

УДК 551.465

ИЗМЕНЕНИЯ ПАЛЕОГИДРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В МОРЕ ЛАПТЕВЫХ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ ПО МАТЕРИАЛАМ ИССЛЕДОВАНИЯ ВОДНЫХ ПАЛИНОМОРФ

© 2019 г. Т. С. Клювиткина*, Е. И. Полякова

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия
* e-mail: t.klyuvitkina@mail.ru

Поступила в редакцию 30.11.2018 г.

После доработки 15.02.2019 г.

Принята к публикации 05.12.2018 г.

На основе изучения комплексов водных палиноморф в осадках двух колонок, полученных на шельфе и континентальном склоне в западной части моря Лаптевых, реконструированы основные этапы послеледниковой трансгрессии за последние 17.5 тыс. лет. Показано, что в интервале времени 17.5–13.0 тыс. к.л.н. в западной части моря существовал весьма ледовитый и холодноводный морской бассейн, 12.3–11.2 тыс. к.л.н. на внешнем шельфе отмечалась прибрежная распресненная обстановка в условиях близости устьев рек Оленека, Анабара и Хатанги, а период 11.2–7.0 тыс. к.л.н. ознаменовался резко возросшей интенсивностью поступления в море Лаптевых вод североатлантического происхождения. Условия, близкие к современным, установились в этой части моря примерно 7.0 тыс. к.л.н.

Ключевые слова: море Лаптевых, водные палиноморфы, цисты динофлагеллат, трансгрессия, голоцен

DOI: 10.31857/S0030-1574593433-448

ВВЕДЕНИЕ

Для понимания механизма формирования водных масс и их эволюции в Северном Ледовитом океане необходимо изучать как современные, так и палеогидрологические процессы, происходящие в высоких широтах. В последние годы полигоном для изучения таких процессов стало море Лаптевых. Здесь проводятся многодисциплинарные научные исследования как российскими, так и международными коллективами. Море выбрано не случайно, так как играет важную роль в формировании ледово-гидрологического режима Северного Ледовитого океана благодаря обильному речному стоку в летний период и формированию льдов в районе лаптевоморского сектора Великой Сибирской полыньи зимой.

Конец плейстоцена ознаменовался значительным понижением уровня Северного Ледовитого океана в результате эвстатической регрессии. Обширный мелководный шельф моря Лаптевых был осушен, его поверхность пересекали палеоруслы рек Лены, Яны, Оленека, Анабара, Хатанги [33]. Ход постгляциальной трансгрессии и некоторые особенности изменений седиментационных процессов в пределах моря

Лаптевых к настоящему времени хорошо изучены, главным образом благодаря комплексному исследованию колонок донных осадков и их детальному радиоуглеродному датированию [19 и др.]. Для реконструкции палеосолености поверхностных и придонных вод, ледовых условий, речного стока, распределения водных масс на арктическом шельфе наиболее перспективными считаются различные микропалеонтологические методы [51, 52, 66, 67 и др.], в числе которых важную роль играет анализ водных палиноморф. Эта группа микроорганизмов включает в себя, в первую очередь, цисты морских видов динофлагеллат и пресноводные зеленые водоросли, а также акритархи, органическую часть скелета фораминифер и другие органические остатки водных микроорганизмов [38, 43, 44 и др.]. Выявленная связь видового и количественного распределения водных палиноморф в поверхностных осадках арктических морей с гидрологическими параметрами позволяет успешно использовать их в палеореконструкциях [22, 23, 43, 45]. В настоящей статье представлены результаты анализа водных палиноморф в двух детально датированных колонках донных осадков, полученных на внешнем шельфе и континентальном склоне западной части моря Лап-

тевых, и выполненные по ним палеоокеанологические реконструкции для последних 17.5 тыс. лет (рис. 1).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Колонки донных осадков PS51/159-10 и PS51/154-11 получены в 1998 г. в российско-германской экспедиции TRANSDRIFT-V на научно-исследовательском судне «Полярштерн». Колонка PS51/159-10 ($76^{\circ}46'$ с. ш., $116^{\circ}02'$ в. д., длина 447 см) отобрана с внешнего шельфа западной части моря Лаптевых с глубины 60 м из подводной долины рек Анабара и Хатанги. Отложения представляют собой преимущественно однородную глину алевритистую, темно-серую, с пятнами органики, песчаными прослоями и детритом раковин моллюсков, биотурбированную. Колонка PS51/154-11 ($77^{\circ}16'$ с. ш., $120^{\circ}37'$ в. д., длина 700 см) получена из верхней части континентального склона в западной части моря Лаптевых с глубины 270 м из палеодо-

лины р. Оленек [19]. Осадки колонки представляют собой глину песчано-алевритистую, серую и темно-серую до черной, с пятнами органического вещества, редкими прослоями и линзами песка черно-серого с высоким содержанием органического вещества и раковинным детритом, в верхней части разреза биотурбированную. Интервал разреза от основания до 574 см обогащен мелким растительным детритом, вивианитом и слюдой, что свидетельствует о близости древней береговой линии к современному континентальному склону и активном поступлении терригенного материала [19]. В самых нижних слоях керна в большом количестве присутствуют крупные минеральные зерна аутигенных конкреций вивианита и родохрозита, наличие которых в осадках может указывать на бескислородные условия при строгой стратификации водной толщи [29, 65].

Образцы из керна колонок для целей диатомового анализа и анализа водных палиноморф отбирались с интервалом в среднем 7–10 см. По-

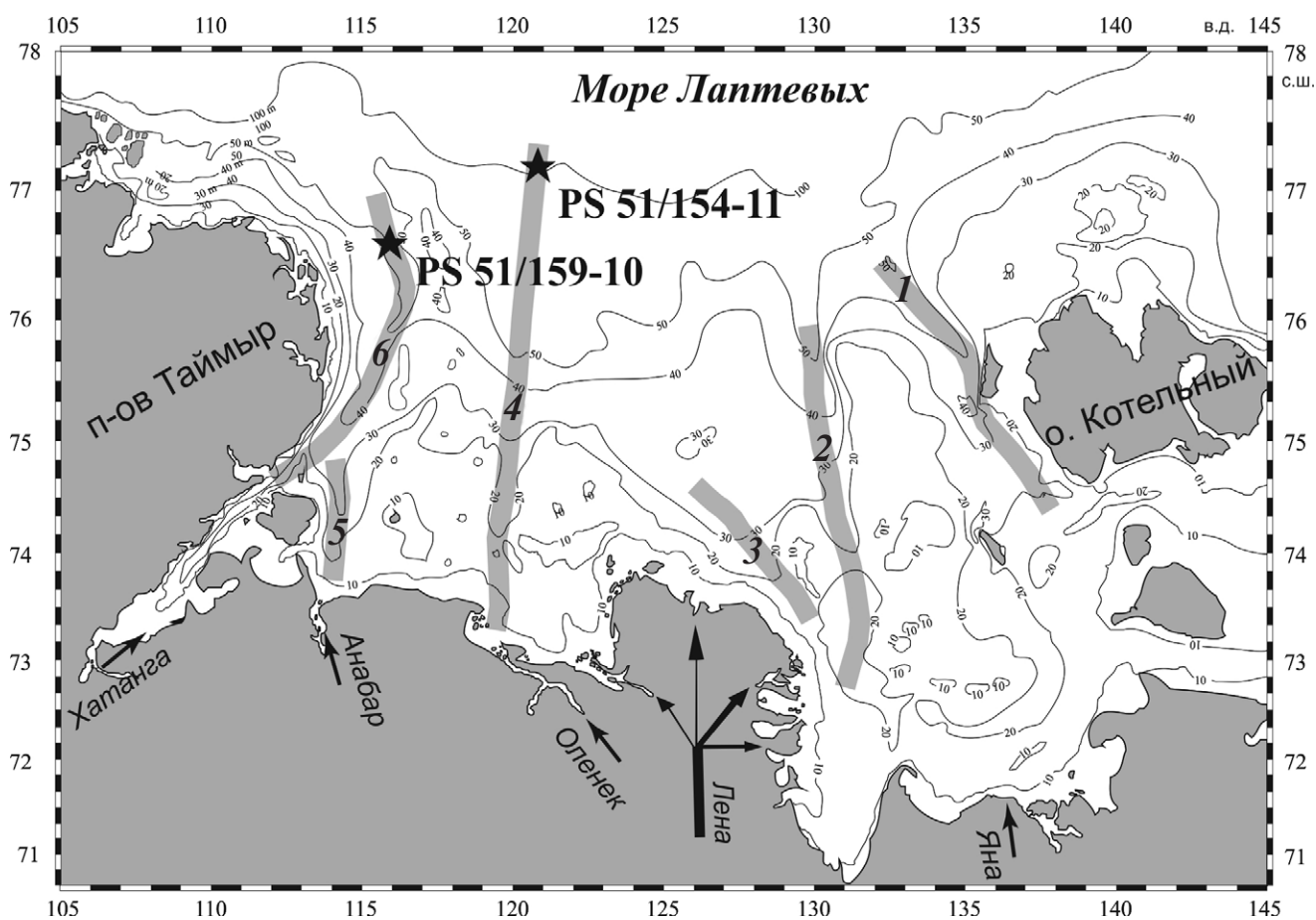


Рис. 1. Местоположение исследованных колонок в море Лаптевых. Цифрами показаны палеодолины рек: 1 — Яна; 2 — Восточная Лена; 3 — Западная Лена; 4 — Оленек; 5 — Анабар; 6 — Хатанга.

