

УДК 551.352

ПАЛЕОТЕЧЕНИЯ В РАЙОНЕ РАЗЛОМА ЧАРЛИ-ГИББС В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

© 2017 г. Л. Д. Баширова^{1,2}, Е. В. Дорохова¹, В. В. Сивков¹, Н. Андерсен³,
Л. А. Кулешова¹, А. Г. Матуль⁴

¹Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, Россия

²Балтийский Федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия

³Кильский университет, Киль, Германия

⁴Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

e-mail: bas_leila@mail.ru

Поступила в редакцию 23.08.2016 г.

Для реконструкции динамики поверхностных и придонных течений использовались данные изучения планктонных фораминифер, подсчета зерен терригенного разноса и средний размер минеральных частиц фракции 10–63 мкм (“sortable silt” – \overline{SS}). Полученные данные подтвердили гипотезу о турбидитной природе осадков нижней секции (80–370 см) осадочного разреза исследуемой колонки АМК-4515. Стратиграфическое подразделение верхней секции (0–80 см) позволило выделить 2 морских изотопных стадии (МИС; 27 тыс. лет). В пределах этого периода были зарегистрированы следующие миграции Северного полярного фронта (СПФ): более южное по сравнению с современным положение СПФ – первая половина МИС 2 (24–27 тыс. лет назад); присутствие фронта в районе исследования – МИС 2 (20–24 тыс. лет назад); миграция фронта южнее района исследования – последний ледниковый максимум (18–20 тыс. лет назад). Влияние придонных течений привело к накоплению контуритовых осадков в южном канале разлома Чарли-Гиббс и, возможно, к началу формирования “канального” дрефта на его северном склоне. Наблюдается довольно слабая взаимосвязь между интенсивностью контурных течений и долговременной климатической цикличностью, вместе с тем отмечается снижение скоростей придонных течений во время событий Хайнриха.

DOI: 10.7868/S0030157417020034

ВВЕДЕНИЕ

Зона трансформного разлома Чарли-Гиббс является естественным коридором, посредством которого осуществляется основной глубинный водообмен между западным и восточным бассейнами Северной Атлантики [26]. Зона разлома представляет собой две активные области трансформного разлома (северный и южный канал), разделенные хребтом (рис. 1) [15, 26].

Осадконакопление в зоне разлома контролируется несколькими процессами: локальными гравитационными потоками, придонными течениями, а также региональной пелагической седиментацией. В настоящее время гравитационные потоки являются в данном районе доминирующими. Они переотлагают пелагические осадки и контуриты и, как следствие, частично маскируют процессы, под действием которых они были накоплены [9]. В северном канале мощность осадочной толщи больше, чем в южном [9, 13]. Большая часть южного канала лишена мощного осадочного покрова. Максимальная скорость седимента-

ции отмечена в западной части разлома – 33–90 см/тыс. лет [13].

Современные гидрологические условия в южном канале определяются придонным течением Северо-восточной глубинной воды (СВГВ), пересекающим Срединно-Атлантический хребет с востока на запад, и подстилающим его противотечением Северо-западной глубинной воды (СЗГВ) из Ньюфаундлендского бассейна [например, 13, 20, 26]. Над зоной разлома Чарли-Гиббс проходит Северо-Атлантическое течение (САТ).

Данные об особенностях осадконакопления и палеотечениях в рассматриваемом районе до сих пор редки [12, 13]. К тому же, сведения о придонной палеоциркуляции противоречивы. Так, одни авторы отмечают увеличение интенсивности контурных течений Северной Атлантики во время потеплений и ослабление во время похолоданий [например, 5, 18, 19]. Исследования других, наоборот, регистрируют интенсификацию потока СВГВ во время холодной морской изотопной стадии (МИС) 6 [14]. Кроме того, существует не-

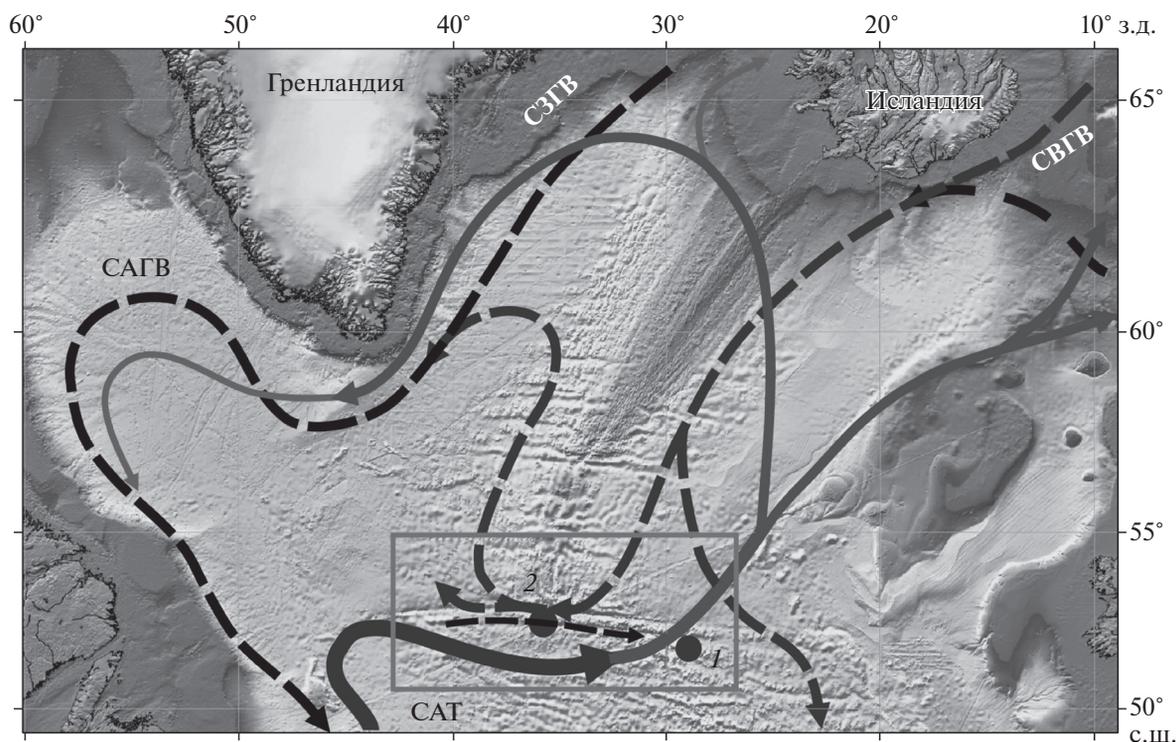


Рис. 1. Положение исследуемой колонки АМК-4515 (1), а также колонки, рассматриваемой для сравнения результатов KS-4910 (2), и общая схема поверхностной (сплошные линии) и придонной (штриховые линии) циркуляции в Северной Атлантике: САТ – Северо-Атлантическое течение; СВГВ – Северо-восточная глубинная вода; СЗГВ – Северо-западная глубинная вода; САГВ – Северо-Атлантическая глубинная вода (по [25] с изменениями). Рамкой выделен район исследования – трансформный разлом Чарли-Гиббс.

сколько работ, регистрирующих высокую интенсивность потока СВГВ во время МИС 3 [11, 14].

Относительно поверхностных течений с помощью фораминиферового анализа было показано, что Северный полярный фронт (СПФ), который является северной границей САТ, в конце последнего ледникового цикла несколько раз пересекал рассматриваемый район в северном и южном направлении [например, 1, 2, 8]. Получение дополнительных данных о миграциях СПФ в рассматриваемом районе по-прежнему является актуальным с точки зрения уточнения карт поверхностной палеоциркуляции в Северной Атлантике.

