КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ
НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Криосфера Земли, 2021, т. XXV, № 1, с. 3–34 **https://www.sibran.ru**

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.4: 551.8 DOI: 10.15372/KZ20210101

ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ПЕСЧАНЫЕ ПОКРОВЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ): СТРОЕНИЕ, ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

А.А. Галанин

Институт мерзлотоведения СО РАН имени П.И. Мельникова, 677010, Якутск, ул. Мерзлотная, 36, Россия; agalanin@gmail.com

Комплексное изучение обнажения Песчаная Гора и других разрезов покровных эоловых песков в Центральной Якутии показывает, что они вместе с лессово-ледовыми (едомными) покровами являются двумя родственными гранулометрическими и минералогическими дериватами, сформировавшимися в результате эоловой переработки четвертичного аллювия на протяжении второй половины позднего неоплейстоцена. Эпизоды опустынивания имели место 22.0–14.0, 12.8–11.8 и 0.6–0.1 тыс. лет назад. Снижение эоловой активности и закрепление дюнных массивов почвенно-растительным покровом происходили в интервалах 14.0–13.0, 10.0–0.6 тыс. лет назад. Наиболее крупный эпизод опустынивания относился ко времени последнего глобального термического минимума (МИС-2) и привел к резкому сокращению численности мамонтового биома, исчезновению шерстистых мамонта и носорога в Центральной Якутии.

Дюны, покровные пески, дьолкуминская свита, криогенно-эоловая и нивейно-эоловая слойчатость, поздний неоплейстоцен, бёллинг, аллерёд, дриас, Якутия

LATE QUATERNARY SAND COVERS OF CENTRAL YAKUTIA (EASTERN SIBERIA): STRUCTURE, FACIES COMPOSITION AND PALEOENVIRONMENT SIGNIFICANCE

A.A. Galanin

Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, Merzlotnaya str. 36, Yakutsk, 677010, Russia; agalanin@gmail.com

An additional comprehensive study of the Peschanaya Gora (Sand Hill) outcrop and other sections of aeolian coversands in Central Yakutia has revealed that, together with loess-ice (Yedoma) covers, they were two related granulometric and mineralogical derivatives, which had formed as a result of aeolian processing of Quaternary alluvium during the second half of the Late Neopleistocene. Episodes of desertification took place 22.0–14.0, 12.8–11.8, and 0.6–0.1 ka BP. A decrease in aeolian activity and consolidation of dune massifs by a soil-vegetative cover took place in the intervals of 14.0–13.0 and 10.0–0.6 ka BP. The largest episode of desertification took place during the last global thermic minimum (MIS-2) and led to a sharp decline in the mammoth biome, the disappearance of the wooly mammoth and rhinoceros in Central Yakutia.

Aeolian formation, D'olkuminskaya Series, cryogenic-aeolian, niveo-aeolian lamination, desertification, Late Pleistocene, Holocene, Bølling, Allerød, Younger Dryas, Eastern Siberia

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемый район расположен в южной части Центрально-Якутской низменности в пределах Вилюйской мезозойской впадины Сибирской платформы. Вскрывающийся в цоколе высоких террас р. Лены и ее притоков осадочный чехол платформы сложен нижнепалеозойскими карбонатными и мезозойско-кайнозойскими терригенными отложениями. Четвертичные образования представлены аллювиальными, озерными, эоловыми и полигенными (криогенно-эоловыми) группами фаций. Среди них наиболее распространены лессово-ледовые отложения (едомная свита) с полигонально-жильными льдами, а также лессовые и песчаные покровы и дюнные массивы (дьолкуминская свита) с небольшим содержанием подземных льдов (рис. 1, 2).

Климат района резко континентальный, среднегодовая температура составляет около –7 °С, годовое количество осадков варьируется от 140 до 250 мм, коэффициент увлажнения 0.8–1.0. В регионе повсеместно распространена многолетняя мерзлота мощностью 200–600 м и температурой от –3 до –7 °С. Мощность сезонноталого слоя (СТС) составляет от 0.5 до 2.5 м [*Геокриология..., 1989*].

В растительном покрове региона доминируют различные типы лиственничных лесов (*Larix*

© А.А. Галанин, 2021

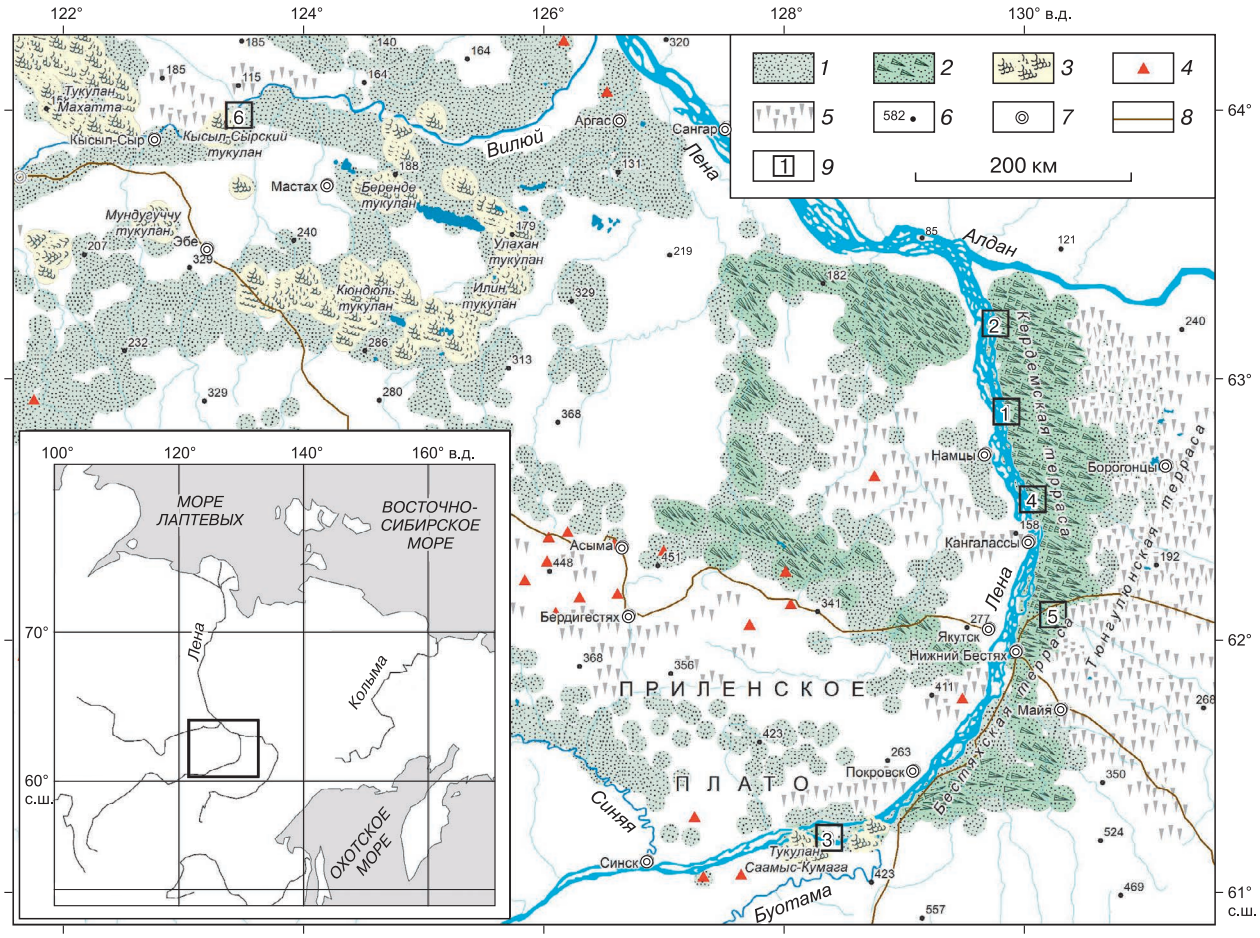

Рис. 1. Распространение покровных эоловых отложений дьолкуминской свиты и современных незакрепленных дюнных массивов (тукуланов) в Центральной Якутии.

1 – закрепленные песчаные покровы последнего ледникового максимума (МИС-2); *2* – закрепленные U-образные и продольные дюны позднего дриаса; *3* – незакрепленные параболические дюны (тукуланы) малого ледникового периода; *4* – находки больших скоплений ветрогранников; *5* – аккумулятивные равнины и плато с ледово-лессовыми покровами едомной свиты позднего неоплейстоцена (МИС-3 – МИС-2); *6* – отметки высот; *7* – населенные пункты; *8* – автодороги; *9* – ключевые разрезы дьолкуминской свиты: 1 – Песчаная Гора, 2 – Харыялахский, 3 – Усть-Буотамский, 4 – Сулар-Мыран, 5 – Мегинский, 6 – Кысыл-Сырский.

gmelinii), с присутствием сосны (*Pinus sylvestris*), ели (*Picea obovata*) и древовидных берез (*Betula platyphylla*, *B. pendula*). В среднем ярусе доминируют кустарниковые березы (*Betula exilis*, *B. nana*), ольховый стланик (*Alnus fruticosa*), шиповник (*Rosaceae* sp.), в нижнем – вересковые кустарнички (сем. Ericaceae), плаунки (сем. Lycopodiaceae), мхи (Bryophyta), кустистые лишайники (*Cladina* sp., *Cetraria* sp. и др.). В травянистом ярусе преобладают злаковые, осоковые и сложноцветные (сем. Poaceae, Cyperaceae и Asteraceae) [*Флора..., 2010*].

Безлесные ландшафты распространены фрагментарно на высоких поймах, низких террасах, в аласных котловинах, а также на крутых склонах южных экспозиций. Они представлены луговыми, степными и полупустынными травянистыми группировками, в которых распространены ковыль (*Stipa capillata*), овсяница (*Festuca lenensis*), кобрезия (*Kobresia filifolia*), осоки (*Carex duriuscula*, *C. pediformis*), пырей (*Elytrigia jacutorum*), полыни (*Artemisia frigida*, *A. tanacetifolia*, *A. karavajevii*), лютиковые (*Anemone sylvestris*) и др. Часто встречаются солончаковые виды (*Goniolimon speciosum*, *Salicornia europaea* и др.).

Полупустынные группировки наиболее распространены в пределах современных дюнных массивов (тукуланов). Крайне разреженный растительный покров образован здесь куртинами ксерофитных полукустарничков (*Thymus sergievskajae*, *Krascheninnikovia lenensis*, *Ephedra monosperma*) и многолетних трав, многие из которых –

Рис. 2. Некоторые формы эолового и криогенно-эолового рельефа в Центральной Якутии, сложенные песчаными и лессово-ледовыми покровными отложениями второй половины позднего неоплейстоцена.

а, *б* – закрепленные U-образные дюны на поверхности 18–25-метровой кердемской (*а*) и 45–75-метровой бестяхской (*б*) террас р. Лены в окрестностях Якутска; *в* – современная эмбриональная параболическая дюна на поверхности 30-метровой террасы р. Вилюй; *г* – крупный современный дюнный массив (тукулан), пересекающий различные элементы долины р. Вилюй; *д* – современный дюнный массив (Илин тукулан), частично блокирующий долину р. Лунгха (правый приток Вилюя); *е* – накидная дюна высотой 30 м на бровке бестяхской террасы р. Лены; *ж* – термоденудационный рельеф в пределах распространения ледово-лессовых отложений едомной свиты 75–150-метровой (тюнгулюнской) террасы р. Лены; *з* – дефляционное ветрогранниковое плато Муус-Аппа в пределах Лено-Вилюйского водораздела. *а*, *б*, *ж*, *з* – спутниковые изображения портала Yandex.Maps; *в*, *г*, *д*, *е* – фото А.А. Галанина, июль–август 2019 г.

эндемики (*Koeleria skrjabinii*, *K. karavajevii*, *Artemisia karavajevii*, *Phlojodicarpus sibiricus*, *Rumex graminifolius* и др.).

Обнажение Песчаная Гора (62°88.21′ с.ш., 129°80.68′ в.д.), именуемое также Шишкинский Яр и Дьолкума-Хаята (цит. по: [*Камалетдинов, Минюк, 1991*]), расположено на правобережье р. Лены в 100 км севернее г. Якутска (см. рис. 1) и является одним из ключевых разрезов покровных дюнных отложений Центральной Якутии. Вскрывающиеся здесь в обрыве 18–25-метровой (кердемской) террасы перекрестно- и волнисто-слоистые пески мощностью до 20 м были именованы дьолкуминской свитой и датированы последним криохроном МИС-2 (морская изотопная стадия) позднего неоплейстоцена [*Колпаков, 1983; Алексеев и др., 1984, 1990; Камалетдинов, Минюк, 1991*]. Об относительно молодом возрасте дьолкуминской свиты свидетельствует ее кровля, отчетливо выраженная в современном рельефе в виде закрепленных растительностью U-образных и продольных дюн юго-восточной ориентировки (см. рис. 2, *а*, *б*). Длина отдельных дюн достигает 2 км, ширина 300–400 м, высота 10–15 м.

Сходные по составу, строению и возрасту покровные эоловые пески известны во многих холодных регионах Северной Евразии: Забайкалье и Прибайкалье [*Иванов, 1966; Уфимцев и др., 1997; Выркин, 2010*], Западная Сибирь [*Волков, 1971*; *Федорович, 1983; Величко, Тимирева, 2005*; *Сизов, 2015; Зыкина и др., 2017; Konstantinov et al., 2019; Sizov et al., 2020*], северная Европа [*Астахов, Свенсен, 2011; Schwan, 1986, 1988; Kasse, 2002*], а также на Аляске и в Канаде [*Black, 1951; Pewe, 1975; Carter, 1981; Koster, Dijkmans, 1988; Lea, 1996; Wolfe et al., 2011*].

В 1984 г. обнажение Песчаная Гора было включено в список уникальных объектов научной экскурсии 27-го Международного геологического конгресса, проводившегося в г. Якутске [*Алексеев и др., 1984*]. Позднее отложения дьолкуминской свиты в разном объеме были задокументированы в строении как низких, так и самых высоких террас р. Лены (см. рис. 1) [*Камалетдинов, Минюк, 1991; Большиянов и др., 2016; Спектор и др., 2016, 2017; Правкин и др., 2018; Waters et al., 1999*], в бассейне нижнего течения р. Вилюй [*Галанин и др., 2016, 2018; Галанин, Павлова, 2019*], а также установлены на конечных средне- и поздненеоплейстоценовых моренах верхоянских ледников [*Зигерт и др., 2007*]. Максимальная мощность свиты (более 70 м) наблюдается в Усть-Буотамском обнажении бестяхской террасы р. Лены в 120 км к югу от г. Якутска.

К настоящему времени из отложений дьолкуминской свиты получено довольно большое количество радиоуглеродных и оптико-люминесцентных (ОСЛ) датировок, укладывающихся в диапазон от 30 до 10 тыс. лет назад (л.н.), что свидетельствует о ее формировании на протяжении последнего криохрона МИС-2 [*Галанин, Павлова, 2019*].

Множество литологических и структурных признаков указывает на эоловое происхождение дьолкуминской свиты [*Колпаков, 1983; Камалетдинов, Минюк, 1991; Зигерт и др., 2007; Галанин и др., 2018; Pewe, Journaux, 1983; Waters et al., 1999*]. Об эоловом генезисе свидетельствуют плащеобразный характер залегания, распространение песчаных покровов на разные гипсометрические уровни (см. рис. 1), включая водоразделы, а также ксеротермический состав ископаемой флоры и фауны, в которых доминируют таксоны холодных степей и пустынь [*Колпаков, 1983; Камалетдинов, Минюк, 1991; Филиппов, Васильев, 2006; Галанин, Павлова, 2019*].

В ассоциации с поздненеоплейстоценовыми песчаными покровами дьолкуминской свиты в регионе широко распространены голоценовые и современные незакрепленные дюнные массивы – тукуланы (см. рис. 2, *в–е*). Их общая площадь превышает 3 тыс. км^2 [*Галанин и др., 2016; Галанин, Павлова, 2019*]. Наиболее крупные из них – тукуланы Махатта, Улахан, Кысыл-Сырский и др. – приурочены к бассейну нижнего течения р. Вилюй. В окрестностях г. Якутска известны тукуланы Саамыс-Кумага и Ленская Дюна, моделирующие поверхность 75–100-метровой (бестяхской) террасы р. Лены в районе Усть-Буотамского обнажения и сложенные незакрепленными параболическими дюнами высотой до 30 м (см. рис. 2, *е*).

Долгое время дьолкуминская свита отображалась на геологических картах как речные и озерные отложения [*Карта..., 1959; Карта..., 1983*]. Предполагалось, что покровные пески являются особым типом “перигляциального аллювия”, а залегающие на поверхности террас дюны возникли в результате его частичной ветровой переработки [*Соловьев, 1959; Алексеев, 1961*]. Длительное неприятие эолового генезиса дьолкуминской свиты обусловлено и тем, что в данном случае ставится под большое сомнение существование разновозрастных речных террас в бассейне р. Лены и при этом нарушается принцип их выделения по относительной высоте.

Несмотря на появление на новой геологической карте [*Карта..., 2014*] поздненеоплейстоценовых дюнных покровов, строение ключевого обнажения Песчаная Гора, ареалы распространения и генезис дьолкуминской свиты дискутируются и в настоящее время. Некоторые исследователи пытаются объяснить ее “не имеющую современных аналогов гигантскую наклонную и волнистую слоистость” деятельностью катастрофических потопов и спилвеев, двигавшихся поперек долины Лены (рис. 3) [*Спектор и др., 2016, 2017*]. Другие

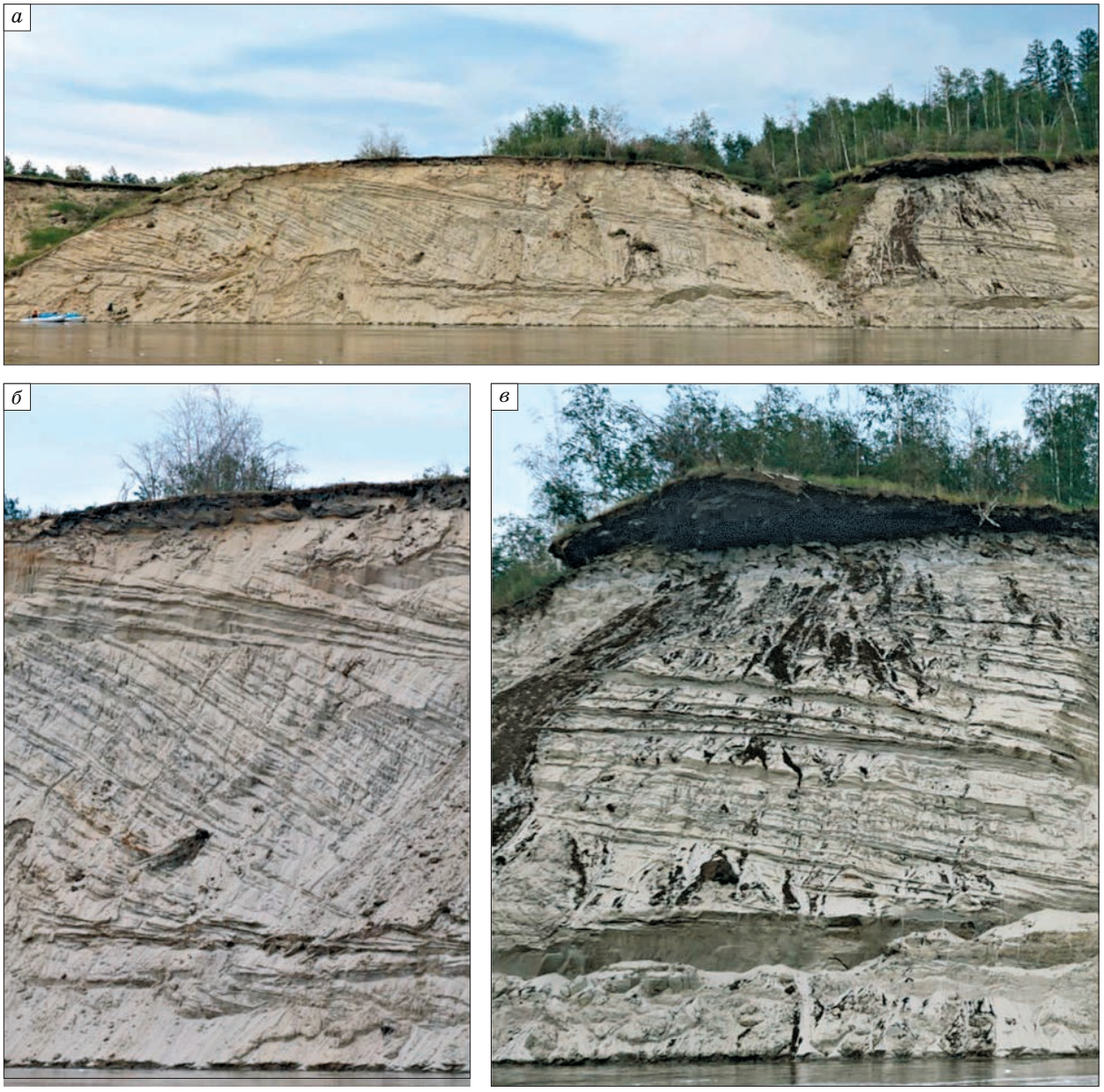

Рис. 3. Опорное обнажение Песчаная Гора в обрыве 18–25-метровой (кердемской) террасы р. Лены.

