

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И ВОЗРАСТЕ БЕСТЯХСКОЙ ТЕРРАСЫ р. ЛЕНЫ (УСТЬ-БУОТАМСКОЕ ОБНАЖЕНИЕ)[#]

© 2024 г. А. Н. Васильева^{1,2,*}, А. А. Галанин¹, В. М. Лыткин¹,
Г. И. Шапошников¹, М. С. Рожина¹, Р. Н. Курбанов^{2,3}

¹Институт мерзлотоведения СО РАН, Якутск, Россия

²Институт географии РАН, Москва, Россия

³Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
географический факультет, Москва, Россия

*E-mail: angievasilieva@gmail.com

Поступила в редакцию 17.10.2023 г.

После доработки 05.07.2024 г.

Принята к публикации 19.07.2024 г.

Строение долины реки Лены отражает важнейшие события четвертичной истории Северо-Восточной Сибири, однако проблемы генезиса и возраста ключевых элементов ее долины остаются нерешенными до настоящего времени. В статье приведены результаты литолого-фациальных исследований и абсолютного датирования обнажения Усть-Буотамы, вскрывающего строение четвертой (бестяхской) надпойменной аккумулятивной террасы в среднем течении р. Лены. В строении обнажения выделены 3 разновозрастные пачки: в интервале глубин 120–85 м от поверхности – озерные и аллювиальные отложения, соотносимые со среднеплейстоценовой мавринской свитой Центральной Якутии; 85–23 м – эоловые отложения дьолкуминской свиты позднеплейстоценового возраста; 23–0 м – эоловые отложения позднеголоценовой дюны. Для разреза впервые выполнено люминесцентное датирование и получены даты по кварцу и калиевым полевым шпатам. Возрастные соотношения и стандартные тесты показали надежность полученной хронологии. Отложения мавринской свиты формировались не позднее 300 тыс. л. н., при этом стратиграфическое положение свиты позволяет предварительно коррелировать этап ее формирования с тобольским временем среднего плейстоцена (МИС 11–9). Осадки дьолкуминской свиты формировались с конца МИС 3 (29–30 тыс. л. н.) до конца МИС 2 (14.7 тыс. л. н.), отражая этап широкого развития эоловых процессов в Центральной Якутии. В это время произошло максимальное распространение песчаных дюнных массивов и покровов. Кратковременные периоды стабилизации эолового рельефа выражены в разрезе в виде слабо развитых палеопочв. Позднеголоценовая дюна, представляющая верхнюю часть разреза, формировалась в последние ~400 лет. Новые данные также указывают на то, что бестяхская терраса является не речной террасой в классическом понимании, а сохранившейся частью сложной дефляционно-аккумулятивной равнины. Основная часть толщи отложений, образующей террасу, формировалась в субаэральных условиях, в холодных и сухих обстановках финального плейстоцена.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, голоцен, геохронология, речные террасы, Северо-Восточная Сибирь, Якутия

DOI: 10.31857/S2949178924030052, EDN: PLRIBK

1. ВВЕДЕНИЕ

Северо-Восточная Сибирь – значительный по размерам, географическому разнообразию регион, палеогеографическая история которого до сих пор исследована слабо. Наиболее ярким

геоморфологическим объектом региона, запечатлевшим основные события развития рельефа и четвертичных отложений, является р. Лена. Дискуссия о количестве, возрасте и генезисе террас р. Лены ведется уже более полувека. В первой схеме геоморфологического районирования Центральной Якутской равнины (Зольников, Попова, 1957) были выделены три геоморфологические области: 1) древняя, сильно расчлененная денудационная равнина, 2) древняя аллювиальная равнина четвертичного возраста и 3) современные долины рек. В работе П.А. Соловьева (1959) вы-

¹Ссылка для цитирования: Васильева А.Н., Галанин А.А., Лыткин В.М. и др. (2024) Новые данные о строении и возрасте бестяхской террасы р. Лены (Усть-Буотамское обнажение). *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 3. С. 90–108. <https://doi.org/10.31857/S2949178924030052>; <https://elibrary.ru/PLRIBK>

делена лестница из 11 террас, разделенная на три уровня: 1) низкие аккумулятивные террасы: пойменная (относительной высотой до 8–10 м), якутская (14–17 м) и сергеляхская (18–22 м); 2) средневысотные аккумулятивно-эрозионные террасы: кердёмская (26–36 м), бестяхская (56–78 м), тунгюлюнская псевдотерраса (66–98 м), абалахская (116–134 м), маганская (156–176 м); 3) высокие эрозионные террасы: эмильская (194–212 м), киренская (250–270 м), верхоленская (300–325 м). По мнению П.А. Соловьева (1959), эти формы рельефа разнородны и делятся на три типа: типичные речные террасы, аллювиальные и денудационные равнины. С.С. Коржувым (1977) в долине Лены выделены 8 разновозрастных террас в интервале от 3 до 200 м от уреза воды. В работе Е.М. Катасонова и М.С. Иванова (1973) подробно описан ряд опорных плейстоценовых обнажений в долине среднего течения р. Лены. Позднее М.С. Иванов (1984) выделил пойму и 5 надпойменных террас: якутскую (8–10 м), сергеляхскую (12–14 м), кердёмскую (15–25 м), бестяхскую (45–75 м) и тунгюлюнскую (65–100 м), а также абалахскую денудационно-аккумулятивную равнину (115–135 м).

В последние годы предложены новые схемы геоморфологического строения долины Лены. Так, сергеляхская и якутская террасы объединены в один уровень, другой уровень — дьолкуминский террасовидный, помещен между кердёмской и бестяхской террасами (Спектор, Спектор, 2002). Детальные морфометрические исследования позволяют усомниться в предлагаемых в классических работах высотах и наличии четких границ между тунгюлюнской, бестяхской и кердёмской террасами (Правкин и др., 2018). Данные авторы пришли к выводу об относительной молодости речных террас в среднем течении долины Лены.

М.С. Иванов (1984) объясняет значительное снижение высоты бестяхской и кердёмской террас от устья р. Буотама до устья р. Алдан результатом тектонического погружения, которое проявляется в снижении к северу отметок подошвы четвертичных отложений. К таким же выводам пришел А.А. Галанин (2021), указав, что максимальная высота бестяхской террасы (90–120 м) и мощность слагающих ее песков дьолкуминской свиты (70–80 м) наблюдаются в Усть-Буотамском обнажении в 120 км южнее г. Якутск. В северном направлении около г. Нижний Бестях ее высота снижается до 40–60 м, еще в 100 км севернее в обнажении Песчаная гора — до 25 м (кердёмская терраса), а на 60-километровом участке до устья р. Алдан данная поверхность снижается до высоты 12–18 м и именуется первой надпойменной террасой (Галанин, 2021).

Современные данные указывают на то, что выделенные террасовые уровни не являются нормальными аллювиальными (цикловыми) террасами, в которых последний завершающий цикл осадконакопления зафиксирован пойменной фацией аллювия. Эти ступени рельефа являются полигенетическими поверхностями выравнивания (денудационно-аккумулятивными равнинами), относительная высота которых и особенности рельефа связаны не с эрозионно-аккумулятивными циклами или направленным врезанием р. Лены, а с субаэральным осадконакоплением и дефляцией, господствовавшими здесь на протяжении большей части среднего и позднего плейстоцена¹ (Галанин, 2021).

Дискуссионными остаются вопросы генезиса и возраста двух наиболее выраженных ленских террас, бестяхской и кердёмской, в строении которых в разном объеме принимают участие четыре основные свиты (бестяхская, огдогунская, мавринская и дьолкуминская). Бестяхская свита была выделена Г.Ф. Лунгерсгаузен (1961) и описана как базальный аллювий: слабоохристые гравийно-галечно-песчаные отложения мощностью 2–5 м. Возраст свиты соотносится с тобольским временем (МИС 11-9) среднего плейстоцена (Камалетдинов, Минюк, 1991). Абсолютных дат для свиты в настоящее время не получено. Огдогунская свита была впервые выделена В.А. Камалетдиновым и П.С. Минюком (1991) в пределах Буотамо-Синского геоморфологического района в обнажениях Усть-Буотама и Диринг-Юрях. Толща залегает на эродированных слоях бестяхской свиты и перекрывается осадками мавринской свиты без существенного перерыва. По мнению указанных авторов, формирование отложений связано с делювиальным сносом со склонов и выносом обломочного материала в процессе врезания мелких правобережных притоков в долину р. Лены, в результате чего вдоль правого ее берега на некоторых участках сформировался делювиально-пролювиальный шлейф, мощностью до 17–20 м. На основе остатков фауны млекопитающих и радиометрических данных, время формирования огдогунской свиты ограничено самаровским этапом среднего плейстоцена (МИС 8, Камалетдинов, Минюк, 1991).

Мавринская свита впервые установлена В.В. Колпаковым (1966) в нижнем, а затем и в среднем течении р. Лены. Свита сложена монотонным переслаиванием песков, супесей и суглинков с редкими линзами гравия, мелких моллюсков.

¹Здесь и далее используются стратиграфические подразделения международной стратиграфической шкалы четвертичного периода (Cohen, Gibbard, 2019).

В пределах среднего течения р. Лены осадки мавринской свиты залегают с размывом на бестяхской свите и только в обнажениях Усть-Буотама и Диринг-Юрях — на огдогунской свите. Свита формировалась в условиях холодного и сухого климата. Происхождение и возраст мавринской свиты до сих пор остаются дискуссионными. Согласно классическим представлениям (Колпаков, 1966; 1983), формирование мавринской свиты происходило в результате блокирования р. Лены верхоянскими ледниками с образованием ледниково-подпрудного палеоводоёма. Генезис отложений был определен, как озерно-аллювиальный, а возраст — с ширтинского времени среднего плейстоцена по казанцевское время позднего плейстоцена — МИС 7-5 (Колпаков, 1983). В.А. Камалетдинов и П.С. Минюк (1991) на основе выделенных единичных палиноспектров в отложениях соотнесли возраст свиты с ширтинским и тазовским временем среднего плейстоцена (МИС 7-6). Указанные авторы считают, что отложения мавринской свиты полностью соответствуют широко развитому на европейской территории России среднеплейстоценовому перигляциальному аллювию. А.А. Галанин (2021) провел комплексное изучение обнажения Песчаная Гора и на основе текстурного анализа определил аллювиальное происхождение отложений мавринской свиты. В результате изучения геоморфологической позиции отложений мавринской свиты, а также ознакомления с фациальными описаниями предшественников и сопоставления их с аналогичными образованиями Сибирского региона, М.В. Михаревич с соавторами (2021) предполагают субаэральный генезис мавринской свиты. По данным палеокарпологического анализа отложений Усть-Буотамского обнажения (Михаревич и др., 2023), в мавринской свите присутствуют комплексы семян тундровых растений, без гидрофитов, что подтверждает субаэральное происхождение толщи. В 2021 г. С.А. Кузьминой (устное сообщение) было выполнено изучение состава ископаемых насекомых и беспозвоночных мавринской свиты, также указывающее на субаэральный генезис свиты с частичным водным переотложением отдельных подфаций.

Эоловые отложения дьолкуминской свиты, выделенные В.В. Колпаковым (1983), занимают до 30% площади отдельных районов Центральной Якутии (Куть, 2015). Свита состоит из хорошо сортированных диагонально и перекрестно-слоистых светлых песков мощностью до 20 м. На основании значительного количества радиоуглеродных и OSL дат возраст отложений отнесен к сартанскому времени позднего плейстоцена — МИС 2 (Галанин и др., 2018; Галанин, Павлова, 2019; Галанин, 2021).

Изредка поверхности террас покрыты современными (незакрепленными) дюнами высотой до 30 м (например, Ленская дюна). Размеры самого большого незакрепленного дюнного массива Самыс-Кумага высотой около 80 м, расположенного в южной части бестяхской террасы, достигают 1 км в ширину и 3 км в длину (Галанин, 2021).

