

ГЕНЕЗИС  
И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 551.89+631.4(571.5)

**КАРБОНАТНЫЙ ПРОФИЛЬ ПОЧВ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА:  
СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ**

© 2019 г. В. А. Голубцов<sup>а, \*</sup>, А. А. Черкашина<sup>а</sup>, О. С. Хохлова<sup>б</sup>

<sup>а</sup>Институт географии СО РАН, ул. Улан-Баторская, 1, Иркутск, 664033 Россия

<sup>б</sup>Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,  
ул. Институтская, 2, Пушино, 142290 Россия

\*e-mail: tea\_88@inbox.ru

Поступила в редакцию 30.01.2019 г.

После доработки 13.03.2019 г.

Принята к публикации 23.04.2019 г.

Представлены результаты исследования карбонатных профилей почв Прибайкалья и Селенгинского среднегорья. Отмечается сходство в их строении — характерны многочисленные внутрипрофильные максимумы  $\text{CaCO}_3$ , что связано с неоднократным перераспределением карбонатов в ходе разновременных этапов почвообразования. Карбонатный профиль почв Байкальского региона — относительно древнее (наиболее молодые новообразования датируются средним голоценом) и довольно консервативное образование, не испытывающее каких-либо заметных перестроек при современных климатических условиях. Аккумуляции вторичных карбонатов локализуются в аккумулятивно-карбонатных горизонтах современных и погребенных почв каргинского (MIS-3) времени и голоцена. Исключение составляют гипокутаны, часто обнаруживаемые и за пределами указанных горизонтов, что связано с более активным перераспределением карбонатов в пределах корневой системы растительности. Твердофазный эффект карбонатизации (карбонатные новообразования) наблюдается на исследуемой территории преимущественно в почвах, формирующихся на карбонатных почвообразующих породах и продуктах их переотложения, и не зависит от типа почв и характера произрастающей растительности. На основании анализа состава стабильных изотопов углерода и кислорода аккумуляций вторичных карбонатов выявлено, что в почвах Прибайкалья осаждение карбонатов происходило при дегазации почвенных растворов в ходе процессов периодического промерзания—протаивания, динамического повышения и снижения биологической активности почв, чередования фаз увлажнения почвы талыми и дождевыми водами и ее последующего промерзания, которые могут наблюдаться в регионе в весеннее и осеннее время. В этих условиях основное влияние на изотопный состав углерода оказывал атмосферный  $\text{CO}_2$ , изотопный состав кислорода карбонатов контролировался фракционированием изотопов при промерзании почвенных растворов. Карбонатные новообразования почв Селенгинского среднегорья формировались при иссушении почвы в результате расхода влаги растениями на транспирацию, которая наиболее выражена здесь в первой половине лета.

*Ключевые слова:* аккумуляции вторичных карбонатов, состав стабильных изотопов,  $^{14}\text{C}$ -AMS-датирование, морфология

DOI: 10.1134/S0032180X19120050

**ВВЕДЕНИЕ**

Педогенные карбонаты являются важными индикаторами почвенных режимов и процессов, современных и древних условий почвообразования, а также ландшафтно-геохимической обстановки. В связи с этим интерес к их изучению высок как в почвоведении, так и в ряде смежных наук.

Аккумуляция карбонатов в почвах влияет на их физические, химические и биологические свойства [35, 49] и определяет условия роста растений и продуктивность почв [12, 30, 34, 45]. Учитывая значительное влияние карбонатов на почвы, количественные характеристики горизонтов их ак-

кумуляции (содержание углекислых солей кальция, мощность и глубина залегания аккумулятивно-карбонатных горизонтов) используются в качестве значимых диагностических критериев в международной и национальных классификационных системах почв. Кроме этого, педогенные карбонаты являются основным резервуаром почвенного неорганического углерода, который играет значимую роль в углеродном обмене между почвой и атмосферой и оказывает влияние на глобальные климатические процессы [60]. Это определяет актуальность изучения условий образования и пространственно-временной динамики карбонатов в почвах.

По представлениям Роде [28], из почвенного профиля можно выделить и изучать частные профили: гумусовый, солевой, гидрологический и др. Частный карбонатный профиль отражает результат процессов образования, накопления и перераспределения карбонатного вещества в почвах. Анализ карбонатного профиля необходим для оценки современного карбонатного состояния почв, изучения его динамики во времени при сменах климатических условий и антропогенных воздействиях [14].

Карбонаты, как один из основных компонентов почвенного профиля, попадали в поле зрения практически всех исследователей, занимавшихся вопросами генезиса и географии почв Байкальского региона [3, 18, 20, 22, 25]. Различия в содержании карбонатов в почвах и их распределении в профиле связывались с актуальными гидротермическими условиями, составом и особенностями аккумуляции почвообразующих пород [26, 31], влиянием мерзлоты [13], особенностями эволюции почв в условиях климатических изменений прошлого и, даже, импактными событиями [4]. Имеющийся в литературе материал по изучению карбонатов в почвах Байкальского региона основан, главным образом, на полевых морфологических описаниях и данных о профильном распределении карбонатов, содержание которых оценивалось химическими методами. Несмотря на бесспорную ценность таких данных, они не всегда дают исчерпывающую информацию о происхождении карбонатов. До настоящего времени за рамками исследований оставался вопрос вторичности, то есть собственно почвенном происхождении карбонатов в профиле, вопросам эволюции карбонатного профиля практически не уделялось внимания, отсутствуют данные о возрасте педогенных карбонатов.

Цели работы: проведение сравнительной характеристики карбонатного профиля почв Верхнего Приангарья и Селенгинского среднегорья, характеристика наиболее распространенных морфологических форм педогенных карбонатов, рассмотрение факторов формирования карбонатов в почвах, оценка возраста карбонатного профиля почв.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

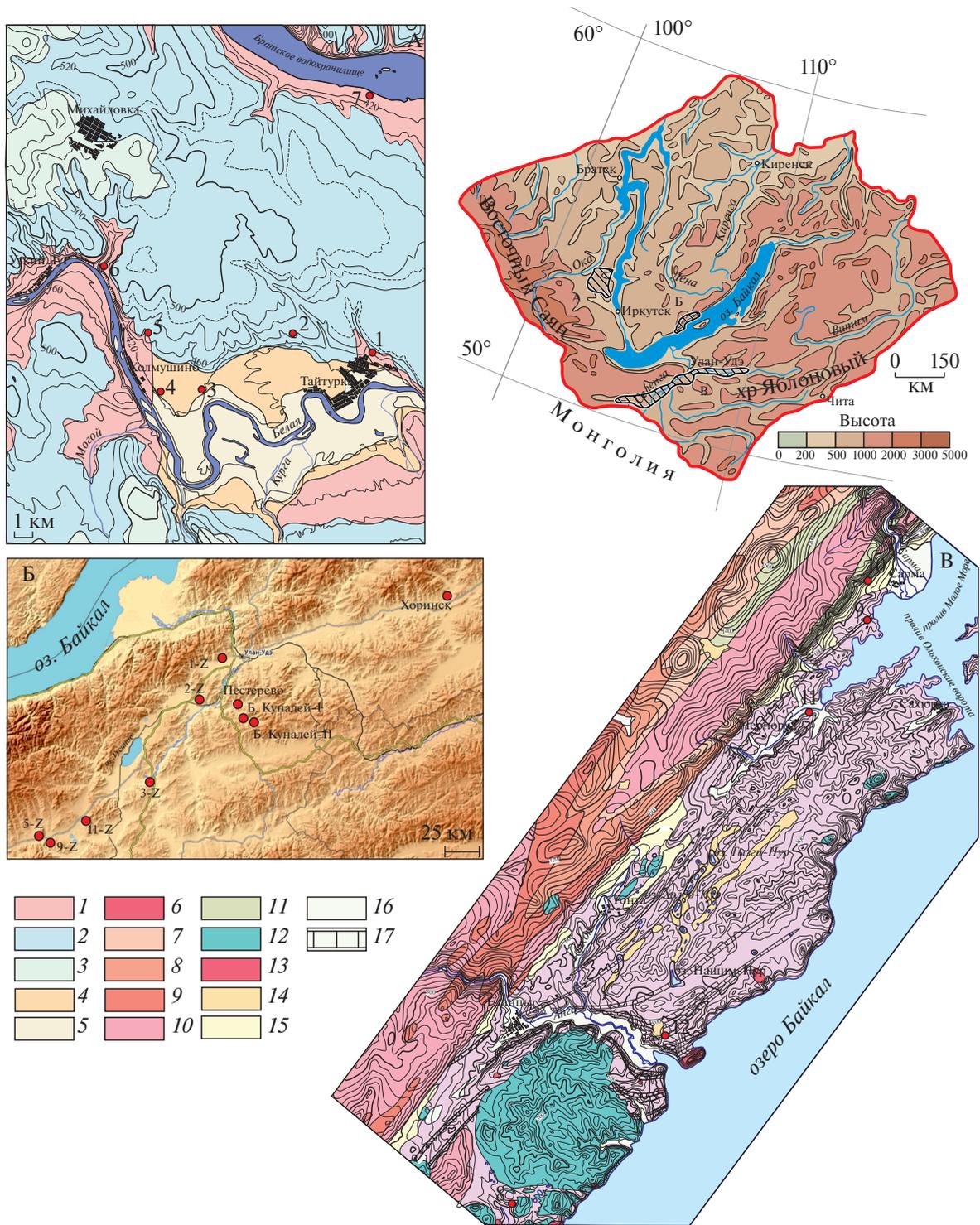
Территория исследования охватывает три крупных района в пределах Байкальского региона (рис. 1): островные лесостепи Верхнего Приангарья, расположенные преимущественно в границах Иркутско-Черемховской равнины, западное побережье оз. Байкал (Приольхонье), характеризующееся преобладанием степных ландшафтов, и межгорные котловины Селенгинского среднегорья, занятые степями и лесостепями.

В геологическом строении Верхнего Приангарья принимают участие кембрийские отложения (доломиты, известняки), перекрытые толщей бескарбонатных юрских образований (песчаники, алевролиты, аргиллиты), продукты выветривания которых на большей части территории служат почвообразующими породами [5]. Однако в долинах основных водотоков (например, р. Белая) наибольшее влияние на почвообразование оказывают именно кембрийские карбонатные породы. Оligocen-миоценовые отложения выполняют фрагменты древней эрозионной сети [27]. Эолово-делювиальные лёссовидные карбонатные суглинки плейстоцена перекрывают относительно маломощным чехлом дочетвертичные образования на водоразделах и заметно наращивают свою мощность в пределах долин, где выделяются разновозрастные террасы [19].

Преобладают лесостепные ландшафты, для которых характерно чередование хвойно-мелколиственных лесов с серыми почвами (Luvic Retic Greyzemic Phaeozems) и участков остепненных лугов и степей с черноземами глинисто-иллювиальными (Luvic Chernic Phaeozems). Большая часть территории распаханна.

Климат территории – резкоконтинентальный. Среднегодовая температура воздуха  $-2.2^{\circ}\text{C}$ . Среднемесячная температура июля  $+17.7^{\circ}\text{C}$ . Средняя температура января  $-23.4^{\circ}\text{C}$  [24]. Продолжительность периодов с отрицательными температурами воздуха значительно превышает периоды с положительными, что сказывается на термическом режиме почв. Годовая сумма осадков составляет 350 мм, из которых около 86% выпадает в конце июля и в августе. С конца мая до середины июля на территории преобладают сухие и теплые условия [24]. Таким образом, наблюдается выраженная контрастность между сухим и влажным сезонами теплого периода. Тип водного режима исследуемых почв – непромывной [15, 16]. Специфика термического режима – существование почвенной толщи длительное время в мерзлом состоянии, ее позднее оттаивание в весенне-летний период – оказывает большое влияние на их водный режим, который относится к криогенному подтипу (недостаточное увлажнение при наличии поздно оттаивающей сезонной мерзлоты) [15]. Вследствие малой мощности снежного покрова (25–35 см) почвы промерзают на значительную глубину (до 2–2.5 м) и очень медленно оттаивают весной и в начале лета [16].

