

СТРОЕНИЕ, КРИОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НАДЫМСКОГО ПРИОБЬЯ

В.С. Зыкина¹, В.С. Зыкин^{1,2,5}, А.О. Вольвах¹, И.Ю. Овчинников^{1,5}, О.С. Сизов³, А.В. Соромотин⁴

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 3, Россия; zykina@igm.nsc.ru

²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет,
630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

³Научный центр оперативного мониторинга Земли, 127490, Москва, ул. Декабристов, владен. 51, стр. 25, Россия

⁴Тюменский государственный университет, 625003, Тюмень, ул. Володарского, 6, Россия

⁵Институт археологии и этнографии СО РАН, 630090, Новосибирск, пр. Академика Лаврентьева, 17, Россия

Приводятся новые данные о строении, литологической, палеопедологической и геоморфологической характеристике и радиоуглеродном датировании верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений Надымского Приобья Западно-Сибирской равнины. В результате проведенных исследований выявлено четыре отчетливых этапа развития природной среды данной территории в позднечетвертичное время, отразившихся в осадконакоплении. Во время первого этапа, соответствующего каргинскому интерстадиалу, сформировались речные отложения второй надпойменной террасы. На втором этапе в эпоху последнего (сартанского) оледенения образовались криогенные полигонально-жильные структуры, относящиеся к первично-песчаным жилам, активное развитие получили эоловые процессы. Наличие криогенных полигонально-жильных структур свидетельствует об отсутствии на территории Надымского Приобья в это время покровного оледенения. На третьем этапе (10.7–10.3 тыс. лет назад) происходила аккумуляция первой террасы долины реки Надым и ее притоков и образование торфяников в голоцене. Четвертый этап эволюции природной среды связан с развитием массивов эоловых песков на поверхностях второй и первой террас в позднем голоцене в последние 1200 лет. Погребенные почвенные горизонты, прерывающие аккумуляцию эоловых песков, отражали незначительные увлажнения климата, во время которых происходили закрепление эоловых песков растительностью и почвообразование.

Верхнечетвертичные отложения, Западная Сибирь, Надымское Приобье, полигонально-жильные структуры, эоловые процессы

UPPER QUATERNARY DEPOSITS OF THE NADYM OB AREA: STRATIGRAPHY, CRYOGENIC FORMATIONS, AND DEPOSITION ENVIRONMENTS

V.S. Zykina¹, V.S. Zykin^{1,2,5}, A.O. Volvach¹, I.Yu. Ovchinnikov^{1,5}, O.S. Sizov³, A.V. Soromotin⁴

¹Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3, Acad. Koptuga ave., Novosibirsk, 630090, Russia; zykina@igm.nsc.ru

²Novosibirsk National Research State University, 2, Pirogova str., Novosibirsk, 630090, Russia

³Research Center for Earth Operative Monitoring (NTS OMZ), 51-25, Dekabristov str., Moscow, 127490, Russia

⁴Tyumen State University, 6, Volodarskogo str., Tyumen, 625003, Russia

⁵Institute of Archaeology and Ethnography, SB RAS, 17, Acad. Lavrentieva ave., Novosibirsk, 630090, Russia

The paper presents new data on the structure, lithology, paleopedology, geomorphology, and radiocarbon geochronology of Late Pleistocene and Holocene deposits in the Nadym Ob area of the West Siberian Plain. The study reveals several distinct events in the Late Pleistocene and Holocene climate and deposition history of the area. Fluvial deposition during the first stage corresponding to the end of MIS-3 (Karga interstadial) produced the second river terrace. During the next stage, in the Last (Sartan) Glacial (MIS-2), primary sand wedges formed as frost cracks became filled with aeolian sand. The presence of sand wedges is inconsistent with the existence of ice sheets in the area during MIS-2. The first terrace of the Nadym River and its tributaries accumulated during the third stage (from about 10.7–10.3 Kyr BP), and peatbogs were formed in the Holocene. The latest stage began in the late Holocene after a long deposition gap and produced aeolian sands accumulation upon the second and first river terraces. The aeolian sand deposition for the past 1200 years was punctuated by short episodes of soil formation and vegetation growth in a slightly warmer and moister climate.

Upper Quaternary deposits, sand wedge, West Siberian Plain, Nadym Ob area, aeolian processes

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на значительное количество работ по стратиграфии, литологии и геоморфологии четвертичных образований севера Западно-Сибирской равнины, они изучены крайне неравномерно. Недостаток фактических данных приводит

исследователей к различным, часто противоположным взглядам на генезис, стратиграфическое расчленение, возраст и историю формирования конкретных геологических образований, а также на палеогеографическое развитие региона. Одним

из недостаточно изученных районов севера равнины является Надымское Приобье. Четвертичные отложения этого района описаны лишь в немногих работах [Ивановский, 1939; Лазуков, 1960; Рейнин, 1960; Лазуков, Рейнин, 1961; Земцов, 1976], в которых отсутствуют детальные описания разрезов. Недостаток знаний о геологическом строении районов севера Западной Сибири, удаленных от береговых разрезов долины р. Обь, привел многих исследователей к представлениям о широком развитии последнего оледенения на этой территории.

Исследования верхнечетвертичных отложений в долине р. Надым близ г. Надым в 2012 г. выявили наличие в этом районе позднеплейстоценовых речных отложений, секущих их мерзлотные полигонально-жильные структуры, а также голоценовых эоловых отложений. Особого внимания заслуживают полигонально-жильные структуры, так как они являются высокоинформативным показателем природной, особенно геокриологической, обстановки времени их формирования и имеют важное значение для палеогеографических реконструкций [Романовский, 1993]. Их наличие в данном районе свидетельствует об отсутствии следов последнего (сартанского) оледенения в Надымском Приобье. На основе радиоуглеродного датирования почвенных горизонтов в эоловых образованиях они отнесены к позднему голоцену. Полученные новые данные позволили реконструировать условия формирования верхнеплейстоценовых и голоценовых образований Надымского Приобья и выделить этапы развития природной среды.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НАДЫМСКОГО ПРИОБЬЯ И ЕГО ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Долина р. Надым очень молодая. Она врезана в приледниковую аллювиально-озерную равнину времени раннезырянского оледенения. В ее строении присутствуют пойма, первая и вторая надпойменные террасы. Урез воды в реке в районе г. Надым около 9 м. Первая надпойменная терраса на исследованном участке развита фрагментарно, ее поверхность находится на абсолютных отметках 15–18 м. Вторая надпойменная терраса имеет ширину около 3 км, абсолютная высота ее поверхности колеблется от 20.0 до 23.6 м. Общая мощность ее отложений в районе г. Надым составляет от 4–5 до 10–15 м [Ландшафты..., 1983]. Она постепенно переходит в озерно-аллювиальную равнину. Г.И. Лазуков и И.В. Рейнин [1961] считают, что вторая терраса имеет каргинский возраст. Д.В. Назаров [2015] полагает, что строение второй надпойменной террасы на севере Западной Сибири закономерно для всего этого региона. По его сведениям, из аллювия этой террасы методами OSL (оптически стимулированной люминесценции) и

радиоуглеродного анализа получено несколько сотен датировок в интервале от 42 до 25 тыс. лет назад. Для покровного комплекса получены даты в среднем от 20 до 12 тыс. лет назад. Эти датировки позволяют относить формирование аллювия террасы к третьей изотопно-кислородной стадии (МИС-3), а образование ее покровного комплекса ко второй стадии (МИС-2) [Bassinot et al., 1994]. В Надымском Приобье на поверхности первой и второй надпойменных террас, а также на более древних поверхностях широко распространены эоловые образования [Ивановский, 1939; Земцов, 1976], часто формирующие крупные песчаные массивы. Возраст эоловых песков и их стратиграфическое положение до сих пор точно не установлены.

