

УДК: 551.417:551.799/794(470.21)

ПЕРЕМЕЩЕНИЕ УРОВНЯ МОРЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ – ГОЛОЦЕНЕ И СТРАТИГРАФИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ ИЗОЛИРОВАННЫХ ОЗЕР НА ЮЖНОМ БЕРЕГУ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА, В РАЙОНЕ ПОСЕЛКА УМБА

© 2013 г. В.В. Колька*, В.Я. Евзеров*, Я.Й. Мёллер**, Г.Д. Корнер**

*Геологический институт Кольского НЦ РАН

** Университет Тромсё, Норвегия

Поступила в редакцию 15.03.2011 г.

В статье представлены литолого-стратиграфические, палеонтологические (диатомовый анализ), хронометрические (радиоуглеродное датирование) данные для одного из районов беломорского побережья, расположенного вблизи поселка Умба, полученные при изучении осадочных разрезов из современных озерных котловин, в разное время отделившихся от моря в результате гляциоизостатического поднятия. На их основе выполнено стратиграфическое расчленение морских и пресноводных осадков, установлены основные этапы и особенности относительного перемещения береговой линии Белого моря в позднем плейстоцене – голоцене.

Введение. Область развития поздневалдайского Скандинавского ледника – классический регион изучения гляциоизостатического поднятия территории и изменения относительного уровня моря. Характер таких изменений различается для районов, прилегающих к центру скандинавского оледенения, расположенного вблизи вершины Ботнического залива Балтийского моря, и расположенных по периферии оледенения, в частности в Кольском регионе.

Изучение гляциоизостатического поднятия территории российской части Фенноскандинавского щита ведется с конца XIX в. [16]. В советское время в разных частях побережий региона для этих целей было выполнено изучение древних береговых образований и построены принципиально различающиеся схемы изобаз позднеледниковых и голоценовых поднятий земной коры [5, 4]. Согласно исследованиям В. Рамзая [16] и М.А. Лавровой [5], северо-восток Фенноскандинавского щита испытывал куполообразное воздымание с наибольшими скоростями поднятия в западной части региона. По данным Б.И. Кошечкина [4], поднятие территории носило блоковый характер с примерно одинаковыми скоростями на всей территории Кольского полуострова. Точность этих реконструкций была ограничена тем, что датирование древних береговых образований (береговые валы, террасы), отражающих положение

уровня моря, очень редко могло быть выполнено непосредственно для этих геоморфологических объектов. Кроме того, без точного датирования затруднена и часто невозможна морфологическая корреляция древних береговых линий в разных частях побережья. Получение более достоверных данных об относительном перемещении уровня моря стало возможным после внедрения нового метода исследования и датирования осадков в современных озерных котловинах, которые заливались морем, а затем вследствие поднятия континента были изолированы от него [12]. Для районов, прилегающих к центру и западной периферии Скандинавского ледника, с применением этого метода проведены многочисленные исследования скандинавскими учеными [7, 9, 12–15, 18 и др.].

На территории российской части Фенноскандинавского щита, являющейся северо-восточной периферией распространения ледника, подобные работы были проведены для побережья Баренцева моря [10, 11, 17]. В данной статье представлены результаты литологического и палеонтологического изучения осадков озерных котловин, изолировавшихся от моря, а также радиоуглеродного датирования этих осадков, в одном из ключевых районов Белого моря – вблизи поселка Умба. На их основе выполнено стратиграфическое расчленение морских и пресноводных осадков и рекон-

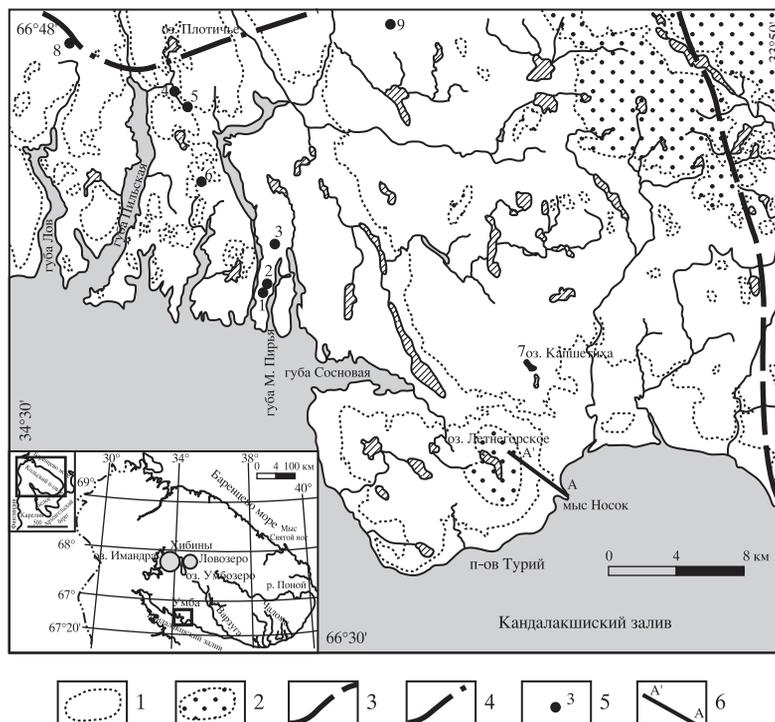


Рис. 1. Положение района исследований.

Условные обозначения: 1 – изогипсы, показывающие современную высоту территории 40 м над уровнем моря; 2 – то же 100 м н.у.м.; 3 – краевая гряда насыпных образований II пояса, образованная в позднем дриасе (~12500 C¹⁴ лет); 4 – напорные конечно-моренные гряды I пояса, образованные в аллереде (11800–11000 C¹⁴ лет); 5 – положение изученных озер; 6 – положение геоморфологического профиля.

струировано перемещение береговой линии Белого моря в позднем плейстоцене – голоцене.

Краткая характеристика района работ. Район работ расположен на северном берегу Кандалакшского залива Белого моря у пос. Умба. Здесь на участке размером 25 × 25 км проведено изучение осадков в девяти озерных котловинах с отметками уровня воды в них от 12 до 72 м над уровнем моря (н.у.м.) (рис. 1). Изученные озера находятся в пределах холмистой низменности и занимают эродированные ледником депрессии в коренных породах, сложенных умбинскими гранитами и кислыми гранулитам [1]. Площади озер изменяются от 0.015 до 0.35 км². Озера классифицируются как малые (имеющие площадь менее 0.05 км²) и средние (0.05–0.5 км²). Глубина озер – от 1 до 7 м (рис. 2). Пороги их стока представлены коренными породами или мореной, обычно перекрытыми слоем торфа максимальной мощностью 1.7 м.

Разрезы донных осадков, позволяющие составить представление о перемещении береговой линии Белого моря, были обнаружены только в шести озерных котловинах на небольшом участке площадью 8 × 10 км между губами Пильской и Малой Пирьей Белого моря (рис. 1). Современ-

ные озера в этих котловинах расположены на отметках ниже 50 м н.у.м. В озерных котловинах, находящихся на более высоких отметках, последовательность осадков оказалась редуцированной или нарушенной, возможно, вследствие того, что в позднем плейстоцене и в раннем голоцене эти котловины были блокированы мертвым льдом.

Четко выраженные береговые образования (береговые валы и террасы) встречены на полуострове Турьем в районе мыса Носок, где было проведено геоморфологическое профилирование (профиль А–А¹, на рис. 1).

Район работ расположен между двумя поясами краевых образований поздневалдайского ледника [2]. Первый пояс составляют две полосы краевых морен. Восточнее района работ, примерно в 30 км от него (рис. 1), располагаются полоса напорно-насыпных конечно-моренных гряд сформировавшихся в бёллинге. При последующем похолодании в среднем дриасе ледник продвинулся примерно на 20 км восточнее и сформировал вторую полосу гряд напорных морен, которая расположена за пределами района работ и возраст которой, по палеомагнитным данным [8], оценивается примерно в 12 500 лет. В аллереде обширный периферический покров отделился от

массива активного льда, заняв всю рассматриваемую территорию. Этот мертвый лед стаивал на протяжении как минимум двух межстадиалов. В позднем дриасе новая подвижка льда привела к формированию еще одной полосы конечно-моренных напорных гряд, относящихся к другому поясу краевых морен, расположенных уже западнее района работ.

Согласно ранее проведенным работам по определению поздне-последнего поднятия Кольского полуострова, положение верхней морской границы в районе пос. Умба устанавливалось на отметках около 120 м. Положение береговых образований, относящихся к трансгрессии Тапес, отмечалось здесь в районе Турьего полуострова на высоте 30–40 м н.у.м. [5].