Часть Байкальской впадины, в состав которой входят о. Ольхон и Приольхонье, сложена метаморфическими породами позднего архея, собранными в систему сжатых крупных линейных складок северо-восточного простирания. В составе архейской толщи – кристаллические слан-



**Рис. 1.** Территория исследования и положение основных исследуемых разрезов в пределах Верхнего Приангарья (А), Селенгинского среднегорья (Б), Приолхонья (В). Разрезы: 1 – Тайтурка-I; 2 – Тайтурка-II; 3 – Березовый; 4 – Холмушино; 5 – Осиновый; 6 – Узкий Луг; 7 – Буреть; 8 – Крестовый; 9 – Хорга; 10 – Сарма-I; 11 – Кучулга; 12 – Анга. Условные обозначения: 1 – доломиты, известняки, мергели нижнего кембрия; 2 – конгломераты, брекчии, песчаники, глины нижней юры; 3 – песчаники, алевролиты, аргиллиты, пласты угля средней юры; 4 – четвертичные аллювиальные отложения, суглинки, супеси, глины, илы с галькой, галечниковые отложения; 5 – четвертичные аллювиальные и аллювиально-делювиальные отложения; 6 – гнейсы сланцы, амфиболиты, кристаллические известняки, кварциты архея; 7–11 – сланцы, кварциты, порфириды, метаморфизированные гравелиты и конгломераты нижнего протерозоя; 12 – интрузии среднего протерозоя (габбро, диориты, диоритовые порфиры); 13 – интрузии верхнего протерозоя (граниты и плагиограниты); 14 – аллювиальные и аллювиально-озерные суглинки, пески, галечники нижнего отдела четвертичной системы; 15 – пролювиальные суглинки, пески и валунно-галечниковые отложения среднего-верхнего отделов четвертичной системы; 16 – аллювиальные и озерные суглинки, пески и галечники верхнего отдела четвертичной системы; 17 – горизонты мраморов.

цы, парагнейсы, амфиболиты, мигматиты, кварциты и полосы мраморов [19].

Основу ландшафтной структуры Приольхонья составляют геосистемы горных степей и ксерофитных остепненных лесов. Степные сообщества занимают основную площадь и представлены сухостепными криоксерофильными комплексами мелкозлакового, низкотравного типов. Ландшафтное своеобразие Приольхонья определяется дефицитом влаги в связи с проявлением барьерно-теневого и аридно-котловинного эффектов [11]. Они оказывают значительное влияние на климат Приольхонья, который характеризуется как резкоконтинентальный со средней температурой января  $-25^{\circ}\text{C}$ , июля  $+18^{\circ}\text{C}$ . Среднегодовая температура составляет  $-1.9^{\circ}\text{C}$ . Отмечается низкое атмосферное увлажнение  $200-250$  мм/г. [24].

Для гидротермического режима почв характерны сильное охлаждение и глубокое промерзание почв в зимний период. Отмечается длительное сохранение в профиле отрицательных температур. В течение вегетационного периода наблюдаются значительные колебания влажности почв и их сильное иссушение в первой половине. В целом, описанные климатические особенности определяют преимущественно криоаридный тип почвообразования в Приольхонье [29].

Дифференциация почвенного покрова Приольхонья связана с геоморфологическими условиями, в особенности экспозиционными эффектами, чередованием устойчивых и неустойчивых к выветриванию почвообразующих пород, характером растительности. Склоны южных экспозиций занимают преимущественно светлогумусовые почвы, общее строение профиля которых можно представить в виде  $\text{AJ}-\text{AVpl},\text{f},\text{ca}-(\text{BC})-\text{Cpl},\text{f},\text{ca}$ . На склонах северных экспозиций преимущественное развитие получают серогумусовые (дерновые) с профилем типа  $\text{OL}-\text{AY}-\text{AYB}-\text{Bf}-(\text{BCf})-\text{C}$  [29]. Почвенный покров подножий склонов и выположенных широких суходолов с большей толщиной рыхлых отложений представлен криоаридными почвами и черноземами.

Наиболее общей чертой рельефа Селенгинского среднегорья является чередование низких и средневысотных хребтов, обладающих сглаженными водоразделами, и межгорных впадин, ориентированных в северо-восточном и восток-северо-восточном направлении [21]. Сложное строение межгорных котловин обуславливает большую пестроту почвообразующих пород. В межгорных котловинах почвообразование протекает на мощной толще рыхлых отложений. Встречаются как четвертичные, так и третичные, меловые и юрские осадки. Для исследованных разрезов почвообразующими породами являются преимущественно толщи мелкозема (элювио-делювий плотных по-

род), содержащие невыветрелые щебень и обломки пород.

Общими для всей территории являются недостаточность атмосферного увлажнения, маломощность снежного покрова, сильное промерзание почв в зимний сезон. Климат Селенгинского среднегорья резко континентальный. Средняя месячная температура января  $-26^{\circ}\text{C}$ . Жаркие и сухие условия первой половины лета способствуют иссушению почвы. Средняя температура июля на равнинных участках на юге территории — от 19 до  $21-22^{\circ}\text{C}$ . За апрель—май количество осадков не превышает 50 мм, коэффициент увлажнения по Н.Н. Иванову составляет 0.25. Основная часть осадков (до 70–80%) выпадает в летний период. В степных и лесостепных районах среднегорья выпадает 200–300 мм/г. осадков. Среднегодовая температура колеблется от  $-1.1^{\circ}\text{C}$  в южной части Среднегорья, до  $-1.7^{\circ}\text{C}$  в средней и  $-2.3^{\circ}\text{C}$  в северной [23].

В настоящей работе изучили репрезентативные разрезы, вскрывающие следующие типы почв. В Верхнем Приангарье: черноземы глинисто-иллювиальные (Luvic Chernozems) (Тайтурка-I, Тайтурка-II) с профилем  $\text{AU}-\text{BYu}-\text{BCAic}-\text{Cca},\text{ic}$ . Детально их свойства изучены ранее [9]. Серые метаморфические (Cambic Greyzemic Phaeozems) (Осиновский, Березовый, Буреть) с профилем  $\text{AY}-\text{AEL}-\text{BMic}-\text{Cca},\text{ic}$  и темногумусовые остаточно-карбонатные почвы  $\text{AU}-\text{AUCca},\text{ic}-\text{R}$  (Calcaric Rendzic Phaeozems) (Узкий Луг), псаммоземы гумусовые (Arenosols (Humic)) (Холмушино, Гривистый) с профилем  $\text{W}-\text{Cf}-\text{C}$  [8]. В Приольхонье изучены черноземы (Haplic Chernozems) (Крестовый), характеризующиеся профилем  $\text{AUyu}-\text{BCAnc}-\text{Cca},\text{mc}$ , криоаридные (Skeletal Cambisols Protocalcic) (Сарма-I) с профилем  $\text{AK}-\text{BPLic}-\text{BCAic}-\text{BCca},\text{ic}-\text{Cca}$ , и светлогумусовые почвы (Calcaric Cambisols (Loamic, Ochric)) (Хорга, Анга) с профилем типа  $\text{AJ}-\text{AB}-(\text{BCic})-\text{Cca},\text{ic}$ . В Селенгинском среднегорье карбонатные профили изучены в черноземах Куйтунского межгорного понижения (Большой Куналей-I и Большой Куналей-II, Пестерево), характеризующихся профилями  $\text{AUlc},\text{yu}-\text{BImc}-\text{BCAmc}-\text{Cca},\text{nc}$  (Luvic Chernozem (Loamic) и  $\text{AUyu}-\text{ABnc}-\text{BCAnc}-\text{BCca},\text{nc}-\text{C}$  (Haplic Chernozem (Loamic)). А также в криоаридных почвах, формирующихся под сухостепными ландшафтами Боргойской котловины (разр. 5-Z ( $\text{AK}-\text{BPLic}-\text{BCAml},\text{dc},\text{ic},\text{si}-\text{BCAml},\text{dc},\text{ic},\text{si},\text{crm}-\text{BCcrm}$ , Skeletic Cambic Leptic Calcisol (Hypercalcic, Yermic)), 9-Z ( $\text{AK}-[\text{AU}]-\text{BPLic}-\text{BCAml},\text{dc},\text{ic}-\text{BCAml},\text{ic},\text{nc},\text{crm}-\text{BCic},\text{crm}$  Skeletic Cambic Leptic Calcisol), 11-Z ( $\text{AK1rh}-\text{AK2rh}-\text{AK3rh}-\text{BPLic}-\text{BCAml},\text{dc},\text{ic},\text{crm}-\text{BCic},\text{crm}$ , Skeletic Cambic Leptic Calcisol (Hypercalcic, Yermic)), под степями Иволгинской и Оронгойской (разр. 1-Z ( $\text{AK}[\text{akl}]-\text{Bpl},\text{i}-\text{Csi}-\text{D}$  Skeletic Leptic Cambisol (Yermic)), 2-Z ( $\text{AK}-[\text{AUyu}]-\text{BPL}-$

BCAml,ic,si–BCAml,dc,ic,si–BCic,si Skeletic Cambic Leptic Calcisol (Turbic)) и Средне–Удинской впадин (Хоринск (AK–BPL–BCAdc,ic–BCAic,nc,crm–BCic,crm Skeletic Cambic Leptic Calcisol)).

Гранулометрический состав исследуемых почв сходен и находится в пределах супесей–легких суглинков, за исключением разрезов песчаных дюн (Гривистый и Холмушино).

При проведении полевых исследований основное внимание уделяли морфогенетическому описанию почв, морфологическим характеристикам карбонатных новообразований и анализу их распределения в разрезах. В лабораторных условиях образцы почв высушивали до воздушно–сухого состояния, растирали и просеивали через сито диаметром 1 мм. Содержание CO<sub>2</sub> карбонатов определяли объемным (ацидиметрическим) методом [2]. Мезоморфологические исследования выполняли с использованием микроскопа Микромед МС-2-ZOOM. Микроморфологический анализ проводили на микроскопе AxioScope A1 CarlZeiss (Германия) в ЦКП ФИЦ ПНЦБИ ИФ–ХИБПП РАН. Субмикроскопические исследования вели в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН с использованием растрового электронного микроскопа JEOL JSM-6610LV (Япония). Карбонатный материал новообразований измельчали в агатовой ступке до состояния пудры, минеральный состав неориентированных образцов полученного материала изучали с помощью рентгендифрактометрического метода на дифрактометре D8 Advance (Bruker, AXS). Элементный состав анализировали рентгенфлуоресцентным методом с использованием спектрометра S4 Pioneer (Bruker, AXS).

Абсолютный возраст карбонатов, почв и отложений, вмещающих карбонатные аккумуляции, определяли радиоуглеродным методом со сцинтилляционным измерением активности <sup>14</sup>C в Санкт–Петербургском государственном университете. <sup>14</sup>C AMS–датирование слоев кутан, маркирующих смены этапов педогенеза, выполняли с использованием системы MICADAS в лаборатории Klaus Tschira Archäometrie Zentrum (Mannheim, Germany), а также в лаборатории ускорительной масс–спектрометрии Университета Аризоны (Tucson, USA). Измерения проведены в мельчайших доступных образцах, чтобы минимизировать искусственную гомогенизацию кристаллов разного возраста.

Состав стабильных изотопов углерода и кислорода педогенных карбонатных новообразований определяли с использованием изотопного масс–спектрометра ThermoFinniganMAT 253 (Германия), оборудованного приставкой пробоподготовки GasBenchII. Состав стабильных изотопов углерода органического вещества почв исследо-

вали в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН с использованием масс–спектрометра Isoprimeprecis IONIRMS (Elementar, UK).