Наиболее высокие террасы р. Лены (тунгюлюнская, табагинская, а также абалахская равнины) имеют принципиально иное строение. В отличие от бестяхской и кердёмской террас, их поверхность покрыта плащом тонкослоистых суглинистых отложений мощностью от 10–15 до 60 м, причем мощность покровов увеличивается от тальвега долины в сторону водораздела. К настоящему времени единого мнения о генезисе данных покровных отложений не существует.

Таким образом, в настоящее время строение, генезис и возраст речных террас Лены представляет дискуссионную проблему, в связи с чем имеется острая необходимость в выполнении детальных седиментологических и стратиграфических исследований, получении новых данных об абсолютном возрасте отложений, слагающих террасы. Для поиска ответов на некоторые спорные вопросы истории долины р. Лены нами выполнена характеристика строения и абсолютное датирование методом оптически стимулированной люминесценции (OSL) четвертичных отложений одного из наиболее значимых и известных разрезов среднего течения р. Лены — Усть-Буотамского обнажения.

2. ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Усть-Буотамское обнажение (61.2321° с.ш., 128.6020° в.д.) расположено на правом берегу р. Лены в 130 км выше г. Якутск и является одним из наиболее мощных обнажений четвертой (бестяхской) надпойменной аккумулятивной террасы. Максимальная высота обнажения вместе с незакрепленной дюной составляет около 120 м, а протяженность более 2.5 км.

Бестяхская терраса протягивается на более чем 300-километровом отрезке долины р. Лены — от местности Ленские столбы до устья р. Алдан (рис. 1). На данном отрезке река протекает по двум геоморфологическим районам: Буотамо-Синскому и Приякутскому, которые отличаются как по характеру долины, так и по составу отложений бестяхской террасы (Камалетдинов, Минюк, 1991).

В пределах Буотамо-Синского геоморфологического района долина р. Лены выработана в карбонатных породах кембрия и имеет ширину 30–40 км. Бестяхская терраса в виде изолированных уступов высотой 85–100 м и максимальной шириной до 3 км прослеживается от устья р. Эчи-

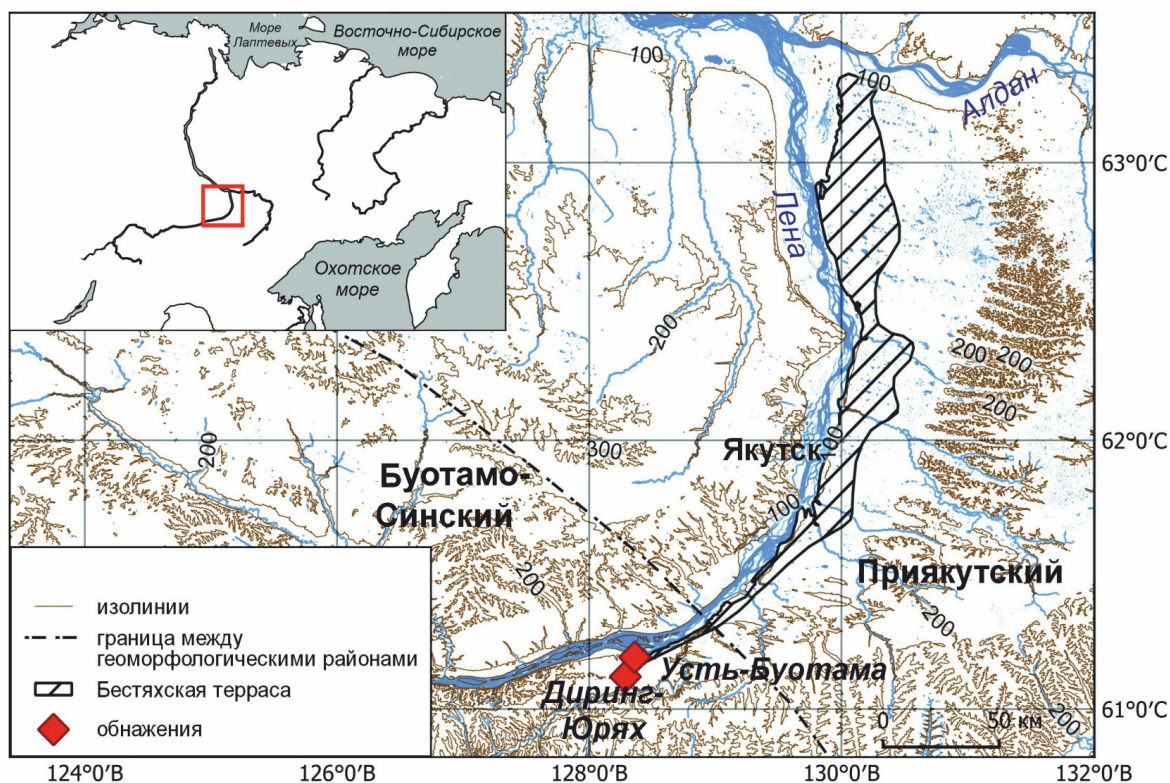


Рис. 1. Расположение и общий вид разреза Усть-Буотамы.

Fig. 1. Location and general view of the Ust-Buotama outcrop.

те до устья р. Буотама. Терраса причленяется к высоким (от 80 до 105 м по высоте цоколя) террасам верхнеплиоценового и эоплейстоценового возраста (Камалетдинов, Минюк, 1991). Здесь в разрезе бестяхской террасы выделяются отложения бестяхской, огдогунской и мавринской свит, которые были детально изучены в обнажениях Диринг-Юрях (см. обзор в работе Lukyancheva et al., 2024) и Усть-Буотама (см. ниже).

В Приякутском геоморфологическом районе р. Лена врезается в терригенные, в основном песчаные, отложения юры, мела, палеогена и неогена, ширина долины составляет 200–280 км. Бестяхская терраса расположена вдоль правого берега реки и вложена в комплекс позднеплиоцен-раннеплейстоценовых террас, погребенных под плащом позднеплейстоценовых покровных образований. В северо-восточном направлении на протяжении 120 км терраса расширяется, а ее высота постепенно уменьшается к северу. Максимальная ширина (10–15 км) террасы отмечается на участке долины р. Суола, при этом ее высота здесь понижается до 40–50 м (обнажение у пос. Нижний Бестях). Далее на 90-километровом участке вниз по течению высота террасы уменьшается до 20–25 м (обнажение Песчаная Гора) и именуется кердёмской террасой (Иванов, 1984; Камалетдинов, Минюк, 1991), которая ниже по течению в районе Харыялахского обнажения понижается до высот 12–15 м над урезом реки. В данном районе в разрезе террасы выделяются четыре толщи, представленные снизу вверх отложениями бестяхской, мавринской, дьолкуминской свит и голоценовыми отложениями (Камалетдинов, Минюк, 1991).

Результаты изучения Усть-Буотамского обнажения опубликованы в ряде работ. М.Н. Алексеев и др. (1990) в строении разреза сверху вниз выделили: 1) эоловый песок, который соотнесен с верхним плейстоценом; 2) озерно-аллювиальный песок, возраст которого на основе остатков фауны млекопитающих (*Mammuthus* sp., *Coelodonta antiquitatis* Blum., *Bison priscus* Boj., *Ovis nivicola* Esch., *Rangifer tarandus* L) определен, как вторая половина среднего-начало позднего плейстоцена; 3) аллювий бестяхской свиты, где было выделено два палинокомплекс, соотносимых с первой половиной среднего плейстоцена. С.А. Правкин и др. (2018) в пределах обнажения Усть-Буотама, в 8 м ниже бровки, вскрыли пески кварцевые, серовато-желтые, мелко- и среднезернистые, которые переслаиваются между собой. Для песков была установлена массивная криотекстура. На основе геологического и геоморфологического изучения ключевых обнажений бестяхской террасы, авторы

пришли к выводу, что слагающие ее отложения имеют позднеплейстоценовый возраст. Построенная авторами карта эрозионного расчленения бестяхской террасы, по их мнению, указывает на ее молодой возраст по сравнению с окружающими склонами. Первые результаты с обоснованием надежности люминесцентных дат для разреза Усть-Буотама были представлены в статье Vasilieva et al. (2024).

3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для изучения Усть-Буотамского обнажения были использованы методы фациального анализа и стратиграфии, которые включают в себя геоморфологическое обследование, поиск, зачистку и описание обнажений, изучение литологии, седиментационных и криогенных структур, отбор проб на радиоуглеродное и OSL датирование. В пределах обнажения в ходе работ 2020 г. под руководством А.А. Галанина была заложена серия разрезов. Зачистка обнажения проводилась стандартным методом — от дневной поверхности до уреза воды была выполнена ступенчатая траншея; проведено подробное описание структуры и фациального состава отложений, фото- и видеодокументация, опробование на различные виды анализов.

Седиментологический анализ отложений проводился с учетом современных представлений о механизмах эоловой и флювиальной седиментации в холодных регионах, которые были детально рассмотрены в ряде работ (Hunter, 1977; Галанин, 2021).

Абсолютный возраст отложений изучен радиоуглеродным (3 образца) и люминесцентным методами (9 образцов). Радиоуглеродное датирование проводилось в радиоуглеродной лаборатории ИМЗ СО РАН методом жидкостной сцинтилляции (Ковалюх, Скрипкин, 2007) на ультранизкофоновом спектрометре-радиометре Quantulus 1220. Подготовка образцов к сцинтилляционному счету проводилась путем спекания угля и лития (карбид лития), дальнейшего гидролиза и получения бензола каталитическим путем. Для образцов весом менее 4 грамм и рассеянного углерода синтез бензола выполнялся на основе технологии прямого вакуумного пиролиза с использованием специального оборудования. Калибровка ^{14}C дат проводится с использованием программы OxCal 4.4 (Reimer et al., 2020) для 95% уровня значимости.

Люминесцентное датирование выполнено методом параллельного определения возраста по зернам кварца на основе оптически стимулированной люминесценции (OSL) и калиевых полевых шпатов (КПШ) на основе инфракрасной сти-

мулированной люминесценции (ИКСЛ) (Murray et al., 2021). Образцы были отобраны в центральной части обнажения (рис. 1) из песчаных и супесчаных отложений. Отбор проб проводился в ночное время в светонепроницаемые пластиковые трубы. Предварительная пробоподготовка образцов выполнена в лаборатории люминесцентного датирования МГУ/ИГРАН. Материал для датирования был получен методом влажного ситования с отбором фракции песка 90–180 мкм. Проведена последовательная обработка полученной фракции 10% HCl, 10% H₂O₂, 10% HF, затем проведена сепарация кварцевых зерен и зерен КПШ в тяжелой жидкости (поливольфрамат калия), а также дополнительная очистка кварца в 40% HF.

Измерения эквивалентной дозы проводились в Скандинавской лаборатории люминесцентного датирования в Рисо (Дания) на ТЛ/OSL ридере Risø TLDA-20, снабженным калиброванным бета-источником. Оценка дозы кварца производилась с использованием стандартного SAR протокола (Murray, Wintle, 2000) по навеске зерен на стальных дисках (8 мм) через фильтр U-340: предварительный нагрев при температуре 260 °C на протяжении 10 с, нагрев при температуре 220 °C в течение 10 с и стимуляция синим светом при повышенной температуре 280 °C продолжительностью 40 с в конце каждого цикла SAR. Сигнал OSL кварца измерялся при температуре 125 °C в течение 40 с. Перед проведением измерений эквивалентной дозы, проверялось отсутствие вклада люминесценции КПШ (тест чистоты) и загрязненные образцы, которые не прошли тест, были повторно обработаны в 40% HF и 10% HCl.