Наиболее полно строение и взаимоотношение разновозрастных горизонтов верхнечетвертичных отложений на исследованной территории было выявлено в левом борту долины р. Надым, в 105 км выше устья и в 2.4 км юго-западнее основного русла, в песчаном карьере (65°21.020' с.ш., 72°58.248' в.д.), вскрывающем верхнюю часть отложений второй надпойменной террасы и залегающих на них песчаных эоловых отложений. Отложения террасы сверху вниз представлены следующими слоями:

1. Песок – серый, преимущественно кварцевый, мелкозернистый, алевитистый, с горизонтальной слоистостью. Много рыхлых коричневато-желтых, округлых, субвертикально удлиненных прикорневых конкреций из гидроокислов железа. Их субвертикальная ориентировка и отсутствие разветвлений свидетельствуют об образовании конкреций по корням водных растений. Верхняя граница неровная. Кровля слоя рассечена полигональными морозобойными клиньями, выполненными более светлым песком. В верхней части одного из клиньев встречен ветрогранник, состоящий из кремнистой породы. Мощность слоя 0.6 м.

2. Песок – серый, полимиктовый, мелкозернистый, с неравномерной горизонтальной преимущественно мелкой слоистостью, с толщиной слоев от 2 до 20 мм, обусловленной чередованием слабоалевитового и хорошо промытого песка. Присутствует слоистость ряби течения. Мощность 1.1 м.

3. Песок – светло-серый с коричневатым оттенком, среднезернистый, рыхлый, хорошо промытый, полимиктовый, с косой таблитчатой слоистостью, с линзочками толщиной до 2 см грубозернистого полимиктового песка, включающего редкие зерна мелкого гравия. В верхней части слоя встречаются отдельные мелкие гальки. Видимая мощность 0.6 м.

Состав, текстурные особенности описанных слоев, их последовательность в вертикальном раз-

резу показывают отчетливый переход от фаций приустьевой отмели достаточно крупной реки (слои 2–3) к зарастающему водоему поймы (слой 1), укладываемый в общую модель седиментации меандрирующей равнинной реки с медленным течением [Шанцер, 1951; Allen, 1975].

Неровная верхняя поверхность речных отложений второй террасы, отсутствие в ее разрезах верхней части, наличие ветрогранника в одном из песчаных клиньев свидетельствуют о срезании аллювия дефляционной поверхностью. Песчаные клинья и дефляционная поверхность сопряжены между собой и связаны генетически. На речных отложениях второй надпойменной террасы, поверхность которой рассечена полигональными клиньями, в Надымском Приобье повсеместно залегают более молодые эоловые осадки, образуя отдельные песчаные массивы. Контакт аллювия и эоловых отложений резкий, неровный. Это свидетельствует о стратиграфическом перерыве между ними. Эоловые образования сложены преимущественно светло-серыми с желтовато-коричневым оттенком песками. Слоистость преимущественно таблитчатая диагональная, обусловленная чередованием параллельных слоев песка различной зернистости толщиной до 20 мм – от тонкозернистых до среднезернистых, редко крупнозернистых, образующих наклонные к друг другу серии мощностью до 1.5–2.0 м. Редко встречаются конволюции толщиной до 10 см. Присутствуют мутьообразные линзы мощностью до 3 м и протяженностью до 25 м, с мелкой параллельной слоистостью. В песках присутствует несколько горизонтов почв. Мощность песков составляет 12 м.

На изучаемом участке, в районе песчаного карьера, эоловые отложения образуют на поверхности второй террасы песчаный массив высотой до 12 м, вытянутый с севера на юг на 2 км и с запада на восток на 1 км. Массив находится на левобережье р. Хейгияха, в 8.5 км от ее устья, северо-восточнее автодороги г. Надым–пос. Белоярский. Рельеф песчаного массива имеет сложное строение. С северной, западной и южной сторон его окаймляют аккумулятивные песчаные валы высотой от 4 до 12 м. С восточной стороны пески перекрывают пойму и первую террасу р. Надым. На поверхности песчаного массива сформировались протяженные песчаные гряды, сходные по своему строению с продольными дюнами. Высота гряд составляет в среднем 1.5–2.0 м, достигая максимальных значений (более 4 м) в южной части. Дюнные гряды в настоящее время продолжают перемещаться по поверхности второй надпойменной террасы. В междюнных понижениях шириной до 50 м эрозией вскрывается полигональная сеть древних морозобойных трещин, развитая на поверхности отложений второй надпойменной террасы и часто перекрываемая эоловыми осадками. Ориентировка

дюн, междюнных понижений и их склонов показывает, что формирование современного эолового микро рельефа происходит под воздействием северо- и северо- и юго-западных ветров.

КРИОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НАДЫМСКОГО ПРИОБЬЯ

Хорошо выраженные криогенные образования в виде полигонально-жилковых структур пересекают поверхность уже сформировавшейся ко времени их образования второй надпойменной террасы (каргинская межстадиальная эпоха). Климатические условия времени образования второй террасы в каргинское потепление в Западной Сибири были несколько холоднее современных [Астахов, 2006; Зыкина, Зыкин, 2012; Зыкина, Зыкин, 2003]. Ее температурные характеристики не соответствуют условиям формирования хорошо развитых первично-песчаных морозобойных структур на этой широте. Эти данные косвенно свидетельствуют об отчетливом эпигенетическом генезисе морозобойных структур. На большей части дефлированной поверхности террасы криогенные структуры перекрыты эоловыми песками и местами выходят на ее поверхность. На изучаемом участке полигонально-жилковые структуры представлены в центральной части песчаного массива в междюнных понижениях шириной около 50 м (рис. 1). Они образуют многоугольные полигоны, ограниченные крупными песчаными клиньями шириной в верхней части 0.4–0.6 м и глубиной до 2.6 м. Расстояния между клиньями достигают 6–7 м. Клинья, образовавшиеся при заполнении морозобойных трещин песком, имеют субтреугольную форму, отчетливую субвертикальную полосчатость, созданную элементарными песчаными жилками серого цвета и состоящими из песка разной зернистости. Некоторые песчаные жилки по краям окрашены гидроксидами железа в коричневато-желтый цвет. Ширина песчаных жилок составляет 2–3 см. Слои отложений, вмещающие песчаные клинья, изогнуты вверх, причем наибольшая изогнутость наблюдается в верхних частях клиньев. На дефляционной поверхности второй террасы они образуют валики, которые окаймляют клинья, создавая их выпуклую верхнюю часть. Между валиками иногда сохраняются остатки иллювиально-железистого горизонта погребенной почвы. В верхней части одного из песчаных клиньев обнаружен ветрогранник, образование которого возможно только в пустынной обстановке [Колтаков, 1979; Glennie, 1970]. Его наличие свидетельствует об эоловом генезисе песков, заполняющих клинья. Обособлению выпуклых частей клиньев, по-видимому, способствовало выдувание мелкого материала из внутренней части полигонов. С поверхности валики часто покрыты красновато-коричневой тонкой корочкой гидроксидов железа, устойчивой к выветриванию.



Рис. 1. Крупные полигоны первично-песчаных жил на дефлированной песчаной поверхности второй надпойменной террасы р. Надым.



Рис. 2. Мелкие полигональные мерзлотные структуры внутри крупных полигонов первично-песчаных жил.

Это способствовало сохранению контуров крупных полигонов до настоящего времени.

