УДК 631.48

# КУТАНЫ КРИОАРИДНЫХ ПОЧВ И ДРУГИЕ ЛЕТОПИСИ ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В КОТЛОВИНЕ ОЗЕРА АК-ХОЛЬ (ТУВА)

© 2017 г. М. А. Бронникова<sup>1, \*</sup>, Ю. В. Конопляникова<sup>1, 2</sup>, А. Р. Агатова<sup>3, 4</sup>, Э. П. Зазовская<sup>1</sup>, М. П. Лебедева<sup>1, 5</sup>, И. В. Турова<sup>1</sup>, Р. К. Непоп<sup>3, 4</sup>, И. Г. Шоркунов<sup>1</sup>, А. Е. Черкинский<sup>6</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Россия, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29

<sup>2</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, 1

<sup>3</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Россия,

630090, Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 3

<sup>4</sup>Уральский федеральный университет, Россия, 620002, Екатеринбург, ул. Мира, 19

<sup>5</sup>Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

<sup>6</sup>Центр прикладных изотопных исследований, Университет штата Джорджия, США,

120 Ривербенд Роуд Афина, GA 3060

\*e-mail: mbmsh@mail.ru

Поступила в редакцию 30.12.2015 г.

Кутанный комплекс криоаридных почв юго-западной Тувы рассмотрен как ключевой блок почвенной памяти, представляющий собой летопись ландшафтно-климатических изменений геосистем региона в голоцене. Представлены результаты иерархических макро-, мезо-, микроморофологических исследований кутанного комплекса, данные рентгеновского микроанализа кутан, состава стабильных изотопов углерода и кислорода, радиоуглеродного датирования кутан. Синтез полученных данных с результатами исследований геоморфологических и осадочных летописей локальной геосистемы позволил реконструировать основные фазы эволюции криоаридных почв в голоцене и индуцировавшие смену этих фаз ландшафтно-климатические изменения. Выделены следующие климатогенные эволюционные фазы педогенеза: 1) формирование микроспаритово-микритовых, плотных, кремнезем-содержащих куган в условиях короткопериодичной колебательной динамики неглубоко залегающих гидрокарбонатных шелочных почвенно-грунтовых вод; в семиаридно-аридном климате; 2) формирование спаритовых плотных кутан в условиях медленной аккумуляции карбонатов из гидрокарбонатных вод невысокой минерализации при более высоком по сравнению с современным уровне озера в менее аридной обстановке; 3) элювиально-иллювиальное формирование микритовых, рыхлых кутан в устойчиво автоморфных семиаридных условиях; 4) формирование Fe-гумусовых кутан в холодной гумидной обстановке (альфегумусовая фаза почвообразования): 5) возобновление элювиально-иллювиального формирования микритовых, рыхлых кутан в условиях аридизации последнего тысячелетия голоцена.

*Ключевые слова:* кутаны, криоаридные почвы, иерархический морфологический анализ, ландшафтно-климатические изменения в голоцене, летописи природных изменений **DOI:** 10.7868 (20022180) 17020010

**DOI:** 10.7868/S0032180X17020010

## введение

Почвы в отличие от книгоподобной "постраничной" памяти осадочных систем характеризуются "инситным" палимпсестным типом памяти о формирующих их процессах и об эволюции среды. Почвенная память об изменениях среды по сравнению с памятью осадочных систем обычно обладает невысоким временным разрешением, при существенно более высоком пространственном, определяющимся локальной вариабельностью факторов почвообразования [29]. Тем не менее, внутри почвенных систем широко распространены новообразования, обладающие книгоподобным типом памяти. Это слоистые новообразования различного состава и генезиса, объединенные Брюером [40] общим термином "кутаны" ("cutans"): пленки, корки, покровы в порах, на поверхностях педов, на минеральных зернах ("coatings", согласно [61]), "бородки" на обломках кристаллических пород ("pendents", согласно [61]). Подобные слоистые новообразования по сути являются микроседиментационными системами внутри почвенного профиля, формирующимися процессами внутри-

профильной миграции веществ в истинных, коллоидных растворах, во взвесях, и их осаждения на внутрипочвенных геохимических и механических барьерах. Различия в составе растворов и суспензий в условиях миграции и осаждения приводят к формированию различающихся по составу и внутреннему морфологическому строению кутан. Наличие в профиле почв различных морфотипов кутан – индивидуальных кутан, или слоев в составе сложных кутан, сходных по морфологии и составу – является результатом разнокачественных процессов и условий внутрипрофильной миграции и аккумуляции. Разнообразие морфотипов кутан внутри единого генетического профиля определяется совокупностью процессов миграции, участвовавших в его формировании. Как правило, в профиле имеются кутаны разных морфотипов, то есть кутаны различного состава и морфологии, сформированные качественно различными процессами внутрипрофильной миграции. В таком случае, наряду с простыми, однослойными, индивидуальными кутанами, имеют место сложные, многослойные, где переслаиваются кутаны различных морфотипов, сформированные различными миграционными процессами. Последовательность слоев в составе таких сложных кутан, а также несогласное залегание индивидуальных кутан разных морфотипов могут отражать временную последовательность процессов их формирования [10, 40, 47]. Таким образом, сложные кутаны являются специфическим носителем информации, содержащим послойную запись о сущности, интенсивности и последовательности процессов внутрипрофильной миграции и аккумуляции, а также об определяющих эти процессы условиях среды [2, 27, 40, 42, 51, 57]. Кутанный комплекс – совокупность морфотипов кутан, определенным образом организованная в пространстве: в отдельно взятой поре, или на отдельном обломке породы, на поверхности педа, в горизонте, в профиле – представляет собой особый блок памяти почв или летопись природных изменений.

В отличие от кутан силикатного состава (глинистых, пылеватых, песчано-пылеватых и др.), текстурных новообразований, слоистые карбонатные и гумусовые кутаны обладают уникальным преимуществом: их основу составляют сингенетичные углеродсодержащие компоненты, что делает возможным их датирование радиоуглеродным методом. По углероду карбонатов и/или гумуса могут быть датированы как кутаны целиком. так и их последовательно образовавшиеся слои. К настоящему времени накоплен существенный опыт радиоуглеродного датирования карбонатных кутан [34, 35, 43, 52, 55, 58]. Возможность послойного датирования углеродсодержащих компонентов кутан позволяет наложить реконструированные на основании морфологическо-

ПОЧВОВЕДЕНИЕ № 2 2017

го анализа сложных кутан последовательности процессов и изменений среды на шкалу времени. Помимо исследований состава и морфологии кутан, для реконструкций условий палеосреды часто используются также данные по изменению состава стабильных изотопов углерода и кислорода в карбонатных кутанах [11, 34, 43, 52, 64]. Особенно перспективными представляются комплексные исследования кутан, совмещающие морфологические методы с их послойным датированием и исследованиями стабильных изотопов [57].

Криоаридные почвы выделены В.И. Волковинцером в отдельный генетический тип как климатически-экстремальные почвы ультраконтинентальных холодных влагодефицитных районов, формирующиеся под низкотравными криоксерофитными степями [6]. Криоаридные почвы (до работ В.И. Волковинцера описывались в региональной литературе как каштановые или горные каштановые) являются одним из доминирующих компонентов в почвенном покрове горных котловин и южных склонов юго-восточного Алтая [6, 15, 22, 24, 25]. В настоящее время данный тип почв включен в российскую классификацию почв в составе отдела палево-метаморфических почв [14, 26]. Одним из диагностических признаков криоаридных почв являются натечные формы карбонатов: "бородки" или кутаны на нижней поверхности обломков кристаллических пород в аккумулятивно-карбонатных гор. ВСАіс. Кутаны криоаридных почв являются уникальным блоком почвенной памяти или внутрипочвенной летописью, хранящей информацию о совокупности процессов внутрипочвенной миграции, формировавших криоаридные почвы региона, их временной последовательности и об изменениях среды, отвечающих за эволюционную смену этих процессов. Перспективность исследования кутан криоаридных почв как летописи ландшафтно-климатических изменений ранее показана на примере криоаридных почв континентальной Чукотки [27, 56].

В настоящей работе изложены результаты морфосубстантивных исследований кутан криоаридных почв, а также геолого-геоморфологических изысканий, проведенных в малой высокогорной котловине оз. Ак-Холь и направленных на реконструкцию ключевых этапов развития почв и геосистем котловины в голоцене. Полученные данные о голоценовых изменениях природной среды экстремальных ультраконтинентальных сухих и холодных районов высокогорий юго-востока Алтая сопоставлены с ранее опубликованными результатами исследования отложений и рельефа, полученными в той же малой внутригорной котловине [19, 37, 38, 49, 65].



Рис. 1. Географическое положение объектов исследований.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Условия почвообразования. Криоаридные почвы исследованы в юго-западной части Монгун-Тайгинского р-на республики Тува: в малой (около 7.2 км в диаметре) высокогорной котловине оз. Ак-Холь (рис. 1). Исследуемая внутригорная котловина орографически находится в зоне перехода между горными сооружениями Алтая, Западного Саяна и Тувы и принадлежит бассейну обширной предгорной тектонической впадины – Котловины больших озер Монголии. Котловина оз. Ак-Холь расположена на абсолютных высотах около 2000-2200 м. представляет собой один из относительно пониженных тектонических блоков крупной Джулукульской межгорной впадины, ограниченной Шапшальским хребтом, Чулышманским нагорьем, хребтом Чихачева и массивом Монгун-Тайга. Исследованная территория входит в широкую переходную зону, которая по геологическим и геоморфологическим критериям может быть отнесена к горным сооружениям как Тувы и Западного Саяна, так и Алтая. Исследована последовательность почв, сформировавшихся на мезоформах рельефа, по топографическому профилю северного склона котловины от уреза Ак-Холя до vстья древней ложбины стока (рис. 2). Разрезы заложены на современном днище котловины; на комплексе разновозрастных врезанных друг в друга пролювиальных конусов, нижний из которых сопряжен по высоте с палеоднищем, занимающим максимальную площадь котловины; на эрозионно-аккумулятивной озерной террасе, подрезающей наиболее древние из пролювиальных конусов. Все рассматриваемые поверхности представляют собой пологие склоны южной экспозиции. Всего на топографическом профиле исследовано шесть разрезов (АК-0, АК-1, АК-2, АК-4, АК-6, АК-6, АК-8) криоаридных почв (Skeletic Cambisols Protocalcic, согласно WRB-2015) (рис. 2).

