

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МОРСКИХ БАССЕЙНОВ В БЕЛОМОРСКОЙ ДЕПРЕССИИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 130 ТЫСЯЧ ЛЕТ (СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА И ПЕРСПЕКТИВЫ ИССЛЕДОВАНИЙ)

В.Я. Евзеров, О.П. Корсакова, В.В. Колька

Беломорский водоём подразделяется на три составляющие: Бассейн – основную часть моря с Кандалакшским, Онежским и Северодвинским заливами, Воронку с Мезенским заливом, открытую в сторону Баренцева моря, и расположенный между Бассейном и Воронкой узкий пролив – Горло Белого моря. Относительно происхождения Беломорской котловины, вмещающей Бассейн Белого моря, высказывались различные предположения. Наиболее древними из обнаруженных в ней морских образований являются отложения микулинского межледникового. Вполне вероятно, что указанная котловина и образовалась непосредственно перед или в самом начале упомянутого межледникового.

Морские осадки микулинского межледникового 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 [1960]. По её представлениям в период межледникового имели место две трансгрессии: 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. Варзуги. В более поздней работе, одним из соавторов которой являлась М.А.Лаврова [Граве и др., 1969], залегающие под мореной поздневалдайского оледенения морские осадки в многочисленных обнажениях на юго-востоке Кольского полуострова были отнесены к бореальной трансгрессии. Более поздние исследования показали, что упомянутая линза на р. Варзуге представляет собой оторжонец морских отложений бореальной трансгрессии [Гудина, Евзеров, 1973; Molodkov, Yevzerov, 2004]. Вместе с тем предпринятое ранее всестороннее изучение подморенных морских отложений позволило выделить две толщи, существенно различающиеся по палеонтологическим характеристикам и разделенных поверхностью размыва. По типоморфным разрезам

они получили название понойских (бореальных) и стрельнинских слоёв [Евзеров, Гудина, 1971].

Понойские слои имеют суммарную мощность около 30 м. Они сложены песками, супесями, суглинками, реже 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 аркто-бореальными, 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 слоёв (рис. 1) отражают отдельные этапы трансгрессии. В большинстве своем они детально изучены геологически и палеонтологически. Тем не менее, имеющихся данных недостаточно для корректной увязки частных разрезов и создания сводного разреза понойских слоёв. Однако некоторые этапы развития понойской трансгрессии могут быть реконструированы уже сегодня. Так, можно считать установленным, что трансгрессия началась в суровых климатических условиях, поскольку в основании святоносского разреза в интервале высот от 6.5 до 12.3 метров над уровнем моря обнаружены ледниково-морские осадки [Корсакова и др., 2005]. Трансгрессия, видимо, развивалась достаточно быстро, поскольку в суровой же климатической обстановке сформировалась толща однородных глин темно-вишневого цвета, кровля которой в качественном разрезе располагается на отметке около 127 м над уровнем моря. В ней встречено около 100 экземпляров фораминифер 9 видов, среди которых доминируют представители арктического вида *Cassandra teretis* (Tapp.). Судя по гипсометрическому положению и результатам палеонтологических исследований, глина накапливалась в пери-

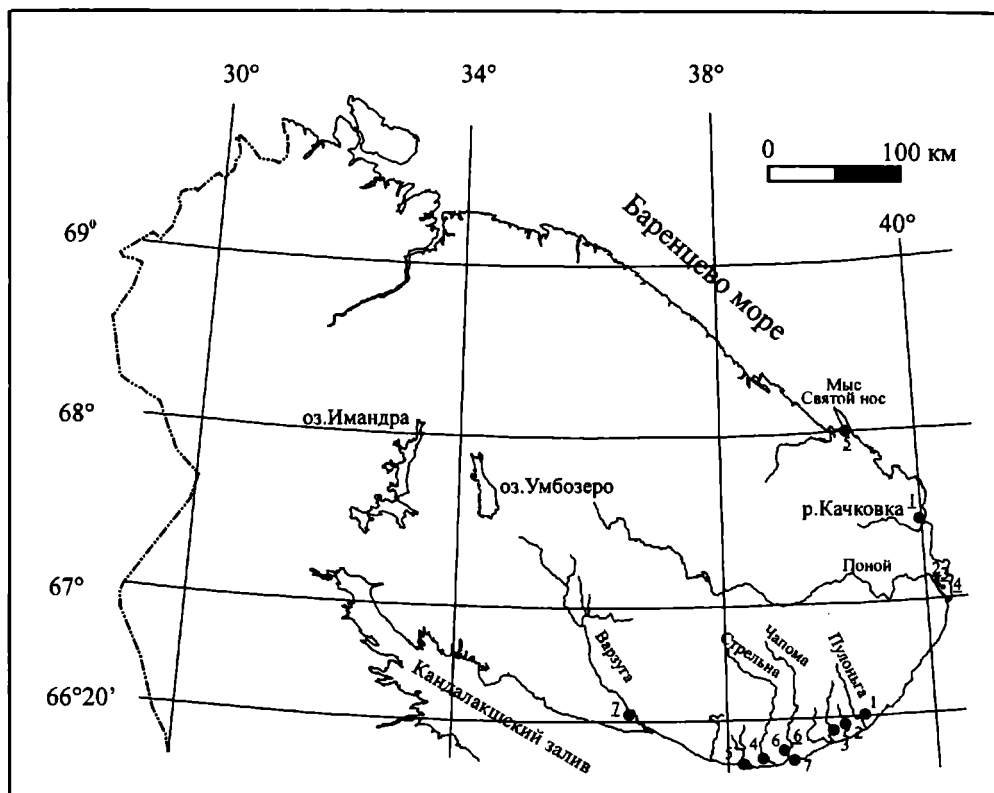


Рис. 1. Схема расположения разрезов понойских и стрельнинских слоев на Кольском полуострове.

Понойские слои (номера подчеркнуты): 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 Пахтенного, впадающего слева в р. Поной в 1 км выше села Поной; 4 – левый берег р. Поной против села 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 – восточная часть северных предгорий Ловозерского горного массива. Стрельнинские слои: 1 – левый берег руч. Лудяного в 0.4 км выше впадения ручья в р. Пулонгу; 2 – левый берег р. Большой 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.

