
**ПРИРОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ
И ДИНАМИКА ГЕОСИСТЕМ**

УДК 631.48:551.89:911.7

**ОСОБЕННОСТИ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ НА ЛЕССОВЫХ ПОРОДАХ
СЕВЕРНОГО МАКРОСКЛОНА ХР. ЦАГАН-ДАБАН ЗАПАДНОГО
ЗАБАЙКАЛЬЯ**

© 2015 г. Д.П. Сымпилова, А.Б. Гынинова, А.И. Куликов, Е.Ю. Шахматова,
Л.Д. Балсанова, Б.-М.Н. Гончиков, Ц.Ц. Цыбикдоржиев,
Н.Н. Хаптухаева, А.Ц. Мангатаев, Н.Б. Бадмаев

ФГБУН Институт общей и экспериментальной биологии СО РАН
E-mail: darimasp@mail.ru, ayur.gyninova@mail.ru,
kul-an52@mail.ru, ekshakhmat@mail.ru, balsanova@mail.ru,
batomunk74@mail.ru, vcybik@mail.ru, khapt@biol.bsnet.ru,
aleksandr_man@mail.ru, nima_b@mail.ru

Поступила в редакцию 11.11.2013 г.

Проблема генезиса лессов, как одного из самых специфичных образований четвертичного периода, является объектом многолетних научных дискуссий. Дискуссионность и недостаточная изученность лессовой проблемы и формирующиеся на них современные почвы определило цель работы – исследование особенностей генезиса почв на лессовых породах на примере северного макросклона хр. Цаган-Дабан Западного Забайкалья. Использовались методы: ключевых участков, сравнительно-географический, профильно-генетический. Физико-химические свойства почв определялись общепринятыми методами. Гранулометрический состав определялся пипеточным методом. Типы почв определялись согласно “Классификации и диагностики почв России” и “Полевому определителю”. Выявлено, что дерново-подзолистые почвы формируются на водоразделе южнотаежного высотного поясного комплекса (ВПК) на типичных лессах; буроземы темные – в верхних частях склонов подтаежно-лесостепного ВПК на типичных лессах; серогумусовые метаморфизованные – в средних частях склонов подтаежно-лесостепного ВПК на лессовидных отложениях; темногумусовые остаточно-карбонатные и агроземы темные – на делювиальных шлейфах лесостепного ВПК на типичных лессах; каштановые почвы и агроземы текстурно-карбонатные – в днищах котловин сухостепного ВПК на лессовидных отложениях. В целом, для почв на лессовых породах наблюдается увеличение количества илистых фракций на более высоких отметках, что объясняется усилением процессов выветривания в горах, где господствует более гумидный микроклимат. Рассмотренные лессовые породы и формирующиеся на них современные почвы северного макросклона хр. Цаган-Дабан Западного Забайкалья являются образованиями сингенетического аридного педогенеза.

Ключевые слова: лессовые отложения, сингенетический аридный педогенез, высотного поясного комплекса, кора выветривания, гранулометрический состав, химические свойства.

Введение. Проблема генезиса лессов, как одного из самых специфичных образований четвертичного периода, является объектом многолетних научных дискуссий. Л.С. Берг [8] предложил почвенную гипотезу происхождения лессов. В.А. Обручев [25], Н.И. Кригер [19], Д.Б. Базаров [5] отстаивали эоловую гипотезу. И.П. Герасимов [11], опираясь на данные микроморфологии лессов, придал новый импульс почвенной гипотезе. В этих исследованиях не всегда рассматривались

две стороны генезиса лессов – возникновение минеральной массы, служившей седиментологической основой лесса и приобретения ею таких признаков, как пористость, карбонатность и др. [10].

