

МИНЕРАЛОГИЯ
И МИКРОМОРФОЛОГИЯ ПОЧВ

УДК 551.89+631.4(571.5)

КАРБОНАТНЫЕ РИЗОЛИТЫ В ДЮННЫХ ПЕСКАХ
ДОЛИНЫ РЕКИ БЕЛОЙ (ВЕРХНЕЕ ПРИАНГАРЬЕ)

© 2019 г. В. А. Голубцов^{1, 2, *}, О. С. Хохлова³, А. А. Черкашина¹

¹Институт географии СО РАН, Россия, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1

²Иркутский научный центр СО РАН, Россия, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 134

³Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
Россия, 142290, Пушкино, ул. Институтская, 2

*e-mail: tea_88@inbox.ru

Поступила в редакцию 05.03.2017 г.

После доработки 11.05.2018 г.

Принята к публикации 29.08.2018 г.

Представлены результаты исследования карбонатных ризолитов, сформированных в дюнных песках раннеголоценового возраста в долине р. Белой. Новообразования характеризуются крупными размерами (диаметром от 2 до 7 см и длиной около 1 м), что связано с высоким содержанием карбонатов во вмещающих отложениях и длительностью формирования ризолитов. Морфология, минералогический и изотопный состав новообразований свидетельствуют об их формировании в результате жизнедеятельности корней и корнеобитающих микроорганизмов. Перераспределение карбонатов из вмещающих отложений и их концентрация в непосредственной близости от корней привели к возрастанию их содержания здесь до величин более 30%. По мере удаления от корней количество карбонатов снижается до 10–12%, обуславливая концентрическое строение ризолитов. В поперечном срезе новообразований четко выделяются центральная и периферическая части. В центральных частях карбонатное вещество полностью перекристаллизовано и представлено чистым кальцитом с незначительными включениями кварца и полевых шпатов. Периферия ризолитов представлена грубозернистым силикатным материалом, слабо сцементированным “мостиками” из глинисто-карбонатной плазмы. Значения $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов варьируют от -7.4 до -1.5‰ и возрастают от внутренних к внешним слоям новообразований, что обусловлено степенью перекристаллизации первичных карбонатных минералов – максимальной в центре и значительно уменьшающейся к периферии. Значение $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества ризолитов при этом составляет -22.15‰ , указывая на формирование новообразований вокруг корней C_3 -растительности. Величины $\delta^{18}\text{O}$ карбонатного вещества ризолитов изменяются от -10.34 до -11.99‰ , демонстрируя тренд к обогащению ^{18}O от внутренних к внешним слоям. Расчет среднегодовых температур с использованием величин $\delta^{18}\text{O}$ внутренних слоев новообразований, полностью сложенных вторичными карбонатами, показал значительные отклонения температур во время формирования ризолитов от современных. Радиоуглеродный возраст карбонатной цементации новообразований (7160 ± 100 кал. л. н.) несколько меньше возраста вмещающих отложений. Органические остатки из центральных частей ризолитов значительно моложе – 1770 ± 40 кал. л. н., что объясняется привнесом по полостям новообразований органического вещества почв, сформированных выше и растительной биомассы, не вызывавшим, по-видимому, загрязнение карбонатной составляющей новообразований более молодым углеродом.

Ключевые слова: педогенные карбонатные новообразования, микроморфология, состав стабильных изотопов, ^{14}C -датирование

DOI: 10.1134/S0032180X19010039

ВВЕДЕНИЕ

Эоловые отложения широко распространены на земной поверхности и часто используются для палеогеографических реконструкций [19, 21, 32, 38]. Наряду с седиментологическими и минералогическими индикаторами, методами люминесцентного датирования [20, 28, 36, 39], основу для расчленения эоловых песчаных образований, выделения циклов осадконакопления и педогенеза,

их пространственной корреляции составляют палеопочвы [19, 21, 35].

Однако почвы, развивающиеся на эоловых песчаных отложениях, редко сохраняются в геологической летописи. Во время своего формирования они в сильной степени подвержены дефляции из-за легкого гранулометрического состава отложений и слабой сомкнутости растительного покрова. В случае же, если почвы были погребены, их органическое вещество относительно быстро минера-

лизуется из-за высокой аэрации отложений, что значительно затрудняет их использование в качестве палеогеографических индикаторов. В то же время аккумулятивно-карбонатные горизонты почв и формирующиеся здесь карбонатные новообразования гораздо лучше сохраняются в таких условиях и служат надежным индикатором условий почвообразования в прошлом [2, 13, 41].

Одной из наиболее информативных в отношении индикации ландшафтно-климатических условий прошлого форм вторичных педогенных карбонатов являются ризолиты [22, 29]. Они часто встречаются в рыхлых эоловых песчаных и пылеватых отложениях четвертичного возраста [14, 18, 22, 26, 33, 34], а также в породах более древних периодов [27, 31]. Как правило, они формируются в почвах с высоким содержанием карбонатов в регионах с выраженной сезонностью климата [29]. Такие условия характерны и для долины р. Белой (Верхнее Приангарье).

Ризолиты неоднократно использовались в качестве инструмента для реконструкции палеоэкологических условий [22, 29, 40]. Однако подобные исследования часто сталкиваются с трудностями интерпретации ^{14}C -возраста и состава стабильных изотопов новообразований из-за внедрения литогенных карбонатов из вмещающих отложений и перекристаллизацией карбонатов после их осаждения [22].

Целью данной работы является изучение строения и механизмов формирования карбонатных ризолитов в эоловых песчаных отложениях долины р. Белой и оценка пригодности различных слоев новообразований для радиоуглеродных и изотопных исследований в целях реконструкции палеоэкологических изменений.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования проводились на юге Иркутской области, в пределах Иркутско-Черемховской равнины, на левобережье реки Белой (притоке р. Ангара) (рис. 1). Климат территории – резко континентальный. Среднегодовая температура воздуха 1°C . Температура июля $+18.3^{\circ}\text{C}$. Средняя температура января -17.8°C . Годовая сумма осадков 480 мм, из которых около 80% выпадает в конце июля и в августе. С конца мая до середины июля на территории преобладают сухие и теплые условия [7].

Большая часть земель района исследования распахивается, ненарушенные территории заняты лугово-степной разнотравно-злаковой растительностью и смешано-лесными редкостойными массивами. Преобладающие почвы – черноземы выщелоченные (Luvic Chernozems), сформированные на лессовидных суглинках [6].

В геологическом строении территории нижнего течения р. Белой принимают участие породы кембрия, юры, мел-палеогена, олигоцен-миоцена, плиоцена, плейстоцена, голоцена [2]. Нижнекембрийские толщи представлены серыми плитчатыми, кремнистыми доломитами и известняками. Юрские отложения сложены конгломератами, песчаниками и алевролитами нижней юры и угленосными алевролитами, аргиллитами и песчаниками средней юры [2]. Оligocen-миоценовые отложения представлены слабосцементированными песчаниками, галечниками с каолиновым заполнителем и фрагментами кор выветривания. Плиоцен-миоценовые отложения выполняют фрагменты эрозионно-ложбинной сети, врезанной в юрское основание на разновысотных участках (445–420 м) [10]. Рыхлые отложения плейстоцена перекрывают относительно маломощным чехлом описанные дочетвертичные образования на водоразделах и заметно наращивают свою мощность в пределах долины, где выделяются разновозрастные террасы [9].

Территория исследования приурочена к Холмушино-Тайтурской депрессии. Выделяются 3 террасовых уровня, низкая и высокая поймы с относительно высокими породами порядка 4–8 м, русло с аккумулятивными и эрозионно-останцовыми островами. Здесь русло выходит из сужения и начинает активно меандрировать. Долина реки расширяется, начинается аккумуляция преимущественно песчаного материала, что является важнейшими факторами для образования дюн [8] и других элементов эолового рельефа. Здесь они имеют вид бугров, линейных гряд и дюн преимущественно северо-западной ориентировки. Эти формы рельефа достаточно хорошо выражены на участках I и II надпойменных террас. Наилучшим образом они прослеживаются под пологом лесного массива, произрастающего к востоку и юго-востоку от с. Холмушино.

