

Свидетельства развития позднеледниковой морской трансгрессии на побережье Кандалакшского залива

Корсакова О. П. ^{1,2}, Толстобров Д. С. ¹, Толстоброва А. Н. ¹

¹ Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, o.korsakova@ksc.ru

² ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург

Аннотация. На основе данных, полученных при многолетних исследованиях донных отложений из озерных котловин на побережье Кандалакшского залива, а также береговых форм рельефа, показано, что позднеледниковая морская трансгрессия происходила при осолонении приледникового водоема и достигла своего максимального развития в конце позднего дриаса. Наибольшая ее амплитуда отмечалась в привершинной части залива, где в это время была наиболее проявлена гляциоизостатическая депрессия. В позднем дриасе за счет сокращения притока распресняющих талых вод соленость водоема повышалась и морские условия кратковременно формировались даже в глубоко вдающихся в сушу заливах.

Ключевые слова: прогляциальный водоем, донные отложения, береговые формы, уровень моря, дегляциация, поздний дриас.

Evidence of the Late Glacial marine transgression on the coast of the Kandalakshskiy Bay

Korsakova O. P. ^{1,2}, Tolstobrov D. S. ¹, Tolstobrova A. N. ¹

^{1,2} Geological Institute KSC RAS, Apatity, o.korsakova@ksc.ru

² FSBI «VNIIOkeangeologia», St. Petersburg

Abstract. Based on data obtained during long-term studies of bottom sediments from lake basins on the coast of the Kandalaksha Bay, as well as coastal landforms, it is shown that Late Glacial marine transgression occurred during salinization of the glacial reservoir and reached its maximum development at the end of the Younger Dryas. Its greatest amplitude was observed near vertex part of the bay, where glacioisostatic depression was most manifested at that time. In the Younger Dryas, due to a reduction in the inflow of desalting glacial meltwater, the salinity of the reservoir increased and marine conditions formed for a short time even in bays deeply indenting the land.

Keywords: proglacial basin, bottom sediments, coastal landforms, sea level, deglaciation, Younger Dryas

Введение

В Кандалакшском заливе позднеледниковая трансгрессия, или портияндия по (Лаврова, 1947), или данигляциальная и готигляциальная по (De Geer, Hay, 2002), сопровождаемая становлением морского бассейна, связана с осолонением приледникового водоема, существовавшего здесь на стадии дегляциации беломорской котловины, за счет притока атлантических вод. Изучение позднеледникового морского бассейна проводится в рамках реконструкции Скандинавского ледникового щита на стадии его деградации, сопровождаемой развитием приледниковых озерных и морских водоемов по восточной периферии этого ледника в позднем неоплейстоцене – начале голоцена. При этом основное внимание обращено на хронологию и масштабы трансгрессии в пределах Кандалакшского залива (на Кандалакшском и Карельском берегах), где она имела яркое выражение, т. к. побережье этой части Белого моря позже других испытало дегляциацию, именно здесь существовали как пресноводные приледниковые бассейны, так и унаследовавший их морской бассейн. Немаловажно и то, что именно для побережья Кандалакшского залива получен наиболее обширный геологический материал и геоморфологические данные. Следы позднеледниковой морской трансгрессии, длившейся со второй половины аллерёда до позднего дриаса (Snyder et al., 1997; Lohne et al., 2007; и др.; Евзеров, 2012; Колька и др., 2013), наблюдаются в осадочных последовательностях, слагающих террасы и другие береговые формы, в донных отложениях из котловин изолированных бассейнов, иногда проявляются в морфологии побережья.

Позднеледниковые морские отложения на побережье и прилегающих территориях

Хронология и масштабы позднеледниковой трансгрессии, зависящие от гляциоэвстатического повышения уровня океана и гляциоизостатического перемещения земной коры, оценивались по данным из нескольких районов (рис. 1). Морские и солоноватоводные осадки были выявлены при многолетних исследованиях отложений из котловин изолированных бассейнов, в настоящее время занятых озерами (рис. 1). Эта фациальная разновидность донных отложений из изолированных бассейнов составляет базальную часть осадочных последовательностей, в некоторых изолированных котловинах под ними вскрыты пресноводные осадки прогляциального водоема. Свидетельства распространения морского бассейна установлены по диатомовым данным из осадков террас во внутренней части Кольского региона, а также по морфологии береговых образований на юге Кольского полуострова (рис. 1).

