

УДК 551.051(261.263+282.247.21))

Д. В. РЯБЧУК, А. Г. ГРИГОРЬЕВ, В. А. ЖАМОЙДА, М. А. СПИРИДОНОВ (ВСЕГЕИ),
А. КОТИЛАЙНЕН, Й. ВИРТАСАЛО (Геологическая служба Финляндии, GTK),
М. МОРОС (Институт исследований Балтийского моря им. Лейбница, IOW),
В. В. СИВКОВ, Е. В. ДОРОХОВА (Атлантическое отделение
Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ФОРМИРОВАНИИ РЕКИ НЕВА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА

При детальных исследованиях опорной колонки в восточной части Финского залива (станция F40) выявлены и датированы горизонты разреза донных отложений, сформировавшихся при различных условиях осадконакопления за последние 6000 лет. Получены новые данные о времени образования р. Нева.

Ключевые слова: *седиментация, голоцен, Финский залив, палеосоленость.*

High resolution sedimentological study of the sediment core from site F40 (Eastern Gulf of Finland) allowed to establish and date sediment layers, formed under the different conditions of postglacial basins during last 6000 years. New data about the time of the Neva river onset were received.

Key-words: *sedimentation, Holocene, Gulf of Finland, paleosalinity.*

Введение. В 1980–2000 гг. отделом региональной геоэкологии и морской геологии ВСЕГЕИ проведено изучение и картирование четвертичных отложений восточной части Финского залива в рамках геологической съемки шельфа (ГСШ-200) [2, 18, 42]. В основании верхне-неоплейстоценового разреза донных отложений залива выделены ледниковые отложения лужской стадии валдайского оледенения. На поверхности морены локально развиты флювиогляциальные образования. Выше разрез надстраивается ледниково-озерными отложениями: ленточными глинами приледниковых фаций и гомогенными (неслоистыми) глинами т. н. Балтийского ледникового озера.

Приледниковые озера, по современным представлениям, существовали в Балтийской котловине с 16 до 11,7 кал. лет назад. При чередовании регрессивных и трансгрессивных фаз в голоцене развивались палеоводоемы Балтийского моря, к ним принадлежат т. н. Иольдиевое море (11,7–10,7 кал. лет назад) с относительно низким уровнем воды, пресноводное Анцилово озеро (10,7–9,8 кал. лет назад), переходная регрессивная фаза предлиториновой регрессии, в ряде публикаций выделяемая как море Мастоглойа (9,8–8,5 кал. лет назад), и Литориновое море, образовавшееся около 8,5 кал. лет назад при окончательном соединении Балтийской котловины с Северным морем и Атлантическим океаном [21, 22, 29]. Бассейновые фации, соответствующие различным стадиям развития балтийских палеоводоемов, имеют характерный литологический облик и достаточно четко выделяются в геологическом разрезе [42].

Развитие современных методов полевых и лабораторных исследований открыло новые перспективы перед морской геологией и геофизикой. В настоящее время комплексные лабораторные исследования колонок донных отложений с минимальным шагом опробования (до 1 см) и современные высокоточные методы измерений (геохимические, изотопные, минералогические, гранулометрические, микропалеонтологические и др.) позволили получить данные об изменениях палеосреды седиментации, трансгрессивно-регрессивных циклах послеледниковых бассейнов, затоках океанических вод, эволюции биотических компонентов донных ландшафтов и т. д. Повысилась точность радиоуглеродного датирования, благодаря применению метода акселераторной масс-спектрометрии (AMS) стал возможным анализ небольшого количества вещества, что крайне важно для датирования образцов, полученных при пробоотборе и бурении в море.

Результаты натуральных исследований в свою очередь обеспечили на новом уровне реконструкцию климатических изменений в регионе Балтийского моря и повышение достоверности прогнозных моделей развития геологической среды и экосистем морей и океанов [21, 29].

В 2009–2011 гг. специалистами геологических служб, институтов и университетов из семи стран Балтийского региона (Финляндии, России, Польши, Германии, Дании, Швеции и Норвегии) в рамках международной исследовательской программы BONUS осуществлен проект INFLOW, отобраны донные отложения седиментационных бассейнов Балтийского моря от прол. Скагеррак на западе до

Ботнического залива на севере и восточной части Финского залива на северо-востоке. При детальном изучении колонок донных осадков получены новые данные об условиях седиментации в Балтийском море в голоцене [31]. В ходе проекта INFLOW такие исследования проведены впервые. В 2014 г. они были продолжены в рамках российско-финского проекта CISU (2014–2016 гг.).

Методика исследований. Полевые исследования и отбор проб. Одна из опорных станций проекта INFLOW – станция F40. Положение станции выбрано по результатам анализа материалов непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) и пробоотбора 1984–1993 гг.

В 2010–2011 гг. для получения информации о характере залегания слоев верхней части геологического разреза изучаемого седиментационного бассейна ВСЕГЕИ выполнено геофизическое профилирование с применением цифрового сейсмоакустического аппаратного комплекса GEONT-HRP (ООО «Спектр-Геофизика»): рабочие частоты – 2–7 кГц, излучающее устройство – «Бумер» (Россия).

Колонка донных отложений на станции F40 (60°06,409 с.ш., 28°47,518 в.д., глубина моря 38 м) отобрана в августе 2009 г. в ходе совместного рейса ВСЕГЕИ и Геологической службы (ГС) Финляндии с борта финского НИС «Аранда» (рис. 1). Выход судна на точку пробоотбора с требуемым геологическим разрезом контролировался с помощью профилографа (12 кГц). Пробоотбор был выполнен с применением прямоточной гравитационной грунтовой трубки длиной 8 м с пластиковыми трубами-вкладышами. Отобраны три колонки – одна для описания на борту судна, две другие – для лабораторных исследований во ВСЕГЕИ и ГТК. Для опробования приповерхностных донных осадков использовалась герметичная грунтовая трубка GEMINI.

Повторные выходы судна в точку пробоотбора контролировались при помощи системы позиционирования DGPS (Differential Global Positioning System) с точностью ± 2 м и обеспечивались динамической стабилизацией НИС «Аранда».

Для гранулометрического анализа производилось сплошное опробование с шагом в один сантиметр (за исключением верхних 5 см, нарушенных при пробоотборе), для определения V – из двухсантиметровых интервалов пошагово через 3 см.

Аналитические исследования. Гранулометрический анализ (509 проб) прооводился в лаборатории Атлантического отделения Института океанологии им. П. П. Ширшова (АО ИО РАН). Для удаления органического вещества пробы обрабатывались перекисью водорода. Содержание фракций от 0,3 до 63 мкм определялось на лазерном анализаторе частиц «Анализетте 22 Компакт». Для диспергирования частиц использовались триполифосфат натрия и обработка суспензии в ультразвуковой ванне «Лаборетте 17». Влажный рассев проводился на ситах с ячейками размером 250, 100, 63, 50 мкм. Результаты лазерного и ситового анализа объединялись с помощью компьютерной программы Analyzette 22 32Bit Program. Одним из параметров, характеризующих гидродинамические условия в придонном слое воды, был модальный размер частиц осадка. Под действием придонных течений осаждающиеся на дно частицы сепарируются в соответствии с их гидравлической размерностью. Чем более интенсив-

ные течения действуют у дна, тем больше модальный размер частиц. Для расчетов использовалась формула, предложенная Мак-Кейвом (McCave, 1985): $C = H \times S$, где C – относительная скорость придонных течений, H – содержание модальной фракции, S – модальный размер частиц, рассчитанный методом моментов с помощью программы Analyzette 22 32Bit Program.

Для определения V_g использовался рентгеновский сканирующий кристаллодифракционный спектрометр SPEKTROSKAN-005. Пробы предварительно высушивались до воздушно-сухого состояния и истирались. Проанализировано 100 образцов. На основе определения V_g в осадках произведен расчет палеосолености по методике, описанной в [28].

В лаборатории ГС Финляндии выполнен анализ седиментационных структур и характера их нарушения жизнедеятельностью бентоса путем фотографирования керна в рентгеновских лучах с использованием компьютерного томографа Nanotom (Phoenix|Xray Systems+ Services GmbH (Wunstorf, Germany) в лаборатории микротомографии Университета Хельсинки. Биоморфные структуры (ходы бентосной фауны) классифицировались по их двумерным проекциям, измерялся внутренний диаметр, рассчитывалась вертикальная протяженность.

ГС Финляндии также исследованы магнитные свойства осадков колонки F40 – общая магнитная восприимчивость, естественная остаточная намагниченность (NRM), остаточное намагничивание (ARM). Для расчета содержания в осадках органического вещества установлены весовые потери при прокаливании (LOI) для каждого сантиметра керна после высушивания образца при 105 °С в течение 16 ч и озолении при 550 °С в течение двух часов.

Впервые для восточной части Финского залива получены результаты детального послонной абсолютного датирования (AMS ^{14}C) 10 образцов из колонки F40. Как и абсолютное датирование других опорных колонок, исследованных в рамках проекта INFLOW, анализ выполнен в радиоуглеродной лаборатории в г. Познань в Польше (Pozna Radiocarbon Laboratory). Гуминовые кислоты из образцов отложений выделены методом щелочной экстракции NaOH. По данным исследователей [37], при обработке щелочью из образца выделяются гуминовые кислоты, содержащие углерод, который поступал в отложения в процессе их формирования. Более древний, переотложенный углерод, который содержался в илистых отложениях, сформированных в солоновато-водных условиях регрессивного бассейна Балтийского моря, не экстрагируется щелочью. Возраст выделенных щелочью гуминовых кислот оказался на 1300 лет моложе, чем углерод органических включений из тех же слоев. AMS- ^{14}C даты откалиброваны с помощью программ OxCal 4.1 [24] и IntCal09 [36]. Для отложений керна рассчитана поправка на резервуарный эффект, составившая 700 лет [43].

Интерпретация полученных данных с учетом т. н. резервуарного эффекта осуществлялась Институтом исследований Балтийского моря им. Лейбница.