Карбонатные ризолиты обнаружены в песчаных эоловых отложениях, слагающих дну, строение которой вскрыто карьером ($52^{\circ}51'$ с. ш., $103^{\circ}20'$ в. д., абсолютная высота 428 м). Это одна из наиболее представительных форм эолового рельефа на данном участке, в плане она имеет форму неправильной дуги, ориентированной в северо-западном направлении. Высота ее достигает 5–6 м, длина дуги по гребню колеблется в пределах 120–150 м. Детально ее строение и состав описаны ранее [4].

При проведении полевых исследований основное внимание уделялось стратиграфическому и морфогенетическому анализу отложений и погребенных почв, характеристике размеров ризолитов, их распределению в разрезе. В лабораторных условиях образцы почв и отложений высушивали до воздушно-сухого состояния, измельчали и

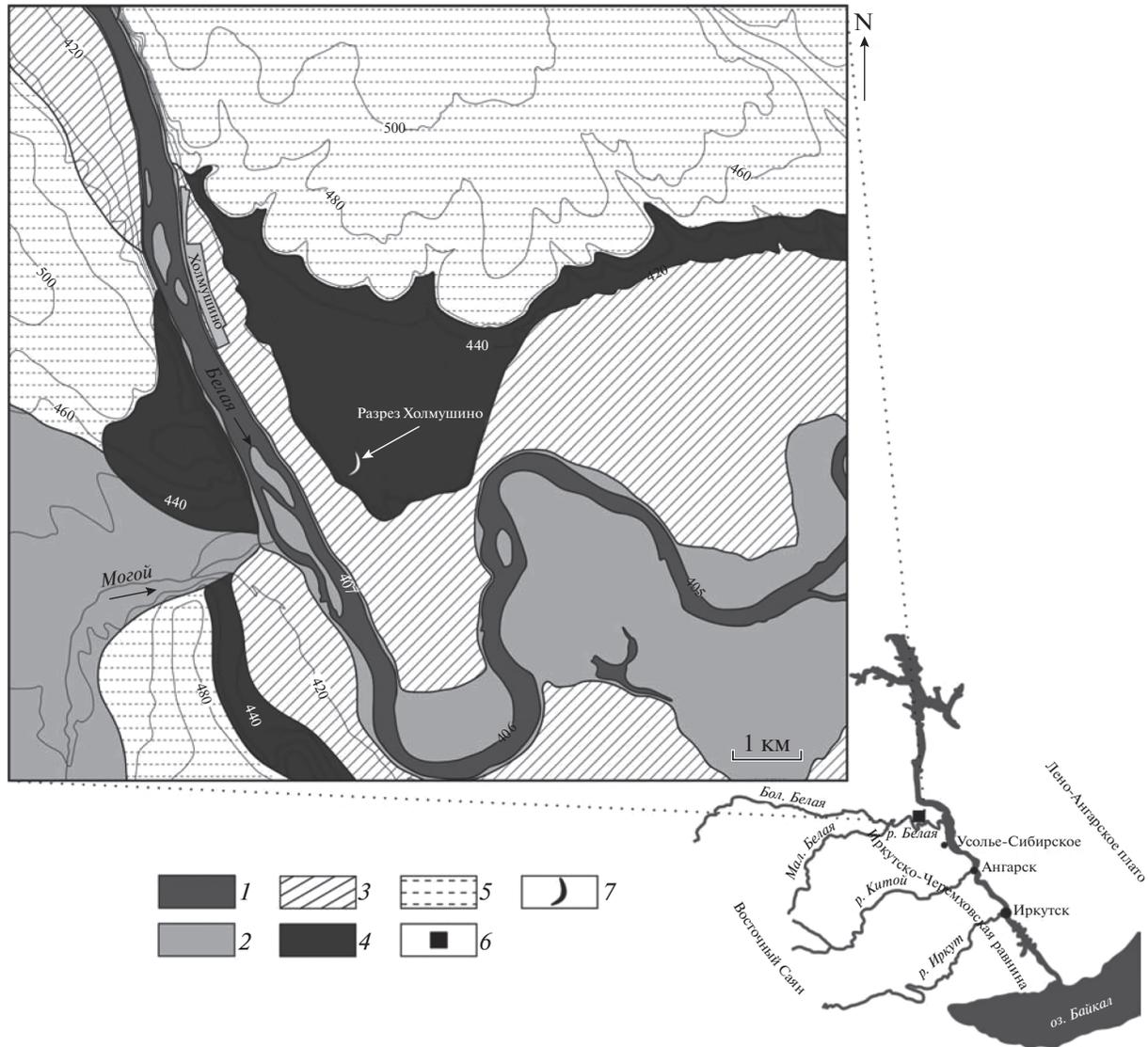


Рис. 1. Положение территории исследования в пределах Верхнего Приангарья и основные элементы строения долины р. Белой. Условные обозначения: 1 – русло реки; 2 – пойма; 3 – первая надпойменная терраса; 4 – вторая надпойменная терраса; 5 – третья надпойменная терраса; 6 – территория исследования; 7 – исследуемая дюна.

просеивали через сито, диаметром 2 мм. Содержание CO_2 карбонатов определяли ацидиметрически. Содержание общего органического углерода – методом мокрого сжигания по Тюрину. Определение гранулометрического состава выполнено по средней пробе в стоячей воде методом пипетки в варианте Н.А. Качинского. Определение абсолютного возраста погребенных почв и карбонатов выполнено радиоуглеродным методом со сцинтилляционным измерением активности ^{14}C в Санкт-Петербургском государственном университете по углероду гуминовых кислот и углероду CO_2 , соответственно. Для датирования ризолитов использовалась карбонатная цементация центральных частей новообразований.

Наиболее репрезентативные образцы карбонатных ризолитов препарировались и изучались послойно. Минералогический состав периферических слоев ризолитов определялся иммерсионным методом. Материал внутренних слоев растирался в агатовой ступке со спиртом до состояния пудры. Его фазовый состав определен на дифрактометре ДРОН-3.0. Элементный состав внутренних слоев ризолитов определялся с использованием рентгеновского флуоресцентного спектрометра S4 Pioneer (Bruker, AXS). Состав стабильных изотопов углерода и кислорода определен с использованием масс-спектрометра Thermo Finnigan MAT 253 с системой пробоподготовки GasBench II. Результаты изотопных измерений выражены по отноше-