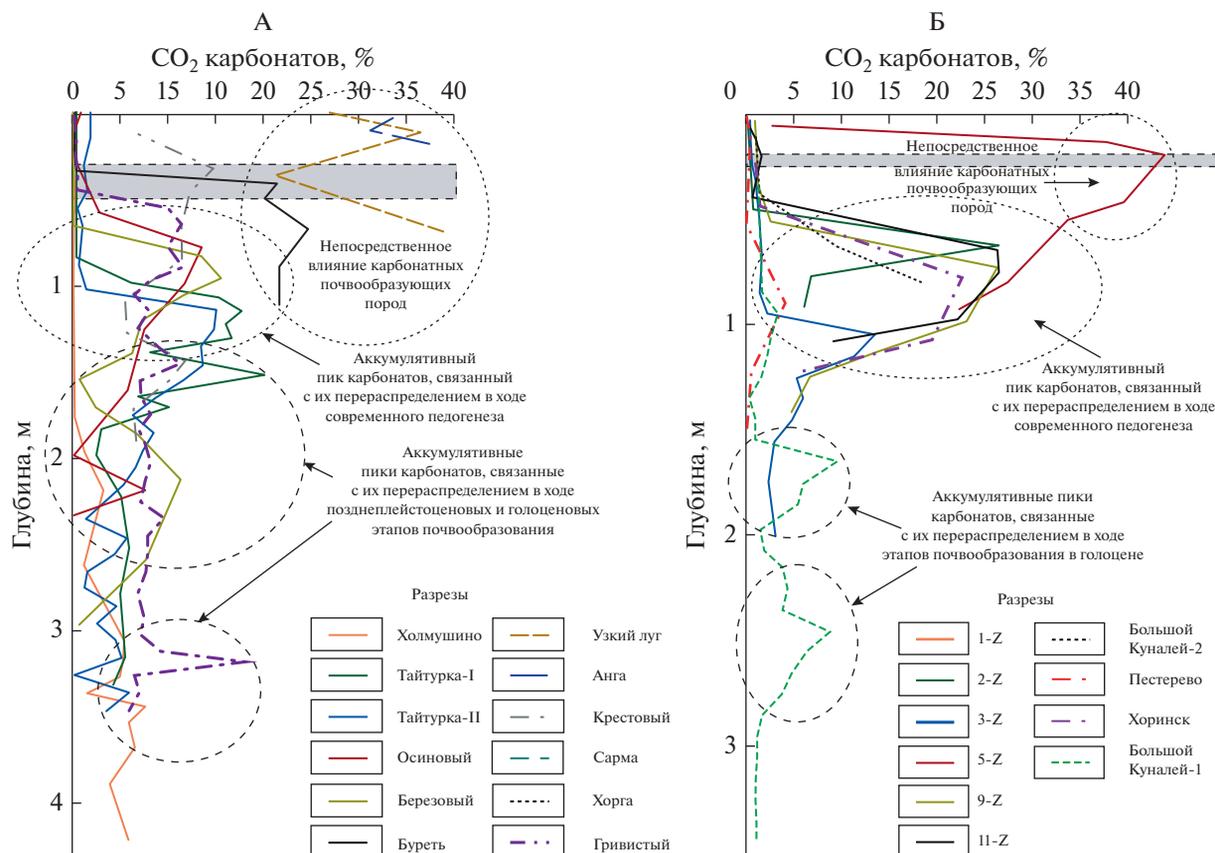
## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

**Распределение карбонатов и основные характеристики карбонатных новообразований.** Аккумулятивно–карбонатные горизонты почв Прибайкалья выражены четко, имеют резкую верхнюю границу, совпадающую с уровнем вскипания от HCl и залегающую на глубине 70–100 см от дневной поверхности (рис. 2, А). В среднем мощность горизонта аккумуляции карбонатов составляет 50 см. Отмечается меньшая глубина залегания аккумулятивно–карбонатного горизонта в почвах Приольхонья по сравнению с Верхним Приангарьем, что закономерно, учитывая большую аридность климата Приольхонья. По критериям, предложенным в [12], современные почвы Прибайкалья относятся к неглубококарбонатным, средне–мощным, карбонатным–среднекарбонатным.

Верхний пик содержания карбонатов, связанный с их выщелачиванием и последующей аккумуляцией в ходе современного педогенеза, обычно максимален. Ниже профиль карбонатов также имеет несколько экстремумов меньшей величины. Как правило, они приурочены к средним горизонтам разновозрастных погребенных почв. Подобный характер распределения карбонатов связан с их перераспределением в ходе позднеплейстоценовых и голоценовых этапов почвообразования. Наибольшие содержания карбонатов отмечаются в верхних частях профилей разновозрастных почв, формирующихся в условиях близкого залегания карбонатных почвообразующих пород.

Одним из основных отличий карбонатного профиля почв Селенгинского среднегорья от такового в Приольхонье и Верхнем Приангарье является меньшая глубина залегания карбонатов, которая составляет здесь от 40 до 60 см (рис. 2, Б). Общее содержание карбонатов в почвах Селенгинского среднегорья (Забайкалье) заметно больше. Это хорошо согласуется с меньшим среднесредним количеством выпадающих здесь атмосферных осадков [23, 24]. Мощность горизонта аккумуляции карбонатов в почвах Селенгинского среднегорья совпадает с таковой в Прибайкалье – 50 см. Отмечается резкая верхняя граница, совпадающая с уровнем вскипания от HCl. Исследуемые почвы Селенгинского среднегорья относятся к высококарбонатным средне–мощным.

Таким образом, карбонатные профили почв Селенгинского среднегорья и Прибайкалья характеризуются внутрипрофильными максима-



**Рис. 2.** Характер распределения карбонатов в почвах Верхнего Приангарья и Приольхонья (А) и Селенгинского среднегорья (Б). Серые прямоугольники указывают на теоретическую глубину залегания аккумулятивно-карбонатного горизонта при нынешнем уровне атмосферного увлажнения (пояснения см. в разделе “Обсуждение результатов”).

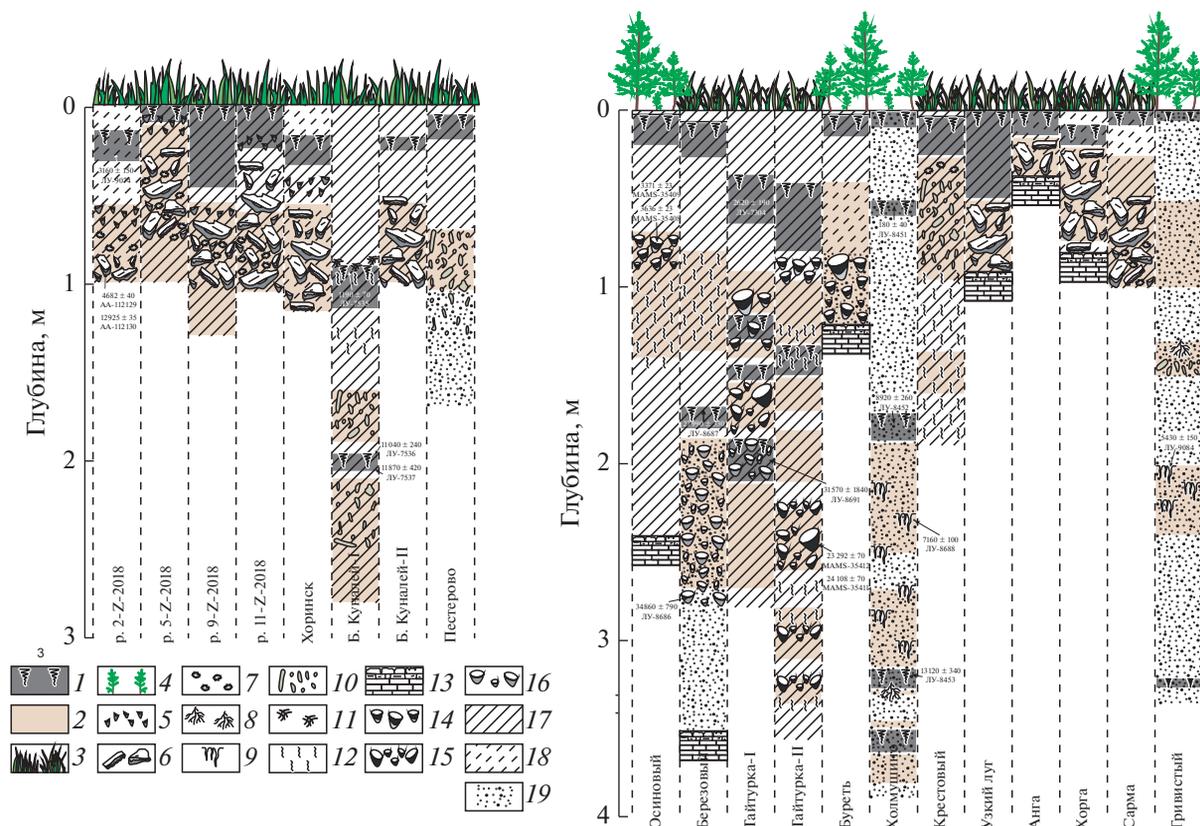
ми CaCO<sub>3</sub>, неоднократно повторяющимися ниже по профилю, что связано с перераспределением карбонатов на современном и более ранних этапах почвообразования. По типу они относятся к элювиально-аккумулятивным испарительным и имеют неразвитую миграционную зону.

Аккумуляции вторичных карбонатов почв Прибайкалья локализуются в пределах аккумулятивно-карбонатных горизонтов современных и погребенных почв каргинского (MIS-3) времени и голоцена (рис. 3). Исключение составляют гипокутаны, часто локализующиеся и за пределами аккумулятивно-карбонатных горизонтов почв, что может объясняться более активным перераспределением карбонатов в профиле в пределах корневой системы растительности. В разрезах Селенгинского среднегорья аккумуляции вторичных карбонатов практически во всех случаях приурочены к аккумулятивно-карбонатным горизонтам почв. Преобладают карбонатные кутаны на поверхностях различных щебнистых включений в почвенном профиле. Отмечается меньшая выраженность новообразований по сравнению с Прибайкальем.

Среди наиболее распространенных аккумуляций вторичных карбонатов в почвах Байкальско-

го региона выделяются пропиточные формы, белоглазка, гипокутаны, ризолиты, игольчатый кальцит, кутаны. На основании их морфологии, особенностей микро- и субмикростроения, минералогии, химического и изотопного состава, а также условий образования проведена их типизация (табл. 1). Предлагаемая схема составлена преимущественно на основании материалов собственных исследований. На данный момент она не может претендовать на исчерпывающую полноту и призвана продемонстрировать усредненные характеристики вещественного состава и основные особенности морфологии карбонатных новообразований почв исследуемой территории. Представления об условиях образования пропиточных форм, белоглазок и нодулей, которые многие авторы относят к единому эволюционному ряду, взяты из литературы [14], так как материалов, опровергающих или дополняющих эти данные в ходе исследования, получено не было. Морфология новообразований на разных уровнях структурной организации представлена на рис. 4.

**Изотопный состав новообразований и органического вещества почв.** Значения  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатных новообразований Верхнего Приангарья и При-



**Рис. 3.** Распределение различных типов аккумуляций вторичных карбонатов в почвах Прибайкалья и Забайкалья. Условные обозначения: 1 – гумусовые горизонты почв; 2 – аккумулятивно-карбонатные горизонты почв; 3 – травянистая растительность; 4 – древесная растительность; 5 – однослойные кутаны на щебне и древес; 6 – многослойные кутаны на щебне; 7 – пропиточные формы; 8 – мелкие ризолиты и карбонатные трубки; 9 – крупные ризолиты по древесным корням; 10 – белоглазка; 11 – псевдомицелий; 12 – гипокутаны; 13 – коренные породы; 14–16 – карбонатные кутаны на гальке; 17 – суглинки; 18 – супеси; 19 – пески.

ольхонья колеблются в пределах от  $-7.9$  до  $-1\%$ . При этом наиболее отрицательные значения наблюдаются во внешних слоях кутан, сформированных в почвах долины р. Белая, в белоглазке и пропиточных формах Приольхонья (рис. 5). Наиболее положительные – во внешних слоях ризолитов, кутанах разр. Анга и Хорга и внутренних слоях кутан из почв в долине р. Белая.

Состав стабильных изотопов кислорода новообразований характеризуется значениями  $\delta^{18}\text{O}$  от  $-15.3$  до  $-8.6\%$ . Минимальные значения наблюдаются во внутренних слоях кутан из почв долины р. Белая, гипокутанах Приольхонья. Максимальные значения характеризуют внешние слои натеков из почв Верхнего Приангарья, кутаны и пропиточные формы карбонатов в почвах Приольхонья.

Анализ соотношения стабильных изотопов углерода в различных частях карбонатных ризолитов из речных дюн Верхнего Приангарья 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  $^{18}\text{O}$  от внутренних к внешним слоям новообразований. Ранее показано, что такие вариации связаны со степенью перекристаллизации литогенных карбонатов в составе новообразований [8]. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  для органического вещества почв Верхнего Приангарья в среднем составляют  $-24\%$ , тогда как в почвах Приольхонья в среднем  $-23\%$ .