Цель данной работы – получить дополнительные данные о позднечетвертичной изменчивости придонных течений в восточной части зоны разлома Чарли-Гиббс и о миграциях СПФ в этом районе.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Местоположение исследуемой колонки. Колонка АМК-4515 (52°03.14' с.ш., 29°00.12' з.д., глубина 3630 м, длина 370 см) была отобрана с помощью ударной геологической трубки большого диаметра в 48-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” (2002 г.) в восточной части

разлома Чарли-Гиббс, к югу от Исландской и к западу от Западно-Европейской котловин (рис. 1). Данные о рельефе дна были получены с помощью судового эхолота ELAC-NBS (рабочая частота 12 kHz). Исследуемый разрез сформировался на северном склоне южного канала зоны разлома Чарли-Гиббс (рис. 2).

Колонка АМК-4515 была опробована с интервалом 2 см. Всего было получено 186 проб донных осадков. Для выполнения данного исследования были рассмотрены и проанализированы все полученные пробы.

Гранулометрический анализ. В качестве показателя скорости палеотечений использовался средний размер алеврита, сортируемого придонными течениями (минеральная фракция 10–63 мкм, “sortable silt” – \overline{SS}) [17, 18]. Повышенные значения показателя \overline{SS} соответствуют увеличению относительной скорости палеотечения. Гранулометрический анализ фракции <63 мкм (каждые 2 см), предварительно выделенной ситовым методом, выполнялся на лазерном дифракционном анализаторе размеров частиц “Анализетте 22” (“Фрич”, Германия) в лаборатории геологии Атлантики АО ИО РАН. Дезинтеграция частиц перед анализом производилась с помощью триполифосфата натрия и ультразвуковой ванны, орга-

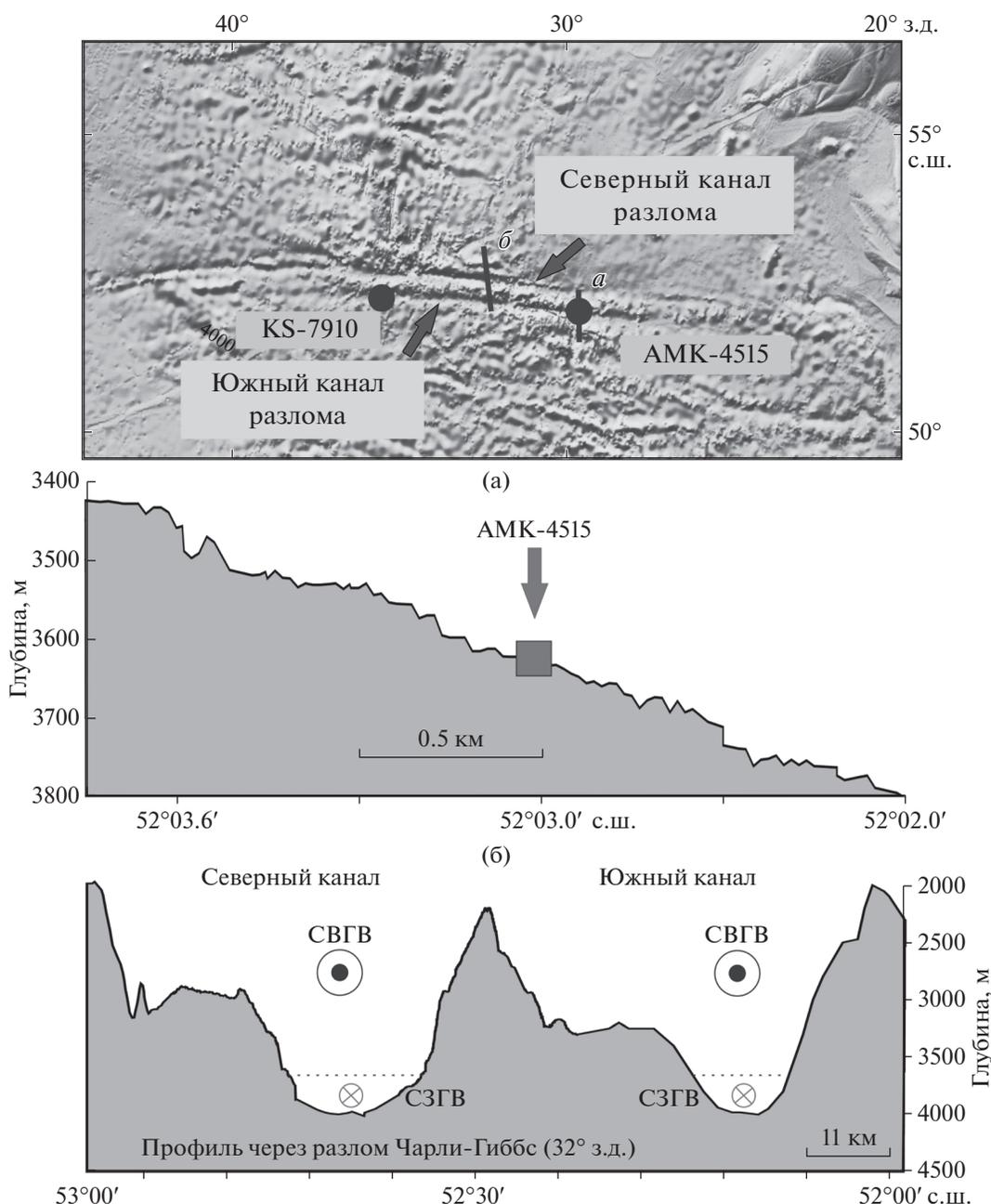


Рис. 2. Положение колонки АМК-4515 на эхолотных профилях в зоне разлома Чарли-Гиббс: (а) – меридиональный профиль вдоль 29° з.д. (с юга на север); (б) – восточный меридиональный профиль через разлом Чарли-Гиббс (32° з.д.) по [4]. Батиметрические данные были получены с помощью судового эхолота ELAC-NBS, рабочая частота 12 kHz. Показаны направления потоков СВГВ (западный перенос) и СЗГВ (восточный перенос).

ническое вещество и карбонат кальция удалялись из проб перекисью водорода и соляной кислотой. На характерных горизонтах выполнялся гранулометрический анализ проб без предварительной химической обработки, что позволило использовать эти данные для литологического описания.

Стратиграфическое подразделение и литологическое описание осадочного разреза. Стратиграфическое подразделение колонки было выполнено

на основе абсолютного датирования карбонатного материала раковин планктонных фораминифер, анализа стабильных изотопов ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$), содержания карбоната кальция, терригенных зерен ледового разноса (ice-rafted debris – IRD), а также данных литологического описания.

Абсолютное датирование методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS ^{14}C) было выполнено в раковинах планктонных фораминифер

Абсолютный возраст осадков колонки АМК-4515, полученный методом ускорительной масс-спектрометрии

Глубина в колонке, см	N образца	Материал датирования	Датировки по ^{14}C , л.н.	Календарный возраст, л.н.
9–11	Poz-85074	<i>N. pachyderma</i> (s)	15120 ± 90	17807
77–79	Poz-85075	<i>N. pachyderma</i> (s)	22940 ± 230	26770

(*Neogloboquadrina pachyderma* (sinistral) (Ehrenberg); не менее 1500–2000 раковин в образце) в Познаньской лаборатории радиоуглеродных исследований (Познань, Польша). Всего было получено 2 датировки. Стандартный радиоуглеродный возраст осадков переведен в календарный с помощью программы OxCalv4.2.3 [7] с учетом резервуарного эффекта ($\Delta R = 80 \pm 91$, калибровочная кривая “Marine 13.14c”). Календарный возраст представлен как среднее значение в пределах доверительного интервала калибровочной кривой 68,2% ($\pm 1\sigma$) (таблица).

