2003 № 4

УДК 551.89(268.53)

Н.Н. Романовский, А.В. Гаврилов, В.Е. Тумской, А.Л. Холодов

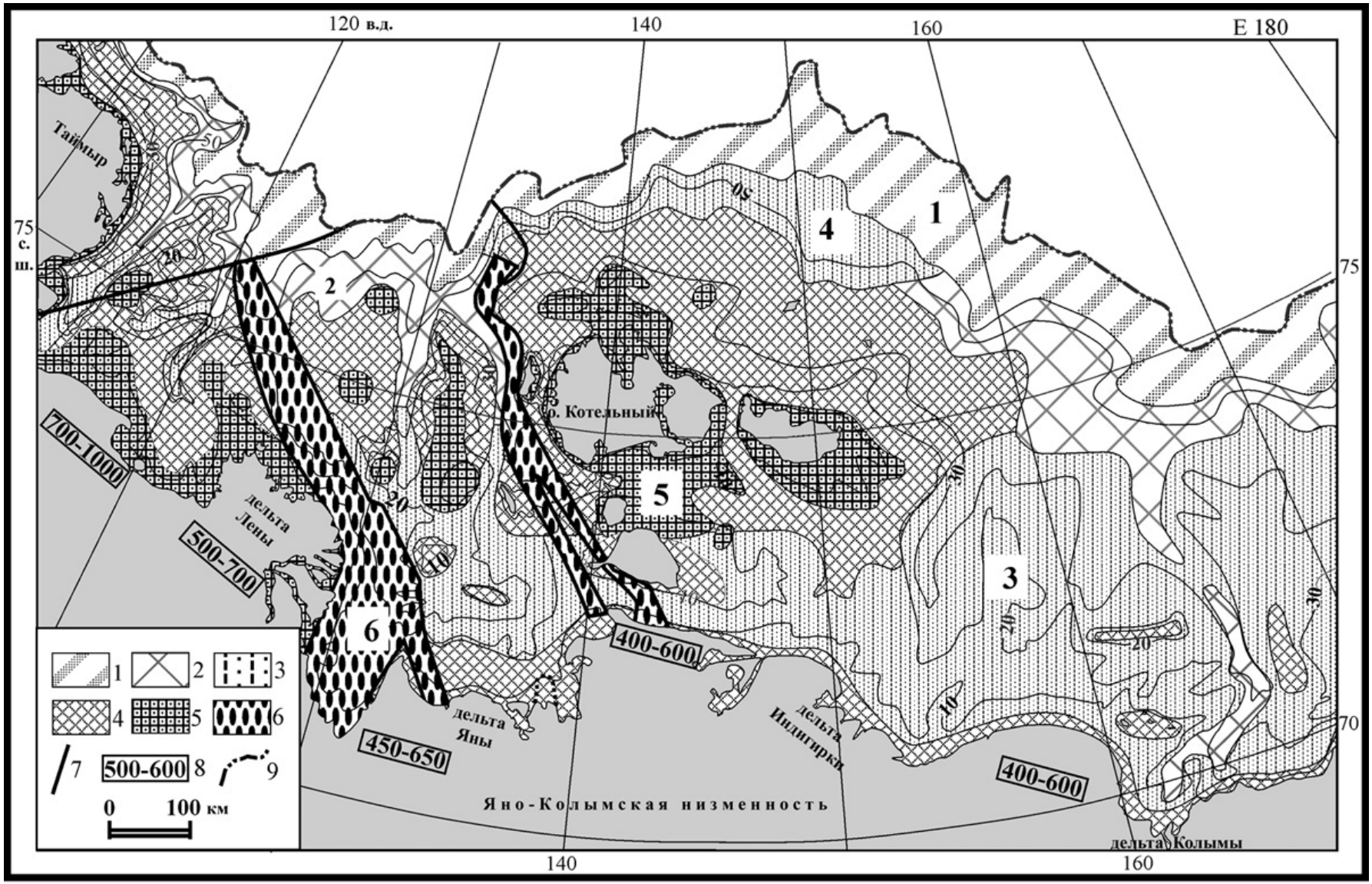
КРИОЛИТОЗОНА ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА

В последнее десятилетие в результате совместных российско-германских морских и наземных исследований на шельфе и побережье морей Лаптевых и Восточно-Сибирского получены новые данные о шельфовой криолитозоне. В этих исследованиях активное участие принимали авторы статьи. Новые данные и результаты обобщения материалов многочисленных геолого-съемочных и разведочных, а также тематических научно-исследовательских работ, полученных до конца 80-х годов прошлого века, позволили существенно изменить представления о распространении, мощности, состоянии и истории развития шельфовой криолитозоны. В статье кратко изложены основные результаты исследований криолитозоны шельфа.

Шельф морей Лаптевых и Восточно-Сибирского представляет собой плоскую аккумулятивную равнину. Большая его часть имеет глубину менее 60 м. Бровка шельфа удалена от современной береговой линии на 400-800 км и находится на глубинах от 60-80 до 100 м.

До начала 90-х годов существовали представления об ограниченном распространении реликтовых толщ многолетнемерзлых пород (ММП) на шельфе указанных морей [*Геокриология…, 1989; Геокриологическая…, 1996* и др.], считалось, что их мощность существенно меньше, чем на прибрежных арктических низменностях. Затем на основе результатов совместных российско-германских работ по сейсмоакустическому профилированию и донному опробованию на акватории моря Лаптевых было выявлено, что реликтовые ММП распространены от современного побережья до бровки шельфа, а их кровля весьма неровная [*Романовский и др., 1997$_2$; Романовский и Хуббертен, 2001*]. Соответствие интерпретации акустической границы кровле ММП показало повсеместное распространение мерзлоты на шельфе, что подтвердилось данными бурения на акватории в 2000 г. [*Kassens et al., 2000*].

Для изучения распределения современной мощности реликтовой криолитозоны (рисунок) широко использовалось математическое моделирование эволюции криолитозоны, которое проводилось с использованием серии компьютерных программ, созданных Г.С. Типенко. Палеогеографические сценарии к моделям построены с учетом глобальных климатических колебаний и представлений о преимущественно гляциоэвстатической природе колебаний уровня моря в регионе. Восточно-Сибирский шельф не подвергался покровным оледенениям, следовательно, он не испытывал гляциоизостатических движений. При этом новейшие тектонические движения носили главным образом нисходящий характер и компенсировались накоплением дисперсных как морских, так и континентальных отложений. В периоды осушения шельфа происходила аградация мерзлоты и накапливались толщи континентальных синкриогенных сильнольдистых отложений, известных под названием ледового комплекса (ЛК).



Карта мощности реликтовых субмаринных ММП Восточно-Сибирского арктического шельфа (для теплового потока 45 мВт/м). Мощность субмаринных ММП (м): 1- до 100; 2 - 200-300; 3 - 300-400; 4 - 400-500; 5 - 500-600; 6 - 200-600 (в пределах рифтов); 7 - зоны главных тектонических разломов в пределах шельфа с мощностью ММП 100-200 м и, возможно, со сквозными таликами; 8 - мощность ММП на побережье континента; 9 - бровка шельфа.