Новообразования почв Селенгинского среднегорья при сходных значениях  $\delta^{13}\text{C}$  (от  $-3$  до  $-6.5\%$ ) демонстрируют большее обогащение изотопом  $^{18}\text{O}$ . Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в них колеблются от  $-9.5$  до  $-8\%$ , единичные новообразования попадают в интервал от  $-11$  до  $-10\%$ . Значения  $\delta^{13}\text{C}$  для органического вещества исследуемых почв Селенгинского среднегорья составляют в среднем  $-24\%$ .

**Возраст новообразований.** Формирование карбонатных кутан, залегающих в аккумулятивно-карбонатных горизонтах современных почв (рис. 4, В), происходило в среднем голоцене (3.6–3.3 тыс. кал. л. н.). Формирование новообразова-

Таблица 1. Характеристика основных форм аккумуляций вторичных карбонатов в почвах Байкальского региона

Новообразование	Разновидность, форма	Размер, цвет	Микро- и субмикростроение	Минеральный состав	Химический состав, %	Изотопный состав (PDB)	Условия образования	Возраст
Пропитка	Распльвчатые пятна неправильной формы	Варьирует от 1 до 8 см в диаметре, от 10 YR 6/4 до 10 YR 7/1 в зависимости от количества CaCO <sub>3</sub>	Вокругпоровая ориентировка кристаллов, инфиллинги, зерна силикатных минералов, литогенных карбонатов, примеси органического материала внутри вокругпоровых стяжений	Кварц (40 ± 5%), кальцит (25 ± 5%), полевые шпаты (25 ± 5%), доломит (≥5%), глинистые минералы (хлорит, гидрослюда, смектит, каолинит) (≥5%)	Na <sub>2</sub> O 1.16 MgO 2.29 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 10.18 SiO <sub>2</sub> 49.77 P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0.08 K <sub>2</sub> O 2.25 CaO 13.38 TiO <sub>2</sub> 0.52 MnO 0.086 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 4.40 Ba 0.064 Sr 0.019 Zr 0.021 ППП 16.09	$\delta^{13}\text{C} = -7.92\text{‰}$ ; $\delta^{18}\text{O} = -8.59\text{‰}$	Постепенная аккумуляция карбонатов на стенках пустот (пор, ходов фауны, разрыхленных участках почвенной толщи, межагрегатных трещинах)	Нет данных
Белоглазка	Инкреционная, часто аккумуляция образуют цепочки субвертикальной ориентации с диффузными границами	От 2 до 10 см в диаметре, от 10 YR 7/4 до 10 YR 8/1 в зависимости от количества CaCO <sub>3</sub>	Многочисленные включения силикатных зерен, глинистых минералов и литогенных карбонатов в массе микрозернистого кальцита	Кварц (25 ± 5%), кальцит (40 ± 5%), полевые шпаты (30 ± 5%), следы доломита (≥5%), глинистые минералы (гидрослюда, смешанослойные минералы) (≥5%)	Na <sub>2</sub> O 1.07 MgO 2.04 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 6.83 SiO <sub>2</sub> 27.73 P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0.24 K <sub>2</sub> O 0.93 CaO 31.28 TiO <sub>2</sub> 0.31 MnO 0.082 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 2.80 Ba 0.075 Sr 0.047 Zr 0.009 ППП 27.09	$\delta^{13}\text{C} = -5.8\text{‰}$ ; $\delta^{18}\text{O} = -11.8\text{‰}$	Испарительная концентрация на стенках пор и пустот почвенной массы микрозернистого кальцита	Нет данных
	Акреционная, объемные мучнистые скопления карбонатов округлой, неправильной, слетка вытянутой или угловатой формы с резкими границами	От 2 до 10 см в диаметре, 2.5 Y 9.5/1, 2.5 Y 9/1	Беспорядочно ориентированные микропаритовые (4–50 мкм) табличчатые кристаллы кальцита с ровными поверхностями и хорошо выраженными гранями	Кальцит (70 ± 15%), следы кварца и полевых шпатов	Нет данных	$\delta^{13}\text{C} = -8.11\text{‰}$ ; $\delta^{18}\text{O} = -8.43\text{‰}$	Выпадение осадка при испарении пленочной влаги из пор, а также из стыков структурных отделностей	Нет данных

Таблица 1. Продолжение

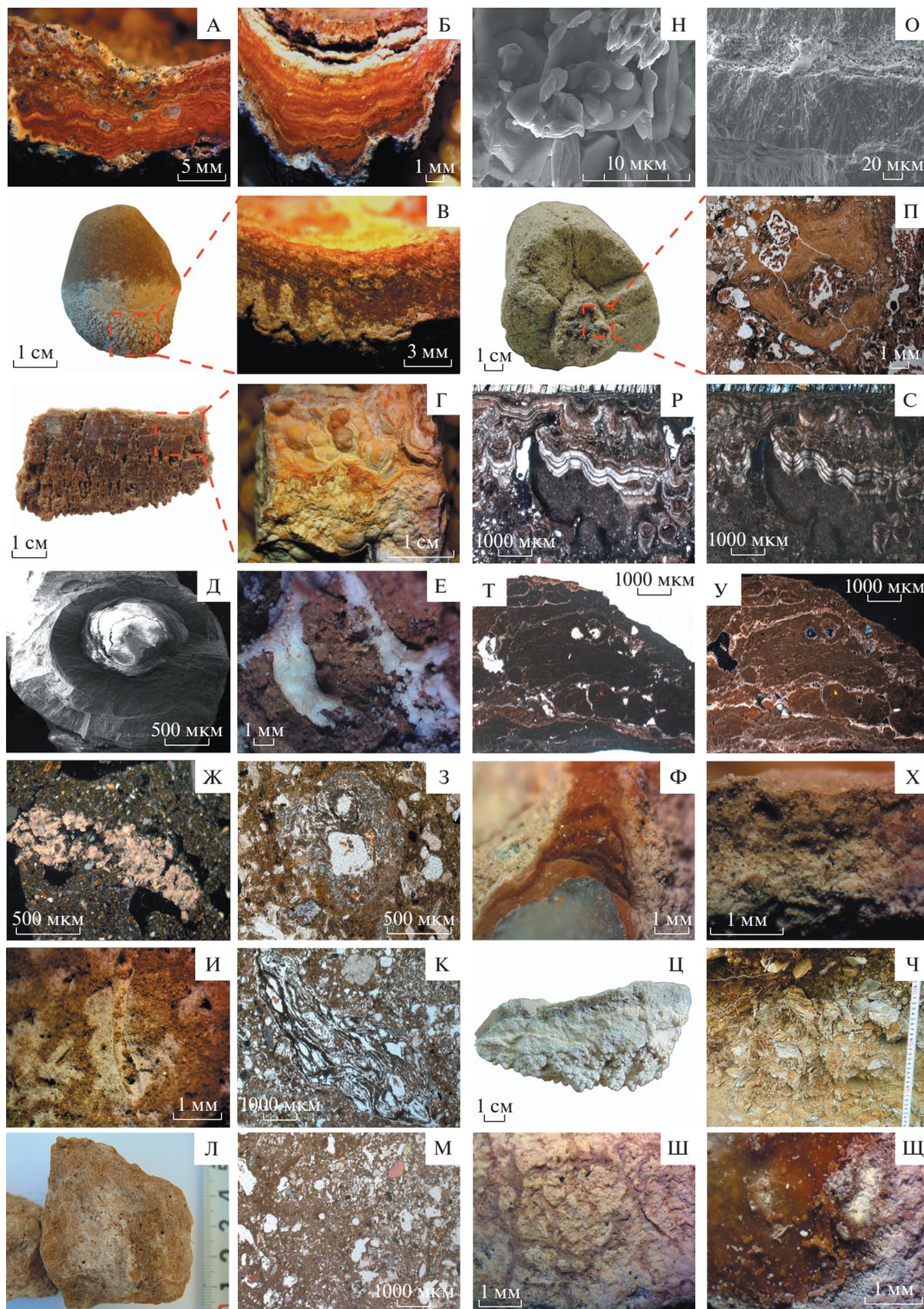
Новообразованные	Разновидность, форма	Размер, цвет	Микро- и субмикростроение	Минеральный состав	Химический состав, %	Изотопный состав (PDB)	Условия образования	Возраст
Гипокрипты	Полное заполнение карбонатным материалом каналов, а также плотные инкрустации по их стенкам	До 3–4 мм толщиной и от 0.5 до 10 см длиной, преимущественно белые (10 YR 9.5/1), иногда с желтоватым оттенком	Плотно упакованные микроспаритовые (4–50 мкм) кристаллы. Реже спаритовые (>50 мкм) зерна. Часто сохраняется структура растительных тканей за счет заполнения клеток после отмирания кальцитом. Многочисленные выбросы мезофауны. Ореолы пропиточных форм во вмещающей массе нет. Часто ассоциированы с железистыми конкрециями	Кальцит (95% ± 5), детритовые включения и формирующиеся по ним в некоторых случаях мелкие Fe-стяжения	Нет данных	$\delta^{13}\text{C} = -5.9\text{‰}$ ; $\delta^{18}\text{O} = -15.29\text{‰}$	Выпадение карбонатов из растворов, целиком заполняющих поры, при высокой концентрации и скорости кристаллизации, изотопный состав свидетельствует о значительной роли промерзания растворов в формировании карбонатных новообразований	Сопоставим с вмещающими отложениями
	Пропиточные формы, цементующие почвенную массу, прилегающую к корневым каналам	До 1–2 мм, от 10 YR 6/4 до 10 YR 7/1 в зависимости от количества $\text{CaCO}_3$	Вокруговая ориентировка глинисто-карбонатной плазмы, высокая степень пропитки плазмы карбонатами, частые растительные остатки, замещенные кальцитом в порах-каналах	Кварц (30 ± 5%), кальцит (40 ± 5%), полевые шпаты (25 ± 5%), глинистые минералы (≥5%)	Нет данных	$\delta^{13}\text{C} = -8.64\text{‰}$ ; $\delta^{18}\text{O} = -8.15\text{‰}$	Осаждение $\text{CaCO}_3$ вокруг больших и средних пор из растворов, просачивающихся через почвенную массу и быстро испаряющихся	

Таблица 1. Продолжение

Новообразованные	Разновидность, форма	Размер, цвет	Микро- и субмикростроение	Минеральный состав	Химический состав, %	Изотопный состав (PDB)	Условия образования	Возраст
Ризолиты	Плотные цилиндрические структуры, сформированные вокруг древесных и кустарниковых корней	Диаметр от 2 до 7 см, длина до 1 м и более, белый с сероватыми и коричневыми оттенками	В центральной части отмечается чередование глинисто-карбонатного и карбонатно-глинистого железистого тонкодисперсного материала. Карбонатная составляющая глинисто-карбонатной массы полностью перекристаллизована, не содержит зерен литогенных карбонатов. Растительные остатки в порах различаются от утративших клеточное строение до относительно свежих, сохраняющих рисунок растительной ткани. Отмечаются псевдоморфозы зерен микрита по растительному остатку. Периферия ризолитов неоднородна и разделяется по степени пропитывания карбонатами. Представлена грубозернистым силикатным материалом, слабоцементированным "мостиками" из глинисто-карбонатной плазмы	В центральной части – чистый кальцит с межплоскостным расстоянием 3.02 Å, незначительное количество кварца и полевых шпатов, следы кристобалита. На периферии – кварц, полевые шпаты и плагиоклаз, амфиболы и пироксенов, а также гранат. Во всех фракциях отмечаются следы обломочных включений карбонатных минералов (доломита)	Na <sub>2</sub> O 1.10 MgO 1.40 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 4.0 SiO <sub>2</sub> 23.87 P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0.47 K <sub>2</sub> O 0.67 CaO 34.17 TiO <sub>2</sub> 0.11 MnO 0.029 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 1.09 Ba 0.026 Sr 0.069 Zr 0.005 ППП 32.45	$\delta^{13}\text{C}$ от -7.4 до -1.5‰ и возрастают от внутренних к внешним слоям. $\delta^{18}\text{O}$ от -10.34 до -11.99‰, демонстрируя тренд к обогащению <sup>18</sup> O от внутренних к внешним слоям	В результате промывания отложений и жизнедеятельности корней и микроорганизмов растворяются и перераспределяются первичные карбонаты. Количество растворенных веществ превышает требуемое растениями, что вызывает невозможность их поглощения, концентрацию карбонатов в непосредственной близости от корней и цементацию отложения. По мере удаления от корней количество карбонатов уменьшается, обуславливая концентрическое строение ризолитов	Соответствует возрасту вмещающих отложений, 5.4–5.5, 7.1–7.2 тыс. лет. Формируются как минимум в течение нескольких вегетационных сезонов
Игольчатый кальцит	Вытянутые кристаллы в порах, трещинах усыхания, пустотах, зонах перекристаллизации других новообразований	Толщина до 1 мкм, длина до 3 мкм	Спутанно-волокнистые и игольчатые кристаллы, занимающие зоны растворения новообразований и пустоты почвенной массы	Чистый, иногда магnezийный кальцит	Нет данных	Нет данных	В результате растворения или перекристаллизации кальцита, биоминерализация	Нет данных