Наклонные, диагональные и перекрестные типы слоистости дьолкуминской свиты, вскрытые паводком на р. Лена в августе 2018 г.; *а* – общий вид изученного участка; *б* – перекрестная макроструктура дюнных песков; *в* – голоценовый торфяник в кровле дьолкуминской свиты. Фото А.А. Галанина, август 2019 г.

авторы [*Большиянов и др., 2013, 2016; Поморцев и др., 2017*] связывают происхождение песчаных покровов с подъемом уровня р. Лены на 100–150 м на протяжении МИС-3 в результате “изменения базиса эрозии и подпора со стороны моря” [*Правкин и др., 2018, с. 225*].

В отложениях дьолкуминской свиты распространены различные типы слоистости и слойчатости, таксономия и происхождение которых мало изучены. Особое значение имеют диагональная и гигантская наклонная типы слоистости (см. рис. 3), именуемые некоторыми исследователями аллювиальной косой слоистостью. Длительное время предполагалось, что ее формирование связано с необычными режимами поздненеоплейстоценовых водотоков и особыми фациями “перигляциального аллювия”, современных аналогов которых не существует [*Соловьев, 1959; Алексеев, 1961; Геокриология..., 1989; Спектор и др., 2016, 2017; Большиянов и др., 2016; Правкин и др., 2018*]. Вы-

зывают дискуссии не только необычные типы слоистости и слойчатости, но и повсеместное юго-восточное направление падения слоев. Оно совершенно не совпадает с направлением течения современных рек, но хорошо согласуется с юго-восточной ориентировкой дюнного рельефа на поверхности речных террас, а также соответствует основному направлению атмосферного переноса в регионе (см. рис. 1, 2, *а*, *б*).

В 2017–2020 гг. авторами настоящей статьи проведено дополнительное изучение строения, гранулометрического и минералогического состава отложений Песчаной Горы, получены новые радиоуглеродные датировки. Особое внимание уделено исследованию структуры отложений (слоистости и слойчатости).

Цель настоящей статьи – дать более полную характеристику обнажения Песчаная Гора и с учетом новых, а также ранее опубликованных данных обсудить основные черты строения и происхождения отложений дьолкуминской свиты и позднечетвертичного рельефа Центральной Якутии и Восточной Сибири.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Фактический материал статьи основан на изучении естественных обнажений стандартными методами четвертичной геологии, геоморфологии, структурного и фациального анализов.

Гранулометрический анализ (42 пробы) выполнен в соответствии с ГОСТ 12536-2014 [*2015*] методами ситового рассева и ареометрии в гранулометрической лаборатории Института мерзлотоведения (ИМЗ) СО РАН. При описании отложений использованы наименования гранулометрической классификации В.В. Охотина [*1933*]. Статистическая обработка результатов выполнена в программе Gradistat [*Blott, Pye, 2001*] по модифицированному геометрическому методу Р. Фолка и Д. Варда [*Folk, 1980*]. Средний x и медианный Md размеры зерен рассчитаны в микрометрах (мкм); остальные показатели – коэффициент сортировки зерен σ, асимметрия α и эксцесс τ – в безразмерных единицах логарифмических шкал [*Blott, Pye, 2001*]. Результаты анализа приведены в табл. 1.

Количественный иммерсионный минералогический анализ (28 проб) выполнялся в лаборатории ИМЗ СО РАН с использованием бинокулярного и поляризационного минералогического микроскопов, а также иммерсионных жидкостей. Подсчет зерен минералов выполнялся одновременно для двух фракций 100–50 и 50–10 мкм. В каждом образце и фракции из случайной навески определялось 300–350 зерен, на основе чего рассчитывались процентные содержания для каждого минерала. Результаты минералогического анализа приведены в табл. 2.

Радиоуглеродное датирование выполнено в радиоуглеродной лаборатории ИМЗ СО РАН (г. Якутск) методом жидкостной сцинтилляции на спектрометре-радиометре Quantulus 1220. Калибровка радиоуглеродных дат выполнена с использованием программы OxCal 4.3 для 95%-го уровня значимости [*Bronk, 2009*]. Некоторая часть цитированных датировок, полученных предшественниками до середины 1990-х гг., ранее публиковалась в некалиброванном виде. Поэтому для удобства интерпретации все подобные даты были также калиброваны и переведены в календарный возраст. Радиоуглеродные датировки приведены в табл. 3.

Анализ слоистости и слойчатости отложений выполнен с учетом современных представлений о механизмах эоловой седиментации в холодных регионах, детально рассмотренных в работах Р.Е. Хантера и его последователей [*Hunter, 1977; Schwan, 1986, 1988; Kasse, 2002; Brookfield, 2011; Zieliński et al., 2015; Derbyshire, Owen, 2017; Kasse, Aalbersberg, 2019*].

К настоящему времени охарактеризовано много разнообразных геометрических и генетических типов слоистости и слойчатости дюнных от-

Таблица 1. **Гранулометрический состав отложений 18–25-метровой террасы р. Лены в обнажении Песчаная Гора**

Номер пакета	Интервал, м	Кол-во проб	x, мкм	σ	α	τ	Md, мкм
Iа	0–2.45	8	316.8 ± 64.9	2.03 ± 0.16	0.04 ± 0.10	1.10 ± 0.18	317.8 ± 63.5
Iб	2.45–2.50	2	56.2 ± 1.1	4.43 ± 0.8	–0.25 ± 0.15	0.85 ± 0.03	71.7 ± 11.5
IIб	5.0–7.0	2	253.9 ± 10.9	1.84 ± 0.16	–0.06 ± 0.02	0.82 ± 0.06	260.9 ± 7.1
IIIа	10.0–17.0	2	298.4 ± 79.5	1.70 ± 0.04	0.02 ± 0.01	1.12 ± 0.36	290.3 ± 73.1
IIIб	17.0–17.4	2	649.0 ± 331.8	1.71 ± 0.23	–0.39 ± 0.10	1.23 ± 0.06	741.2 ± 411.7
IIIв	17.4–20.0	8	240.2 ± 17.0	1.69 ± 0.06	–0.16 ± 0.07	0.81 ± 0.07	253.7 ± 24.0
IVа	20.0–20.4	1	44.50	4.29	0.13	0.95	38.0
IVб	20.4–22.4	4	316.9 ± 30.7	1.67 ± 0.16	–0.21 ± 0.07	1.18 ± 0.15	334.4 ± 18.6

Примечание. x – средний размер зерен; σ – коэффициент сортировки; α – асимметрия; τ – эксцесс; Md – медиана.

Таблица 2. **Минералогический состав аллювиальных и эоловых песков 18–25-метровой террасы р. Лены в обнажении Песчаная Гора**

Параметр			Номер пакета			
			I	II	IIIа	IIIв
Интервал опробования*, м			0–2.45	2.50–9.95	10.0–17.0	17.0–22.5
Число проб во фракциях: 100–50 и 50–10 мкм			6; 4	11; 5	5; 4	6; 2
Минералы		Фракция, мкм	Содержание зерен в пробе**, %			
Главные	Кварц	100–50	17.4–55.1; 39.9	25.1–50.8; 44.2	42.3–50.4; 47.4	43.9–56.2; 50.7
		50–10	8.5–27.2; 18.8	22.0–43.3; 34.3	33.8–56.0; 46.0	36.0–46.8; 41.4
	Полевой шпат	100–50	9.0–40.4; 28.1	17.7–44.9; 36.8	28.1–39.6; 35.1	33.4–43.7; 38.8
		50–10	6.7–16.2; 11.1	19.0–37.9; 29.0	17.0–44.1; 34.0	41.8–44.2; 43.0
	Карбонаты	100–50	1.4–68.4; 20.3	0.7–54.2; 9.7	0.9–11.7; 4.0	0.0–4.8; 0.9
		50–10	16.6–80.0; 46.6	16.6–54.9; 27.6	2.1–24.3; 8.3	0.0–10.5; 5.3
	Амфиболы	100–50	1.5–13.2; 7.4	1.6–9.8; 5.3	2.5–7.3; 5.1	3.1–8.4; 5.6
Второстепенные и акцессорные	Эпидот	100–50	0.0–3.5; 0.8	0.0–3.8; 1.4	0.0–1.7; 0.6	0.0–3.4; 1.3
	Магнетит	100–50	0.0–1.9; 1.0	0.0–2.7; 1.1	0.0–4.8; 3.1	0.6–2.7; 1.7
	Биотит	100–50	0.0–1.1; 0.6	0.0–1.1; 0.2	0.0–0.6; 0.1	0.0–0.7; 0.2
		50–10	1.2–8.2; 4.2	1.6–5.7; 3.8	1.3–4.6; 2.4	3.2–4.1; 3.6
	Циркон	100–50	0.0–1.5; 0.6	0.0–1.4; 0.4	0.0–2.8; 0.8	0.0–0.7; 0.2
	Пироксены	100–50	0.0–1.2; 0.2	0.0–0.6; 0.2	0.0–0.6; 0.3	0.0–0.9; 0.2
	Хлорит	100–50	0.0–0.8; 0.3	Единично	0.0–0.6; 0.2	Единично
		50–10	0.0–3.0; 1.3	0.6–6.5; 2.6	0.0–1.8; 0.8	1.2–4.9; 3.1
	Гранат	100–50	0.0–1.3; 0.5	0.0–1.4; 0.3	Нет	0.0–0.5; 0.2
	Апатит	100–50	Единично	Нет	Нет	Нет
	Рутил	100–50	Единично	Нет	Нет	Нет
	Гидроокислы железа	100–50	0.0–0.6; 0.1	0.0–0.5; 0.1	0.0–0.3; 0.1	0.0–0.3; 0.1
	Уголь	100–50	0.5–1.5; 0.9	0.0–0.6; 0.5	0.0–11.7; 3.0	0.0–0.3; 0.1
		50–10	0.6–18.4; 6.7	1.0–4.5; 2.8	1.6–18.4; 7.7	0.0–3.5; 1.8

* Интервал опробования снизу вверх.
** Минимальное и максимальное значения; среднее.

ложений холодных регионов. Некоторые из них встречаются как в эоловых, так и в аллювиальных отложениях. Однако имеются специфические типы слойчатости, выраженные исключительно в эоловых песках. К ним относятся *трансляционная слойчатость восходящей ряби* (translatent climbing

Таблица 3. **Радиоуглеродные датировки отложений 18–25-метровой террасы р. Лены в обнажении Песчаная Гора**

Номер пачки	Лабораторный номер датировки	Высота от меженного уреза р. Лены, м	Тип отложений, датированный материал	Возраст ^{14}C, л.н.	Календарный возраст*, л.н.	Источник
IVв	МРІ-120	24.0	Палеопочва, торф	6400 ± 300	7860–6650	Данные автора
	МРІ-119	23.5	То же	9500 ± 350	12 030–9890	То же
	МРІ-118	23.0	Палеопочва, ветки кустарников	6560 ± 350	8060–6720	»
	ГИН-2462	22.6	Палеопочва, торф	7920 ± 60	8990–8600	[*Алексеев и др., 1984, 1990*]
	МРІ-121	22.5	То же	8280 ± 250	9890–8580	Данные автора
IIIб	ГИН-2461	17.0	»	11 850 ± 150	14 070–13 400	[*Камалетдинов, Минюк, 1991*]
IIIа	ИМ-760	11.0	»	14 000 ± 500	18 330–15 680	[*Алексеев и др., 1984, 1990*]
	ИМ-901	10.0	Палеопочва, торф	14 450 ± 320	18 390–16 700	[*Камалетдинов, Минюк, 1991*]
IIа	ИМ-759	5.0	Намывной растительный детрит	17 200 ± 500	22 100–19 600	[*Алексеев и др., 1984, 1990*]

* Интервал при уровне значимости $p > 94.9$ %.

ripple lamination), *слойчатость осыпания* (grainfall lamination) и *оползания* (sandflow lamination), характерные для фации крутого подветренного склона дюны [*Hunter, 1977; Brookfield, 2011*]. В некоторых фациях эоловых и аллювиально-эоловых отложений отмечается широкое распространение *адгезионной слойчатости* (adhesion lamination), формирование которой связано с эоловым осаждением на влажную поверхность седиментации. Среди адгезионных структур распространены *горизонтальные* (planebed), *параллельно-извилистые* (crinkly parallel) типы, в том числе *восходящая адгезионная рябь* (adhesion ripple lamination) и др. [*Hunter, 1977; Brookfield, 2011; Caputo, 2020*].

В современных эоловых отложениях холодных регионов нередко устанавливаются прослои снега и льда, погребенные под слоями песка и пыли. Такие отложения охарактеризованы в современных дюнах Антарктиды, на Аляске в пределах дюнного массива Кобэк и названы *нивейно-эоловыми* (niveo-aeolian) [*Cailleux, 1974; Calkin, Rutford, 1974; Koster, Dijkmans, 1988; Brookfield, 2011*]. В покровных эоловых отложениях Европы, Канады и Аляски, формировавшихся в конце позднего неоплейстоцена в интервале 14.0–12.5 тыс. л.н., установлено множество признаков их сингенетического промерзания и последующего оттаивания [*Koster, Dijkmans, 1988; Kasse, 2002; Brookfield, 2011; Zieliński et al., 2015; Derbyshire, Owen, 2017; Kasse, Aalbersberg, 2019*]. Структуры, связанные с вытаиванием погребенных снега и льда, называются *денивационными* (denivation structures) и имеют важное значение при фациальном анализе эоловых отложений холодных регионов [*Dijkmans et al., 1986; Koster, Dijkmans, 1988; Brookfield, 2011*].

Строение и фациальный состав опорного обнажения Песчаная Гора

Обнажение Песчаная Гора расположено на правом берегу р. Лены в 60 км выше устья р. Алдан и в 14 км к северо-востоку от пос. Графский Берег. Здесь в береговом обрыве 18–25-метровой (кердемской) террасы протяженностью около 7 км вскрывается строение дьолкуминской свиты (см. рис. 3). Поверхность террасы покрыта параллельными рядами U-образных дюн (см. рис. 2, *а*), ориентированных в юго-восточном направлении (аз. пад. 110–130°). Протяженность отдельных дюн варьирует от 500 м до 3 км, ширина – от 50 до 200 м, максимальные превышения бровок дюн над междюнными котловинами составляют 5–10 м. Бровки дюн покрыты сосновым лесом, в междюнных понижениях распространены березовые группировки, ерниково-осоковые заросли, луга, болота и мелкие торфяные озера. В северной части обнажения (62°88.21′ с.ш., 129°80.68′ в.д.) снизу вверх от меженного уровня р. Лены в расчистке Р-537 были выделены следующие стратиграфические пакеты (рис. 4).

Пакет Iа (0.0–2.45 м) сложен горизонтально переслаивающимися сериями гравелистых песков, мелких песков и пылеватых супесей с примесью гальки местного (известняки, доломиты) и дальнего разноса (гнейсы, гранитоиды, кварциты, вулканиты и др.). Цвет отложений светло-палевый, местами интенсивно охристый. Повсеместно присутствуют ярко-охристые супесчано-суглинистые корки и линзы, плотно сцементированные вторичными гидроокислами железа и карбонатами. Подошва пакета расположена ниже современного уреза р. Лены, кровля слабоволнистая, обнажается только в период большой межени.

Гранулометрический состав пакета резко меняется от слоя к слою, свидетельствуя о частой смене энергии потока, что характерно для водных условий транспортировки и отложения частиц. Средний размер зерен изменяется от 55 мкм (прослои пылеватых супесей) до 460 мкм (пакеты грубозернистых песков с примесью мелкого гравия). В целом осредненный состав пакета (8 проб) свидетельствует о плохой сортировке и симметричном нормальном распределении частиц: средний размер зерен x = 316.8 ± 64.9 мкм, коэффициент сортировки σ = 2.03 ± 0.16, асимметрия α = = 0.04 ± 0.10, эксцесс τ = 1.10 ± 0.18.

В пакете Iа минералогический состав (среднее из 9 проб) песчаной фракции (100–50 мкм) представлен кварцем (39.9 %), полевым шпатом (28.1 %), карбонатами (20.3 %), амфиболами (7.4 %) и магнетитом (1 %).

Слоистость пакета – горизонтальная, образована чередованием выдержанных тонких (5–10 см) песчаных серий с горизонтальной параллельной и косой слойчатостью, характерных для фаций подводных дюн и перекатов [*Ботвинкина, 1962; Кутырев, 1968*]. Толщина элементарных слойков в косых сериях составляет 1–3 мм, падение под углом 25–30° ориентировано на север в направлении современного течения р. Лены. Нижние части элементарных слойков существенно обогащены крупной и тяжелой фракциями. Серии с горизонтальной слойчатостью образованы тонким (1–5 мм) переслаиванием светлого среднезернистого песка и серой пылеватой супеси с примесью мелкого намывного органического детрита. На отдельных участках наблюдаются мелкие знаки ряби.

Пакет Iб (2.45–2.50 м) – палеопочва, образованная уплотненной пылеватой супесью охристого цвета с тонкими (3–4 см) линзами гумусированного органического детрита, примесью угольков. Гранулометрический состав характеризуется плохой сортировкой и сильной отрицательной асимметрией с “хвостами” мелких фракций. Средний размер зерен составляет x = 56.2 ± 1.1 мкм, σ = 4.43 ± 0.8, α = –0.25 ± 0.15, τ = 0.85 ± 0.03.

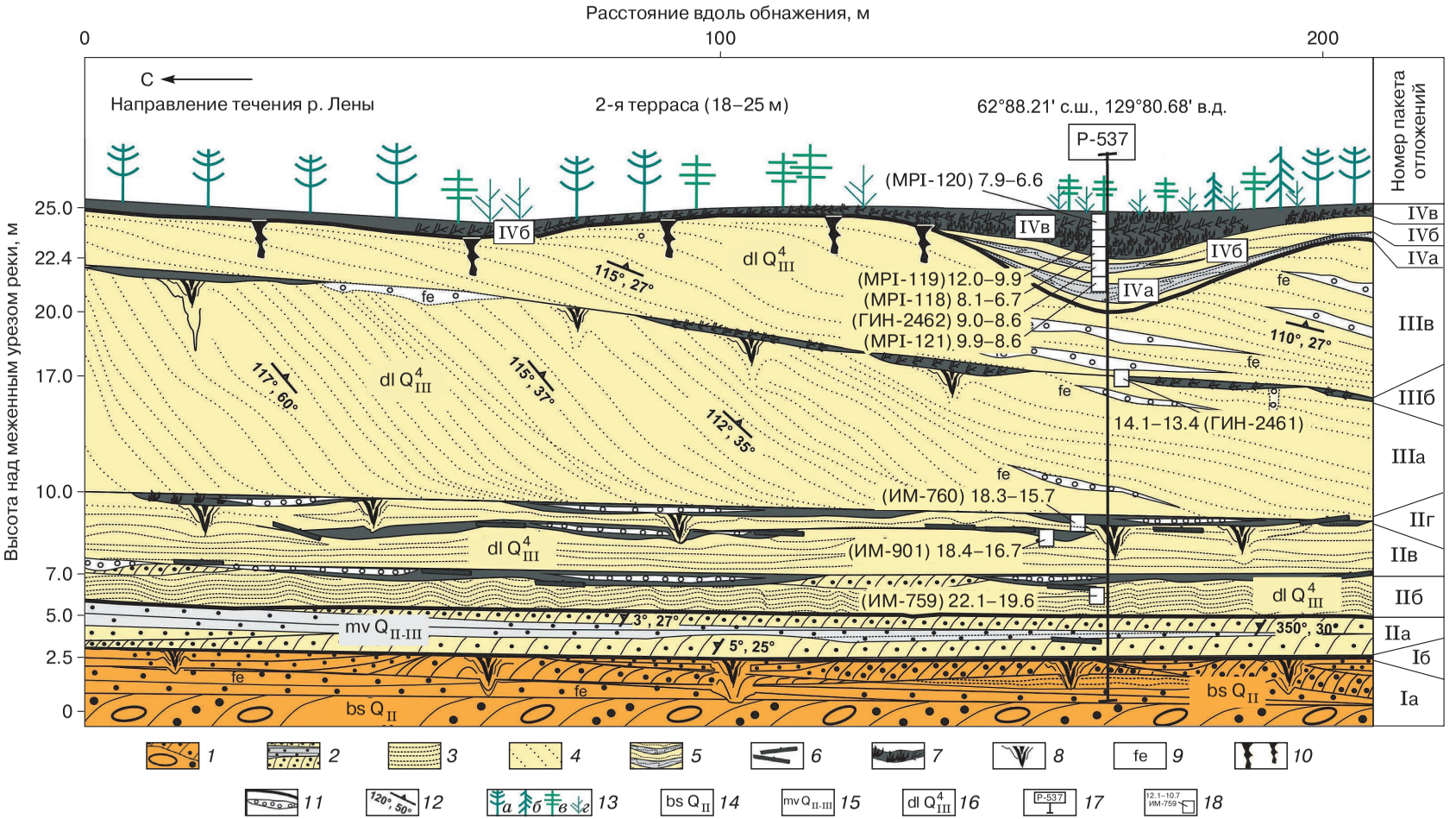

Рис. 4. Разрез 18–25-метровой террасы р. Лены в обнажении Песчаная Гора (Центральная Якутия).