Методика исследований. В работе была использована методика изучения перемещения береговой линии моря, предложенная скандинавскими учеными [12]. В пределах ограниченных по площади участков исследовались отложения озерных котловин, расположенных на разных гипсометрических уровнях – от современной береговой линии до верхней морской границы. В каждой озерной котловине отбиралась осадочная колонка, керн детально документировался, посредством диатомового анализа выявлялись и затем радиоуглеродным методом датировались отложения переходных зон от континентальных осадков к морским (трансгрессивный разрез) и от морских к континентальным (регрессивный разрез). Определялась также абсолютная отметка порога стока из озера. На основе сведений о характере переходных зон, возрасте осадков этих зон и высоте порогов стока из озерных котловин строился график изменения положения береговой линии моря во времени.

Полевые исследования. Колонки донных осадков из озерных котловин добывались при помощи переносного отечественного поршневого бура в самом глубоком плоскодонном месте озера, где наиболее вероятно встретить полный, ненарушенный оползанием разрез отложений. В каждом озере, начиная с поверхности донных осадков, последовательно с перекрытием в 10 см отбирались метровые керновые секции диаметром 54 мм. Отбор кернов, как правило, велся до коренных пород или морены. Керны документировались и опробовались непосредственно в поле. Они разрезались вдоль оси для детального изучения текстурно-структурных особенностей каждого осадочного интервала, его описания и фотография. При литологическом описании по смене состава осадочного материала и его

текстурно-структурных особенностей определялось положение переходных зон. Из керна отбирались пробы для диатомового анализа и радиоуглеродного датирования размером в 0.5–1.0 см и 2.0–10.0 см соответственно.

Высотное положение озер определялось по детальной карте масштаба 1:25 000. Важный пункт полевых исследований – определение высоты порога стока из озера. Она равна высотной отметке берега озера в непосредственной близости к истоку ручья, вытекающего из озера. Если сток происходит просачиванием воды через болото, окружающее озеро, порог стока определялся на уровне поверхности коренных пород или морены, подстилающих болотные отложения.

Диатомовый анализ выполнялся для серий близко расположенных образцов, в основном в пределах переходных зон. Целью этих определений было выяснение солености вод бассейна, в котором происходило накопление осадков различных фаций и максимально точное определение интервала смены условий седиментации. Результаты анализа оформлялись как итоговые диаграммы, в которых диатомовые водоросли классифицировались по классам солености [13]: полигалобы (предпочитающие соленость более 30.0‰), мезогалобы (соленость 30.0–0.2‰), олигогалобы/галофилы (предпочитающие слегка соленую воду), олигогалобы/индиференты (предпочитающие пресную воду и толерантные к слегка соленой воде) и галофобы (исключительно пресноводные, соленость менее 0.2‰). Смена морской седиментации пресноводной на суммарных диаграммах соотносится с переходом от полигалобовой и мезогалобовой диатомовой флоры преимущественно (более 50%) индифферентной и галофобовой диатомовой флоре. Исходя из этого, определялось положение пробы для радиоуглеродного датирования.

Радиоуглеродное датирование образцов было выполнено в Лаборатории радиологического датирования г. Трондхейма, Норвегия, в лаборатории Геологического института РАН г. Москва, в лаборатории Beta Analytic Флорида, США, и в лаборатории Геологической службы Финляндии в г. Эспоо. Датировки были выполнены главным образом на образцах гиттии (сапропеля) или алевритистой гиттии. Полученные радиоуглеродные возраста были переведены в календарные при помощи пакета программ OxCal 4.0 [19].

Полученные результаты и их интерпретация. Фации донных осадков. В разрезах на основе литологических и микропалеонтологических характеристик выделены шесть фациальных раз-

новидностей донных осадков (фации I–VI), отражающих различия в условиях осадконакопления.

Осадки приледникового озера (фация I) обычно представлены неслоистой, неясно слоистой или ленточной глиной, слоистым разномзернистым песком серого или серо-голубого цвета. В глине обычны отдельные зерна гравия и крупного песка. Осадки этой фации залегают на коренных породах или морене. Они содержат бедный комплекс диатомовых водорослей – единичные пресноводные виды (*Aulacoseira islandica*, *Pinularia isostauron*). Часто в осадках диатомовая флора отсутствует. Эти осадки формировались в перигляциальных условиях – в приледниковых или околледниковых озерах.

Осадки переходной зоны от пресноводных к морским условиям седиментации (фация II) представлены переслаиванием песка темно-зеленого цвета или алевролита с коричневым до черного органическим материалом, содержание которого достигает 55%, и алевролита без органики. Мощность слоев с органикой колеблется от 0.5 до 1.5 см. В верхней части разреза фации II встречаются единичные обломки раковин. В осадках данной фации определен комплекс диатомовых водорослей, относящихся к стадии позднеледниковой ингрессии моря (перемежающиеся слои с преобладанием мезогалобовых видов *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis* со слоями, обогащенными галофиловыми видами *Rhopalodia gibba* var. *Vantriosa*). Эти осадки формировались в период смены озерных условий седиментации морскими в начальную стадию позднеледниковой трансгрессии моря.

Морские осадки (фация III) представлены и минеральным (алевритом, песком разномзернистым), и органическим (отдельными раковинами и их фрагментами) материалом. Текстуры осадков морской фации различны. В некоторых разрезах отмечены конкреции, формирующиеся вокруг обломков раковин. Диатомовые водоросли в осадках фации III представлены главным образом полигалобовыми и мезогалобовыми (морскими/солонатоводными) видами. Галофиловые и индифферентные (солонатоводные/пресноводные и пресноводные) виды обнаружены в верхних частях морских осадков некоторых разрезов. Эти осадки формировались тогда, когда котловина находилась в пределах морского бассейна с водой, насыщенной кислородом.

Осадки переходной зоны от морских к озерным отложениям (фация IV) в разрезах представлены переслаиванием гиттии и алевролита, а также неслоистой, неясно слоистой гиттией или алев-

ритистой гиттией. Мощность переходной зоны варьирует от 1.5 до 31.0 см. 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 (фация V). Слоистые осадки фации IV формировались в меромиктных условиях, которые сохранялись некоторое время после изоляции бассейна.

Осадки пресноводного озера (фация V) обычно представлены черной, темно-коричневой гиттией, иногда в верхних частях гиттии присутствуют неразложившиеся растительные остатки. Мощность их изменяется от 0.2 м до 2.5 м в зависимости от местных климатических условий и времени, прошедшего с момента изоляции озерного бассейна от моря. В осадках фации V доминируют индифферентные виды диатомовой флоры. Обычно встречается также незначительное количество галофильных (солонатоводных/пресноводных) и галофобных видов.

Болотные осадки (фация VI) в исследованном районе обнаружены только в озере 7 (рис. 1), где они подстилают современные озерные отложения (фация V) и представлены плотным красно-коричневым торфом, неслоистым, с многочисленными хорошо сохранившимися растительными остатками.

Характеристика озерных котловин и стратиграфия осадков. *Озеро 1 с порогом стока на высоте 12 м н.у.м.* (рис. 1, таблица) располагается в котловине коренных пород. Это малое озеро размером 375 × 150 м, площадью 0.056 км² и глубиной 6 м (рис. 2). Высоты окружающих его холмов достигают 25 м н.у.м. Питание озера происходит за счет атмосферных осадков. Сток из озера осуществляется через ручей, вытекающий в сторону губы Малой Пирьей. В разрезе установлены следующие стратиграфические единицы (рис. 3а), интервалы распространения которых указаны от поверхности воды:

морские осадки (фация III) (903–632 см) – глинистый алеврит голубовато-серого или зеленого цвета неслоистый, местами неотчетливо слоистый с отдельными обломками раковин;

осадки переходной зоны (фация IV) (632–629 см) – тонкое переслаивание гиттии и алевролита;

осадки пресноводного озера (фация V) (629–600 см) – гиттия коричневая, неслоистая, на контакте с переходной зоной неотчетливо слоистая.

