

КРИОЛИТОЗОНА ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО ШЕЛЬФА В ПОСЛЕДНИЕ 80 000 ЛЕТ

И. Д. Данилов, И. А. Комаров, А. Ю. Власенко

Московский государственный университет, геол. ф-т, 119899, Москва, Воробьевы горы, Россия

Анализ современных геолого-геоморфологических данных позволил создать модель развития прибрежно-шельфовой криолитозоны восточного сектора арктического шельфа Евразии (на примере Восточно-Сибирского моря) для последних 80 000 лет, которые включают эпохи двух крупных криохронов, отвечающих зырянской и сартанской регрессиям, и эпохи двух термохронов, отвечающих каргинской и голоценовой трансгрессиям. Для каждой эпохи выявлены величины колебаний относительного уровня моря, соотношения осушенных и затопленных площадей шельфа, температуры воздуха и земной поверхности. На основе перечисленных параметров с учетом теплофизических свойств пород и величины внутриземного теплового потока проведено компьютерное моделирование развития субмаринной криолитозоны и получены предварительные значения ее современной мощности в прибрежной, центральной и внешней частях восточно-сибирского шельфа.

Криолитозона, арктический шельф, поздний плейстоцен, голоцен, Восточно-Сибирское море, модель

THE CRYOLITHOZONE OF THE EAST SIBERIAN SHELF DURING THE LAST 80 000 YEARS

I. D. Danilov, I. A. Komarov, A. Yu. Vlasenko

Moscow State University, Department of Geology, 119899, Moscow, Vorobjovy Gory, Russia

Analysis of the recent geology-geomorphological data allowed us to create a model of coastal-shelf cryolithosphere evolution in the eastern arctic Eurasian shelf (the East Siberian Sea as an example) during the last 80 000 years. This epoch includes two large cryochrons corresponding to the Zyryan and Sartan regressions, and two thermochrons corresponding to the Karga and Holocene transgressions. The following parameters have been established for every epoch: the range of relative sea level variations, correlations between the area of drained and flooded shelf regions, air and surface land temperatures. Computer modeling of the submarine cryolithozone evolution was performed on the basis of the above-mentioned parameters with special reference to thermophysical properties of rocks and the value of intraterrestrial heat flow. This led to appropriate results.

The cryolithozone, Arctic shelf, Late Pleistocene, Holocene, East-Siberian sea, model

ВВЕДЕНИЕ

Выполненное исследование базируется прежде всего на материалах по Восточно-Сибирскому морю, которое практически целиком расположено в пределах материковой отмели и имеет площадь по разным оценкам 901—936 тыс. км². Это наиболее мелководный среди арктических морей водоем, его преобладающие глубины составляют 20—30 м.

Для гидрологического режима моря в его относительно глубоководной части характерна температурно-солевая стратификация вод. Несмотря на относительно небольшой материковый сток (250 км³ в год), площадь распространения приповерхностных опресненных вод (средняя соленость 25 г/л) составляет 340 тыс. км², т. е. более 1/3 площади моря; ниже находятся водные толщи со средней соленостью 30 г/л [Добровольский, Залогин, 1982]. В южной прибрежной,

самой мелководной и опресненной части моря преобладающая соленость вод изменяется от 6—7 до 18—19 г/л; здесь температурно-солевая стратификация водных толщ отсутствует.

Восточно-Сибирское море самое холодное из арктических морей, омывающих Евразию: температура воды летом в открытом море составляет 0—2 °С, увеличиваясь в прибрежных районах близ устьев рек до 3—4 °С, а в отдельных случаях до 7—8 °С. Зимой температура подледных вод в зависимости от солености колеблется от -0,2 — -0,6 до -1,5 — -1,8 °С. В придонных слоях температура относительно постоянна и составляет -1,5 — -1,9 °С [Добровольский, Залогин, 1982].

Ледовый режим Восточно-Сибирского моря один из наиболее суровых, зимой в западной части оно почти целиком покрыто припайным льдом, ширина которого в районе Новосибирских

островов достигает 500—600 км, уменьшаясь к востоку от Чаунской губы до 5—20 км. Полосу припайных льдов лимитируют изобаты 20—25 м — глубина осадки наиболее крупных „стамух“, т. е. торосов, севших на мель. Плавающие льды сохраняются на поверхности моря и в течение лета, освобождаясь от них только прибрежная зона в западной части моря шириной от десятков до первых сотен километров, в восточной же части льды держатся круглый год. В центре акватории моря находится устойчивый массив однолетних льдов (Новосибирский), в восточной — массив многолетних, паковых льдов (Айонский), приносимых из центральной части Арктического бассейна.