Клиновидная форма, отчетливая субвертикальная полосчатость, песчаный состав вмещающих песчаные клинья отложений, их заполнение и размеры полигональной решетки и клиньев, наличие ветрогранника в верхней части одного из клиньев позволяют относить описанные криогенные структуры к первично-песчаным жилам [Романовский, 1977] или первичным песчаным клиньям [Péwé, 1959; Murton et al., 2000]. Диагностические признаки, по которым первично-песчаные клинья выделены в изученном районе, полностью совпадают с опубликованными критериями их выделения [Романовский, 1977; Péwé, 1959; Murton et al., 2000; Murton, Bateman, 2007; Bockheim et al., 2009]. Они формируются в результате многократно повторяющегося процесса морозобойного трещинообразования и заполнения трещин эоловым песком в условиях резко континентального климата с сильными ветрами. Современные первично-песчаные жилы (клинья) встречаются преимущественно в условиях полярных пустынь, особенно резко континентальных типов сезоннотальных слоев в грубообломочных отложениях различного генезиса [Романовский, 1977; Berg, Black, 1966; Pissart, 1968; Murton et al., 2000]. Образование первично-песчаных жил в современных условиях Антарктиды известно только на свободных ото льда участках [Berg, Black, 1966]. В плейстоцене они были широко распространены в Центральной и Северной Европе у края ледниковых щитов [Goździk, 1973; Murton et al., 2000]. На территории Западно-Сибирской равнины они были развиты во время последнего оледенения в Павлодарском Прииртышье [Зыкин и др., 2003]. Для территории их формирования характерны весьма малоснежные зимы с сильными ветрами и интенсивными эоло-

выми процессами [Романовский, 1977]. О сильных ветрах и пустынной обстановке во время формирования первично-песчаных жил также свидетельствует наличие ветрогранника в верхней части одного из песчаных клиньев.

Внутри крупных полигонов и на выпуклых поверхностях крупных песчаных жил развита мелкая полигональная система неглубоких клиновидных жилок, заполненных песком (рис. 2). Ширина мелких жил в верхней части достигает 0.05 м, расстояния между ними 0.2–0.3 м, а глубина проникновения 0.2–0.3 м. Изогнутость слоев, вмещающих мелкие жилы пород вниз, свидетельствует об их морозобойном генезисе.

Расположение морозобойных полигональных структур на дефлированной поверхности речных отложений второй надпойменной террасы, сформировавшейся в интервале от 42 до 25 тыс. лет назад [Назаров, 2015] в третью изотопно-кислородную стадию (МИС-3), и последовательность климатических событий в Западной Сибири [Зыкина, Зыкин, 2012] позволяют относить время их образования к эпохе последнего (сарганского) оледенения, или ко второй изотопно-кислородной стадии (МИС-2).

ПОГРЕБЕННЫЕ ПОЧВЫ ГОЛОЦЕНА

В нижней части разреза эоловых песков на разных стратиграфических уровнях встречаются фрагменты трех погребенных почвенных горизонтов. На большей части песчаного массива они уничтожены дефляцией. Фрагменты почвенных горизонтов залегают на неровных поверхностях, фиксируя перерывы в эоловом осадконакоплении. При индексации генетических горизонтов почв в работе использована традиционная система, принятая в настоящее время в РФ [Классификация..., 2004].

Наиболее древняя, первая почва разреза, имеющая дифференцированный профиль мощностью 0.6 м, залегает в самой нижней части эоловых песков на глубине 11.4 м от современной поверхности песков. Верхняя поверхность гумусового горизонта срезана дефляционными процессами. Гумусовый горизонт (ОА) мощностью 11 см слабо уплотнен, представлен четырьмя прослоями супеси толщиной до 2 см, черного цвета, содержащими угольки и плохо разложившиеся растительные остатки. Они разделены слоями желтовато-серого мелкозернистого песка, окрашенного органическим и углистым веществом. Нижняя граница гумусового горизонта волнистая, четкая. Подзолистый горизонт (Е) мощностью 34 см представлен песком кварцевым, мелкозернистым, белесого цвета, рыхлым, некарбонатным. Его нижняя граница ровная. Иллювиально-железистый горизонт (Вf) мощностью 15 см сложен серовато-коричневым песком, более плотным, чем вышележащие горизонты, содержит максимальное количество новообразований железа, в нижней части горизонта отмечается песок более серого цвета. Из гумусового горизонта почвы по углям получена радиоуглеродная дата 1240 ± 65 лет назад (СОАН-8777), которая соответствует калиброванной дате 760 ± 70 г. н.э.

Вторая почва, залегающая на 1.2 м выше основания эоловых песков, на глубине 10.7 м ниже их современной поверхности и на 0.7 м выше нижележащей почвы, соответствует подзолисто-иллювиально-железистой почве с дифференцированным профилем мощностью 0.7 м. Грубогумусовый горизонт (ОА) мощностью 5 см представлен плохо разложившейся подстилкой темно-серого и черного цвета, содержащей примесь песка и большое количество угольков. Верхняя поверхность гумусового горизонта срезана. Подзолистый горизонт (Е) толщиной 10 см сложен тонкозернистым рыхлым белесым песком с четкой нижней границей. Иллювиально-железистый горизонт (Вf) мощностью 55 см представлен серовато-коричневым песком, более плотным, чем все описанные горизонты почвы, содержащим большое количество новообразований железа и ходов корней кустарниковой растительности, заполненных плохо разложившимися остатками черного цвета. В верхней части горизонта оконтуривает ожелезненная псевдофибра толщиной 7 см с волнистыми верхней и нижней границами. По углям из гумусового горизонта почвы получена радиоуглеродная дата 830 ± 25 лет назад (СОАН-8774), соответствующая калиброванной дате 1230 ± 25 г. н.э.

Третья почва, расположенная на 1.5 м выше по разрезу от кровли вышеописанной почвы и на глубине 9.2 м ниже современной поверхности эоловых песков, также принадлежит подзолисто-иллювиально-железистой почве с дифференциро-

ванным профилем мощностью 1.45 м. Грубогумусовый горизонт (ОА) мощностью 10 см представлен темно-серой, местами черной супесью, содержащей разложившиеся растительные остатки, редкие кусочки коры и угольки. Верхняя граница неровная, дефлированная, нижняя в виде мелких затеков, проникающих в нижележащий горизонт. Подзолистый горизонт (Е) мощностью до 55 см состоит из мелкозернистого белесого рыхлого некарбонатного песка. Нижняя граница горизонта четкая, языковидная, переход в нижележащий горизонт заметен по цвету и плотности. Иллювиально-железистый горизонт (Вf) мощностью 0.5–0.8 м сложен плотным серовато-коричневым песком с большим количеством новообразований оксидов железа. Радиоуглеродный возраст углей из нижнего прослоя горизонта ОА почвы составляет 510 ± 65 лет назад (СОАН-8776), соответствующий калиброванной дате 1385 ± 65 г. н.э. На поверхности этой почвы встречаются вертикально стоящие обломки стволов деревьев либо лежащие горизонтально обломки с вывернутым вместе с комлем субстратом горизонтов Е, Вf, перекрывающих горизонт ОА. Дата по древесине ствола дерева оценивается в 400 ± 50 лет назад (СОАН-8775) и соответствует калиброванной дате 1480 ± 40 г. н.э.

Радиоуглеродные датировки погребенных почв песчаного массива позволяют относить формирование песчаного массива к позднему голоцену, а начало его образования приблизительно к 760 г. н.э. Почвенные горизонты в эоловых песках фиксируют фазы незначительных увлажнений климата за последние 1200 лет, во время которых происходили закрепление эоловых песков растительным покровом и почвообразование. Кратковременные фазы увлажнения климата на фоне относительно более сухого климата аккумуляции эоловых песков отражают короткие квазипериодические его изменения. Сравнение хронологического положения погребенных почв изученного разреза в долине р. Надым с интегральными реконструкциями температуры для Северного полушария [Mann et al., 1999] и субарктики Евразии [Наурызбаев и др., 2001] показывает некоторое сходство климатических событий в этом огромном регионе. Так, образование почвы с радиоуглеродной датировкой около 830 лет назад совпадает с пиком положительной температуры в интервале 1150–1200 гг. н.э. на кривой М.Е. Мана с соавт. [Mann et al., 1999]. Формирование самой верхней почвы с датировкой 510 лет назад соответствует незначительному потеплению климата в интервале 1400–1550 гг. н.э. внутри холодного периода на температурной кривой М.М. Наурызбаева с соавт. [2001]. Идентичность строения позднеголоценовых почв в изученном разрезе свидетельствует об их формировании в сходных биоклиматических

условиях. Эоловые пески, залегающие выше самой верхней почвы разреза, аккумуляровались в малый ледниковый период, продолжавшийся, по мнению А.С. Мони́на и Ю.А. Шишкова [1998], с середины XV до конца XIX в.