На Кандалакшском берегу в изолированных бассейнах выявлены морские отложения в районе поселка Умба на высоте около 41 м н.у.м. (Колька и др., 2013 а), в оз. Канозеро на высоте примерно 53 м н.у.м. (Ludikova et al., 2022), в районе г. Кандалакша на высоте 70 м н.у.м. (Евзеров и др., 2010; Колька, Корсакова, 2017). Морские отложения были установлены ранее во внутренней части Кольского региона в естественных обнажениях и песчаных карьерах к востоку от Экостровской Имандры и к юго-западу от Бабинской Имандры (Арманд и др., 1964, 1969; Арманд, Самсонова, 1969).

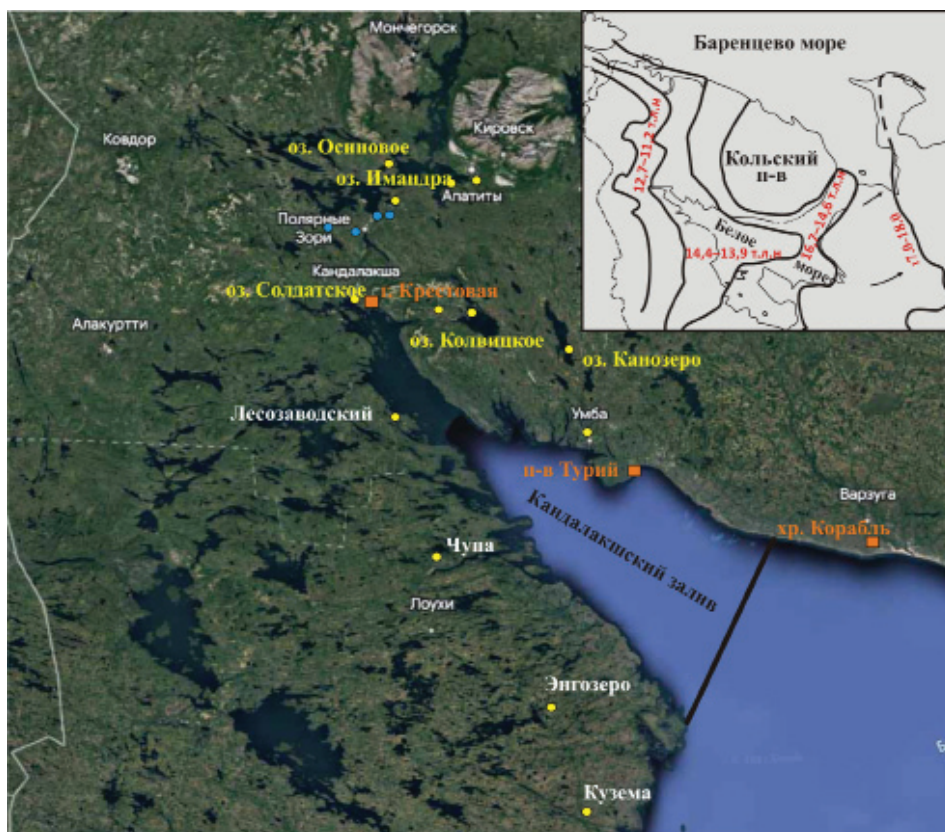


Рис. 1. Расположение основных районов исследования на побережье Кандалакшского залива и прилегающей территории (основа – космоснимок Google Earth). Желтым показаны районы изучения отложений из озерных котловин, оранжевым – береговых форм рельефа, синим – озерной и речной террас, оза, флювиогляциальной дельты и моренного холма; черная линия показывает границу Кандалакшского залива. Во врезке схематически показано положение края Скандинавского ледника для разновозрастных стадиалов и во время максимума оледенения.

Fig. 1. The key sites on the coastal area of the Kandalakshsky Bay and the surroundings (on Google Earth satellite image). Yellow points indicate the location of key sites where sediments from lake basins were studied, orange points – coastal landforms, blue points – lake and river terraces, esker, glaciofluvial delta and moraine hill; the black line shows the border of the Kandalakshsky Bay. The insert schematically shows the position of the Scandinavian ice sheet in stadiums of different ages and during the maximum glaciation.

