

УДК 551.46

ЭВОЛЮЦИЯ СРЕДЫ СЕДИМЕНТАЦИИ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ ВОДОЕМОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

© 2022 г. А. Ю. Сергеев¹ *, Д. В. Рябчук¹, Е. С. Носевич¹, Д. В. Прищепенко¹, В. А. Жамойда¹, А. Л. Пискарев-Васильев², **, Д. В. Элькина², Л. Д. Баширова³, ***, Е. П. Пономаренко³, Л. М. Буданов¹, А. Г. Григорьев¹

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

²Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия

³Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: sergeevau@yandex.ru

**e-mail: apiskarev@googlemail.com

***e-mail: bas_leila@mail.ru

Поступила в редакцию 17.09.2021 г.

После доработки 29.10.2021 г.

Принята к публикации 16.12.2021 г.

По результатам детальных литологических, геохимических, палинологических и палеомагнитных исследований грунтовых колонок из восточной части Финского залива был уточнен характер палеоклиматических событий позднего неоплейстоцена и голоцена. По данным радиоуглеродного датирования уточнены временные рамки смены озерных условий седиментации на морские. Для отложений морской фазы развития Балтики в восточной части Финского залива выявлены циклы гипоксии, связанные с периодами потеплений в голоцене.

Ключевые слова: Спорово-пыльцевой анализ, палеомагнитные свойства, Анцилово озеро, Литориновое море, Балтийское ледниковое озеро, голоцен, Балтийское море

DOI: 10.31857/S0030157422030121

ВВЕДЕНИЕ

Балтийское море – одно из крупнейших солоноватоводных внутриконтинентальных морей (площадь водного зеркала 419000 км²) [21]. Его относительная мелководность (средняя глубина около 50 м) и большая площадь водосбора (1641400 км²) способствуют достаточно высоким скоростям осадконакопления (до 1–6 м/тыс. л.) [35, 40]. Таким образом, в распоряжении исследователей Балтийского моря находятся седиментационные архивы, охватывающие относительно небольшой с геологической точки зрения (столетия–первые десятки тысяч лет) период времени, однако характеризующиеся высоким разрешением, что делает их практически идеальным объектом для анализа изменений климата и природных обстановок за последние 16000 лет.

По сложившейся к настоящему времени концепции развития Балтийского моря в голоцене выделяют несколько основных стадий: Иольдиевое море (11.7–10.7 тыс. кал. л. н.); пресноводное

Анцилово озеро (10.7–9.8 тыс. кал. л. н.); переходная регрессивная фаза, в ряде публикаций выделяемая в качестве моря Мастоглойя (9.8–8.5 тыс. кал. л. н.); Литориновое море, образовавшееся около 8.5 тыс. кал. л. н. в результате окончательного соединения Балтийской котловины с Северным морем и Атлантическим океаном, а также Постлиториную, или современную фазу (с 4.5 тыс. кал. л. н.), когда произошла относительная стабилизация уровня моря и очертания берегов приняли облик близкий к современному [24, 25].

Исключительная мелководность впадины восточной части Финского залива, относительно выровненный рельеф дна и побережий, незначительные (от 0 до +2 мм/год) современные скорости гляциоизостатического поднятия обусловили наличие и хорошую сохранность форм позднепоследледникового рельефа (в том числе, реликтовых береговых образований) как выше, так и ниже уровня моря [1, 46, 47].

Выделение отложений, соответствующих различным фазам послеледникового развития Балтийской впадины, в ходе проведения ФГБУ “ВСЕГЕИ” в 1984–2000 гг. геологической съемки шельфа восточной части Финского залива выполнялось преимущественно по литологическим признакам [22, 52] а также по данным немногочисленных палинологических, диатомовых и палеомагнитных исследований [4, 7–9, 13, 18, 52, 53].

Применение современных аналитических методов и исследование кернов отложений с высоким разрешением позволяет успешно решать задачи реконструкции параметров среды седиментации и климата [3, 5, 17, 29, 31–34, 38, 54, 57].

В восточной части Финского залива первым успешным примером седиментологических исследований высокого разрешения был выполненный в рамках международного проекта BONUS INFLOW комплексный анализ грунтовой колонки F40, который позволил получить данные об изменениях среды осадконакопления за последние 6000 лет и, в частности, новые доказательства в пользу времени прорыва р. Невы в Финский залив около 3.3 тыс. кал. л. н. [19, 55].

В 2017–2020 гг. специалистами ВСЕГЕИ в рамках грантов РФФИ и РФФИ начат цикл седиментологических исследований донных отложений восточной части Финского залива [48]. Задачей настоящей статьи являются комплексный детальный литолого-стратиграфический анализ донных отложений из наиболее глубоководного седиментационного бассейна российской части Финского залива, расположенного между островами Гогландом и Мощным с целью реконструкции параметров среды седиментации палеоводоемов в голоцене.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Отбор колонок донных отложений выполнялся в ходе 35-го рейса Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН) на НИС “Академик Николай Страхов” (2017 г.) и рейсов ФГБУ “ВСЕГЕИ” на НИС “СН1303” в 2017–2018 гг. Выбор районов исследования осуществлялся по результатам анализа баз геолого-геофизических данных ФГБУ “ВСЕГЕИ”, полученных при геологической съемке шельфа (1980–2000 гг.). Для прицельного отбора грунтовых колонок было выполнено непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСАП) с использованием высокочастотного профилографа 3300-НМ (Edge-Tech, США) с регистрирующей программой Discover Sub-Bottom v. 3.36 и сейсмоакустического комплекса GEONT-SHELF HRP (Спектр-Геофизика, Россия). В статье рассматриваются результаты исследований трех колонок длиной от 177 до 482 см (рис. 1). Колонки отбирались в пла-

стиковые вкладыши и транспортировались в береговую лабораторию. Для характеристики современных условий на всех станциях осуществлялся дублирующий отбор поверхностного ненарушенного слоя осадков с применением бокс-корера.

В лаборатории колонки разрезали, фотографировали и описывали с определением цветов по международной шкале Munsell Color Chart. Для всех кернов проведено изучение распределения содержания химических элементов (Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, As, Y, Zr, Ba, Pb) с применением рентгенофлуоресцентного анализа (XRF-сканер Innov-X, OLYMPUS).

Для всех колонок выполнен гранулометрический анализ с использованием лазерного анализатора частиц “Микросайзер 201А” (“ВА Инстал”). Шаг отбора проб на гранулометрический анализ составлял 1 см.

Выполнены геохимические исследования (Sr, Pb, As, Zn, Cu, Ni, Co, Fe₂O₃, TiO₂, MnO, V, Cr, Br) с использованием рентгенофлуоресцентного спектрометра “СПЕКТРОСКАН МАКС-G” с шагом 3 см. Данные о распределении концентраций Вг по вертикальному разрезу колонки использованы для расчета палеосолености водных бассейнов [29].

Для спорово-пыльцевого анализа выбрана колонка 17GG-1t, в которой без промежутков каждые 5 см в нижней части и каждые 3 см в верхней части отобрано 180 образцов. Обработка отложений производилась по расширенной методике В.П. Гричука [6]: осадок разрушался пирофосфатом натрия и центрифугировался в тяжелой жидкости. Из отмытого от реагентов материала изготавливали препараты для изучения под микроскопом. При интерпретации полученных результатов использовались работы [14–16, 42].

Для 14 проб донных осадков в лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН и Центре прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (США) проведено радиоуглеродное датирование (табл. 1, рис. 2). Для калибровки возраста использовалась программа CALIB 8.2 с применением калибровочной кривой для наземных отложений IntCal20 [43]. Для верификации возрастной модели и расчета “резервуарного эффекта” использованы данные изменения содержания Pb в донных отложениях последних 2000 лет колонки 18MI-1t, так как пикам в распределении концентраций Pb в донных осадках Балтийского моря, обусловленным атмосферными выпадениями, соответствует точный календарный возраст: 750 ± 50 кал. л. н. (1200 год н. э., средневековый максимум) и 1970-е годы [44, 55, 59]. Рассчитанный таким образом резервуарный эффект составил +370 лет [48], что хорошо сходится с ранее

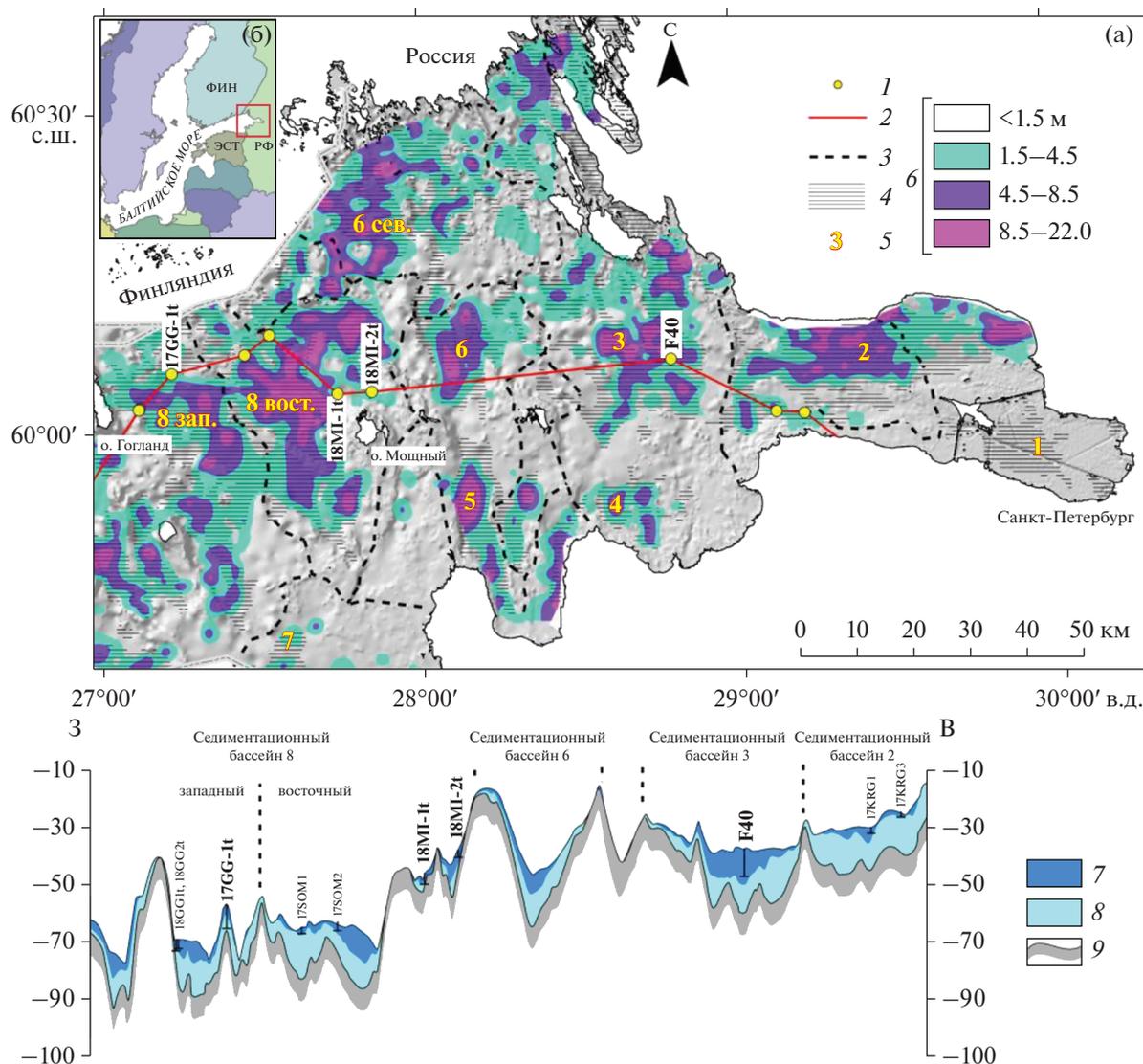


Рис. 1. Расположение грунтовых колонок на схеме мощности голоценовых отложений (а): (1) – места отбора грунтовых колонок; (2) – линия геологического разреза; (3) – линии выпуклого перегиба рельефа дна, разделяющих локальные седиментационные бассейны; (4) – области современной седиментации алевропелитовых донных осадков; (5) – номер локального седиментационного бассейна; (6) – мощность голоценовых донных отложений в метрах по данным НСАП. Положение района исследования на схеме Балтийского моря (б). Геологический разрез с обозначением расположения грунтовых колонок (в): (7) – морские и озерные голоценовые отложения; (8) – ледниково-озерные неоплейстоценовые отложения (массивные и ленточные глины Балтийского ледникового озера); (9) – поверхность ледниковых отложений (морены) последнего оледенения.

