

Моделирование послеледникового развития района Ладожского озера и восточной части Финского залива

На базе сочетания физических моделей изостатической релаксации после дегляциации с контролем геолого-геоморфологическими данными сделана попытка реконструкции поздне-послеледникового развития Ладожского озера и восточной части Финского залива Балтийского моря, оценены динамика изменения береговых линий и расчетные амплитуды возможных глубоких регрессий в юго-западном секторе. Предложен теоретический вариант рисунка гляциоизостатической составляющей движения с поворотом изобаз с северо-восточного на близкое к северному направлению относительно оси Ладожско-Ильменского ледникового потока. Количественные оценки дифференциации гидроизостатических движений подчеркивают особенности юго-восточной части Ладожского озера, наиболее выраженные к кульминации Ладожской трансгрессии 3200 кал. л. н., когда произошел переход от геологически кратковременной бифуркации стока к стоку по р. Нева.

Ключевые слова: *Ладожское озеро, Финский залив, изостазия, гидроизостазия, голоцен, геология, оледенение.*

A. V. AMANTOV, M. G. AMANTOVA (VSEGEI)

Modeling of postglacial development of Lake Ladoga and eastern part of the Gulf of Finland

On the basis of a combination of physical models of the isostatic relaxation after deglaciation with geological-geomorphological verification the attempted reconstruction of the late-glacial development of Lake Ladoga and the eastern part of the Gulf of Finland was carried out, with evaluation of the dynamics of changes of coastal lines and the estimation of amplitude of possible deep regressions in the south-western sector. The theoretical version of the pattern of glacioisostatic motion suggests turn of isobases from the northeastern to approximately northern direction, in relation to the axis of the Ladoga-Ilmen ice stream. Quantitative assessment of differentiation of hydro-isostatic movements emphasizes the different behavior of the southeastern part of lake Ladoga, most pronounced around the culmination of the Ladoga transgression ~3200 cal. B.P., when the transition from short-term in geological scale bifurcation to River Neva drainage took place.

Keywords: *Lake Ladoga, Gulf of Finland, isostasy, hydro-isostasy, Holocene, geology, glaciation.*

В изучение изменения береговых линий района Финского залива и Ладожского озера существенный вклад внесли исследования А. А. Иностранцева, С. А. Яковлева, К. К. Маркова, В. С. Порецкого, Г. С. Бискэ, С. А. Абрамовой, О. М. Знаменской, Д. Д. Квасова, И. М. Экмана, Г. Ц. Лака, Б. И. Кошечкина, В. И. Хомутовой, Н. Н. Давыдовой, Д. Б. Малаховского, Н. Н. Верзилина, Г. И. Клейменовой, Д. А. Субетто и мн. др. Однако целый ряд вопросов об амплитудах и характере движений в позднем плейстоцене – голоцене остается остро дискуссионным [2]. Настоящая работа не претендует на их разрешение, количественно оценивая теоретические расчетные трансформации береговых линий в зависимости от изостатических, эвстатических и геологических процессов. Исходя из общих принципов современного физического моделирования, связанного с определением изостатической реакции после дегляциации и релевантной эволюции, проведены реконструкции поздне-послеледникового развития Ладожского озера и Финского залива Балтийского моря и Южного Приладожья с учетом таких неотъемлемых компонент изостатических движений, как перераспределение водных масс и осадочного материала.

Теперь физическое моделирование изостатических движений становится обязательным атрибутом количественных расчетов геолого-геоморфологических пространственно-временных изменений. Они могут быть связаны с различными продолжительными процессами на значительных площадях, при которых происходит изменение равновесного состояния литосферы. Реологические параметры и степень их пространственной стабильности остаются дискуссионными [10, 12, 16, 22, 26]. Для уточнения изгибной жесткости литосферы в конкретных районах нами использован «метод пенеплена», позволяющий сопоставлять фактическую и расчетную деформацию поверхностей планации под тяжестью осадочного чехла. Уточнение скорости релаксации при перераспределении воды в пределах крупных бассейнов позволяет уточнить оценочную вязкость мантии и наличие либо отсутствие слоев «быстро реагирующего», например на уровне астеносферы. При моделировании мы учитывали возможные сценарии, не ограничиваясь одним приоритетным вариантом.

Для уменьшения погрешностей не менее важны точные временные реконструкции осцилляций ледникового щита, характер дегляциации

и гляциологическая корректность реконструкции мощности ледников. Модель развития и деградации оледенения строилась с шагом в 1000 лет, начиная с 32 000, но с детализацией интервала 12 000–14 000 кал. лет назад, в который происходило сокращение покрова в предглинтовой низменности, Финском заливе, Ладожской котловине и на обрамляющих возвышенностях. Специфика геологического строения рассматриваемого фрагмента окраины Балтийского щита в зоне перехода к Русской плите [1], вероятно, влияла и на развитие оледенений за счет особенностей рельефа [1, 10]. Была использована методика предыдущих разработок [10], но вводимые границы положения края оледенений учитывали возможный диапазон оценок по дополнительной базе датированных данных [17].

При реконструкции изменения мощностей льда уделялось значительное внимание особенностям рельефа и литологии субстрата. Важна дифференциация мощности льда в связи с контрастным рельефом и длительным контролем растекания льда Валдайско-Онежским (Карбоновым) уступом. Ожидаемая зональность динамики ледникового покрова связана с максимальной скоростью вдоль оси Ладожско-Ильменского потока и стагнацией в пределах обрамляющих с запада и востока Лемболовской, Западно-Карельской возвышенностей и Шокшинской гряды, где до экспансии ледового покрова, вероятно, могла развиваться вечная мерзлота. Такая трактовка находит подтверждение в низком эрозионном воздействии льда на возвышенностях, большей роли аккумуляции и площадном сохранении в них более полных разрезов плейстоцена. Объемные реконструкции ледникового щита [10, 22], несмотря на различия, прогнозируют его малую мощность в первые сотни метров,

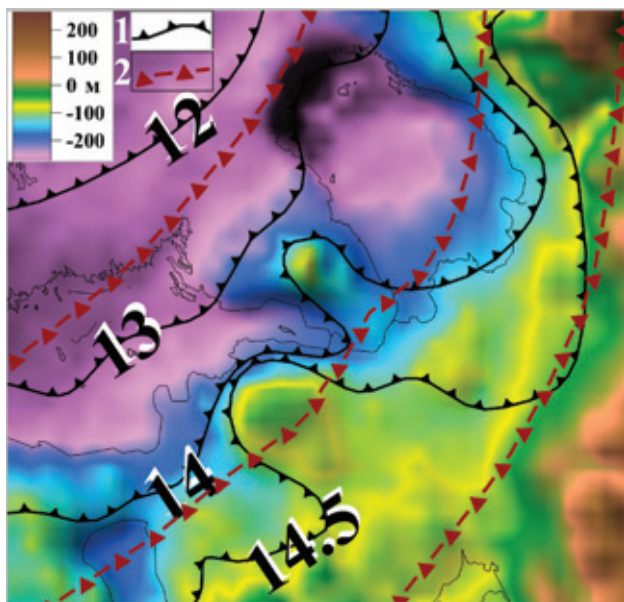


Рис. 1. Принятая в расчетах базовая осредненная модель деградации ледяной массы (модель несколько опережающей деградации ледового покрова показана на рис. 2)

1 – границы ледникового щита, тысячи кал. л. н. (календарных лет назад); 2 – осредненный рисунок изобаз гляциоизостатического поднятия (вершина треугольных символов направлена в сторону поднятия). Цветовая заливка с теневой пластикой иллюстрирует изостатически деформированный рельеф 15 000 кал. л. н.

