Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с. 22—32

УДК 551.345.1(268.53)

МОЩНОСТЬ МЕРЗЛЫХ ТОЛЩ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ШЕЛЬФА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ
(*результаты моделирования*)

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

Кафедра геокриологии, Геологический факультет, Московский Государственный Университет им. М. В. Ломоносова, 119899, Москва, Воробьевы горы, Россия
** Институт морских и полярных исследований им. Альфреда Вегенера, Потсдам, Германия*
*** ГЕОМАР, Киль, Германия*

На основании опубликованных ранее работ и уточненных палеогеографического сценария и геологической модели проведено компьютерное моделирование эволюции шельфовой мерзлоты в восточной части моря Лаптевых за время последнего гляциоэвстатического цикла. Построена карта современных мощностей мерзлых толщ и установлен ряд новых закономерностей их распространения. Мощности мерзлых толщ на одинаковых глубинах увеличиваются зонально к северу, достигая наибольших значений к северу от о-ва Котельный (450—520 м, изобата −20 м); мощности уменьшаются с возрастанием глубины моря, сокращаясь до 50—80 м вблизи бровки шельфа. Исторически мерзлота шельфа достигла максимума примерно 18 тыс. лет назад. В настоящее время она находится в разных стадиях деградации. Ниже мерзлых толщ повсеместно находится горизонт охлажденных отложений мощностью 50—120 м.

Море Лаптевых, мощность мерзлых толщ, шельфовая мерзлота, математическое моделирование, гляциоэвстатический цикл

ICE-BONDED PERMAFROST THICKNESS IN THE EASTERN PART OF THE LAPTEV SEA SHELF
(*results of computer modeling*)

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

Geocryological Department, Faculty of Geology, Moscow State University, 119899, Moscow, Russia; e-mail: nromanovsky@glas.apc.org
** Alfred-Wegener-Institute for Polar and Marine Research, Potsdam, Germany; e-mail: hubbert@ awi-potsdam.de*
*** GEOMAR, Kiel, Germany; e-mail: hkassens @ geomar.de*

Computer modeling of offshore permafrost thickness have been performed on the basis of specified paleogeographical scenario and geological model for the last glacial-eustatic cycle. The map of ice-bonded permafrost thickness was compiled and some regularities of their distribution were improved. Ice-bonded permafrost thickness increases at the same sea depth northward according to permafrost temperature zonation. The maximal ice-bonded permafrost thickness is found northward of Kotel'ny island (450—520 m, isobate −20 m). The thickness decreases with an increasing sea depth to 50—80 m near the edge of the shelf. During the above mentioned cycle the maximal thickness of offshore permafrost was in 18 ka B P. Recent offshore permafrost varies in a state of degradation. Ice-bonded permafrost everywhere overlies a layer of 50—120 m thick cryotic deposits.

Laptev Sea shelf, offshore permafrost thickness, glacioeustatic cycle, mathematical simulation

ВВЕДЕНИЕ

Авторами настоящей статьи для шельфа моря Лаптевых ранее были опубликованы палеогеографический сценарий развития в течение последнего гляциоэвстатического цикла (120 тыс. лет назад — современность) и геологическая модель шельфа, адаптированные для математического моделирования шельфовой мерзлоты [*Романовский и др., 1997* а,б]). В тех же и других работах [*Romanovskii et al., 1998*] приведены также результаты тестового моделирования мощности многолетнемерзлых пород (ММП) на шельфе. Последние имели предварительный характер. На основании суммы полевых фактических данных и результатов моделирования был сделан вывод о практически сплошном распространении ММП на всей площади шельфа моря Лаптевых.

Использование новой расчетной схемы, а также уточнение некоторых данных по палеогеографии и геологическому строению региона поз-

© Н. Н. Романовский, А. Л. Холодов, А. В. Гаврилов, В. Е. Тумской, Г.-В. Хуббертен, Х. Кассенс, 1999

волили получить более точные расчетные данные по мощностям мерзлоты в восточной части Лаптевского шельфа и построить схематическую карту их распределения.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ СЦЕНАРИЙ

Основные природные события в развитии шельфа в позднем плейстоцене-голоцене освещены ранее [*Романовский и др., 1997* б]. В настоящем сообщении конкретизируется информация об исходных позициях реконструкции истории развития Лаптевского шельфа в течение последнего гляциоэвстатического цикла, включающего поздний плейстоцен и голоцен.

В целях наглядности и краткости изложения материал по эволюции природной и мерзлотной обстановки дается в сравнении с современностью (рис. 1,*А, Б*) в виде схематических палеогеотемпературных карт (рис. 2) и принципиальных геокриологических разрезов (рис. 3) для пограничной зоны суша-шельф в климатические (и мерзлотные) экстремумы и „переломные“ эпохи.

Исходные позиции реконструкции истории развития шельфа моря Лаптевых можно охарактеризовать следующим образом.

1. Формирование и деградация ММП на шельфе моря Лаптевых связаны с его осушением в процессе регрессии моря и затоплением во время трансгрессии. Основной причиной регрессий и трансгрессий моря Лаптевых являлись гляциоэвстатические колебания уровня Мирового океана. Оледенений и обусловленных ими гляциоизостатических движений в регионе не было. Это обстоятельство позволяет использовать кривые изменения уровня Мирового океана, полученные в последние годы, для реконструкции изменений во времени границы суша-море на Лаптевском шельфе: в интервале 120—18 тыс. лет назад по [*Chappel et. al., 1996*] и в интервале 18 тыс. лет назад — современность по [*Fairbanks, 1989*].

2. В восточно-азиатском секторе Арктики каргинская трансгрессия отсутствовала. Этому времени соответствует накопление „ледового комплекса“ на осушенной части шельфа, Новосибирских о-вах и приморских низменностях Якутии. Это подтверждается результатами обобщения C^{14}-датировок по „ледовому комплексу“ и подстилающим отложениям. Об этом же свидетельствуют данные изотопно-кислородных анализов донных отложений, результаты палеогляциологических и палеогеодезических исследований, сведения о которых приведены ранее [*Романовский и др., 1997* б]. Уровень Мирового океана в каргинское время не поднимался выше современных изобат −35, −70 м [*Chappel et al., 1996*]. В пользу отсутствия каргинской трансг-