В разрезе наблюдается типичная регрессивная последовательность осадков. Изоляционный

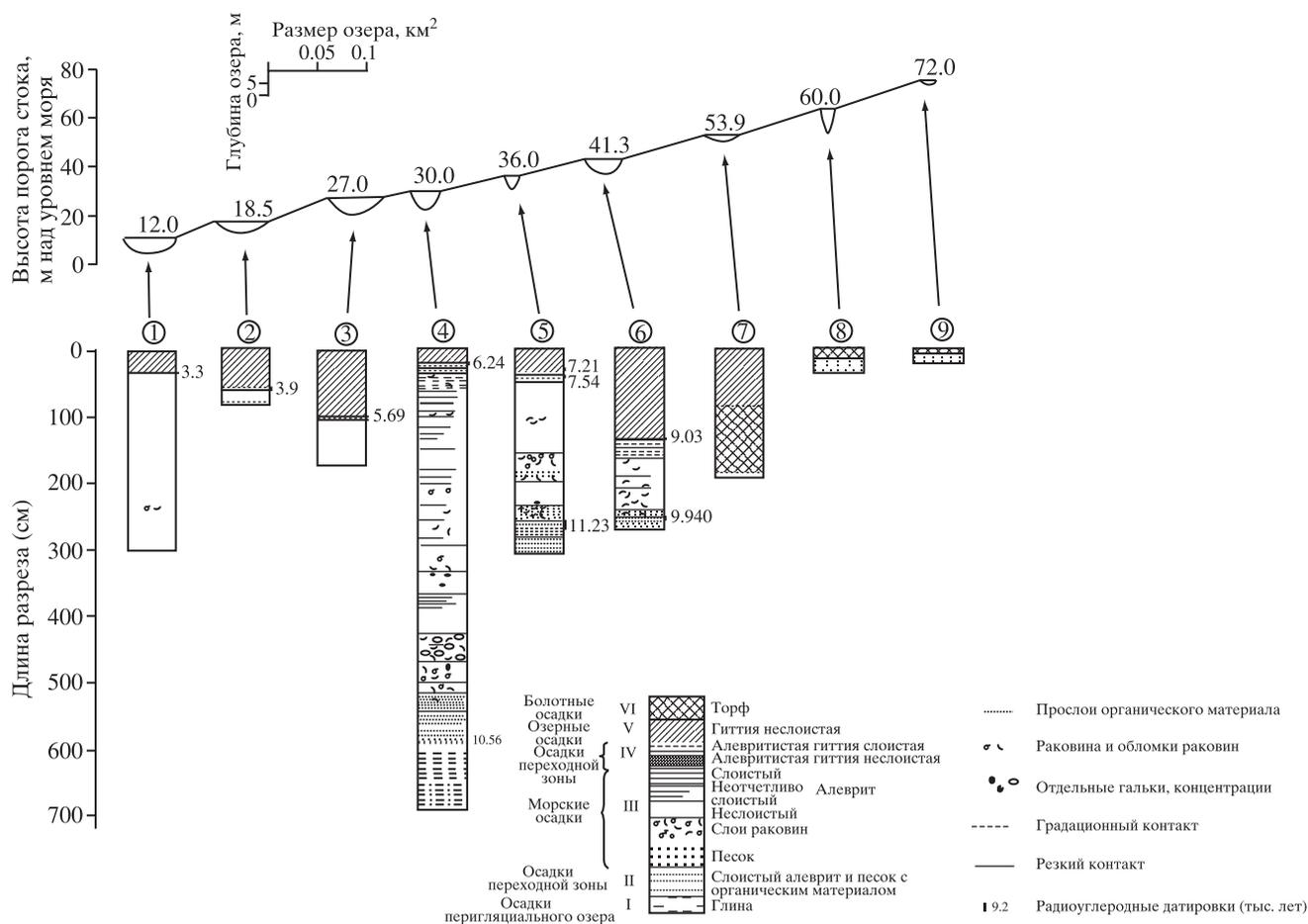


Рис. 2. Характеристика изученных бассейнов и разрезов донных отложений этих бассейнов.

контакт, по литологическим данным, располагается у основания переслаивания гиттии и алеврита – фация IV, что подтверждают результаты диатомового анализа. Здесь в разрезе постепенно начинают доминировать представители индифферентной и галофобовой диатомовой флоры, что свидетельствует о постепенном переходе от морских условий осадконакопления к пресноводным. Некоторое увеличение полигалобовых диатомовых в верхней части переходной зоны, вероятно, отражает кратковременные поступления морской воды в практически изолированный бассейн. Это может быть обусловлено штормовой деятельностью или аномально высокими приливами. Радиоуглеродная датировка 3300 ± 70 лет (таблица), соответствует верхнему уровню прилива у порога стока, то есть 12 м н.у.м. и относится к изоляционному периоду развития озерной депрессии.

Озеро 2 с порогом стока на высоте 18.5 м н.у.м. (рис. 1). Это малое озеро размером 250×250 м, площадью 0.0625 км², глубиной 5.0 м (рис. 2). Питание осуществляется за счет атмосферных

осадков. Сток из озера в сторону реки Умбы происходит просачиванием через заболоченную депрессию. В озере установлена последовательность литологических фаций III–IV–V (рис. 3б):

морские осадки (фация III) (610–573 см) – это среднезернистый песок, постепенно переходящий вверх по разрезу в алеврит неслоистый;

осадки переходной зоны (фация IV) (573–564 см) – тонкое переслаивание гиттии и алеврита, слои мощностью порядка 1 мм, нижняя граница с морским алевритом резкая, вверху интервала (глубина 564–568 см) переходной зоны осадки деформированы, прослой имеют изогнутую, четкообразную, линзовидную форму, осадки изобилуют растительными макроостатками;

осадки современного озера (фация V) (564–500 см) – гиттия темно-коричневая, черная, неслоистая, неотчетливая слоистость отмечается на контакте с переходной зоной, переход от нижележащих пород постепенный.

Последовательность осадков в озере 2 – типичный регрессивный разрез. Переход от морских

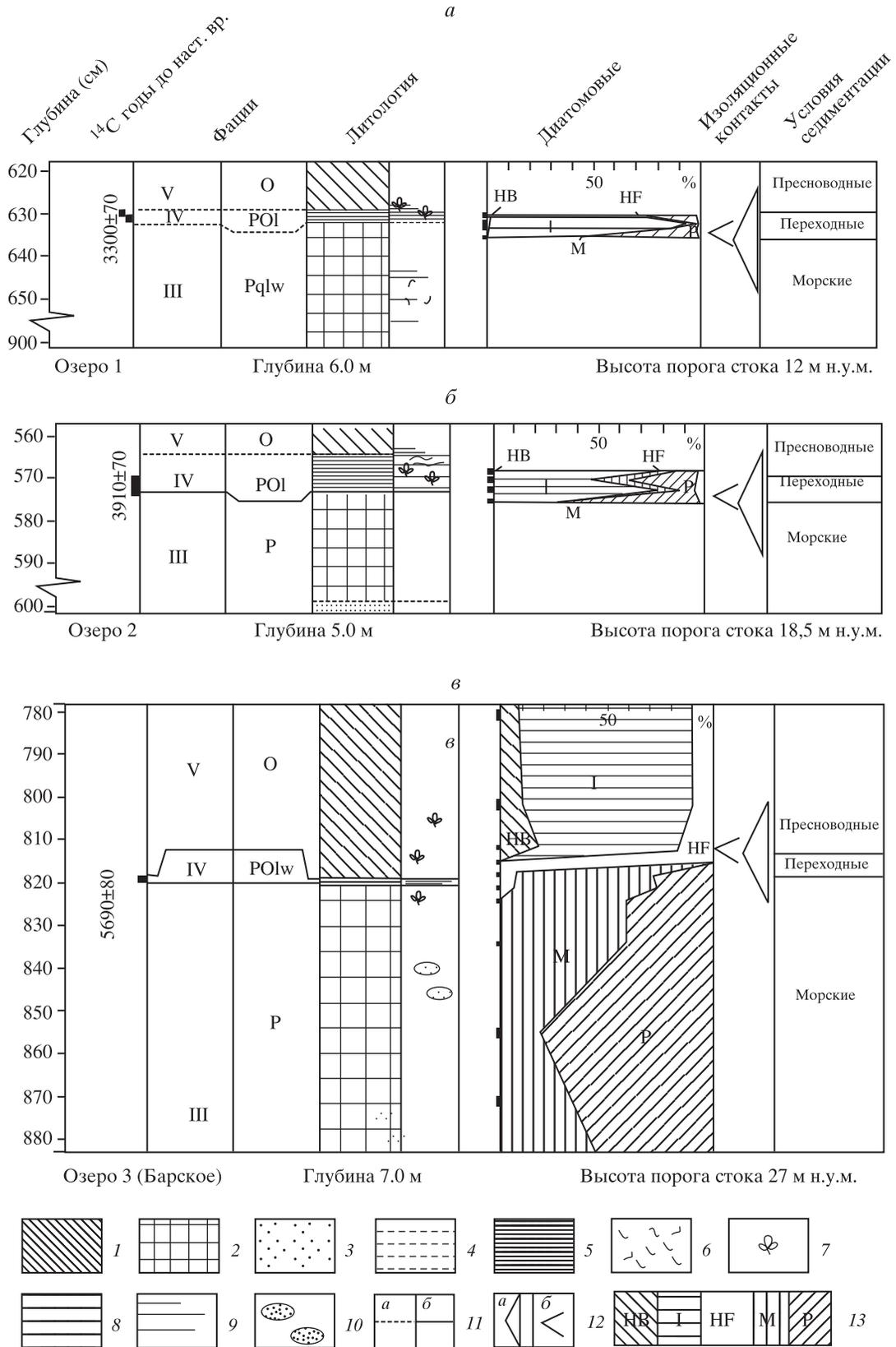


Рис. 3. Характеристика донных осадков озер 1, 2, 3. Условные обозначения на рис 4.