дифференцированную в зависимости от рельефа субстрата. Принятое осредненное время деградации в календарных годах приведено на рис. 1. Оно учитывает датированные сценарии отступления льда в районе Онежского озера [25], новые данные о вероятных возрастах стадий Пандивере и Паливере Северной Эстонии [19], корреляцию стадий [18] и диапазон погрешностей с учетом релевантных датировок [5, 17].

В связи с геоморфологическими особенностями и ожидаемой динамикой льда модель прогнозирует изменение ориентировки изобаз гляциоизостатической составляющей с северо-восточной до северной и север-северо-восточной к востоку от оси Ладожско-Ильменского потока. В качестве базового сценария принималась более ранняя деградация возвышенностей с возможным длительным сохранением массивов мертвого льда в благоприятных понижениях рельефа. Существенна для расчетов и общая продолжительность оледенения, фиксируемая известными межстадиальными отложениями ленинградского горизонта, не позволившая достичь полного гляциоизостатического прогибания при суммарной продолжительности распространения последнего ледникового покрова менее 10–13 тыс. лет. Результаты для вариантов моделей на всех этапах сопоставлялись с геолого-геоморфологическими данными.

Параллельно рассчитываемая модель развития всего Балтийского региона позволяла контролировать примерную продолжительность отрезков развития в морских и озерных (ледниково-озерных) условиях с контролем положения общего и местных базисов эрозии во времени.

Глобальные эвстатические изменения во времени учитывались по сводной осредненной кривой по известным, как [14, 15], кривым океанических островов с геоидальными и другими поправками.

Несмотря на существенные различия ряда геологических моделей [10, 22, 26], их результаты легко сопоставляются. Наличие слоя или слоев измененной вязкости на уровне астеносферы [10, 16] существенно ускоряет начальную реакцию изостатического ответа, а периферическое поднятие редуцировано.

Для проверки в полевых условиях временных изменений осредненных градиентов уклона только за счет гляциоизостатической компоненты для Выборгского залива – Северной Ладоги и прилегающих участков можно предложить упрощенную математическую формулу, аппроксимирующую физические расчеты, за исключением самых ранних стадий после таяния ледника: $\text{Градиент (см/км)} = \exp(0,00026 \times \text{Время}) \times 2,1 - \exp(-0,0005 \times \text{Время}) \times 1,65 - 0,45$. В полосе Невская губа – южная часть Ладожского озера эквивалентный во времени расчетный градиент несколько меньше.

Покажем, какой именно вклад могли внести, например гидроизостатические процессы, и почему их роль могла быть разнонаправленной для отдельных больших площадей. По теории изостазии масштабные продолжительные изменения глубин обширных бассейнов должны были приводить к соответствующей гидроизостатической реакции. При этом упрощенная оценка сокращения водной толщи (и изостатического ответа) с момента деградации до настоящего времени не позволяет выявить возможных существенных

деталей позднеплейстоценового—голоценового сценария, включающего различия Финского залива и Ладожского озера. К ним, например, относится возможное дискуссионное воздействие регрессий в южной части Ладоги, сменявшихся наступлением озера в юго-восточной части с сопутствующим накоплением осадков. Даже последняя Ладожская трансгрессия, сменившаяся после кульминации завершающей регрессией в течение последних 3100–3300 лет, могла воздействовать не только на ближайшие побережья, но и на восточную часть Невской губы.

Эти вопросы мы рассмотрим ниже в ходе описания результатов прогностического моделирования. Наиболее спорные временные отрезки мы оценим также с позиции известных геолого-геоморфологических данных и покажем, что модели часто объясняют кажущиеся противоречия.

Детали дегляциации могут отличаться от базового осредненного сценария (рис. 1), что учитывалось при моделировании. Принципиальные черты деградации ледникового покрова были поняты очень давно, наряду с контролем ледниковых форм рельефа и отложений неровностями доледникового рельефа, прежде всего с ранним освобождением ото льда осевой возвышенной части Карельского перешейка [7]. Процесс, когда за счет неравномерного течения энергичное таяние не в полной мере восполняется притоком свежего льда, также должен был характеризовать Ижорскую, Западно-Карельскую и другие возвышенности. На начальной стадии развития отдельных приледниковых бассейнов, таких как Невский, Лужский [7] и Восточно-Ладожский (рис. 2, А), их пороги стока и уровни определялись возможными местами ледниковой блокировки при теоретически максимальной скорости изостатической релаксации. По мере отступления льда к району Манихинского болота (рис. 2, Б) после прорыва уровень крайнего восточного сегмента контролировался стоком через северо-восточную долину Саймы. Высокий уровень Невского озера [7] на начальной стадии до открытия стока в западном направлении не вызывал необходимости эрозионной проработки Приневской низины в осевой зоне Колтушской и Кирсинской камовых возвышенностей.

До прорыва Невского озера в Лужское сток моделируется в южном направлении в обход Ижорской возвышенности до Оредеж-Лужской системы, а вовлечение долин Тосненско-Мгинского сектора либо Волхов-Керестьского зависит от деталей дегляциации. После освобождения ото льда подножия северо-западного склона Ижорской возвышенности с прорывом через северо-восточные врезы района Копорского залива (рис. 2, В) бассейн должен был расширяться с изменением уровней в системе.

До открытия пролива в северной части Карельского перешейка пояс осевой Токсовской, Колтушской и Кирсинской возвышенностей обособил расширяющийся Раннеладожский бассейн. Вследствие значительного изостатического перекоса с большим погружением перед краем ледника его начальный сток должен был осуществляться в районе Лепсари (рис. 2, Г).

Из теории изостазии следует правило: при деградации оледенения с отступанием края ледника значительные погружения с перекосом поверхностей

