные возрасты порядка 80–100 тыс. лет назад (всего шесть датировок из трех разрезов) отвечают раннему валдаю (морским изотопным подстадиям 5d–5a). Вместе с тем разрезы на реках

Каменка и Большая Кумжевая, не отличающиеся по палеонтологическим характеристикам от прочих разрезов стрельнинских слоев, по результатам датирования оказались средневалдайскими. Датировки составили соответственно $58,7 \pm 4,4$ и $44,4 \pm 3,2$ тыс. лет. На основе новых датировок О. П. Корсакова и соавторы [13] сделали вывод, что в Беломорской котловине морской водоем существовал на протяжении всей морской изотопной стадии (МИС) 5, и, кроме того, морская трансгрессия имела место в среднем валдае. Датировка водно-ледниковых отложений, подстилающих осадки стрельнинских слоев в нижнем течении р. Чаваньга (рис. 1, 8), которая составила $63,6 \pm 8$ тыс. лет, привела указанных авторов к заключению о формировании этих отложений в результате экспансии Карского ледника на Кольский полуостров [13] в МИС 4.

Обсуждение результатов и вероятные корреляции. Бореальная трансгрессия началась и достигла максимума при достаточно суровых климатических условиях позднеледниковья. Климатические и гидробиологические характеристики стали более благоприятными в ходе регрессии. Одна из ранних стадий регрессии, вероятно, совпала с климатическим оптимумом микулинского межледникового, в течение которого климат был несколько теплее, чем современный. В пределах северо-восточного побережья Кольского полуострова береговая линия бассейна во время максимума трансгрессии находилась на отметке около 150 м над уровнем моря. Реконструкция береговой линии этого периода с учетом ее деформаций вследствие позднеледникового и голоценового куполовидного гляциоэвстатического поднятия показала, что морем была покрыта значительная часть континента; Баренцево и Белое моря были связаны многочисленными, вероятно, в значительной мере опресненными проливами [25]. Вследствие этого теплые воды Атлантики, которые в период микулинского межледниковья распространялись значительно восточнее их современного предела, начали свободно проникать в Белое море, где соответственно появились бореальные и бореально-лузитанские морские организмы. Благоприятные гидробиологические условия, установившиеся в раннюю стадию регрессии, существенно не изменялись на протяжении всей регрессии, и только в ее заключительную стадию они заметно ухудшились. Понойские слои по результатам проведенных исследований удовлетворительно сопоставляются с отложениями бореальной трансгрессии микулинского межледниковья Карелии, Архангельской области и континентальными осадками межледниковья тепсанкумпу Финляндии [9, 18, 19, 21]. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что результаты датирования понойских слоев различными методами значительно выходят за возрастные пределы морской изо-

топной подстадии 5e, на протяжении которой развивалась трансгрессия, и не всегда согласуются с геологическими и палеогеографическими материалами.

Стрельнинские слои, содержащие существенно меньше палеонтологических остатков, чем понойские, сформировались в климатической обстановке более суровой, нежели современная, и являются, следовательно, межстадиальными. В период максимума трансгрессии уровень моря превышал отметку в 70 м. Стрельнинская трансгрессия скорее всего, как и бореальная, была гляциоэвстатической, но ледник не достигал области распространения изученных разрезов. Об этом свидетельствует отсутствие ледниково-морских отложений в основании разрезов стрельнинских слоев и ледниковых отложений между стрельнинскими и понойскими слоями во всех без исключения сложнопостроенных разрезах. Предложенное О. П. Корсаковой с соавторами [13] развитие стрельнинской трансгрессии сразу же после регрессии, имевшей место в период микулинского межледниковья, равно как и выделение новой (третьей) морской толщи всего по двум датировкам, не имеют удовлетворительного объяснения. Нет достаточных оснований и для переоценки возраста ледниковых отложений, подстилающих стрельнинские слои в нижнем течении р. Чаваньга, и отнесению их к образованиям Карского покровного ледника [13]. Тем более, что направление перемещения обломочного материала ледником не установлено.

Стрельнинские слои представляют собой единую толщу морских осадков. По палинологической характеристике она хорошо сопоставляется с озерными межстадиальными отложениями района Ковдорского интрузивного массива на Кольском полуострове и осадками межстадиала мааселья/перяпохьёла Северной Финляндии (морская изотопная подстадия 5a), возраст которых, определенный радиоуглеродным методом, превышает соответственно 50 и 42 тыс. лет [12, 21]. При их формировании на окружающей равнине господствовала лесотундровая растительность. Это служит серьезным аргументом в пользу сопоставления отложений упомянутых межстадиалов с отложениями межстадиала оддераде (морская изотопная подстадия 5a), а не более молодых межстадиалов, осадки которых на южном фланге Скандинавского ледяного щита характеризуются тундровой растительностью [20]. Соответственно предшествовавшее стрельнинской трансгрессии оледенение, видимо, отвечает оледенению в морскую изотопную подстадию 5b. Его отложения установлены в Финской Лапландии [21] и на Кольском полуострове, где они вскрыты скважинами в северных предгорьях Ловозерского горного массива, но не встречены восточнее него.

Таким образом, ни один из методов датирования четвертичных отложений не позволяет

определить их абсолютный возраст, причем по вполне объективным причинам. В природе имеет место фракционирование изотопов, и постоянство радиоактивности в местах захоронения осадков на протяжении всего времени их существования всего лишь постулируется, тогда как даже изменение влажности во времени оказывает существенное влияние на результаты анализов. Поэтому необходимо отказаться от примитивного выстраивания стратиграфии четвертичных отложений только по результатам датирования. Совокупный же анализ имеющихся в нашем распоряжении хронометрических, геологических, палеонтологических и литологических материалов позволяет достаточно обоснованно констатировать, что в котловине Белого моря развиты две толщи морских осадков, залегающие между ледниковыми отложениями московского и поздневалдайского оледенения. Нижняя (понойские слои) представляет собой отложения бореальной трансгрессии микулинского межледниковья. Что же касается верхней толщи (стрельнинских слоев), то она, вероятнее всего, сформировалась в раннем валдае и коррелируется с осадками межстадиала оддераде. Работа выполнена в Геологическом институте Кольского научного центра РАН при поддержке программы ОНЗ РАН-14.