Измерение эквивалентных доз КПШ проводилось с использованием аликвот на стальных дисках (2 мм) по протоколу ИКСЛ_{50, 290} SAR: сначала выполнялся предварительный нагрев при температуре 320 °C на протяжении 60 секунд, далее — стимуляция инфракрасным светом на протяжении 200 секунд при двух температурах: сначала 50 °C (сигнал ИКСЛ₅₀), затем 290 °C (сигнал ИКСЛ₂₉₀). Поправок на возможность аномального затухания сигнала не вносилось ввиду высокой стабильности люминесценции ИКСЛ₂₉₀ (Thiel et al., 2011; Buylaert et al., 2012).

Определение концентрации радионуклидов для расчета скорости накопления дозы выполнено на высокоточном гамма-спектрометре с особо чистым германием. Образцы были высушены при температуре 110 °C на протяжении 24 ч, затем прокалены при температуре 450 °C в течение 24 ч. После образцы были измельчены до состояния пыли, а затем смешаны с высоковязким воском, результаты чего получены чашки необходимой геометрии.

Воск предотвращает потерю газообразного ²²²Rn. Измерения на спектрометре проводились в течение 24 ч, затем по результатам анализа кривой распадов по стандартной методике рассчитано содержание радионуклидов (Murray et al., 1987). Полученные концентрации ²³⁸U, ²²⁶Ra, ²³²Th и ⁴⁰Ka были конвертированы в мощности доз в соответствии с Guerin et al. (2012), предположении о потере ²²²Rn на 20±10% в полевых условиях и учете вклада космогенного излучения.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

4.1. Строение Усть-Буотамского обнажения

В естественном обнажении Усть-Буотамы, вскрывающем строение бестяхской надпойменной террасы р. Лены сверху вниз выделено (рис. 2):

I. Пачка UB-1 (0–23 м).

Слой UB-1a (0–20 м): песок желтый мелкозернистый, кварцевый. В пачке просматривается трансляционная слоистость восходящей ряби фации наветренного склона дюны, падающая в юго-восточном направлении (аз. 155°) под углом 30°. Текстура — слойчатость восходящей ряби, слойки которой наклонены в направлении эолового переноса и параллельны друг другу. В связи с тем, что слоистость эоловой ряби, как правило, отличается от ряби аквальной, Р.Е. Хантер (Hunter, 1977) предложил термин “трансляционная слоистость восходящей ряби”. Данный термин означает то, что новый материал, транспортируемый ветром, откладывается на наветренном склоне дюны на нижележащую эоловую рябь, повторяя (транслируя) форму нижележащих слоев. Кровля пачки выходит на дневную поверхность в виде незакрепленной накидной (Ленской) дюны. Подошва резкая, четкая.

Слой UB-1b (20–23 м): песок белый, слегка желтоватый, мелко- и среднезернистый. Косая слоистость. В подошве слой с фрагментами палеопочвы, насыщенной углями. Кровля маркируется слабо развитой почвой с многочисленными включениями древесного угля. К ней приурочены корневые системы многочисленных вертикально погребенных деревьев (сосна), а также гумифицированные корневища полыни, толщиной до 5–6 см. В подошве слоя наблюдаются признаки палеопочвы, насыщенной древесным углем, а также единичные вертикально погребенные сухие стволы сосны, толщиной до 10–15 см.

II. Пачка UB-2 (23–85 м).

Слой UB-2a (23–40 м): песок белый, слегка желтоватый, мелко- и среднезернистый. Характерна пологая, субгоризонтальная слоистость отложений, по Hunter (1977).

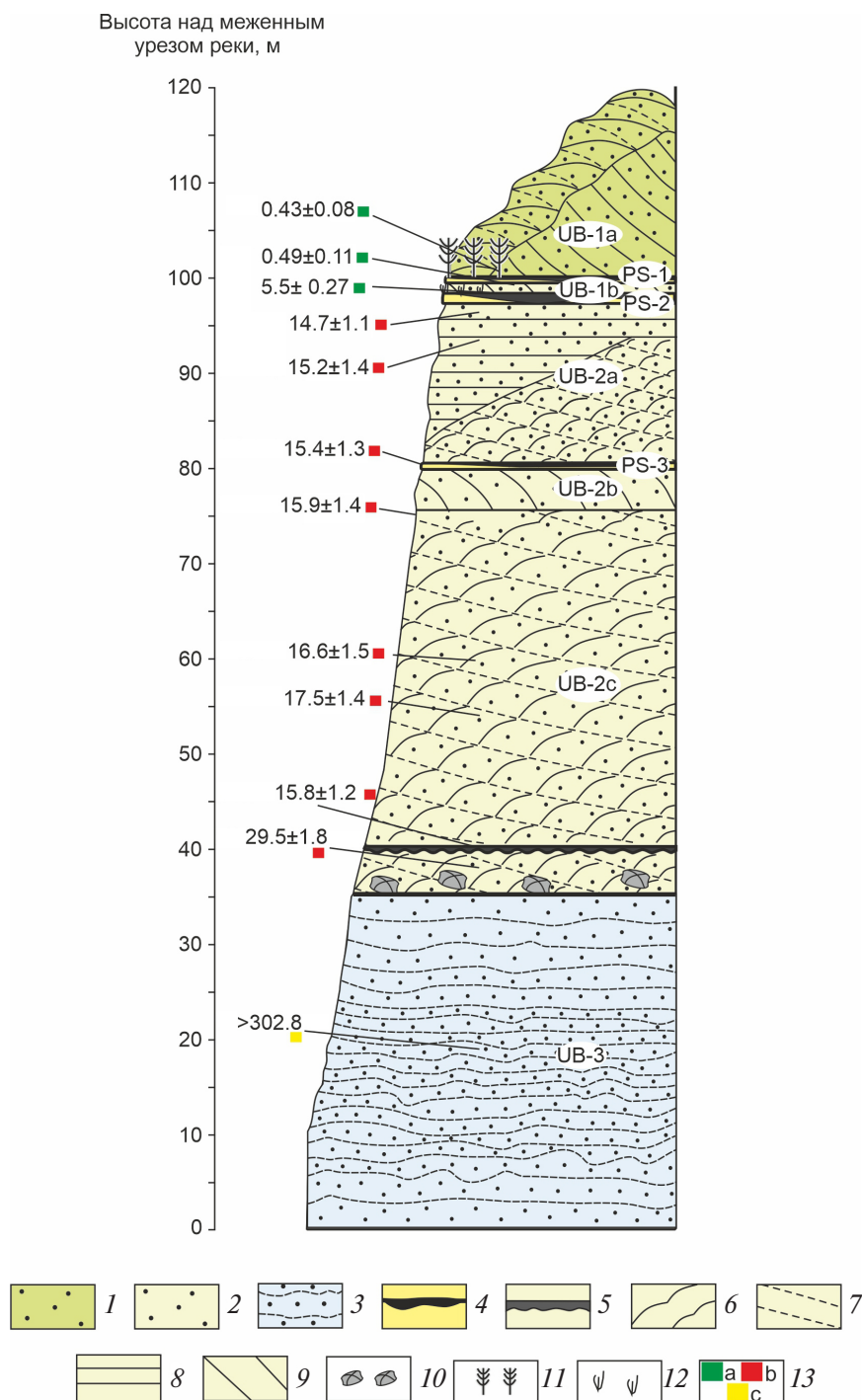


Рис. 2. Строение Усть-Буотамского обнажения.

1 – эоловые голоценовые отложения; 2 – дюнные отложения дьолкуминской свиты; 3 – озерные и аллювиальные отложения мавринской свиты; 4 – палеопочвы; 5 – озерные отложения. Цветом обозначен генезис отложений. Структура и текстура отложений: 6 – трансляционная слоистость восходящей ряби; 7 – слоистость восходящей ряби; 8 – пологая субгоризонтальная слоистость; 9 – слоистость осыпания; 10 – ветрогранники; 11 – погребенные стволы деревьев; 12 – погребенная древовидная пыль; 13 – места отбора проб и даты (a – калиброванные радиоуглеродные, тыс. кал. л. н.; b – OSL по кварцу, тыс. л.; c – ИКСЛ по КПШ, тыс. л.).

Fig. 2. Structure of the Ust'-Buotama outcrop.

1 – eolian Holocene formation; 2 – D'olkuma eolian formation; 3 – Mavrinka lacustrine-alluvial formation; 4 – palaeosoils; 5 – lacustrine formation. Colors indicate the genesis of deposits. Structure and texture: 6 – translantent climbing ripple stratification; 7 – climbing ripple lamination; 8 – planebed stratification; 9 – grain-fall cross stratification; 10 – ventifacts; 11 – buried trees; 12 – buried wormwood; 13 – dates and sampling locations (a – radiocarbon, cal ka BP; b – OSL, ka; c – IRSL, ka).

Слой UB-2b (40–45 м): песок желтовато-серый, мелко- и среднезернистый. Просматриваются транслационная слоистость и слойчатость восходящей ряби. Кровля и подошва слоя — резкие, срезаны поверхностями дефляции.

Слой UB-2с (45–85 м): песок белый с желтым оттенком, мелкозернистый. Наблюдается транслационная слоистость восходящей ряби фации наветренного склона дюны, падающая в юго-восточном направлении (аз. пад. 130°) под углом 45°, что совпадает с ориентировкой дюн на поверхности примыкающей террасы и противоположно современному течению р. Лены. Текстура косая. На высоте 35–40 м в слое найдены следы погребенного озера в виде темно-серых глин, мощностью 3–5 см с раковинами моллюсков. Подошва слоя неясная, нечеткая. Отложения пачки UB-2 отнесены к дьолкуминской свите.

III. Пачка UB-3 (85–120 м).

Тонкое переслаивание прослоев пылеватой супеси и легкого суглинка от темно-серого до сизого цвета с признаками оглеения. Слоистость отложений волнистая; слойчатость тонкопараллельная, местами неясная. Подошва пачки расположена ниже современного уреза р. Лены, кровля пологая, погружается вдоль обнажения с запада на восток от 35 до 10 м над урезом реки. Вблизи кровли в отложениях присутствуют прослой гравия и мелкой гальки кварцитов и известняков. Некоторые обломки имеют признаки ветровой огранки (ветрогранники). Пачка отнесена к мавринской свите.

Таким образом, в строении Усть-Буотамского обнажения, вскрытом в пределах четвертой надпойменной террасы р. Лены, выделяются три пач-

ки отложений различного генезиса. Пачка UB-3 в основании вскрытой толщи представлена озерными и аллювиальными отложениями пойменной фации, которая по особенностям строения и характеру залегания была отнесена к распространенной в регионе мавринской свите. Вторая пачка, включающая слои UB-2a, UB-2b, UB-2с представлена дьолкуминской свитой. Характерная особенность — наличие слоев, отделенных друг от друга несогласиями, соотносимыми с дефляционными поверхностями. Данные слои формировались в условиях ветрового воздействия различных направлений и силы. Третья пачка UB-1 (UB-1a и UB-1b) сложена голоценовыми эоловыми покровами.

4.2. Результаты датирования

Для отложений Усть-Буотамского обнажения получено 9 люминесцентных (табл. 1, 2) и 3 радиоуглеродные даты (табл. 3).

Скорость накопления дозы. Концентрации радионуклидов и мощности сухих бета и гамма доз представлены в табл. 1. Концентрации радионуклидов ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K в целом мало меняются по разрезу: в среднем, содержание ^{226}Ra составляет 9–30 Бк.кг⁻¹, ^{232}Th варьирует в пределах 15–40 Бк.кг⁻¹. Максимальное значение отмечается в образце 208225 (^{226}Ra — 30.7±0.6 Бк.кг⁻¹, ^{232}Th — 41.4±0.6 Бк.кг⁻¹). Содержание ^{40}K в пределах обнажения достаточно высокое и мало также меняется по разрезу — 720–940 Бк.кг⁻¹. Отмечается высокое содержание радионуклидов в основании пачки UB-2, что, по-видимому, связано с наличием в слое включения гальки и гравия.