Таблица 1. Окончание

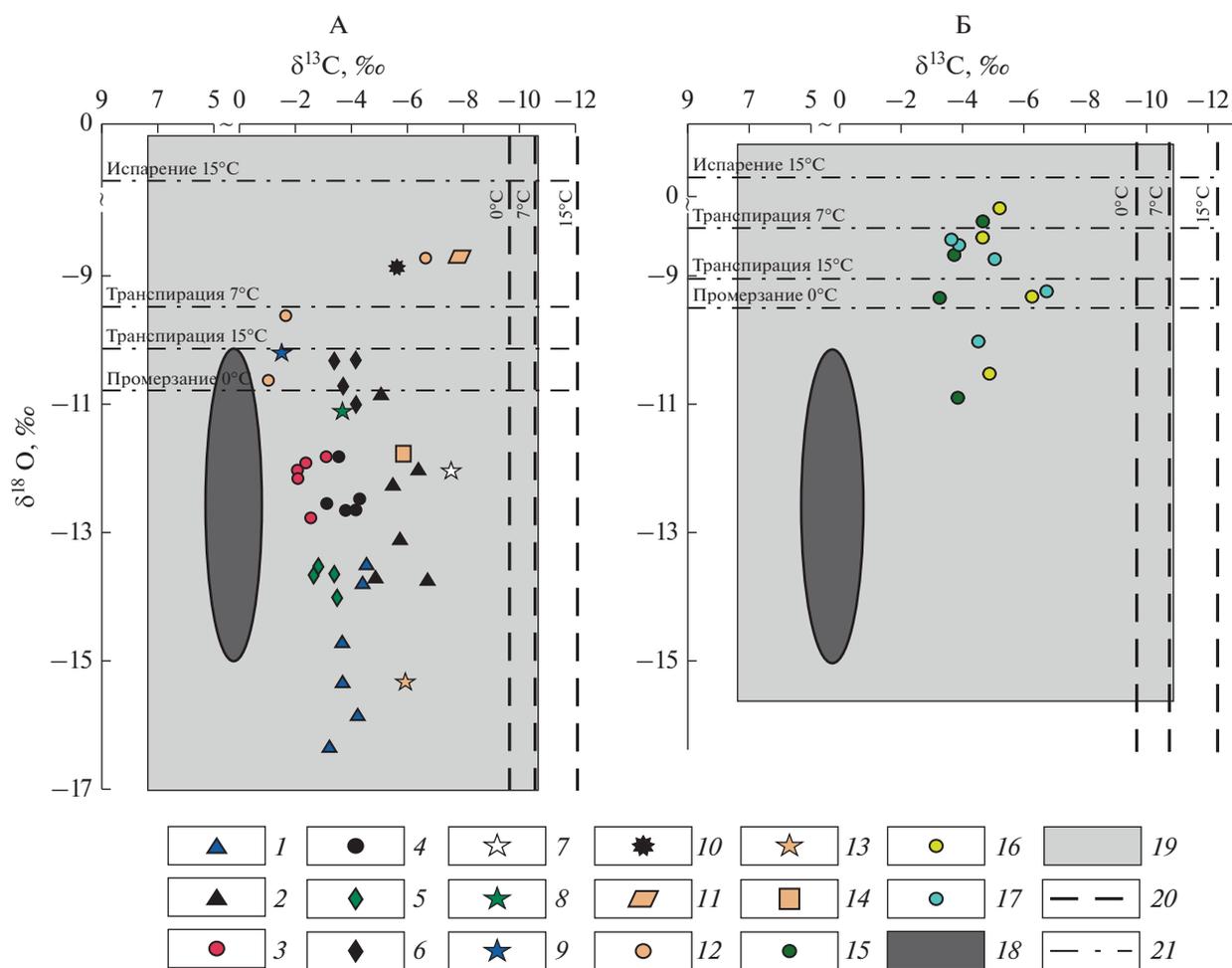
Новооб- разова- ние	Разновидность, форма	Размер, цвет	Микро- и субмикростроение	Минеральный состав	Химический состав, %	Изотопный состав (PDB)	Условия образования	Возраст
Кутаны	Микростратифицированные полигенные карбонатные образования конусообразной или округлой формы, формирующиеся на нижних поверхностях грубообломочных или гравийно-галечниковых включений	Мощность от 1 мм до 2,5–3 см. Цвет от белого (2,5 Y 9,5/1–2,5 Y 9/1) до желтого и коричневого (2,5 Y 5/6; 7,5 YR 5/6; 5 YR 4/6). Как правило белые – внешние слои, пигментированные – внутренние	Внутренние коричневые слои кутан сложены плотно упакованными радиально-лучистыми микрит-микроспаритовыми кристаллами кальцита, организованными в сферолитовые агрегаты. Промежутки между кристаллами и агрегатами сглаживаются криптовым “заполнителем”. Внешние слои отличаются рыхлой упаковкой. Это беспорядочно ориентированные пластинчатые или таблитчатые микритовые кристаллы, зачастую с признаками травления. Встречаются каверны растворения с ячеистой текстурой и детрадированными на нитевидные отделимости пластинчатыми кристаллами кальцита. Кутаны, сформированные на карбонатных породах, сложены почковидными, агрегатами, состоящими из призматических и игольчатых микрит-микроспаритовых кристаллов, организованных в радиально-лучистые структуры концентрически-зонального строения	Как правило, чистый кальцит (реже магнезиальный) со следами кварца и полевых шпатов. Для новообразований почв, формирующихся на карбонатных породах, отмечаются незначительные примеси доломита, арагонита (единичные образцы). Во внешних слоях количество примесей, как правило, возрастает	Внутренние слои: Na <sub>2</sub> O < 0.1 MgO 1.65 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0.5 SiO <sub>2</sub> 1.58 P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0.18 K <sub>2</sub> O 0.05 CaO 49.41 TiO <sub>2</sub> 0.02 MnO 0.129 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> < 0.5 Ba 0.024 Sr 0.127 Zr < 0.005 ППП 46.05 Внешние слои: Na <sub>2</sub> O 1.93 MgO 3.23 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 10.85 SiO <sub>2</sub> 42.45 P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0.190 K <sub>2</sub> O 1.38 CaO 17.19 TiO <sub>2</sub> 0.57 MnO 0.126 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 4.70 Ba 0.061 Sr 0.067 Zr 0.015 ППП 17.65	Варьирует в пределах от δ <sup>13</sup> C = –1...–6,8 ‰ и облегчается от внутренних к внешним слоям. δ <sup>18</sup> O от –8,79 до –16,33 ‰, демонстрируя тренд к обогащению <sup>18</sup> O от внутренних к внешним слоям	В ходе последовательной кристаллизации карбонатов из тонких пленок влаги на нижних поверхностях грубообломочных и гравийно-мочных и гравийно-галечниковых включений. Формирование происходит как в весенне-осенний период в ходе циклов промерзания–оттаивания почвы, промачивания ее тальми и дождевыми водами и последующего испарения, динамических колебаний биологической активности, так и в первой половине лета при иссушении почвы в результате расхода влаги растением на транспирацию. Предполагается значительная роль выпадения минералов из коллоидных растворов	Начальные стадии формирования современных черномов (3,3–3,6 тыс. л. н.), фазы потеплений позднеолеоплецена (13–13,1, 24,1–23,3 и 34–35 тыс. л. н.) и голоцена (4,5–3 тыс. л. н.)



**Рис. 4.** Морфология карбонатных новообразований в почвах Байкальского региона: А, Б – каргинские (MIS-3) карбонатные кутаны разр. Березовый и Тайтурка-II соответственно; В – голоценовые карбонатные кутаны разр. Осиновый; Г – почковидное строение кутан разр. Анга (Приольхонье); Д – субмикростроение почковидных образований; Е, И – общий вид карбонатных гипокутан; Ж, З, К – микростроение карбонатных гипокутан; Л–Н – морфология белоглазок на разных уровнях организации; О – радиально-лучистые кристаллы кальцита, составляющие микрослои почковидных образований; П – строение ризолитов; Р, С – микростроение кутан разреза Хорга (Приольхонье); Т, У – микростроение позднекаргинских кутан Верхнего Приангарья; Ф – строение внутренних слоев кутан Селенгинского среднегорья; Х – строение внешних слоев кутан Селенгинского среднегорья; Ц – кораллоподобная поверхность кутан разр. 5-Z; Ч – карбонатные кутаны, оплетенные корнями растений (разр. Хорга (Приольхонье)); Ш – следы корневой системы растительности на внешних поверхностях кутан; Щ – окарибаченные корни растений во внутренних слоях натеков.

ний, залегающих на более древних уровнях педогенеза (рис. 4, А, 4, Б, 4, Т, 4, У) проходило во второй половине MIS-3 (24.1–23.3 и 34–35 тыс. кал. л. н.) и хронологически хорошо соотносится с возрастом вмещающих их ископаемых почв. Интервал

формирования карбонатных кутан в почвах центральной части Селенгинского среднегорья (рис. 4, Ф, 4, Х, 4, Ц) довольно широкий (12925–4682 кал. л. н.). Рассматривая эти временные рамки в контексте климатических изменений на ис-



**Рис. 5.** Распределение теоретических и экспериментальных величин  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  карбонатных новообразований Прибайкалья (А) и Селенгинского среднегорья (Б). Условные обозначения: 1–6 – кутаны из почв долины р. Белой (Верхнее Приангарье): 1 – внутренние слои голоценовых кутан; 2 – внешние слои голоценовых натеков; 3, 5 – внутренние слои каргинских (MIS 3) натеков; 4, 6 – внешние слои каргинских кутан; 7–9 – внутренние, средние и внешние слои ризолитов, соответственно; 10 – карбонатные кутаны разр. Узкий луг; 11 – пропиточные формы карбонатов (Приольхонье); 12 – карбонатные кутаны (Приольхонье); 13 – гипокутаны (Приольхонье); 14 – белоглазки (Приольхонье); 15 – внутренние слои кутан (Селенгинское среднегорье); 16 – внешние слои кутан (Селенгинское среднегорье); 17 – общая масса кутан (Селенгинское среднегорье); 18 – состав стабильных изотопов углерода и кислорода для педогенных карбонатов, формирующихся в перигляциальных условиях [39]; 19 – теоретический интервал значений  $\delta^{13}\text{C}$  для педогенных карбонатов; 20 – пределы фракционирования изотопов углерода в педогенных карбонатах при разных температурах; 21 – пределы фракционирования изотопов кислорода в педогенных карбонатах при разных температурах.