1 – горизонтально-слоистые охристые пески с гравием и галькой с горизонтальной и косой слойчатостью; *2* – горизонтально-слоистые пески и супеси пылеватые с параллельной, линзовидной и косой слойчатостью; *3* – горизонтальное переслаивание охристых песков и супесей с трансляционной слоистостью восходящей ряби, адгезионной и нивейно-эоловой типами слойчатости, денивационными структурами, дефляционными прослоями мелкого гравия; *4* – перекрестно-слоистые светлые пески с крутонаклонной слойчатостью осыпания подветренного склона дюн, трансляционной слойчатостью восходящей ряби, параллельной слойчатостью; *5* – переслаивание светлых песков и серых супесей оглеенных с интенсивно деформированной слоистостью и неявной слойчатостью; *6* – древесный плавник; *7* – торфяники и фрагменты палеопочв; *8* – песчаные клинья и жилы; *9* – интенсивная окраска гидроокислами железа; *10* – гумусовые желваки и жилы; *11* – структурные несогласия и дефляционные срезы, сложенные крупным песком и мелким гравием; *12* – азимут простирания и угол падения слоев; *13* – растительность (*а* – сосна, *б* – лиственница, *в* – береза, *г* – ива); *14–16* – обозначения свит по [*Камалетдинов, Минюк, 1991*] (*14* – бестяхская, *15* – мавринская, *16* – дьолкуминская); *17* – опорная расчистка, по которой выполнено гранулометрическое и минералогическое опробование; *18* – радиоуглеродные датировки (калиб. тыс. л.н.) и их лабораторные номера.

Слоистость отложений волнистая, слойчатость тонкопараллельная, местами неясная. Кровля разбита систематическими вертикальными песчаными клиньями толщиной 10–15 см, уходящими на глубину до 0.5–1.0 м в нижележащие отложения. Расстояния между соседними клиньями составляют 4–6 м. Боковые контакты клиньев резкие секущие, приконтактовые деформации вмещающих отложений отсутствуют.

Таким образом, особенности строения пакетов Ia и Iб позволяют отнести их к полному аллювиальному циклу, в нижней части которого присутствуют русловые фации (пакет Ia), а кровля маркируется пойменной фацией (пакет Iб) с палеопочвой и эпигенетическими песчаными клиньями субаэрального генезиса.

Пакет IIа (2.5–5.0 м) образован чередованием косослойчатых светлых песков (5–10 см) и серых пылеватых супесей (3–10 см) с тонкой параллельной слойчатостью. Косая слойчатость образована чередованием элементарных слойков толщиной от 1 до 10 мм, падающих в направлении современного течения р. Лены (на север) под углом 25–30°. Элементарные слойки заметно отличаются друг от друга по цвету, гранулометрическому и минералогическому составу. Темные слойки обогащены тяжелыми минералами, в светлых отмечается более высокое содержание слюды и кварца. В кровле пакета наблюдаются знаки ряби, линзы намывного растительного детрита, угольки, тонкие прослои мелкого гравия (1–3 мм).

Пакет IIб (5.0–7.0 м) сложен хорошо сортированными светлыми песками с тонкими (0.5–2.0 мм) систематическими горизонтальными и волнистыми кольматационными прослойками темной пылеватой супеси, повторяющимися через каждые 2–5 см. Шаг между соседними прослойками выдержан на большом расстоянии (3–5 м и более), изгибы каждой прослойки повторяют предыдущую. В верхней части пакета наблюдаются прослойки (1–3 см) крупного рыхлого гравелистого кварцевого песка с примесью гумусированного органического детрита и мелких угольков (рис. 5, *б*).

Гранулометрический состав (2 пробы) отложений пакета IIб свидетельствует об умеренно плохой сортировке и уплощенном симметричном распределении: $x = 253.9 \pm 10.9$ мкм, $\sigma = 1.84 \pm 0.16$, $\alpha = -0.06 \pm 0.02$, $\tau = 0.82 \pm 0.06$. Внутри слоев наблюдается огрубление гранулометрического состава снизу вверх от подошвы к кровле (обратная сортировка).

Для пакета IIб (см. рис. 5, *д*) характерна параллельная волнистая адгезионная слоистость. Шаг между прослойками здесь не выдержан, изменяется от нескольких миллиметров до 3–4 см. Каждая из прослоек имеет разную степень ожелезнения. На некоторых участках толщина прослоек увеличивается до 2–4 мм. Подобные типы структуры именуются *адгезионной слойчатостью восходящей ряби* (adhesion climbing ripple lamination), формирующейся при эоловом осаждении зерен песка на влажную поверхность седиментации [*Huissteden et al., 2000; Brookfield, 2011; Caputo, 2020*]. Некоторые кольматационные прослойки осложнены вертикальными клиновидными апофизами размерами до 1–2 см, происхождение которых большинство исследователей связывают с протаиванием нивейно-эоловых отложений и инфильтрацией поверхностных вод [*Huissteden et al., 2000*].

Пакет IIв (7.0–9.85 м) отличается от нижележащего пакета только типом седиментационной структуры. Здесь кольматационные прослойки становятся весьма тонкими, ровными и плохо различимыми. Шаг между соседними прослойками становится более выдержанным, а сама структура более равномерной (см. рис. 5, *б*). В отличие от нижележащего пакета IIб, кольматационные прослойки сложены не илистым материалом, а мелкими зернами магнетита. Данный тип структуры формируется в условиях осаждения песчаных частиц на сухую поверхность и именуется трансляционной слойчатостью восходящей ряби [*Hunter, 1977; Huissteden et al., 2000; Boggs, 2009; Brookfield, 2011*].

Пакет IIг (9.85–10.0 м) – палеопочва, образованная тонким переслаиванием крупного песка и темной гумусированной супеси с мелким растительным детритом, линзами намывной органики и местами разбитая вертикальными песчаными клиньями глубиной до 1.5 м и шириной 0.5 м, заполненными кварцевым песком из вышележащих слоев.

В пакетах IIб и IIв минералогический состав (среднее из 8 проб) песчаной фракции (100–50 мкм) представлен кварцем (44.2 %), полевым шпатом (36.8 %), карбонатами (9.7 %), амфиболами (5.3 %), эпидотом (1.4 %) и магнетитом (1.1 %).

В целом для пакетов IIб и IIв характерна интенсивная диагенетическая полосчатость, образованная полосами, извилистыми пленками и разводами ярко-охристого цвета (см. рис. 5). Иногда полосчатость наследует седиментационную слоистость, но в большинстве случаев пересекает ее. Сложная геометрия полосчатости, очевидно, связана с неравномерным движением подошвы СТС вверх в ходе сингенетического промерзания отложений. В пакете II также наблюдаются многочисленные интенсивно ожелезненные вертикальные трещины толщиной до 2–3 см и протяженностью 1.5–2.0 м (см. рис. 5, *а*).

Пакет IIIа (10.0–17.0 м) сложен хорошо сортированными светлыми песками с редкими прослойками крупного кварцевого песка и тонкими линзами мелкого гравия (2–4 мм). Средний гранулометрический состав пачки (2 пробы) свидетель-

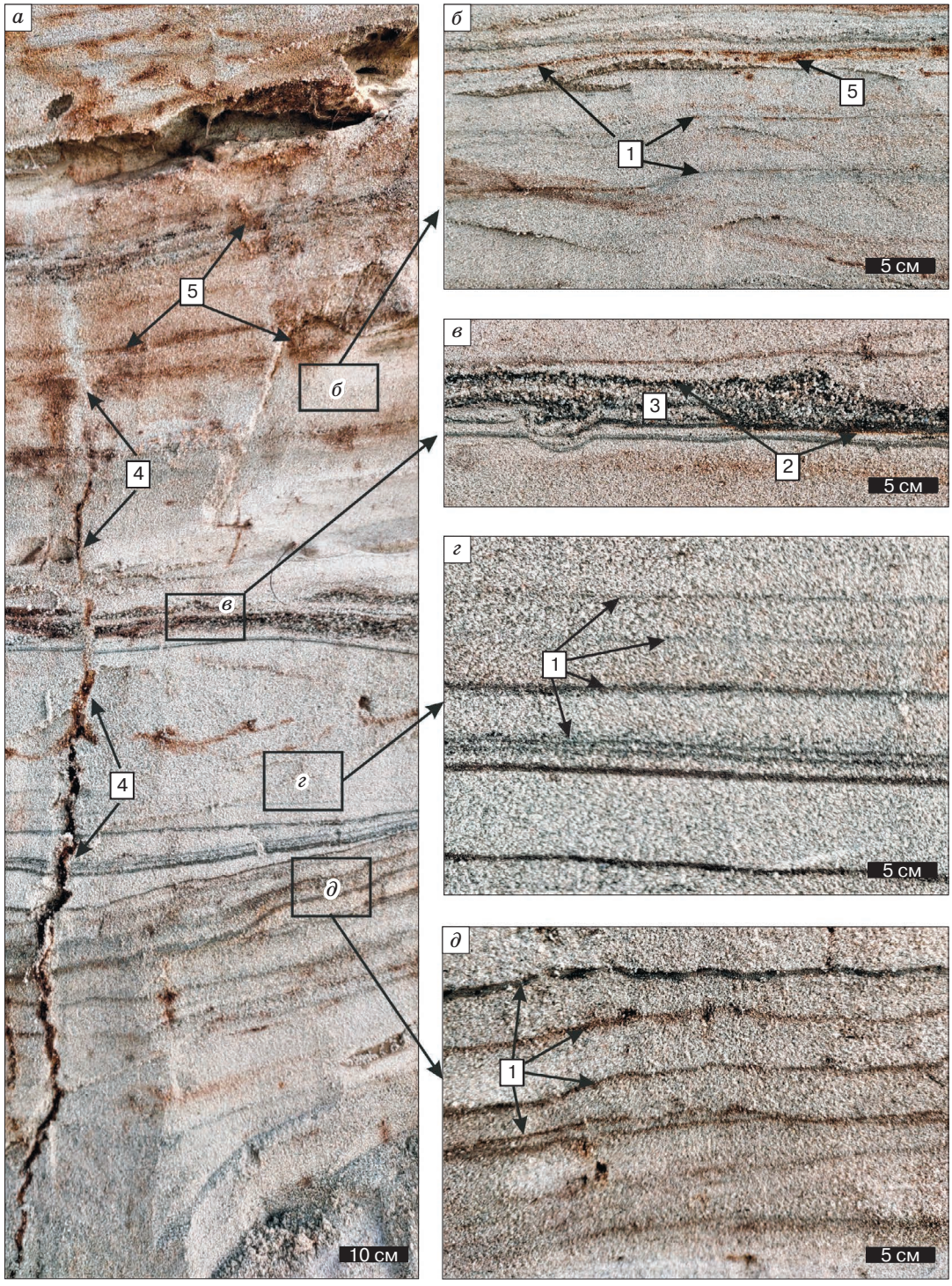

Рис. 5. Некоторые типы адгезионной слойчатости дьолкуминской свиты в обнажении Песчаная Гора.

Пакеты IIб, IIв (6.0–8.0 м): *а* – общий вид; *б* – волнистая адгезионная слойчатость восходящей ряби; *в* – дефляционный горизонт с палеопочвой; *г* – параллельная горизонтальная адгезионная слойчатость; *д* – волнисто-извилистая слоистость и адгезионная слойчатость. 1 – элементарные поверхности седиментации; 2 – гумусированный песок (палеопочва); 3 – крупный песок с мелким гравием; 4 – эпигенетическая трещина вертикальной инфильтрации грунтовых вод; 5 – постседиментационная охристая полосчатость. Фото А.А. Галанина, сентябрь 2020 г.

ствует об умеренно плохой сортировке и симметричном распределении: x = 298.4 ± 79.5 мкм, σ = 1.70 ± 0.04, α = 0.02 ± 0.01, τ = 1.12 ± 0.36. Кровля и подошва пакета – резкие, срезаны поверхностями дефляции (см. рис. 3, рис. 6, *а*). В пакете IIIа минералогический состав (среднее из 4 проб) песчаной фракции (100–50 мкм) представлен кварцем (47.4 %), полевым шпатом (35.1 %), карбонатами (4.0 %), амфиболами (5.1 %), магнетитом (3.1 %) и угольками (3.0 %).

Пакет сложен наклонными (диагональными) сериями мощностью до 2–3 м с ярко выраженной *перекрестной слоистостью осыпания* (grain-fall cross-stratification) фации подветренного склона дюн [*Hunter, 1977*]. Слоистость падает в юго-восточном направлении (аз. пад. 112–115°) под углом 35–45°, что совпадает с ориентировкой дюн на поверхности примыкающей террасы и противоположно современному течению р. Лены.

Текстура представлена слойчатостью осыпания [*Hunter, 1977; Brookfield, 2011*]. Она обусловлена гранулометрической и минералогической неоднородностью, а также различной плотностью упаковки зерен в элементарных слойках, толщина которых составляет 2–4 мм. Некоторые слойки обогащены гумусом, мелким растительным детритом и представляют собой слаборазвитые палеопочвы, свидетельствующие о непродолжительном закреплении подветренного склона дюны растительным покровом (см. рис. 6, *а–в*). Об этом также свидетельствуют эпигенетическая полосчатость и пятнистость, образованная кольматационными прослоями и пятнами гидроокислов железа.

Пакет IIIб (17.0–17.4 м) – поверхность дефляции, подстилаемая темным песком и супесью с фрагментами палеопочвы. Поверхность несогласно срезает наклонные серии подстилающего пакета IIIа, наклонена в юго-восточном направлении под углом 10–15° и разбита вертикальными песчаными клиньями толщиной до 10–15 см и глубиной 0.5–1.0 м. Палеопочва образована прерывистыми тонкими (0.5–1.0 см) прослойками и линзами мелкого растительного детрита, угольков, тонких прослоев отбеленного крупного кварцевого песка с примесью мелкого (2–3 мм) гравия и аномально высокой концентрацией магнетита и циркона в тонкой фракции.

Гранулометрический состав (2 пробы) свидетельствует об умеренно плохой сортировке. Средний размер зерен x варьирует от 980 до 317 мкм, σ = 1.71 ± 0.23, α = –0.39 ± 0.10, τ = 1.23 ± 0.06. Ярко выраженная отрицательная асимметрия, пикообразное распределение и обогащение крупной фракцией свидетельствуют о наличии значительного дефляционного среза.

Пакет IIIв (17.4–20.0 м) сложен хорошо сортированными средними песками с прослоями крупного отбеленного песка и редкими включениями тонких почвенно-дерновых прослоек толщиной до 2–4 см. Гранулометрический состав пачки (8 проб) свидетельствует об умеренно плохой сортировке, пологом асимметричном распределении с “хвостами” мелких фракций: x = 240.2 ± 17.0 мкм, σ = 1.69 ± 0.06, α = –0.16 ± 0.07, τ = 0.81 ± 0.07. Это указывает на вынос пылеватых фракций и обогащение крупными частицами.

Минералогический состав (среднее из 6 проб) песчаной фракции (100–50 мкм) представлен кварцем (50.7 %), полевым шпатом (38.8 %), амфиболами (5.6 %), магнетитом (1.7 %) и карбонатами (0.9 %).

Структура пакета IIIв образована несколькими перекрестными сериями, разделенными поверхностями дефляции и представляющими собой преимущественно фации осыпных фронтальных откосов и вершинных поверхностей дюн. В большинстве серий преобладает *трансляционная слоистость восходящей ряби* (translatent climbing ripple stratification), падающая в юго-восточном направлении (аз. пад. 110°) под углом 15–25°. Данное направление совпадает с ориентировкой дюн на поверхности примыкающей к обнажению террасы и противоположно современному течению р. Лены.

В некоторых пологих сериях мощностью до 30–40 см наблюдается тонкая параллельная слойчатость (см. рис. 6, *д*), в других представлена трансляционная слойчатость восходящей ряби (см. рис. 6, *д–ж*). Характерной особенностью отложений является наличие яркой эпигенетической охристой полосчатости.

Кровля пакета IIIв выходит на дневную поверхность в виде закрепленных растительностью U-образных и продольных дюн юго-восточного направления. Эти дюны покрывают всю поверхность кердемской террасы на правобережье Лены от устья р. Суола до устья р. Алдан. Бровки дюн разделены пологими междюнными понижениями, занятыми в настоящее время озерами и болотами. Одна из таких палеокотловин вскрыта естественной эрозией в южной части обнажения Песчаная Гора на участке расчистки Р-537 (см. рис. 4).

Пакет IVa (20.0–20.4 м) образован чередованием слоев (5–10 см) хорошо сортированного светлого песка и прослоев (4–5 см) плотных сизовато-серых оглеенных легких суглинков без видимой органики. Гранулометрический состав (1 проба) суглинков свидетельствует о плохой сортировке и положительной асимметрии со смещением модального значения в сторону мелких фракций: средний размер зерен x = 44.5 мкм, σ = 4.29, α = 0.13, τ = 0.95. Слоистость отложений пологоволнистая, местами она деформирована в микроскладки с признаками будинажа.

По-видимому, плохая сортировка отложений обусловлена чередованием озерного и эолового

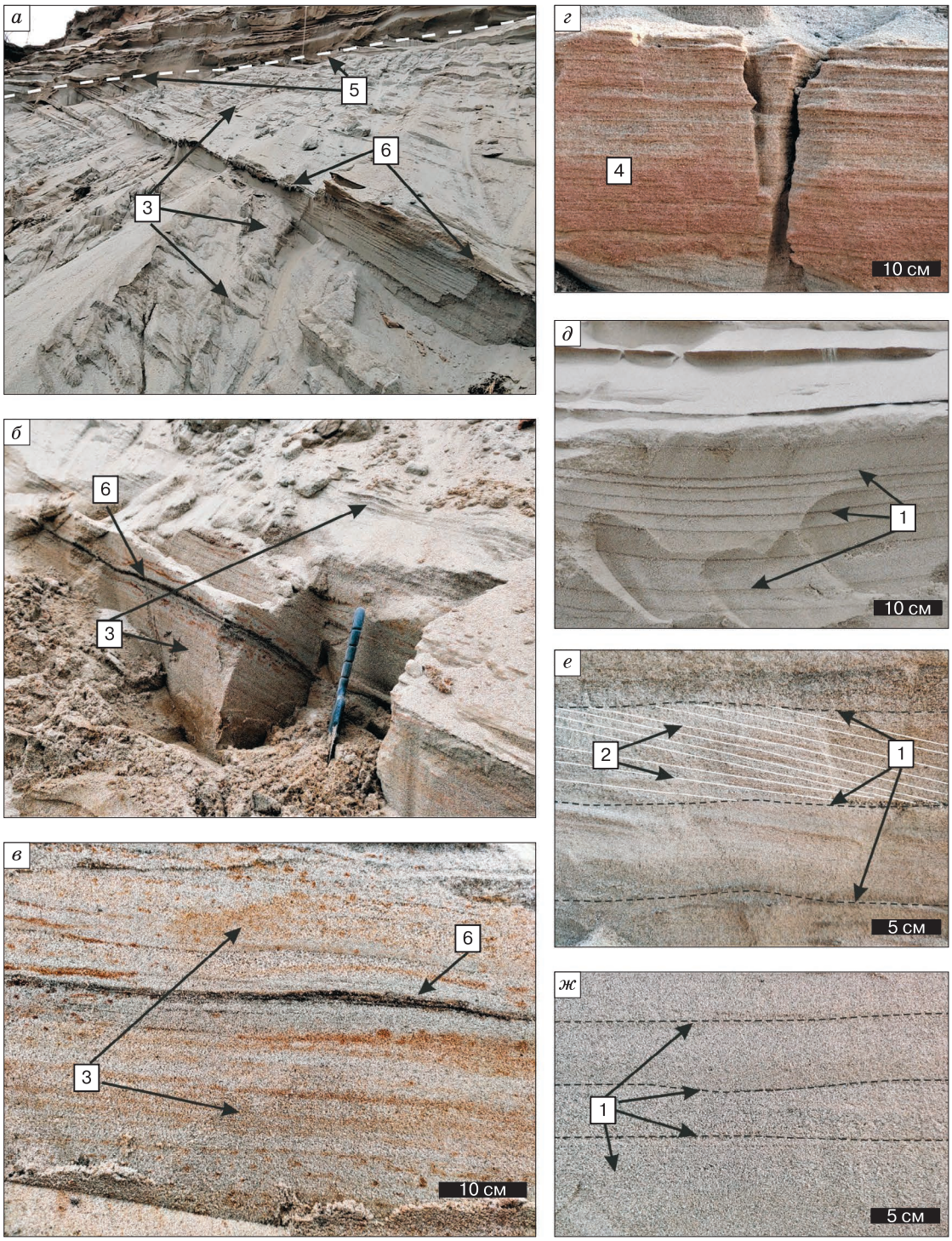

Рис. 6. Некоторые типы слоистости и слойчатости дьолкуминской свиты в обнажении Песчаная Гора.