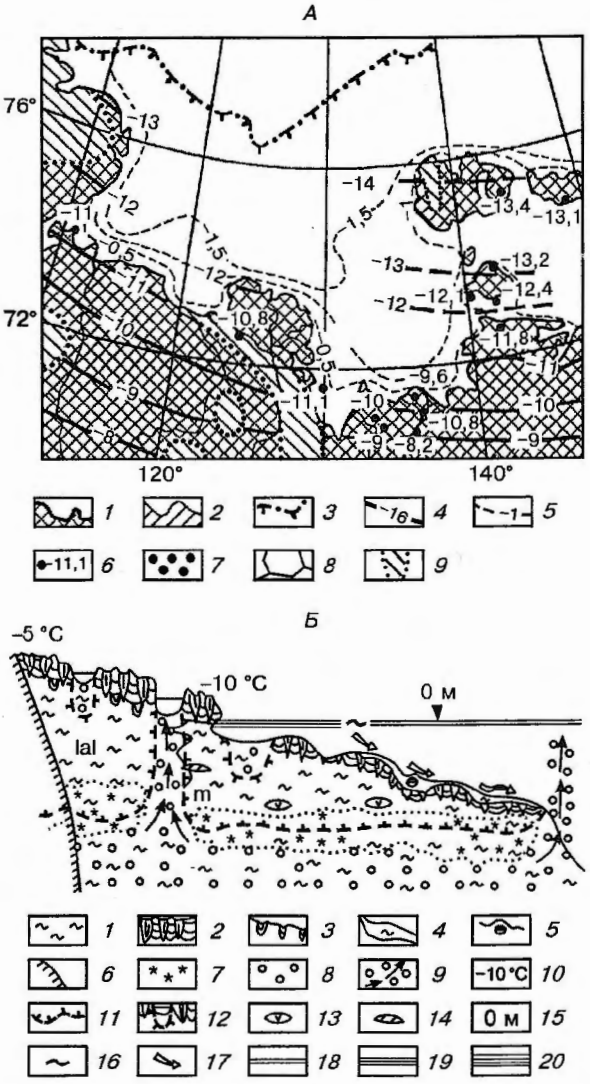


Рис. 1. Схематические геокриологические карта (*А*) и разрез (*Б*) региона моря Лаптевых (генерализация для современных условий).

А: *1* — современная суша — низменности со сплошным распространением ММП; *2* — осушенная часть шельфа в многолетнемерзлом состоянии; *3* — граница реликтовых мерзлых толщ на шельфе; *4* — среднегодовая температура пород, °С; *5* — среднегодовая температура донных отложений, °С; *6* — скважины и среднегодовые температуры пород по ним, °С; *7* — территория короткопериодных регрессий и трансгрессий в каргинское время; *8* — паковые морские льды; *9* — современная суша — горные районы со сплошным распространением ММП.

Б: *1* — рыхлые четвертичные отложения; *2* — „ледовый комплекс“; *3* — псевдоморфозы по ледяным жилам; *4* — современные морские отложения; *5* — субмаринные булгунняхи; *6* — граница коренных и рыхлых пород; *7* — газогидраты; *8* — газонасыщенные породы; *9* — потоки парниковых газов; *10* — среднегодовая температура пород; *11* — граница многолетнемерзлых пород; *12* — термокарстовые озера и подозерные талики; *13* — ледяные линзы; *14* — линзы пород, насыщенных криопэгами; *15* — уровень моря; *16* — полынья; *17* — молодой лед; *18* — припайный лед; *19* — паковый лед.

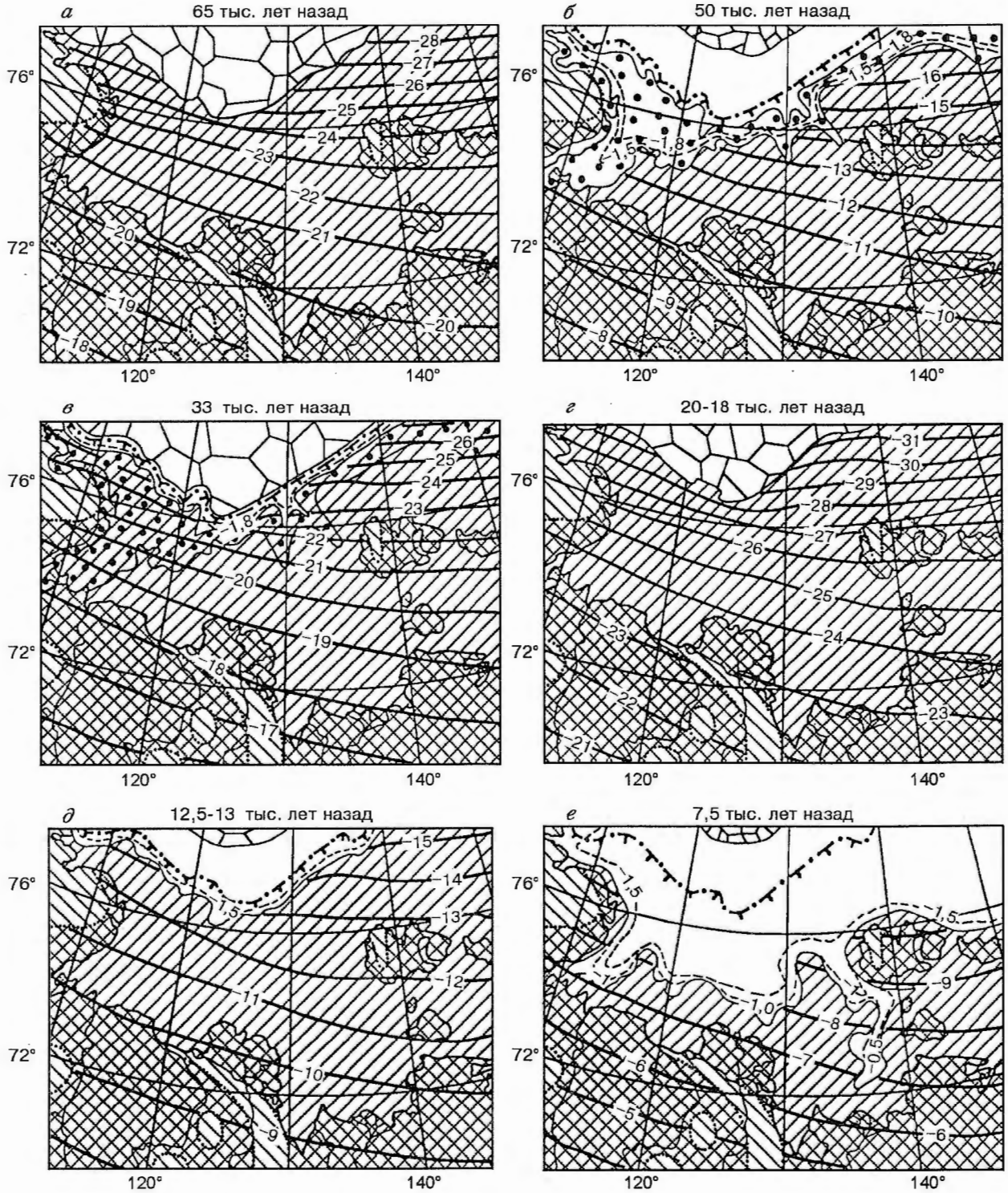
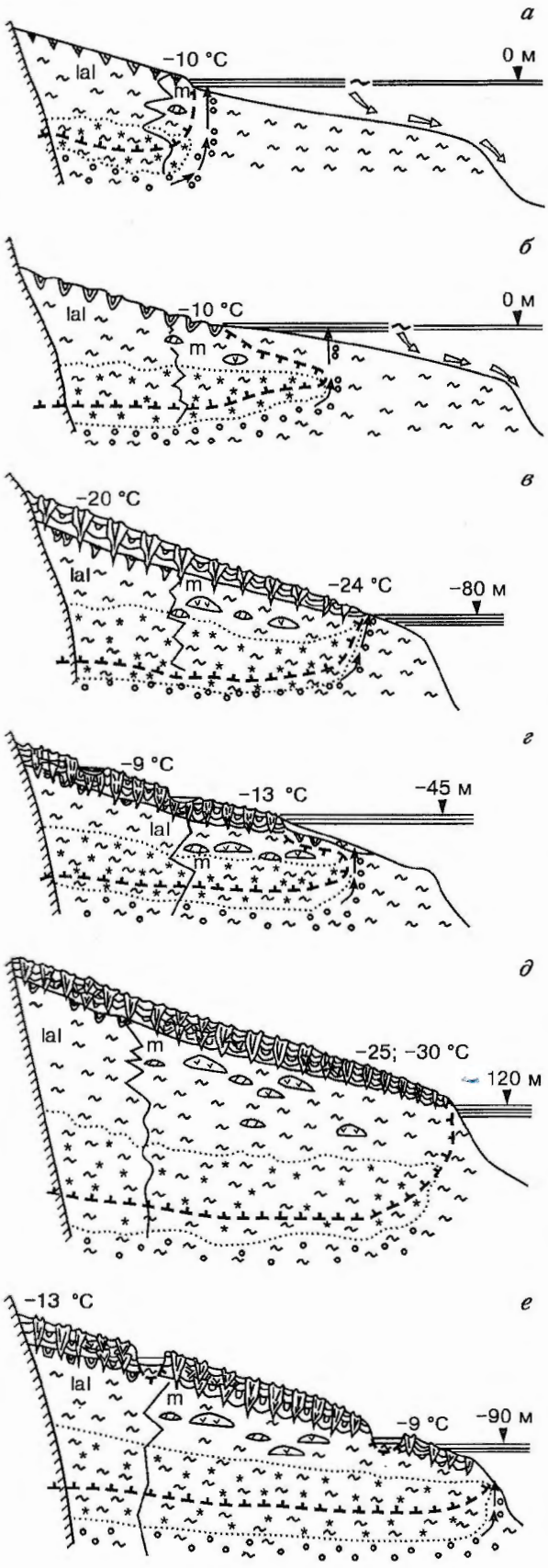