Таблица 1. Концентрация радионуклидов, мощности β- и γ-дозы

Table 1. Radionuclide concentrations β- and γ-dose rate

Лаб. номер Riso	H, м	^{238}U , Бк/кг	^{226}Ra , Бк/кг	^{232}Th , Бк/кг	^{40}K , Бк/кг	Мощность β-дозы, Гр/тыс. лет	Мощность γ-дозы, Гр/тыс. лет	$^{226}\text{Ra}/$ ^{238}U	$^{226}\text{Ra}/$ ^{232}Th	$^{40}\text{K}/$ ^{232}Th
208222	23	8±5	11.8±0.4	17.1±0.4	801±14	2.26±0.04	0.92±0.01	1.5±0.8	0.7±0.0	47±1
208223	25	19±8	9.1±0.6	17.0±0.6	790±15	2.20±0.04	0.89±0.01	0.5±0.2	0.5±0.0	46±2
218607	40	22±5	18.1±1.0	28.3±0.8	884±17	2.60±0.05	1.16±0.02	0.8±0.2	0.6±0.0	31±1
218608	45	14±4	14.5±0.6	18.4±0.5	924±12	2.60±0.04	1.05±0.02	1.1±0.3	0.8±0.0	50±2
218609	60	9±4	12.3±0.8	15.6±0.6	843±15	2.36±0.04	0.93±0.02	1.4±0.6	0.8±0.0	54±2
208226	66	13±5	12.4±0.5	17.0±0.5	771±15	2.19±0.04	0.89±0.02	0.9±0.4	0.7±0.0	45±2
218610	80	17±5	17.6±0.7	23.1±0.6	935±14	2.69±0.04	1.13±0.02	1.0±0.3	0.8±0.0	40±1
208225	82	27±7	30.7±0.6	41.4±0.6	724±15	2.42±0.04	1.27±0.03	1.1±0.3	0.7±0.0	17±0
208224	100	15±8	15.3±0.7	23.8±0.7	786±15	2.30±0.04	1.01±0.02	1.0±0.6	0.6±0.0	33±1

Таблица 2. Результаты люминесценции кварца и КПШ. Номер образца, глубина отбора, эквивалентные дозы (D_e) кварца и КПШ, общая мощность доз и возраст

Table 2. Quartz and K-feldspar luminescence results. Sample number, depth of selection, Quartz and K-feldspar equivalent doses (D_e), total dose rate, ages

Лаб. номер Risø	Номер образца	Н, м	Эквивалентная доза (Грей) и число аликвот (n _r — отклонено, n _a — принято)										Мощность дозы кварца, Грей/тыс.	Возраст, тыс. лет			Соотношения Q/F ^k	
			OSL кварц			pIRIR ₂₉₀			IR ₅₀					IR ₅₀ / OSL	pIRIR ₂₉₀ / OSL			
			De (Гр)	n _r	n _a	De (Гр)	n _r	n _a	De (Гр)	n _r	n _a	OSL кварц				pIRIR ₂₉₀	IR ₅₀	
208222	445/260	23	33.6±1.7	2	20	52.9±1.0	1	5	22.9±0.9	0	6	2.3±0.1	14.7±1.1	16.4±0.8	7.1±0.4	0.5±0.0	1.1±0.1	
208223	445/4-550	25	33.8±2.5	0	20	51.9±3.4	0	6	22.8±1.3	0	6	2.2±0.1	15.2±1.4	16.4±1.3	7.2±0.5	0.5±0.1	1.1±0.1	
218607	493-20 м S3	40	41.5±2.7	0	16	54.8±0.7	1	7	26.3±0.4	0	8	2.7±0.1	15.4±1.3	15.1±0.7	7.2±0.3	0.47±0.04	0.98±0.09	
218608	493-25 м S4	45	41.3±2.9	0	16	59.9±1.5	0	8	26.2±0.9	1	7	2.6±0.1	15.9±1.4	16.9±0.9	7.4±0.4	0.47±0.05	1.06±0.11	
218609	493-40 м	60	38.9±2.8	0	16	59.4±2.1	1	7	29.7±1.0	0	8	2.3±0.1	16.6±1.5	18.0±1.0	9.0±0.5	0.54±0.06	1.09±0.11	
208226	443/180	66	38.5±2.3	1	19	54.8±2.2	0	6	26.2±0.7	0	6	2.2±0.1	17.5±1.4	17.4±1.0	8.4±0.4	0.48±0.04	1.00±0.10	
218610	493-60.2 м	80	43.0±2.4	0	16	52.4±2.1	0	8	28.1±0.7	1	7	2.7±0.1	15.8±1.2	14.3±0.8	7.7±0.4	0.49±0.04	0.90±0.09	
208225	443/80	82	78.2±2.5	1	17	106±1.7	1	7	60.6±4.0	1	7	2.6±0.1	29.5±1.8	29.4±1.4	16.9±1.3	0.57±0.06	0.99±0.08	
208224	446-3500	100	>220.0	1	5	>1000.0	0	8	>400.0	2	6	2.4±0.1	>93.3	>302.8	>121.1	нет данных		

Таблица 3. Радиоуглеродные даты в пределах Усть-Буогамского обнажения

Table 3. Radiocarbon dates from the Ust'-Buotama outcrop

Лаб. номер	Глубина от поверхности на гребне дюны / от кровли палеопочвы PS-1, м	Материал	Возраст	
			¹⁴ C, BP	калиброванный, cal BP
MP1 170	21 / 0	Корень полыни	484±115	490±110
MP1 176	21 / 0	Древесина	400±80	425±80
MP1 174	23 / 2	Уголь	4800±210	5500±270

В пределах обнажения соотношение радионуклидов $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ колеблется в пределах 0.5–1.5, соотношение $^{40}\text{K}/^{232}\text{Th}$ варьирует от 17 до 54. Соотношение радионуклидов $^{226}\text{Ra}/^{232}\text{Th}$ составляет 0.5–0.8, соответственно, они выстраиваются в закономерную линию, что указывает на надежность измерений содержания радионуклидов. Скорость накопления дозы для всех образцов существенно не меняется и составляет от 2.2 до 2.7 Гр/тыс. лет.

Основная часть обнажения представлена песками, для которых характерно низкое содержание влаги (за исключением нижних слоев, служившими зонами инфильтрации подземных вод). Отмечается наличие в отложениях льда-цемента, который формирует массивную и сублимационно-контактную криотекстуру. Все это указывает на то, что с момента образования отложений пачек UB-1 и UB-2 пески находились в мерзлом состоянии, поэтому для песков нами выбрано значение влагоемкости 25%. А для отложений пачки UB-3, ввиду более тяжелого состава и более длительного нахождения в состоянии максимальной влагоемкости, нами принято значение водонасыщения равное 40%.

4.2.1. OSL датирование

Результаты люминесцентного датирования представлены в табл. 2. В рамках люминесцентного датирования проведены измерения люми-

несценции кварца и КПШ, для получения дат по обоим минералам с целью сравнения результатов и определения, степени засветки сигнала в момент осадконакопления. В сигналах OSL кварца преобладает быстрый компонент (рис. 3), а коэффициент восстановления дозы являются вполне удовлетворительными (1.04 ± 0.013 ; $n=20$). Соотношение возраста кварца и КПШ (1.06 ± 0.12) показывает, что сигналы OSL кварца, скорее всего, были достаточно обесцвечены. Измеренные дозы нанесены на график в зависимости от заданных доз (рис. 3). Измерения OSL по кварцу были проведены для всех образцов, но для образца 208224 сигнал оказался в полном насыщении.

4.2.2. ИКСЛ датирование

Типичная кривая насыщения и люминесценции ИКСЛ_{50,290} показаны на рис. 3. Эквивалентные дозы ИКСЛ_{50,290} незначительно меняются по разрезу, варьируют в пределах от 51 до 59 Грей. В образце 208225 эквивалентная доза составляет 106 Грей. Образец 208224 по сигналу ИКСЛ_{50,290} оказался в полном насыщении, доза превысила 1000 Грей, что не позволяет получить дату, лишь оценив минимальный возраст.

Возраст OSL по кварцу варьирует от 14–15 до 29–30 тыс. лет, даты изменяются в целом в правильной стратиграфической последовательности (табл. 2, рис. 2). Оценка надежности полученной

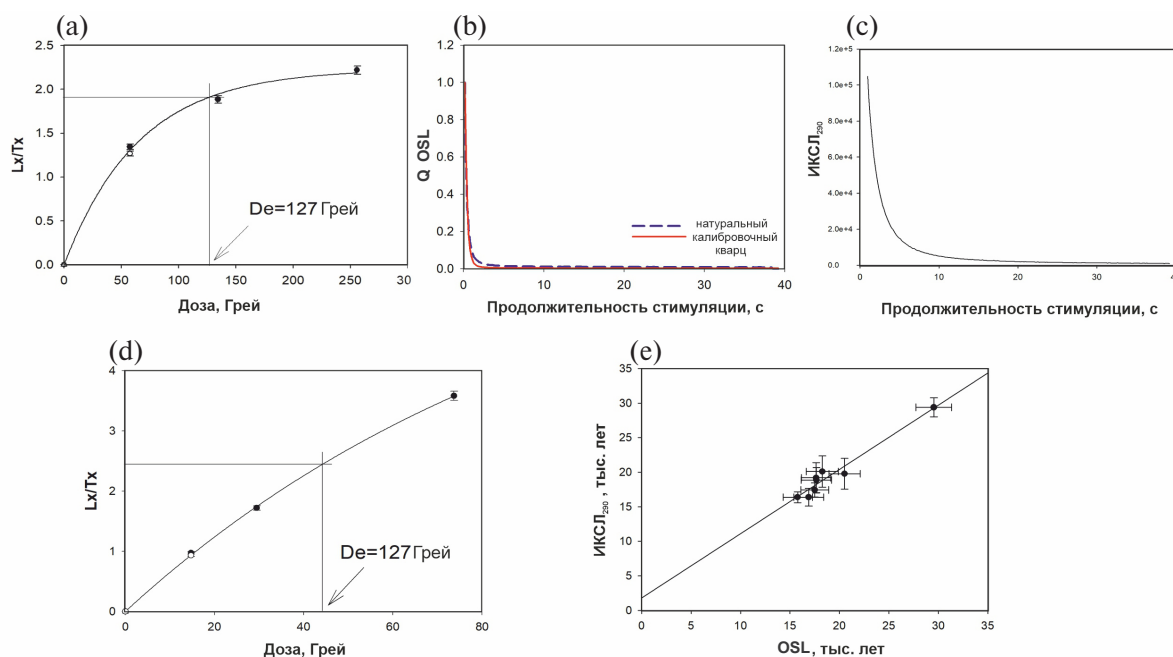


Рис. 3. Характер люминесценции на примере образца 208223: (а) — кривая насыщения OSL для кварцевых зерен; (б) — OSL кварца; (с) — люминесценция ИКСЛ₂₉₀; (д) — кривая насыщения ИКСЛ_{200,290} КПШ; (е) — соотношение дат по кварцу и КПШ.

Fig. 3. Luminescence characteristics of sample 208223: (a) — typical quartz OSL dose response curve; (b) — the natural OSL signals compared with a decay curve from Risø calibration quartz; (c) — The natural pIRIR₂₉₀ signal from 208223 sample; (d) — Typical K-feldspar grains Pirir_{200,290} dose response curve; (e) — Comparison of quartz OSL and K-rich feldspar pIRIR₂₉₀ ages.