Генезис лессовых пород Западного Забайкалья рассматривался многими исследователями. Э.И. Равский [29] лессовидные отложения Забайкалья относит либо к образованиям пролювиаль-

ного и делювиально-солифлюкционного или овражного делювиально-аллювиального генезиса; В.Н. Олюнин [26] – к эолово-пролювиальным, делювиальным, делювиально-пролювиальным отложениям. Более детальные исследования проводились Д.Б. Базаровым и др. [6]. Согласно этим авторам, лессы Западного Забайкалья являются первично эоловыми отложениями [6]. Эоловая аккумуляция лессов происходила в условиях перигляциального сухого и холодного климата верхнего плейстоцена, когда преобладали ветра северного и северо-западного направлений. Эоловые пески образовались за счет интенсивного развевания мощной толщи полигенетических песков кривоярской свиты долины р. Селенга и Нижне-Удинской впадины. Наибольшие скопления лессов находятся на северных склонах хр. Цаган-Дабан, в верховьях рек Воровка, Куйтунка. Долины этих рек являлись коридорами проникновения пыли вглубь хребта. Более тонкие фракции переносились ветрами и пыльными бурями дальше на юг и юго-восток и отлагались в бассейне рек Воровка, Куйтунка на высоких увалах и верхних частях водоразделов Цаган-Дабана. Генезис лессовидных отложений нижних частей склонов, днищ падей, террасо-увалов – делювиальный, аллювиальный, делювиально-пролювиальный и аллювиально-пролювиальный (овражный аллювий). Эти отложения тесно связаны с эоловой деятельностью и формируются в результате привноса и осаждения эоловой пыли и вторичного переотложения водными потоками вниз по склону.

Исследования Т.Г. Рященко и др. [31, 32, 40] показали, что для Западного Забайкалья характерно присутствие лессовидных отложений пролювиального генезиса, эоловый фактор на стадии седиментогенеза не принимал участия в накоплении осадков.

В работах К.А. Уфимцевой [33], Н.А. Ногиной [24], Ц.Х. Цыбжитова [37], В.В. Реймхе [30], В.М. Корсунова и др. [18], А.Б. Гыниновой и др. [14, 15], А.И. Куликова и др. [20], Д.П. Сымпиловой и др. [34–36], Л.Д. Балсановой и др. [7] имеются некоторые сведения о почвообразовании на лессовых породах Западного Забайкалья.

Цель работы заключается в исследовании особенностей почвообразования на лессовых породах северного макросклона хр. Цаган-Дабан Западного Забайкалья.

Объекты и методы. Объектами исследования послужили поверхностные почвы на лессовых породах бассейна р. Куйтунка северного макросклона хребта Цаган-Дабан Западного Забайкалья.

В верхнем плейстоцене под влиянием колебательных движений земной коры по долинам Западного Забайкалья образуется комплекс низких террас, формируются отложения континентальных (сухих) дельт, конусов выноса и слабонаклонных шлейфов у подножий склонов долин и вдоль бортов межгорных впадин. Происходит интенсивное развевание песков, накопление эолового лесса и лессовидных отложений делювиально-аллювиального генезиса [5]. Ландшафты северного макросклона хр. Цаган-Дабан Западного Забайкалья этого времени были представлены горными степями с широким развитием делювиальных шлейфов [16]. В периоды аридизации климата формировались щебнисто-дресвянистые отложения, а в периоды увлажнения и последующего похолодания происходило их массовое перемещение вниз по склону. Одновременно с увлажнением климата происходит смещение вверх растительных поясов гор. На водоразделах Западного Забайкалья господствовала горная лесостепь.

Климат Западного Забайкалья резко континентальный с большими годовыми и суточными амплитудами температур воздуха. В зимний период с установлением антициклональной атмосферной циркуляции происходит сильное выхолаживание и иссушение почв. В межгорных депрессиях характерно развитие зимних температурных инверсий, где устанавливается более суровый микроклимат. Летом в котловинах воздух значительно теплее, чем на прилегающих склонах и водоразделах. Годовая сумма осадков не превышает 250 мм. Основное количество осадков выпадает в летнее время. Малая мощность снежного покрова и низкие зимние температуры воздуха, особенно в долинах рек и котловинах, способствуют длительному сезонному промерзанию грунтов. Глубина сезонного промерзания варьирует от 2–2.5 до 4–4.5 м в зависимости от экспозиции склонов и состава подстилающих пород [22].

Рельеф Западного Забайкалья характеризуется чередованием хребтов и межгорных впадин, ориентированных с запада-юго-запада на восток-северо-восток. Морфоскульптура хребта Цаган-Дабан моделировалась в результате эрозионно-денудационной деятельности постоянных и временных водотоков на протяжении мезозоя и кайнозоя, водоразделы их сглажены, на выположенных вершинах и склонах элювий имеет лессовый характер. Межгорные понижения сложены хорошо сортированными лессовидными супесчаными и легкосуглинистыми отложениями. Рельеф днищ понижений представлен расчлененными делювиально-пролювиальными шлейфами и

осложнены долинами малых рек с плоскими сла-бонаклонными террасами и поймами [30].

