

ОТЛОЖЕНИЯ КАЗАНЦЕВСКОЙ ТРАНСГРЕССИИ (МИС 5) ЕНИСЕЙСКОГО СЕВЕРА

Е.А. Гусев¹, А.Н. Молодьков², И.Д. Стрелецкая³, А.А. Васильев⁴, Н.Ю. Аникина⁵,
С.А. Бондаренко¹, Л.Г. Деревянко⁵, Н.В. Куприянова¹, Ф.Е. Максимов⁶, Е.И. Полякова³,
З.В. Пушина¹, Г.В. Степанова¹, Г.Е. Облогов⁴

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга, 190121, Санкт-Петербург, Английский просп., 1, Россия

² Таллинский технологический университет, 19086, Таллинн, ул. Эхитаяатеэ, 5, Эстония

³ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, Россия

⁴ Институт криосферы Земли СО РАН, 625000, Тюмень, ул. Малыгина, 86, Россия

⁵ Центральная горно-геологическая лаборатория, 167004, Сыктывкар, ул. Маркова, 35, Россия

⁶ Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, Россия

Стратотипический и опорные разрезы казанцевских морских отложений в устье Енисея изучены методами оптически инфракрасно-стимулированной люминесценции (ИК-ОСЛ) зерен калиевого полевого шпата, оптически стимулированного послесвечения (ОСП) зерен кварца и методами электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) и по ²³⁰Th/U по раковинам моллюсков. Серия дат, полученная люминесцентными и уран-ториевыми методами, укладывается в диапазон 120—68 тыс. лет, методом ЭПР — в диапазон 93—70 тыс. лет, что свидетельствует о накоплении изученных отложений на протяжении всего интервала морской изотопной стадии (МИС) 5. В составе казанцевского комплекса морских моллюсков выделяются относительно мелководные умеренно-тепловодные, бореальные и субарктические виды. Накопление в течение всей МИС 5 трансгрессивных отложений с обильной бореальной фауной морских моллюсков, включая показательный вид *Arctica islandica*, исключает существование в этот период времени ледниковой обстановки в низовьях Енисея, а тем более нахождение этого района под шитом покровного оледенения.

Казанцевская трансгрессия, МИС 5, север Западной Сибири.

DEPOSITS OF THE KAZANTSEVO TRANSGRESSION (MIS 5) IN THE NORTHERN YENISEI REGION

E.A. Gusev, A.N. Molodkov, I.D. Streletskaya, A.A. Vasiliev, N.Yu. Anikina, S.A. Bondarenko, L.G. Derevyanko,
N.V. Kupriyanova, F.E. Maksimov, E.I. Polyakova, Z.V. Pushina, G.V. Stepanova, and G.E. Oblgov

Dating of marine sediments and faunal remains they contain in stratotype and reference sections by the methods of infrared optically stimulated luminescence (IR-OSL) of K-feldspar, optically stimulated afterglow (OSA) of quartz, electron spin resonance (ESR), and ²³⁰Th/U provides new constraints on deposition in the Yenisei mouth during the Kazantsevo interglacial. The luminescence and U-Th ages in the 120–68 ka range and 93–70 ka ESR ages show that the deposition spanned the whole marine isotope stage (MIS) 5. The sediment structures and textures, grain sizes and mineralogy, and faunal records indicate tidal and shelf deposition environments. The sampled assemblages of marine mollusks comprise taxa that typically live in relatively shallow and warm water, as well as abundant subarctic and boreal species, including the *Arctica islandica* index species. The variations of faunal patterns, more likely, had facies rather than climatic controls, while the sediments were deposited during transgression, in a warm climate, when the area was ice-free.

Kazantsevo transgression, MIS 5, northern West Siberia

ВВЕДЕНИЕ

Казанцевские отложения, в основном мелководные, содержащие тепловодную макро- и микрофауну и таежные спорово-пыльцевые спектры [Загорская и др., 1965; Волкова и др., 2002] на севере Западной Сибири изучены наиболее полно. Казанцевский горизонт современной Унифицированной стратиграфической схемы Западной Сибири [2000], ранее скоррелированный с эемом Западной Европы [Троицкий, 1966] и разрезами других регионов Арктики [Сакс, 1953], является самым важным опорным

© Е.А. Гусев[✉], А.Н. Молодьков, И.Д. Стрелецкая, А.А. Васильев, Н.Ю. Аникина, С.А. Бондаренко, Л.Г. Деревянко, Н.В. Куприянова, Ф.Е. Максимов, Е.И. Полякова, З.В. Пушина, Г.В. Степанова, Г.Е. Облогов, 2016

[✉]e-mail: gus-evgeny@yandex.ru

DOI: 10.15372/GiG20160407

стратиграфическим репером. Однако, несмотря на детальные исследования стратотипов Усть-Енисейского района и других районов Западной Сибири, история накопления казанцевских осадков, возрастные рубежи и взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими комплексами четко не определены.

С самого начала исследования стратотипического для казанцевского горизонта Усть-Енисейского района существовали разногласия относительно взаимоотношений с подстилающими санчуговскими суглинками (тазовский горизонт современной Унифицированной стратиграфической схемы [2000]). Осадки горизонта охарактеризованы за пределами радиоуглеродными датировками [Кинд, 1974]. В.Н. Сакс [1953], а позднее О.В. Суздальский [1976] считали, что песчаные осадки казанцевского горизонта имеют согласный контакт с постепенным переходом от нижележащих суглинков и объединяли их в один седиментационный ритм. Позднее С.Л. Троицкий [1966] на основе собственных наблюдений и по данным геолого-съёмочных работ определил, что казанцевские отложения в отдельных районах залегают несогласно, с глубоким размывом на санчуговских суглинках. При этом размыв этот фиксировался не везде, поэтому и возникали разночтения. Относительно характера верхнего контакта казанцевских отложений существовали представления о согласном перекрывании их зырянской мореной [Сакс, 1953] или же определялась гляциодинамическая природа верхнего и нижнего контактов с залеганием казанцевских осадков в виде отторженцев [Каплянская, Тарноградский, 1975]. Различные точки зрения существовали и по вопросу аккумулятивной природы каргинской террасы, выделенной в Усть-Енисейском районе В.Н. Саксом [1953]. С.Л. Троицкий [1966] на основании изучения ископаемых морских моллюсков отнес вмещающие их осадки к межледниковому (казанцевскому) горизонту. С этим согласился и изучавший Усть-Енисейский район В.Я. Слободин [1970], так же считал и С.А. Архипов [1997]. В.Н. Сакс и С.Л. Троицкий указывали на характерную особенность казанцевских отложений — присутствие бореальных моллюсков *Arctica (Cyprina) islandica*, *Zirphae crispata*. Отмечались и характерные только для казанцевского горизонта тепловодные фораминиферы [Гудина, 1969; Левчук, 1984; Гуськов, Левчук, 1995].

Массовое внедрение в последние годы по северу Западной Сибири новых датировок, полученных в датской лаборатории методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) зерен кварца, позволяло надеяться на внесение ясности в вопрос о времени формирования казанцевского горизонта, а также на возможность внесения существенных уточнений в стратиграфическую схему четвертичных отложений этого региона и приведение ее в соответствие со сложившимися в 70-е годы прошлого столетия представлениями о развитии природной среды в позднем (нео)плейстоцене [Mangerud et al., 1979] — за относительно коротким, длительностью около 13 тыс. лет, (земским) межледниковьем (~130—117 тыс. л. н.) последовал длительный (около 100 тыс. лет) ледниковый период, характеризовавшийся неоднократным разрастанием мощных ледниковых покровов, покрывавших огромные территории Российской Арктики, включая север Западной Сибири. Серия ОСЛ дат в диапазоне 160—100 тыс. лет [Астахов, Назаров, 2010] приводят авторов работы к заключению, что казанцевское межледниковье синхронно, скорее всего, подстадии МИС 5e (130—117 тыс. л. н.). Многие западно-сибирские разрезы, ранее определяемые как каргинские и коррелировавшиеся с МИС 3, в результате уран-ториевого датирования были также отнесены к казанцевскому горизонту [Арсланов и др., 2004; Лаухин и др., 2006; Laukhin, 2011].

Примерно к 100 тыс. л. н., по мнению многих исследователей, на севере Западной Сибири уже господствовала перигляциальная обстановка, которая около 90—80 тыс. л. н. завершилась наступанием ледников с Карского шельфа [Astakhov, 2013; и др.]. Распад этого ледникового покрова на Гыдане определен возрастным интервалом 69—55 тыс. л. н. Кроме этих дат, по мысу Зверевский в датской лаборатории была получена серия датировок, укладывающаяся в интервал 88—68 тыс. лет. Д.В. Назаров [2011] выделил песчано-галечные отложения, охарактеризованные этими датировками и содержащие обильную фауну моллюсков, в зверевскую свиту, посчитав ее следами второй позднеплейстоценовой трансгрессии. Утверждается [Астахов, 2009; Astakhov, 2013], что казанцевские морские слои с бореальной фауной не могут быть моложе среднего неоплейстоцена и должны, скорее всего, сопоставляться с МИС 7 (242—186 тыс. л. н. [Bassinot et al., 1994]).