хронологии выполнена на основе анализа соотношений дат по кварцу и КПШ (Murray et al., 2018; Kurbanov et. al., 2021). Для разреза Усть-Буотама отмечается высокая сходимость результатов по кварцу и КПШ: соотношение для обнажения — 1.01 ± 0.12 . Это указывает на достаточно полное обнуление сигнала ИКСЛ_{50,290}. Характер люминесценции кварца и КПШ, большое количество принятых аликвот, высокая сходимость дат по OSL и ИКСЛ позволяет считать полученные OSL даты валидными, а итоговую хронологию надежной. Основываясь на этих результатах, мы реконструируем этапы формирования разреза по OSL датам. Возраст пачки UB-3 может быть оценен по результатам изучения ИКСЛ_{50,290} для образца 208224.

Для слоя UB-2a на глубинах 23 и 25 м от гребня дюны были получены две OSL даты 15.2 ± 1.4 (Risø 208223) и 14.7 ± 1.1 (Risø 208222) тыс. л., которые указывают на то, что накопление отложений завершалось в МИС 2.

Из палеопочвы PS-3 в слое UB-2b на глубине 40 м была получена OSL дата 15.4 ± 1.3 (218607) тыс. л., свидетельствующая о том, что в МИС 2 был незначительный по времени период снижения активности эоловых процессов и формирования слабо развитой палеопочвы.

Из слоя UB-2c на глубинах 60, 66, 80 и 82 м были получены OSL даты 29.5 ± 1.8 (Risø 208225), 15.8 ± 1.2 (Risø 218610), 17.5 ± 1.4 (Risø 208226) и 16.6 ± 1.5 (Risø 218609) тыс. л., которые указывают, что накопление песчаных отложений началось в конце МИС 3 и продолжалось в МИС 2.

Образец из пачки UB-3 в западной части обнажения на глубине 100 м от гребня дюны показал запредельный возраст как по кварцу, так и по КПШ. По сигналу ИКСЛ_{50,290} определен возраст толщи не моложе 302.8 тыс. л. (Risø 208224).

4.2.3. Радиоуглеродное датирование

Три радиоуглеродные даты получены для верхней части разреза — в основании пачки UB-1 (табл. 3). В подошве слоя UB-1b описаны фрагменты палеопочвы с углями, из которых была получена радиоуглеродная дата 5500 ± 270 кал. л. (MPI-174). Наличие палеопочвы указывает на стабилизацию дюны и эоловое осадконакопление в условиях закрепления растительностью. К кровле слоя UB-1b приурочены вертикально погребенные деревья (сосна) вместе с корневой системой, из которых была получена радиоуглеродная дата (MPI-176) 425 ± 80 кал. л. Здесь же была получена радиоуглеродная дата по гумифицированному корневищу полыни 490 ± 110 кал. л. (MPI-171).

4.3. Генезис отложений

Пачка UB-1 (0–23 м). В слое UB-1a (0–20 м) установлена трансляционная слоистость восхо-

дящей ряби фации наветренного склона дюны, падающая в юго-восточном направлении и слойчатость восходящей ряби (рис. 4, (a)). Данный тип текстуры — характерен исключительно для дюнных фаций эоловых отложений (Hunter, 1977). Образование текстуры связано с процессами интенсивной эоловой аккумуляции на наветренном склоне дюн, покрытых эоловой рябью: в результате перемещения ряби вверх по склону путем наведения тонких параллельных слоев на подветренные участки ряби. В результате формируется слойчатость восходящей ряби, слойки которой параллельны друг другу и падают в направлении эолового переноса. Толщина прослоев равна 0.5–3.0 мм, угол падения варьирует от 2–3 до 10–15°. Границы слоев подчеркнуты напылением из тяжелых минералов, в основном магнетита. Вместе с эоловой рябью, поверхность седиментации так же непрерывно перемещается вверх, образуя, таким образом, тонкие трансляционные прослои (Hunter, 1977).

Для слоя UB-1b (20–23 м) характерны слоистость осыпания фации подветренного осыпного склона дюны (рис. 4, (b)) и слойчатость осыпания (Hunter, 1977). Данный тип текстур соответствует фации подветренного склона параболических дюн. Его формирование происходит в результате систематического скатывания зерен песка и откладывания их на подветренном склоне дюны. Скатившиеся зерна образуют тонкую и едва заметную слойчатость. Для слоя характерно наличие палеопочв: в кровле слоя отмечается слабо развитая палеопочва PS-1, мощностью от 1 до 3 см, выраженная в виде незначительного гумусирования. В основании слоя выделена палеопочва PS-2, характеризующаяся незначительным содержанием гумуса и присутствием яркого прослоя, насыщенного углем — свидетельства сильного пожара. Наличие палеопочв указывает на этапы снижения эоловой активности и закрепление дюнных массивов растительным покровом.

Пачка UB-2 (23–85 м). Для слоя UB-2a (23–40 м) характерна пологая, субгоризонтальная слоистость и горизонтальная слойчатость отложений (рис. 4, (c)). Пологая субгоризонтальная слоистость формируется в условиях, когда аккумуляция происходила медленно, здесь эоловая рябь не формировалась.

Для слоя UB-2b (40–45 м) характерна трансляционная слоистость восходящей ряби. Кровля слоя представлена слабо развитой палеопочвой (PS-3), что также указывает на снижение эоловой активности и закрепление отложений растительным покровом.

Слой UB-2c (45–85 м) представлен трансляционной слоистостью восходящей ряби фации

наветренного склона дюны, падающей в юго-восточном направлении, что совпадает с ориентировкой дюн на поверхности примыкающей террасы и противоположно современному течению Лены. Данный тип текстур указывает на то, что здесь происходила активная эоловая аккумуляция. На интенсивные эоловые процессы, помимо текстур, указывает также значительная переработка кровли нижележащей мавринской свиты и образование ветрогранников в основании слоя. На глу-

бине 80–85 м были обнаружены линзы глин и алевроитов с раковинами моллюсков (рис. 4, (f)), которые свидетельствуют о существовании небольшого озера, возможно в межгрядовом понижении. Этот факт указывает на кратковременное снижение эоловой активности и увеличение количества атмосферных осадков.

Слои UB-2a – UB-2c представлены хорошо сортированными светлыми песками, общей мощностью 65 м. Для всей этой значительной по

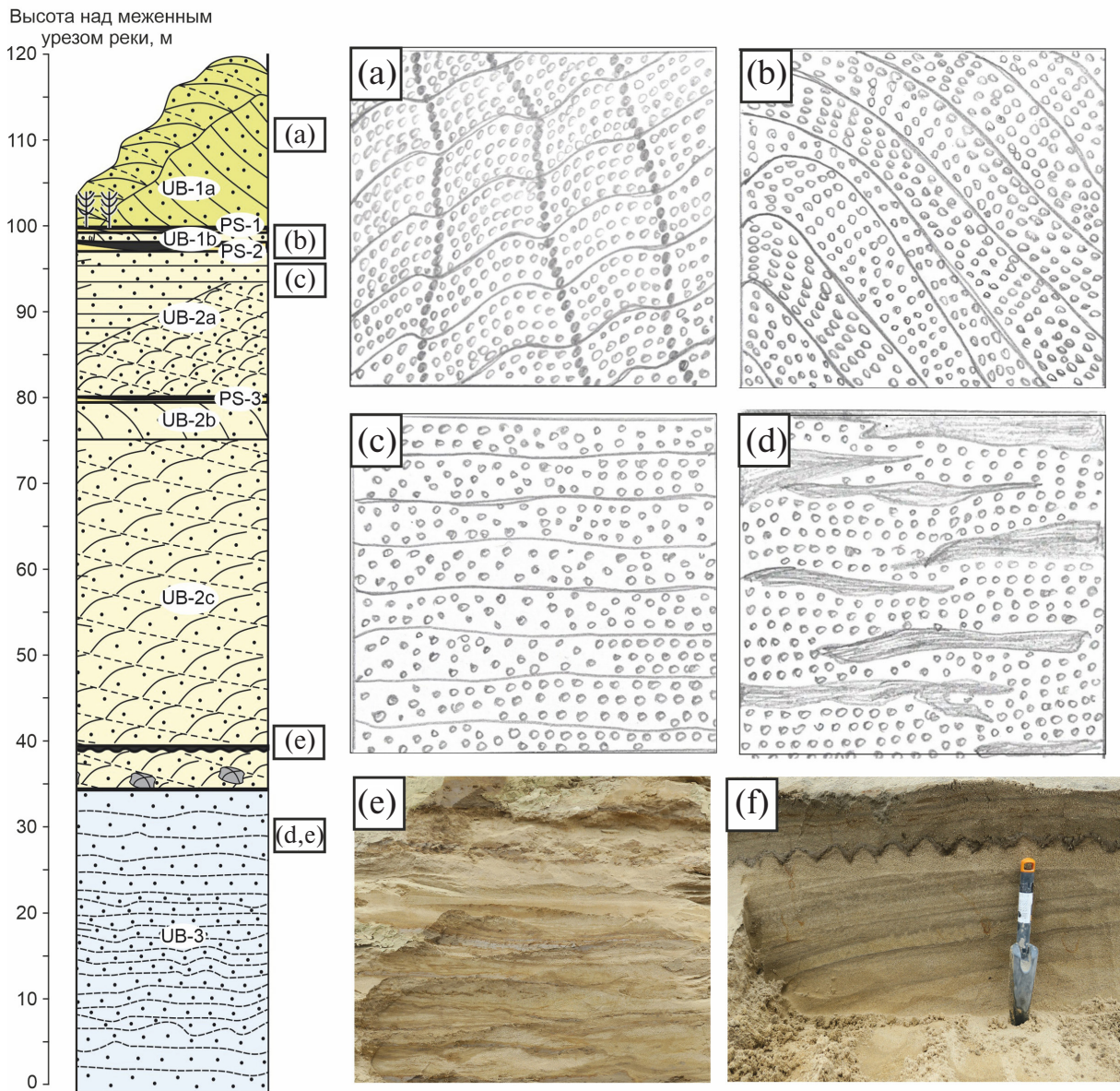


Рис. 4. Разновидности текстур отложений в Усть-Буотамском обнажении: (a) – трансляционная слоистость и слоистость восходящей ряби; (b) – слоистость осыпания; (c) – пологая субгоризонтальная слоистость; (d, e) – мавринская свита с волнистой тонкопараллельной слоистостью; (f) – отложения погребенного озера с раковинами моллюсков.

Fig. 4. Textural features of deposits in the Ust'-Buotama outcrop: (a) – translent climbing ripple stratification and lamination; (b) – grain fall stratification; (c) – planebed stratification; (d, e) – Mavrinka formation with wavy thinly parallel stratification; (f) – remains of a buried lake in sandy deposits with mollusk shells.

мощности толщи характерна перекрестная макро-слоистость, согласно типизации (Hunter, 1977), — крупные слои мощностью от 1 до 6–10 м, отделенные друг от друга поверхностями дефляции. В пределах каждого слоя наблюдается определенная текстура, характер кровли и подошвы. Каждый слой представляет собой фрагмент ископаемой дюны. Пачка сложена фрагментами трех таких древних дюн. Периоды дефляции и аккумуляции, вероятно, чередовались с периодами затухания эоловых процессов и закрепления рельефа растительным покровом.

Пачка UB-2 отнесена нами к дьолкуминской свите.

Пачка UB-3 (85–120 м) сложена монотонным переслаиванием песков, супесей и суглинков (рис. 4, (d, e)). В кровле обнаружены прослои гравия и мелкой гальки кварцитов и известняков. Волнистая слоистость, тонкопараллельная, местами неясная слойчатость отложений указывают на озерный и аллювиальный генезис. Строение пачки

позволяет уверенно коррелировать ее с мавринской свитой.

