

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.345.3:551.79+89

**НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ТАЙМЫРА**

И.Д. Стрелецкая, Е.А. Гусев*, А.А. Васильев, М.З. Каневский***,
Н.Ю. Аникина****, Л.Г. Деревянко******

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический ф-т,
119992, Москва, Ленинские горы, Россия, strelets@gol.ru*

** ВНИИОкеангеология, 190121, Санкт-Петербург, Английский пр., 1, Россия*

*** Институт криосферы Земли СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия*

**** Университет Аляски, Фербенкс, США*

***** Горнодобывающая компания МИРЕКО,
167983, Сыктывкар, ул. Громова, 75, Республика Коми, Россия*

Представлены результаты комплексных исследований четвертичных отложений Западного Таймыра. Охарактеризованы их состав, сложение, засоленность и криогенное строение, включая повторно-жильные и пластовые льды. Приведены новые данные спорово-пыльцевых и фаунистических анализов. Подтвержден морской генезис санчуговских глин. Казанцевские отложения имеют прибрежно-морской генезис и представлены преимущественно глинистыми осадками. Каргинские отложения в исследуемом районе распространены ограниченно. Разрез четвертичных отложений Западного Таймыра завершается отложениями ледового комплекса.

Четвертичные отложения, криогенез, подземные льды

NEW RESULTS OF QUATERNARY SEDIMENT STUDIES OF WESTERN TAYMYR

I.D. Streletskaaya, E.A. Gusev*, A.A. Vasiliev, M.Z. Kanevskiy***,
N.Yu. Anikina****, L.G. Derevyanko******

*Lomonosov Moscow State University, Department of Geography,
119992, Moscow, Leninskie Gory, Russia, strelets@gol.ru*

**VNIIOkeanogeologia, 190121, St. Petersburg, Angliyskiy pr., 1, Russia*

*** Earth Cryosphere Institute SB RAS, 625000, Tyumen, P/O box 1230, Russia*

****University of Alaska, Fairbanks, USA*

*****MIREKO Mining Company, 167983, Syktyvkar, Gromova str., 75, Komi Republic, Russia*

The paper presents the results of integrated studies of Quaternary deposits in the western part of Taymyr Peninsula, Russia. Composition, structure, salinity and cryogenic features, including ice-wedges and massive ground ice, are described. New data on spore and pollen and fauna analyses are presented. The Sanchugov clay has proved to have marine genesis. The Kazantsevo deposits must have formed in near-shore environment and are represented mainly by clayey sediments. The Karga (Karginisky) deposits occur only locally in the studied area. The Quaternary sequence of Western Taymyr is capped by specific ice complex deposits.

Quaternary deposits, cryogenesis, ground ice

ВВЕДЕНИЕ

Четвертичные отложения Енисейского Севера, наиболее полно исследованные и фаунистически охарактеризованные, в свое время были выбраны в качестве стратотипических разрезов для Российской Арктики [Сакс, 1951; Загорская и др., 1965; Троицкий, 1966]. Несмотря на большое количество работ, посвященных палеогеографии плей-

стоцена Сибири [Свиточ, 2003; Астахов, Мангеруд, 2005; Astakhov et al., 1996; Mangerud et al., 1999; Hubberten et al., 2004; Svendsen et al., 2004], и обширный материал по четвертичным отложениям Западного Таймыра, данные об их возрасте, стратификации и генезисе часто спорны. Особую дискуссию до настоящего времени вызывает гене-

зис широко распространенных на Западном Таймыре пластовых льдов и вмещающих их четвертичных отложений.

Побережье Западного Таймыра от урочища Красный Яр (71,88° с.ш., 83,06° в.д.) до точки 0409 к северу от мыса Сопочная Карга (71,94° с.ш., 82,63° в.д.) в нашем исследовании является ключевым участком (рис. 1).

Район изучался в 1948–1958 гг. А.П. Пуминовым и С.Л. Троицким, позднее – Ф.А. Каплянской и В.Д. Тарноградским [1986]. Как и В.Н. Сакс, А.П. Пуминов считал, что разрез четвертичных отложений состоит из санчуговской, казанцевской и каргинской свит. С.Л. Троицкий трактовал большую часть разреза как морские осадки мессовско-казанцевского (П⁴–П¹) возраста, подвергнув сомнению широкое распространение каргинских толщ. Ф.А. Каплянская и В.Д. Тарноградский [1975] рассматривали санчуговские валунные суглинки как ледниковые образования. Таким образом, в зависимости от методологических подходов и теоретических воззрений исследователями развиваются исключающие друг друга представления.

Линзы подземного льда встречены главным образом в прибрежных обнажениях Енисейского Севера [Сакс, Антонов, 1945; Баулин и др., 1967; Шмелев, 1967; Данилов, 1969; Втюрин, 1972; Карпов, 1986; Соломатин, 1986; Геокриология СССР, 1989]. Прослой льда мощностью более метра были вскрыты при бурении структурно-картировочных скважин в районе полярной станции (п/с) Сопочная Карга [Соловьев, 1974]. Ф.А. Каплянская, В.Д. Тарноградский [1993] изучали пластовые льды в обнажениях в районе устья р. Чайка – Сопочная Карга.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

В течение 2004–2006 гг. на участке побережья от урочища Красный Яр до района мыса Сопочная Карга (см. рис. 1) изучены несколько разрезов четвертичных отложений, в том числе включающие крупные ледяные образования – повторно-жильные и пластовые льды [Романенко и др., 2005]. В соответствии со стратиграфической схемой, разработанной для Усть-Енисейского района [Сакс, Антонов, 1945; Троицкий, 1966], породы относятся к санчуговской, казанцевской и каргинской свитам. Основная цель исследований – изучение геологического и геокриологического строения, а также уточнение генезиса четвертичных отложений, условий их формирования и промерзания. Использовались криолито-геологический, гранулометрический, геохимический, палинологический, микрофаунистический и другие методы исследования.

В отличие от стратотипов вышеназванных свит, расположенных южнее, в описываемом рай-

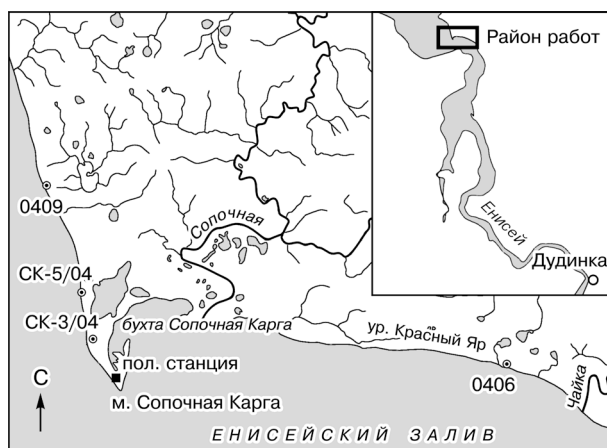


Рис. 1. Карта района работ и местоположение объектов исследования.

оне четвертичные толщи имеют свои особенности. Вскрывающиеся здесь среднеплейстоценовые отложения *санчуговской свиты* представлены в основном плотными, слабослоистыми суглинками и глинами с небольшими линзами и прослоями песков. Вся толща осадков содержит довольно равномерно рассеянный валунно-галечный материал, преимущественно траппового состава. Отложения охарактеризованы морской арктической и бореально-арктической фауной [Сакс, Антонов, 1945; Троицкий, 1966]. В разрезах, изученных нами в 2004–2006 гг., раковины моллюсков были обнаружены в обнажении 0406 (ур. Красный Яр).

Верхнеплейстоценовые *казанцевские отложения* большей частью представлены суглинками и супесями, содержат многочисленную бореальную и бореально-арктическую фауну морских моллюсков, среди которых отличительными видами являются *Zirphaea crispata* L. и *Cyprina islandica* L., а также обильную микрофауну. Однако эти встреченные только в казанцевском горизонте моллюски находятся далеко не всегда. Тогда определение стратиграфического положения комплекса затруднено, подчас казанцевские отложения можно спутать с более древними. На наших участках разрез казанцевских отложений представлен преимущественно суглинистыми отложениями.

Каргинские отложения являются наиболее фациально изменчивыми и представлены континентальными, реже морскими фациями. В составе этой свиты участвуют главным образом пески, реже суглинки, супеси и глины [Кинд, 1974]. Отложения иногда содержат многочисленные растительные остатки, фауну морских и пресноводных моллюсков, озерные диатомовые водоросли и пресноводные остракоды. В последнее время с появлением датировок отложений Усть-Енисейского района методом оптико-стимулированной люми-

несценции [Астахов, Мангеруд, 2005; Астахов, 2006] установлен более древний возраст отложений, считавшихся ранее каргинскими.

Ледовый комплекс относится к отложениям континентального генезиса. Отложения представлены однородными супесями с прослоями, обогащенными корешками растений и растительными остатками, обладают исключительно высокой льдистостью, достигающей 70 % и более. Ведущая криогенная текстура – поясковая, отложения вмещают мощные повторно-жильные льды (ПЖЛ).

Плейстоценовые отложения, как содержащие крупные включения полигонально-жильных и пластовых льдов, так и без видимых включений внутригрунтового льда, изучались нами по нескольким разрезам.

Разрез четвертичных отложений исследован в районе ур. Красный Яр (см. рис. 1, обн. 0406). В геологическом отношении рыхлые четвертичные отложения слагают южное крыло антиклинальной структуры, в ядре которой выходят верхнемеловые пески, песчаники, реже известняки-ракушечники. В береговом обрыве с абсолютными отметками 35–40 м сверху вниз выделяются следующие слои, отложения в которых находились как в мерзлом, так и в талом состоянии.