В то же время многочисленные (более 250) ЭПР-датировки раковин морских субфоссильных моллюсков, отобранных из толщ позднеплейстоценовых осадков на обширном палеошельфе Евразийского Севера, от Новосибирских островов на востоке до Кольского полуострова на западе, свидетельствуют, скорее, об обратной картине — продолжительность стояния относительно высокого уровня моря соответствует здесь всему интервалу примерно от 145—140 до 70 тыс. л. н., сопоставимому с завершающей фазой МИС 6 и со всей МИС 5 [Molodkov, Bolikhovskaya, 2009; Molodkov, 2012; Гусев и др., 2011; Гусев, Молодьков, 2012], причем подавляющее количество датировок (около 80 %) приходится на вторую половину МИС 5 в интервале времени от 110 до 70 тыс. лет, что может говорить о существенном потеплении климата в этот период и затоплении огромных территорий Евразийского Севера. Морские осадки этого возраста с Таймыра [Большаянов, 2006], Северной Земли [Möller et al., 2006] и

о. Врангеля [Gualtieri et al., 2003] были датированы методами ОСЛ и ЭПР. Повышенное содержание микрофауны в океанических осадках Северного Ледовитого океана фиксируется целиком для всей МИС 5 с пиками содержания, соответствующими МИС 5a, 5c и 5e [Sellen et al., 2010; и др.].

В настоящей статье обсуждаются результаты комплексного изучения разрезов казанцевской трансгрессии, вскрытых расчистками по берегам Енисея и Енисейского залива.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Полевые работы проводились силами институтов ВНИИОкеангеология (г. Санкт-Петербург), криосферы Земли СО РАН (г. Тюмень), а также географического факультета МГУ. Для изучения выбирались обнажения четвертичных отложений, находящиеся в коренном залегании. Наиболее подходящими объектами явились крутые береговые обрывы Енисея и Енисейского залива, подмываемые рекой или морем, стенки которых постоянно подновляются. Крутые берега, от которых Енисей давно отступил, образовав широкую пойму, длительное время подвергавшиеся склоновым оползневым процессам, нами не исследовались. Обычно в строении таких «старых» склонов фиксируются оползневые блоки сложной формы, экзотектонические складчатые и разрывные дислокации, нарушающие строение разреза на значительную глубину. Такие структуры иногда принимаются за гляциодислокации [Каплянская, Гарноградский, 1975]. Исключались из рассмотрения в качестве объектов для изучения стратиграфии коренного берега и склоны, несущие следы деградации вечной мерзлоты, жильных и пластовых льдов. В структуре обнажений на таких участках наблюдаются криотурбации, складки, разрывы, иногда фиксируется многократное переотложение осадков, входящих в состав новообразованных термотеррас. Наиболее полно эти явления изучены на Ямале [Кизяков и др., 2006; и др.], наблюдались они нами и в Усть-Енисейском районе [Стрелецкая и др., 2007, 2013; Гусев, 2011; Streletskaya et al., 2013].

Исследованные нами обнажения вскрывались неширокими (до 2—4 м) расчистками на всю высоту обрыва. Образцы для лабораторных исследований отбирали с глубины 30—50 см от поверхности обнажения, чтобы по возможности исключить влияние процессов внутригрунтового растворения и выщелачивания, с одной стороны, и засорения современной органикой, — с другой. Опробование производили через каждые 30—100 см. Гранулометрический анализ и состав тяжелой фракции определяли в лаборатории ВНИИОкеангеология по апробированной методике [Лапина, 1977]. Спорово-пыльцевые спектры и состав комплексов бентосных фораминифер изучались в Центральной горно-геологической лаборатории (г. Сыктывкар). Определение остракод выполнялось специалистами ВНИИОкеангеология и Палеонтологического института РАН [Степанова и др., 2010]. Диатомовые водоросли исследовались во ВНИИОкеангеология и МГУ. Малакофауна изучалась палеонтологом А.В. Крыловым (ЗАО «Поляр-гео») и зоологом А.В. Воронковым (Норвежский полярный институт), определения моллюсков опубликованы в работе [Гусев и др., 2012].

Датирование органических остатков уран-ториевым методом производилось в лаборатории геохронологии СПбГУ [Гусев и др., 2011]. Отложения датировались методами оптически инфракрасно-стимулированной люминесценции (ИК-ОСЛ) зерен калиевого полевого шпата, оптически стимулированного послесвечения (ОСП) зерен кварца и методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) по содержащимся в отложениях раковинам моллюсков в НИЛ геохронологии четвертичного периода Института геологии Таллиннского технологического университета (ИГ ТТУ) под руководством А.Н. Молодкова.

СТРОЕНИЕ ОБНАЖЕНИЙ И РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изученные нами отложения встречены как на левом (гыданском), так и на правом (таймырском) берегах Енисея и Енисейского залива. Положение основных разрезов приведено на рис. 1, географические координаты — в табл. 1. На основании проведенных исследований комплексом методов установлено широкое распространение морских осадков, залегающих либо в коренном берегу Енисея и Енисейского залива (обн. Сопочная Карга, Ладыгин Яр, мыс Каргинский, Троицкие Пески, мыс Гостиный), либо слагающих эрозионные останцы аккумулятивной террасы на водоразделах (обн. Воронцово). По своему стратиграфическому положению и литолого-палеонтологическим признакам эти осадки сопоставляются с неоплейстоценовым межледниковьем и с казанцевским горизонтом Унифицированной региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины.

Возраст изученных отложений. Результаты, полученные в ИГ ТТУ при датировании изученных отложений, представлены в табл. 2. Отложения датировались тремя методами — ИК-ОСЛ, ОСП и ЭПР. Подавляющее большинство дат, полученных люминесцентными и ЭПР методами по 26 образцам, укладываются в диапазон примерно от 117 до 70 тыс. лет, т. е. приходится на вторую половину МИС 5. Важно отметить, что часть определений возраста была получена путем параллельного датирования образцов двумя, а в некоторых случаях — тремя независимыми методами. Наиболее примечательными в

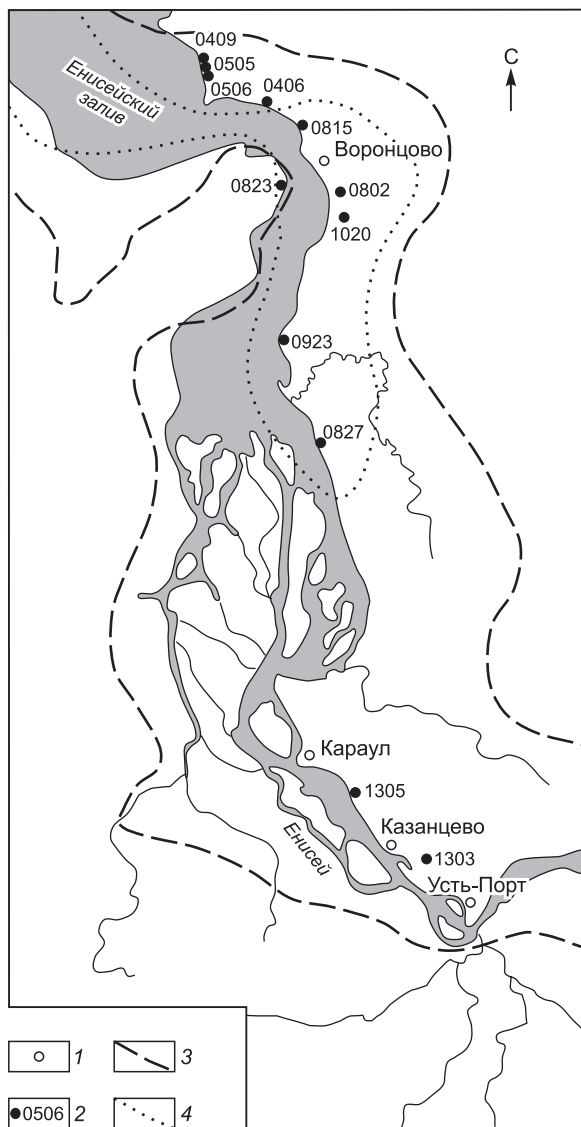


Рис. 1. Обследованные разрезы казанцевских отложений в низовьях Енисея.

1 — поселки, 2 — разрезы и их номера, 3 и 4 — предполагаемые границы казанцевской трансгрессии: 3 — начального этапа, 4 — заключительного этапа.

этом плане являются образцы, взятые из стратотипа (разрез 1303) и разрезов 0827 и 0923. Двумя методами (ИК-ОСЛ и ЭПР) датированы песчаные отложения и раковины моллюсков из стратотипа на р. Казанка (разрез 1303, рис. 2, табл. 2). Вмещающие отложения в разрезе 0827 (гл. 7.0 м) датировались параллельно двумя люминесцентными методами — ОСП и ИК-ОСЛ — по зернам двух основных породообразующих минералов осадочных пород — кварца и полевого шпата соответственно и методом ЭПР по раковинам четырех различных видов двустворчатых моллюсков (см. табл. 2). Результаты параллельного датирования (тыс. лет) следующие: ИК-ОСЛ — 71.9, ОСП — 71.3, ЭПР — 76.2, 79.3, 74.0 и 70.1, т. е. в среднем по четырем раковинам 74.9 ± 3.4 тыс. лет. Параллельное датирование образца с глубины 4.0 м также дало очень близкие результаты: 71.1 тыс. лет по ИК-ОСЛ и 70.1 тыс. лет по ОСП. Параллельное датирование двумя различными методами выполнено также для образца с глубины 3.2 м разреза 0923. Методом ИК-ОСЛ отложения датировались возрастом 87.5 тыс. лет, а методом ЭПР по трем различным раковинам — возрастом 88.2 тыс. лет. Приведенные примеры перекрестной проверки результатов датирования одних и тех же образцов отложений с использованием независимых методов показывают высокую точность и достоверность определений возраста в НИЛ геохронологии четвертичного периода ИГ ТТУ. Другие многочисленные примеры перекрестной проверки используемых нами методов приведены в одной из последних работ А.Н. Молодкова [Molodkov, 2012], в которой надежность этих методов проверялась восемью способами на десятках образцах с использованием нескольких методов как относительной, так и абсолютной хронологии. Насколько нам известно, результаты подобных исследований других лабораторий, по крайней мере за пределами применимости радиоуглеродного метода, в научной печати не публиковались.

