

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ШЕЛЬФА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ ДЛЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВОГО ГЛЯЦИОЭВСТАТИЧЕСКОГО ЦИКЛА

Н. Н. Романовский, А. В. Гаврилов, А. Л. Холодов, Х.-В. Хуббертен*, Х. Кассенс**

Московский государственный университет, геологический ф-т, 199899 Москва, Воробьевы горы, Россия

** Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, Потсдамское отделение, Германия*

*** GEOMAR, Киль, Германия*

Реконструированы палеогеографические условия на шельфе моря Лаптевых в позднем плейстоцене-голоцене. Разработана палеогеографическая модель, учитывающая: этапность осушения шельфа в период последней гляциоэвстатической регрессии Мирового океана; продолжительность и условия многолетнего промерзания отложений на шельфе; накопление на поверхности оголившегося шельфа субаэральные синкриогенные отложения ледового комплекса; неодинаковое воздействие моря на отложения и береговые процессы на разных стадиях последней трансгрессии. Палеогеографическая модель адаптирована для компьютерного моделирования эволюции мерзлоты на шельфе моря Лаптевых в период последнего гляциоэвстатического цикла.

Море Лаптевых, шельф, мерзлота, палеогеографические условия, гляциоэвстатический цикл, палеогеографическая модель

RECONSTRUCTION OF PALEO GEOGRAPHIC CONDITIONS ON THE LAPTEV SEA SHELF FOR LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE GLACIOEUSTATICAL CYCLE

N. N. Romanovskii, A. V. Gavrilov, A. L. Kholodov, H.-W. Hubberten*, H. Kassens**.

Moscow State University, Department Geology, 199899, Moscow, Vorobjovy Gory, Russia

** Alfred Wegener Institut for Polar and Marine Research, Potsdam branch, Germany*

*** GEOMAR, Germany*

Paleogeographic conditions on the Laptev Sea Shelf in late Pleistocene-Holocene have been reconstructed. A paleogeographic model, which has been created takes in to consideration: stages of the shelf exposure at last glacioeustatic regression of the World Ocean; duration and conditions of long-term freezing of deposits on the shelf; deposition of subaerial syncryogenic deposits of „ice complex“ on the exposed shelf; distinct effect of sea on ice-bonded perennial frozen deposits and coastal thermoerosion on different stages of the last Ocean Transgression. The paleogeographic model is adapted for computer modelling of permafrost evolution on the Laptev Sea Shelf at the last Glacioeustatical cycle.

Laptev Sea, permafrost, paleogeographical condition, glacioeustatical cycle, paleogeographical model

ВВЕДЕНИЕ

В результате исследований по русско-германской программе Laptev Sea System (Reports on Polar Research, 1994, № 144, № 151; 1995, № 176, № 182) были получены принципиально новые данные, свидетельствующие о почти сплошном распространении реликтовых многолетнемерзлых пород (ММП) на шельфе моря Лаптевых. Наличие ММП, обычно перекрытых охлажденными ниже 0°C осадками небольшой мощности (от 0,5 до 3—10 м), было зафиксировано как прямыми наблюдениями при отборе проб донных осадков, так и при акустическом и сейсмоакустическом профилировании. Подробно доказательств наличия ММП вплоть до бровки

шельфа были представлены на ряде совещаний [Романовский и др., 1997] и будут освещены в отдельной статье. Этот природный феномен возник в позднем кайнозое вследствие оголения и промерзания шельфа в результате гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового Океана. Мерзлое состояние пород на шельфе сохраняется в настоящее время благодаря влиянию отрицательно-температурных морских вод и специфического гидрологического режима моря Лаптевых.

Начиная с 1998 г. планируется изучение шельфовой мерзлоты моря Лаптевых, которое сопряжено с большими сложностями. Поэтому

натурным геофизическим, термометрическим и буровым работам предшествуют: обобщение имеющихся материалов и составление палеогеографических реконструкций, т. е. создание палеогеографической модели изменения природной обстановки в плейстоцене—голоцене. Такая модель необходима для задания начальных и верхних граничных условий при компьютерном моделировании формирования и эволюции ММП и составления прогнозной карты распространения и мощности шельфовой мерзлоты.

МЕТОДЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ШЕЛЬФА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Материалы по геологическому строению и распространению субмаринных ММП, полученные в ходе русско-германских исследований, уточненные данные по позднеплейстоцен-голоценовым гляциоэвстатическим колебаниям уровня Мирового океана позволили разработать новый палеогеографический сценарий формирования и эволюции природной обстановки для шельфа моря Лаптевых, применительно к его дальнейшему использованию для моделирования эволюции шельфовой мерзлоты.