К северу от области припайных льдов располагается заприпайная Новосибирская полынья, образующая полосу шириной до 50—100 км, где формируется молодой морской лед и происходит интенсивное охлаждение поверхностных вод. Полагают, что они, опускаясь вниз, стекают по континентальному склону, достигая океанического ложа, что способствует охлаждению донных пород и пребыванию их в поле отрицательных температур [Неизвестнов, Соловьев, 1989].

ДАННЫЕ О СУБМАРИННОЙ КРИОЛИТОЗОНЕ

Данные о субмаринной криолитозоне восточно-сибирского шельфа немногочисленны. Мощность толщ многолетнемерзлых пород и температура последних на прибрежных равнинах составляют соответственно: в районе устья Индигирки 500—700 м и -9 — -11 °С; в районе устья Колымы до 600 и -8 — -10 ; в районе Чаунской губы 300—500 и -5 — -7 ; в восточной части Новосибирских островов 600—700 м и -13 — -14 °С. На самых северных островах архипелага температура пород понижается до -16 °С.

Непосредственно в пределах акватории моря мерзлые толщ вскрыты буровыми скважинами: в проливе Дмитрия Лаптева до изобат 14—15 м (мощность их здесь колеблется от 2,7 до 41,2 м); к северо-востоку от о. Большой Ляховский; близ устья р. Колыма [Неизвестнов, Соловьев, 1989; Теленев, 1981; Фартышев, 1993]. Кровля мерзлых пород может залегать почти у поверхности дна на участках его размыва, нередко она находится на глубине 10—20 и максимумом — 70—100 м; подошва их в большинстве случаев не вскрыта. Вскрытые бурением породы представлены льдистыми алевритами, суглинками, глинами с характерной для эпигенетического типа промерзания отложений криотекстурой.

Выполненные на основе палеогеокриологических моделей расчеты позволили их авторам [Неизвестнов, Соловьев, 1989] предполагать,

что в прибрежной зоне до изобаты 10 м реликтовые мерзлые толщ имеют сплошное распространение и мощность свыше 130 м у берега. На расстоянии 20—30 км от него она резко сокращается и составляет около 30 м. На основной же площади Восточно-Сибирского моря между изобатами 10 и 50—60 м предполагается фрагментарное распространение островов мерзлых пород среди толщ, содержащих криопэги морского типа.

В связи с вышеизложенным следует отметить, что для расположенного западнее и близко по природным характеристикам моря Лаптевых получены, согласно результатам моделирования, максимальные значения предполагаемой мощности субаквальных мерзлых толщ, равные 1100—1400 м и более [Фартышев, 1993], хотя существуют также расчетные данные об их островном распространении на основной площади моря и мощности порядка 180 м [Жигарев, 1997]. В море Бофорта, также отличающемся суровыми природными условиями, на основе геофизических исследований и бурения в районе дельты р. Маккензи закартированы субаквальные мерзлые толщ, имеющие сплошное распространение до глубин 200 м и мощность 500—700 м [Taylor et al., 1996].

РЕЛЬЕФ ДНА И ПОБЕРЕЖИЙ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ КАК ИНДИКАТОР КОЛЕБАНИЙ ЕГО УРОВНЯ

С целью детализации этапов развития криолитозоны Восточно-Сибирского моря в позднем плейстоцене и голоцене была составлена карта рельефа его дна и побережий (рис. 1). Она основывается на анализе батиметрических карт различного масштаба, проведенном В. Ю. Бирюковым и Л. Н. Морозовой; выводы частично опубликованы [Морозова и др., 1979]. На карте прослеживаются отличающиеся по морфологии и глубине ступени рельефа, отвечающие этапам стабилизации уровня моря в ходе трансгрессии самого конца плейстоцена — первой половины голоцена. Они фиксируются также затопленными береговыми линиями и дельтами палеорек.