4.4. Строение и возраст палеопочв

В пределах обнажения Усть-Буотама выделено 3 уровня почвообразования (рис. 5, (a)). В кровле слоя UB-1b установлена слабообразованная почва PS-1 (рис. 5, (b)) с включениями древесного угля. Почва образована тонким переслаиванием среднезернистого песка и темной гумусированной супеси. Характерны примазки гумуса.

Палеопочва PS-2 находится в пределах подошвы слоя UB-1b (рис. 5, (c)). Отложения представлены супесью и тонкозернистым песком. Наблюдаются включения отбеленных и охристых кварцевых песков, примазки гумуса. Границы палеопочвы неровные, нечеткие. На основании возраста углей (5500 ± 270 л.) формирование эмбриональной почвы, вероятно, связано со среднеголоценовым температурным оптимумом (9–5 тыс. л. н.), когда произошло потепление климата и увеличение количества атмосферных осадков.

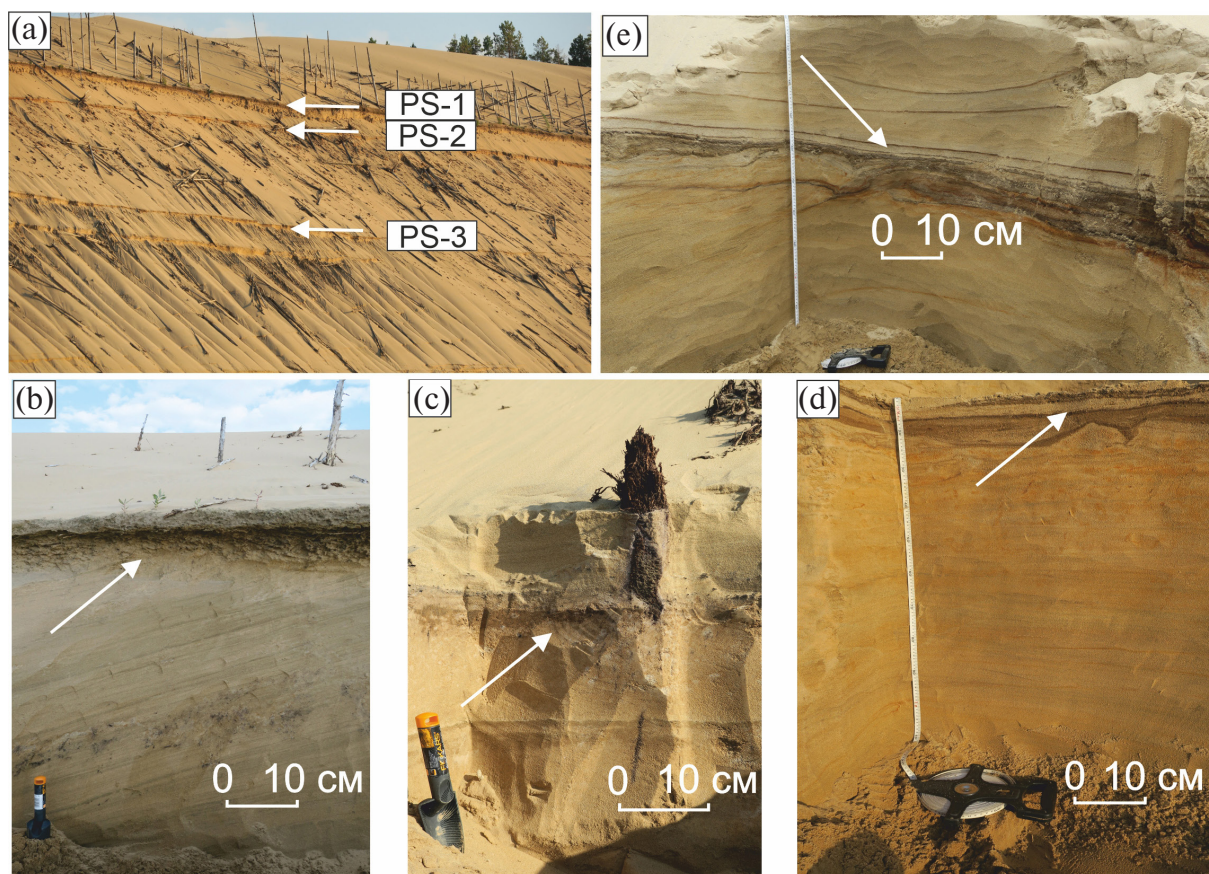


Рис. 5. Палеопочвы и следы криогенных явлений в обнажении Усть-Буотама: (a) — общий вид обнажения с 3 уровнями палеопочв; (b) — слабообразованная палеопочва PS-1 с примазками гумуса; (c) — палеопочва PS-2 с вертикально погребенным стволом дерева; (d) — палеопочва PS-3 с мелкими вертикальными песчаными псевдоморфозами; (e) — палеопочва PS-3 в другой расчистке обнажения.

Fig. 5. Paleosols and traces of cryogenic phenomena in the Ust'-Buotama outcrop: (a) — general view of the outcrop with 3 levels of paleosols; (b) — underdeveloped PS-1 paleosol with humus; (c) — paleosol PS-2 with vertically buried tree trunk; (d) — paleosol PS-3 with shallow vertical sandy pseudomorphoses; (e) — paleosol PS-3 in another section.

Палеопочва PS-3 (рис. 5, (d)) в кровле слоя UB-2b сложена тонким чередованием супеси с тонкозернистым песком. Мощность палеопочвы варьирует от 3 до 8 см. Отложения характеризуются полным отсутствием растительных остатков. Отмечается наличие псевдоморфоз. Сложная геометрия палеопочвы, вероятно, связана с деформациями отложений в подошве сезонно-талого слоя в ходе эпигенетического промерзания отложений. Эта слабообразованная палеопочва подверглась криотурбации, в результате чего наблюдаются псевдоморфозы (рис. 5, (e)).

4.5. Этапы развития природной среды

В строении Усть-Буотамского обнажения нами выделены 3 пачки, отражающие крупные этапы осадконакопления и развития природной среды в районе расположения Усть-Буотамского обнажения:

1. Пачка UB-3 представлена монотонным переслаиванием песков, супесей и суглинков с редким включением гравия и мелкой гальки кварцитов и известняков. Строение и стратиграфическое положение пачки позволяет уверенно соотносить ее с классической мавринской свитой Центральной Якутии. В опубликованной литературе высказаны различные мнения о генезисе и возрасте отложений мавринской свиты: озерно-аллювиальный (Колпаков, 1983), перигляциальный аллювий (Камалетдинов, Минюк, 1991), аллювиальный (Галанин, 2021), субаэральный (Михаревич и др., 2021). В первом и втором случае авторы связывают формирование отложений с существованием ледниково-подпрудного озера в результате образования плотины в районе мыса Мавра. Субаэральный генезис свиты на данный момент обосновывается данными палеокарпологии и, частично, составом насекомых. Текстульные особенности и значительная мощность свиты может также указывать на связь ее генезиса с катастрофическими прорывами приледниковых озер в верховьях и прохождением суперпаводка (И.Д. Зольников, личное сообщение). В последние годы значительная роль суперпаводковых событий была показана для рек Обь и Енисей (Зольников и др., 2023а; Зольников и др., 2023б).

На наш взгляд, текстульные особенности мавринской свиты в изученной части разреза Усть-Буотамы указывают на субаквальный генезис отложений, что подтверждается также находками раковин моллюсков в опубликованных материалах по разрезу. Чтобы определить, формировалась ли мавринская свита в условиях обширного подпрудно-озерного бассейна, как пойменный аллювий, либо на завершающей стадии деятельности суперпаводка (оплывневая фация), необходимы дальнейшие исследования. Предварительные данные по возрасту морен западного склона Верхоянского

хребта в долине р. Ундюлюнг, а также материалы изучения ледниковых отложений в районе мыса Мавр говорят о том, что подпруда существовала здесь в конце МИС 6 либо ранее (М.С. Лукьянычева, личное сообщение). С учетом стратиграфического положения и полученных результатов ИКСЛ датирования — >300 тыс. л. н. — время формирования данной пачки наиболее вероятно соотносится с фазами потепления внутри тобольского времени среднего плейстоцена, либо в переходные этапы интервалов МИС 11 — МИС 9. Палеонтологические данные и материалы по палеокарпологии указывают на холодные условия формирования отложений (Михаревич и др., 2023).

Кровля мавринской свиты денудирована, эоловые отложения пачки UB-2 залегают на ней с резким несогласием. На границе пачек UB-3 и UB-2 наблюдается значительный hiatus продолжительностью не менее 270 тыс. л. н. Причиной значительного перерыва между пачками, вероятно, являются интенсивные процессы эоловой дефляции и значительная переработка верхней части мавринской свиты. Об этом свидетельствуют найденные в подошве пачки UB-2 скопления ветрогранников.

2. Отложения пачки UB-2 формировались в субаэральных условиях в холодных и сухих обстановках финального плейстоцена. На основе анализа седиментационных текстур, в пределах пачки было выделено несколько слоев. Слои UB-2a, UB-2b и UB-2c представлены хорошо сортированными светлыми песками, мощностью до 65 м. Особенности текстур, характер слоистости указывают на то, что каждый слой представлял собой фрагмент ископаемой дюны. Слои образуются в результате непрерывного движения дюн, после чего каждая из последующих наползает или частично срезает нижележащую.

На основе полученных OSL дат установлено, что накопление дюнных отложений, мощностью около 65 м, началось в конце каргинского времени МИС 3 и продолжалось на протяжении МИС 2. В основании пачки UB-2 на глубинах 82 и 80 м от гребня дюны были получены OSL даты 29.5 ± 1.8 (Risø 208225) и 15.8 ± 1.2 (Risø 218610) тыс. л., что указывает на значительный перерыв в осадконакоплении, продолжительностью около 14 тыс. л. С этим перерывом связано появление на поверхности эоловой песчаной равнины небольшого озера, в погребенных отложениях которого найдены раковины пресноводных моллюсков. Возможно, в конце МИС 3 в регионе существовали более влажные и теплые условия, способствовавшие развитию растительности, что в итоге привело к резкому снижению интенсивности эоловых процессов, и образованию озер в междюнных понижениях. Эти

результаты хорошо соотносятся с данными, полученными для дьолкуминской свиты ранее (Камалетдинов, Минюк, 1991; Правкин и др., 2018). Время формирования свиты характеризовалось широким развитием эоловых процессов и криогенеза. Все это привело к образованию большого разнообразия смешанных криогенно-эоловых, нивейно-эоловых, эолово-флювиальных и эолово-озерных фаций.

Во время формирования дьолкуминской свиты в пределах обнажения Усть-Буотама отмечается событие стабилизации эолового рельефа, выраженное в виде слабо развитой палеопочвы (PS-3). По принятым представлениям (Галанин и др., 2018; Галанин, Павлова, 2019), наличие палеопочв в отложениях эоловых толщ указывает на смягчение климата и увеличение количества атмосферных осадков, в результате чего происходит закрепление дюнных массивов почвенно-растительным покровом. Обнаруженные палеопочвы также можно использовать в качестве климатостратиграфического репера (маркера). Наличие палеопочв в толще дьолкуминских песков свидетельствует о том, что в конце сартанского криохрона МИС 2 происходило снижение эоловой активности и существовали периоды кратковременного закрепления дюн травянистой растительностью 16–15 тыс. л. н. Палеопочва затронута криогенными явлениями, выраженными в виде мелких псевдоморфоз. Активная эоловая деятельность в регионе на этапе МИС 2 подтверждается также результатами изучения разреза стоянки Диринг-Юрях, в котором выделена серия этапов эоловой дефляции и аккумуляции (Lukyanycheva et al, 2024).