Базовым является представление о том, что мерзлые толщи на шельфе моря Лаптевых образовались при его оголении в процессе регрессии и деградировали при затоплении морем во время его трансгрессии. Основной причиной регрессий и трансгрессий были гляциоэвстатические колебания уровня Мирового океана. Территория приморских равнин и шельфов Арктических морей восточнее п-ова Таймыр в позднем кайнозое не подвергалась оледенениям. Поэтому гляциоэвстатические движения на Лаптевском шельфе отсутствуют. Согласно новейшим сейсмогеологическим исследованиям Лаптевский шельф испытывал в позднем кайнозое направленное опускание, что привело к накоплению толщи слабо литифицированных отложений мощностью от 0,5 до 2 км [Drachev et al., 1994]. Эти обстоятельства позволяют использовать кривые изменения уровня Мирового океана, полученные в последние годы, для реконструкции изменения границы суша—море Лаптевых. Природные последствия дифференцированных новейших движений в различных тектонических структурах, слагающих Лаптевский шельф, могут быть учтены на последующих этапах исследований.

В формировании современной криолитозоны шельфовых морей Восточно-Азиатского сектора Арктики одним из наименее изученных и дискуссионных предметов является начало и, соответственно, продолжительность многолетнего промерзания пород на шельфе.

Многие исследователи предполагают наличие каргинской трансгрессии в Восточном секторе Арктики, когда мерзлые толщи пород,

сформировавшиеся на ранее осушенном шельфе, полностью деградировали. Однако современные данные показывают, что в каргинское время покровные ледники уменьшались менее чем на 30% от своего максимального объема, а уровень Мирового океана не поднимался выше современных изобат -35, -70 м. К числу таких данных относятся материалы изотопно-кислородного анализа донных отложений [Chappel et al., 1996 и др.] и результаты палеогеодезических исследований [Тараканов и др., 1992]. Следов существенного понижения поверхности ледников не выявлено также и по результатам изучения ледниковых кернов Антарктиды и Гренландии [Котляков и др., 1992]. Таким образом, каргинская трансгрессия может быть связана только с вертикальными тектоническими движениями. Подчеркнем, что ее следов в Восточно-Азиатском секторе Арктики не найдено [Неизвестнов, 1981].

В предлагаемой палеогеографической модели авторами приняты предположения о совпадении границ моря в казанцевское время с современными и об отсутствии ММП под морем в конце казанцевской трансгрессии на всей территории Лаптевского шельфа (рис. 1, А). Вместе с тем отсутствие казанцевских морских отложений на современном побережье и выходы в основании большинства береговых разрезов средне- и/или раннечетвертичных синкриогенных отложений с повторно-жильными льдами свидетельствуют о возможности существования на

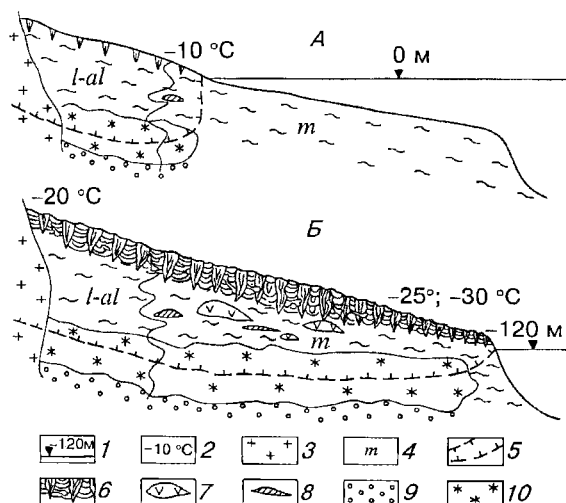


Рис. 1. Схема мерзлотно-геологической обстановки на шельфе моря Лаптевых и его побережье:

А — около 110 тыс. лет назад; Б — около 20—18 тыс. лет назад; 1 — уровень моря по отношению к современному его положению; 2 — среднегодовая температура пород; 3 — коренные породы; 4 — индекс генезиса четвертичных отложений; 5 — мерзлые породы; 6 — ледовый комплекс; 7 — пластовый лед; 8 — линзы криопэггов; 9 — отложения, содержащие свободный газ; 10 — отложения с газогидратами.

прибрежных участках шельфа доказанцевской мерзлоты.

Анализ совокупности опубликованных данных позволил осуществить выбор кривых колебаний уровня Мирового океана, наиболее полно коррелирующихся с основными природными событиями позднеплейстоцен-голоценового времени как глобальными, так и имевшими место в Восточно-Азиатском секторе Арктики. В качестве кривых изменения уровня Океана, свободных от неотектонических и гляциоизостатических деформаций земной поверхности, в интервалах 140—18 тыс. лет назад (т.л.н.) и 18 т.л.н. —