На Карельском берегу Кандалакшского залива (рис. 1) позднеледниковые морские отложения выявлены в озерных котловинах до высоты 104 м н.у.м. в районе поселка Лесозаводский (Колька, Корсакова, 2017). В районе поселка Чупа морские осадки установлены в донных отложениях из котловин изолированных бассейнов, расположенных выше 104, но ниже 142 м н.у.м (Корсакова и др., 2016; Колька, Корсакова, 2017). Позднеледниковые морские осадки установлены в изолированных котловинах на высоте 72 м н.у.м. в районе Энгозеро (Колька и др., 2013 б), а в районе Кузема – на высоте около 70 м н.у.м. (Колька и др., 2012).

Положение верхней морской границы оказалось возможным реконструировать по данным, полученным из кернов донных отложений, вскрывших морские и солоновато водные осадки, залегающие на отложениях приледникового озера, в озерных котловинах, расположенных на Канда-лакшском берегу *в районе поселка Умба* (рис. 2).

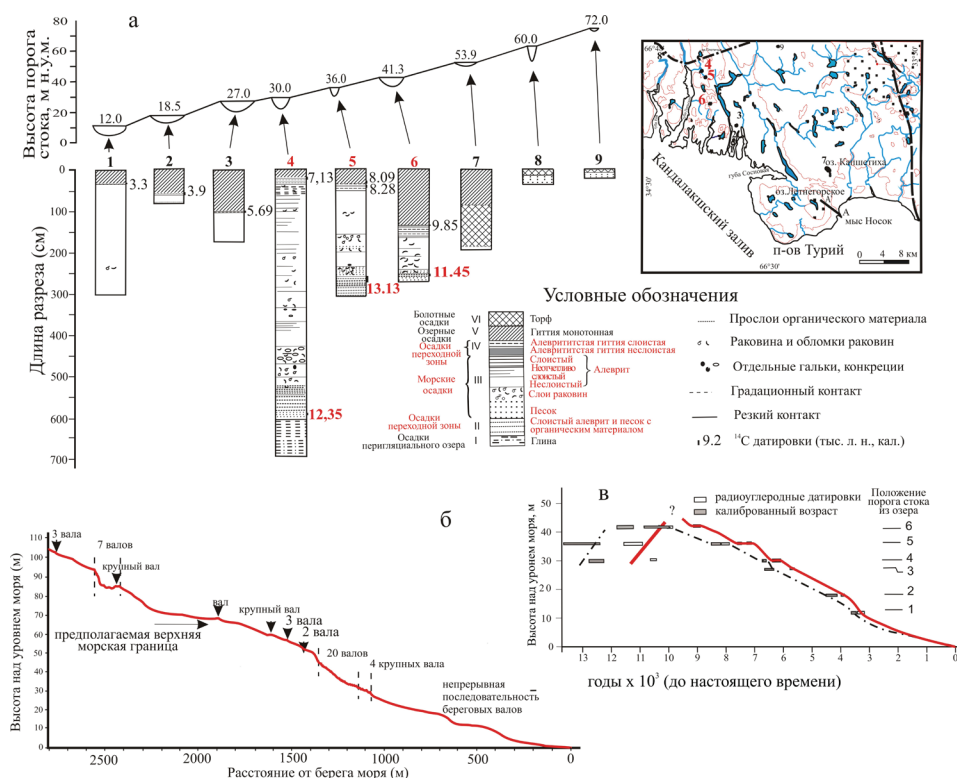


Fig. 2. Bottom sediments from lake basins near the village of Umba. Red shows lakes in the basins of which marine and brackish-water deposits with late Glacial age have been identified; geomorphological profile along the A-A line shown in the insert; the graph of the movement of the sea coastline (Kolka et al., 2013 b). The location of the area is shown in Fig. 1.

В районе поселка Умба позднеледниковая трансгрессия, судя по датировкам 13.13, 12.35 и 11.45 тыс. л. н. (кал.) из озер 5 и 4 (рис. 2 а, в), началась в аллереде и продолжалась в позднем дриасе. Положение верхней морской границы в этом районе реконструировано по данным геоморфологического профилирования береговых форм на полуострове Турий (рис. 2 в) на высоте 60–65 м н. у. м. (Колька и др., 2013 б). Регрессия береговой линии этого водоема началась в конце позднего дриаса–начале раннего голоцена. Как следует из модельных построений перемещения береговой линии в районе Умба (рис. 2 б), регрессия позднеледникового моря закончилась в конце раннего голоцена и ее положение на короткое время стабилизировалось.