3. Пачка UB-1 представлена эоловыми песками с характерными типами текстур. Кровля пачки выходит на дневную поверхность в виде незакрепленной Ленской дюны. На основании радиоуглеродных дат, установлено, что образование основной части пачки (верхних 20 м, слой UB-1a) связано с последней (современной) фазой активизации эоловых процессов в Малом ледниковом периоде. Близкий возраст имеют многие современные дюнные массивы в пределах Центральной Якутии (Куть, 2015). Позднеголоценовое дюнообразование происходило, в основном, после крупных пожаров путем активизации отдельных участков древних дюнных массивов. Свидетельством относительно незначительной более ранней активизации эоловых процессов является слой UB-1b (нижние 3 м пачки), зажатый между датами периодов стабилизации (погребенных почв) около 0.5 и около 5.5 тыс. л. н. Поскольку среднеголоценовая почва датирована по древесным углям (табл. 3), которые могли находиться вблизи земной

поверхности длительное время, невозможно уточнить время этой слабой эоловой активизации: она могла произойти как сразу по окончании термического оптимума голоцена (после 5.5 тыс. л. н.), так и в самом начале Малого ледникового периода, предваряя главную фазу дюнообразования. Судя по слабой развитости почвы PS-1 (рис. 5, (b)), последний вариант представляется более вероятным.

5. ВЫВОДЫ

Результаты изучения строения бестяхской террасы р. Лены в обнажении Усть-Буотама и новые данные абсолютного возраста отложений позволяющие сделать следующие выводы:

1. Бестяхская терраса, которая протягивается на расстоянии более 250 км от Ленских столбов до устья р. Алдан, не является речной террасой в классическом понимании. Она является сохранившейся частью сложной дефляционно-аккумулятивной равнины, которая формировалась на протяжении среднего и позднего плейстоцена. Основная часть отложений, образующих террасу, формировалась в субэразальных условиях, в холодных и сухих обстановках финального плейстоцена.

2. В строении четвертичных отложений Усть-Буотамского обнажения участвуют 3 разногенетические пачки:

(а) Пачка UB-3 (85–120 м) соотносится с отложениями мавринской свиты. Полученные впервые результаты ИКСЛ датирования указывают на возраст формирования не моложе 300 тыс. л. н., при этом стратиграфическое положение свиты позволяет коррелировать этап ее образования с тобольским временем среднего плейстоцена (МИС 11–9). Мавринская свита формировалась в условиях холодного сухого климата, на что указывают ее монотонный гранулометрический состав, как по горизонтали, так и по вертикали, отсутствие нормального чередования русловых фаций, невыдержанная мощность слоев. Сложное строение отложений и низкая доступность толщи для изучения не позволяет говорить об окончательной стратогенетической интерпретации; это дело будущего.

(б) Пачка UB-2 (23–85 м) отражает чередование этапов господства эоловых процессов в регионе, которые также фиксируются во многих разрезах на территории Центральной Якутии (Галанин и др., 2018; Галанин, Павлова, 2019; Галанин, 2021). Установленные текстуры указывают на существование серии ископаемых дюн, сменявших друг друга. Пачка, отнесенная к дьолкуминской свите, формировалась в течение всей МИС 2 (29–14.7 тыс. л. н.) — времени глобально-го термического минимума, когда на территории

Центральной Якутии эоловый морфолитогенез достиг наиболее широких масштабов. Около 15–16 тыс. л. н. отмечается стабилизация эолового рельефа, формирование слаборазвитой палеопочвы, что указывает на смягчение температурного режима и увеличение количества атмосферных осадков.

(в) Пачка UB-1 (верхние 23 м) представляет отложения современной, не закрепленной растительностью дюны. Основная фаза дюнообразования приходится на последние 400–500 лет и связана с похолоданием и иссушением климата в Малом ледниковом периоде (XIV–XIX вв. н. э.).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Э.С. Мюррею и Я.-П. Булларду за помощь в проведении люминесцентного датирования, А.В. Панину и Н.А. Таратуниной за обсуждение результатов и полезные рекомендации. Полевые работы выполнены при поддержке темы госзадания Института мерзлотоведения ИМЗ СО РАН № 122011800064-9. Командирование А.Н. Васильевой в Скандинавскую лабораторию люминесцентного датирования в Рисо (Дания) и проведение люминесцентного датирования произведены за счет гранта РНФ № 21-17-00054 (<http://rscf.ru/project/21-17-00054/>). Анализ опубликованных материалов по плейстоцену Центральной Якутии и интерпретация полученных результатов выполнены в рамках госзадания ИГ РАН FMWS-2024-0005. Для создания графических материалов использован портативный компьютер, приобретенный за счет гранта имени академика П.И. Мельникова ИМЗ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев М.Н., Гриненко О.В., Камалетдинов В.А. и др. (1990). Неогеновые и четвертичные отложения Нижнеалданской впадины и средней Лены (Центральная Якутия). Путеводитель геологической экскурсии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР. 42 с.
- Галанин А.А. (2021). Позднечетвертичные песчаные покровы Центральной Якутии (Восточная Сибирь): строение, фациальный состав и палеоэкологическое значение. *Криосфера Земли*. Т. XXV. № 1. С. 3–34. <https://doi.org/10.15372/KZ20210101>
- Галанин А.А., Павлова М.Р., Климова И.В. (2018). Позднечетвертичные дюнные образования (Дьолкуминская свита) Центральной Якутии (Часть 1). *Криосфера Земли*. Т. XXII. № 6. С. 3–15. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-6\(3-15\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-6(3-15))
- Галанин А.А., Павлова М.Р. (2019). Позднечетвертичные дюнные образования (Дьолкуминская свита) Центральной Якутии (Часть 2). *Криосфера Земли*. Т. XXIII. № 1. С. 3–16. <https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2019-13-16>
- Зольников И.Д., Деев Е.В., Курбанов Р.Н. и др. (2023). Возраст ледниковых и водноледниковых отложений Чибитского гляциокомплекса и его подпрудное озеро (Горный Алтай). *Геоморфология и палеогеография*. Т. 54. № 1. С. 90–98. <https://doi.org/10.31857/S0435428123010133>
- Зольников И.Д., Новиков И.С., Деев Е.В. и др. (2023). Последнее оледенение и ледниково-подпрудные озера в юго-восточной части Горного Алтая. *Лед и снег*. Т. 63. № 4. С. 639–651. <https://doi.org/10.31857/S207667342304018X>
- Зольников В. Г., Попова А. И. (1957). Палеогеографическая схема четвертичного периода равнины Центральной Якутии. *Труды Института биологии*. № 3. С. 5–8.
- Иванов М.С. (1984). Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. Новосибирск: Наука. 126 с.
- Камалетдинов В.А., Минюк П.С. (1991). Строение и характеристика бестяхской террасы Средней Лены. *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода*. № 60. С. 68–70.
- Катасонов Е.М., Иванов М.С. (1973). Криолитология Центральной Якутии (экскурсия по Лене и Алдану): Путеводитель. Якутск: Изд-во ОУПЭС СО АН СССР. 37 с.
- Ковалюх Н., Скрипкин В. (2007). Радиоуглеродное датирование археологической керамики жидкостным сцинтилляционным методом. В сб.: *Радиоуглерод в археологических и палеоэкологических исследованиях*. СПб.: ИИМК РАН. С. 120–126.
- Колпаков В.В. (1966). Палеогеография четвертичного периода в нижнем течении р. Лены. *Известия высших учебных заведений. Геология и разведка*. № 5. С. 41–48.
- Колпаков В.В. (1983). Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии. *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода*. № 52. С. 123–131.
- Коржуев С.С. (1959). Геоморфология долины Средней Лены и прилегающих районов. М.: Изд-во АН СССР. 152 с.
- Куть А.А. (2015). Эолово-мерзлотные образования (тукуланы) Центральной Якутии: строение, генезис, возраст, закономерности распространения. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Якутск: ИМЗ СО РАН. 22 с.
- Лунгерсгаузен Г.Ф. (1961). Геологическая история Средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири. В сб.: *Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода*. Т. 3. (Четвертичные отложения азиатской части СССР. М.: Изд-во АН СССР. С. 209–217.
- Михаревич М.В., Новиков И.С., Кузьмина О.Б. (2021). Рельеф и отложения позднекайнозойского времени северо-западной части Центрально-Якутской равнины и сопредельной территории Восточно-Сибирского плоскогорья (лист Q-51). *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*. № 10s. С. 47–56. <https://doi.org/10.20403/2078-0575-2021-10c-47-56>

- Михаревич М.В., Галанин А.А., Кузьмина С.А. и др. (2023). Палеокарпологические комплексы отложений второй половины позднего неоплейстоцена района Кысыл-Сырского тукулана и его окрестностей (Центральная Якутия). *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*. № 4а. С. 231–235.
<https://doi.org/10.20403/2078-0575-2023-4a-3-16>
- Правкин С.А., Большианов Д.Ю., Поморцев О.А. и др. (2018). Рельеф, строение и возраст четвертичных отложений долины р. Лены в Якутской излучине. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*. Т. 63. № 2. С. 209–229.
<https://doi.org/10.21638/11701/spbu07.2018.206>
- Соловьев П.А. (1959). Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М.: Изд-во АН СССР. 144 с.
- Спектор В.Б., Спектор В.В. (2002). О происхождении высокой Лено-Амгинской перигляциальной равнины. *Криосфера Земли*. Т. VI. № 4. С. 3–12.
- Buylaert J.-P., Jain M., Murray A.S. et al. (2012). A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas*. № 41. P. 435–451.
<https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00248.x>
- Cohen K.M., Gibbard P. (2019). Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 Q1-500. *Quat. Int.* V. 500. P. 20–31.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.009>
- Guerin G., Mercier N., Nathan R. et al. (2012). On the use of the infinite matrix assumption and associated concepts: a critical review. *Radiat. Meas.* № 47. P. 778–785.
<https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2012.04.004>
- Hunter R.E. (1977). Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*. V. 24. P. 361–387.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1977.tb00128.x>
- Kurbanov R., Murray A., Thompson W. et al. (2021). First reliable chronology for the early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley. *Boreas*. V. 50. № 1. P. 134–146.
<https://doi.org/10.1111/bor.12478>
- Lukyanycheva M., Kurbanov R., Taratunina N. et al. (2024). Dating post LGM aeolian sedimentation and the Late Palaeolithic in Central Yakutia (Northeastern Siberia). *Quat. Geochronology*. V. 83. Paper 101563.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2024.101563>
- Murray A., Arnold L.J., Buylaert J.-P. et al. (2021). Optically stimulated luminescence dating using quartz. *Nat. Rev. Methods Primers*. V. 1. Art. num. 72.
<https://doi.org/10.1038/s43586-021-00068-5>
- Murray A.S., Helsted L.M., Autzen M. et al. (2018). Measurement of natural radioactivity: calibration and performance of a high-resolution gamma spectrometry facility. *Radiat. Meas.* № 120. P. 215–220.
<https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2018.04.006>
- Murray A.S., Marten R., Johnston A., Martin P. (1987). Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* № 115. P. 263–288.
- Murray A.S., Wintle A.G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiat. Meas.* V. 32. № 1. P. 57–73.
[https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(99\)00253-X](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(99)00253-X)
- Reimer P., Austin W., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. V. 62. № 4. P. 725–757.
<https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Thiel C., Buylaert J.-P., Murray A. et al. (2011). Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – testing the potential of an elevated temperature post-IR IRS L protocol. *Quat. Int.* № 234. P. 23–31.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.05.018>
- Vasilieva A.N., Murray A.S., Taratunina N.A. et al. (2024). Absolute dating of sediments forming the Lena River terraces (Northeastern Siberia). *Quat. Geochronology*. V. 83. Paper 101592.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2024.101592>

NEW EVIDENCE ON THE STRUCTURE AND AGE OF THE BESTYAKH TERRACE OF THE LENA RIVER (UST-BUOTAMA OUTCROP)²

A. N. Vasilieva^{a,b,#}, **A. A. Galanin**^a, V. M. Lytkin^a, G. I. Shaposhnikov^a,
 M. S. Rozhina^a, and R. N. Kurbanov^{b,c}