Климат исследуемой территории экстремальный: ультраконтинентальный, с высокими сезонными и суточными амплитудами температур, с очень холодной, малоснежной зимой (на зимние месяцы приходится около 20% от годовой суммы осадков) и коротким, прохладным летом. Период с устойчивыми отрицательными температурами составляет 8–9 месяцев, в котловине оз. Ак-Холь сильные ночные заморозки и осадки в виде снега



**Рис. 2.** Основные элементы рельефа северной части котловины оз. Ак-Холь и положение почвенных разрезов: gl1 – боковая морена ледника, подпруживавшего озеро с максимальным уровнем 2380 м над ур. м., gl2 – боковая морена со следами озерной абразии, gl3 – переотложенная морена; fl-gl, I – палеоканал стока талой воды, поступавшей с ледника; pl1, pl2, pl3 – пролювиальные конусы различной генерации; lm-bg-al – озерно-болотно-аллювиальная равнина, сформированная на осушенной части днища палеоозера Ак-Холь; 2380 м над ур. м. – максимальный уровень ледниковоподпрудного палеоозера Ак-Холь, 2204 м над ур. м. – современный уровень озера; AK-0, AK-1, AK-2, AK-4, AK-6, AK-8, AK-10 – точки заложения основных почвенных разрезов.

возможны в любой из летних месяцев. Ближе всего к району исследований по расстоянию, абсолютным высотам и ландшафтным характеристикам горная метеостанция Мугур-Аксы, расположенная на высоте 1850 м, примерно в 70 км к северо-востоку от исследованных объектов. Среднегодовое количество осадков по метеостаннии Мугур-Аксы составляет около 130–140 мм и является динамичной величиной, изменяясь за период наблюдений (1980-2010 гг.) более чем на 120 мм, с незначительной тенденцией к уменьшению количества осадков после 2000 г. [28]. Средняя высота снежного покрова составляет всего 2 см. Среднегодовая температура -3.15°C и за период многолетних наблюдений с середины 60-х гг. прошлого столетия обнаруживает отчетливую тенденцию к росту. Теплообеспеченность района очень низкая: по аналогии с сопредельными районами юго-восточного Алтая сумма температур выше 10°С на нижней границе высокогорного пояса (1800 м) составляет всего 800°С [15]. В днище котловины Ак-Холя в хорошо дренированных позициях на глубине более 2 м залегает многолетняя мерзлота, как правило, сухая или низкольдистая.

Котловина оз. Ак-Холь расположена в подпоясе разнотравно-дерновинно-злаковых степей и ее большая часть (вне долин действующих водотоков) занята криофитными низкотравными злаково-полынными степями с альпийским элементом [13, 21]. Для региона и для котловины Ак-Холя, в частности, характерны экспозиционность и мозаичность в пространственной организации растительного и почвенного покрова [8, 25], заключающаяся в отсутствии выше 2000-2200 м четко выраженной высотной поясности и замене ее мозаичными сочетаниями горно-тундровых, горно-луговых и горно-степных экосистем с тяготением горно-степных ассоциаций к более теплым позициям южных, юго-западных и юго-восточных склонов. В котловине склоны северной и северо-западной экспозиции и их подножия заняты ивово-ерниковыми и дриадовыми тундрами с красочными альпийскими луговинами и заболоченными участками. В почвенном покрове здесь преобладают дерново-подбуры, подбуры перегнойные, криоземы и торфяно-криоземы (согласно WRB-2015 Leptic Entic Podzols, Folic Leptic Entic Podzols, Cryosols and Histic Cryosols соответственно). Склоны, обращенные на юг и запад, покрыты криоксерофитными низкотравными степями с абсолютным преобладанием в их почвенном покрове криоаридных почв. Таким образом, в одной локальной геосистеме тесно соседствуют участки явного влагодефицита (низкотравные криофильные злаково-полынные степные участки атмосферного питания) и избыточного увлажнения (тундры и тундровые болота, помимо атмосферного увлажнения в условиях низкой теплообеспеченности, получающие дополнительное водоснабжение от долго сохраняющихся и перелетовывающих снежников и лежащей в профиле многолетней мерзлоты).

М е т о д ы. Для изучения истории котловины оз. Ак-Холь и прилегающих территорий выполнены геолого-геоморфологические исследования. Этот блок работ включал дистанционные

(дешифрирование аэрофото- и космоснимков) и маршрутные исследования с определением состава пород скальных выходов и генетической интерпретацией отложений в шурфах и естественных обнажениях, отбором проб для датирования отложений, геоморфологическое картографирование, анализ геологических карт.

Для разрезов криоаридных почв, исследованных на топографическом профиле, выполнены литостратиграфические и полевые макроморфологические описания почв. При морфогенетическом полевом описании криоаридных почв (всего пять профилей) отдельное внимание уделялось кутанному комплексу. Полевые морфометрические исследования кутанного комплекса криоаридных почв включали первичную типизацию кутан по их морфологическим признакам (окраске, плотности, текстуре поверхности, приуроченности, характеру залегания слоев) и статистическую (полуколичественную) оценку встречаемости кутан определенных типов в разрезах катены. В каждом генетическом горизонте описано морфологическое разнообразие кутан и последовательности слоев (морфотипов) для выборки из 30 обломков пород, покрытых кутанами, в каждой из трех размерных групп: 1-5, 5-10 >10 см. Дальнейшие морфологические и аналитические исследования проводили только для кутанного комплекса ключевого разреза Ак-8, расположенного в днище котловины, на нижнем ярусе конуса выноса. Мезоморфологическое исследование отобранных ненарушенных образцов кутан производили с использованием световой стереомикроскопии с помощью оптического бинокулярного микроскопа Leica MZ6 в отраженном свете, рабочие увеличения от 6 до 80. Микроморфологическое исследование кутан вели в тонких шлифах с помощью поляризационного микроскопа Nikon E200 Pol. Субмикромофологические данные и данные микроанализа элементного состава получены при помощи растрового электронного микроскопа JEOL JSM-6610LV, снабженного анализатором элементного состава Oxford INCA Energy. Итогом иерархических морфологических исследований кутанного комплекса стала типизация кутан и выявление наиболее распространенных последовательностей морфотипов в составе сложных кутан.

Анализы содержания органического углерода, карбонатов, обменных катионов, оксалат- и дитионитрастворимых форм Fe, Al, Si выполняли методами, принятыми в почвоведении [5, 7].

Радиоуглеродное датирование и анализ изотопного состава карбонатов проводили в Центре изотопных исследований Университета Джорджии. Карбонаты помещали в специальный реактор со 100%-ной фосфорной кислотой для получения CO<sub>2</sub>, который затем подвергали криоген-

ной очистке. Очищенный углекислый газ делили на две аликвоты: меньшую использовали для измерений  $\delta^{13}$ С и  $\delta^{18}$ О относительно VPDB стандарта при помощи масс-спектрометра МАТ253 (ошибка измерений <0.1‰); большую (90% полученного СО<sub>2</sub>) конвертировали в графит реакцией с водородом в присутствии катализатора (Fe). Соотношение <sup>14</sup>C/<sup>13</sup>C в графите измерено на 0.5 MeV тандемной системе ускоритель-массспектрометр 1.5SDH-1 Pelletron AMS. Все измерения проводили относительно ОХІ стандарта, радиоуглеродный возраст рассчитывали с использованием значения периода полураспада Либби 5568 лет. Даты скорректировали для естественного изотопного фракционирования и калибровали в календарные годы, используя последнюю версию программы CALIB 7.1 [59].

### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Общая морфология и свойства криоарилных почв. Ключевой профиль АК-8. 50°16.282' N, 089°35.722' Е представляет собой криоаридную натечнокарбонатную, темноязыковатую, слабовыщелоченную, среднегумусированную, иллювиально-среднегумусовую, супесчанопесчаную, сильноскелетную почву (Skeletic Cambisol (Alcalic, Arenic, Protocalcic, Humic, Ruptic, Turbic), согласно WRB, 2014). Разрез заложен на поверхности нижней, наиболее молодой, части пролювиального конуса, на высоте 2230 м над ур. м., под разреженной низкотравной криоксерофитной злаково-полынной степью с бедным флористическим составом (тонконог гребенчатый (Koeleria cristata (L.) Pers.), мятлик оттянутый (Poa attennuata Trin.), полынь холодная (Artemisia frigida Willd.), осока твердоватая (Carex duriuscula C.A. Mey.), лапчатка шелковистая (Potentilla sericea L.), лапчатка вильчатая (Potentilla bifurca L.), лук Эдуарда (Allium eduardii Stearn.), дендрантема Завадского (Dendranthema zawadskii (Herbich) Tzvel.<sup>1</sup>), горноколосник колючий (Orostachys spinosa (L.) C.A. Mey.)), эфедра односеменная (Ephedra monosperma C.A. Mey.).