Рис. 2. Схематические палеогеокриологические карты.

Усл. обозн. см. на рис. 1,*А*.



рессии не только в восточном, но и в западном секторах российской Арктики приводятся доводы в обобщении В. А. Зубакова [*1986*].

3. В использованном для моделирования палеогеографическом сценарии авторами приняты предположения: а) о совпадении границ моря в казанцевское время с современными и б) об отсутствии ММП под морем в конце казанцевской трансгрессии (см. рис. 3,*а*).

Оговоримся, что отсутствие казанцевских морских отложений на современном побережье и наличие в основании ряда береговых разрезов средне- и(или) раннечетвертичных синкриогенных отложений с повторно-жильными льдами [*Романовский, 1958; Архангелов и др., 1996*] свидетельствуют о возможности существования на мелководных участках шельфа „доказанцевских“ мерзлых толщ (см. рис. 3,*б*).

4. Изменения среднегодовых температур воздуха и пород во времени для региона моря Лаптевых принимались в целом синхронными общепланетарным колебаниям уровня океана и климата. Последние, в частности, зафиксированы в ледниковом керне на станции Восток (Антарктида) [*Barnola et al., 1987; Котляков, Лориус, 1992 и др.*]. Колебания среднегодовых температур пород $-t_{ср}$ для региона моря Лаптевых были уточнены по времени; значения $-t_{ср}$ приняты для северо-востока России по результатам обобщения данных 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. Н. Конищева, В. А. Зубакова, Н. Н. Борзенковой и др.

При построении кривых изменения $t_{ср}$ во времени было учтено, во-первых, существование геотемпературной зональности в настоящем и в прошлом и, во-вторых, изменения среднегодовых температур придонных слоев морской воды $t_{дн}$. Различия $t_{дн}$ учитывались как для разных этапов последнего регрессивно-трансгрессивного цикла, так и в зависимости от географической широты и местоположения относительно устьев рек. Поэтому названные кривые строились для разных географических широт [*Романовский и др., 1997* б].

Рис. 3. Схематические палеогеокриологические разрезы шельфа моря Лаптевых и прилегающей суши.

а и *б* — конец казанцевской трансгрессии (110 тыс. лет назад); *в* — зырянское время; *г* — каргинская эпоха (50 тыс. лет назад — теплый временный интервал); *д* — сартанский криохрон (20—18 тыс. лет назад); *е* — эпоха потепления на рубеже плейстоцена и голоцена (13—12,5 тыс. лет назад). Усл. обозн. см. на рис. 1,*Б*.

Период регрессии моря является этапом аградации мерзлоты. Для него характерны следующие особенности.

1. Осушение шельфа началось 112—110 тыс. лет назад. В отдельные короткие периоды оно прерывалось наступлением моря. Таким образом, аградация мерзлоты в прибрежной полосе на некоторое время сменялась ее деградацией (табл. 1). Наиболее значительное понижение уровня моря произошло в сартанский гляциальный максимум-термический минимум (криохрон) примерно 20—18 тыс. лет назад. По геолого-геоморфологическим, палеогляциологическим, изотопно-кислородным и палеогеодезическим оценкам понижение уровня океана составляло от 100 до 140 м [*Селиванов, 1996*]. Этапность осушения шельфа нашла выражение в последовательном сокращении периода промерзания пород от внутренних частей оголенного шельфа к его периферии. Этап аградации мерзлых толщ изменяется от 105—100 тыс. лет между современной береговой линией и изобатой −20 м до 11 тыс. лет вблизи изобаты −100 м (см. табл. 1). При адаптации палеогеографического сценария для моделирования этапы кратковременных циклов отступания-наступания моря (например, этап от 110 до 80 тыс. лет назад для диапазона глубин −20, −45 м) были исключены из времени экспансии мерзлоты на север и ее аградации [*Romanovskii et al., 1998*].