сле пробоотбора образцы были заморожены и высушены в условиях вакуума с использованием установки Martin Christ Alfa-4 в российско-германской лаборатории полярных и морских исследований им. О.Ю. Шмидта (г. Санкт-Петербург).

Возраст осадков определен с помощью ускорительной масс-спектрометрии ($AMS^{14}C$) в лаборатории им. Лейбница Университета г. Киль. Радиоуглеродный возраст был переведен в календарный с учетом поправки на региональный резервуарный эффект (370 ± 49 лет) с помощью программы CALIB 4.3 [19]. Колонка PS51/154-11 представляет собой самую длинную на сегодняшний день датированную запись палеогеографических событий в море Лаптевых, охватывающую целиком весь период позднего и послеледниковья и голоцен. Максимальный датированный радиоуглеродный возраст осадков — $13.6^{14}C$ тыс. лет (15.4 тыс. к.л.н.). Экстраполированный возраст осадков нижней части колонки составляет 17.5 тыс. к.л.н. [19]. Осадки колонки PS51/159-10 соответствуют последним 12.7 тыс. к.л.

Техническая обработка образцов и приготовление постоянных препаратов для диатомового анализа выполнены по методике Battarbee [18]. Обработка образцов для целей анализа водных палиноморф осуществлялась по общепринятой палинологической методике [38, 43]. Для определения концентраций палиноморф на начальной стадии обработки образца в предварительно взвешенный осадок добавлялись таблетки, содержащие фиксированное количество спор *Lycopodium clavatum* [64]. Для растворения карбонатов и кремнесодержащих частиц использовались соляная (HCl) и фтористоводородная (HF) кислоты. Для удаления из образцов пелитовых частиц препараты фильтровались через сито с диаметром пор $7-10$ мкм. Исследования ассоциаций палиноморф проводились на микроскопах NEOVAR 2 и JENAVAL (Carl Zeiss), с увеличением 400 и 1000. В каждом образце было идентифицировано как минимум 100 цист динофлагеллат. К сожалению, диатомеи в изученных препаратах были встречены лишь в виде единичных створок морских и пресноводных видов, что не позволило использовать их для палеоокеанологических реконструкций.

В качестве методической основы реконструкций различных параметров поверхностных вод использовались данные по видовому составу

и количественному распределению водных палиноморф в поверхностных осадках [38, 39] и установленные зависимости распределения видов от современных характеристик поверхностных вод [7].

СОВРЕМЕННЫЕ ЛЕДОВО-ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ И СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ УСЛОВИЯ В МОРЕ ЛАПТЕВЫХ

Море Лаптевых, расположенное в центральной части обширного Евразийского шельфа, представляет собой типичное арктическое море, 75% которого занимает пологонаклонная затопленная равнина с глубинами до 50 м. Область материкового склона (севернее 77° с.ш.) характеризуется резким увеличением глубины до >1000 м. На склоне установлено несколько каньонов, приуроченных к устьям подводных палеодолин рек.

Формирование рельефа дна моря Лаптевых было обусловлено, в первую очередь, изменениями уровня моря в позднем плейстоцене и голоцене. Во время максимума последнего оледенения и понижения уровня моря береговая линия отступила на сотни километров к северу от ее современных границ. Осушенный шельф представлял собой арктическую лессово-ледовую равнину, где активно развивались флювиальные и криогенные процессы [31, 32, 57, 58]. На основе сейсмопрофилирования установлено наличие на шельфе 24 ориентированных на север погребенных речных палеодолин, которые были основными центрами седиментации на шельфе в ходе развития постгляциальной трансгрессии [19, 31, 33 и др.].

Современная ледово-гидрологическая ситуация в море Лаптевых определяется поступлением арктических водных масс с севера и речных вод с юга. Летом на шельф ежегодно поступает около четверти суммарного пресноводного стока в Арктический океан [30]. Эти пресные воды распределяются в поверхностном слое и в значительной степени обеспечивают стабильность стратификации водной толщи и морского ледового покрова Арктического океана [3].

Море Лаптевых — одна из самых восточных акваторий Северного Ледовитого океана, куда вдоль континентального склона проникают относительно теплые и соленые воды североатлантического происхождения. По мере продвижения на восток атлантические воды значительно

охлаждаются и погружаются под арктические водные массы. Тем не менее эти воды, переносящие тепло и соли из умеренных широт в полярные, относятся к одним из основных климатообразующих факторов северной полярной области [4, 26, 54 и др.]. Известно, что благодаря придонным реверсивным течениям трансформированные атлантические воды проникают на мелководный шельф моря Лаптевых до глубин 10–20 м [2].

Большую часть года (9–12 месяцев) море Лаптевых покрыто льдом. На значительной части акватории мощность паковых льдов достигает 3–4 м, а припайных — 2.0–2.5 м. Ширина припая, образующегося вдоль берега, составляет от десятков километров на западе до сотен километров на востоке бассейна. За припаем в течение всей зимы в пределах глубин 10–30 м сохраняется стационарная полынья шириной 10–15 км [3, 37]. Лаптевоморская полынья, составляющая 1/3 часть Великой Сибирской полыньи, служит основным источником морского льда в море Лаптевых в зимний период. Образовавшийся здесь лед включается в трансполярный дрейф и выносится в Северную Атлантику через пролив Фрама [50].

СОСТАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АССОЦИАЦИЙ ВОДНЫХ ПАЛИНОМОРФ В ДОННЫХ ОСАДКАХ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Водные палиноморфы в поверхностных осадках моря Лаптевых. Согласно предшествующим исследованиям, установленные в поверхностных осадках моря Лаптевых водные палиноморфы включают цисты динофлагеллат, зеленые водоросли, акритархи, а также органические остатки скелетов фораминифер. Среди водных палиноморф как по видовому составу, так и по численности доминируют цисты динофлагеллат [39].

Концентрации диноцист варьируют от 3 до 4000 цист/г, а зеленых водорослей — от 7 до 3800 экз/г [39]. Благодаря обильному речному стоку, количество цист динофлагеллат в прибрежных районах моря Лаптевых сравнительно невелико, в то время как преобладающее значение имеют зеленые водоросли. Преобладание зеленых водорослей в составе водных палиноморф отмечено в западной части моря Лаптевых до 73°30' с.ш., а в восточной — до 76°00' с.ш. В северной, наиболее удаленной от устьев рек части моря Лаптевых в поверхностных осадках преобладают цисты динофлагеллат (более 50%),

а количество пресноводных водорослей резко сокращается [39].

Сообщество зеленых водорослей представлено видами *Pediastrum boryanum*, *P. kawraiskii* и *Botryococcus* cf. *braunii*, характерными для рек Сибири. Появление в морских осадках этих видов свидетельствует о поступлении речных вод [39, 40, 44 и др.].

В поверхностных осадках моря Лаптевых установлено три основных типа комплексов цист динофлагеллат [38]. Различия их видового состава обусловлены главным образом градиентами солености и температуры поверхностных вод. Сообщество диноцист внутреннего шельфа характеризуется преобладанием гетеротрофных *Islandinium minutum*, *Echinidinium karaense* и *Islandinium? cezare* s.l., адаптированных к условиям низкой солености поверхностных вод. Их высокое содержание в ассоциациях диноцист (>35%) характерно для шельфовых морей Арктики, включая районы стационарной зимней полыньи, а также для субарктических районов с продолжительным ледовым покровом (более 9–10 месяцев в году) и летними температурами поверхностных вод, редко превышающими 7°C [23, 24, 56, 69]. Для восточной части внешнего шельфа характерно преобладание *Brigantedinium* spp. — гетеротрофного вида, который может существовать в относительно широких диапазонах температуры и солености поверхностных вод [38]. Эта циста принадлежит планктонным видам динофлагеллат рода *Protoperidinium*. Известно, что виды этого рода являются гетеротрофами, и основным источником их питания являются диатомовые водоросли рода *Chaetoceros*, виды которого часто доминируют в планктоне арктических морей. Сообщество континентального склона характеризуется наличием в составе ассоциаций автотрофных *Operculodinium centrocarpum* и цист *Pentapharsodinium dalei*, которые максимально обилия достигают в умеренной зоне, на северо-востоке Атлантики и Норвежском море, и в высоких широтах Тихого океана, а также в тропической области [56, 69]. Их появление в арктических шельфовых морях свидетельствует о распространении атлантических вод вдоль континентального склона и их поступлении на шельф [2, 9, 51]. В поверхностных осадках моря Лаптевых содержание *Operculodinium centrocarpum* достигает 10%, а *Pentapharsodinium dalei* отмечен лишь в нескольких образцах, и его содержание не превышает 4.9% [38]. В восточ-

но-арктических морях эти виды служат индикаторами берингоморских вод.