Почва сформирована в неоднородной по литологическому составу толще пролювиально-дельтовых отложений супесчано-песчаного гранулометрического состава. Всего в разрезе выделено шесть литологических слоев, различающихся по общему содержанию и соотношению скелетных фракций. Доля мелкозема (суммы фракций <1 мм) варьирует по профилю весьма существенно: от 3 до 80% в пролювиальных слоях, слагающих субаэральную часть конуса выноса, до 99% в тонкослоистых пеках, вероятно, переставляю-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Определения растений по гербарным образцам выполнены с. н. с. географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, к. г. н. М.В. Бочарниковым.

щих собой краевую, подводную часть конуса, вдававшуюся в озеро. Многолетняя, малольдистая мерзлота обнаружена в середине июля на глубине 233 см. Профиль состоит из красновато-бурого (7.5 YR 3-4/3), слабооструктуренного криогумусового гор. АК, богатого средне- и слаборазложенными растительными остатками, палево-метаморфического гор. BPL, характеризуюшегося буровато-палевой окраской (10 YR 5/4) и плохо оформленной, непрочной блочно-призмовидной структурой. Ниже гор. BPL залегает серия аккумулятивно-карбонатных горизонтов с обильными карбонатными кутанами, "бородками" на нижней поверхности щебня. В песчаном гор. ВСА, практически не содержащем грубообломочного материала, карбонаты представлены тонкими линзами постшлировой пропитки (такие аккумуляции остаются после сезонного вытаивания ледяных линз-шлиров). Светло окрашенные, вскипающие от 10%-ной НСІ карбонатные кутаны присутствуют, начиная с нижней части гор. BPL, с глубины 40-45 см, вплоть до самых глубоких горизонтов профиля. В верхней и средней части профиля: в гор. АК, BPL, IIBCAic1, IIIBCAic2, помимо карбонатных кутан, встречаются красновато-бурые, до темнобурых, преимущественно гумусовые кутаны (состав кутан, их морфологическое разнообразие и распределение различных морфотипов в профиле будут рассмотрены ниже).

Реакция среды меняется от слабокислой и близкой к нейтральной в верхней части профиля, до щелочной в гор. BPL и верхних аккумулятивных горизонтах и резко щелочной — в средних и нижних гор. ВСА. Высокие показатели рН в нижней части профиля связаны с наличием небольших количеств соды. В силу легкого гранулометрического состава, емкость катионного обмена низкая, ППК насышен кальцием (более 85% от суммы обменных катионов), натрия практически не содержит. Почва не засолена: электропроводность водной вытяжки меняется от 0.1 до 0.5 мСм/см. Содержание органического углерода сравнительно высоко в верхней части криогумусового горизонта (5.4%), в нижней оно уменьшается до 2.8%. Несмотря на легкий гранулометрический состав, в нижележащих горизонтах, вплоть до глубины 125 см, содержание органического углерода остается довольно значительным (0.3-0.9%). Мелкозем вскипает, начиная с самой нижней части гор. BPL (40-45 см), где появляются карбонатные кутаны. Обшее содержание карбонатов в мелкоземе карбонатной части профиля в целом невелико и варьирует от 1 до 11%, их максимальное содержание наблюдается в гор. ВСА2іс, на глубине 115-125 см. В верхних гор. АК и BPL наблюдается слабая аккумуляция валовых, цитрат-бикарбонат- и дитиониторастворимых форм железа и алюминия. Такие аналитические харак-

ПОЧВОВЕДЕНИЕ № 2 2017

теристики, как повышенное содержание гумуса в верхней половине профиля, до гор. ВСА2іс включительно, аккумуляция здесь соединений железа и алюминия и наличие бурых гумусовых кутан (ниже будет показано участие в их составе оксидов железа) в этих горизонтах, указывают на участие Al-Fe-гумусового процесса в формировании генетического профиля исследованных криоаридных почв. Отметим, что все исследованные по топографическому профилю северного борта котловины Ак-Холя криоаридные почвы отличаются наличием в профиле, наряду с типодиагностическими карбонатными кутанами, хорошо развитых бурых гумусовых кутан. Ранее криоаридные почвы, сочетающие в профиле признаки педогенной аккумуляции карбонатов и иллювиально-гумусового процесса, описаны в криоаридных ландшафтах тундровой зоны северо-востока России (верховьях Индигирки и Колымы), а также в континентальной части западной Чукотки на контакте с подбурами [3, 4]. В котловине Ак-Холя криоаридные почвы в непосредственном контакте с подбурами тундровой части котоловины описаны не были. Однако в близлежащих котловинах нами описаны криоаридные почвы и подбуры в граничащих друг с другом ландшафтных позициях.

Морфотипы кутан криоаридных почв. Во всех исследованных на топографическом профиле криоаридных почвах описан одинаковый набор из шести морфотипов кутан, каждый из которых выделен на основании совокупности макро-, мезо-, микро-, субмикроморфологических признаков и имеющихся аналитических данных по составу кутан. Ниже приведены диагностические характеристики морфотипов и их генетическая процессно-факторная интерпретация, содержащаяся в обобщенном виде в табл. 1. Необходимо отметить, что имеющиеся в литературе сведения о связи между морфологией карбонатных новообразований, процессами и условиями их формирования очень неоднозначны и часто противоречивы [10, 16, 31, 32, 46, 50]. Прямых экспериментальных данных, на которых могла бы базироваться генетическая интерпретация разных по морфологии карбонатных новообразований, очень немного [1, 45, 53, 62]. По всей видимости, сходные морфологические формы не всегда имеют одинаковое происхождение [16]. Приведенная в данной статье реконструкция условий формирования кутан различных морфотипов, помимо известных связей морфологические особенности 
— процессы 
— факторы, основывалась, в том числе на соотнесении морфотипов и их последовательностей с данными об истории развития котловины. Отметим, что в формировании всех карбонатных морфотипов кутан, вероятно, наряду с испарительной концентрацией растворов и их перенасыщением, в результате

Морфотип кутан	Процесс	Условия
I. Силикатный (бескарбонатный и карбонатный)	Вымораживание, сепарация, гравитацион- ное перемещение, возможно, партлювация, в сочетании с криогенной десикацией	Холодные, благоприятные для криогенных процессов
II. Гумусовый бескарбонатный	Иллювиирование гумуса (в меньшей степени железа)	Холодные, гумидные
III. Гумусовый по карбонатному	Иллювиирование гумуса в аккумулятивно- карбонатном горизонте, наложенное на кар- бонатные кутаны	Холодные, гумидные
IV. Карбонатный микритовый рыхлый	Вторичное иллювиирование и перекристал- лизация внутри аккумулятивно-карбонат- ных горизонтов	Семиаридные, аридные
V. Карбонатный микроспари- тово-микритовый плотный тон- кослоистый с участием кремнезема	Ритмичное чередование иллювиирования карбонатов, кремния и быстрой аккумуля- ции карбонатов из гидрокарбонатных грун- товых вод	Аридные, с колебательной динамикой уровня грунтовых вод
VI. Карбонатный спаритовый плотный	Медленная аккумуляция карбонатов из гид- рокарбонатных грунтовых вод	Полугидроморфные (ста- бильно близкое залегание грунтовых вод)

Таблица 1. Процессно-факторная интерпретация морфотипов кутан

снижения концентрации CO<sub>2</sub>, принимало участие также перенасыщение растворов при промерзании почв.

Силикатный морфотип (I) по содержанию карбонатов делится на два подморфотипа: силикатный бескарбонатный (Ia) (рис. 4, Б-І) и силикатный, пропитанный карбонатным цементом (Ib) (рис. 3, A-I). Первый располагается на верхних гранях обломков во всех горизонтах профиля, второй – на нижних гранях в серии гор. ВСАіс. Окраска буровато-серая, светлая буровато-серая при дневном свете, бурая — в проходящем свете в шлифах. Бескарбонатный подморфотип состоит из смеси тонкодисперсного глинисто-пылеватого вещества, с кварц-силикатным скелетным материалом: крупнопылеватыми, песчаными, иногда даже гравелистыми частицами, часто с примесью органического вещества. Карбонатный подморфотип представляет собой частицы скелета, обрамленные карбонатными кутанами или полностью погруженные в карбонатный цемент.

Бескарбонатный силикатный подморфотип, обозначаемый в англоязычной литературе как "silt and coarse clay cappings" — пылеватые и глинистые "шляпы", связан с криогенной сортировкой материала при промерзании—протаивании [63], не исключено и участие партлювации в формировании таких кутан. Формирование кутан силикатного карбонатного морфотипа, вероятно, также связано с криогенной сортировкой и морозной десикацией при промораживании. Именно быстрое обезвоживание карбонатсодержащего раствора может вызывать формирование кутан с силикатным "каркасом" из крупных частиц, пропитанных карбонатным "цементом".

Гумусовый бескарбонатный морфотип (II), рис. 4, А-II, встречается в гор. АК и BPL (до глубины 40 см) как на верхних, так и на нижних гранях. Может полностью покрывать всю поверхность обломка. Имеет при дневном свете красновато-бурую окраску (5YR 3/3), в тонких шлифах, проходящем поляризованном свете, окраска варьирует от темно-бурой (до практически черной) до полупрозрачной бледно-желтой, при введении анализатора кутаны этого морфотипа изотропны. Морфотип представлен тонкими кутанами из органического вещества, часто с участием оксидов железа, что очевидно при исследовании шлифа в отраженном свете (красный тон в окраске), а также из данных микроанализа, полученных при изучении кутан под электронным микроскопом. Часто присутствуют незначительные включения силикатного материала.