Пакеты IIIа, IIIб (10.0–20.0 м): *а*, *б* – перекрестная слоистость фации подветренного осыпного склона дюн (пакет IIIа); *в* – слойчатость фации осыпного подветренного склона дюн (пакет IIIа); *г* – горизонтальная параллельная слойчатость (пакет IIIб); *д*–*ж* – трансляционная слоистость восходящей ряби (пакет IIIб). 1 – трансляционные прослойки, образованные зернами магнетита; 2 – слойчатость восходящей ряби; 3 – слойчатость осыпного подветренного склона дюн; 4 – параллельная горизонтальная слойчатость; 5 – структурное несогласие (дефляционный срез); 6 – палеопочва, фиксирующая стадию непродолжительного закрепления подветренного склона дюны растительностью. Фото А.А. Галанина, сентябрь 2020 г.

режимов осадконакопления в условиях небольшого сезонного водоема в окружении незакрепленных дюн.

Пакет IVб (20.4–22.4 м) образован чередованием светлых хорошо сортированных песков с тонкими прослоями темно-серых мелких песков и пылеватых супесей. Видимые органические остатки отсутствуют. Гранулометрический состав (5 проб) следующий: x = 316.9 ± 30.7 мкм, σ = 1.67 ± 0.16, α = –0.21 ± 0.07, τ = 1.18±0.15. Это указывает на умеренно плохую сортировку и обогащение крупными фракциями. Слоистость пологая субгоризонтальная, местами интенсивно деформирована в виде микроскладок волочения, микродиапиров, вертикальных разрывов со смещениями на 10–15 см. Слойчатость не устанавливается.

В отличие от нижележащего пакета IVa, наблюдается огрубление гранулометрического состава от подошвы к кровле пакета (обратная сортировка). Также характерна интенсивная послойная окраска отложений гидроокислами железа. Кровля пакета – резкая, четкая, сложена хорошо сортированным отбеленным песком.

Пакет IVв (22.4–25 м) – плотный торфяник темно-бурого цвета с множеством крупных фрагментов моховой и кустарничковой растительности, обломками древесины. Хорошо расслаивается на горизонтальные пластины, в нижней части содержит прослои отбеленного крупного песка. В нижней части пакета преобладает осоковый торф с примесью кварцевого песка и множества мелких (1–4 мм) раковин моллюсков; в верхней части – мохово-кустарничковый торф с примесью обломков древесины. По-видимому, торфяник формировался путем зарастания небольшого озера.

Минералогический состав эоловых песчаных покровов

Минералогический состав и особенности распределения минералов в разрезе являются важными фациальными признаками эоловых отложений криолитозоны [*Pewe, Journaux, 1983; Dijkmans et al., 1986, 1988*].

Главными минералами в обеих исследованных фракциях (100–50 и 50–10 мкм) отложений кердемской 25-метровой террасы в разрезе Песчаная Гора являются кварц, полевой шпат, карбонаты кальция, амфиболы и магнетит (см. табл. 2, рис. 7).

Во фракции 100–50 мкм суммарное содержание главных минералов превышает 95 %. Среднее содержание кварца увеличивается вверх по разрезу примерно на 10 % (от 39.9 % в пакете Ia до 50.7 % в пакете IIIв). Среднее содержание полевого шпата также увеличивается от 28.1 до 38.8 %. Распределение карбонатных минералов весьма неравномерное. Максимальное их количество (20.3 %) сосредоточено во вторичных железисто-карбонатных корках (калькретах) пакета Ia, причем в некоторых единичных пробах данного пакета содержание карбонатных минералов достигает 68 %. Минимальные содержания (0.9 %) установлены в пакете IIIб. Содержание амфиболов незначительно снижается вверх по разрезу (от 7.4 % в пакете Ia до 5.4 % в пакете IIIв).

Среди второстепенных и акцессорных минералов во фракции 100–50 мкм постоянно присутствуют магнетит, биотит, эпидот. В большинстве проб также присутствуют циркон, гранат, хлорит, зерна каменного угля. В некоторых пробах установлены единичные зерна пироксенов, апатита, рутила, охристые гидроокислы железа. Характерной особенностью является значительное (3-кратное) увеличение содержаний тяжелой фракции и магнетита вверх по разрезу. Так, в гравийно-галечно-песчаных отложениях пакета Ia среднее содержание магнетита составляет около 1 %, а в пакетах IIIа и IIIв оно достигает 3.1 и 1.7 % соответственно, причем в некоторых пробах из кровли пакета IIIа концентрация магнетита достигает 4.8 %. Одновременно здесь установлены наиболее высокие концентрации циркона (2.8 %) и микроугольков (11.7 %).

Во фракции 50–10 мкм вариация главных и второстепенных минералов в разрезе еще более контрастна, но в целом повторяет их распределение во фракции 100–50 мкм. Так, среднее содержание кварца возрастает от 18.8% в пакете Ia до 41.4 % в пакете IIIв. Содержание полевого шпата возрастает от 11.1 % в пакете Ia до 43.0 % в пакете IIIв. Содержание карбонатов уменьшается от 46.6 % в пакете Ia до 5.3 % в пакете IIIв. Вариации акцессорных минералов в данной фракции менее значительны, но в целом выше в 2–3 раза по сравнению с фракцией 100–50 мкм. Концентрация легкорастворимых карбонатов в некоторых пробах пакета Ia достигает 70–80 %. Карбонаты представлены как целыми зернами, так и мелкокристаллическими агрегатами, обволакивающими зерна других минералов в виде корки. При взаимодействии с 5%-м раствором HCl минералы полностью растворяются.

Источники сноса при формировании эоловых песчаных покровов

По соотношению главных минералов все исследованные образцы покровных песчаных отложений дьолкуминской свиты из обнажения Песчаная Гора являются олигомиктовыми аркозово-кварцевыми песками. Пески этой же свиты, изученные автором ранее [*Галанин и др., 2018*] в бассейне нижнего течения р. Вилюй, существенно отличаются по минералогическому составу. Так, на участке Кысыл-Сырского обнажения свита сложена мономиктовыми кварцевыми песками с

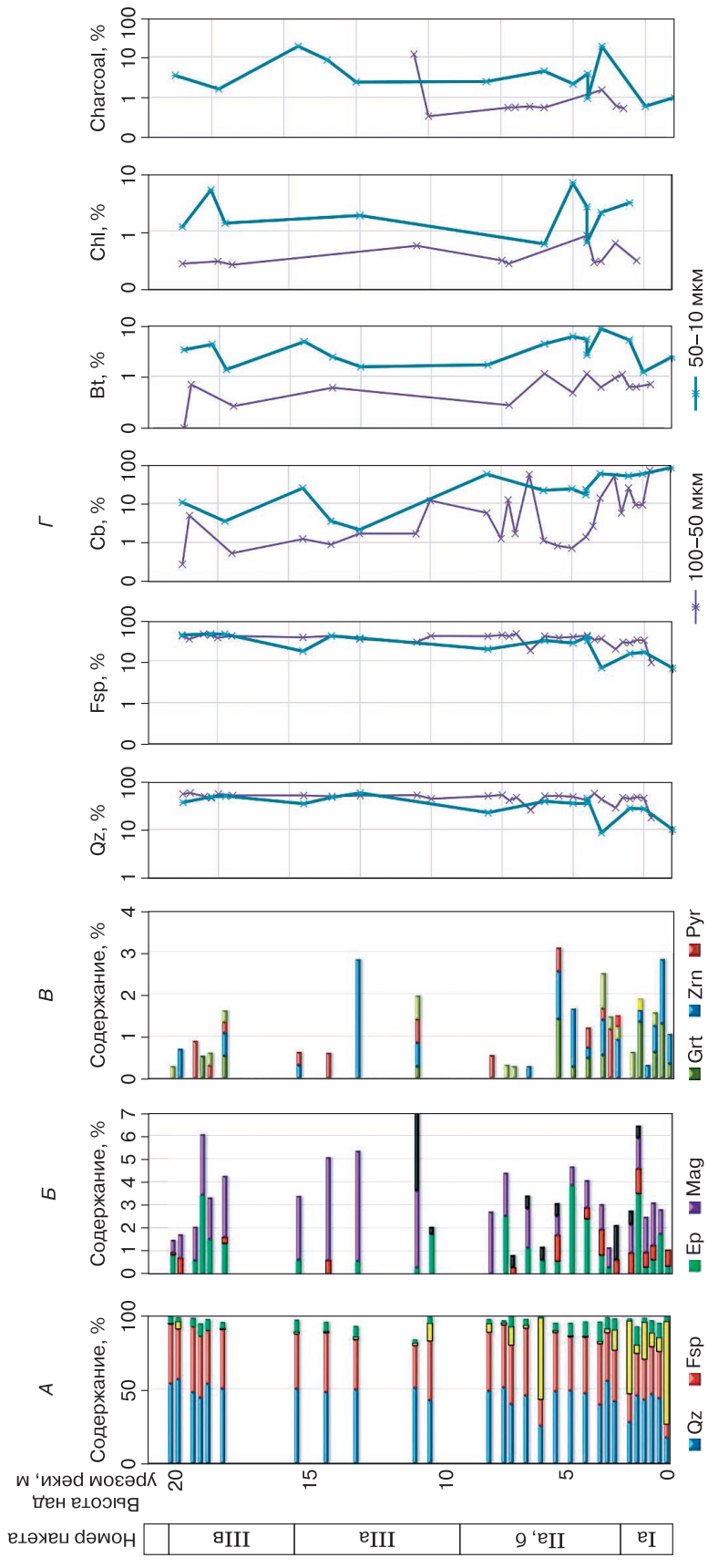

Рис. 7. Минералогический состав отложений опорного обнажения Песчаная Гора по расчистке Р-537 (среднее течение р. Лены, Восточная Сибирь).

А–В – содержание минералов во фракции 100–50 мкм (*А* – основных, *Б* – второстепенных, *В* – акцессорных); *Г* – содержание минералов во фракциях 100–50 и 50–10 мкм. Qz – кварц, Fsp – полевой шпат, Cb – карбонат, Amp – амфибол, Ep – эпидот, Bt – биотит, Mag – магнетит, Grt – гранат, Zrn – циркон, Pyr – пироксен, Chl – хлорит, Rt – рутил, Ap – апатит, Charcoal – древесный уголь.

содержанием кварца 80–95 % и небольшим количеством полевых шпатов (<9 %). Кроме того, здесь не установлено значительных концентраций магнетита, цирконов и вторичных карбонатов. В то же время содержания акцессорных минералов существенно выше, а их состав более разнообразен (гранат, эпидот, роговая обманка, пироксен, ильменит, лейкоксен, агат, халцедон и др.). Такие существенные различия можно объяснить разными источниками формирования исходного четвертичного аллювия в бассейнах Вилюя и Лены.

Действительно, установленные различия минералогического состава дьолкуминской свиты в обнажениях Песчаная Гора (среднее течение р. Лены) и Кысыл-Сырское (нижнее течение р. Вилюй) хорошо согласуются со схемой минералогического районирования Вилюйской синеклизы А.Г. Коссовской [*1962*]. Обнажение Песчаная Гора приурочено к Якутско-Синьской гранат-цирконовой подпровинции, формирование которой связано с денудацией кристаллического фундамента в пределах Алданского и Станового нагорий. Непосредственным источником четвертичных отложений (в том числе аллювия) здесь являются юрские граувакково-кварцевые песчаники с содержанием кварца 50–66 %. Их характерной особенностью является присутствие цирконов и высокие концентрации магнетита, что объясняет постоянное наличие данных минералов в отложениях Песчаной Горы.

Кысыл-Сырское обнажение приурочено к Вилюйско-Тюнгской эпидотово-ильменитово-амфиболовой минералогической провинции, источником сноса которой являются архейско-протерозойские кристаллические породы Патомского нагорья [*Коссовская, 1962*]. Непосредственными источниками четвертичного аллювия и песков дьолкуминской свиты в бассейне нижнего течения р. Вилюй являются олигомиктово-кварцевые песчаники позднего мела, слагающие протяженные участки береговых обрывов. Они слабо сцементированы и легко разрушаются, формируя обширные кварц-каолинитовые коры выветривания на пологих водоразделах. Меловые песчаники обогащены кварцем (65–80 %) и крайне обеднены тяжелыми минералами. Это хорошо объясняет высокое содержание кварца (80–95 %) и низкое содержание магнетита в отложениях дьолкуминской свиты на участке Кысыл-Сырского обнажения. Среди второстепенных минералов постоянно присутствуют эпидот, амфиболы, каолинит, опал [*Коссовская, 1962*].

Песчаные и лессово-ледовые (едомные) покровы – два деривата четвертичного аллювия

Изучению минералогического состава покровных лессово-ледовых и песчаных отложений высоких террас р. Лены посвящена работа Т.Л. Певе и А. Журно [*Pewe, Journaux, 1983*]. Авторами изучен минералогический состав 28 проб, отобранных в пределах Лено-Амгинского междуречья. Установлено, что главными компонентами как песчаных, так и лессово-ледовых покровов в Центральной Якутии являются кварц, слюда и полевой шпат, сумма которых составляет 80–90 %. Во всех образцах, кроме современного аллювия, присутствуют карбонаты кальция, содержание которых достигает 7.6 %. В тяжелой фракции преобладают амфиболы и эпидот, в небольших количествах содержатся пироксены, сфен, гранат, циркон, изредка встречаются рутил, турмалин, дистен, монацит, анатаз и др. В целом исследователи заключают, что лессово-ледовые (едомные) и песчаные покровы (дьолкуминская свита) Лено-Амгинского междуречья относятся к эоловым отложениям и являются двумя гранулометрическими дериватами – продуктами перевеивания четвертичного аллювия р. Лены [*Pewe, Journaux, 1983*].

Одним из ярких признаков эолового генезиса покровных песков является высокая концентрация магнетита и других тяжелых минералов, а также вторичных легкорастворимых карбонатов. Последние встречаются в виде карбонатно-железистых пленок (карбонатный мицелий) и именуются калькретами (calcret) [*Dijkmans et al., 1986, 1988*]. Постоянное присутствие калькрет и гидроокислов железа характерно для позднечетвертичных эоловых песков массива Кобэк на северо-западе Аляски и является важным генетическим признаком, свидетельствующим о гипераридных условиях седиментации [*Dijkmans et al., 1986, 1988*].

Перечисленные выше минералогические признаки характерны для пакетов IIб, IIв, IIIа, IIIв обнажения Песчаная Гора (см. табл. 2). В сравнении с подстилающим аллювием (пакет Iа) в них наблюдается 3-кратное увеличение содержания магнетита. Наиболее обогащен цирконом (2.8 %), магнетитом (4.8 %) и угольками (11.7 %) дефляционный горизонт (пакет IIIб) в интервале 17.0–17.4 м от уреза р. Лены, разделяющий нижний (IIIа) и верхний (IIIв) пакеты песков дьолкуминской свиты. Высокая концентрация тяжелой фракции на границе пакетов, вероятно, связана со значительным дефляционным срезом и накоплением тяжелого ветрового элювия.

Для отложений дьолкуминской свиты характерно постоянное присутствие гидроксидов трехвалентного железа (лимонит, охра), формирующих эпигенетическую полосчатость ярко-охристого цвета, что свидетельствует о хорошей аэрации и щелочных условиях седиментации. Светлый и местами охристый цвет отложений, отсутствие минералов восстановительных обстановок (вивианита) являются дополнительными критериями субаэрального происхождения отложений.

Слоистость и слойчатость покровных эоловых песков

Структура песчаных эоловых отложений формируется под влиянием множества факторов: скорость ветра, наличие и объем исходного супесчаного материала, наклон и степень увлажнения поверхности в момент седиментации, температура отложений, наличие снежного покрова, характер растительности. По мнению Р.Е. Хантера [*Hunter, 1977*] и его последователей, структура песчаных эоловых отложений кардинально отличается от других генетических типов осадков, в том числе аллювия. Структура эоловых песчаных отложений характеризуется несколькими ключевыми типами слоистости и слойчатости.

Горизонтальная слоистость (planebed stratification) и *горизонтальная слойчатость* (planebed lamination) [*Hunter, 1977; Brookfield, 2011*] формируются одновременно на участках наиболее интенсивной ветровой нагрузки. В данных условиях аккумуляция происходит очень медленно, эоловая рябь не образуется. Отложения имеют огрубленный состав и характеризуются плотной упаковкой песчаных зерен (минимальная пористость). Данный тип слоистости и слойчатости наиболее характерен для эоловых песчаных покровов небольшой мощности, пологих наветренных склонов дюн и котловин выдувания. В отложениях дьолкуминской свиты горизонтальные параллельно-слойчатые серии обычно встречаются на границах крупных перекрестных пакетов, а также вблизи кровли.

Перекрестная макрослоистость (cross-bedded stratification) [*Hunter, 1977; Brookfield, 2011*] представлена крупными пакетами мощностью от 1 до 6–10 м, отделенными друг от друга структурными несогласиями – поверхностями дефляционного среза (рис. 6, *а*, 8, *а*), именуемых зарубежными авторами *deflation lags* [*Waters et al., 1999; Brookfield, 2011; Derbyshire, Owen, 2017*]. Каждый элементарный пакет отличается по характеру и направлению наклонов кровли и подошвы, толщине элементарных слойков, амплитуде и характеру волнистости. В сущности, каждый пакет представляет собой определенный фрагмент ископаемой дюны. Пакеты формируются из-за непрерывного движения дюн, в результате чего каждая из последующих наползает и(или) частично срезает предыдущие. Разделяющие пакеты поверхности дефляции часто обогащены ветровым элювием (крупной и тяжелой фракции), иногда содержат мелкий гравий, ветрогранники, растительный детрит, угольки, кости мелких животных, остатки тонких почвенно-дерновых горизонтов. Поверхности дефляции, как правило, плоские, иногда пологонаклонные, несогласно срезают внутреннюю слоистость элементарных пакетов в их кровле и подошве.

Перекрестная мезослоистость (см. рис. 6, *б*) имеет принципиально иной механизм происхождения. В эоловых отложениях она характерна для фации подветренного осыпного склона дюны (slipface) и именуется *перекрестной слоистостью осыпания* (grain-fall cross-stratification или dune-slipfacies cross-bedding) [*Hunter, 1977; Kasse, Aalbersberg, 2019*]. Отложение данной фации происходит в результате систематического падения (скатывания) зерен песка с бровки и отложения на подветренном склоне дюны. Закрепление падающих зерен происходит путем весьма слабого сцепления с поверхностью осаждения, что приводит к формированию тонкой и рыхлой, едва заметной *слойчатости осыпания* [*Hunter, 1977; Brookfield, 2011*]. В продольном разрезе параболической дюны элементарные слойки падают под углом 35–45° в направлении ее движения.

В пределах фации подветренного склона дюн также широко распространена *слойчатость песчаных потоков* (sandflow lamination) [*Hunter, 1977; Brookfield, 2011*]. Она формируется в результате периодического гравитационного сползания небольших порций песка с бровки подветренного склона дюны, в результате чего в основании склона формируются веерообразные конусы. Перекрестная слоистость дюнных отложений, в том числе в обнажении Песчаная Гора, ошибочно интерпретируется некоторыми исследователями как косая аллювиальная слоистость [*Большиянов и др., 2016; Правкин и др., 2018*]. Кроме множества прочих различий, перекрестная слоистость дюнных отложений имеет более крупные размеры, сопоставимые с размерами элементарных параболических дюн, высота которых в Центральной Якутии в среднем варьирует от 4 до 8 м.

Волнистая слоистость (wavy bedding) широко распространена в отложениях дьолкуминской свиты и формируется путем захоронения мигрирующей по поверхности эоловой ряби на границе эоловых пакетов. Длина волн обычно варьирует от 20–30 см до 1–2 м, высота – от 2–3 до 5–15 см. Признаком эолового генезиса ряби является ее распространение не только на пологих, но и на наклонных участках дюн, в то время как водная рябь приурочена лишь к горизонтальным участкам и ограничена высотой зеркала водоема. Кроме того, отношение длины волны к высоте у водной ряби (равное 15) всегда выше, чем у эоловой (9) [*Brookfield, 2011*]. Текстура волнисто-слоистых дюнных отложений наиболее часто представлена *волнистой перекрестной слойчатостью* (ripple foreset cross-lamination) и *волнистой слойчатостью* (ripple-form lamination) [*Hunter, 1977*].