В растительном покрове широкое распростра-нение получают богаторазнотравные мелколист-венные леса, представленные преимущественно березовыми лесами и реже осинниками, зани-мающие водоразделы и приводораздельную часть склонов. Среднюю и нижнюю часть склонов теневых экспозиций занимают сосново-березо-вые леса. Сосняки и остепненные ксерофитно-травянистые сообщества приурочены к склонам световых экспозиций и наветренной открытой западной части низковысотных отрогов хребта.

Специфика выветривания горных пород заклю-чается в аккумуляции лессовидных отложений. В отличие от песчаных пород с провальной филь-трацией, лессовидные породы аккумулируют вла-гу. Насыщенные влагой лессовидные отложения имеют склонность к сползанию и развитию ли-нейной эрозии. Это приводит к активному раз-витию процессов дефлюкции и солифлюкции, а также усиленной эрозионно-денудационной дея-тельности постоянных и временных водотоков с образованием оврагов [15].

Карбонатность лессовых и супесчаных толщ делювиальных шлейфов рассматриваемой терри-тории обусловлена геохимической сопряженно-стью кор выветривания [13], где согласно Б.Б. По-лынову сиаллитный ортоэлювий сопрягается с обызвесткованным ортоэлювием в склоновых отложениях [28].

Бассейн р. Куйтунка расположен в 60 км от г. Улан-Удэ на юго-запад, площадь 1528 км². Во-доразделом левобережной части служит хребет Цаган-Дабан, на склонах которых берут начало основные притоки – Тарбагатайка, Куналейка. Водораздел правобережной части представлен сопками с длинными покатыми склонами южных экспозиций и горными вершинами со склонами длиной до 3 км. Правобережная часть дрениру-ется временными водотоками. Основная часть бассейна р. Куйтунка сложена лессовыми поро-дами, которые заполнили не только всю долину, но и сформировали 35–40-метровые террасы, отложились на водоразделах, распространяясь на восток в бассейн р. Брянка [5]. Мощность их от водоразделов к подножию склонов возрастает от 2 до 15 м. Нижние части склонов сложены мощ-ными лессовидными отложениями, которые пер-реслаиваются местными продуктами выветрива-ния, состоящими из чередующихся слоев песка, дресвы и щебня. Почвы на лессовых породах бас-сейна р. Куйтунка представлены разнообразными типами дерново-подзолистых, буроземов темных,

серогумусовых метаморфизованных, темногому-совых остаточного-карбонатных и каштановых ти-пичных почв [14].

Использовались методы: ключевых участков, сравнительно-географический, профильно-ге-нетический. Физико-химические свойства почв определялись общепринятыми методами [1, 4]. Гранулометрический состав определялся пипе-точным методом с использованием пирофосфата натрия [9]. Типы почв определялись согласно “Классификации и диагностики почв России” и “Полевому определителю” [17, 27].

Согласно Н.И. Кригеру [19], распределение фракций для типичных лессов следующее: “лес-совая” (0.001–0.005 мм) в пределах 30–55%, гли-нистая – 5–30%, песчаная (>0.25) не более 5%; по определению Лессовой комиссии INQUA [38] фракции среднего или тонкого песка могут содер-жать 20–30%.

Ключевой участок 18–Ц–Д–11 (N 51°27'35.7" и E 107°54'28.5") заложен в приводораздельной ча-сти (осевая часть хр. Цаган-Дабан) на склоне севе-ро-восточной экспозиции, крутизной 1–2°. Верх-нее течение р. Скородумка. Высота – 980 м над ур. моря. Растительность – лиственнично-кедро-во-березовый богаторазнотравный лес. Доминан-ты – *Rhododendron dauricum* L., *Vaccinium vitis-idaea* subsp., *Pirola rotundifolia* L., *Maianthemum bifolium* (L.) F. W. Schmidt., *Carex pediformis* C.A. Meyer. Содоминанты – *Cotoneaster melanocarpus* Fischer ex Blytt, *Vaccinium vitis-idaea* subsp., *Rubus saxalitis* L., *Geum rivale* L., *Paris quadrifolia* L., *Dryopteris filix-mas* (L.) Schott. Проективное по-крытие – 90%. Почва – дерново-подзолистая на типичном лессе.