2. Периодические колебания температуры пород происходили в основном в обстановке высокой их суровости. Температура воздуха и пород наиболее низких значений, по данным В. Т. Балобаева, А. А. Величко, Т. Н. Каплиной, И. И. Борзенковой и др. (на 8—15 °С ниже современных), достигли в экстремуме сартана (20—18 тыс. лет назад; см. рис. 2,*г*, 3,*д*). Похожие величины получены по ледниковым кернам Гренландии и Антарктиды [*Barnola et. al., 1987; Dansgaard et. al., 1993 и др.*], а также по данным криолитологических реконструкций В. Н. Конищева [*1998*]. Зырянское время (см. рис. 2,*б*, 3,*в*) характеризовалось температурами примерно на 1—2 °С теплее сартанского [*Архангелов и др, 1996; Barnola et al., 1987 и др.*]. Нами было принято, что понижение $-t_{ср}$ во время последнего сартанского криохрона составляло −10 °С, а в зырянский криохрон на −8 °С.

3. Каргинская эпоха (50—25 тыс. лет назад) была временем температурных контрастов. Об этом свидетельствуют данные ледниковых кернов станций Восток [*Barnola et. al., 1987*], Саммит [*Dansgaard et. al., 1993*], разрезы приморских низменностей Восточной Якутии и Новосибирских о-вов [*Каплина, Ложкин, 1982 и др.*] и датировки жиганской стадии оледенения Верхоянских гор [*Кинд, 1975*]. В теплые временные интервалы (см. рис. 2,*б*; 3,*г*) происходили „вспышки“ озерного термокарста с образованием несквозных подозерных таликов. В холодные (см. рис. 2,*в*) — на равнинах продолжал накапливаться „ледовый комплекс“, в горах формировалось мощное оледенение [*Кинд, 1978*].

4. При регрессии моря на шельфе происходило промерзание осадков и пород, насыщенных морской водой. Температура их замерзания (таяния) составляла примерно −2 °С. Поэтому аградация мерзлоты сопровождалась образованием линз с криопэгами, появлением и последующим расширением зоны стабильности гидратов газов (см. рис. 3,*в*, *д*).

5. Холодные эпохи позднего плейстоцена характеризовались гидрологической изоляцией Ледовитого океана, образованием на всей его площади мощного покрова многолетних паковых

Таблица 1. **Условия формирования ММП на шельфе моря Лаптевых, формализованные для математического моделирования**

Интервал современных глубин, м	Эволюция ММП				Колебания уровня моря и эволюция ММП в период регрессии моря
	Начало, тыс. лет назад	Конец, тыс. лет назад	Расчетная продолжительность, тыс. лет		
			аград.	деград.	
0, −20	с 115 по 110	с 7,5 по настоящее время	>100	от 7,5 до 0	Осушение шельфа, аградация ММП
−20, −65	110	87	25		Колебания уровня моря, аградация и деградация ММП
−20, −45	87	9,5	77,5	9,5	Осушение шельфа, аградация ММП
−45, −65	77	44	23		Колебания уровня моря, аградация и деградация ММП
−45, −65	44	10,5	33,5	10,5	Осушение шельфа, аградация ММП
−65, −100	44	24	20		Колебания уровня моря, аградация и деградация ММП
−65, −100	24	13	11	13	Осушение шельфа, аградация ММП
−100, −120	с 24 по 19	с 18 по 13	11—1		Осушение шельфа, аградация ММП

льдов [*Phillips, Grantz, 1997*]. Над восточным сектором Арктики и прилегающей частью Азиатского материка в течение большей части года существовал обширный антициклон, господствовали ландшафты однообразной тундро-степи, переходящей к побережью в полярную пустыню. Суровые мерзлотные условия локализовали распространение сквозных таликов исключительно подрусловыми частями долин наиболее крупных рек.

6. В палеогеографическом сценарии принято допущение о сопоставимости современной и позднеплейстоценовой геотемпературной зональности (см. рис. 1, 2). Допущение базируется на климатообразующем значении обширных многолетних паковых льдов, занимавших акваторию Арктического бассейна вплоть до самого побережья и обоснование этого допущения приводилось в публикации [*Романовский и др., 1997* б].

7. Засоленные мерзлые отложения осушенного шельфа были перекрыты континентальными незасоленными синкриогенными отложениями „ледового комплекса". Температура замерзания-оттаивания этих отложений –0 °С. Предположительно наибольшей мощности (многих десятков метров) „ледовый комплекс" достигал близ современного побережья, где шельф был осушен более 100 тыс. лет, в отрицательных новейших структурах, характеризовавшихся по С. С. Драчеву и др. [*Drachev et. al., 1995*] направленным опусканием в течение всего этого времени.

ТРАНСГРЕССИЯ МОРЯ И ДЕГРАДАЦИЯ МЕРЗЛОТЫ НА ШЕЛЬФЕ

Деградационный этап развития шельфовой мерзлоты моря Лаптевых разделяется на две фазы: первую, длившуюся от 18—16 до 8—7 тыс. лет назад, и вторую, продолжающуюся с 8—7 тыс. лет назад. до современности. Для первой фазы морской трансгрессии характерны следующие особенности.

1. Скорость подъема уровня моря при трансгрессии достигала 15 мм/год, а перемещение береговой линии внутрь шельфа 40—80 м/год. Столь быстрое перемещение берега приводило к затоплению „ледового комплекса" вместо разрушения его термоабразией. Кроме того, развитию термоабразии препятствовали большая ледовитость моря и низкая температура воды, близкая к –2 °С.

2. Деградация ММП проходила на участках размыва донных отложений и там, где морская вода непосредственно контактировала с сильнольдистыми породами. В местах осадконакопления происходило „захоронение" ледового комплекса. Темп перехода мерзлых отложений в охлажденные был здесь низким, вследствие малых скоростей диффузии солей через пылеватые продукты размыва субаэральных синкриогенных пород.