В Лундском университете (Швеция) выполнено датирование палеомагнитным методом 15 образцов из колонки F40. Отбор образцов (стандартных пластиковых кубиков объемом 7 см³) для палео-

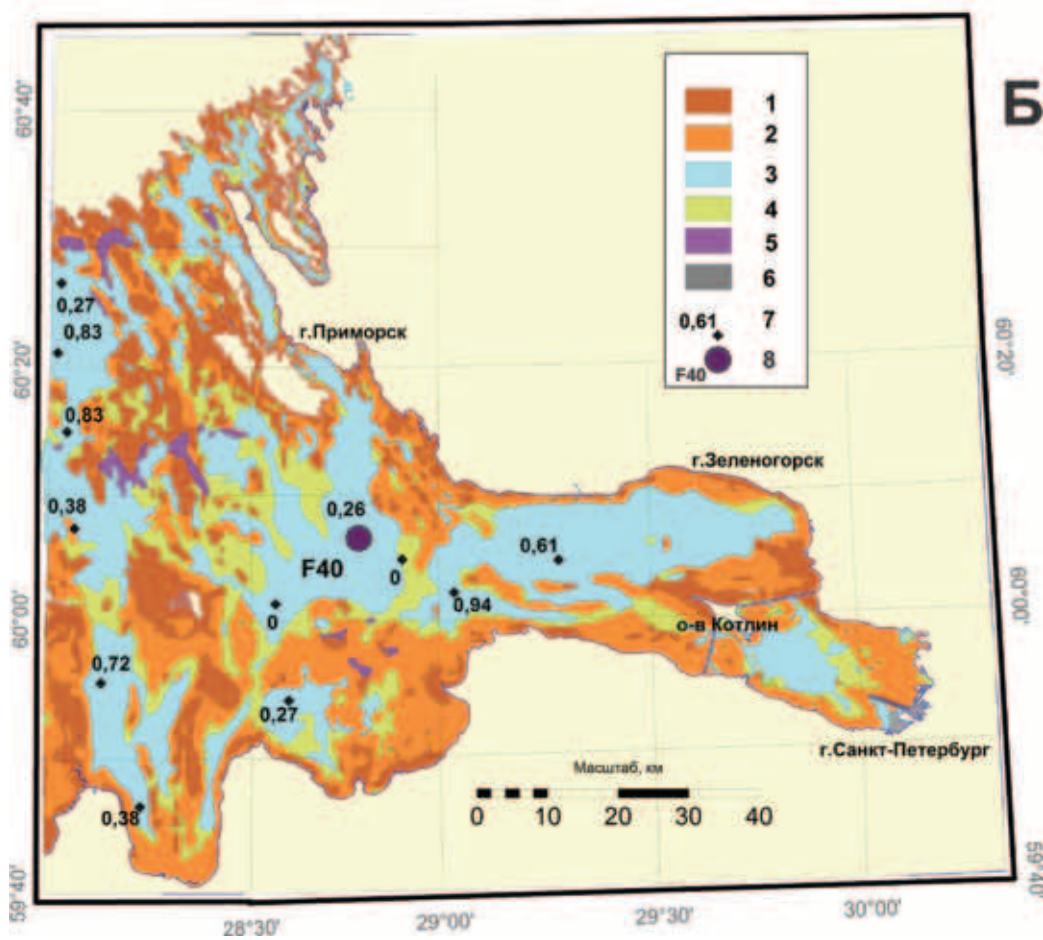
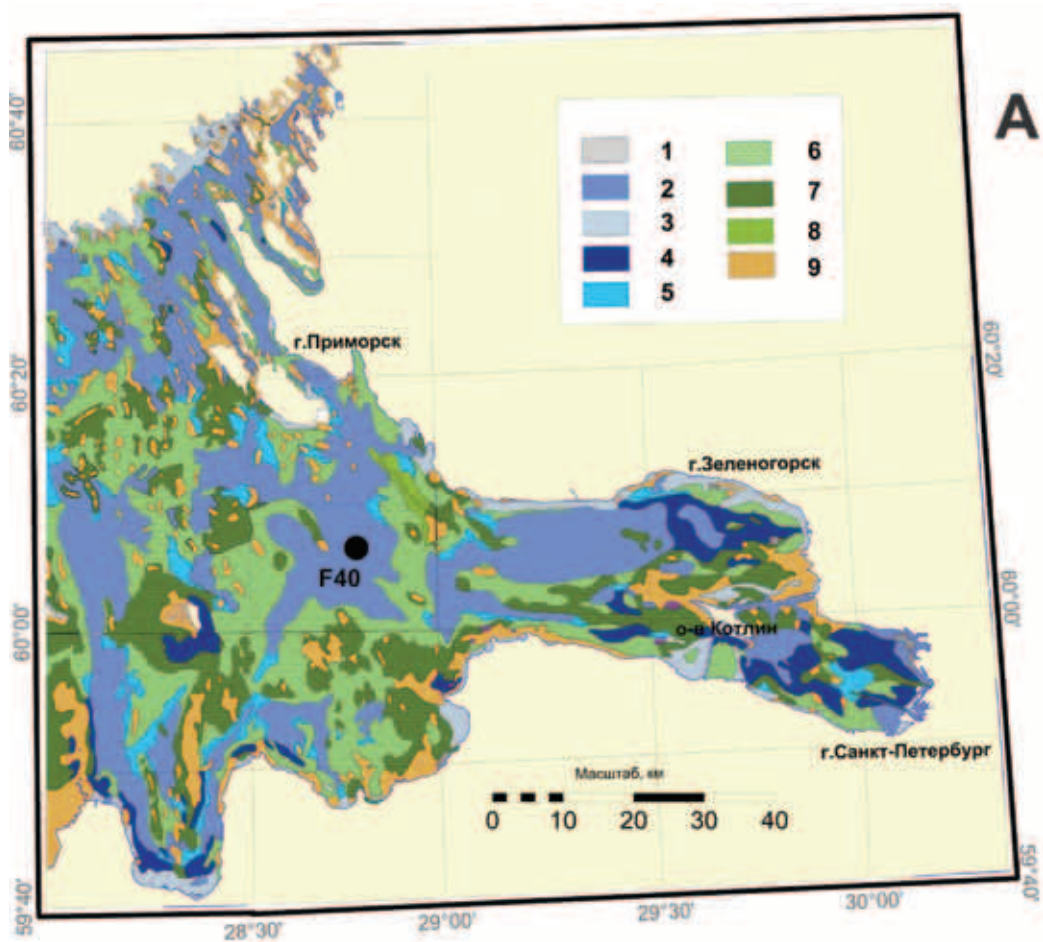


Рис. 1. Карта четвертичных отложений (А) и литологическая карта поверхности дна восточной части Финского залива (Б)

А: 1–5 – голоцен: 1 – техногенные отложения, 2 – литориновые и лимниевые морские отложения, илы, 3 – лимниевые морские отложения, пески, 4 – литориновые морские отложения, 5 – отложения Анцилового озера, глины; 6–9 – верхний неоплейстоцен: 6 – глины Балтийского ледникового озера, 7 – ленточные глины приледниковых озер, 8 – флювиогляциальные отложения, 9 – ледниковые отложения, морена.

Б: 1 – валуны, галька, гравий; 2 – пески; 3 – алевропелитовые илы; 4 – смешанные осадки; 5 – железомарганцевые конкреции; 6 – техногенные отложения; 7 – скорость седиментации (см/год); 8 – положение станции пробоботбора F40

магнитного датирования осуществлялся с шагом в 3 см. С помощью магнитометра SQUID (модель 755-R) определялась остаточная естественная намагниченность. Данные обрабатывались с использованием программного обеспечения SQUID Tool v2.0 [34].

Результаты исследований. Характеристика исследуемого седиментационного бассейна по геофизическим и геологическим данным. Станция F40 расположена в центральной части локального бассейна современной алевропелитовой седиментации к югу от архипелага Березовые острова (рис. 1, 2).

Современная скорость седиментации, по данным изменения активности ^{137}Cs (т. н. чернобильский след), составляет 0,26 см/год (определение д-ра Генри Валлиуса, ГС Финляндии). По результатам исследований ВСЕГЕИ, максимальная естественная скорость осадконакопления в седиментационных бассейнах рассматриваемого района может достигать 0,6–0,9 см/год. Периферийная часть бассейнов характеризуется условиями ненакопления (нулевая седиментация).

Для оценки пространственной изменчивости комплекса морских голоценовых отложений и создания объемной модели рельефа для различных временных срезов проведена геологическая интерпретация сейсмоакустических профилей. На профиле НСП (рис. 3), проходящем через станцию F40, устойчиво выделяется несколько сейсмоакустических горизонтов.

В основании акустического разреза на абсолютной глубине около 60 м прослеживается слаборас-

члененная кровля осадочных пород верхнего венда. Выделение этого комплекса возможно по его субпараллельным внутренним границам, обусловленным чередованием слоев различного литологического состава. Породы верхнего венда с несогласием перекрываются мореной валдайского оледенения, которая выделяется по характерному расчлененному (холмисто-грядовому) рельефу кровли и хаотичным внутренним отраженным акустическим сигналам. Мощность морены 5–10 м.

Ледниковые образования плащеобразно перекрываются толщей с хорошо проявленной слоистостью, которая коррелируется с ледниково-озерными отложениями местных приледниковых озер и Балтийского ледникового озера. Мощность этих отложений 7–10 м. В отдельных небольших впадинах на поверхности ледниково-озерных глин наблюдаются маломощные и непротяженные по простиранию комплексы глинистых отложений, которые, по-видимому, накапливались в анциловое время. Мощность этих осадков не превышает 3, обычно 1,2–1,5 м. В колонке F40 эти осадки вскрыты на глубине по разрезу 5 м. На поверхности анциловых отложений фиксируется эрозионная граница. Абсолютная отметка кровли анциловых отложений 42–44 м. В начале литоринового времени вследствие перестройки системы придонных течений произошло сокращение площади зоны алевропелитового осадконакопления в пределах локального бассейна седиментации, на периферии которого расположена станция F40.

Перекрываются анциловые отложения литориновыми и постлиториновыми морскими алевропелитовыми осадками, сглаживающими все неровности доголоценового рельефа. Мощность этих осадков от 2–3 до 10 м и более. Увеличение мощности наблюдается в пределах палеодолины. Станция F40 располагается на бровке палеодолины, где мощность верхнеголоценовых осадков 5 м. В толще алевропелитовых илов палеодолины наблюдаются довольно протяженные внутренние отражающие границы, но глубину залегания подошвы илов установить не удалось из-за газонасыщенных осадков, о чем свидетельствует рассыпание акустического сигнала.