В этапы трансгрессий криолитозона на затопленной морем части шельфа подвергалась деградации. Мы принимали во внимание, это температура воды в указанных морях отрицательная, что в значительной мере объясняется специфическим воздействием Великой Сибирской полыньи, представляющей собой зону открытой зимой воды, где образуются «молодой» слабосоленый морской лед и низкотемпературные плотные рассолы [*Захаров, 1996*]. Последние опускаются, охлаждая придонные слои воды. Таким образом, оттаивание пресноводных мерзлых отложений под действием холодной морской воды если и происходит, то очень медленно. В результате деградация толщ ММП под воздействием моря выражается в повышении их температуры до -(1-2)°С, а также в оттаивании снизу под действием потока внутриземного тепла ($q_{вз}$). Повышение температуры приводит к трансформации «твердомерзлых» ММП в «вялую мерзлоту» с безградиентным температурным профилем. Оттаивание толщи реликтовых безградиентных ММП снизу происходит на шельфе со скоростью, пропорциональной величине $q_{вз}$. В результате к концу трансгрессий в геологических структурах, где имеют место значительные вариации значений $q_{вз}$, например в рифтах, мощность ММП в разных лито-сферных блоках приобретает очень высокую контрастность (рисунок). А в блоках и разломах с величиной $q_{вз}$, превышающей 90-100 мВт/м^2, образуются сквозные талики.

При моделировании мы также учитывали наличие широтной зональности среднегодовой температуры пород ($t_{ср}$), при этом принималось, что в прошлом эта зональность соответствовала современной, т.е. $t_{ср}$ понижалась примерно на 1,5°С на один градус географической широты при движении с юга на север [*Геокриология…, 1989; Романовский и др., 1997*$_1$].

При расчетах в качестве геологической модели использовали геологические разрезы по шельфу моря Лаптевых, полученные С.С. Драчевым на основе интерпретации материалов глубинного сейсмопрофилирования [*Drachev et al., 1999*]. Величины физических и теплофизических свойств пород принимали по литературным данным [*Балобаев, 1991*], причем таким образом, чтобы получить экстремальные величины мощности ММП, что возможно при использовании наименьших и наибольших значений их плотности, влажности (льдистости) и т.д. Учитывали также, что при промерзании засоленных морских отложений в зависимости от их состава и наличия в поровом растворе ионов солей в разрезах криолитозоны выделяются многолетнемерзлые и охлажденные отложения без льда, имеющие температуру до -2°С. Данные по величинам $q_{вз}$ для шельфа принимали по аналогии с их значениями в пределах схожих структур на континенте. При этом для разломов значения $q_{вз}$ принимали удвоенными по сравнению с ненарушенными блоками [*Балобаев, 1991*].

Результаты моделирования для $q_{вз}$ = 45 мВт/м^2 представлены на рисунке: видно, что при одинаковой величине внутриземного теплопотока наиболее значимым фактором в формировании современной мощности субмаринных реликтовых ММП является глубина моря, определяющая продолжительность промерзания пород при осушении шельфа и деградации ММП при его затоплении, в меньшей степени влияет широтная зональность $t_{ср}$. Наиболее значительные мощности субмаринных ММП (500-600 м), отражающие влияние обоих факторов, свойственны мелководью вокруг Новосибирских островов.

Моделирование за четыре климатических и гляциоэвстатических цикла (за последние 400 тыс. лет) показало, что мерзлые толщи вне рифтов непрерывно существовали до глубины моря 50-60 м при значениях $q_{вз}$ до 70 мВт/м^2. На больших глубинах ММП оттаивали в максимумы трансгрессий полностью, сохраняясь лишь в литосферных блоках с низкими значениями $q_{вз}$. В настоящее время сплошная реликтовая мерзлота, оттаивающая снизу, присутствует примерно до изобаты 60 м. На больших глубинах реликтовые ММП имеют, по-видимому, прерывистое распространение. В рифтовых зонах сквозные талики существуют по разломам с высокими значениями $q_{вз}$ (100 мВт/м^2 и более), скорее всего, они имеют локальный характер и по ним происходит разгрузка подземных вод.

Существование другого вида сквозных таликов - под руслами палеорек, долины которых прослеживаются на шельфе, - можно считать возможным только под руслами наиболее крупных рек. В настоящее время талики в долинах на приморских арктических низменностях ограничены руслами рек Лены, Яны, Индигирки. В прадолинах этих рек на шельфе сквозные талики, несомненно, также не выходят за контуры палеорусел, т.е. имеют узкую вытянутую форму, а не занимают значительную часть долин. Под небольшими реками с водосбором в пределах зоны сплошных мерзлых толщ, такими как Хатанга, Оленек, Хрома, Омолой и др., где в сартанский климатический минимум зимнего стока не было совсем, сквозные талики под морем вообще могут отсутствовать.