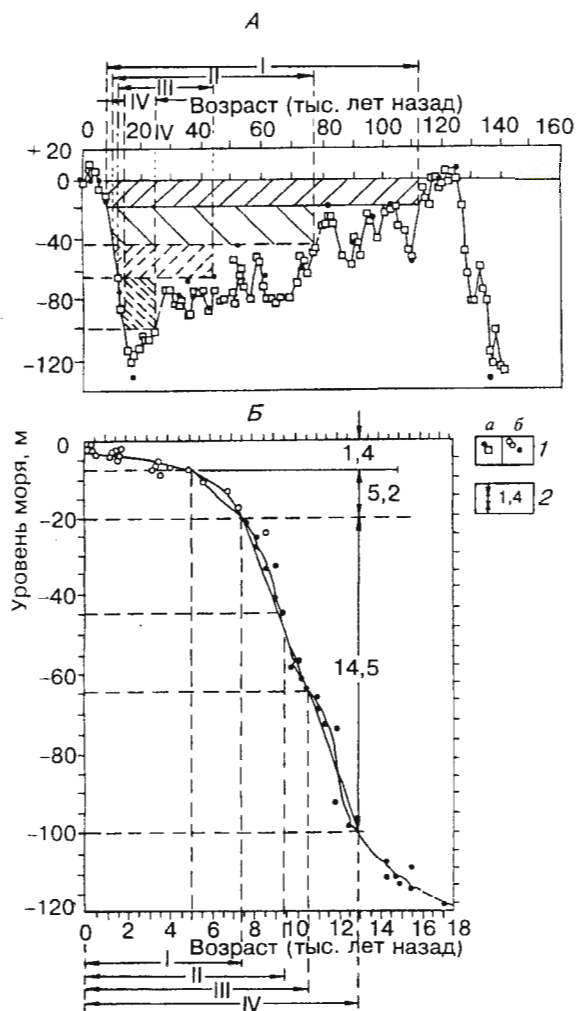


Рис. 2. Временные интервалы формирования и эволюции ММП на шельфе моря Лаптевых при его А — оголении, в соответствии с кривой изменения уровня Мирового океана [Chappel et al., 1996]: I, II, III, IV — см. табл. 1; и Б — затоплении, в соответствии с кривой [Fairbanks, 1989]: I, II, III, IV — см. табл. 2.

1 — точки фактических данных: а — [Chappel et al., 1996]; б — [Fairbanks, 1989]; 2 — скорость подъема уровня моря, мм/год.

Таблица 1. Продолжительность формирования мерзлоты на шельфе моря Лаптевых

Этапы	Начало, тыс. лет назад	Конец, тыс. лет назад	Продолжительность, тыс. лет	Изобаты
I	110—112	7,5	>100	0; -20
II	87	9,5	77,5	-20; -45
III	44	10,5	33,5	-45; -65
IV	24	13	11	-65; -100

современность являются кривые, построенные по результатам изотопно-кислородного анализа донных отложений: первая (рис. 2, А) в районе мыса Хьон в Новой Гвинее [Chappel et al., 1996], вторая (рис. 2, Б) близ о. Барбадос [Fairbanks, 1989]. По этим кривым были выделены диапазоны глубин со сходными временными интервалами оголения — затопления шельфа, а следовательно, с близким изменением температур на его поверхности (табл. 1).

Так, начало промерзания шельфа, освободившегося от отступающего казанцевского моря, в диапазоне глубин 0—20 м происходило, начиная с 112—110 т.л.н. Конец аградиационного и начало деградационного этапа в развитии мерз-

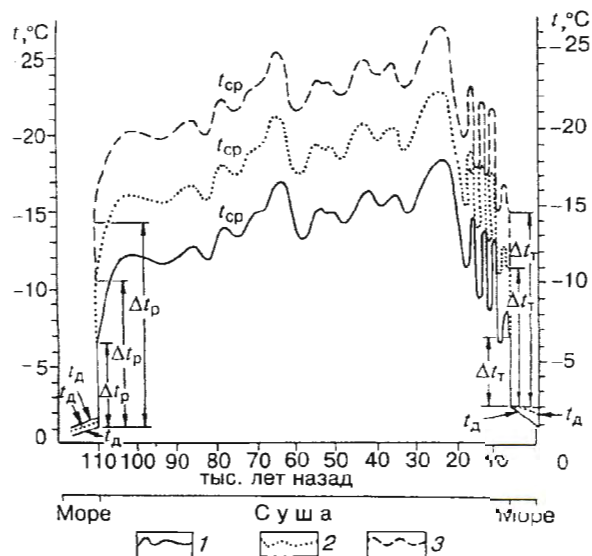


Рис. 3. Пример кривых изменения температур на современной изобате -20 м шельфа моря Лаптевых на протяжении последнего гляциоэвстатического цикла [Борзенкова, 1992; Зубаков, 1986; Barnola et al., 1987; Velichko et al., 1984] с учетом мерзлотно-температурной зональности.

Широты: 1 — 71°с.ш., 2 — 74°с.ш., 3 — 77°с.ш.; t_{cp} — среднегодовая температура пород на оголенном шельфе на соответствующих широтах; t_d — температура дна моря и донных отложений на соответствующих широтах; изменение температуры поверхности шельфа при регрессии моря (Δt_p) и при трансгрессии моря (Δt_t) на соответствующих широтах.