3. Трансгрессия протекала на фоне периодических колебаний климата с тенденцией к потеплению. В кратковременные криохроны формировались льдистые мерзлые толщи. Так, к похолоданию порт-брюс (15,5—14,5 тыс. лет назад) относится формирование низов алешкинской свиты на Колымской приморской низменности [*Каплина, 1981*]. В эпохи потепления на рубеже плейстоцена и голоцена на шельфе и на приморских низменностях северо-востока Евразии начинается прогрессивное развитие озерного термокарста [*Каплина, Ложкин, 1978*] (см. рис. 3,*е*) и формирование аласов. Эти процессы происходят как на низменностях, так и на шельфе. Авторы датируют его межстадиалами белинга (12,8—12,3 тыс. лет назад) и аллереда (11,8—11,0 тыс. лет назад), поскольку в бореальный оптимум голоцена аласы, как форма рельефа уже существовали.

Огромное количество несквозных подозерных таликов было затоплено на шельфе наступающим морем. Отрицательно-температурные морские воды, перекрывая талые отложения, насыщенные пресной водой, вызывали их промерзание и образование субмаринных булгунняхов [*Are, 1988*]. В то же время на низменностях прогрессивное развитие озерного термокарста продолжалось. В результате многие талики под крупными озерами из несквозных превращались в сквозные. Последние в настоящее время могут служить местами выходов газов, образующихся при разложении органического вещества, законсервированного в мерзлых отложения плейстоценового возраста [*Zimov et al., 1997*] и скопившихся ниже мерзлоты в зоне стабильности гидратов газов (см. рис. 1). Второй этап трансгрессии (8—7 тыс. лет назад — современность) характеризуется следующими особенностями.

1. Повышение уровня Мирового океана замедлилось до 1—3 мм/год. Произошли гумидизация и потепление климата, возрастание поверхностного стока и повышение температуры речных и морских вод в прибрежной полосе [*Шер, 1997*]. Это определило развитие термоабразии морских берегов, которая протекает со средней скоростью 4—6 м/год. Под воздействием этого процесса шельф моря Лаптевых за последующие 7—8 тыс. лет расширился на 30—50 км.

2. Важнейшим следствием термоабразии является уничтожение наиболее льдистой верхней части разреза четвертичных отложений. В результате этого деградация мерзлых толщ протекает быстрее, так как морские воды воздейству-

ют на малольдистые, часто засоленные отложения, имеющие температуру оттаивания ниже 0 °С. Оттаявшие и перемытые отложения разрушенных термоабразией берегов являются столь же значительным (если не более) источником поступления минерального материала в море, как и твердый речной сток.

3. В раннем голоцене по мнению Т. Н. Каплиной и А. В. Ложкина [*1978*] термокарст на приморских низменностях Восточной Якутии затухает. Однако сформировавшиеся ранее термокарстовые озера и котловины—аласы продолжают служить местами аккумуляции осадков, образующихся из протаивающих и разрушающихся отложений ледового комплекса. Это явление существенно снизило объем твердого речного стока. Вместе с тем термокарстовые озера и аласы, днища которых находились ниже уровня моря, затапливаются морем, превращаясь в лагуны.

4. Распреснение и повышение температуры морских вод в прибрежной полосе, часто до положительных значений, активизирует протаивание ММП и формирование несквозных субмаринных таликов (см. рис. 1,*Б*) в зоне, ограничиваемой берегом и изобатами −10, −15 м.

5. Образование сквозных субмаринных подрусловых и особенно подозерных таликов в результате таяния ледового комплекса в субаэральных условиях, приводило к дезинтеграции зоны стабильности гидратов газов (см. рис. 1,*Б*). Масштабы и особенности этого процесса требуют особого исследования. На этом же этапе на шельфе формируются сквозные талики по активным разломам с высокими значениями внутриземного теплового потока, а также обусловленные сейсмическими явлениями.

6. Характерной особенностью второго этапа трансгрессии стало образование речных дельт и „дельтовой мерзлоты". Последняя весьма динамична, характеризуется большими вариациями температуры и мощности, наличием эпикриогенных, син- и парасинкриогенных фаций речных, озерных, прибрежно-морских и дельтовых отложений [*Григорьев, 1966; Григорьев, 1993; Катасонов, 1972*].

7. Большое значение в сохранении мерзлоты на внешней части шельфа моря Лаптевых имеет Сибирская полынья. Ее положение в восточной части моря соответствуют глубинам 20—40 м [*Dmitrenko et al., 1995*]. С полыньей связано формирование зимой молодого льда и особо низкотемпературных тяжелых рассолов [*Deathleff, 1994; Churun, Timochov, 1995*]. Опускаясь на дно и стекая по уклону шельфа, такие рассолы со времени образования полыньи, охлаждают донные осадки, предохраняя ММП от оттаивания (см. рис. 1,*Б*). Этому воздействию подвержена периферийная часть шельфа, а также подводные части долин Лены, Яны, Хатанги и Анабара.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ШЕЛЬФА

Геологическая модель шельфа моря Лаптевых была принята согласно геоструктурным построениям, выполненным С. С. Драчевым [*Drachev et al., 1995*]. Новейшие сейсмогеологические исследования показали, что на Лаптевском шельфе развиты рифты и крупные поднятия, в свою очередь разбитые на крупные блоки глубинными разломами. В позднем кайнозое шельф испытывал общее, но дифференцированное опускание. Это привело к накоплению толщи слабо литифицированных отложений мощностью от 0,4 до 2 км. Позднекайнозойские отложения перекрыли упомянутые выше тектонические структуры и выровняли современную поверхность шельфа. Существенно, что в толщу шельфовой мерзлоты преимущественно входят именно эти отложения. Они представлены как морскими, так и континентальными фациями отложений, но при трансгрессиях насыщавшихся солеными водами.

В высшей степени вероятно, что над длительно опускавшимися блоками мощность позднеплейстоценовых континентальных синкриогенных высокольдистых отложений существенно больше, чем на поднятиях. Влияние новейших тектонических движений на изменение мощности мерзлоты установлено в тектонически активных регионах северо-востока Евразии [*Basisty, Buiskich, 1995*]. В опускающихся структурах мощность мерзлых толщ может увеличиваться по сравнению со стабильными участками. При этом опускание поверхности компенсируется накоплением синкриогенных отложений. Сходные условия прогнозируются и в тектонически активных зонах на шельфе моря Лаптевых.