Анализ изменения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в раковинах планктонных фораминифер (вид *N. pachyderma* (s), не менее 30 раковин в пробе, размер раковин ~150 мкм) был выполнен в лаборатории радиометрического датирования и изотопных исследований им. К. Лейбница Кильского университета на масс-спектрометре “Finnigan MAT 253” в каждой пробе верхней части разреза (0–80 см) и в каждой 10-й пробе нижней части разреза (80–370 см). Точность метода составляет <0.05‰ и <0.08‰ для определения изотопов углерода и кислорода, соответственно. Данные по содержанию в осадках карбоната кальция (каждые 2 см), а также органического углерода (каждые 10 см) были получены кулонометрическим методом на экспресс-анализаторе АН-7529М. Терригенные зерна подсчитывались под микроскопом МБС-10 (не менее 300 терригенных зерен в пробе, фракция >150 мкм, каждые 2 см). Показатель IRD рассчитывался как количество терригенных зерен в 1 грамме сухого осадка. Данные подсчета IRD позволили выделить 2 события Хайнриха (Н), имеющие общеизвестные датировки [24]. В 4-х пробах во фракции >150 мкм был выполнен минералогический экспресс-анализ.

Литологическое описание колонки было выполнено с использованием подхода Стоу и Пайпера [27] на основе визуального описания, результатов гранулометрического анализа и содержания карбоната кальция. Использовалась гранулометрическая классификация Вентворта [29], в которой граница между песчаными и алевритовыми размерностями осадками принята на уровне 63 мкм, а между алевритами и пелитами – 4 мкм. Осадки алеврито-песчаной и песчано-алевритовой размерностей (>60% фракции >4 мкм), содержащие более 60% карбоната кальция, были отнесены к высококарбонатному кокколито-фораминиферному илу.

Песчано-алевритовые илы и алеврито-песчаные илы с содержанием карбоната кальция 10–60% – к карбонатному илу. Слабокарбонатные осадки ($\leq 10\%$ CaCO_3), состоящие преимущественно из частиц алеврито-пелитовой размерности (>50% фракции <4 мкм), – к бескарбонатному алеврито-пелитовому илу.

Фораминиферный анализ и палеотемпературные реконструкции. Планктонные фораминиферы подсчитывались во фракции >150 мкм каждые 2 см. Пробы разделялись с помощью микросплиттера до получения навески, содержащей не менее 300 раковин, после чего определялся их видовой состав и соотношение видов в комплексе. Для реконструкций палеотемператур поверхностного слоя океана (0–50 м) применялись методы Modern Analog Technique (MAT) [22] и Revised Analog Method (RAM) [28] с использованием современных фаунистической [21] и гидрологической [6] баз данных. Для конечной интерпретации использовались данные MAT.

В качестве характерного признака Северного полярного фронта (СПФ) для слоя воды 0–50 м (слой, для которого были реконструированы палеотемпературы) была принята изотерма 1.5°C [6]. Предыдущие исследования показали, что если значения палеотемператур в рассматриваемых точках превышают это значение, то есть составляют >1.5°C, то прилегающие к СПФ холодные (высокоширотные) воды, как и в настоящее время, находятся к северу и западу от рассматриваемых точек. Температурные значения ниже 1.5°C соответствуют миграциям фронта на юг и распространению плавучих льдов в исследуемых районах [3].

Еще одним признаком фронта является смена видов-индикаторов СПФ *T. quinqueloba* и *N. pachyderma* (s) [10]. Практически абсолютное доминирование полярного вида планктонных фораминифер *N. pachyderma* (s) – 90% и выше свидетельствует о расположении фронта южнее района исследования [1, 2, 8].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Литологическое описание и возрастная модель осадочного разреза. Осадочный разрез колонки АМК-4515 сложен кокколито-фораминиферным илом (верхние 10 см), а также подстилающими его карбонатными песчано-алевритовыми

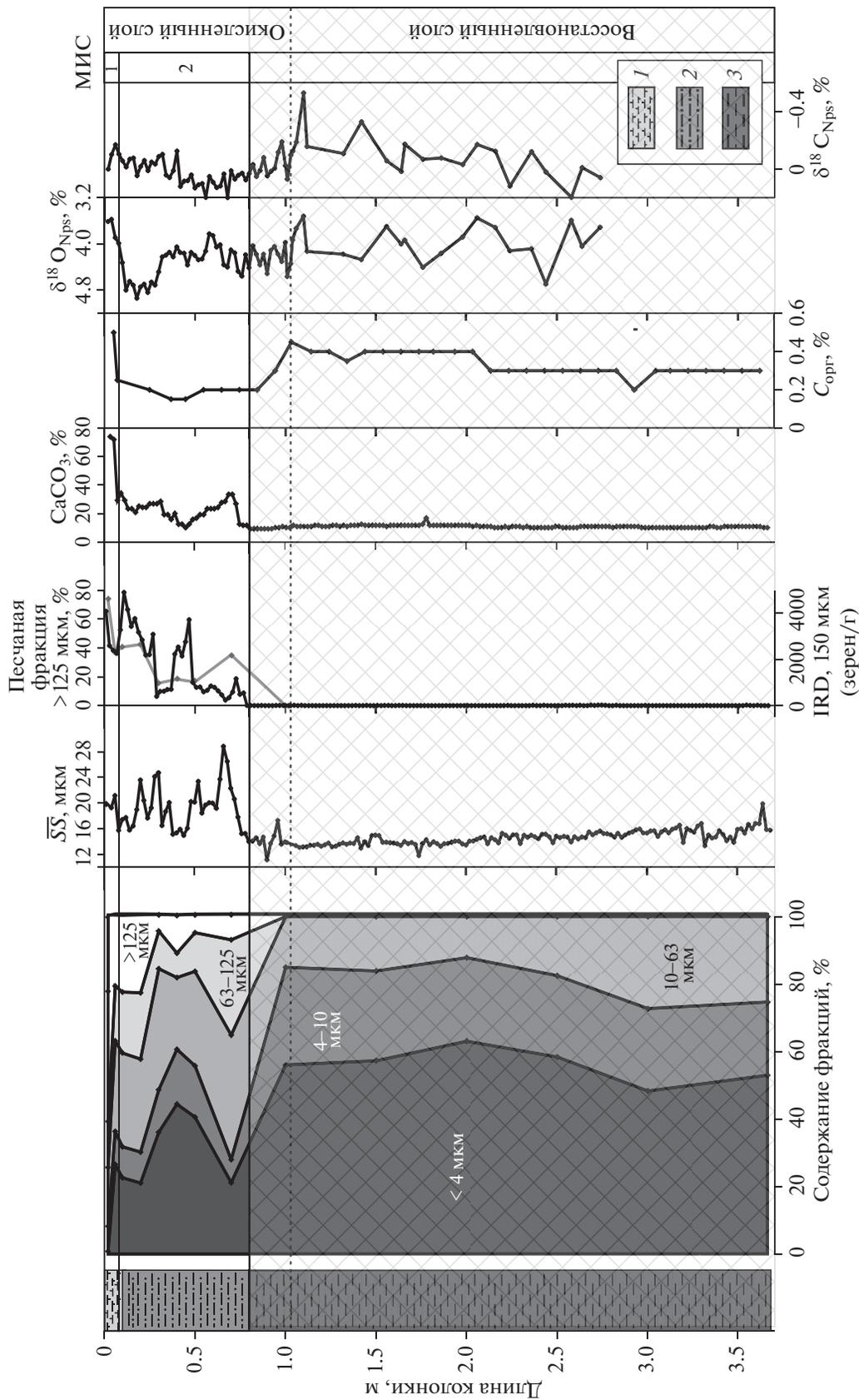


Рис. 3. Стратиграфическое подразделение исследуемой колонки: 1 – кокколито-фораминиферовый ил; 2 – карбонатный ил; 3 – алевроито-пелитовый бескарбонатный ил. Границы стадий показаны горизонтальными линиями. SS – Средний размер сортируемого алевроита. MIS – морская изотопная стадия. IRD – материал ледового разноса (ice-rafted debris). Представлены содержания фракций в процентах. Пунктир – граница окисленного и восстановленного слоев. Ромбовидным узором выделена нижняя секция (80–370 см).