МОРФОСКОПИЯ И МОРФОМЕТРИЯ ПЕСЧАНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЗЕРЕН

Для уточнения условий формирования отложений разреза проведено исследование морфоскопии и морфометрии песчаных кварцевых зерен из его различных слоев. Полученные данные позволили определить основные процессы и условия обработки песчаных зерен, преобладавшие во время осадконакопления. Кварцевые зерна фракций 0.5–1.0 и 1–2 мм изучались под бинокулярным микроскопом по методике А.А. Величко и С.Н. Тимиревой [2002] и на сканирующем электронном микроскопе JSM-6510LV. Окатанность зерен определялась по трафарету Л.Б. Рухина [1969] и пятибалльной шкале А.В. Хабакова [1946], для каждого образца вычислялись коэффициенты окатанности и степени заматованности. Матовость зерен оценивалась визуально от глянцевой до матовой.

Кварцевые зерна из поверхностного слоя песчаного массива, подвергающегося воздействию эоловых процессов, в настоящее время (образец 1) имеют высокие значения коэффициента окатанности (80.4 %) и степени заматованности (76.5 %). Преобладают зерна III и IV классов окатанности (34 и 46 % соответственно), до 4 % зерен относится к I классу, неокатанные зерна полностью отсутствуют (рис. 3). Практически у всех зерен матовая

(57 %) и полуматовая (34 %) поверхность, глянцевые зерна отсутствуют. На зернах разной степени обработки развита микроямчатая поверхность (рис. 4, а, в), характерная для эоловой транспортировки. Иногда она осложнена различными элементами микрорельефа – отмечаются ориентированные борозды и царапины (см. рис. 4, б), которые можно рассматривать как следы волочения. Встречающиеся на поверхности зерен ямки размером до 150–200 мкм являются следами соударений зерен друг с другом в воздушном потоке при высоких скоростях ветрового потока (см. рис. 4, а). На некоторых зернах имеется раковистый скол, являющийся признаком морозного выветривания [Krinsley, Doornkamp, 1973]. Водные растворы, проникавшие по трещинам внутрь зерна, промерзали, что приводило к откалыванию частей зерна [Величко, Тимирева, 2002].

У кварцевых зерен из основания песчаного массива, непосредственно перекрывающего погребенную почву возрастом 830 лет назад (образец 2), коэффициент окатанности равен 84.3 %, степень заматованности – 75 %. Большинство зерен III (33 %) и IV (41 %) классов окатанности, 17 % зерен II класса, 10 % – неокатанные и слабоокатанные (см. рис. 3). До 88 % зерен матовые или полуматовые. Для большинства зерен характерна микроямчатая поверхность со следами соударений зерен при ветровом переносе (см. рис. 4, з). Вне зависимости от окатанности и матовости поверхности ряд зерен имеет раковистые сколы (см. рис. 4, з). Содержание таких зерен в данном образце выше, чем в образце 1.

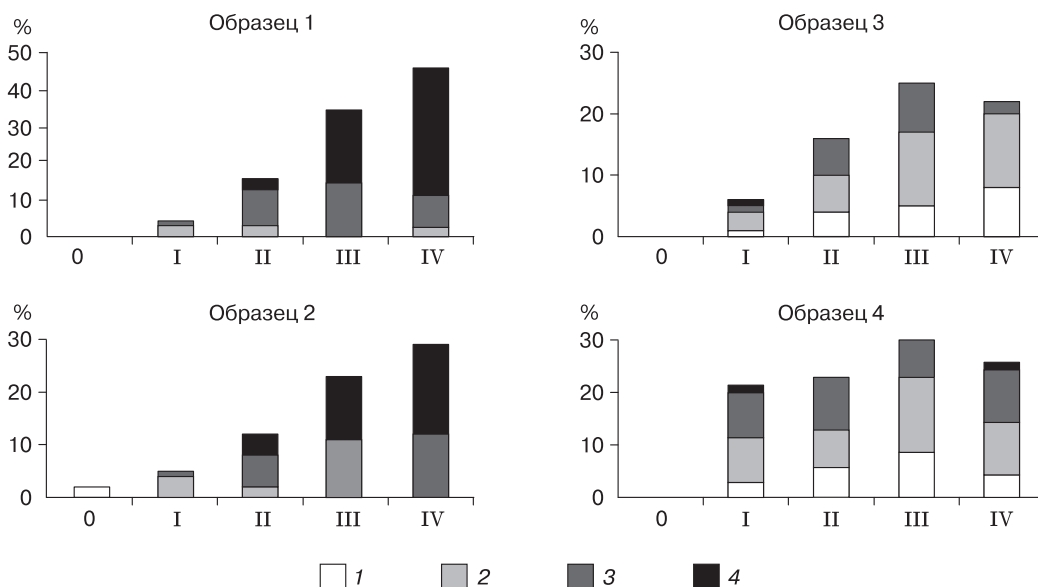


Рис. 3. Распределение песчаных кварцевых зерен по окатанности и заматованности.

1 – глянцевая поверхность; 2 – четвертьматовая поверхность; 3 – полуматовая поверхность; 4 – матовая поверхность; 0, I, II, III, IV – классы окатанности по шкале А.В. Хабакова [1946].