Распределение в осадках моря Лаптевых цист *Polykrikos* sp. (здесь и далее — арктический подвид [23]), возможно, эндемика Арктики [39, 69], ограничено низкими значениями температуры и солености, от -1.3° до 2.2° и от 17 до 26 епс соответственно.

В качестве индикатора поступления на шельф пресных вод использовался CD-критерий — соотношение содержания в составе ассоциаций водных палиноморф зеленых водорослей, которые приносятся на шельф с речными водами, и морских цист динофлагеллат [8, 44]. Полученные результаты свидетельствуют, что значения CD-критерия в поверхностных осадках моря Лаптевых варьируют в пределах от 0 до 66 [7, 8]. Максимальные значения (>20) выявлены в юго-восточных районах моря Лаптевых, куда направлен основной речной сток и значения средней летней межгодовой солености поверхностных вод не превышают 4 епс. В прибрежных районах, около устьев крупных рек, а также в областях крупных подводных долин значения CD-критерия варьируют в пределах от 4 до 15, при солености поверхностных вод <15 епс. В целом, по мере удаления от берега и увеличения солености вод значения CD-критерия снижаются. В северных частях моря, где соленость возрастает от 20 до >30 епс, CD-критерий не превышает 2.

АН-критерий представляет отношение содержания цист автотрофных (фотосинтезирующих) видов динофлагеллат (*Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites elongatus*, *Pentapharsodinium dalei*) к цистам гетеротрофных видов (*Brigantedinium simplex*, цисты *Polykrikos* sp., *Echinidinium karaense*, *Islandinium minutum*, *Islandinium? cezare* s.l.). В настоящее время соотношение данных групп диноцист широко используется для реконструкций продолжительности морского ледового покрова, продуктивности вод, распределения водных масс в арктических и субарктических районах [24, 25, 46 и др.]. Значения АН-критерия в поверхностных осадках моря Лаптевых очень низкие — от 0 до 0.5. Максимальные значения (0.1–0.5) выявлены в районах внешнего шельфа и континентального склона, где глубины составляют от 50 до 1000 м, а соленость поверхностных вод превышает 26 епс. Минимальные значения АН-критерия (0–0.05) установлены в мелководных районах шельфа.

Выявленные особенности формирования ассоциаций диноцист в поверхностных осадках

и значения основных критериев стали методической основой выполненных палеогеографических реконструкций при изучении верхнечетвертичных осадков моря Лаптевых.

Водные палиноморфы в колонках донных осадков моря Лаптевых. Состав и распределение водных палиноморф в колонках донных осадков, полученных на континентальном склоне (PS51/154-11) и внешнем шельфе (PS51/159-10) в западной части моря Лаптевых, имеет следующие особенности.

Колонка PS51/154-11, глубина моря 270 м. В составе водных палиноморф преобладают цисты динофлагеллат и зеленые водоросли (рис. 2). Концентрации диноцист возрастают вверх по разрезу колонки до 6000 цист/г. Минимальные концентрации водных палиноморф установлены в нижней части колонки, на глубинах более 340 см (~ 13.0 тыс. к.л.н. и ранее).

Зеленые водоросли в осадках представлены видами *Pediastrum kawraiskii*, *P. boryanum* и *Botryococcus* cf. *braunii*. Их суммарные концентрации постепенно возрастают вверх по разрезу (на глубинах 670–70 см) от 0 до >2000 экз./г, и резко сокращаются в верхних 70 см колонки (последние 5.0 тыс. к.л.н.). Однако CD-критерий, индикатор речного стока, по всему разрезу имеет низкие значения (1–2.5), характерные в настоящее время для самых северных районов моря Лаптевых, включая континентальный склон. Значения CD-критерия в целом имеют тенденцию к снижению вверх по разрезу колонки, что, вероятно, связано с сокращением поступления пресных вод на континентальный склон в результате миграции к югу устья р. Оленек в период поздне- и послеледниковой трансгрессии. Некоторое увеличение CD-критерия установлено в средней части колонки на глубине около 340 см (примерно 13 тыс. к.л.н.).

Цисты динофлагеллат в осадках колонки представлены 11 видами и видовыми группами. Максимальное таксономическое разнообразие отмечено в верхней части разреза (0–340 см), а ниже установлены цисты только гетеротрофных холодноводных эвригалинных видов, доминируют *Islandinium minutum* (до 60–80%) и *Echinidinium karaense* (до 50%), характерные для ассоциаций диноцист внутреннего шельфа моря Лаптевых. Относительно высоко также суммарное содержание цист группы видов *Brigantedinium* (до 40%), которые преобладают в современных ассоциациях внешнего шельфа моря. Таким образом, состав ассоциаций ди-

ноцист, представленных исключительно видами, адаптированными к низким температурам и продолжительному морскому ледовому покрову, предполагает существование весьма ледовитого и холодноводного морского бассейна 17.5–13.0 тыс. к.л.н. В целом ассоциации водных палиноморф подтверждают низкое положение уровня моря в этот период и приближение устья реки к континентальному склону.

Выше по разрезу колонки, на глубинах 340–150 см, соответствующих 13.0–11.2 тыс. к.л.н., появляется автотрофный вид *Operculodinium centrocarpum* (до 10%), свидетельствующий о поступлении на континентальный склон атлантических вод. При этом наблюдается последовательное снижение почти в два раза доли *I. minutum* в составе ассоциаций и возрастание суммарного процентного содержания видов группы *Brigantedinium*, что отражает быстрое увеличение глубин моря в районе исследований. Подтверждением этого служит также появление в осадках на глубине 210 см вида *Nematosphaeropsis labyrinthus* (8%). Его планктонная стадия обладает значительной соленостной и температурной толерантностью, однако наиболее часто он встречается в открытых районах океанов умеренной и субполярной областей северного полушария [23], а также в Северном Ледовитом океане на континентальных склонах на глубинах более 1000 м [38]. Значения АН-критерия не превышали 0.25.

Выше 150 см (от 11.2 тыс. к.л.н. до современности) в осадках колонки наблюдается кардинальная перестройка состава ассоциаций диноцист. Резко возрастает численность и процентное содержание видов-индикаторов атлантических и берингоморских вод. Доминирует *Operculodinium centrocarpum* (до 40–50%), появляется с высокой численностью *Pentapharsodinium dalei* (до 35%), в отдельных образцах присутствуют *Nematosphaeropsis labyrinthus* (до 8%) и *Spiniferites elongatus* (до 10%). Значения АН-критерия в данном интервале резко возрастают и достигают максимальных для данной колонки величин (2.3), что значительно превышает (в 4–5 раз) этот показатель для современных осадков континентального склона моря Лаптевых и предполагает усиление адвекции атлантических вод в Северный Ледовитый океан.

Колонка PS51/159-10, глубина моря 60 м. Ассоциации водных палиноморф в осадках данной колонки, так же как и в колонке с континентального склона, характеризуются преобладанием

среди водных палиноморф цист динофлагеллат и зеленых водорослей (рис. 3). Концентрации диноцист в целом возрастают вверх по разрезу от единичных цист на грамм осадка в нижней части колонки (415–360 см, 12.0–11.2 тыс. к.л.н.) до >2000 цист/г в ее средней и верхней частях, что указывает на усиление мористости в результате развития голоценовой трансгрессии.

Зеленые водоросли представлены в осадках колонки видами *Pediastrum kawraiskii*, *P. boryanum* и *Botryococcus* cf. *braunii*. Их наибольшие суммарные концентрации (>2000 экз./г) отмечены в средней части колонки (360–90 см), соответствующей 11.2–7.0 тыс. к.л.н., а максимальное содержание в осадках (4000 экз./г) зафиксировано на глубине 162 см (9.8 тыс. к.л.н.). Выше этого уровня концентрации зеленых водорослей последовательно снижаются, и в верхних 90 см не превышают 500 экз./г. СД-критерий изменяется в широких пределах. Максимальные значения (до 13.3) установлены в нижней части колонки на глубинах 415–360 см (12.0–11.2 тыс. к.л.н.), что свидетельствует об интенсивном влиянии стока рек Анабара и Хатанги в данный период. Близкие показатели были установлены нами в ассоциациях водных палиноморф из современных осадков прибрежных районов моря Лаптевых, прилегающих к устьям крупнейших рек, где соленость поверхностных вод в летний период не превышала 15 епс. В средней части колонки (360–90 см, 11.2–7.0 тыс. к.л.н.) значения СД-критерия в целом постоянны и составляют 2–4, а в верхней не превышают 0.3, что предполагает последовательное снижение влияния речного стока в районе исследований вследствие отступления к югу береговой линии моря.

