

УДК 551.461.8:551.465

МИГРАЦИИ СЕВЕРНОГО ПОЛЯРНОГО ФРОНТА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ КОМПЛЕКСОВ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР В ТЕЧЕНИЕ ПОСЛЕДНИХ 300 ТЫСЯЧ ЛЕТ

© 2014 г. Л. Д. Баширова^{1,2}, Е. С. Кандиано³, В. В. Сивков^{1,2}, Х. А. Баух⁴¹Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, Россия²Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия³Центр морских исследований им. Гельмгольца ГЕОМАР, Киль, Германия⁴Академия наук и литературы Майнца, Майнц, Германия

e-mail: bas_leila@mail.ru; ekandiano@geomar.de

Поступила в редакцию 05.11.2013 г., после доработки 31.03.2014 г.

На основе анализа видового распределения планктонных фораминифер и реконструкции динамики палеотемператур в двух синхронизированных колонках АМК-4438 и М23414, отобранных непосредственно под осевой частью Северо-Атлантического течения (САТ) к югу от Исландии, были выявлены основные миграции Северного полярного фронта (СПФ) в течение последних 300 тысяч лет. В летнее время прилегающие к СПФ холодные воды не достигали областей расположения рассматриваемых колонок. Эти воды присутствовали здесь только в зимний период во время МИС 2, 6, 8. При этом северная часть рассматриваемого района оказывалась под их влиянием чаще, чем южная. В МИС 8 и 6 изотермы в Северной Атлантике имели преимущественно субширотное положение, а в МИС 2–4 – субмеридиональное. Во время межледниковий СПФ располагался севернее и западнее района исследования. В МИС 7 фронт, видимо, был ближе к району исследования по сравнению с современным его положением, а изотермы были ориентированы в основном субширотно. Во время МИС 5е СПФ в западном и северо-западном направлении был наиболее удален от областей расположения рассматриваемых колонок в связи с аномальным отклонением САТ к северо-западу (усиление течения Ирмингера) и преобладанием субмеридионального направления изотерм в районе исследования. В МИС 1, как и в МИС 7, в рассматриваемом районе преобладало субширотное направление изотерм.

DOI: 10.7868/S003015741406001X

ВВЕДЕНИЕ

Северо-Атлантическое течение (САТ) представляет собой северо-восточную периферию Субтропического антициклонического круговорота, которая соответствует области Азорского атмосферного максимума. В области Исландского барического минимума существует Североциклонический круговорот. В его образовании ведущую роль также играет САТ (после отделения Канарского течения). Этот круговорот широко распространяется на Северный Ледовитый океан и подразделяется на несколько отдельных (более мелких) циклонических круговоротов второго порядка. Один из них, часто называемый субполярным, расположен в Северной Атлантике (к югу от Гренландии) между течениями Ирмингера и Лабрадорским. Первое из них является северо-западным ответвлением САТ, второе – западной периферией всего североциклонического круговорота [по 10].

В настоящее время, как и во время других межледниковых периодов, выносимые САТ в высокие широты теплые и соленые воды способствуют развитию интенсивной термохалинной конвек-

ции, которая распространяется на всю толщу океана, вплоть до придонного слоя, и определяет процесс формирования основных компонентов Северо-атлантической глубинной воды. Эта глубинная вода является основным двигателем глобального океанского конвейера [18, 27, 47, 51, 62]. Известно, что во время ледниковых периодов Северный полярный фронт (СПФ) располагался значительно южнее, вплоть до широты Иберийского полуострова [2, 19, 56]. Как следствие, теплое САТ в эти периоды почти не проникало в Норвежско-Гренландский бассейн, а Северо-атлантическая глубинная вода формировалась южнее и в значительно меньших объемах [62]. В результате глобальный океанский конвейер ослаблялся.

Не вдаваясь в дискуссию о принципах выделения фронтов, в настоящей работе мы понимаем океанические фронты как зоны схождения течений и максимальных горизонтальных градиентов различных свойств вод, главным образом температуры. В этом смысле градиентные активные динамические зоны, разделяющие макроциркуляр-

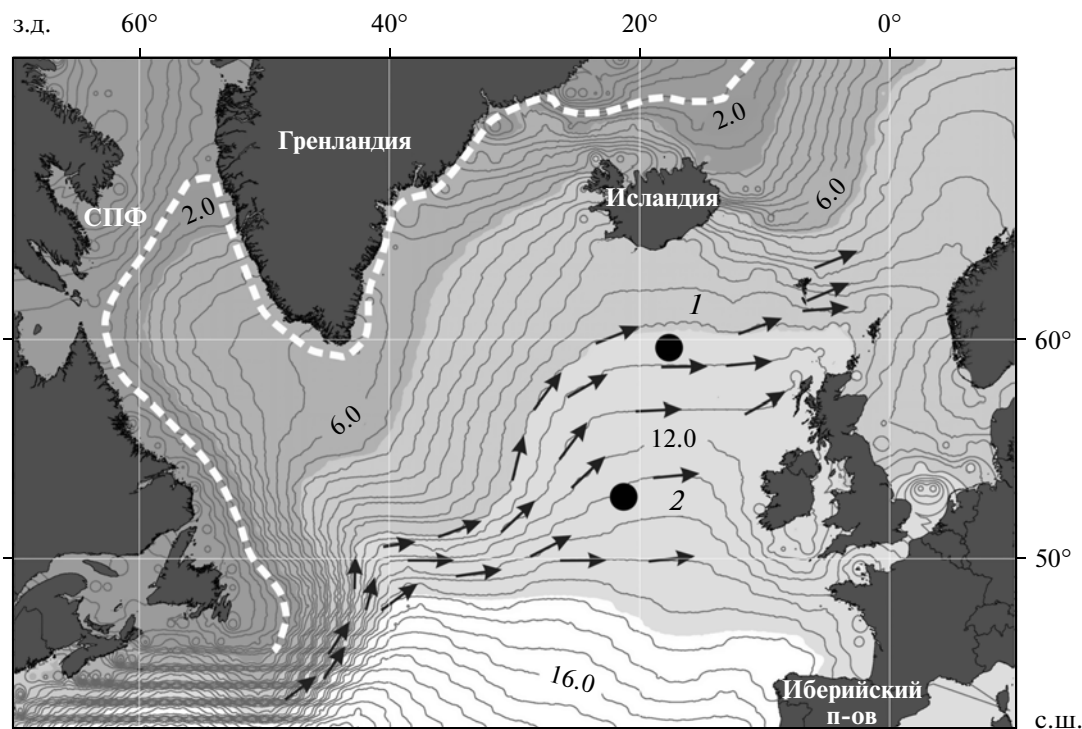


Рис. 1. Распределение летней (август) температуры воды в Северной Атлантике на горизонте 50 м [42] и расположение исследуемых колонок. 1 – АМК-4438, 2 – М23414. Современное положение Северного полярного фронта (СПФ) обозначено схематично белой штриховой линией, проведенной по максимальным горизонтальным градиентам [по 1]. Стрелками показан основной поток Северо-Атлантического течения.