Формула профиля: О (0–4 см) – АО (4–15 см) – АУ (15–20/26 см) – ЕL (20/26–38 см) – ВТ1 (38–57 см) – ВТ2 (57–80 см) – ВС (80–>).

Аккумулятивная часть профиля состоит из лесной подстилки, задернованного горизонта АО буровато-темно-серого цвета (10YR3/1). Гумусо-вый горизонт АУ серовато-светло-бурого цвета (10YR5/4). Элювиальный горизонт ЕL палево-белесого цвета (10YR5/4), структура тонкопла-стинчатая, на поверхности пластинок – светлые скелетаны, включения мелких корней. Горизонты ВТ1 буровато-охристого (10YR6/6), ВТ2 буро-вато-желтоватого цветов (10YR6/6), комковато-ореховатой и ореховатой структуры, влажные, плотные, по граням педов – кутаны. Горизонт ВС светло-палево-желтоватого цвета (10YR6/6), структура ореховатая, тонкие скелетаны и кутаны на поверхности агрегатов.

Ключевой участок 4–Ц–Д–11 (N 51°20.2' и E 107°34.5') заложен в привершинной части перевала Барский (северо-западная часть хр. Цаган-Дабан). Высота – 920 м над ур. моря. Растительность – сосново-лиственнично-березовый богаторазнотравный лес. Доминанты – *Calamagrostis epigeios* (L.) Roth, *Bromopsis inermis* (Leysser) Holub. Содоминанты – *Aster alpinus* L., *Galium boreale* L., *Fragaria vesca* L., *Rubus saxalitis* L., *Galium boreale* L., *Artemisia gmelinii* Web. Ex Stechm., *Maianthemum bifolium* (L.) F.W. Schmidt. Проективное покрытие – 15–20%. Высота травостоя – 20–40 см. Почва – бурозем темный на типичном лессе.

Формула профиля: O (0–2.5 см) – AO (2.5–9/12 см) – AU (9/12–20/23 см) – BM1 (20/23–50 см) – BM2 (50–78 см) – BC (78–100 см). Подстилка состоит из рыхлого опада хвои и листьев, горелый. Грубогумусовый горизонт темно-бурого цвета (10YR3/2), слабо разложившийся. Темногумусовый горизонт серовато-темного цвета (10YR4/2), включения углистых частиц, многочисленных древесных и травянистых корней, структура комковатая. Залегающие под ним структурно-метаморфические горизонты BM1 и BM2 охристо-бурого (10YR6/6) и палевого цветов (10YR6/6), уплотненные, зернисто-комковатой и ореховато-комковатой структуры. Характерно наличие везикулярных пор. Горизонт BC буровато-палевого цвета (10YR6/8), зернисто-комковатой структуры.

Ключевой участок 6–Ц–Д–11 (N 51°22' и E 107°35.5') заложен в средней части склона северной экспозиции хр. Цаган-Дабан. Высота – 780 м над ур. моря. Растительность – березово-сосновый редкотравный лес. Доминанты – *Carex pediformis* С.А. Meyer, *Calamagrostis epigeios* (L.) Roth. Содоминанты – *Rubus saxalitis* L., *Vicia unijuga* A. Br., *Astragalus* sp. Проективное покрытие – 2–3%. Почва – серогумусовая метаморфизованная на лессовидных отложениях.

Формула профиля: O (0–3/4 см) – AY (3/4–21 см) – AYm (21–32 см) – BC (32–60 см). Подстилка состоит из опада шишек, хвои и листьев. Серогумусовый горизонт буровато-серого цвета (10YR4/3), уплотнен, структура комковато-порошистая. Горизонт AYm неоднородно окрашен, в целом буровато-палевого цвета (10YR4/6), уплотнен, непрочно-комковатая структура. Переходный горизонт к почвообразующей породе буровато-палевого цвета (10YR5/6), структура непрочно-комковатая.