Кровля реликтовых мерзлых толщ на шельфе имеет весьма неровную поверхность. На песчаных банках при глубинах моря до 20 м под тонким 2-3-метровым слоем неконсолидированных осадков залегают мерзлые отложения и подземный лед. В то же время в пределах внутренней части шельфа (до изобат 30-40 м) нередко прослеживаются участки, где кровля мерзлоты заглублена на 100 м и более (от дна моря). Этот феномен в свете новых представлений о развитии шельфа в позднем плейстоцене и голоцене [*Романовский и др., 1999; Романовский и Хубертен, 2001; Тумской, 2002*] объясняется следующим образом.

На поверхности осушенного шельфа во время позднеплейстоценовой регрессии моря накапливался ледовый комплекс, он широко распространен на арктических островах и приморских низменностях и имеет объемную льдистость до 80-95%, мощность ЛК изменяется от 10 до 50-60 м. Благодаря большой льдистости ЛК обладает высокой чувствительностью к климатическим изменениям.

В конце позднего плейстоцена в результате серии кратковременных потеплений началось стремительное разрушение ЛК. Наибольшую роль в его протаивании играло формирование многочисленных термокарстовых озер. Радиоуглеродные датировки и результаты математического моделирования [*Каплина и Ложкин, 1979; Тумской, 2002* и др.] показали, что наиболее вероятное время начала активного формирования озерного термокарста приурочено к бёллинг-аллерёду, т.е. 13-12 тыс. лет назад (тыс. л.н.). Согласно фактическому материалу, ко времени 9-7 тыс. л.н. процесс массового развития термокарстовых озер завершился, 12 тыс. л.н. шельф был еще практически осушен, а около 9-8 тыс. л.н. берег моря находился на изобате 30 м [*Bauch et al., 2001*]. Таким образом, активное образование термокарстовых озер на шельфе началось раньше его затопления морем. Трансгрессирующее море затапливало поверхность, где уже образовались и продолжали формироваться термокарстовые озера. По мере продвижения береговой линии эти озерные котловины превращались в заливы - термокарстовые лагуны.

Многократное увеличение извилистости и протяженности береговой линии моря увеличивало суммарный эффект термоабразии берегов, сложенных высокольдистыми породами. Около 9-8 тыс. л.н. уменьшилось поступление органических и минеральных осадков на внешнюю часть шельфа и материковый склон [*Bauch et al., 2001*], вероятно, термокарстовые озера и лагуны действовали как ловушки этих осадков. Важным следствием озерного термокарста, имевшего региональный масштаб, стало увеличение темпа трансгрессии. Примерно с 11 тыс. л.н. и до современности береговая линия продвинулась на юг на расстояние от 300 до 800 км. Трансгрессия сопровождалась превращением останцов ЛК, формировавшихся между термокарстовыми озерами и лагунами, в вытянутые полуострова, а затем - в острова, сложенные ЛК.

Сегодня мы являемся свидетелями завершения этих природных процессов. В 30-50-е годы XX в. прекратили существование о-ва Васильевский и Семеновский, сложенные ЛК. В настоящее время п-ов Быковский превращается в остров, близки к исчезновению о-ва Муостах и Макар. Сохранились относительно небольшие участки термокарстово-лагунных берегов, например к востоку от устья Яны. Береговая линия в целом

выпрямилась, средняя скорость термоабразии берегов составляет от 2 до 6 м в год. Лишь на локальных участках она достигает 20-30 м в год.