ные круговороты, также являются океаническими фронтами. СПФ Атлантического океана разделяет Североциклонический и Арктический антициклонический круговороты. Он обусловлен взаимодействием двух элементов планетарной циркуляции: распространяющихся с юга на север относительно теплых и соленых вод Атлантики и проникающих из приполярных областей к югу более холодных и распресненных вод [9]. По современным среднесезонным гидрологическим данным фронт проходит в водах Норвежско-Гренландского бассейна и Лабрадорского моря (рис. 1) [1, 42], как правило, следуя кромке плавучих льдов.

Температура является фактором, контролирующим соотношение видов планктонных фораминифер. Предполагается, что температурные интервалы, которые предпочитают те или иные виды остаются стабильными на протяжении как минимум последнего миллиона лет [31]. Это дает возможность по соотношению видов планктонных фораминифер в танатоценозах реконструировать палеотемпературу поверхностного слоя океана, а по изменению палеотемператур в районе исследования (в частности, сгущению изотерм) – выявлять океанические фронты. Как правило, такие реконструкции СПФ Атлантического океана проводились для характерных периодов позднечетвертичного времени [2, 12, 25, 44 и др.]. Исследования

миграций СПФ на длительном временном отрезке достаточно редки [46]. Цель настоящей работы – на основе анализа видового распределения планктонных фораминифер в двух колонках, отобранных в зоне ледниковых миграций СПФ (от Иберийского полуострова до Норвежско-Гренландского бассейна), реконструировать динамику палеотемператур и положение СПФ в течение нескольких последних ледниковых циклов.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Исходным материалом послужили две колонки осадков, отобранные непосредственно под осевой частью современного Северо-Атлантического течения (рис. 1). “Северная” колонка АМК-4438 (59°32' с.ш., 17°56' з.д., глубина 2370 м) была получена в 48-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” [4, 8], “южная” колонка М23414 (53°32.2' с.ш., 20°17.4' з.д., глубина 2200 м) – в 17-м рейсе исследовательского судна “Meteor” [28]. Обе точки пробоотбора расположены выше глубины карбонатной компенсации, которая в настоящее время в Северной Атлантике составляет около 5000 м [10, 60]. Колонка АМК-4438 опробовалась с шагом 2 см, колонка М23414 – с шагом 1 см (для голоцена) и 2.5 см (для остальной части колонки).

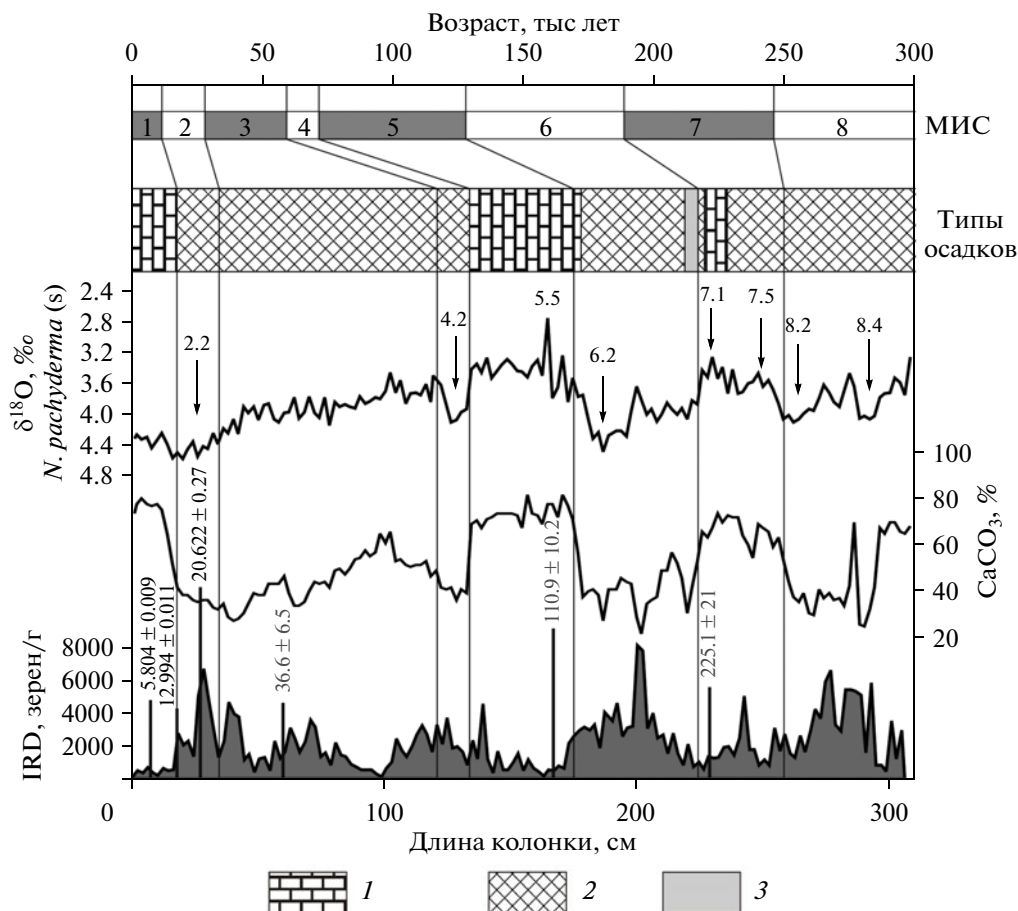


Рис. 2. Стратиграфическое расчленение и возрастная модель колонки АМК-4438. 1 – кокколито-фораминиферовый ил; 2 – мергельный ил; 3 – пепловый прослой. Цифрами показаны абсолютные датировки (тыс. лет назад): черным цветом обозначены ^{14}C датировки, серым – ^{230}Th датировки. МИС – морская изотопная стадия. Границы стадий показаны вертикальными линиями. Цифрами со стрелками обозначены опорные точки, полученные при корреляции изотопно-кислородной кривой колонки АМК-4438 с кривой LR04 [43].

Стратиграфическое расчленение колонок, стабильные изотопы кислорода, IRD. По литологическому описанию в “северной” колонке АМК-4438 было выявлено чередование известковых кокколито-фораминиферовых илов с миопелагическими мергельными илами (рис. 2). Как известно, изменение карбонатности в осадочных разрезах Северной Атлантики (вне шельфов и континентальных склонов) отражает соотношение активности терригенного и биогенного процессов осадконакопления. Во время ледниковых стадиялов темпы поступления терригенного материала увеличивались за счет разгрузки айсбергов, а содержание CaCO_3 уменьшалось [2]. По изменению карбонатности в колонке было выделено 9 морских изотопных стадий (МИС) [4, 7]. Увеличение обилия кокколитов вида *Emiliana huxleyi* позволило отнести верхний интервал 0–130 см к зоне *Emiliana huxleyi* Асте, возраст нижней границы которой 70 тыс. лет [4].