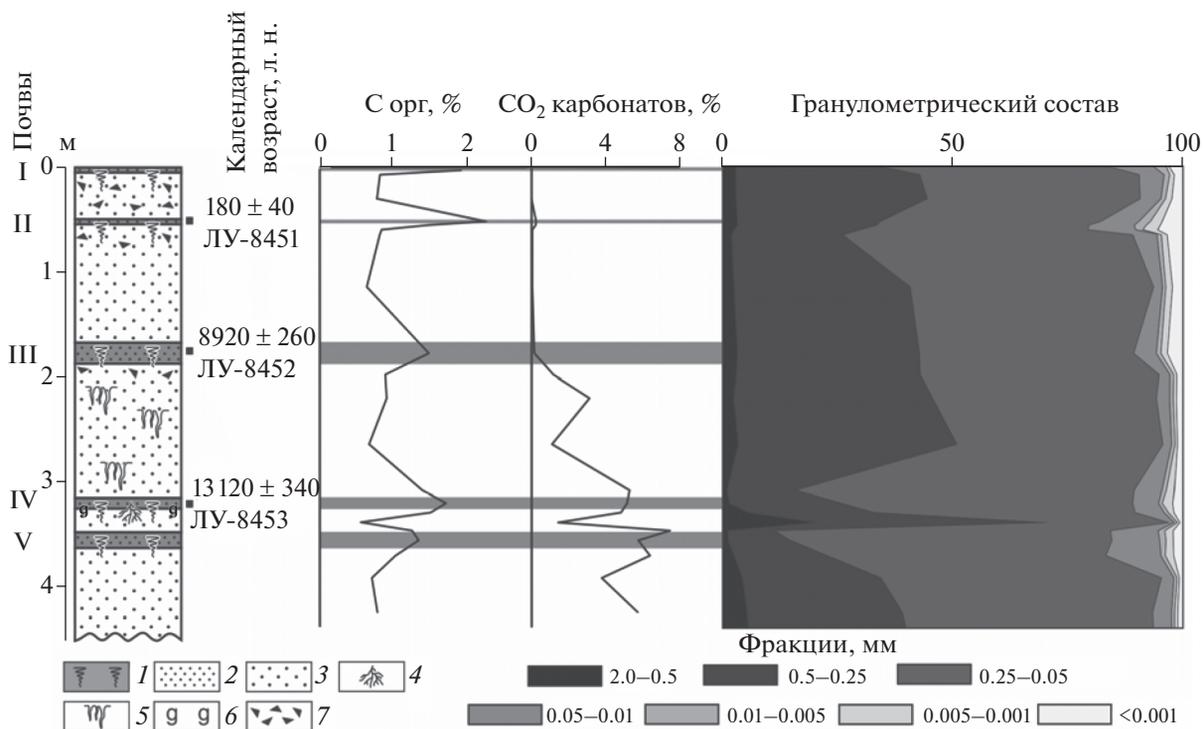


Рис. 2. Строение, абсолютный возраст, некоторые физико-химические свойства почв и отложений и локализация ризолитов. Условные обозначения: 1 – гумусовые горизонты погребенных почв; 2 – пески связные; 3 – пески рыхлые; 4 – мелкие карбонатные трубки по ходам корней; 5 – крупные карбонатные ризолиты; 6 – оглеение; 7 – углистые включения.

нию к стандарту PDB. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в современных атмосферных осадках приведены по отношению к стандарту SMOW. Мезоморфологические исследования выполнены с использованием микроскопа Микромед MC-2-ZOOM. Микроморфологический анализ шлифов проведен на микроскопе AxioScore A1 Carl Zeiss в Центре коллективного пользования ИФХиБПП РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Характеристика исследуемых отложений и распределение ризолитов. Разрез Холмушино (рис. 2) вскрывает пятиметровую толщу песчаных отложений, верхняя часть которых (пачки I–III) представлена эоловыми осадками, слагающими тело дюны и перекрывающимися аллювиальными песками (пачки IV и V) [4].

Выделяется несколько уровней почвообразования. Почва V характеризуется профилем [AY]–AYC–C[~] и относится к типу аллювиальных гумусовых (дерновых) (Fluvisol (Humic)). Гор. [AY] обогащен пылеватыми и илистой фракциями, содержание которых уменьшается вниз по профилю. В перекрывающих и подстилающих гумусовый горизонт отложениях отмечается максимальное в разрезе содержание карбонатов, что обусловлено широким распространением на исследуемой тер-

ритории карбонатных пород и их поступлением в исследуемые отложения. Литогенные карбонаты представлены обломочными включениями, зернами спарита и фрагментами раковин (рис. 3, а, г). При микроморфологических исследованиях отмечаются темно-бурые пятна, сформированные поверх минерального скелета в большом количестве, отчетливы выбросы мезофауны в округлых порах (рис. 3, а), имеются ожелезненные растительные остатки (рис. 3, б), пятна и пленки ожелезнения на минеральном скелете повсеместны. Перекристаллизованные (педогенные) карбонаты с признаками ожелезнения ближе к центру поры формируют вокругпоровые стяжения (кутаны) (рис. 3, в, г).

Почва V перекрывается крупно-среднезернистыми песками, подстилающими, в свою очередь, толщу мелкозернистых песков, на которых сформирована почва IV. Ее можно отнести к аллювиальным темногумусовым глееватым (Mollic Stagnic Fluvisol) с профилем [AUG]–Cg[~]. На микроуровне здесь четко фиксируется криогенная сортировка материала песчаной размерности среди более тонкозернистого (пылеватого) (рис. 3, д). К явным признакам почвообразования можно отнести темно-бурые пятна (остатки гумусового материала после его длительной диагенетической биоминерализации), разбросанные поверх мине-

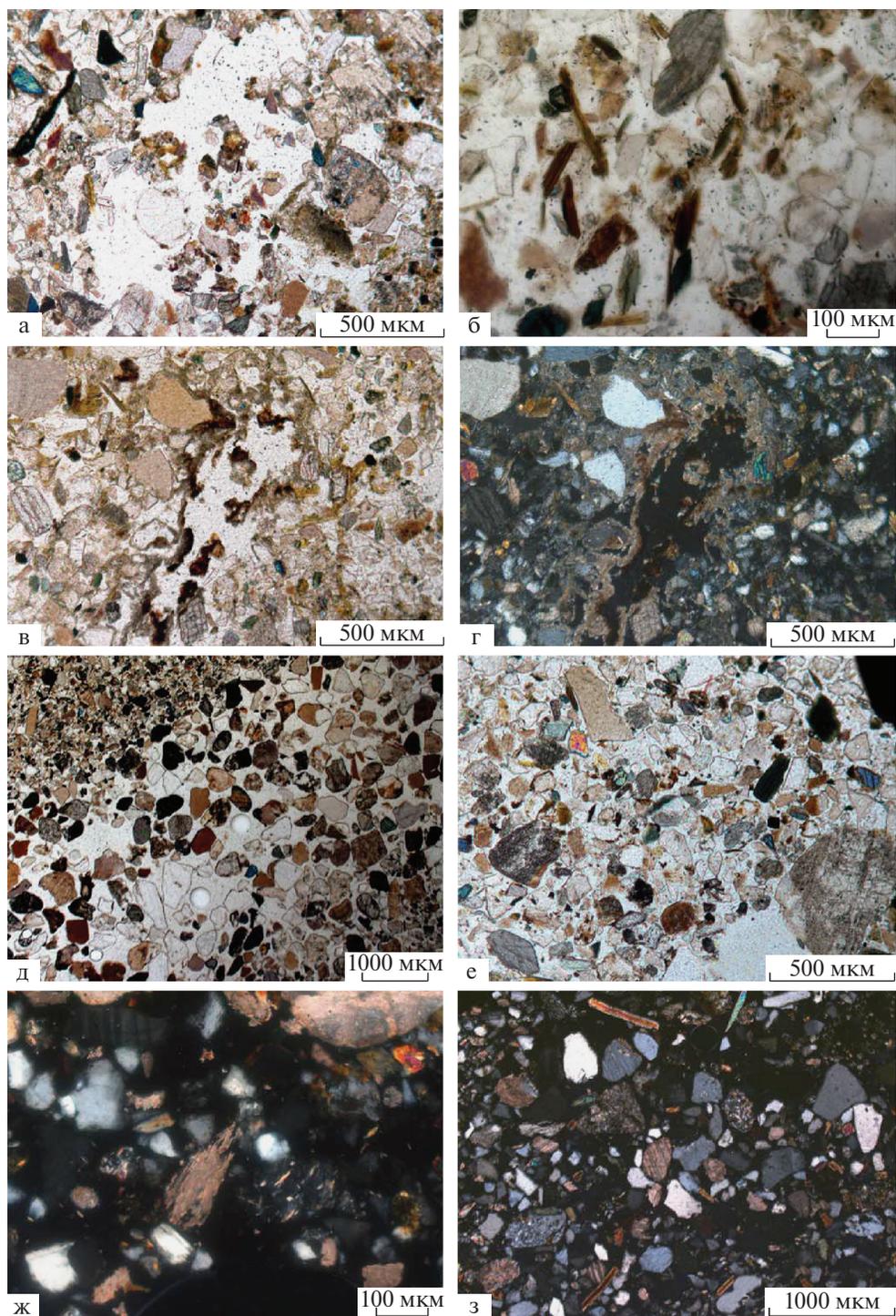


Рис. 3. Микроморфологическое строение погребенных почв. Фото а–в, д, е сняты без анализатора (PPL), г, ж, з – с анализатором (XPL). Пояснения к рисунку – в тексте.