ТЕПЛОВЫЕ ПОТОКИ НА ШЕЛЬФЕ

Материалы О. В. Веселова и Е. Н. Липиной [*1982*] показывают, что рифтовые области на континентах характеризуются большими вариациями величин плотности внутриземного теплового потока q. Высокая дифференцированность значений q на шельфе моря Лаптевых обусловлена его сложным тектоническим строением. Более низкие и выдержанные по площади (фоновые) значения q (40—50 мВт/м^2) характерны для тектонических блоков, а более высокие — для разделяющих их зон разломов. В последнем случае величины q могут превышать фоновые примерно в 2 раза, а локально — во много раз.

Фактические измерения тепловых потоков в регионе существуют только на суше. Так в непосредственной близости от берега моря тепловые потоки измерены в Тикси (Усть-Ленский рифт) и на о. Бол. Ляховский, расположенного в пределах тектонического поднятия.

Для западной части шельфа характерны, видимо, более низкие значения теплового потока (около 40 мВт/м^2, возможно ниже). Скважины в этой части региона находятся на 200—250 км южнее побережья на северном обрамлении Анабарского щита [*Каталог..., 1985*].

Все приведенные данные характерны для стабильных, ненарушенных тектонических блоков. Указанные значения теплового потока и были приняты при моделировании эволюции мерзлоты в пределах ненарушенных разломами блоков земной коры. Для разломов значения q при расчетах удваивались.

Для шельфа моря Лаптевых помимо новейшей тектонической активности характерна высокая сейсмичность. При этом эпицентры землетрясений тяготеют к зонам разрывных нарушений. По аналогии с сопредельными территориями, например хр. Кулар [*Афанасенко и др., 1973*], под влиянием сейсмических толчков по разломам возможно новообразование сквозных таликов, по которым начинается разгрузка подземных напорных вод.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ МОДЕЛИРОВАНИЯ ЭВОЛЮЦИИ МЕРЗЛОТЫ НА ШЕЛЬФЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Выбор характерных разрезов, состава и свойств отложений, определение нижних граничных условий осуществлялся в основном на основе сейсмо-стратиграфического и геолого-структурного районирования шельфа. Оно основано на опубликованных данных [*Drachev et al., 1995*], в которые С. С. Драчевым внесены коррективы по материалам, полученным в последние годы.

Адаптированный для моделирования сценарий учитывает время и природные условия осушения и затопления различных по батиметрии частей шельфа, продолжительность и условия аградации и деградации мерзлоты, геотемпературную широтную зональность, а также накопление, сохранение или размыв синкриогенных высокольдистых отложений, а следовательно различия в температурах замерзания-оттаивания отложений.

Сроки осушения и затопления шельфа с учетом его батиметрии, продолжительность аградации ММП при регрессии моря и деградации при его трансгрессии учитывалось в соответствии с палеогеографическими реконструкциями [*Романовский и др., 1997* а]. В качестве верхних граничных условий использовались кривые изменения температуры на поверхности массива пород на шельфе, что соответствует условиям I-го рода [*Романовский и др., 1997* б].

Размер модели принимался равным 3 км. На нижней границе расчетной области задавались условия II-го рода (тепловой поток). Расчеты производились для значений 50 мВт/м^2 в пределах тектонических блоков земной коры и 100 мВт/м^2 для зон тектонических разломов.

Геологические разрезы массивов, для которых проводилось моделирование, выбирались по данным геоструктурного районирования [*Drachev et al., 1995; Романовский и др., 1997* а]. Теплофизические свойства отложений подбирались по данным, характерным для засоленных грунтов Западной Сибири, и по справочнику „Теплофизические свойства грунтов“ [*1984*].

Начальные условия задавались исходя из допущения об отсутствии ММП на шельфе моря Лаптевых к моменту осушения каждого из интервалов глубин и стационарного распределения температуры по глубине:

$$t = 0:\ T_n(z, 0) = T_n - 1(0) + zq/\lambda_n,$$

где T_n — температура на подошве n слоя, z — глубина, q — геотермический поток, λ_n — теплопроводность n слоя.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ МОЩНОСТИ МЕРЗЛОТЫ НА ШЕЛЬФЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

На основании результатов математического моделирования можно сделать следующие выводы о закономерностях пространственной изменчивости мощностей многолетнемерзлых пород (ММП) на шельфе моря Лаптевых.

В диапазоне глубин 0 м (современный берег) — изобата −20 м для 72—77° с.ш. мощность ММП увеличивается к северу. Так на изобате −20 м в пределах поднятий мощность ММП увеличивается от 310—350 м на широтах 72—73° с.ш. (мелководье к северу от дельты Яны) до 470 м на широте 77° с.ш. (севернее о-ва Котельный, рис. 4, табл. 2).

Наиболее яркой является зависимость мощности ММП от современных глубин моря. С увеличением последних происходит уменьшение мощности криолитозоны, обусловленное сокращением времени промерзания и увеличением времени деградации мерзлоты. Так на широте 77° мощность ММП уменьшается от 530—470 м на изобате −20 м до −80 и менее на изобатах −65, −100 м (см. табл. 2). Начиная с указанных изобат до внешней бровки шельфа возможно ее прерывистое распространение.

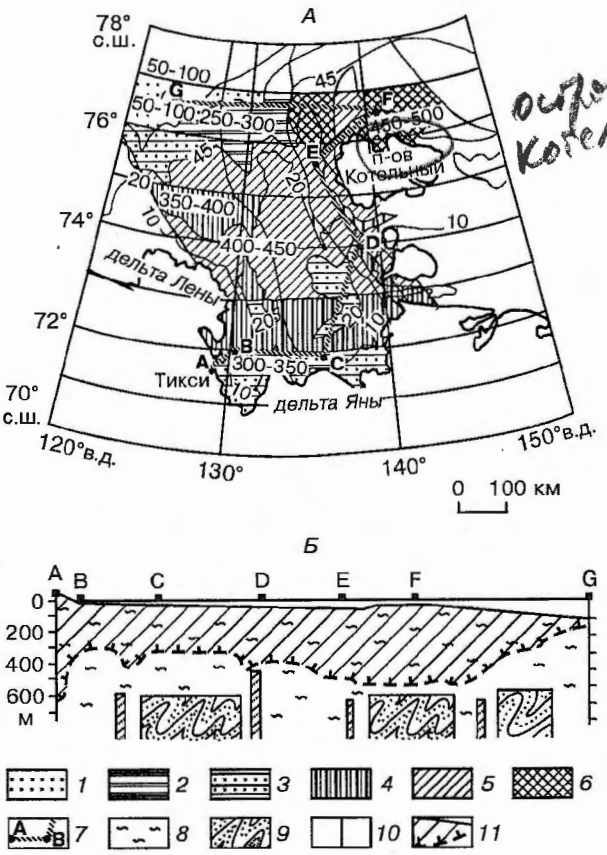


Рис. 4. Схематическая карта современных мощностей реликтовых мерзлых толщ в восточной части шельфа моря Лаптевых (*А*) и схематический разрез по линии A-B-C-D-E-F-G (*Б*) (результаты математического моделирования).