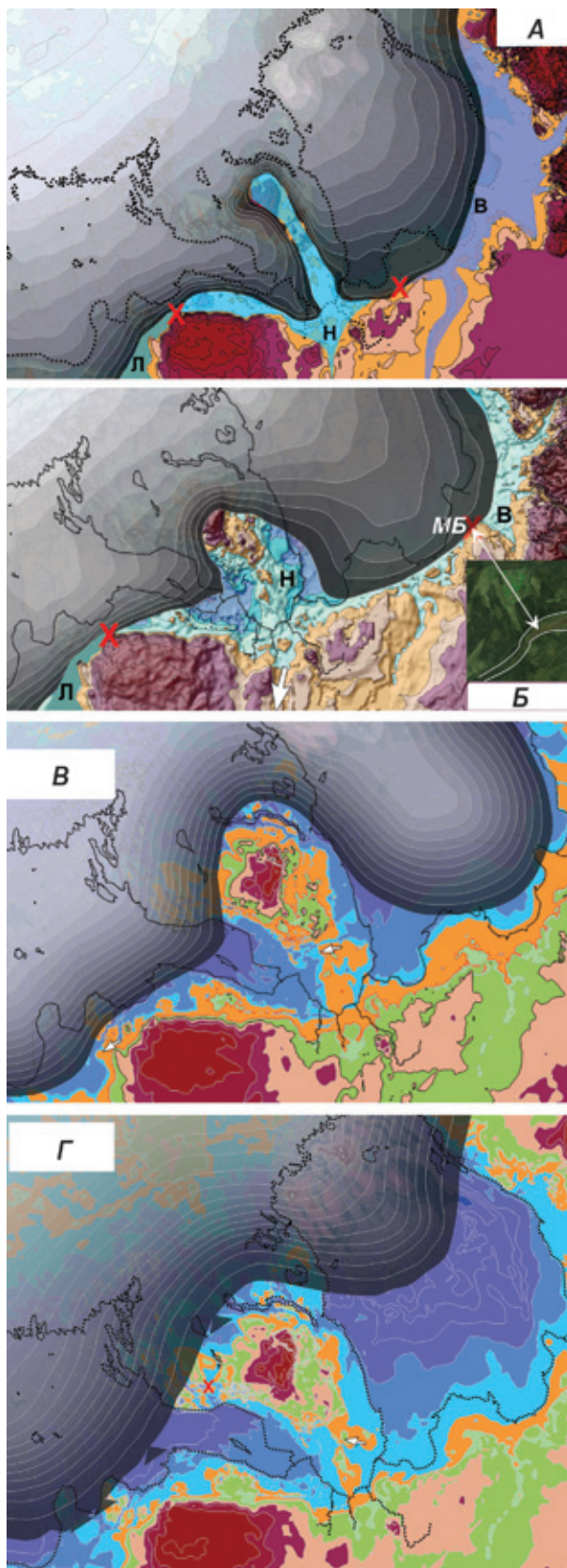


Рис. 2. Начальная стадия приледниковых озер — А; вариант ледовой блокировки Восточно-Ладожского озера в районе Манихинского болота (МБ) с дренажем через долину Салмы (белый абрис на врезке) — Б; ранняя (В) и поздняя (Г) стадии изоляции Раннеладожского бассейна

Л — Лужское, Н — Невское, В — Восточно-Ладожское; X — зоны ледовой блокировки. Стрелками показаны места и направление стока

и смещенное в пространстве периферическое компенсационное поднятие часто оформляют линии стока бассейнов как можно ближе к этому краю. По мере последующей быстрой релаксации часто может происходить миграция долин стока в направлении, противоположном отступанию, в зависимости от особенностей рельефа. После критического обмеления зоны стока последующее поднятие сопровождается подъемом уровня зависимого бассейна до нахождения нового порога стока с последующим снижением его отметок за счет денудационных процессов, скорость которых в значительной мере зависит от литологии и устойчивости пород к денудации. Это относится к бассейнам разных порядков. В конкретном случае по расчетам быстрое поднятие могло привести к повышению уровня Раннеладжского бассейна до прорыва долины, ныне разделяющей Колтушскую и Румболовско-Кяселевскую возвышенности, где течет р. Лубья.

В известном разрезе Горелово на южных окраинах Санкт-Петербурга, который важен для понимания изменения ландшафта в районе Невской губы, погребенный автохтонный гипновый торф и почва подстилаются песками и глинами приледникового озера, но перекрываются осадками трансгрессировавшего позже Балтийского ледникового озера [6, 7]. По распространенному мнению [11], развитие собственно ледникового озера связано с изменением характера стока в районе прол. Эресунн между о. Зеландия (Дания) и Скандинавским полуостровом около 14 000 кал. л. н., включающем уменьшение денудационного врезания в более прочные породы субстрата. Моделирование подтверждает возможную перестройку Балтики в интервале, оцениваемом в зависимости от деталей дегляциации и реологических параметров в 13 750–14 250 кал. л. н., но не обязательно морскую стадию до этого времени. Представляется возможным отмирание дополнительных направлений бифуркации стока в Южной Швеции при крайне высоких амплитудах поднятия. В это время прогнозируемый уровень сильно опресненного морского либо озерного бассейна (в зависимости от сечения пролива между объединившимся Невско-Лужско-Чудским озером) в районе Горелово расчетно не превышал 15–17 м. Единый уровень с главным бассейном Балтики более вероятен, поскольку деградирующий маломощный ледниковый щит в глубоководных секторах осевой части Финского залива приблизительно вдоль линии выклинивания осадочного чехла и севернее нее скорее всего был плавающим. Сток через прол. Лубьи за счет перекаса должен был сохраняться при расчетном уровне 20–23 м, что выше порога стока. Начиная с упомянутого интервала 13 750–14 250 кал. л. н., при обмелении Датских проливов до критической величины должен был происходить подъем зеркала Балтики со скоростью, соответствующей поднятию в районе Эресунна либо превышающей ее за счет энергичного увеличения водного объема при таянии ледника. Последний вариант более вероятен.

По мере отступления ледника к югу от склона Южно-Шведской возвышенности в ходе дегляциации Вестерготланда и Гёталанда около 12 850–13 000 кал. л. н., вероятно, произошло первое открытие низкого порога хорошо изученного Центрально-Шведского стока, фиксируемое в оз. Веттерн по проникновению соленых вод [27]. Этот эпизод должен был сопровождаться резким

снижением уровня Балтийской системы [28] по крайней мере на 14–18 м. Приток пресных вод в Атлантический океан по типовому сценарию спровоцировал похолодание с импульсом повторного наступления ледника, отразившееся в стадии Паливере [11] и повлекшее повторное перекрытие стока через оз. Веннерн. Подвижка льда при глобальном похолодании должна была иметь масштабный характер с воздействием на мелководья в зоне выклинивания чехла в восточной части Финского залива, что требует дополнительного изучения. Заметим, что первое на стадии БЛО глубокое падение зеркала (с потенциальным вторжением плотностных течений) могло быть причиной начала формирования несогласий в толще ленточных глин, например в восточной части Финского залива [24], возможного образования на пониженных отметках равнин западной части, а также глубокой регрессии в районе Южной Балтики, фиксируемой датированными торфяниками на дне значительно ниже современного уровня [29]. Предполагается реакция всей системы, включая Онежское озеро. Здесь 15-метровая регрессия соответствующего возраста связывается с открытием нового порога стока в Ладогу через Гарьюсуо [3], хотя моделирование не указывает на препятствия, возможно, более раннего стока этого направления при общем снижении зеркала связанных бассейнов. Детали возможного проявления события в восточной части Финского залива связаны с точным возрастом положения ледника на стадии Паливере [23] и амплитудой его повторного наступления, поскольку этот участок также представляет собой узел возможной дополнительной ледовой плотины у Балтийско-Ладожского уступа. Изоляция восточной части озера, впрочем, маловероятна при возможном существовании плавающего льда в приглубой части залива. Резкое снижение уровня могло активизировать процессы эрозии.

После упомянутой блокировки стока Центрально-Шведского стока и повторной трансгрессии история повторилась, и хорошо изученное завершающее резкое падение зеркала БЛО около 11 600–11 800 кал. л. н. привело к переходу к стадии Иольдиевого моря. По мере расширения пролива и проникновения тяжелых соленых вод становление рисунка донных течений привело к эрозии и переоформлению несогласия кровли ленточных глин с сохранением границы, отвечающей предыдущему падению лишь в основных понижениях с большей скоростью аккумуляции, таких как погребенные долины, трансформировавшиеся в ходе последнего оледенения. Во время морской стадии скорость изостатического поднятия района превышала подъем уровня океана, продолжилось направленное обмеление бассейнов Финского залива и Ладожского озера до 10 800–10 900 кал. л. н., когда поднятие привело к достижению критической глубины магистрали Центрально-Шведского стока Балтийского моря. Именно в это время должна была наиболее четко проявиться регрессия с осушением значительных площадей в юго-восточной части залива и Ладожского озера (рис. 3). Уровень последнего прогнозируется на уровне порога стока осушившегося к этому времени Хейнийокского пролива в северной части Карельского перешейка. Однако вследствие значительного изостатического перекаса теоретически он находился либо несколько севернее известного современного в районе

пос. Вещево, либо смещался еще ближе к границе внешнего моренного пояса Салпаусселькя.