По данным сейсмоакустического профилирования построены трехмерные схемы рельефа кровли морены, ледниково-озерных отложений и современного рельефа дна залива для района к югу от

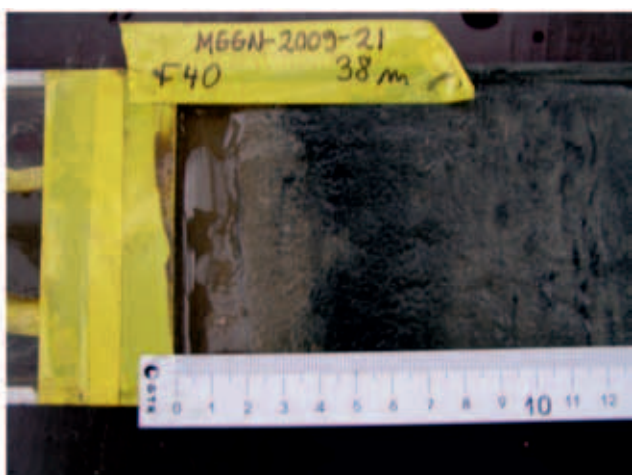
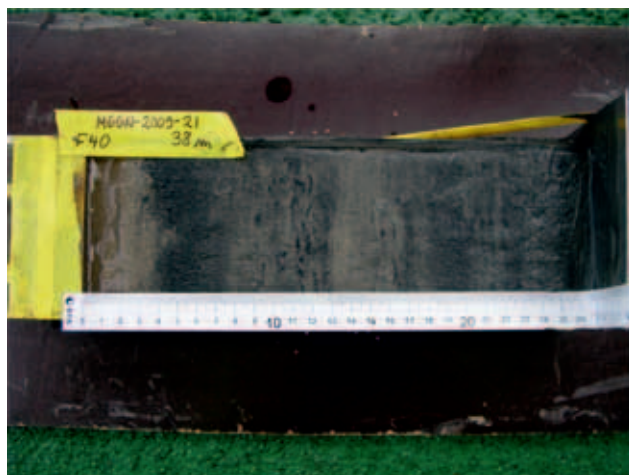


Рис. 2. Верхняя часть колонки F40 (фото А. Котилайна)

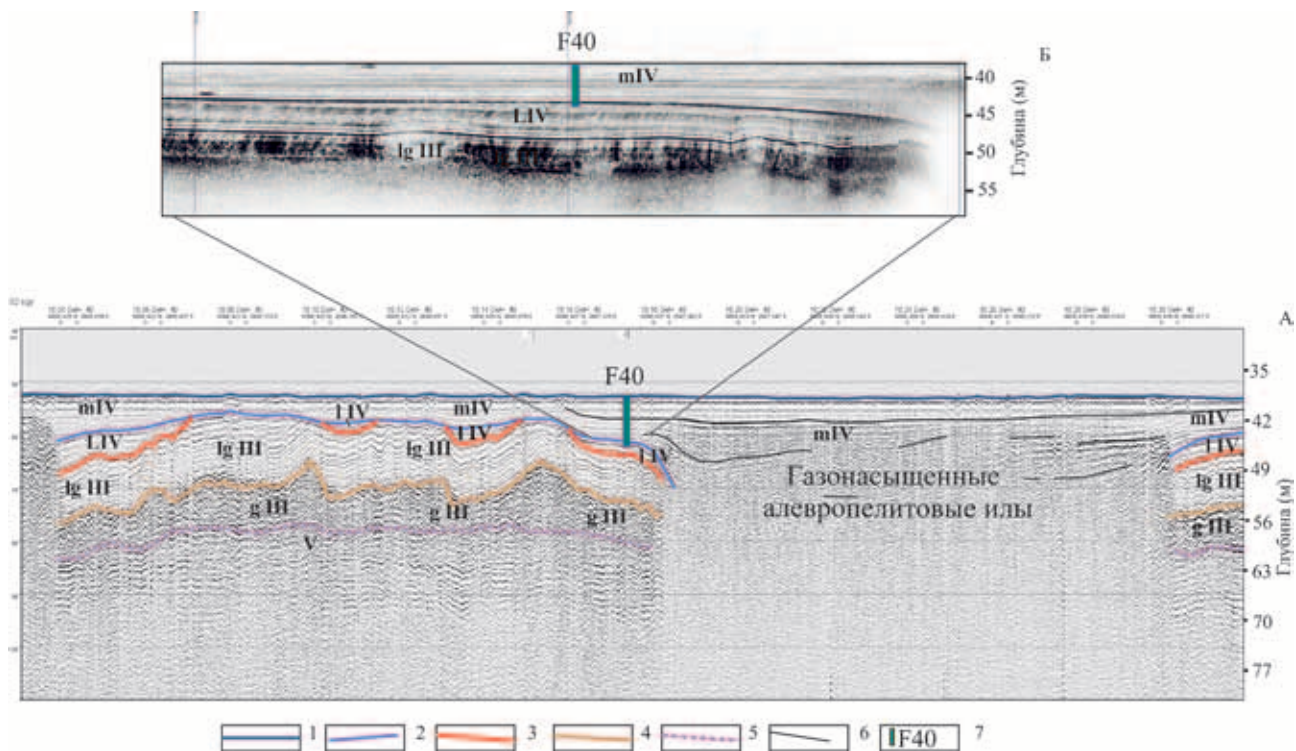


Рис. 3. Геологическая интерпретация сейсмоакустического профиля (mIV – морские литориновые и постлиториновые осадки)

1–7 – установленные границы сейсмоакустических комплексов: 1 – поверхность дна, 2 – поверхность кровли анциловых отложений (lIV), 3 – поверхность кровли ледниково-озерных отложений (lgIII), 4 – поверхность кровли морены (gIII), 5 – предполагаемая поверхность кровли пород позднего венда (V), 6 – внутренние границы сейсмоакустических комплексов, 7 – положение грунтовой колонки

Березовых островов (рис. 4). На схемах видна значительная расчлененность поверхности морены.

В период существования ледниково-озерных, озерных и морских бассейнов на исследуемой площади преобладали процессы абразионно-аккумулятивного выравнивания. В то же время имела место унаследованность большинства форм донного рельефа поздне-последледникового возраста от характера поверхности ледниковых отложений. Следует отметить, что станция F40 располагается в верхней части склона палеодолины, где в конце анцилового – начале литоринового времени была периферийная часть локального седиментационного бассейна и, возможно, преобладали процессы размыва дна. Только в ходе продолжающейся литориновой трансгрессии осадконакопление стало устойчивым, постепенно сформировался локальный седиментационный бассейн.

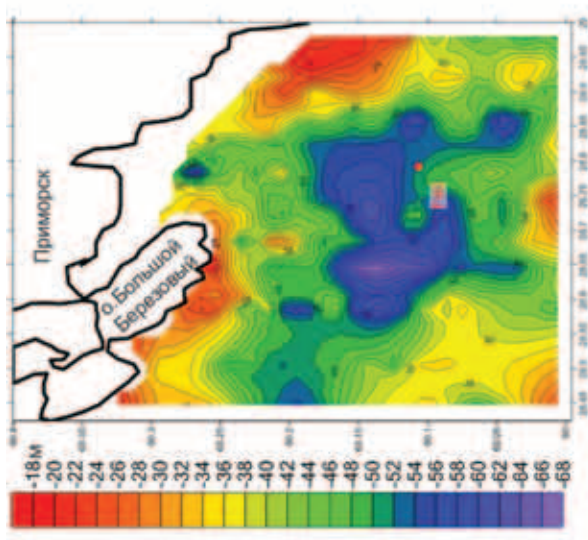
Литологическая характеристика колонки F40 донных отложений. Результаты гранулометрического анализа образцов приведены в табл. 1. Обращает на себя внимание наличие двух эрозионных песчаных горизонтов на интервалах 498–500 и 205–212 см.

Следует отметить, что границы интервалов в двух отобранных на расстоянии нескольких метров друг от друга колонках, изученных ВСЕГЕИ и ГС Финляндии, смещены на 15 см по вертикали. Так, эрозионный прослой, расположенный в колонке, описанный во ВСЕГЕИ на интервале 2,05–2,12 м, соответствует прослою на интервале 1,90–1,97 м в колонке ГС Финляндии.

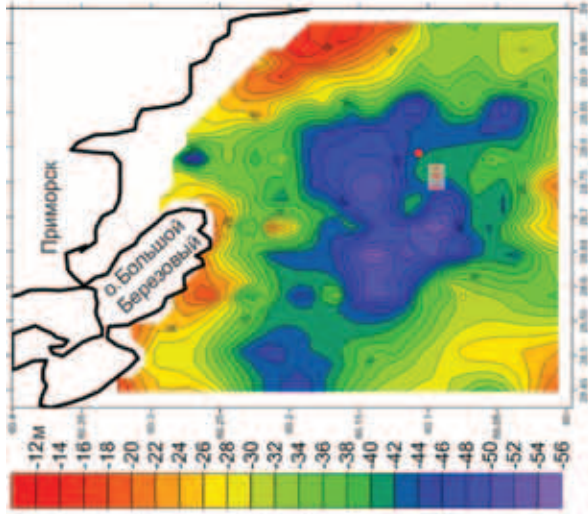
Результаты датирования (табл. 2, 3). Полученные определения абсолютного возраста и палеомагнитных исследований укладываются в линей-

ную зависимость, показывающую два периода со сходными скоростями седиментации, разделенных упоминавшимся выше горизонтом на интервале 190 см (рис. 5). Скорость седиментации ниже эрозионной границы несколько выше (0,68 см/год) по сравнению с верхней частью разреза (0,62 см/год).

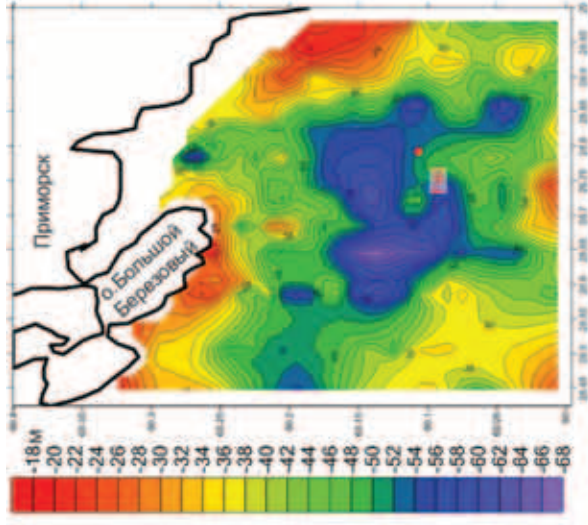
Результаты анализа на Br. Распределение Br по колонке донных отложений F40 позволяет выделить несколько интервалов, характеризующих стадии развития Балтийского моря. В самой нижней части разреза на интервале 500–508 см отмечаются минимальные (0,0–0,14%) концентрация Br (расчетная соленость 0,63‰), типичные для пресноводных отложений (например, концентрация Br в современных алевропелитовых осадках Ладожского озера 0,004%). С отметки 498 см скачкообразно повышается концентрация Br до 0,0034% (расчетная соленость 9–10‰). Далее до интервала 453 см содержание Br и расчетной солености осадков стабилизируется. На интервал 498–208 см приходится семь максимумов содержания Br. Первый максимум расположен на отметке 438–440 см (0,0038%), второй – 398–400 см (0,0037%), третий – 368–370 см (0,0041%), четвертый – 333–335 см (0,0041%). Пятый максимум фиксируется в районе отметки 293–295 см (0,0040%), шестой, с максимальной концентрацией брома, на отметке 253–255 см (0,0044%) и последний, седьмой, расположен на интервале 208–210 см (0,0042%). Расчетная соленость изменяется от 12 до 15‰. Затем происходит значительное понижение концентрации Br до 0,0015% на горизонте 203 см (и расчетной солености до 5‰), после чего концентрация Br в осадках