35,0–33,6 м – супесь бурая с корешками растений;

33,6–30,1 м – суглинок легкий темно-серый, пылеватый, ожелезненный, с выдержанными по простиранию субгоризонтальными прослоями светло-серого мелкозернистого, хорошо сортированного песка. Толщина прослоев 2–4 см, расстояние между ними 5–10 см. В суглинке содержатся субгоризонтальные прослои и линзы толщиной 1–4 см, содержащие уголь, ожелезненные древесные остатки и ракушки тонкостенные (встречаются почти целые), белого цвета с перламутром, легко разрушающиеся при прикосновении;

30,1–23,2 м – суглинок средний, с включениями янтаря. Количество песчаных прослоев и их мощность сокращаются (до 1–2 см);

23,2–0,2 м – суглинок тяжелый, сильно ожелезненный (по трещинам, а также пятна и гнезда), с меньшим количеством углистых включений, с прослоями светло-серого песка. В интервале 21,1–21,0 м отмечается сильное ожелезнение, остатки древесины. На отметке 12,7 м наблюдается утяжеление состава до глины, увеличение количества ракушек и редкие прослои песка. Ниже 12,5 м – глина темно-серая с массивной, местами крупнооскольчатой текстурой, с ожелезнением по граням отдельностей. Размеры грунтовых блоков от 2 × 4 до 10 × 20 см². Криотекстура массивная, в отдельных горизонтах неполносетчатая, толщина ледяных шпиров 1–2–5 мм.

Верхняя часть разреза до отметки 23,0 м явно несет следы более поздней переработки отложений. Породы этого горизонта обладают выраженной слоистостью, характеризуются более легким

составом и содержат водно-растворимых солей в 3–4 раза меньше, чем в нижележащих глинах. Особенности строения верхней части разреза, возможно, связаны с процессами переотложения суглинков и глин в условиях мелководья, а также с процессами промерзания–оттаивания.

Произведен палинологический анализ семи проб в интервале высот 33,5–18,0 м от уровня моря. Спектр пробы на отметке 33,5 м содержит 78 % спор и пыльцы мезозойского и палеоген-неогенового возраста. Из четвертичных форм встречены *Betula ex sect. Albae* – 3 %, *Alnaster* – 1 %, *Salix* sp. – 1 %, *Betula sect. Nanae* – 3 %, разнотравье – 6 %, сем. *Cyperaceae* – 3 %, сем. *Polypodiaceae* – 5 %. Подобный спектр может характеризовать тундровый тип растительности в позднечетвертичное время.

Спектры проб на отметках 33,2, 32,8, 28,5, 26,0, 20,0 м похожи и характеризуют растительность лесотундры доказанцевского (санчуговского?) периода. Из древесных форм определены *Betula ex sect. Albae* – 2–7 %, *Alnus* sp., *Alnaster* – 1–6 %, *Salix* sp. – 2–5 %, *Picea obovata*, *Picea* sp. – 1–5 %, *Pinus sibirica* – 1–4 %, *P. silvestris* – 0–2 %. Травянистые и кустарниковые растения – *Betula sect. Nanae* – 1–2 %, *Juniperus sibirica* – 0–5 %, *Taxodiaceae* – 1–4 %, разнотравье – 4–8 %, сем. *Chenopodiaceae* – 1–3 %, сем. *Cyperaceae* – 3–4 %, *Ranunculaceae* – 0–4 %, единично *Polygonaceae*, *Umbelliferae*. Споровые представлены сем. *Polypodiaceae* – 2–11 %, *Sphagnum* sp. – 3–14 %, единично *Lycopodium* sp., *Ophioglossum* sp. В пробах 32–68 % переотложенных спор и пыльцы (преимущественно мезозойского возраста, меньше – палеогенового и единично – палеозойского).

Проба с высоты 18,0 м из толщи суглинков содержит споры и пыльцу, характеризующую растительность позднего эоцена–раннего олигоцена, а также споры и пыльцу мезозойского возраста и немного – палеозойского. Доминируют покрытосеменные растения, среди которых преобладает пыльца *Castanopsis pseudocingulum* (R. Pot.) Boitz. – 8 %, *Castanea crenataeformis* Samig. – 2 %, *Quercus gracilis* Boitz., *Quercus* sp. – 7 %, *Myrica vera Sauer*, *Myrica* sp. – 5 %, *Comptonia* sp. – 3 %, *Hamamelis* sp. – 1 %, *Nyssa crassa* Pan. – 1 %, *Betula gracilis* Boitz., *Betula* sp. – 6 %, *Alnus* cf. *robustus*, *A. quadrapollenites*, *A.* sp. – 6 %, *Corylus* sp. – 3 %, *Carya* sp. – 1 %, *Juglans sieboldianiformis* Vojc. – 1 %, *Platycarya* sp. – 1 %, экзоты – *Tricolpopollenites* – 1 %, *Aquilopollenites* sp. – 4 %; травянистые растения: разнотравье – 6 %, *Cyperaceae* gen. indet. – 3 %, *Liliaceae* gen. indet. – 1 %, *Sparganium* sp. – 1 %, *Ephedra* sp. – 1 %. Голосеменные растения представлены сем. *Pinaceae*: *Picea* sp. – 2 %, *Pinus cembraeformis* Zakl. – 2 %, *P. protocembra* Zakl. – 1 %, *P. sibiriciformis* Zakl. – 1 %; *Taxodium* sp. – 6 %, *Sequoia* sp. – 1 %. Споровые – сем. *Polypodiaceae* –

7 %, *Sphagnum* sp. – 7 %. По-видимому, в пробе представлены исключительно переотложенные споры и пыльца, в ней также присутствуют растительные остатки, угольная крошка, спикулы губок и центрические диатомовые водоросли.

Микрофаунистический анализ показал, что все семь проб этого обнажения содержат раковинки фораминифер. Во всех пробах этого разреза отмечены также растительные остатки, угольная крошка, мегаспоры, единичные остракоды и радиолярии.

Пробы с отметок 32,8 и 33,2 м имеют похожие комплексы фораминифер, содержащих соответственно 20 и 29 видов по 239 и 287 экземпляров, и слагаются в основном теми же видами, что и в нижележащих комплексах. Отличие состоит в присутствии миллиолинеи, единичных *Elphidiella arctica*, а также в большом количестве мелких и уродливых форм. Пробы с глубины 9,0 и 6,5 м содержат единичные раковинки фораминифер плохой сохранности.

Проба с высоты 20,0 м содержит микрофаунистический комплекс в основном из представителей холодолюбивых нонионид, ретроельфидиумов, криброэльфидиумов. Присутствует небольшое количество таких форм, как *Pirgo williamsoni*, *Guttulina lactea*, *Elphidiella tumida*, *Cassandrahelena* и др.

Следует отметить наличие в пробе достаточно большого количества крупных раковинок, что может свидетельствовать о благоприятных климатических условиях в момент их роста, в первую очередь о высокой солёности вод бассейна.

Проба с высоты 18,0 м содержит малочисленный комплекс фораминифер (9 видов, 38 экземпляров). В нем преобладают арктобореальные формы (*Retroelphidium atlanticum*, *Haynesina orbicularis*, *Nonionella auricula*), меньше бореально-арктических и бореальных видов (*Criboelphidium goesi*, *Cr. granatum*, *Buccella inusitata*). Кроме того, в этой пробе встречено очень большое количество агглютинированных раковинок фораминифер семейства *Saccaminidae* – *Leptodermella* sp., встречающиеся повсеместно с плиоцена доныне.

Комплексы такого типа можно отнести к арктобореальным, которые формировались, скорее всего, в неглубоких опресненных бассейнах с пониженной придонной температурой и могут быть сопоставлены с **болгохтохским комплексом** [Гудина, 1976].

По полученным данным комплексы шести проб (33,2; 32,8; 28,5; 26,0; 20,0; 18,0 м) можно, по-видимому, объединить в единый **санчуговский комплекс** [Загорская и др., 1965], верхняя часть которого в обнажении была переработана более поздними процессами.

Породы в стенке берегового обрыва покрыты соляной коркой, что свидетельствует об изначаль-

но высокой степени засоления отложений и интенсивной миграции солей к дневной поверхности при оттаивании пород. До высотной отметки 28,1 м степень засоления глинистых отложений не превышает 0,3 %, состав водно-растворимых солей сульфатно-натриевый. Ниже степень засоления отложений возрастает в несколько раз. На 26,0 м степень засоления составляет 0,85 % и достигает 1,0 % на 13,0 м. Преобладает сульфатный тип засоления (ионов сульфатов больше, чем ионов хлора), только в двух образцах содержание ионов хлора больше или равно содержанию сульфат-ионов. Преимущественно сульфатное засоление глинистых отложений имеет вторичную природу и связано с окислением пирита в слое оттаивания.

Особенности геологического и геокриологического строения, спорово-пыльцевой и фаунистические комплексы предположительно верхнеплейстоценовых отложений изучены на примере трех близко расположенных обнажений, обладающих сходством геологического строения нижних горизонтов при различии строения верхних ярусов.

Обнажение 0409 в 5,5 км к северу от п/с Сопочная Карга (см. рис. 1). В береговом обрыве с абсолютными отметками 35–40 м сверху вниз выделяются следующие слои. Отложения находились в немерзлом состоянии.

35,0–34,7 м – почвенно-растительный слой. Супесь покровная, светло-серая, с желтоватым оттенком;

34,7–32,5 м – песок мелкозернистый, серый до желтовато-серого, неяснолистный, с прослоями ко-сослоистого песка. Содержит большое количество целых раковин двустворчатых моллюсков *Macoma calcarea*, *Mytilus edulis*, *Chlamis islandica*, иногда со сложенными створками. В верхней части слоя встречаются обломки углефицированной древесины и редкие включения мелкой гальки;

32,5–24,0 м – глина темно-серая, плотная, с оскольчатой текстурой, с ожелезнением по граням оскольчатости. В верхней части слоя – крупнооскольчатая, в нижней – мелкооскольчатая. Оскольчатая текстура обусловлена оттаиванием по сетчатой и неполносетчатой криогенной текстуре отложений;

24,0–23,8 м – глина темно-серая, плотная, с раковинным детритом;

23,8–0,0 м – осыпь.