следуемой территории, очевидно, что начало формирования новообразований приходилось на этап кратковременного потепления, обозначаемого как беллинг. Завершилось формирование описываемых кутан на этапе похолодания и аридизации, отмечающегося в регионе 4.5–5 тыс. кал. л. н. [6, 7, 10, 32]. Остается открытым вопрос о непрерывности формирования этих кутан в течение столь продолжительного времени. Наиболее вероятно, что в своем развитии кутаны в почвах Селенгинского среднегорья проходили продолжительные этапы отсутствия роста, сменяющиеся активной аккумуляцией карбонатного материала.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Строение и возраст карбонатного профиля.** Карбонатный профиль почв Прибайкалья производит впечатление давно сложившегося и консервативного, на что указывает неразвитая миграционная зона, преобладание устойчивых форм карбонатных новообразований и отсутствие форм миграционных, а также довольно высокая стадия его развития. В большинстве исследованных почв развитие карбонатного профиля оценивается [по 41] как стадия II–II+ (сплошные карбонатные кутаны на гальках и щебне, вмещающий мелкозем осветлен из-за карбонатов и содержит от 10 до 25%  $\text{CaCO}_3$ ). Датирование карбонатных аккумуляций также указывает на значительный возраст карбонатного профиля. Так, возраст голоценовых кутан, широко распространенных в почвах Прибайкалья (рис. 3, 4, В) составляет 3.3–3.6 тыс. кал. лет. Сравнение возраста кутан с возрастом гуминовых кислот из подошвы гумусового горизонта вмещающих их почв (2.6 тыс. кал. л. н.) указывает на формирование натеков на начальных стадиях современного педогенеза. Данный вывод основан на допущении о том, что зрелый профиль чернозема формируется в течение 3 тыс. лет [1] и возможность омоложения углерода органического вещества в ходе углеродного обмена в биологическом круговороте. Фактически они представляют собой реликтовые признаки, записавшие условия начальных стадий формирования современных черноземов исследуемой территории. Исходя из  $^{14}\text{C}$  AMS дат, полученных по внешним слоям кутан, их формирование в ходе выщелачивания карбонатов из выщележащих отложений завершилось 3.3 тыс. л. н. Учитывая резкие границы аккумулятивно-карбонатных горизонтов, неразвитые миграционные зоны, а также доминирование устойчивых форм карбонатных новообразований, есть основания полагать, что существенных изменений с тех пор карбонатный профиль почв не претерпевал. В пользу этого свидетельствует и практически полное отсутствие признаков травления и растворения кристаллов во внешних слоях голоценовых кутан. Степень развития карбонатного профиля почв Се-

ленгинского среднегорья несколько меньше в верхних частях профилей (I стадия (тонкий прерывистый налет на щебне/гальке)) и совпадает с развитием карбонатного профиля Приольхонья и Верхнего Приангарья в срединной и нижних частях (стадии II–II+ (сплошные карбонатные кутаны на гальках и щебне, вмещающий мелкозем осветлен из-за карбонатов и содержит от 15 до 25%  $\text{CaCO}_3$ )). Верхняя граница формирования карбонатных кутан в почвах Селенгинского среднегорья (разр. 2-Z-2018) еще более далека по времени от наших дней (4682 кал. л. н.). Однако и возраст вмещающих их почв несколько древнее (3160 кал. л. н.), чем возраст гумуса чернозема (2.6 тыс. кал. л. н.) в Верхнем Приангарье (разр. Тайтурка-I), и в данный момент они находятся в погребенном состоянии. Такой возраст новообразований позволяет предполагать еще больший возраст карбонатного профиля почв Селенгинского среднегорья.

Стоит отметить, что в данной работе мы приводим лишь первые данные о возрасте отдельных компонентов карбонатного профиля почв. В дальнейшем приведенные нами временные рамки, несомненно, будут уточняться с учетом многообразия вариаций карбонатного профиля почв, формирующихся в различных условиях.

Климатические условия, то есть количество атмосферных осадков и температура, считаются основными факторами, определяющими ход формирования педогенных карбонатов и их локализацию в профиле почвы [44, 55]. Количество среднегодовых осадков и сезонность их выпадения определяют глубину, на которую выщелачиваются карбонаты и, соответственно, глубину их аккумуляции [43, 54]. Так, для Верхнего Приангарья, где среднее количество атмосферных осадков составляет 350–400 мм, глубина залегания аккумулятивно-карбонатных горизонтов теоретически должна находиться на уровне 30–50 см, тогда как фактически эта глубина составляет 70–100 см (рис. 2, А), что соответствует 450–520 мм осадков. Это может говорить о более гумидных условиях в прошлом, обусловивших выщелачивание карбонатов на большую глубину, чем возможно при современном уровне атмосферного увлажнения. Такая же закономерность наблюдается и в почвах Селенгинского среднегорья, где глубина залегания карбонатов составляет 40–60 см (рис. 2, Б). Общее их содержание здесь заметно выше, чем в Прибайкалье. Это хорошо согласуется с меньшим среднегодовым количеством атмосферных осадков в Селенгинском среднегорье. В степных и лесостепных районах здесь выпадает в среднем 200–300 мм/г осадков [23], тогда как в Прибайкалье это значение достигает 350–400 мм/г. Глубина аккумуляции карбонатов 40–60 см теоретически соответствует среднегодовым осадкам в 370–400 мм, хотя при нынешнем уровне атмосферного увлажнения

карбонаты должны были бы аккумулироваться в верхних 20–25 см профиля почв.

Таким образом, можем предполагать, что перераспределение карбонатов и формирование сегрегационных форм вторичных карбонатных аккумуляций не протекает активно в почвах исследуемой территории при современных климатических условиях. Наиболее вероятно, что эти процессы активизировались в более влажных климатических условиях предшествующих периодов голоцена. Анализ возраста новообразований и вмещающих их почв и данных о палеоклиматических изменениях на исследуемой территории позволяет выделить суббореальный и пребореальный периоды голоцена, когда названные процессы были наиболее активны. В пользу суббореального периода говорит возраст новообразований в современных и погребенных голоценовых почвах Прибайкалья и Селенгинского среднегорья, а также то, что для этого периода на территории Байкальского региона и Монголии реконструируется повышенная тепло- и влагообеспеченность, позволяющая сравнивать его по климатическим условиям с атлантическим периодом [6, 32]. Высокая влажность пребореального периода и активное выщелачивание карбонатов наиболее ярко прослеживается в разр. Большой Куналей-I по погребенному профилю чернозема глинисто-иллювиального, сформировавшегося 11.7–11.0 тыс. кал. л. н., и подтверждается многими палеоклиматическими данными [7].

В то же время глубокий уровень залегания карбонатов, отражающий уровень прежнего промачивания, возможен только при отсутствии длительных периодов иссушения во время активного влагооборота. Это не противоречит особенностям водного режима исследуемых почв. Как отмечалось выше, год по увлажненности делится на два периода: влажный – в июле-августе, и сухой – все остальное время года. При этом сухой период характеризуется низкими температурами, влажный – наиболее высокой теплообеспеченностью. В результате почвы не получают осеннее-весенней влагозарядки. Максимум влагообеспеченности приходится в них на позднелетний период, при этом большой расход влаги на физическое и биологическое испарение препятствует сквозному промачиванию почв. Осадки, выпадающие относительно небольшими порциями, глубокого промачивания профиля не дают. Основной влагооборот охватывает главным образом верхнюю метровую толщу почв, а наиболее энергично верхний полуметр. Нижележащие слои отличаются инертностью гидрологического режима [16].

**Пространственное распределение аккумуляций вторичных карбонатов.** Анализируя пространственное распределение аккумуляций вторичных карбонатов в исследуемых почвах, можно заме-

тить, что почвы в долинах рек Белая и Ангара богаты карбонатами, источниками которых служат широко распространенные здесь доломиты и известняки, и содержат выраженные новообразования в независимости от типа почв и характера прилегающей растительности. В то же время на прилегающих территориях Иркутско-Черемховской равнины в местах выхода юрских бескарбонатных пород, почвы зачастую бескарбонатны, хотя климатические и ландшафтные условия сходны. Такая неоднородность в распределении карбонатов наблюдается и в почвах Приольхонья. Здесь, несмотря на засушливость климата новообразования обнаруживаются лишь в почвах, формирующихся на продуктах выветривания мраморов.

Иными словами, твердофазный эффект карбонатизации (карбонатные новообразования) наблюдается в Верхнем Приангарье и Приольхонье лишь в почвах, формирующихся на карбонатных почвообразующих породах и продуктах их переотложения, и не зависит от типа почвы и характера произрастающей растительности. Таким образом, доминирующее влияние на пространственное распределение, обилие и выраженность аккумуляций карбонатов в почвах Верхнего Приангарья и Приольхонья оказывает именно наличие карбонатных почвообразующих пород.

В котловинах Селенгинского среднегорья рыхлые наносы в большинстве случаев очень обогащены карбонатами, что неоднократно отмечалось ранее [3, 26]. При этом, по мнению [26], значительная часть карбонатов в почвах котловин Селенгинского среднегорья не является продуктом процессов выветривания и почвообразования *in situ*, а имеет литогенную природу и привнесена с окружающих горных массивов. В связи с этим здесь отмечается высокая карбонатность почв практически во всех изученных нами разрезах, новообразования также везде выражены отчетливо. Однако, по данным [26] в степных ландшафтах Селенгинского среднегорья нередки и так называемые литогенно-кислые почвы, сформировавшиеся на породах, обедненных кальцием и частично магнием. Для них в большинстве случаев характерна кислая реакция в подгумусовом горизонте и слабокислая или даже нейтральная – в верхнем.

Однако имеющаяся в нашем распоряжении выборка разрезов не изобилует такими почвами. Из изученных нами объектов к таким стоит отнести только разрез 1-Z-2018. Тем не менее, приведенных данных вполне достаточно, чтобы говорить о том, что в почвах Селенгинского среднегорья, как и в почвах Прибайкалья обилие и выраженность педогенных карбонатов зависит именно от наличия карбонатных почвообразующих пород. При таком влиянии литогенной основы на формирование карбонатного профиля почв встает вопрос о влия-

нии первичных карбонатов на карбонаты вторичные (педогенные). Значительное влияние на внешние слои карбонатных ризолитов показано ранее [8]. При анализе микростроения кутан выявлено отсутствие в карбонатном материале новообразований включений литогенных карбонатов (рис. 4, Т, 4, У). При этом исследуемые натёки заметно обогащены тяжелым  $^{13}\text{C}$ , что свидетельствует об отсутствии равновесия с почвенным  $\text{CO}_2$  в ходе их формирования (рис. 5). Отсюда появляется необходимость более подробно остановиться на факторах, определяющих изотопный состав карбонатов в исследуемых почвах.

**Факторы формирования педогенных карбонатов в почвах Байкальского региона.** Вариации отношений стабильных изотопов  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$  и  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  в педогенных карбонатах отражают механизмы и условия их формирования [33, 39, 47, 48, 51, 53]. Процессы, определяющие динамику воды и углекислоты в почве, контролируют и изотопный состав  $\text{CaCO}_3$ .

Основные источники углерода в наземных экосистемах — атмосфера, дыхание растений и почвенных микроорганизмов. При этом изотопный состав С в  $\text{CO}_2$  атмосферы составляет  $-7\text{‰}$ . Растения фракционируют углерод в ходе фотосинтеза и в зависимости от его типа в почву поступает углерод с  $\delta^{13}\text{C} -26 \pm 4\text{‰}$  для С3-растений,  $-13 \pm 3\text{‰}$  для С4-растений [36]. Промораживание почвы влияет на изотопный состав углерода напрямую путем высвобождения  $\text{CO}_2$  из жидкой фазы и опосредованно из-за усиления диффузии атмосферного  $\text{CO}_2$  в почву в периоды сниженной биологической активности [47, 52]. Таким образом, изотопный состав углерода почвенного  $\text{CO}_2$  определяется соотношением в фитомассе растений с разными типами фотосинтеза, скоростью почвенного дыхания, определяющей интенсивность поступления изотопно-тяжелого атмосферного  $\text{CO}_2$  в почву, фракционированием  $^{12}\text{CO}_2$  и  $^{13}\text{CO}_2$  при миграции в почвенном профиле из-за различных коэффициентов диффузии.

Изотопный состав кислорода почвенной воды определяется атмосферными осадками,  $\delta^{18}\text{O}$  которых тесно связан с климатическими условиями местности, в особенности, среднегодовой температурой [40]. Изотопный состав кислорода почвенной воды практически не изменяется при транспирации, однако испарение вызывает значительное обогащение остаточной воды тяжелым  $^{18}\text{O}$ , а замерзание — легким  $^{16}\text{O}$ . Фракционирование изотопов при этом зависит от температуры [47].

Таким образом, педогенные карбонаты могут быть обогащены тем или иным изотопом по сравнению с исходным  $\text{CO}_2$  или  $\text{H}_2\text{O}$  благодаря фракционированию изотопов в зависимости от механизма осаждения и температурных условий.

Предполагается три основных механизма для осаждения карбонатов в почвах [37, 47, 50, 52]:

1.  $\text{CaCO}_3$  осаждается в верхних горизонтах почвы при испарении вследствие капиллярного подъема неглубоко залегающих грунтовых вод. Изотопный состав (ИС) углерода контролируется при этом, главным образом, атмосферным  $\text{CO}_2$ , ИС кислорода — метеорными осадками и фракционированием при испарении. Теоретически в ходе этого процесса произойдет утяжеление ИС углерода и кислорода осаждающихся карбонатов по сравнению с органическим веществом почв и атмосферными осадками, соответственно.