A Поверхность дна



Б Рельеф поверхности отложений Балтийского ледникового озера



В Рельеф кровли морены

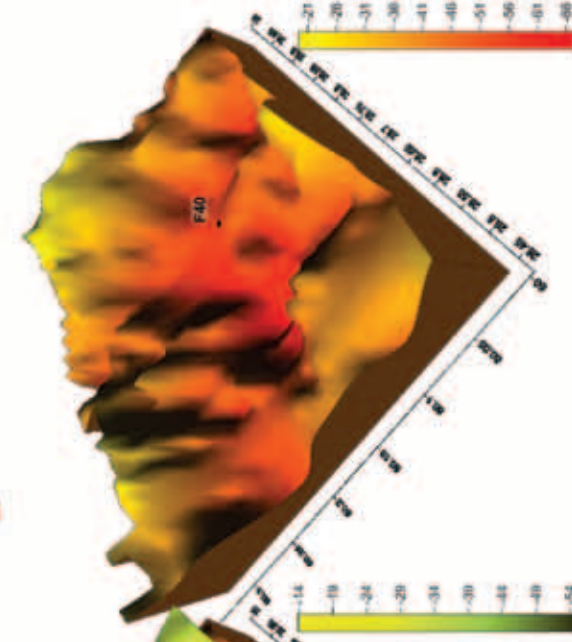
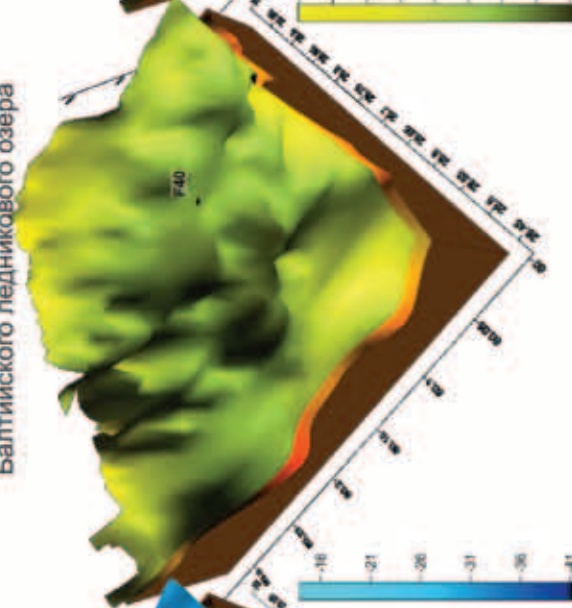
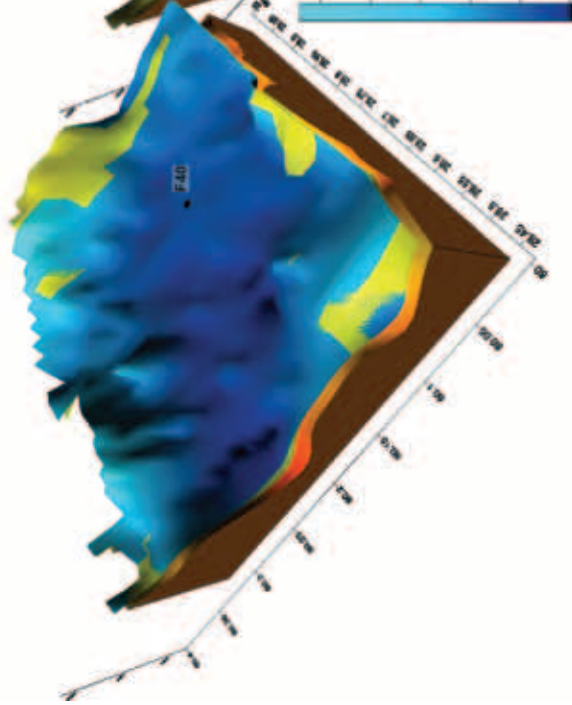


Рис. 4. Карты и трехмерные схемы поверхности современного рельефа (А), ледниково-озерных отложений (Б) и ледниковых отложений (В) (сост. А. Ю. Сергеев, ВСЕГЕИ)

Описание колонки F40 и результаты гранулометрического анализа

Интервал, см	Описание	Частицы песчаной размерности > 0,05 мм, %	Алевритовые частицы 0,00–0,05 мм, %	Глинистые частицы < 0,005 мм, %
0–17	С поверхности до 4 см осадки представлены окисленными алевропелитовыми илами коричневатого цвета. Ниже водонасыщенный алевропелит (пелитовый алеврит) темно-зеленовато-серый до черного. Преобладают черные полосы, темно-зеленовато-серые линзочки имеют мощность до первых миллиметров. Граница по уплотнению осадка. На интервале 9 см техногенный шлак	$\frac{0,05}{0-1,62^*}$ *верхний горизонт (0–2 см)	$\frac{52,6}{45,6-69,8}$	$\frac{47,3}{30,2-54,1}$
17–42	Темно-зеленовато-серый, неяснополосчатый алевропелит (пелитовый алеврит). На интервалах 17–24 и 34–39 линзочки и стяжения черного органического вещества			
42–49	Темно-серые до черного алевропелиты (пелитовые алевриты)			
49–52	Переходный горизонт от темно-зеленовато-серых до светлых алевропелитов (пелитовых алевритов), неяснополосчатый			
52–101	Светло-зеленовато-серый гомогенный неслоистый алевропелит	$\frac{0,004}{0-0,37}$	$\frac{56,0}{42,4-61,1}$	$\frac{44,9}{39,0-57,6}$
101–148	Зеленовато-серый с прослоями более темного и более светлого цветов (неяснополосчатый) алевропелит			
148–76	Цвет осадка не меняется, слоистость более четкая, но сильно нарушена (биотурбирована)			
176–205	Тот же алевропелит, полосчатость почти не выражена (отдельные светлые слойки мощностью около 1 мм на интервалах 186,5, 188, 195). По нижнему контакту четкая светлая полоса мощностью около 1 см			
205–212	Более темные полосчатые (полосы волнистые, трехрядковые), темно-зеленовато-серые алевриты с заметной примесью песчаного материала	$\frac{0,44}{0,0-0,94}$	$\frac{63,4}{54,7-63,4}$	$\frac{40,8}{35,9-44,2}$
212–221	Темно-зеленовато-серые алевропелиты (пелитовые алевриты) с трехрядковой волнистой цветовой полосчатостью. С интервала 212 см вертикальные ожелезненные «трещины», постепенно смещающиеся от края к середине керна	$\frac{0}{0-0}$	$\frac{45,1}{43,0-46,8}$	$\frac{54,9}{53,2-57,0}$
222–242		$\frac{0,35}{0-1,13}$	$\frac{42,4}{38,7-48,4}$	$\frac{57,3}{50,0-60,7}$
242–249		$\frac{0}{0-0}$	$\frac{46,6}{41,5-49,4}$	$\frac{53,4}{50,6-58,5}$
249–333	Еще более темные (до почти черных) тонко-неяснополосчатые алевроглины (глинистые алевриты) (полосчатость трехрядковая), линзы и прослойки мощностью в доли миллиметра	$\frac{0,13}{0-0,82}$	$\frac{52,3}{43,2-58,4}$	$\frac{47,6}{40,7-56,8}$
333–346	Те же алевроглины (глинистые алевриты), темно-зеленовато-серые, полосчатые			
346–380	Алевроглины (глинистые алевриты), аналогичные интервалу 249–233			
380–391	Более светлые (темно-зеленовато-серые) алевроглины	$\frac{0,13}{0-0,55}$	$\frac{51,4}{45,5-58,3}$	$\frac{48,5}{41,0-54,5}$
391–495	Темно-зеленовато-серые алевроглины (глинистые алевриты), неяснополосчатые, с интервала 420 см почти черные. На интервале 477–479 прослой более светлый			
495–498	Зеленовато-серая алевроглина, обогащенная по нижнему контакту песчаным материалом			
498–500	Песок алевропелитовый, серый	40,8	26,5	32,7
500–509	Бежевато-серые глины с прослоями, обогащенными тонкораспыленной органикой (20–205 см), без стяжений гидротроилита	0	$\frac{34,5}{31,1-37,3}$	$\frac{65,5}{62,7-68,95}$

Результаты абсолютного датирования образцов колонки F40

Лабораторный номер	Глубина отбора образца от пов. колонки, см	Возраст AMS ¹⁴ C, кал. лет назад	Календарный возраст (ср.), кал. лет назад	Верхний предел кал. возраста, кал. лет назад	Нижний предел кал. возраста, кал. лет назад	Средняя скорость осадконакопления, мм/год
MGML-9-5a Poz-42396	42,5	1150 ± 30	615	710	520	0,691
MGML-9-5 Poz-37615	91,5	2010 ± 30	1457,5	1597	1318	0,628
MGML-9-6 Poz-37679	143,5	2655 ± 30	2203,5	2345	2062	0,651
MGML-9-5c Poz-42394	189,5	3640 ± 35	3440	3590	3290	0,551
MGML-9-5b Poz-42395	192	3430 ± 35	3171,5	3342	3001	0,605
MGML-9-7 Poz-37616	199,5	3595 ± 35	3387	3541	3233	0,589
MGML-9-8 Poz-37680	249,5	4160 ± 35	4092,5	4282	3903	0,610
MGML-9-5d Poz-42393	343,5	4680 ± 35	4775,5	4954	4597	0,719
MGML-9-5e Poz-42392	390,5	5090 ± 50	5333,5	5541	5126	0,732
MGML-9-9 Poz-37681	443,5	5350 ± 35	5604,5	5744	5465	0,791

Таблица 3

Определение возраста образцов палеомагнитным методом

Лабораторный номер	Глубина отбора образца, см	Возраст, кал. лет назад
F40_LU1	90,7	1290
F40_LU2	136,2	1840
F40_LU3	165,4	2590
F40_LU4	186,5	3090
F40_LU5	320	4720
F40_LU6	393,3	5400
F40_LU7	410,2	5500

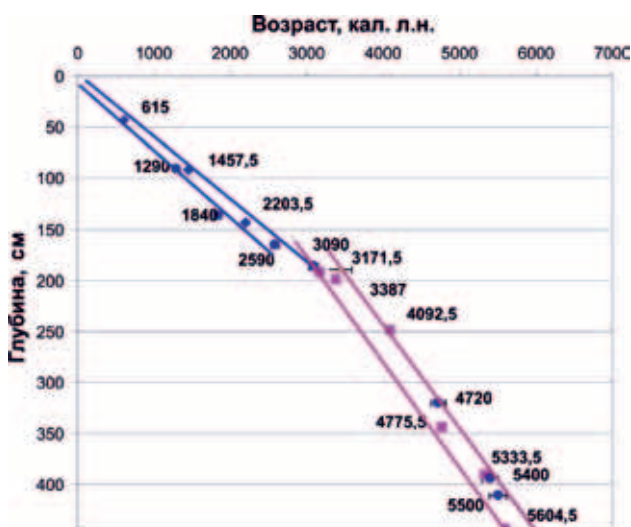


Рис. 5. Результаты определения абсолютного возраста проб грунтовой колонки F40

Синие кружки — палеомагнитный метод, синие квадраты — радиоуглеродное датирование: красный цвет — ниже и синий выше эрозионного горизонта на интервале 190 см

начинает медленно расти, и на отметке 158–160 см относительно стабилизируется.