Последние исследования, проведенные при изучении донных отложений оз. Канозеро (рис. 1), показали, что здесь береговая линия позднеледникового моря находилась выше 53 м н. у. м. (Ludikova et al., 2022).

Морские и солоноватоводные отложения в донных осадках были установлены на Карельском берегу в районе поселка Чупа (рис. 3). Здесь эти позднеледниковые и постледниковые отложения залегают на осадках приледникового озера. Как следует из рисунка 3, позднеледниковая трансгрессия здесь имела место 13.2–12.3 тыс. л. н. в аллереде и тоже продолжалась в позднем дриасе. Положение верхней морской границы установлено выше 104 м н. у. м., т. к. в озере 5, находящемся на этой высоте есть морские отложения (рис. 3 б, в). Однако ее положение ниже 142 м н. у. м., т. к. уже на этой высоте и выше в озерных котловинах нет ни морских, ни солоноватоводных осадков. Судя по графику перемещения береговой линии моря, в районе Чупа (рис. 3 в) позднеледниковая трансгрессия и стремительная регрессия соответствующего морского бассейна были синхронными таковым в районе Умба на Кандалакшском берегу.

В районе пос. Лесозаводский в котловинах озер, расположенных на высоте 23–103 м н. у. м., выявлены осадки приледникового озера, на которых с резким несогласием залегают морские от-

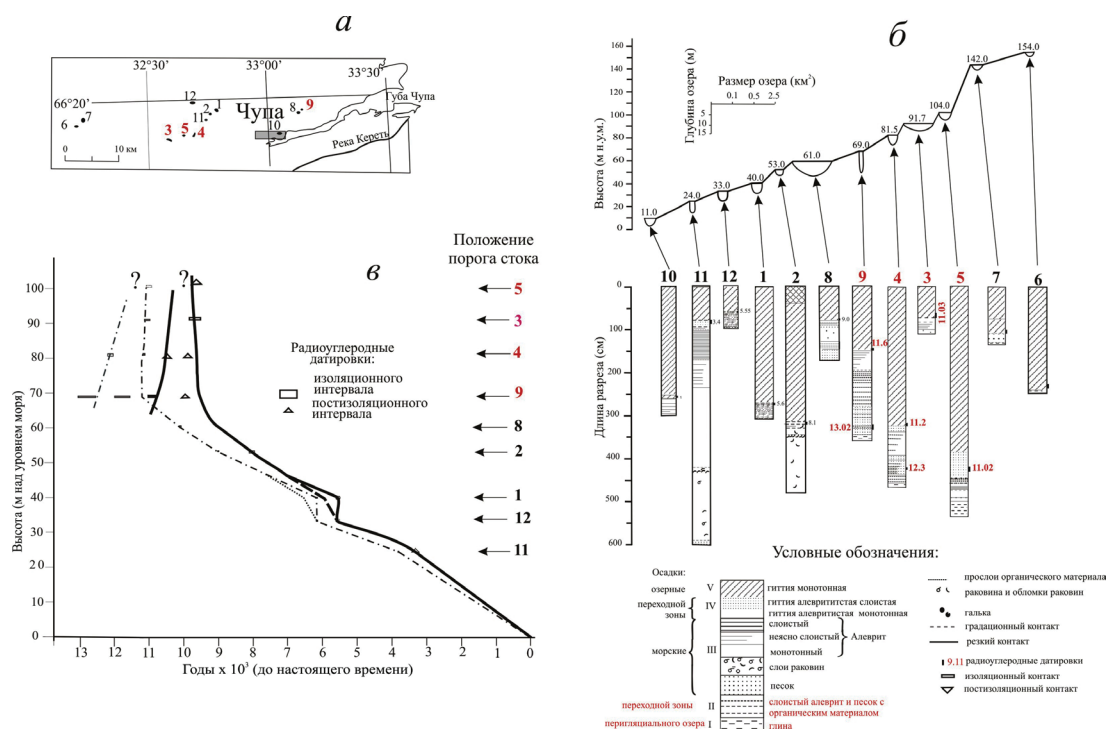


Рис. 3. Положение изученных озерных котловин (а), их размеры и осадочные последовательности донных отложений (б), графики перемещения береговой линии моря (в) в районе Чупа (по Колька и др., 2015, Корсакова и др., 2018). Озерные котловины, в которых изучены морские и солоноватоводные осадки, соответствующие им датировки показаны красным.