условий седиментации к пресноводным определен по литологии и подтвержден диатомовым анализом. Резкая граница переходной зоны с морскими алевритами свидетельствует о быстром выведении бассейна из условий морской седиментации. Затем происходил кратковременный возврат соленых вод в бассейн, на что указывает диатомовая диаграмма (рис. 3б). Наличие растительных остатков и деформаций в осадках переходной зоны также, вероятно, указывает на формирование последних при аномально высоких приливах нагонных волн и штормах, характерных для современного Белого моря. Неотчетливая слоистость в нижних частях озерных осадков вызвана донными течениями в изолированном от моря озере. Радиоуглеродная датировка 3910 ± 70 (таблица) получена для начала изоляционного интервала. Она свидетельствует о том, что уровень моря в это время находился на уровне порога стока или несколько ниже его (18.0–18.5 м н.у.м.).

Озеро 3 с порогом стока на высоте 27 м н.у.м. (рис. 1). Это малое озеро размерами 375×175 м, площадью 0.0656 км^2 , глубиной 7 м (рис. 2) расположено в котловине из коренных пород, заболоченной на севере и западе. Имеет атмосферное питание. Сток из озера осуществляется просачиванием через заболоченную депрессию в сторону реки Умба. На озере функционирует водозабор для снабжения поселка Умба питьевой водой. Регрессивный разрез осадков озерной котловины отражает смена литологических фаций III–IV–V (рис. 3):

морские осадки фации III (интервал глубин 884–820 см) представлены алевритом серо-зеленого цвета, неслоистым с отдельными пятнами мелкозернистого песка, на глубине 827 см в алеврите отмечены растительные макроостатки, выше по разрезу алеврит приобретает коричневатый оттенок, что свидетельствует о поступлении органического материала, контакт с осадками вышележащей переходной зоны отчетливый, резкий;

осадки переходной зоны (фация IV) (820–818.5 см) – маломощное переслаивание гиттии и алеврита из 8 пар слоев, верхний и нижний контакты отчетливые, резкие;

осадки пресноводного озера (фация V) (818.5–700 см) – темно-коричневая до черной неслоистая гиттия с растительными остатками.

Согласно полученным данным, в бассейне происходила очень быстрая смена морских условий осадконакопления пресноводными. Об этом свидетельствует и небольшая мощность осадков переходной зоны и характер смены диатомовой флоры (рис. 3в). Радиоуглеродная датировка

5690 ± 80 (таблица) относится к изоляционному этапу развития бассейна. Положение линии моря в момент формирования датированного интервала соответствовало высоте порога стока.

Озеро 4 с порогом стока на высоте 30 м н.у.м. (рис. 1) – малое озеро с отметкой зеркала воды 31.9 м. Его размеры – 250×100 м, площадь – 0.025 км^2 , глубина – 7.5 м. Озеро расположено у северо-западного подножья вершины Сырингозеро с отметкой 75.1 м н.у.м. На склонах вершины, сложенной кислыми гранулитами, отмечены крупнообломочные ледниковые образования. Сюга, запада, и севера озеро заболочено. Мощность болотных отложений достигает 1.5 м. Питание озера происходит за счет болотных вод, а дренаж – через ручей, вытекающий в северо-западном направлении. Ручей имеет мощные торфяные берега. Порог стока из озера устанавливался при замерах мощности торфа до коренного дна ручья. Разрез отложений этой озерной котловины отличается от предыдущих тем, что в нем присутствуют пять литологических фаций: I, II, III, IV и V (рис. 4):

осадки приледникового озера (фация I) (1447–1352 см) – это слоистый алеврит крупнозернистый голубовато-серого цвета в нижней части и глина ленточная со слабо выраженной алевритовой частью – в верхней;

осадки зоны переходной от пресноводных к морским условиям седиментации (фация II) (1352–1275 см) – интервал начинается с прослоя среднезернистого песка мощностью 2 см, залегающего с размывом на ленточной глине, в котором отмечена волнистая слоистость, выше наблюдается переслаивание алеврита различной крупности с органическим материалом, мощность прослоев органики доходит до 0.5 см, алеврита – до 1.0 см, процентное соотношение алеврита и органики в этом интервале достигает значений 55:45%, и вверх по разрезу количество органики уменьшается, на верхней границе интервала вместе с органическим материалом встречены обломки раковин;

морские осадки (фация III) (1275–790 см) представлены алевритами темно-зеленого цвета, неотчетливо слоистыми с “конкрециями” алевритового и тонкопесчаного материала овальной формы, имеющих темно-зеленую сердцевину и более светлую окантовку, длиной осью, достигающей ~20 мм, ориентированных параллельно слоистости, в интервале также отмечены многочисленные обломки раковин, встречаются отдельные “дропстоны”;

осадки переходной зоны (фация IV) (790–769 см) – тонкое переслаивание темно-коричне-

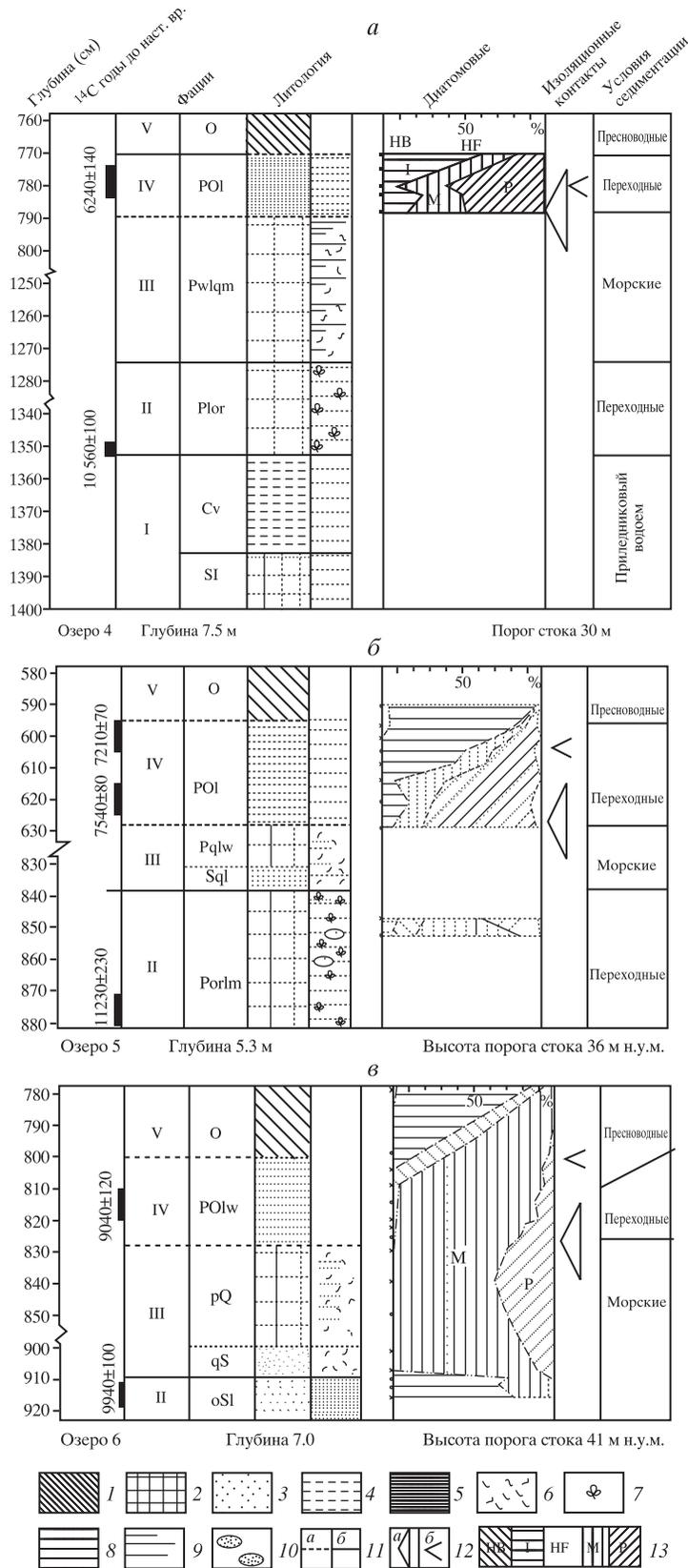


Рис. 4. Характеристика донных осадков озера 4.