Таблица 2. Палеогеографические условия в прибрежной зоне моря Лаптевых в период последней трансгрессии (с 18 т.л.н. до современности)

Этапы	Время затопления, т.л.н.	Диапазон глубин, м	Среднегодовая температура морской воды, °С	Скорость подъема уровня моря, мм/год	Ледовые условия	Термоэрозия морских берегов	Сохранность затопленных отложений
	13	изобата -100	-2	14,5	Паковый лед	Очень слабая	?
IV	13—10,5	-100; -65					Хорошая
III	10,5—9,5	-65; -45					
II	9,5—7,5	-45; -20	-1,5; -1,0	5,2	Припайный лед, полынья, молодой лед	Слабая	
I		-20; -7	-1; +1				
	5—0	-7; 0		1,4		Очень быстрая	Плохая

лых толщ на этих глубинах относится к завершающей стадии последней трансгрессии 7,5 т.л.н. и позднее (табл. 2). Начало осушения и промерзания шельфа между изобатами -20 — -45 м связывается со временем 80 т.л.н.; конец этого периода и начало деградационного этапа — около 9,5 т.л.н.

Колебание температур поверхности пород принимается согласно общепланетарным изменениям климата, уточненным для северо-востока Азии по результатам палеогеографических и палеомерзлотных исследований Н.В.Кинд, Н.В.Хотинского, Т.Н.Каплиной, В.В.Баулина и Н.С.Даниловой, Н.Н.Романовского, А.А.Величко, В.А.Зубакова, Н.Н.Борзенковой и др. Кривые изменения температур поверхности шельфа во времени (рис. 3) для изобаты -20 м, строились по следующей схеме: температура морской воды и дна до регрессии (t_d) — скачкообразное понижение среднегодовой температуры пород до широтно-зонального значения на момент регрессии (Δt_p) — изменение температуры пород (t_{cp}) осушенного шельфа в соответствии с колебаниями климата на северо-востоке Арктики — скачкообразное повышение температуры на момент затопления трансгрессирующим морем (Δt_t). При реконструкции учитывалось существование мерзлотно-температурной зональности на осушенном шельфе и разница температур морской воды как на разных этапах регрессивно-трансгрессивного цикла, так и в зависимости от широты, ледовой обстановки и местоположения относительно устьев рек. Учет мерзлотно-температурной зональности производится путем построения кривых изменения температуры пород во времени на разных широтах для выбранной изобаты. На рис. 3 представлены кривые для современной изобаты -20 м.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ШЕЛЬФА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ И ИХ ОСОБЕННОСТИ

Плейстоцен-голоценовый регрессивно-трансгрессивный цикл с позиции воздействия природных условий на формирование и эволюцию мерзлых толщ на шельфе может быть подразделен

на длительный период регрессии моря и период его трансгрессии. Последний, в свою очередь, разделяется на два этапа.

Для периода регрессии моря и формирования мерзлых толщ на осушавшемся шельфе характерен ряд особенностей. Осушение шельфа происходило во времени неравномерно. На отдельных этапах оно сменялось кратковременными стадиями наступания моря (см. рис. 2, А), т. е. аградация мерзлоты сменялась ее деградацией в диапазоне глубин и полосе, соответствующей флуктуации береговой линии. Периодические колебания климата и температуры пород происходили в условиях последовательного нарастания их суровости (см. рис. 3). Наиболее глубоким похолоданием и понижением уровня моря характеризуется сартанское время. Это понижение согласно оценкам геолого-геоморфологических, палеогеографических, изотопно-кислородных и палеогеодезических данных составляет от 100 до 140 м [Селиванов, 1996] (см. рис. 1, Б). Постепенность осушения нашла отражение в сокращении периода промерзания от внутренних частей оголенного шельфа к его периферии: от более чем 100 т. л. между современной береговой линией и изобатой -20 м до 11 т. л. на изобате -100 м. (см. табл. 1). При этом этапы кратковременных циклов отступления—наступления моря (например этап от 110 до 80 т.л.н. для диапазона глубин -20; -45 м) исключаются из времени экспансии мерзлоты на север и делают модель ее формирования дискретной.

На шельфе происходило промерзание осадков и пород, насыщенных морской водой, причем температура их замерзания составляла примерно -2°C. Аградация мерзлоты сопровождалась образованием подземных льдов, криопэггов и расширением зоны стабильности газогидратов (см. рис. 1, Б). Температура воздуха, поверхности земли и пород наиболее низкими были в сартане (24—18 т.л.н.). По данным большинства исследователей эти температуры были ниже современных на 8—15°C. Зырянское время характеризовалось температурами примерно на 1—2°C теплее сартанского [Архангелов и др., 1996; Barnola et al., 1987]. Время, соответствующее каргинскому, выделяется наличием кратковременных потеплений, отмеченных термокарстом

на Колымской низменности [Каплина, 1981]. Однако по основному температурному фону и особенностям синкриогенного осадконакопления оно мало отличалось от зырянского времени.