В случаях, где наблюдается полное соответствие датировок, полученных разными методами (ЭПР, ИК-ОСЛ, ОСП, U-Th), можно предположить достаточную надежность геохронометрических данных. К таким разрезам относится 0815 (Троицкие Пески) и 0923 (мыс Гостиный), где наблюдается закономерное последовательное удревнение $^{230}\text{Th}/\text{U}$ значений возраста с глубиной залегания исследованных образцов и их соответствие ИК-ОСЛ и ЭПР датам.

Литологическая характеристика. Изученные нами казанцевские отложения — это в основном песчаные, песчано-алевритовые, иногда гравийно-песчаные осадки, с сортировкой от средней до весьма хорошей. В большинстве разрезов отмечаются включения отдельных галек, а в расчистках 0815, 1020 и 0802 галька присутствует в значительных количествах. Реже встречаются небольшие валуны со следами прирастания баянусов (разрез 0802). Окраска казанцевских отложений варьирует от светлых тонов серого и бежевого до темно-серого, в отдельных прослоях и до бурого цвета. Слоистость мелкогоризонтальная до косой, местами песок неясно- или волнисто-слоистый, в отдельных случаях — неслоистый.

В разрезах 0815, 0923 проявляется постседиментационное ожелезнение осадка, в 0815 выразившееся в том числе и в формировании железо-марганцевых конкреций. Изредка попадаются инситные конкреции плотных песчаников с включениями фауны.

Таблица 1.

Координаты изученных разрезов казанцевских отложений

№ разреза	Местоположение	Координаты		Высота разреза, м	Высота над уровнем моря, м
		с.ш.	в.д.		
0406	Красный Яр	71°52'40"	83°08'49.2"	18	20
0409	Сопочная Карга	71°56'25.5"	83°37'59.1"	11	30
0505	»	71°58'19.6"	82°36'37.9"	3	30
0506	»	71°56'08.1"	82°38'31.3"	3	5
0802	Воронцово	71°40'56.1"	83°36'07.4"	1	55
0815	Троицкие Пески	71°48'40.7"	83°25'41.2"	13.5	25
0823	мыс Зверевский	71°37'39.3"	83°15'24.2"	3	41
0827	Ладыгин Яр	70°54'24.9"	83°29'18.3"	13	40
0923	мыс Гостиный	71°14'15.7"	83°09'31.2"	13.5	45
1020	Воронцово	71°39'41.5"	83°38'37.3"	2.7	67
1303	Казанка	69°46'56.6"	84°04'0.7"	8	11
1305	мыс Каргинский	69°56'53.8"	83°35'05.4"	22.5	31

Таблица 2.

Результаты ИК-ОСЛ, ОСП и ЭПР-датирования

Лаб. номер	Материал / № разреза, глубина отбора, м	Метод	Возраст, тыс. лет	U	Th	K, %
				г/г		
RLQG 1769-107	Песок / 0409, 1	ИК-ОСЛ	112.5 ± 9.6	1.38	4.54	1.99
RLQG 1770-107	Песок / 0409, 2	»	117.7 ± 10.0	1.43	4.63	2.00
RLQG 1949-119	Песок / 0815, 1	»	68.0 ± 5.3	0.53	2.19	1.97
RLQG 2077-052	Песок / 0815, 13	»	97.5 ± 11.2	0.00	1.35	1.09
RLQG 2042-081	Песок / 0827, 4	»	71.1 ± 5.5	0.44	2.43	1.58
RLQG 2042-012	Песок / 0827, 4	ОСП	70.1 ± 14.3	0.44	2.43	1.58
RLQG 2043-081	Песок / 0827, 7	ИК-ОСЛ	71.9 ± 5.6	1.13	5.48	1.87
RLQG 2043-012	Песок / 0827, 7	ОСП	71.3 ± 17.3	1.13	5.48	1.87
RLQG 2044-081	Песок / 0827, 9	ИК-ОСЛ	73.2 ± 5.8	0.63	1.76	1.91
RLQG 2045-081	Песок / 0827, 11	»	76.6 ± 6.0	1.69	5.59	1.73
RLQG 2077-052	Песок / 0923, 3.2	»	87.5 ± 6.8	0.60	3.24	1.93
»	Песок / 0923, 12.5	»	103.5 ± 8.0	0.55	3.13	1.82
RLQG 2253-094	Песок / 1303, 2	»	71.1 ± 5.5	0.66	3.29	1.78
RLQG 2254-094	Песок / 1303, 4	»	77.6 ± 6.0	0.51	1.99	1.52
RLQG 2270-094	Песок / 1303, 6	»	85.6 ± 6.7	0.60	3.56	2.26
RLQG 2306-094	Песок / 1303, 7	»	92.6 ± 7.1	0.61	2.68	1.55
RLQG 2255-104	Песок / 1305, 1.5	»	93.5 ± 7.3	0.70	3.33	2.06
RLQG 2256-104	Песок / 1305, 3	»	109.0 ± 8.5	0.26	2.04	1.62
RLQG 2271-104	Песок / 1305, 3.5	»	113.5 ± 8.9	0.94	5.07	2.18
RLQG 2272-104	Песок / 1305, 4.5	»	119.7 ± 9.4	0.88	5.21	2.17
RLQG 449-061-A	<i>Arctica islandica</i> / 0827, 7	ЭПР	76.2 ± 6.0	1.13	5.48	1.87
RLQG 449-061-B	<i>Astarte borealis</i> / 0827, 7	»	79.3 ± 6.7	1.13	5.48	1.87
RLQG 449-061-C	<i>Macoma calcarea</i> / 0827, 7	»	74.0 ± 6.3	1.13	5.48	1.87
RLQG 449-061-D	<i>Mya truncata</i> / 0827, 7	»	70.1 ± 5.9	1.13	5.48	1.87
RLQG 455-052-A	<i>Macoma calcarea</i> / 0923, 3.2	»	84.2 ± 7.1	0.60	3.24	1.93
RLQG 455-052-B	<i>Hiatella arctica</i> / 0923, 3.2	»	93.0 ± 7.8	0.60	3.24	1.93
RLQG 455-052-C	<i>Clinocardium ciliatum</i> /0923, 3.2	»	87.5 ± 7.2	0.60	3.24	1.93
RLQG 489-094	<i>Astarte borealis</i> / 1303, 4	»	78.4 ± 6.4	0.51	1.99	1.52
RLQG 490-094	<i>Astarte borealis</i> / 1303, 6	»	84.7 ± 7.0	0.60	3.56	2.26
RLQG 491-104	<i>Astarte borealis</i> / 1305, 1.5	»	94.2 ± 7.8	0.70	3.33	2.06

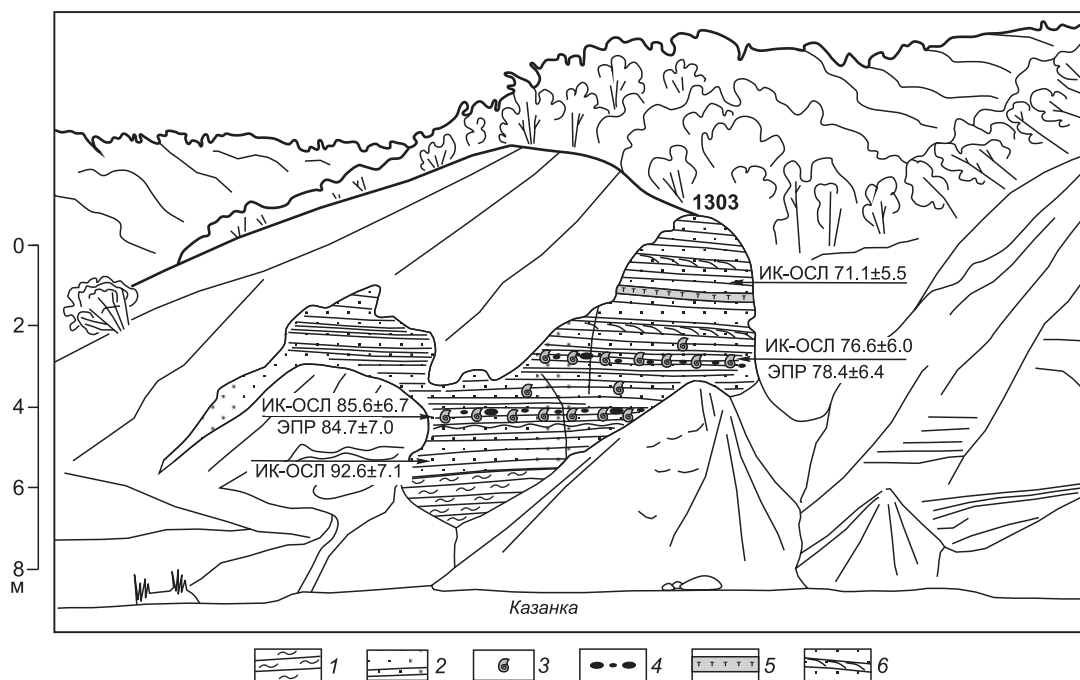


Рис. 2. Разрез стратотипа казанцевских отложений (обн. 1303, р. Казанка).