Сообщество цист динофлагеллат в осадках колонки состоит из 10 видов и видовых групп. Их распределение по разрезу колонки имеет особенности по видовому составу и численности, на основе которых выделено три основных типа ассоциаций, последовательно сменяющих друг друга снизу вверх по разрезу. В самой нижней части, на глубинах 415–360 см (12.0–11.2 тыс. к.л.н.), в условиях значительного опреснения вод доминируют гетеротрофные *Islandinium minutum* (40–100%) и *Echinidinium karaense* (до 70%), а в отдельных пробах также *Islandinium? cezare* s.l. (до 30%), способные выдерживать опресненные приэстуарные условия. В этом интервале максимального содержания достигают цисты холодноводного вида *Polykrikos* sp. (до 30%).

В самых нижних образцах (400–415 см, около 12 тыс.к.л.н.) при крайне низких концентрациях диноцист высоко процентное содержание *Brigantedinium simplex* (до 45%). Необходимо также отметить присутствие в отдельных образцах из интервала 415–360 см в небольших количествах видов-индикаторов североатлантических и берингоморских вод в арктических морях: *Operculodinium centrocarpum*, *Nematosphaeropsis labyrinthus* и *Pentapharsodinium dalei*.

Выше 360 см видовой состав ассоциаций диноцист резко изменяется наряду с увеличением почти в 100 раз суммарных концентраций диноцист и снижением на порядок значений CD-критерия, что предполагает существенную перестройку ледово-гидрологических и седиментационных условий. В средней части колонки (на глубинах 360–90 см, 11.2–7.0 тыс.к.л.н.) в ассоциациях постоянно доминируют цисты автотрофного вида *Operculodinium centrocarpum* (60–80%). Высока также доля цист относительно тепловодных видов *Pentapharsodinium dalei*, которая достигает 28% (в то время как в современных осадках не превышает 5%), и *Nematosphaeropsis labyrinthus*, однако его содержание не превышает 8–10%. Вид, также характеризующий относительно тепловодные условия, *Spiniferites elongatus*, присутствует лишь в этом интервале колонки (до 8% в ассоциациях диноцист). Высокое процентное содержание этих видов свидетельствует о значительном увеличении адвекции атлантических вод на внешний шельф моря Лаптевых и возможном повышении температур и солености поверхностных вод в интервале 11.2–7.0 тыс.к.л.н. Подтверждением существования в западной части моря гидрологических условий, существенно отличающихся от современных, служат также высокие значения АН-критерия, которые достигают 5.6, что на порядок превышает их максимальные показатели в поверхностных пробах осадков с континентального склона.

В осадках верхней части колонки (0–90 см, от 7.0 тыс.к.л.н. до современности) почти исчезают пресноводные водоросли, а значения CD-критерия достигают минимальных показателей (<0.5). В составе диноцист резко сокращается содержание относительно тепловодных видов *Operculodinium centrocarpum* и *Pentapharsodinium dalei* (суммарное содержание <8–10% в ассоциациях) и полностью исчезают цисты *Nematosphaeropsis labyrinthus* и *Spiniferites elongatus*. Значения АН-критерия не превышают 0.1, что

может свидетельствовать о снижении адвекции атлантических вод в этот район моря Лаптевых. Доминируют цисты гетеротрофных преимущественно холодноводных видов *Islandinium minutum* (до 70–80%) и *Echinidinium karaense* (до 40%), типичные для современных осадков шельфа моря Лаптевых, а также *Brigantedinium simplex* (до 30%), преобладающий в ассоциациях континентального склона. В целом ассоциация водных палиноморф из данного интервала характерна для современных условий западного шельфа моря Лаптевых.

ИЗМЕНЕНИЯ ПАЛЕООБСТАНОВОК В МОРЕ ЛАПТЕВЫХ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ ПО МАТЕРИАЛАМ ИССЛЕДОВАНИЯ ВОДНЫХ ПАЛИНОМОРФ

Согласно имеющимся к настоящему времени данным, в период максимума позднеплейстоценовой регрессии, около 20 тыс.к.л.н., береговая линия в море Лаптевых, вероятно, занимала положение современных изобат -100÷-120 м. На островной и континентальной суше, а также на осушенном шельфе моря Лаптевых развивались тундро-степные ландшафты в условиях экстремально холодного и сухого климата и формировались мощные толщи отложений «ледового комплекса» [17, 32, 57, 58]. Около 15–14 тыс.к.л.н., когда уровень моря достиг бровки современного шельфа, началось затопление мелководного шельфа Восточно-Арктических морей и быстрое продвижение к югу береговой линии [34], что привело к интенсивной термоабразии многолетнемерзлых пород в береговых обрывах [1, 48]. В процессе миграции к югу областей маргинальных фильтров крупнейших палеорек (Лены, Яны, Анабара, Хатанги, Оленека) происходило лавинообразное осажение речной взвеси в их долинах, где установлены максимальные скорости осадконакопления в голоцене [19, 33, 41, 51]. Последовательное заполнение палеодолин в голоцене происходило в условиях высоких градиентов солености вод, что установлено и в других арктических шельфовых морях [11, 53, 61]. Рассмотрим основные этапы формирования природных обстановок на лаптевоморском шельфе во время его последнего в четвертичной истории затопления (рис. 4).

В период от 17.5 до 13.0 тыс.к.л.н. уровень моря Лаптевых поднимался с высокими скоростями (до 13 мм/год) от минимальных отметок

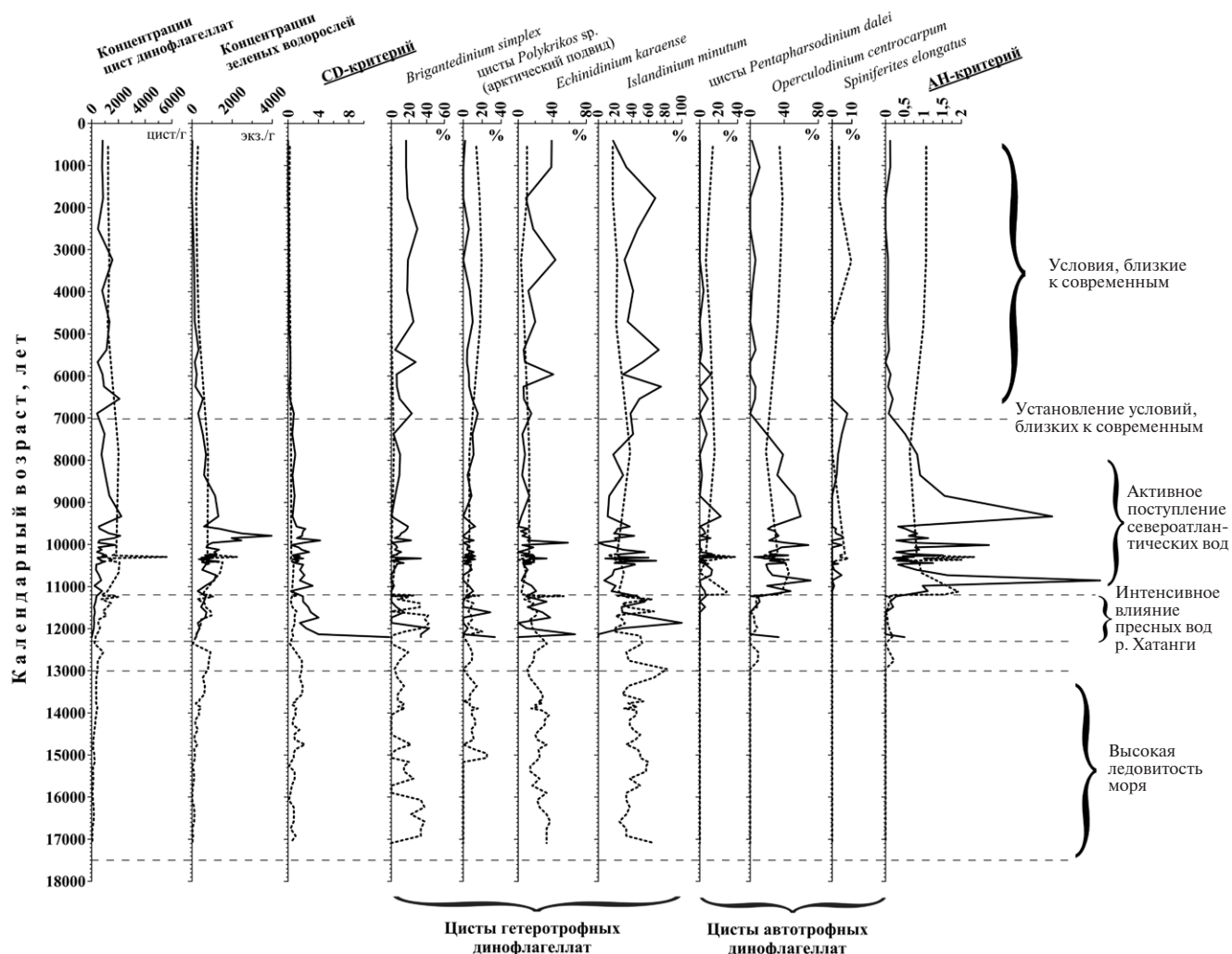


Рис. 4. Палеогеографические события голоцена на континентальном склоне (пунктирная линия) и внешнем шельфе (сплошная линия) моря Лаптевых по данным анализа водных палиноморф.