Fig. 3. The location of the studied lake basins (a), their sizes and sedimentary sequences of bottom sediments (b), graphs of the movement of the sea coastline (c) in the Chupa area (according to Kolka et al., 2015, Korsakova et al., 2018). Lake basins in which marine and brackish-water sediments have been studied, and their corresponding dates are shown in red.

ложения. Точно определить положение верхней морской границы здесь не удалось, однако она находилась не ниже 103 м н. у. м. Здесь было отмечено резкое падение относительного уровня моря в интервале 11.50–10.10 тыс. л. н. со скоростью 10–5 см/год, а позже регрессивная миграция береговой линии замедлилась (Колька, Корсакова, 2017).

В других изученных районах, таких как Энгозеро, Кузема, Кандалакша (рис. 1), в осадочных последовательностях донных отложений из озерных котловин побережья выявлены осадки, которые соответствуют только регрессии позднеледникового моря. В *районе Энгозеро* быстрая регрессия береговой линии моря выявлена во временном интервале 11.50–9.50 тыс. л. н. (кал.) со скоростью примерно 10.0–3.5 см/год, но около 10.10 тыс. л. н. (кал.), скорость регрессии здесь замедляется (Колька и др., 2013 б). В *районе Кузема* выявлено быстрое понижение относительного уровня моря во временном интервале 9.50–8.50 тыс. л. н. (кал.) со скоростью примерно 3.5–10.0 см/год (Колька и др., 2012).

Модельные построения, выполненные для *района Кандалакша*, показывают, что в вершине Кандалакшского залива стремительная регрессия береговой линии моря со скоростью 1.2 см/год имела место во временном интервале около 9.90–9.20 тыс. л. н. (кал.), а 8.80 тыс. л. н. (кал.) регрессия замедлилась (Колька, Корсакова, 2017). Однако в районе Кандалакша на склонах г. Крестовая по результатам геоморфологического профилирования установлено положение верхней морской границы на высоте примерно 120 м н. у. м. (Арманд, Самсонова, 1969; Korsakova, Kolka, 2005). Кроме того, на Кандалакшском берегу, где представлены возвышенности и горы, на склонах которых сохранились береговые валы, террасированные участки рельефа, по геоморфологическим данным установлено положение верхней морской границы на высоте примерно 40 м н. у. м. в *районе хребта Корабль* (Korsakova, Kolka, 2005), расположенного между поселками Кашкаранцы и Кузомень. Геоморфологические профили представляют собой чередование береговых валов, заваловых западин, выровненных площадок, которые были образованы позднеледниковым озерным и наследовавшим его морским бассейном. При этом, с морем связаны более регулярные формы на профиле, сложенные более окатанным материалом. На низком Карельском берегу такого рельефа нет, поэтому здесь положение верхней морской границы определялось только по осадочным последовательностям (см. рис. 3).

Развитие позднеледниковой морской трансгрессии

Развитие позднеледниковой морской трансгрессии определяется следующими факторами. Прежде всего это приток талой ледниковой воды и эвстатическое поднятие уровня Мирового океана (Fjeldskaar et al., 1980; Павлидис, 1992), вызванное таянием Скандинавского и в меньшей мере Лаврентийского ледников. Фактором является и гравитационное притяжение ледяным щитом массы талой воды и воды океана, что способствует ее притоку к береговой линии, образованной фронтом тающего ледника (Lohne et al., 2004). Это обуславливает то, что по мере удаления от фронта ледника выраженность трансгрессии уменьшается. На развитие позднеледниковой трансгрессии также влияет существенное изменение ледниковой изостатической корректировки земной коры (Fjeldskaar et al., 1980; Peltier, 1998), с чем связано приуроченность максимума трансгрессии к стадии дегляциации в условиях Кандалакшского залива Белого моря в позднем аллереде и начале позднего дриаса (13.20–11.50 тыс. л. н.).