выполненными расчетами для колонки F40 (+350 лет) [55].

Для всех колонок выполнены определения потерь при прокаливании (ППП) и содержания органического углерода ($C_{орг}$) с 5 см интервалом. Определение $C_{орг}$ проводили на экспресс анализаторе углерода АН-7529М методом автоматического кулонометрического титрования по величине рН в лаборатории геологии Атлантики АО ИО РАН по стандартной методике [48].

В ходе работ для двух колонок донных осадков проводились палеомагнитные исследования, вклю-

чающие измерения естественной остаточной намагниченности. Измерения магнитной восприимчивости выполнены по всем колонкам, а измерения анизотропии магнитной восприимчивости проведены с использованием кубических образцов в колонке 17GG-1t.

Магнитная восприимчивость осадков измерялась по ненарушенной поверхности колонок при помощи капаметра КТ-5 и/или сенсорного прибора Bartington MS2E с интервалами 6.5 и 2.5 см соответственно. Во время измерений MS2E проводилась корректировка значений магнитной восприимчивости для того, чтобы исключить тем-

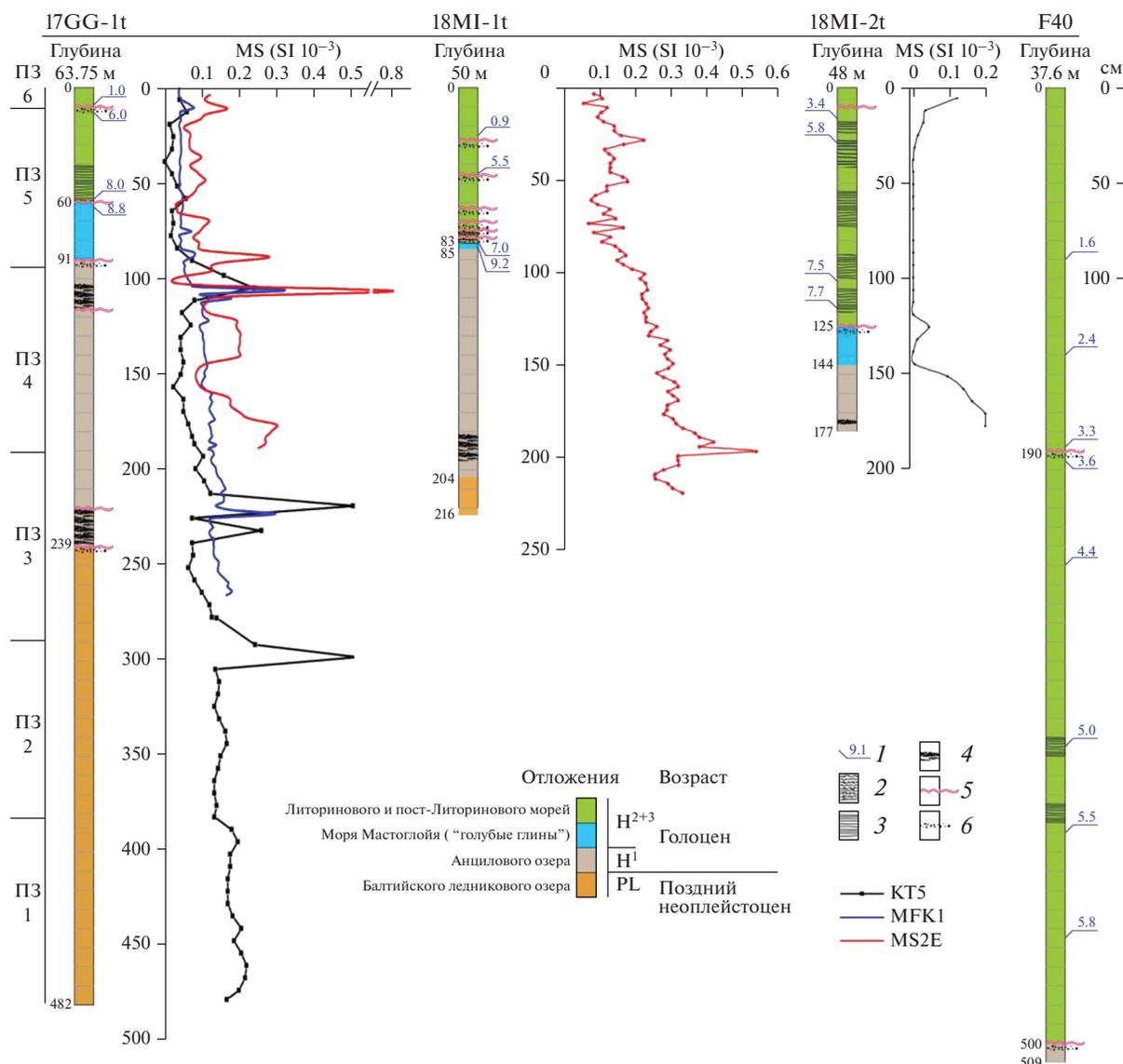


Рис. 2. Литолого-стратиграфические комплексы колонок донных отложений восточной части Финского залива (длина колонок в сантиметрах): (1) – результаты радиоуглеродного датирования (тыс. кал. л. н.); (2) – частично биотурбированные отложения; (3) – ясно слоистые отложения; (4) – прослой гидротроилита (аморфный сульфид железа); (5) – эрозионные границы; (6) – обогащение песчаным материалом; ПЗ – палинозона и ее номер. Кривые магнитной восприимчивости, полученные при помощи разных методов измерений: MFK1-FA, КТ-5, MS2E.

пературный дрейф оборудования. Пересчет значений магнитной восприимчивости осуществлялся автоматически с использованием программного обеспечения Multisus, Bartington.

Для колонки 17GG-1t палеомагнитные измерения проводились с использованием оборудования ресурсного центра Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета “Геомодель”. Измерения естественной остаточной намагниченности (ЕОН) выполнялись на СКВИД-магнитометре SRM-755 (2G Enterprises). После измерений естественной остаточной намагниченности для удаления вязкой остаточной намагниченности, наведенной современным маг-

нитным полем Земли, а также выделения других компонент остаточной намагниченности, включая наиболее стабильную, выполнена магнитная чистка колонки. Ступенчатое размагничивание переменным магнитным полем проводилось с шагом 5 мТл в диапазоне от 5 до 30 мТл и с шагом 10 мТл, начиная с 30 мТл и максимум до поля 100 мТл. Также для кубиков верхних 260 см были продублированы измерения магнитной восприимчивости при помощи MFK1-FA Kappabridge.

Образцы для палеомагнитных измерений в колонке 17GG-1t отбирали непрерывно при помощи пластиковых кубиков с размерами граней 19 × 19 × 20 мм и внутренним объемом около 8 см³.

Таблица 1. Результаты радиоуглеродного датирования колонок донных отложений

Лаб. Номер IGAN _{AMS}	Глубина колонок (см)	Датируемый материал	¹⁴ C возраст ± 1σ (кал. л. н.)	Калиброванный возраст (кал. л. н., 1σ интервал)	Калиброванный возраст (кал. л. н., 2σ интервал)	Калиброванный возраст (кал. л. н., медианное значение)	Калиброванный возраст с учетом резервуарного эффекта
18M1-2t							
7975	16–17	Валовый осадок	3480 ± 20	3698–3824	3652–3831	3758	3388
7976	29–30	Валовый осадок	5370 ± 25	6034–6272	6008–6278	6190	5820
7977	100–101	Валовый осадок	6995 ± 30	7790–7919	7735–7931	7831	7461
7978	115–116	Валовый осадок	7315 ± 30	8040–8174	8031–8178	8105	7735
18M1-1t							
7561	24–25	Валовый осадок	1280 ± 20	1177–1271	1176–1277	1227	857
7562	44–45	Валовый осадок	5050 ± 20	5745–5891	5738–5896	5829	5459
7563	79–80	Валовый осадок	6505 ± 20	7340–7430	7330–7472	7379	7009
7564	83–84	Валовый осадок	8615 ± 25	9535–9592	9532–9676	9550	9180
7565	183–184	Валовый осадок	15540 ± 35	18803–18862	18770–18894	18833	18463
17GG-1t							
7160	9–10	Валовый осадок	1420 ± 20	1300–1343	1296–1347	1324	954
7161	12–13	Валовый осадок	5620 ± 20	6320–6440	6311–6449	6394	6024
7162	57–58	Валовый осадок	7540 ± 25	8348–8382	8223–8405	8366	7996
7163	60–61	Валовый осадок	8240 ± 25	9134–9276	9033–9399	9208	8838
7164	90–91	Валовый осадок	10620 ± 40	12623–12699	12498–12722	12658	12288

Кубики вдавливали в ненарушенный осадок по всей длине колонки. Так как колонка не была ориентирована в горизонтальной плоскости географических координат при отборе, ориентирование кубиков проводилось относительно координат колонки для компонент X и Y вектора ЕОН, а в вертикальной плоскости – вниз по глубине (Z). Размер пробоотборников определяет дискретность выполненных измерений. После извлечения кубики очищались от лишнего осадка и закрывались пластмассовой крышкой, далее хранились в холодильнике при средней температуре $+5^{\circ}\text{C}$. Всего из колонки 17GG-1t отобрано 213 кубиков (рис. 2).

По результатам размагничивания методом компонентного анализа (PCA) [37] рассчитана характеристическая компонента (ChRM) остаточной намагниченности с максимальным угловым отклонением (MAD) в “Demagnetization Analysis in Excel” (DAIE) [49] в основном с использованием шагов размагничивания от 20 до 80 мТл.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Сейсмостратиграфия донных отложений. В акустических разрезах выделено 6 сейсмоакустических комплексов (СК), границы между которыми проводятся по резким отражающим горизонтам и/или резким изменениям инфраструктуры записи. СК-1 (морена) на разрезах высокочастотных НСАП является акустическим фундаментом. Он имеет резкую контрастную границу-кровлю сложной формы. Для комплекса характерно отсутствие или резкое затухание энергии отражений в нем. СК-2 (ленточные глины) практически повсеместно перекрывает СК-1. Внутренняя инфраструктура записи представляет собой серию выдержанных параллельных осей синфазности с относительно высокой интенсивностью отражений. Внутренние слои комплекса залегают согласно с кровлей нижележащего комплекса. СК-3 (“белая пачка”) – акустически прозрачный комплекс, который заполняет относительные понижения в кровле нижележащих СК-1 и СК-2. Когда комплекс СК-3 развит над СК-2, внутри него иногда выделяется субгоризонтальная граница. Комплекс СК-4 (отложения Балтийского ледникового озера) имеет схожую с СК-2 инфраструктуру – на разрезах представлен серией параллельных отражающих горизонтов, но имеет меньшую интенсивность отраженных сигналов, более тонкие слои. СК-5 (отложения Анцилового озера) имеет сложный акустический облик – серия субгоризонтальных отражающих горизонтов с локальными зонами потери корреляции (как бы разрывы в отдельных отражающих границах). Комплекс распространен не повсеместно и заполняет локальные понижения в нижележащем

(СК-4 или СК-2) комплексе, нижние отражающие горизонты имеют слабо выраженное несогласие с кровлей подстилающих отложений. СК-6 (отложения Литоринового и постЛиторинового моря) завершает разрез, имеет немного большее распространение по сравнению с СК-5. Комплекс представляет собой серию субгоризонтальных отражений различной интенсивности, обычно более высокой, чем в СК-5. В отложениях комплекса встречаются газонасыщенные осадки, для них характерна зона горизонтальных хаотичных отражений с практически полным затуханием ниже нее.