рального скелета, признаки подвижности железисто-глинистого тонкодисперсного материала (бурые пленки на зернах минерального скелета) и редко встречающиеся выбросы мезофауны в порах размером до 0.5 мм (рис. 3, е). Эти признаки довольно редки в изученном шлифе. Почва могла

быть подвержена воздействию криогенных процессов, на что указывают обломки-обрывки карбонатной плазмы (рис. 3, ж, центр кадра). В целом, песок содержит очень большое количество зерен литогенного кальцита (рис. 3, з). Для гумусового горизонта получена дата 13120 ± 340 кал. л. н.

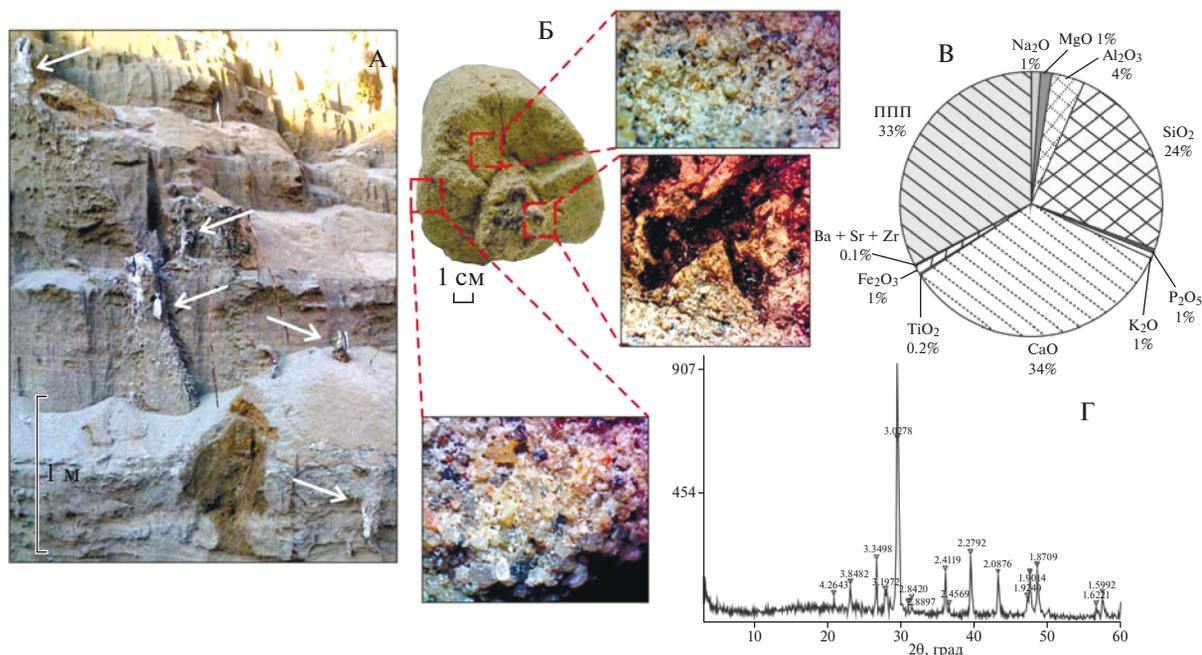


Рис. 4. Положение ризолитов в разрезе (А), мезоморфология центральной и периферической частей новообразований (Б), элементный состав (В) и минералогия (Г) ризолитов.

(ЛУ-8453). В пределах гумусового горизонта почвы IV присутствуют многочисленные карбонатные трубки.

В пределах верхней трехметровой толщи разреза фиксируется три этапа почвообразования (почвы III–I), датированных 8.9 тыс. кал. л. н., 180 л. н. и современностью (рис. 2). Почвы имеют профили типа [W]–Cf–C и относятся к псаммоземам гумусовым ожезненным (Arenosol (Humic)). В подгумусовой части профиля описываемых почв сформирован маломощный горизонт Cf, свидетельствующий об иллювиировании органо-железистых соединений. В гумусовых горизонтах почв отмечаются многочисленные углистые включения, несколько менее обильные в почве III.

В исследуемом разрезе выделяется две группы новообразований – мелкие (0.5–2 мм диаметром и 5–20 мм длиной) карбонатные трубки по корням растений, приуроченные к гумусовому горизонту почвы IV (324–331 см), и крупные (диаметром от 2 до 7 см и длиной до 1 м и более) карбонатные ризолиты по древесным корням (рис. 4) на глубине 188–300 см (рис. 2). Их локализация совпадает с пиками в распределении карбонатов во вмещающих отложениях.

Морфология ризолитов. В поперечном срезе карбонатных ризолитов (рис. 4б), обнаруживается четкое деление на центральную часть (нижняя часть рис. 5а, б) и периферию (верхняя часть рис. 5а, б). Условно выделяется 3 слоя (рис. 4б).

В центральной части ризолитов отмечается чередование глинисто-карбонатного и карбонатно-глинисто-железистого тонкодисперсного материала. При этом последний приурочен к пустотам – порам с ожезненными растительными остатками. Глинисто-карбонатное вещество полностью перекристаллизовано, практически не содержит зерен литогенного кальцита. Поры варьируют по размерам от 100 до 1000 микрон, растительные остатки в них различаются: от полностью утраченных клеточное строение и представляющих собой тонкодисперсное аморфное органическое вещество сильноожезненное (рис. 5в, стрелки) до относительно свежих, сохраняющих рисунок растительной ткани (рис. 5в, в центре поры). Отмечаются псевдоморфозы зерен микрита по растительному остатку (рис. 5г, стрелки). Такие псевдоморфозы отмечались ранее для криоаридных почв Тывы [15]. Препарирование поверхности центральной части ризолитов показало, что она покрыта многочисленными карбонатными трубками, сформированными по бывшим корневым волоскам.

Периферия ризолитов неоднородна и разделяется по степени пропитывания карбонатами. Здесь выделяются средние слои – песок, интенсивно пропитанный CaCO₃. Внешние слои сложены сыпучим песком, степень пропитки которого карбонатами значительно меньше, мелкие корневые остатки отсутствуют.

В целом периферия ризолитов представлена грубозернистым силикатным материалом, слабо