1 — суглинки, 2 — пески, 3 — раковины моллюсков, 4 — галька, 5 — аллохтонный торф, 6 — пески косослоистые.

Казанцевские отложения на севере Западной Сибири состоят из двух пачек. Нижняя, супесчано-суглинистая пачка, являющаяся относительно более глубоководной фацией горизонта, вскрыта в расчистках 0409, 0406. Для нее характерна средняя сортированность, двух- и трехвершинный тип кривых распределения с преобладанием фракций от крупноалевритовой до крупнопелитовой. Осадок представлен песчаными алевритами, пелитовыми алевритами, пелитопесчано-алевритовыми миктитами.

Верхняя часть разреза везде сложена песками с сортировкой от хорошей до отличной, когда одна фракция составляет до 84 % осадка. Им свойствен одновершинный или бимодальный тип кривых распределения с максимумами в средне-, мелкопесчаной и крупноалевритовой фракциях. В разрезах 1020, 0802 и 1303 спектр основных гранулометрических фракций пополнен, и в составе осадка преобладают гравий и среднезернистые пески. Отложения верхней пачки включают пелитоалевритопесчаные миктиты (только в разрезе 0406), алевропески, пески и чистые пески, а также гравийные пески и песчаные гравийники (разрезы 1020, 0802, 1303). Часто в осадках верхней пачки наблюдаются линзы и маломощные прослои аллохтонного торфа (см. рис. 2).

Аллохтонный комплекс тяжелой фракции отложений обеих пачек характеризуется преобладанием минералов с невысокой и средней миграционной способностью, преимущественно небольшими коэффициентами гравитации и олигомиктовостью (от 11 до 21 минерала в пробе). Нижней пачке свойственны пониженные значения выхода тяжелой фракции (от 0.14 до 3.41), в то время как экстремальные значения этого же параметра для верхней пачки намного выше (от 1.74 до 37.63) (табл. 3). Между верхней и нижней пачками иногда наблюдается перерыв в разрезе (размыв?).

По всем разрезам преобладают моноклинные пироксены (14.2—71.9 %) в сумме с черными рудными минералами (6—53 %). Повышенные содержания черных рудных маркируют районы интенсивного перемыва осадков в зоне волнового воздействия и на участках с активной гидродинамикой. Содержание роговой обманки и эпидотов не превышает 16 и 18 % соответственно. Гранатов не более 9 %, циркона — 9 %, неопределимых титанистых — до 5 %, что ярко отражает петрографический состав питающей провинции: разрушению подвергались основные изверженные породы траппового комплекса Среднесибирского плоскогорья. Осадки принадлежат к единой крупной терригенно-минералогической пироксеновой провинции, в рамках которой локально выделяется чернорудная подпровинция.

Состав породообразующих минералов — кварц-полевошпатовый. По литературным данным, в легкой фракции казанцевских отложений часто отмечаются аутигенные минералы [Шумилова, 1968; Сухорукова, 1975]. Для исследованных нами разрезов анализ легкой фракции не проводился. В тяжелой фракции определены аутигенные гидроксиды железа, железо-карбонатные, слюдисто-глинистые и хло-

Таблица 3. Основные показатели изменчивости гранулометрического состава (%)

№ разреза	СПФ	Гр	П-с	П-м	А
0406	18—63	0—1	1—27	17—38	21—50
0409	23—48	0—0.7	3—5	20—44	42—53
0815	73—95	0—0.4	8—57	35—74	3—20
1020	79—99	27—51	26—37	3—21	0.5—21
0923	56—92	0.1—3	1—14	54—83	5—30
0827	67—93	0.2—6	40—69	22—46	4—11

Примечание. Указаны min и max значения. СПФ — содержание песчаных фракций; Гр — гравий; П-с — песок среднезернистый; П-м — песок мелкозернистый; А — алевроит.

рит-эпидотовые агрегаты. Гидроксиды железа встречаются абсолютно во всех интервалах, однако их содержание колеблется в небольших пределах от единичных зерен до 5 %. Остальные аутигенные минералы наблюдаются с меньшей частотой встречаемости и в более низких содержаниях.

При определенных вариациях количественных соотношений облик минералогической ассоциации сохраняется постоянным для всего казанцевского периода, в течение которого основные области размыва характеризовались неизменностью во времени. Более того, при рассмотрении ниже- и вышележащих отложений, обладающих минимальными минералогическими отличиями от казанцевских, становится очевидно, что можно говорить об устойчиво существующей области сноса на протяжении последних ~300 тыс. лет.

Об этом же говорит большое сходство термолюминесцентных кривых полевых шпатов, экстрагированных из образцов, отобранных в низовьях Енисея из отложений различного возраста (от 40 до 200 тыс. лет). Вид кривых свечения (термолюминесценции) минералов (в нашем случае калиевых полевых шпатов) очень изменчив: интенсивность пиков свечения, их количество и соответствующая им температура термической стимуляции зависит от многих факторов — присутствия в них ничтожных количеств различных примесей, их концентрации, степени радиационного воздействия, физическо-химических условий образования минералов и т.д. Вследствие такой высокой чувствительности термолюминесценции к указанным факторам и структуре минерала кривые термолюминесценции можно использовать для определения степени схожести условий образования различных образцов данного минерала. Поскольку в нашем случае кривые свечения термолюминесценции всех исследованных полевых шпатов практически идентичны, то это обстоятельство может служить дополнительным свидетельством того, что вариации областей сноса в данном интервале времени для низовьев Енисея незначительны.

Палеонтологическая характеристика. Казанцевские отложения в основном представлены мелководными фациями, с активной гидродинамикой среды осадконакопления, что определяет редкость находок микрофауны и палиноморф. Во многих пробах моллюски, фораминиферы, диатомовые, споры и пыльца могут отсутствовать.

Морские моллюски. В большинстве изученных нами разрезов казанцевские отложения содержат раковины моллюсков, зачастую неповрежденные и с сомкнутыми створками. Морская казанцевская фауна очень тепловодная, об этом говорили первые исследователи региона, и является самым важным критерием отнесения вмещающих отложений именно к казанцевскому горизонту. В составе казанцевского комплекса выделяются относительно мелководные умеренно-тепловодные, бореальные и субарктические виды. Бореальными представителями являются *Arctica (Cyprina) islandica* Lin., *Mytilus edulis* Lin., *Zirphea crispata* (Linnaeus, 1758). Однако встречаются они в казанцевских отложениях далеко не всегда. Интересно присутствие в составе комплексов некоторых видов тихоокеанской фауны, впервые отмеченных для севера Сибири (*Macoma brota* Dall, 1916) [Гусев и др., 2012]. Моллюски — бореальные, арктобореальные, реже — арктические. От разреза к разрезу наблюдается доминирование одних видов над другими, что, по-видимому, определяется фациальными особенностями седиментации, а не климатическими причинами. На это указывал еще И.Д. Данилов [1978].

В стратотипе горизонта на р. Казанка (обн. 1303) нами собран и определен следующий комплекс: *Macoma baltica* (Lin.) — много, *Mytilus edulis* Lin. — много, *Arctica islandica* Lin. — обломки, *Buccinum undatum* Linnaeus, 1758 — 5 экз., *Euspira pallida* (Brod. et Sow.) — ед., *Cryptonatica groenlandica* (Müller, 1842) — ед., *Hiatella pholadis* Linnaeus, 1771 — ед., *Astarte placenta* (Morch, 1869) — ед., *Astarte borealis* (Schumacher, 1817) — ед., *Balanus crenatus* Bruguière, 1789 — ед. Состав видов практически совпадает с комплексом, собранным из этого же обнажения еще в 1945 г. В.Н. Саксом [Сакс, Антонов, 1945]. По данным датирования ИК-ОСЛ и ЭПР методами, продолжительность накопления осадков стратотипа составляет около 14 тыс. лет (см. табл. 2) и соответствует МИС 5a-b.

Наиболее представительный комплекс раковин моллюсков казанцевского горизонта собран из обн. 0506 вблизи Сопочной Карги [Гусев и др., 2012]. Здесь определены: *Macoma baltica* (Linnaeus, 1758), *M. brota* Dall, 1916, *M. calcarea* (Gmelin, 1791), *Clinocardium ciliatum* (Fabricius, 1780), *Astarte arctica* (Gray, 1824), *Astarte montagui* (Dillwyn, 1817), *Hiatella arctica* (Linnaeus, 1767), *Panomya ampla* Dall, 1898, *Mytilus edulis* Linnaeus, 1758, *Chlamys islandica* (Müller, 1776), *Nuculana* cf. *radiata* (Krause, 1885), *Admete viridula* (Fabricius, 1780), *Buccinum hydrophanum* Hancock, 1846, *B. glaciata* Linnaeus, 1761, *Colus* sp., *Neptunea ventricosa* (Gmelin, 1790), *Boreotrophon truncatus* (Strom, 1767), *Oenopotinae* gen. spp., *Cryptonatica affinis* (Gmelin, 1791), *C. clausa* (Brod. et Sow., 1829), *C. groenlandica* (Müller, 1842), *C. wensi* (Schlesch, 1924), *Lunatia pallida* (Broderip & Sowerby, 1829), *Cylichna alba* (Brown, 1827), *Solariella varicosa* (Migbeis et Adams, 1842), *Margarites olivaceus* (Brown, 1827), *Balanus balanoides* (Linnaeus, 1767), *B. hammeri* (Ascanius, 1767), *Hemithyris psittacea* (Gmelin, 1790). По соседнему с 0506 обн. 0409 были получены ИК-ОСЛ датировки 112—117 тыс. лет (см. табл. 2).