Ключевой участок 8–Ц–Д–11 (N 51°24'19.3" и E 107°36'51.4") заложен на пашне в окрестностях

с. Большой Куналей, в 7 км на юг, нижняя часть делювиального шлейфа склона северной экспозиции, крутизной 3°. Высота – 676 м над ур. моря. Растительность – разнотравно-пырейное сообщество. Доминанты – *Elytrigia repens* (L.) Nevski, *Stipa krylovii* Roshev., *S. capillata* L. Содоминанты – *Potentilla bifurca* L., *P. tanacetifolia* Willd. ex Schlecht. Проективное покрытие – 15–20%. Почва – агрозем темный на типичном лессе.

Формула профиля: PU (0–24 см) – AU (24–39/43 см) – AUB (39/43–79 см) – BCdc (79–110 см). Агрогумусовый горизонт буровато-темно-серого цвета (10YR 3/2), плотный, структура зернисто-комковатая. Темногумусовый горизонт темно-серого цвета (10YR4/3), плотный, структура глыбисто-комковатая с элементами зернистости. Переходный горизонт AUB буровато-желтого цвета (10YR5/6), менее плотный, структура непрочно-комковатая. Горизонт BCdc желтовато-белесого цвета (10YR6/4), структура непрочно-комковатая. Наличие везикулярных пор.

Ключевой участок 11–Ц–Д–11 (N 51°26'19.2" и E 107°36'26.8") заложен на северо-востоке от с. Большой Куналей. Гора Егоровская. Высота – 641 м над ур. моря. Средняя часть склона юго-западной экспозиции, крутизна – 15–20°. Растительность – караганово-разнотравное сообщество. Доминанты – *Caragana pygmaea* (L.) DC, *Artemisia frigida* Willd., *Potentilla acaulis* L., *Thymus baicalensis* Serg. Содоминанты – *Cleistogenes squarrosa* (Trin.) Keng, *Festuca lenensis* Drobov, *Potentilla bifurca* L., *Allium* sp. Проективное покрытие – 5–10%. Почва – каштановая типичная на лессовидных отложениях.

Формула профиля: AJ (0–22 см) – AJB (22–32 см) – BMK (32–57 см) – CAT (57–75 см). Светлогумусовый горизонт светло-каштанового цвета (10YR 4/3), в верхней части до 11 см – рыхлый, в нижней – плотный. Структура порошисто-комковатая, в нижней части глыбисто-комковатая, включения корней, щебня, хряща, на поверхности профиля щебень представлен карбонатной бородкой. Горизонт AJB каштаново-желтоватого цвета (10YR4/6), структура непрочно-комковатая, включения хряща и щебня. Ксерометаморфический горизонт белесого цвета (10YR6/4), плотный из-за обилия щебня, структура комковатая. Текстурно-карбонатный горизонт – белесый (10YR7/4), плотный из-за обилия щебня, структура комковатая.

Результаты и обсуждения. Дерново-подзолистые почвы (Р. 18–Ц–Д–11) встречаются в южнотаежном ВПК в осевой части водораздела хр. Цаган-Дабан на высотах 980 м над ур. моря

Таблица 1. Гранулометрический состав почв на лессовых породах северного макросклона хр. Цаган-Дабан Западного Забайкалья

Горизонт	Глубина, см	Содержание фракций в %, размер частиц в мм					
		1.0–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001
1	2	3	4	5	6	7	8
Дерново–подзолистая водораздела хр. Цаган–Дабан (Р. 18–Ц–Д–11)							
AY	15–20/26	0	20	55	9	11	5
EL	20–26–38	0	18	57	9	12	4
BT1	38–57	0	17	41	8	10	24
BT2	57–80	0	24	43	6	8	19
BC	>80	0	30	45	4	10	11
Бурозем темный приводораздельной части пер. Барский (Р. 4–Ц–Д–11)							
AU	9/12–20/23	0	19	56	8	10	7
BM1	20/23–50	0	33	38	8	9	11
BM2	50–78	0	16	47	9	11	17
BC	78–100	1	18	52	7	9	13
Серогумусовая метаморфизованная средней части склона хр. Цаган-Дабан (Р. 6–Ц–Д–11)							
AY	3/4–21	1	30	45	6	10	8
AYBm	21–32	0	32	39	6	10	13
BC	32–60	1	31	43	5	8	12
Агрозем темный нижней части склона, падь Елань Северная (Р. 8–Ц–Д–11)							
PU	0–24	0	24	50	7	12	7
AU	24–39/43	0	22	48	5	14	11
AUB	39/43–79	0	25	51	6	7	11
BCdc	79–100	0	28	51	7	8	6
Каштановая типичная средней части склона, окрестность с. Большой Куналей (Р. 11–Ц–Д–11)							
AJ	0–22	2	18	69	5	4	2
AJB	22–32	1	9	73	6	6	5
BMK	32–57	1	36	41	6	7	9
CAT	57–75	3	34	39	9	7	8