Результаты анализа седиментационных структур. Анализ ихнофоссилий (от греч. *ichnos* — след и лат. *fossilis* — ископаемый, следы жизни, биоглифы, сохранившиеся следы любых проявлений жизнедеятельности вымерших организмов) проведен специалистами ГС Финляндии. В целом осадки колонки F40 значительно нарушены биотурбацией. Нижние горизонты морских литориновых отложений характеризуются микрослоистостью (полосчатостью), мощность слоев 0,25–0,5 мм. Слоистость нарушена субгоризонтальными (*Planolites*) и плоскими U-образными ходами (*Arenicolites*). Внутренний диаметр ходов 1,1 мм (от 0,3 до 6). Интервалы наиболее четко выраженной слоистости со слабовозмущенной биотурбацией выделяются на глубинах колонки 359,1–358,5, 344,5–342,8 и 19,7–19,4 см.

Осадки ниже эрозионной границы характеризуются наличием отдельных небольших (как правило, диаметром менее 1 мм) ходов червей (рис. 6, Б), в то время как выше данной границы наблюдаются также крупные ходы (диаметром до 3 см) и структуры, возникшие в результате воздействия на осадок жизнедеятельности двусторчатых моллюсков (рис. 6, А). Появление крупных червей и двусторчатых моллюсков указывает на повышение биоразнообразия в водоеме [44].

Верхняя часть колонки характеризуется развитием ихнофагии *Cenozoic archetypal Mermia* с преобладанием узких и неглубоких поверхностных и подповерхностных ходов донных детритофагов (*Planolites* и плоские *Arenicolites/Polykladichnus*). Крупные структуры *Planolites* диаметром 3–7 мм, обнаруженные в ходе исследования в данном районе, не типичны для ихнофагии *Mermia*.

Обсуждение результатов анализа разреза донных отложений колонки F40. Горизонт 500–509 см (табл. 1, рис. 7) сформировался на заключительной стадии существования Анцилового озера, отличавшегося низкой соленостью и отсутствием активного гидродинамического воздействия на осадок. Гранулометрические параметры выдержаны по разрезу, гранулометрическая мода (около 4 мкм)

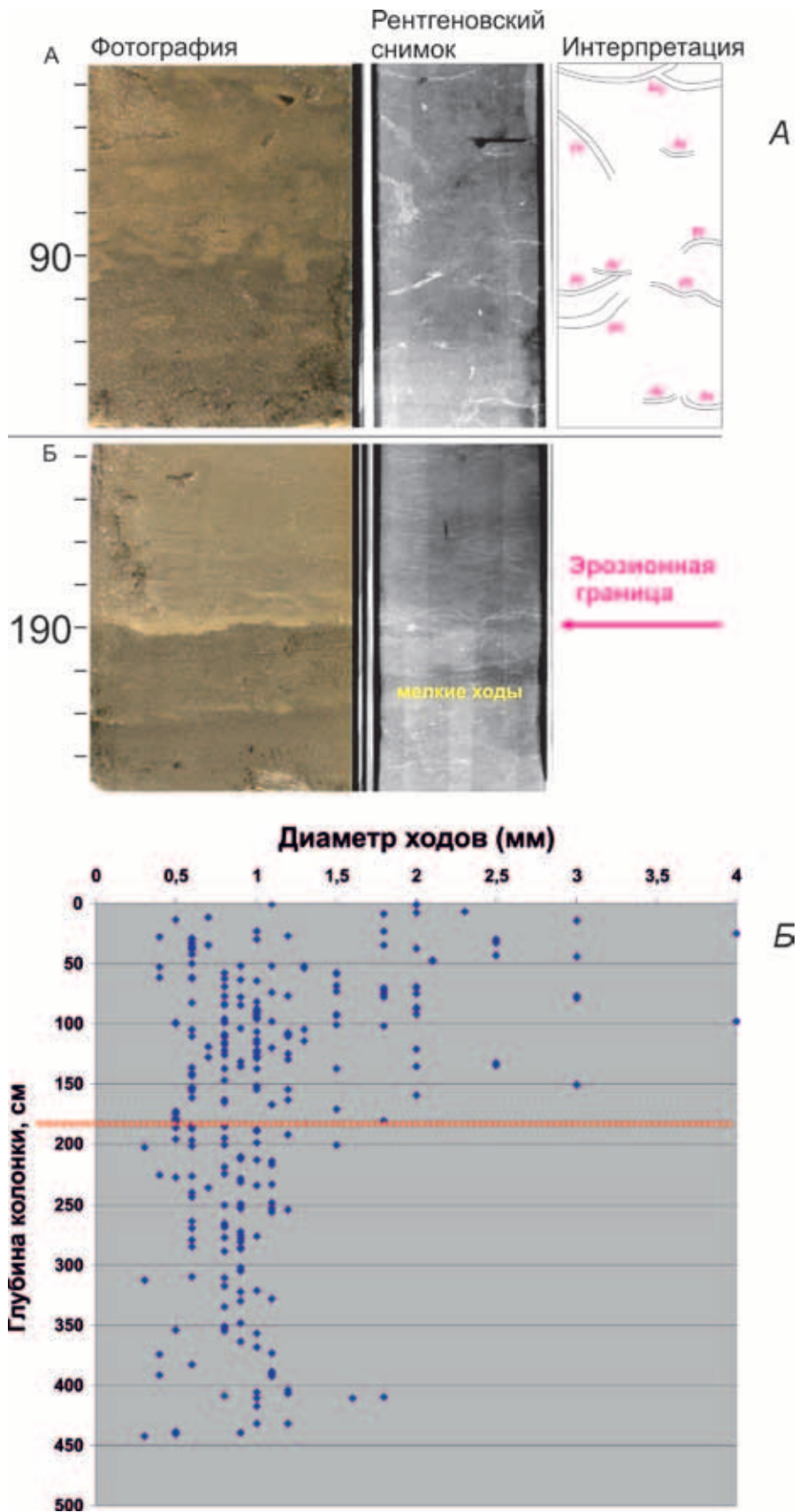


Рис. 6. А – фотография и рентгеновский снимок интервалов грунтовой колонки F40 с прорисовкой биогенных седиментационных структур (справа). Б – изменение бентосной активности на эрозионном горизонте

Ar – *Arenicolites*, IPI – крупные *Planolites*, PI – *Planolites*, Po – *Polykladichnus*. Вертикальный масштаб в сантиметрах.

указывает на слабую интенсивность придонных течений. Распределение концентрации брома здесь имеет однородный характер и составляет 0,0014%, расчетная соленость незначительна (около 0,4‰), что соответствует пресноводным (озерным) условиям. Датирование горизонта не проводилось, по литературным данным, анциловая стадия развития Балтики закончилась 9,8 кал. лет назад [21].

Горизонт 500–498 см резко обогащен песчаными частицами (содержание песчаной фракции 40,8%) и отвечает посланциловой регрессии, характеризовавшейся, по различным оценкам, понижением уровня водоема на 10–18 м. Как показали исследования [8, 15, 19, 25, 35, 38, 41] подводных террас [1, 39] и геолого-геоморфологическое моделирование высокого разрешения [1], амплитуда предлиториновой регрессии оказалась больше, чем предполагалось ранее.

С **498 см** скачкообразно увеличивается расчетная палеосоленость с 0,5 до 9,4‰, что связано с образованием вышележащих осадков в условиях Литоринового моря. Осадки на глубине по разрезу 443,5 см датируются 5600 кал. лет назад, т. е. согласно диаграмме определения возраста путем интерполяции нижняя часть вскрытых литориновых отложений на отметке 498 см имеет возраст 6150 кал. лет назад.

По литературным данным начало трансгрессии Литоринового моря датируется от 8600–8500 [35, 41] до 8200 кал. лет назад (опорный разрез на берегу Невы около Невского лесопарка) [13]. Максимумы первой фазы трансгрессии Литоринового моря по разрезам Карельского перешейка датируются периодами около 7700 и 6500 кал. лет назад [41, 35]. Таким образом, отложения колонки F40 указывают на длительный перерыв в осадконакоплении на рубеже анцилового и литоринового времени.

Итоги анализа геофизических данных и седиментологических исследований свидетельствуют о том, что во время начальных фаз литориновой трансгрессии в районе станции F40 накопления алевропелитовых осадков не происходило, седиментационная обстановка характеризовалась условиями размыва или нулевой седиментации.

Возможным объяснением длительного перерыва в осадконакоплении в течение первой фазы литориновой трансгрессии, когда глубины в рассматриваемом седиментационном бассейне достаточно быстро достигли уровня, на котором могло происходить накопление алевропелитовых илов, могут быть особенности как палеорельефа дна (расположение в рассматриваемое время в пределах склона, рис. 4, Б), так и придонной гидродинамики. Этот вопрос, однако, остается неясным и требует дальнейшего исследования.

Несколько вышележащих горизонтов, визуально различающихся по окраске осадков, наличию или отсутствию слоистости, инхофоссилям и т. д. и характеризующихся колебаниями расчетной палеосолености в пределах 4‰, могут быть объединены **глубинной колонки 498–212 см** (6150–3250 кал. лет назад). Осадки горизонта 498–212 см представлены алевропелитами и пелитовыми алевритами. Средняя скорость осадконакопления 0,674 мм/год. Пилообразный график изменения гранулометрической моды указывает на резкие изменения условий придонной гидродинамики. Градиент изменения солености принимает знакопеременный характер, соленость осадков в целом стабилизируется. К это-

му времени формируется собственно Литориновое море.