1. *Анухтин Н. И.* Стратиграфия четвертичных отложений Кольского полуострова и Северной Карелии по новейшим исследованиям // *Материалы по геологии и минеральным ресурсам Северо-Запада СССР*. Вып. 1. Л.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 68–82.
2. *Анухтин Н. И.* Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений юго-восточной части Кольского полуострова // *Четвертичная геология и геоморфология*. Тр. ВСЕГЕИ. Т. 297. Л.: Госгеолтехиздат, 1978. С. 53–65.
3. *Анухтин Н. И., Малясова Е. С.* О стратиграфическом положении ледниковых и межледниковых отложений Терского побережья Кольского полуострова // *Сборник по палеогеографии и стратиграфии четвертичных отложений*. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959. С. 6–23.
4. *Арманд А. Д., Граве М. К.* Стратиграфия антропогенных отложений Кольского полуострова в сопоставлении с соседними районами // *Формирование рельефа и четвертичных отложений Кольского полуострова*. М.–Л.: Наука, 1966. С. 5–15.
5. *Арсланов Х. А., Герасимова С. А., Евзеров В. Я.* и др. К вопросу о возрасте отложений бореальной трансгрессии (понойских слоев) на Кольском полуострове // *Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины*. М.: Наука, 1981. С. 28–37.
6. *Граве М. К., Евзеров В. Я., Егорова И. А.* Межледниковые отложения в центральной части Кольского полуострова и бореальная трансгрессия // *ДАН СССР*. 1965. Т. 160. № 3. С. 673–675.
7. *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 полуострова*. Л.: Наука, 1969. С. 25–56.
8. *Гудина В. И., Евзеров В. Я.* Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск: Наука, 1973. 146 с.

9. *Девятова Э. И.* Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в северодвинском бассейне и в Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1982. 156 с.
10. *Евзеров В. Я., Гудина В. И.* Межледниковые отложения Кольского полуострова (стратиграфия и палеонтологическая характеристика) // *Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова*. Л.: Наука, 1971. С. 85–116.
11. *Евзеров В. Я., Кошечкин Б. И.* Палеогеография плейстоцена западной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 105 с.
12. *Евзеров В. Я., Хомутова В. И., Мёллер Я. Ё.* Развитие последнего покровного оледенения в восточной части Кольского полуострова (по результатам изучения отложений озерных котловин) // *История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины*. СПб.: Наука, 1998. С. 60–69.
13. *Корсакова О. П., Молодков А. Н., Колька В. В.* Геолого-стратиграфическая позиция верхнеплейстоценовых морских образований на юге Кольского полуострова (по геохронологическим и геологическим данным) // *Докл. РАН*. 2004. Т. 398. № 2. С. 218–222.
14. *Корсакова О. П., Зозуля Д. Р., Колька В. В.* Геологическая позиция и минерализация морских плейстоценовых осадков восточной части Мурманского берега (Кольский полуостров, Россия) // *Квартер-2005 – IV Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода*. Материалы совещания (Сыктывкар, 23–26 августа 2005 г.). Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 199–200.
15. *Лаврова М. А.* Четвертичная геология Кольского полуострова. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 233 с.
16. *Никонов А. А.* Стратиграфия и палеогеография антропогена Кольского полуострова и прилегающих областей // *Верхний плейстоцен*. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М.: Наука, 1966. С. 92–105.
17. *Evzerov V. Ya., Koshechkin B. I.* Kola Peninsula till stratigraphy // *Prospecting in areas of glaciated terrain, 1977*. Inst. of Mining and Metallurgy. London. 1977. P. 30–33.
18. *Funder S., Demidov I., Yelovicheva Y.* Hydrography and molluscs faunas of the Baltic and the White Sea – North Sea seaway in the Eemian // *Palaeo*. 2002, 184. P. 275–304.
19. *Grosfjeld K., Funder S., Seidenkrantz M.-S., Glaister C.* Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia // *Boreas*. 2006. Vol. 35. P. 493–520.
20. *Hammen T. Van Der, Wijmstra T.A., Zagwijn W. H.* The flora record of the Late Cenozoic of Europa // *The Late Cenozoic glacial ages* (Ed. K. K. Turekian). 1971. P. 391–424.
21. *Helmens K. F., Rasanen M. E., Jochansson P. W.* a. o. The Last Interglacial-Glacial cycle in NE Fennoscandia: a nearly continuous record from Sokli (Finnish Lapland) // *Quaternary Sci. Rev.* 2000. 19. P. 1605–1623.
22. *Molodkov A., Yevzerov V.* Boreal transgression in the White Sea basin: evidence from the Kola Peninsula // *Abstract of Fourth Quaternary Environment of the Eurasian North (QUEEN) workshop*. Lund, Sweden, 7–10 April 2000. Lund, 2000. P. 37.
23. *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. Vol. 33. P. 123–131.
24. *Eastern Fennoscandian Younger Dryas end moraines and deglaciation* // *Excursion guide* / Ed. Yevzerov V. Apatity. 993. 66 p.
25. *Yevzerov V. Ya., Nikolaeva.* Cenozoic // *Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield)*. Apatity, 1995. P. 107–115.