Образование термокарстовых озер, изменяя рельеф шельфа, приводило к изменению рельефа кровли ММП. Таким образом, на месте термокарстовых озер и подозерных таликов под ними в настоящее время на шельфе развиты несквозные субмаринные талики. Некоторые из них вскрыты бурением в проливах Дмитрия Лаптева, Санникова, Геденштрома. На месте разрушаемых термоабразией островов образуются песчаные мели, а под маломощным слоем неконсолидированных осадков залегают льдистые континентальные отложения.

При выявлении роли озерного термокарста в ходе трансгрессии оценивали скорости разрушения ЛК озерами и образования подозерных таликов. Мы приняли во внимание, что при формировании озер на дне накапливается вытаявший органоминеральный осадок, переходящий в таберальные отложения. Последние постепенно замедляют процесс оттаивания ЛК. До полного протаивания последнего мощность подозерного талика ограничивается мощностью этих отложений. После полного оттаивания ЛК ниже слоя таберальных отложений происходит протаивание подстилающих пород.

Моделирование формирования таликов под термокарстовыми озерами при самых благоприятных сценариях показало, что в большинстве случаев талики остаются несквозными. Для превращения их в сквозные даже под большими, длительно существующими на низменностях озерами с температурой донных отложений, равной 2°С, недостаточно времени. Исключение могут составлять талики под озерами, расположенными в разломных зонах с $q_{вз}$ > 70-80 мВт/м^2. На шельфе формирование таликов прекращается при их затоплении. Более того, переход подозерных таликов, сложенных глинистыми слабопроницаемыми пресноводными отложениями, в субмаринные условия приводит к их промерзанию и образованию субмаринных бугров пучения. Таким образом, на приморских низменностях и во внутренней части шельфа талики имеют преимущественно несквозной характер, а толща ММП представляет собой сплошной экран переменной мощности. Этот мерзлый экран непроницаем для подземных вод и газов. Он предотвращает эмиссию газов на огромной территории арктического шельфа морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. При этом во внутренней части шельфа, примерно до изобат 50-60 м, и на низменностях этот мерзлый экран существует непрерывно не менее 400 000 лет [*Романовский и Хуббертен, 2001; Тумской, 2002*].

Трансформация многочисленных термокарстовых озер в термокарстовые лагуны, а затем подозерных таликов под ними в субмаринные талики приводит к засолению континентальных пресноводных отложений морской водой. Этот процесс ведет к изменению геохимических особенностей, физических свойств, сохранности органической составляющей озерных и таберальных отложений. По существу геохимические процессы, сопутствующие переходу континентальных пресноводных отложений в субмаринное состояние, совершенно не изучены. Более того, диагноз таких отложений весьма затруднен, поскольку они обладают признаками как пресноводных, так и морских обстановок осадконакопления. Широкое распространение таких преобразованных отложений на шельфе, арктических островах и приморских низменностях придает им большую стратиграфическую и инженерно-геологическую значимость.

Выводы. 1. Обширный арктический шельф Восточной Сибири в настоящее время практически полностью занят реликтовой толщей многолетнемерзлых пород. До изобаты примерно 60 м ММП имеют сплошное распространение, а от этих глубин до бровки шельфа - прерывистое.

2. На большей части шельфа ММП имеют мощность 300-350 м, максимальные ее значения (500 м и более) отмечены на мелководье в районе Новосибирских островов.

3. Протаивание субмаринных реликтовых толщ ММП происходит преимущественно снизу под влиянием потока внутриземного тепла, а не со стороны

морского дна, где постоянно существуют обусловленные специфическими гидрологическими процессами отрицательные температуры придонного слоя воды.

4. Субмаринная реликтовая криолитозона на большей части шельфа существует при температурах в диапазоне замерзания-таяния пород и имеет свойства пластичномерзлых отложений. Только в прибрежной зоне и на месте островов многолетнемерзлые породы, недавно подвергшиеся термоабразии, еще сохраняют достаточно низкие температуры и свойства твердомерзлых пород.