Известно, что южная граница распространения плавучих льдов в Северной Атлантике достигала $36^\circ\text{--}42^\circ$ с.ш., и дно океана севернее этой границы становилось областью накопления терригенного материала айсбергового разноса [54]. В пробах нами были подсчитаны зерна терригенного разноса айсбергов, так называемых IRD (ice-rafted debris; размер зерен >150 мкм). Максимальные пики IRD соответствуют событиям Хайнриха, которые были выделены на основе корреляции наших данных с датировками из [55].

Абсолютный возраст осадков “северной” колонки определялся в лаборатории геохронологии и геоэкологии донных отложений Санкт-Петербургского государственного университета радиоуглеродным методом (по содержанию в карбонатных осадках изотопов ^{14}C) и методом избыточного ^{230}Th ($^{230}\text{Th}_{\text{изб}}$) [6]. Радиоуглеродное датирование проводилось с использованием методики синтеза бензола из карбоната кальция донных осадков с последующим измерением содержания ^{14}C на сцин-

Таблица 1. ^{230}Th и ^{14}C датировки для колонки АМК-4438

Код лаборатории	Горизонт, см	Возраст ^{230}Th , тыс. лет назад	Возраст ^{14}C , тыс. лет назад (стандартный)	Календарный возраст ^{14}C , тыс. лет назад
ЛУ-5539	7–9		5.486 ± 0.086	5.804 ± 0.009
ЛУ-5538	15–17		11.766 ± 0.153	12.994 ± 0.011
ЛУ-5536	27–29		18.416 ± 0.411	20.622 ± 0.027
ЛУУ-248	59–61	36.6 ± 6.5		
ЛУУ-250	167–169	110.9 ± 10.2		
ЛУУ-251	228–230	225.1 ± 21		

тиллиационном счетчике. Радиоуглеродные даты пересчитывались в стандартные (с учетом поправки на отношение $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$), календарный возраст рассчитывался с помощью программы CALIB 6.1.0. как среднее значение в пределах доверительного интервала калибровочной кривой $\pm 1\sigma$ ($\Delta R = 52 \pm 19$ – локальный резервуарный эффект, калибровочная кривая “Marine 09.14c”) [53, 59]. Выделение изотопов урана и тория производилось с использованием оригинальной радиохимической методики [5, 40]. Всего было получено 3 радиоуглеродных датировки и 3 датировки по $^{230}\text{Th}_{\text{изб}}$ (табл. 1, рис. 2).

Анализ содержания $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах планктонных фораминифер (вид *N. pachyderma* (s), размер раковин >150 мкм) выполнен в лаборатории радиометрического датирования и изотопных исследований им. К. Лейбница Кильского университета на масс-спектрометре “Finnigan MAT 251”. Для анализа использовалось не менее 30 раковин. Точность метода составляет 0.07‰.

Временная шкала “северной” колонки (АМК-4438) была получена по данным абсолютных датировок и изотопно-кислородной кривой путем линейного интерполирования между опорными точками. Границы между стадиями были выделены по $\delta^{18}\text{O}$ на основе корреляции полученной изотопно-кислородной кривой со стандартной кривой LR04 [43], а также резкому изменению содержания CaCO_3 (высокое содержание во время межледниковий) и по изменению типов осадков (по смене мергельного ила кокколитофораминиферовым) (табл. 1, рис. 2).

Стратиграфическое расчленение “южной” колонки (M23414) было выполнено ранее по изменениям показателя отражения цвета осадков, изменению $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах планктонных фораминифер (вид *Globigerina bulloides*), содержанию IRD и данным определения абсолютного возраста радиоуглеродным методом [24, 28, 29, 34]. Всего в “южной” колонке было выделено 13 МИС.

Фораминиферовый анализ и палеотемпературные реконструкции. Для фаунистического анализа полученные пробы подвергались стандартной об-

работке, просеивались через сито с размером ячеек >150 мкм, а затем разделялись при помощи микросплиттера (колонка M23414) либо квартовались (колонка АМК-4438) до получения навески, содержащей не менее 300 раковин, после чего определялся видовой состав планктонных фораминифер.

В обеих колонках было выделено 7 доминантных видов: *Neogloboquadrina pachyderma* (s) (Ehrenberg), *Turborotalita quinqueloba* (Natland), *Globigerina bulloides* (d’Orbigny), *Neogloboquadrina incompta* (Cifelli), *Globigerinita glutinata* (Egger), *Globorotalia inflata* (d’Orbigny), *Globorotalia scitula* (Brady).

Основные характеристики видов *N. pachyderma* (s), *T. quinqueloba*, *N. incompta*, обитающих в Северной Атлантике на небольших глубинах (0–100 м), и *Globorotalia inflata*, *Globorotalia scitula*, обитающих в подповерхностном (100–400 м) слое, приведены в табл. 2.

Для реконструкций палеотемператур поверхностного слоя океана (0–50 м) использовались два метода: Modern Analog Technique (MAT) [50] и Revised Analog Method (RAM) [61]. Оба метода основаны на сравнении танатоценозов планктонных фораминифер в исследуемых колонках с их танатоценозами в поверхностных океанических пробах [49] и использовании современных гидрологических баз данных [11, 42].

В исследуемом районе сильно выражена сезонность, которая определяла мощность ледового покрова в Северной Атлантике [25, 39]. Смена сезона не сильно влияет на абсолютные значения температуры СПФ, но проявляется в изменении его географического положения [42]. Для анализа миграций СПФ использовались данные летних и зимних поверхностных палеотемператур по методу MAT.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Фаунистический анализ, стабильные изотопы кислорода и подсчет IRD. Динамика изменения соотношения видов планктонных фораминифер в “северной” и “южной” колонках аналогична, но

Таблица 2. Экология и глубина обитания исследуемых видов

Виды	Распространение и температурные предпочтения	Глубина обитания	Примечания
<i>N. pachyderma</i> (s) (полярный)	Полярные и субполярные воды. Доминирует при низких и отрицательных температурах, в том числе подо льдом [2, 38, 58].	0–50 м, ~70–130 м после образования вторичной кальцитовый оболочки [58].	Высокая корреляция с температурными колебаниями [2, 38].
<i>T. quinqueloba</i> (субполярный)	Субполярные воды, 5–11°C [2].	25–75 м [30, 33].	Смена доминирования этого вида и <i>N. pachyderma</i> (s) – признак близости СПФ к району исследования [32]
<i>N. incompta</i> (умеренный)	Умеренные воды, 10–14°C [22].	0–50 м [57].	
<i>G. inflata</i> (переходный)	Умеренные воды, 8–18°C [26].	100–400 м, на границе летнего термоклина (100–200 м) [26].	Максимум в восточной Атлантике зимой, когда вода наименее стратифицирована [20, 30].
<i>G. scitula</i> (космополит)	Максимальные концентрации при ~18°C [2].	Нижняя граница –200 м [30].	