Условные обозначения: 1 – гиттия (O – буквенный индекс); 2 – алевроит (P); 3 – песок (S); 4 – глина (C, v ленточная глина); 5 – переслаивание гиттия-алеврит; б – обломки раковин (q); 7 – органический материал (or); 8 – слоистость (l); 9 – неясная слоистость (lw); 10 – пятнистость (m); 11 – литологические границы: а – градационные; б – резкие; 12 – изоляционные контакты: а – по литологии; б – по диатомовым; 13 – диатомовая флора: НВ-галлофобы; I – индифферентны; HF – галлофилы; М – мезогалобы; Р – полигалобы.

вой гиттии и зеленоватого алеврита, мощность слойков составляет 1–3 мм, переход от нижележащего слоя – градационный за счет постепенного утонения слойков алеврита; вверх по разрезу количество органического материала возрастает, осадки переходной зоны постепенно сменяются озерными пресноводными осадками;

осадки пресноводного озера (фация V) (769–750 см) – гиттия темно-коричневого цвета до черного, неслоистая.

Характерная особенность этого разреза – наличие двух переходных зон – трансгрессивной (фация II), и регрессивной (фация IV). Наличие флювиогляциальных и лимногляциальных осадков в нижней части разреза свидетельствует о существовании здесь в позднеледниковье перигляциального озерного бассейна. Этот бассейн, вероятно, занимал депрессию современной губы Пильской и котловин близлежащих озер (рис. 1). Водно-ледниковая магистраль, функционировавшая в краевой части деградирующего ледника в позднеледниковое время, сначала поставляла в бассейн обломочный материал, формировавший крупнозернистые алевритовые осадки фации I. Позднее в более спокойной гидродинамической обстановке, наступившей, вероятно, вследствие отступления края ледника к северу, отлагались ленточные глины той же фации. Когда гидродинамические условия вновь стали более активными, на глинах с размывом отложился базальный слой фации II. Продолжительность периода размыва глины и отложения песка и вышележащего алеврита, переслаивающегося с органикой, определить не представляется возможным. Однако большая мощность интервала указывает на то, что формирование осадков этой фации длилось довольно долго. Органический материал, который встречается в осадках фации II, возможно, представлен водорослями или остатками растений, снесенными нагонными течениями, высокими приливами и т.п. с окрестных возвышенностей. Датировка нижнего интервала осадков фации II составила 10560 ± 100 ^{14}C лет (таблица). Однако нельзя утверждать, что эта датировка отражает время начала смены пресноводной перигляциальной обстановки осадконакопления морской обстановкой. Вполне вероятно, что такая смена могла начаться раньше, но в связи со стратиграфическим несогласием, вызванным значительным размывом осадков, датирование ее начала невозможно. На это указывают более древние датировки, полученные для озера 5.

Осадки верхней регрессивной переходной зоны в разрезе достигают мощности 21 см. Согласно диаграмме диатомовых водорослей (рис. 4), сна-

чала осадки фации IV формировались в солоноватой обстановке. Затем (середина интервала) произошло еще большее осолонение бассейна, и только потом началось постепенное его опреснение. Судя по результатам диатомового анализа, береговая линия моря в это время находилась в состоянии равновесия на уровне, близком к порогу стока. Даже фиксируется незначительная морская трансгрессия. И только на заключительном этапе формирования осадков фации IV отмечается устойчивое опреснение бассейна, связанное с регрессией моря. Датировка, полученная из осадков переходной зоны, составила 6240 ± 140 ^{14}C (таблица) лет, что соответствует началу изоляционного интервала и положению уровня моря.

Озеро 5 с порогом стока на высоте 36.5 м н.у.м. (рис. 1). Это малое озеро размером 150×100 м, площадью 0.015 км^2 с отметкой зеркала воды 37.9 м (рис. 2) находится в депрессии коренных пород, вытянутой с СЗ на ЮВ. С запада и юга озеро заболочено. Питание его осуществляется за счет поступления болотной воды; дренаж происходит через ручей, вытекающий в СЗ-направлении. Берега ручья заболочены, средняя мощность торфа составляет около 1.5 м. Порог стока определялся так же, как и в озере 4, и составил 36.5 м. Разрез представлен последовательностью фаций II–III–IV–V (рис. 5а):

осадки переходной зоны от пресноводных к морским условиям седиментации (фация II) (883–839 см) – слоистый алеврит серо-голубого цвета со слойками темно-коричневой до черной органики, в середине (интервал глубин 861–864 см) и вверху (интервал глубин 834–839 см) слоя отмечается поглубление материала до среднезернистого песка, распределение органического материала по интервалу неравномерное, мощность слойков с органикой варьирует от 1 до 5 мм, а содержание органического материала в них достигает 70%, на глубине 853–861 см в тонкозернистом алеврите установлено 18 слойков органического материала, органический материал местами образует линзы, пятна, наклонные прослойки, переход в вышележащий слой со стратиграфическим несогласием, указывающим на размыв. Диатомовая диаграмма свидетельствует о солоноватоводных условиях седиментации в верхней части интервала;

морские осадки (фация III) (839–630 см) представлены в нижней части (839–829 см) песком среднезернистым, слоистым с битой ракушкой, в верхней части – алевритом неслоистым, неясно слоистым с отдельными крупными фрагментами раковин морских моллюсков и мелким ракушечниковым детритом, размер обломков раковин варьирует от 1 до 10 мм, на глубине 790 см встречен

дропстон диаметром около 2 см, переход в выше-лежащий интервал постепенный, проявляется появлением в алевролите органического материала и сменой окраски до светло-коричневого цвета;

осадки переходной зоны (фация IV) (630–595 см) – тонкое переслаивание алевролита и гиттии, мощность слойков достигает 1 мм, содержание органики увеличивается постепенно вверх по разрезу, в нижней части соотношение гиттия/алевролит составляет 25:75%, а в верхней части – 80 : 20%. Изучение диатомовой флоры показало, что устойчивое содержание преимущественно пресноводных диатомей отмечается в осадках из интервала глубин 605–595 см. Следовательно изоляция водоёма от моря произошла в период накопления этих осадков;

осадки пресноводного озера (фация V) (595–530 см) – гиттия темно-коричневая до черной, в нижней части интервала неотчетливо слоистая, в верхней части неслоистая, с фрагментами неразложившихся растительных остатков, переход в нижележащий слой постепенный.

Осадки этого озера имеют нижнюю трансгрессивную и верхнюю регрессивную переходные зоны. По осадкам нижней, мощной (44 см) переходной зоны, получена датировка $11230 \pm 230 \text{ C}^{14}$ лет (таблица). Это для района исследований самый древний возраст начала перехода от перигляциальных условий к морским, несмотря на то, что подобные осадки отмечены и в озере 4 с более низкой отметкой порога стока, и следовательно сформироваться они должны были раньше. Более молодой возраст осадков фации II в озере 4 вероятно связан с размывом осадков фации II при проникновении морских вод в депрессию Белого моря и изменившимися в связи с этим гидродинамическими условиями. Верхняя переходная зона представлена осадками значительной мощности. Переход морских условий к пресноводным, судя по литологическим данным, происходил постепенно. Согласно диатомовой диаграмме в водоёме длительное время преобладали солоновато-водные условия. Изоляция озера от морского бассейна произошла в заключительный этап формирования осадков фации IV. Такой характер регрессивного перехода от морских к пресноводным условиям свидетельствует о том, что уровень моря сначала располагался у отметки порога стока из озера, иногда превышая его. Только в конце периода формирования характеризуемых осадков возобновилась регрессия моря. В интервале получены две радиоуглеродные датировки (таблица). Одна из них (нижняя), составившая $7540 \pm 80 \text{ C}^{14}$ лет, относится к предизоляционному уровню, т.е. соответствует периоду, когда береговая линия

моря находилась несколько выше порога стока. Верхняя датировка – $7210 \pm 70 \text{ C}^{14}$ лет – относится к изоляционному или раннему постизоляционному интервалу. Согласно этим датировкам изоляция озерного бассейна от моря произошла в течение примерно трехсот лет.