Акватория Кандалакшского залива 13.90 тыс. л. н. уже была свободна ото льда (см. врезку на рис. 1) и здесь функционировал обширный приледниковый пресноводный водоем, в котором формировались флювиогляциальные отложения и ленточные глины, установленные в основании разреза осадков в озерах районов Умба, Чупа и Лесозаводский. Высотное положение этого прогляциального бассейна отмечено высоко расположенными береговыми образованиями на полуострове Турий (рис. 2 б), а также на склонах г. Крестовая и хребта Корабль. Можно предположить, что уровень прогляциального бассейна при смещении фронта деградирующего ледника на запад до начала аллереда, т. е. 16.7–14.4 тыс. л. н. (см врезку на рис. 1) периодически понижался. При этом, пресные воды бассейна сбрасывались через порог стока в Горле Белого моря в Северный

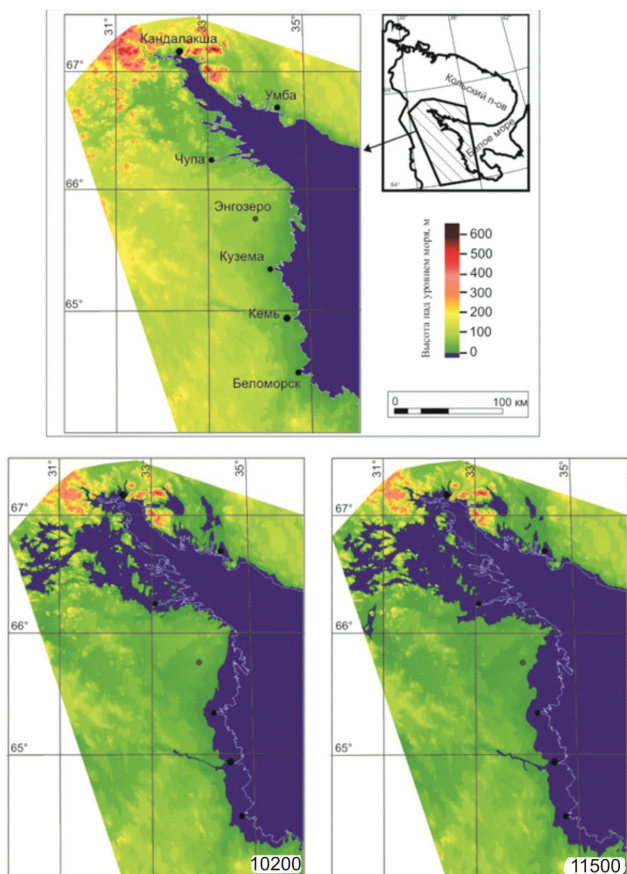


Рис. 4. Положение береговой линии моря в самом конце позднеледниковья в Кольском регионе (11.50 тыс. л. н.) и в начале голоцена (10.20 тыс. л. н.). Верхний рисунок показывает современное положение береговой линии моря.
 Fig. 4. The location of the sea coastline at the very end of the Late Glacial period in the Kola region (11.50 ka BP) and at the beginning of the Holocene (10.20 ka BP). The upper figure shows the current position of the sea coastline.

В некоторых озерных котловинах, а именно, в котловинах, расположенных выше 50 м над уровнем современного моря в районе поселка Умба и на отметках около 70 м в районах Кузема и Энгозеро (Колька и др., 2005, 2012), установлено, что они были блокированы льдом, и седиментация в них прекращалась примерно до конца пребореала.

С помощью компьютерных программ MapInfo и Surfer, основанных на использовании ГИС-технологий для интерполяции уровенных поверхностей водоемов, на основе данных, полученных в течение многих лет исследований, было реконструировано положение береговой линии моря в конце позднеледниковья–в начале голоцена и связанное с эти соотношения суши и моря (рис. 4).

Во время заключительных стадий деградации Скандинавского ледника 12.70–11.20 тыс. л. н. (см. врезку на рис. 1) позднеледниковая трансгрессия в вершине Кандалакшского залива достигла своего максимального развития, в то время как в восточной его части уже началась регрессивное перемещение береговой линии позднеледникового-раннеголоценового моря. В это время морские воды проникали вглубь Кольского региона вплоть до депрессии Экостровской и частично Бабинской Имандры.