Примерные критические расчетные отметки положения береговых линий относительно современной шкалы Балтийской системы высот составляют в среднем до 15–23 в осушенной юго-западной части (максимально 27 в крайней запад-юго-западной части Ладоги) и около 20–26 м в зоне наиболее быстро поднимающихся северо-западных берегов. Напомним, что в районе западного и северо-западного побережья Ладожского бассейна в районе Куркиоки отмечена возможность изоляции оз. Пиени с порогом около 27 м в это время [21]. В зоне наиболее слабых поднятий на низких отметках начали формироваться торфяники, включая Усть-Тосненский с возрастом $10\,800 \pm 225$ кал. л. н. (радиоуглеродная датировка 9490 ± 140 л. н.); в «средней» части моделируемое положение уровня контролируется прослоем торфа в районе р. Бурная на высоте около 13 м с полученным возрастом около 10 700 кал. л. н. [9]. Уровень Ладожского озера на рис. 3, Б на 4 м выше Балтийского, здесь и далее поверхности воды показаны с учетом гравиметрических особенностей. В более сдержанной осредненной модели величина перекоса и осушение юго-западной части несколько меньше.

Сформулируем простое правило: в ожидаемом диапазоне климатических условий на ранних стадиях поздне-последледникового развития, когда скорость поднятия региона превышает скорость эвстатических изменений, наиболее глубокие регрессии достигаются на рубежах переходов от морской к озерной обстановке. Позже, при обратном соотношении скоростей, минимальный уровень характеризует завершение озерного развития. Во время постоянного соединения с океаном чередование трансгрессивно-регрессивных циклов традиционно определяется доминированием тектоно-изостатических или эвстатических изменений.

В результате поднятия при переходе сечения Центрально-Шведского стока к критическому для водного баланса в условиях финального таяния Скандинавского ледника для его поддержания началась трансгрессия с переходом к стадии Анцилового озера. Модель указывает на вероятность двух пиков трансгрессии, несколько смещенных относительно возрастного интервала 10 500 кал. л. н., что связано с миграцией элементов стока в южном направлении. При недостаточном для точной оценки разрешении для всего Балтийского региона амплитуда изменений между расчетными пиками оценена в 4–7 м. Примерное положение береговых линий во время максимума трансгрессии показано на рис. 4.

Модель снижения зеркала единого Балтийско-Ладожского бассейна ниже 27 м около 9785 кал. л. н. контролируется, например, в районе Куркиоки по завершающей изоляции упоминавшегося оз. Пиени [21]. Расчетная величина для озера 29–30 м. На р. Бурная в близкое время ~ 9500 кал. л. н. на отметках около 14 м формировались озерные отложения (^{14}C 8490–8370) [9]. Это не противоречит модели с оценочным уровнем около 16 м). При этом уровень как в юго-восточной части Ладоги, так и в Невской губе в это время уже был ниже современного, близким к современным нулевым значениям. По модели озерные бассейны обособились по зеркалу около 9200 кал. л. н. со стоком через район Хейнийокского пролива со стоком

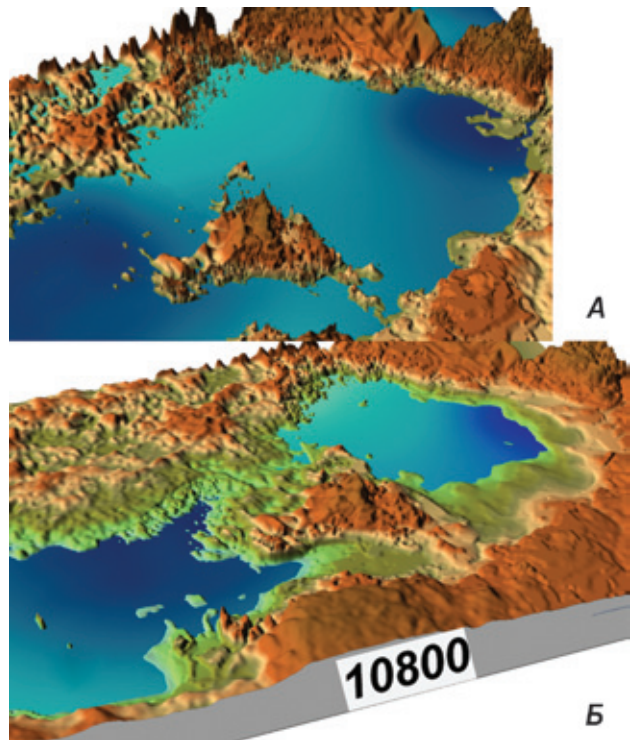


Рис. 3. Модель развития региона во время пика трансгрессии балтийского Ледникового озера (А) и максимальной регрессии Иольдиевого моря (Б) около 10 800 кал. л. н.

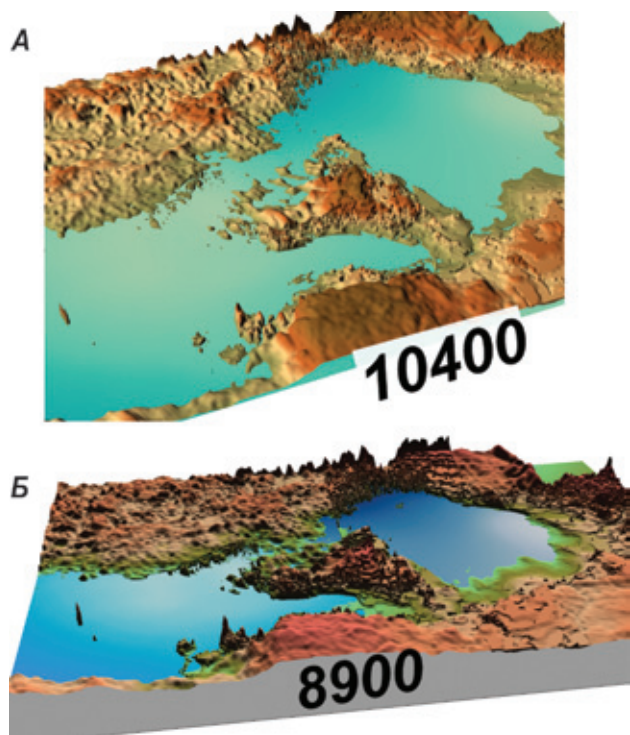


Рис. 4. Модель развития региона во время пика трансгрессии Анцилового озера (А) и его регрессии (Б). Приблизительное время указано в кал. л. н.

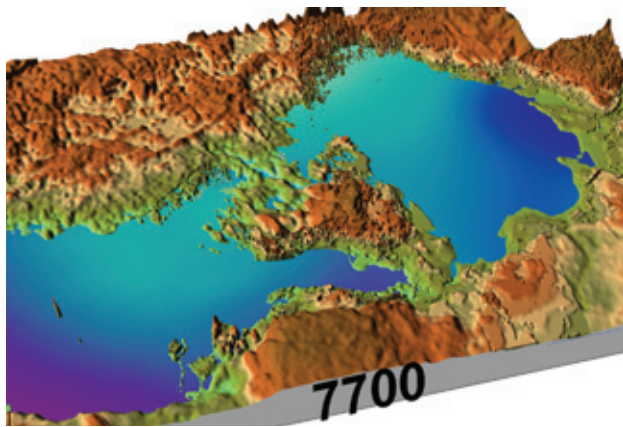


Рис. 5. Модель приблизительного максимума Литориновой трансгрессии. Приблизительное время указано в кал. л. н.