1—6 — мощность реликтовых мерзлых толщ (м): *1* — 50—100; *2* — 250—300; *3* — 300—350; *4* — 350—400; *5* — 400—450; *6* — 450—500; *7* — линия геокриологического разреза, *8* — отложения осадочного чехла, *9* — породы складчатого фундамента, *10* — тектонические разломы, *11* — многолетнемерзлые толщи и их нижняя граница.

Сложное неотектоническое строение вкупе с батиметрией определяют мозаичность в распределении мощности ММП по акватории.

Повсеместно ниже ММП в разрезе шельфовой мерзлоты находится слой охлажденных пород. Мощность этого слоя варьирует от 70 до 100—120 м. В пределах зон тектонических нарушений с высокими значениями теплопотоков ММП могут полностью замещаться охлажденными отложениями. В наибольшей степени это относится к внешней части шельфа.

В историческом аспекте наибольшей мощности толщи ММП достигли в конце сартанского криохрона (примерно 18 тыс. лет назад). Мощность толщи мерзлых пород в это время была примерно на 150—200 м больше современной (рис. 5).

Таблица 2. Современные мощности толщи многолетнемерзлых пород в восточной части шельфа моря Лаптевых (результаты моделирования)

Изобата	72° с.ш.	73° с.ш.	74° с.ш.	75° с.ш.	76° с.ш.	77° с.ш.
Положительные тектонические структуры						
−20	310	350	390	430	450	470
−45	—	—	350	370	410	450
−65	—	—	—	250	290	290
−100	—	—	—	—	—	80
Отрицательные тектонические структуры						
−20	330	370	410	450	490	530
−45	—	—	370	410	450	470
−65	—	—	—	290	310	330
−100	—	—	—	—	—	80

До начала затопления шельфа для полосы современный берег—изобаты −15, −20 м (начало затопления примерно 7 тыс. лет назад), мощность ММП изменялась весьма незначительно, несмотря на наличие кратковременных потеплений, происходивших, начиная с 16 тыс. лет назад. Эти потепления практически не влияли на мощность мерзлоты, являясь вместе с тем импульсами для начала озерного термокарста.

На участках, где верхняя часть разреза сложена синкриогенными отложениями „ледового комплекса“, происходило оттаивание ММП сверху на глубину 70—100 м.

ВЫВОДЫ

Основные геокриологические особенности шельфа моря Лаптевых предопределены историей его развития, преимущественно в течение последнего гляциоэвстатического цикла (120 тыс. лет тому назад — современность).

1. Реликтовые ММП имеют практически сплошное распространение до изобат −60 — −70 м и, скорее всего, прерывистое на больших глубинах вплоть до внешней бровки шельфа.

Прогнозируется существование линейно вытянутых таликов в зонах крупных разломов с высокими величинами теплопотоков (от 100 мВт/м² и более). В русловой части палеодолин крупных рек, видимо, также существуют несквозные и сквозные талики.

2. В прибрежной зоне, до изобат −15, −20 м, известны глубокие несквозные и сквозные талики сложной конфигурации, возникшие в результате развития термокарстовых озер и влияния относительно теплых опресненных реками морских вод. Массивы мерзлых пород, кровля которых практически совпадает с морским дном, известны на месте недавно размытых островов,

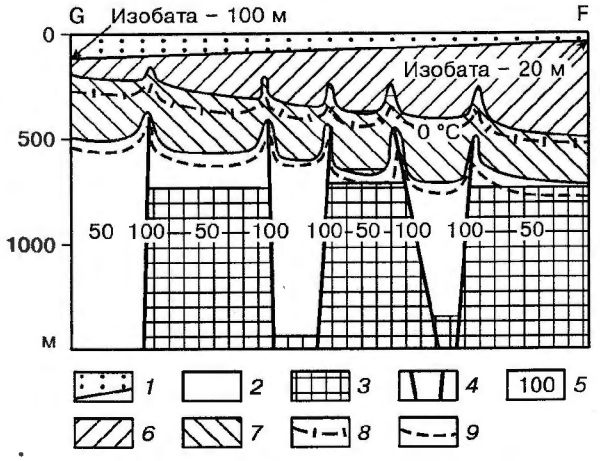


Рис. 5. Схематический геокриологический разрез по линии G—F от изобаты –20 м севернее о-ва Котельный до внешнего края шельфа.

1 — морская вода, *2* — отложения осадочного чехла, *3* — породы складчатого фундамента, *4* — тектонические разломы, *5* — плотность геотермического потока (мВт/м^2), *6* — мерзлые толщи, сохранившиеся к настоящему времени, *7* — нижняя часть мерзлой толщи, деградировавшая с момента затопления морем, *8* — современная нижняя граница криолитозоны, *9* — нижняя граница криолитозоны 18 тыс. лет назад.

слагавшихся „ледовым комплексом", и вдоль отступающих под воздействием термоабразии берегов.

3. Наибольшие мощности реликтового слоя ММП (до 520 м, возможно более) прогнозируются в полосе изобат 0—20 м в высоких широтах (севернее о-ва Котельный) в пределах грабенов платформенных структур. Еще большие мощности мерзлых толщ можно ожидать в пределах консолидированных блоков литосферы с невысокими теплопотоками (30—40 мВт/м^2) в западной части моря Лаптевых.

4. Кровля реликтового слоя ММП на шельфе повсеместно неровная. Предполагается, что наименьшая мощность неконсолидированных охлажденных (оттаявших) отложений над ММП характерна для участков, сложенных с поверхности сильнольдистыми синкриогенными породами, перекрытыми тонкодисперсными морскими голоценовыми осадками. Последние могут находиться в мерзлом состоянии.

5. Максимальных мощностей шельфовая мерзлота достигла в конце сартанского криохрона (примерно 18 000 лет назад). К настоящему времени мощность слоя реликтовых ММП сократилась за счет оттаивания снизу под влиянием геотермического потока тепла на 150—200 м.

6. Ниже ММП повсеместно находится слой охлажденных ниже 0 °С отложений мощностью от 70 до 120 м.

В заключение необходимо отметить, что изложенные материалы не являются окончательными результатами русско-германских исследований криолитозоны моря Лаптевых. Планируемое дальнейшее изучение четвертичной истории региона, исследование температур донных отложений и интерпретация результатов геофизических работ будут использоваться для уточнения предложенных палеогеографической и математической моделей эволюции мерзлоты шельфа моря Лаптевых.