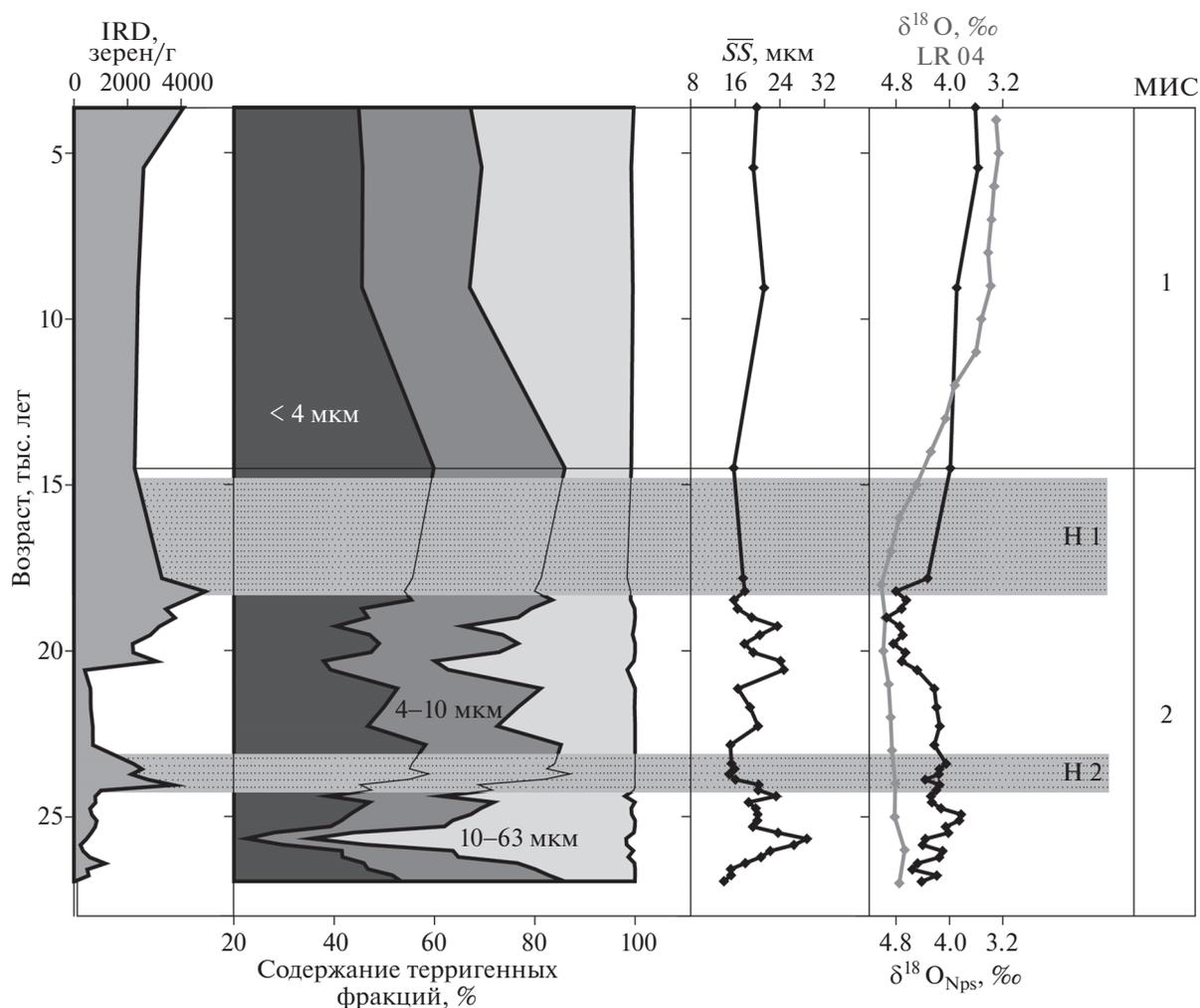


Рис. 4. Гранулометрические распределения в колонке АМК-4515. Представлены содержания терригенных фракций в процентах (с удалением карбонатов). \overline{SS} – Средний размер сортируемого силта. IRD – материал ледового разноса (ice-rafted debris). Изотопно-кислородная кривая LR04 [16] обозначена серой линией. МИС – морская изотопная стадия. Светло-серым выделены события Хайнриха (Н 1–2).

(10–80 см) и бескарбонатными алеврито-пелитовыми (80–370 см) илами (рис. 3). В интервале 73–80 см наблюдается смена фаций (переход от карбонатного к бескарбонатному илу), практически не выраженная в цвете. Ниже по разрезу, на горизонте 104 см, проходит резкая граница между окисленным и восстановленным слоем (рис. 3).

На основе данных литологического описания, содержания карбоната кальция, IRD и соотношения стабильных изотопов в осадке, осадочный разрез был разделен на две секции: 0–80 см и 80–370 см.

Верхняя секция (0–80 см). Относительно обогащена карбонатом кальция (30–73%), а также терригенными зернами песчаной размерности (до 5000 зерен/г), содержит раковины планктонных фораминифер прекрасной сохранности.

Нижняя секция (80–370 см). Резкое уменьшение содержания карбоната кальция (до 10% и меньше), аномально высокая амплитуда колебаний значений стабильных изотопов (рис. 3). Осадки, накопленные в пределах данного интервала, обеднены песчаной фракцией и содержат очень мало раковин планктонных фораминифер, а также терригенных зерен песчаной размерности (5–100 зерен на пробу), вплоть до их отсутствия. Эти пробы не рассматривались нами, т.к. данные не могут считаться статистически достоверными. Для получения непрерывных и надежных данных палеореконов в данной работе рассматривалась только верхняя часть осадочного разреза (0–80 см).

Временная шкала верхней части осадочного разреза была построена на основе данных абсолютного датирования и корреляции полученных