Достаточно четко выявляется наиболее глубоководная относительно крутонаклонная поверхность — переходная от шельфа к континентальному склону. Выше располагается плоская поверхность окраинной зоны шельфа с двумя ступенями на глубинах 55—50 и 50—45 м, к которым привязаны самые древние дельты палеорек. Для них (смежный район моря Лаптевых) имеются датировки абсолютного возраста по ^{14}C , наиболее древняя из которых 18 400 лет назад [Holmes, Creager, 1974]. Еще выше располагается плоскоступенчатая поверхность внешней зоны

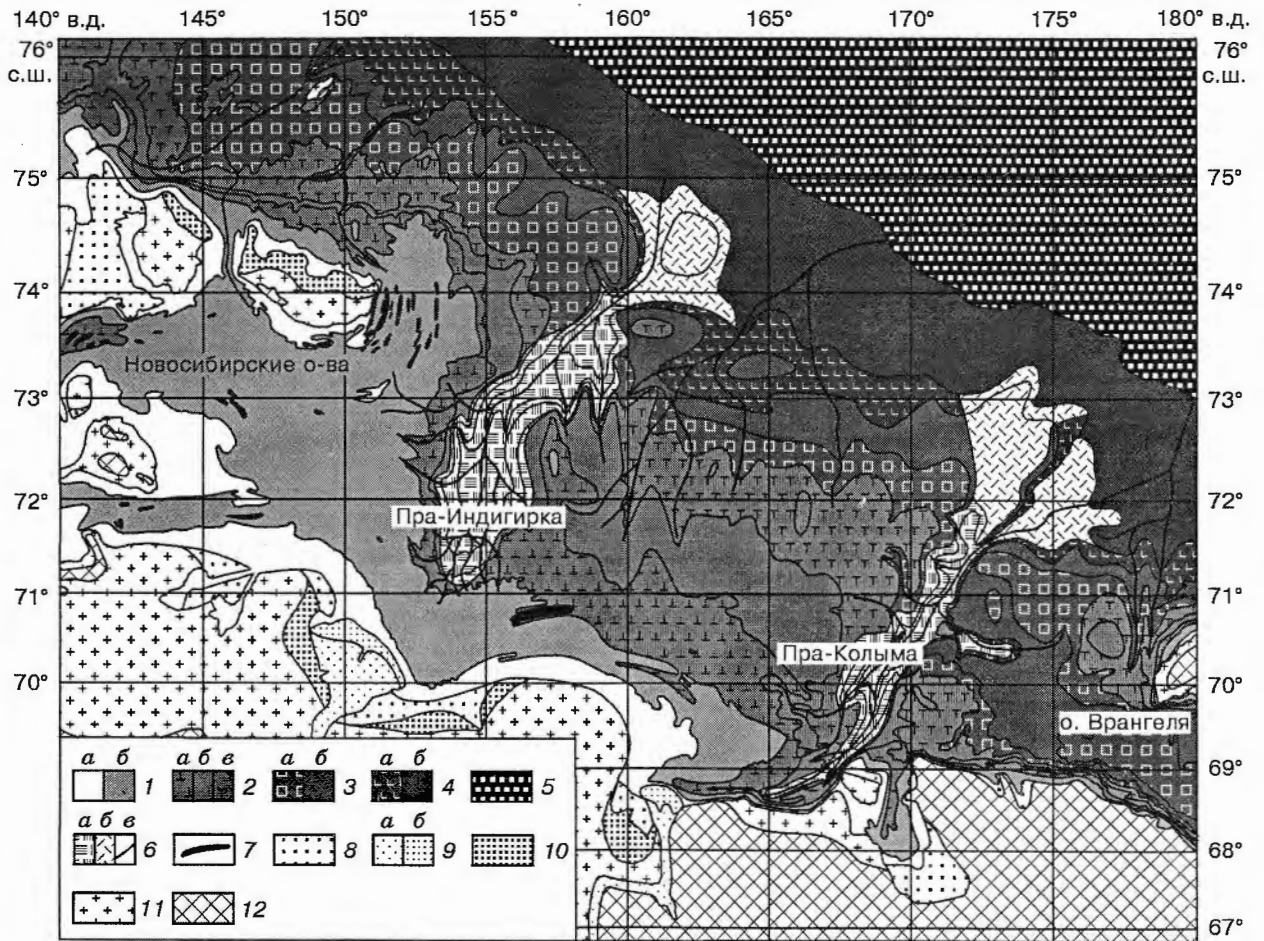


Рис. 1. Карта рельефа дна и побережий Восточно-Сибирского моря, отражающая этапы его развития (трансгрессивно-регрессивные циклы) в позднем плейстоцене и голоцене.