Из верхней толщи песков была собрана представительная коллекция морских моллюсков: *Macoma calcarea*, *Mytilus edulis*, *Clinocardium ciliatum*, *Nuculina pernula*, *Tridonta borealis*, *Hiatella arctica*, *Buccinum undatum*, *Neptunea lyrata*, *Territella erosa*, *Criptonatica*, *Solariella varicosa*, *Lunatia pallida*, *Bo-reotrophon clathrathus*, *Cilina alba*, *Lora sarsi*. Многие раковины моллюсков имеют сохранившийся эпидермис и захоронены в прижизненном состоянии.

Спорово-пыльцевой спектр из песков с моллюсками (33,5 м) указывает на похолодание климата; 80 % встреченных спор и пыльцы – переотложенные мезозойские. Из четвертичных определены: *Betula* sect. *Nanae* – 4 %, разнотравье – 2 %, сем. *Chenopodiaceae* – 2 %, сем. *Polypodiaceae* – 8 %, *Sphagnum* sp. – 4 %.

Спектры проб из самых верхов глин (32,5–30,5 м) похожие. Отмечается изменение климата в сторону потепления (казанцевское время) вверх по разрезу по спорово-пыльцевым спектрам. Растительность здесь определяется как таежная. На территории произрастали темнохвойные леса с березой и другими мелколиственными растениями. Состав спектров следующий: *Betula* ex sect. *Albae* – 8–10 %, *Alnus* sp., *Alnaster* – 2–5 %, *Salix* sp. – 0–4 %, *Picea obovata*, *Picea* sp. – 18–23 %, *Pinus sibirica* – 10–13 %, *P. silvestris* – 3–5 %, *Cedrus* sp. – 1–5 %; кустарниковые – *Betula* sect. *Nanae* – 3–7 %, *Juniperus sibirica* – 0–1 %, *Taxodiaceae* – 0–5 %; травянистые и споровые растения (разнотравье) – 4–7 %, сем. *Chenopodiaceae* – 2–4 %, сем. *Cyperaceae* – 2–5 %, *Ranunculaceae* – 1–4 %, *Caryophyllaceae* – 0–1 %, *Ericaceae* – 0–1 %, *Compositae* – 0–1 %, *Liliaceae* – 0–1 %, *Umbelliferae* – 0–1 %, *Typha* – 0–1 %, *Sparganium* – 0–3 %, сем. *Polypodiaceae* – 3–10 %, *Sphagnum* sp. – 3–8 %, *Lycopodium* sp. – 2–5 %. Переотложенных форм мезозойского и палеоген-неогенового возраста 0–9 %. Присутствуют растительные остатки, угольная крошка, спикеры губок и центрические диатомовые водоросли.

Спектры проб из нижележащих глин (29–26 м) характеризуют растительность лесотундры (тундры?) по берегам санчуговского моря. Из древесных форм определены *Betula* ex sect. *Albae* – 7–10 %, *Alnus* sp., *Alnaster* – 2–4 %, *Picea obovata*, *Picea* sp. – 4 %. Травянистые и кустарниковые растения – *Betula* sect. *Nanae* – 2–4 %, *Juniperus sibirica* – 0–2 %, разнотравье – 4–7 %, сем. *Chenopodiaceae* – 3 %, сем. *Cyperaceae* – 4–5 %, *Ranunculaceae* – 2 %, единично *Compositae*. Споровые представлены сем. *Polypodiaceae* – 1–2 %.

Проба из толщи глин на отметке 24 м содержит споры и пыльцу, характеризующую субтропическую растительность с элементами теплоумеренной флоры позднего эоцена–раннего олигоцена (переотложение).

Микрофаунистический анализ образцов из этого обнажения дал результаты, несколько отличающиеся от спорово-пыльцевых данных. Было проанализировано восемь образцов на предмет обнаружения микрофауны, спор и пыльцы. Пробы из суглинков и песков до 26 м имеют полноценные комплексы хорошей наполненности – 21–32 вида до 1108 экземпляров, сопоставимые с казанцевскими комплексами, выделенными и описанными В.И. Гудиной [1976].

Общий видовой состав казанцевского комплекса по результатам исследований следующий: *Quinqueloculina longa*, *Guttulina* sp., *Globulina* sp., *Fissurina marginata*, *F. lacida*, *Parafissurina tectulostoma*, *Miliolinella* sp., *Dentalina baggi*, *Tappanella arctica*, *Lagena apiopleura*, *Discorbis deplanatus*, *Buccella frigida*, *Asterigerinata pulchella*, *Cibicides rotundatus*, *Cribronion obscurus*, *Retroelphidium atlanticum*, *R. hyalinum*, *R. obesum*, *Haynesina orbicularis*, *Elphidiella tumida*, *Criboelphidium goesi*, *Cr. granatum*, *Cr. subarcticum*, *Cassidullina subacuta*, *Cassandra helenae* и т. д.

Большей частью это арктические и арктобореальные формы. В общем же этот комплекс характерен для окраин арктической области, на которую имеют влияние бореальные воды с соленостью, близкой к нормальной. Казанцевские отложения в исследуемом районе в нижней своей части сложены глинами (тяжелыми суглинками) с раковинами моллюсков и редкой мелкой галькой, которые отличаются от подстилающих суглинков по текстуре. Самая нижняя проба с 24 м в суглинках с раковинным детритом содержит небогатый комплекс фораминифер, в котором преобладают арктические и арктобореальные формы (ретроэльфидиумы, крибрононииумы, хайнезины), значительно меньше кассидулин. Этот комплекс, возможно, формировался в позднесанчуговское (или раннеказанцевское) время в неглубоком опресненном бассейне с пониженной придонной температурой.

Неподалеку от обнажения 0409, в 4,5 км к северу от п/с Сопочная Карга, в береговом уступе с абсолютными отметками 12–15 м вскрывается разрез предположительно верхнеплейстоценовых отложений (рис. 2, обн. СК-5/04). В разрезе сверху вниз выделяются следующие слои.

12,0–7,0 м – оплывина (песчано-супесчаные отложения);

7,0–5,8 м – супесь буровато-серая с сизым оттенком, с корешками растений, оторфованная, слоистая (с волнистыми оторфованными прослоями, торф аллохтонный), с ожелезненными пятнами и затекама, мерзлая. Криотекстура поясковая, ритмичная, толщина поясков 1,0–1,5 см, расстояние между ними 7–12 см. Между поясками микрошлировая сетчатая криотекстура (минеральные блоки от 0,1 × 0,5 до 0,3 × 1,5 см²), а также микролинзовидная частослоистая (слоистая и сетчатая криотекстуры чередуются). На фоне микрошлировой криотекстуры выдержанные субгоризонтальные (параллельные пояскам) шпильки толщиной до 0,2 см, расстояние между ними 0,5–7,0 см. С 6,2 м криотекстура слоисто-сетчатая (на фоне описанной выше микрошлировой криотекстуры), шпильки до 0,2 см, расстояние между ними 1,0–2,0 см. На отметках 5,9 и 5,8 м пояски толщиной до 1,0 см, нижний поясик разделяет песок и супесь. В супеси отмечаются сингенетические ПЖЛ, ширина которых составляет 0,2–0,5 м (судя по всему, есть и более мощные жилы);

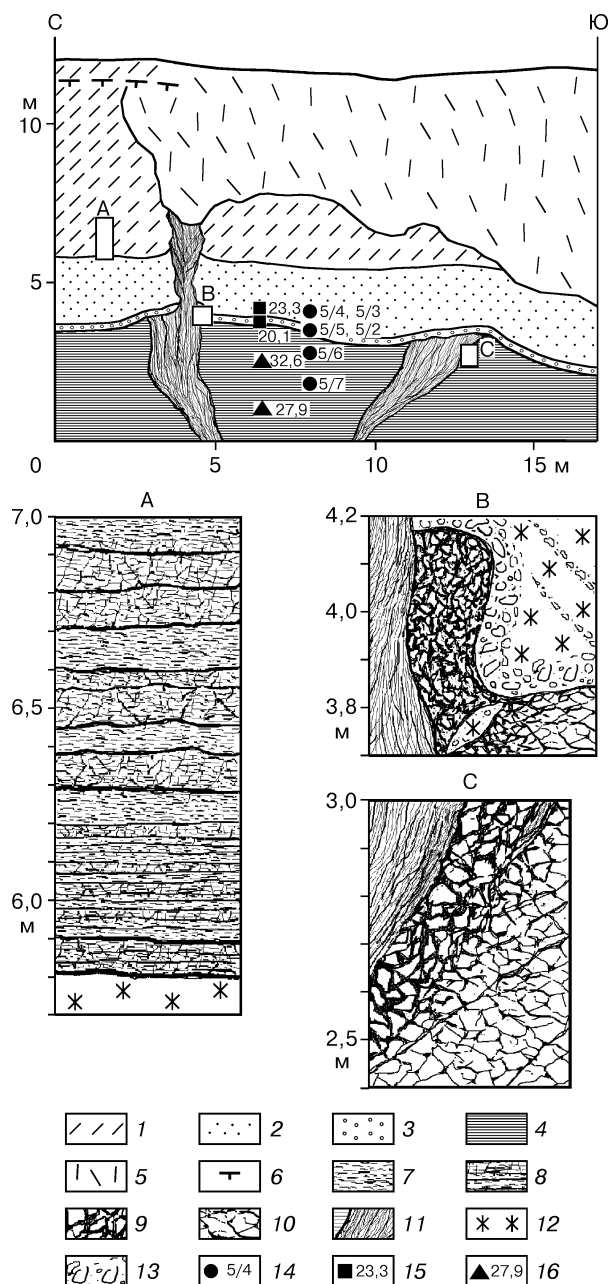


Рис. 2. Геокриологический разрез обнажения СК-5/04:

1 – синкриогенные супесчаные отложения с повторно-жильными льдами (пойменный аллювий); 2 – аллювиальные пески; 3 – гравелистые пески (русловой аллювий); 4 – морские эпикриогенные глины; 5 – осыпь; 6 – подошва сезонного льда; 7 – повторно-жильные льды; 8–13 – криотекстура (8 – микрошлировая частослоистая в сочетании с поясковой, 9 – микрошлировая сетчатая в сочетании с поясковой, 10 – базальная, 11 – сетчатая, 12 – массивная, линзовидно-слоистая – плетенчатая, 13 – корковая); 14 – точки отбора и номера образцов; 15 – суммарная влажность, %; 16 – суммарная влажность минеральных прослоев, %; А, В, С – увеличенные фрагменты криогенного строения обнажения.