Наиболее крупные раковины *Arctica* (Сургина) *islandica* встречаются в большом количестве в обн. 0827 (Ладыгин Яр, рис. 3). Вмещающие эти раковины отложения отнесены нами к заключительной (МИС 5а) стадии казанцевской трансгрессии [Гусев, Молодьков, 2012].

Фораминиферы. Исследованные нами комплексы бентосных фораминифер в целом схожи с ранее изученными [Гудина, 1969; Левчук, 1984; Гуськов, Левчук, 1995]. Общий видовой состав комплекса, отнесенного нами по результатам исследований к казанцевскому, следующий (обн. 0406): *Quinqueloculina longa* Gudina, *Guttulina* sp., *Globulina* sp., *Fissurina marginata* (Montagu, 1803), *F. lacida* (Williamson, 1848), *Parafissurina tectulostoma* Loeblich & Tappan, 1953, *Miliolinela* sp., *Dentalina baggi* Galloway & Wissler, 1927, *Tappanella arctica* Gudina & Saidova, 1969, *Lagena apiopleura* Loeblich & Tappan, 1953, *Discorbis deplanatus* Gudina, *Buccella frigida* (Cushman, 1921), *Asterigerinata pulchella* (Parker, 1952), *Cibicides rotundatus* Stschedrina, *Cribronion obsoletus* Gudina, *Retroelphidium atlanticum* Gudina, *R. hyalinum* (Brodniewicz), *R. obesum* (Gudina), *Haynesina orbicularis* (Brady, 1881), *Elphidiella tumida* Gudina, *Criboelphidium goesi* (Stschedrina), *Cr. granatum* (Gudina), *Cr. subarcticum* (Cushman, 1944), *Cassidullina subacuta* Gudina, *Cassandra helenae* (Feyling-Hanssen et Busas) и т.д.

Наибольшая биопродуктивность по бентосным фораминиферам зафиксирована для казанцевских отложений урочища Красный Яр (обн. 0406), где в нескольких образцах содержание фораминифер достигает 300 раковин на 50 г сухого осадка, а на гл. 1.5 м — 3348 экз. В остальных разрезах содержание бентосных фораминифер обычно не превышает 50 экз./50 г сухого осадка (рис. 4).

По фораминиферам реконструируются условия пляжа, мелководья, а также открытого моря с глубинами моря до 50 м.

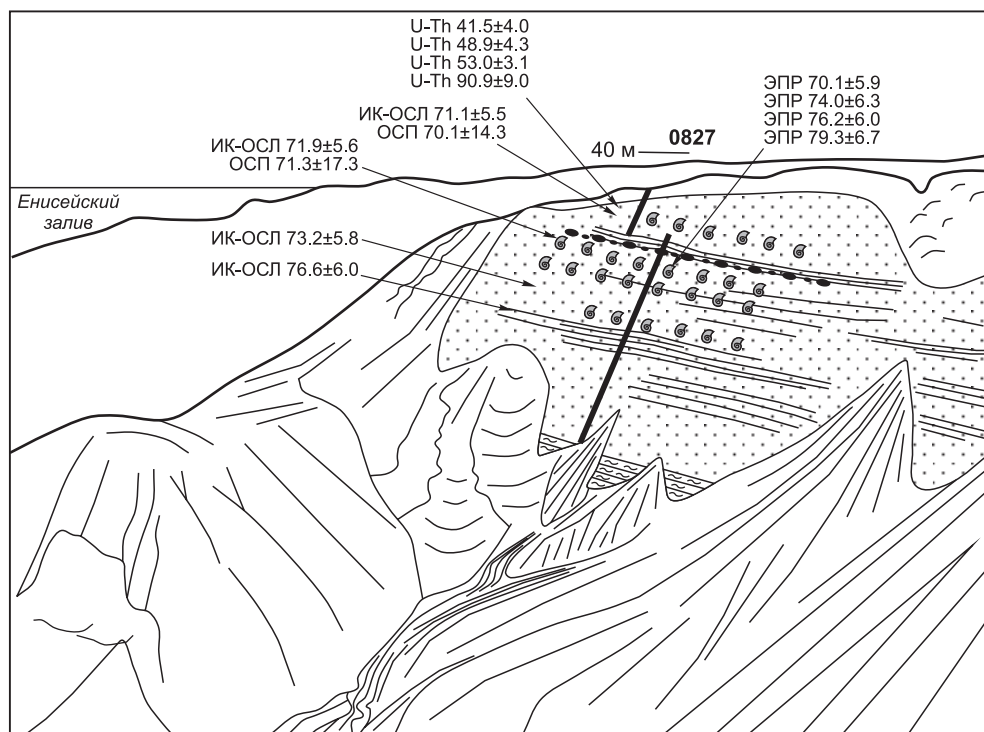
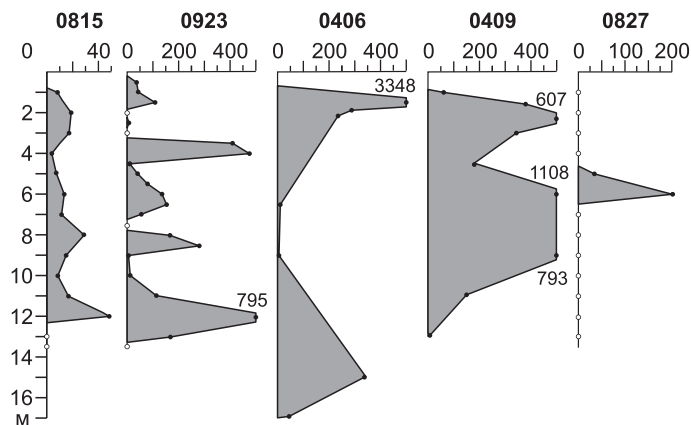


Рис. 3. Разрез 0827 (Ладыгин Яр).

Усл. обозн. см. на рис. 2. Жирные линии — расчистки.

Рис. 4. Распределение фораминифер по разрезам.

Горизонтальная шкала — количество экземпляров. Черные точки — пробы, содержащие фораминиферы, светлые — без фораминифер.



Остракоды Енисейского Севера изучены до сих пор недостаточно. Имеются списки определенных видов и интерпретация условий их обитания для нескольких разрезов в низовьях Енисея [Троицкий, 1966; Основные проблемы..., 1983]. Нами раковины остракод встречены в нескольких разрезах казанцевского горизонта.

В обн. 0827 (Ладыгин Яр) из образца с глубины 6 м определена одна раковина остракоды *Finmarchinella finmarchica* (Sars), свидетельствующая о прибрежно-морских, арктобореальных условиях осадкообразования. Этот вид обычно входит в состав «бореального» комплекса остракод, характеризующих морские казанцевские (верхнечетвертичные) отложения северо-востока Западно-Сибирской низменности, в том числе бассейна Енисея и Оби.

В обн. 0828 (мыс Каргинский) на гл. 19 м обнаружены две раковины остракод (одна из них молодая форма-juv.), которые можно отнести к одному виду *Paracytheridea pseudopunctillata* (Swain). Данный вид известен из прибрежно-морских, несколько опресненных условий осадконакопления, характеризующих фации внутреннего шельфа.

В обн. 0406 (урочище Красный Яр) на гл. 1.5 м обнаружен комплекс остракод в следующем процентном соотношении: *Heterocyprideis sorbyana* (Jones, 1856) — 26, *Sarsicytheridea punctillata* (Brady, 1865) — 46, *Sarsicytheridea bradii* (Norman, 1865) — 7, *Cytheropteron elaei* Cronin, 1988 — 8, *Elofsonella concinna* (Jones, 1857) — 13 [Степанова и др., 2010]. Это типичный комплекс среднего шельфа, вид *Sarsicytheridea bradii* обычно встречается в прибрежных обстановках, *Heterocyprideis sorbyana* — эвригалинный вид, типичный для распресненных условий, *Cytheropteron elaei* и *Elofsonella concinna* — типично мелководные виды.