Гумусовый бескарбонатный морфотип, на наш взгляд, является наследием гумидной фазы педогенеза, а именно, результатом развития в исследованных почвах альфегумусового процесса.

Гумусовый по карбонатному морфотип (III), рис. 3, Б-III, Е-III; рис. 4, В-III, Г-III, Д-III, Е-III, встречается, начиная с нижней части гор. ВРL, где появляются первые карбонатные кутаны, и располагается пятнами на нижних гранях обломков, пропитывая нижележащий слой карбонатной кутаны. Гумусовый морфотип по карбонат-



**Рис. 3.** Разнообразие морфотипов кутан криоаридных почв: мезоморфологическое строение: А – силикатный морфотип (I) в цементе карбонатного микритового рыхлого (IV); Б – гумусовый морфотип (III) по карбонатному микритовому рыхлому (IV); В – карбонатный микроспаритово-микритовый плотный морфотип (V) с характерными микропочками; Г – карбонатный микритовый рыхлый морфотип (IV) с агрегацией частиц в микрокомочки, залегающий поверх карбонатного микроспаритово-микритового плотного (V) (последний виден за счет отколотых силикатных зерен); Д – скол карбонатный кутаны: карбонатный спаритовый плотный морфотип с прозрачными столбчатыми кристаллами (VI), карбонатный микритово-микроспаритовый плотный морфотип (V), карбонатный микритовый рыхлый морфотип (III) по карбонатный микритовый рыхлый морфотип (IV).

ПОЧВОВЕДЕНИЕ № 2 2017



**Рис. 4.** Разнообразие морфотипов кутан криоаридных почв: микроморфологическое строение: А – гумусовый бескарбонатный морфотип (II); Б – силикатный бескарбонатный морфотип (I); В – сложная многослойная кутана: карбонатный спаритовый плотный морфотип (VIa), подморфотип со столбчато-ромбовидными кристаллами, карбонатный микроспаритово-микритовый плотный морфотип (V) с характерной микрослоистостью, карбонатный микритовый рыхлый (IV) с прокрашенным прослоем гумусового по карбонатному (III) и верхним микритово-микроспаритовым микрослоем с более крупными, игольчатыми, более рыхло упакованными кристаллами (IVb); Г – сложная многослойная кутана: карбонатный микроспаритово-микритовый плотный морфотип (V), карбонатный микритовый рыхлый морфотип (IV) с пропитывающими темными пятнами гумусового по карбонатному (III) и верхним микритовый рыхлый морфотип (IV) с пропитывающими темными пятнами гумусового по карбонатному (III) и верхним микритовый рыхлый морфотип (IV) с пропитывающими темными пятнами гумусового по карбонатному (III) и верхним микритовый микр рослоем с более крупными, веерообразно сложенными игольчатыми, более рыхло упакованными кристаллами (IVb); Д – сложная многослойная кутана: карбонатный микритовый рыхлый морфотип (IV) с пропиткой гумусового по карбонатному (III) и более рыхло упакованным верхним микритовым микрослоем (IVb); Е – сложная многослойная кутана: микрослоистый карбонатный микроспаритово-микритовый плотный (V), карбонатный спаритовый плотный, подморфотип с крупными прозрачными зубовидными кристаллами (VIb), карбонатный микритовый рыхлый (IV) с микрослоем, пропитанными гумусовым морфотипом по карбонатному (III).

ному, как правило, занимает небольшой процент от видимой поверхности кутаны (10-20%), но иногда площадь покрытия достигает 90%. Гумусовая пропитка, как правило, приурочена к слоям микритового рыхлого морфотипа карбонатных кутан. То есть гумусовый морфотип в сложных слоистых карбонатных кутанах фактически представляет собой гумусовую субкутану (по терминологии [40]) по подстилающим карбонатным слоям. Окраска нативных кутан при дневном свете может быть различной: почти черной (2.5 YR 2/1), красно-бурой (5(7.5) YR 5(4)/4) и светло-бурой (10 YR 6/4). Гумусовые кутаны по карбонатным, в свою очередь, на мезоморфологическом уровне подразделяются по характеру поверхности. Одни имеют матовую, шероховатую поверхность (фактически, сохраняющую рельеф рыхлого микритового слоя, пропитанного гумусовыми растворами); другие, колломорфного облика, имеют глянцевую поверхность, со стеклянным блеском и флюидальным рисунком. Возможно, первые – результат "инситного" гумусонакопления за счет материала разлагающихся корней, а вторые — атрибут Al-Fe-гумусового процесса. Однако сравнительного анализа этих двух разновидностей кутан, позволяющего провести раздельную диагностику "инситного" и иллювиального накопления гумуса, пока не проводилось. Как показали определения содержания гумуса в препарированных образцах, интенсивность бурых тонов в окраске зависит от содержания органического углерода и варьирует от 1 до 3%. В шлифах в проходящем свете окраска этого морфотипа бурая различной интенсивности, в отраженном свете - в той или иной степени выражены красные тона, что связано с присутствием оксидов железа. Содержание последних, согласно данным микроанализа, существенно варьирует, но может быть значительным (до 8%) (рис. 5, А).

Описываемый гумусовый по карбонатному морфотип, а точнее гумусовый морфотип, образующий пропиточные субкутаны по слоям карбонатных кутан, так же как и бескарбонатный гумусовый морфотип гор. АК и ВРL, вероятно, по крайней мере, отчасти, является результатом Al—Fe-гумусового процесса, связанного с гумидной фазой развития почв. Только в данном случае процесс захватывал карбонатсодержащие горизонты, накладываясь на более ранние признаки аккумулятивно-карбонатных фаз эволюции.

Карбонатный микритовый рыхлый морфотип (IV), рис. 3, A-IV, Б-IV, Г-IV, Д-IV, Е-IV, встречается во всей карбонатсодержащей толще: начиная с нижней части гор. BPL (с глубины 40 см), вплоть до самого нижнего гор. VIBCAic6. Залегает на нижних гранях обломков, как правило, поверх остальных карбонатных морфотипов. В случае их отсутствия может прилегать непо-

ПОЧВОВЕДЕНИЕ № 2 2017



**Рис. 5.** Состав кутан разных морфотипов по данным XRF-микроанализа (полуколичественные данные): А – гумусовый морфотип по карбонатному; Б – карбонатный микритовый рыхлый морфотип; В – карбонатный микроспаритово-микритовый плотный морфотип. *1, 2, 3* – точки набора спектров.

средственно к породе. Окраска варьирует от чисто белого (10 Y 8/1), без гумусовой пропитки, иногда залегающего поверх гумусового морфотипа III, пропитывающего нижележащие карбонатные слои, до светло кремового, слегка гумусированного (10 YR 8/2). Иногда присутствуют включения силикатных зерен. Данные микроанализа свидетельствуют об абсолютном доминировании в составе карбонатов кальция и наличии незначительной примеси силикатного материала (рис. 5, Б). Поверхность этого морфотипа землистая (рис. 3, Г-IV). Выделено два подморфотипа: более плотно упакованный бурый микритовый (рис. 4, B-IV, Г-IV, Д-IV, Е-IV – "нижняя" часть морфотипа IV) и рыхлый светлый желтовато-бурый или прозрачный микритовый с небольшим количеством кристаллов микроспарита, часто игольчатой формы, обычно приуроченный к самому верхнему микрослою кутан (рис. 4, B-IVb, Г-IVb, Д-IVb – "верхняя", более молодая, часть морфотипа IV).

Микрит образуется при быстром осаждении, размер образующихся кристаллов обратно пропорционален концентрации растворов [10]. Мы связываем формирование этого морфотипа с процессом иллювиирования карбонатов в стабильных аридных-семиаридных условиях. Игольчатый микрит внешних слоев кутан, вероятно, сформирован при низкой минерализации почвенных растворов и быстром их испарении, в условиях интенсивной сезонной миграции карбонатов [23]. Его формирование считается прямо или косвенно связанным с биологической активностью [54].

Карбонатный микроспаритово-микритовый<sup>2</sup> плотный морфотип (V), рис. 3, В-V, Г-V, Д-V; рис. 4, B-V, Г-V, E-V, встречается во всей карбонатсодержащей толще, располагается на нижних гранях обломков. Как правило, данный морфотип непосредственно прилегает к породе, залегая плотным слоем. Этот морфотип обнаруживает очень высокую твердость: отделить его от нижележащего материала можно только сошлифовкой бором с алмазным покрытием. На мезоуровне подтипы данного морфотипа отличаются только окраской, а по строению выглядят очень похожими друг на друга. На микроуровне для этого морфотипа характерна очень плотная упаковка частиц и микрослоистость: чередование микритовых и микроспаритовых прослоев. Окраска при дневном свете может быть различной: белой (2.5 Y 8/2), желтой (2.5 Y 7/8) или бурой (5 YR 5/8) (выделены соответствующие мезоподморфотипы), в шлифах в проходящем свете – окраска может быть серая, желтовато-серая, серо-бурая (микритовые прослои), микроспаритовые прослои бывают бесцветными (прозрачными). Поверхность гладкая, блестящая, часто с характерным почковидным рельефом: размер почек 0.1-1 мм, плотность – до 30 шт./см<sup>2</sup> (рис. 3, В). Выделено два микроподморфотипа: плотный микритовый и микроспаритовый с тонкими прослоями микрита. В микроспаритовых прослоях кристаллы столбчатой формы, располагаются преимущественно субвертикально, веерообразно вокруг почковидных неровностей нижележащего микритового прослоя.