Литология и геохимия донных отложений. Колонка 17GG-1t отобрана в западной части седиментационного бассейна на глубине 63.75 м (рис. 1–3). Длина керна составляет 482 см. Колонка охватывает отложения СК-4–СК-6.

Нижний интервал (482–239 см) представлен монотонными или полосчатыми массивными глинами. Цветовая полосчатость представляет собой переслаивание тонких (доли мм) слоев серого и коричневого цветов (10YR6/2, 5YR5/6, 5YR6/4, 5YR5/2, 10YR6/2). По гранулометрическому составу выделяются два интервала: осадки нижнего (482–300 см) характеризуются более тонким составом – среднее содержание пелитовой фракции¹ 80.9%, алевритовой – 13.4%, песчаной 5.7%; осадки верхнего (300–239 см) содержат 76.6% пелитовых, 18.1% алевритовых и 5.4% песчаных частиц.

Геохимические параметры по разрезу изменяются незначительно и имеют тренд распределения, сходный с вариациями гранулометрического состава отложений. На глубине колонки 300 см фиксируется пик содержания Zr.

Распределение расчетной палеосолености по разрезу керна на интервале 482–239 см имеет равномерно пилообразный характер, колеблясь от 0 до 2‰ (рис. 4). Основная масса изучаемых химических элементов тяготеет к пелитовой фракции.

Интервал 239–95 см сложен серовато-бурными глинами и алевроглинами (5Y6/1). Важным диагностическим признаком отложений являются скопления черных “сажистых” стяжений размером до 1–2 мм в поперечнике (N1 black). Слабмагнитные стяжения, представляющие собой смесь нескольких минеральных фаз – пирита, мельниковита и частично окислившегося гидротроилита [48], обуславливают появление резких пиков на кривой магнитной восприимчивости (рис. 2). Стяжения концентрируются в отдельные гнезда до 1 см в диаметре, а иногда в линзоватые прослои. Наиболее четкий прослой приурочен к

¹ Здесь и далее используется гранулометрическая классификация Л.Б. Рухина <0.005 мм – пелит, 0.005–0.05 мм – алеврит, 0.05–2 мм – песок.

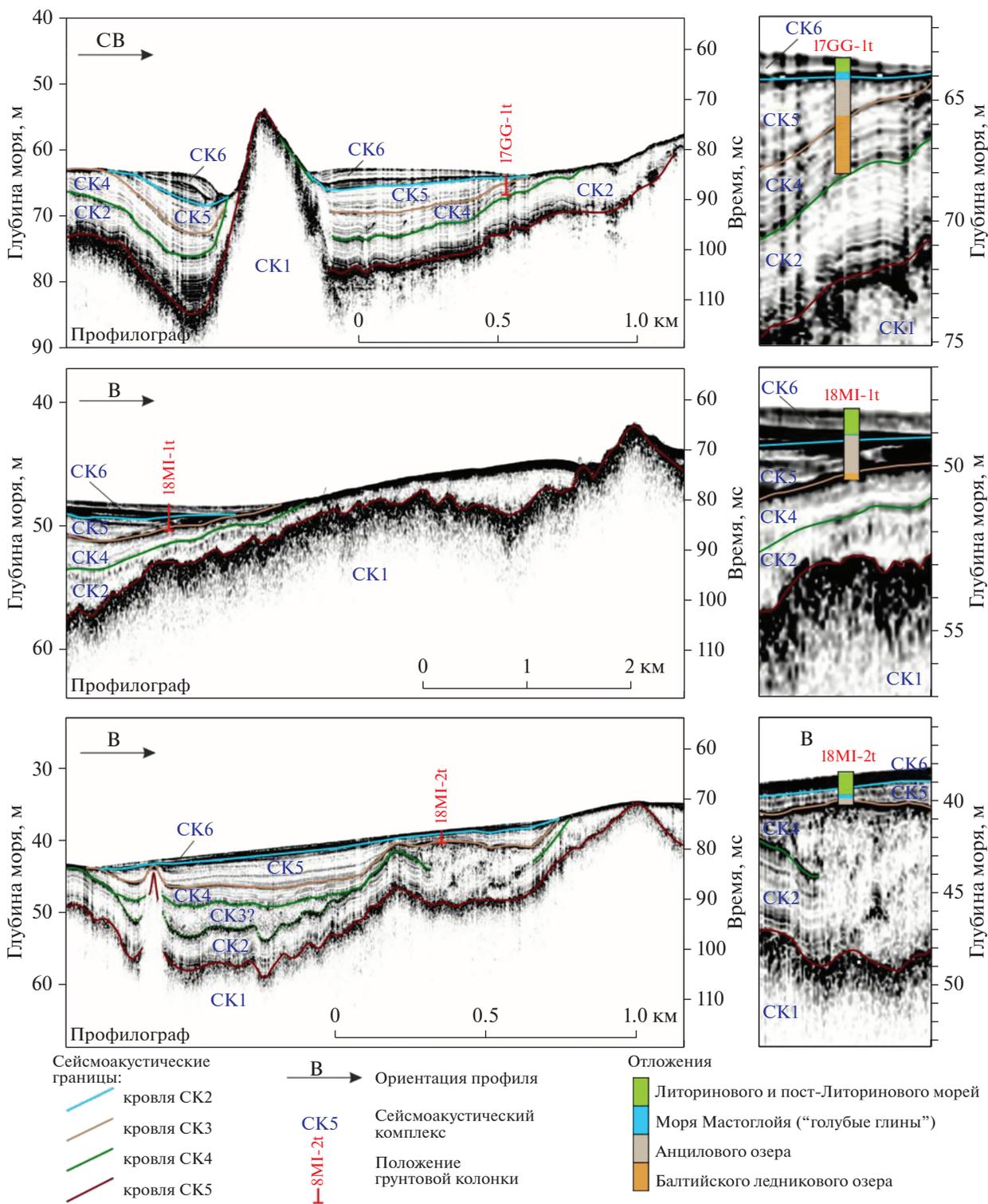


Рис. 3. Положение колонок 17GG-lt, 18MI-lt, 18MI-2t на профилях НСАП.

интервалу 239–223 см. Интересно отметить, в пределах “гидротроилитовых горизонтов” наблюдаются колебания содержаний K, Si, Cu, однако не изменяется содержание Fe. По гранулометрическому составу осадки интервала 239–

95 см отличаются от нижележащих отложений. Выделяются слои, обогащенные более крупными фракциями: алевритовые пелиты в интервалах 239–227 см, 224–223, 222–217 см, где содержание пелитовых частиц составляет 53.5–69.6%

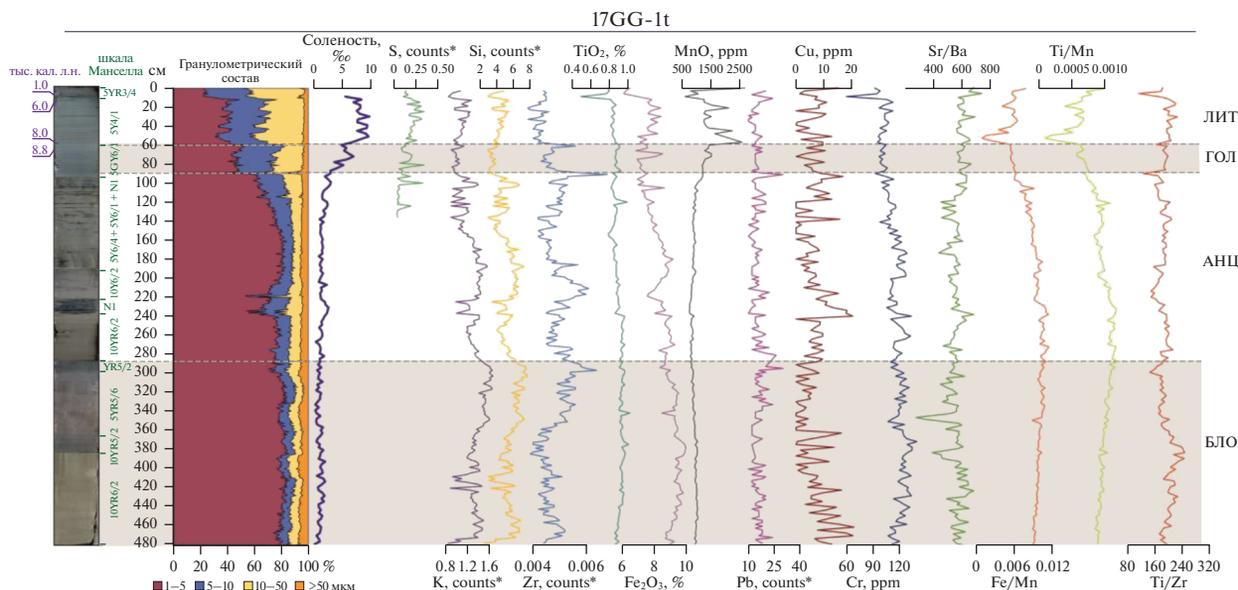


Рис. 4. Фото колонки, гранулометрические и некоторые геохимические параметры колонки 17GG-1t. Отложения: БЛО – Балтийского ледникового озера; АНЦ – Анцилового озера; ГОЛ – “голубые глины” моря Мастогля; ЛИТ – Лигурийского моря.

(среднее 64.4%), алевритовых – 24.0–41.4% (среднее 31.0%), песчаных – 3.3–6.4% (среднее 4.6%). В интервале 239–170 см наблюдается постепенное увеличение содержания пелитовых частиц (с 64 до 82%) и обратный тренд – уменьшение содержания пелита с 82 до 62% в интервале 170–91 см.

Содержания Si, K и Zr более изменчивы по сравнению с нижележащим интервалом. Расчетная палеосоленость (1.1–1.5‰) остается низкой, за исключением верхних 20 см (увеличение до 2.5–3‰) (рис. 4).

Верхний контакт на отметке 95 см маркирует прослой пелитового алеврита, обогащенного песчаными частицами (содержание пелитовых частиц 38.7%, алевритовых – 42.0%, песчаных – 19.3%). Мощность прослоя – 1 см. Описываемый контакт характеризуется пиком содержания Zr, что связано с увеличением терригенной составляющей и относительным повышением количества песчаных частиц. Большинство кривых изменения геохимических индикаторов характеризуется наличием перегибов, что свидетельствует о достаточно резком изменении параметров среды седиментации. Для кровли слоя получена радиоуглеродная датировка, соответствующая возрасту 12.3 тыс. кал. л. н. (табл. 1).

Выше залегает резко выделяющийся по литологическому облику прослой “голубых глин” мощностью 34 см (интервал 60–95 см). Мода гранулометрического распределения смещается в сторону алевритовых фракций, гранулометрический состав достаточно выдержанный в пределах интервала, осадки представлены голубовато-

серыми (5G6/2) пелитовыми алевритами и алевритовыми пелитами (содержание пелитовых частиц – 40.4–63.1% (среднее 49.2%), алевритовых – 32.0–55.9% (среднее 46.5%), песчаных – 2.7–9.0%, (среднее 4.3%)). В интервале 60–70 см и 88–91 см отмечаются пятна тонкодисперсного органического вещества (ОВ), в интервале 71–80 см отмечается горизонтальная слоистость (полосчатость) за счет обогащения ОВ. В “голубых глинах” фиксируется резкое увеличение содержания Mn, значение рассчитанной палеосолености скачкообразно увеличивается с 2 до 7‰. Прослой датируется 8.8 тыс. кал. л. н. (интервал 60–61 см) (таблица). Вследствие малой мощности прослой не идентифицируется на сейсмоакустических профилях (рис. 3).