Трансляционная слоистость восходящей ряби – специфическая генетическая группа структур, характерных исключительно для дюнных фаций эоловых отложений [*Hunter, 1977; Brookfield, 2011*]. Данная структура, именуемая также псев-

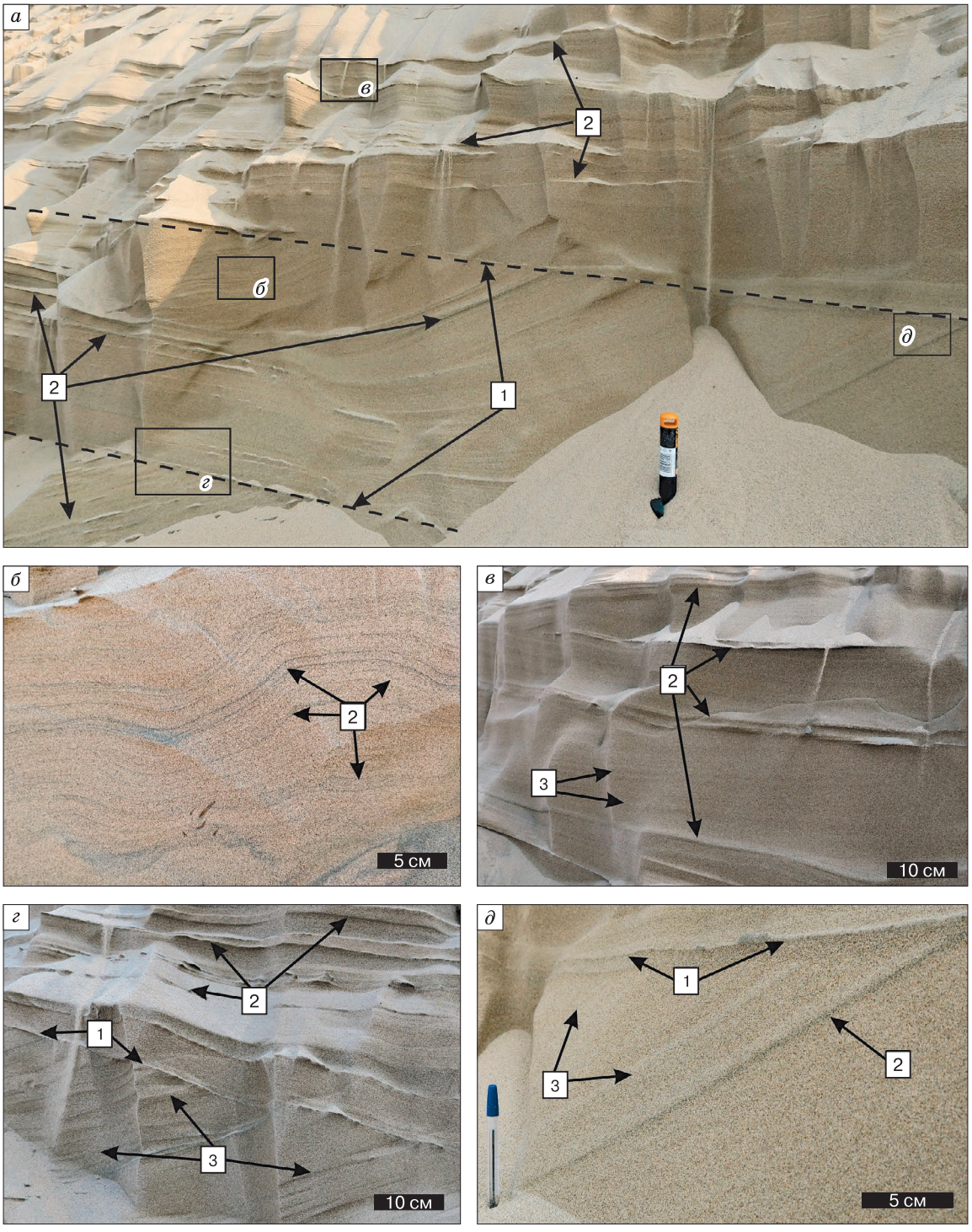

Рис. 8. Перекрестная структура и трансляционная слойчатость восходящей ряби в дюнных отложениях дьолкуминской свиты (Усть-Буотамское обнажение 75–100-метровой (бестяхской) террасы р. Лены, нижняя часть).

а – общий вид пакета с ярко выраженной перекрестной структурой и трансляционной слойчастостью восходящей ряби; *б–д* – увеличенные фрагменты отдельных серий с разными геометрическими характеристиками (углами наклона) слоистости и слойчатости. 1 – резкие дефляционные границы между песчаными сериями; 2 – трансляционные прослойки (псевдослоистость), сложенные зернами магнетита; 3 – элементарные слойки трансляционной слойчатости восходящей ряби. Фото А.А. Галанина, август 2020 г.

дослоистостью, формируется в процессе весьма интенсивной эоловой аккумуляции на пологих, преимущественно наветренных склонах дюн, покрытых эоловой рябью (рис. 9).

Миграция ветровой ряби по наклонной поверхности седиментации происходит путем навеивания тонких параллельных слойков на подветренных микросклонах. Это приводит к формированию *слойчатости восходящей ряби* (climbing ripple lamination), элементарные слойки которой параллельны друг другу и наклонены в направлении эолового переноса. Толщина слойков, как правило, не превышает 0.5–3.0 мм, угол падения варьирует от 2–3 до 10–15°. Данный тип слойчатости практически неразличим на влажных стенках обнажений и проявляется при их естественном высыхании (см. рис. 8, *в–д*).

При поступлении достаточного количества песчаного материала и не слишком высокой ветровой нагрузке, в ходе движения ряби поверхность седиментации непрерывно смещается вверх, что приводит к формированию тонких трансляционных прослоев, или псевдослоистости [*Hunter, 1977*]. Ее кардинальное отличие от обычной слоистости состоит в том, что трансляционные прослои не являются поверхностями седиментации, а направлены к ней под некоторым углом.

Формирование всех трансляционных прослоев в элементарной песчаной серии происходит одновременно и связано с накоплением тяжелых минералов на гребешках эоловой ряби. Поэтому трансляционные прослои обычно состоят из магнетита и резко выделяются на фоне вмещающего их светлого кварцевого песка (см. рис. 8, *д*).

Трансляционные прослои хорошо заметны в разрезах, в то время как слойчатость самой ряби, сложенная минералогически и гранулометрически однородными элементарными слойками, плохо различима. Необходимо иметь в виду, что азимуты и углы падения трансляционных прослоев и слойчатости противоположны друг другу. Первая падает навстречу ветру, а вторая – по направлению ветра.

Идентификация трансляционной слойчатости восходящей ряби и оценка ее геометрии имеют определяющее значение при анализе фациального состава и генезиса отложений, реконструкции направления эоловой транспортировки материала. Контрастные и заметные трансляционные прослойки (псевдослоистость), широко представленные в некоторых пакетах песков дьолкуминской свиты, многими исследователями интерпретировались как обычная аллювиальная слоистость [*Карта..., 1959; Карта..., 1983; Геокриология..., 1989; Большиянов и др., 2016; Спектор и др., 2016, 2017; Поморцев и др., 2017; Правкин и др., 2018*], что привело к неправильному пониманию как общей структуры отложений, так и их фациальной принадлежности. Таксономия и механизмы формирования трансляционной слоистости и слойчатости восходящей ряби подробно рассмотрены во многих зарубежных работах [*Hunter, 1977; Brookfield, 2011; Fenton et al., 2013*].

Адгезионная слоистость и слойчатость формируются в результате прилипания эоловых частиц к влажным поверхностям [*Kasse, 2002; Zieliński et al., 2015; Kasse, Aalbersberg, 2019*]. Их характерным признаком являются контрастные и хорошо заметные систематические тонкие извилистые прослои темной пыли, осаждающиеся на поверхности дюн в период их влажного состояния и отсутствия дефляции. Широкое распространение адгезионных структур в песчаных отложениях свидетельствует о значительных колебаниях увлажнения в ходе осадконакопления. На характер увлажнения поверхности седиментации влияют

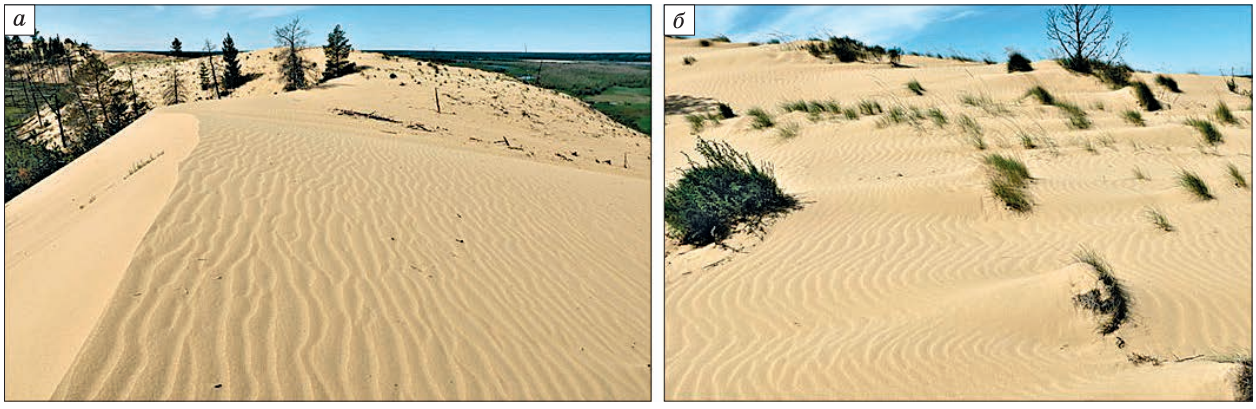

Рис. 9. Восходящая эоловая рябь на некоторых элементах современного дюнного рельефа в бассейне нижнего течения р. Вилюй (Центральная Якутия).

а – наклонный наветренный склон вблизи бровки параболической дюны; *б* – на субгоризонтальной поверхности, частично закрепленной кочками злаков. Фото А.А. Галанина, июль 2019 г.

частота и количество атмосферных осадков, экспозиция, глубина залегания мерзлотного водоупора, высота речных паводков и др.

Для удобства фациального анализа эоловых отложений К. Кассе и Ж. Алберсберг [*Kasse, 2002; Kasse, Aalbersberg, 2019*] предложили разделять все типы седиментационных эоловых структур на две генетические группы. Первая включает структуры, формирующиеся при эоловом осаждении частиц на сухую поверхность седиментации (dry aeolian lamination). К таким структурам относится слойчатость осыпания подветренного склона дюн, некоторые типы трансляционной слойчатости восходящей ряби и др. [*Kasse, Aalbersberg, 2019*]. Вторая группа структур связана с осаждением эоловых частиц на влажные и мокрые поверхности (wet aeolian lamination). Она включает разные типы адгезионной слойчатости, в том числе *параллельную* (planebed), *извилистую* (crinkly), *волнистую* (ripple) и др. [*Kasse, Aalbersberg, 2019*].

Сезонная динамика увлажнения приводит к пульсации эоловых процессов и формированию множества микрофациальных обстановок, которые проявляются в большом разнообразии седиментационных структур. Так, высыхание наветренных склонов дюн происходит всегда раньше подветренных. Поэтому, когда первые начинают уже активно перевеиваться, вторые остаются некоторое время во влажном состоянии. В таких случаях формируются полигенетические типы структуры, например, *адгезионная слойчатость осыпания* (adhesion grain-fall lamination) и др. [*Kasse, Aalbersberg, 2019*].

Адгезионные структуры в большом количестве установлены в позднечетвертичных эоловых и аллювиально-эоловых отложениях Восточной Европы (Европейский песчаный пояс), формирование которых связывается с крайне неустойчивым специфическим режимом рек перигляциальной зоны и сингенетической эоловой переработкой аллювиальных отложений [*Kasse, 2002; Zieliński et al., 2015; Kasse, Aalbersberg, 2019*]. Отмечается, что на протяжении криохронов в условиях слабого речного стока и переизбытка тонкодисперсных наносов, отсутствия в долинах древесной растительности, русла водотоков были крайне непостоянными и непрерывно ветвились. На протяжении продолжительных меженных периодов русловый и пойменный аллювий подвергался интенсивной эоловой переработке.

Недавно установлено широкое распространение аллювиально-эоловых отложений, содержащих погребенные почвенные горизонты бёллинг–аллерёда (14–12.2 тыс. л.н.) в Западной Сибири [*Зыкина и др., 2017; Konstantinov et al., 2019*]. Примечательно, что данные почвенные горизонты, являющиеся региональными стратиграфическими маркерами, перекрыты дюнными отложениями позднего дриаса.

Сезонная и многолетняя циклическая слоистость дюнных отложений связана с существенными различиями в скорости и механизме эоловой седиментации в теплое и холодное время года, сезонными и квазипериодическими климатическими процессами. К ним относятся сезонное промерзание–оттаивание поверхности дюн, снежный покров, перелетовывающие снежники, подтопление междюнных понижений в результате колебаний уровня надмерзлотных вод, кратковременное закрепление отдельных элементов эолового рельефа растительностью.

В разрезах дюнных отложений цикличность эолового осадконакопления проявляется в чередовании песчаных серий с различными наборами характерных типов слоистости и слойчатости. Среди них необходимо отметить специфические типы криогенно-эоловой и нивейно-эоловой слоистости, характерные для дюнных отложений холодных регионов.

Криогенно-эоловая сезонная слоистость впервые охарактеризована в пределах крупнейшего дюнного массива Кобэк (северо-западная Аляска) Е.А. Костером и Дж.В. Дийкмансом [*Koster, Dijkmans, 1988*]. В результате круглогодичных наблюдений за характером эоловой седиментации установлено, что в начале зимнего периода происходит смерзание поверхности дюн, образование снежного покрова и практически полное прекращение дефляции и аккумуляции. На протяжении зимнего периода интенсивное перераспределение снежного покрова и его частичная сублимация приводят к оголению значительных участков дюн. Прилипающая и примерзающая атмосферная пыль осаждается на поверхность дюн в виде тонкой пылеватой прослойки.

В летний период поверхность дюн оттаивает, активизируется перевеивание и происходит накопление нового слоя песка. Данный процесс повторяется из года в год и приводит к формированию специфической годичной цикличности, которую целесообразно именовать криогенно-эоловой слоистостью [*Koster, Dijkmans, 1988*]. Морфологически сходные типы циклической слоистости отмечены в песчаных дюнах Средней Азии в работах А.Ф. Ивченко (цит. по: [*Ботвинкина, 1962*]).

На специфические условия эоловой седиментации в холодных регионах (Печорская низменность) указано в работе Н.А. Кулика [*1928*]. Автор отмечает, что в отличие от пустынь низких и умеренных широт здесь существует специфический механизм криогенного закрепления дюнных массивов путем их сингенетического промерзания и восходящего движения подошвы СТС одновременно с эоловой аккумуляцией.

В разрезах дьолкуминской свиты тонкие (0.5–1.0 мм) систематические кольматационные пленки темной пыли встречаются весьма часто (рис. 10, *а*, *г*) и сходны с описанием криогенно-эоловой слоистости массива Кобэк [*Koster, Dijkmans, 1988*]. Они также сходны с трансляционной псевдослоистостью, но в отличие от последней сложены не тяжелой (магнетит), а тонкой и легкой (пылеватой) фракцией и часто содержат примесь мелких растительных остатков, семян растений и микроуголькoв. Минералогический анализ показывает, что пыль, слагающая данные пленки, насыщена гидрокарбонатами и гидроокислами железа. Вблизи дневной поверхности пленки постепенно окисляются и приобретают яркий охристый цвет.

Пленки ровные, четкие, но гораздо менее выдержанные и в отличие от трансляционной слоистости часто ветвятся. Расстояние между соседними пленками определяет шаг годичной слоистости дюнных песков, который изменяется от нескольких миллиметров до 10–15 см и более. Совокупность пленок, разделяющих широкие светлые слои, напоминает годичные древесные кольца.

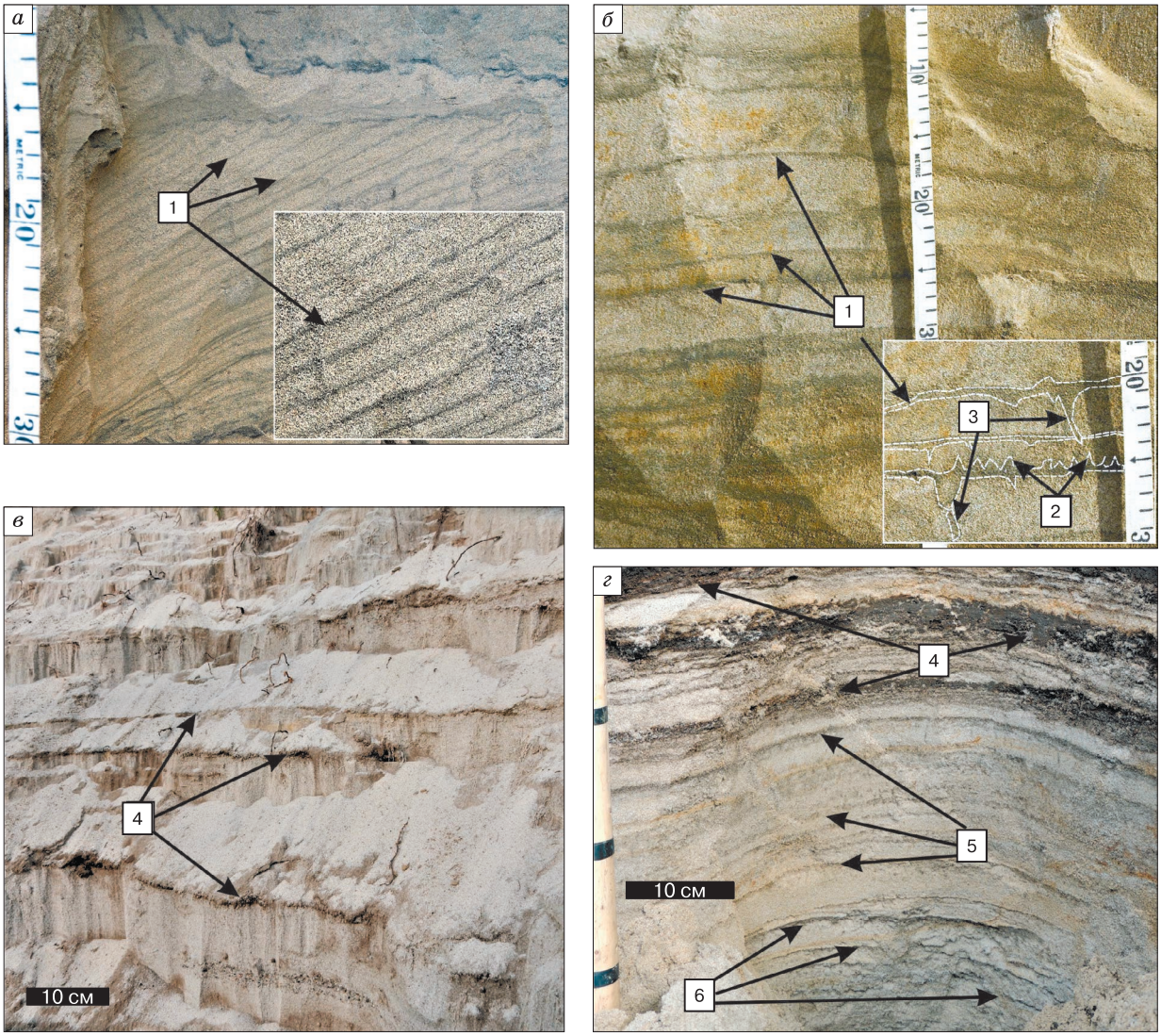

Рис. 10. Некоторые типы циклической слоистости покровных песков дьолкуминской свиты в опорных обнажениях Центральной Якутии.

а – наклонная криогенно-эоловая; *б* – пологоволнистая нивейно-эоловая; *в* – биогенная; *г* – первичная криогенно-эоловая и биогенная. 1 – инверсионные денивационные илистые прослойки; 2 – вертикальные инверсионные клинышки и апофизы; 3 – воронки вертикального дренажа талых вод; 4 – дерново-гумусовые прослойки (палеопочвы); 5 – денивационные кольматационные прослойки; 6 – сингенетические шлиры и прослойки ископаемых осадочно-метаморфических льдов. Фото А.А. Галанина, 2015–2019 гг.

В целом по механизму формирования криогенно-эоловая слоистость родственна адгезионной слоистости. Различие состоит в том, что первая формируется в холодное время года, когда поверхность дюн находится в мерзлом состоянии, а осаждение пылеватых частиц происходит путем их примерзания к поверхности осаждения. Вторая формируется в теплый период, когда поверхность дюн талая, осаждение происходит путем прилипания частиц к влажной поверхности.

Нивейно-эоловая сезонная слоистость является важным диагностическим признаком эоловых отложений холодных регионов. Ее формирование связано с захоронением в дюнных песках фрагментов зимнего снежного покрова и его последующей перекристаллизацией в тонкие горизонтальные шлиры осадочно-метаморфического льда [*Dijkmans et al., 1986, 1988; Koster, Dijkmans, 1988; Brookfield, 2011; Dinwiddie et al., 2012*].

Современные нивейно-эоловые образования, сложенные тонким переслаиванием песков, супесей и фирна (суммарная льдистость 40–50 %), были установлены в дюнах сухой долины Виктории в Антарктиде [*Cailleux, 1974; Calkin, Rutford, 1974; Ayling, McGowan, 2006*]. Мощность отдельных прослоев фирна варьирует от 1 мм до 4–6 см, некоторые достигают толщины 10 см и более. Систематическое захоронение снежного покрова в песчаных дюнных отложениях происходит здесь в условиях низких летних температур (около нуля и ниже) в результате сингенетического промерзания отложений и непрерывного движения вверх подошвы СТС. Погребенные в дюнных песках слои снежного покрова впоследствии уплотняются и превращаются в шлиры грунтового льда, залегающие горизонтально либо наклонно, но параллельно поверхностям седиментации.

В более умеренных климатах первичные нивейно-эоловые структуры редко наблюдаются в разрезах, поскольку сезонный снежный покров, в том числе и погребенные снежники, успевает полностью стаять в течение теплого времени года. В результате деградации мерзлоты первичные нивейно-эоловые отложения оттаивают, приводя к формированию специфических денивационных структур.

Денивационные структуры формируются в результате оттаивания сезонного снежного покрова. Аккумулированная в них атмосферная пыль, песок и мелкий органический детрит откладываются на поверхности дюн в виде тонкого (0.5–4.0 мм) извилистого инверсионного наилка темного цвета, именуемого денивационным прослоем [*Dijkmans et al., 1988; Dinwiddie et al., 2012*].