5,8–5,4 м – песок желтовато-серый, мелкозернистый, хорошо сортированный, с обилием детрита, угольков и древесных остатков. Песок слоистый за счет чередования светлых и темных прослоев толщиной до 1,5 см. Слоистость косая и горизонтальная. Криотекстура массивная;

5,4–4,8 м – песок тот же, с заиленными прослоями толщиной до 2 см, с линзами и прослоями, обогащенными гравием и мелкой галькой. На 5,3 м включения древесных обломков. Криотекстура массивная, вокруг включений гальки корки льда толщиной до 0,2 см. Суммарная влажность 20–23 %;

4,8–4,7 м – базальный горизонт. Гравелистый песок с галькой и небольшими валунами различной степени окатанности, с редкими обломками ракушек. Контакт с нижележащими глинами субгоризонтальный пологоволнистый с амплитудой 30–40 см;

4,7–3,6 м – глина буровато-серая, оскольчатая, с сильным ожелезнением по граням отдельностей, размер которых колеблется от 0,3 × 0,5 до 1,0 × 2,0 см². Преобладает сетчатая хаотичная криотекстура, толщина шпиров преимущественно до 0,1 см (редко – 0,2 см), отмечаются гнезда льда размером до 1,5 см. У контакта с ПЖЛ глина отжимается вверх на высоту до 0,4 м, криотекстура у контакта в полосе шириной до 0,1 м базальная (оскольчатые глинистые отдельности плавают во льду). Суммарная влажность минеральных прослоев составляет 33 %;

3,6–0,0 м – глина сизовато-серая, оскольчатая, глинистые агрегаты плотные, тугопластичные, с черными примазками, ожелезнение по граням отдельностей с глубиной становится менее интенсивным (приурочено в основном к трещинным зонам). Криотекстура сетчатая хаотичная, толщина шпиров 0,1 см (до 0,3–0,6 см), отмечаются гнезда льда размером до 1,0 см. Минеральные блоки от 0,4 × 1,0 до 3,0 × 4,0 см². На фоне такой криотекстуры отмечаются выдержанные наклонные разнонаправленные шпиров толщиной 0,1–0,2 см. Суммарная влажность минеральных прослоев составляет 28 %.

Оба горизонта глин пронизаны эпигенетическими ПЖЛ, ширина которых на контакте с вышележащими песками достигает 1,5–2,0 м, а на уровне пляжа составляет 0,3–0,4 м. Часть жил начинается в глинах (их верхняя часть оплавлена и перекрыта базальным песчано-гравелистым горизонтом). Некоторые жилы имеют продолжение в песках, но толщина их существенно меньше (до 0,5 м, в ряде случаев наблюдаются ростки шириной до 0,2 см и высотой до 0,5–1,0 м). Глины у контакта с ПЖЛ отжимаются вверх на 0,4 м.

Супесчаный горизонт и мелко- и тонкозернистые гравелистые пески не засолены (см. рис. 2, обр. 5/2, 5/3). Степень засоления не превышает 0,06 %. Среди ионов преобладают гидрокарбонат- и натрий-ионы. Глины, подстилающие супеси и пески (см. рис. 2, обр. 5/6, 5/7), засолены (степень засоления до 0,5 %) и по составу ионов воднорастворимых солей (рис. 3) диагностируются как морские (содержание хлор-иона составляет

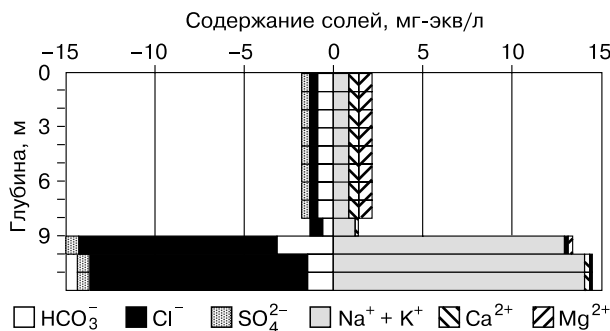


Рис. 3. Распределение содержания ионов воднорастворимых солей по глубине в обнажении СК-5/04, абсолютная отметка поверхности 12 м.

Со знаком “–” дано содержание анионов.

70–85 % общего содержания анионов, а натрий-иона – 97 % общего содержания катионов). В глинах встречены новообразования карбонатов (пластинки), что является еще одним доказательством морского генезиса отложений [Загорская и др., 1965].

Для уточнения генезиса отложений и условий их формирования методом детального грануломинералогического анализа песчаной фракции отложений [Сурков, 2000] изучена серия проб из обнажения и (в качестве эталона сравнения) тем же методом исследовались современные речные (бечевник) и морские (пляж) фации. Анализ показал, что глинистые отложения, вмещающие основания ПЖЛ, формировались в условиях осадения частиц в море ниже уровня волновой сортировки, там, где накапливаются самые мелкие (менее 0,005 мм) глинистые частицы.

По набору тяжелых минералов гравелистые пески на контакте с глиной имеют богатую по количеству минеральных видов ассоциацию – турмалин-гранат-рутил-циркон-ильменит-монацит-магнетит. По ширине спектров отмечается дифференциация по плотности (видна по смещению более легких минералов тяжелой фракции относительно более тяжелых, но более мелких). Характер распределения частиц тяжелых минералов по частотам встречаемости, прерывистость большинства тяжелых минералов, наряду с узкими их спектрами по толщине, свидетельствуют о дальнем переносе частиц минералов мощным речным потоком. Это позволяет диагностировать их как аллювиальные отложения низовьев крупной реки. Характер распределения и состав тяжелых минералов аналогичен таковым в русловой фации современного аллювия Енисея в районе г. Дудинка (в 300 км вверх по течению) и отличен от фации современного пляжа Енисейского залива, которая характеризуется более бедным составом ассоциации минеральных видов (турмалин-гранат-иль-

менит) и иным спектром распределения частиц по плотности.

Залегающие выше более тонкие пески, вмещающие сингенетические ПЖЛ, представлены ассоциацией минералов, схожей с нижними песками. Но здесь пески формировались в условиях обширной заозеренной поймы, где ветровые волны на мелководье создают дополнительный фактор сортировки частиц по крупности и плотности. Это подтверждается распределением кварца в пробе, где имеется явно выраженное семейство зерен волновой сортировки. Отложения верхних песков являются аллювиально-озерными отложениями широкой поймы крупной реки, периодически заливаемой паводковыми водами. Об осадении частиц в условиях замкнутых водоемов свидетельствует хорошая сортировка зерен по толщине и плотности [Стрелецкая и др., 2005]. Формирование песков, вмещающих сингенетические ПЖЛ, происходило в условиях позднеплейстоценовой регрессии моря, когда русло р. Енисей выдвигалось к северу более чем на 300 км [Stein et al., 2002]. В условиях сурового климата в позднем плейстоцене (сарганское время) формировался комплекс ПЖЛ. Нижняя часть жил, проникающих в глинистую толщу, формировалась эпигенетически сразу же после выхода поверхности из-под уровня моря, а верхняя – сингенетически в условиях пойменного режима.

Состав, свойства и внешний облик глин, их положение в геологическом разрезе как в обнажении СК-5/04, так и в обнажении 0409 позволяют рассматривать этот горизонт как единую толщу. Криогенное строение глин также совершенно одинаково по набору и параметрам криогенных текстур, по величине льдистости и характеру ожелезнения. Различия наблюдаются только в присутствии оснований ПЖЛ в обнажении СК-5/04.

Разрез четвертичных отложений, включающих крупную пластовую залежь льда и ПЖЛ, исследовался в 0,5 км к северу от п/с Сопочная Карга (рис. 4, обн. СК-3/04). Абсолютная высота поверхности 30–35 м.

В разрезе стенки термоцирка сверху вниз выделяются следующие слои (правая часть обнажения там, где ледогрунтовая толща уходит ниже уровня днища термоцирка).