од максимума трансгрессии в бассейне с несколько пониженной соленостью и температурой близкой к 0°C. Стратиграфически выше в качковском разрезе лежит толща мелководных и прибрежных отложений: песков, сменяющихся вверх по разрезу песчано-галечными осадками. Она, несомненно, сформировалась в начальный этап регрессии. В песках встречено большое количество раковин морских моллюсков и фораминифер. По числу экземпляров доминируют бореальные и арктобореальные виды моллюсков – *Arctica islandica* L., *Maetra 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* Sishedrina и *Trifarina angulosa* Williamson. Тепловодные фор-

мы малакофауны составляют около 80%, а фораминифер – 70% от общего числа установленных видов. Палеонтологические данные свидетельствуют о том, что песчаные осадки накапливались в водоеме глубиной около 10–20 м, соленость вод которого была близка к нормальной морской, а донные температуры составляли не менее 5–6°. Материалы по качковскому разрезу позволяют приблизительно реконструировать положение береговой линии моря в начальный этап регрессии. Оно с учетом деформаций вследствие позднеплейстоценового и голоценового куполовидного гляциоизостатического поднятия рассматриваемой территории приведено на рис. 2. Анализ схемы показывает, что морем была покрыта значительная часть континента; Баренцево и Белое моря связывали многочисленные, вероятно в значительной мере опресненные проливы. Вследствие этого теплые воды Атлантики, которые в период микулинского межледникового распространились значительно восточнее их современного

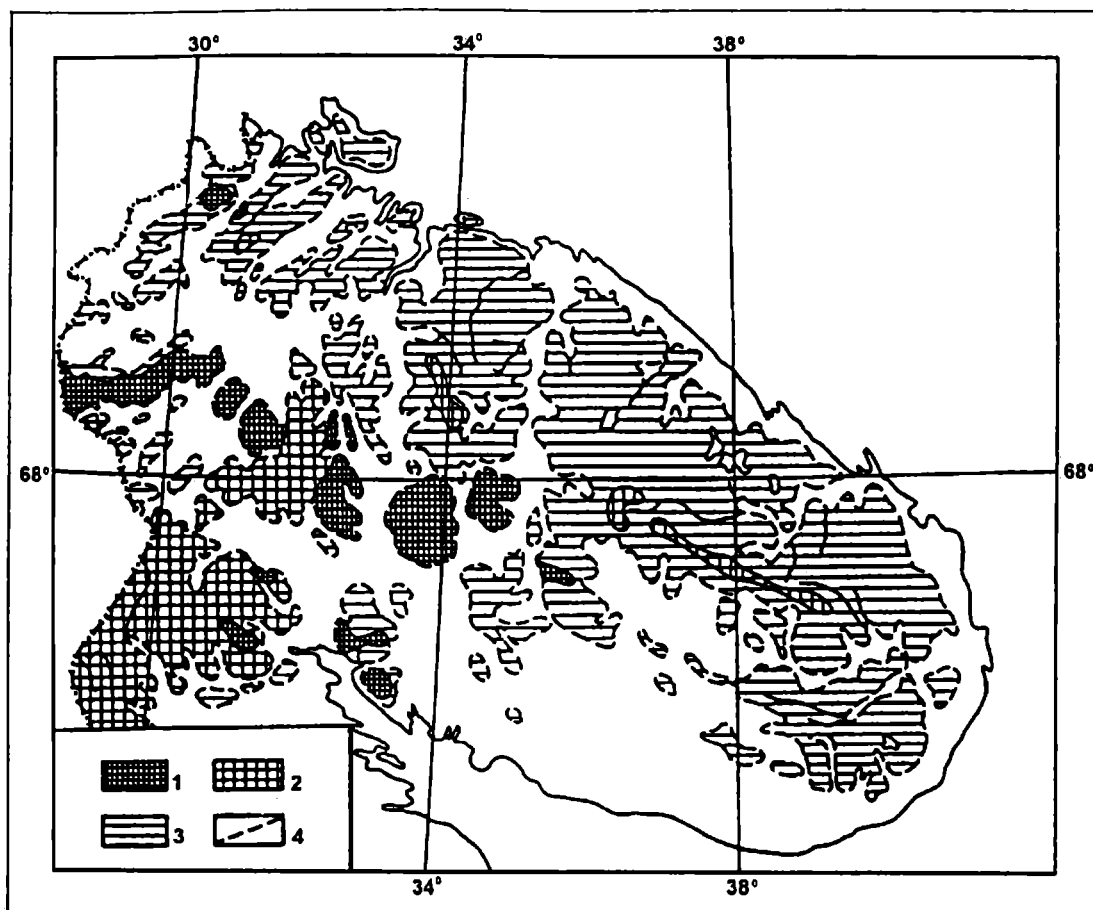


Рис. 2. Схема распространения микулинского морского бассейна на Кольском полуострове в начальный этап отступления моря

1 – горы; 2 – крупные холмы; 3 – равнина; 4 – граница распространения бореальной трансгрессии.

предела, начали свободно проникать в Белое море, где, соответственно, появились бореальные и бореально-лузитанские морские организмы.

Разрезы, отражающие последующие этапы регрессии моря, требуют дальнейшего изучения. Речь идет о разрезах в нижнем течении рр. Поной и Чапомы. (рис. 1, 2, 3, 4, и 6). Широко известный разрез морских межледниковых отложений в низовьях р. Варзуги (рис. 1, 7) также нуждается в дополнительном исследовании, поскольку появилось основание считать, что контакты между слагающими его толщами осадков преимущественно тектонические [Yevzerov, 1993], а не стратиграфические, как предполагалось.

Хронологическая позиция понойских слоёв окончательно определилась после получения результатов уран-иониевого датирования содержащихся в этих слоях раковин морских моллюсков [Yevzerov, Koshechkin, 1977; Арсланов и др., 1981]. Последующее датирование раковин и песка методами электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) и оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) подтвердило принадлежность понойских

слоёв к микулинскому межледниковью [Molodkov, Yevzerov, 2000, 2004; Корсакова и др., 2004]. Возраст этих слоёв варьирует от примерно 120–130 до 100–105 тыс. лет.