до 70 м [19, 34], т.е. достиг верхней части континентального склона. Таким образом, изученный район находился под влиянием палеостока р. Оленек, о чем свидетельствует постоянное присутствие в осадках зеленых водорослей, которые в настоящее время на континентальном склоне западной части моря Лаптевых не встречаются, и относительно высокие значения CD-критерия. Около 13.5–14 тыс. к.л.н. установлены чрезвычайно высокие скорости осадконакопления (>2300 мм/тыс. лет) при максимальном для осадков колонки содержания общего органического углерода (1.2%) преимущественно континентального происхождения и скоростях его аккумуляции 2.9 мг/см²/год [19, 66]. Подобные значения, согласно данным А.П. Лисицына [10], характерны для областей сверхбыстрой лавинной седиментации в Мировом океане. На шель-

фах такие области приурочены к эстуариям и дельтам рек, где на барьере река–море (маргинальном фильтре) происходит лавинообразное осаждение речной взвеси за счет био- и геохимических процессов. На континентальных склонах резкое увеличение скоростей осадконакопления связано главным образом с гравитационным перемещением осадков.

Согласно составу ассоциаций водных палиноморф, временной интервал 17.5–13.0 тыс. к.л.н. в западной части моря Лаптевых характеризовался максимальной продолжительностью морского сезонного ледового покрова, что устанавливается по преобладанию в составе диноцист эвригалинных холодноводных видов *Islandinium minutum*, *Brigantedinium simplex*, *Echinidinium karaense* и цист *Polykrikos* sp., наиболее характерных для областей с продолжи-

тельным и сплоченным морским ледовым покровом в вегетационный период в Арктике [25]. Это подтверждается также чрезвычайной бедностью малакофауны и преобладанием в составе остракод типично арктического вида *Kriithe glacialis* в данном интервале осадков [63, 68]. Вместе с тем появление в море Лаптевых относительно тепловодных видов остракод, планктонных фораминифер, а также бентосных фораминифер вида *Cassidulina neoteretis*, типичных для Северной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна, дает основание предполагать, что трансформированные атлантические воды достигали континентального склона западной части моря Лаптевых уже 16–17 тыс. к.л.н. [12, 66].

Это согласуется и с данными по западному сектору Евразийской Арктики. Результаты сейсмостратиграфических, микропалеонтологических и литологических исследований скважин с Канинского поднятия южной части Баренцева моря свидетельствуют, что в предголоценовое время в условиях значительного снижения уровня моря в данном районе продолжалось накопление морских осадков. Эколого-биогеографический состав диатомовых комплексов предполагает низкие температуры поверхностных вод, высокую ледовитость морского бассейна, низкую продуктивность фитопланктона и ограниченное, вероятно, эпизодическое поступление в Баренцево море североатлантических вод [13, 14, 49].

Атлантические воды поступают в Северный Ледовитый океан через юго-восточную границу Норвежского моря, и в северо-восточной его части поток разделяется на две ветви. Восточная ветвь (Нордкапское, Мурманское течение) распространяется в Баренцевом море как поверхностная водная масса. Постепенно охлаждаясь и распределяясь, она опускается на промежуточные глубины. Западная ветвь (Западно-Шпицбергенское течение) переносит атлантические воды на север вдоль континентального склона Шпицбергена. Воды именно этой ветви осуществляют основную адвекцию тепла, величина которой составляет более 40% приходной статьи теплового баланса Арктического бассейна [4]. Эта часть атлантических вод после прохождения пролива Фрама поворачивает на восток и медленно движется вдоль континентального склона в виде глубинного (100–300 м) пограничного течения. Установлено, например, что тепловые импульсы атлантических вод, зафиксированные

в проливе Фрама в 1999–2000 гг., достигли моря Лаптевых в 2004 г. [27].

В северных районах Баренцева моря, главным образом в фиордах и проливах архипелагов Шпицберген и Земля Франца Иосифа, а также в желобе Св. Анны получены наиболее представительные колонки донных осадков, соответствующие поздне- и послеледниковому времени. По изотопным данным и содержанию в осадках планктонных фораминифер и бентосного вида *Cassidulina neoteretis* установлены изменения адвекции атлантических вод в Арктику [5, 35, 36, 42, 47, 55]. Уникальная колонка (НН11-09GC) получена на северной окраине архипелага Шпицберген на глубине 488 м [21], где проходят погруженные (промежуточные) атлантические воды Шпицбергенской ветви, т.е. в ключевом районе для реконструкций их поступления в Арктику. В колонке представлена непрерывная летопись палеоокеанологических событий за последние 74 тыс. лет, начиная с морской изотопной стадии (МИС) 5a до МИС 1 включительно. Микропалеонтологические исследования показали, что по всему разрезу колонки постоянно и в значительных количествах (до 60% в комплексах бентосных фораминифер) присутствует *Cassidulina neoteretis*, а также виды *Melonis barleeanus* и *Pullenia bulloides*, характерные в том числе для областей распространения придонных атлантических вод в Западной Арктике [5, 21 и др.].

Таким образом, появление на континентальном склоне западной части моря Лаптевых около 17 тыс. к.л.н. *Cassidulina neoteretis*, хотя и в небольших количествах [12, 66], свидетельствует о существовании близкой современной циркуляции атлантических вод вдоль континентальной окраины Северной Евразии. Вместе с тем мы полагаем, что отсутствие североатлантических видов диноцист в рассматриваемый период в море Лаптевых, вероятнее всего, связано с тем, что все эти виды принадлежат автотрофным динофлагеллатам, развитие которых было весьма ограничено условиями почти круглогодичного морского ледового покрова, а также, возможно, высокой мутностью вод, связанной с обильным поступлением терригенного материала в результате активного разрушения мощных толщ многолетнемерзлых пород, сформировавшихся на осушенном шельфе моря Лаптевых в период последнего оледенения.

Сильное увеличение адвекции атлантических подповерхностных вод четко фиксируется

в северных районах Баренцева и Карского морей в бёллинге—аллерёде (14.8–12.9 тыс. к.л.н.) по изотопным данным и высокими концентрациям в осадках *Cassidulina neoteretis* и других индикаторных бентосных видов фораминифер [5, 21, 35, 36, 42, 47, 55]. Этот климатический и палеоокеанологический «сигнал» фиксируется и на континентальном склоне в западной части моря Лаптевых максимально высокими концентрациями *Cassidulina neoteretis* в осадках [12].

В бёллинге—аллерёде климатические условия на прилегающей к морю Лаптевых суше были относительно теплыми и влажными, а температуры воздуха превышали современные на 4°С [17]. Это привело к интенсивной деградации многолетнемерзлых пород, в первую очередь «ледового комплекса», и широкому развитию термокарста на прибрежных низменностях [6, 32, 57, 58]. Как следствие, в этот период наблюдалось обильное поступление взвешенных веществ в прибрежную зону моря, увеличение скоростей осадконакопления и аккумуляции общего органического углерода, в основном терригенного происхождения (торф, остатки растений) в палеодолинах рек [20, 60].

Около 13.0 тыс. к.л.н. установлено увеличение пресноводного стока на континентальный склон моря Лаптевых, что выявляется по значительным концентрациям зеленых водорослей в осадках и повышенным значениям CD-критерия в колонке PS51/154-11, расположенной в палеодолине реки Оленек. Многочисленные раковины мелководных эвригалинных и солоноватоводных остракод, обнаруженные в этих же осадках около 13 тыс. к.л.н., также свидетельствуют об увеличении пресноводного стока [63]. Это событие согласуется с изотопно-кислородными данными, полученными по ряду колонок с континентального склона, которые интерпретируются как результат резкого сброса в море больших объемов пресных вод, обусловленного активными процессами термоабразии берегов, представленных рыхлыми высокольдистыми отложениями «ледового комплекса», и прорывом термокарстовых озер [59]. К этому времени уровень моря в ходе эвстатической трансгрессии превысил положение современной бровки шельфа в море Лаптевых, и началось быстрое продвижение к югу береговой линии с катастрофически быстрым разрушением «ледового комплекса».