через озёра Градуевское и Макарьевское. Время максимальной регрессии мы оцениваем 8800–8900 (рис. 4) с некоторым различием в частях с различными скоростями поднятия. Высоты наиболее низких прогнозных береговых линий – около 15–18 м в северо-западной части и до 10–15 м на юго-востоке. Геоморфологически, например, в юго-восточной субаквальной части Ладоги намечаются выработанные ступени рельефа, разделенные склоном на абс. отметках 10–13 м.

Эвстатическое поднятие океана стало опережать скорости изостатических движений, знаменая переход к Литориновой трансгрессии. Стала проявляться некоторая асинхронность изменений и времени кульминаций в интервале 7800–

7400 кал. л. н., связанная с различием в скоростях движений, меньших в юго-западных частях Финского залива и Ладожского озера. Модель на рис. 5 иллюстрирует общую примерную ситуацию, когда в районе Невской губы и Юго-Западной Ладоги более вероятен один пик трансгрессии в отличие от северо-запада, где сохранялось более динамичное поднятие, а доминирование основных драйверов итоговых флуктуаций зеркала могло опережать друг друга ввиду близости скоростей.

Дискуссионность важных релевантных деталей эвстатических кривых выходит на первый план, а их решение с вычлениением возможных колебаний поверхности океана в это время возможно лишь при накоплении точных возрастных определений положения береговых линий по меньшей мере для всего Балтийского региона. Важен другой вопрос. При ослаблении гляциоизостатической компоненты в рассматриваемом районе начинает усиливаться вклад гидро- и седиментоизостазии в случае динамичных, сравнительно продолжительных колебаний уровня, особенно Ладожского озера. Рассмотрим это подробнее.

После дегляциации на стадии ледниковых озер водная нагрузка была максимальна. Изменение глубин также контролировалось значительным изостатическим перекосом. Гидроизостатический сигнал от сокращения водных масс до завершения стадии БЛО по отношению к современным – основной (рис. 6), за исключением юго-восточных районов, особенно Ладоги.

Существенны прогнозируемые более быстрые (особенно в первые тысячелетия) движения побережья и островов северо-западных частей Финского залива и Ладожского озера по сравнению, например, с осевой частью района бывшего Хейний-

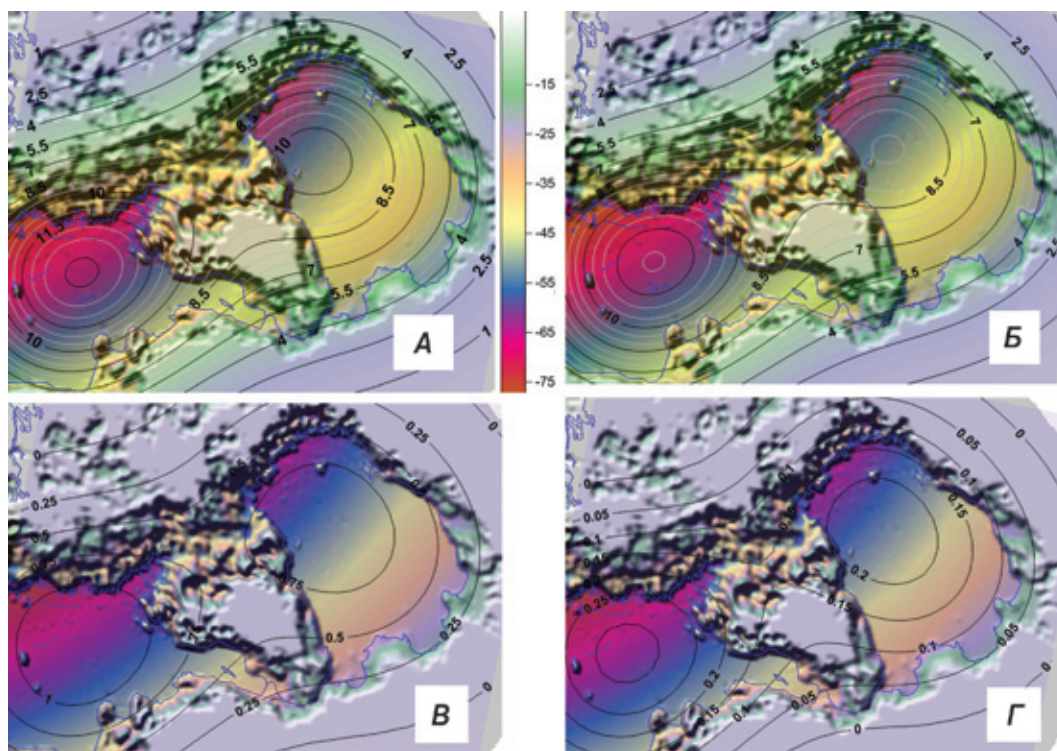


Рис. 6. Модель гидроизостатического ответа на изменение водной толщи со времени Ледникового озера. Цветовая заливка иллюстрирует ее минимальное сокращение (м) по сравнению с современной. Оценочные изобазы релевантного поднятия (м) в интервалах (кал. л. н.): А – 12 000–8500, Б – 8500–0, В – 3000–0, Г – дополнительная составляющая скорости современных движений (мм/год)

окского пролива, соединявшего бассейны. Эту картину, впрочем, могла несколько затушевать денудация озерно-ледниковых осадков средней мощностью 10 м, по грубым оценкам модуля седиментации, интегрированного в моделирование. Упомянутый основной сигнал – не единственный, а расчетные глубокие регрессии юго-восточных побережий могли серьезно трансформировать рисунок гидроизостатических движений. После снижения БЛО зеркало Ладоги (контролируемое слабоменяющимися высотами порога стока в районе Хейнийокского пролива) было более стабильно в северо-западной части. Лишь Литориновая трансгрессия в теории могла незначительно модифицировать поднятие на северо-западе. Однако в юго-восточном секторе после последней прогнозируемой глубокой регрессии, начиная с 8700–8900 кал. л. н., последующее расчетное поднятие уровня на 25 м и более, сопровождавшееся осадконакоплением, принципиально переформатировало гидроизостатический ответ. Его дополнил небольшой импульс седиментостазии того же знака. При этом во всех вариантах расчетов на северо-западе сохранялся суммарный обратный положительный знак компоненты. Центр зоны опускания находился в районе Волховской губы (рис. 7) либо был смещен восточнее, к Свирской губе.

Рис. 7 предлагает минимальные оценки при заниженных амплитудах регрессии и маскировке процессом финального завершающего гидроизостатического поднятия после максимума Ладожской трансгрессии. К моменту ее кульминации дифференциация изостатических движений за счет перераспределения воды и осадочных пород в южной части бассейна могла достигать 6 м при существенных различиях с северным сегментом, где уровень определялся сечением в зоне порога стока Хейнийокского пролива. Важно отметить, что воздействие гидроизостатических процессов юга Ладоги на Невскую губу также с большой долей вероятности могло быть намного существеннее предлагаемого минимизированного варианта (рис. 7) еще и в случае применения измененных реологических моделей, например, с изменением вязкости и мощности близких к астеносфере слоев по сравнению с [10] либо изменением параметра изгибной жесткости литосферы с эквивалента 40 до 55 км. Это может объяснить дополнительный локальный регрессивно-трансгрессивный цикл [24] с изменением знака после резкого снижения уровня Ладоги.