Семь пиков (рис. 7) повышенной концентрации Br (5550, 5150, 4870, 4550, 4150, 3720 и 3250 кал. лет назад) могут быть связаны с различными экосистемными и климатическими изменениями, в том числе, возможно, с трансгрессиями. Говорить о четком сопоставлении пиков содержания брома с трансгрессивными фазами в данном случае нельзя.

Обсуждая вопрос о достаточно большом количестве выделенных максимумов солености по колонке F40, необходимо отметить следующее. Шесть трансгрессивных фаз определены Б. Берглундом для района Блекинге (Юго-Восточная Швеция) [22]. В Литве [23] после первой фазы литориновой трансгрессии (8600 кал. лет назад) выделяются еще четыре. В Германии [33] обнаружены следы четырех трансгрессий литоринового времени. Четыре фазы определил Е. Хюппя [30] для территории Карельского перешейка. П. М. Долуханов [26], обобщая ранее опубликованные материалы о литориновой трансгрессии, пришел к заключению о проявлении пяти трансгрессий. О. М. Знаменская с соавторами [10] детально описала разрез «Черная Речка». Согласно этим авторам имели место две трансгрессии. Две трансгрессии установлены также группой специалистов [35] по данным исследования озер Карельского перешейка.

Обращает на себя внимание определенная, хотя и не очень сильная корреляция графиков распределения потерь после прокаливания, содержания песчаноалевритовой фракции и расчетной солености. С некоторой натяжкой можно предположить, что влияние затоков более соленых вод выражалось в небольшом усилении придонной гидродинамики и обогащении придонных вод кислородом, что способствовало развитию биоты и увеличению поступления органики в донные осадки.

Интервал 212–205 см (3250–3084 кал. лет назад) сформировался в условиях резкого изменения условий осадконакопления. Опреснение палеоводоема (увеличение расчетной солености от 0,63 до 9–10‰) (рис. 7) сопровождалось изменением гранулометрического состава отложений в сторону укрупнения. В осадке отмечалось увеличение содержания алевритовых и песчаных частиц до 63,4 и 0,94%, что говорит о высокой гидродинамической активности в этот период. С некоторым запозданием на мощный приток пресных вод среагировала и биота. График потерь после прокаливания, значительная часть которых определяется содержанием $C_{орг}$, показывает резкое падение с 9,6 до 6,7%, что, вероятно, было обусловлено частичной сменой биотопа и, как следствие, угнетением морского биоценоза, а затем постепенным развитием нового, более пресноводного. Изменения палеосреды водоема интерпретируются нами как прорыв Невы в Балтику, который произошел и датируется 3200–3100 кал. лет назад.

Датирование времени образования Невы является важнейшим результатом, полученным при исследовании колонки F40. По мнению ряда исследователей, «загадка образования Невы до настоящего времени остается дискуссионной» [17]. Вопрос о времени образования Невы — одна из фундаментальных задач палеогеографии региона.

Большинство исследователей связывает прорыв невиской протоки с максимумом ладожской трансгрессии и датирует это событие поздним

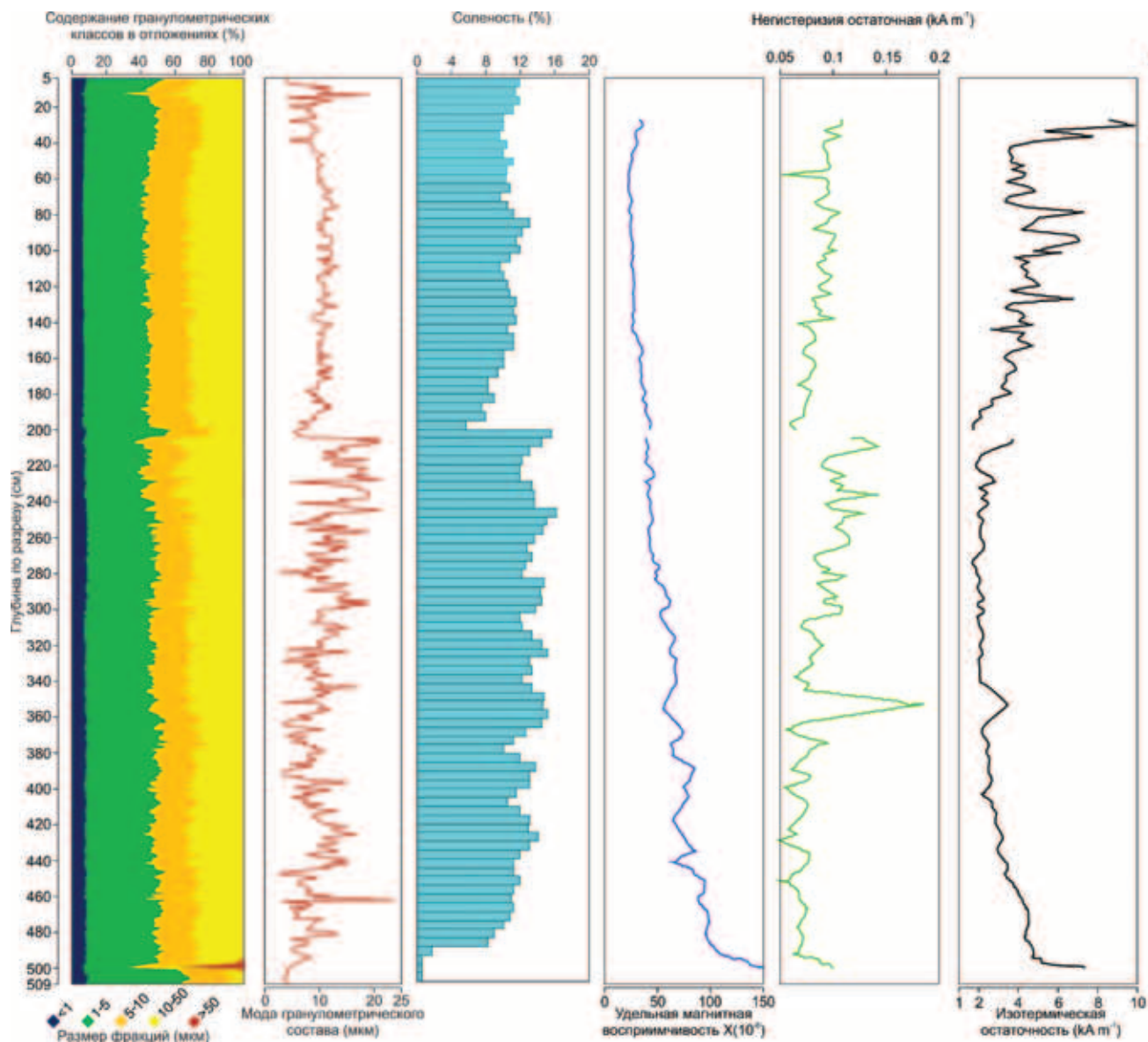


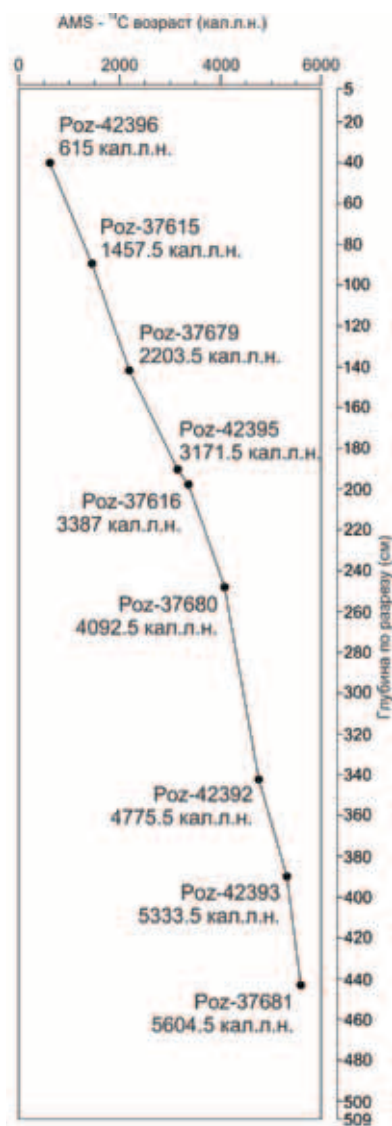
Рис. 7. Изменение гранулометрических параметров, расчетной палеосолености, свойств магнитных минералов и результаты датирования отложений колонки F40

голоценом, однако датировки сильно расходятся. Так, Ю. Айлио и С. А. Яковлев [20] считали, что р. Нева возникла 4000–4500 лет назад. К. К. Марков [15] рассматривал ладожскую трансгрессию как весьма кратковременную и датировал ее суббореальным периодом. О. М. Знаменская и др. [9] полагали наиболее вероятной датой образования Невы 2000, а Д. Д. Квасов [11] 2300–1200 лет назад. По данным М. Саарнисто [40], р. Нева возникла около 3100 лет назад. В работе Д. Б. Малаховского и др. [14] приводятся новые выводы о времени ладожской трансгрессии и образования Невы, которые уточнены по датировкам разновозрастных террас и кровли торфяников, подстилающих осадки трансгрессии в разрезе «Невский лесопарк» (2800–3000 лет назад) и перекрывающих их в разрезе «Невский пятачок» (2400 лет назад). Между этими датами, по мнению авторов, произошел прорыв Невы.

Ряд исследователей высказывает противоположное мнение о существовании постоянно го стока ладожских вод в районе современной

Невы в течение всего голоцена [5–7]. По данным Н. Н. Верзилина с соавторами [6, 7], в разрезах осадков в верховьях Невы присутствуют однородные по литологическому составу ритмично-слоистые аллювиальные отложения, накапливавшиеся в течение всего позднеледникового времени и свидетельствующие о чередовании трансгрессивных и регрессивных фаз в истории Ладоги, а также о существовании стока по пра-Неве со времени дегляциации невской низины. Оппоненты предполагают, что указанные пачки могли формироваться пра-Мгой, частично протекавшей по западной части русла современной Невы и впадавшей в Ладогу. Спорным остается вопрос и о неотектонических движениях в районе Ладожского озера, объясняющих механизм возникновения Невы [17].

Результаты исследования колонки F40 достаточно аргументированно подтверждают само «событие» прорыва невских вод из Ладожского озера, которое было настолько значительным, что не только резко изменило соленость восточной части палеоводоёма,



но и кардинально повлияло на режим придонных течений и развитие биоты.