абсолютные значения различаются почти для всех анализируемых видов. Наиболее показательными в обеих колонках являются изменения относительного содержания полярного вида *N. pachyderma* (s) и бореального вида *N. incompta*, которые оказывают наибольшее влияние на количественные палеотемпературные оценки в исследуемом регионе [37] и почти зеркально отображают друг друга (рис. 3). Относительное содержание *N. pachyderma* (s) в обеих колонках колеблется от 0 до 97%. Содержание *N. incompta* колеблется от 0 до 27% (в “северной” колонке) и от 1 до 45% (в “южной” колонке). Содержания переходного вида *G. inflata* в обеих колонках практически совпадают, меняясь в пределах 0–2% во время температурных минимумов и 10–20% во время межледниковий. Это, вероятно, свидетельствует об относительной однородности подповерхностного слоя в районе исследования.

Во время температурных минимумов (МИС 2, 4, 6 и 8) комплексы планктонных фораминифер становятся практически моноспецифическими с доминированием *N. pachyderma* (s), указывая на сходство климатических условий в рассматриваемых точках. Температурные минимумы характеризуются также наиболее высоким содержанием IRD (до 800–600 зерен/г в “южной” колонке и до 6–8 тыс. зерен/г в “северной” колонке) и более высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (около 4–4.5‰ и 3‰ в “северной” и “южной” колонках соответственно; рис. 4).

Относительное содержание *N. pachyderma* (s) в “северной” колонке во время МИС 5е выше, чем во время МИС 1 (до 30 и 6% соответственно; рис. 3). Значения IRD в колонках остаются минималь-

ными для обоих межледниковых периодов (до 1000 зерен/г и до 100 зерен/г в “северной” и “южной” колонках соответственно; рис. 4). Во время МИС 1 в “северной” колонке отмечены высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ (до 4‰).

Во время межледниковья МИС 7 относительное содержание *N. pachyderma* (s) было значительно выше, чем во время МИС 1 и 5е: 54% и 15% (с пиком 41% во время МИС 7d) в “северной” и “южной” колонках соответственно (рис. 3). Относительное содержание субполярного вида *T. quinqueloba* во время МИС 7 в “южной” колонке достигает аномальных значений (до 30%), в то время как в “северной” не превышает 8%. Значения IRD в “северной” колонке были максимальны по сравнению с другими межледниковьями (до 5 тыс. зерен/г), в то время как в “южной” эти значения были минимальными (100 зерен/г). Показатели $\delta^{18}\text{O}$ в течение МИС 7 имеют промежуточные значения между условиями выраженных межледниковий и межстадиалов (1.5–2‰ и 3.5–4‰ в “южной” и “северной” колонках соответственно).

Палеотемпературы. Динамика летних и зимних палеотемператур в межледниковые периоды демонстрирует заметные различия между “северной” и “южной” колонками (рис. 4). Во время МИС 5е в обеих колонках отмечены их максимальные значения (10.3 и 13.9°C зимой и летом в “северной” колонке и 12 и 16°C в “южной” колонке) за последние 300 тыс. лет. Во время ранней фазы МИС 5е палеотемпературы в колонке M23414 были близки к максимальным палеотемпературам АМК-4438 и составили 10.4°C зимой и 13.8°C летом.

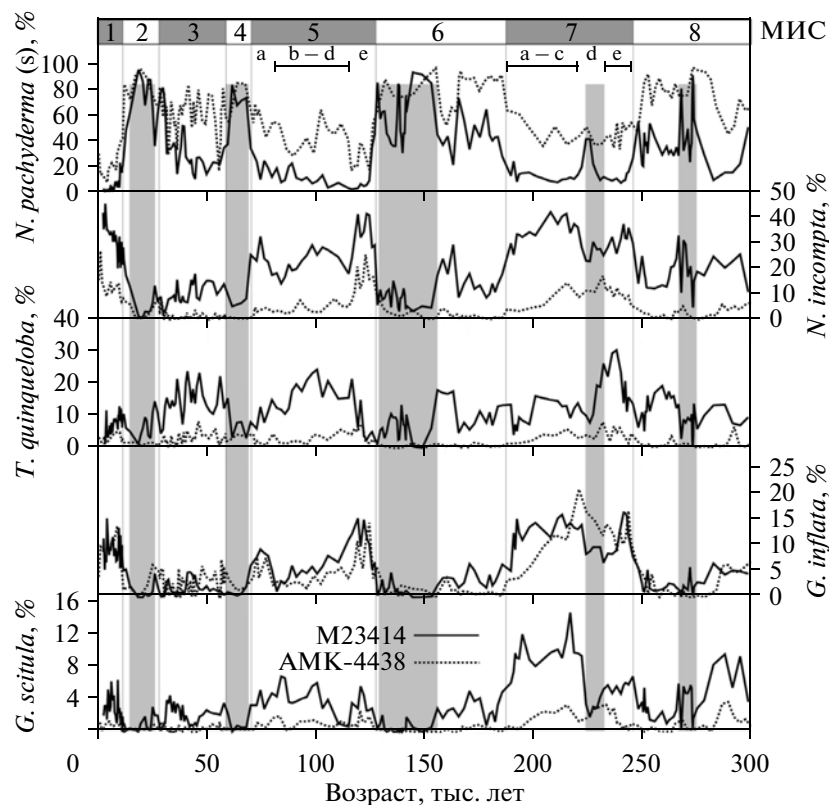


Рис. 3. Сравнение относительного содержания доминантных видов планктонных фораминифер в исследуемых колонках. Сплошной линией показаны данные колонки М23414, пунктирной – данные АМК-4438. Серым цветом выделены периоды минимальной разницы в распределении видов между колонками. МИС – морская изотопная стадия. Латинскими буквами обозначены подстадии.

Палеотемпературы голоцена были ниже и составили 8.5 и 11.6°C в “северной” колонке и 11 и 14°C в “южной” зимой и летом соответственно, а для теплых фаз МИС 7 – 6 и 8°C в “северной” и 10 и 14°C в “южной” колонках зимой и летом соответственно.