Более поздняя по возрасту межледниковая морская толща, названная стрельнинскими слоями, с размывом залегает на понойских слоях. Её 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 слоёв расположен на правом берегу р. Стрельны в 6.5 км от устья (рис. 1, разрез 4). Здесь на понойских отложениях с размывом залегает 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 абсолют-

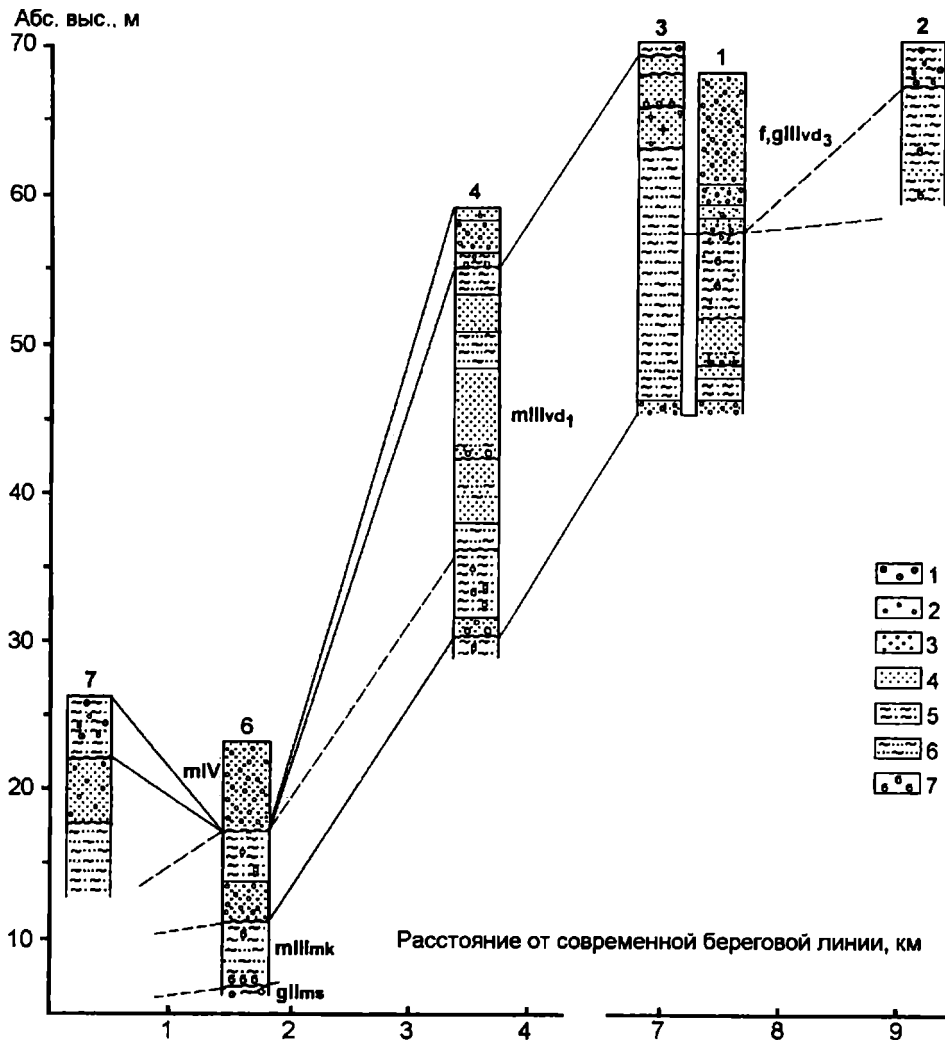


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов стрельнинских слоёв

1 – валуны; 2 – галька; 3 – гравий; 4 – песок; 5 – супесь; 6 – суглинок; 7 – раковины морских моллюсков. Номера разрезов соответствуют таковым на рис. 1. Принятая индексация горизонтов среднего и позднего плейстоцена: ms – московский, mk – микулинский, vd₁ – ранневалдайский, vd₃ – поздневалдайский.

ной отметке 55 м. Сопоставление ряда полно изученных разрезов стрельнинских слоёв, 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, то есть типичной межледниковой [Граве и др., 1969]. Такое заключение хорошо вписывалось в существовавшее представление о принадлежности стрельнинских слоёв 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. Стрельны (рис. 1 и 3, разрез 4) [Граве и др., 1969]. Из диаграммы сле-

дует, что в общем составе пыльцы и спор содержание пыльцы древесных растений невелико (менее 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. 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 [Евзеров, Гудина, 1971; Гудина, Евзеров, 1973]. 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 obscurum*, *Elphidium ex gr. subclavatum*, *Elphidiella arctica*. В целом стрельнинский комплекс является аркто-бореальным. В нем на долю арктических и бореально-арктических видов приходится 37,5%, 32 % составляют аркто-бореальные, 12,5% бореальные и 5 % бореально-лузитанские виды (при полном отсутствии лузитанских) и еще 12,5% – виды неустановленной зоогеографической принадлежности. Отчетливых изменений состава фораминифер по разрезу стрельнинских слоев не наблюдается. По заключению 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.

Как отмечалось, стрельнинские слои залегают на понойских слоях с размывом. Поверхность размыва занимает наиболее низкое положение в районе нижнего течения р. Чапомы (рис. 1, разрез 6). Она находится на высоте около 12м 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 составила примерно 100 м. Палеонтологические данные свидетельствуют о развитии трансгрессии в несколько 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 осадки, чем на протяжении её последующего развития.

В 2003 г. методами ЭПР и ОСЛ датированы раковины морских моллюсков и вмещающие их осадки из стрельнинских слоев [Корсакова и др., 2004]. Полученные возраста порядка 80–100 тысяч лет назад отвечают раннему валдаю (изотопно-кислородная стадия-ИКС- 5d-5a). Вместе с тем разрезы на реках Каменке и Большой Кумжевой, не отличающиеся по палеонтологическим характеристикам от прочих разрезов стрельнинских слоёв, по результатам датирования оказались средневалдайскими. На основе новых датировок сделано заключение, что в Беломорской котловине морской водоём существовал на протяжении всей ИКС 5, а вновь выделенной средневалдайской трансгрессии предшествовала ледниковая экспансия Карского ледника в пределы Кольского полуострова. Очевидно, для решения вопроса о правомерности выделения еще одной (средневалдайской) морской трансгрессии, присутствия на Кольском полуострове морены Карского ледникового покрова и определения стратиграфической позиции стрельнинских слоёв необходимы как дальнейшие геолого-хронологические исследования, так и углубленный анализ всех имеющихся материалов по эволюции валдайских ледниковых покровов Северной Европы.

Наиболее полно реконструировано развитие Белого моря в период деградации поздневалдайского оледенения и в голоцене. В основе реконструкции лежат результаты изучения осадков озерных котловин, изолировавшихся от моря в позднем плейстоцене-голоцене, и данные геоморфологического профилирования. Осадки исследовались в пределах ограниченных по площади участков побережья в котловинах, расположенных на разных гипсометрических уровнях – от современной береговой линии до верхней морской границы. В каждой из котловин детально документировался керн. По материалам литологического и палеонтологического изучения

образцов устанавливалась фаціальная принадлежность осадков. При этом особое внимание уделялось осадкам переходных зон (приледниковое озеро–море и (или) море–озеро). Их датирование радиоуглеродным методом в совокупности со сведениями о высотах порогов стока озер позволяет реконструировать трансгрессивное или регрессивное перемещение береговой линии в каждой из точек наблюдения и на участке в целом. В качестве примера на рис. 4 приведен разрез осадков одной из озерных котловин в районе пос. Умба. В нем надежно выделены отложения двух переходных зон: от пресноводных осадков к морским и от морских к пресноводным. Подробно методика исследований рассматривалась ранее [Колька и др., 2005]. Далее в тексте индексы радиоуглеродных датировок обозначают место проведения анализа: Beta- лаборатория Beta Analytic Флорида, США, Su- лаборатория Геологической службы Финляндии, г. Эспоо, IGSB-образцы – лаборатория Института геологии и геохимии НАН Беларуси, Wk- лаборатория Университета Вайкато, Новая Зеландия. Районы работ, выполненных на побережье Белого моря, показаны на рис. 5.