Высокая твердость и прочность кутан этого морфотипа, а также наличие в нем почти изотропных прослоев позволили предполагать участие в его составе аморфных и слабоокристаллизованных форм кремнезема (халцедона и/или опала). Данные микроанализа подтвердили это предположение. Рис. 5, В демонстрирует переход от карбонатной микритовой рыхлой кутаны к подстилающей карбонатной плотной, а точнее к ее тонкому прослою, имеющему колломорфную структуру и состоящему преимущественно из кремнезема. В спектре из слоя 1 доминирует кальций (карбонаты), наблюдается небольшая примесь кремния и алюминия в соотношении 3:1, характерном для глинистых минералов, в спектре 2 абсолютно преобладает кремний, доля алюминия много меньше доли кремния, доля кальция очень незначительна. Учитывая колломорфную структуру материала, можно считать, что этот прослой образован преимущественно аморфным, или слабоокристаллизованным кремнеземом. В переходной зоне (рис. 5, В-3) доля кальция в спектре несколько увеличивается, поверхность кутаны приобретает зернистость, вероятно, за счет наличия на ней рассеянных кристаллов микрита.

Карбонатно-кремниевые кутаны характерны для степных и пустынных почв ультраконтинентальных областей [18, 36]. Характерная микрослоистость обязана динамичным условиям формирования, а наличие прозрачных микроспаритовых прослоев может быть свидетельством периодической водонасыщенности [60]. Это морфотип мог формироваться при ритмичном, короткопериодичном чередовании иллювиирования карбонатов и их быстрой испарительной и/или криогенно-дессикационной аккумуляции из грунтовых (надмерзлотных) вод.

Карбонатный спаритовый плотный морфотип (VI), рис. 3, Д-VI, встречается во всех гор. ВСАіс на нижних гранях обломков. При дневном свете этот морфотип прозрачно-белый (2.5 Y 8/1), в шлифах – бесцветный (прозрачный). На микроуровне выделяются два подморфотипа: карбонатный спаритовый плотный со столбчато-ромбовидными кристаллами (VIa) и карбонатный спаритовый плотный с зубовидными кристаллами (VIb). Карбонатный спаритовый плотный подморфотип со столбчато-ромбовидными кристаллами встречается редко, залегает толстым непрерывным плотным слоем, прилегающим к породе. Сложен плотно упакованными, прозрачными столбчато-ромбовидными кристаллами спарита,

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> В отечественной микроморфологической школе принято подразделение кальцита по крупности зерен на микрит (зерна <4 мкм), микроспарит (кристаллы от 4 до 50 мкм) и спарит (кристаллы >50 мкм) [10].

имеющими размер 100-200 мкм, субвертикально ориентированными относительно поверхности щебня (рис. 4, B-VIa). Большинство широколанцетовидных отдельностей представляют собой монокристаллы, так как в скрещенных николях погасают целиком. На небольших слитных участках в поляризованном свете не видны грани кристаллов, несинхронное погасание участков при вращении столика в скрещенных николях позволяет наблюдать структуру поликристаллического образца. Иногда кристаллы располагаются в два слоя друг над другом. Включений нет. Карбонатный спаритовый плотный подморфотип с зубовидными кристаллами (VIb) закономерно залегает поверх карбонатного микроспаритово-микритового плотного морфотипа. Сложен прозрачными зубовидными кристаллами с лучистой текстурой, размером зерен 50-230 мкм, имеющими субвертикальную ориентацию к поверхности щебня (рис. 4, E-VIb).

В литературе встречаются сведения, что спаритовые кристаллы такой формы формируются в вадозной зоне из разбавленных растворов, а также при перекристаллизации микрита во время влажных сезонов [44, 48]. Предполагаем, что кутаны спаритового плотного морфотипа формировались путем медленной испарительной аккумуляции из слабоминерализованных грунтовых (надмерзлотных) вод гидрокарбонатного состава.

Последовательности морфотипов в составе сложных кутан. В рассмотренных разрезах криоаридных почв обнаружено четыре возможных последовательности расположения морфотипов в составе сложных кутан на нижних гранях обломков в гор. BCAic. Наиболее частой последовательностью является следующее сочетание морфотипов: на нижней грани обломков непосредственно к породе прилегает карбонатный микроспаритово-микритовый плотный морфотип (V), поверх в большинстве случаев залегает карбонатный спаритовый плотный, подморфотип с зубовидной формой кристаллов (VIb), далее его покрывает карбонатный микритовый рыхлый морфотип (IV), поверх которого – гумусовый по карбонатному (III) (гумусовый морфотип присутствует на обломках в 40-80% случаев), пропиточный гумусовый по рыхлому карбонатному может быть снова перекрыт микрослоем рыхлого карбонатного (IV). Над последним возможно присутствие силикатного морфотипа в карбонатном цементе (Ib). Описанная наиболее распространенная последовательность морфотипов  $V \rightarrow VIb \rightarrow IV \rightarrow III \rightarrow$  $\rightarrow$  (IV)  $\rightarrow$  (Ib) приведена на рис. 4, Е. На меньшей части обломков отсутствует нижний микроспаритово-микритовый плотный морфотип, тогда поверхность обломка непосредственно покрывается карбонатным микритовым рыхлым (IV) (в среднем 10% обломков), который также может

ПОЧВОВЕДЕНИЕ № 2 2017

быть покрыт гумусовым по карбонатному (III) и силикатным в карбонатном цементе (Ib) морфотипами (последовательность IV  $\rightarrow$  III  $\rightarrow$  Ib). В редких случаях непосредственно к породе прилегает подморфотип со столбчато-ромбовидной формой кристаллов карбонатного спаритового плотного морфотипа (VIa), далее лежит или микроспаритово-микритовый плотный (V), затем спаритовый плотный с зубовидной формой кристаллов (VIb), затем микритовый рыхлый (IV) (рис. 3, Д; 4, В) или сразу микритовый рыхлый морфотип, то есть последовательность VIa  $\rightarrow$  V  $\rightarrow$  $\rightarrow$  (VIb)  $\rightarrow$  IV. Имеет место еще продолженный вариант этой последовательности: VIa  $\rightarrow$  V  $\rightarrow$  $\rightarrow$  (VIb)  $\rightarrow$  IV  $\rightarrow$  III  $\rightarrow$  Ib, когда микритовый рыхлый морфотип перекрыт гумусовым по карбонатному (III) и силикатный в карбонатном цементе (Ib).

Изотопный состав кутан и их возраст. На первом этапе исследований получены единичные данные по радиоуглеродному возрасту карбонатов и гумуса (для одного образца), а также по содержанию стабильных изотопов углерода и кислорода в препарированном материале кутан ключевого разр. АК-8. Помимо кутан разр. АК-8, данные по изотопному составу получены также для кутаны. снятой с единичного валуна из насыпи разграбленного кургана саглынской культуры, относящейся к 6-2 в. до н. э., то есть 2.2-2.6 тыс. л. н. [30]. Местоположение валуна свидетельствует о том, что кутана образовалась на нем в период после сооружения насыпи, а скорее всего после того, как курган был разграблен, то есть с большой вероятностью после времени существования саглынской культуры.

Образцы отбирались путем сошлифовки материала кутан с нескольких галек и валунов, отобранных из одного генетического горизонта с едиными внутри горизонта характеристиками кутанного комплекса. В разр. Ак-8 для изотопных исследований отобрано всего три образца: два образца из гор. IIIBCA2ic (55-115 см) - зоны максимального развития карбонатных кутан, и один образец из нижнего аккумулятивно-карбонатного гор. VIBCA6ic (140-170 см). Один образец из гор. IIIBCA2ic представлял собой материал гумусовой пропиточной субкутаны по карбонатной кутане (морфотип III, пропитывающий совокупность карбонатных морфотипов IV-VI). Для этого образца получено две радиоуглеродных даты: по углероду гумуса и по углероду карбонатов. Второй образец из гор. IIIBCA2ic и образец из гор. VIBCA6ic представляли собой отобранный недиференцированно по слоям (морфотипам) образец карбонатных кутан. То есть эти даты получены, фактически, из смешанного образца кутанного материала, накапливавшегося во все фазы педогенной аккумуляции карбонатов в гор. В.

Лабораторный номер	Горизонт, глубина, см	Датируемый материал	<sup>14</sup> С, возраст, лет назад (ВР)	Интервал калиброванного возраста, лет назад (BP), на 20, cal BP	δ <sup>13</sup> C, ‰	δ <sup>18</sup> O, ‰
UGAMS 16043c	IIIBCAic2, 55-115	Углерод карбонатов	$7350\pm30$	8037–8209, 0.940 8262–8292, 0.06 Медиана 8165	-2.7	-7.8
UGAMS 16043h	IIIBCAic2, 55-115	Органический углерод	$3500 \pm 30$	3654–3656, 0.003 3692–3856, 0.997 Медиана 3771	-24.6	Не опр.
UGAMS 16044	IIIBCAic2, 55-115	Углерод карбонатов	$6260\pm30$	7030—7042, 0.010 7072—7076, 0.003 7088—7093, 0.005 7101—7110, 0.007 7155—7266, 0.976 Медиана 7208	-3.3	-7.8
UGAMS 16045	VIBCAic6, 140-170	Углерод карбонатов	6060 ± 30	6799–6817, 0.046 6834–6836, 0.002 6843–6999, 0.952 Медиана 6916	-3.7	-8.9
UGAMS 16046	АК/2013, поверх- ность валуна	Углерод карбонатов	540 ± 25	517—559, 0.748 601—630, 0.252 Медиана 544	-5.2	-8.0

Таблица 2. Изотопный состав и радиоуглеродный возраст кутан

Изотопный состав гумусного материала кутаны (-24.6‰) отвечает изотопному составу для органического вещества почв, формирующихся под растениями группы СЗ. Значение  $\delta^{13}$ С в изученных карбонатных кутанах варьирует от -5.2 до -2.7‰ (табл. 2). Наиболее легкий изотопный состав -5.2% соответствует карбонатной кутане с валуна, для которой получена и самая молодая радиоуглеродная дата 570 ± 60. Для кутан из разреза характерно утяжеление изотопного состава углерода по сравнению с молодой кутаной с валуна из курганной насыпи. Зависимости изотопного состава карбонатного материала от глубины не выявлено.