Во время межстадиалов значения палеотемператур не превышали 4°C зимой и 8°C летом в “северной” колонке и 6°C зимой и 10°C летом в “южной” колонке, а во время стадиалов палеотемпературы в обеих колонках преимущественно совпадали и составляли не более 2°C зимой и 4°C летом.

Амплитуда сезонных колебаний палеотемпературы в “южной” колонке составила от 2.37 до 3.79°C, в “северной” – от 2.36 до 3.6°C. Во время холодных периодов сезонная разница в районе исследования уменьшалась, достигая максимума во время межледниковий (рис. 5).

МИГРАЦИИ СЕВЕРНОГО ПОЛЯРНОГО ФРОНТА

Последовательное сопоставление синхронных палеотемператур в двух точках, “северной” и “южной”, дает возможность проследить изменения по-

ложения СПФ относительно района исследования. Судя по современному (межледниковому) положению СПФ (рис. 1), в холодные периоды он может приближаться к рассматриваемому району как с севера, так и с запада. Это означает, что положение изотерм здесь может быть или субмеридиональным, или субширотным. Наличие двух точек (колонок), разнесенных по широте, позволяет определять не только присутствие или отсутствие фронта (по характерным температурам), но и направление положения изотерм в районе исследования. Значительная разность палеотемператур между “северной” и “южной” точками указывает на их субширотное положение, а равенство палеотемператур – на субмеридиональное. Такое правило справедливо как по отношению к СПФ, так и САТ во время их присутствия в районе исследования.

Предположив, что постоянство температуры СПФ (1.5–3.0°C) сохранялось не только в сезонном, но и в климатическом масштабе, в качестве характерного признака СПФ примем изотерму 1.5°C (рис. 1). Тогда очевидно, что если значения палеотемператур в “северной” и “южной” точках >1.5°C, то прилегающие к СПФ холодные (высокоширотные) воды, как и в настоящее время, на-

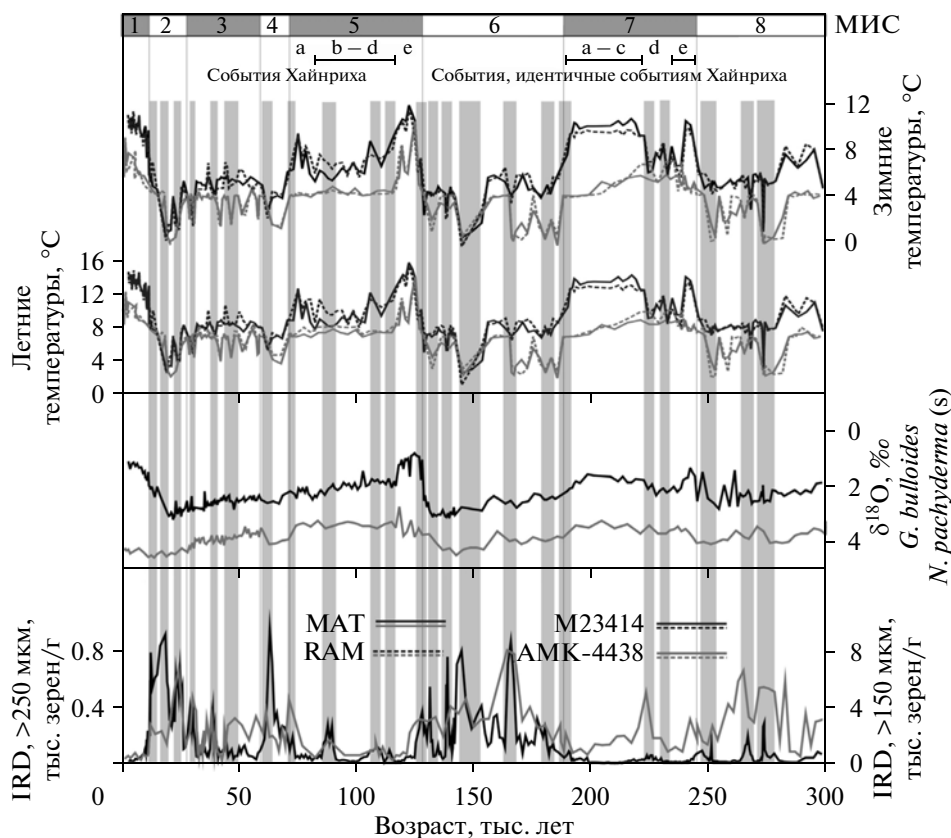


Рис. 4. Сравнение летних и зимних поверхностных палеотемператур, данных $\delta^{18}\text{O}$, а также IRD в исследуемых колонках. Сплошной линией показаны результаты палеотемпературных реконструкций, полученных с помощью метода MAT; пунктирной линией – палеотемпературных реконструкций, полученных с помощью метода RAM. Данные по колонке M23414 показаны линиями черного цвета, по колонке AMK-4438 – линиями серого цвета. Серым цветом выделены события Хайнриха. МИС – морская изотопная стадия. Латинскими буквами обозначены подстадии.

ходятся к северу и западу от рассматриваемого района. При этом СПФ может располагаться как на значительном удалении, так и вблизи рассматриваемого района: чем ближе значения палеотемпературы к 1.5°C , тем ближе СПФ.

Палеотемпературы $<1.5^\circ\text{C}$ свидетельствуют о присутствии высокоширотных вод в исследуемом районе и смещении СПФ за его пределы – на юг или юго-восток. Смещаясь, фронт становился более градиентным за счет вовлечения теплых вод САТ. В таких случаях нет возможности определить удаленность фронта от района исследования.

Опираясь на вышеизложенные соображения, рассмотрим изменения летних и зимних палеотемператур в контексте миграций СПФ (рис. 5).

Ледниковые периоды. В летнее время высокоширотные воды не достигали района исследования и лишь близко подходили к нему во время температурных минимумов (МИС 2, 6, 8). Только зимой во время этих минимумов отмечены палеотемпературы $<1.5^\circ\text{C}$ (резкое увеличение относительного содержания холодноводного вида *N. pachyderma* (s)), которые свидетельствуют о

присутствии этих вод. При этом “северная” колонка чаще оказывалась под их влиянием, чем “южная”. Одновременно обе колонки были под влиянием холодных вод лишь трижды: 275–270, 155–145 и 25–15 тыс. лет назад, что согласуется с результатами предыдущих исследований [2, 3, 46].

В МИС 8 между колонками, как правило, существовала заметная разница палеотемператур, следовательно, изотермы в районе исследования имели субширотное положение, что может быть вызвано влиянием СПФ с севера.

В первой части МИС 6 картина была аналогичной. Во второй половине МИС 6 палеотемпературы “северной” и “южной” колонок выровнялись, что говорит о субмеридиональном положении изотерм и влиянии СПФ с запада.