35,0–34,5 м – почвенно-растительный слой, супесь оторфованная, ожелезненная, с корнями растений, с отдельными включениями щебня, талая;

34,5–34,3 м – супесь та же, мерзлая. Криотекстура массивная с отдельными субвертикальными микрошлирами;

34,3–30,5 м – супесь серая, пылеватая с сизым оттенком, оторфованная, слегка ожелезненная. По соотношению грунта и льда может быть отнесена к ледогрунту. Криотекстура поясковая в сочетании с сетчатой и атакситовой. Во льду поясков отмечаются разнонаправленные минеральные блоки размером до

0,5 × 1,0 см². До 33,8 м толщина поясков не превышает 1 см, расстояние между ними колеблется от 2–5 до 15 см, ниже толщина поясков составляет 3–7 см (наиболее льдистый слой – 33,7–33,5 м), расстояние между ними 5–15 см. Для сетчатой криотекстуры характерно доминирование субвертикальных и крутопадающих шпиров (угол наклона 70–90°), расстояние между которыми составляет 1–2 см. Между субвертикальными шпирами отмечаются более мелкие и частые пологонаклонные шпирсы. Толщина шпиров составляет 0,1–0,3 см (до 0,5 см), размер минеральных блоков от 0,2 × 1,0 до 0,5 × 1,5–2,0 см². Сетчатая криотекстура местами переходит в атакситовую. В этом горизонте встречены ледяные жилы шириной от 0,4 до 3,0 м. Суммарная влажность отложений достигает 80 % и более;

30,5–29,9 м – торф темно-бурый, с древесными остатками, перекрыт желтовато-сизыми суглинками. Криотекстура порфириовидная, неясно выражена. Книзу торф переходит в суглинок бурый, сильно оторфованный. Криотекстура от линзовидно-слоистой до плетенчатой, толщина шпиров 0,1–0,2 см, расстояние между ними 0,2–0,5 см; на этом фоне отмечаются субгоризонтальные шпирсы толщиной 0,3–1,0 см, расстояние между ними 2–7 см, а также субвертикальные шпирсы толщиной 0,1–0,2 см;

29,9–29,3 м – супесь тяжелая, пылеватая, светло-серая с сизоватым оттенком, слегка ожелезненная и оторфованная, в интервале 29,5–29,4 м отмечается извилистый оторфованный прослой толщиной 2–10 см. Криотекстура – от сетчатой до атакситовой, толщина шпиров 0,1–0,3 см (до 0,5 см), минеральные блоки от 0,1 × 0,3 до 0,7 × 2,5 см². На глубине 29,6 м отмечен ледяной пояс толщиной 2–4 см. В интервале 29,6–29,4 м криотекстура атакситовая, размер минеральных блоков от 0,2 × 0,3 до 0,5 × 1,0 см² (преобладают мелкие);

29,3–21,1 м – супесь та же, криотекстура микрошпировая частослойчатая, пльчатая;

21,1–28,0 м – оплывина; с 28,0 м – отвесный уступ;

28,0–27,0 м – суглинок светло-серый, криотекстура – от сетчатой до плетенчатой. В левой части разреза толщина шпиров 0,1–0,5 см, правее она составляет доли миллиметра, криотекстура ближе к плетенчатой, минеральные блоки 3 × 10 см²;

27,0–15,0 м – суглинок тяжелый, темно-серый, с включениями гальки и валунов. Криотекстура массивная, в нижней части слоя с крутопадающими шпирами толщиной до 0,1–0,2 см, расстояние между шпирами 0,5–1,0 м. Суммарная влажность 33 %. В этом слое близ контакта с льдогрунтовой толщей отмечаются мощные субвертикальные выдержанные шпирсы, выклинивающиеся кверху, формирующие “столбчатые отдельности”. Толщина шпиров до 5 см, расстояние между шпирами 15–20 см, вертикальная протяженность 3–5 м (шпирсы выклиниваются на отметках 27–33 м). Криотекстура между шпирами близка к массивной. Суммарная влажность отложений с массивной криотекстурой колеблется в узких пределах: от 20 до 23 %.

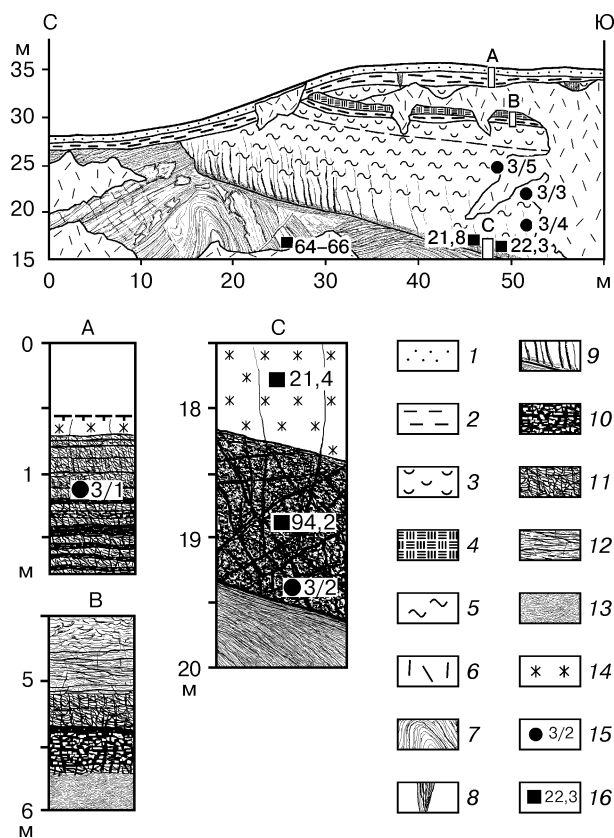


Рис. 4. Геокриологический разрез обнажения СК-3/04:

1 – сезонноталый слой; 2 – сильнольдистый промежуточный слой (суглинки) с небольшими повторно-жильными льдами; 3 – синкриогенные суглинистые отложения с повторно-жильными льдами (скорее всего, солифлюкционные); 4 – торф; 5 – таберальные суглинистые отложения (в верхней части слоя, возможно, озерные); 6 – осыпь; 7 – смятое в складки льдогрунтовое тело; 8 – повторно-жильные льды; 9 – крупные субвертикальные шпирсы, выклинивающиеся кверху; 10–14 – криотекстура (10 – атакситовая, 11 – сетчатая, 12 – линзовидно-слоистая–плетенчатая, 13 – микрошпировая частослойчатая пльчатая, 14 – массивная); 15 – точки отбора образцов на геохимический анализ и номер; 16 – суммарная влажность, %; А, В, С – увеличенные фрагменты криогенного строения обнажения.

В интервале 19–18 м параллельно наклонной поверхности ледяного пласта залегает слой толщиной до 1,0–1,2 м с атакситовой криотекстурой, на фоне которой отмечаются наклонные пересекающиеся шпирсы толщиной до 1 см. Суммарная влажность 94,2 %. Под слоем суглинков залегает льдогрунтовое тело, которое представляет собой смятую в складки толщу, представленную нечетким чередованием относительно чистого льда и льдогрунтовых прослоев. Криотекстура грунтовых прослоев атакситовая, расположение минеральных блоков хаотичное, их размер колеблется от 0,1 × 0,2 до 0,3 × 0,5 см². Отмечаются прослой за-

грязненного льда мощностью от 0,3 до 3,0 см. В левой (северной) части обнажения складчатая ледо-грунтовая толща перекрыта массивной толщиной исключительно льдистых мелкозернистых песков, которые по своим свойствам также могут быть отнесены к ледогрунту. Общая мощность складчатой ледогрунтовой толщи и сильнольдистых песков превышает 10–12 м. Точная граница между этими двумя элементами ледогрунтового тела не выявлена.

Внутри ледогрунтовой толщи отмечаются крупные грунтовые блоки неправильной формы, часто вытянутые согласно слоистости ледогрунта, представленные темно-серой глиной с включениями гальки и валунов диаметром до 40 см. Размер грунтовых блоков составляет 0,4–1,0 × 0,1–0,4 м². Криотекстура грунтов в блоках изменяется от микроатакситовой до микропорфировидной, суммарная льдистость около 60 %.

На отметке 31,5 м встречены очень мелкие тонкостенные раковинки пресноводных моллюсков: прудовиков и катушек.

Был произведен спорово-пыльцевой анализ трех проб. Выделены два спорово-пыльцевых комплекса. Пробы из интервалов 31,5–29,9 и 29,9–29,3 м имеют похожие спектры и объединены в первый спорово-пыльцевой комплекс. Основу комплекса составляют современные тундровые виды кустарников и травянистых растений: ольховник (*Alnaster fruticosus*) – 44–50 %, кустарниковая береза (*Betula nana*) – 5–6 %, сем. *Polypodiaceae* (*Athirium filix femia*) – 18–20 %, сем. *Lycopodiaceae* (*Dyphazium alpinum*, *Lycopodium alpinum*), сем. *Huperziaceae* (*Huperzia petrovii*) – 0–2 %, разнотравье – 0–10 %, сем. *Chenopodiaceae* – 0–1 %, сем. *Cyperaceae* – 2–3 %. Древесные растения представлены в небольшом количестве березой древовидной (*Betula ex sect. Albae*) – 7–10 %, ольхой (*Alnus* sp.) – 0–2 %, ивой (*Salix* sp.) – 0–1 %. В пробах отмечается большое количество растительных остатков, мхов *Breales*, споры грибов и единичные центрические диатомовые водоросли.

Проба из интервала 29,2–29,1 м из толщи глинистых алевролитов выделяется во второй спорово-пыльцевой комплекс. Он может характеризовать лесотундровую растительность каргинского(?) времени в позднем плейстоцене. Доминируют травянистые растения (65 %): разнотравье – 26 %, сем. *Chenopodiaceae* – 2 %, сем. *Cyperaceae* – 2 %, *Ranunculaceae* – 4 %, *Caryophyllaceae* – 3 %, *Pirola* – 1 %, *Ephedra* – 1 %; споровые представлены сем. *Polypodiaceae* – 7 %, *Sphagnum* sp. – 20 %, *Ophoglossum* sp. – 1–6 %. Среди древесных и кустарниковых преобладают хвойные – *Picea obovata*, *Picea* sp. – 12 %, *Pinus sibirica* – 6 %, *P. silvestris* – 2 %; мелколиственные – *Betula ex sect. Albae* – 4 %, *Salix* sp. – 2 %, *Betula sect. Nanae* – 6 %.

Из интервалов 31,5–29,9 и 29,9–29,3 м были отобраны образцы для микрофаунистического анализа. В отношении наличия в осадках фораминифер несколько проб оказались практически “немыми”. В них отмечено лишь большое количество растительных остатков, единично – угольная крошка и мегаспоры.