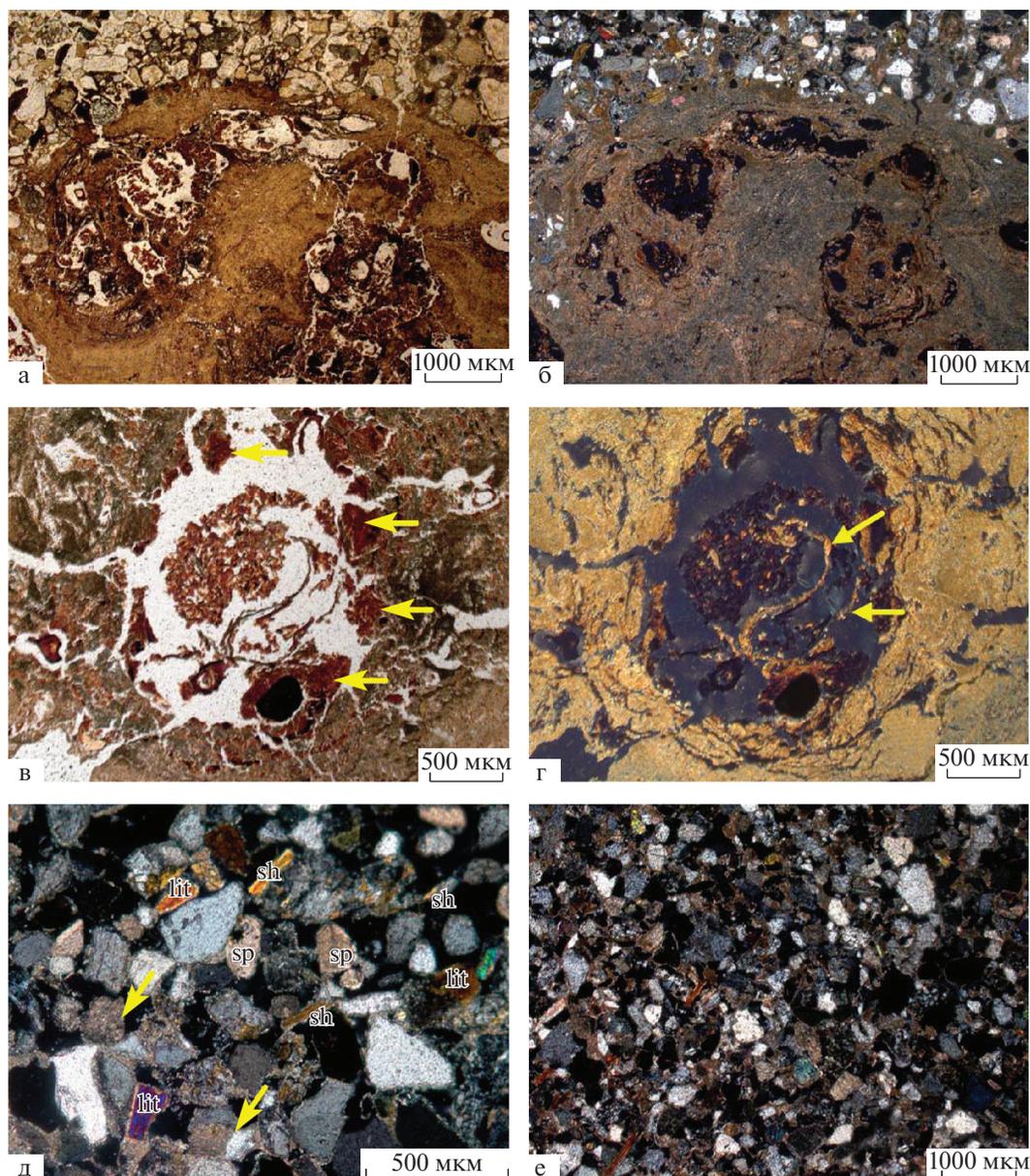


Рис. 5. Микроморфологическое строение ризолитов. Фото а, в сняты без анализатора (PPL), остальные – с анализатором (XPL). Пояснения к рисунку – в тексте.

скрепленным или цементированным “мостиками” из глинисто-карбонатного тонкодисперсного вещества (рис. 5д, стрелки). Среди силикатных минеральных зерен четко видны обломки карбонатной литогенной щебенки (lit на рис. 5д), обломки раковин и зерна спарита (sh и sp соответственно, на рис. 5д). Еще больше обломков раковин и литогенной щебенки среди зерен силикатных минералов видно при меньшем увеличении (рис. 5б, верхняя часть и рис. 5е).

Минералогический состав ризолитов. Ризолиты в значительной степени наследуют минералогический и вещественный состав вмещающих отло-

жений, значительно обогащая их кальцием, содержание которого во внутренних слоях новообразований достигает 34%. Отмечается высокое содержание SiO_2 (24%) и полуторных окислов Fe и Al (суммарно до 5%) (рис. 4в). В фазовом составе преобладают чистый кальцит с межплоскостным расстоянием 3.02 \AA , кварц, полевые шпаты, отмечаются следы кристобалита (рис. 4г). Минералогический состав внешних слоев полностью наследует таковой от вмещающих отложений. Здесь в составе легкой фракции преобладают кварц, полевые шпаты и плагиоклаз. Среди минералов тяжелой фракции преобладают минера-

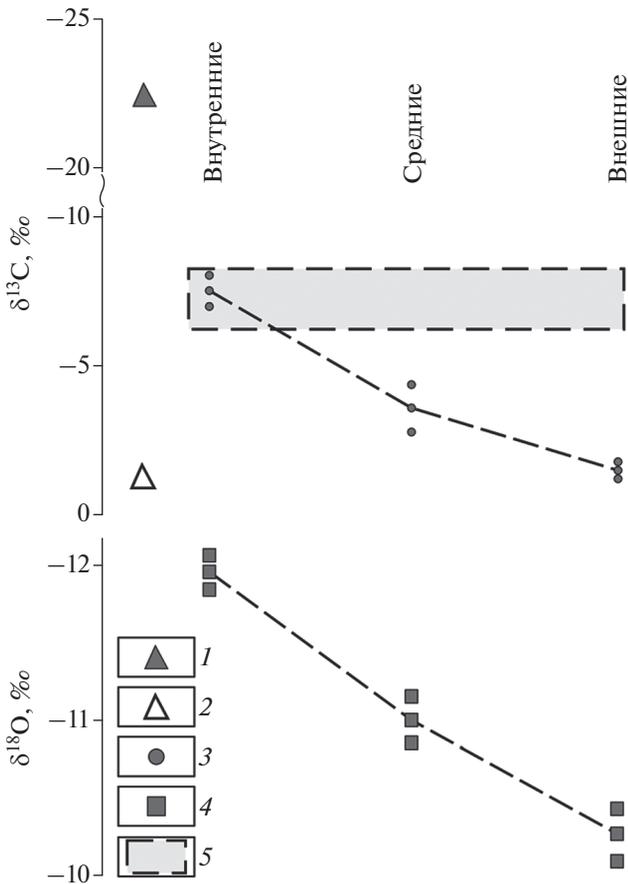


Рис. 6. Состав стабильных изотопов углерода и кислорода ризолитов: 1 – $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества ризолитов; 2 – $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов из вмещающих отложений; 3 – $\delta^{13}\text{C}$ карбонатной цементации новообразований; 4 – $\delta^{18}\text{O}$ карбонатной цементации новообразований; 5 – зона изотопного равновесия для педогенных карбонатов.

лы группы амфиболов и пироксенов, а также гранат. Во всех фракциях отмечаются следы обломочных включений карбонатных минералов (доломита) [4].

Состав стабильных изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$). Анализ соотношения стабильных изотопов углерода показал значительные различия между таковым для органического и карбонатного вещества исследуемых новообразований. Изотопный состав органического вещества ризолитов составляет -22.15‰ , при этом карбонатный материал новообразований характеризуется значениями $\delta^{13}\text{C}$ от -8.23 до -1.47‰ . Отмечается более тяжелый состав углерода в карбонатах, распределяющихся во вмещающих ризолиты отложениях (-1.4‰) (рис. 6).

Анализ соотношения стабильных изотопов углерода в различных частях новообразований показал его утяжеление от внутренних к внешним слоям. Так, значения $\delta^{13}\text{C}$ во внутренних

слоях в среднем составляют -7.4‰ , в центральных – (-3.6‰), а во внешних достигают -1.5‰ .

Величина $\delta^{18}\text{O}$ карбонатного вещества исследуемых новообразований варьирует от -10.34 до -11.99‰ , демонстрируя тренд к обогащению ^{18}O от внутренних к внешним слоям новообразований.