Один из наиболее спорных вопросов связан с последней Ладожской трансгрессией, не проявившейся в пределах Финского залива. Ее обычно связывают с постепенным прекращением стока Ладожского озера в северной части Карельского перешейка до 4000–3000 кал. л. н. и последующим прорывом Невы со спадом уровня озера. Возражения против наиболее популярной концепции образования Невы со времени кульминации Ладожской трансгрессии сформулированы в ряде публикаций. Вспомогательная литература по истории вопроса и различным позициям, касающимся возможного максимума и продолжительности Ладожской трансгрессии в различных частях Ладоги, а также возраста Невы, приведена нами ранее [2]. В данной работе под собственно Ладожской трансгрессией условно принимается интервал 4300–3200 кал. л. н.,

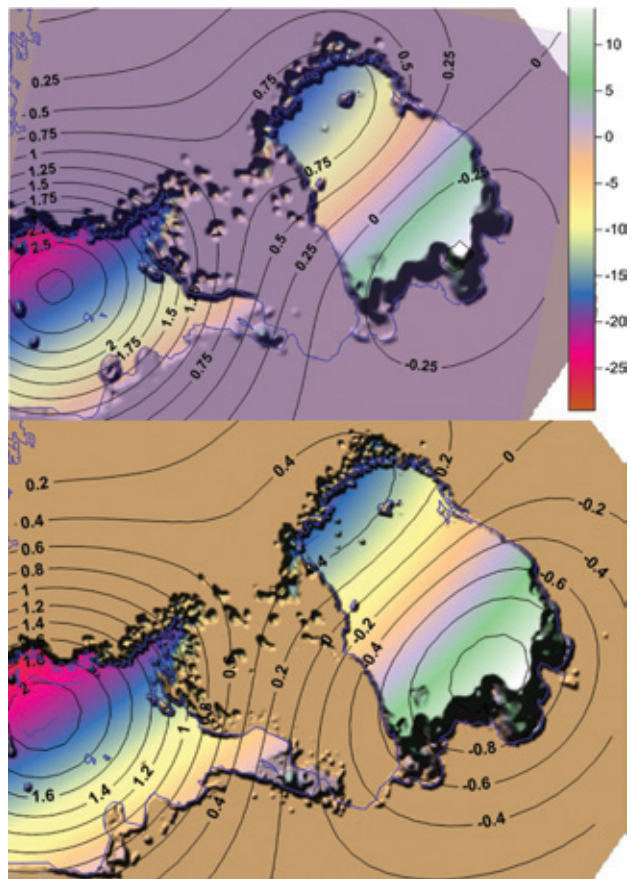


Рис. 7. Гидроизостатическая компонента модели с умеренной регрессией Иольдиевого моря и Анцилового озера в юго-восточной части. Цветовая заливка иллюстрирует изменение водной толщи (м) по сравнению с современной. Оценочные изобазы релевантного поднятия (м) в интервалах (кал. л. н.): А – 11 000–8500, Б – 8500–0

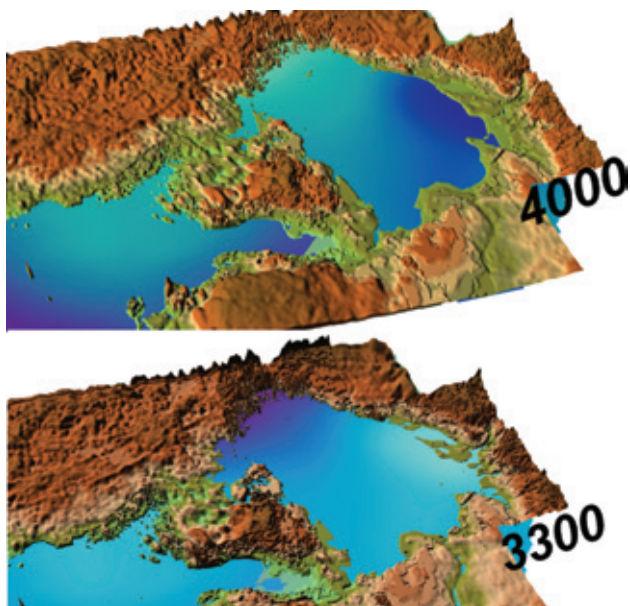


Рис. 8. Модель развития района во время Ладожской трансгрессии. Приблизительное время указано в кал. л. н.

в который, по данным моделирования, ожидается генеральный подъем зеркала как в южной, так и в северной частях (рис. 8). Изостатическое моделирование подтверждает достижение (за счет увеличения амплитуды генерального поднятия к северо-западу) критического сечения Хейнийокского пролива около 4300–3800 кал. л. н. как основную причину последующего ускорения трансгрессии озера.

За счет гидроизостатической дифференциации движений (рис. 7) с положительным знаком компоненты в северной части, но отрицательным в южной, по расчетным оценкам, присутствовал значительный разброс значений не только между ними, но и в самом южном секторе. При этом точка зрения о постепенном прекращении стока в этом районе, трансгрессии и последующем прорыве Невы не представляется возможной без существенного дополнения. Это, впрочем, относится не только к Ладоге, но и всем моментам балтийской истории, во время которых осуществлялись аналогичные перестройки дренажа. Дело в том, что подъем уровня при блокировке стока в условиях ожидаемого водного баланса при огромном водосборном бассейне и умеренном испарении должен на порядки (до 1000 раз на начальной стадии в случае Ладоги) превышать скорость поднятия. В связи с этим после достижения критического сечения в зоне стока (если изначально отсутствует его бифуркация) и возникновения подпора последующее поднятие коры сопряжено с компенсирующим повышением уровня озера до момента открытия и развития нового стока. От литологических свойств и особенностей рельефа в зоне-преемнице зависит скорость передачи между направлениями. Сток, таким образом, обязательно проходит бифуркацию, но ее длительность может быть совершенно различной. В случае концепции прорыва Невы в зоне соединения Колтушской и Кирсинской возвышенностей синхронное падение уровня в северной и южной частях бассейна обязательно, хотя оно само по себе и не доказывает столь катастрофического события. Если же происходит некоторое смещение во времени и относительно оси озерной впадины, ориентированной по направлению изобаз, то теоретически должны наблюдаться противоположные трансгрессивно-регрессивные изменения в диапазоне до половины разницы максимального поднятия между удаленными берегами. В нашем случае, если в каком-то релевантном интервале, близком к максимуму Ладожской трансгрессии, фиксируются регрессивные признаки на севере (северо-западнее изобазы порога стока Хейнийокского пролива) и трансгрессивные на юге, то передача стока осуществляется синхронно. Данные, полученные по разрезам озер бывшего северного соединения Балтики и Ладоги (Макаровское, Ламское), а также присутствие в релевантных осадках характерных ладожских видов диатомей свидетельствуют о проникновении ладожских вод на соответствующую территорию в период существования здесь палеостока из Ладожского озера в Балтийское море вплоть до 3000–4000 кал. л. н. [4, 13]. Приведенные датировки, однако, не дают точного ответа ввиду разброса значений. Те из них, которые говорят в пользу возможной синхронной с южным побережьем регрессии около 3200 кал. л. н. [2], представляются авторам омоложенными [4].