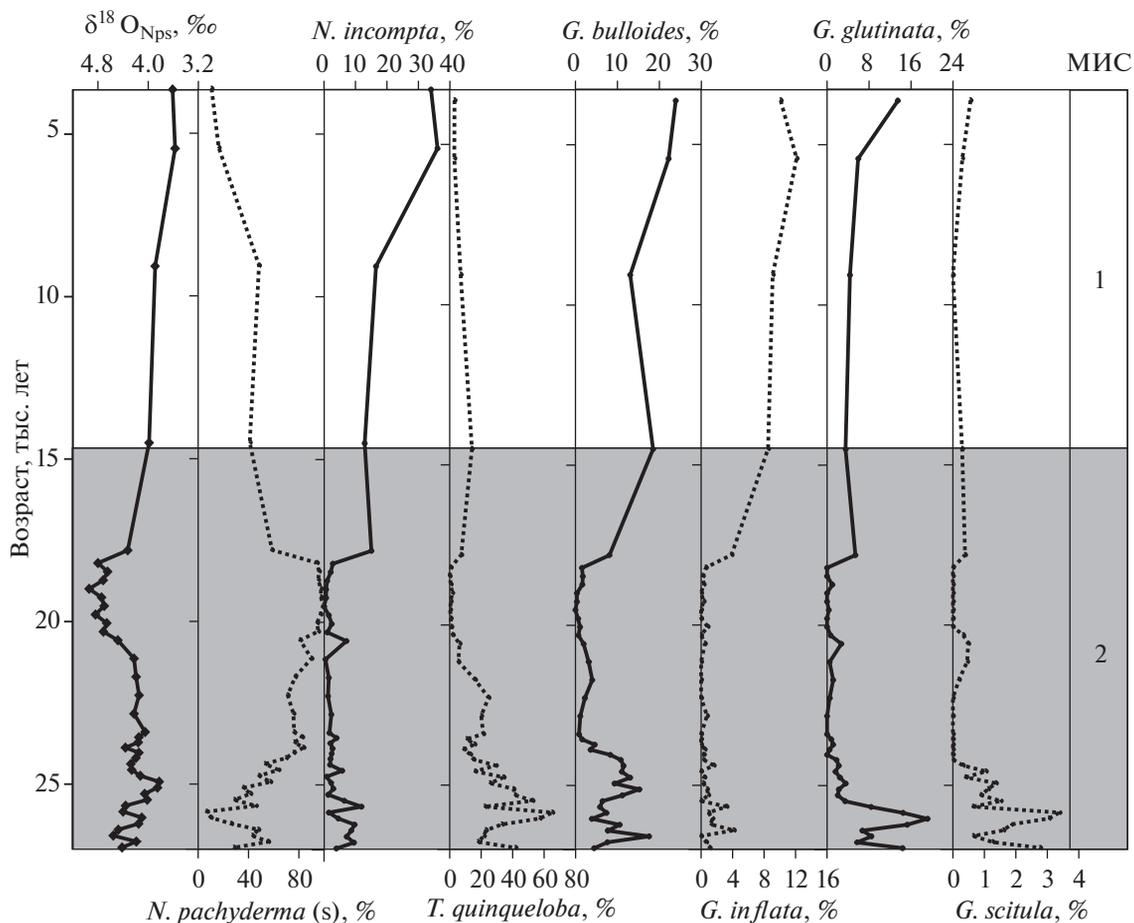


Рис. 5. Распределение видов планктонных фораминифер в колонке АМК-4515, а также данные $\delta^{18}O$. Темно-серым цветом выделен наиболее холодный период (МИС 2).

изотопно-кислородных кривых со стандартной кривой LR04 [16] путем линейного интерполирования между опорными точками. Дополнительно были привлечены данные по содержанию карбоната кальция, а также IRD. Таким образом, верхняя секция (0–80 см) охватывает 2 МИС (последние 27 тыс. лет).

Гранулометрические распределения. Результаты гранулометрического анализа подтверждают различные условия формирования 2-х секций разреза (рис. 3, 4). В нижней секции осадки представлены однородными алеврито-пелитовыми илами, значения среднего сортируемого алеврита низки и колеблются в пределах 12–17 мкм, что говорит об отсутствии влияния придонных течений на процесс осадконакопления. В верхней секции колонки АМК-4515 значения среднего сортируемого алеврита изменяются от 13 до 30 мкм (рис. 4). В ранней МИС 2 наблюдаются максимальные значения \overline{SS} , достигающие 29 мкм. Минимальные значения \overline{SS} (15–16 мкм) отмечены во второй половине Н2 и после него. Снижение \overline{SS} до 18–

20 мкм с минимумом 16 мкм зафиксировано также во время события Н1. В целом МИС 2 характеризуется чередованием пиков повышения \overline{SS} с периодами низких значений. Постепенное возрастание среднего сортируемого мелкого алеврита отмечается в МИС 1. Таким образом, наблюдается отсутствие взаимосвязи между сменой ледниковой и межледниковой с вариациями интенсивности придонных течений. В тоже время отмечается ослабление динамики придонных вод во время событий Хайнриха.

Видовое разнообразие планктонных фораминифер. Так как нижняя секция колонки обеднена раковинами планктонных фораминифер, точечные, статистически недостоверные данные, полученные для этой секции, не анализируются в данной работе. Стоит лишь отметить, что по разрезу в единичных пробах, содержащих раковины планктонных фораминифер, периодически встречаются раковины тонкостенного вида *Globigerina glutinata* (Egger), который неустойчив к растворению.

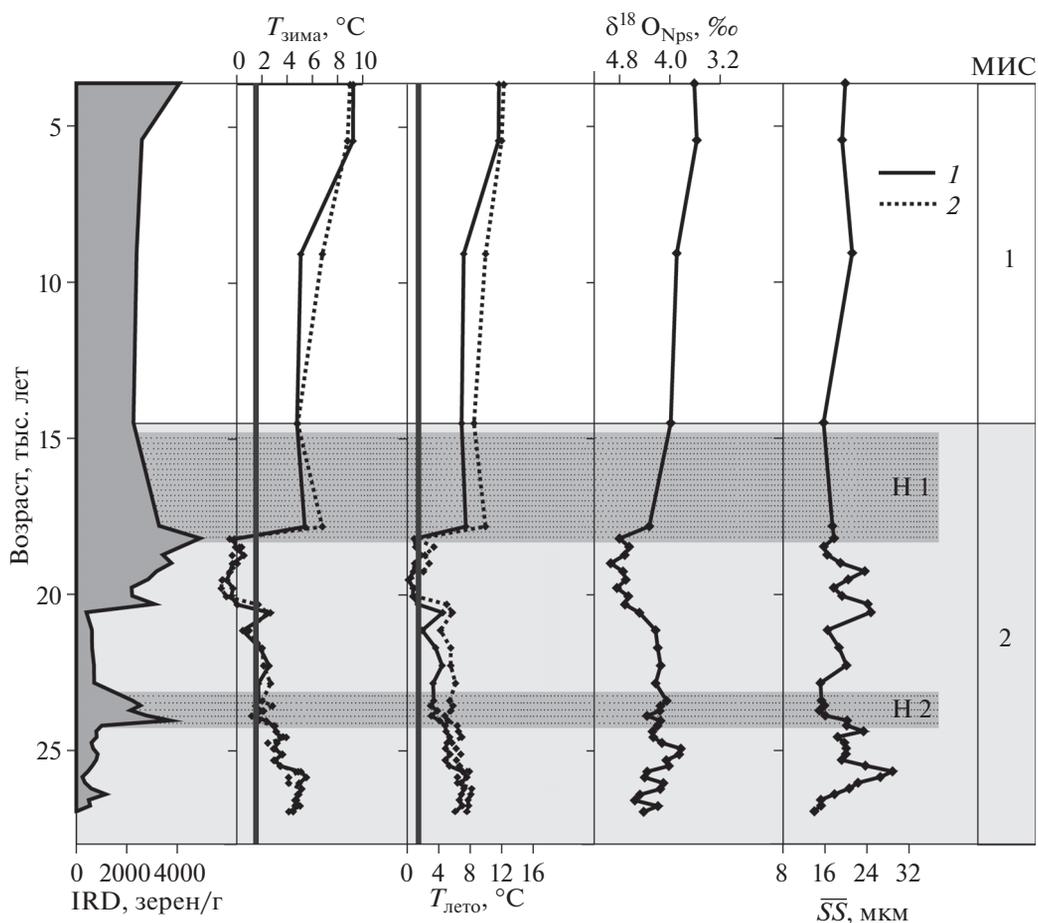


Рис. 6. Данные палеотемпературных реконструкций в колонке АМК-4515, сопоставленные с данными IRD и $\delta^{18}\text{O}$, а также изменчивость гранулометрических показателей минеральных частиц фракции 10–63 мкм в исследуемой колонке: 1 – MAT; 2 – RAM.