Радиоуглеродный (^{14}C) возраст карбонатных ризолитов. Калиброванный ^{14}C -возраст новообразований, полученный по карбонатной цементации внутренних слоев ризолитов, составляет 7160 ± 100 кал. л. н. (ЛУ-8688). Органические остатки из центральных частей ризолитов значительно моложе – 1770 ± 40 кал. л. н. (ЛУ-8689).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Строением и довольно крупными размерами ризолиты обязаны обилию карбонатов во вмещающих отложениях, содержание которых достигает 8%. Их поступление с растворами по направлению к корням – наиболее распространенный механизм для формирования такого рода новообразований [18, 41]. В рассматриваемом случае количество растворенного Ca^{2+} значительно превышало требуемое растениями, что вызывало невозможность их поглощения и цементацию отложений вокруг корней путем выпадения карбонатов из растворов. Концентрация карбонатов в непосредственной близости от корней привела к возрастанию их содержания здесь до величин более 30%. По мере удаления от корней количество карбонатов уменьшается до 10–12%, обуславливая концентрическое строение ризолитов.

Радиус затронутых данным процессом отложений достигал 7 см, о чем свидетельствует мощность ризолитов. Относительно крупные размеры новообразований говорят об их формировании вокруг корней кустарников или деревьев как минимум в течение нескольких вегетационных сезонов.

Изотопный состав углерода органических остатков ризолитов указывает на их образование вокруг корней С3-растительности. Педогенные карбонаты формируются в изотопном равновесии с почвенным CO_2 и состав стабильных изотопов в них тесно коррелирует с $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества почв [16, 17]. При этом изотопное фракционирование углерода в почвах приводит к утяжелению изотопного состава карбонатов на 14–16‰ по сравнению с изотопным составом углерода органического вещества почв [16]. Таким образом, внутренние слои ризолитов полностью отвечают этой закономерности, позволяя сделать вывод о том, что продуцируемый корнями и ризосферными микроорганизмами CO_2 – основной или единственный источник углерода карбонатов ризолитов. Срединные и внешние слои обогащены ^{13}C в

большей степени. По нашему мнению, такой градиент в изотопном составе углерода ризолитов связан со степенью перекристаллизации карбонатов вмещающих отложений. Литогенные карбонаты характеризуются значительно более высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ по сравнению с педогенными [16]. Так, более высокое парциальное давление CO_2 , происходящее из дыхания корней и корнеобитающих микроорганизмов, поддерживается только на поверхности корня и существенно снижается в нескольких миллиметрах от него [23]. Исходя из полученных значений $\delta^{13}\text{C}$, первичные зерна карбонатных минералов полностью перекристаллизованы во внутренних слоях ризолитов, по сравнению с органическим веществом ризолитов они обогащены ^{13}C на 14.75‰. По мере удаления от корня степень переработки первичных карбонатных минералов становится ниже, что выражается в повышении значений $\delta^{13}\text{C}$. Такая трактовка подтверждается нашими микроморфологическими исследованиями и литературными данными [22].

Полная перекристаллизация во внутренних слоях ризолитов подтверждается также и расчетом доли вторичных карбонатов в общем карбонатном материале. Расчеты проведены нами по примеру [22], с использованием следующих значений $\delta^{13}\text{C}$ (‰): для органического вещества ризолитов – –22.15, для первичных карбонатов во вмещающих отложениях – –1.4, для “чистых” вторичных карбонатов – –7.25 и –7.4, –3.6, –1.5 в качестве средних значений $\delta^{13}\text{C}$ карбонатного материала внутренних, средних и внешних слоев ризолитов соответственно. Наиболее высокая доля вторичных карбонатов (102.6%), указывающая на полную их перекристаллизацию, отмечена во внутренних слоях новообразований. В центральных и во внешних слоях она значительно уменьшается, достигая 37.6 и 1.7% соответственно.

Радиоуглеродный возраст ризолитов. По карбонатной цементации внутренних слоев ризолитов получена ^{14}C -дата 7160 ± 100 кал. л. н. Возраст вмещающих отложений несколько более древний – 8.9–13.1 тыс. кал. л. н. В то же время разница в возрасте новообразований и вмещающих отложений не столь значительна, как было отмечено [22] (порядка 14–17 тыс. лет). Более молодой возраст углерода карбонатов в сравнении с возрастом вмещающих отложений довольно хорошо объясним. Во-первых, возраст углерода карбонатов всего ризолита стоит рассматривать как минимальный возраст новообразования. Во-вторых, очевидно, что рассматриваемые новообразования формировались не синхронно отложениям, а спустя некоторое время после накопления осадка, что подтверждается и литературными данными [18, 33]. В указанных работах возраст новообразований,

как и в нашем случае, несколько моложе возраста вмещающих отложений.

Органические остатки из центральных частей ризолитов значительно моложе – 1770 ± 40 кал. л. н. (ЛУ-8689). Более древний возраст карбонатной цементации ризолитов по отношению к их органической части отмечался и ранее [22]. В целом, значительно более древний возраст углерода карбонатов в ризолитах по сравнению с органической составляющей и довольно близкий ^{14}C -возраст карбонатов и вмещающих отложений позволяют предполагать, что ризолиты если и были загрязнены молодым углеродом, то незначительно. Это подтверждается также возрастанием значений $\delta^{13}\text{C}$ карбонатного материала ризолитов по направлению от корней. Мы полагаем, что хорошая сохранность карбонатов, формирующих ризолиты, была достигнута за счет высокой плотности новообразований и хороших дренажных свойств вмещающих песков. Известно, что ризолиты формируются на протяжении жизненного цикла корней. После их отмирания происходит существенное уменьшение содержания CO_2 в непосредственной близости от корней [25]. Сформированные вокруг старых корней плотные цилиндрические окарибоначенные структуры препятствуют подтягиванию воды и растворенных катионов новыми корнями, наследующими пустоты внутри ризолитов. Соответственно, процессы перекристаллизации карбонатов вокруг ризолитов прекращаются.

В нашем случае мы склонны предполагать значительное омоложение органической составляющей ризолитов за счет возможного механического привноса органического вещества по полостям в новообразованиях почв, сформированных выше, и растительной биомассы.

Изотопный состав кислорода ризолитов. Основное влияние на изотопный состав кислорода педогенных карбонатов оказывает изотопный состав кислорода почвенной воды. Значения $\delta^{18}\text{O}$ почвенной воды контролируются значениями $\delta^{18}\text{O}$ локальных атмосферных осадков [16], которые, в свою очередь, зависят от: 1) среднегодовой температуры; 2) количества и исходного источника осадков; 3) сезонности выпадения; 4) широтного расположения; 5) влияния горных хребтов; 6) степени континентальности [30]. Величина $\delta^{18}\text{O}$ карбонатного вещества исследуемых новообразований варьирует от –10.34 до –11.99‰, демонстрируя тренд к обогащению ^{18}O от внутренних к внешним слоям новообразований (рис. 6). Приведенные значения хорошо сопоставимы с составом стабильных изотопов кислорода голоценовых педогенных карбонатных кутан, исследованных нами на данной территории ранее [5]. Количественная оценка температур времени формирования педогенных карбонатов сложна из-за

ряда неизвестных параметров [16, 17]. Однако представляется возможным по изотопному составу кислорода педогенных карбонатов реконструировать значения средневзвешенного годового $\delta^{18}\text{O}$ атмосферных осадков времени формирования карбонатов сравнить полученные величины со значениями современных атмосферных осадков данного региона, а их разницу в изотопном составе выразить в изменениях температурного режима (относительно современности), используя современный изотопно-температурный градиент [11]. Последний, по расчетам на основе долговременных данных по изменению значений $\delta^{18}\text{O}$ атмосферных осадков и температуры равен -0.58‰ на 1°C [11]. Для Лёссового плато Китая он составляет -0.3‰ на 1°C [24].