При геоморфологическом профилировании устанавливалось высотное положение береговых образований (террас и береговых валов) для определения положений уровня трансгрессирующих или регрессирующих бассейнов в позднеледниковые и голоцене. По данным литолого-стратиграфического изучения осадков и геоморфологического профилирования построена диаграмма, на которой реконструировано положение береговой линии Белого моря в различные моменты геологической истории (рис.6). На ней помещены данные по району 3 (рис. 5), поскольку в последнее время обнаружено влияние на южный берег Кандалакшского залива наравне с изостатическим поднятием территории нисходящих тектонических перемещений Кандалакшского грабена, амплитуда которых увеличивается в восточном направлении.

При литологическом изучении разрезов донных отложений в районах 1, 2 и 3 (рис. 5) выделены пять генетических фациальных разновидностей осадков, отражающих различия в условиях осадконакопления. Они характеризуются в исторической последовательности.

Осадки фации приледникового озера (I) обычно представлены неслоистой глиной или неясно слоистой, редко ленточно слоистой алевритистой глиной серого и серо-голубого цвета с отдельными зернами гравия и крупного песка. Они всегда залегают на консолидированных породах (коренные породы или морена), которые не могли быть прой-

дены при бурении. В осадках фации I определен комплекс диатомовых водорослей, отражающих стадию пресноводного перигляциального озера. Это единичные пресноводные виды: *Aulacoseira islandica*, *Pinularia isostauron*.

Осадки фации переходной от пресноводных к морским условиям седиментации (II) представлены переслаиванием песка или алеврита с органическим материалом (до 60 %) и чистого алеврита или песка. Иногда встречаются интервалы, полностью сложенные разложившейся органикой. Мощность слоев с органикой варьирует от 0.5 до 1.5 см. В верхних частях интервалов разреза, соответствующих фации II, встречаются единичные обломки раковин. Песчано-алевритовые интервалы имеют зеленую, темно-зеленую окраску, интервалы с органикой – коричневую или темно-коричневую до черной. В осадках фации II определен комплекс диатомовых водорослей, относящихся к стадии позднеледниковой ингрессии моря: перемежающиеся слои с преобладанием мезогалобных видов *Coscinodiscus lacustris var. septentrionalis* и слои, обогащенные галофильными *Rhopalodia gibba var. vantriosa*. Мощность осадков этой фации изменяется от первых десятков сантиметров до полутора метров. Они формировались во время смены озерных условий седиментации морскими.

Осадки фации моря (III) представлены как минеральным (алеврит и песок разнотельный), так и органическим материалом (отдельные раковины, их фрагменты и скопления в виде банок). Текстуры осадков этой фации различны. Обычно отмечаются неслоистые оливково-серые, темно-серые алевриты или песчаные алевриты, часто содержащие отдельные раковины или их фрагменты и единичные гальки. В некоторых разрезах отмечены конкреции, формирующиеся вокруг обломков раковин. Несколько верхних сантиметров осадка фации III иногда характеризуются неотчетливой слоистостью, подчеркнутой изменением цвета. Это осадки, отмечающие переход к вышележащим осадкам фации IV.

В разрезах осадков фации III встречены ракушняковые банки мощностью до 1.2 метров. В них установлены *Balanus sp.*, *Echinoidea*, *Brachiopoda*, *Bivalvia* (среди них *Tridonta borealis*, *Elliptica elliptica*, *Nicania montagui*, *Mya sp.*, *Macoma calcarea*, *Mytilus edulis*, *Hiatella arctica* и *Chlamys islandicus*), и *Gastropoda* (*Puncturella sp.*, *Oenopoda sp.*, *Buccinum sp.*). Диатомовые водоросли характеризуемых осадков представлены главным образом полигалобами и мезогалобами (морскими/солонатоводными) видами: *Paralia sulcata*, *Hyalodiscus scoticus*, *Pinularia quadratarea*, *Navicula ammophila*, *Rhoicospeaenia*