Фаунистический анализ осадков верхней секции колонки АМК-4515 позволил выделить 17 видов планктонных фораминифер, из которых 7 являются доминирующими: *Neogloboquadrina pachyderma* (s) (Ehrenberg), *Turborotalita quinqueloba* (Natland), *Neogloboquadrina incompta* (Cifelli), *Globigerina bulloides* (d'Orbigny), *Globigerina glutinata* (Egger), *Globorotalia inflata* (d'Orbigny), *Globorotalia scitula* (Brady) (рис. 5).

Содержание полярного вида *N. pachyderma* (s) практически зеркально отражает распределение в колонке субполярного вида *T. quinqueloba*. В интервале 24–26 тыс. лет назад наблюдается смена доминирования этих видов: уменьшение доли *T. quinqueloba* с 65 до 30% и увеличение доли *N. pachyderma* (s) с 14 до 60%. Средние значения *T. quinqueloba* и *N. pachyderma* (s) отмечены в ранней МИС 2 (22–24 тыс. лет назад) и находятся в пределах 10–30% и 50–70%, соответственно. Максимум содержания полярного вида (до 100%) приходится на интервал 18–20 тыс. лет назад. В это же время наблюдается исчезновение

остальных видов. МИС 1 маркируется уменьшением доли полярного вида до 50%, а в позднем голоцене – до 10%. В комплексах преобладают виды *N. incompta* (15–34%) и *G. bulloides* (10–24%).

Палеотемпература, стабильные изотопы кислорода и подсчет IRD. Динамика зимних и летних палеотемператур соответствует колебаниям $\delta^{18}\text{O}$, а также изменению содержания IRD в осадках колонки АМК-4515 (рис. 6). Максимальные значения палеотемператур отмечены во время МИС 1 (9.25°C зимой и 11.6°C летом) и совпадают с минимальными значениями $\delta^{18}\text{O}$ (3.6‰). В то же время наблюдаются относительно высокие значения IRD (2000–4000 зерен/г). В интервале 18–20 тыс. лет назад зарегистрированы минимальные значения палеотемператур (от –0.79 до –0.3°C зимой и от 0.15 до 0.93°C летом) и максимальные значения $\delta^{18}\text{O}$ (4.66–4.94‰). Содержание IRD увеличивается во время событий Хайнриха 1 и 2 (5000 зерен/г и 4000 зерен/г соответственно). Эти интервалы отмечены также снижением па-

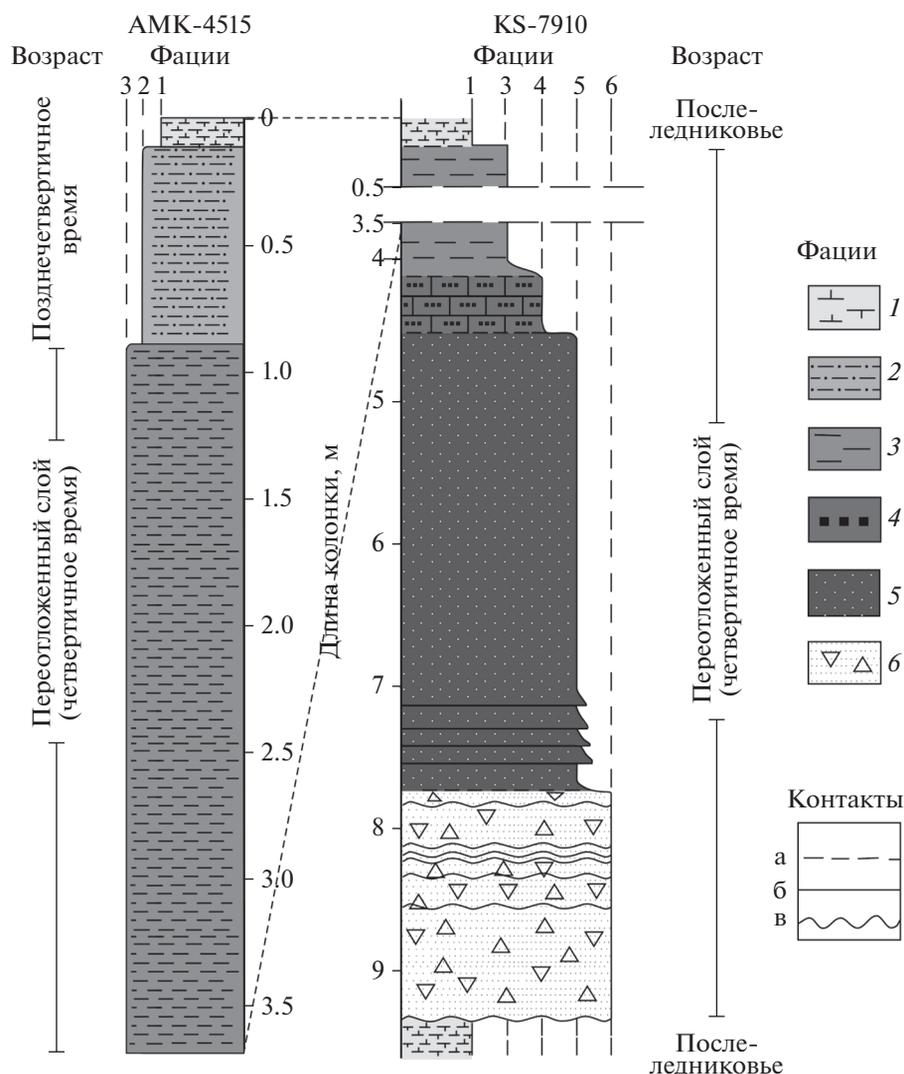


Рис. 7. Изменения типов осадков в колонке АМК-4515 и колонке КС-7910 (по [9]), отобранной в южном канале к западу от зоны разлома Чарли Гиббс: 1 – кокколито-фораминиферовый ил; 2 – карбонатный ил; 3 – алеврито-пелитовый бескарбонатный ил; 4 – карбонатные песчаные алевриты; 5 – карбонатный песок; 6 – брекчия; а – постепенный контакт; б – резкий контакт, в – эрозионный контакт.

леотемпературы (-0.18°C зимой и 0.86°C летом и 4.95°C зимой и 6.92°C летом соответственно). Во время первой половины МИС 2 (25–27 тыс. лет назад) отмечены средние значения палеотемператур ($1.4\text{--}5.0^{\circ}\text{C}$ зимой и $2.94\text{--}7.8^{\circ}\text{C}$ летом) и $\delta^{18}\text{O}$ ($3.82\text{--}4.48\text{‰}$).

ОБСУЖДЕНИЕ

Условия осадконакопления в южном канале разлома Чарли-Гиббс. Резкие фациальные изменения в колонке АМК-4515 свидетельствуют о смене процессов, контролирующих осадконакопление в южном канале разлома Чарли-Гиббс. Похожая смена фаций наблюдалась в колонке КС-7910 длиной 9.8 м, отобранной также в южном

канале разлома Чарли-Гиббс (рис. 7) [9]. Авторы предположили, что нижняя часть колонки (фации 3–6) является турбидитом, который был сформирован в результате массивного оползневого процесса в южном канале. Частицы песчаной размерности осаждались первыми, подстилая алевриты, которые затем были захоронены под слоем пелитовых илов. Это явление произошло настолько быстро, что пелагическое осадконакопление не сыграло роли и не отразилось в гранулометрическом распределении осадков. Наблюдения авторов свидетельствуют в пользу ведущей роли гравитационных течений в осадконакоплении в южном канале разлома Чарли-Гиббс. Верхнюю часть осадочного разреза (фация 1, кокколито-фораминиферовый ил) авторы отнесли к позднечетвертичным (последледниковым) осад-

кам, не являющимся результатом локальных катастрофических событий [9].