2.  $\text{CaCO}_3$  осаждается при иссушении почвы путем транспирации. ИС углерода карбонатов контролируется почвенным  $\text{CO}_2$ , ИС кислорода — атмосферной водой. Это приведет к равновесным значениям  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  по отношению к почвенному  $\text{CO}_2$  и О метеорных вод.

3.  $\text{CaCO}_3$  осаждается при замерзании почвенного раствора. Вследствие низкой биологической активности ИС углерода карбонатов контролируется таковым атмосферного  $\text{CO}_2$ , а ИС кислорода — атмосферными осадками и фракционированием кислорода при замерзании. Это приведет к утяжелению ИС углерода карбонатов по отношению к органическому веществу почв и облегчению их ИС кислорода по отношению к атмосферным осадкам.

Для реконструкции механизмов и условий осаждения различных форм карбонатных новообразований сравнили экспериментально установленные значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  вторичных карбонатных аккумуляций с теоретическими значениями для различных механизмов формирования (рис. 5). Осаждение карбонатов разными механизмами может протекать при разной температуре, которая оказывает сильное влияние на величину фракционирования изотопов в системе  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCO}_3$ . Нами были оценены факторы изотопного фракционирования при осаждении кальцита при промораживании ( $0^\circ\text{C}$ ), транспирации ( $7$  и  $15^\circ\text{C}$ ) и испарении ( $15^\circ\text{C}$ ) по уравнениям, приведенным в литературе [39, 47].

Верхний предел изотопного фракционирования углерода был принят  $-7\text{‰}$  (значение  $\delta^{13}\text{C}$  атмосферного углерода), измеренные значения  $\delta^{13}\text{C}$  растительности для территории исследования в среднем составили  $-24\text{‰}$ . Это значение принято как нижнее для диапазона. Таким образом, теоретические значения  $\delta^{13}\text{C}$  для педогенных карбонатов территории исследования должны попадать в интервал от  $-10.8$  до  $7.4\text{‰}$ . Исходя из этих данных, рассчитаны теоретические значения  $\delta^{13}\text{C}$  для кальцита, осаждающегося при разных температурах. Они составили  $-9.6$ ,  $-10.8$  и  $-12.2\text{‰}$  для  $0$ ,  $7$  и  $15^\circ\text{C}$  соответственно.

Для расчета ИС кислорода педогенных карбонатов необходимо знать значение  $\delta^{18}\text{O}$  атмосферных осадков. На территории Прибайкалья оно составляет  $-11.13$  (по отношению к SMOW) и  $-40.73\text{‰}$  (по отношению к PDB) [17, 56]. Для территории Забайкалья  $-10.0$  (SMOW) и  $-39.63\text{‰}$  (PDB) [46]. Для Прибайкалья теоретические значения  $\delta^{18}\text{O}$  карбонатов, осаждающихся при концентрировании почвенных растворов в ходе транспирации составили  $-9.33$  и  $-10.13\text{‰}$  при  $7$  и  $15^\circ\text{C}$  соответственно. Для испарительного концентрирования почвенных растворов  $\delta^{18}\text{O}$  должен быть примерно равен  $-0.73\text{‰}$ . При промерзании теоретические значения  $\delta^{18}\text{O}$  станут значительно легче и составят около  $-10.73\text{‰}$ . Для Забайкалья теоретические значения  $\delta^{18}\text{O}$  карбонатов, осаждающихся при концентрировании почвенных растворов в ходе транспирации, составили  $-8.23$  и  $-9.03\text{‰}$  при  $7$  и  $15^\circ\text{C}$  соответственно. Для испарительного концентрирования почвенных растворов  $\delta^{18}\text{O}$  должен быть примерно равен  $0.37\text{‰}$ . При промерзании теоретические значения  $\delta^{18}\text{O}$  станут значительно легче и составят около  $-9.63\text{‰}$ .

В почвах Прибайкалья ИС углерода всех исследуемых новообразований попадает в пределы значений  $\delta^{13}\text{C}$ , характерных для педогенных карбонатов. Практически во всех случаях наблюдаются более тяжелые значения  $\delta^{13}\text{C}$ , чем равновесные для приемлемых температур, что может свидетельствовать о значительном участии атмосферного  $\text{CO}_2$  в формировании исследуемых новообразований. Эта закономерность отмечалась ранее для карбонатов, формирующихся в холодных перигляциальных условиях [39, 42, 47, 52, 59], диапазон значений  $\delta^{13}\text{C}$  для таких карбонатов еще более положительный (рис. 5). Исходя из полученных данных, полагаем, что осаждение карбонатов происходило при дегазации почвенных растворов из-за резкого изменения внешних условий в ходе процессов периодического промерзания–протаивания, динамического повышения и снижения биологической активности почв, чередования фаз увлажнения почвы талыми и дождевыми водами и ее последующего иссушения, которые могут наблюдаться в регионе в весеннее и осеннее время. Однако динамика всех перечисленных условий в ИС карбонатов перекрылась основным действующим фактором – периодическим промерзанием почв. Именно поэтому наблюдаем значения  $\delta^{13}\text{C}$ , тяготеющие к механизму промерзания. Кроме этого, наблюдается значительное облегчение значений  $\delta^{18}\text{O}$ , характерное для осаждения кальцита при вымораживании почвенных растворов. Их значения в исследуемых карбонатах сопоставимы с таковыми для карбонатов, формирующихся в холодных перигляциальных условиях.

В пользу осаждения кальцита при промерзании свидетельствует и субмикроморфология натеков. Для формирования кристаллов, слагающих как внешние, так и внутренние слои, предполагается высокая скорость их роста в результате относительно быстрого удаления растворителя, что, в свою очередь, могло быть вызвано промораживанием почвенных растворов. Особенно хорошо это заметно в слоях кутан, где формирование сферолитов может быть объяснено расщеплением кристаллов при кристаллизации из замерзающих растворов, а игольчатая форма отдельных кристаллов может быть связана с псевдоморфозами по кристаллам льда [57, 58]. Основная масса карбонатного материала кутан разделена на микрослои, состоящие из радиально-ориентированных шестоватых кристаллов кальцита (рис. 4, О). Возникновение подобной структуры интерпретируется как результат перерыва в их росте, в результате чего на внешней поверхности остается множество мелких зерен кристаллов. Последующее возобновление роста провоцирует конкуренцию между такими произвольно-ориентированными зародышами, что, в конечном итоге, выражается в формировании своеобразной радиально-шестоватой структуры [38]. В результате частых перерывов в росте формируются многочисленные микрослои, по резким контактам сменяющие друг друга. Сами по себе такие резкие перерывы в росте кристаллов могли быть вызваны периодическим промерзанием растворов, из которых происходило их выпадение.

Таким образом, осаждение карбонатов происходило при дегазации почвенных растворов в ходе процессов периодического промерзания–протаивания, динамического повышения и снижения биологической активности почв, чередования фаз увлажнения почвы талыми и дождевыми водами и ее последующего промерзания, которые могут наблюдаться в регионе в весеннее и осеннее время. Талые/дождевые воды растворяют первичные карбонаты, содержащиеся в отложениях, которые затем кристаллизуются как кальцит в ходе промерзания почвы. В этих условиях основное влияние на ИС углерода оказывал атмосферный  $\text{CO}_2$ , ИС кислорода карбонатов контролировался фракционированием изотопов при промерзании почвенных растворов. Лишь немногие измеренные значения  $\delta^{18}\text{O}$  попадают в теоретический интервал величин, характерный для транспирации. Сюда относятся кутаны и белоглазка в почвах Приольхонья, что закономерно, учитывая более засушливые условия этого района. Не выявлено величин  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , характерных для механизма испарения.

При сходном ИС углерода новообразования почв Селенгинского среднегорья обогащены тяжелым  $^{18}\text{O}$ . Анализ состава стабильных изотопов углерода и кислорода в карбонатных новообра-

зованиях Селенгинского среднегорья указывает на их формирование в ходе иссушения почвы в результате расхода влаги растениями на транспирацию. Единичные новообразования демонстрируют значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , характерные для механизма промерзания. Это дает основание предполагать, что формирование педогенных карбонатов в почвах котловин Селенгинского среднегорья приурочено в основном к летнему времени года, когда почва наиболее прогрета, растения активно расходуют влагу и выделяют большое количество  $\text{CO}_2$ . Это хорошо согласуется с несколько большими среднегодовыми температурами и большей засушливостью среднегорья.

## ВЫВОДЫ

1. Отмечается сходное строение карбонатных профилей почв Селенгинского среднегорья и Прибайкалья с многочисленными внутрипрофильными максимумами  $\text{CaCO}_3$ , связанными с неоднократным перераспределением карбонатов на одновременных этапах почвообразования. По типу они относятся к элювиально-аккумулятивным испарительным и сформированы при выщелачивании и последующей аккумуляции карбонатов в нижележащих горизонтах.

2. Аккумуляции вторичных карбонатов в почвах Верхнего Приангарья, Приольхонья и Селенгинского среднегорья локализируются в пределах аккумулятивно-карбонатных горизонтов современных и погребенных почв каргинского (MIS-3) времени и голоцена. Исключение составляют гипокутаны, обнаруживающиеся и за пределами аккумулятивно-карбонатных горизонтов, что связано с более активным перераспределением карбонатов в пределах корневой системы растительности. Наиболее распространены пропиточные формы, белоглазка, гипокутаны, ризолиты, игольчатый кальцит, кутаны.

3. Карбонатный профиль почв Байкальского региона характеризуется относительной древностью (наиболее молодые формы карбонатных новообразований датируются средним голоценом, не редкость и MIS-3 новообразования) и консервативностью (не испытывает каких-либо заметных перестроек в современных климатических условиях).

4. Твердофазный эффект карбонатизации (карбонатные новообразования) наблюдается на исследуемой территории в почвах, формирующихся на карбонатных почвообразующих породах и продуктах их переотложения, и в значительно меньшей степени зависит от типа почвы и характера произрастающей растительности. Таким образом, доминирующее влияние на пространственное распределение, обилие и выраженность аккумуляций карбонатов в почвах исследуемой терри-

тории оказывает именно наличие карбонатных почвообразующих пород.

5. В ходе педогенеза углерод карбонатов из вмещающих отложений полностью замещается углеродом почвенного  $\text{CO}_2$ . Таким образом, можно утверждать, что большинство форм новообразований имеют педогенное происхождение. Исключения составляют внешние слои ризолитов, где отмечена значительная доля литогенных карбонатов.

6. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатных новообразований Верхнего Приангарья и Приольхонья колеблются в пределах от  $-7.9$  до  $-1\%$ . Состав стабильных изотопов кислорода новообразований характеризуется значениями  $\delta^{18}\text{O}$  от  $-15.3$  до  $-8.6\%$ . Новообразования почв Селенгинского среднегорья при сходных значениях  $\delta^{13}\text{C}$  (от  $-3$  до  $-6.5\%$ ) демонстрируют большее обогащение изотопом  $^{18}\text{O}$ . Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в них колеблются от  $-9.5$  до  $-8\%$ . На основании приведенных значений установлено, что в почвах Верхнего Приангарья и Приольхонья осаждение карбонатов происходит при дегазации почвенных растворов в ходе процессов периодического промерзания–протаивания, динамического повышения и снижения биологической активности почв, чередования фаз увлажнения почвы тальными и дождевыми водами и ее последующего промерзания, которые могут наблюдаться в регионе в весеннее и осеннее время. В этих условиях основное влияние на изотопный состав углерода оказывает атмосферный  $\text{CO}_2$ , изотопный состав кислорода карбонатов контролируется фракционированием изотопов при промерзании почвенных растворов. Карбонатные новообразования почв Селенгинского среднегорья формируются преимущественно в засушливых условиях первой половины лета в результате активного расхода влаги растениями на транспирацию и выделения ими большого количества  $\text{CO}_2$ .

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках программы НИР Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН (0347-2016-0002) при поддержке РФФИ (проекты 17-04-00092 и 17-04-01526). Микроморфологические исследования выполнялись в рамках выполнения госзадания АААА-А18-118013190175-5.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александровский А.Л.* Запись природной среды в почвах голоцена // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропоферных взаимодействий. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. С. 75–105.
2. *Аринушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. С. 166–167.
3. *Волковинцер В.И.* Степные криоаридные почвы. Новосибирск: Наука, 1978. 207 с.