К денивационным структурам относят также специфические типы слоистости, связанные с оттаиванием древних нивейно-эоловых отложений, содержащих прослои и шлиры ископаемых льдов осадочно-метаморфического генезиса. Денивационные структуры представлены извилистыми прослойками ила с характерными вертикальными клиновидными апофизами, клинышками и протуберанцами, воронками вертикальной фильтрации талых вод и др. Оттаивание нивейно-эоловых отложений с высоким содержанием льда нередко сопровождается сложной микроскладчатостью, микропросадками, разрывами и другими видами деформаций [*Dijkmans et al., 1988*].

На дюнном массиве Кобэк (северо-западная Аляска) Дж.В. Дийкманс с соавт. [*Dijkmans et al., 1988*] наблюдали талые снеговые и летние дождевые воды, стекающие внутрь замкнутых междюнных понижений и формирующие микроделювиальные, микропролювиальные фации, а также внутренние микродельты, сложенные тонкими слоями денивационного наилка. Из-за высокой гигроскопичности и плохой проницаемости денивационные прослои затрудняют дренаж талых и дождевых вод, что приводит к аградации мерзлоты, повышению мерзлотного водоупора и еще большему сезонному подтоплению междюнных понижений. Денивационная слоистость широко представлена в отложениях дьолкуминской свиты во многих обнажениях Центральной Якутии (см. рис. 10, *б*, *г*).

В конечном счете промерзание днищ междюнных котловин и увеличение количества атмосферных осадков на рубеже неоплейстоцена и голоцена привело к формированию множества замкнутых эфемерных водоемов, в которых накапливались сначала эолово-озерные, а затем болотные отложения. Подобные образования широко распространены в кровле дьолкуминской свиты и установлены в верхней части обнажения Песчаная Гора (пакет IV). Они формировались в первую половину голоцена на начальных стадиях закрепления позднедриасовых дюн кердемской и бестяхской террас р. Лены.

О широком распространении нивейно-эоловых и денивационных структур в эоловых отложениях последнего криохрона (МИС-2) в пределах перигляциального Европейского песчаного пояса свидетельствуют многие исследователи [*Kasse, 2002; Zieliński et al., 2015; Kasse, Aalbersberg, 2019*]. Аналогичные структуры установлены в эоловых песчаных покровах в пределах криолитозоны Северной Америки [*Koster, Dijkmans, 1988; Ayling, McGowan, 2006; Dinwiddie et al., 2012*].

Биогенно-эоловая циклическая слоистость встречается в некоторых обнажениях дьолкуминской свиты. Она образована систематическим чередованием тонких параллельных дерново-суглинистых прослоев толщиной 3–5 мм и слоев отбеленного кварцевого песка толщиной от 2–3 до 10–15 см. Формирование слоистости связано с непродолжительными эпизодами закрепления от-

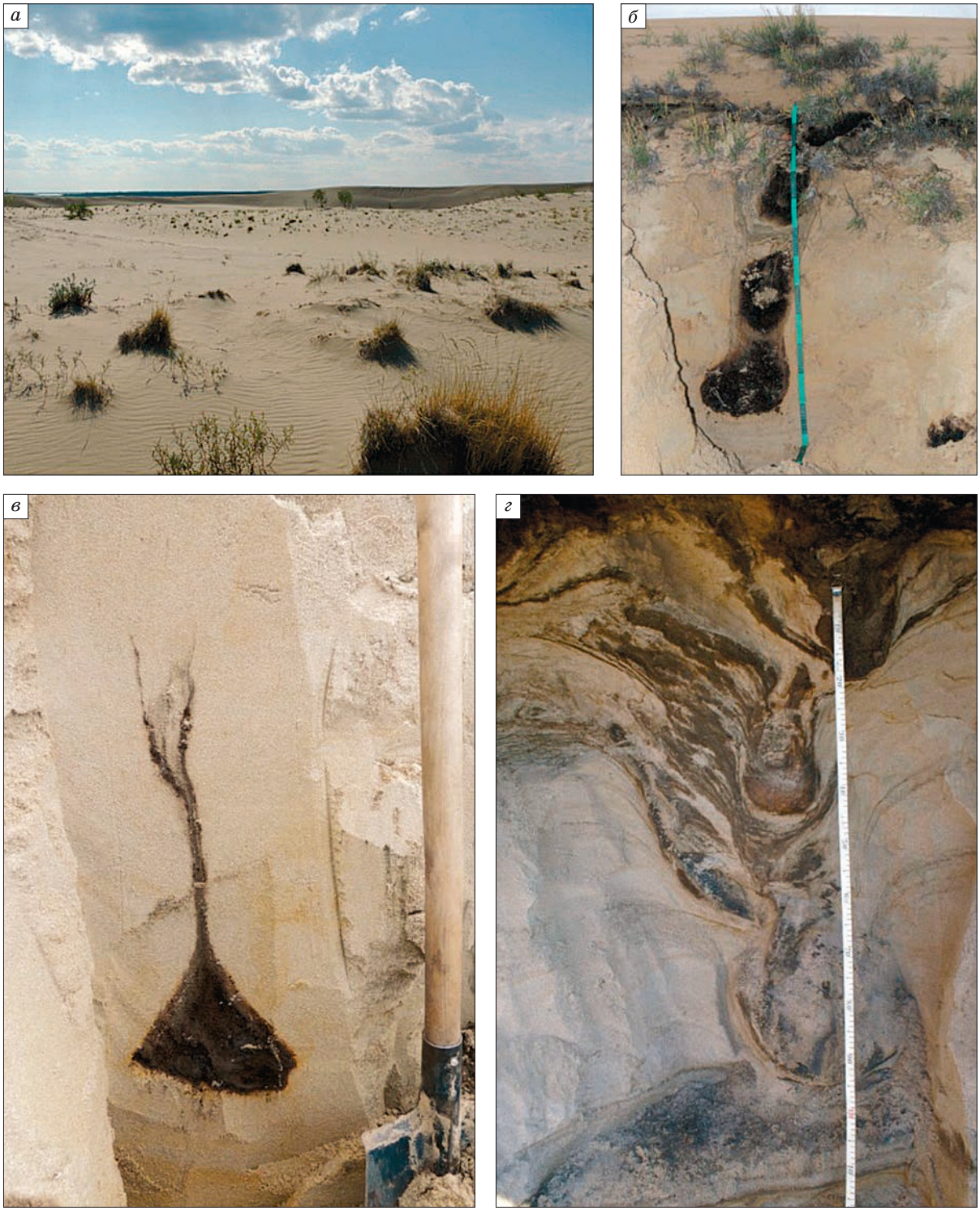

Рис. 11. Голоценовые биогенно-эоловые гумусовые жилы и желваки в дюнных отложениях дьолкуминской свиты (Кысыл-Сырское обнажение в бассейне нижнего течения р. Вилюй).

а – стадия куртинного закрепления дюн травянистыми кочками; *б* – "мигрирующие" гумусовые желваки под современной кочкой; *в* – полностью гумифицированная травянистая кочка в дюнных песках; *г* – льдистая гумусово-песчаная жила в морозных дюнных песках. Фото А.А. Галанина, июль 2015 г.

дельных участков дюн травянистой растительностью. На отдельных участках распространения дьолкуминской свиты, особенно вблизи ее кровли, можно наблюдать пакеты, насчитывающие десятки дерновых слойков (см. рис. 10, *в*, *г*) и включающие погребенные травянистые кочки.

Биогенно-эоловые гумусовые жилы и желваки широко распространены вблизи кровли дьолкуминской свиты и достигают 1.5–2.0 м в ширину и 0.5–1.5 м в толщину (рис. 11). Данные жилы образуются на стадии затухания эоловой активности, когда на поверхности дюн формируется куртинный травянистый покров в виде плотных осоково-злаковых кочек. Непрерывное накопление новых слоев песка приводит к повышению поверхности дюн и угнетает боковой рост кочек, в результате чего они непрерывно растут вверх (см. рис. 11, *б*). Травянистый органический материал кочек быстро разлагается, приводя к формированию изолированных интенсивно гумусированных пятен, желваков и разнообразной формы жил. На более увлажненных участках из-за высокой гигроскопичности гумусовые жилы начинают интенсивно промерзать с образованием массивных ледово-грунтовых жил (см. рис. 11, *г*).

Криогенные структуры и текстуры в дюнных отложениях дьолкуминской свиты характеризуются значительным разнообразием, но не достигают больших масштабов в сравнении с ледово-лессовыми покровами едомной свиты. Содержание цементирующего порового льда варьирует от 5 до 30 % [*Галанин и др., 2018*]. В крайне недонасыщенных водой морозных песках наиболее распространены "сублимационные" криотекстуры, представленные изморозью на контактах зерен, тонкими ледяными пленками и шлирами. Вблизи подошвы свиты часто наблюдаются массивные криотекстуры, формирование которых связано с промерзанием зон вертикальной и горизонтальной инфильтрации грунтовых вод.

М.С. Иванов [*1984*] указывает, что в пределах обнажения Песчаная Гора им обнаружены прослои, шлиры и залежи ископаемых льдов мощностью от нескольких миллиметров до 3–4 м. Наибольшее количество грунтовых льдов сосредоточено в фациях с наклонной слоистостью. Ориентация ледяных прослоев повторяет слоистость вмещающих дюнных отложений, из чего можно предположить осадочно-метаморфическое происхождение данных льдов путем рекристаллизации погребенных снежников.

На присутствие ископаемых пластовых льдов фирнового происхождения в отложениях едомной свиты Лено-Амгинского междуречья указывают также В.Б. Спектор с соавт. [*2011*]. Основными признаками их формирования, по мнению авторов, является пластовый характер залегания, тонкая горизонтальная и волнистая слоистость, легкий изотопный состав ($\delta^{18}O = -(30.8 \pm 0.9)$ ‰; $D = -(227.9 \pm 6.9)$ ‰), а также присутствие значительного количества пыльцы криофитной травянистой растительности.

Полигональные песчаные клинья и псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам, как правило, приурочены к погребенным почвенным горизонтам в подошве и кровле дьолкуминской свиты, а также к погребенным почвам бёллинг–аллерёда. Эти образования имеют эпигенетическое происхождение и связаны с эпизодами закрепления дюн почвенно-растительным покровом, интенсивным промерзанием и повышением мерзлотного водоупора. Вместе с клиньями в тех же горизонтах нередко наблюдаются следы процессов криотурбации в виде микроскладчатости.

Фациальный состав и возраст обнажения Песчаная Гора

Наиболее древними образованиями являются галечно-гравийно-песчаные отложения бестяхской свиты (пакеты Iа, Iб), залегающие в самом основании кердемской 25-метровой террасы и отнесенные предшественниками к "перигляциальному аллювию" среднего неоплейстоцена ($bs\ Q_{II}$) [*Алексеев и др., 1990; Камалетдинов, Минюк, 1991*]. Абсолютных датировок бестяхской свиты пока не имеется. Обратная намагниченность свиты, установленная в обнажении Песчаная Гора, была сопоставлена с магнитохроном Матуяма, верхняя граница которого 780 тыс. л.н. [*Камалетдинов, Минюк, 1991; Минюк, 2004*]. В то же время возраст аллювия в основании разреза Песчаная Гора может быть сопоставлен с магнитными экскурсами Блейк или Сероглазка (100 и 120 тыс. л.н.). Тем более что данные события уже были идентифицированы в разрезах некоторых террас Центральной Якутии [*Минюк, 2004*].

Выше бестяхской свиты автором настоящей статьи установлена маломощная пачка песков (пакет II), вероятно, отнесенная предшественниками к "перигляциальному аллювию" мавринской свиты ($mv\ Q_{II-III}$) среднепозднеплейстоценового возраста [*Алексеев и др., 1990; Камалетдинов, Минюк, 1991; Спектор и др., 2017*].

В силу значительной структурной неоднородности для удобства изучения пакет II был разделен на четыре условных пакета (IIа–IIг), существенно различающихся особенностями седиментационной слоистости и слойчатости. Нижний пакет IIа имеет явные признаки аллювиального происхождения, представленные косослойчатыми сериями подводных дюн и перекатов.

Вышезалегающий пакет IIб сложен преимущественно структурами влажного эолового осаждения – волнистыми адгезионными типами слоистости и слойчатости, а также нивейно-эоловыми и денивационными структурами. Данный фациаль-

ный набор характерен для обширных прирусловых отмелей, песчаных кос и низких пойм с весьма разреженным травянисто-кустарничковым покровом, редко и непродолжительно затопляемых во время весеннего снеготаяния. В кровле пакета IIб (на глубине 20 м от бровки террасы и 5 м выше уреза р. Лены) получена дата 22 100–19 600 калиб. л.н. (ИМ-759) [*Алексеев и др., 1990*], свидетельствующая о формировании отложений во время термического минимума МИС-2.

Пакет IIв содержит структуры сухого эолового осаждения, представленные трансляционной слоистостью и слойчатостью восходящей ряби, а также дефляционными горизонтами с мелким гравием и фрагментами слаборазвитых палеопочв. Возраст последних (пакет IIг) охарактеризован двумя датами: на глубине 15 м – 18 390–16 700 калиб. л.н. (ИМ-901) [*Камалетдинов, Минюк, 1991*], на глубине 14 м – 18 330–15 680 калиб. л.н. (ИМ-760) [*Алексеев и др., 1990*].

В целом стратиграфическая последовательность фаций пакетов IIа–IIв свидетельствует о непрерывном снижении количества атмосферных осадков, уменьшении речного стока и нарастании активности эоловых процессов в первую половину МИС-2.

Широкое распространение дефляционных горизонтов в пакете IIв и тонких горизонтальных прослоев палеопочв (пакет IIг) указывает на то, что долина Лены в этот период представляла собой протяженную дефляционную котловину, материал из которой выносился ветром в юго-восточном направлении и частично отлагался в пределах кердемской террасы. Днище долины Палеолены в данный период, вероятно, представляло собой холодную песчано-гравийную полупустыню, частично закрепленную куртинами травянисто-кустарничковой растительности. Об интенсивном промерзании отложений в условиях крайней обезвоженности свидетельствуют полигональные песчаные клинья. Сток Палеолены и объем ежегодных речных наносов в данный период были крайне незначительными.

Отложения пакета IIIа резко отличаются от нижележащих отложений. Здесь преобладают структуры быстрой аккумуляции в сухих условиях эолового осаждения, сложенные фациями пологих наветренных и крутых подветренных склонов и гребней дюн. Первые представлены трансляционной слоистостью восходящей эоловой ряби, вторые – крутонаклонными структурами осыпания подветренного склона дюн. Элементы залегания отложений свидетельствуют об эоловом переносе в юго-восточном направлении, противоположно современному течению р. Лены.

В 11 м ниже бровки террасы (14 м от уреза Лены) из фрагмента палеопочвы (пакет IIIб) получена дата 14 070–13 400 калиб. л.н. (ГИН-2461) [*Камалетдинов, Минюк, 1991*], что соответствует потеплению бёллинг–аллерёда. В связи с этим можно предположить, что формирование пакета IIIа происходило в интервале 17–14 тыс. л.н. Днище долины в данный период было сложено незакрепленными параболическими и копьевидными дюнами юго-восточной ориентировки. Отсутствие адгезионных, нивейно-эоловых и денивационных структур в пакете IIIа свидетельствует об экстрааридных условиях, крайне низком количестве атмосферных осадков, отсутствии снежного покрова или весьма незначительной его роли. Вместе с тем затухание дефляции и возрастание скорости эолового накопления в пределах кердемской террасы и Центральной Якутии косвенно свидетельствуют о поступлении новых эоловых наносов и увеличении речного стока в интервале 15–14 тыс л.н. Увеличение стока и объема речных наносов может быть связано с началом деградации последнего горного оледенения в бассейне Палеолены.

Пакет IIIв, перекрывающий палеопочву бёллинг–аллерёда, в фациальном отношении близок к пакету IIIа. Здесь преобладают структуры быстрого сухого эолового осаждения (трансляционная слойчатость восходящей эоловой ряби, слойчатость осыпания). В верхней части пакета распространяются горизонтальный и волнистый типы эоловой слоистости, появляется биогенная слоистость в виде ярусов тонких дерновых прослоев. Вблизи понижений кровли пакета появляются адгезионные и нивейно-эоловые типы слоистости и денивационные структуры, что свидетельствует о возрастании роли снежного покрова. Формирование пакета IIIв связано с последним пульсом глобального похолодания позднего дриаса, отчетливо реконструируемого во всех поздненеоплейстоценовых эоловых покровах Северной Евразии [*Зыкина и др., 2017; Kasse, 2002; Zieliński et al., 2015; Kasse, Aalbersberg, 2019; Konstantinov et al., 2019*].

Отложения пакета IV выполняют пологое понижение в кровле дьолкуминской свиты, заполненное озерными и болотными отложениями. В нижней части (пакет IVа) представлены фации небольшого водоема, возникшего в замкнутой междюнной котловине на рубеже неоплейстоцена и голоцена. О периодическом осушении озера свидетельствует контрастное чередование сизоватых озерных пылеватых супесей и хорошо сортированных белых эоловых песков (пакет IVб). Очевидно, озеро существовало на данном участке очень непродолжительное время и быстро заполнилось осадками, обильно поступавшими с близлежащих незакрепленных дюн.

В раннем голоцене на месте озера возникло торфяное болото (пакет IVв), просуществовавшее до середины голоцена. О возрасте торфяника свидетельствует несколько радиоуглеродных дат. На

глубине 2.4 м от поверхности (пакет IVв) была получена дата 8990–8600 калиб. л.н. (ГИН-2462) [*Алексеев и др., 1990*]. Автором настоящей статьи для пакета IVв получено еще четыре даты с глубины 2.5, 2.0, 1.5 и 1.0 м: 9890–8580 калиб. л.н. (MPI-121), 8060–6720 (MPI-118), 12 030–9890 (MPI-119) и 7860–6650 калиб. л.н. (MPI-120) соответственно. Полученные даты имеют некоторую инверсию, но определенно указывают на быстрое накопление торфяника на протяжении первой половины голоцена в интервале 10–6 тыс. л.н.

В кровле озерных отложений и подошве торфяника автором установлено множество раковин пресноводных моллюсков и остракод размером от 1 до 4 мм. По данным В.А. Камалетдинова и П.С. Минюка [*1991*], они представлены набором видов, широко распространенных в современных мелких солоноватых озерах Центральной Якутии.

Необходимо отметить, что в нижних слоях торфяника присутствуют систематические прослои хорошо отвеянного белого кварцевого песка, а в верхних они полностью отсутствуют. Это свидетельствует о том, что в начальный период формирования данный и другие подобные торфяники представляли собой небольшие оазисы озерно-болотной растительности в пределах обширного поля незакрепленных U-образных дюн кердемской террасы. Полное закрепление последних, очевидно, завершилось к началу бореального оптимума голоцена, поскольку в средней и верхней частях торфяника какие-либо минеральные прослои отсутствуют.

Спорово-пыльцевой и палеонтологический составы эоловых песчаных покровов Центральной Якутии

Спорово-пыльцевой состав дьолкуминской свиты известен на основе единичных проб и весьма беден. По данным В.В. Спектора с соавт. [*2017*], в обнажении Песчаная Гора споры и пыльца представлены преимущественно травянистыми таксонами и содержат значительное количество минерализованных, механически поврежденных и переотложенных зерен. Пыльцевой состав свидетельствует о формировании дьолкуминской свиты в условиях прерывистого почвенно-растительного покрова обедненных степей, где доминировали ксерофитные таксоны – полыни, злаки, осоки, гвоздичные и маревые (Artemisia, Cyperaceae, Asteraceae, Chenopodiaceae, Poaceae, Ranunculaceae, Fabaceae, Brassicaceae). Небольшое присутствие пыльцы деревьев, кустарников и кустарничков (*Pinus*, *Larix*, *Betula*, *Alnaster*, *Ericales*, *Selaginella* sp.), а также спор мхов (*Sphagnum*) и водорослей (*Botryococcus*) свидетельствует о мозаичном ландшафте, в котором сохранялись небольшие водоемы и, возможно, оазисы древесно-кустарниковой растительности.

Сходные пыльцевые спектры установлены для разрезов дьолкуминской свиты в 45-метровой (бестяхской) террасе р. Лены около пос. Нижний Бестях [*Правкин и др., 2018*] в 120 км к югу от Песчаной Горы, в 12-метровой террасе р. Суола (правого притока Лены) [*Potapova et al., 2016*], а также 35-метровой террасы р. Вилюй [*Павлова и др., 2017; Галанин, Павлова, 2019*]. Дополнительной особенностью свиты является обилие спор *Glomus* и *Sordaria*, обитающих на экскрементах крупных травоядных и характерных для сухих ландшафтов с несомкнутым почвенно-растительным покровом [*Potapova et al., 2016*].