Венчают разрез колонки 17GG-1t отложения, соответствующие СК-6. Мощность этих отложений существенно сокращена по сравнению с центральной частью описываемого седиментационного бассейна, где она превышает 2 м, а в других седиментационных бассейнах – 5 м (станция F40, 14-T3 и др. [48]). Отложения комплекса в колонке 17GG-1t по внешним литологическим признакам подразделяются на три слоя. Нижний слой (60–31 см) представлен зеленовато-серыми (5Y4/1) слоистыми пелитовыми алевритами, средний (31–11 см) – биотурбированными пелитовыми алевритами без выраженной слоистости. Верхний слой (0–11 см) сложен мягкими буроватыми неслоистыми алевропелитами. Гранулометрический состав осадков скачкообразно изменяется в подошве комплекса по сравнению с нижележащими

«голубыми глинами». Алевритовая фракция становится доминирующей (содержание алевритовых частиц – 47.4–65.1% (среднее 58.4%)), доля пелитовой фракции снижается до 31.1–49.2% (среднее 39.2%), песчаная примесь при этом по-прежнему незначительна (2.6–8.0%, среднее 3.4%). Нижний (эрозионный) контакт подчеркивается пиками концентрации TiO_2 , K и Zr. Вверх по интервалу отмечается рост палеосолености (до 9.6‰). Для этих отложений получены две датировки: 57–58 см – 8.0 тыс. кал. л. н., 12–13 см – 6.0 тыс. кал. л. н. (табл. 1, рис. 4).

В интервале 14–11 см происходит скачкообразное изменение гранулометрического состава осадков. Горизонт размыва характеризуется резким изменением содержания Zr, K, TiO_2 , Si и скачкообразным уменьшением расчетной палеосолености. Доля пелитовой фракции снижается до 22.2–26.1% (среднее 23.7%), содержание песчаной фракции – до 1.9–6.7% (среднее 3.8%), максимальное содержание песчаных частиц отмечено по нижней границе интервала. Выше, на интервале 0–11 см, выделяется прослой буровато-серых (5YR3/4) мягких алевроглин, в которых выражен тренд к постепенному увеличению содержания относительно более грубых фракций. Для горизонта 9–10 см получена датировка 1.0 тыс. кал. л. н. (табл. 1, рис. 4).

Колонки 18MI-1t и 18MI-2t отобраны в восточной части седиментационного бассейна (рис. 1) на глубинах 48 м и 38.25 м соответственно. Колонка 18MI-1t в интервале 218–204 см достигла отложений СК-4, представленных серовато-коричневыми (5Y6/1) алевроглинами и глинами (содержание пелитовой фракции варьирует от 68 до 79.6%, среднее 73.0%) с выраженной цветовой полосчатостью. В интервале 204–85 см отложения постепенно сменяются коричневато-серыми алевроглинами (содержание пелитовой фракции 51.1–77.7%, среднее 66.8%) (СК-5). В пределах интервалов 196–187 см и 133–108 см осадок резко обогащен линзами, стяжениями и пятнами сажистого цвета. Как гранулометрический состав, так и содержание химических элементов по разрезу интервала изменяются незначительно (рис. 5а). Для горизонта 183–184 см колонки 18MI-1t получена датировка 18.5 тыс. кал. л. (табл. 1). Колонка 18MI-2t вскрыла только верхнюю часть СК-5 (интервал 177–144 см) (рис. 5б). Осадки представлены коричневато-серыми (5Y6/1) алевроглинами, прослой гидротроилита фиксируется на глубине керна 174–171 см. Средние показатели ППП и $C_{орг}$ в обеих колонках составляют 4.8 и 0.6% соответственно, наблюдается слабый тренд увеличения этих показателей вверх по интервалу.

Верхняя граница отложений СК-5 в обеих колонках маркируется резким изменением грануло-

метрического состава, скачкообразным увеличением ППП и $C_{орг}$ (до 6.0 и 1.0% соответственно).

Прослой “голубых глин” (5G6/2) фиксируется в обоих кернах: маломощный (2 см) в интервале 85–83 см колонки 18MI-1t и более выраженный (19 см) в интервале 144–125 см колонки 18MI-2t. Осадки представлены алевроглинами (содержание пелитовой фракции 56.5–69%, среднее 62.8%). В колонке 18MI-1t с этого прослоя и выше наблюдается увеличение рассчитанной палеосолености, по верхнему контакту слоя фиксируется резкое обогащение песчаным материалом (до 45.2%). Для колонки 18MI-1t (83–84 см) получена датировка 9.2 тыс. кал. л. н. (табл. 1, рис. 5а).

Выше по разрезу в керне 18MI-1t прослой “голубых глин” сменяется зеленовато-серыми (5G6/1) биотурбированными (83–30 см) и зеленовато-серыми слоистыми (30–0 см) пелитовыми алевритами. Гранулометрические параметры характеризуются значительной изменчивостью (содержание пелитовой фракции варьирует от 24.7 до 54.8%, среднее 37.1%). Выделяются шесть эрозионных прослоев с повышенным содержанием песчаных частиц (до 11% на глубине керна 80–81 см; 9.3% на глубине 77–78 см; 9.3% на глубине 75–76 см; 8.4% на глубине 66–67 см; 16.1% на глубине 47–48 см и 18.0% на глубине 29–30 см). В этих слоях фиксируется повышенное содержание Zr (рис. 5а). Для отложений колонки получены радиоуглеродные датировки – над нижним контактом слоя 79–80 см – 7.0 тыс. кал. л. н., над двумя верхними эрозионными горизонтами: 44–45 см – 5.5 тыс. кал. л. н. и 24–25 см – 0.9 тыс. кал. л. н. (табл. 1).

В колонке 18MI-2t эрозионные прослои, обогащенные песком, за исключением интервала 6–8 см, не выражены. Однако по изменениям гранулометрического состава, геохимии и текстурных особенностей отложений выделяются три интервала (рис. 5б). Среднее содержание пелитовой фракции составляет 30.5% в интервале 125–33 см, 19.2% – в интервале 33–6 см и 24.2% – в интервале 6–0 см. Нижний интервал начинается 10-сантиметровым прослоем зеленовато-серых биотурбированных пелитовых алевритов, выше, до глубины керна 33 см, идет чередование горизонтально-слоистых и неслоистых биотурбированных зеленовато-серых пелитовых алевритов. Слоистость исчезает выше 68 см. В гранулометрическом составе выражен слабый регрессивный тренд, на верхней границе интервала фиксируется обогащение песком (до 37%). В верхних интервалах наблюдается увеличение содержания $C_{орг}$, а также изменение расчетной солености с 1.6‰ до 20‰. Геохимические параметры выдержаны по разрезу и резко изменяются на интервале 33–6 см (рис. 5б). Интервал 6–0 см

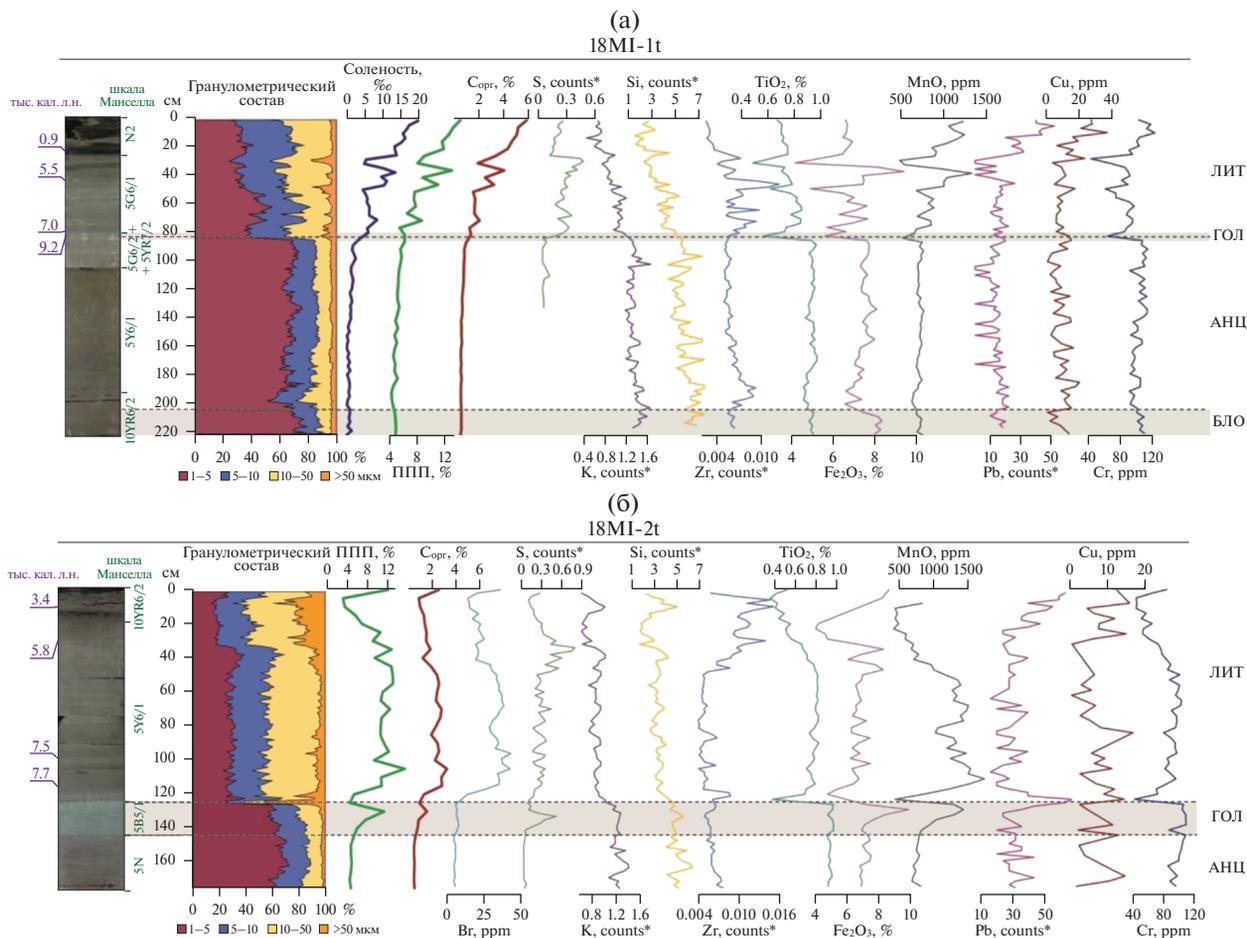


Рис. 5. Фото колонок, гранулометрические и некоторые геохимические параметры. (а) – колонка 18-МІ-1т, (б) – колонка 18-МІ-2т. Отложения: БЛО – Балтийского ледникового озера; АНЦ – Анцилового озера; ГОЛ – “голубые глины” моря Мастогля; ЛИТ – Литоринового моря.

представлен черными неслоистыми пелитовыми алевритами. Для отложений колонки получены следующие датировки: 7.7 тыс. кал. л. н. (115–116 см), 7.5 тыс. кал. л. н. (100–101 см), 5.8 тыс. кал. л. н. (29–30 см) и 3.4 тыс. кал. л. н. (16–17 см).

Палинологический анализ. По результатам спорово-пыльцевого анализа колонки 17GG-1t выделено 6 палинозон (рис. 6).

Палинозона 1 (485–380 см) характеризуется относительно невысоким содержанием пыльцы и спор при хорошей сохранности форм. Преобладают древесные (от 72.0% до 83.9%), особенно в нижней части палинозоны, среди которых выделяются *Pinus* (до 29.5%), *Betula* (до 49.7%) и *Betula nana* (до 12.9%). *Picea* составляет до 13.5%. Широколиственные *Quercus* и *Corylus* встречаются единично в верхней части палинозоны; *Salix* отмечен повсеместно, но его содержание не превышает 1.6%. Травы (до 26.4%) представлены *Ericaceae* (до 7.7%), *Roaceae* (до 7.5%), присутствуют *Asteraceae* (до 2.4%), заметна *Artemisia* (до 2.3%). Малочисленные спо-

ры представлены *Polypodiaceae* и *Lycopodium*, в нижней части зоны отмечены *Sphagnum*, в верхней – единичные *Equisetum*. Зафиксировано большое количество цист водорослей, в нижней и средней части палинозоны встречаются единичные раковинные амёбы.