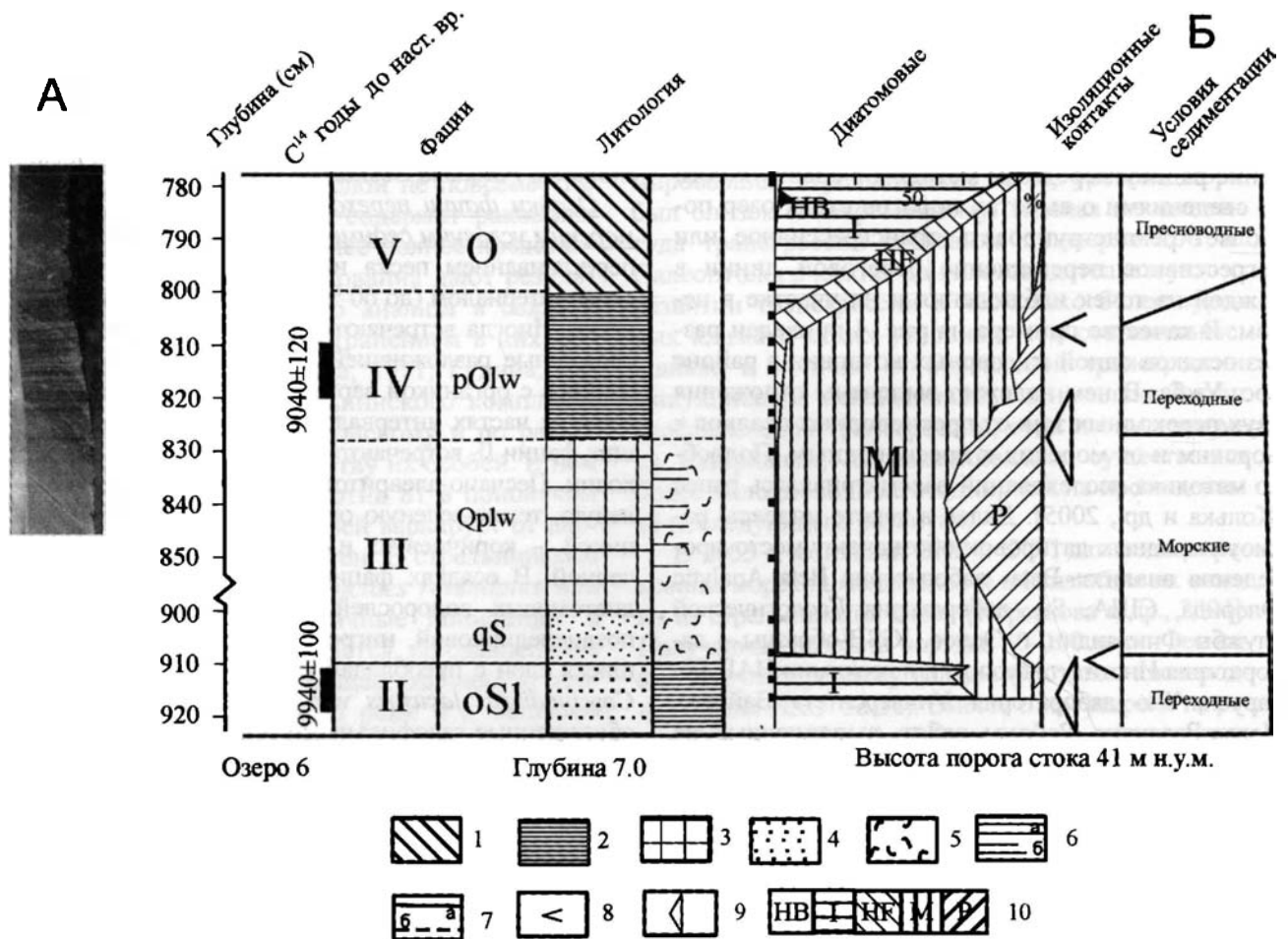


Рис. 4. Строение переходной зоны между морскими и пресноводными осадками (А) и результаты литологического, диатомового и радиоуглеродного анализов осадков озерной котловины 6 в районе пос. Умба. Расположение котловины показано на рис. 7

1 – озерная гиттия (O), органический материал (o); 2 – переслаивание алеврита и гиттии (pOlw); 3 – алеврит (p); 4 – песок (S); 5 – раковины (Q) и обломки раковин (q); 6 – слоистость; а) отчетливая (lw), б) неотчетливая (lw); 7 – контакты между слоями осадков: а – резкие, б – градиционные; 8 – положение перехода от пресноводных к морским и от морских к пресноводным условиям седиментации по диатомовому анализу; 9 – положение начала смены пресноводных условий седиментации переходными к морским и начала смены морских условий седиментации переходными к пресноводным по литологии (изоляцияльный контакт); 10 – группы диатомовых водорослей по солености: НВ – галофобы, I – олигогалофы-индифференты, HF – олигогалофы-галофилы, М – мезогалофы, Р – полигалофы.

marina и др. В верхних частях морских осадков некоторых разрезов обнаружены галофилы и индифферентные (солонатоводные/пресноводные и пресноводные) виды.

Осадки фашии переходной от морских к озерным условиям седиментации (IV) значительно различаются по литологии и мощности. Последняя обычно варьирует от 1 до 14 см, но ряде разрезов снижается до нуля. Наиболее характерны осадки серого или коричневого цвета различных оттенков, представленные переслаиванием гиттии и алеврита, а также градиционнослоистой, неслоистой и неясно слоистой гиттией или алевритистой гиттией.

Основу солонатоводно-морского диатомового комплекса составляет *Paralia sulcata* и её вариации (главным образом *sibirica*), на долю

которой приходится от 10 до 60% в общем составе флоры. Отмечены также *Nitzschia punctata* v. *coarctata*, *Rhabdoneta arcuatum+minutum*, *Rhopalodia operculata*. Изменение состава диатомовой флоры от морских до пресноводных видов происходит в пределах осадков переходной зоны или сразу же над ними в перекрывающих ее осадках пресноводного озера (фашия V). Слоистые осадки фашии IV формировались в условиях стратификации солености, которые сохранялись некоторое время после изоляции бассейна.

Осадки фашии пресноводного озера (V) обычно представлены черной или темно-коричневой гиттией. В верхних частях некоторых разрезов в гиттии присутствуют неразложившиеся растительные остатки или же гиттия сменяется торфом. Мощность

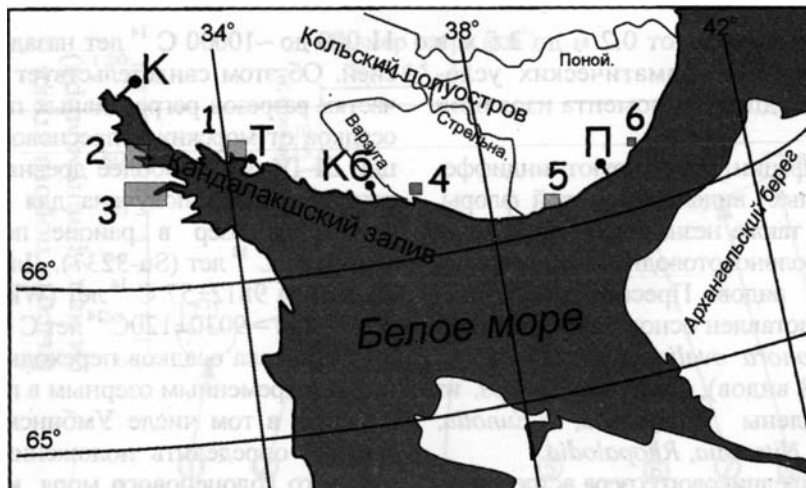


Рис. 5. Положение исследованных районов на побережье Белого моря

Прямоугольниками обозначены места литостратиграфического изучения осадков озерных котловин, изолировавшихся от моря, в окрестностях: 1 – пос. Умба; 2 – пос. Лесозаводский; 3 – пос. Чупа; 4 – реки Индера; 5 – села Чалома; 6 – р. Лиходеевки. Линиями обозначены геоморфологические профили: К – гора Крестовая; Т – Турий полуостров; Кб – хребт Корабль; П – река Пулонга