Весьма суровые климатические условия большей части позднего плейстоцена во многом связаны с прекращением водообмена Ледовитого с Атлантическим и Тихим океанами, которое, в свою очередь, являлось реакцией на прогрессирующее похолодание и понижение уровня Мирового океана. Берингийский мост начал существовать, по-видимому, сразу после валькатленской трансгрессии у берегов Чукотки и Аляски (около 70 т.л.н.). Образование полярного гидрологического фронта между Британскими островами и южной оконечностью Гренландии, препятствующего попаданию атлантических вод в Арктический бассейн, произошло позже [Павлидис, 1997]. По-видимому, в этот же период исчезает и Сибирская полынья. Гидрологическая изоляция Ледовитого океана привела к формированию по всей его площади многолетних паковых льдов. Над восточным сектором Арктики и прилегающей части Азиатского материка образовался обширный устойчивый антициклон. В ландшафте господствовала однообразная тундро-степь, переходящая к побережью в полярную пустыню. Лето было относительно теплое, сухое и безоблачное, зима была очень холодной и отличалась малоснежностью, что обеспечивало корм крупных травоядных млекопитающих [Шер, 1971, 1997]. Суровые мерзлотные условия ограничивали существование таликов исключительно подрусловыми частями долин.

В модели было принято допущение о сходстве современной и позднеплейстоценовой мерзлотно-температурной зональности, которая составляет примерно $1,5^{\circ}\text{C}$ на один градус широты. Допущение базируется на климатообразующем значении обширных многолетних паковых льдов, занимавших акваторию Арктического бассейна вплоть до самого побережья. Это влияние распространялось предположительно на всю территорию осушенного шельфа. Воздействие ледовой обстановки изучено в Исландии [Bergthorsson, 1969]. Установлено, что вековые колебания среднегодовой температуры воздуха на этом острове на протяжении последнего тысячелетия (с 930 г.) коррелируются с продолжительностью ледового сезона у его берегов и количественно выражаются понижением температуры на 2°C при увеличении холодного сезона на 4 месяца.

Таким образом, возможные изменения температуры пород в направлении побережья за счет понижения температуры воздуха в зоне воздействия многолетнего ледового покрова достигало порядка 6°C . В направлении к берегу в этой зоне так же уменьшается сомкнутость, высота и снегозадерживающая роль растительного покро-

ва. В современных условиях эти факторы являются главенствующими в формировании температурного режима пород Яно-Индигирской низменности, Ляховских и Новосибирских о-вов. Ими определяется широтное понижение среднегодовых температур от -5 — -7°C в заснеженных редколесьях юга низменностей до -15°C на обдуваемых, полностью лишенных снега останцах едомы арктических островов. Позднеплейстоценовая мерзлотно-температурная зональность вряд ли была менее выраженной, чем современная, тем не менее принятое допущение требует проверки путем изучения позднеплейстоценовых синкриогенных отложений и подземных льдов, обнажающихся по меридиану: юг приморских низменностей — северная часть о. Котельный.

Оголение шельфа сопровождалось накоплением на его поверхности субазальных полигенетических высокольдистых синкриогенных отложений с сингенетическими ледяными жилами „ледового комплекса“. Формирование этих толщ осуществлялось много быстрее, чем образование отложений в термохроны, вследствие высокого содержания в них подземного льда (см. рис. 1, Б). Значительные различия в мощности ледового комплекса (от нескольких до 50—60 м, а возможно и более) показывает, что формирование осадков шло неравномерно. Предположительно наиболее активно осадконакопление происходило близ современного побережья (зональная закономерность), а также в отрицательных неотектонических структурах (геоструктурный контроль). Не исключено, что последнее весьма значимо в связи с направленным опусканием Лаптевского шельфа в позднем кайнозое и приуроченностью к нему рифтовых структур [Drachev et al., 1994]. Среднерасчетная скорость вертикальных движений в позднем кайнозое составляла 0,5—1 мм/год. Однако во многих рифтах зарегистрировано увеличение скорости в позднем плейстоцене и голоцене до нескольких миллиметров и даже 1—2 см в год [Никонов, 1977]. Поэтому в тех частях рифтовых грабенов, где продолжительность осушения шельфа была наибольшая, есть основания для предположения о возможности накопления сильнольдистых синкриогенных толщ, мощность которых может измеряться многими десятками метров.

На этапе позднеплейстоценовой регрессии количество выносимого в море дисперсного минерального вещества уменьшалось вследствие его аккумуляции на оголившемся шельфе в ледовом комплексе. Вместе с захороненными органическими остатками минеральная составляющая синкриогенных отложений подвергалась интенсивному криогенному выветриванию и криогенному фракционированию.