Полученные данные позволяют также датировать время образования Невы от 3200 до 3100 кал. лет назад, что хорошо коррелируется с результатами современных исследований осадков Ладожского озера [27] (рис. 8). Резкое падение уровня озера (с 15 до 5 м) после максимума ладожской трансгрессии датируется П. М. Долухановым с соавторами с 3000 до 2850 кал. лет назад. На основании проведенных в 2008–2009 гг. на Охтинском мысу геолого-археологических исследований образование Невы связывается со временем 3500 кал. лет назад [32].

Важно отметить, что исследуемая станция пробоотбора расположена на значительном расстоянии от устья Невы; полученные результаты, разумеется, свидетельствуют не о непосредственном воздействии на рассматриваемый седиментационный бассейн речных вод, а о косвенном влиянии этого события на придонную гидродинамику и экосистему восточной части Финского залива.

Интервал 205–0 см отвечает приблизительно постлиториновой стадии развития Балтийского моря. Среднее содержание песчаной фракции 0,004%, причем песчаные частицы присутствуют лишь в слоях 1,11–1,12 м (0,11%), 1,31–1,32 (0,37), 1,32–1,33 (0,13), 1,40–1,41 (0,04) и 1,57–1,58 (0,01).

С отметки 198–200 см отмечается постепенный рост палеосолености бассейна до отметки 158–160 см, датируемой 2357 кал. лет назад, что сопровождается и постепенным увеличением содержания $C_{орг}$ в осадках. Далее соленость осадков вновь стабилизируется. Максимум повышенной расчетной солености (13‰) находится на отметке 88–90 см и датируется 1252 кал. лет назад. Выше по разрезу соленость осадков несколько падает и вновь стабилизируется. Отмечается относительно слабый минимум в районе отметки 38–40 см.

Осадки представлены пелитовыми алевритами, песчаная фракция практически отсутствует, за исключением верхних горизонтов, где количество песчаных частиц достигает 1,62% (0,05–0,06 м) и 0,32 (0,06–0,07 м). Современная скорость замедлена по сравнению с предшествовавшими 6000 лет и составляет, как было показано выше, 0,26 см/год.

При интерпретации данных по палеосолености возникла методическая проблема. Выяснилось, что расчетная соленость по содержанию Vg для приповерхностного слоя осадков, составляющая приблизительно 12‰, в два раза превышает реальную соленость придонного слоя воды, зафиксированную в колонке F40, по данным STD зондирования (5,5‰) и литературным данным (1,0–7,5‰) [16].

В то же время для верхнего слоя осадков двух колонок, отобранных в Выборгском заливе, расчетная соленость для верхних горизонтов 4–6‰. Эти величины соответствуют значениям солености придонных слоев воды, полученным в рейсе НИС «Аранда» с использованием STD зонда на наиболее близко расположенной станции F42, составляющей 7‰, а также схожи с литературными данными по значениям солености придонных вод в этой части залива (4–8,5‰) [16].

С нашей точки зрения, несоответствие расчетной солености отложений колонки F40 реальной солености придонных и поровых вод в районе станции обусловлено главным образом дополнительным поступлением Vg в осадки за счет разгрузки подземных водоносных горизонтов. Дочетвертичные образования в Выборгском заливе представлены комплексом раннерифейских гранитов рапакиви – габброанортозитов. С гидрогеологических позиций комплекс в целом слабоводоносный, на многих участках практически безводный. Воды пресные, мягкие, гидрокарбонатные натриевые. Дополнительное поступление брома в осадки из водоносных комплексов маловероятно.

Геологические условия на станции F40 существенно иные. Станция расположена на склоне палеодолины, дочетвертичная поверхность бортов которой сложена осадочными породами венда, с которыми связан вендский водоносный комплекс (рис. 3). Склон палеодолины крутой, абсолютный перепад высот от 60 до 120 м. Воды вендского водоносного комплекса трещинно-пластовые, напорные.

На Карельском перешейке воды пресные, гидрокарбонатно-кальциево-натриевые, к югу (по падению пластов осадочного чехла) становятся хлоридными натриевыми, степень минерализации

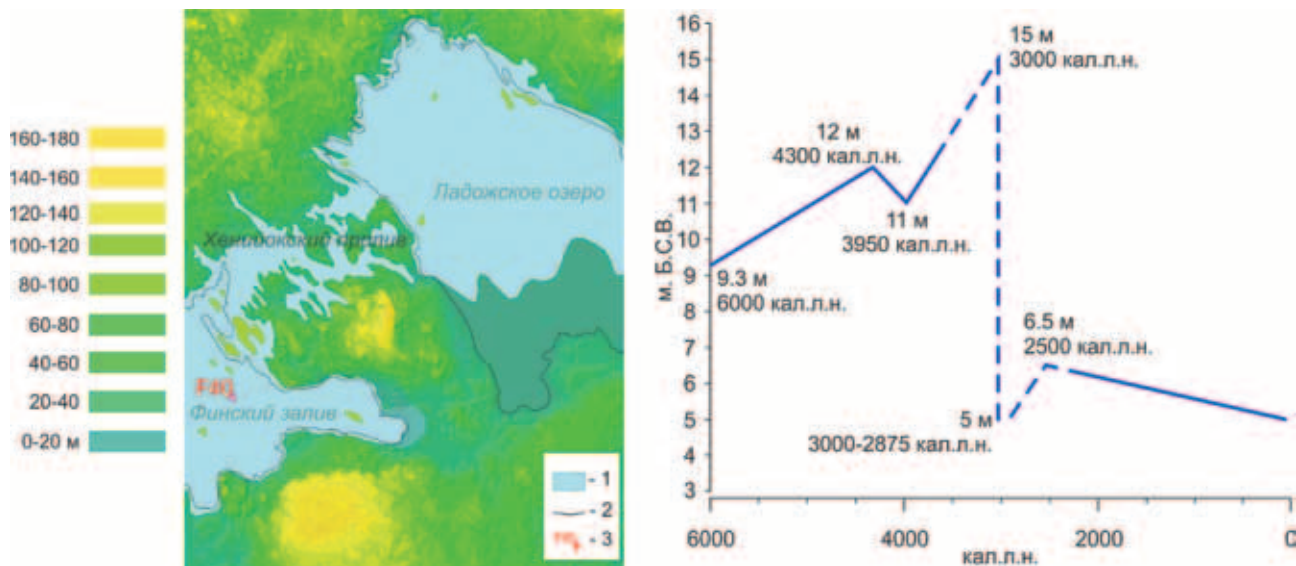


Рис. 8. Схемы реконструкции Хенийокского пролива в период трансгрессии Анцилового озера [19] и колебаний уровня Ладожского озера в позднем голоцене [27]

1 – распространение Анцилового озера; 2 – границы современных водоемов; 3 – положение станции F40. Основа – карта современного рельефа

последовательно увеличивается до 3–10–35 г/л и более. Воды вендского комплекса характеризуются высокими концентрациями брома. По данным из различных источников, в частности [3, 4, 12], содержание Br от 10 мг/л до 100 г/л и более.

Можно предположить, что бромистые воды вендского водоносного комплекса разгружаются в борту палеодолины, далее за счет инфильтрации через толщу четвертичных отложений проникают вверх по разрезу, достигая литориновых отложений. Это объясняет относительно высокие концентрации брома в голоценовых отложениях и расчетную соленость поверхностных осадков, не совпадающую с реальной соленостью современной акватории. Таким образом, изменение концентрации Br в осадках за счет изменения палеосолености происходит на повышенном фоне содержания Br, обусловленном бромистыми водами вендского водоносного комплекса. В данном случае, очевидно, нельзя учитывать абсолютные значения палеосолености по разрезу. Следовательно, при анализе результатов исследования колонки F40 содержание Br рассматривается как индикатор лишь относительного изменения палеосолености из-за изменений палеогеографических и палеоклиматических условий.

Выводы. В восточной части Финского залива впервые выполнены детальные седиментологические исследования и установлены особенности процессов осадконакопления периферийной части бассейна к югу от Березовых островов:

- в ходе посланциловой регрессии наблюдался перерыв в осадконакоплении. При подводном размыве сформировался эрозионный песчаный горизонт, прослеживающийся на значительных площадях. В периферийной части перерыв в осадконакоплении (условия нулевой седиментации) продолжался также в течение всего начала литориновой стадии (до 6150 кал. лет назад);

- характер гранулометрического состава отложений указывает на спокойные условия осадкона-

копления в Анциловом озере, резкие неоднократные изменения условий придонной гидродинамики с периодической активизацией придонных течений в период 6100–3200 кал. лет назад, относительно спокойный в гидродинамическом отношении период 3100–500 кал. лет назад и активный режим придонных течений в последние столетия;

- ряд выявленных при исследовании колонки F40 максимумов палеосолености (3700, 4550, 5150, 5550, 6150 кал. лет назад) коррелируется с периодами трансгрессий Литоринового моря. В то же время количество максимумов и отсутствие их однозначной связи с периодами повышения солености, установленными по литературным данным для Западной Балтики, не дают однозначной интерпретации пиков расчетной палеосолености как периодов интенсивных затоков соленых вод из Балтийского моря и, вероятно, указывают на большую (по сравнению с западными районами) чувствительность палеосреды локальных седиментационных бассейнов восточной части Финского залива к изменению местных климатических и гидрологических условий;

- резкое изменение всех исследованных параметров (гранулометрический состав, потери при прокаливании, характер магнитных минералов, расчетная палеосоленость, активность бентоса) фиксируется в колонке дважды – на горизонте 498–500 см, соответствующем переходу от анциловых отложений к литориновым, и горизонте 205–212 см. Падение расчетной палеосолености (с 13,1 до 4‰), изменение гранулометрического состава (эрозионный горизонт, содержащий повышенное количество песчаных частиц), уменьшение индекса LOI с 9,6 до 6,7%, резкое изменение, по данным анализа седиментационных текстур, количественного и видового состава фауны позволяют с высокой долей вероятности интерпретировать этот горизонт как сформировавшийся после прорыва Невы в Финский залив. По данным радиоуглеродного и палеомагнитного анализа, отложения этого горизонта датируются 3200–3100 кал. лет назад.

Работы выполнены в рамках международной программы BONUS (проект РФФИ 08-05-92420-БОНУС_а) и проекта РФФИ 14-05-91763. Авторы приносят благодарность коллегам Г. Валлиусу, А. Ю. Сергееву, Ю. П. Кропачеву, Е. Н. Нестеровой, а также капитану, всему экипажу НИС «Аранда» и руководителю экспедиции д-ру Харри Канкаппаа.