В МИС 2–4 зимние палеотемпературы в рассматриваемых точках были близки, т.е. положение изотерм было преимущественно субмеридиональным (влияние СПФ с запада). Летом в МИС 3 и 4 отмечено некоторое увеличение разницы палеотемператур в колонках, что указывает на влияние

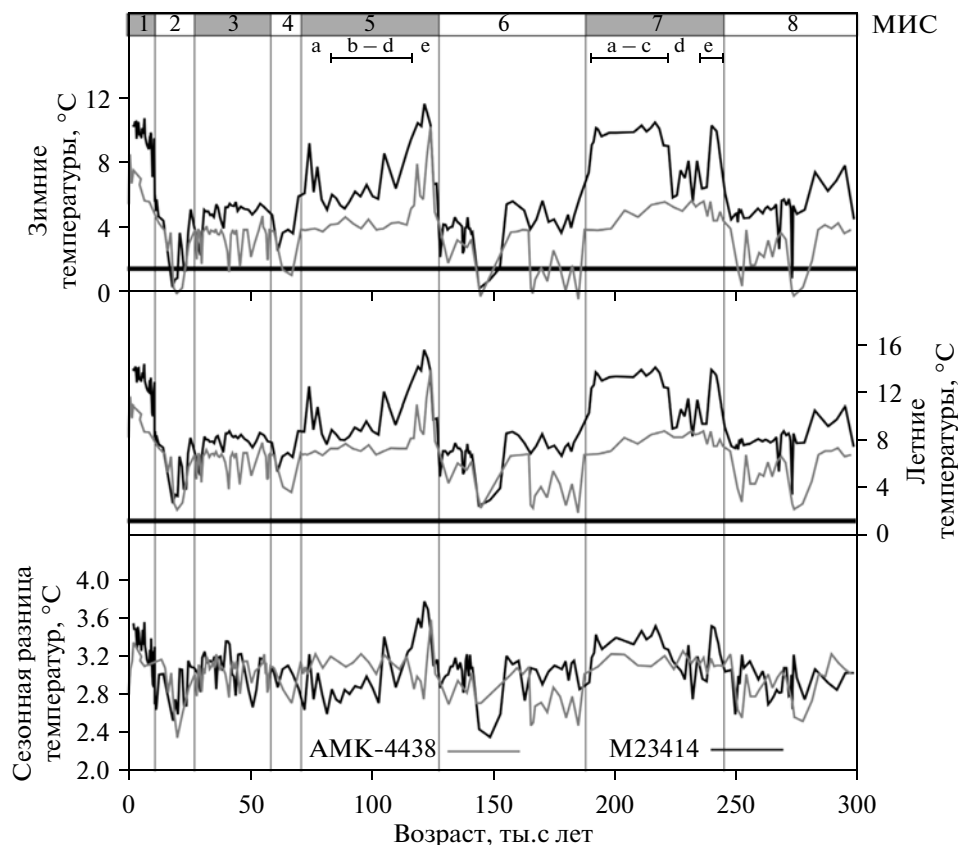


Рис. 5. Зимние и летние палеотемпературы, в районе исследования (метод МАТ) и сезонная разница палеотемператур. Горизонтальной линией показана изотерма 1.5°C , характеризующая СПФ. Данные по колонке М23414 показаны линиями черного цвета, по колонке АМК-4438 – линиями серого цвета. МИС – морская изотопная стадия. Латинскими буквами обозначены подстадии.

субширотной составляющей СПФ (влияние с севера).

Межледниковые периоды. Во время МИС 7е в “южной” колонке отмечено аномально высокое содержание субполярного вида *T. quinqueloba* (по сравнению с МИС 1 и 5е) в сочетании с высоким содержанием полярного вида *N. pachyderma* (s) в “северной” колонке (рис. 3). По аналогии с МИС 1, такая смена доминирования видов – признак близости СПФ к району исследования [32, 52, 62]. Судя по тому, что между “южной” и “северной” колонками существовала значительная разница палеотемператур, изотермы (а значит, и соответствующий участок САТ) имели в основном субширотное положение, как в МИС 1. Только в МИС 7d в положении изотерм проявилась субмеридиональная составляющая за счет существенного снижения палеотемпературы в “южной” колонке. Выявленные особенности согласуются с представлением о МИС 7 как о слабо выраженном межледниковье [13, 35, 36, 45, 48].

Во время МИС 5е части СПФ в Лабрадорском море и Датском проливе были наиболее удалены от района исследования. Это было время аномального отклонения САТ на северо-запад [14–17], что связано с усилением его северо-западной ветви – течения Ирмингера. Это согласуется с представлениями о более интенсивном прогреве западной окраины Норвежско-Гренландского бассейна и меньшими размерами Гренландского ледникового щита по сравнению с голоценом [21]. Однако, согласно предшествующим исследованиям, фронт мог приблизиться к рассматриваемому району со стороны Норвежского моря во время ранней фазы МИС 5е [16]. Тем не менее, высокие и близкие по значениям палеотемпературы “северной” и “южной” колонок свидетельствуют о субмеридиональном положении изотерм в ранней фазе МИС 5е.

Значительные различия палеотемператур между колонками в МИС 1 (голоцен) указывают на преобладание субширотного положения рассматриваемого участка САТ, что согласуется с аналогичным положением кромки весеннего льда у южных берегов Исландии [23, 41].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе анализа видового соотношения планктонных фораминифер в двух колонках, отобранных в зоне ледниковых миграций СПФ (в осевой части САТ к югу от Исландии), и реконструкции палеотемператур были выявлены основные миграции СПФ в течение последних 300 тысяч лет.

В летнее время холодные (высокоширотные) воды не достигали района исследования и лишь близко подходили к нему во время температурных минимумов (МИС 2, 6, 8). Только зимой во время этих минимумов они присутствовали в рассматриваемом районе. При этом северная часть района чаще оказывалась под их влиянием, чем южная. Весь район был под влиянием высокоширотных вод лишь трижды: 275–270, 155–145 и 25–15 тыс. лет назад.

В МИС 8 и 6 изотермы в районе исследования имели преимущественно субширотное положение. Во второй половине МИС 6 их положение изменилось на субмеридиональное. В МИС 2–4 изотермы были ориентированы в основном также субмеридионально с эпизодическими изменениями положения на субширотное.

Во время межледниковий рассматриваемый район находился под влиянием САТ. В МИС 7 СПФ, видимо, был ближе к району исследования по сравнению с современным его положением. Изотермы (а значит и направление рассматриваемого участка САТ) имели в основном субширотное положение.

В МИС 5е СПФ в западном и северо-западном направлении был наиболее удален от района исследования в связи с аномальным отклонением САТ к северо-западу (усиление течения Ирмингера) и преобладанием субмеридионального положения изотерм. В МИС 1, как преимущественно и в МИС 7, в рассматриваемом районе, напротив, преобладало субширотное положение изотерм.