Заметим, впрочем, что распространенным считается обратное соотношение с удревнением возрастов на 1–2000 лет в зависимости от условий [20]. В таком случае вариант «прорыва» Невы в модели сохраняется, но с условием краткосрочной бифуркации, во время которой протекала энергичная деструкция перемычки между Колтушской и Кирсинской возвышенностями. В пользу же альтернативного более раннего вступления Невской системы в водный баланс может говорить некоторое различие между известными из многих разрезов датировками и расчетными вариантами в сторону замедления генеральной трансгрессии на южном побережье в интервале 4000–4500 кал. л. н., хотя это также зависит от точности датировок торфяников нескольких разрезов. Также нам неизвестны свидетельства подпруживания оз. Сайма, которое предполагается в случае первого сценария. Более обоснованное воссоздание палеорельефа участка между Колтушской и Кирсинской возвышенностями требует дополнительных данных. Заметим, что при реконструкции колебания зеркала необходимо учитывать влияние кос, отсекающих заливы основного бассейна. Например, в районе бухты Петрокрепость изменение в 2,0–2,5 м было зарегистрировано после прорыва в 1902–1908 гг. Кошкинского фарватера [8].

На базе моделирования мы постарались наметить общий временной сценарий эволюции положения береговых линий единой системы, включающей Финский залив Балтийского моря и Ладожское озеро. Надеемся, что это способствовать дальнейшим интенсивным дискуссиям и по традиционным, и по некоторым новым затронутым проблемам, таким как роль дополнительных компонент изостатических движений во времени.

Работы выполнены при поддержке грантов РФФИ 14-05-91763 и 15-05-08169.

1. Амантов А.В. Геология дочетвертичных образований и тектоника Ладожского озера // Регион. геология и металлогения. 2014. № 58. – С. 22–32.
2. Амантов А.В., Амантова М.Г., Рябчук Д.В. и др. Проблемы голоценового развития Южного Приладожья // Регион. геология и металлогения. 2016. № 65. – С. 37–49.
3. Демидов И.Н. О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменениях его уровня и гляциоизостатическом поднятии побережий в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. – С. 171–182.
4. Кузнецов Д.Д., Субетто Д.А., Сателко Т.В., Лудикова А.В. Гидрографическая сеть северной части Карельского перешейка в голоцене по данным о строении отложенных малых озер // Геоморфология. 2015. № 1. – С. 54–69. doi: 10.15356/0435-4281-2015-1-54-69.
5. Кузьмин Г.Ф., Клейменова Г.И., Пономарева Д.П., Латышева Н.М. Развитие верховых болот Ленинградской области в голоцене // Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. 7: геология, география. 1991. Вып. 2 (№ 14). – С. 74–80.
6. Малаховский Д.Б., Спиридонова Е.А., Котлукова И.В. и др. Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада европейской части СССР (Ленинградская, Псковская, Новгородская области). – Л.: Наука, 1969. – 264 с.
7. Марков К.К., Порецкий В.С. Последледниковая история окрестностей Ленинграда // Природа. 1933. № 5–6. – С. 99–103.
8. Нежиховский Р.А. Река Нева и Невская губа. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 112 с.
9. Никонов А.А., Шлюков А.И. О времени дегляциации Карельского перешейка (по данным физических методов) // Докл. РАН. 2002. Т. 387. № 3. – С. 1–4.

10. Amantov A., Fjeldskaar W. Geological-Geomorphological features of the Baltic Region and Adjacent Areas: imprint on glacial-postglacial development // *Regional geology and metallogeny*. 2013. № 53. — P. 90–104.
11. Björck S. The Late Quaternary development of the Baltic Sea basin // *Assessment of climate change for the Baltic Sea Basin / The BACC Author Team (Eds.)*. — Berlin, Heidelberg: Springer Verlag, 2008. — P. 398–407.
12. Cathles L.M. Interpretation of postglacial isostatic adjustment phenomena in terms of mantle rheology // *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy / Ed. N.A. Mörner, John Wiley and Sons*. 1980. — P. 11–45.
13. Dolukhanov P.M., Subetto D.A., Arslanov Kh.A., Davydova N.N. et al. The Baltic Sea and Ladoga Lake transgressions and early human migrations in North-Western Russia // *Quaternary International*. Vol. 203. Iss. 1–2. 2009. — P. 33–51.
14. Fairbanks R.G. A 17,000 years glacioeustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation // *Nature*. 1989. Vol. 342. — P. 637–642.
15. Fairbridge R.W. Eustatic changes in sea level // *Physics and Chemistry of the Earth*. 1961. Vol. 4. — P. 99–185.
16. Fjeldskaar W., Cathles L. The present rate of uplift of Fennoscandia implies a low-viscosity asthenosphere // *Terra Nova*. Vol. 3. 1991. — P. 393–400.
17. Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S., Mangerud J., Svendsen J.I. et al. The last Eurasian ice sheets — a chronological database and time-slice reconstruction. DATED-1. *Boreas* 45. 2016. P. 1–45.
18. Kalm V. Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea // *Quaternary Sci. Rev.* 2012. Vol. 44. P. 51–59.
19. Kalm V., Raukas A., Rattas M., Lasberg K. Pleistocene glaciations in Estonia / Eds. P.L. Gibbard, P.D. Hughes // *Quaternary Glaciations — Extent and Chronology: a closer look. Developments in Quaternary Science*. Vol. 15. 2011. Elsevier, Amsterdam. — P. 95–104.
20. Meyers P.A., Lallier-Vergés E. Lacustrine sedimentary organic matter records of late Quaternary paleoclimates // *J. of Paleolimnology*. 1999. № 21(3). — P. 345–372.
21. Miettinen J., Grönlund E., Simola H. et al. Palaeolimnology of Lake Piene-Kuuppalanlampi (Kurkijoki, Karelian Republic, Russia): isolation history, lake ecosystem development and long-term agricultural impact // *J. of Paleolimnology*. 2002. — P. 27–29.
22. Peltier W.R., Argus D.F., Drummond R. Space geodesy constrains ice-age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C(VM5a) model // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. Vol. 120. 2015. — P. 450–487. doi:10.1002/2014JB011176.
23. Rosentau A., Veski S., Kriiska A. et al. Palaeogeographic model for the SW Estonian coastal zone of the Baltic Sea // *The Baltic Sea Basin / Eds. J. Harff, S. Björck, P. Hoth*. — Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2011. — P. 165–188.
24. Ryabchuk D., Zhamoida V., Amantov A. et al. Development of the coastal systems of the easternmost Gulf of Finland, and their links with Neolithic-Bronze and Iron Age settlements // *Geological Society*. London, Spec. Publ. 411, first published on September 29, 2014. doi:10.1144/SP411.5.
25. Saarnisto M., Saarinen T. Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselka End Moraines // *Global and Planetary Change*. 2001. Vol. 31. — P. 387–405.
26. Steffen H., Wu P. Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia — a review of data and modeling // *J. of Geodynamics*. 2011. Vol. 52 (3–4). — P. 169–204. doi:10.1016/j.jog.2011.03.002.
27. Swärd H., O'Regan M., Ampel L., Ananyev R., Chernykh D., Floden T., Greenwood S.L., Kylander M.E., Mörth C.M., Preto P., Jakobsson M. et al. Regional deglaciation and postglacial lake development as reflected in a 74 m sedimentary record from Lake Vättern, Southern Sweden. *GFF*. 2015. — P. 1–19. doi: 10.1080/11035897.2015.1055510.
28. Tikkanen M., Oksanen J. Late Weichselian and Holocene shore displacement history of the Baltic Sea in Finland // *Fennia*. 2002. — 180 p.
29. Uscinowicz S. Relative sea-level changes in the Southern Baltic during Late Glacial and Early Holocene // *Polish Geological Institute Spec. Pap.* 11. 2004. — P. 9–18.
-
1. Amantov A.V. Pre-Quaternary geology and tectonics of Lake Ladoga. *Region. geologiya i metallogeniya*. 2014. No 58, pp. 22–32. (In Russian).
2. Amantov A.V., Amantova M.G., Ryabchuk D.V. i dr. On the question of Holocene development of south Lake Ladoga region. *Region. geologiya i metallogeniya*. 2016. No 65, pp. 37–49. (In Russian).
3. Demidov I.N. On the maximum stage of Onega ice-margin lake expansion, its level changes and glacial isostatic shore-level uplift during late glacial time. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii*. 2006. No 9, pp. 171–182. (In Russian).
4. Kuznetsov D.D., Subetto D.A., Sapelko T.V., Ludikova A.V. Hydrographic network of Northern part of the Karelian Isthmus in Holocene according to sediments of the small lakes. *Geomorfologiya*. 2015. No 1, pp. 54–69. (In Russian). doi: 10.15356/0435-4281-2015-1-54-69.
5. Kuzmin G.F., Kleimenova G.F., Ponomareva D.P., Latysheva N.M. Development of the raised bogs of the Leningrad district in Holocene. *Vestnik Leningr. un-ta. Ser. 7: geologiya, geografiya*. 1991. Vol. 2 (No 14), pp. 74–80. (In Russian).
6. Malakhovsky D.B., Spiridonova E.A., Kotlukova I.V. i dr. Geomorfologiya i chetvertichnye otlozheniya severo-zapada evropeyskoy chasti SSSR (Leningradskaya, Pskovskaya, Novgorodskaya oblasti) [Geomorphology and Quaternary sediments of the North-West of the European part of the USSR (Leningrad, Pskov, Novgorod districts)]. *Nauka: Leningrad*. 1969. 264 p.
7. Markov K.K., Poretsky V.S. Postglacial History of Leningrad neighborhoods. *Priroda*. 1933. No 5–6, pp. 99–103. (In Russian).
8. Nezhilovsky R.A. Reka Neva i Nevskaya guba [River Neva and Neva Bay]. *Leningrad: Gidrometizdat*. 1981. 112 p.
9. Nikonov A.A., Schlukov A.I. On time of deglaciation at the Karelian peninsula (from data of physical methods). *Doklady Rossiyskoy Akademii nauk*. 2002. Vol. 387. No 3, pp.1–4. (In Russian).
10. Amantov, A., Fjeldskaar, W. 2013: Geological-Geomorphological features of the Baltic Region and Adjacent Areas: imprint on glacial-postglacial development. *Regional geology and metallogeny*, 3, 90–104.
11. Björck, S. 2008: The Late Quaternary development of the Baltic Sea basin. *In The BACC Author Team (eds.): Assessment of climate change for the Baltic Sea Basin*, 398–407. *Berlin, Heidelberg: Springer Verlag*.
12. Cathles, L.M. 1980: Interpretation of postglacial isostatic adjustment phenomena in terms of mantle rheology. *In Mörner, N.A., John, Wiley and Sons. (eds.): Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. 11–45.
13. Dolukhanov, P.M., Subetto, D.A., Arslanov, Kh.A., Davydova, N.N., Zaitseva, G.I., Djinnoridze, E.N., Kuznetsov, D.D., Ludicova, A.V., Sapelko, T.V., Savelieva, L.A. 2009: The Baltic Sea and Ladoga Lake transgressions and early human migrations in North-Western Russia. *Quaternary International*, vol. 203, 1–2, 33–51.
14. Fairbanks, R.G. 1989: A 17,000 years glacioeustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. *Nature*, vol. 342, 637–642.
15. Fairbridge, R.W. 1961: Eustatic changes in sea level. *Physics and Chemistry of the Earth*, vol. 4, 99–185.