Раковины остракод наиболее равномерно распределены по разрезу 0923 (мыс Гостиный) (рис. 5, табл. 4). Определение остракод показало, что встреченные в разрезе виды имеют разную фациальную характеристику, вследствие чего можно выделить два комплекса остракод, формирование которых происходило в период единого трансгрессивного периода осадконакопления на изучаемой территории. Первый из выделенных комплексов был встречен в нижней части разреза, в интервале 12.9—8.5 м (6 образцов с остракодами). Для него характерны разнообразные виды рода *Leptocythere* (*L. macallana* (Brady & Robertson, 1869), *L. castanea* (Sars, 1866), *L. confusa* (Brady & Norman, 1889), *L. lasertosa* (Hirschmann,

Таблица 4. Список видов остракод из обн. 0923 (мыс Гостиный)

Глубина отбора, м	Вид	Количество
1.5	<i>Roundstonia</i> gr. <i>globulifera</i> (Brady)	1 ств. (juv.)
4.0	<i>Cytheropteron</i> cf. <i>nodosolatum</i> Neale and Home	1 ств., обл.
6.5	<i>Cytheropteron</i> <i>pyramidale</i> Brady	1 рак.
8.5	<i>Finmarchinella</i> <i>finmarchica</i> (Sars)	1 ств.
10.0	<i>Leptocythere</i> <i>castanea</i> (Sars)	1 ств.
11.0	<i>Leptocythere</i> <i>macallana</i> (Brady et Robertson)	1 рак.
11.0	<i>Leptocythere</i> <i>macallana</i> (Brady et Robertson)	2 рак.
11.0	<i>L.</i> gr. <i>lacertosa</i> (Hirschmann)	2 рак. (juv.)
12.0	<i>Leptocythere</i> <i>macallana</i> (Brady et Robertson)	1 рак.
12.0	<i>Leptocythere</i> <i>macallana</i> (Brady et Robertson)	4 рак.
12.5	<i>L. castanea</i> (Sars)	2 рак., 1 ств.
12.5	<i>L. confusa</i> (Brady et Norman)	2 рак.
12.9	<i>Leptocythere</i> <i>macallana</i> (Brady et Robertson)	1 рак.

Примечание. ств. — створка, обл. — обломок, рак. — раковина, juv. — ювенильная форма.

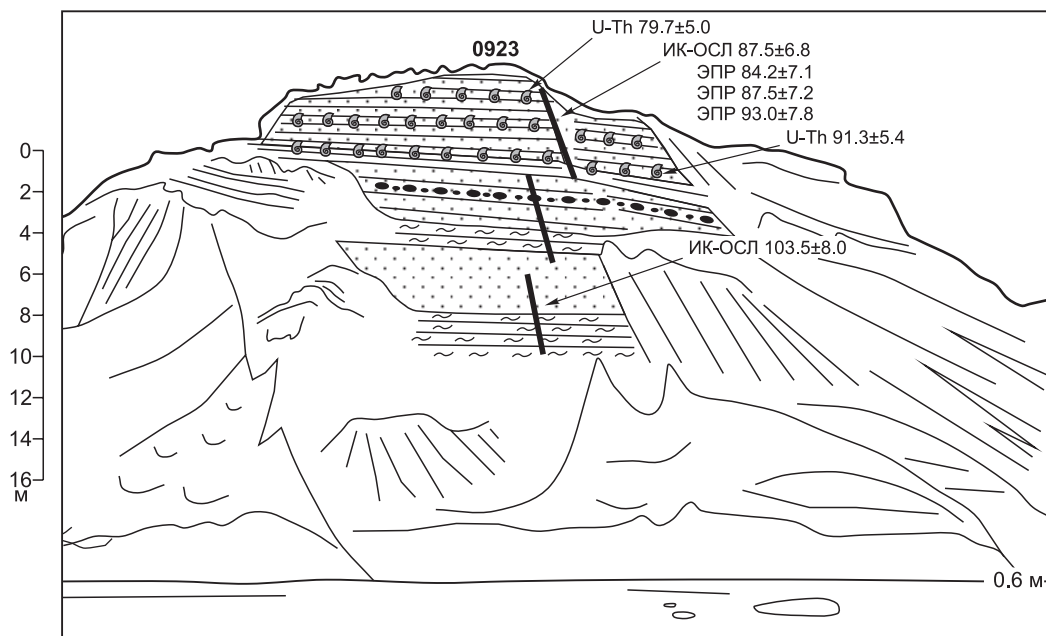


Рис. 5. Разрез 0923 (мыс Гостиный).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

1912)), свидетельствующие о мелководных, опресненных условиях осадконакопления, что характерно для начала нового трансгрессивного этапа либо для периода распреснения бассейна. Виды рода *Leptocythere* относятся к арктобореальным, эуголиным (солонатово-водным видам, живущим в водоемах с пониженной соленостью до 3 ‰, и переносящим большие колебания температур воды от 0 до +23°C). Представители лептоцифер встречаются обычно на глубинах от 0 до 20 м и характерны для эстуариев, заливов, мелких бухт, устьев рек в зоне приливов и отливов. Вверх по разрезу, в интервале 8.5—4 м, встречен второй комплекс с остракодами (3 образца), для которого характерны другие арктобореальные виды: *Cytheropteron pyramidale* Brady, 1868, *C. nodosolatum* Neale & Howe, 1973, *Finmarchinella finmarchica* (Sars, 1866), отвечающие нормально-морским условиям, и соответствующие новому, морскому периоду осадконакопления (полностью отсутствуют виды *Leptocythere*). Образцы представлены единичными арктобореальными стенаголиными (полносолонными, не ниже 20 ‰) видами. Обычно эти виды входят в состав разнообразного и многочисленного «бореального» комплекса остракод, который характеризует отложения «казанцевской» трансгрессии на северо-востоке Западной Сибири (бассейны Енисея и Оби), на севере Таймырского полуострова.

Таким образом, в разрезе 0923 по двум выделенным разнофациальным комплексам остракод наблюдается смена условий осадконакопления: от режима солонатово-водного бассейна, встреченного в нижнем интервале 12.9—8.5 м, до прибрежно-морских условий в верхнем интервале 8.5—4.0 м.

Споры и пыльца. Изучение спор и пыльцы в морских осадках сопряжено со значительными трудностями. Например, в голоценовых осадках арктических морей наблюдается значительное переотложение спор и пыльцы палеозойского, мезозойского и раннекайнозойского возрастов, достигающее иногда 90 % [Шарапова и др., 2012]. Тем не менее изученные нами образцы содержат значительную инситуную часть, отличающуюся от спор и пыльцы из выше- и нижележащих отложений. В основном это таежные либо лесотундровые спорово-пыльцевые спектры. Одним из характерных для казанцевского горизонта разрезов, из которого были выделены полноценные спорово-пыльцевые спектры, является обн. 0923, находящаяся на мысе Гостиный.

На спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 6), которая отражает динамику развития растительности в период осадконакопления, можно выделить 5 пыльцевых зон. Снизу вверх по разрезу выделяются следующие зоны: 1 — *Picea-Betula-Alnus* (гл. 13.5—12.3 м), 2 — *Piceae-Betula-Ranunculaceae-Chenopodiaceae* (гл. 12.3—7.25 м), 3 — *Betula-Picea-Alnaster* (гл. 7.25—3.75 м), 4 — *Picea-Alnus-Pinus* (гл. 3.75—2.0 м), 5 — *Betula-Picea-Pinus* (гл. 2.0—0.5 м).

Основными лесообразующими породами на протяжении всего времени осадконакопления являлись ель и береза. В качестве примеси присутствовали сосна и ольха. Максимальное участие пыльцы *Betula sect. Albae* в палинозоне 3, а также наличие спор *Selaginella*, даже в единичном количестве, может

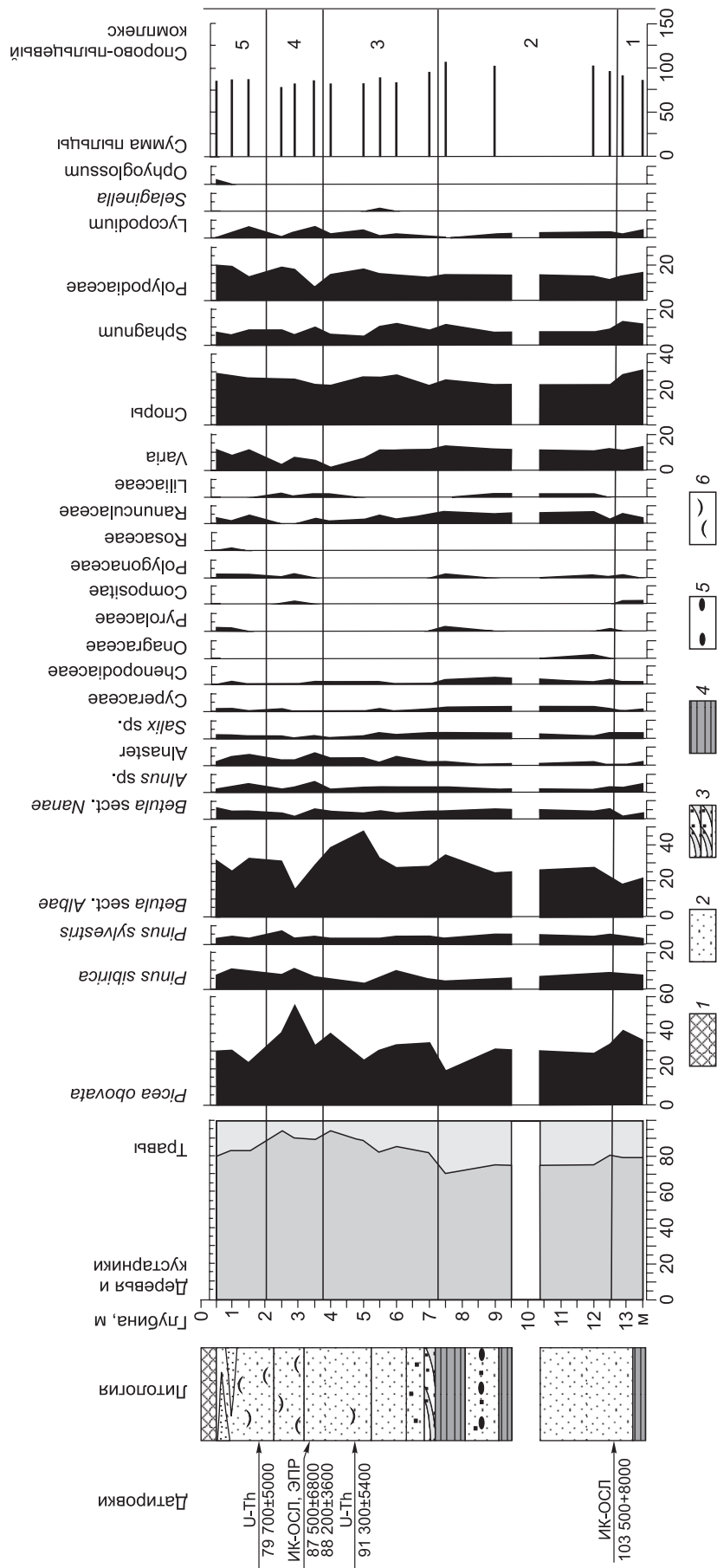


Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма по разрезу 0923 (мыс Гостиный).