В последующий за аллерёдом холодный интервал — поздний дриас (11.7–12.9 тыс. к.л.н.)

северные районы Баренцева моря были почти перманентно покрыты сезонными льдами [35, 36]. В восточной части моря Лаптевых быстрое увеличение продолжительности сезонного морского ледового покрова установлено около 12.9 тыс. к.л.н. [28].

Вместе с тем около 13.0 тыс. к.л.н. в донных осадках с континентального склона западной части моря Лаптевых (колонка PS51/154-11) установлено первое появление видов диноцист — индикаторов атлантических вод в арктических морях (*Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites elongatus* и *Pentapharsodinium dalei*).

Интервал времени **13.0–11.2 тыс. к.л.н.** ознаменовался значительными изменениями палео-гидрологических условий в западной части моря Лаптевых, которые были обусловлены возросшей интенсивностью адвекции атлантических вод, что выявлено по увеличению доли видов североатлантического происхождения в ассоциациях диноцист, а также значений АН-критерия в осадках колонки PS51/154-11. На континентальном склоне моря Лаптевых появление этих цист отмечено около 13.0 тыс. к.л.н. С этого времени они постоянно присутствуют в осадках, свидетельствуя о поступлении относительно теплых трансформированных атлантических вод в его бассейн. В то же время численность планктонных фораминифер в этом временном интервале резко сокращается, а бентический вид *Cassidulina neoteretis* практически исчезает около 12.0 тыс. к.л.н. [66].

По полученным нами данным, 12.3 тыс. к.л.н. уровень моря в ходе трансгрессии достиг современной изобаты 60 м, что устанавливается по появлению морских видов диноцист в нижней части колонки PS51/159-10. Однако до 11.2 тыс. к.л.н. здесь остаются крайне высокими значения CD-критерия. Это позволяет заключить, что данный район шельфа в то время находился в области активного воздействия стока Анабара и Хатанги, общий эстуарий которых протягивался вдоль восточного побережья п-ова Таймыр [33]. Приэстуарная область шельфа также реконструируется на основе преобладания в осадках колонки PS51/159-10 цист эвригалинных видов динофлагеллат. Данные по составу ископаемых остракод, фораминифер и моллюсков в осадках колонки PS51/159-10 подтверждают значительное опресняющее влияние речного стока на внешний шельф западной части моря Лаптевых 12.7–11.2 тыс. к.л.н. [68].

Последующий временной интервал **11.2–7.0 тыс. к.л.н.** ознаменовался резко возросшей интенсивностью поступления атлантических вод в море Лаптевых. Примерно 11.2 тыс. к.л.н. в ассоциациях водных палиноморф внешнего шельфа (колонка PS51/159-10) происходит скачкообразное увеличение содержания цист относительно тепловодных и солоноводных видов динофлагеллат и видов североатлантического происхождения. Относительное содержание *Operculodinium centrocarpum* достигает 80%, а цист *Pentapharsodinium dalei* — 40%. Значения АН-критерия, начиная с 11.2 тыс. к.л.н., в десятки раз превышают современные. Очевидно, что в этот период в западной части моря Лаптевых отмечается значительное усиление адвекции относительно теплых атлантических вод на шельф и, возможно, повышение температуры поверхностных вод и сокращение продолжительности сезонного морского ледового покрова.

Это хорошо согласуется с данными В. Вуэсейн с соавторами [20], которые по содержанию органического углерода и цист *Operculodinium centrocarpum* в колонках донных осадков с континентального склона моря Лаптевых отмечают увеличение поступления атлантических вод на континентальный склон, а также возможное сокращение ледового покрова около 10.4 ¹⁴С тыс. л. н. (~11 тыс. к.л.н.).

В Атлантическом океане в соответствующий период (около 10–8 ¹⁴С тыс. л. н.) было зафиксировано значительное смещение полярного фронта на северо-восток, проникновение в Баренцево море ветви Гольфстрима — Нордкапского течения и, следовательно, активное проникновение атлантических вод на восток в бассейн Северного Ледовитого океана [55].

В результате последовательного повышения уровня моря наблюдается дальнейшее смещение к югу береговой линии и устьев рек. На внешнем шельфе (изобата 60 м, колонка PS51/159-10) это фиксируется по резкому снижению (примерно в 4 раза) значений CD-критерия, которое отражает сокращение стока рек Анабара и Хатанги в данный район. Интересно, что в восточной части моря, в пределах палеодолины р. Яны значения CD-критерия в это время превышали современные примерно в 10 раз. Скорости осадконакопления достигали 170 см/тыс. лет [19], а концентрации зеленых водорослей и пресноводных диатомей в осадках были экстремально высокими. Все это также указывает на область

лавинообразного осаждения взвешенных речных наносов в палеоэстуарии [8, 51].

Около 9.7 тыс. к.л.н. установлено резкое кратковременное увеличение стока р. Хатанги, на что указывает пик концентраций зеленых водорослей и значений CD-критерия в осадках колонки PS51/159-10 на фоне общего увеличения скоростей осадконакопления. На континентальном склоне по содержанию органического вещества в осадках также реконструируется увеличение речного стока 9.8–9.7 ¹⁴С тыс. л. н. [20]. R. Stein с соавторами [60, 62] также отмечают в осадках колонок с континентального склона моря Лаптевых и из восточной части Карского моря повышенное содержание органического углерода примерно 11–9 тыс. кал. л. н., связанное с активной термоабразией берегов и обильным речным стоком, а также указывают на интенсивное поступление атлантических вод в моря Карское и Лаптевых около 9 тыс. кал. л. н.

Рассматриваемый период примерно соответствует предбореальному и бореальному периодам. Предбореальный период, по палинологическим данным, предположительно, был самым теплым на побережье и островах моря Лаптевых [16, 17]. В дельте р. Лены 10.3–9.2 тыс. к.л.н. температура воздуха была на 2–3°C выше современной. В бореале на Таймыре предполагается повышение средних температур июля на 3–4°C, а января на 2–3°C. После 9 тыс. к.л.н. на континентальном склоне и внешнем шельфе наблюдается последовательное снижение концентраций зеленых водорослей в осадках и значений CD-критерия, что отражает дальнейшее смещение к югу береговой линии и удаление устьев Оленека, Анабара и Хатанги как основных источников пресных вод. Содержание цист относительно тепловодного *Pentapharsodinium dalei* резко сокращается (до 5%). Вместе с тем в составе ассоциаций продолжает доминировать, как и в предшествующий период, *Operculodinium centrocarpum*, указывая на постоянное и более интенсивное, чем в настоящее время, поступление североатлантических вод в западную часть моря Лаптевых.

По нашим данным, установление близких современным гидрологических условий в западной части моря Лаптевых произошло **около 7.0 тыс. к.л.н.**, на что указывает формирование в осадках колонок комплексов водных палиноморф, по видовому составу и количественному содержанию сходных с современными комплек-

сами шельфа моря Лаптевых [7, 8], а также снижение скоростей осадконакопления (примерно до 15 см/тыс. лет), которые в среднем и позднем голоцене остаются постоянными [19].

Предполагается, что около 5 тыс. л. н. уровень моря Лаптевых стабилизировался на положении, близком современному [19 и др.]. На континентальном склоне и внешнем шельфе западной части моря Лаптевых установившиеся около 7 тыс. к. л. н. минимальные значения δD -критерия фактически не изменялись до настоящего времени. Это дает основание предполагать, что сток рек, впадающих в данный район моря, не менялся последние 7 тыс. лет, в отличие от стока р. Лены [14].

На внешнем шельфе западной части моря Лаптевых с 7.0 тыс. к. л. н. доминируют ассоциации цист холодноводных видов динофлагеллат (*Islandinium minutum* и *Echinidinium karaense*). Содержание североатлантических видов минимально, что свидетельствует о современном объеме притока вод североатлантического происхождения. В то же время в районе континентального склона постоянно высоким (до 50–60%) на протяжении последних 7 тыс. лет остается содержание североатлантических видов. При этом интересно отметить, что максимальные значения относительного содержания этих видов (до 66%) приурочены к интервалу 7–5 тыс. к. л. н., в целом соответствующему времени климатического оптимума голоцена. В этот же период нами установлены максимальные значения δN -критерия (до 2), которые могут свидетельствовать об увеличении продуктивности автотрофных видов динофлагеллат, связанной с сокращением морского ледового покрова в вегетационный период во время оптимума.