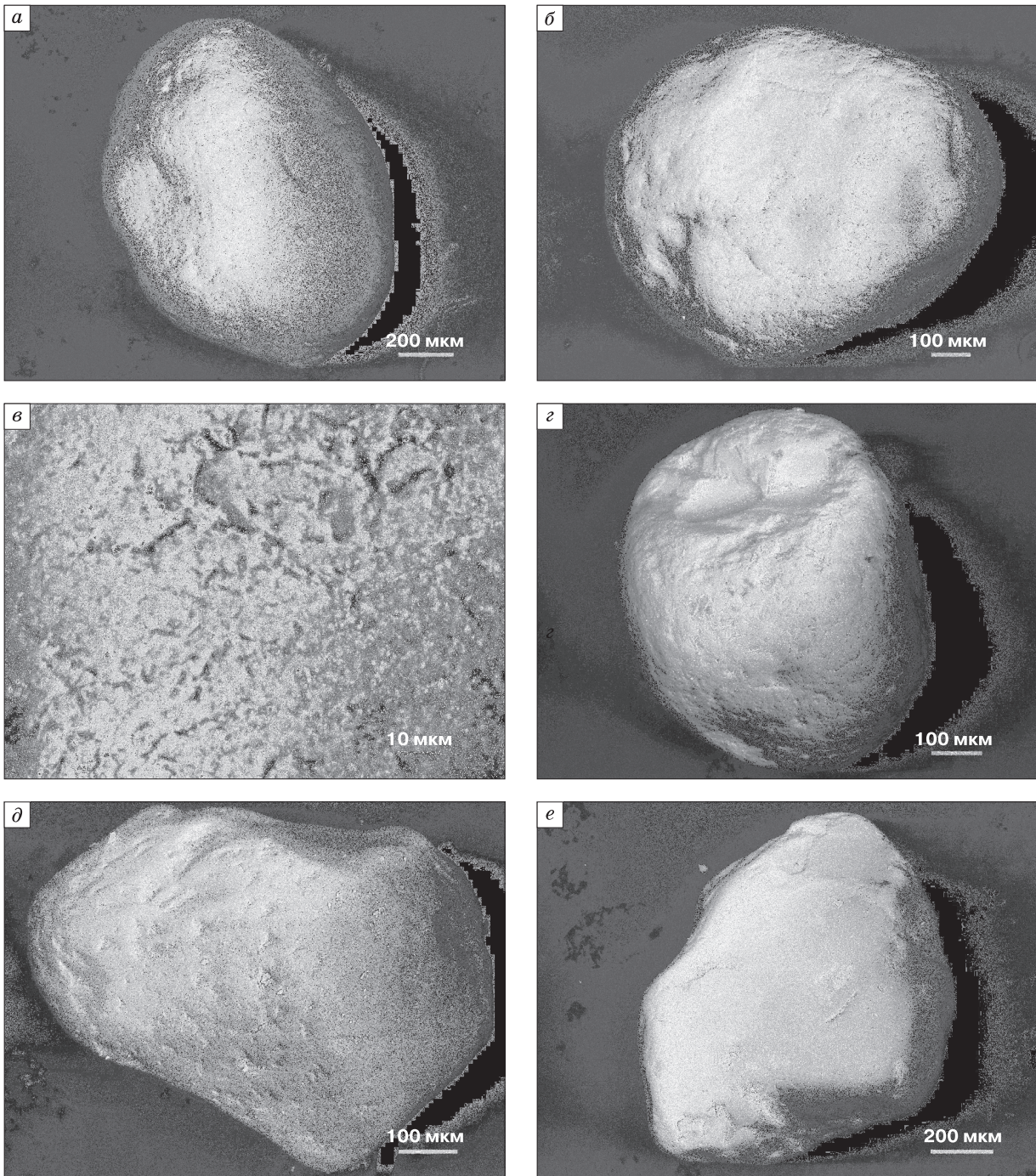


Рис. 4. Морфоскопия песчаных кварцевых зерен.

а – образец 1: матовое зерно с микроямчатой поверхностью и следами соударений; *б* – образец 1: царапины, борозды и следы соударений на матовом зерне; *в* – образец 1: микроямчатая поверхность на предыдущем зерне; *з* – образец 2: матовое зерно с микроямчатой поверхностью, следами соударений и раковистым сколом; *д* – образец 3: мелкоямчатая поверхность с V-образными углублениями на четвертьматовом зерне; *е* – образец 4: четвертьматовое окатанное зерно.

Для кварцевых зерен, отобранных с поверхности песчаного массива и его основания, установлен эоловый генезис. Это подтверждается высокими коэффициентами окатанности и степенью за-

матованности, преобладанием матовых окатанных зерен, наличием следов соударений в воздушной среде и признаков волочения зерен в приповерхностных условиях. Наличие в них раковистого

скола свидетельствует о развитии морозного выветривания во время формирования отложений [Kransley, Doornkamp, 1973].

Морфоскопия и морфометрия кварцевых зерен из нижележащих речных отложений и кварцевых зерен из песчаного массива заметно различаются. Коэффициент окатанности зерен из слоя 2 (образец 3) равен 71.8 %, степень заматованности – 25.7 %. Преобладают зерна III и IV классов окатанности, вместе они составляют 74 %, 17 % зерен II класса, 9 % зерен плохо окатаны, неокатанные зерна отсутствуют (см. рис. 3). Большая часть зерен (48.5 %) имеют четвертьматовую поверхность, 26 % зерен – глянцевую, оставшиеся 24 % приходятся на полуматовые зерна. Характерная поверхность кварцевых зерен – мелкоямчатая, на ней часто заметны V-образные углубления, образовавшиеся при переносе в водной среде [Kransley, Doornkamp, 1973]. Достаточно высокий коэффициент окатанности может свидетельствовать о пребывании зерен в спокойных субаквальных условиях (см. рис. 4, д).

У кварцевых зерен из слоя 3 (образец 4) коэффициент окатанности равен 65 %, степень заматованности – 31 %. Большинство зерен относятся к III классу окатанности (30 %), неокатанные зерна отсутствуют, остальные классы окатанности представлены примерно в одинаковом количестве (см. рис. 3). В основном зерна имеют четвертьматовую (см. рис. 4, е) или полуматовую поверхность. Хорошо выражена мелкоямчатая поверхность, типичная для речных отложений.

Согласно данным по морфоскопии и морфометрии песчаных кварцевых зерен образцов 1 и 2, песчаный массив на поверхности террасы имеет эоловое происхождение. Наличие раковистого скола на кварцевых зернах из основания песчаного массива свидетельствует о развитии криогенных процессов во время начала его формирования около 1200 лет назад и, вероятно, о более холодных условиях, чем современные. Присутствие большего количества зерен с раковистым сколом в основании песчаного массива по сравнению с их количеством на его современной поверхности указывает на более интенсивное проявление криогенных процессов в начале его формирования, чем в настоящее время, а также на их переотложение из верхней части речных отложений, промерзавших во время последнего оледенения. Кварцевые зерна из слоев 2 и 3 свидетельствуют, что субаквальная обстановка различалась по скорости потока либо по длительности пребывания зерен в водной среде.

ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В НАДЫМСКОМ ПРИОБЬЕ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

В изученном разрезе Надымского Приобья, включающем отложения второй половины верх-

него плейстоцена и голоцена, выделяются четыре этапа развития природной среды, разделенные длительными перерывами. Первый этап отражает развитие Надымского Приобья во время формирования аллювия второй надпойменной террасы в каргинское время (МИС-3), в интервале от 42 до 25 тыс. лет назад. Климатические условия образования речных отложений были близки к современным. Среднегодовые температуры воздуха на севере [Астахов, 2006] и на юге Западной Сибири [Зыкина, Зыкин, 2012] в то время были немного ниже современных. Судя по гипсометрическому положению поверхности этой террасы на рассматриваемом участке и с учетом общей мощности ее отложений, составляющей от 4–5 до 10–15 м [Ландшафты..., 1983], подошва ее аллювия вблизи устья р. Надым находится несколько выше уреза современной реки.

Второй этап развития природной среды, соответствующий формированию полигональных морозобойных структур, заполнению их эоловым песчаным материалом и образованию дефляционной поверхности, происходил в значительно более суровых климатических условиях. О сильных ветрах и пустынной обстановке во время их образования свидетельствует наличие ветрогранника, найденного в верхней части одного из песчаных клиньев. Стратиграфическое положение первичных песчаных клиньев выше аллювия второй надпойменной террасы и корреляция климатических событий в Надымском Приобье с аналогичной последовательностью событий в Сибири [Астахов, 2006; Величко и др., 2007; Зыкина, Зыкин, 2012] позволяет относить их ко времени последнего сартанского оледенения (МИС-2). Появление криогенных структур в Надымском Приобье, по видимому, соответствует началу сильнейшего похолодания и иссушения климата на севере Сибири около 23 тыс. лет назад [Astakhov, 2013]. А завершение их формирования соответствует времени последней дегляциации, начало которой зафиксировано в изотопно-кислородной записи осадков центральной части Арктического океана на уровне 15.7 тыс. лет назад [Stein et al., 1994].