1—7 — рельеф дна моря: 1 — неровная поверхность мелководной зоны с преимущественным илисто-песчаным осадконакоплением и с хорошо выраженными прибрежными формами рельефа (глубины 0—10 м (а) — подводные термоабразионные береговые склоны, аванделты, днища заливов, лагуны; глубины 10—20 м (б) — подводные термоабразионные береговые склоны и обширные отмели на месте размытых островов); 2 — плоскоступенчатая поверхность центральной зоны шельфа с преимущественно илстым осадконакоплением (ступени на глубинах: а — 20—25, б — 25—30, в — 30—35 м); 3 — плоскоступенчатая поверхность внешней зоны шельфа, расчлененная поперечными ложбинами, с преимущественно илсто-глинистым осадконакоплением (ступени на глубинах: а — 35—40, б — 40—45 м); 4 — плоская глубоководная поверхность окраинной зоны шельфа с преимущественно глинистым осадконакоплением (ступени на глубинах: а — 45—50, б — 50—55 м); 5 — наклонная поверхность зоны с относительно быстро нарастающими глубинами и глинистым осадконакоплением — переходная область между шельфом и континентальным склоном; 6 — затопленные речные долины и дельты Пра-Колымы, Пра-Индигирки и др. (а — долины, б — дельты, в — русла); 7 — подводные баровые постройки; 8—12 — рельеф прибрежной суши и островов: 8 — низкая (10—12 м) морская терраса голоценового возраста, 9 — долины и дельты в устьях наиболее крупных современных рек голоценового возраста (а — долины, б — дельты), 10 — морская (каргинская) терраса позднеплейстоценового возраста, 11 — аккумулятивные равнины, сложенные породами позднеплейстоценового ледового комплекса с широким развитием аласных котловин, 12 — возвышенности и низкогорное обрамление равнин.

шельфа, слабо расчлененная поперечными ложбинками, также включающая два уровня на глубинах 45—40 и 40—35 м, к которым привязаны более молодые дельты палеорек.

Основную же площадь дна Восточно-Сибирского моря занимает в целом плоская, слабо расчлененная поверхность, в пределах которой выделяются ступени, подчеркнутые затопленны-

ми береговыми линиями, на глубинах 35—30, 30—25 и 25—20 м. Наконец прибрежная мелководная зона в интервалах глубин 20—10 и 10—0 м отвечает подводным береговым склонам термоабразионных относительно приглубых берегов, областям мелководий на месте размытых островов и областям прибрежной аккумуляции. Для нее в районе пролива Санникова (глубина

моря 10—15 м) по ^{14}C получена датировка возраста 10 250 лет [Фартышев, 1993].

Все вышеперечисленные поверхности (за исключением наиболее глубоководной и мелководной) расчленены системой четко выраженных затопленных палеодолин, ориентированных в основном перпендикулярно уклону дна, в нижней их части прослеживаются палеодельты, привязанные к уровням, оконтуренным изобатами 55—50, 50—45, 45—40 и 40—35 м. Глубина врезания долин по отношению к разделяющим их плоским основным поверхностям дна составляет 5—25 м.

Анализ геолого-геоморфологической ситуации и геохронологические данные свидетельствуют, что палеодолины формировались в этап последней позднелейстоценовой регрессии и продолжали функционировать, постепенно сокращаясь по длине, в этап последующей трансгрессии. Факт наличия на морском дне четко выраженных и достаточно глубоко врезанных в окружающие плоские пространства палеодолин ставит под сомнение получившую широкое распространение точку зрения о связи формирования разновозрастных им отложений „ледового комплекса“, слагающих плоские водораздельные поверхности приморских низменностей северо-востока Сибири, с избыточной аккумуляцией аллювиально-пойменной фации. Предполагается, что в этап позднелейстоценовой регрессии здесь и на территории осушенного шельфа проявлялась закономерность, установленная Н. И. Маккавевым. Согласно этой закономерности аллювиальные отложения большой мощности могут накапливаться не только в трансгрессивные (как обычно), но также и в регрессивные этапы при условии, что уклон осушившегося морского дна меньше уклона впадавших в него русел рек. Анализ геоморфологической ситуации, отображенной на карте, показывает, что верхнелейстоценовый аллювий мог быть приурочен лишь к относительно узким днищам палеодолин и „вложен“ в окружающие их плоские пространства, сложенные, следовательно, другим материалом.