Исследуемый нами осадочный разрез имеет сходство с описываемыми выше осадками (рис. 4). Учитывая длину колонки (3.7 м против 9.8 м в колонке KS-7910), осадочный разрез АМК-4515 вскрыл только верхнюю часть описываемого турбидита, представленную алеврито-пелитовым бескарбонатным илом (интервал 80–370 см). В пользу этого предположения выступает и дефицит раковин планктонных фораминифер в осадках, которые осаждались первыми вместе с частицами песчаной размерности, а также наличие обломков раковин наряду с отсутствием явных признаков растворения карбонатного материала (периодическое появление тонкостенного вида *G. glutinata*). По нашим данным массивный оползневой процесс произошел около 27 тыс. лет назад.

Осадки, накопившиеся в пределах интервала 0–80 см, обогащены терригенными зёрнами песчаной размерности. По некоторым данным [26], на поверхности дна южного канала разлома Чарли-Гиббс разбросаны угловатые валуны магматического происхождения, которые, скорее всего, являются результатом камнепада со срединного хребта. Минералогический экспресс-анализ фракции >150 мкм показал, что терригенные зёрна в осадках представлены вулканическим стеклом, туфовыми агломератами, кварцем, полевыми шпатами, рудными минералами. Содержание вулканического стекла в пробах не превышает нескольких процентов от общего содержания терригенных зёрен в пробе. Таким образом, основной источник поступления терригенного материала в районе исследования – айсберговый разнос.

Придонные течения. Гранулометрические распределения в пределах исследуемой секции свидетельствуют о важной роли придонных течений в районе отбора колонки АМК-4515 в позднечетвертичное время. Влияние придонных течений привело к накоплению конгуритовых осадков в южном канале разлома Чарли-Гиббс и, возможно, к началу формирования “канального” дрефта на его северном склоне (рис. 6). По данным анализа гранулометрических распределений максимальные скорости придонных течений зарегистрированы в МИС 2, некоторое повышение – в МИС 1. События Хайнриха характеризуются относительно низкими скоростями придонных течений по сравнению с другими интервалами, что согласуется с данными [18, 23] о значительном сокращении интенсивности придонных течений в Северной Атлантике в эти периоды. Это свидетельствует о связи интенсивности придонных течений в данном районе с кратковременными (в геологическом масштабе) климатическими событиями.

Увеличение скоростей придонных течений в МИС 2 и относительно низкие скорости в МИС 1 характеризуют наличие слабой взаимосвязи между интенсивностью придонных течений и долговременной климатической цикличностью, выраженной в смене морских изотопных стадий и характерной для циркуляции СВГВ [6, 18]. В исследуемом районе это может указывать на ведущую роль течения СЗГВ, движущегося вдоль южного канала с запада на восток. По данным Морозова и др. [20], интенсивное формирование Северо-западной глубинной воды (СЗГВ) и ее переток через Датский пролив приводят к интенсификации этого потока в разломе Чарли-Гиббс и формированию восточного переноса в южном канале разлома. Вероятно, за последние 27 тыс. лет осадконакопление в южном канале разлома находилось под влиянием смены доминирования восточного и западного глубинного переноса, что отразилось на гранулометрических распределениях в колонке АМК-4515.

Поверхностные течения. По полученным нами данным можно выделить несколько периодов активности и ослабления Атлантической меридиональной циркуляции, а также миграции СПФ в пределах исследуемого периода.

Во время ранней МИС 2 (24–27 тыс. лет назад) СПФ находился южнее своего современного положения и приближался к району исследования, что подтверждается палеотемпературными реконструкциями, а также маркируется сменой доминирования индекс-видов *N. pachyderma* (s) и *T. quinqueloba* (рис. 5, 6). СПФ присутствовал в районе исследования в зимний период в МИС 2 (20–24 тыс. лет назад), о чем свидетельствуют колебания индекс-видов, постоянно варьирующих в пределах этого интервала, и зимние значения палеотемпературы, близкие или равные 1.5°C.

Абсолютное доминирование *N. pachyderma* (s), а также минимальные температурные значения и максимальные значения $\delta^{18}\text{O}$ 18–20 тыс. лет назад во время последнего ледникового максимума свидетельствуют о наиболее холодноводных поверхностных условиях и положении СПФ южнее района исследования, что совпадает с данными Бараша [1] и Эйно и др. [8] о положении СПФ около 40° с.ш. в ледниковое время. Значения $\delta^{18}\text{O}$ уменьшаются во время Н1, а также во второй половине Н2, маркируя присутствие в районе исследования талой распресненной воды (рис. 6).

Низкое временное разрешение МИС 1 (всего 5 точек) не позволяет подробно рассмотреть колебания поверхностной циркуляции в пределах этого интервала. Тем не менее, обращает на себя внимание довольно высокое содержание IRD в районе исследования в поздней МИС 1 наряду с высокими температурными значениями и уменьшением $\delta^{18}\text{O}$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ полученных данных показал, что резкие фациальные изменения в колонке АМК-4515 свидетельствуют о существовании разных условий осадконакопления в южном канале разлома Чарли-Гиббс в позднечетвертичное время. Нижняя секция осадочного разреза (80–370 см) имеет турбидитную природу и является результатом локального катастрофического события. Верхняя секция накопилась в течение последних 27 тыс. лет под действием придонных контурных течений, а также отражает колебания поверхностной циркуляции.

Нами выявлены основные миграции СПФ в течение исследуемого периода: более южное по сравнению с современным положение СПФ — первая половина МИС 2 (24–27 тыс. лет назад); присутствие фронта в районе исследования — МИС 2 (20–24 тыс. лет назад); миграция фронта южнее района исследования — последний ледниковый максимум (18–20 тыс. лет назад).

Влияние придонных течений привело к накоплению контуритовых осадков в южном канале разлома Чарли-Гиббс и, возможно, к началу формирования “канального” дрефта на его северном склоне. Нами отмечено значительное сокращение интенсивности придонных течений во время событий Хайнриха. В то же время наблюдается довольно слабая взаимосвязь между интенсивностью контурных течений и долговременной климатической цикличностью, характерной для циркуляции СВГВ. Это может объясняться сменой доминирования восточного и западного глубинного переноса через разлом Чарли-Гиббс в позднечетвертичное время.

По-видимому, именно кратковременные климатические колебания, такие как события Хайнриха, оказывали влияние на изменение глубинной циркуляции. Во время этих событий интенсивность глубинного переноса незначительно снижалась, что отразилось в особенностях осадконакопления в южном канале разлома.

Авторы благодарят Г.С. Харина и Д.В. Ерошенко за выполнение минералогического экспресс-анализа, а также В.Н. Лукашина и Е.В. Иванову за ценные замечания.