Проба из интервала 31,5–29,9 м (прослой с мелкими гастроподами) содержит комплекс фораминифер, в котором явное преобладание ретроельфидиумов, значительно меньше букцелл и кассидулин. Присутствуют также единичные лагены, дискорбисы, хайнезины и т. д. Сохранность анализируемого материала плохая – много мелких, уродливых форм.

В целом комплекс характерен для арктического бассейна с пониженной соленостью, который формировался, вероятно, в конце казанцевского и в послеказанцевское время.

Из этого же горизонта определены остракоды в следующем процентом соотношении: *Eucypris* sp. – 41 %, *Candona harmsworthi* – 10 %, *Candona* sp. juv. – 36 %, *Cytherissa lacustris* – 8 %, *Ilyocypris* sp. – 5 %. Все остракоды пресноводные, они встречаются почти во всех реках и озерах данного района. Такой же комплекс описан в современных донных осадках из эстуариев Оби и Енисея и термокарстовых озер побережья моря Лаптевых [*Степанова и др.*, 2001].

Геохимическое опробование. В интервале 34,3–28,0 м исследовался химический состав ПЖЛ и вмещающих их отложений. Минерализация расплава повторно-жильного льда составляет 22,04 мг/л (таблица, обр. 5), среди анионов преобладают гидрокарбонат- и хлор-ион – 47,1 и 40,3 % общего количества анионов соответственно, среди катионов содержание ионов кальция (52,6 %) почти в 2 раза превышает содержание ионов натрия и калия (27,1 %), а соотношение натрия к хлору не превышает 0,44. Вмещающие ледяную жилу пресные пылеватые супеси вниз по разрезу сменяются супесями тяжелыми пылеватыми и представляют торфяно-минеральную смесь с большим количеством углефицированной древесины. Степень засоления супесей (см. рис. 4, обр. 3/1) не превышает 0,06 % при преобладании гидрокарбонат- и кальций-ионов, причем доля гидрокарбонат-ионов – более 80 % общего количества анионов. Это свидетельствует о континентальном происхождении отложений.

Грануломинералогический анализ. Анализ песчаной фракции из супесей показал, что сортировка обломочных минералов (магнетит, ильменит, гранат, пироксен) соответствует аллювию низовьев крупной реки с большим количеством пойменных торфяных озер, а большое количество зерен с характерной формой крыла указывает на влияние ветрового переноса зерен кварца в накоп-

Результаты химического анализа расплавов пластового, повторно-жильного и текстуробразующего льдов по разрезу СК-3/04

Номер образца	Место отбора образца	Общая минерализация, мг/л	Содержание ионов*					
			Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺ +K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
<i>Пластовый лед</i>								
1	70 см от верхнего контакта льда с перекрывающими отложениями	243,00	$\frac{9,17}{8}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{180,56}{92,0}$	$\frac{34,78}{55,2}$	$\frac{11,28}{21,8}$	$\frac{7,22}{23,0}$
2	140 см	73,85	$\frac{3,34}{9,6}$	$\frac{1,23}{2,6}$	$\frac{52,46}{87,8}$	$\frac{90,43}{45,7}$	$\frac{5,64}{35,9}$	$\frac{1,76}{18,4}$
3	210 см	46,74	$\frac{5,5}{24,1}$	$\frac{0,41}{1,3}$	$\frac{29,28}{74,6}$	$\frac{7,42}{48,6}$	$\frac{1,65}{14,9}$	$\frac{2,47}{36,5}$
4	280 см	247,87	$\frac{16,68}{14,3}$	$\frac{6,17}{3,9}$	$\frac{163,48}{81,8}$	$\frac{49,4}{71,2}$	$\frac{6,02}{10,8}$	$\frac{6,13}{18,0}$
<i>Повторно-жильный и текстуробразующий лед</i>								
5	ПЖЛ	22,04	$\frac{4,87}{40,3}$	$\frac{2,06}{12,6}$	$\frac{9,76}{47,1}$	$\frac{1,88}{27,1}$	$\frac{2,82}{52,6}$	$\frac{0,66}{20,3}$
6	Текстуробразующий лед	19,53	$\frac{4,17}{37,7}$	$\frac{1,65}{11,0}$	$\frac{9,76}{51,3}$	$\frac{1,55}{15,3}$	$\frac{0,75}{16,3}$	$\frac{1,65}{58,4}$
7	Текстуробразующий лед	34,08	$\frac{4,45}{25,8}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{21,96}{74,2}$	$\frac{49,4}{71,2}$	$\frac{1,13}{14,5}$	$\frac{1,69}{35,9}$

* Содержание ионов дано в числителе – мг-экв/л, в знаменателе – мг-экв %/л.

лении отложений. Возможно, некоторый вклад принадлежит делювиально-солифлюкционным процессам.

Геохимическое опробование. В интервале 28,0–15,0 м глинистые отложения в целом пресные, но количество и состав ионов изменяются с глубиной (рис. 5). Увеличивается количество гидрокарбонат-ионов (от 0,46 до 1,92 мг-экв/л) и сульфат-ионов (от 0,18 до 1,82 мг-экв/л). Содержание ионов хлора изменяется в меньшем диапазоне (от 0,30 до 0,98 мг-экв/л). Непосредственно на контакте с пластовой ледяной залежью суглинок (см. рис. 4, фрагмент С, обр. 3/2) содержит больше водно-растворимых солей (степень засоления составляет 0,14 %), а содержание гидрокарбонатов и натрия по количеству превышает содержание остальных ионов, что свидетельствует о миграции солей с влагой к фронту промерзания в неполностью водонасыщенном суглинке. Геохимическое опробование расплавов льда мощных субвертикальных выдержанных шлиров в глинистых отложениях показало, что текстуробразующий лед ультрапресный (минерализация расплава составляет 19,53 мг/л), преобладают гидрокарбонат- и магний-ионы. Содержание ионов магния почти в 3 раза превышает содержание ионов натрия (таблица, обр. 6).

От верхнего контакта с глинистой толщей до видимой нижней границы льда из льдогрунтового тела (ЛГТ) были отобраны образцы через 0,7 м. Результаты геохимического опробования расплавов льда приведены в таблице (номера образцов

1–4). Минерализация расплавов льда изменяется от 46,74 до 247,87 мг/л. Во всех пробах гидрокарбонат-ион существенно преобладает среди анионов, достигая 92 % во льду на верхнем контакте и 81,8 % в основании ЛГТ. Это характерно в случае

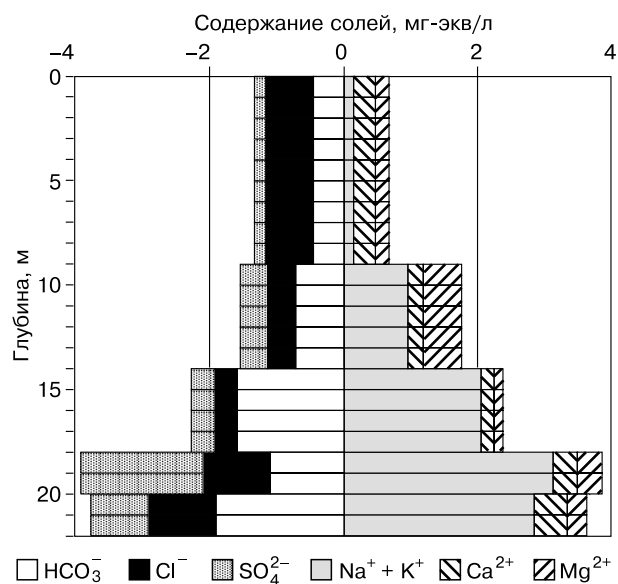


Рис. 5. Распределение содержания ионов водно-растворимых солей по глубине в обнажении СК-3/04, абсолютная отметка поверхности 35 м.

Со знаком “-” дано содержание анионов.

промерзания замкнутых таликов сверху и снизу: минерализация воды увеличивается как у верхней, так и у нижней границы с многолетнемерзлыми породами [Анисимова, 1981]. Среди катионов во льду преобладает натрий, содержание которого возрастает к центру ледяной залежи, в том же направлении уменьшается минерализация льда и количество грунтовых примесей. Содержание магния превышает содержание кальция, а соотношение натрия к хлору превышает 1, в среднем составляя 3,0–3,7, что характерно для вод подозерных таликов. Например, в водах подозерных таликов Якутии отношение Na/Cl изменяется от 3,2 до 7,5 [Анисимова, 1981]. Отсутствие или незначительное содержание сульфатов также характерно для вод подозерных таликов.

Анализ химического состава ЛГТ в разрезе позволяет утверждать, что формирование ЛГТ в разрезе СК-3/04 происходило при промерзании подозерного талика. Пластовый лед на мысе Таб-Салья на левом берегу Енисея, в 55 км к югу от нашего разреза, имеет похожее криогенное строение разреза, минерализацию льда и соотношение ионов в нем. Здесь происхождение пластовой залежи льда, по мнению авторов [Карпов, 1984; Крицук, Анисимова, 1985], инъекционное, лед формировался при промерзании талика под озером.

Грануломинералогический анализ. Анализ песчаной фракции минералов (магнетит, ильменит, гранат) в глинистых отложениях в интервале 28–15 м показал отлично сортированные по плотности и размерам зерна. Как верхние суглинки на контакте с вышележащими супесями, так и нижние, вблизи контакта с пластовой залежью льда, формировались в условиях морского мелководья в зоне вдольбереговых течений. Для таких участков характерна интенсивная волновая переработка материала, транзит кварца во взвеси и перекачивание его по дну, участие штормовых выбросов переработанного морем аллювия. Песчаная фракция минералов в глинистых грунтовых блоках в ледяной залежи также отличается почти идеальной их сортировкой (черепитчатый тип со смещением вправо в соответствии с плотностью минералов). Такое распределение характерно для осадка, формирующегося в условиях морского мелководья и придельтовой части, при участии вдольбереговых течений и волновой переработки. Неизменный набор минералов тяжелой фракции (магнетит, ильменит, гранат) свидетельствует о постоянном источнике сноса при накоплении осадка. Таким образом, отложения, перекрывающие ледогрунтовую толщу, и минеральные блоки во льду имеют единый генезис и контрастно отличаются от верхнего комплекса отложений, включающих ПЖЛ.