Начало деградационного этапа развития шельфовой мерзлоты моря Лаптевых связано с

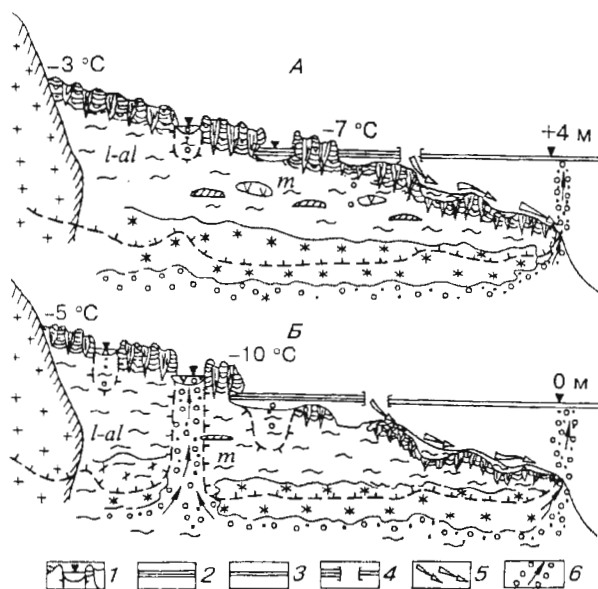


Рис. 4. Схема мерзлотно-геологической обстановки на шельфе моря Лаптевых и его побережье.

А — около 8—6 т. л.н.; Б — настоящее время; 1 — термокарстовое озеро; 2 — припайный лед; 3 — молодой лед; 4 — польня; 5 — холодные рассолы; 6 — потоки парниковых газов. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

последнегляциальной трансгрессией, начавшейся 18 т. л. н. Его можно разделить на две части: первую — от 18—16 до 8—7 т. л. н. (рис. 4, А) и вторую — с 8—7 т. л. н. до современности (рис. 4, Б). Для них характерны разные тенденции развития природы и взаимодействия моря и суши, существенно определившие особенности современных реликтовых мерзлых толщ Лаптевского шельфа.

Наиболее важной особенностью первой стадии трансгрессии является высокая скорость подъема уровня моря (см. рис. 2, Б), особенно, начиная с 13 т. л. н. Перемещение береговой линии внутрь шельфа происходило со средней скоростью 40—80 м/год. Это приводило к затоплению ледового комплекса вместо его разрушения термоабразией (см. рис. 1, А, Б). Слабому развитию термоабразионных процессов в небольшой степени способствовала высокая ледовитость моря, особенно до начала голоценового оптимума (см. табл. 2). Морские воды имели низкие отрицательные температуры, близкие к -2°C , что уменьшало их воздействие на синкриогенные мерзлые породы, имеющие температуру таяния 0°C . Деградация ММП контролировалась размывом и накоплением морских осадков. В местах размыва и там, где морская вода непосредственно контактировала с сильнольдистыми породами, шло растворение пресных льдов, небольшие тер-

мопросадки и переход мерзлых отложений в охлажденные. В местах накопления тонкодисперсных осадков над ледовым комплексом происходило его „захоронение“. Темп перехода мерзлых отложений в охлажденные был низким вследствие малых скоростей диффузии солей через пылеватые супеси и суглинки (продукты размыва субаэральных синкриогенных пород). Это подтверждается почти повсеместно для глубин более 15—20 м близким залеганием к поверхности дна сцементированных льдом пород. Видимо, существенные термопросадки на дне моря были невелики или отсутствовали. Основное поступление минеральных осадков в море осуществлялось за счет выноса их реками и взмучивания оттаявших субаэральных отложений на морском дне.

Трансгрессия, особенно в ее начале, носила ингрессионный характер, при котором речные долины превращались в губы. Концентрация речного стока по затопленным долинам приводила к опреснению воды в них, повышению их температуры до положительных значений и, вероятно, к оттаиванию под ними ММП и формированию таликов.

Трансгрессия протекала на фоне периодических колебаний климата с тенденцией к потеплению, что нашло отражение на палеотемпературных кривых (см. рис. 3). В кратковременные криохроны формировались льдистые мерзлые толщи. Так, к похолоданию порт-брюс (15,5—14,5 т. л.н.) относится формирование низов аleshкинской свиты [Шер, 1971; Каплина, 1981]. В этапы потепления на рубеже плейстоцена и голоцена на приморских низменностях северо-востока Азии получает развитие термокарст [Каплина, Ложкин, 1979] (см. рис. 4, А). Авторы датируют его межстадиями белинга (12,8—12,3 т. л.н.), аллерада (11,8—11,0 т. л.н.) и, по-видимому, предбореальными термохронами (около 10—9,5 т. л.н.), ибо в бореальный оптимум аласы, как форма рельефа, уже существовали. Большое количество сформировавшихся несквозных подозерных таликов было затоплено наступающим морем. Отрицательнотемпературные морские воды, перекрывая талые отложения, насыщенные пресной водой, вызывали их промерзание, формируя субмаринные булгуны [Арз, 1980].