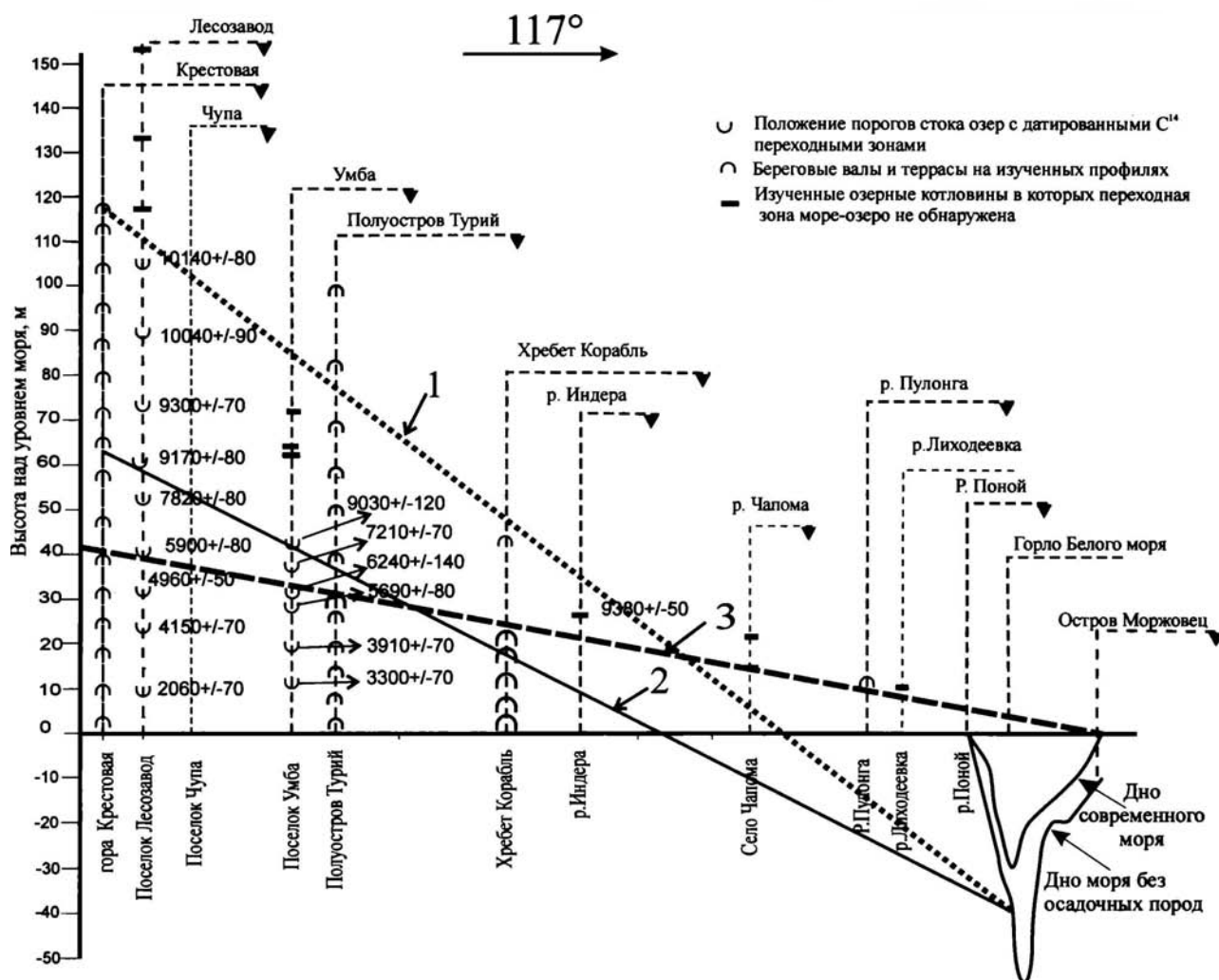


Рис. 6. Схема расположения фактического материала и реконструкция положения береговой линии Белого моря. Проекция береговой линии на вертикальную плоскость: 1 – максимум позднеледниковой трансгрессии (~ 10 тыс. лет), 2 – ранний голоцен (9 тыс. лет), 3 – трансгрессия тапес (6 тыс. лет).

осадков фации V изменяется от 0.2 м до 2.5 м в зависимости от местных климатических условий и времени, прошедшего с момента изоляции бассейна от моря.

В осадках этой фации доминируют индифферентные (пресноводные) виды диатомовой флоры. Обычно встречается также незначительное количество галофильных (солонатоводных / пресноводных) и галофобных видов. Пресноводный комплекс диатомей представлен основными доминантами: донными *Amphora ovalis*, *Navicula sp.* (17 видов), *Pinnularia* (8 видов), *Stauroneis anseps*, из эпифитов установлены *Fragilaria*, *Eunotia*, *Epithemia*, *Symbella*, *Nitzschia*, *Rhopalodia*

Осадки фации приледникового озера встречены в озерных котловинах трех изученных районов 1–3 (рис. 5). В районе Умбы они обнаружены в двух озерных котловинах (рис. 7, 8), в районе Лесозаводского – в трех [Колька и др. 2005] и в районе Чупы также в трех котловинах [Kolka et al., 2006]. Глинистые осадки данной фации залегают на морене или дочетвертичных породах, с вышележащими отложениями имеют резкие контакты. О существовании в Беломорской котловине приледникового водоёма или водоёмов свидетельствуют и результаты геоморфологических наблюдений. Так, на полуострове Турий в интервале высот от 70 м до 105 м над уровнем моря фрагментарно развиты береговые валы и террасы, тогда как на более низких отметках, отвечающих развитию морского водоёма, указанные образования образуют практически непрерывную «лестницу».

При литологическом изучении осадков озерных котловин районов 1–3 в нижней части семи разрезов установлены трансгрессивные последовательности залегания осадков от фации приледникового озера до фации моря (I–II–III). Датирование осадков фации II показало, что проникновение морских вод в депрессию Белого моря началось в конце аллерёда. Об этом свидетельствуют радиоуглеродные датировки осадков в котловине озера 4 района пос. Умба -11230±340 (Beta-109614) и озера 9 района пос. Чупы -11080±300 (IGSB-994). Наиболее поздние датировки, свидетельствующие о развитии позднеледниковой трансгрессии, составляют: 9940±100 С¹⁴ лет (Beta-10475) для осадков в котловине озера 6 и 10560±100 С¹⁴ лет (Beta-109613) в котловине озера 4 в районе пос. Умба и 10400±105 С¹⁴ лет (Wk-15428) для озера 4 в районе пос. Чупа.

Анализ кривых относительного перемещения береговой линии в [Колька и др., 2005, Kolka et al., 2006] показывает, что трансгрессия моря в Беломорскую котловину, имевшая место в период от ~

11 000 до ~10000 С¹⁴ лет назад, сменилась регрессией. Об этом свидетельствует наличие в верхних частях разрезов регрессивных последовательностей осадков от морских к пресноводным озерным (фации III–IV–V). Наиболее древняя датировка начала регрессии моря получена для осадков котловины одного из озер в районе пос. Лесозаводского 10140±80 С¹⁴ лет (Su-3237). Для района Чупы она составила 9812±57 С¹⁴ лет (Wk-15429), а для района Умбы – 9030±120 С¹⁴ лет С¹⁴ лет (Beta-104752).