Палеорекострукции выполнены при поддержке проекта РНФ № 14-50-00095 “Мировой океан в XXI веке: климат, экосистемы, ресурсы, катастрофы” (В.В. Сивков, Л.Д. Баширова). Данные по гранулометрии и изотопии кислорода получены и обобщены в рамках проекта РФФИ № 15-35-50446-мол_нр. Абсолютные датировки были получены при поддержке Программы повышения конкурентоспособности БФУ им. И. Канта “5-100”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бараиш М.С.* Граница плавучих льдов в Северной Атлантике в верхнем Плейстоцене // *Океанология*. 1974. Т. XIV. Вып. 5. С. 846–851.
2. *Бараиш М.С.* Четвертичная палеоокеанология Атлантического океана. М.: Наука, 1988. 272 с.
3. *Баширова Л.Д., Кандиано Е.С., Сивков В.В., Баух Х.А.* Миграции Северного полярного фронта Атлантического океана по данным изучения комплексов планктонных фораминифер в течение последних 300 тысяч лет // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 6. С. 844–854.
4. *Добролюбов С.А., Лаппо С.С., Морозов Е.Г. и др.* Изменчивость водных масс в Северной Атлантике по данным гидрологических разрезов вдоль 60° с.ш. // *Докл. РАН*. 2003. Т. 390. № 2. С. 255–259.
5. *Сивков В.В., Дорохова Е.В., Баширова Л.Д.* Контурные течения Северной Атлантики в последнем ледниковом цикле // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 6. С. 994–1000.
6. *Antonov J., Levitus S., Boyer T.P. et al.* World Ocean Atlas 1998: Temperature of the Atlantic Ocean. NOAA Atlas NESDIS 27. Washington: D.C. Gov. Printing Office, 1998. V. 1. 166 p.
7. *Bronk Ramsey C., Lee S.* Recent and Planned Developments of the Program OxCal // *Radiocarbon*. 2013. V. 55. № 2–3. P. 720–730.
8. *Eynaud F., de Abreu L., Voelker A.* Position of the Polar Front along the western Iberian margin during key cold episodes of the last 45 ka // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2009. V. 10. №7. Q07U05. P. 1–21.
9. *Faugères J.C., Conthier E., Poutiers J.* Facies and Sediment Dynamics in Charlie-Gibbs Fracture Zone during the Late Quaternary // *Marine Geology*. 1983. V. 52. P. 101–119.
10. *Johannessen T., Jansen E., Flatoy A., Ravelo A.C.* The relationship between surface water masses, oceanographic fronts and paleoclimatic proxies in surface sediments of the Greenland, Iceland, Norwegian seas // *Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constrains of the Oceans's Role in Global Change* / Ed. Zahn R. Berlin: Springer, 1994. P. 61–85.
11. *Kissel C., Laj C., Lehman B. et al.* Changes in the strength of the Iceland–Scotland Overflow Water in the last 200,000 years: Evidence from magnetic anisotropy analysis of core SU90-331 // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. V. 97. P. 25–36.
12. *Kissel C., Kleiven H., Morin X., the Shipboard Scientific Party.* MD168-AMOCINT/XVII IMAGES cruise report // *Les rapports de campagne à la mer*. 2008. IPEV, ref: OCE/2008/02, 2008.
13. *Kissel C., Toer A.V., Laj C. et al.* Variations in the strength of the North Atlantic bottom water during Holocene // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. V. 369–370. P. 248–259.
14. *Kuijpers A., Troelstra S.R., Wisse M. et al.* Norwegian Sea overflow variability and NE Atlantic surface hydrography during the past 150,000 years // *Marine Geology*. 1998. V. 152. P. 75–99.
15. *Lilwall R.C., Kirk R.E.* Ocean-bottom seismograph observations on the Charlie-Gibbs fracture zone // *Geo-*

- physical Journal of the Royal Astronomical Society. 1985. V. 80. P. 195–208.
16. *Lisiecki L.E., Raymo M.E.* A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // *Paleoceanography*. 2005. V. 20. PA1003, doi 10.1029/2004PA001071
 17. *McCave I.N., Manighetti B., Robinson S.G.* Sortable silt and fine sediment size/ composition slicing: parameters for paleocurrent speed and paleoceanography // *Paleoceanography*. 1995. V. 10. P. 593–610.
 18. *McCave I.N., Hall I.R.* Size sorting in marine muds: Processes, pitfalls, and prospects for paleoflow-speed proxies // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. V. 7. № 10. Q10NN05, doi 10.1029/2006GC001284
 19. *McIntyre K., Howe J.* Bottom-current variability during the last glacial-deglacial transition, Northern Rockall Trough and Faroe Bank Channel, NE Atlantic // *Scottish Journal of Geology*. 2009. V. 45. №1. P. 43–57.
 20. *Morozov E.G., Demidov A.N., Tarakanov R.Y., Zenk W.* Abyssal Channels in the Atlantic Ocean. Dordrecht: Springer, 2010. 281 p.
 21. *Pflaumann U., Sarnthein M., Chapman M. et al.* Glacial North Atlantic: Sea-surface conditions reconstructed by GLAMAP 2000 // *Paleoceanography*. 2003. V. 18. № 3. P. 1065–1102.
 22. *Prell W.L.* The stability of low latitude sea surface temperatures: An evaluation of the CLIMAP reconstruction with emphasis on positive SST anomalies // Rep. TR 025. U.S. Dept. of Energy, Washington, DC. 1985.
 23. *Prins M.A., Bouwer L.M., Beets C.J. et al.* Ocean circulation and iceberg discharge in the glacial North Atlantic: Inferences from unmixing of sediment size distributions // *Geology*. 2002. V. 30. P. 555–558.
 24. *Sarnthein M., Stattegger K., Dreger D. et al.* Fundamental modes and abrupt changes in North Atlantic circulation and climate over the last 60 ky – Concepts, reconstruction, and numerical modeling // *The Northern North Atlantic: A Changing Environment* / Eds. Schäfer P. et al. Heidelberg: Springer-Verlag, 2001. P. 365–410.
 25. *Schott F., Stramma L., Fischer J.* Interaction of the North Atlantic Current with the Deep Charlie Gibbs Fracture Zone Throughflow // *Geoph. Res. Letters*. 1999. V. 26. №3. P. 369–372.
 26. *Shor A., Lonsdale P., Hollister C.D., Spencer D.* Charlie-Gibbs fracture zone: bottom-water transport and its geological effects // *Deep-Sea Res.* 1980. V. 27A. P. 325–345.
 27. *Stow D.A.W., Piper D.J.W.* Deep-water fine-grained sediments; history, methodology and terminology // *Fine-Grained Sediments* / Eds. Stow D.A.W., Piper D.J.W. Geological Society Special Publication, 1984. V. 15. P. 3–14.
 28. *Waelbroeck C., Labeyrie L., Duplessy J.-C. et al.* Improving past sea surface temperature estimates based on planktonic fossil faunas // *Paleoceanography*. 1998. V. 13. P. 272–283.
 29. *Wentworth C.* A scale of grade and class terms for clastic sediments // *J. Geology*. 1922. V. 30. P. 377–392.

Paleocurrents in the Charlie-Gibbs Fracture Zone during the Late Quaternary

L. D. Bashirova, E. V. Dorokhova, V. V. Sivkov, N. Andersen, L. A. Kuleshova, A. G. Matul

Planktonic foraminiferal and ice-rafted debris counts data, as well as mean size of mineral particles of 10–63 μm fraction (“sortable silt” – \overline{SS}) were used as proxy for surface and near-bottom paleocurrents intensity variations. Data obtained support our hypothesis about turbiditic origin of the lower (80–370 cm) section of studied AMK-4515 core. Stratigraphic subdivision of the upper section (0–80 cm) allows to allocate 2 marine isotope stages (MIS) covering the last 27 ka. The main intervals of the North Atlantic Polar Front (PF) were registered: southern compare to modern PF position – early MIS 2 (24–27 ka); PF presence in the study area – MIS 2 (20–24 ka); southern compare to study area position of PF – last glacial maximum (18–20 ka). Influence of the near-bottom currents within the investigated interval led to beginning of the channel-related drift formation on the northern slope of the southern channel of the Charlie-Gibbs Fracture Zone. There is a weak relationship between near-bottom contour currents intensity and long-term climatic cyclicality. However, intervals corresponding to Heinrich events coincide with decreasing of bottom currents activity.