В палинозоне 2 (380–288 см) возрастает содержание *Pinus* (до 33.6%). *Betula* доминирует (до 34.2%), *Betula nana* в среднем составляет около 5.5%, но в нижней части зоны отмечен максимум 20.0%. Широколиственные *Tilia*, *Acer*, *Quercus* и *Ulmus* единично представлены по всей палинозоне, *Corylus* достигает 1.0%. *Picea* максимально составляет 10.2%. Общее количество древесных не превышает 81.9%. Среди трав (до 27.0%) выделяются *Roaceae* (до 11.7% в верхней части палинозоны) и *Ericaceae* (до 4.4%). Присутствуют *Rosaceae* и *Syringaceae* (по 3.4%), отмечена *Artemisia* (до 1.2%). Споры *Polypodiaceae*, *Lycopodium* и *Selaginella* зафиксированы по всей палинозоне. Отмечено большое количество частиц угля.

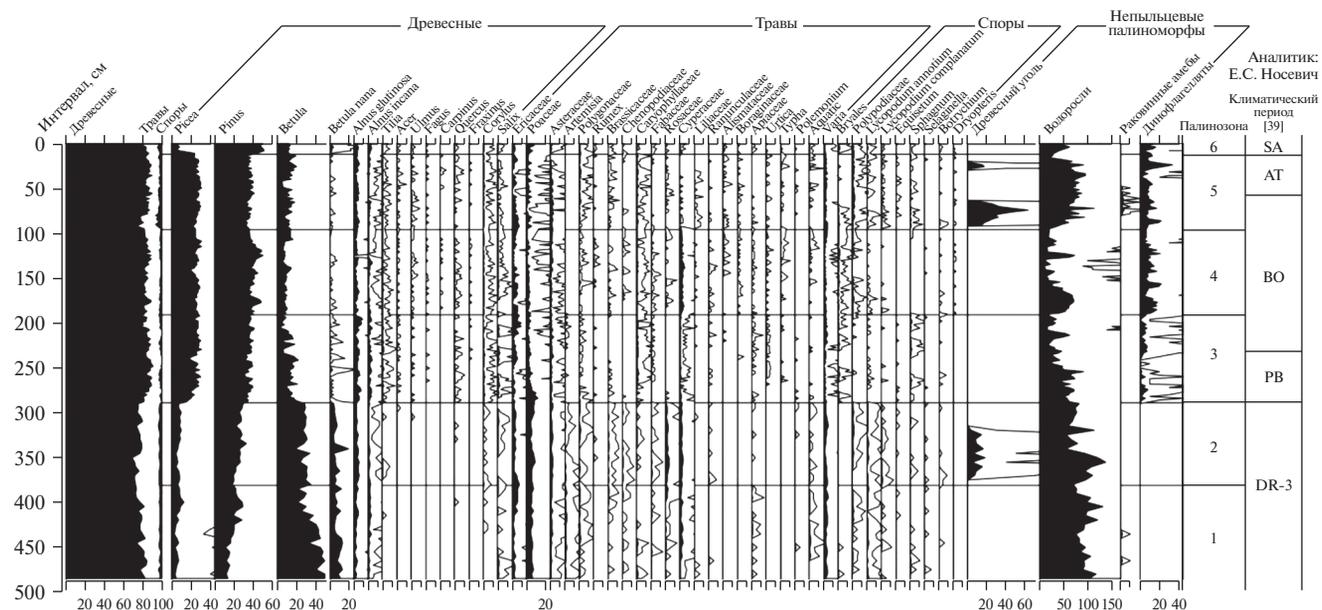


Рис. 6. Споро-пыльцевая диаграмма колонки 17GG-1t (автор Носевич Е.С.), климатический период приведен по [39].

В спорово-пыльцевых спектрах палинозоны 3 (288–190 см) возрастает содержание *Picea* (до 31.4%) и *Pinus* (до 41.7%) и сокращается количество *Betula* (до 18.3%) и *Betula nana* (до 1.8%). Широколиственные, в т.ч. *Fagus*, встречены по всей палинозоне и совокупно составляют до 2.6%. *Salix* достигает 2.3%. Таким образом, на древесные приходится до 90.4%. Среди трав (до 19.5%) доминируют *Ericaceae* (до 9.5% в верхней части палинозоны), *Roaceae* (до 10.2% в нижней части зоны), отмечены *Urtica* и *Typha*. В нижней части палинозоны отмечена *Artemisia*, которая затем выпадает из спектров. Споры немногочисленны, выделяются *Bryales* и *Sphagnum*. В образцах появляются цисты динофлагеллят.

Палинозона 4 (190–95 см) характеризуется высокой концентрацией пыльцы и спор и хорошей сохранностью форм. Доминируют древесные (до 88.7%), значительная часть которых приходится на *Pinus* (от 34.7 до 51.1%) и *Picea* (от 19.9 до 31.6%), а также *Betula* (до 16.5%). Отмечены широколиственные *Fagus*, *Ulmus* и *Fraxinus*, единично по всей палинозоне – *Carpinus*. Среди трав (до 18.9%) выделены *Suregaceae* (до 5.3%), *Ericaceae* (до 6.1%) и *Roaceae* (до 3.6%). Присутствуют *Ariaceae* и *Fabaceae*. Зафиксированы споры *Bryales*, *Polypodiaceae*, *Botrychium*, единично *Dryopteris*. Встречены цисты динофлагеллят и водорослей.

В образцах палинозоны 5 (95–11 см) отмечена наиболее высокая по колонке концентрация пыльцы и спор при хорошей сохранности зерен. Древесные составляют до 89.9%. Доминируют *Picea* (до 31.3%), *Pinus* (до 44.2%) и *Betula* (20.4%). Среди широколиственных встречены *Fagus*,

Carpinus и *Fraxinus*. Травы (до 22.4%) представлены *Roaceae* (до 5.4%), *Ericaceae* (до 7.8%) и *Asteraceae* (до 3.5%), а также *Polygonaceae* (до 2.0%) и *Caryophyllaceae* (до 2.2%). Встречаются *Liliaceae*, *Alismataceae* и *Typha*. В нижней части палинозоны отмечены споры *Bryales*, присутствуют *Sphagnum*, *Equisetum*, *Selaginella*, а также *Dryopteris*. В препаратах отмечено большое количество частиц угля, цист водорослей, а также ближе к нижней части зоны встречены единичные створки раковинных амёб.

В Палинозоне 6 (11–0 см) концентрация пыльцы и спор очень высокая, сохранность форм хорошая. Преобладают древесные (до 83.9%), среди которых доминирует *Pinus* (до 51.3%). Присутствуют *Picea* (до 8.4%), *Betula* (до 13.1%), *Betula nana* (до 4.4%), обильны широколиственные (до 2.6% совокупно). Травы (до 17.2%) представлены *Roaceae* (до 7.9%), *Ericaceae* (до 3.4%), а также *Asteraceae* (до 1.3%). Зафиксированы рудеральные *Rumex*, *Urtica*, *Cereales* и *Alismataceae*. Отмечены споры *Bryales*, *Polypodiaceae*, *Botrychium*.

Палеомагнитные исследования. На рис. 7 приведены результаты палеомагнитных измерений колонки 17GG-1t. Основная масса размагниченных образцов показала весьма низкие значения MAD (<5), что говорит о высокой достоверности полученных наклонения и склонения $ChRM$, а также о наличии одной основной компоненты, несущей намагниченность, не считая вязкой. Исключением являются образцы первого метра, чья ЕОН изначально довольно низкая, что отражается в результатах размагничивания в виде некоторого разброса намагниченности в пределах значе-

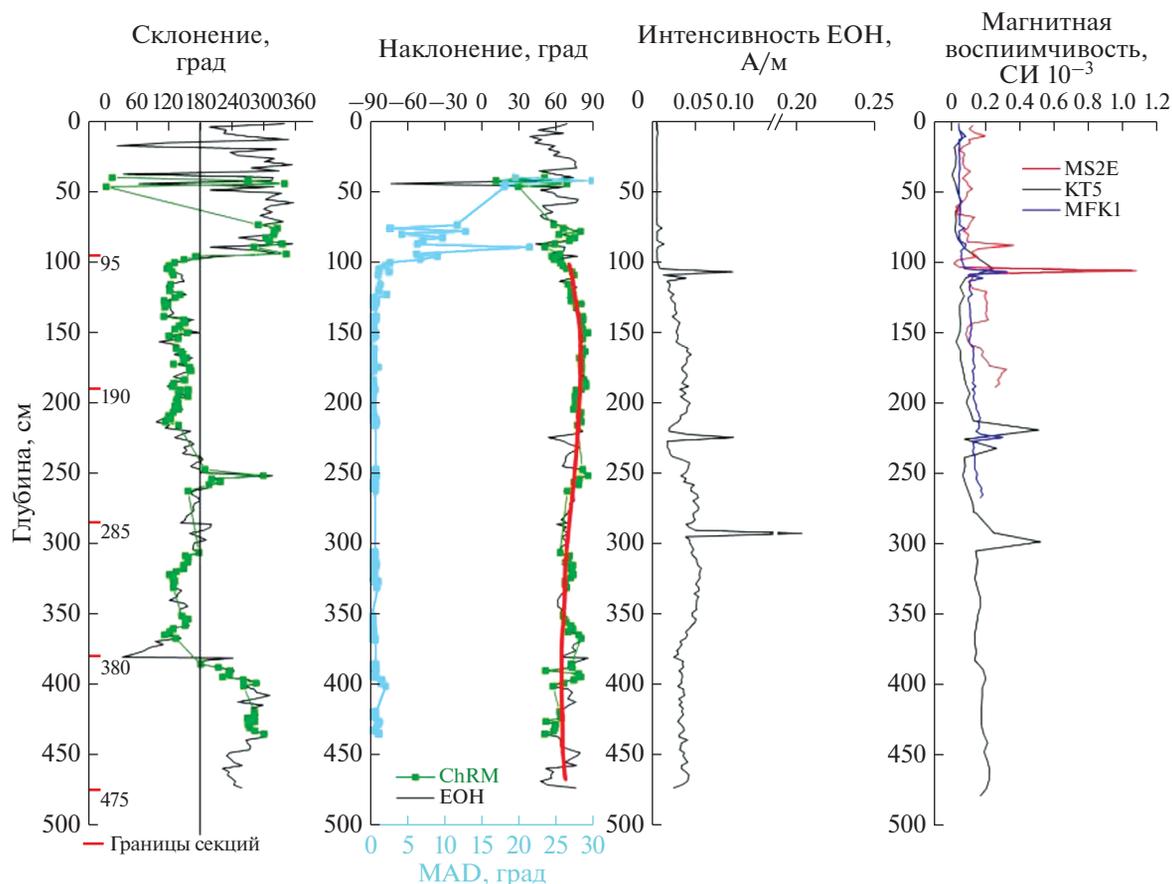


Рис. 7. Палеомагнитные параметры колонки 17GG-1t. Наклонение и склонение характеристической остаточной намагниченности (ChRM) обозначены зеленым цветом, черным цветом показана кривая естественной остаточной намагниченности (ЕОН) и кривые склонения, наклонения и интенсивности ЕОН. Максимальное угловое отклонение (MAD) – светло-голубая кривая. Кривые магнитной восприимчивости, полученные с помощью разных каппаметров: темно-синий – MFK1, красный – MS2E, черный – KT-5. В интервале глубин 460–100 см красной кривой показан тренд изменения значения наклонения.

ний, близких к значениям держателя для измерений магнитометра при высоких переменных полях. Совместно с низкой магнитной восприимчивостью это отражает сравнительно небольшое содержание магнитных минералов в литориновых отложениях.

Отложения Литоринового моря в верхней части колонки датированы радиоуглеродным методом. Определено, что интервал разреза от 60 до 14 см ниже дна имеет возраст от 8 до 6 тыс. кал. л. н. В разрезе этих отложений, несмотря на флуктуации рассчитанных параметров, связанные с низкими значениями NRM и, как следствие, высокими значениями MAD, просматриваются вековые вариации направления вектора ЕОН. Другой причиной больших флуктуаций направления естественной остаточной намагниченности (NRM) в литориновых отложениях является то, что такое распределение свойственно в Северной Европе осадочным толщам с возрастом 4.5–7.5 тыс. кал. л. н., в пе-

риод развития экскурса Соловки, максимальное развитие которого имело место 6 тыс. кал. л. н. [2]. Ранее, по данным изучения озерных отложений Великобритании [26–28] и Фенноскандии [50], получены уверенные данные о значительных изменениях в этом интервале времени склонения и наклонения.