Вряд ли приемлемо также допущение о большой абразионной деятельности моря практически на всем этапе повышения его относительного уровня в самом конце позднего плейстоцена—раннем голоцене, поскольку субаральные эрозионные (долины) и аккумулятивные (дельты) формы донного рельефа прекрасно сохранили свою морфологическую выраженность.

На побережье и островах Восточно-Сибирского моря выделяются низкие голоценовые морские террасы абс. выс. до 10—12 м и дельты в устьях крупных рек; морская и лагунно-морская

терраса каргинского возраста с преобладающими абсолютными высотами поверхности 20—30 м; аккумулятивные равнины (едомы), сложенные породами ледового комплекса и, наконец, преимущественно денудационный рельеф возвышенного и низкогорного обрамления равнин.

Особо следует подчеркнуть факт наличия морских аккумулятивных террас каргинского и голоценового возраста в пределах низменных аккумулятивных равнин, тектонически стабильных в новейшее геологическое время. Это свидетельствует о более высоком, чем современное, положении относительного уровня моря во время их формирования.

Составленная карта послужит в дальнейшем основой для характеристики внешних граничных условий развития субмаринной криолитозоны Восточно-Сибирского моря, оценки ее мощности и выявления закономерностей площадного распространения.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ И РАСЧЕТОВ

Модель основывается на следующих палеогеографических реконструкциях. В позднелейстоценовой и голоценовой истории восточно-сибирского шельфа выделяются четыре трансгрессивные этапы (интервалы времени, тыс. лет назад): казанцевский (150—80), каргинский (50—25) и два голоценовых (8—5 и 3—2). Относительный уровень моря превышал современный в соответствующие этапы на 40—60 м (до 70), 20—25 (до 30), 10—12 (до 15) и 5—6 м (рис. 2). Температура придонных вод во всех палеобассейнах принималась равной ее преобладающим современным значениям ($-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$). Трансгрессивные этапы разделены тремя регрессивными (зырянский, сарганский, голоценовый), когда относительный уровень моря понижался соответственно на 80, 55 и 15 м.

В фазы наибольшего осушения шельфа минимальная температура слагающих его пород с учетом ее понижения с юга на север ($\sim 1\text{ }^{\circ}\text{C}$ на 100 км, что характерно для современных климатических условий Новосибирских островов) составляла -19 — -24 в зырянскую и -17 — $-22\text{ }^{\circ}\text{C}$ в сарганскую регрессии. При достижении палеобассейнами современного положения уровня моря температура пород принималась близкой ее наиболее низким значениям в настоящее время.

Нижние граничные условия, как известно, определяются интенсивностью внутриземного теплового потока, среднее значение которого, исходя из структурно-тектонического строения морского дна и данных по побережьям, принято равным 41 мВт/м^2 . Обобщенный литологический разрез представлен в верхней части илами, алев-

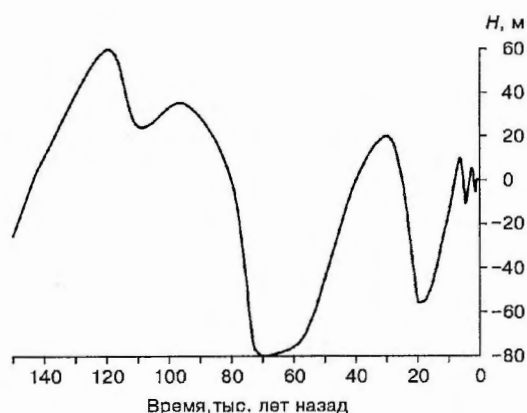


Рис. 2. Кривая колебания относительного уровня моря в восточно-сибирском секторе арктического шельфа в позднем плейстоцене и голоцене.

ритами, суглинками плейстоцен-голоценового возраста, в нижней — преимущественно уплотненными палеогеновыми глинами [Данилов и др., 1997].