ВЫВОДЫ

По результатам исследований водных палиноморф в осадках детально AMS ^{14}C -датированных колонок выполнены детальные реконструкции особенностей развития западной части моря Лаптевых в ходе постгляциальной трансгрессии. Установлена последовательная смена палеообстановок в ходе постледникового подъема уровня моря. Выделены следующие основные палео-гидрологические события за последние 17.5 тыс. лет. В интервале времени 17.5–13.0 тыс. к. л. н. отмечена максимальная продолжительность морского сезонного ледового покрова в море Лаптевых. Интервал времени 13.0–11.2 тыс. к. л. н.

ознаменовался значительными изменениями палеогидрологических условий, которые, вероятно, были обусловлены резко возросшей интенсивностью адвекции водных масс североатлантического происхождения. 12.3–11.2 тыс. к. л. н. на внешнем шельфе существовала прибрежная распресненная обстановка в условиях близости устьев рек Анабара и Хатанги. Примерно 7.0 тыс. к. л. н. в западной части моря происходит установление близких современным гидрологических условий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Григорьев М. Н. Эволюция прибрежно-шельфовой мерзлоты в Арктике: российские и международные экспедиции, результаты и перспективы // Современные проблемы и будущее геоэкологии / Под ред. Шестернев Д. М., Гагарин Л. А. Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, 2015. С. 114–121.
2. Дмитренко И. А., Хьюлеманн Й. А., Кириллов С. А. и др. Термический режим придонного слоя моря Лаптевых и процессы его определяющие // Криосфера Земли. 2001. Т. V. № 3. С. 40–55.
3. Захаров В. Ф. Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 213 с.
4. Иванов В. В. Структурообразующие гидрофизические процессы в приатлантической Арктике. Автореф. дисс. док. ф.-м. н. 2012.
5. Иванова Е. В., Мурдма И. О., Емельянов Е. М. и др. Последледниковые палеоокеанологические условия в Баренцевом и Балтийском морях // Океанология. 2016. Т. 56. № 1. С. 125–138.
6. Каплина Т. Н. Древние аласные комплексы Северной Якутии // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 2. С. 3–13; № 3. С. 20–30.
7. Ключиткина Т. С. Палеогеография моря Лаптевых в позднем плейстоцене и голоцене по материалам изучения ископаемых микроводорослей. Автореф. дисс. канд. геогр. н. 2007.
8. Ключиткина Т. С., Новичкова Е. А., Полякова Е. И. и др. Водные палиноморфы в осадках арктических морей Евразии и их значение для палеоокеанологических реконструкций позднего плейстоцена и голоцена (на примере морей Белого и Лаптевых) // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: Современное состояние и история развития / Под ред. Кассенс Х. и др. М.: Изд-во МГУ, 2009. С. 448–466.
9. Ключиткина Т. С., Баух Х. А. Изменения палеоокеанологических условий в море Лаптевых в голоцене по материалам исследования водных палиноморф // Океанология. 2006. Т. 46. № 6. С. 911–921.
10. Лисицын А. П. Закономерности осадкообразования в областях быстрого и сверхбыстрого осадкообразования (лавинной седиментации) в связи с образованием нефти и газа в Мировом океане // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 373–400.

11. Лисицын А. П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–743.
12. Овсепян Я. С., Талденкова Е. Е., Баух Х. А., Кандиано Е. С. Реконструкция событий позднего плейстоцена–голоцена на континентальном склоне моря Лаптевых по комплексам бентосных и планктонных фораминифер // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 96–112.
13. Павлидис Ю. А., Щербakov Ф. А., Боярская Т. Д. и др. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография южной части Баренцева моря // Океанология. 1992. Т. 41. № 5. С. 338–345.
14. Полякова Е. И., Кловиткина Т. С., Новичкова Е. А. и др. Изменения стока реки Лены в голоцене // Водные ресурсы. 2009. № 3. С. 289–299.
15. Полякова Е. И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 145 с.
16. Andreev A., Tarasov P., Schwamborn G. et al. Holocene paleoenvironmental records from Nikolay Lake, Lena River Delta, Arctic Russia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2004. V. 209. P. 197–217.
17. Andreev A. A., Schirmermeister L., Tarasov P. E. et al. Vegetation and climate history in the Laptev Sea region (Arctic Siberia) during Late Quaternary inferred from pollen records // Quaternary Science Reviews. 2011. V. 11. P. 2182–2199.
18. Battarbee R. W. A new method for estimation of absolute microfossil numbers, with reference especially to diatoms // Limnol. Oceanogr. 1973. V. 18. P. 647–654.
19. Bauch H. A., Müller-Lupp T., Taldenkova E. E. et al. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global Planetary Change. 2001. № 31. P. 125–139.
20. Boucsein B., Knies J., Stein R. Organic matter deposition along the Kara and Laptev Seas continental margin (eastern Arctic Ocean) during last deglaciation and Holocene: evidence from organic-geochemical and petrographical data // Marine Geology. 2002. V. 183. P. 67–87.
21. Chauhan T., Rasmussen T. L., Noormets R. Palaeoceanography of the Barents continental margin, north of Nordaustlandet, Svalbard, during the last 74 ka // Boreas. 2016. V. 45. P. 76–99.
22. Dale B. Dinoflagellate cyst ecology: modelling and geological application // Palynology: principles and applications / Eds. Jansonius J., McGregor D. C. 1996. V. 3. P. 1149–1275.
23. de Vernal A., Henry M., Matthiessen J. et al. Dinoflagellate cyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-Arctic seas: the new 'n= 677' data base and its application for quantitative palaeoceanographic reconstruction // J. of Quaternary Science. 2001. V. 16 (7). P. 681–698.
24. de Vernal A., Marret F. Organic-walled dinoflagellate cysts: tracers of sea-surface conditions / Eds. Hillaire-Marcel C., de Vernal A. Proxies in Late Cenozoic Palaeoceanography. Developments in Marine Geology. 2010. V. 10. P. 371–408.
25. de Vernal A., Rochon A., Fréchette B. et al. Reconstructing past sea ice cover of the Northern Hemisphere from dinocyst assemblages: status of the approach // Quaternary Science Reviews. 2013. V. 79. P. 122–134.
26. Dmitrenko I. A., Hollemann J. A., Kirillov S. A. et al. Wind-forced currents as a linkage between the Laptev Sea (Siberia) and the Arctic Ocean // Proceedings of the Six Conference on Polar Meteorology and Oceanography of the American Meteorological Society. San Diego, 2001. J1.21.
27. Dmitrenko I. A., Polyakov I. V., Kirillov S. A. et al. Toward a warmer Arctic Ocean: Spreading of the early 21st century Atlantic Water warm anomaly along the Eurasian Basin margins // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. C05023.
28. Fahl K., Stein R. Modern seasonal variability and deglacial / Holocene change of central Arctic Ocean sea-ice cover: New insights from biomarker proxy records // Earth and Planetary Science Letters. 2012. V. 351–352. P. 123–133.
29. Frederichs T., von Dobeneck T., Bleil U., Dekkers M. J. Towards the identification of siderite, rhodochrosite, and vivianite in sediments by their lowtemperature magnetic properties // Phys. Chem. Earth. 2003. V. 28. P. 669–679.
30. Gordeev V. V. River input of water, sediment, major ions, nutrients and trace metals from Russian territory to the Arctic Ocean // The Freshwater Budget of the Arctic Ocean / Eds. Lewis E. L. et al. Dordrecht: Kluwer Academic Publisher, 2000. P. 297–322.
31. Holmes V. L., Creager J. S. Holocene history of the Laptev Sea continental shelf // Marine geology and oceanography of the Arctic seas. 1974. P. 210–229.
32. Hubberten H. W., Andreev A. A., Astakhov V. I. et al. The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the Last Glaciation // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. P. 1333–1357.
33. Kleiber H. P., Niessen F. Late Pleistocene paleoriver channels on the Laptev Sea Shelf — implications from sub-bottom profiling // Land–Ocean System in the Siberian Arctic: Dynamics and History. Berlin: Springer-Verlag. 1999. P. 635–656.
34. Klemann V., Heim B., Bauch H. et al. Sea-level evolution of the Laptev Sea and the East Siberian Sea since the last glacial maximum // Arktos. 2015. 1:1. P. 1–8.
35. Klitgaard-Kristensen D., Rasmussen T. L., Koç N. Palaeoceanographic changes in the northern Barents Sea during the last 16000 years — new constraints on the last deglaciation of the Svalbard–Barents Sea Ice Sheet // Boreas. 2013. V. 42. P. 798–813.
36. Koç N., Klitgaard-Kristensen D., Hasle K. et al. Late glacial paleoceanography of Hinlopen Strait, northern Svalbard. Polar Research. 2002. V. 21. P. 307–314.
37. Krumpfen T., Janout M., Hodges K. I. et al. Variability and trends in Laptev Sea ice outflow between 1992–2011 // The Cryosphere. 2013. V. 7. P. 349–363.
38. Künz-Pirrung M. Dinoflagellate cyst assemblages in surface sediments of the Laptev Sea region (Arctic Ocean) and their relation to hydrographic conditions // J. Quaternary Science. 2001. № 16 (7). P. 637–649.
39. Künz-Pirrung M. Distribution of aquatic palynomorphs in surface sediments from the Laptev Sea, eastern Arctic