Изотопный состав углерода почвенных карбонатов может определяться следующими факторами: изотопным составом углерода растительности, изотопным составом  $CO_2$  почвенного воздуха, изотопным составом почвенных растворов и фракционированием, которое происходит в ходе осаждения карбонатов. В целом для почвенных карбонатов допускается широкий диапазон изотопного состава углерода от -12 до +2% [39]. Изотопный состав углерода литогенных карбонатов (изотопная подпись) обычно заметно отличается от состава педогенных карбонатов, что позволяет их хорошо различать по этому признаку [17]. Как известно, в большинстве случаев парциальное давление почвенного  $CO_2$  больше, чем в атмосфере, поэтому педогенные карбонаты формируются в изотопном равновесии с почвенным СО<sub>2</sub> и таким образом состав стабильных изотопов углерода карбонатных новообразований коррелирует с изотопным составом органического вещества почв. Для почв, развивающихся под С3-растительностью, он должен быть близок к -12%, а для почв под С4-растительностью – к +2‰ [39]. Исходя из выше сказанного изотопный состав, изученных карбонатных кутан не может быть интерпретирован, как сформированный под покровом С3-растительности. Полученный изотопный состав карбонатных кутан может говорить о том, что они формировались в более засушливых (аридных условиях), чем современные, и в растительном покрове. где доля растений С4-группы могла быть несколько выше. Кроме того, известно, что в условиях недостатка влаги изотопный состав растительности, даже растений С3-группы, может быть утяжелен [66].

С другой стороны, несоответствие  $\delta^{13}$ С карбонатных кутан изотопному составу углерода органического вещества почв может быть объяснено участием в их формирование углекислоты, принесенной с водами более тяжелого изотопного состава или литогенными карбонатами, имеющими отличный изотопный состав. В опорном разр. АК-8 исследован петрографический состав скелетной части пролювия (определение выпол-

нено д. г.-м. н. А.В. Корсаковым, ИГМ СО РАН). Из 25 обломков размером более 3 см 23 представлены гнейсами, гранито-гнейсами и гранитами, один обломок - кварцем и один - хлоритовым сланцем. То есть в имеющейся выборке скелетного материала карбонатсодержащих пород не обнаружено. Полевые маршрутные исследования показали, что в бассейне оз. Ак-Холь коренных выходов карбонатных пород нет. Основание самой котловины сложено нижне-среднедевонскими интрузивными породами: гранодиоритами и гранитами кубадринского и каракудюрского комплексов [9], выходы которых с тонким чехлом элюво-делювия приурочены к верхней части склонов и водоразделам котловины. Северную и северо-восточную части котловины Ак-Холя занимают моренные отложения, размытые в ходе деградации ледника флювиальными процессами и водами существовавшего в котловине ледниково-, а позднее моренно-подпрудного озера [33]. Обломки карбонатных пород в моренных отложениях также обнаружены не были. Карбонаты могли бы транспортироваться в котловину Ак-Холя обширным ледником, формировавшимся на Шапшальском хребте [12]. Однако, согласно геологической карте [9], площадь выходов карбонатсодержащих пород саглинской свиты нижнего девона в пределах бассейна оз. Джулукуль весьма незначительна, а известняки составляют далеко не весь объем свиты. Таким образом, участие литогенных карбонатов в формировании карбонатных кутан маловероятно.

В донных отложениях оз. Ак-Холь разность между потерями при прокаливании при 950 и 550°С достигает 5% и более [38, 65], что позволяет говорить о вероятной карбонатности отложений [48], и, с определенной долей допущения, оценить их долю в составе озерных отложений от первых процентов до 10% и более. Обнаружены карбонаты также и в современных отложениях слабоминерализованных малых озер. Поскольку нигде в котловине не встречено карбонатов в обломочном материале, все случаи распространения карбонатов в отложениях можно считать связанными с (биохемогенным) седиментогенезом в водной среде, или с аккумуляцией из грунтовых вод. В настоящее время грунтовые воды не вскрыты ни в одном из разрезов на топографическом профиле, однако можно предполагать, что некоторые фазы педогенеза в криоаридных почвах протекали в сфере влияния грунтовых вод, и это может служить объяснением более тяжелого изотопного состава карбонатных кутан, сформированных в это время. Еще одним фактором, объясняющим утяжеление изотопного состава кутан и несоответствие его изотопному составу органического вещества почв, может быть формирование этих кутан при промораживании-оттаивании почвенной толщи и влияние атмосферного CO<sub>2</sub> на

ПОЧВОВЕДЕНИЕ № 2 2017

их изотопный состав [41]. В настоящее время у нас недостаточно данных, чтобы склонится к одной из гипотез. Требуется продолжение исследований этих сложных с генетической точки зрения объектов.

Изотопный состав кислорода карбонатных кутан варьирует от -8.9 до -7.8‰. Наиболее легкий состав -8.9% у кутаны расположенной на глубине 140-170 см. Кутаны с глубины 55-115 см имеют близкий радиоуглеродный возраст и сходный изотопный состав кислорода. Кутана с валуна из насыпи кургана близка по составу к кутанам с глубины 55-115 см (-8.9‰). Наибольшее влияние на изотопный состав кислорода карбонатных новообразований оказывает изотопный состав почвенных вод [50], который в свою очередь контролируется изотопным составом локальных осадков. Разница в изотопном составе кислорода изученных кутан может быть объяснена различием среднегодовых температур и/или изменением количества осадков, в периоды их формирования, а также участием или не участием грунтовых вод в их формировании. Однако полученные единичные данные по изотопному составу кутан не достаточны для серьезных палеоклиматических заключений.

Для трех из четырех проанализированных карбонатных кутан радиоуглеродный возраст укладывается в интервал от 8165 до 6916 калиброванных лет тому назад. Более древние даты получены для кутан с глубины 55–155 см: 7208 и 8165 кал. BP (медианы), а для нижнего горизонта 140-170 см получена самая молодая дата 6916 кал. ВР. Полагаясь на результаты радиоуглеродного датирования и особенности датированного материала (многослойных карбонатах кутан), можно заключить, что аккумуляция карбонатов в почвах началась в котловине заметно раньше 8000 лет назад, а на промежуток 8000-7000 лет приходится максимальная интенсивность этого процесса. С уменьшением возраста карбонатных кутан несколько облегчается изотопный состав углерода карбонатов. Можно предположить, что в накоплении карбонатов в почвах, во всяком случае, на ранних этапах, существенную роль играла аккумуляция их из грунтовых вод, связанных с озером. Тяжелый изотопный состав карбонатов, возможно, определяется тем, что их первоисточником служили биохемогенные карбонаты озерных отложений, накопленных в аридных условиях. Некоторое облегчение изотопного состава карбонатных кутан с уменьшением возраста, возможно. связано с переходом от гидрогенной аккумуляции карбонатов к иллювиальной и криогенной, постепенно стирающей изотопную подпись гидрогенных карбонатов. Дата, полученная по гумусовой кутане (3711 кал. ВР) соответствует гумидной фазе развития, в которую в формирование профиля включается альфегумусовый процесс, и поверх карбонатных накапливаются гумусовые кутаны слоя III в стандартной последовательности:  $V \rightarrow VIb \rightarrow IV \rightarrow III \rightarrow (IV) \rightarrow (Ib)$ .

Для кутаны с валуна, из насыпи разграбленного кургана саглынской культуры (6-2 в. до н.э., то есть 2.2-2.6 тыс. л. н.) получена молодая дата -544 кал. ВР. Эта кутана сформировалась внутри насыпи, после сооружения кургана. Она отвечает позднеголоценовой фазе аккумуляции карбонатов (которая продолжается в настоящее время). В разр. АК-8, в многослойных кутанах, эта фаза записана внешними, завершающими последовательность V  $\rightarrow$  VIb  $\rightarrow$  IV  $\rightarrow$  III  $\rightarrow$  (IV)  $\rightarrow$  (Ib), слоями микритового рыхлого (IV) и силикатного в карбонатном цементе (Ib) морфотипов, перекрывающих гумусовый по карбонатному слой III. Изотопный состав этой кутаны, заметно более легкий, чем для древних кутан, определяется, прежде всего, ее формированием без связи с грунтовыми водами и с карбонатами озерных отложений.

И стория котловины по геологогеоморфологическим данным. На основе анализа рельефа и отложений, а также ранее опубликованных данных, мы можем реконструировать основные стадии развития котловины, начиная с конца позднего плейстоцена. Днище котловины оз. Ак-Холь расположено на высоте 2200-2260 м над ур. м., ее склоны с высотами до 2400-2660 м несут следы воздействия ледников и озерной абразии. Наличие озерных отложений возрастом древнее  $13300 \pm 52$  кал. л. н. с остатками высших водных растений и водорослей [38, 49] свидетельствует о существовании озера и, следовательно, отсутствии ледника в пределах современной акватории озера уже 13-14 тыс. л. н.