Второй этап трансгрессии охватывает период от 8—7 т. л.н. до современности. Основными его особенностями являлись медленное повышение уровня Мирового океана и потепление климата. Это определяло развитие термоабразии морских берегов, которая протекает со средней скоростью 4—6 м/год. Вследствие термоабразии локально достигавшей десятков метров в год, уже в историческое время в море Лаптевых исчезли многие острова, сложенные ледовым комплексом [Бунге, 1887; Степанов, 1948]. За последние

7—8 тыс. лет в результате термоабразии шельф моря Лаптевых расширился на 30—50 км.

Важнейшим следствием термоабразии является срезание наиболее льдистой верхней части разреза четвертичных отложений. В прибрежной зоне морем затоплялись малоледистые плотные отложения. Результатом является отсутствие термопросадок под дном моря вследствие оттаивания ММП. А сам процесс деградации мерзлых толщ протекает быстрее, так как морские воды воздействуют на более податливые малоледистые часто засоленные отложения, имеющие температуру оттаивания ниже 0°C (см. рис. 4, А, Б). Оттаявшие и перемытые отложения разрушенных термоэрозией берегов являются столь же (если не более) значительным источником поступления минерального материала в море, как и твердый речной сток.

В раннем и среднем голоцене (до 6—5 т.л.н.) на приморских низменностях широко распространены озерный термокарст (см. рис. 4, А, Б). Термокарстовые озера и котловины становятся местами аккумуляции осадков, образующихся из протаивающих и разрушающихся отложений ледового комплекса. Это явление существенно снизило объем твердого стока малых и средних рек.

Направленное потепление климата в раннем и среднем голоцене, распреснение морских вод речными повысило температуру первых в прибрежной полосе до положительных значений. Этот процесс сыграл определяющую роль в формировании сквозных субмаринных таликов (см. рис. 4, Б) в зоне, ограничиваемой берегом и изобатами -10, -15 м. Опресненные положительно-температурные воды обусловили так же более глубокое протаивание ММП в прибрежной зоне по сравнению с теми частями шельфа, где глубины превышали 10—15 м.

Опресненные воды с положительными температурами, существовавшие в древних русловых частях днищ подводных долин Лены, Яны, Хатанги и Анабара, также играют значительную роль, определяя, по-видимому, существование субмаринных таликов. Сквозные субмаринные и особенно подозерные талики дезинтегрировали зону стабильности газогидратов и являются в настоящее время местами выходов парниковых газов. К таким образованиям относятся, видимо, и талики, предположительно обязанные своим формированием сейсмическим явлениям на шельфе и высоким значениям внутриземного теплового потока в активных тектонических зонах.

Характерной особенностью второго этапа трансгрессии стало образование речных дельт и „дельтовой мерзлоты“: динамичной, с большими вариациями температуры и мощности ММП [Григорьев, 1966], наличием эпикриогенных, син- и парасинкриогенных фаций речных, озерных, прибрежно-морских и дельтовых отложений.

Большое значение в сохранении мерзлоты на шельфе моря Лаптевых имеет Сибирская полынья. С ней связано формирование особо низкотемпературных и тяжелых рассолов [Dethleff, 1995; Churun et al., 1995]. Опускаясь на дно и стекая по уклону шельфа, они охлаждают осадки, предохраняя ММП от оттаивания (см. рис. 4). Этому воздействию подвержена значительная часть шельфа, а также придолинные части прadolин Лены, Яны, Хатанги и Анабара. Вопрос о времени появления Сибирской полыньи является открытым, хотя и имеет большое значение для решения проблемы эволюции шельфовой мерзлоты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложена новая палеогеографическая модель эволюции мерзлоты на шельфе моря Лаптевых. Эта модель реализуется в качестве верхних граничных условий при математическом моделировании указанного процесса. Отличительной особенностью модели является учет следующих факторов природной среды и природных событий в позднем плейстоцене и голоцене: теплового влияния моря до осушения и после затопления поверхности шельфа морскими водами с различными температурами и резких температурных изменений при осушении и затоплении шельфа морем; продолжительности существования различных частей шельфа в осушенном и затопленном состояниях; накопление синкриогенных льдистых отложений на поверхности шельфа во время регрессии; изменения температур пород во времени в период существования шельфа в оголенном состоянии; учет мерзлотно-температурной зональности при реконструкции хода температур пород при оголении шельфа; учет различий в воздействии моря на берега и отложения в период трансгрессии моря.

Настоящая работа частично финансировалась за счет гранта РФФИ 97-05-64206.