Датировка осадков переходных от морских фаций к современным озерным в пределах изученных районов, в том числе Умбинского (рис. 7–9), позволила определить положения уровня регрессирующего голоценового моря, которые зафиксированы также береговыми валами на геоморфологических профилях. На профиле района Турьего мыса в черед средних и малых по высоте береговых валов на отметках порядка 30 метров, отмечаются четыре крупных вала. Они были сформированы во время кратковременной трансгрессии тапес, что подтверждает датировка осадков фации IV (переходной зоны от морских к пресноводным условиям) в озере с абсолютными отметками 30 метров в районе пос. Умба, составляющая 6240±140 С¹⁴ лет (Beta-106548) (рис. 8, 9). Наиболее отчетливо образования относящиеся к трансгрессии тапес в виде трансгрессивной серии береговых валов выражены в восточной части Беломорского побережья, в районе р. Пулоньга [Kolka et al., 2002] (рис. 5, 6). Очень крупные валы названной трансгрессии встречены также среди «лестниц» голоценовых валов на геоморфологических профилях в районе горы Крестовой и хребта Корабль (рис. 5, 6). Трансгрессия тапес, судя по литературным данным, имела место между 8 и 6 тысячами лет назад [Corner et al., 2001]. Однако нами её продолжительность не установлена.

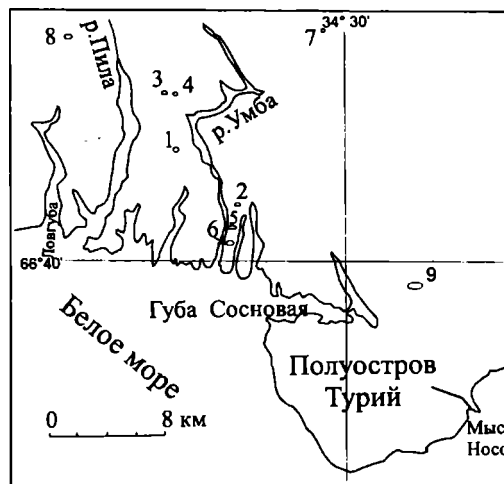


Рис. 7. Расположение изученных озерных котловин в районе пос. Умба.

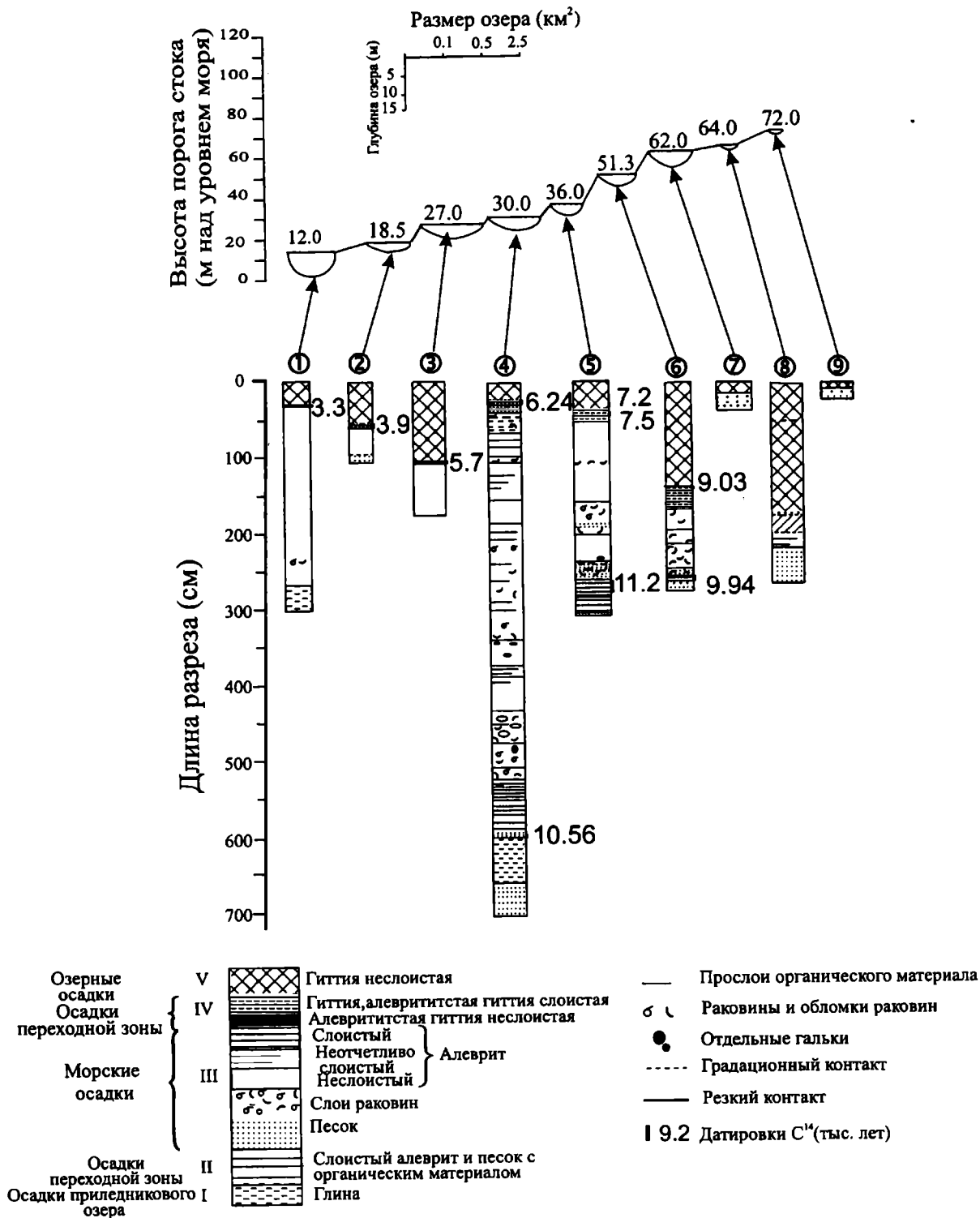


Рис. 8. Строение разрезов осадков, обнаруженных в озерных котловинах района пос. Умба
Под разрезами помещена модель фациального расчленения осадков и дополнительные условные обозначения.