Значение $\delta^{18}\text{O}$ в современных атмосферных осадках территории исследования составляет -11.13‰ при среднегодовой температуре 0.1°C . Используя величины $\delta^{18}\text{O}$ исследуемых карбонатных ризолитов, получаем диапазон значений среднегодовых температур во время их формирования от -0.2 до -5.6°C . Исходя из данных о степени перекристаллизации первичных карбонатов в слоях новообразований, обсуждаемых выше, наиболее достоверным представляется нижнее значение диапазона (-5.6°C), полученное для внутренних слоев новообразований. В то же время оно кажется маловероятным для данных широт. Однако стоит учитывать, что среднегодовая температура 0.1°C указана за период наблюдений 1969–1983 гг. [37], для периода 2004–2014 гг. она составляет 1°C [7], в то время как по данным на 1962 г. [1] -2.7°C . Учитывая данные колебания, приведенные значения палеотемператур кажутся соответствующими действительности. Кроме этого, литературные данные [22, 25] свидетельствуют о том, что ризолиты формируются относительно быстро (на протяжении жизненного цикла корней). Таким образом, их формирование могло проходить во время относительно кратковременного периода снижения среднегодовых температур.

ВЫВОДЫ

1. Полученные данные позволяют представить образование ризолитов следующим образом. В результате промачивания отложений и жизнедеятельности корней и корнеобитающих микроорганизмов происходило растворение и перераспределение первичных карбонатов, содержащихся в значительном количестве в дюнных песках. Количество растворенных веществ значительно превышало требуемое растениями, что вызывало невозможность их поглощения и цементацию отложений вокруг корней. Радиус затронутых этим процессом отложений достигал 7 см, что свиде-

тельствует о формировании ризолитов как минимум в течение нескольких вегетационных сезонов. Концентрация карбонатов в непосредственной близости от корней привела к возрастанию их содержания здесь до величин более 30%. По мере удаления от корней количество карбонатов уменьшается до 10–12%, обуславливая концентрическое строение ризолитов.

2. На протяжении формирования ризолитов углерод первичных карбонатов из вмещающих отложений полностью замещается углеродом CO_2 , продуцируемого дыханием корней. Однако эта закономерность прослеживается по изотопным и микроморфологическим данным только в центральных частях новообразований. Здесь отмечается наиболее высокая доля вторичных карбонатов, указывающая на полную их перекристаллизацию. Периферические части новообразований содержат значительное количество зерен литогенных карбонатов, что определяет более тяжелый изотопный состав углерода в них. Доля вторичных карбонатов здесь довольно мала и уменьшается по направлению к вмещающим отложениям от 37.6 до 1.7%.

3. Формирование ризолитов относится ко времени 7.0–7.2 тыс. кал. л. н., что несколько моложе возраста вмещающих отложений. Это обусловлено тем, что возраст углерода карбонатов всего ризолита показывает минимальный возраст новообразований, а их формирование происходило спустя некоторое время после накопления вмещающих отложений и поселения на них растительности.

4. Ризолиты сформированы в результате жизнедеятельности корней СЗ-растительности, по видимому, кустарниковой или древесной.

5. Расчет среднегодовых температур с использованием величин $\delta^{18}\text{O}$ внутренних слоев новообразований, полностью сложенных вторичными карбонатами, показал значительные отклонения температур во время формирования ризолитов от современных.

6. Исходя из данных о степени перекристаллизации первичных карбонатов в слоях новообразований, для датирования и изотопных исследований в целях реконструкции палеоэкологических условий пригодны лишь полностью перекристаллизованные внутренние слои ризолитов.

Благодарность. Работа выполнена в рамках интеграционной программы “Фундаментальные исследования и прорывные технологии как основа опережающего развития Байкальского региона и его межрегиональных связей (№ 0341-2018-001)” при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-04-00092).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агроклиматический справочник по Иркутской области. Л.: Гидрометеоздат, 1962. 159 с.
2. Геология СССР. Т. 17: Иркутская область. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 514 с.
3. Голубцов В.А. Карбонатные новообразования в почвах Байкальского региона: процессы формирования и значение для палеопочвенных исследований // Вестник Томского гос. ун-та. Биология. 2017. № 39. С. 6–28. doi 10.17223/19988591/39/1
4. Голубцов В.А., Черкашина А.А. Новые данные о возрасте эоловых образований в долине реки Белой (Верхнее Приангарье) // Вестник Удмуртского ун-та. Сер. Биология. Науки о Земле. 2017. Т. 27. Вып. 4. С. 503–512.
5. Голубцов В.А., Черкашина А.А., Пустовойтов К.Е., Штар К. Стабильные изотопы углерода и кислорода педогенных карбонатных кутан в черноземах Южного Прибайкалья как индикаторы локальных экологических изменений // Почвоведение. 2014. № 10. С. 1215–1227. doi 10.7868/S0032180X14100037
6. Иркутско-Черемховский промышленный район. Иркутск, 1969. С. 64.
7. Климат Иркутска [электронный ресурс] – Режим доступа: <http://www.pogodaiklimat.ru/climate/30710.htm>.
8. Коржувев С.С. Геоморфология речных долин и гидроэнергетическое строительство. М.: Наука, 1977. 176 с.
9. Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 195 с.
10. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М.: Наука, 1971. 321 с.
11. Рысков Я.Г., Величко А.А., Николаев В.И., Олейник С.А., Тимирева С.Н., Нечаев В.П., Панин П.Г., Морозова Т.Д. Реконструкция палеотемператур и осадков в плейстоцене по изотопному составу гумуса и карбонатов лессов русской равнины // Почвоведение. 2008. № 9. С. 1062–1070.
12. Справочник по климату СССР. Метеорологические данные за отдельные годы // Иркутская область и юго-западная часть Бурятской АССР. Вып. 22. Ч. 2. Атмосферные осадки. Иркутск, 1975. 322 с.
13. Хохлова О.С. Педогенные карбонаты как носители памяти об условиях почвообразования (на примере степной зоны Русской равнины) // Память почв: почва как память биосферно-геосферно-антропогенных взаимодействий. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. С. 406–437.
14. Alonso-Zarza A.M., Genise J., Cabrera M.C., Mangas J., Martín-Pérez A., Valdeolmillos A., Dorado-Valiño M. Megarhizoliths in Pleistocene aeolian deposits from Gran Canaria (Spain): ichnological and palaeoenvironmental significance // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2008. V. 265. P. 39–51. doi 10.1016/j.palaeo.2008.04.020
15. Bronnikova M.A., Panin A.V., Turova I.V., Uspenskaya O.N., Kuznetsova E.P., Khokhlova O.S. Cryo-Geomorphological Evolution of Soils on Islands of Terekhol Lake, Tyva, Southern Siberia // Eurasian Soil Science. 2010. V. 43. № 13. P. 1503–1514. doi 10.1134/S1064229310130090
16. Cerling T. The stable isotopic composition of soil carbonate and its relationship to climate // Earth Planet Science Letters. 1984. V. 71. P. 229–240.
17. Cerling T.E., Quade J. Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates // Climate change in continental isotopic records // Geophysical monograph. 1993. V. 78. P. 217–231.
18. Cramer M.D., Hawkins H.-J. A physiological mechanism for the formation of root casts // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2009. V. 274. P. 125–133. doi 10.1016/j.palaeo.2008.12.021
19. Faust D., Yanes Y., Willkommen T., Roettig C., Richter D., Richter D., Suchodoletz H., Zoller L. A contribution to the understanding of late Pleistocene dune sand-paleosol-sequences in Fuerteventura (Canary Islands) // Geomorphology. 2015. V. 246. P. 290–304. doi 10.1016/j.geomorph.2015.06.023
20. Fitzsimmons K.E., Rhodes E.J., Magee J.W., Barrows T.T. The timing of linear dune activity in the Strzelecki and Tirari Deserts, Australia // Quaternary Science Reviews. 2007. V. 26. P. 2598–2616. doi 10.1016/j.quascirev.2007.06.010
21. Fitzsimmons K.E., Magee J.W., Amos K.J. Characterisation of aeolian sediments from the Strzelecki and Tirari Deserts, Australia: Implications for reconstructing palaeoenvironmental conditions // Sedimentary Geology. 2009. V. 218. P. 61–73. doi 10.1016/j.sed-geo.2009.04.004
22. Gocke M., Pustovoytov K., Kühn P., Wiesenberg G.L.B., Löscher M., Kuzyakov Y. Carbonate rhizoliths in loess and their implications for paleoenvironmental reconstruction revealed by isotopic composition: $\delta^{13}\text{C}$, ^{14}C // Chemical Geology. 2011. V. 283. P. 251–260. doi 10.1016/j.chemgeo.2011.01.022
23. Hinsinger P., Plassard C., Tang C., Jaillard B. Origins of root-mediated pH changes in the rhizosphere and their responses to environmental constraints: a review // Plant and Soil. 2003. V. 248. P. 43–59. doi 10.1007/978-94-010-0243-1_4
24. Jimao H., Keppens E., Liu T., Raeppe R., Jiang W. Stable isotope composition of carbonate concretions in loess and climate change // Quaternary International. 1997. V. 37. P. 37–43.
25. Joseph S., Thrivikramaji K.P. Rhizolithic calcrete in Teris, southern Tamil Nadu: origin and paleoenvironmental implications // J. Geological Society India. 2006. V. 65. P. 158–168.
26. Klappa C.F. Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance // Sedimentology. 1980. V. 27. P. 613–629.
27. Kraus M.J., Hasiotis S.T. Significance of different modes of rhizolith preservation to interpreting paleoenvironmental and paleohydrologic settings: examples from Paleogene paleosols, Bighorn basin, Wyoming, USA // J. Sedimentary Research. 2006. V. 76. P. 633–646. doi 10.2110/jsr.2006.052
28. Lancaster N. Desert dune dynamics and development: insights from luminescence dating // Boreas. 2008. V. 37. P. 559–573. doi 10.1111/j.1502-3885.2008.00055.x
29. Li Z., Gao Y., Han L. Holocene vegetation signals in the Alashan Desert of northwest China revealed by lipid molecular proxies from calcareous root tubes // Quaternary Research. 2017. V. 88. Iss. 1. P. 60–70. doi 10.1017/qua.2017.33