Принято, что возможная мощность субаквальных мерзлых пород на рубеже казанцевской трансгрессии и зырянского криохрона не превышала 100 м. Другие допущения при расчетах: задача определения динамики температурных профилей и фронтов промерзания—оттаивания рассматривалась в одномерном приближении; не учитывались процессы влаго- и солепереноса в массиве пород, а также их механические деформации.

Выполненное компьютерное моделирование дало следующие результаты. В прибрежной зоне (глубина 0—5 м) в зырянскую регрессию за период осушения (80—38 тыс. лет назад) была сформирована толща многолетнемерзлых пород мощностью 610 м (рис. 3, а) с минимальной их температурой -19°C , установившейся 56 тыс. лет назад. Затопление этой зоны во время каргинской трансгрессии обусловило повышение температуры мерзлых пород до $-0,1^{\circ}\text{C}$ и вызвало частичную их деградацию за счет теплообмена с морскими водами и влияния внутриземного теплового потока снизу (на 90 и 85 м соответственно). В процессе деградации мерзлой толщи выше ее кровли и ниже подошвы сформировались горизонты многолетнеохлажденных пород с криопэгами мощностью 9 и 10 м соответственно. Осушение прибрежной зоны в сартанскую регрессию, начавшееся 25 тыс. лет назад, привело к заметным изменениям геокриологической ситуации. Перешли в мерзлое состояние талые и ох-

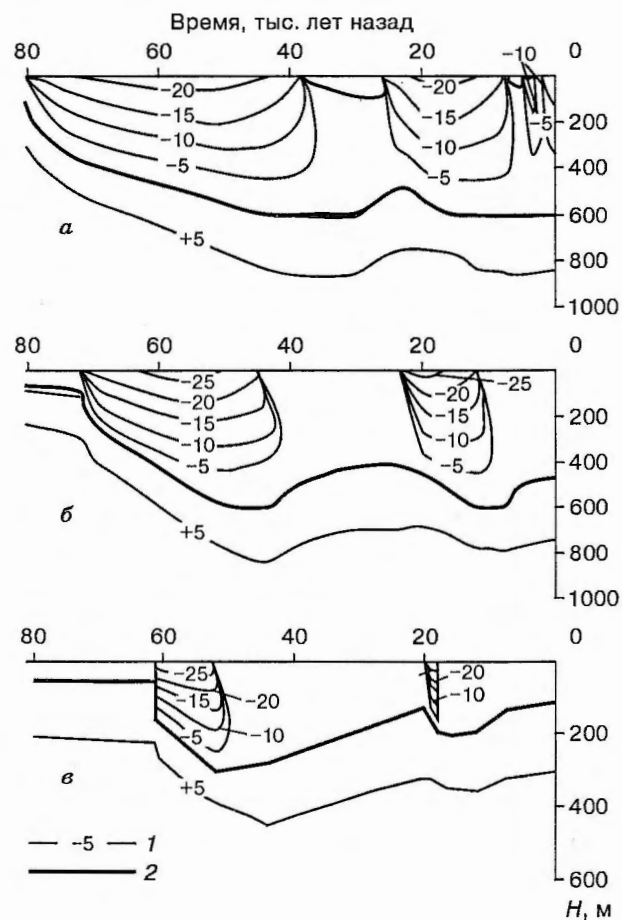


Рис. 3. Динамика субмаринной криолитозоны восточно-сибирского шельфа в последние 80 тыс. лет, 162° в.д.

а — прибрежная зона, б — центральная зона, в — внешняя зона; 1 — изотермы, $^{\circ}\text{C}$, 2 — верхняя и нижняя границы мерзлых пород.

лажденные породы, расположенные над мерзлым массивом, температура их понизилась до -11°C . К началу затопления территории водами голоценовой (фландрской) трансгрессии (8 тыс. лет назад) мощность мерзлой толщи составляла 600 м. За короткий трансгрессивный период она сократилась незначительно, в результате чего выше и ниже мерзлого массива образовались горизонты охлажденных отложений мощностью от 5 до 20 м и от 10 до 20 м соответственно, температура мерзлых пород повысилась до $-1,5^{\circ}\text{C}$.

В дальнейшем, во второй половине голоцена под воздействием непродолжительных трансгрессий и регрессий проявлялись аналогичные вышеотмеченным изменения геокриологической обстановки, но в меньших масштабах, в результате

чего образовавшийся ранее мерзлый массив сохранился. В настоящее время его мощность в прибрежной зоне Восточно-Сибирского моря на 70° с.ш. составляет, согласно результатам моделирования, порядка 600 м.