^a Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia

^b Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

^c Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

E-mail: angievasilieva@gmail.com

The Lena River provides important records for understanding the Quaternary history of North-East Siberia. At present, the structure, origin and age of the elements of the Lena River valley remain unresolved. This article presents the results of lithofacies analysis and absolute dating of the Ust-Buotama section exposing the Fourth (Bestyakh) fill Terrace in the middle Lena River valley. Three stratigraphic units have been recognized

² For citation: Vasilieva A.N., Galanin A.A., Lytkin V.M. et al. (2024). New evidence on the structure and age of the Bestyakh Terrace of the Lena River (Ust-Buotama Outcrop). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 3. P. 90–108.
<https://doi.org/10.31857/S2949178924030052>; <https://elibrary.ru/PLRIBK>

in the section: lacustrine–alluvial deposits at depth of 120–85 m depth from the surface correlated with the Middle Pleistocene Mavra formation of Central Yakutia; eolian deposits of the Late Pleistocene D'olkuma formation (depth 85–23 m), and eolian deposits of the Holocene wind-blown dunes (from the depth of 23 m to the surface). First quartz and K-feldspar ages have been obtained for the section using luminescence dating. The age relations and standard tests have shown the reliability of the chronology obtained. This chronology suggests that sediments of the Mavra formation were deposited no later than 300 ka, and their stratigraphic position implies a preliminary correlation with the Tobolsk time of the Middle Pleistocene (MIS 11–9). Deposition of the D'olkuma formation took place from late MIS 3 (29–30 ka) to the late MIS 2 (14–15 ka), reflecting the period of eolian activity when sand dunes and sheets were formed. The periods of eolian accumulation alternated with deflation periods at the end of the Late Pleistocene. Short periods of stabilization of the eolian landscape are indicated in the section by poorly developed paleosoils. The uppermost part of the section consists of the Late Holocene dune sediments which accumulation started ~400 years ago during the Little Ice Age. These findings infer that the Bestyakh Terrace is not a fluvial terrace in the classic sense, but rather the remaining part of a complex deflational and depositional plain. Much of the terrace sediments appear to have been formed under subaerial conditions in cold, dry environments of the late Pleistocene.

Keywords: Late Pleistocene, Holocene, geochronology, fluvial terraces, North-East Siberia, Yakutia

ACKNOWLEDGMENTS

We are grateful to A.S. Murrey and J.-P. Buylaert for assistance with luminescence dating. We also thank A.V. Panin and N.A. Taratunina for the helpful discussions and recommendations. Support for the field work came for the State Task № 122011800064-9 by the Permafrost Institute, Siberian branch RAS. Visit by A.N. Vasilieva at the Nordic Laboratory for Luminescence Dating in Risø, Denmark, and processing of OSL/IRSL samples were supported by the RSF Project № 21-17-00054 (<http://rscf.ru/project/21-17-00054/>). The analysis of published materials on the Pleistocene of Central Yakutia and interpretation of field and laboratory results were carried out within the framework of the State Task FMWS-2024-0005 by Institute of Geography RAS. Graphics was made with the laptop purchased from the Pavel Melnikov Award of Melnikov Permafrost Institute SB RAS.

REFERENCE

- Alekseev M.N., Grinenko O.V., Kamaletdinov V.A. et al. (1990). Neogenovye i chetvertichnye otlozheniya Nizhneldanskoi vpadiny i srednei Leny (Central'naya Yakutiya). Putevoditel' geologicheskoi ekskursii (Neogene and Quaternary Deposits of the Lower Aldan Depression and the Middle Lena (Central Yakutia). Geological excursion guide). Yakutsk: YaNC SO AN SSSR (Publ.). 42 p. (in Russ.)
- Buylaert J.-P., Jain M., Murray A.S. et al. (2012). A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas*. № 41. P. 435–451. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00248.x>
- Cohen K.M., Gibbard P. (2019). Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 Q1-500. *Quat. Int.* V. 500. P. 20–31. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.009>
- Galanin A.A. (2021). Late Quaternary sand covers of Central Yakutia (Eastern Siberia): Structure, facies composition and paleoenvironment significance. *Kriosfera Zemli*. V. XXV. № 1. P. 3–34. <https://doi.org/10.15372/KZ20210101>
- Galanin A.A., Pavlova M.R. (2019). Late Quaternary dune formations (D'olkuminskaya Series) in Central Yakutia (Part 2). *Earth's Cryosphere*. V. XXIII. № 1. P. 3–15. [https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2019-1\(3-15\)](https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2019-1(3-15))
- Galanin A.A., Pavlova M.R., Klimova I.V. (2018). Late Quaternary dune formations (D'olkuminskaya Series) in Central Yakutia (Part 1). *Earth's Cryosphere*. V. XXII. № 6. P. 3–14. [https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2018-6\(3-14\)](https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2018-6(3-14))
- Guerin G., Mercier N., Nathan R. et al. (2012). On the use of the infinite matrix assumption and associated concepts: a critical review. *Radiat. Meas.* № 47. P. 778–785. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2012.04.004>
- Hunter R.E. (1977). Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*. V. 24. P. 361–387. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1977.tb00128.x>
- Ivanov M.S. (1984). Kriogennoe stroenie chetvertichnykh otlozhenii Leno-Aldanskoi vpadiny (Cryogenic Structure of the Quaternary Deposits of the Lena-Aldan Depression). Novosibirsk: Nauka (Publ.). 126 p. (in Russ.)
- Kamaletdinov V.A., Minuk P.S. (1991). Structure and characteristics of sediments of the bestyakh terrace of the middle Lena River. *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. № 60. P. 68–78. (in Russ.)
- Katsonov E.M., Ivanov M.S. (1973). Kriolitologiya Tsentral'noi Yakutii (ekskursiya po Lene i Aldanu): Putevoditel' (Cryolithology of Central Yakutia (excursion on Lena and Aldan): Guidebook. Iakutsk: OUPES SO AN SSSR (Publ.). 37 p. (in Russ.)
- Kolpakov V.V. (1966). Palaeogeography of the Quaternary period in the lower reaches of the Lena River. *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedenii. Geologiya i razvedka*. № 5. P. 41–48. (in Russ.)
- Kolpakov V.V. (1983). Aeolian Quaternary deposits in the Lena area of Yakutia. *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. № 52. P. 123–131. (in Russ.)
- Korzhuiev S.S. (1959). Geomorfologiya doliny Srednei Leny i privileyushchikh raionov (Geomorphology of the middle

- Lena Valley and surrounding areas). Moscow: Izd-vo AN SSSR (Publ.). 152 p. (in Russ.)
- Kovalyukh N., Skripkin V. (2007). Radiocarbon dating of archaeological ceramics by liquid scintillation method. In: *Radiouglerod v arkheologicheskikh i paleoekologicheskikh issledovaniyakh*. St. Petersburg: IIMK RAN (Publ.). P. 120–126. (in Russ.)
- Kurbanov R., Murray A., Thompson W. et al. (2021). First reliable chronology for the early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley. *Boreas*. V. 50. № 1. P. 134–146.
<https://doi.org/10.1111/bor.12478>
- Kut A.A. (2015). Eolovo-merzlotnye obrazovaniya (tukulany) Tsentral'noi Yakutii: stroenie, genezis, vozrast, zakonomernosti rasprostraneniya (Aeolian-permafrost dune massifs (tukulans) in Central Yakutia: their structure, genesis, age and distribution patterns). PhD thesis. Yakutsk: IMZ SO RAN. 22 p. (in Russ.)
- Lukyanycheva M., Kurbanov R., Taratunina N. et al. (2024). Dating post LGM aeolian sedimentation and the Late Palaeolithic in Central Yakutia (Northeastern Siberia). *Quat. Geochronology*. V. 83. Paper 101563.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2024.101563>
- Lungersgauzen G.F. (1961). Geological history of the Lena River valley in the middle course and some issues of the Quaternary stratigraphy of the Eastern Siberia. In: *Materialy Vsesoyuznogo soveshchaniya po izucheniyu chetvertichnogo perioda. Tom 3. Chetvertichnye otlozheniya Vostochnoi Sibiri*. Moscow: Izd-vo AN SSSR (Publ.). P. 209–217. (in Russ.)
- Mikharevich M.V., Galanin A.A., Kuzmina S.A. et al. (2023). Paleocarpological complexes of sediments of the second half of the Late Pleistocene of the Kysyl-Syr tukulan region and its environs (Central Yakutia). *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri*. № 4a. P. 231–235. (in Russ.)
- Mikharevich M.V., Novikov I.S., Kuzmina O.B. (2021). Relief and sediments of the Late Cenozoic period of the northwestern part of the Central Yakut plain and the adjacent territory of the East Siberian Plateau (sheet Q-51). *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri*. № 10s. P. 47–56. (in Russ.).
<https://doi.org/10.20403/2078-0575-2021-10c-47-56>
- Murray A., Arnold L.J., Buylaert J.-P. et al. (2021). Optically stimulated luminescence dating using quartz. *Nat. Rev. Methods Primers*. V. 1. Art. № 72.
<https://doi.org/10.1038/s43586-021-00068-5>
- Murray A.S., Helsted L.M., Autzen M. et al. (2018). Measurement of natural radioactivity: calibration and performance of a high-resolution gamma spectrometry facility. *Radiat. Meas.* № 120. P. 215–220.
<https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2018.04.006>
- Murray A.S., Marten R., Johnston A., Martin P. (1987). Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* № 115. P. 263–288.
- Murray A.S., Wintle A.G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiat. Meas.* V. 32. № 1. P. 57–73.
[https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(99\)00253-X](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(99)00253-X)
- Pravkin S.A., Bolshiyarov D.Yu., Pomortsev O.A. et al. (2018). Relief, structure and age of quaternary sediments of the River Lena Valley in the Yakutsk bend. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Nauki o Zemle*. V. 63. № 2. P. 209–229. (in Russ.)
- Reimer P., Austin W., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. V. 62. № 4. P. 725–757.
<https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Soloviev P.A. (1959). Kriolitizona severnoi chasti Leno-Amginskogo mezhdurech'ya (Cryolithozone of the Northern Part of the Lena-Amga Interfluvium). Moscow: Izd-vo AN SSSR (Publ.). 144 p. (in Russ.)
- Spektor V.B., Spektor V.V. (2002). On genesis of high Lena-Amga rivers periglacial plain. *Kriosfera Zemli*. V. VI. № 4. P. 3–12. (in Russ.)
- Thiel C., Buylaert J.-P., Murray A. et al. (2011). Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. *Quat. Int.* № 234. P. 23–31.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.05.018>
- Vasilieva A.N., Murray A.S., Taratunina N.A. et al. (2024). Absolute dating of sediments forming the Lena River terraces (Northeastern Siberia). *Quate. Geochronology*. V. 83. Paper 101592.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2024.101592>
- Zolnikov I.D., Deev E.V., Kurbanov R.N. et al. (2023). Age of glacial and fluvioglacial deposits of the Chibitsky glaciocomplex and its dammed lake (Gorny Altai). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 54. № 1. P. 90–98. (in Russ.).
<https://doi.org/10.31857/S0435428123010133>
- Zolnikov I.D., Novikov I.C., Deev E.V. et al. (2023). The last glaciation and glacierrammed lakes in the southeastern part of the Gorny Altai. *Led i Sneg (Ice and Snow)*. V. 63. № 4. P. 639–651. (in Russ.).
<https://doi.org/10.31857/S207667342304018X>
- Zolnikov V.G., Popova A.I. (1957). Paleogeographic scheme of the Quaternary of the plain of Central Yakutia. *Trudy Instituta biologii*. № 3. P. 5–8. (in Russ.)