Палеонтологический состав дьолкуминской свиты может быть охарактеризован на примере обнажений Сулар-Мыран (62°33.54′ с.ш., 129°59.49′ в.д.) на правобережье р. Лены в 20 км ниже мыса Кангаласский, а также в Мегинском местонахождении мамонтовой фауны в береговом обрыве 12-метровой террасы р. Суола (62°05.14′ с.ш., 130°11.18′ в.д.), расположенных в пределах распространения дюнных покровов дьолкуминской свиты (см. рис. 4). В обнажении Сулар-Мыран (кердемская терраса р. Лены) установлены остатки *Mammuthus primigenius*, *Bison priscus*, *Coelodonta antiquitatis*, *Equus lenensis*, *Saiga tatarica* [*Спектор и др., 2017*]. Для кости шерстистого носорога получена радиоуглеродная дата 23 790–21 860 калиб. л.н. (ГИН-14410) [*Спектор и др., 2017*], что соответствует началу МИС-2.

В торфянике из Мегинского обнажения на основе карпологического анализа установлено 60 фаунистических и 25 растительных таксонов [*Potapova et al., 2016*]. Идентифицированы остатки нескольких особей *Bison priscus*, *Ovibos moschatus*, *Equus lenensis* и практически полный скелет архаичной формы *Mammuthus primigenius* (*Megin Mammoth*), возраст которого 23 860–22 650 калиб. л.н. (MPI-80) также относится к началу МИС-2. Палеоэкологическая реконструкция флоры и фауны торфяника показывает, что во время его формирования средние температуры июля были не ниже +12 °C. Растительный покров был образован мозаичным сочетанием обедненных степей, лугов, островков лиственничных лесов и обширных незакрепленных почвенно-растительным покровом пространств [*Potapova et al., 2016*]. Остатки водной растительности вместе с ксерофитами указывают на значительные сезонные колебания уровня водоемов и господство испарительных обстановок.

Необходимо отметить, что все многочисленные находки крупных травоядных мамонтового биома в Центральной Якутии датируются каргинским термохроном (МИС-3) [*Боескоров и др., 2016*]. В настоящее время все находки наиболее поздних представителей мамонтового биома в Центральной Якутии (мегинский мамонт – 23.86–

22.65 тыс. калиб. л.н.; суольский мамонт – 22.06–21.45 калиб. тыс. л.н.; шерстистый носорог из разреза Сулар-Мыран – 23.79–21.86 калиб. тыс. л.н.) ограничиваются началом МИС-2. Все эти находки приурочены к подошве дьолкуминской свиты, внутри самой свиты они уже не встречаются. Результаты изучения опорных разрезов дьолкуминской свиты показывают, что в начале МИС-2 началось катастрофическое иссушение и опустынивание Центральной Якутии, достигшее максимума в интервале 18–13 тыс. л.н. Именно в это время происходит максимальное расширение ареалов дюнных покровов и, вероятно, резкое сокращение ареалов и продуктивности лугостепей – основной кормовой базы мамонтового биома.

Любопытно, что наиболее поздние и, по-видимому, уже вырождающиеся суольский и мегинский мамонты отнесены к архаичной форме, морфологически сходной с трогонтериевым слоном [*Боескоров, Мащенко, 2014*]. Возможно, что данные формы являются последними микропопуляциями, населявшими небольшие оазисы растительности в окружении дюнных покровов дьолкуминской свиты и пытавшимися адаптироваться к условиям крайнего иссушения и опустынивания. Действительно, исчезновение наиболее крупных представителей мамонтового биома в Центральной Якутии на 10–12 тыс. лет раньше в сравнении с более северными и восточными регионами трудно связать с потеплением климата в голоцене. Но это можно объяснить опустыниванием, расширением площади дюнных массивов, сокращением ареалов и продуктивности едомных лугостепей – основной кормовой базы мамонтового биома. Конечно, данное предположение требует дополнительного фактического обоснования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты дополнительного изучения опорного обнажения Песчаная Гора и других разрезов Центральной Якутии свидетельствуют о субаэральном происхождении покровных песков дьолкуминской свиты в холодных и сухих обстановках финального неоплейстоцена. Большинство ее фациальных признаков характерны для современных и позднечетвертичных дюнных массивов, широко распространенных в холодных регионах Северной Америки, Европы, Западной Сибири.

Ревизия радиоуглеродных датировок по всем опорным разрезам Центральной Якутии показывает, что основной объем дьолкуминской свиты в пределах кердемской 25-метровой террасы сформировался в интервале от 22 до 12 тыс. л.н. В интервале 22–17 тыс. л.н. (термический минимум МИС-2), на фоне катастрофического снижения количества осадков и речного стока, в пределах днища долины Палеолены сформировалась дефляционная котловина, частично закрепленная куртинной травянистой растительностью. Большая часть русловых и пойменных отложений была вынесена за ее пределы в юго-восточном направлении и отложена в пределах кердемской и бестяхской террас.

В интервале 17–14 тыс. л.н. дефляция сменилась интенсивной эоловой аккумуляцией, в результате чего в пределах кердемской и бестяхской террас р. Лены сформировалась песчаная дюнная пустыня с островками тундрово-степной растительности.

В интервале 14–13 тыс. л.н. в условиях смягчения климата (бёллинг-аллерёдское потепление) происходило закрепление дюнного рельефа кердемской и бестяхской террас травянисто-кустарничковыми ксерофитными группировками и островками древесной растительности.

В интервале 12.8–11.8 тыс. л.н. произошло резкое позднедриасовое опустынивание, сопровождавшееся распространением дюнных массивов в пределах кердемской и бестяхской террас р. Лены.

В начале голоценового этапа в интервале 11–10 тыс. л.н. в результате значительного увеличения атмосферных осадков и смягчения климата поверхность дюн начала постепенно закрепляться растительностью. В начальный этап в замкнутых междюнных понижениях сформировались озера, наиболее мелкие из которых к началу бореального оптимума голоцена превратились в болота, где шло обильное накопление торфа. Окончательное закрепление дюнного рельефа кердемской террасы растительностью завершилось около 9–8 тыс. л.н.

Минералогическое сходство дюнных (дьолкуминская свита), лессово-ледовых (едомная свита) и аллювиальных отложений в бассейне среднего течения р. Лены свидетельствует об общем источнике терригенного материала (юрские граувакково-кварцевые песчаники). Важным признаком эолового происхождения дюнных отложений дьолкуминской свиты является почти 3-кратное увеличение содержаний тяжелой фракции и магнетита (до 3.1 %) в сравнении с подстилающим аллювием бестяхской (1 %) и мавринской (1.1 %) свит. Другим важным минералогическим признаком является присутствие в дюнных отложениях вторичных карбонатов и гидроокислов железа, формирующих специфические цементирующие пленки и прослои, именуемые калькретами.

Особенности гранулометрического состава и минералогическое сходство дьолкуминской и едомной свит свидетельствуют, что они являются двумя различными гранулометрическими дериватами, возникшими в результате эоловой дифференциации единого источника – четвертичного аллювия бестяхской и мавринской свит. Первая деривата (дюнные пески) состоит преимуществен-

но из песчаных, а вторая (лессы) из пылеватых фракций. Данный вывод подтверждает зональный характер залегания дюнных и лессовидных отложений по отношению к господствующему в регионе восточно-юго-восточному направлению ветрового переноса. Так, дюнные отложения дьолкуминской свиты слагают преимущественно 18–25-метровую (кердемскую) и 45–75-метровую (бестяхскую) террасы р. Лены, в то время как основной ареал ледово-лессовых покровов едомной свиты смещен к востоку и приурочен к более высоким элементам рельефа Лено-Амгинского междуречья (тюнгулюнская, абалахская и маганская поверхности).

Седиментационная структура отложений дьолкуминской свиты представлена широким набором специфических типов слоистости и слойчатости, некоторые из них характерны исключительно для эоловых отложений. К таковым относятся трансляционная слоистость и слойчатость восходящей ряби, перекрестная слоистость и слойчатость осыпания крутых подветренных склонов дюн и др.

Формирование дьолкуминской свиты в холодных аридных условиях подчеркивается широким распространением в ее отложениях седиментационных структур сухого эолового осаждения, сингенетических полигональных песчаных клиньев. Вместе с тем в составе ее отдельных пакетов в подошве и кровле распространены адгезионные, нивейно-эоловые и денивационные структуры, формирующиеся в условиях сезонного снежного покрова и контрастного увлажнения.

Анализ спорово-пыльцевых и палеонтологических данных показывает, что похолодание и опустынивание последнего криохрона (МИС-2), произошедшее в интервале 22–17 тыс. л.н., имело в Центральной Якутии катастрофический характер и могло быть причиной раннего вымирания некоторых наиболее крупных представителей мамонтового биома.

Автор благодарит сотрудников ИМЗ СО РАН И.В. Климову, Г.И. Шапошникова, А.Л. Лобанова, Н.Н. Ремизову, А.Н. Васильеву и А.М. Сафину за помощь в выполнении аналитических работ.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00954-а), РФФИ-РС(Я) (проекты № 15-45-05129; 18-45-140012).

Литература

Алексеев М.Н. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилюйской впадины и долины нижнего течения реки Лены. М., АН СССР, 1961, 120 с.

Алексеев М.Н., Гриненко О.В., Камалетдинов В.А. и др. Неогеновые и четвертичные отложения Нижнеалданской впадины и средней Лены (Центральная Якутия). Путеводитель геол. экскурсии. Якутск, ЯНЦ СО АН СССР, 1990, 42 с.

Алексеев М.Н., Камалетдинов В.А., Гриненко О.В. Кайнозойские отложения Лены и Алдана // 27-й Междунар. геол. конгресс. Якутская АССР, Сибирская платформа. Свод. путеводитель экскурсий 052, 053, 054, 055. Новосибирск, Наука, 1984, с. 21–42.

Астахов В.И., Свенсен Й.И. Покровная формация финального плейстоцена на крайнем северо-востоке Европейской России // Регион. геология и металлогения, 2011, № 47, с. 12–27.

Боескоров Г.Г., Мащенко Е.Н. Систематическое положение "суольского" мамонта (Mammuthus, Proboscidea) // Наука и образование, 2014, № 2, с. 48–54.

Боескоров Г.Г., Ноговицын П.Р., Мащенко Е.Н. и др. Новые данные о млекопитающих мамонтовой фауны бассейна Средней Лены (Якутия; Национальный природный парк "Ленские Столбы" и прилегающие территории) // Докл. РАН, 2016, т. 469, № 2, с. 190–194.

Большиянов Д.Ю. Происхождение и развитие дельты реки Лены / Д.Ю. Большиянов, А.С. Макаров, В. Шнайдер, Г. Штоф. СПб., ААНИИ, 2013, 268 с.

Большиянов Д.Ю., Тидэ Й, Савельева Л.А. и др. К изучению этапов развития долины р. Лены // Материалы Всерос. науч.-практ. конф. "Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России" (Якутск, 6–8 апр. 2016 г.). Якутск, СВФУ, 2016, с. 469–472.

Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород // Тр. Геол. ин-та АН СССР. М., АН СССР, 1962, вып. 59, 542 с.

Величко А.А., Тимирева С.Н. Западная Сибирь – великая позднеледниковая пустыня // Природа, 2005, № 5, с. 54–62.

Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация. М., Наука, 1971, 274 с.

Выркин В.Б. Эоловое рельефообразование в Прибайкалье и Забайкалье // География и природ. ресурсы, 2010, № 3, с. 25–32.

Галанин А.А., Павлова М.Р., Климова И.В. Позднечетвертичные дюнные образования (дьолкуминская свита) в Центральной Якутии (Часть 1) // Криосфера Земли, 2018, т. XXII, № 6, с. 3–15.

Галанин А.А., Павлова М.Р. Позднечетвертичные дюнные образования (дьолкуминская свита) в Центральной Якутии (Часть 2) // Криосфера Земли, 2019, т. XXIII, № 1, с. 3–16.

Галанин А.А., Павлова М.Р., Шапошников Г.И., Лыткин В.М. Тукуланы: песчаные пустыни Якутии // Природа, 2016, № 11, с. 44–55.

Геокриология СССР. Средняя Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Наука, 1989, 414 с.

ГОСТ 12536-2014. Грунты. Методы лабораторного определения гранулометрического (зернового) и микроагрегатного состава. М., Стандартинформ, 2015, 18 с. – http://docs.cntd.ru/document/1200116022

Зигерт К., Штаух Г., Лемкуль Ф. и др. Развитие оледенения Верхоянского хребта и его предгорий в плейстоцене: результаты новых исследований // Регион. геология и металлогения, 2007, № 30–31, с. 222–228.

Зыкина В.С., Зыкин В.С., Вольвах А.О. и др. Строение, криогенные образования и условия формирования верхнечетвертичных отложений Надымского Приобья // Криосфера Земли, 2017, т. XXI, № 6, с. 14–25.

Иванов А.Д. Эоловые пески Западного Забайкалья и Прибайкалья. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1966, 232 с.

Иванов М.С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. Новосибирск, Наука, 1984, 126 с.

Камалетдинов В.А., Минюк П.С. Строение и характеристика отложений бестяхской террасы Средней Лены // Бюл. Комиссии по изучению четвертич. периода АН СССР. М., Наука, 1991, № 60, с. 68–78.

Карта четвертичных образований территории Российской Федерации. М-б 1:2 500 000. М., ВСЕГЕИ, 2014, 1 л. [Электрон. ресурс]. – https://vsegei.ru/ru/info/quaternary-2500/Quart_2500_preview.jpg

Карта четвертичных отложений СССР. М., Мин-во геологии СССР, ФГУП "ВСЕГЕИ", 1959, 1 л. [Электрон. ресурс]. – http://neotec.ginras.ru/neomaps/M050_Union_1959_Quatern-depos.jpg

Карта четвертичных отложений СССР. М-б: 1:16 000 000 // Атлас СССР. М., Гл. упр-ние геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1983, с. 90–91. – http://neotec.ginras.ru/neomaps/M160_Union_1983_Quatern-depos_Karta-chetvertichnyh-otlozheniy-sssr.html

Колпаков В.В. Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии // Бюл. Комиссии по изучению четвертич. периода АН СССР. М., Наука, 1983, № 52, с. 123–131.

Коссовская А.Г. Минералогия терригенного комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья // Тр. Геол. ин-та АН СССР. М., АН СССР, 1962, вып. 63, 190 с.

Кулик Н.А. О песках Печорского края // Докл. АН СССР. Сер. А, 1928, № 9, с. 156–158.

Кутырев Э.И. Условия образования и интерпретация косой слоистости. Л., Недра, 1968, 128 с.

Минюк П.С. Магнитостратиграфия кайнозоя северо-востока России. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2004, 198 с.

Охотин В.В. Гранулометрическая классификация грунтов на основе их физических и механических свойств. Л., Ленгострансиздат, 1933, 70 с.

Павлова М.Р., Рудая Н.А., Галанин А.А. и др. Строение и динамика развития дюнных массивов Вилюйского бассейна в позднечетвертичное время (на примере тукуланов Махатта и Кысыл-Сыр) // Сиб. экол. журн., 2017, т. 24, № 4, с. 473–486.

Поморцев О.А., Большиянов Д.Ю., Попов В.Б. и др. К проблеме морских трансгрессий и обстановок осадконакопления в Центральной и Северной Якутии в неоплейстоцене // Вестн. СВФУ. Сер. Науки о Земле, 2017, № 4 (08), с. 5–13.

Правкин С.А., Большиянов Д.Ю., Поморцев О.А. и др. Рельеф, строение и возраст четвертичных отложений долины р. Лены в Якутской излучине // Вестн. С.-Петерб. ун-та. Науки о Земле, 2018, № 63 (2), с. 209–229.

Сизов О.С. Геоэкологические аспекты современных эоловых процессов северотаежной подзоны Западной Сибири. Новосибирск, Акад. изд-во "Гео", 2015, 124 с. – https://www.ikz.ru/cryosophy/library

Соловьев П.А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М., АН СССР, 1959, 144 с.

Спектор В.Б., Спектор В.В., Бакулина Н.Т. Погребенные снежники на Лено-Амгинской равнине // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 4, с. 18–24.

Спектор В.Б., Спектор В.В., Торговкин Я.И. и др. Площадные гидрогенные формы и связанные с ними фладстримы на территории Центрально-Якутской равнины на рубеже плейстоцена и голоцена // Вопр. географии. Сб. 142: География полярных регионов. М., Кодекс, 2016, с. 291–315.

Спектор В.В., Спектор В.Б., Боескоров Г.Г. и др. Перигляциальный аллювий Центрально-Якутской равнины по данным изучения опорного обнажения Песчаная Гора // Вестн. ЗабГУ, 2017, т. 23, № 5, с. 45–59.

Уфимцев Г.Ф., Джанотта А., Перевалов А.В. и др. Эоловые ландшафты Тункинской котловины // География и природ. ресурсы, 1997, № 1, с. 65–70.

Федорович Б.А. Зональность эолового рельефообразования // Динамика и закономерности рельефообразования пустынь. М., Наука, 1983, 236 с.

Филиппов В.Е., Васильев И.С. Перигляциальный рельеф Лено-Вилюйского междуречья // География и природ. ресурсы, 2006, № 4, с. 82–86.

Флора Якутии: географический и экологический аспекты / Л.В. Кузнецова, В.И. Захарова, Н.К. Сосина и др. Новосибирск, Наука, 2010, 192 с.

Ayling B.F., McGowan H.A. Niveo-eolian sediment deposits in coastal South Victoria Land, Antarctica: Indicators of regional variability in weather and climate // Arctic, Antarctic, and Alpine Res., 2006, vol. 38, No. 3, p. 313–324.

Black R.F. Eolian deposits of Alaska // Arctic, 1951, vol. 4, No. 2, p. 89–111.

Blott S.J., Pye K. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments // Earth Surface Processes and Landforms, 2001, vol. 26, p. 1237–1248.

Boggs Jr.S. Sedimentary structures // Petrology of Sedimentary Rocks. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 2009, p. 63–110.

Bronk R.C. Bayesian analysis of radiocarbon dates // Radiocarbon, 2009, No. 51 (1), p. 337–360.

Brookfield M.E. Aeolian processes and features in cool climates // Geol. Soc. London Spec. Publ., 2011, p. 241–258.

Cailleux A. Formes précoces et albédos du nivéo-éolien // Geomorphology, 1974, No. 18, p. 437–459.

Calkin R.E., Rutford R.H. The sand dunes of Victoria Valley, Antarctica // Geograph. Rev., 1974, vol. 64, No. 2, p. 189–216.

Caputo M. Adhesion Ripple Structures in Quaternary Carbonate Eolianites, San Salvador Island, the Bahamas. Preprint, 2020, 13 p.

Carter L.D. A Pleistocene Sand Sea on the Alaskan Arctic Coastal Plain. USGS Staff Publ. Res. 924, 1981.

Derbyshire E., Owen L.A. Glacioaeolian processes, sediments, and landforms // Past Glacial Environments / Ed. by J. Menzies, J. van der Meer. N.Y., Elsevier, 2017, p. 273–308.

Dijkmans J.W.A., Galloway J.P., Koster E.A. Grain-size and mineralogy of eolian and fluvial sediments in the central Kobuk valley, northwestern Alaska. Department of the Interior U.S. Geol. Survey. Open-file Report No. 88-369, 1988, 21 p.

Dijkmans J.W.A., Koster E.A., Galloway J.P. et al. Characteristics and origin of calcretes in a subarctic environment. Great Kobuk Sand Dunes, northwestern Alaska, USA // Arctic and Alpine Res., 1986, vol. 18, p. 377–387.

Dinwiddie C.L., McGinnis R.N., Stillman D.E. et al. Internal sedimentary structure and aqueous-phase distribution of the Great Kobuk Sand Dunes, northwestern Alaska: Insights from an arctic aeolian analog site // Third Intern. Planetary Dunes Workshop: Remote Sensing and Image Analysis of Planetary Dunes (Flagstaff, USA, Arizona, 2012 June 12–15). 2012, abstr. No. 7034. – https://www.lpi.usra.edu/meetings/dunes2012/pdf/7034.pdf

Fenton L.K., Hayward R.K., Horgan B.H.N. et al. Summary of the Third International Planetary Dunes Workshop: Remote Sensing and Image Analysis of Planetary Dunes, Flagstaff, USA, 2012 // Aeolian Res., 2013, No. 8, p. 29–38.

Folk R.L. Petrology of Sedimentary Rocks. Texas, Hemphill Publ. Company Austin, 1980, 350 p.

Huissteden J.V., Vandenberghe J., Van der Hammen T., Laana W. Fluvial and aeolian interaction under permafrost conditions: Weichselian Late Pleniglacial, Twente, eastern Netherlands // Catena, 2000, vol. 40, iss. 3, p. 307–321.

Hunter R.E. Basic types of stratification in small eolian dunes // Sedimentology, 1977, vol. 24, p. 361–387.

Kasse C. Sandy aeolian deposits and environments and their relation to climate during the Last Glacial Maximum and Lateglacial in northwest and central Europe // Progress in Physical Geography: Earth and Environ., 2002, No. 26 (4), p. 507–532.

Kasse C., Aalbersberg G. A complete Late Weichselian and Holocene record of aeolian coversands, drift sands and soils forced by climate change and human impact, Ossendrecht, the Netherlands // Netherlands J. Geosciences, 2019, vol. 98, p. e4-1–e4-22.

Konstantinov A., Loiko S., Kurasova A. et al. First findings of Buried Late-Glacial Paleosols within the Dune Fields of the Tomsk Priobye Region (SE Western Siberia, Russia) // Geosciences, 2019, vol. 9, No. 82, p. 1–18.