Литература

- Архангелов А.А., Михалев Д.В., Николаев В.И. Реконструкция условий формирования многолетней мерзлоты и палеоклимата Северной Евразии // Развитие областей многолетней мерзлоты и перигляциальной зоны Северной Евразии и условия расселения древнего человека. М., ИГ РАН, 1996, с. 85—109.
- Арз Ф.Э. Термоабразия морских берегов. М., Наука, 1980, 160 с.
- Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. С.-Пб, Гидрометиздат, 1992, 247 с.
- Бунге А.А. Предварительный отчет об экспедиции на Новосибирские острова // Изв. Императорского Русского Географического общества. С.-Пб., 1887, т. XXIII, вып. 1, с. 573—591.
- Григорьев Н.Ф. Многолетнемерзлые породы Приморской зоны Якутии. М., Изд-во АН СССР, 1966, 123 с.
- Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л., Гидрометиздат, 1986, 287 с.

- Каплина Т.Н. История мерзлых толщ севера Якутии в позднем кайнозое // История развития многолетнемерзлых пород Евразии. М., Наука, 1981, с. 153—181.
- Каплина Т.Н., Ложкин А.В. Возраст аласных отложений Приморской низменности Якутии: (радиоуглеродное обоснование) // Изв. АН СССР, сер., геол., 1979, № 2, с. 69—76.
- Котляков В.М., Лориус Л. Глобальные изменения климата за последний ледниковый-межледниковый цикл // Изв. АН СССР, сер. географ., 1992, № 1 с. 5—22.
- Неизвестнов Я.В. Мерзлотно-геологические условия зоны арктических шельфов СССР // Криолитозона арктического шельфа. Якутск, 1981, с. 18—28.
- Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры. М., Наука, 1977, 239 с.
- Павлидис Ю.А. Позднечетвертичная история шельфа как основа его развития // Вестник РФФИ, №1 (7), 1997, с. 30—35.
- Романовский Н.Н., Холодов А.Л., Пустовойт Г.П. и др. Моделирование субмаринной мерзлоты и прогнозная карта ее распространения на шельфе моря Лаптевых // Проблемы Криологии Земли (фундаментальные и прикладные исследования). Международная конференция, Пущино, 1997, тез. докл., с. 36—38.
- Селиванов А.О. Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене-голоцене и развитие морских берегов. М., Ин-т вод. пробл. РАН, 1996, 268 с.
- Степанов В.И. О существовании гипотетических земель Санникова и Андреева // Тр. II Всесоюз. географ. съезда, т. I, М., 1948, с. 324—329.
- Тараканов Ю.А., Клиге Р.К., Селиванов А.О. Исследование древнего геоида по данным о высотах морских террас // Водные ресурсы, 1992, № 4, с. 24—29.
- Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М., Наука, 1971, 310 с.
- Шер А.В. Природная перестройка Восточно-Сибирской Арктики на рубеже плейстоцена и голоцена и ее роль в вымирании млекопитающих и становлении современных экосистем // Криосфера Земли, том 1, № 1, 2, 1997.
- Barnola J.M., Raynond D., Korotkevich Y.S., Lorius C. Vostok ice core provides 160 000 years record of atmospheric CO₂ // Nature, 1987, vol. 329, № 6138, p. 408—414.
- Berghthorsson P. An estimate of drift ice and temperature in Iceland in 1000 years. Jokull, 1969, B. 19, p. 94—101.
- Chappel J., Omura A., McCulloch M. et al. Reconciliation of late Quaternary sea level derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records. Elsevier, 1996, p. 227—236.
- Churun V.N., Timochov L.A. Cold Bottom Water in the Southern Laptev Sea // Reports on polar research. № 176, 1995, p. 107—114.
- Dethleff D. Sea Ice and Sediment Export from Laptev Sea Flaw Lead during 1991/92 Winter Season // Reports on polar research. № 176, 1995, p. 78—94.
- Drachev S.S., Savostin L.A., Bruni J.E. Structural Pattern and Tectonic History of the Laptev Sea Region // Reports on polar research. № 176, 1995, p. 348—367.
- Fairbanks R.J. A 17 000-years glacio-eustatic sea level record: Influens of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation // Nature, 1989, vol. 342, p. 637—642.
- Late Quarternary environments of the Soviet Union / Ed. Velichko A. A. Mineapolis, Univ. of Minesota Press, 1984, 327 p.
- Reports on Polar Reserch / Ed. H.Kassens, S.Priamikov, H.-W.Hubberten and R.Stein. № 144, 1994, p.133.
- Reports on Polar Reserch. Russian-German Cooperation: The Transdrift 1 Expedition to the Laptev / Ed. H.Kassens and V. Karpiy with contribution of the Shipboard Scientific Party. № 151, 1994, p. 168.
- Reports on Polar Reserch. 1995. Russian-German Cooperation: Laptev Sea System / Ed. H.Kassens, D. Piepenburg, J.Thiede, et al., № 176, 1995, p. 387
- Reports on Polar Reserch. 1995. Laptev Sea System: Expedition in 1994 / Ed. H.Kassens. № 182, 1995, p. 1955.

Поступила в редакцию
27 мая 1997 г.