По данным Н.Н. Романовского [1977], среднегодовые температуры пород, при которых образуются первично-песчаные жилы в песчано-гравийных отложениях, должны быть очень низкими, видимо ниже -10°C . По мнению многих исследователей [Karte, Liedtke, 1981; Karte, 1983; Bradley, 1994], формирование полигональных песчаных клиньев происходило в условиях сильного холода, во время которого среднегодовая температура воздуха опускалась до $-12...-20^{\circ}\text{C}$, а среднегодовая сумма осадков была менее 100 мм. Иногда первично-песчаные клинья образуются при менее суровых климатических условиях (средняя годовая температура воздуха -10.9°C , а среднегодовая

сумма осадков 138 мм, дельта р. Маккензи, Канада) и при обильном поступлении песка [Murton et al., 2000]. Отклонение среднегодовой температуры воздуха во время фазы криогенеза от современных значений составляло 13–21 °С, что хорошо согласуется с результатами палеоклиматического моделирования [Kutzbach et al., 1998], дающего для этих широт на уровне 21 тыс. лет среднегодовые температуры воздуха на 10–15 °С ниже современных. Данные термометрии скважины, пробу-

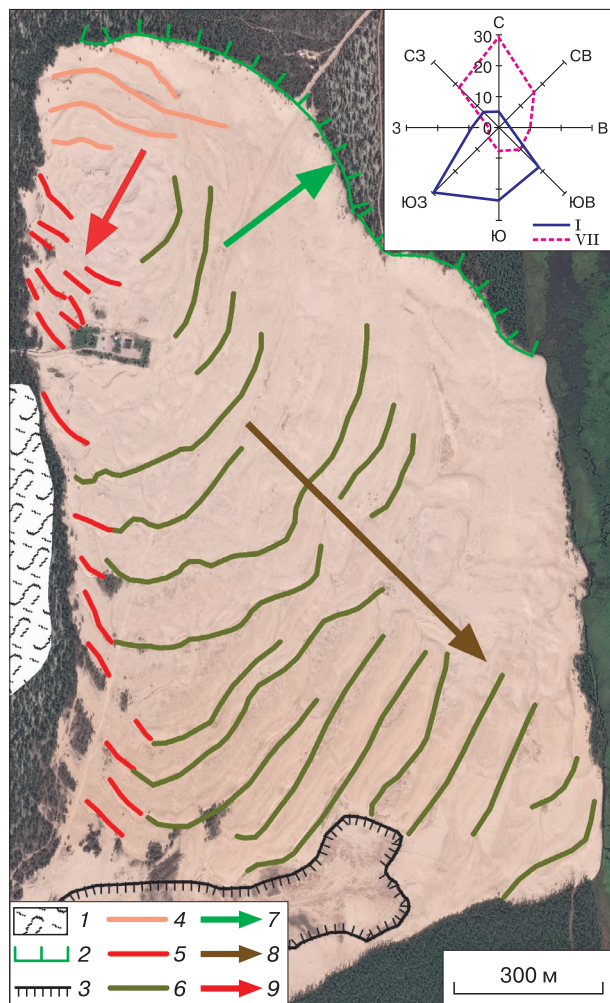


Рис. 5. Схематическое представление микро-рельефа рассматриваемого массива эоловых песков:

1 – участки мелкобугристого эолового рельефа; 2 – аккумулятивный песчаный вал, сформированный ветрами юго-западного направления; 3 – песчаный карьер; 4 – дюны высотой до 1 м, сформированные ветрами юго-западного направления; 5 – дюны высотой до 1.5 м, сформированные ветрами северо-восточного направления; 6 – дюны высотой до 4 м, сформированные ветрами северо-западного направления. Стрелки – направления ветров: 7 – юго-западное; 8 – северо-западное; 9 – северное и северо-восточное. Роза ветров дана по метеостанции Надым (I – январь, VII – июль). Космический снимок WorldView-2, 2014 г.

ренной во льдах Гренландии на станции Саммит [Cuffey, Clow, 1997], показывают, что в среднем в течение ледникового времени температура воздуха была на 15 °С холоднее, а в периоды сильного похолодания на 18–20 °С холоднее, чем сейчас. По представлениям А.А. Величко с соавт. [2007], в это время в северной части Западной Сибири существовали обширные холодные пустыни, в которых формировались песчаные эоловые отложения.

Широкое развитие полигональных первично-песчаных морозобойных жил и следов интенсивных эоловых процессов в Надымском Приобье исключает наличие покровного оледенения на данной территории. Это противоречит представлениям многих исследователей, распространявшим границу последнего покровного оледенения до 66°30' с.ш. [Палеогеография..., 1980; Архипов, 1997] или до 61° с.ш. [Волков, 1997; Гросвальд, 1999], но хорошо согласуется с полученными в последнее время материалами, свидетельствующими об отсутствии следов последнего оледенения на севере Западно-Сибирской равнины [Астахов, 2006; Svendsen et al., 2004; Astakhov, 2013].

Третий этап развития Надымского Приобья связан с формированием первой террасы долины р. Надым и ее притоков и образованием торфяников в голоцене. Заблачивание этой территории, как и всего севера Западной Сибири, по данным радиоуглеродного датирования, началось в начале голоцена, около 10.7–10.3 тыс. лет назад [Величко и др., 2007].

Четвертый этап развития природной среды Надымского Приобья связан с формированием массивов эоловых песков на поверхностях второй и первой террас р. Надым в позднем голоцене в последние 1200 лет. Во время их образования происходили короткие квазипериодические колебания среднегодовой температуры воздуха и увлажнения климата, проявившиеся в чередовании горизонтов эоловых песков и почв. В течение коротких фаз похолодания и аридизации климата происходило усиление эоловых процессов и формирование эоловых песков и эолового рельефа. В течение коротких фаз незначительного потепления и увлажнения климата шло закрепление эоловых песков растительностью и образование почвенных горизонтов. Формирование массивов эоловых песков в Надымском Приобье по времени совпадает с образованием позднеголоценовых эоловых песчаных дюн на Предалтайской равнине Западной Сибири [Зыкин и др., 2011].

По результатам детального изучения морфологии эоловых форм и дешифрирования высокодетальной космической съемки можно предположить, что формирование массива эоловых песков происходило в несколько стадий (рис. 5). На первой стадии под воздействием юго-западных ветров происходило обширное перевеивание речных

отложений р. Надым и формирование мелкобугристого рельефа, состоящего из небольших песчаных дюн, хорошо сохранившихся к западу от песчаного массива. Пески, слагающие эти дюны, перекрыты песками основного эолового массива. На следующей стадии под воздействием ветров северных и юго-западных румбов формировался основной эоловый массив, включающий горизонты ископаемых почв. В дальнейшем произошло расчленение песчаного массива на продольные асимметричные валы (дюны), в междюнных понижениях которых вскрываются полигональные жильные структуры. На современном этапе продолжается движение продольных дюн под воздействием северо-западных ветров. Кроме того, в междюнных понижениях появляются небольшие барханы, в формировании которых основную роль играют северо-восточные ветры. Сопоставление разновременной космической съемки показало, что существенного расширения границ эолового массива за последние 40 лет не произошло.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных комплексных исследований верхнечетвертичных отложений в Надымском Приобье авторами получены следующие результаты.

1. На поверхности второй террасы р. Надым впервые обнаружены и описаны криогенные первичные песчаные клинья, образующие полигональную структуру. Расположение морозобойных полигональных клиньев на поверхности речных отложений второй террасы, образовавшейся в интервале от 42 до 25 тыс. лет назад, позволяет относить время их формирования к периоду последнего оледенения – от 23 до 15.7 тыс. лет назад. Эта фаза криогенеза происходила в условиях сильного холода в пустынной обстановке, во время которой среднегодовая температура воздуха опускалась до $-12...-20^{\circ}\text{C}$, а среднегодовая сумма осадков была менее 100 мм. Наличие полигонально-жильных структур свидетельствует об отсутствии на территории Надымского Приобья во время последнего оледенения (МИС-2) покровного оледенения.

2. Впервые установлено широкое развитие на территории Надымского Приобья позднеголоценовых эоловых образований, формирование которых, согласно радиоуглеродному датированию, началось около 1200 лет назад. Морфоскопия и морфометрия песчаных кварцевых зерен свидетельствуют об эоловом происхождении песчаных массивов и о развитии криогенных процессов во время их образования. Период активизации эоловых процессов в Надымском Приобье совпадает со временем формирования позднеголоценовых эоловых песчаных дюн на юге Западной Сибири.