Основные выводы

Позднеледниковая трансгрессия в Кандалакшском заливе развивалась при осолонении приледникового водоема за счет морских вод, поступающих через пролив Горло из Баренцева моря.

Ледовитый океан. Об этом возможно свидетельствует размыв на границе фации I и фации II в осадках донных отложений в районе пос. Умба (рис. 2 а) и резкие несогласия залегания морских отложений на осадках приледникового озера в районе пос. Лесозаводский. Исходя из эвстатической кривой (Павлидис, 1992), в это время уровень Мирового океана был ниже порога стока, существовавшего в Горле Белого моря, поэтому морские воды не могли проникать в Бассейн Белого моря. Отложения, соответствующие транзитной зоне между осадками приледникового водоема и морскими осадками, в районе Умба датируются 13.13–12.35 и 13.2 тыс. л. н. в районе поселка Чула (рис. 2 и 3). Судя по этим датировкам, начало позднеледниковой морской трансгрессии относится ко второй половине аллереда. Морские воды через пролив Горло стали поступать в приледниковый пресноводный водоем и осолонять его. Радиоуглеродные датировки осадков, соответствующих началу и возможно максимуму позднеледниковой морской трансгрессии в районе пос. Умба позволило оценить ее продолжительность, которая составила не менее 1300 лет, и амплитуду – не менее 11 м (Колька и др., 2013 а). Как показали полученные данные, представленные выше для районов в восточной части Кандалакшского залива, в самом конце позднего дриаса и в начале голоцена уже имела место регрессия береговой линии моря.

Наивысшие береговые линии формировались в аллереде-позднем дриасе (13.90–11.50 тыс. л. н.) сначала приледниковым водоемом, а позже морским.

Максимум трансгрессии достигла стремительно примерно 11.50 тыс. л. н. в вершине Канда-лакшского залива, после чего началась стремительная регрессия береговой линии в раннем голоцене.

Наибольшая амплитуда трансгрессии отмечается в привершинной части Кандалакшского залива, где на заключительной стадии дегляциации в позднем дриасе имела место гляциоизостатическая депрессия.

В позднем дриасе за счет сокращения притока распресняющих талых вод соленость водоема повышалась и морские условия кратковременно формировались даже в глубоко вдающихся в сушу заливах.

Благодарности

Работа выполнена в рамках темы НИР FMEZ-2024-0007 и частично поддержана из средств гранта РНФ №22-17-00081.

Литература

1. Арманд А. Д., Лебедева Р. М., Черемисинова Е. А. О позднеледниковых морских отложениях в районе озера Имандра // Четвертичные отложения и грунтовые воды Кольского полуострова. М.-Л. Изд-во: Наука, 1964. С. 43–55.
2. Арманд А. Д., Самсонова Л. Я. Морские отложения и голоценовая тектоника района Кандалакши // Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л. Изд-во: Наука, 1969. С. 96–111.
3. Евзеров В. Я. Позднеплейстоцен-голоценовые трансгрессии на побережьях Мурмана и Белого моря в связи с дегляциацией // Геоморфология. 2012. № 4. С. 53–64.
4. Евзеров В. Я., Колька В. В., Корсакова О. П., Николаева С. Б. Реконструкция палеоэкологических обстановок позднего плейстоцена-голоцена в Кольском регионе // Строение и история развития литосферы. М. Изд-во: Paulsen, 2010. С. 491–505.
5. Колька В. В., Евзеров В. Я., Мёллер Я. Й., Корнер Д. Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене – голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Известия РАН. Серия географическая. 2013 а. № 1. С. 73–88. <http://doi.org/10.15356/0373-2444-2013-1-73-88>.
6. Колька В. В., Корсакова О. П. Положение береговой линии Белого моря и неотектонические движения северо-востока Фенноскандии в позднеледниковье и голоцене // Система Белого моря. Т. IV: Процессы осадкообразования, геология и история. М. Изд-во: Научный мир, 2017. С. 222–249.
7. Колька В. В., Корсакова О. П., Шелехова Т. С., Лаврова Н. Б., Арсланов Х. А. Перемещение береговой линии Белого моря и гляциоизостатическое поднятие суши в голоцене (район поселка Кузема, северная Карелия) // Докл. АН. 2012. Т. 442. № 2. С. 263–267. Доступно на <https://elibrary.ru/item.asp?id=17313775>.
8. Колька В. В., Корсакова О. П., Шелехова Т. С., Лаврова Н. Б., Арсланов Х. А. Реконструкция относительного положения уровня Белого моря в голоцене на Карельском берегу (район пос. Энгозеро, северная Карелия) // Докл. АН. 2013б. Т. 449. № 5. С. 587–592. <http://doi.org/10.7868/S0869565213110182>.
9. Колька В. В., Корсакова О. П., Шелехова Т. С., Толстоброва А. Н. Восстановление относительного положения уровня Белого моря в позднеледниковье и голоцене по данным литологического, диатомового анализов и радиоуглеродного датирования донных отложений малых озер в районе пос. Чупа (северная Карелия) // Вестник МГТУ. 2015. Т. 18. № 2. С. 255–268.
10. Корсакова О. П., Колька В. В., Толстоброва А. Н., Лаврова Н. Б., Толстобров Д. С., Шелехова Т. С. Литология и позднепоследниковая стратиграфия донных отложений из котловин изолированных бассейнов побережья Белого моря (на примере малого озера из района поселка Чупа, Северная Карелия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24. № 3. С. 81–101. <http://doi.org/10.7868/S0869592X16030042>.
11. Лаврова М. А. Основные этапы четвертичной истории Кольского полуострова // Известия Всес. геогр. общества. 1947. Т. 79. Вып. I. С. 21–38. Доступно по ссылке <https://evgengusev.narod.ru/kola/lavrova-1947.pdf>.
12. Павлидис Ю. А. Шельф Мирового океана в позднечетвертичное время. М. Изд-во: Наука. 271 с.
13. De Geer G., Hay W. W. Geochronology of the last 12.000 years // International Journal of Sciences. 2002. V. 91. P. S100-S110. <http://doi.org/10.1007/s00531-002-0287-6>.