16. Fjeldskaar, W., Cathles, L. 1991: The present rate of uplift of Fennoscandia implies a low-viscosity asthenosphere. *Terra Nova*, vol. 3, 393–400.
17. Hughes, A.L.C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø.S., Mangerud, J., Svendsen, J.I. 2016: The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction. DATED-1. *Boreas* 45, 1–45.
18. Kalm, V. 2012: Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea. *Quaternary Science Reviews* 44, 51–59.
19. Kalm, V., Raukas, A., Rattas, M., Lasberg, K. 2011: Pleistocene glaciations in Estonia. In Gibbard, P.L., Hughes, P.D. (eds.): *Developments in Quaternary Science*, 15, 95–104. Elsevier, Amsterdam.
20. Meyers, P.A., Lallier-vergés, E. 1999: Lacustrine Sedimentary Organic Matter Records of Late Quaternary Paleoclimates. *Journal of Paleolimnology*, 21(3), 345–372.
21. Miettinen, J., Grönlund, E., Simola, H. et al. 2002: Palaeolimnology of Lake Piene-Kuuppalanlampi (Kurkijoki, Karelian Republic, Russia): isolation history, lake ecosystem development and long-term agricultural impact. *Journal of Paleolimnology*, 27–29.
22. Peltier, W.R., Argus, D.F., Drummond, R. 2015: Space geodesy constrains ice-age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C(VM5a) model. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, 450–487. doi:10.1002/2014JB011176.
23. Rosentau, A., Veski, S., Kriiska, A. et al. 2011: Palaeogeographic model for the SW Estonian coastal zone of the Baltic Sea. In Harff, J., Björck, S., Hoth, P. (eds.): *The Baltic Sea Basin*, 165–188. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag.
24. Ryabchuk, D., Zhamoida, V., Amantov, A., Sergeev, A., Gusentsova, T., Sorokin, P., Kulkova, M., Gerasimov, D. 2014: Development of the coastal systems of the easternmost Gulf of Finland, and their links with Neolithic-Bronze and Iron Age settlements. *Geological Society, London, Special Publications*. 411, first published on September 29. doi:10.1144/SP411.5.
25. Saarnisto, M., Saarinen, T. 2001: Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselka End Moraines. *Global and Planetary Change*, vol. 31, 387–405.
26. Steffen, H., Wu, P. 2011: Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia – a review of data and modeling. *J. of Geodynamics*. vol. 52 (3–4), 169–204. doi:10.1016/j.jog.2011.03.002.
27. Sward, H., O'Regan, M., Ampel, L., Ananyev, R., Chernykh, D., Flodén, T., Greenwood, S.L., Kylander, M.E., Mörth, C.M., Preto, P., Jakobsson, M. 2015: Regional deglaciation and postglacial lake development as reflected in a 74 m sedimentary record from Lake Vättern, Southern Sweden. *GFF*. 1–19. doi: 10.1080/11035897.2015.1055510.
28. Tikkanen, M., Oksanen, J. 2002: Late Weichselian and Holocene shore displacement history of the Baltic Sea in Finland. *Fennia*, 180.
29. Uscinowicz, S. 2004: Rapid sea-level changes in the Southern Baltic during Late Glacial and Early Holocene. *Polish Geological Institute Special Papers*, 11. 9–18.

Амантов Алексей Владиславович – канд. геол.-минер. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ ¹. <4448470@mail.wplus.net>
Амантова Марина Геннадьевна – инженер, ВСЕГЕИ ¹.

Amantov Aleksei Vladislavovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VSEGEI ¹. <4448470@mail.wplus.net>

Amantova Marina Gennadevna – Engineer, VSEGEI ¹.

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74, Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.