1. Амантов А.В., Жамойда В.А., Рябчук Д.В. и др. Геологическое строение подводных террас восточной части Финского залива и моделирование условий их формирования на послеледниковом этапе развития региона // Регион. геология и металлогения. 2012. № 50. — С. 15–27.
2. Атлас геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря / гл. ред. О.В. Петров. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. — 78 с.
3. Гидрогеология СССР. Т. 3. Ч. 1. Ленинградская, Псковская, Новгородская области. — М.: Изд-во геологии РСФСР; СЗТГУ, 1967. — 328 с.
4. Гидрогеология СССР. Т. 3. Ч. 2. Ленинградская, Псковская, Новгородская области. — М.: Изд-во геологии РСФСР; СЗТГУ, 1968. — 63 с.
5. Верзилин Н.Н., Калмыкова Н.А. Особенности и причины изменений уровня воды в Ладожском озере в голоцене // Вестник СПбГУ. 2000. Сер. 7. Вып. 1 (№ 7). — С. 15–22.
6. Верзилин Н.Н., Клейменова Г.И., Севастьянов Д.В. К истории развития ландшафтов и гидрографической сети на Карельском перешейке // Известия РГО. 2001. Т. 133. Вып. 3. — С. 58–69.
7. Верзилин Н.Н., Клейменова Г.И., Севастьянов Д.В. Трансформация гидрографической сети и лимногляциальных комплексов Карельского перешейка в поздне-последледниковье // Вестник СПбГУ. 2005. Сер. 7. Вып. 2. — С. 40–50.
8. Жиндарев Л.А., Кулаков В.И. Уровненный режим Балтийского моря в голоцене // Известия РАН. 1996. Сер. геогр. № 5. — С. 68–80.
9. Знаменская О.М., Соколова В.Б., Хомутова В.И. Сравнительный анализ палеогеографического развития южных и западных берегов Ладожского озера. История озер / под ред. А.В. Раукаса. — Вильнюс, 1970. — С. 319–331.
10. Знаменская О.М., Черемисинова Е.А. Развитие бассейнов восточной части Финского залива в позднее и послеледниковое время // Baltica. 1974. № 5. — С. 95–104.
11. Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. — Л.: Наука, 1975. — 278 с.
12. Коротков А.И. Среднерусский артезианский бассейн: Учебн. пособие. — Л.: Изд-во ЛГИ им. Плеханова, 1982. — 61 с.
13. Малаховский Д.Б., Гей Н.А., Джиноридзе Р.Н., Арсланов Н.А. К палеогеографии голоцена в районе Ленинграда (разрез у Невского лесопарка) // Вестник ЛГУ. 1989. Сер. 7. Геология и география. Вып. 1. — С. 92–97.
14. Малаховский Д.Б., Арсанов Х.А., Гей Н.А., Джиноридзе Р.Н. Новые данные по истории возникновения Невы // Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Ладожского озера / под ред. Н.Н. Давыдовой, Б.И. Кошечкина. — СПб., 1993. — С. 74–84.
15. Марков К.К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области // Тр. Ленинградского геологоразведочного треста. Вып. 117. 1931.
16. Природоохранный атлас восточной части Финского залива / под ред. В. Погребова и Р. Сагитова. — СПб., 2006. — 60 с.
17. Севастьянов Д.В., Субетто Д.А., Сикацкая Е.Д., Степочкина О.Е. Особенности эволюции озерно-речной сети в бассейне Ладожского озера в голоцене // Вестн. СПбГУ. 2001. Сер. Геология, география. Вып. 1. — С. 88–100.

18. Спиридонов М.А. Ледниковая история Финского залива // Геология субаквальной части зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты в пределах Финского залива: Сб. науч. трудов. — Л.: ВСЕГЕИ, 1989. — С. 23–32.
19. Субетто Д.А. Донные отложения озер. Палеолимнологические реконструкции. — СПбГУ: Изд-во РГПИ им. А.И. Герцена, 2009. — 344 с.
20. Яковлев С.А. Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей. — Л.: Научно-мелиорационный институт, 1925. — 261 с.
21. Andren T., Björck S., Andren E. et al. The development of the Baltic Sea basin during last 130 ka / Jan Harff, Svante Björck, Peer Hoth (Editors) // The Baltic Sea Basin, Springer Heidelberg, Dordrecht, London, New York, 2011. — P. 75–98.
22. Berglund B.E., Sandgren P., Barnekow L. et al. Early Holocene history of the Baltic Sea, as reflected in coastal sediments in Blekinge, southeastern Sweden // Quaternary International. 2005. Vol. 130 — P. 111–139.
23. Bitinas A., Damusyte A. Littorina sea at the Lithuanian maritime region // Polish geological institute. Special papers. 2004. Vol. 11. — P. 37–46.
24. Bronk Ramsey C. Bayesian analysis of radiocarbon dates // Radiocarbon. 2009. Vol. 51. — P. 337–360.
25. Damušiūtė A. Post-glacial geological history of the Lithuanian coastal area. Summary of doctoral dissertation Physical sciences, geology (05P). — Vilnius, 2011. — 84 p.
26. Dolukhanov P.M. Leningrad and Soviet Karelia / V. Gudelis, L.K. Königsson (Eds.). The Quaternary history of the Baltic. — Acta Universitatis Upsaliensis. 1979. — P. 115–127.
27. Dolukhanov P.M., Subetto D.A., Arslanov Kh.A. et al. Holocene oscillations of the Baltic Sea and Ladoga levels and early human movements // Quaternary International. 2010. Vol. 220. — P. 102–111.
28. Grigoriev A., Zhamoïda V., Spiridonov M. et al. Late-glacial and Holocene palaeoenvironments in the Baltic Sea based on a sedimentary record from the Gdańsk Basin // Climate Res. Spec. 26: Environmental change and socioeconomic response in the Baltic region. 2011. Vol. 48. N 1. — P. 13–21.
29. Harff J., Endler R., Emelyanov E. et al. Late Quaternary climate variations reflected in Baltic Sea sediments / Jan Harff, Svante Björck, Peer Hoth (Eds.). The Baltic Sea Basin, Springer Heidelberg, Dordrecht, London, New York, 2011. — P. 99–132.
30. Hyypä E. The Late-Quaternary land uplift in the Baltic sphere and the relation diagram of the raised and tilted shore levels. Reprint Ann. Acad. Sci. Fenn. 1966. A-III-90. — P. 153–168.
31. Kotilainen A.T., Arppe L., Dobosz S. et al. Echoes from the Past: A Healthy Baltic Sea Requires More Effort // AMBIO. 2014. Vol. 43. — P. 60–68.
32. Kulkova M.A., Gusentsova T.M., Sapelko T.V. et al. Geoarcheological investigations on the development of the Neva River delta (Gulf of Finland) during the Holocene // J. of Marine Systems, 2014. Vol. 129. — P. 19–34.
33. Lampe R., Janke W. The Holocene sea-level rise in the southern Baltic sea reflected in coastal peat sequences // Polish Geol. Spec. Paper. 11. 2004. — P. 19–30.
34. Lougheed B.C., Snowball I., Moros M. et al. Using an independent geochronology based on palaeomagnetic secular variation (PSV) and atmospheric Pb deposition to date Baltic Sea sediments and infer ¹⁴C reservoir age // Quaternary Sci. Rev. 2012. Vol. 42. — P. 43–58.
35. Miettinen A., Savelieva L., Subetto D.A. et al. Palaeoenvironment of the Karelian Isthmus, the easternmost part of the Gulf of Finland, during the Littorina Sea stage of the Baltic Sea history // Boreas. 2007. Vol. 36. — P. 441–458.
36. Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E. et al. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP // Radiocarbon. 2009. Vol. 51. — P. 1111–1150.
37. Rößler D., Moros M., Lemke W. The Littorina transgression in the southwestern Baltic Sea: new insights based on proxy methods and radiocarbon dating of sediment cores // Boreas. 2011. Vol. 40. — P. 231–241.

38. *Rosentau A., Muru M., Kriiska A.* et al. Stone Age settlement and Holocene shore displacement in the Narva-Luga Klint Bay area, eastern Gulf of Finland // *Boreas*. 2013. Vol. 42. Issue 4. – P. 912–931.
39. *Ryabchuk D., Zhamoïda 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 of London. SP411 *Geology and Archaeology: Submerged Landscapes of the Continental Shelf* / Edited by J. Harff, G. Bailey, F. Lüth (*in press*).
40. *Saarnisto M., Grönlund T.* Shoreline displacement of Lake Ladoga – new data from Kilpolansaari // *Hydrobiologia*. 1996. 322. 1–3. – P. 205–215.
41. *Sandgren P., Subetto D.A., Berglund B.E.* et al. Mid-Holocene Littorina Sea transgressions based on stratigraphic studies in coastal lakes of NW Russia // *GFF*. 2004. Vol. 126. – P. 363–380.
42. *Spiridonov M., Ryabchuk D., Kotilainen A.* et al. The Quaternary deposits of the Eastern Gulf of Finland // *Geol. Survey of Finland*. 2007. Spec. Paper. Vol. 45. – P. 5–18.
43. *Virtasalo J., Bonsdorff E., Moros M.* et al. Ichnological trends along an open-water transect across a large marginal-marine epicontinental basin, the modern Baltic Sea // *Sedimentary Geology*. 2011. Vol. 241. Issue 1–4. – P. 40–51.
44. *Virtasalo J.J., Ryabchuk D., Kotilainen A.T.* et al. Middle Holocene to present sedimentary environment in the Easternmost Gulf of Finland (Baltic Sea) and the birth of the Neva River // *Marine Geology*. 2014. Vol. 350. – P. 84–96.

Рябчук Дарья Владимировна – канд. геол.-минер. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ. <Daria_Ryabchuk@vsegei.ru>.
Григорьев Андрей Глебович – канд. геол.-минер. наук, ст. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ. <Andrey_Grigoriev@vsegei.ru>.
Жамойда Владимир Александрович – канд. геол.-минер. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ. <Vladimir_Zhamoïda@vsegei.ru>.
Спиридонов Михаил Александрович – доктор геол.-минер. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ. <Mikhail_Spiridonov@vsegei.ru>.
Котилайнен Аарно – профессор-исследователь, Геологическая служба Финляндии (GTK). <aarno.kotilainen@gtk.fi>.
Виртасало Йонас – ст. науч. сотрудник, Геологическая служба Финляндии (GTK). <joonas.virtasalo@gtk.fi>.
Морос Матиас – ст. науч. сотрудник, Институт исследований Балтийского моря им. Лейбница, Германия. <matthias.moros@io-warnemuende.de>.
Сивков Вадим Валерьевич – канд. геол.-минер. наук, директор, Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (АО ИО РАН).
Дорохова Евгения Владимировна – мл. науч. сотрудник, АО ИО РАН. <jesik123@yahoo.com>.