14. Fjeldskaar W., Kanestrøm R. Fennoscandia // *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. Chichester: Wiley, 1980. P. 569–574.
15. Kolka V., Korsakova O., Nikolaeva S., Yevzerov V. The Late Pleistocene Interglacial, Late Glacial landforms and Holocene neotectonics of the Kola Peninsula: Excursion guide of the 33 IGC, excursion No 46, August 14–23, 2008. 72 p. Доступно на <https://www.semanticscholar.org/paper/The-Late-Pleistocene-interglacial%2C-late-glacial-and-Korsakova/008de3d50cccb326317f7adcd8199c18317bf3ca# citing-papers>.
16. Korsakova O., Kolka V. (Eds). Quaternary geology and landforming processes: Excursion guide of the International Field Symposium, Kola Peninsula, NW Russia, September 4–9. 2005. Apatity: Kola Science Centre RAS. 2005. 68 p.
17. Korsakova O., Tolstobrov D., Nikolaeva S., Kolka V., Tolstobrova A. Imandra Lake depression in the Late Glacial and early Holocene (Kola Peninsula, N-W Russia) // *Baltica*. 2020. V. 33(2). № 2. P. 177–190. <http://doi.org/10.5200/baltica.2020.2.5>.
18. Ludikova A. V., Sapelko T. V., Kuznetsov D. D. On the marine limit on the Kandalaksha Coast, the White Sea: new data from Lake Kanozero, a huge isolation basin in the middle course of the River Umba // *Limnology and Freshwater Biology*. 2022. No 4. P. 1473–1475. <http://doi.org/10.31951/2658-3518-2022-A-4-1473>.
19. Lohne Ø. S., Bondevik S., Mangerud J., Svendsen J. I. Sea-level fluctuations imply that the Younger Dryas ice-sheet expansion in western Norway commenced during the Allerød // *Quaternary Science Reviews*. 2007. V. 26(17). P. 2128–2151. <http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.04.008>.
20. Lohne Ø. S., Bondevik S., Mangerud J., Schrader H. Calendar year age estimates of Allerød– Younger Dryas sea-level oscillations at Os, western Norway // *Journ. Quaternary Sci.* 2004. V. 19. P. 443–464.
21. Peltier W. R. Postglacial variations in the level of the sea: implications for climate dynamics and solid earth geophysics // *Review of Geophysics*, 1998. V. 36. P. 603–689.
22. 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(4). P. 329–346. <http://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1997.tb00859.x>.