5. Важную роль в последней (голоценовой) трансгрессии играл процесс термокарста. Море сначала заливало термокарстовые озерные котловины, превращая их в термокарстовые лагуны. Между ними образовывались острова, сложенные ЛК, которые в свою очередь подвергались интенсивной термоабразии. Указанная последовательность природных событий вызвала быстрое затопление обширного Восточно-Сибирского арктического шельфа.

6. Талики под многочисленными термокарстовыми озерами на приморских низменностях являются преимущественно несквозными.

7. Талики на шельфе, возникшие как подозерные, трансформировались в субмаринные. Последние образуют в кровле реликтовых толщ ММП понижения до 100 м и более. Участки, где кровля ММП залегает высоко, связаны с существованием в недавнем прошлом на этом месте срезанных термоабразией островов, сложенных породами ЛК. Между этими крайними вариантами имеется множество промежуточных вариантов глубины залегания реликтовой субмаринной криолитозоны и ее соотношения с частично протаявшими и голоценовыми морскими отложениями.

Авторы выражают особую признательность проф. Х.-В. Хуббертену за постоянную поддержку, активное и плодотворное участие в исследованиях, а также С.С. Драчеву, И.А. Дмитренко и А.В. Шеру за научные консультации.

Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ (гранты 97-05-64206 и 00-05-64430), совместных российско-германских программ «Laptev Sea System», «Laptev Sea System 2000», грантов российско-германской лаборатории им. О.Ю. Шмидта (OSL) и гранта NSF USA № OP 99 86 826.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Балобаев В.Т.* Геотермия мерзлой зоны литосферы Севера Азии. Новосибирск, 1991.

2. Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток // Под ред. Э.Д. Ершова. М., 1989.

3. Геокриологическая карта СССР, м-б 1:2 500 000 / Под ред. Э.Д. Ершова. М, 1996.

4. *Захаров В.Ф.* Морские льды в климатической системе. СПб., 1996.

5. *Каплина Т.Н., Ложкин А.В.* Возраст аласных отложений Приморской низменности Якутии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 2. С. 69-75.

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

7. *Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Пустовойт Г.В.* и др. Распространение субмаринной мерзлоты на шельфе моря Лаптевых // Там же. 1997. Т. 1, № 3. С. 9-18.

8. *Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Тумской В.Е.* и др. Термокарст и его роль в формировании прибрежной зоны шельфа моря Лаптевых // Там же 1999. Т. 3, № 3. С. 79-91.

9. *Романовский Н.Н., Хуббертен Х.-В.* Формирование и эволюция криолитозоны шельфа и приморских низменностей (на примере региона моря Лаптевых) // Изв. РАН. Сер. геогр. 2001. № 3. С. 15-28.

10. *Тумской В.Е.* Термокарст и его роль в развитии региона моря Лаптевых в позднем плейстоцене и голоцене: Автореф. канд. дис. М., 2002.

11. *Bauch H.F., Muller-Lupp T., Taldenkova E.* et al. Chronology of the Holocene transgression at the Northern Siberia margin // Global and Planetary Change. 2001. Vol. 31. P. 125-139.

12. *Drachev S.S., Jonson G.L., Laxon S.W.* et al. Main Structural Elements of Eastern Arctic Continental Margin Derived from Satellite Gravity and Multichannel Seismic Reflection Data // Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic. Dynamics and History. Berlin, 1999. P. 667-682.

13. *Kassens H., Bauch H., Drachev S.* The Transdrift VIII expedition to the Laptev Sea: the shelf Drilling campaign of «Laptev Sea System 2000» // The Sixth Workshop on Russian-German cooperation: Laptev Sea System. Progr. and Abstr. S. Peterburg, 2000. P. 39-40.

Поступила в редакцию 25.02.2003

Ссылка на статью:

Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Тумской В.Е., Холодов А.Л. **Криолитозона Восточно-Сибирского Арктического шельфа //** Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2003. № 4. С. 51-56.