3. Показано, что во время образования эоловых песков в течение последних 1200 лет проис-

ходили короткие квазипериодические колебания среднегодовой температуры воздуха и увлажнения климата, проявившиеся в чередовании горизонтов эоловых песков и почв. В течение коротких фаз похолодания и аридизации климата усиливались эоловые процессы и формировались эоловые пески и эоловый рельеф. В течение коротких фаз потепления и увлажнения климата происходили закрепление эоловых песков растительностью и образование почв. Смена выявленных стадий формирования эолового микрорельефа была связана со сменой направления господствующих ветров.

4. Охарактеризованы этапы развития природной среды Надымского Приобья в конце позднечетвертичного времени. На первом этапе развития территории во второй половине позднего плейстоцена (от 42 до 25 тыс. лет назад) сформировались речные отложения второй надпойменной террасы. На втором этапе (от 23 до 15.7 тыс. лет назад) во время последнего оледенения в пустынной обстановке в условиях активного развития эоловых процессов на данной территории формировались криогенные полигонально-жильные структуры, относящиеся к первично-песчаным жилам. Третий этап развития Надымского Приобья, наступивший около 10.7–10.3 тыс. лет назад, связан с формированием первой террасы долины р. Надым и ее притоков и образованием торфяников в голоцене. Четвертый, позднеголоценовый этап развития природной среды, начавшийся около 1200 лет назад, обусловлен значительной активизацией эоловых процессов и образованием эоловых песков и рельефа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 16-05-00371, 16-45-890529 p_a), государственных заданий (проекты № 330-2016-0017, 0329-2016-0008) и подпрограммы Президиума РАН "Проблемы опустынивания Центральной Азии" (проект 4.15).

Литература

- Архипов С.А.** Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 12, с. 1863–1884.
Arkhipov, S.A., 1997. Chronology of Late Pleistocene geological events in West Siberia. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 38 (12), 1863–1884.
- Астахов В.И.** О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 11, с. 1207–1220.
Astakhov, V.I., 2006. Chronostratigraphic subdivision of the Late Pleistocene of Siberia. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 47 (11), 1207–1220.
- Величко А.А., Тимирева С.Н.** Морфоскопия и морфометрия песчаных кварцевых зерен из лёссов и погребенных почв // Пути эволюционной географии (итоги и перспективы). М., Ин-т географии РАН, 2002, с. 170–185.
Velichko, A.A., Timireva, S.N., 2002. Morphoscopy and morphometry of quartz sand grains from loess and paleosols, in: *Ways*

- of Evolution Geography (Results and Prospects), Institute of Geography, Moscow, pp. 170–185. (in Russian)
- Величко А.А., Тимирева С.Н., Кременецкий К.В. и др.** Западно-Сибирская равнина в облике позднеледниковой пустыни // Изв. РАН. Сер. геогр., 2007, № 4, с. 16–28.
Velichko, A.A., Timireva, S.N., Kremetskiy, K.V., MacDonald, G.M., Smith, L.C., 2007. The West Siberian Plain as a Last Glacial desert. *Izv. RAN, Ser. Geogr.*, No. 4, 16–28.
- Волков И.А.** Пределы распространения сартанского ледника в Западной Сибири // Геология и геофизика, 1997, № 6, с. 1049–1054.
Volkov, I.A., 1997. Limits of the Sartan Glacial in West Siberia. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 38 (6), 1049–1054.
- Гросвальд М.Г.** Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики / М.Г. Гросвальд. М., Науч. мир, 1999, 120 с.
Grosvald, M.G., 1999. *Eurasian Hydrospheric Catastrophes and Arctic Glaciation*. Nauchnyi Mir, Moscow, 120 pp. (in Russian)
- Земцов А.А.** Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная часть) // А.А. Земцов. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1976, 344 с.
Zemtsov, A.A., 1976. *Geomorphology of the Northern and Central West Siberian Plain*. Tomsk University, Tomsk, 344 pp. (in Russian)
- Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А.** Реконструкция изменений природной среды и климата позднего плейстоцена на юге Западной Сибири по отложениям котловины озера Аксор // Археология, этнография и антропология Евразии, 2003, № 4, с. 2–16.
Zykin, V.S., Zykina, V.S., Orlova, L.A., 2003. Late Pleistocene climate reconstructions for southern West Siberia, from deposits of Lake Aksor. *Arkheologiya, Etnografiya i Antropologiya Evrazii*, No. 4, 2–16.
- Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А., Савелова П.Ю., Сизикова А.О., Смольянинова Л.Г.** Верхний кайнозой юга Западной Сибири: современное состояние стратиграфии и палеогеографии // Новости палеонтологии и стратиграфии, 2011, вып. 16–17. (Прил. к журн. “Геология и геофизика”, т. 52, с. 137–152).
Zykin, V.S., Zykina, V.S., Orlova, L.A., Savelova, P.Yu., Sizikova, A.O., Smolyaninova, L.G., 2011. The Late Cenozoic of southern West Siberia: state of the art in stratigraphy and paleogeography, in: *Novosti Paleontologii i Stratigrafii*, No. 16–17 (Suppl. to *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 52, 137–152).
- Зыкина В.С.** Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене / В.С. Зыкина, В.С. Зыкин. Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2012, 477 с.
Zykina, V.S., Zykin, V.S., 2012. *The Loess-Soil Sequence and Pleistocene Climate History of West Siberia*. Geo Academic Publishing House, Novosibirsk, 477 pp. (in Russian)
- Ивановский Л.Н.** Геоморфологические наблюдения в долинах рек Казыма и Надыма // Тр. Том. гос. ун-та, 1939, т. 95, с. 186–204.
Ivanovskiy, L.N., 1939. *Geomorphological Observations in the Kazym and Nadym River Valleys*. Bull. Tomsk University, Tomsk, pp. 186–204. (in Russian)
- Классификация и диагностика почв России.** Смоленск, Ойкумена, 2004, 342 с.
Shishov, L.L. Tonkonogov, V.D., Lebedeva, A.I., Gerasimova, M.I., 2004. *Classification and Identification of Soils in Russia*. Oikumena, Smolensk, 342 pp. (in Russian)
- Колпаков В.В.** Ветрогранники вне пустынь. Стоит ли пересматривать их происхождение? // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1979, № 1, с. 87–91.
Kolpakov, V.V., 1979. Ventifacts outside deserts. Is their Origin Worth Revisiting? *Izv. AN SSSR, Ser. Geogr.*, No. 1, 87–91.
- Лазуков Г.И.** Четвертичные отложения северо-запада Западно-Сибирской низменности // Очерки по геологии севера Западно-Сибирской низменности. Л., Гостоптехиздат, 1960, с. 92–116. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 158).
Lazukov, G.I., 1960. Quaternary deposits in the northwestern West Siberian Plain, in: *Essays on Geology of the northern West Siberian Plain*, Gostoptekhizdat, Leningrad, pp. 92–116. (in Russian)
- Лазуков Г.И., Рейнин И.В.** Стратиграфия четвертичных отложений Обско-Пуровского междуречья // Решения и труды Межведом. совещ. по доработке и уточнению унифицированных и корреляционных схем Западно-Сибирской низменности. Л., Гостоптехиздат, 1961, с. 412–428.
Lazukov, G.I., Reinin, I.V., 1961. Quaternary stratigraphy in the Ob-Pur interfluvium, in: *Reports and Resolutions of Interdepartmental Commission Meeting on Updating the Unified and Correlated Stratigraphic Chart of the West Siberian Plain*. Gostoptekhizdat, Leningrad, pp. 412–428. (in Russian)
- Ландшафты** криолитозоны Западно-Сибирской газоносной провинции / Под ред. Е.С. Мельникова. Новосибирск, Наука, 1983, 166 с.
Melnikov, E.S. (Ed.), 1983. *Permafrost Landscapes in the West Siberian Gas Province*. Nauka, Novosibirsk, 166 pp. (in Russian)
- Монин А.С., Шишков Ю.А.** О статистических характеристиках малого ледникового периода // Докл. РАН, 1998, т. 358, № 2, с. 252–255.
Monin, A.S., Shishkov, Yu.A., 1998. Statistics of Small Ice Age. *Dokl. RAN* 358 (2), 252–255.
- Назаров Д.В.** Верхний плейстоцен севера Западной Сибири // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Иркутск, Изд-во ИГ СО РАН, 2015, с. 323–325.
Nazarov, D.V., 2015. The Late Pleistocene of northern West Siberia, in: *Basic Problems of the Quaternary: Results and Prospects*, Institute of Geography, Irkutsk, pp. 323–325. (in Russian)
- Наурзаев М.М., Сидорова О.В., Ваганов Е.А.** История климата позднего голоцена на востоке Таймыра по данным сверхдлительной древесно-кольцевой хронологии // Археология, этнография и антропология Евразии, 2001, № 3, с. 17–25.
Naurzaev, M.M., Sidorova, O.V., Vaganov, E.A., 2001. The late Holocene climate history in the eastern Taimyr Peninsula, from superlong tree-ring chronology. *Arkheologiya, Etnografiya i Antropologiya Evrazii*, No. 3, 17–25.
- Палеогеография** Западно-Сибирской равнины в максимум позднэвразийского оледенения / Под ред. В.Н. Сакса. Новосибирск, Наука, 1980, 107 с.
Saks, V.N. (Ed.), 1980. *Paleogeography of the West Siberian Plain during the Late Zyryanian Glacial Maximum*. Nauka, Novosibirsk, 107 pp. (in Russian)
- Рейнин И.В.** Новые данные о четвертичных отложениях бассейна р. Надыма // Очерки по геологии севера Западно-Сибирской низменности. Л., Гостоптехиздат, 1960, с. 389–399. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 158).
Reinin, I.V., 1960. Quaternary deposits in the Nadym area: New data, in: *Essays on Geology of the Northern West Siberian Plain*. Gostoptekhizdat, Leningrad, pp. 389–399. (in Russian)
- Романовский Н.Н.** Формирование полигонально-жилных структур / Н.Н. Романовский. Новосибирск, Наука, 1977, 216 с.