Осушение центральной зоны шельфа (глубина 25—30 м) в зырянский криохрон произошло 72 тыс. лет назад. К началу ее затопления водами моря в каргинскую трансгрессию (44 тыс. лет назад) расчетная мощность мерзлых толщ равнялась 600 м (рис. 3,б), а температура слагающих их пород составляла -15°C . При затоплении водами каргинского палеобассейна температура последних повысилась до $-1,5^{\circ}\text{C}$, и произошла деградация мерзлых толщ снизу за счет внутриземного теплового потока на 180 м.

В сартанскую регрессию осушение этой части шельфа, начавшееся 20 тыс. лет назад, привело к восстановлению низкой температуры мерзлых пород и мощности слагаемых ими толщ (до свойственных зырянскому криохрону). К концу регрессии мощность мерзлой зоны возросла на 180 м. Воды морского водоема в этап фландрской трансгрессии привели к повышению температуры мерзлых пород до $-1,5^{\circ}\text{C}$. К настоящему моменту предполагаемая мощность субмаринной криолитозоны на 74° с.ш. составляет 475 м.

Осушение внешней зоны восточно-сибирского шельфа (глубина 50—55 м) в зырянскую регрессию началось и закончилось соответственно 61 и 52 тыс. лет назад. За это время сформировалась мерзлая толща расчетной мощностью порядка 300 м (рис. 3,в), а минимальная температура пород, установившаяся 56 тыс. лет назад, составила -24°C . Она повысилась в каргинскую трансгрессию до температуры придонных вод ($-1,5^{\circ}\text{C}$). В результате мощность мерзлой толщи сократилась (в основном снизу) за счет внутриземного теплового потока на 230 м. Несмотря на кратковременность последовавшего осушения в сартанскую регрессию (20—18 тыс. лет назад), мощность толщи мерзлых пород возросла на 90 м, а их температура понизилась 19 тыс. лет назад до минимальных значений (-21°C). В ходе

трансгрессии конца позднего плейстоцена—голоцена произошло выравнивание температуры придонных вод и пород, при этом началась деградация мерзлого массива, и к настоящему времени его расчетная мощность составляет на внешней границе шельфа (78° с.ш.) порядка 150 м.

Авторы выражают искреннюю признательность проф. Л. Н. Хрусталеву и к.т.н. Г. П. Пустовойту за возможность использования программы „Тепло“, а также к.г.н. Л. Н. Морозовой и В. Ю. Бирюкову за предоставленные материалы по геоморфологическому строению восточно-сибирского шельфа.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 98-05-64340).

Литература

- Данилов И. Д., Комаров И. А., Власенко А. Ю. Динамика криолитосферы в зоне взаимодействия шельф-континент в последние 25000 лет (на примере Восточно-Сибирского моря) // Криосфера Земли, 1997, № 3, с. 3—8.
- Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. М., Изд-во МГУ, 1982, 192 с.
- Жигарев Л. А. Океаническая криолитозона. М., Изд-во МГУ, 1997, 320 с.
- Морозова Л. Н., Бирюков В. Ю., Волкова Н. А. Основные черты развития шельфа Чукотского моря в послеледниковое время // Исследования прибрежных равнин и шельфа арктических морей. М., Изд-во МГУ, 1979, с. 75—80.
- Неизвестнов Я. В., Соловьев В. А. Океанический и шельфовый регионы. Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток. М., Недра, 1989, с. 176—184.
- Телепнев Е. В. Субаквальная мерзлая зона прибрежной части острова Большой Ляховский // Криолитозона арктического шельфа. Якутск, 1981, с. 44—53.
- Фаргышев А. И. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск, Наука, 1993, 135 с.
- Holmes M. L., Creager J. S. Holocene History of the Laptev Sea Continental Shelf // Marine geology and oceanography of the Arctic Seas. Berlin, 1974, p. 210—229.
- Taylor A. E., Dallimore S. R., Judge A. S. Late Quaternary history of the Mackenzie-Beaufort region, Arctic Canada, from modelling of permafrost temperatures. 2 // National Res. Council Can., 1996, vol. 33, № 1, p. 62—71.

Поступила в редакцию
8 сентября 1998 г.