Авторы благодарят В.Ф. Дубравина, Н.П. Лукашину за ценные замечания, анонимного рецензента, чьи рекомендации существенно улучшили данную статью, а также В.Ю. Кузнецова за выполнение анализов абсолютного датирования.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 12-05-00240 а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов Е.И. Средние месячные положения гидрологических фронтов в северной части Атлантического океана // Океанология. 1972. Т. 12. Вып. 2. С. 217–224.
2. Бараш М.С. Четвертичная палеоокеанология Атлантического океана. М.: Наука, 1988. 272 с.
3. Бараш М.С., Юшина И.Г., Шпильхаген Р.Х. Реконструкция четвертичной палеогеографической изменчивости по планктонным фораминиферам (Северная Атлантика, хребет Рейкьянес) // Океанология. 2002. Т. 42. № 5. С. 744–756.
4. Дмитренко О.Б., Сивков В.В., Русаков В.Ю. Позднечетвертичные миграции Субарктического фронта Северной Атлантики (по литологии и наннофосилиям) // Океанология. 2009. Т. 49. № 2. С. 262–277.
5. Кузнецов В.Ю., Черкашев Г.А., Леин А.Ю. и др. Возраст гидротермальных руд Срединно-Атлантического хребта (по данным $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7. Геология, география. 2007. Вып. 2. С. 91–99.
6. Кузнецов В.Ю. Радиохронология четвертичных отложений. СПб.: КОМИЛЬФО, 2008. 312 с.
7. Лукашина Н.П. Водные массы северной части Исландской котловины в позднем Плейстоцене // Океанология. 2013. Т. 53. № 1. С. 109–121.
8. Отчет о работах 48 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш»: Отчеты начальника экспедиции, капитана и начальников отряда. М.: ИО РАН, 2002. С. 77–103.
9. Родионов В.Б., Костяной А.Г. Океанические фронты морей Северо-Европейского бассейна. М.: ГЕОС, 1998. 293 с.
10. Степанов В.Н. Океаносфера. М.: Мысль, 1983. 270 с.
11. 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.
12. Bard E., Arnold M., Maurice P. et al. Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by ^{14}C accelerator mass spectrometry // Nature. 1987. V. 328. P. 791–794.
13. Bauch H.A. Paleooceanography of the North Atlantic Ocean (68° – 76° N) during the past 450 Ky deduced from planktic foraminiferal assemblages and stable isotopes // Contributions to the Micropaleontology and Paleooceanography of the Northern North Atlantic / Eds. Hass H.C. et al. Krakow: Grzybowski Foundation, 1997. P. 83–100.
14. Bauch H.A., Erlenkeuser H., Jung S.J.A., Thiede J. Surface and deep water changes in the subpolar North Atlantic during Termination II and the last interglaciation // Paleooceanography. 2000. V. 15. P. 76–84.
15. Bauch H.A., Erlenkeuser H. A “critical” climatic evaluation of last interglacial (MIS 5e) records from the Norwegian Sea // Polar Res. 2008. V. 27. P. 135–151.
16. Bauch H.A., Kandiano E.S., Helmke J. et al. Climatic bisection of the last interglacial warm period in the Polar North Atlantic // Quaternary Science Reviews. 2011. V. 30. P. 1813–1818.
17. Bauch H.A., Kandiano E.S., Helmke J.P. Contrasting ocean changes between the subpolar and polar North Atlantic during the past 135 ka // Geoph. Res. Letters. 2012. V. 39. L11604. P. 1–7.
18. Broecker W.S. The Great Ocean Conveyor // Oceanography. 1991. V. 4. P. 79–89.
19. Chapman M.R., Maslin M.A. Low-latitude forcing of meridional temperature and salinity gradients in the subpolar North Atlantic and the growth of glacial ice sheets // Geology. 1999. V. 27. P. 875–878.