Высоты водоразделов и наиболее высоких озерных террас на склонах котловины свидетельствуют о том, что озеро было ледниково-подпрудным и достигало уровня около 2380 м над ур. м., что почти на 180 м выше современного. Затем уровень озера снизился до приблизительно 2270 м над ур. м. – высоты моренной дамбы в северо-восточной части котловины [33]. К этому времени уже были сформированы короткие долины северных притоков Ак-Холя, питаемые талыми водами отступающего ледника. В устьях этих долин накапливались наиболее древние, верхние пролювиальные конусы. Повышения уровня озера, фиксируемые абразионными уступами в древнем пролювии, сменялись его понижением и врезом молодых пролювиальных конусов в отложения более древних (рис. 2). Основываясь на самой древней радиоуглеродной дате (8165 кал. ВР) для карбонатной кутаны, сформированной в почве на стабилизировавшейся поверхности самого молодого из пролювиальных конусов на высоте 2215-2220 м над ур. м., можно утвер-

ждать, что моренная дамба была размыта не позднее 8.2-8.5 тыс. л. н. кал. Учитывая особенности накопления и трансформации датированного педогенного углерода, а также наличие комплекса более древних конусов на днище котловины, с большой долей вероятности можно предположить, что размыв моренной перемычки произошел существенно раньше. Далее, вплоть до наших дней, уровень озера контролировался в основном колебаниями климата. Наличие абразионного уступа высотой около 15 м в дистальной части исследуемого наиболее крупного молодого конуса свидетельствует о значительном повышении уровня озера уже после формирования его отложений, тогда как накопление пролювия, по всей видимости, происходило при более низком, по сравнению с современным, уровнем Ак-Холя.

В целом, развитие озерной системы в котловине было сложным и не может быть описано только как "более или менее постепенное падение уровня озера" [19]. На фоне снижения уровня неоднократно происходили его подъемы, на что указывают отмеченные нами абразионные уступы и в древних, и в молодых пролювиальных конусах. О периодическом значительном снижении водности озера свидетельствуют реконструируемые положения первоначальной границы подрезанных уступами пролювиальных конусов в северной части котловины, а осадочная летопись указывает на возможное временное пересыхание Ак-Холя примерно 11–12 тыс. л. н. кал. [38]. Не исключено, что осушение котловины в это время было вызвано не аридизацией климата, как предполагает [38], а спуском озера вследствие прорыва моренной дамбы.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования кутанного комплекса криоаридных почв и истории котловины оз. Ак-Холь позволяют реконструировать следующую эволюционную последовательность фаз развития локальной геосистемы и формирования криоаридных почв. Прорыв дамбы ледниково-, а затем морено-подпрудного озера, связанного с позднеплейстоценовой фазой оледенения, привел к его спуску и формированию серии разновозрастных конусов выноса из палеоложбин стока вод отступающего ледника. Педогенез на конусах выноса стартовал по мере спуска озера, освобождения от воды озерных террас и формирования пролювиальных конусов. То есть верхние уровни исследованной катены должны быть более древними по сравнению с современным днищем котловины. Самая древняя дата материала карбонатных кутан в опорном разрезе, расположенном на осушенном участке днища котловины, позволяет говорить о том, что почвообразование на этой поверхности началось не позже 8000 лет назад. Учитывая особенности датированного материала (материал длительно формировавшихся карбонатных кутан отбирался путем сошлифовки всего тела кутан, без разделения по слоям), эта поверхность перешла в субаэральный режим функционирования существенно раньше. Несоответствие изотопного состава углерода карбонатных кутан изотопному составу органического вещества почв, формирующихся под пологом С3-растений, может быть объяснено существенной ролью в формировании карбонатных кутан, особенно на ранних этапах, гидрогенной аккумуляции, вовлекавшей в зону педогенеза первичные биохемогенные карбонаты озерных отложений. накопленные в более арилных условиях, по сравнению с современностью. Первая фаза педогенеза, которой соответствуют кутаны (слои кутан) микрослоистого, карбонатного, кремнеземсодержащего, микроспаритовомикритового плотного морфотип кутан, вероятно, протекала в условиях короткопериодичной колебательной динамики неглубоко залегающих гидрокарбонатных щелочных грунтовых (или надмерзлотных) вод. Вторая фаза, оставившая после себя кутаны спаритового морфотипа, сложенного крупными, совершенными кристаллами кальцита с минимальным количеством примесей, обязана медленной аккумуляции карбонатов из гидрокарбонатных вод невысокой минерализации. Предположительно, эта фаза развития связана с этапом более высокого по сравнению с современным уровнем озера, в ходе которого был сформирован уступ в наиболее молодом пролювиальном конусе. Следующая фаза педогенеза оставила однородные слои кутан карбонатного рыхлого морфотипа, формировавшиеся без связи с грунтовыми водами в устойчиво автоморфных семиаридных условиях за счет иллювиирования карбонатов. Этот этап, возможно, соответствует сравнительно теплой и сбалансированной по атмосферному увлажнению эпохе, описанной по разным локальным и региональным источникам в период между 9-11 и 5-6 тыс. лет назад [20, 32, 37, 38, 49, 65].

Следующий этап холодного гумидного альфегумусового почвообразования оставил в профиле криоаридных почв пропиточные слои гумусового и гумусового по карбонатным морфотипов. Возраст этих кутан не менее 4 тыс. лет. Их изотопный состав сформирован в равновесии с органическим веществом почвы и соответствует изотопному составу почв, формирующихся под пологом С3-растений. Гумидный этап второй половины голоцена отразился не во всех природных летописях. Так, данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов, полученные по колонке озерных отложений оз. Ак-Холь, не дают нам свидетельств гумидизации в это время, но фиксируют существенное похолодание [37, 38, 65], тогда как палеоэкологические данные по изменению сообщества хирономид в той же колонке отложений демонстрируют холодный и влажный этап в развитии локальной геосистемы 5.9—1.8 тыс. л. н. Реконструкции неоднократных наступлений ледников во второй половине голоцена на смежной территории юго-восточного Алтая в целом согласуются с этим выводом [20, 32].

В последние, более аридные, тысячелетия голоцена возобновился процесс вторичного иллювиального перераспределения карбонатов внутри аккумулятивно-карбонатных горизонтов. Об актуальности этого процесса свидетельствует дата около 500 л. н. кал., полученная по материалу карбонатной кутаны с валуна из насыпи разграбленного кургана.

Благодарность. Полевые работы и часть аналитических исследований выполнены при финансовой поддержке проектов РФФИ № 13-04-01829, 15-05-06028, 16-05-01035; большая часть лабораторных исследований, включая аналитические и субмикроскопические, выполнены за счет гранта Российского научного фонда, проект № 14-27-00133.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Алексеева Т.В., Керженцев А.С. Микроморфологическое строение модельного почвенного профиля блока "Педотрон" экспериментальной установки "Экотрон 97" // Почвоведение. 2005. № 3. С. 355–365.
- Бронникова М.А. Силикатные кутаны иллювиирования как носители памяти почв // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий М.: Изд-во ЛКИ, 2008. С. 468–497.
- 3. Быстряков Г.М. Высокогумусные иллювиальнометаморфические почвы Западной Чукотки // Почвоведение. 1988. № 1. С. 5–17.
- Быстряков Г.М., Кулинская Е. В. Почвы степных криоаридных ландшафтов верховьев Колымы и Индигирки // География и генезис почв Магаданской области. Владивосток: Изд-во АН СССР, 1980. С. 143–160.
- 5. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 415 с.
- 6. *Волковинцер В.И.* Степные криоаридные почвы. Новосибирск: Наука, Сибирское отд., 1978. 208 с.
- 7. *Воробьева Л.А.* Теория и практика химического анализа почв. М.: ГЕОС, 2006. 399 с.
- 8. Гаврилкина С.А., Зелепукина Е.С., Резников А.И., Чистяков К.В. Высотная структура ландшафтов высокогорного массива Монгун-Тайга // Изв. Самарского научного центра РАН. 2014. Т. 16. № 1(4). С. 1063–1072.

ПОЧВОВЕДЕНИЕ № 2 2017

- Геологическая карта Тувы. Лист М-45 // Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 1000000 (третье поколение). Сер. Алтае-Саянская. Горно-Алтайск. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011.
- Герасимова М.И., Губин С.В., Шоба С.А. Микроморфология почв природных зон СССР. Пущино, 1992. 215 с.
- Голубцов В.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.
- Ефимцев Н.А. Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая // Тр. ГИН. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Вып. 61. 166 с.
- Калинина А.В. Растительный покров и естественные кормовые ресурсы // Природные условия Тувинской автономной области. М.: Изд-во АН СССР, 1957. С. 162–190.
- 14. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
- Ковалев Р.В. (отв. ред.) Почвы Горно-Алтайской автономной области. Новосибирск: Наука, Сибирское отд-е, 1973. 350 с.
- 16. Ковда И.В. Информационное значение карбонатных новообразований для реконструкции процессов и факторов почвообразования // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. С. 352–405.
- Ковда И.В., Олейник С.А., Голубева Н.И., Моргун Е.Г., Макаров М.И. Изменение изотопного состава углерода органического вещества и карбонатов почв в пределах слабого дрейфа климатических параметров // Изв. РАН. Сер. географ. 2011. № 2. С. 51–64.
- 18. *Мартынов В.П.* Почвы горного Прибайкалья. Улан-Удэ: Бурятское книжное изд-во, 1965. 165 с.
- Михайлов Н.Н. "Озерный период" на Юго-Восточном Алтае // География и природопользование Сибири / Под ред. Г.Я. Барышникова Барнаул: Изд-во Алтайского ун-та, 2001. Вып. 4. С. 143–153.
- 20. *Назаров А.Н., Соломина О.Н., Мыглан В.С.* Динамика верхней границы леса и ледников центрального и восточного Алтая в голоцене // Докл. АН. 2012. Т. 444. № 6. С. 671–675.
- Намзалов Б.Б. Степи Южной Сибири. Новосибирск. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1994. 309 с.
- 22. *Носин В.А.* Почвы Тувы. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 339 с.
- 23. Овечкин С.В. Генезис и минералогический состав карбонатных новообразований Черноземов левобережной Украины и Заволжья // Почвы и почвенный покров лесной и степной зон СССР и их рациональное использование. М., 1984. С. 185–195.
- 24. Петров Б.Ф. К характеристике почвенного покрова Тувинской автономной области (Центральная и Западная Тува) // Тр. Южно-Енисейской комплексной экспедиции. М.: Изд-во АН СССР, 1952. Вып. 1. 73 с.