- Romanovskiy, N.N., 1977. Formation of Cryogenic Polygonal Structures. Nauka, Novosibirsk, 216 pp. (in Russian)
- Романовский Н.Н.** Основы криогенеза литосферы / Н.Н. Романовский. М., Изд-во Моск. ун-та, 1993, 336 с.
- Romanovskiy, N.N., 1993. Fundamentals of Cryogenesis in the Lithosphere. Moscow University, Moscow, 336 pp. (in Russian)
- Рухин Л.Б.** Основы литологии / Л.Б. Рухин. Л., Недра, 1969, 703 с.
- Rukhin, L.B., 1969. Fundamentals of Lithology. Nedra, Lenin-grad, 703 pp. (in Russian)
- Хабакон А.В.** Об индексах окатанности галечников // Сов. геология, 1946, № 10, с. 98–99.
- Khabakov, A.V., 1946. Roundness of pebbles. Sovetskaya Geologiya, No. 10, 98–99.
- Шанцер Е.В.** Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строений и формирования аллювиальных свит / Е.В. Шанцер. М., Изд-во АН СССР, 1951, 274 с.
- Shantser, E.V., 1951. Alluvium of Mid-latitude Plainland Rivers and Implications for Fluvial Deposition Patterns. AN SSSR, Moscow, 274 pp. (in Russian)
- Allen, J.R.L.** Studies in fluvial sedimentation: a comparison of fining upwards cyclothem, with special reference to coarse member composition and interpretation // J. Sedim. Petrol., 1970, vol. 40, p. 298–323.
- Astakhov, V.I.** Pleistocene glaciations of northern Russia – a modern view // Boreas, 2013, vol. 42, p. 1–24.
- Bassiot, F.C., Laberyrie, 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 and Planetary Sci. Lett., 1994, vol. 126, p. 91–108.
- Berg, T.E., Black, R.F.** Preliminary measurements of growth of nonsorted polygons, Victoria Land, Antarctica // Antarctic Res. Ser., 1966, vol. 8, pub. 1418, p. 61–108.
- Bockheim, J., Coronato, A., Rabassa, J., Ercolano, B., Ponce, J.** Relict sand wedges in southern Patagonia and their stratigraphic and paleo-environmental significance // Quaternary Sci. Rev., 2009, vol. 28, p. 1188–1199.
- Bradley, R.S.** Quaternary Paleoclimatology. Methods of Paleoclimatic Reconstruction. London, UK, Chapman and Hall, 1994, 472 p.
- Cuffey, K.M., Clow, G.D.** Temperature, accumulation and ice sheet elevation in central Greenland through the last deglacial transition // J. Geophys. Res., 1997, vol. 102, p. 26383–26396.
- Glennie, K.W.** Desert sedimentary environments // Developments in sedimentology. Amsterdam, Elsevier Publ. Company, 1970, No. 14, 222 p.
- Goździk, J.** Genesis and stratigraphic position periglacial structures in Central Poland // Acta Geogr. Lodz., 1973, No. 31, 119 p. (in Polish).
- Karte, J.** Periglacial phenomena and their significance as climatic and edaphic indicators // Geojournal, 1983, vol. 7, No. 4, p. 329–340.
- Karte, J., Liedtke, H.** The theoretical and practical definition of the term periglacial in its geographical and geological meaning // Biul. Perygl., 1981, No. 28, p. 123–125.
- Krinsley, D.H., Doornkamp, J.C.** Atlas of quartz sand surface textures. Cambridge, UK, Cambridge Univ. Press, 1973, 93 p.
- Kutzbach, J., Gallimore, R., Harrison, S., Behling, P., Selin, R., Laarif, T.** Climate and biome simulations for the past 21,000 years // Quaternary Sci. Rev., 1998, vol. 17, p. 473–506.
- Mann, M.E., Bradley, R.S., Hughes, M.K.** Northern hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties, and limitations // Geophys. Res. Lett., 1999, vol. 26 (6), p. 759–762.
- Murton, J.B., Bateman, M.D.** Syngenetic sand veins and anti-syngenetic sand wedges, Tuktoyaktuk coastlands, Western Arctic Canada // Permafrost and Periglacial Processes, 2007, vol. 18, p. 37–47.
- Murton, J.B., Worsley, P., Goździk, J.** Sand veins and wedges in cold aeolian environments // Quaternary Sci. Rev., 2000, vol. 19, p. 899–922.
- Péwé, T.L.** Sand-wedge polygons (tessellation) in the Ms Murdo Sound Region, Antarctica. A progress report // Amer. J. Sci., 1959, vol. 257, p. 545–552.
- Pissart, A.** Les polygones de fente de geld de l'île Prince Patric (Arctique Canadien, 76° Lat. N) // Biul. Perygl., 1968, No. 17, p. 171–180.
- Stein, R., Nam, S.-I., Schubert, C.** The last deglaciation event in the Eastern Central Arctic Ocean // Science, 1994, vol. 264, p. 692–696.
- Svendsen, J.I., Alexanderson, H., Astakhov, V.I., et al.** Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Sci. Rev., 2004, vol. 23, No. 11–13, p. 1229–1271.
- Zykina, V.S., Zykin, V.S.** Pleistocene warming stages in Southern West Siberia: soils, environment, and climate evolution // Quaternary Intern., 2003, vol. 106–107, p. 233–243.

Поступила в редакцию
20 июня 2016 г.