Озеро 6 с порогом стока на высоте 41 м н.у.м. (рис. 1). Это малое озеро размером 200×200 м, площадью 0.04 км^2 , с высотой зеркала воды 42.5 м н.у.м. (рис. 2) расположено в заболоченной низине, которая имеет сток на ЮВ. Питание озера болотное, дренаж также осуществляется через болото. Средняя мощность окружающего болотных отложений 1.5 м. Высота порога стока установлена под болотными осадками на уровне отметки коренного берега в ЮВ оконечности озера. Разрез представлен последовательностью фаций II–III–IV–V (рис. 5б):

осадки переходной зоны от пресноводных к морским условиям седиментации (фация II) (910–924 см) – переслаивание среднезернистого песка темно-зеленого цвета и органического материала коричневого цвета в пропорции 50:50%, мощность слойков составляет 5–10 мм, осадки залегают на флювиогляциальных отложениях, представленных гравием и крупнозернистым песком;

морские осадки (фация III) (910–830 см) – представлены в нижней части (интервал глубин 910–900 см) песком мелкозернистым, неслоистым с обломками раковин, а в верхней (интервал глубин 900–830 см) – алевролитом неясно слоистым зеленого цвета с большим количеством битой ракушки, на подстилающих отложениях залегают с размывом, переход к вышележащим осадкам постепенный, обозначается появлением в алевролите органического материала и светло-коричневой окраски;

осадки переходной зоны (фация IV) (828–800 см) – переслаивание алевролита и гиттии, в нижней части интервала (глубина 828–820 см) мощность алевролитовых слойков составляет до 10 мм, а слойков органики – до 2 мм, соотношение минеральной и органической составляющих здесь примерно 30:70%, вверх по разрезу количество органики увеличивается за счет возрастания мощности органических слойков и в интервале глубин 810–800 см достигает 80%, переход в вышележащий слой постепенный;

осадки пресноводного озера (фация V) (800–780 см) – гиттия неслоистая, в нижней части темно-коричневая до черной, вверх по разрезу окраска гиттии светлеет.

Разрез донных отложений из озера 6 имеет две переходные зоны – трансгрессивную и регрес-

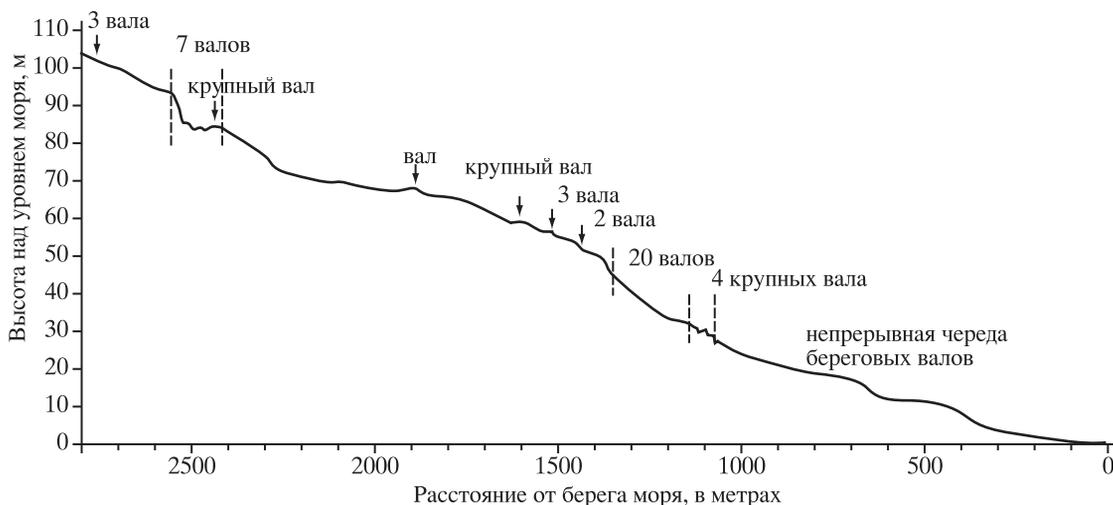


Рис. 5. Геоморфологический профиль на полуострове Турий. Положение профиля показано на рис. 1.

сивную. Нижняя трансгрессивная зона представлена осадками фации II. Согласно диатомовой диаграмме (рис. 5б), верхняя ее часть относится к пресноводному бассейну, в котором преобладали индифферентные виды. Наличие здесь некоторого количества полигалобов и мезогалобов свидетельствует о начале поступления в бассейн морских вод. Морские условия, видимо, быстро сменили пресноводные, и эта смена произошла в условиях активной гидродинамической обстановки. На это указывает размыв на границе с вышележащими морскими осадками. Из верхов переходной зоны получена датировка 9940 ± 100 ^{14}C лет (таблица). Эта самая молодая датировка из осадков фации II для района исследований. Она, вероятно, отражает время, когда позднеледниковая морская трансгрессия находилась близко к своим предельным отметкам. Однако установить точное их значение по имеющимся данным не представляется возможным.

Верхняя регрессивная переходная зона соответствует осадкам фации IV. Мощность ее, определенная по литологическим признакам, так же, как и в разрезах отложений котловин озер 4 и 5, очень большая и составляет 28 см. Согласно диатомовой диаграмме окончательная изоляция водного бассейна в данной котловине произошла на заключительной стадии формирования осадков фации II. Для них получена датировка 9040 ± 120 ^{14}C лет (таблица), которая соответствует предизоляционному интервалу, когда положение уровня моря было немного выше порога стока.

Озеро 7 с порогом стока на высоте 55 м н.у.м (N66°38.30'; E034°38.41') среднее, размером 700 × 500 м, площадью 0.35 км² и глубиной 2.3 расположено в депрессии, образованной грядово-

кольцевым моренным рельефом (рис. 1). Борты этой депрессии возвышаются на 7 метров и более над уровнем современного зеркала воды, находящегося на абсолютной высоте 53.9 м. Питание озера происходит за счет атмосферных осадков. Озеро бессточное, расход воды из озера осуществляется в основном испарением. Изучение разреза донных осадков было проведено в западной части его акватории. Последовательность донных осадков следующая (описание снизу – вверх): интервал глубин 420–397 см – алеврит, в верхней части с органическими остатками, переход в вышележащие отложения постепенный; интервал глубин 397–350 см (фация VI) – торф красного цвета, плотный, неслоистый, при освобождении из керноприемника распадается по трещинам, ориентированным к оси керна под углами 45° и 135°; интервал глубин 350–340 см – торф и гиттия, отмечается постепенный переход от осадков фации VI к осадкам фации V; интервал глубин 340–230 см (фация V) – гиттия зеленовато-серого цвета, неслоистая, разжиженная в верхней части.

При формировании осадочной последовательности в данной котловине депрессия, в которой она находится, после образования напорных конечно-моренных гряд II пояса краевых образований в среднем дриасе была блокирована мертвым льдом. С течением длительного времени на увлажненной поверхности осадков, под которыми этот лед был погребен, сформировалось болото, и образовался торф. По мере таяния погребенного льда, торф опустился на дно котловины, в это время в нем возникли напряжения, которые впоследствии проявились в виде консидементационных трещин в керне. Котловина постепенно заполни-

лась водой и в ней началась нормальная озерная седиментация – накопление гиттии, которая перекрыла ранее сформировавшийся торф.

Следует отметить, что в озерах 8 и 9 события развивались по сходному сценарию, поэтому мы воздержались от интерпретации разреза, традиционно завершающей описания озер и их отложений.

Озеро 8 с порогом стока на высоте 62 м н.у.м. (N 66°48.07'; E 034°04.21') (рис. 1) – малое озеро круглой формы, диаметром 70 м и максимальной глубиной около 8 метров (рис. 2). Оно расположено в термокарстовой воронке, на западной стороне краевых образований ССЗ направления (рис. 1). Озеро бессточное, питается за счет атмосферных осадков. Дренаж происходит просачиванием воды через заболоченную долину, открывающуюся в ЮЮВ направлении. Донные отложения этого озера представлены маломощным слоем гиттии, залегающей на торфе. Под торфом вскрыта морена. Общая мощность донных осадков составляет 30 см.

Озеро 9 с порогом стока на высоте 70 м н.у.м. (N66°48.5', E034°29.03') – расположено в очень плоской и мелкой котловине (рис. 1). Глубина воды в нем 1.0 м. Донные осадки залегают на морене и представлены торфом и гиттией общей мощностью около 30 см.

Результаты геоморфологического профилирования на полуострове Турий. В районе работ было проведено геоморфологическое профилирование на полуострове Турий (рис. 1). Профиль проходил от уровня моря до верхней отметки у оз. Летнегорское (~120 м н.у.м.) вдоль грунтовой дороги. В нижней части профиля (рис. 6) от линии моря до высоты примерно в 50 м н.у.м. отмечается регулярная “лестница” песчаных береговых валов, перемежающихся с межваловыми западинами. Высота валов составляет 40–60 см, при ширине 2–3 метра. На высотных отметках 30–35 м н.у.м. и на расстоянии в 1100 м от линии моря последовательность небольших валов сменяется серией из 4 крупных валов высотой до 2 м и шириной 15–20 м. Отчетливо прослеживаются и западины, разделяющие эти крупные валы. Выше 35 м н.у.м. наблюдается регулярная последовательность из 20 валов и западин, аналогичных встреченным в нижней части профиля. Выше отметок в 50 м н.у.м. на профиле регулярных (непрерывных) береговых аккумулятивных форм не отмечается. Здесь на моренных осадках на разных высотах встречены нерегулярно расположенные аккумулятивные валы или их группы: 2 вала на высоте 52 м н.у.м. (здесь и далее приво-

дится значение середины высотного интервала), 3 вала на высоте 57 м; крупный одиночный вал на высоте 60 м и – 69 м, серия из семи валов, начинающаяся крупным валом – на высоте 85–93 м, 3 вала на высоте 103 м н.у.м. В настоящее время нет возможности установить, в прибрежной зоне каких водоемов формировались береговые валы, расположенные на отметках более 50 м. Наиболее высокие из них, вероятно, относятся к приледниковому водоёму.