20. Cifelli R.L., Smith R.K. Distribution of Planktonic Foraminifera in the Vicinity of the North Atlantic Current // *Smithsonian Contributions to Paleobiology*. 1970. № 4. P. 1–52.
21. Cuffey K.M., Marshall S.J. Substantial contribution to sea-level rise during the last interglacial from the Greenland ice sheet // *Nature*. 2000. V. 404. P. 591–594.
22. Darling K.F., Kucera M., Kroon D., Wade C.M. A resolution for the coiling direction paradox in *Neogloboquadrina pachyderma* // *Paleoceanography*. 2006. V. 21. PA2011. P. 1–14.
23. Denton G.H., Broecker W.S. Wobbly ocean conveyor circulation during the Holocene? // *Quaternary Science Reviews*. 2008. V. 27. P. 1939–1950.
24. Didie C., Bauch H.A., Helmke J.P. Late Quaternary deep-sea ostracodes in the polar and subpolar North Atlantic: paleoecological and paleoenvironmental implications // *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 2002. V. 184. P. 195–212.
25. 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.
26. Farmer E.J., Chapman M.R., Andrews J.E. Holocene temperature evolution of the subpolar North Atlantic recorded in the Mg/Ca ratios of surface and thermocline dwelling planktonic foraminifers // *Global and Planetary Change*. 2011. V. 79. P. 234–243.
27. Ganopolski A., Rahmstorf S. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model // *Nature*. 2001. V. 409. P. 153–158.
28. Helmke J.P., Bauch H.A. Glacial-interglacial relationship between carbonate components and sediment reflectance in the North Atlantic // *Geo-Marine Letters*. 2001. V. 21. P. 16–22.
29. Helmke J.P., Schulz M., Bauch H.A. Sediment-color record from the Northeast Atlantic reveals patterns of millennial-scale climate variability during the past 500,000 years // *Quat. Res.* 2002. № 57. P. 49–57.
30. Hemleben C., Spindler M., Anderson O.R. *Modern planktonic foraminifera*. New York: Springer-Verlag, 1989. 363 p.
31. Imbrie J., Kipp N.G. A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a Late Pleistocene Caribbean core // *The Late Cenozoic Glacial Ages* / Ed. Turekian K.K. New Haven: Yale University Press, 1971. P. 71–181.
32. 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.
33. Jonkers L., Brummer G.-J.A., Peeters F.J.C. et al. Seasonal stratification, shell flux, and oxygen isotope dynamics of left-coiling *N. pachyderma* and *T. quinqueloba* in the western subpolar North Atlantic // *Paleoceanography*. 2010. V. 25. PA2204. P. 1–13.
34. Jung S.J.A. Wassermassenaustausch zwischen NE-Atlantik und Nordmeer während der letzten 300.000/80.000 Jahre im Abbild stabiler O- und C-Isotope // *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 31*. Kiel: Christian-Albrechts-Universität, 1996. V. 61. 104 p.
35. Kandiano E.S. and Bauch H.A. Implications of planktic foraminiferal size fractions for the Glacial-Interglacial Paleooceanography of the Polar North Atlantic // *Journal of Foraminiferal Research*. 2002. V. 32. № 3. P. 245–251.
36. Kandiano E.S., Bauch H.A. Surface ocean temperatures in the north-east Atlantic during the last 500 000 years: evidence from foraminiferal census data // *Terra Nova*. 2003. V. 15. P. 265–271.
37. Kandiano E.S., Bauch H.A., Müller A. Sea surface temperature variability in the North Atlantic during the last two glacial-interglacial cycles: comparison of faunal, oxygen isotopic, and Mg/Ca-derived records // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2004. V. 204. P. 145–164.
38. Kohfeld K.E., Fairbanks R.G., Smith S.L., Walsh I.D. *Neogloboquadrina pachyderma* (sinistral coiling) as paleoceanographic tracers in polar waters: Evidence from Northeast Water Polynya plankton tows, sediment traps, and surface sediments // *Paleoceanography*. 1996. V. 11. № 6. P. 679–699.
39. Kucera M., Rosell-Melé A., Schneider R. et al. Multi-proxy approach for the reconstruction of the glacial ocean surface (MARGO) // *Quaternary Science Rev.* 2005. V. 24. P. 813–819.
40. Kuznetsov V.Yu., Arslanov Kh.A., Shilov V.V. et al. ²³⁰Th-excess and ¹⁴C dating of pelagic sediments from the hydrothermal zone of the North Atlantic // *Geochronometria*. 2002. V. 21. P. 33–40.
41. Lamb H.H. Climatic variation and changes in the wind and ocean circulation: the Little Ice Age in the north-east Atlantic // *Quaternary Res.* 1979. V. P. 11. 1–20.
42. Levitus S., Boyer T.P. *World Ocean Atlas 1994: Temperature*, NOAA Atlas NESDIS 4. Washington: D.C. Gov. Printing Office, 1994. V. 4. 117 p.
43. 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. P. 1–17.
44. Lowe J.J., Ammann B., Birks H.H. et al. Climatic changes in areas adjacent to the North Atlantic during the last glacial-interglacial transition (14–9 ka BP): a contribution to IGCP-253 // *Journal of Quaternary Science*. 1994. V. 9 (2). P. 185–198.
45. Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D. et al. Age dating and the orbital theory of the ICE Ages: development of a high resolution 0 to 300,000 year chronostratigraphy // *Quat. Res.* 1987. V. 27. P. 1–29.
46. McIntyre A., Ruddiman W.F., Jantzen R. Southward penetrations of the North Atlantic Polar Front: faunal and floral evidence of large-scale surface water mass movements over the last 225,000 years // *Deep-Sea Res.* 1972. V. 19. P. 61–77.
47. McManus J.F., Oppo D.W., Keigwin L.D. et al. Thermohaline circulation and prolonged interglacial warmth in the North Atlantic // *Quat. Res.* 2002. V. 58. № 1. P. 17–21.
48. Penaud A., Eynaud F., Turon J.L. et al. Interglacial variability (MIS 5 and MIS 7) and dinoflagellate cyst as-

- semblages in the Bay of Biscay (North Atlantic) // *Mar. Micropal.* 2008. V. 68. P. 136–155.
49. *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.
 50. *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.
 51. *Rahmstorf S.* Thermohaline Ocean Circulation // *Encyclopedia of Quaternary Sciences* // Ed. Elias S.A. Amsterdam: Elsevier, 2006. P. 1–10.
 52. *Rasmussen T.L., Thomsen E., Šlubowska M.A. et al.* Paleooceanographic evolution of the SW Svalbard margin (76°N) since 20,000 ¹⁴C yr BP // *Quaternary Res.* 2007. V. 67. P. 100–114.
 53. *Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E. et al.* IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP // *Radiocarbon*. 2009. V. 51(4). P. 1111–1150.
 54. *Ruddiman W.F.* Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the sub-polar North Atlantic (lat 40° to 65°) // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1977. V. 88. P. 1813–1821.
 55. *Sarnthein M., Statterger 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.
 56. *Sarnthein M., Pflaumann U., Weinelt M.* Past extent of sea ice in the northern North Atlantic inferred from foraminiferal paleotemperature estimates // *Paleoceanography*. 2003. V. 18. № 2. P. 1047.
 57. *Schiebel R., Wanek J., Bork M., Hemleben C.H.* Planktic foraminiferal production stimulated by chlorophyll redistribution and entrainment of nutrients // *Deep-Sea Res.* 2001. V. 48. P. 721–740.
 58. *Simstich J., Sarnthein M., Erlenkeuser H.* Paired $\delta^{18}\text{O}$ signals of *Neogloboquadrina pachyderma* (s) and *Turborotalita quinqueloba* show thermal stratification structure in Nordic Seas // *Mar. Micropaleontology*. 2003. V. 48. P. 107–125.
 59. *Stuiver M., Reimer P.J.* Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program // *Radiocarbon*. 1993. V. 35. P. 215–230.
 60. *Thurman H.V., Trujillo A.P.* *Introductory Oceanography*, 10th Edition (Upper Saddle River). New Jersey: Pearson-Prentice Hall, 2004. 608 p.
 61. *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.
 62. *Wright A.K., Flower B.P.* Surface and deep ocean circulation in the subpolar North Atlantic during the mid-Pleistocene revolution // *Paleoceanography*. 2002. V. 17. № 4. P. 1–16.

Migrations of the North Atlantic Polar Front during the Last 300 ka: Evidence from Planktic Foraminiferal Data

L. D. Bashirova, E. S. Kandiano, V. V. Sivkov, H. A. Bauch

Polar front (PF) migrations were reconstructed for middle latitudes of the North Atlantic during the last 300 000 using planktic foraminiferal census data and derived from them sea surface temperature (SST) estimates in two sediment cores, AMK-4438 and M23414. Currently both investigated sites underlie the North Atlantic Current (NAC). Faunal results were supported by $\delta^{18}\text{O}$ and IRD data. It was found that the arctic waters had propagated to the study area only during glacial winter seasons of MIS 2, 6, and 8. The northern part of the study area was influenced by the arctic waters more often than its southern part. During MIS 8 and 6 isotherms in the study area had mainly the subzonal orientation, while during MIS 2-4 they had the submeridional orientation. In general, during the investigated interglaciations, PF was located northward and westward from the study area, which was influenced by NAC. However, during MIS 7, PF was situated closer to the study area, in comparison with its modern position. During MIS 7 and 1, the subzonal orientation of the isotherms prevailed. For the MIS 5e period, we observed the most distant retreat of PF from the investigated area, which is in accordance with previous investigations reporting an anomalous deflection of NAC to the north-west.