30. Liu B., Phillips F., Campbell A. Stable carbon and oxygen isotopes of pedogenic carbonates, Ajo Mountains, southern Arizona: implications for paleoenvironmental change // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1996. V. 124. P. 233–246.
31. Loope D.B. Rhizoliths in ancient eolianites // *Sedimentary Geology*. 1988. V. 56. P. 301–314.
32. Miao X., Hanson P.R., Wang H., Young A.R. Timing and origin for sand dunes in the Green River Lowland of Illinois, upper Mississippi River Valley, USA // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. P. 763–773. doi 10.1016/j.quascirev.2009.11.023
33. Purnachandra R.V., Thamban M. Dune associated calcretes, rhizoliths and paleosols from the western continental shelf of India // *J. Geological Society of India*. 1997. V. 49. P. 297–306.
34. Roberts D.L., Bateman M.D., Murray-Wallace C.V., Carr A.S., Holmes P.J. Last Interglacial fossil elephant trackways dated by OSL/AAR in coastal aeolianites, Still Bay, South Africa // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2008. V. 257. P. 261–279. doi 10.1016/j.palaeo.2007.08.005
35. Roskin J., Katra I., Porat N., Zilberman E. Evolution of Middle to Late Pleistocene sandy calcareous paleosols underlying the northwestern Negev Desert Dunefield (Israel) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2013. V. 387. P. 134–152. doi 10.1016/j.palaeo.2013.07.018
36. Roskin J., Tsoar H., Porat N., Blumberg D. Palaeoclimate interpretations of Late Pleistocene vegetated linear dune mobilization episodes: evidence from the northwestern Negev dunefield, Israel // *Quaternary Science Reviews*. 2011. V. 30. P. 3364–3380. doi 10.1016/j.quascirev.2011.08.014
37. Statistical treatment of data on environmental isotopes in precipitations // Technical reports series № 331. Vienna: International Atomic Energy Agency, 1992. P. 240.
38. Stauch G., Imker J., Potsch S., Zhao H., Hilgers A., Diekmann B., Dietze E., Hartmann K., Opitz S., Wunnemann B., Lehmkuhl F. Aeolian sediments on the north-eastern Tibetan Plateau // *Quaternary Science Reviews*. 2012. V. 57. P. 71–84. doi 10.1016/j.quascirev.2012.10.001
39. Tripaldi A., Forman S.L. Eolian depositional phases during the past 50 ka and inferred climate variability for the Pampean Sand Sea, western Pampas, Argentina // *Quaternary Science Reviews*. 2016. V. 139. P. 77–93. doi 10.1016/j.quascirev.2016.03.007
40. Wang H., Ambrose S.H., Fouke B.W. Evidence of long-term seasonal climate forcing in rhizolith isotopes during the last glaciations // *Geophysical Research Letters*. 2004. V. 31. L13203. doi 10.1029/2004GL020207
41. Zamanian K., Pustovoytov K., Kuzyakov Y. Pedogenic carbonates: forms and formation processes // *Earth-Science Reviews*. 2016. V. 157. P. 1–17. doi 10.1016/j.earscirev.2016.03.003

Carbonate Rhizoliths in Dune Sands of Belaya River Valley (Upper Angara Region)

V. A. Golubtsov^{a, b, *}, O. S. Khokhlova^c, and A. A. Cherkashina^a

^a*Institute of Geography SB RAS, Russia, 664033, Irkutsk, Ulan-Batorskaya str., 1*

^b*Irkutsk Scientific Center SB RAS, Russia, 664033, Irkutsk, Lermontova str., 134*

^c*Institute of Physical, Chemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Russia, 142290, Pushchino, Institutskaya str., 1*

*e-mail: tea_88@inbox.ru

Results of investigating carbonate rhizoliths formed in the Early Holocene dune sands in the Belaya River valley are presented. Carbonate accumulations are characterized by large sizes (2 to 7 cm in diameter, and about 1 m in length), which is associated with a high content of carbonates in the enclosing sediments and long-lasting rhizoliths formation. Morphology, mineralogical and isotopic composition of accumulations attest to their origin related to roots and root microorganisms activity. The redistribution of carbonates from the surrounding sediments and their concentration near the roots increased the carbonate content there to more than 30%. With the distance from the roots, the amount of carbonates decreases to 10–12% causing a concentric structure of rhizoliths. In the cross-section of the accumulations, the central and peripheral parts have distinct differences: in the central parts, carbonates are completely recrystallized and represented by pure calcite with insignificant inclusions of quartz and feldspars; on the periphery, coarsegrain silicate material prevails, and it is weakly cemented by clay-carbonate plasma bridges. The $\delta^{13}\text{C}$ values of carbonates range from -7.4 to -1.5‰ and increase to the periphery owing to recrystallization of primary carbonates. The $\delta^{13}\text{C}$ value of the rhizoliths' organic residues is -22.15‰ indicating the formation of carbonate accumulations around the roots of C3-vegetation. The carbonate $\delta^{18}\text{O}$ values of rhizoliths vary from -10.34 to -11.99‰ demonstrating the trend towards ^{18}O enrichment from the inner to outer layers. Calculation of the annual temperatures using the $\delta^{18}\text{O}$ values of the inner layers of rhizoliths consisting only of secondary carbonates, showed significant temperature deviations during the formation of carbonate accumulations from modern ones. The radiocarbon age of rhizoliths carbonate cementations (7160 ± 100 kyr BP) is slightly less than the age of enclosing deposits. Organic residues from the central parts of the rhizoliths are much younger (1770 ± 40 kyr BP) which is explained by the penetration of organic matter of soils and plant biomass through the cavities which apparently did not cause contamination of the carbonate component of the rhizoliths with younger carbon.

Keywords: secondary carbonate accumulations, micromorphology, stable isotope composition, radiocarbon dating