График перемещения береговой линии моря. График перемещения береговой линии моря, представленный как для радиоуглеродного, так и для калиброванного возраста (рис. 6, таблица), был построен, опираясь на следующие данные:

- датировки изоляционных контактов, относящиеся к уровням порога стока в пяти озерах (озера 1–5);

- датировки предизоляционных контактов в осадках котловин озер 5 и 6, соответствующие стратиграфическим уровням, соотносящимся с фазами, когда уровень моря находился немного выше порога стока из озера; датировки, полученные из осадков фации II;

- данные геоморфологического профилирования на полуострове Турий.

График был построен с учетом того, что датированный изоляционный контакт соотносится со средним уровнем прилива, который примерно на 1 метр выше среднего уровня моря. Поправки в значения уровня порогов стока озер за неравномерное изостатическое поднятие площади озер не вносились, так как озера расположены в узкой полосе, субпараллельной позднеледниковым основам поднятия территории [5].

Обсуждение полученных результатов. Приведенные материалы позволяют реконструировать характер и время дегляциации района исследований, развития в его пределах позднеледниковой морской трансгрессии и восстановить характер изменения уровня моря в голоцене. В позднем плейстоцене происходила фронтально-ареальная дегляциация территории. В бёллинге, как отмечалось, сформировалась краевая гряда напорно – насыпных образований II пояса, расположенная в восточной части исследуемого района (рис. 1). Последующая активизация ледника в связи с похолоданием в среднем дриасе привела к перемещению края ледника к востоку. В период аллерёдского потепления периферический массив шириной около 100 км отделился от основного массива активного льда, заняв весь район исследований. Мёртвый лед частично стоял к концу ал-

Таблица. Датировки образцов из донных осадков озер в районе пос. Умба

№ озера/ образца	Координаты места отбора образца	Глубина отбора (м от поверхности воды)	Лаборный №	Лабораторная датировка ¹⁴ C, годы	Календарный возраст, 2σ (95.4%) интер- вал, [начало– конец] <i>Сред- нее значение</i>	Датированный интервал соот- ветствует собы- тию
1/1	66°40'40"	6.30–6.32	Beta-109616	3300±70	[3385–3689]	изоляционному
2/1	34°19'02" 66°40'24"	5.73–5.69	Beta-109617	3910±70	3537 [4103–4524]	»
3/1	34°19'09" 66°41'05"	8.20–8.185	Beta-109612	5690±80	4220 [6313–6654]	»
4/1	34°19'20" 66°42'52"	13.53–13.48	Beta-109613	10560±100	6483 [12163–12812]	неизвестно
4/2	34°13'20"	7.84–7.74	Beta-106548	6240±140	12353 [6797–7425]	изоляционному
5/1	66°42'57" 34°13'08"	8.81–8.71	Beta-109614	11230±340	7111 [12395–13826]	неизвестно
5/2		6.05–5.95	Beta-109614	7210±70	12826 [7880–8177]	изоляционному
5/3		6.25–6.15	Beta-116492	7540±80	7969 [8180–8514]	предизоляцион- ному
6/1	66°41'46" 34°03'09"	9.11–9.19	Beta-104751	9940±100	8432 [11195–11811]	неизвестно
6/2		8.10–8.20	Beta-104752	9030±120	11639 [7618–13177]	предизоляцион- ному

лерёда. Во время новой подвижки льда в позднем дриасе край ледника не достиг района расположения исследованных озер, но это похолодание, безусловно, замедлило деградацию стагнированного льда. По приведенным выше материалам к концу аллерёда освободились ото льда только котловины озер, расположенных на высотных отметках порядка 40 м. Котловины озер, находящиеся на большей высоте были, блокированы льдом примерно до конца пребореала. На площадях с глубокими депрессиями, например, в окрестностях депрессии озера 7, были захоронены крупные глыбы льда и по мере их таяния здесь формировался грядово-кольцевой моренный рельеф. Дальнейшее накопление донных осадков в этом озере происходило по схеме, описанной выше. В других озерах, находящихся на отметках выше 41 м, по мере таяния мертвого льда в голоцене, накапливались континентальные осадки в виде торфа и гиттии. На участках рассматриваемой территории с особо контрастным рельефом, например, на полуострове Турий возник один или несколько перигляциальных водоемов, береговые валы которых расположены в верхней части геоморфологического профиля (рис. 5).

В Беломорской депрессии, начиная с аллерёда, функционировал обширный приледниковый

пресноводный бассейн. В этом водоёме формировались флювиогляциальные отложения и ленточные глины фации I, установленные в основании разреза осадков котловины озера 4 (рис. 4). Возможно, высотное положение этого перигляциального бассейна отмечено высоко расположенными береговыми образованиями на полуострове Турий. Уровень бассейна, при смещении края деградирующего ледника на запад, мог периодически понижаться. Пресные воды перигляциального бассейна, при этом, могли сбрасываться через порог стока в Горле Белого моря в Ледовитый океан, что, возможно, зафиксировано размывом на границе фации I и фации II в осадках котловины 4.

Вероятно, в это время уровень моря, исходя из эвстатической кривой [3], был ниже порога стока, находящегося в Горле Белого моря, и поэтому морские воды ещё не могли проникать в депрессию Белого моря. Начало позднеледниковой морской трансгрессии относится, судя по датировке 11230 ± 340 ¹⁴C лет отложений нижней переходной зоны в котловине озера 5 (таблица, рис. 2, 5а), ко второй половине аллерёда. Датирование осадков фации II в расположенном на самых высоких отметках озере 6 (9940 ± 100 ¹⁴C лет – таблица, рис. 2, 5б), свидетельствует о том, что трансгрессия продолжалась вплоть до конца

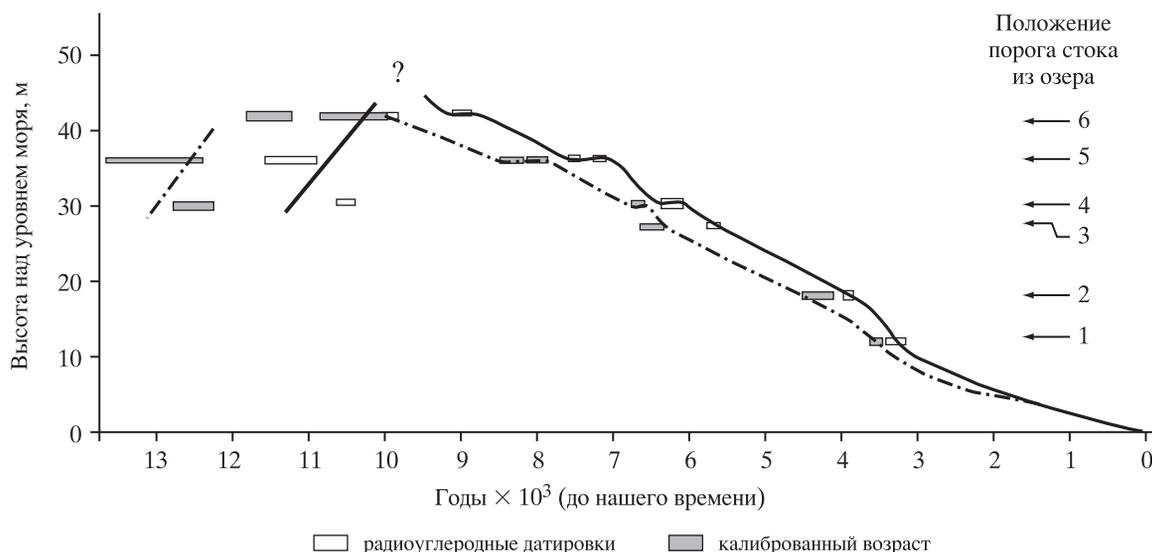


Рис. 6. Кривая относительного перемещения уровня моря в районе пос. Умба. Сплошная линия для C^{14} возраста, штрих-пунктирная – для калиброванного, календарного возраста.