- Ocean // Land–Ocean System in the Siberian Arctic: Dynamics and History. Berlin: Springer-Verlag, 1999. P. 561–575.
40. *Künz-Pirrung M., Matthiessen J., de Vernal A.* Late Holocene dinoflagellate cysts as indicators for short-term climate variability in the eastern Laptev Sea (Arctic Ocean) // *J. of Quaternary Science*. 2001. № 16 (7). P. 711–716.
 41. *Kuptsov V.M., Lisitzin A.P.* Radiocarbon of Quaternary along shore and bottom deposits of the Lena and the Laptev Sea sediments // *Marine Chemistry*. 1996. V. 53. P. 301–311.
 42. *Lubinski D.J., Polyak L., Forman S.L.* Freshwater and Atlantic water inflow to the deep northern Barents and Kara seas since ca 13 ¹⁴C ka: foraminifera and stable isotopes // *Quaternary Science Reviews*. 2001. № 20. P. 1851–1879.
 43. *Matthiessen J., de Vernal A., Head M. et al.* Modern organic-walled dinoflagellate cysts in Arctic marine environments and their (paleo-) environmental significance // *Palaeontologische Zeitschrift*. 2005. V. 79/1. P. 3–51.
 44. *Matthiessen J., Künz-Pirrung M., Mudie P.J.* Freshwater chlorophycean algae in recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff // *International Journal of Earth Sciences*. 2000. № 89. P. 470–485.
 45. *Mudie P.J., Harland R., Matthiessen J. et al.* Marine dinoflagellate cysts and high latitude Quaternary paleoenvironmental reconstructions: an introduction // *J. of Quaternary Science*. 2001. V. 16 (7). P. 595–602.
 46. *Mudie P.J., Rochon A.* Distribution of dinoflagellate cysts in the Canadian Arctic marine region // *J. of Quaternary Science*. 2001. V. 16 (7). P. 603–620.
 47. *Murdmay I.O., Ivanova E.V.* Deglaciation of the Late Weichselian Barents Sea ice sheet // *Deglaciation processes, causes and consequences* / Ed. Bone M. Hauptpauze: Terra Nova, 2017. P. 141–171.
 48. *Overduin P.P., Wetterich S., Günther F. et al.* Coastal dynamics and submarine permafrost in shallow water of the Central Laptev Sea, East Siberia // *Cryosphere* 2016. V. 10 (4). P. 1449–1462.
 49. *Pavlidis Yu.A., Polyakova Ye.I.* Late Pliocene and Holocene depositional environments and paleoceanography of the Barents Sea: evidence from seismic and biostratigraphic data // *Marine Geology*. 1997. V. 143. P. 189–205.
 50. *Pfirman S.L., Colony R., Nürnberg D. et al.* Reconstructing the origin and trajectory of drifting Arctic sea ice // *J. of Geophys. Res.* 1997. V. 102 (12). P. 12575–12586.
 51. *Polyakova Ye.I., Bauch H.A., Klyuvitkina T.S.* Early to Middle Holocene changes in Laptev Sea water masses deduced from diatom and aquatic palynomorph assemblages // *Global and Planetary Change*. 2005. № 48. P. 208–222.
 52. *Polyakova Ye.I., Klyuvitkina T.S., Novichkova E.A. et al.* High-resolution reconstruction of Lena River discharge during the Late Holocene inferred from microalgae assemblages // *Polarforschung*. 2006. V. 75. N 2–3. P. 83–90.
 53. *Polyakova Ye.I., Stein R.* Holocene paleoenvironmental implications of diatom and organic carbon records from the southeastern Kara Sea (Siberian Margin) // *Quaternary Research*. 2004. V. 62. P. 256–266.
 54. *Proshutinsky A.P., Johnson M.A.* Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean // *J. of Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 12493–12514.
 55. *Rasmussen T.L., Thomsen E., Ślubowska M.A. et al.* Paleooceanographic evolution of the SW Svalbard margin (76°N) since 20000¹⁴ C yr BP // *Quaternary Research*. 2007. V. 67. P. 100–114.
 56. *Rochon A., de Vernal A., Turon J.-L. et al.* Recent dinoflagellate cysts of the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea-surface parameters. American Association of Stratigraphic Palynologists Contribution Series. 1999. V. 35. 146 p.
 57. *Schirmermeister L., Grosse G., Kunitsky V. et al.* Periglacial landscape evolution and environmental changes of Arctic lowland areas for the last 60000 years (western Laptev Sea coast, Cape Mamontov Klyk) // *Polar Research*. 2008. V. 27. P. 249–272.
 58. *Sher A.V., Kuzmina S.A., Kuznetsova T.V. et al.* New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants and mammals // *Quaternary Science Review*. 2005. № 24. P. 533–569.
 59. *Spielhagen R.F., Erlenkeuser H., Siebert C. et al.* History of freshwater runoff across the Laptev Sea (Arctic) during the last deglaciation // *Global and Planetary Change*. 2005. № 48 (1–3). P. 187–207.
 60. *Stein R., Boucsein B., Fahl K. et al.* Accumulation of particulate organic carbon at the Eurasian continental margin during Late Quaternary times: controlling mechanisms and paleoenvironmental significance // *Global and Planetary Change*. 2001. № 31. P. 87–104.
 61. *Stein R., Dittmers K., Fahl K. et al.* Arctic (paleo) river discharge and environmental change: evidence from the Holocene Kara Sea sedimentary record // *Quaternary Science Review*. 2004. V. 23. P. 1485–1511.
 62. *Stein R., Fahl K.* Holocene accumulation of organic carbon at the Laptev Sea continental margin Arctic Ocean: sources, pathways, and sinks // *Geo-Marine Letters*. 2000. V. 20. P. 27–36.
 63. *Stepanova A., Taldenkova E., Bauch H.A.* Ostracod palaeoecology and environmental change in the Laptev and Kara seas (Siberian Arctic) during the last 18000 years // *Boreas*. 2012. V. 41. № 4. P. 557–577.
 64. *Stockmarr J.* Tablets with spores used in absolute pollen analysis // *Pollen and Spores*. 1971. V. 13. P. 616–621.
 65. *Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A. et al.* Last postglacial environmental evolution of the Laptev Sea shelf as reflected in molluscan, ostracodal, and foraminiferal faunas // *Global and Planetary Change*. 2005. № 48. P. 223–251.
 66. *Taldenkova E., Bauch H.A., Gottschalk J. et al.* History of ice-rafting and water mass evolution at the northern Siberian continental margin (Laptev sea) during Late Glacial and Holocene times // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. № 27–28. P. 3919–3935.

67. *Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A. et al.* Benthic and planktic community changes at the North Siberian margin in response to Atlantic water mass variability since last deglacial times // *Marine Micropaleontology*. 2012. V. 96–97. P. 13–28.
68. *Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A. et al.* Postglacial to Holocene history of the Laptev Sea continental margin: palaeoenvironmental implications of benthic assemblages // *Quaternary International*. 2008. V. 183. № 1. P. 40–60.
69. *Zonneveld K.A.F., Marret F., Versteegh G.J.M. et al.* Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points // *Rev. of Palaeobot. and Palynol.* 2013. V. 191. P. 1–197.

CHANGES IN THE PALEOHYDROLOGICAL CONDITIONS IN THE LAPTEV SEA DURING THE LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE BASED ON A STUDY OF AQUATIC PALYNOMORPHS

© 2019 T. S. Klyuvitkina*, Ye. I. Polyakova

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

* e-mail: t.klyuvitkina@mail.ru

Received November 30, 2018

Revised version received February 15, 2019

After revision December 05, 2018

On the basis of aquatic palynomorph assemblages in sediment cores obtained from the eastern Laptev Sea shelf, major phases of environmental change associated with the last postglacial global sea-level rise can be recognized for the time since 17.5 calendar years BP (cal. ka). It is shown that in the time interval of 17.5–13.0 cal. ka in the western part of the sea there was a very cold-water sea basin with permanent sea-ice cover, 12.3–11.2 cal. ka the outer shelf were characterized by increased precipitation of river-loaded matter in a river-proximal environment of Anabara and Khatanga rivers, and the period of 11.2–7.0 cal ka was marked by enhanced influence of Atlantic water at the Laptev Sea continental margin. Modern-like environments were established in this part of the sea approximately 7.0 cal. ka.

Keywords: Laptev Sea, aquatic palynomorphs, dinoflagellate cysts, transgression, Holocene