4. Воробьева Г.А. Эволюция почв предгорий и низкогорий юга Средней Сибири в голоцене // Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв. М.: ГЕОС, 2015. С. 686–703.
5. Геология СССР. Т. 17: Иркутская область. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 514 с.
6. Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя в Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. 511 с.
7. Голубцов В.А., Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В. Почвообразование и осадконакопление в Селенгинском среднегорье в позднеледниковье и голоцене. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2017. 139 с.
8. Голубцов В.А., Хохлова О.С., Черкашина А.А. Карбонатные ризолиты в дюнных песках долины реки Белой (Верхнее Приангарье) // Почвоведение. 2019. № 1. С. 97–108. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19010039>
9. 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.
10. Данько Л.В., Безрукова Е.В., Орлова Л.А. Реконструкция развития геосистем Приморского хребта во второй половине голоцена // География и природные ресурсы. 2009. № 3. С. 48–55.
11. Данько Л.В., Кузьмин С.Б., Снытко В.А. Байкальские прибрежные геосистемы и их ландшафтно-геохимическая структура // География и природные ресурсы. 2000. № 3. С. 45–51.
12. Засоленные почвы. России. М.: ИКЦ“Академкнига”, 2006. 854 с.
13. Карнаухов Н.И., Морозова К.В. О криогенной аккумуляции углекислой извести в почвах юга Средней и Восточной Сибири // Мерзлота и почва. Вып. 3. Генезис, география и классификация мерзлотных почв. Якутск: Изд-во Якутского филиала СО АН СССР, 1974. С. 135–140.
14. Ковда И.В., Хохлова О.С. Карбонатный профиль почв // Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв. М.: ГЕОС, 2015. С. 140–158.
15. Козлова А.А., Макарова А.П. Экологические факторы почвообразования Южного Предбайкалья. Иркутск: Изд-во Иркутского ун-та, 2012. С. 86–96.
16. Колесниченко В.Т. Озимая пшеница “Заларинка” в Иркутской области. М.: Промэкобезопасность, 2003. 306 с.
17. Кострова С.С., Майер Х., Тарасов П.Е., Безрукова Е.В., Чаплыгин Б., Косслер А., Павлова Л.А., Кузьмин М.И. Изотопный состав кислорода створок диатомовых водорослей из донных отложений озера Котокель (Бурятия) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 8. С. 1571–1580. <https://doi.org/10.15372/GiG20160809>
18. Кузьмин В.А. Почвы Предбайкалья и Северного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1988. 174 с.
19. Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 195 с.
20. Макеев О.В. Дерновые таежные почвы юга Средней Сибири: Генезис, свойства и пути рационального использования. Улан-Удэ: Бурятское книжное изд-во, 1959. 347 с.
21. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 359 с.
22. Надеждин Б.В. Лено-Ангарская лесостепь. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 327 с.
23. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. Ч. 1–6. Вып. 23. Бурятская АССР, Читинская область. Л.: Гидрометеоздат, 1989. 549 с.
24. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. Ч. 1–6. Вып. 22. Иркутская область и западная часть Бурятской АССР. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 604 с.
25. Николаев И.В. Почвы Иркутской области. Иркутск, 1949. 404 с.
26. Ногина Н.А. Почвы Забайкалья. М.: Наука, 1964. 313 с.
27. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М.: Наука, 1971. 321 с.
28. Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. Т. 2. Методы изучения водного режима почв. Л.: Гидрометеоздат, 1969. 286 с.
29. Снытко В.А., Данько Л.В. Почвенно-геохимическая специфика экотонных тайги и степи Приольхонья // География и природные ресурсы. 2004. № 1. С. 59–65.
30. Соколова Т.А., Кулагина Е.К., Павлов В.А., Царевский В.В. Опыт комплексного изучения почвенных карбонатов // Современные физические и химические методы исследования почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. С. 171–194.
31. Уфимцева К.А. Степные и лесостепные почвы Бурятской АССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 150 с.
32. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
33. Barta G., Bradák B., Novothny A., Markó A., Szeberényi J., Kiss K., Kovács J. The influence of paleogeomorphology on the stable isotope signals of paleosols // Geoderma. 2018. V. 330. P. 221–231. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.05.033>
34. Baumhardt R.L., Lascano R.J. Physical and hydraulic properties of a calcic horizon // Soil Sci. 1993. V. 155. P. 368–375. <https://doi.org/10.1097/00010694-199306000-00002>
35. Birkeland P.W. Soils and Geomorphology. N.Y.: Oxford University Press, 1999. 430 p.
36. Bowsheer C., Steer M., Tobin A. Plant Biochemistry. N.Y.: Garland Pub., 2008. 446 p.
37. Breecker D.O., Sharp Z.D., McFadden L.D. Seasonal bias in the formation and stable isotopic composition of pedogenic carbonate in modern soils from central New Mexico, USA // Geological Soc. Am. Bull. 2009. V. 121. № 3–4. P. 630–640. <https://doi.org/10.1130/B26413.1>
38. Broughton P.L. Environmental Implication of competitive Growth Fabrics on Stalactitic Carbonate // Int. J. Speleology. 1983. V. 13. P. 31–41.
39. Cerling T. The stable isotopic composition of soil carbonate and its relationship to climate // Earth Planetary Sci. Lett. 1984. V. 71. P. 229–240.

40. *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.
41. *Chadwick O.A., Graham R.C.* Pedogenic processes // Handbook of soil science. CRC Press, 2000. P. 41–75.
42. *Courty M.-A., Marlin C., Dever L., Tremblay P., Vachier P.* The properties, genesis and environmental significance of calcitropes from the High Arctic (Spitsbergen) // Geoderma. 1994. V. 61. P. 71–102.
43. *Egli M., Fitze P.* Quantitative aspects of carbonate leaching of soils with differing ages and climates // Catena. 2001. V. 46. P. 35–62.  
[https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(01\)00154-0](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(01)00154-0)
44. *Eswaran H., Reich P.F., Kimble J.M., Beinroth F.H., Paudyal N., Manabhan E., Moncharoen P.* Global carbon sinks // Global Climate Change and Pedogenic Carbonates. CRC/Lewis Press, 2000. P. 15–26.
45. *Gile L.H.* A classification of ca horizons in soils of a desert region, Dona Ana County, New Mexico // Soil Sci. Soc. Am. J. 1961. V. 25. P. 52–61.  
<https://doi.org/10.2136/sssaj1961.03615995002500010024x>
46. *Kurita N., Numaguti A., Sugimoto A., Ichiyangi K., Yoshida N.* Relationship between the variation of isotopic ratios and the source of summer precipitation in eastern Siberia // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № D11. P. 4339.  
<https://doi.org/10.1029/2001JD001359>
47. *Marion G.M., Introne D.S., Van Cleve K.* The stable isotope geochemistry of CaCO<sub>3</sub> on the Tanana River floodplain of interior Alaska, U.S.A.: Composition and mechanisms of formation // Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section). 1991. V. 86. P. 97–110.
48. *Monger C.H., Cole D.R., Buck B.J., Gallegos R.A.* Scale and the isotopic record of C4 plants in pedogenic carbonate: from the biome to the rhizosphere // Ecology. 2009. V. 90. № 6. P. 1498–1511.
49. *Nordt L.C., Hallmark C.T., Wilding L.P., Boutton T.W.* Quantifying pedogenic carbonate accumulations using stable carbon isotopes // Geoderma. 1998. V. 82 P. 115–136.  
[https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(97\)00099-2](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(97)00099-2)
50. *Peters N.A., Huntington K.W., Hoke G.D.* Hot or not? Impact of seasonally variable soil carbonate formation on paleotemperature and O-isotope records from clumped isotope thermometry // Earth Planetary Sci. Lett. 2013. V. 361. P. 208–218.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.10.024>
51. *Pustovoytov K., Schmidt K., Taubald H.* Evidence for Holocene environmental changes in the northern Fertile Crescent provided by pedogenic carbonate coatings // Quater. Res. 2007. V. 67. P. 315–327.  
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.01.002>
52. *Quade J., Cerling T., Bowman J.* Systematic variations in the carbon and oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate along elevation transects in the southern Great Basin, United States // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. V. 101. P. 464–475.
53. *Quade J., Garzione C., Eiler J.* Paleoelevation reconstruction using pedogenic carbonates // Rev. Mineral. Geochem. 2007. V. 66. P. 53–88.  
<https://doi.org/10.2138/rmg.2007.66.3>
54. *Retallack G.J.* Pedogenic carbonate proxies for amount and seasonality of precipitation in paleosols // Geology. 2005. V. 33. P. 333–336.  
<https://doi.org/10.1130/G21263.1>
55. *Royer D.L.* Depth to pedogenic carbonate horizon as a paleoprecipitation indicator? // Geology. 1999. V. 27. P. 1123–1126.  
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027b1123:DTPCHAN2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027b1123:DTPCHAN2.3.CO;2)
56. Statistical treatment of data on environmental isotopes in precipitations // Technical reports series № 331. Vienna: Int. Atomic Energy Agency, 1992. P. 240.
57. *Vogt T.* Cryogenic physicochemical precipitations: iron, silica, calcium carbonate // Permafrost Periglacial Process. 1991. V. 1. P. 283–293.
58. *Vogt T., Corte A.E.* Secondary precipitates in Pleistocene and present cryogenic environments (Mendoza Precordillera, Argentina, Transbaikalia, Siberia, and Seymour Island, Antarctica) // Sedimentology. 1996. V. 43. P. 53–64.
59. *Vogt T., Clauer N., Techer I.* The glaciogenic origin of the Pleistocene calcareous dust in Argentina on the basis of field, mineralogical, textural, and geochemical analyses // Quater. Res. 2018. P. 1–16.  
<https://doi.org/10.1017/qua.2018.74>
60. *Zamanian K., Pustovoytov K., Kuz'yakov Y.* Pedogenic carbonates: Forms and formation processes // Earth-Sci. Rev. 2016. V. 157. P. 1–17.  
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.03.003>

## Carbonate Profile of Soils in the Baikal Region: Structure, Age and Formation Conditions

V. A. Golubtsov<sup>1, #</sup>, A. A. Cherkashina<sup>1</sup>, and O. S. Khokhlova<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Sochava Institute of Geography, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, 664033 Russia

<sup>2</sup>Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia

#e-mail: tea\_88@inbox.ru

The results of the study of the carbonate profiles of soils in the western (Cis-Baikal) and eastern (the Selenga middle mountains) Baikal region are presented. There is a similarity in their structure: numerous CaCO<sub>3</sub> maxima in the soil profiles are typical, which is associated with the repeated redistribution of carbonates during different stages of pedogenesis. The carbonate profile of soils in the Baikal region is relatively ancient (the youngest accumulations date from the Middle Holocene) and a rather conservative formation that does not undergo any noticeable rearrangements under modern climatic conditions. The accumulations of secondary carbonates are localized in the carbonate-accumulative horizons of the modern surface soils and bur-

ied Kargin (MIS-3) soils and Holocene soils. The exception is hypocoatings that are often found beyond the indicated horizons, which is associated with a more active redistribution of carbonates within the root system of vegetation. The solid-phase effect of carbonatization (carbonate neoformations) is observed in the study area mainly in the soils formed on calcareous rocks and their redeposition products and does not depend on the type of soil and the nature of the growing vegetation. Based on the analysis of the composition of stable carbon and oxygen isotopes in secondary carbonate accumulations, it was found that carbonate precipitation in soils of the Cis-Baikal region occurred during the degassing of soil solutions in the course of freezing–thawing cycles, dynamic increase and decrease in the soil biological activity, and alternation of the soil moistening with snowmelt and rainwater with its subsequent freezing that can take place in spring and autumn seasons. Under these conditions, atmospheric CO<sub>2</sub> has the main influence on the isotopic composition of carbon in pedogenic carbonates; the isotopic composition of oxygen was controlled by the fractionation of isotopes upon freezing of the soil solutions. Secondary carbonate accumulations in the Selenga middle mountains were formed during the soil drying as a result of active water consumption for plant transpiration, which is most pronounced in the first half of summer.

*Keywords:* carbonate profile of soils, secondary carbonate accumulations, composition of stable isotopes, <sup>14</sup>C AMS-dating, morphology