позднего дриаса. Следует отметить, что в датировках отложений фации II из котловины озера 4, расположенной на более низких отметках, и котловины озера 5 наблюдается инверсия возраста. Она может быть следствием различных причин, например, различной продолжительностью стратиграфического несогласия (размыва) в основании осадков фации II. Но это не мешает оценить продолжительность позднеледниковой трансгрессии, которая составила в районе пос. Умба не менее 1300 лет, и “контрастность” трансгрессии, которая составила не менее 11 метров. Однако время максимума трансгрессии и положение верхней морской границы не установлено. Известно только, что около 9 тыс. ^{14}C лет назад, судя по датировке осадков верхней переходной зоны в котловине озера 6, в районе пос. Умба уже имела место регрессия моря. Дальнейшее нисходящее перемещение береговой линии моря фиксируют осадки верхних переходных зон из котловин озер 5, 4, 3, 2, 1, высота порогов стока из которых и, соответственно, возраст осадков верхних переходных зон последовательно снижаются.

Для осадков регрессивной переходной зоны котловины озера 5 с порогом стока около 36 м н.у.м. имеются две датировки: из верхней и нижней части интервала (таблица, рис. 5а). Они свидетельствуют о том, что во время формирования отложений этой зоны уровень моря оставался примерно на одном уровне около 500 лет. Мало менялось положение уровня моря и на высоте порога стока из озера 4 (30 м н.у.м.). В таком же интервале высот обнаружены “выдающиеся” валы (prominent ridges) на Турьем полуострове (рис. 5).

В этот временной этап более или менее стабильное положение уровня моря было обусловлено компенсацией поднятия континента поднятием уровня Мирового океана, которое сопоставимо с трансгрессией Тапес, имевшей место на севере Европы (рис. 6).

Таким образом, можно утверждать, что, начиная с пребореала до поздней атлантики (~6000 ^{14}C лет), здесь развивалась отчетливая неравномерная регрессия, включающая в себя фазы фиксированного положения уровня моря или даже периоды незначительного его подъема. Позже, судя по характеру переходных зон озер 1–3, регрессия моря продолжалась без значительных задержек. Хотя скорость ее могла изменяться, а средняя скорость отступления моря за последние 5000 лет составляла 0.5–0.7 см/год.

История развития позднеледниковой голоценового морского бассейна в районе исследования близка к таковой на юго-западном фланге развития Скандинавского ледника, на побережье Северного моря [15]. Там трансгрессия начинается в аллереде с уровнем “низкого стояния моря” и длится большую часть позднего дриаса. За это время уровень моря поднялся примерно на 10 метров. В конце позднего дриаса – начале голоцена отмечается период “высокого положения моря”, длившийся примерно 250 лет, после которого началась голоценовая регрессия моря, которая продолжается до сих пор.

Отметим также, что наше представление о начальном этапе развития позднеледниковой морской трансгрессии, как следует из приведенного

материала, не совпадает с ранее предложенной моделью [6]. Согласно последней солоноватоводные условия седиментации в депрессии Белого моря возникли в позднем дриасе, когда под покровом льда отлагались ледниково-морские илы.

Выводы

1. В донных осадках 9 изученных озер на побережье Белого моря, обнаружены шесть фаций осадков, характеризующих историю развития беломорской депрессии в позднем плейстоцене и голоцене. Низы последовательности донных отложений представлены осадками перигляциального озера, которые сменяются осадками, сформированными во время позднеледниковой трансгрессии моря. Начало позднеледниковой трансгрессии датируется временем примерно 11500 ¹⁴C лет тому назад, а ее длительность – примерно 1300 лет. За это время уровень моря поднялся более чем на 10 метров. Позднеледниковое «высокое положение моря» длилось примерно 1000 лет и охватывало период поздний дриас – самое начало голоцена.

2. С конца пребореала (примерно 9100 ¹⁴C т. н.) до поздней атлантики (~ 6000 ¹⁴C лет) развивалась отчетливая неравномерная регрессия включающая в себя фазы фиксированного положения уровня моря или даже периоды незначительного его подъема. Периоды фиксированного положения уровня моря, соответствующие трансгрессии Тапес, достигали 500 лет.

3. В последние примерно 5500 ¹⁴C лет регрессия моря продолжалась без значительных задержек. Средняя скорость отступления моря за это время составляет 0.5–0.7 см/год.

Благодарности. Работа выполнена в Геологическом институте Кольского научного центра РАН. Частичное финансирование работ было осуществлено в рамках научной программы по изучению Баренцева моря, Норвежского Научного Совета и РФФИ (грант № 11-05-00791-а). Авторы благодарят Л.Я. Каган и Т.С. Шелехову за проведение диатомового анализа, О.П. Корсакову за внимательное прочтение рукописи и конструктивную критику.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балаганский В.В., Басалаев А.А., Беляев О.А., Пожиленко и др. Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита) масштаба 1:500000 / Гл. ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты, 1996.
2. Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Пояса краевых ледниковых образований Кольского региона // Геоморфология. № 1. 2000. С. 61–73.
3. Клиге Р.К., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А. и др. Уровень, берега и дно океана. М.: Наука, 1981. 191 с.
4. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука. 1979. 157 с.
5. Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 233 с.
6. Невеский Е.М., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.
7. Anundsen K. 1985. Changes in shore-level and ice-front position in Late Weichsel and Holocene, southern Norway // Norsk geografisk Tidsskrift V. 39. P. 205–225.
8. Bakhmutov V.G., Yevzerov V.Y., Kolka V.V. Palaeomagnetism and lithology of Late Weichselian deposits in Ust-Pjalka's periglacial lake, south-east of the Kola Peninsula // Geology Carpathica. 1993. № 44 (5). P. 315–324.
9. Berglund M. Holocene shore displacement and chronology in Angermanland? Estern Sweden, the Scandinavian glacio-isostatic uplift centre // Boreas. 2004. V. 33. P. 48–60.
10. Corner G.D., Yevzerov V. Ya., Kolka V.V., Møller J.J. Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change at the Norwegian-Russian border north of Nikel, northwest Russia // Boreas. 1999. V. 28. № 1. P. 146–166.
11. Corner G.D., Kolka V.V., Yevzerov V.Ya., Møller J.J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia // Global and Planetary Change. 2001. № 31. P. 155–177.
12. Donner J., Eronen M., Jungner. H. The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway // Norsk geografisk Tidsskrift. 1977. № 31. 103–128.
13. Hustedt F. Die diatommeenflora des Fluss-Systems der Weser im Gebiet der Hansestadt Bremen // Abhandlungen Naturwissenschaftlicher Verein zu Bremen № 34. 1957. P. 181–440.
14. Kaland. P.E. Holocene shore displacement and shorelines in Mordaland, western Norway // Boreas. 1984. № 13. P. 203–242.
15. Lohne Ø.S., Bondevik S., Mangerud J., Svendsen J.I. Sea-level fluctuation imply that the Younger Dryas ice-sheet expansion in western Norway commenced during the Allerød // Quaternary Sci. Rev. 2007. № 26. P. 2128–2151.
16. Ramsay W. Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quäturzeit. Fennia, 1898. V. 16. № 1. 157 s.
17. Snyder J.A., Forman S.L., Mode W.N., Tarasov G.A. Postglacial relative sea-level history: sediment and

- diatom records of emerged coastal lakes, north-central Kola Peninsula, Russia // *Boreas*. 1997. V. 26. P. 329–346.
18. *Svendsen J.I., Mangerud J.* 1987. Late Weichselian and Holocene sea-level history for cross-section of western Norway // *J. Quarter. Sci.* 1987. № 2. P. 113–132.
19. *Ramsey B.* Development of the radiocarbon calibration program OxCal // *Radiocarbon*. 2001. V. 43 (2A). P. 355–363.

The Late Weichselian and Holocene relative sea-level change and isolation basin stratigraphy at the Umba settlement, southern coast of Kola Peninsula

V.V. Kolka^{*}, V.Ya. Yevzerov^{*}, J.J. Møller^{}, G.D. Corner^{**}**

^{*} *Geological Institute, Kola Science Centre, RAS*

^{**} *University of Tromsø, Norway*

The lacustrine-marine (from three lakes) and marine-lacustrine transition (isolation contact) in sediment cores from six lake basins situated 12.0–41.0 m a.s.l. in Umba settlement area, South coast of Kola Peninsula, NW Russia, was identified based on lithological and diatom analysis, radiocarbon dated, and used to construct a relative sea-level (RSL) curve for the Late Weichselian – Holocene. Three lake basins show both transgressive (periglacial lake-transition – marine) and regressive (marine-transition – lacustrine) facies succession, six lake basins show regressive (marine-transition – lacustrine) facies succession indicating a postglacial history of continuous emergence.