По данным измерений, приведенным на рис. 7, а также по кривым магнитной восприимчивости колонок 18MI-1t и 18MI-2t (рис. 2), изменение характера осадконакопления между комплексами литориновых и анциловых отложений сопровождалось значительным изменением магнитных и палеомагнитных свойств осадков. Анциловые отложения обладают более высокой магнитной восприимчивостью и естественной остаточной намагниченностью. Это позволяет с высокой точностью выполнить определение склонения и наклонения в этом интервале разреза, что нашло отражение в низких значениях максимального углового отклонения (MAD). Отложения, распо-

женные на глубине более 100 см, характеризуются небольшими неупорядоченными флуктуациями склонения и закономерными изменениями наклона. Общий ход кривой наклона в этом интервале укладывается в полупериод с амплитудой изменения наклона около 15° , со значениями от 62° до 77° . По литературным данным [26–28, 50], характерный полный период колебаний величины наклона для возрастного интервала 33–6 тыс. лет составляет 3–4 тыс. лет.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

В ходе дегляциации дна Финского залива вблизи края ледника формировались приледниковые озера, площадь которых возрастала вплоть до формирования единого Балтийского ледникового озера, уровень которого значительно превышал современный. В восточной части Финского залива этому периоду соответствует четко выделяющийся на профилях НСАП благодаря слоистой структуре и облегающему залеганию осадочный комплекс, начинающийся ленточными глинами, мощность ритма в которых постепенно уменьшается с 10–20 см до долей миллиметра, и заканчивающийся массивными неслоистыми глинами с цветовой полосчатостью [48, 52]. Датирование этих отложений с применением радиоуглеродного метода проблематично в связи с низким содержанием органического вещества. В ряде случаев верхний контакт озерно-ледниковых отложений может быть определен по наличию эрозионного горизонта, обогащенного алевропесчаным материалом, так как завершающая фаза развития Балтийского ледникового озера ознаменовалась “катастрофическим” палеогеографическим событием – прорывом вод в океан, когда уровень водоема резко упал на 25–27 м [24] и далее продолжал снижаться на протяжении нескольких сотен лет. Однако наличие такого прослоя в колонках донных отложений не является повсеместным, изменение литологического облика и гранулометрического состава осадков происходит в ряде случаев постепенно.

В связи с невозможностью датирования озерно-ледниковых отложений радиоуглеродным методом, особый интерес представляют результаты палеомагнитных и палинологических исследований колонки 17GG-1t.

Верхний контакт отложений Балтийского ледникового озера по визуальному описанию можно было предположить на горизонте 239 см, выше которого выделяется прослой серовато-бурых глин, обогащенных гидротроилитом. Однако отсутствие в палеомагнитной записи интервала, соответствующего по литологическому облику отложениям Балтийского ледникового озера, данных об экскурсе Гетеборг, возраст которого около

13 тыс. кал. л. н., позволяет ограничить интервал формирования этих отложений более поздним возрастом, а граница голоцена (11.7 тыс. кал. л. н.), по этим данным, располагается примерно на глубине 300–295 см. Общий ход кривой наклона в интервале 460–100 см в колонке 17GG-1t укладывается в полупериод с амплитудой изменения наклона около 15° . Следовательно, вероятная продолжительность осадконакопления в этом интервале составляет около 2 тыс. лет. Это подтверждают результаты палинологических исследований, которые свидетельствуют о том, что резкая смена растительности, соответствующая началу голоцена, фиксируется на глубине колонки 288 см (рис. 6). В интервале 482–288 см выделены 2 палинозоны, которые свидетельствуют о холодных и влажных климатических условиях. Присутствие холодостойких видов и сравнительно низкое участие хвойных в структуре растительного покрова позволяют сопоставить этот этап формирования растительности водосбора со временем Балтийского ледникового озера. Таким образом, по данным палинологического анализа и палеомагнитных измерений, положение границы начала голоцена в керне не совпало с визуально выделяемыми изменениями литологического облика отложений, и располагается на 20–30 см ниже нижнего контакта гидротроилитового горизонта.

Отложения, формирующие СК-5, интерпретированы как осадки Анцилового озера. Кривые изменения гранулометрического состава в пределах этого комплекса наряду с “преданциловой” регрессией водоема в ряде случаев демонстрируют сходные тренды – уменьшение медианного размера частиц в нижней части интервала и его увеличение к верхней границе комплекса. Ранее [48] нами было высказано предположение, что такой характер изменения гранулометрического состава указывает на трансгрессивно-регрессивные циклы в раннем голоцене. В целом, как гранулометрические параметры, так и кривые их изменения, а также кривые распределения содержания химических элементов и их соотношений являются индикаторами бассейнового осадконакопления в относительно глубоководных условиях. Геохимические индикаторы в колонке 17-GG-1t указывают на аккумуляцию отложений СК-5 при постепенной регрессии водоема (Fe/Mn, Ti/Mn) и уменьшении дальности переноса осадочного материала (Ti/Zr) (рис. 5). Исключением является содержание химических элементов в пределах гидротроилитовых горизонтов, где кривые распределения большинства химических элементов и их соотношений более изменчивы. Скорости осадконакопления составляют не менее 1.6 мм/год. Расчетная палеосоленость (2–3‰) указывает на пресноводный характер палеоводоема.

Заключительный этап развития Анцилового озера по существующим представлениям для ре-

гиона восточной части Финского залива, основанным, прежде всего, на палеолимнологических и геоархеологических исследованиях на суше [45, 47], носил регрессивный характер. На этом этапе началось первое проникновение в котловину Балтийского моря соленых вод. Данные спорово-пыльцевого анализа, выполненного для колонки 17GG-1t, свидетельствуют о существенном потеплении (палинозона 4) в конце описываемого этапа. В этом случае, характер изменения гранулометрического состава может быть объяснен также и усилением стока с суши, связанным с гумидизацией климата.

Переходный горизонт от озерных отложений к морским, прослеженный в колонках 17GG-1t, 18MI-1t и 18MI-2t, является наиболее интересным и информативным с палеогеографической точки зрения. Во всех исследованных колонках выявлен специфический по литологическому облику прослой “голубых глин” мощностью от 3 до 30 см, характеризующийся резким изменением гранулометрического состава (мода гранулометрического распределения смещается в сторону алевритовых фракций) и геохимических параметров. На нижней границе слоя отмечается также рост содержания органического вещества (ППП до 8,4%, $C_{орг}$ до 1,2%), S, Mn, Vg и расчетной палеосолености (от 2 до 6–7‰). В “голубых глинах” существенно меняются по отношению к ниже залегающим отложениям литолого-геохимические связи: поведение практически всех рассмотренных элементов индифферентно по отношению к гранулометрическому составу. Эти отложения были впервые датированы в колонках 17GG-1t и 18MI-1t, результаты показали возраст 8,8 и 9,2 тыс. кал. л. н.

Впервые прослой “голубых глин” описан в работе [36] и наиболее полно проанализирован в работе [56]. В восточной части Финского залива прослой “голубых глин” был закартирован при проботборе в процессе геологической съемки шельфа масштаба 1 : 200 000 (ВСЕГЕИ, 1984–2000 гг.). Лишь в крайне восточной части российского сектора Финского залива, примыкающей к Невской губе, горизонт “голубых глин” в грунтовых колонках отсутствует. В большинстве колонок, где были опробованы верхние части разреза анциловых отложений, мощность “голубых глин”, судя по визуальному описанию, составляла от 1 до 10 см. До настоящего времени достаточно детально (с использованием послойного гранулометрического и геохимического анализа) были изучены только две грунтовые колонки 09-VI-3 и 17-Г-30-2, отобранные в российской части Финского залива и содержащие прослой “голубых глин” мощностью 8 см и 6 см соответственно. В обеих колонках как нижний, так и верхний контакты резкие, эрозионные, с обогащением песчаным материалом [20].

Полученные данные хорошо соотносятся с представлениями о палеогеографическом развитии Балтики. По опубликованным данным [24], этому периоду соответствовало понижение уровня водоема и первые слабые затоки соленой воды в западную Балтику и Борнхольмскую впадину [23, 25], датируемые возрастом 9,8 тыс. кал. л. н. Период 9,8–8,5 тыс. кал. л. н. датируется разными авторами как начальная стадия литориновой трансгрессии (Initial Littorina Sea) [23] или море Мастоглоя [3].

Резкое изменение среды седиментации под воздействием начавшейся морской трансгрессии при низком начальном уровне бассейна обусловило трансформацию литолого-геохимических характеристик отложений. По данным А.И. Блажчишина [3], в Арконской впадине (центральная Балтика) местами в верхней (регрессивной) части разреза анцилового озерного голоцена наблюдается прослой, обогащенный аллохтонным органическим детритом. В разрезе отложений, опробованных на подводной террасе, расположенной на глубине 45 м южнее банки Кригерс-Флак (Южная Балтика), максимуму анциловой регрессии соответствует торфянистая пачка, формировавшаяся в субаэральных условиях. На контакте анциловых и литориновых отложений в Западной Балтике повсеместно выделяется прослой (мощностью 5–15 см) серого песка, содержащего растительный детрит и комплекс диатомовых моря Мастоглоя [3]. Над этим горизонтом в Арконской впадине залегает песчанистый сапропель, а в Мекленбургской бухте (юго-западная Балтика) – гумусированный алеврит мощностью 10–30 см. Формирование этих отложений связывается с дальнейшей регрессией моря Мастоглоя, а описанные отложения коррелируют с формированием в глубоководных впадинах Центральной Балтики нижнего горизонта мелкослоистых сапропелей, которые в мелководных районах замещаются торфянистыми прослоями [3]. В Гданьской впадине обсуждаемому временному интервалу соответствует прослой, представленный оливково-серыми алевроглинами с редкими линзоватыми полосами шириной 1–5 мм темного цвета и черными микростяжениями [29]. Я. Харфф [32] в Готландской и Борнхольмской впадинах выделяет отложения начальной фазы литориновой трансгрессии в качестве самостоятельного горизонта (B1), характеризующегося отчетливой сохранившейся в разрезе слоистостью (полосчатостью) и сформировавшегося в восстановительных условиях при недостатке кислорода на границе дно–вода.

В северной Балтике, Ботническом и Финском заливах, указанные переходные отложения представлены прослоем “голубых глин”. В опорных колонках северной части Балтийского моря (станции MGML и AS2 [48]) указанные отложения мощностью 46 см, перекрывающие типич-

ные анциловые алевроглины с прослоями гидротроилита, подразделяются на два прослоя (с постепенным переходом), снизу-вверх: серые глины с пятнистым обогащением тонкодисперсным органическим веществом (32 см) и голубовато-серые глины (14 см). Диагностическим признаком указанного комплекса отложений является появление многочисленных диагенетических хорошо раскристаллизованных сульфидов, формировавшихся как псевдоморфозы по ходам бентосной фауны [56]. Наибольшее обогащение сульфидами фиксируется, как правило, в небольшом по мощности прослое. Диагностика пирита подтверждается рентгеноструктурным фазовым анализом [10]. Содержание пирита, нацело составляющего тяжелую фракцию, в “голубых глинах” может достигать 0.1–0.3% (весовых % осадков). Микроконкреции могут быть представлены несколькими разновидностями: 1 – единичные черные и бронзово-желтые глобулы (размером до 0.05 мм) и их ксеноморфные сростки (размером до 0.5–0.65 мм); 2 – массивные изометричные золотистые образования (до 0.5–0.6 мм); 3 – ветвящиеся дендровидные образования длиной до 2–50 мм и диаметром в сечении – доли миллиметра, представляющие собой биоморфозы пирита по ходам ползания бентосной фауны [11, 12]. Таким образом, важно отметить, что специфические по литологическому облику отложения переходной от озерной к морской стадии развития Балтики формировались в исследуемом районе в условиях исключительно благоприятных для развития бентосной фауны. Нижний контакт этих отложений либо подчеркнут песчаным прослоем (например, в колонке 17GG-1t содержание фракции >2.0 мм возрастает до 19%), либо характеризуется возрастанием содержания алевритовых частиц (например, в колонке 18MI-2t). Значительный перерыв в осадконакоплении, маркируемый эрозионным прослоем в основании литориновых отложений, был также ранее выявлен авторами в ходе исследований колонки F40 [19, 55].