1 — почвенно-растительный слой, 2 — пески косослойные, 3 — пески массивные, 4 — суглинки, 5 — галька, 6 — раковины моллюсков. По горизонтали — количество экземпляров.

свидетельствовать о возможном похолодании на данной территории. Уран-ториевый возраст, полученный для уровня 4.5 м, позволил оценить время этого похолодания чуть древнее 91.3 ± 5.4 тыс. лет.

Максимальное участие пыльцы *Picea obovata* и *Pinus sylvestris* в палинозоне 4, возможно, свидетельствуют о периоде относительного потепления на данной территории, возраст которого, по данным датирования различными методами, может быть оценен как 80—90 тыс. лет.

Общий характер спорово-пыльцевых спектров позволяет реконструировать таежный тип растительности с преобладанием ели, характерный для казанцевского времени неоплейстоцена. На данной территории произрастали березово-еловые, сосново-еловые леса, также образовывались и чистые еловые ценозы.

Диатомовые водоросли из осадков казанцевского горизонта были изучены в обн. 0505 (Сопочная Карга). По раковине *Chlamys islandicus* из песчано-галечных отложений этого разреза получена $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датировка $106\ 100 \pm 15\ 100$ (ЛУУ-486). Образец, отобранный из алеврита внутри раковины моллюска, содержит обильные ассоциации диатомей (> 2000 створок/препарат), представленные почти исключительно морскими видами. В составе диатомового комплекса доминируют морские планктонные виды — *Thalassiosira gravida* Cleve, 1896 + *T. antarctica* Comber, 1896 (в основном споры этих видов) и виды рода *Chaetoceros* (*C. compressus* Lauder, 1864, *C. diadema* (Ehrenberg) Gran 1897 и др.), а также неритические виды — *Thalassiosira nordenskiöldii* Cleve, 1873, *Bacterosira bathyomphala* (Cleve) Syvertsen & Hasle, 1993, *Thalassionema nitzschioides* (Grunow) Mereschkowsky, 1902, *Actinocyclus curvatulus* Janisch, 1874 и др. Относительно разнообразны ледово-морские диатомеи (*Fossula arctica* Hasle, Syvertsen & von Quillfeldt, 1996, *Fragilariopsis oceanica* (Cleve) Hasle, 1965, *Navicula vanhoeffenii* Gran, 1897, *Nitzschia polaris* Grunow & Cleve 1883 и др.), суммарное содержание которых в составе диатомовых ассоциаций достигает 10 %. В целом состав диатомовых ассоциаций отражает условия относительно глубоководного арктического морского бассейна с весьма ограниченным влиянием речного стока.

Состав комплекса диатомовых в исследованных нами отложениях казанцевского горизонта несколько отличается от приводимых Н.А. Скабичевской [1984] для казанцевских отложений р. Агапа (бассейн Пясины), а также описанных сотрудниками НИИГА [Белевич, Куклина, 1970].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В строении разрезов четвертичных отложений Енисейского Севера встречаются как условия согласного залегания осадков казанцевского горизонта, так и несогласного по отношению к вмещающим отложениям залегания. Кроме того, нередко наблюдается перерыв в осадконакоплении внутри казанцевской толщи, фиксирующийся, судя по датировкам, на рубеже МИС 5a/5b. Он объясняется, скорее, не развитием оледенения в это время [Astakhov, 2013], а изменением границ бассейна в связи с кратковременной регрессией казанцевского моря, либо с неотектонической перестройкой структурного плана севера Западной Сибири.

Исследование отложений казанцевского горизонта, проведенное нами по Енисейскому Северу, позволило уточнить стратиграфический объем горизонта. Он оказался намного шире временного интервала МИС 5e длительностью около 12 тыс. лет [Bassinot et al., 1994], что установлено также и для других северных районов. Казанцевская трансгрессия началась, по-видимому, незадолго до начала 5-й морской изотопной стадии [Molodkov, Bolikhovskaya, 2009] и завершилась около 70 тыс. л. н. [Гусев, Молодков, 2012]. По площади исследования осадки раннего и завершающего этапов трансгрессии распределены неравномерно. В основном в разрезах вскрываются отложения лишь какого-то одного этапа. Лучшей сохранностью и наибольшим распространением характеризуются осадки заключительно этапа трансгрессии (второй половины МИС 5) (см. рис. 1).

Казанцевские отложения слагаются двумя литологическими комплексами, соответствующими единому циклу осадконакопления, от песчано-суглинистых фаций устойчивой трансгрессии к песчано-гравийным и галечным прибрежным фациям. Они сильно отличаются от ниже- и вышележащих существенно суглинистых отложений.

Наблюдающиеся в отложениях верхней и нижней пачек высокие содержания моноклинных пироксенов, минералов, малоустойчивых по отношению к транспортировке, а также количество их дефектных зерен доказывают, несмотря на олигомиктовость ассоциаций минералов тяжелой фракции, что имел место ближний перенос. И различия гранулометрического и минерального составов связаны в первую очередь с разницей фациальных условий захоронения, а не с изменением питающей провинции.

Изученные осадки относятся к морским и представлены литоральными и сублиторальными фациями. Переслаивание осадков разной зернистости свидетельствует об активности течений, более вероятно, береговых, но не исключено и развитие приливно-отливных. Распространение чистых песков, зрелость ассоциаций и высокий выход тяжелой фракции указывают на прибрежную и мелководные обстановки седиментации для верхней пачки, не ниже предела волнового воздействия. При этом сум-

марные содержания аутигенных минералов не более 9 %, а чаще до 3—5 % (при очевидной теплопроводности бассейна) свидетельствуют о достаточно высоких скоростях осадконакопления. В большинстве случаев нижняя пачка формировалась в условиях более спокойной гидродинамики и за пределами прибрежной зоны, но на глубинах, не превышающих 50—70 м.

Результаты изучения органических остатков дополняют известные к настоящему времени характеристики отложений казанцевской трансгрессии. Получены определения новых видов моллюсков и остракод, ранее неизвестных для казанцевских отложений Енисейского Севера. Изученные нами комплексы моллюсков, фораминифер, остракод, диатомей из казанцевских отложений совершенно отличаются от комплексов органических остатков, встречающихся в перекрывающих их отложениях. На основании всех полученных данных междисциплинарных исследований отложений казанцевской трансгрессии, отвечающих МИС 5, сделан вывод о том, что в указанном интервале времени Енисейский Север ледниковыми покровами не перекрывался.

Изменения в составе комплексов органических остатков не позволяют дифференцировать толщу казанцевских отложений по климатическим условиям образования. Практически по всему разрезу толщи наблюдаются то более, то менее тепловодные моллюски, фораминиферы, остракоды, диатомовые водоросли, а также то более, то менее теплые спорово-пыльцевые спектры. Это говорит о едином этапе накопления морских осадков в теплом море, различия в комплексах органических остатков свидетельствуют, скорее, о разных фациях, в которых накапливались отложения. Очевидно, более мелководные фации всегда будут характеризоваться остатками более тепловодных организмов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Согласно новым геохронометрическим данным, включающим в себя датирование методами U-Th, ИК-ОСЛ, ОСП, ЭПР, исследованные нами отложения казанцевского горизонта имеют временные рамки примерно от 120 до 70 тыс. л. н. (большая часть МИС 5). Структуры и текстуры осадков, гранулометрический и минеральный составы характеризуют отложения казанцевского горизонта как литоральные и сублиторальные фации. Изученные нами моллюски, споры и пыльца, фораминиферы, остракоды и диатомовые водоросли подтверждают определения фаций, сделанные по литологическим признакам, и свидетельствуют о климатических условиях, значительно теплее современных. Это находится в полном соответствии с признаками выделения поздненеоплейстоценового межледникового казанцевского горизонта и позволяет проводить корреляции с другими районами Западной Сибири, Таймыра и других районов Арктики. Вместе с тем следует отметить, что хотя отчетливость теплого климатического сигнала в разных изученных нами обнажениях неодинакова, полученные нами результаты, в том числе по стратотипическому казанцевскому горизонту, не позволяют считать хроностратиграфическое смещение казанцевского горизонта (по нашим данным, МИС 5) на место санчуговского (МИС 7) [Астахов, 2006; Astakhov, 2013] сколько-нибудь обоснованным.