Левая (северная часть) обнажения сложена незасоленными пылеватými песками с включени-

ями валунов диаметром до 60 см. Пески сильнольдистые, вплоть до ледогрунта, с прослоями и линзами чистого льда размером от 3–4 мм до 30 см. Суммарная влажность 62–75 %. В линзах лед чистый стекловидный крупнокристаллический с редкими пузырьками воздуха. Минерализация расплавленного льда не превышает 34,08 мг/л. Характерно полное отсутствие сульфатов при преобладании гидрокарбонат-ионов и натрия (см. таблицу, обр. 7).

Минеральный состав и распределение зерен в песчаной фракции аналогичны таковым в отложениях, перекрывающих ЛГТ, отмечается только примесь частиц формы, характерной для эолового переноса.

Верхняя часть разреза СК-3/04 до высоты 30,5 м относится к синкриогенным отложениям ледового комплекса. На это указывают континентальный генезис отложений, однородный гранулометрический состав супесей, включения корешков растений и растительных остатков, поясковая криогенная текстура, присутствие мощных сингенетических повторно-жильных льдов шириной по верху более 2,0 м. Далее вниз по разрезу залегает парасинкриогенная толща изначально морских казанцевских суглинков, которые протаивали под дном озера и промерзли вторично. Контакт этой толщи с ледовым комплексом маркируется торфяным прослоем, сформировавшимся на этапе зарастания озера. Наконец, в основании разреза крупные грунтовые блоки в центральной части обнажения и ледогрунт в левой (северной) части, вероятно, представляют собой прибрежно-морские казанцевские отложения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наиболее древними четвертичными отложениями, вскрывающимися в изученных нами береговых обнажениях, являются **среднеплейстоценовые отложения санчуговской свиты**. Они слагают среднюю и нижнюю части разреза близ ур. Красный Яр, представлены тяжелыми суглинками и глинами массивной текстуры с включениями валунов и гальки. Содержат раковины морского арктического и арктобореального фаунистического комплекса средней и плохой сохранности, сформировавшегося в условиях пониженной температуры и высокой солености морской воды. Характеризуются преимущественно сульфатным засолением, имеющим вторичную природу, связанную с окислением пирита при оттаивании отложений. Возможно, к санчуговской свите можно отнести глины в нижней части разреза в обнажении 0409. Криогенная текстура отложений преимущественно массивная, в отдельных горизонтах неполносетчатая с тонкими разноориентированными ледяными прослоями. По условиям криогенеза отложения относятся к эпикриогенным, частично

протаявшим и длительное время находившимся в талом состоянии, а затем вновь промерзшим.

В отличие от более южных районов Енисейского Севера, **верхнеплейстоценовые отложения казанцевской свиты** в пределах изучаемого участка (обн. 0409, СК-5/04, СК-3/04 и др.) представлены преимущественно глинами и суглинками с более редкими по сравнению с санчуговскими отложениями включениями гальки и валунов. Песчаные накопления имеют резко подчиненное значение. В разрезах казанцевской свиты содержится фаунистический комплекс, характерный для окраин морей арктической области, на которую оказывают влияние бореальные воды с соленостью, близкой к нормальной. Отложения засолены, содержание водно-растворимых солей, как правило, около 0,5 %, состав солей хлоридно-натриевый. Ведущей криогенной текстурой казанцевских суглинков и глин является сетчатая и неполносетчатая. Отложения включают нижние части мощных ледяных жил, которые относятся к эпикриогенным образованиям. Повторно-жильные льды формировались при промерзании казанцевских суглинков и продолжали свой рост сингенетично накоплению песков в конце верхнего плейстоцена.

Анализ полученных данных позволяет более детально проследить условия криогенеза исследуемых толщ.

Вероятно, формирование криогенного строения отложений, вскрывающихся в разрезе СК-5/04, началось после того, как вследствие морской регрессии толща глин подверглась эпигенетическому промерзанию, сопровождавшемуся криогенным растрескиванием и образованием повторно-жильных льдов. На переход от субаквальных условий к субаэральным указывает то обстоятельство, что в верхней части разреза морских глин отмечается сильное ожелезнение. С ростом глубины ожелезнение, развитое по граням минеральных блоков, формирующих сетчатую криотекстуру, становится менее интенсивным и приурочено в основном к трещинным зонам, размер минеральных блоков немного увеличивается, влажность, наоборот, уменьшается, что указывает на замедление скорости промерзания. Вблизи контакта с ледяными жилами отмечается существенное увеличение льдистости (см. рис. 2, фрагмент С).

Перерыв в седиментации, за время которого у поверхности глинистой толщи успели сформироваться сравнительно мощные повторно-жильные льды, сменился периодом развития эрозионных процессов. Результатом их деятельности стало срезание верхней части глинистой толщи. Судя по всему, этот период характеризовался относительно холодными климатическими условиями, так как признаки вытаивания жил, сформировавшихся в глинах, отсутствуют (хотя их верхняя повер-

ность, залегающая на контакте глин с перекрывающими их песками, носит следы оплавления).

В период накопления синкриогенной пачки руслового аллювия мощностью 2,0–2,5 м, перекрывающей морские глины, рост части жил прекратился. Высокие темпы седиментации и сравнительно грубый гранулометрический состав стали причиной небольшой льдистости этих отложений и резкого сокращения ширины ледяных жил. У контакта с ледяными жилами, продолжившими свой рост в песках, отмечается сильный изгиб вверх вмещающих отложений, вплоть до выжимания глин вдоль контакта (см. рис. 2, фрагмент В).

Залегающие над песками оторфованные супеси мы относим к синкриогенным отложениям пойменной фации аллювия. На это указывают, в частности, их характерное криогенное строение (см. рис. 2, фрагмент А), наличие в разрезе нитевидных корешков. Судя по имеющимся признакам, в супесях развиты достаточно мощные повторно-жильные льды, хотя вскрыть их полностью в разрезе, перекрытом мощной осыпью, нам не удалось.

Очевидно, что пластовые льды также приурочены к отложениям казанцевской свиты (обн. СК-3/04). Наиболее вероятными гипотезами происхождения крупного ледогрунтового тела представляются ледниковая либо инъекционная. В первом случае ЛГТ должно было формироваться на поверхности, во втором – внутри эпикриогенной толщи. Обе гипотезы способны объяснить многие особенности строения ЛГТ, такие как большая мощность и протяженность (по-видимому, это же ледогрунтовое тело вскрывается в соседних береговых обрывах), наличие пликативных и дизъюнктивных деформаций, большое количество грунтовых включений. В пользу ледниковой гипотезы говорит наличие гальки и валунов, грунтовых ксенолитов, а также мелких глинистых окатышей (иногда почти идеально округлой формы) в составе ЛГТ, чередование слоев более или менее сильно загрязненного льда с сильнольдистыми (криотекстура атакситовая) слоями суглинка. Можно достаточно уверенно предположить, что верхняя часть ЛГТ (независимо от его генезиса) подвергалась оттаиванию. На это указывает достаточно ровный верхний контакт ЛГТ, косо срезающий слои и безразличный по отношению к складчатости внутри ЛГТ. Несомненно, этот контакт отражает положение чаши протаивания, образовавшейся под озером.

Имеющиеся данные позволяют установить границу между озерными и таберальными отложениями, это переход оторфованных пылеватых супесей и песков континентального происхождения к суглинкам и глинам изначально морского генезиса. Известно, что мощность таберальных отложений определяется мощностью и льдистостью толщи, перекрывающей ЛГТ. Можно предполо-

жить, что в случае ледникового генезиса ЛГТ мощность перекрывающей толщи была бы существенно меньше, а ее льдистость больше, чем в случае инъекционного происхождения ЛГТ. Из этого следует, что большую часть разреза парасинкриогенных отложений должны слагать относительно глубоководные озерные осадки. Наши материалы этого не подтверждают. В случае инъекционного генезиса ЛГТ таберированию предположительно должна была подвергаться достаточно мощная толща малольдистых эпикриогенных глинистых отложений, внутри которой и происходило ранее внедрение водно-грунтовой массы. В этой ситуации озерные отложения должны слагать лишь верхнюю часть парасинкриогенной толщи. На таберальный генезис нижней части парасинкриогенной толщи указывает отсутствие слоистости, характерной для озерных отложений, и увеличение содержания водно-растворимых солей в глинах, которое возрастает от 0,06 % на глубине 10 м до 0,14 % на глубине 20 м (см. рис. 5). Изначально отложения формировались в условиях морского мелководья и, скорее всего, были седиментационно засолены. На это указывает однородный, практически неизменный состав минералов тяжелой фракции таберированной толщи. Морской состав солей сменился континентальным в результате протаивания отложений. Вещественный состав отложений этой части разреза, отсутствие признаков смещения (в частности, псевдоморфоз по ПЖЛ) могут служить косвенными доказательствами таберирования малольдистых отложений при оттаивании эпикриогенной толщи. По-видимому, промерзание талика началось сверху и было связано с обмелением или миграцией озера.

Как следует из рис. 4, наиболее мощные, протяженные и частые шпиры наблюдаются в краевой (северной) части парасинкриогенной толщи. Вероятно, это связано с тем, что на периферийных участках промерзание талика завершилось раньше, чем на центральных. Представляется, что сильнольдистый слой мощностью до 1,2 м, залегающий в основании парасинкриогенной толщи и параллельный контакту с ЛГТ (см. рис. 4, фрагмент С), связан с промерзанием снизу водонасыщенных грунтов в основании талика.