Таким образом, в Беломорской котловине в заключительные этапы деградации поздневалдайского оледенения сначала существовал приледниковый водоём (или водоёмы). В конце аллерёда в Бассейн начали проникать морские воды и в пери-

од между примерно 11 и 10 тысячами лет назад, когда поднятие уровня мирового океана опережало поднятие континента, развивалась позднеледниковая гляциоэвстатическая трансгрессия. На фоне последующей регрессии имела место вторая, но уже

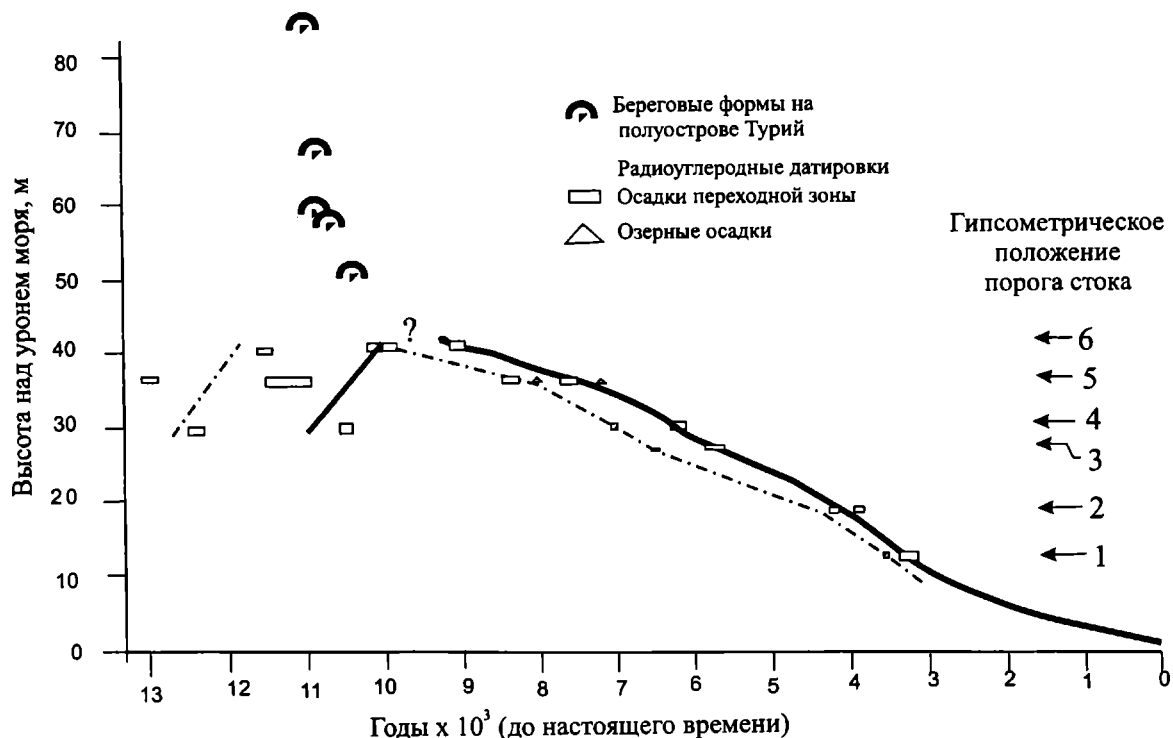


Рис. 9. График относительного перемещения береговой линии моря на северном берегу Кандалакшского залива в районе пос. Умба

Сплошная линия и не заливные прямоугольники и треугольники - радиоуглеродный возраст, штрихпунктирная линия и заливные прямоугольники и треугольники - календарный возраст; калибрование проведено при помощи пакета программ Calib Rev 5.0.1. (Stuiver et al., 2005).

эвстатическая трансгрессия – тапес. В этот период скорость поднятия уровня океана превышала скорость поднятия континента только в восточной части обследованного побережья Белого моря.

Изложенный материал показывает, что в настоящее время достаточно полно реконструирована история развития водоёмов в Беломорской

котловине в течение конца позднего плейстоцена и голоцена. Что же касается более древних этапов существования морских бассейнов в названной котловине, то для их расшифровки необходимы дальнейшие исследования.

Работа выполнена в Геологическом институте Кольского Научного Центра РАН, при поддержке программы ОНЗ РАН-14.

Литература

- Арсланов Х.А., Герасимова С.А., Евзеров В.Я., Тертичный Н.И., Локшин Н.В. К вопросу о возрасте отложений бореальной трансгрессии (понойских слоев) на Кольском полуострове // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. - М: Наука, 1981. С. 28–37.
- 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.
- Гудина В.И. Евзеров В.Я. Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск: Наука, 1973. 146 с.
- 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.
- Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Последледниковые гляциоэвстатические поднятия на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова /Сборник статей/. Редактор академик РАН Ф.П. Митрофанов – Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2005. С. 15–25.
- Корсакова О.П., Молодьков А.Н., Колька В.В. Геолого-стратиграфическая позиция верхнеплейстоценовых морских образований на юге Кольского полуострова (по геохронологическим и геологическим данным) // ДАН. Т.398, № 2. 2004. С. 218–222.
- Корсакова О.П., Зозуля Д.Р., Колька В.В. Геологическая позиция и минерогения морских плейстоце-

- новых 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.
- Лаврова М.А.* Четвертичная геология Кольского полуострова М.; Л.: Изд.-во АН СССР, 1960. 233 с.
- Corner, G.D., Kolka, V.V., Yevzerov, V.Ya., Møller, J.J.* 2001. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia. *Global and Planetary Change* 31. P. 155–177.
- Yevzerov V.Ya. & Koshechkin B.I.* Kola peninsula till stratigraphy //Prospecting in areas of glaciated terrain, 1977. The inst. of Mining and Metallurgy. London. 1977. P.30–33.
- Kolka V.V., Yevzerov V.Ya., Møller J.J., Corner G.D.* Neotektonic and paleogeographic aspects of the South Part of the Kola Peninsula development in Pleistocene and Holocene// PAGES meeting on High Latitude Paleoenvironments. Moskow, May 16th–17th, 2002. P.11.
- Kolka V., Yevzerov V., Møller J., Corner G.* The interaction of glacio-isostatic and neotectonic movements in Kandalaksha Bay area, White Sea, Russia (preliminary data) // Late Pleistocene Glacigenic Deposits in the Central Part of the Scandinavian Ice Sheet. Abstracts.The INQUA Peribaltic Group Field Symposium in Finland, September 11–15. 2006. Geol. Surv. of Finland, Rovaniemi. P. 21.
- 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. 2000. P. 37.
- 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.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., and Reimer, R. W.* CALIB 5.0. [WWW program and documentation]. 2005.
- Yevzerov V.* (Editor) Eastern Fennoscandian Younger Dryas end moraines and deglaciation. // Excursion guide. Apatity. 1993. 66 p.