Koster E.A., Dijkmans J.W.A. Niveo-aeolian deposits and denivation forms, with special reference to the Great Kobuk Sand Dunes, northwestern Alaska // Earth Surface Processes and Landforms, 1988, No. 13, p. 153–170.

Lea P.D. Vertebrate tracks in Pleistocene eolian sand-sheet deposits of Alaska // Quatern. Res., 1996, vol. 45, iss. 2, p. 226–240.

Pewe T.L. Quaternary Geology of Alaska. Washington, United States Government Printing Office, 1975, 144 p.

Pewe T.L., Journaux A. Origin and character of loess-like silt in unglaciated south-central Yakutia, Siberia, U.S.S.R. // Geol. Survey. Professional paper 1262. Washington, United States Government Printing Office, 1983, 46 p.

Potapova O., Maschenko E.N., Protopopov A. et al. The sartanian biodiversity of Central Yakutia, Russia: the analyses of the new Late Pleistocene Megin Site // Society of Vertebrate Paleontology (76th Ann. Meeting, Oct. 26–29, 2016, Salt Lake City, Utah, USA). J. Vertebrate Paleontol., Program and Abstr., 2016, p. 208.

Schwan J. The origin of horizontal alternating bedding in Weichselian aeolian sands in Northwestern Europe // Sediment. Geol., 1986, vol. 49, p. 73–108.

Schwan J. The structure and genesis of Weichselian to Early Holocene Aeolian sand sheets in Western Europe // Sediment. Geol., 1988, vol. 55, p. 197–232.

Sizov O., Konstantinov A., Volvakh A., Molodkov A. Timing and sedimentary record of Late Quaternary fluvio-aeolian successions of the Tura-Pyshma Interfluve (SW Western Siberia, Russia) // Geosciences, 2020, vol. 10, No. 396, p. 1–19.

Waters M.R., Forman S.L., Pierson J.M. Late Quaternary geology and geochronology of diring an early Paleolithic site in Central Siberia // Quatern. Res., 1999, No. 51, p. 195–211.

Wolfe S., Bond J., Lamothe M. Dune stabilization in central and southern Yukon in relation to early Holocene environmental change, northwestern North America // Quartern. Sci. Rev., 2011, No. 30 (3–4), p. 324–334.

Zieliński P., Sokołowski R., Woronko B. et al. The depositional conditions of the fluvio-aeolian succession during the last climate minimum based on the examples from Poland and NW Ukraine // Quatern. Intern., 2015, vol. 386, p. 30–41.

References

Alekseev M.N. Stratigrafiya kontinental'nyh neogenovyh i chetvertichnyh otlozhenij Vilyujskoj vpadiny i doliny nizhnego techeniya reki Leny [Stratigraphy of Continental Neogene and Quaternary Deposits of the Vilyui depression and the Valley of the Lower Reaches of the Lena River]. Moscow, AN SSSR, 1961, 120 p. (in Russian).

Alekseev M.N., Grinenko O.V., Kamaletdinov V.A. et al. Neogenovye i chetvertichnye otlozheniya Nizhnealdanskoj vpadiny i srednej Leny (Central'naya Yakutiya) [Neogene and Quaternary Deposits of the Lower Aldan Depression and the Middle Lena (Central Yakutia)]. Geological excursion guide. Yakutsk, YaNC SO AN SSSR, 1990, 42 p. (in Russian).

Alekseev M.N., Kamaletdinov V.A., Grinenko O.V. Cenozoic deposits of the Lena and Aldan. In: 27th Intern. Geol. Congress. Yakut ASSR, Siberian platform. Generalized guide of excursions 052, 053, 054, 055. Novosibirsk, Nauka, 1984, p. 21–42 (in Russian and in English).

Astakhov V.I., Svensen J.I. Covering formation of the final Pleistocene in the extreme north-east of European Russia. Regional'naya geologiya i metallogeniya [Regional Geology and Metallogeny], 2011, No. 47, p. 12–27 (in Russian).

Boeskorov G.G., Mashchenko E.N. The systematic position of the "Suolsky" mammoth (Mammuthus, Proboscidea). Nauka i obrazovanie [Science and Education], 2014, No. 2, p. 48–54 (in Russian).

Boeskorov G.G., Nogovitsyn P.R., Mashchenko E.N. et al. New data on mammals of the mammoth fauna of the Middle Lena basin (Yakutia; the national natural park "Lena Pillars" and adjacent territories). Doklady Akademii Nauk [Reports of the Academy of Sciences], 2016, vol. 469, No. 2, p. 190–194, DOI: 10.7868/S0869565216200147.

Bolshiyanov D.Yu., Makarov A.S., Schneider V., Schtof G. Proiskhozhdenie i razvitie del'ty reki Leny [Origin and Development of the Lena River Delta]. St. Petersburg, AARI, 2013, 268 p. (in Russian).

Bolshiyanov D.Yu., Tide Y, Savelieva L.A. et al. To the study of the stages of development of the river valley Lena. In: Proc. of the All-Russian Scientific and Practical Conf. "Geology and mineral resources of the North-East of Russia" (Yakutsk, April 6–8, 2016). Yakutsk, NEFU, 2016, p. 469–472 (in Russian).

Botvinkina L.N. Layering of sedimentary rocks. Trudy Geologicheskogo Instituta AN SSSR [Proceedings of the Geological Institute of the USSR Academy of Sciences]. Moscow, AN SSSR, 1962, vol. 51, 542 p. (in Russian).

Velichko A.A., Timireva S.N. Western Siberia – the great late glacial desert. Priroda [Nature], 2005, No. 5, p. 54–62 (in Russian).

Volkov I.A. Pozdnechetvertichnaya subaeral'naya formaciya [Late Quaternary Subaerial Formation]. Moscow, Nauka, 1971, 274 p. (in Russian).

Vyrkin V.B. Aeolian relief formation in the Baikal and Transbaikal regions. Geografiya i prirodnye resursy [Geography and Natural Resources], 2010, No. 3, p. 25–32 (in Russian).

Galanin A.A., Pavlova M.R., Klimova I.V. Late Quaternary dune formations (D'olkuminskaya Series) in Central Yakutia (Part 1). Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere], 2018, vol. XXII, No. 6, p. 3–14.

Galanin A.A., Pavlova M.R. Late Quaternary dune formations (D'olkuminskaya Series) in Central Yakutia (Part 2). Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere], 2019, vol. XXIII, No. 1, p. 3–15.

Galanin A.A., Pavlova M.R., Shaposhnikov G.I., Lytkin V.M. Tukulans: sand deserts of Yakutia. Priroda [Nature], 2016, No. 11, p. 44–55 (in Russian).

Geokriologiya SSSR. Srednyaya Sibir [Geocryology of USSR. Middle Siberia]. Ed. by E.D. Ershov. Moscow, Nedra, 1989, 414 p. (in Russian).

GOST 12536-2014. Grunty. Metody laboratornogo opredeleniya granulometricheskogo (zernovogo) i mikroagregatnogo sostava [Soils. Methods for laboratory determination of granulometric (grain size) and micro-aggregate composition]. Moscow, Standartinform, 2015, 18 p. – http://docs.cntd.ru/document/1200116022

Siegert K., Staukh G., Lemkul F. et al. Development of glaciation of the Verkhoyansk ridge and its foothills in the Pleistocene: results of new research. Regional geology and metallogeny [Regional Geology and Metallogeny], 2007, No. 30–31, p. 222–228 (in Russian).

Zykina V.S., Zykin V.S., Volvach A.O. et al. Upper Quaternary deposits of the Nadym Ob area: stratigraphy, cryogenic forms, and deposition environments. Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere], 2017, vol. XXI, No. 6, p. 12–20.

Ivanov A.D. Eolovye peski Zapadnogo Zabajkal'ya i Pribajkal'ya [Aeolian Sands of Western Transbaikalia and the Baikal Region]. Ulan-Ude, Buryat. Izd-vo, 1966, 232 p. (in Russian).

Ivanov M.S. Kriogennoe stroenie chetvertichnyh otlozhenij Leno-Aldanskoj vpadiny [Cryogenic Structure of the Quaternary Deposits of the Lena-Aldan Depression]. Novosibirsk, Nauka, 1984, 126 p. (in Russian).

Kamaletdinov V.A., Minuk P.S. Structure and characteristics of sediments of the bestyakh terrace of the middle Lena River. Byulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda AN SSSR [Bulletin of the Commission of Quaternary Research of AS USSR], 1991, No. 60, p. 68–78 (in Russian).

Karta chetvertichnyh obrazovanij territorii Rossijskoj Federacii. Masshtab 1:2 500 000 [Map of Quaternary formations of the territory of the Russian Federation. Scale 1:2 500 000]. Moscow, VSEGEI, 2014 [Electronic resource on 1 sheet]. – https://vsegei.ru/ru/info/quaternary-2500/Quart_2500_preview.jpg

Karta chetvertichnyh otlozhenij SSSR [Map of Quaternary Deposits of the USSR]. Moscow, Ministry of Geology of the USSR, VSEGEI, 1959 [Electronic resource on 1 sheet]. – http://neotec.ginras.ru/neomaps/M050_Union_1959_Quatern-depos.jpg

Karta chetvertichnyh otlozhenij SSSR. Masshtab 1:16 000 000. Geograficheskij atlas dlya uchitelej srednej shkoly [Map of Quaternary Deposits of the USSR. Scale 1:16 000 000]. In: Atlas SSSR [Atlas of the USSR]. Moscow, Main Directorate of Geodesy and Cartography under the Council of Ministers of the USSR, 1983, p. 90–91. – http://neotec.ginras.ru/neomaps/M160_Union_1983_Quatern-depos_Karta-chetvertichnyh-otlozheniy-sssr.html

Kolpakov V.V. Aeolian Quaternary deposits in the Lena area of Yakutia. Byulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda AN SSSR [Bulletin of the Commission of Quaternary Research of AS USSR], 1983, No. 52, p. 123–131 (in Russian).

Kossovskaya A.G. Mineralogy of the terrigenous complex of the Vilyui Depression and Western Verkhoyansk. Trudy Geologicheskogo Instituta AN SSSR. Moscow, AN SSSR, 1962, iss. 63, 190 p. (in Russian).

Kulik H.A. About the sands of the Pechora region. Doklady Akademii Nauk [Reports of the Academy of Sciences]. Ser. A, 1928, No. 9, p. 156–158 (in Russian).

Kutyrev E.I. Usloviya obrazovaniya i interpretaciya kosoj sloistosti [Formation Conditions and Interpretation of Oblique Bedding]. Leningrad, Nedra, 1968, 128 p. (in Russian).

Minyuk P.S. Magnitostratigrafiya kajnozoya severo-vostoka Rossii [Magnetostratigraphy of the Cenozoic of Northeastern Russia]. Magadan, SVKNII FEB RAS, 2004, 198 p. (in Russian).

Okhotin V.V. Granulometricheskaya klassifikaciya gruntov na osnove ih fizicheskih i mekhanicheskih svojstv [Granulometric Classification of Soils Based on their Physical and Mechanical Properties]. Leningrad, Lengostransizdat, 1933, 70 p. (in Russian).

Pavlova M.R., Rudaya N.A., Galanin A.A. et al. The structure and dynamics of the development of dune massifs of the Vilyui basin in the Late Quaternary (on the example of the Makhatta and Kysyl-Syr tukulans). Contemporary Problems of Ecology, 2017, vol. 10, No. 4, p. 411–422.

Pormortsev O.A., Bolshiyanov D.Yu., Popov V.B. et al. On the problem of marine transgressions and sedimentary environments in Central and Northern Yakutia in the Neopleistocene. Vestnik SVFU. Seriya Nauki o Zemle [Bulletin NEFU. Series Earth Sciences Vestnik NEFU. Series Earth Sciences], 2017, No. 4 (08), p. 5–13 (in Russian).

Pravkin S.A., Bolshiyanov D.Yu., Pomortsev O.A. et al. Relief, structure and age of Quaternary sediments of the river valley. Lena in the Yakutsk bend. Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Nauki o Zemle [Bulletin of St. Petersburg University. Earth Sciences], 2018, No. 63 (2), p. 209–229 (in Russian).

Sizov O.S. Geoekologicheskie aspekty sovremennyh eolovyh processov severotaezhnoj podzony Zapadnoj Sibiri [Geoecological Aspects of Modern Aeolian Processes in the Northern Taiga Subzone of Western Siberia]. Novosibirsk, Acad. Publ. House "Geo", 2015, 124 p. (in Russian).

Soloviev P.A. Kriolitozona severnoj chasti Leno-Amginskogo mezhdurech'ya [Cryolithozone of the Northern Part of the Lena-Amga Interfluve]. Moscow, AN SSSR, 1959, 144 p. (in Russian).

Spektor V.B., Spektor V.V., Bakulina N.T. Buried snow in the Lena-Amga plain. Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere], 2011, vol. XV, No. 4, p. 16–21.

Spektor V.B., Spektor V.V., Torgovkin Ya.I. et al. Areal hydrogenic forms and associated fladsrims on the territory of the Central Yakut plain at the turn of the Pleistocene and Holocene. In: Voprosy geografii. Sb. 142: Geografiya polyarnyh regionov [Geography Issues. Vol. 142: Geography of the polar regions]. Moscow, Kodeks, 2016, p. 291–315 (in Russian).

Spektor V.V., Spektor V.B., Boeskorov G.G. et al. Periglacial alluvium of the Central Yakut Plain according to the study of the reference outcrop Sandy Mountain. Vestnik ZabGU [Bulletin of Trans-Baikal State University], 2017, vol. 23, No. 5, p. 45–59 (in Russian).

Ufimtsev G.F., Dzhanotta A., Perevalov A.V. et al. Aeolian landscapes of the Tunkinskaya depression. Geografiya i prirodnye resursy [Geography and Natural Resources], 1997, No. 1, p. 65–70 (in Russian).

Fedorovich B.A. Zonality of aeolian relief formation. In: Dinamika i zakonomernosti rel'efoobrazovaniya pustyn' [Dynamics and Patterns of Relief Formation of Deserts]. Moscow, Nauka, 1983, 236 p. (in Russian).

Filippov V.Ye., Vasiliev I.S. Periglacial relief of the Lena-Vilyui interfluve. Geografiya i prirodnye resursy [Geography and Natural Resources], 2006, No. 4, p. 82–86 (in Russian).

Flora Yakutii: geograficheskij i ekologicheskij aspekty [Flora of Yakutia: geographical and ecological aspects]. Kuznetsova L.V., Zakharova V.I., Sosina N.K. et al. Novosibirsk, Nauka, 2010, 192 p. (in Russian).

Ayling B.F., McGowan H.A. Niveo-eolian sediment deposits in coastal South Victoria Land, Antarctica: Indicators of regional variability in weather and climate. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 2006, vol. 38, No. 3, p. 313–324.

Black R.F. Eolian deposits of Alaska. Arctic, 1951, vol. 4, No. 2, p. 89–111.

Blott S.J., Pye K. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. Earth Surface Processes and Landforms, 2001, vol. 26, p. 1237–1248.

Boggs Jr.S. Sedimentary structures. In: Petrology of Sedimentary Rocks Cambridge, Cambridge University Press, 2009, p. 63–110.

Bronk R.C. Bayesian analysis of radiocarbon dates. Radiocarbon, 2009, No. 51 (1), p. 337–360.

Brookfield M.E. Aeolian processes and features in cool climates. Geological Society London Special Publications, 2011, p. 241–258.

Cailleux A. Formes précoces et albédos du nivéo-éolien. Geomorphology, 1974, No. 18, p. 437–459.

Calkin R.E., Rutford R.H. The sand dunes of Victoria Valley, Antarctica. Geographical Review, 1974, vol. 64, No. 2, p. 189–216.

Caputo M. Adhesion Ripple Structures in Quaternary Carbonate Eolianites, San Salvador Island, the Bahamas. Preprint, 2020, 13 p.

Carter L.D. A Pleistocene Sand Sea on the Alaskan Arctic Coastal Plain. USGS Staff Published Research 924, 1981.

Derbyshire E., Owen L.A. Glacioaeolian processes, sediments, and landforms. In: Past Glacial Environments. J. Menzies, J. van der Meer (Eds.). N.Y., Elsevier, 2017, p. 273–308.

Dijkmans J.W.A., Galloway J.P., Koster E.A. Grain-size and mineralogy of eolian and fluvial sediments in the central Kobuk valley, northwestern Alaska. Department of the Interior United States Geological Survey. Open-file Report No. 88-369, 1988, 21 p.

Dijkmans J.W.A., Koster E.A., Galloway J.P. et al. Characteristics and origin of calcretes in a subarctic environment. Great Kobuk Sand Dunes, northwestern Alaska, USA. Arctic and Alpine Research, 1986, vol. 18, p. 377–387.

Dinwiddie C.L., McGinnis R.N., Stillman D.E. et al. Internal sedimentary structure and aqueous-phase distribution of the Great Kobuk Sand Dunes, northwestern Alaska: Insights from an arctic aeolian analog site. In: Third International Planetary Dunes Workshop: Remote Sensing and Image Analysis of Planetary Dunes (Flagstaff, USA, Arizona, 2012 June 12–15). 2012, abstract #7034. – https://www.lpi.usra.edu/meetings/dunes2012/pdf/7034.pdf

Fenton L.K., Hayward R.K., Horgan B.H.N. et al. Summary of the Third International Planetary Dunes Workshop: Remote Sensing and Image Analysis of Planetary Dunes, Flagstaff, USA, 2012. Aeolian Research, 2013, No. 8, p. 29–38.

Folk R.L. Petrology of Sedimentary Rocks. Texas, Hemphill Publishing Company Austin, 1980, 350 p.

Huissteden J.V., Vandenberghe J., Van der Hammen T., Laana W. Fluvial and aeolian interaction under permafrost conditions: Weichselian Late Pleniglacial, Twente, eastern Netherlands. Catena, 2000, vol. 40, iss. 3, p. 307–321.

Hunter R.E. Basic types of stratification in small eolian dunes. Sedimentology, 1977, vol. 24, p. 361–387.

Kasse C. Sandy aeolian deposits and environments and their relation to climate during the Last Glacial Maximum and Lateglacial in northwest and central Europe. Progress in Physical Geography: Earth and Environment, 2002, No. 26 (4), p. 507–532.

Kasse C., Aalbersberg G. A complete Late Weichselian and Holocene record of aeolian coversands, drift sands and soils forced by climate change and human impact, Ossendrecht, the Netherlands. Netherlands Journal of Geosciences, 2019, vol. 98, p. e4-1–e4-22.

Konstantinov A., Loiko S., Kurasova A. et al. First findings of Buried Late-Glacial Paleosols within the Dune Fields of the Tomsk Priobye Region (SE Western Siberia, Russia). Geosciences, 2019, vol. 9, No. 82, p. 1–18.

Koster E.A., Dijkmans J.W.A. Niveo-aeolian deposits and denivation forms, with special reference to the Great Kobuk Sand Dunes, northwestern Alaska. Earth Surface Processes and Landforms, 1988, No. 13, p. 153–170.

Lea P.D. Vertebrate tracks in Pleistocene eolian sand-sheet deposits of Alaska. Quaternary Research, 1996, vol. 45, iss. 2, p. 226–240.

Pewe T.L. Quaternary Geology of Alaska. Washington, United States Government Printing Office, 1975, 144 p.

Pewe T.L., Journaux A. Origin and character of loess-like silt in unglaciated south-central Yakutia, Siberia, U.S.S.R. Geological Survey. Professional paper 1262. Washington, United States Government Printing Office, 1983, 46 p.

Potapova O., Maschenko E.N., Protopopov A. et al. The sartanian biodiversity of Central Yakutia, Russia: the analyses of the new Late Pleistocene Megin Site. Society of Vertebrate Paleontology (76th Annual Meeting, October 26–29, 2016, Salt Lake City, Utah, USA). J. Vertebrate Paleontology, Program and Abstr., 2016, p. 208.

Schwan J. The origin of horizontal alternating bedding in Weichselian aeolian sands in Northwestern Europe. Sedimentary Geology, 1986, vol. 49, p. 73–108.

Schwan J. The structure and genesis of Weichselian to Early Holocene Aeolian sand sheets in western Europe. Sedimentary Geology, 1988, vol. 55, p. 197–232.

Sizov O., Konstantinov A., Volvakh A., Molodkov A. Timing and sedimentary record of Late Quaternary fluvio-aeolian successions of the Tura-Pyshma Interfluve (SW Western Siberia, Russia). Geosciences, 2020, vol. 10, No. 396, p. 1–19.

Waters M.R., Forman S.L., Pierson J.M. Late Quaternary geology and geochronology of diring an early Paleolithic site in Central Siberia. Quaternary Research, 1999, No. 51, p. 195–211.

Wolfe S., Bond J., Lamothe M. Dune stabilization in central and southern Yukon in relation to early Holocene environmental change, northwestern North America. Quarternary Science Reviews, 2011, No. 30 (3–4), p. 324–334.

Zieliński P., Sokołowski R., Woronko B., Jankowski M., Fedorowicz S., Zaleski I., Molodkov A., Weckwerth P. The depositional conditions of the fluvio-aeolian succession during the last climate minimum based on the examples from Poland and NW Ukraine. Quaternary International, 2015, vol. 386, p. 30–41.

Поступила в редакцию 4 июня 2020 г.,
после доработки – 2 августа 2020 г.,
принята к публикации 25 ноября 2020 г.