Начало промерзания талика по времени практически совпало с обмелением озера и формированием на его дне синкриогенных мелководных отложений с пloyчатой микрошлировой частослоистой криотекстурой. По мере заболачивания накопление минерального материала практически прекратилось. Процесс торфонакопления привел к постепенному сокращению мощности сезонноталого слоя и формированию квазисинкриогенного горизонта – промежуточного слоя мощностью 0,6 м, перекрытого слоем торфа (см. рис. 4, фраг-

мент В). Осадочный материал, подвергшийся сингенетическому промерзанию, поступал преимущественно с бортов котловины. Образование промежуточного слоя связано с прекращением осадконакопления и зарастанием поверхности после стабилизации бортов котловины. В синкриогенных отложениях формируются ПЖЛ шириной до 3 м, отдельные маломощные ледяные жилы образуются в пределах промежуточного слоя (см. рис. 4, фрагмент А).

Трудности с выделением **каргинских отложений** в западной части российского сектора Арктики и, в частности, на Енисее [Астахов, Мангеруд, 2005; Астахов, 2006] не исключают наличия осадков этой террасы в долине Енисея. Считается, что отложения этого стратиграфического диапазона содержат в значительных количествах растительные остатки, пресноводные моллюски и остракоды, споры и пыльцу, отражающие теплые условия накопления осадков, редкие фораминиферы, характерные для арктического бассейна с пониженной соленостью. Наши данные о геологическом и геокриологическом строении исследованного участка побережья также позволяют предположить весьма ограниченное распространение каргинских отложений. Во всяком случае, ни один из описанных разрезов, а также разрезов, изученных в этом же районе, но не включенных в данное исследование, не содержит толщ или горизонтов, которые могли бы уверенно диагностироваться как каргинские.

В рассматриваемом регионе разрез четвертичных отложений завершается толщей континентальных накоплений **ледового комплекса**, для которого характерны однородный гранулометрический состав, исключительно высокая льдистость, присутствие мощных сингенетических повторно-жильных льдов.

ВЫВОДЫ

Комплексное исследование позволило уточнить стратиграфическую дифференциацию четвертичных толщ Западного Таймыра и определить основные особенности их геологического и геокриологического строения.

- Полученные данные о богатых комплексах морских моллюсков, фораминифер, спор и пыльцы, остракод, о характере засоленности и особенностях криогенеза подтвердили морское происхождение санчуговских глин и суглинков в исследуемом районе. Отложения санчуговской свиты полностью протаивали и снова промерзли.

- Казанцевская свита Западного Таймыра представлена преимущественно глинистыми отложениями прибрежно-морского генезиса. Песчаные накопления имеют резко подчиненное значение,

они содержат фаунистический комплекс, характерный для окраин арктической области, на которую оказывают влияние бореальные воды с соленостью, близкой к нормальной. К этой толще приурочены сложно построенные ледогрунтовые тела (пластовые льды). Казанцевские отложения в континентальный этап развития территории протавали только в своих верхних частях. В нижних горизонтах сохранился морской тип засоления.

- Подтверждены ранее высказанные предположения [Астахов, 2006] об ограниченном распространении каргинских отложений или их полном отсутствии в изученном районе.

- В исследуемом регионе континентальные отложения, вмещающие крупные сингенетические ПЖЛ, имеют достаточно широкое распространение и образуют ледовый комплекс, который завершает разрез четвертичных отложений Западного Таймыра.

Авторы благодарят А.Ю. Степанову (МГУ) за определения остракод, А.В. Цыганкову (МГУ) за определения моллюсков, А.В. Суркова за проведение специальных грануломинералогических анализов фракции песков, И.А. Андрееву и Б.Г. Ванштейна (ВНИИОкеангеология) за выполнение гранулометрических и геохимических исследований. Авторы также выражают признательность Б.Г. Ванштейну за помощь и содействие в организации полевых работ на побережье Западного Таймыра.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы “Ведущие научные школы” (проект НШ – 4861.2006.5).

Литература

Анисимова Н.П. Гидрогеохимические особенности мерзлой зоны. Новосибирск, Наука, 1981, 153 с.

Астахов В.И. О хронологических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 11, с. 1207–1220.

Астахов В.И., Мангеруд Я. О возрасте каргинских межледниковых слоев на нижнем Енисее // Докл. РАН, 2005, т. 403, № 1, с. 1–4.

Баулин В.В., Белопухова Е.Б., Дубиков Г.И., Шмелев Л.М. Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности. М., Наука, 1967, 214 с.

Втюрин Б.И. Залежеобразующие подземные льды в низовьях Енисея // Тр. ПНИИИС. М., 1972, т. XVIII, с. 175–182.

Геокриология СССР. Западная Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1989, 454 с.

Гудина В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеогеография морского плейстоцена севера СССР. Новосибирск, Наука, 1976, 125 с.

Данилов И.Д. Мерзлотно-фациальное строение водораздельных плейстоценовых отложений нижнего течения р. Енисей // Проблемы криолитологии. Вып. 1. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969, с. 93–105.

Загорская Н.Г., Яшина З.И., Слободин В.Я. и др. Морские неоген(?)–четвертичные отложения низовьев реки Енисей // Тр. НИИГА. М., 1965, т. 144, 92 с.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Происхождение санчуговской толщи и проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий на севере Западной Сибири // Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Л., Георг. о-во СССР, 1975, с. 53–96.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Реликты плейстоценовых ледниковых покровов в области многолетней мерзлоты как объекты палеогляциологического изучения // Материалы гляциол. исслед., 1986, № 55, с. 65–72.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Гляциальная геология: Методическое пособие по изучению ледниковых образований при геологической съемке крупного масштаба. СПб., Недра, 1993, 328 с.

Карпов Е.Г. О происхождении мощных подземных пластовых льдов в низовьях Енисея // Геология и геофизика, 1984, № 1, с. 118–122.

Карпов Е.Г. Подземные льды Енисейского Севера. Новосибирск, Наука, 1986, 133 с.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным // Тр. ГИН АН СССР. М., 1974, вып. 257, 255 с.

Крицук Л.Н., Анисимова Н.П. Химический состав пластовых льдов и их связь // Криогидрогеологические исследования. Якутск, Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1985, с. 94–108.

Романенко Ф.А., Каневский М.З., Стрелецкая И.Д. и др. Новые данные о строении четвертичных отложений восточного берега Енисейского залива // Приоритетные направления в изучении криосферы Земли: Тез. докл. Междунар. конф. Пушино, 2005, с. 176–177.

Сакс В.Н. Четвертичные отложения северной части Западно-Сибирской низменности и Таймырской депрессии // Тр. НИИГА. М., 1951, т. 14, с. 167–282.

Сакс В.Н., Антонов К.В. Четвертичные отложения и геоморфология района Усть-Енисейского порта // Тр. Горногеол. Упр. Главсевморпути, 1945, вып. 16, с. 56–117.

Свиточ А.А. Морской плейстоцен побережий России. М., ГЕОС, 2003, 362 с.

Соловьев В.А. Опыт изучения подземных льдов Енисейского Севера в целях палеогеографических и неотектонических реконструкций // Природные условия Западной Сибири. Вып. 4. М., Изд-во Моск. ун-та, 1974, с. 34–48.

Соломатин В.И. Петрогенез подземных льдов. Новосибирск, Наука, 1986, 216 с.

Степанова А.Ю., Талденкова Е.Е., Тесакова Е.М., Баух Х.А. Современные и ископаемые остракоды моря Лаптевых // Геология морей и океанов: Тез. докл. 14-й Междунар. школы морской геологии. Т. 2. М., ГЕОС, 2001, с. 69–70.

Стрелецкая И.Д., Сурков А.В., Семенов С.В. Исследование четвертичных отложений Российского севера методом грануломинералогического анализа (п-ов Ямал, устье р. Енисей) // Квартер–2005: Материалы IV Всерос. совещания по изучению четвертичного периода (Сыктывкар, 23–26 авг. 2005 г.). Сыктывкар, Геопринт, 2005, с. 405–407.

Сурков А.В. Новое в изучении песчано-алевритовой компоненты россыпей и осадочных пород (Альтернативная методика). М., Издатель Е. Разумова, 2000, 286 с.

Троицкий С.Л. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Быранга. М., Наука, 1966, 207 с.

Шмелев Л.М. Пластовые залежи льда в четвертичных отложениях низовьев Енисея // *Материалы науч.-техн. конф. по инженерным изысканиям* (Москва, 11–15 мая 1967 г.). М., ПНИИИС, 1967, с. 280–282.

Astakhov V.I., Kaplyanskaya E.A., Tarnogradsky V.D. Pleistocene permafrost of West Siberia as a deformable glacier bed // *Permafrost and Periglacial Processes*, 1996, vol. 7, iss. 2, p. 165–191.

Hubberten H.W., Andreev F., Astakhov V. et al. The periglacial climate and environment in northern Eurasia during in the last glaciations // *Quatern. Sci. Rev.*, 2004, vol. 23, p. 1333–1357.

Mangerud J., Svendsen J.I., Astakhov V. Age and extent of the Barents and Kara Sea ice sheet in Northern Russia // *Boreas*, 1999, vol. 28, No. 1, p. 46–80.

Stein R., Niessen F., Dittmers K. et al. Siberian river run-off and late Quaternary glaciation in the southern Kara Sea, Arctic ocean: preliminary results // *Polar Res.*, 2002, vol. 21, No. 2, p. 315–322.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quatern. Sci. Rev.*, 2004, vol. 23, p. 1229–1271.

*Поступила в редакцию
28 ноября 2006 г.*