- Петров Б.Ф. Почвы Алтае-Саянской области // Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. Т. XXXV. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 247 с.
- 26. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
- 27. Пустовойтов К.Е., Таргульян В.О. Кутаны иллювиирования на щебне как источник педогенетической информации // Почвоведение. 1996. № 3. С. 335–347.
- 28. Рекомендации по адаптации сельского хозяйства Республики Тыва к изменению климата. Красноярск: WWF России, Oxfam-Gb, Убсунурский международный центр биосферных исследований под эгидой СО РАН и Правительства Республики Тыва, 2011 г. 66 с.
- 29. Тареульян В.О. Память почв: формирование, носители, пространственно-временное разнообразие // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. С. 24–54.
- Семенов В.А. Могун-Тайга (археологические исследования в Туве в 1994—1995 гг.). СПб.: Изд-во ИИМК РАН, 1997. 48 с.
- 31. Хохлова О.С. Педогенные карбонаты как носители памяти об условиях почвообразования (на примере степной зоны Русской равнины) // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. С. 406–437.
- 32. Agatova A.R., Nazarov A.N., Nepop R.K., Rodnight H. Holocene glacier fluctuations and climate changes in the southeastern part of the Russian Altai (South Siberia) based on a radiocarbon chronology // Quaternary Sci. Rev. 2012. V. 43. P. 74–93
- 33. Agatova A.R., Nepop R.K., Bronnikova M.A. Outburst floods of the ice-dammed lakes in the SW of Tuva, southern Siberia // Zeitschrift für Geomorphologie (Annals of Geomorphology). 2015. V. 59. P. 159–175. doi 10.1127/zfg\_suppl/2015/S-00203
- 34. Amundson R., Chadwick O., Sowers J., Doner H. The stable isotope chemistry of pedogenic carbonates at Kyle Canyon, Nevada // Soil Sci. Soc. Am. J. 1989. V. 53. P. 201–210.
- Amundson R., Wan Y., Chadwick O., Trumbore S., McFadden L., McDonald E., Wells S., DeNiro M. Factors and processes governing the <sup>14</sup>C content of carbonate in desert soils // Earth Planetary Sci. Lett. 1994. V. 125. P. 385–405.
- Blank R.R., Fosberg M.A. Micromorphology and classification of secondary calcium carbonate accumulations that surround or occur on the undersides of coarse fragments in Idaho (U.S.A.) // Soil Micromorphology: A Basic and Applied Science. Developments in Soil Science V. 19 / Ed. L.A. Douglas. Amsterdam: Elsevier, 1990. P. 341–346.
- Blyakharchuk T.A. Reconstructing the vegetation of forest and alpine-steppe landscapes in the southwestern part of Tuva since the Late Glacial period till the present // Geography and Natural Resources. 2008. V. 29. P. 57–62.
- 38. Blyakharchuk T., Wright H., Borodavko P., Van der Knaap W.O., Ammann B. Late Glacial and Holocene

ПОЧВОВЕДЕНИЕ № 2 2017

vegetational history of the Altai Mountains (southwestern Tuva Republic, Siberia) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2007. V. 245. P. 518–534.

- Boutton T.W. Stable carbon isotope ratios of natural materials: II. Atmospheric, terrestrial, marine, and freshwater environments // Carbon Isotope Techniques. 1991. P. 173–185.
- 40. *Brewer R.* Fabric and Mineral Analysis of Soils. New York: John Wiley and Sons, 1964. 470 p.
- 41. *Cerling T.E.* The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate // Earth Planetary Sci. Lett. 1984. V. 71. P. 229–240.
- 42. Courty M.-A., Marlin C., Dever L., Tremblay P., Vachier P. The properties, genesis and environmental significance of calcitic pendents from the High Arctic (Spitsbergen) // Geoderma. 1994. V. 61. P. 71–102.
- Deutz P., Montanez I.P., Monger H.C., Morrison J. Morphology and isotope heterogeneity of Late Quaternary pedogenic carbonates: implications for paleosol carbonates as paleoenvironmental proxies // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2001. V. 166. P. 293–317.
- 44. *Drees L.R., Wilding L.P.* Micromorphic Record and Interpretations of Carbonate Forms in the Rolling Plains of Texas // Geoderma. 1987. V. 40. P. 157–175.
- Duccloux J., Dupuis T. Influence de la matiere organique des sols sur la cristallogenese des carbonates de calcium // Micromorphologie des sols / Ed. Fedoroff N., Bresson L.M., Courty M.A. AFES, 1987. P. 315–321.
- Durand N., Monger H.C., Canti M.G. Calcium Carbonate Features // Interpretion of micromorphological features of soils and regoliths / Ed. G. Stoops, V. Marcelino, F. Mees. Amsterdam: Elsevier, 2010. P. 157–202.
- Fedoroff N. Clay illuviation in Red Mediterranean soils // Catena. 1997. V. 28. P. 171–198.
- 48. *Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G.* Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // J. Paleolimnology. 2001. № 25. P. 101–110.
- Ilyashuk B.P., Ilyashuk E.A. Chironomid record of Late Quaternary climatic and environmental changes from two sites in Central Asia (Tuva Republic, Russia) – local, regional or global causes // Quaternary Sci. Rev. 2007. № 26. P. 705–731.
- Liu W., Phillips F., Campbell A. Stable carbon and oxygen isotopes of pedogenic carbonates, Ajo Montains, southern Arizona: implications for paleoenvironmental change // Paleogeography, paleoclimatology, paleoecology. 1996. V. 124. P. 233–246.
- Miedema R., Slager S., Jongmans A.G., Pape T.H. Amount, characteristics and significance of clay illuviation features in Late Weichselian Meuse terraces // Soil Micromorphology. V. 2 / Ed. P. Bullock, C.P. Murphy. AB Academic Publishers, Berkhamsted, 1983. P. 519–531
- 52. Monger H.C., Cole D.R., Gish J.W., Giordano T.H. Stable carbon and oxygen isotopes in Quaternary soil car-

bonates as indicators of ecogeomorphic changes in the northern Chihuahuan Desert, USA // Geoderma. 1998. V. 82. P. 137–172.

175

- Monger H.C., Daugherty L.A., Lindemann W.C., Liddell C.M. Microbial precipitation of pedogenic calcite // Geology. 1991. V. 19. P. 997–1000.
- Ould Mohamed S., Bruand A. Morphology and origin of secondary calcite in soils from Beauce France // Soil Micromorphology: Studies in Management and Genesis. Proc. IX Int. Working Meeting on Soil Micromorphology. Developments in Soil Science. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 27–36.
- Pustovoytov K. Growth rates of pedogenic carbonate coatings on coarse clasts // Quaternary Int. 2003. V. 106–107. P. 131–140.
- Pustovoytov K. Pedogenic carbonate cutans as a record of the Holocene history of relic tundra-steppes of the Upper Kolyma Valley (North-Eastern Asia) // Catena. 1998. V. 34. P. 185–195.
- Pustovoytov K.E., Pedogenic carbonate cutans on clasts in soils as a record of history of grassland ecosystems // Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2002. V. 177. P. 199–214.
- Pustovoytov K., Schmidt K., Parzinger H. Radiocarbon dating of thin pedogenic carbonate laminae from Holocene archaeological sites // The Holocene. 2007. V. 17. № 6. P. 835–843.
- 59. Reimer P.J., Bard E., Bayliss A. et al. Cal13 and Marine 13 radiocarbon age calibration curves 0– 50.000 years cal BP // Radiocarbon. 2013. V. 55. № 4. P. 1869–1887.
- Sobecki T.M., Wilding L.P. Formation of Calcic and argillic horizons in selected soils of the Texas Coast Prairie // Soil Sci. Soc. Am. J. 1983. V. 47. P. 707–715.
- 61. *Stoops G.* Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Section // Soil Science Society of America, Madison, WI, USA, 2003. 184 p.
- 62. *Suda S., Ichikawa S., Wada N., Umegaki T.* Morphology of calcium carbonate coating on amorphous silicate powder // J. Materials Sci. 2000. P. 3023–3028.
- Van Vliet-Lanoe B. Frost Action // Interpretion of micromorphological features of soils and regoliths / Ed. G. Stoops, V. Marcelino, F. Mees. Amsterdam: Elsevier, 2010. P. 81–108.
- 64. Wang Y., McDonald E., Amundson R., McFadden L., Chadwick O. An isotopic study of soils in chronological sequences of alluvial deposits, Providence Mountains, California // Geological Soc. Am. Bull. 1996. V. 108. P. 379–391.
- Westover K.S., Fritz S.C., Blyakharchuk T.A., Wright H.E. Diatom paleolimnological record of Holocene climatic and environmental change in the Altai Mountains, Siberia // J. Paleolimnology. 2006. V. 35. P. 519–541.
- Williams D., Ehleringer J. Carbon isotope discrimination in three semiarid woodland species along a monsoon gradient // Oecologia. 1996. V. 106. P. 455–460.