Авторы благодарят экипажи теплоходов «Превен», «Федор Наянов» и «Советская Арктика» за обеспечение полевых исследований в 2004—2010 гг. Мы также благодарны рецензентам статьи, замечания и пожелания которых помогли уточнить многие дискуссионные вопросы строения отложений казанцевского горизонта.

ЛИТЕРАТУРА

Арсланов Х.А., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Величкевич Ф.Ю., Санько А.Ф., Шилова Г.Н., Чернов С.Б. Бедоба — опорный разрез казанцевского горизонта в Центральной Сибири // ДАН, 2004, т. 396, № 6, с. 796—799.

Архипов С.А. Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (12), с. 1863—1884.

Астахов В.И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (11), с. 1207—1220.

Астахов В.И. Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири: проблемы стратиграфии и палеогеографии // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 2009, № 69, с. 8—24.

Астахов В.И., Назаров Д.В. Стратиграфия верхнего неоплейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование // Региональная геология и металлогения, 2010, № 43, с. 36—47.

Белевич А.М., Куклина Т.А. Видовой состав, стратиграфическое и палеогеографическое значение диатомовых водорослей из четвертичных отложений севера Западно-Сибирской низменности и сопредельных районов // Ученые записки НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия, 1970, вып. 30, с. 34—39.

- Большакиев Д.Ю.** Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб., ААНИИ, 2006, 296 с.
- Волкова В.С., Архипов С.А., Бабушкин А.Е., Кулькова И.А., Гуськов С.А., Кузьмина О.Б., Левчук Л.К., Михайлова И.В., Сухорукова С.С.** Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2002, 246 с.
- Гудина В.И.** Морской плейстоцен сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского Севера. М., Наука, 1969, 80 с.
- Гусев Е.А.** Наблюдения за геоморфологическими процессами на севере Западной Сибири (на примере района Сопочной Карги) // Успехи современного естествознания, 2011, № 9, с. 19—22.
- Гусев Е.А., Молодьков А.Н.** Строение отложений заключительного этапа казанцевской трансгрессии (МИС 5) на севере Западной Сибири // ДАН, 2012, т. 443, № 6, с. 707—710.
- Гусев Е.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Молодьков А.Н., Кузнецов В.Ю., Смирнов С.Б., Чернов С.Б., Жеребцов И.Е., Левченко С.Б.** Новые геохронологические данные по неоплейстоцен-голоценовым отложениям низовьев Енисея // Проблемы Арктики и Антарктики, 2011, № 2 (88), с. 36—44.
- Гусев Е.А., Крылов А.В., Воронков А.Ю., Никитин М.Ю.** Неоплейстоцен-голоценовые моллюски Енисейского Севера // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 8. 2012, с. 75—85. (Тр. ВНИИОкеангеология, т. 223).
- Гуськов С.А., Левчук Л.К.** Казанцевский палеобассейн на севере Сибири: экологические ассоциации фораминифер и палеообстановки // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (3), с. 25—30.
- Данилов И.Д.** Плейстоцен морских субарктических равнин. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978, 200 с.
- Загорская Н.Г., Яшина З.И., Слободин В.Я., Левина Ф.М., Белевич А.М.** Морские неоген(?)—четвертичные отложения низовьев реки Енисей М., Недра, 1965, 92 с. (Тр. НИИГА, т. 144).
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д.** О ледниковом происхождении санчуговской свиты Нижнеенисейского района // Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 3, с. 661—664.
- Кизяков А.И., Лейбман М.О., Передня Д.Д.** Деструктивные рельефообразующие процессы по берегам арктических равнин с пластовыми подземными льдами // Криосфера Земли, 2006, т. 10, № 2, с. 79—89.
- Кинд Н.В.** Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М., Наука, 1974, 55 с.
- Лапина Н.Н.** Методика изучения вещественного состава донных отложений. Методические рекомендации по анализу горных пород, руд и минералов. Л., НИИГА, 1977, 55 с.
- Лаухин С.А., Санько А.Ф., Величкевич Ф.Ю., Шилова Г.Н.** К палеогеографии казанцевского времени центральных частей Средней Сибири // Вестник археологии, антропологии и этнографии, 2006, № 6, с. 249—271.
- Левчук Л.К.** Биостратиграфия верхнего плейстоцена севера Сибири по фораминиферам. Новосибирск, Наука, 1984, 128 с.
- Назаров Д.В.** Четвертичные отложения центральной части Западно-Сибирской Арктики: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. СПб., 2011, 26 с.
- Основные проблемы** палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Л., Недра, 1983, 263 с.
- Сакс В.Н.** Четвертичный период в Советской Арктике. Л.; М., Водтрансиздат, 1953, 628 с.
- Сакс В.Н., Антонов К.В.** Четвертичные отложения и геоморфология района Усть-Енисейского порта // Тр. Горно-геологического упр. Севморпути, 1945, вып. 16, с. 65—117.
- Скабичевская Н.А.** Средне- и позднечетвертичные диатомеи Приенисейского Севера. М., Наука, 1984, 158 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 544).
- Слободин В.Я.** О некоторых верхнекайнозойских стратотипах Усть-Енисейской впадины // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., Гидрометеиздат, 1970, с. 421—424.
- Степанова А.Ю., Талденкова Е.Е., Баух Х.А.** Четвертичные остракоды Арктики и их использование в палеорекострукциях // Палеонтологический журнал, 2010, № 1, с. 38—45.
- Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Каневский М.З., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г.** Новые результаты комплексных исследований четвертичных отложений Западного Таймыра // Криосфера Земли, 2007, т. 11, № 3, с. 14—28.
- Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Аникина Н.Ю., Арсланов Х.А., Деревянко Л.Г., Пушина З.В.** Геохронологическое строение четвертичных отложений берегов Западного Таймыра // Криосфера Земли, 2013, т. 17, № 3, с. 17—26.
- Суздальский О.В.** Палеогеография арктических морей СССР в неогене и плейстоцене. Л., Наука, 1976, 112 с.
- Сухорукова С.С.** Литология и условия образования четвертичных отложений Енисейского севера Новосибирск, Наука, 1975, 132 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 260).

Троицкий С.Л. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М., Наука, 1966, 208 с.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины / Под ред. В.С. Волковой, А.Е. Бабушкина. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2000, 64 с., 3 прил.

Шарапова А.Ю., Руденко О.В., Фефилова Л.А., Макарьев А.А. Переотложенные спорово-пыльцевые комплексы из четвертичных отложений Карского шельфа // Разведка и охрана недр, 2012, № 8, с. 83—87.

Шумилова Е.В. Материалы к литолого-минералогической характеристике четвертичных отложений Усть-Енисейского района // Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., Наука, 1968, с. 112—131.

Astakhov V.I. Pleistocene glaciations of northern Russia — a modern view // Boreas, 2013, v. 42, № 1, p. 1—24.

Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth Planet. Sci. Lett., 1994, v. 126, № 1—3, p. 91—108.

Gualtieri L., Vartanyan S., Brigham-Grette J., Anderson P.M. Pleistocene raised marine deposits on Wrangel Island, northeast Siberia and implications for the presence of an East Siberian ice sheet // Quatern. Res., 2003, v. 59, p. 399—410.

Laukhin S.A. Warm stages in the West Siberian Late Pleistocene // Quatern. Intern., 2011, v. 241, № 1—2, p. 51—67.

Mangerud J., Sønstegeard E., Sejrup H.-P. Correlation of the Eemian (interglacial) Stage and the deep-sea oxygen-isotope stratigraphy // Nature, 1979, v. 277, p. 189—192.

Molodkov A. Cross-check of the dating results obtained by ESR and IR-OSL methods: Implication for the Pleistocene palaeoenvironmental reconstructions // Quatern. Geochron., 2012, v. 10, p. 188—194.

Molodkov A., Bolikhovskaya N. Climate change dynamics in Northern Eurasia over the last 200 ka: Evidence from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and vegetation successions of the loess-palaeosol records // Quatern. Intern., 2009, v. 201, № 1—2, p. 67—76.

Möller P., Lubinski D.J., Ingolfsson O., Forman S.L., Seidenkrantz M.-S., Bolshiyarov D.Yu., Lokrantz H., Antonov O., Pavlov M., Ljung K., Zeeberg J.-J., Andreev A. Severnaya Zemlya, Arctic Russia: a nucleation area for Kara Sea ice sheets during the Middle to Late Quaternary // Quatern. Sci. Rev., 2006, v. 25, № 21—22, p. 2894—2936.

Sellen E., Jakobsson M., O'Regan M. Spatial and temporal Arctic Ocean depositional regimes: A key to the evolution of ice drift and current patterns // Quatern. Sci. Rev., 2010, v. 29, № 25—26, p. 3644—3664.

Streletskaya I.D., Gusev E.A., Vasiliev A.A., Oblogov G.E., Molodkov A.N. Pleistocene—Holocene palaeoenvironmental records from permafrost sequences at the Kara Sea coasts (NW Siberia, Russia) // Geography, Environment, Sustainability, 2013, v. 6, № 3, p. 60—76.

*Рекомендована к печати 28 мая 2015 г.
Б.Н. Шурыгиным*

*Поступила в редакцию 8 ноября 2013 г.,
после доработки — 21 октября 2014 г.*