Работа сделана в рамках русско-германского научного сотрудничества и поддержана Институтом им. Альфреда Вегенера (Потсдамское отделение) и институтом ГЕОМАР (Киль). Авторы благодарны Германскому Министерству науки и технологии (BMBF Grant № 5254003 0G0517A), которое частично субсидировало эту работу. Часть денег на исследование было получено по гранту 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., 1996, с. 85—109.

Афанасенко В. Е., Романовский Н. Н., Булдович С. Н. О минеральных водах Полоусненско-Туостахского и Кулярского криогенных гидрогеологических массивов // Тез. докл. VII совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск—Новосибирск, 1973, с. 72.

Веселов О. В., Липина Е. Н. Каталог данных о тепловом потоке востока Азии, Австралии и запада Тихого Океана. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1982, 121 с.

Григорьев М. Н. Криоморфогенез устьевой области р. Лена. Якутск, Издание Ин-та мерзлотоведения СО РАН, 1993, 176 с.

Григорьев Н. Ф. Многолетнемерзлые породы Приморской зоны Якутии. Наука, 1966, 180 с.

Жигарев Л. А. Океаническая криолитозона. М., Изд-во МГУ, 1997, 320 с.

Зубаков В. А. Глобальные климатические события в плейстоцене. Л., Гидрометеоиздат, 1986, 288 с.

Каплина Т. Н. История мерзлых толщ северной 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., 1978, № 2, с. 69—76.

Каплина Т. Н., Ложкин А. В. Возраст „ледового комплекса" приморских низменностей Якутии //Изв. АН СССР, сер. геогр., 1982, № 2, с. 84—95.

Каталог данных по тепловому потоку Сибири // Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, Новосибирск, 1985, 82 с., карта.

Катасонов Е. М. Типы мерзлых толщ и проблемы криолитологии // Геокриологические и гидрогеологические исследования Сибири. Якутск, Якутское кн. изд-во, 1972, с. 5—16.

Кинд Н. В. Оледенения Верхоянских гор и положение их в абсолютной геохронологической шкале верхнего антропогена Сибири // Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. М., Наука, 1975, с. 124—132.

Конищев В. Н. Палеотемпературы ледового комплекса Северной Азии // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке // Тез. докл. С.-Пб., 1998, с. 114.

Котляков В. М., Лориус К. Глобальные изменения климата за последний ледниковый-межледниковый цикл // Изв. АН СССР, сер. геогр., 1992, № 1, с. 5—22.

Общая геокриология // Под ред. В. А. Кудрявцева. М., Изд-во МГУ, 1978, 420 с.

Романовский Н. Н. Новые данные о строении четвертичных отложений о-ва Бол. Ляховский (Новосибирские острова) // Науч. докл. высшей школы. Географические науки. М., Изд-во МГУ, 1958, № 2, с. 243—248.

Романовский Н. Н., Гаврилов А. В., Холодов А. Л. и др. Реконструкция палеогеографических условий шельфа моря Лаптевых для позднеплейстоцен-голоценового гляциоэвстатического цикла // Криосфера Земли, 1997а, т. 1, № 2, с. 42—49.

Романовский Н. Н., Гаврилов А. В., Холодов А. Л. и др. Распространение и мощность субмаринной мерзлоты на шельфе моря Лаптевых // Криосфера Земли, 1997б, т. 1, № 3, с. 9—18.

Селиванов А. О. Изменение уровня Мирового океана в плейстоцене-голоцене и развитие морских берегов. М., ИВП РАН, 1996, 268 с.

Теплофизические свойства горных пород // Под ред. Э. Д. Ершова. М., Изд-во МГУ, 1984, 204 с.

Шер А. В. Природная перестройка в Восточно-Сибирской Арктике на рубеже плейстоцена и голоцена и ее роль в вымирании млекопитающих и становлении современных экосистем (сообщение 2) // Криосфера Земли, 1997, т. 1, № 2, с. 3—11.

Are F. E. Thermal abrasion of sea coasts (parts I and II) // Polar Geography & Geology, 1988, 12, p. 1—157.

Barnola J. M., Raynond D., Korotkevich Y. S., Lorius C. Vostok ice core provides 160 000 years record of atmospheric CO_2 // Nature, 1987, vol. 329, № 6138, p. 408—414.

Basisty V. A., Buiskich A. A. The role of neotectonics in evolution of cryolitic zone, Magadan // ICAM-94 Proceedings: Permafrost and Engineering Geology, 1995, p. 327—331.

Chappel J., Omura A., McCulloch M. et. al. Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records // Earth Planet. Lett., 1996, 141, p. 227—236.

Churun V. N., Timochov L. A. Cold Bottom Water in the Southern Laptev Sea // Reports on polar research, 1995, № 176, p. 107—114.

Dansgaard W., Johnsen S. J., Clausen H. B. et. al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record // Nature, 1993, vol. 364, p. 218—220.

Deathloff D. Dynamics of the Laptev Sea Flaw Lead // Reports on Polar Research, 1994, № 144, p. 49—54.

Dmitrenko I. A. TRANSDRIFT Shipboard Scientific Party. The Distribution of River Run-off in Laptev Sea: The Environmental Effect // Reports on Polar Research, 1995, № 176, p. 114—121.

Drachev S. S., Savostin L. A., Bruni J. E. Structural Pattern and Tectonic History of the Laptev Sea Region // Reports on Polar Research, 1995, № 176, p. 348—367.

Fairbanks R. G. A 17 000-year glacial-eustatic sea level: influents of glacial melting rates on Younger Drias event and deep ocean circulation // Nature, 1989, vol. 342, 7, p. 637—642.

Phillips R. L., Grantz A. Quaternary history of sea ice and paleoclimate in Amerasia basin, Arctic Ocean, as recorded in the cyclical strata of Northwind Ridge // GSA Bulletin, September 1997, vol. 109, № 9, p. 1101—1115.

Romanovskii N. N., Gavrilov A. V., Kholodov A. L. et al. The Forecasting Map of Laptev Sea Shelf Off-shore Permafrost // Proceedings of the Seventh Permafrost International Conference. Yellowknife, Canada, 1998.

Zimov S. V., Voropaev Y. V., Semiletov I. P. et. al. North Siberian Lakes: A Methane Source Fueled by Pleistocene Carbon // Science, 1997, 277(5327), p. 800—801.

Поступила в редакцию
23 ноября 1998 г.