Отложения литолого-стратиграфического комплекса, венчающего геологический разрез, характеризуются максимальной изменчивостью гранулометрических и геохимических параметров, а также содержания $S_{орг}$, что отражает многократные изменения среды седиментации морского осадочного бассейна. В изученных колонках литориновых отложений выявлено от одного до четырех эрозионных горизонтов, а также ряд интервалов, на которых происходит резкое изменение литологических и геохимических характеристик. Литориновые отложения заметно отличаются по цвету и текстуре от нижележащих отложений, во всех колонках в них резко возрастает показатель рассчитанной солёности, а также содержание $S_{орг}$, что связано с увеличением первичной продук-

ции, либо с лучшей сохранностью органического вещества в условиях гипоксии [24, 51, 58].

В ряде работ, выполненных на основе седиментологических исследований колонок отложений Центральной и Юго-восточной Балтики [32, 57], предложены схемы корреляции колонок, основанные на чередовании литогеохимических параметров и текстурных особенностей отложений, обусловленных изменениями климата.

Впервые выполненное для донных отложений восточной части Финского залива датирование литориновой части разреза позволило сопоставить полученные результаты с данными из других районов Балтийского моря. Датировки отложений непосредственно над контактом с “голубыми глинами” – 8.0 и 7.0 тыс. кал. л. н., в колонках 17GG-1t и 18MI-2t, соответственно – показывают, что типичные осадки морского бассейна начали формироваться в седиментационном бассейне в районе о-ва Гогланд практически одновременно с отложениями начальной фазы морской трансгрессии, установленной в Центральной Балтике. В большинстве работ радиоуглеродные датировки начала трансгрессии лежат в пределах между 8.5 и 8 тыс. кал. л. н. [23, 51].

Первая фаза развития Литоринового моря в Центральной Балтике (B1 [32]) датируется временем 8.1–6.0 тыс. кал. л. н. и характеризуется как переходная от солоноватоводных условий к морским с доминированием в придонных слоях воды бескислородных условий, которые способствовали сохранению в разрезе ненарушенной деятельностью бентоса тонкой слоистости. Этому временному интервалу соответствуют нижние прослои литориновых отложений колонок 17GG-1t и 18MI-2t, датирующиеся периодом 8.0–6.0 тыс. кал. л. н. и 7.7–5.8 тыс. кал. л. н. соответственно. В основании этого интервала в этих колонках, как и в исследованных ранее колонках того же седиментационного бассейна [48], выделяются тонко-горизонтально-слоистые отложения, являющиеся индикаторами бескислородной обстановки. В колонке 18MI-2t верхняя граница этих слоистых отложений датируется возрастом 7.5 тыс. кал. л. н. Мощность слоистого прослоя в колонке 17GG-1t аналогична, что позволяет предположить, что бескислородные условия существовали в описываемом седиментационном бассейне в период от начала литориновой трансгрессии до ее максимальной фазы (датируемой по данным исследований озер Карельского перешейка [41] 7.3 тыс. кал. л. н.). На графиках изменения геохимических параметров этот интервал характеризуется увеличением содержания Vg, в колонке 18MI-2t имеется тренд к понижению содержания Ti, а в колонке 17GG-1t наблюдается изменение соотношений химических элементов (Fe/Mn, Ti/Mn), являющихся индикатором уменьшения поступления матери-

ала с суши и углубления бассейна [32]. Отложения, сформировавшиеся в период между 7.0 и 6.0 тыс. кал. л. н., характеризуются неслоистой текстурой в колонках 17GG-1t и 18MI-1t, либо наличием отдельных групп слоев при доминировании массивной текстуры осадка (колонка 18MI-2t), светлой окраской и указывают на отсутствие дефицита кислорода в придонной среде. Аналогичная картина установлена для колонок донных отложений Центральной Балтики по данным исследований [57], в соответствии с которыми этот отрезок времени характеризовался в Балтийском регионе похолоданием, сменившимся около 6.0 тыс. кал. л. н. резким потеплением (по более ранней публикации [32] дата этой смены седиментационных условий определялась как 5.7 тыс. кал. л. н.), которое вновь привело к доминированию бескислородной обстановки в придонной среде и формированию слоистых отложений. В колонке 17GG-1t отложения выше интервала с возрастом 6.0 тыс. кал. л. н. срезаны мощным эрозионным прослоем, далее следует длительный перерыв в осадконакоплении, которое возобновилось только 1.0 тыс. кал. л. н.

В колонке 18MI-1t отложения начальной фазы литориновой трансгрессии в разрезе не сохранились. Датировка нижнего слоя литориновых отложений колонки 18MI-1t показала возраст 7.0 тыс. кал. л. н. Этот слой отличается относительно более грубым по сравнению с вышележащими отложениями гранулометрическим составом и включает в себя четыре пика обогащения песчаным материалом, что указывает на достаточно активную гидродинамическую обстановку в придонном слое во время образования этих отложений и наличие перерывов в осадконакоплении.

В колонках, отобранных в северной части Балтийского моря [30], также отмечаются слоистые отложения в условиях гипоксии/аноксии в придонных водах, обусловленной усилением стратификации водной толщи во время ранней фазы литориновой трансгрессии, а также вызванной увеличением поступления органического вещества в донные осадки. Увеличение продуктивности поверхностных вод объясняется повышением температуры во время начальной фазы термального максимума голоцена, а также регенерацией фосфора из донных осадков. Интервал 47–28 см в колонке 18MI-1t представлен слоистыми, зеленовато-серыми алевропелитами; поэлементные кривые распределения демонстрируют рост содержания S и Mn. Величина рассчитанной солености возрастает до 14‰ на глубине 37 см. Начало седиментации над эрозионным прослоем датируется временем 5.5 тыс. кал. л. н. Как было сказано выше, такие условия установлены для Центральной Балтики с 6.0 тыс. кал. л. н. [57].

Близкая датировка формирования слоистых литориновых отложений (5.5 тыс. кал. л. н.) получена ранее для колонки F40, отобранной в центральной части седиментационного бассейна, расположенного восточнее колонки 18MI-1t. В исследованной ранее колонке F40 [19, 55] описанные отложения непосредственно перекрывают поверхность анциловых глин, залегающая на ней с разрывом. Таким образом, перерыв в осадконакоплении в начальную фазу литориновой трансгрессии в центральной части седиментационного бассейна к югу от Березовых островов (седиментационный бассейн 3) был еще более длительным.

ВЫВОДЫ

Детальные седиментологические исследования донных отложений наиболее западного седиментационного бассейна российской части Финского залива (между о-вами Гогланд и Мощный) позволили реконструировать палеоклиматические условия послеледниковых водоемов, продатировать основные фазы их развития и выявить региональные особенности процессов седиментации.

1. Осадконакопление в Балтийском ледниковом озере происходило в условиях холодного и влажного климата, в пресном водоеме, характеризующемся низким уровнем биогенных веществ. Переход от озерно-ледникового к озерному осадконакоплению характеризовался полной перестройкой седиментационных процессов; в сейсмоакустических разрезах этот переход фиксируется по стратиграфическому несогласию, изменению характера залегания отложений и переходу к “очаговой” аккумуляции в ограниченных бассейнах седиментации. В разрезе переход от осадков Балтийского ледникового озера к анциловым, как правило, сопровождается наличием горизонтов размыва, обогащенных песчаным материалом, и резким изменением спорово-пыльцевых спектров. В ряде случаев по данным палинологического анализа и палеомагнитных измерений, положение границы начала голоцена в керне не совпадает с визуально определяемым изменением литологического состава (нижний контакт гидротроилитового горизонта), а находится на 20–30 см ниже, отражаясь также в изменении гранулометрического состава отложений.

2. Отложения Анцилового озера формировались в пресноводном водоеме в условиях потепления климата и усиления стока с суши. Заключительный этап существования водоема имел регрессивный характер.

3. Кратковременная регрессия моря Мастоглойа в регионе Финского залива произошла около 9 тыс. кал. л. н. и выразилась в формировании специфического по литологическому облику прослоя “голубых глин” в условиях скачкообразного

увеличения солености и биопродуктивности водоема.

4. Для отложений морской фазы развития Балтики в восточной части Финского залива выявлены циклы гипоксии, связанные с периодами потеплений. Начало морского осадконакопления в седиментационном бассейне у о. Гогланд датируется 8.0 тыс. кал. л. н. Отложения первой фазы литориновой трансгрессии (8.0–7.0 тыс. кал. л. н.) сформировались в условиях недостатка кислорода в придонной среде. Период между 7.0 и 6.0 тыс. кал. л. н. характеризовался доминированием богатой кислородом обстановки на границе дно-вода, способствовавшей активному развитию бентоса. Климатические условия раннего голоцена, восстановленные для колонки 17GG-1t, были более мягкими, по меньшей мере, для части территории водосбора моря, чем в настоящее время, соленость превышала современную. В целом, биопродуктивность Литоринового моря значительно превышала биопродуктивность палеоводоемов озерно-ледниковой и озерной стадий развития Балтийского моря.

5. Характерной особенностью восточной части Финского залива является неоднократная резкая смена условий седиментации в среднем-позднем голоцене и наличие длительных перерывов в осадконакоплении, обусловленных регрессиями, и эрозионных прослоев, сформировавшихся при относительном понижении уровня моря.

6. Изменение характера осадконакопления между комплексами литориновых и анциловых отложений сопровождалось значительным изменением магнитных и палеомагнитных свойств осадков. Анциловые отложения обладают заметно более высокой магнитной восприимчивостью и естественной остаточной намагниченностью. Вероятная продолжительность осадконакопления в интервале 460–100 см в колонке 17GG-1t составляет около 2 тыс. лет, а вероятное время осадконакопления находится в пределах 13–10 тыс. кал. л. н.

Источники финансирования. Исследования грунтовых колонок и камеральная обработка геофизических данных выполнены в рамках гранта РФФ 17-77-20041-П. Палеомагнитные исследования выполнены в рамках гранта РФФИ 19-05-00768. Сейсмоакустическое профилирование выполнялась в рамках госзадания ИО РАН (тема № FMWE-2021-0012).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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 // Региональная геология и металлогения. 2012. № 50. С. 15–27.
2. Бахмутов В.Г., Главацкий Д.В. Проблемы магнито-стратиграфии плейстоценовых лессово-почвенных отложений юга Украины // Геофизический журнал. 2016. Т. 38. № 4. С. 59–74.
3. Блажчишин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 160 с.
4. Бутылин В.П., Жамойда В.А., Козин М.Б. и др. Литостратиграфия верхнечетвертичных отложений Финского залива и их корреляция с аналогичными образованиями центральной Балтики // Геология субарктической зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты в пределах Финского залива. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. С. 32–51.
5. Григорьев А.Г., Жамойда В.А., Спиридонов М.А. и др. Новые данные по истории развития юго-восточной части Балтийского моря от позднеледниковья до современности // Региональная геология и металлогения. 2009. № 40. С. 103–114.
6. Гричук В.П., Монозон М.Х. Определитель однолучевых спор папоротников из семейства Polypodiaceae R. Вг., произрастающих на территории СССР. Методическое пособие для спорово-пыльцевого анализа. М.: Наука, 1971. 127 с.
7. Джиноридзе Р.Н., Гей Н.А., Рыбалко А.Е. К палеогеографии Финского залива в позднем голоцене // Вестник СПбГУ, сер. 7. 1994. Вып. 4. С. 82–88.
8. Джиноридзе Р.Н., Клейменова Г.И. Материалы к палеоботанической характеристике поздне- и послеледниковых отложений Лахтинской котловины // Докл. АН СССР. 1963. Т. 161. № 3. С. 700–703.
9. Джиноридзе Р.Н., Клейменова Г.И. Материалы к палеоботанической характеристике поздне- и послеледниковых отложений Лахтинской котловины // Проблемы палеогеографии. Л.: Изд-во Ленинградского университета, 1965. С. 193–214.
10. Доминиковская Т.В., Жамойда В.А. Минералогические особенности верхнечетвертичных отложений Финского залива // Гляциальные шельфы: проблемы геологии и методика изучения. Л.: ВСЕГЕИ, 1985. С. 35–43.
11. Жамойда В.А. Литология и минералогические особенности верхнечетвертичных отложений гляциального шельфа. Автореф. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 22 с.
12. Жамойда В.А. Сравнительные аспекты аутигенного минералообразования в четвертичных отложениях морей гляциального шельфа и использование аутигенных минералов для стратификации разрезов // Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России. СПб., 1992. С. 97–104.
13. Кочегура В.В., Русинов Б.Ш. Палеомагнитное расчленение и корреляция плейстоценовых и голоценовых осадков Онежского залива // Комплексные морские геолого-геофизические исследования внутренних морей гляциальных шельфов. Л., 1987. С. 63–71.

14. *Куприянова Л.А., Алешина Л.А.* Пыльца двудольных растений флоры европейской части СССР. Ленинград: Наука, 1978. 184 с.
15. *Куприянова Л.А., Алешина Л.А.* Пыльца и споры растений флоры европейской части СССР. Ленинград: Наука, 1972. 171 с.
16. *Куприянова Л.А., Алешина Л.А.* Споры папоротникообразных и пыльца голосеменных и однодольных растений флоры европейской части СССР. Ленинград: Наука, 1983. 179 с.
17. Лито- и биостратиграфия донных отложений Балтийского моря / Под ред. Гуделиса В.К. Вильнюс, 1985. 205 с.
18. *Малаховский Д.Б., Арсланов Х.А., Гей Н.А. и др.* Новые данные по голоценовой истории Ладожского озера // Эволюция природных обстановок и современное состояние геосистемы Ладожского озера. СПб.: Изд-во Российского географического общества, 1993. С. 61–73.
19. *Рябчук Д.В., Григорьев А.Г., Жамойда В.А. и др.* Новые данные о формировании реки Нева по результатам седиментологических исследований в восточной части Финского залива // Региональная геология и металлогения. 2015. Т. 61. С. 6–20.
20. *Рябчук Д.В., Григорьев А.Г., Сапелко Т.В. и др.* Характеристика седиментационных процессов в послеледниковых водоемах по данным исследований колонок донных отложений восточной части Финского залива // Известия РГО. 2017. Т. 149 (3). С. 32–52.
21. Система Балтийского моря. М.: Научный мир, 2017. 608 с.
22. *Спиридонов М.А.* Ледниковая история Финского залива // Геология субаквальной части зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты в пределах Финского залива. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. С. 15–23.
23. *Andrén E., Andrén T., Sohleniu G.* The Holocene history of the southwestern Baltic Sea as reflected in a sediment core from the Bornholm Basin // *Boreas*. 2000. V. 29 (3). С. 233–250.
24. *Andrén T., Björck S., Andrén E. et al.* The development of the Baltic Sea Basin during the last 130 ka // *The Baltic Sea Basin / Harff J., Björck S., Hoth P. (eds.)*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2011. P. 75–97.
25. *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 // *Quat. Intern.* 2005. V. 130 (1). P. 111–139.
26. *Creer K.M., Tucholka P.* On the current state of lake sediment palaeomagnetic research // *Geophys. J. R. astr. SOC.* 1983. V. 74. P. 223–238.
27. *Creer K.M.* Review of lake sediment palaeomagnetic data // *Geophysical surveys*. 1985. V. 7 (2). P. 125–160.
28. *Creer K.M., Tucholka P.* Secular variation as recorder in lake sediments: a discussion of North American and European results // *Philos. Trans. R. Soc. Lond. A*. 1982. V. 306. P. 87–102.
29. *Grigoriev A., Zhamoida V., Spiridonov M. et al.* Late-glacial and Holocene palaeoenvironments in the Baltic Sea based on a sedimentary record from the Gdansk Basin // *Climate Research*. 2011. V. 48 (1). P. 13–21.
30. *Häusler K., Moros M., Wacker L. et al.* Mid to late Holocene environmental separation of the northern and central Baltic Sea basins in response to differential land uplift // *Boreas*. 2017. V. 46. P. 111–128.
31. *Harff J., Bohling G., Davis J. et al.* Physico-chemical stratigraphy of Gotland basin Holocene sediments, the Baltic Sea // *Baltica*. 2001. V. 14. P. 58–66.
32. *Harff J., Endler R., Emelyanov E. et al.* Late Quaternary climate variations reflected in Baltic Sea sediments // *The Baltic Sea Basin / Harff J., Björck S., Hoth P. (eds.)*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2011. P. 99–132.
33. *Harff J., Lampe R., Lemke W. Et al.* The Baltic Sea – a model ocean to study interrelations of geosphere, ecosystem and anthroposphere in the coastal zone // *Journal of Coastal Research*. 2005. V. 21(3). P. 441–446.
34. *Hyttinen O., Quintana Krupinski N., Bennike O. et al.* Deglaciation dynamics of the Fennoscandian Ice Sheet in the Kattegat, the gateway between the North Sea and the Baltic Sea Basin // *Boreas*. 2021. V. 50 (2). P. 351–368.
35. *Ignatius H.* On the rate of sedimentation in the Baltic Sea // *Bull. Comm. Geol. Finland*. 1958. V. 180. P. 135–145.
36. *Ignatius H., Kukkonen E., Winterhalter B.* Notes on a pyritic zone in upper Ancylus sediments from the Bothnian Sea // *Bull. Geol. Soc. Finland*. 1968. V. 40. P. 131–134.
37. *Kirschvink J.L.* The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // *Geophys. Jour. Internat.* 1980. V. 62. P. 699–718.
38. *Kotilainen A.T., Arppe L., Dobosz S. et al.* Echoes from the Past: A Healthy Baltic Sea Requires More Effort // *AMBIO*. 2014. V. 43. P. 60–68.
39. *Mangerud J., Andersen S.T., Berglund B.E., Donner J.J.* Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification // *Boreas*. 1974. V. 3. P. 109–128.
40. *Mattila J., Kankaanpää H., Ilus E.* Estimation of recent sediment accumulation rates in the Baltic Sea using artificial radionuclides ¹³⁷Cs and ^{239,240}Pu as time markers // *Boreal environment research*. 2006. V. 11 (2). P. 95–107.
41. *Miettinen A., Savelieva L., Subetto D.A. et al.* Palaeoenvironment of the Karelian Isthmus, the easternmost part of the Gulf of Finland, during the Litorina Sea stage of the Baltic Sea history // *Boreas*. 2007. V. 36 (4). P. 441–458.
42. *Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E.* Pollen Analysis. 3d Edition, Oxford: Blackwell, 1994. P. 1–216.
43. *Reimer P., Austin W.E.N., Bard E. et al.* The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP) // *Radiocarbon*. 2020. V. 62 (4). P. 725–757.
44. *Renberg I., Bränvall M.L., Bindler R., Emteryd O.* Stable lead isotopes and lake sediments – a useful combination for the study of atmospheric lead pollution history // *The Science of the Total Environment*. 2002. V. 292. P. 45–54.
45. *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. V. 42 (4). P. 912–931.
46. *Ryabchuk D., Sergeev A., Zhamoida V. et al.* High-resolution geological mapping towards an understanding of

- post-glacial development and Holocene sedimentation processes in the eastern Gulf of Finland: an EMODnet Geology case study // *From Continental Shelf to Slope: Mapping the Oceanic Realm* / Asch K., Kitazato H., Vallius H. (eds): London: Geological Society, 2020. V. 505.
47. *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 // *Geology and Archaeology: Submerged Landscapes of the Continental Shelf* / Harff J., Bailey G., Luth F. (Eds.). London: Geological Society, 2016. V. 411 (1). P. 51–76.
48. *Ryabchuk D.V., Sergeev A.Yu., Prishchepenko D.V. et al.* Impact of climate change on sedimentation processes in the eastern Gulf of Finland during the Middle to Late Holocene // *Boreas*. 2021. V. 50 (2). P. 381–403.
49. *Sagnotti L.* Demagnetization Analysis in Excel (DAIE). An open source workbook in Excel for viewing and analyzing demagnetization data from paleomagnetic discrete samples and u-channels // *Annals of Geophysics*. 2013. V. 56. D0114.
50. *Snowball I., Zillén L., Ojala A. et al.* FENNOSTACK and FENNORPIS: Varve dated Holocene paleomagnetic secular variation and relative palaeointensity stacks from Fennoscandia // *Earth planet. Sci. Lett.* 2007. V. 255. P. 106–116.
51. *Sohlenius G., Sternbeck J., André E. et al.* Holocene history of the Baltic Sea as recorded in a sediment core from the Gotland Deep // *Marine Geology*. 1996. V. 134 (3–4). P. 183–201.
52. *Spiridonov M., Ryabchuk D., Kotilainen A. et al.* The Quaternary deposits of the eastern Gulf of Finland // Holocene sedimentary environment and sediment geochemistry of the Eastern Gulf of Finland, Baltic Sea / Vallius H. (Ed.). *Geol. Surv. of Finland*. 2007. V. 45. P. 5–17.
53. *Spiridonov M., Rybalko A., Butylin V. et al.* Modern data, facts and views on the geological evolution of the Gulf of Finland // *The Baltic Sea* / Winterhalter B. (Ed.). *Geological Survey of Finland Special Paper*. 1988. V. 6. P. 95–100.
54. *Uşcinowicz S.* Geochemistry of Baltic Sea surface sediments. Warsaw: Pol. Geol. Inst.—Nat. Res. Inst., 2011. 355 p.
55. *Virtasaalo 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. V. 350. P. 84–96.
56. *Virtasalo J.J., Löwemark L., Papunen H. et al.* Pyritic and baritic burrows and microbial filaments in postglacial lacustrine clays in the northern Baltic Sea // *Jour. Geol. Society*. 2010. V. 167 (6). P. 1185–1198.
57. *Warden L., Moros M., Neumann T. et al.* Climate induced human demographic and cultural change in northern Europe during the mid-Holocene // *Sci. Reports*. 2017. V. 7 (1). P. 1–11.
58. *Winterhalter B.* Late-Quaternary stratigraphy of Baltic Sea basins—a review // *Bulletin of the Geological Society of Finland* 1992. V. 64 (Part 2). P. 189–194.
59. *Zillén L., Lenz C., Jilbert T.* Stable lead (Pb) isotopes and concentrations – a useful independent dating tool for Baltic Sea sediments // *Quat. Geochronology*. 2012. V. 8. P. 41–45.

Evolution of Sedimentation of Postglacial Basins in the Eastern Gulf of Finland during the Holocene under Climate Change

A. Yu. Sergeev^{a, #}, D. V. Ryabchuk^a, E. S. Nosevich^a, D. V. Prishchepenko^a,
V. A. Zhamoida^a, A. L. Piskarev-Vasiliev^{b, ##}, D. V. Elkina^b, L. D. Bashirova^{c, ###},
E. P. Ponomarenko^c, L. M. Budanov^a, A. G. Grigorev^a

^aA.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Saunt-Peterburg, Russia

^bAcademician I.S. Gramberg All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean (VNII OKEANGEOLGIA), Saunt-Peterburg, Russia

^cP.P. Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences (IO RAS), Moscow, Russia

[#]e-mail: sergeevau@yandex.ru

^{##}e-mail: apiskarev@gmail.com

^{###}e-mail: bas_leila@mail.ru

The palaeoclimatic events of the Late Pleistocene and Holocene were clarified according to the results of detailed lithological, geochemical, pollen and paleomagnetic studies of sediment cores collected in the eastern Gulf of Finland. The time frame of the change of lacustrine conditions of sedimentation to marine has been specified based on the radiocarbon dating. For the deposits of the marine phase of the Baltic Sea development in the eastern Gulf of Finland, hypoxia cycles associated with periods of warming during Holocene have been revealed.

Keywords: Pollen analysis, paleomagnetic properties, Ancylus Lake, Littorina Sea, Baltic Ice Lake, Holocene, Baltic Sea