под лиственнично-кедрово-березовыми богато-разнотравными лесами. Общая мощность аккумулятивной толщи составляет 20–26 см, при мощности горизонта АО 15 см. Осветленный палево-белесый горизонт EL имеет мощность 18 (12) см, тонкопластинчатую структуру со скелетаной на поверхности педов. Максимально образование скелетаны выражено в горизонте EL, однако он наблюдается во всех горизонтах профиля, кроме гумусового. Буровато-охристая окраска горизонта BT1, ореховатость структуры свидетельствует о достаточно длительном периоде пребывания горизонта во влажном состоянии, а наличие охристого прослая и обильные кутаны кофейного цвета на поверхности агрегатов, появляющиеся участками в горизонте BT2 свидетельствуют о периодическом застое влаги в нижней части и

развитии современного иллювиально-глинисто-железистого процесса.

Исследуемая почва обладает типично лессовыми признаками (табл. 1). Содержание “лессовой” фракции составляет от 41% до 57%, средней и мелкой пыли от 14% до 21%. Фракции крупного и среднего песка отсутствуют, мелкого песка составляют от 17% до 30%. Отмечается резкая смена гранулометрического состава от легко- до тяжелосуглинистого при переходе от элювиальной толщи к иллювиальной. Илистая фракция верхних горизонтов характеризуется наименьшим содержанием (4%), максимальное содержание отмечается в горизонте BT1 (24%).

Данные химических анализов (табл. 2) показывают низкое содержание гумуса в горизонте AY –

Таблица 2. Физико-химические свойства почв на лессовых породах северного макросклона хр. Цаган-Дабан Западного Забайкалья

Горизонт	Глубина, см	рН		Гумус, %	Обменные катионы мг · экв/100 г почвы		Fe ₂ O ₃ по Тамму, %	Гидролитическая кислотность, мг · экв/100 г почвы	СНО
		H ₂ O	KCl		Ca ²⁺	Mg ²⁺			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Дерново-подзолистая водораздела хр. Цаган-Дабан (Р. 18-Ц-Д-11)									
AY	15-20/26	5.3	4.1	2.55	13.0	5.0	0.56	2.8	86.5
EL	20/26-38	5.6	4.3	0.56	10.4	3.3	0.40	1.8	88.4
BT1	38-57	5.9	4.9	0.51	17.0	7.0	0.68	1.9	92.7
BT2	57-80	6.0	4.9	0.22	18.0	8.0	0.48	1.4	94.9
C	> 80	6.5	5.3	0.16	13.7	7.5	0.28	0.9	93.0
Бурозем темный на приводораздельной части пер. Барский (Р. 4-Ц-Д-11)									
AU	9/12-20/23	6.0	5.1	6.75	33.8	16.3	0.64	3.5	93.5
BM1	20/23-50	6.0	5.1	0.81	14.0	7.0	0.60	1.4	93.8
BM2	50-78	6.2	5.0	0.42	21.3	13.8	0.36	1.1	97.0
BC	78-100	6.5	5.5	0.28	23.0	11.0	0.28	0.9	97.4
Серогумусовая метаморфизованная средней части склона хр. Цаган-Дабан (Р. 6-Ц-Д-11)									
AY	3/4-21	6.7	5.6	2.05	27.4	20.9	0.32	0.9	98.2
AYBm	21-32	6.6	5.4	0.46	25.7	14.2	0.24	0.7	98.3
BC	32-60	6.8	5.4	0.27	26.7	17.4	0.24	0.5	98.9
Агрозем темный нижней части склона, падь Елань Северная (Р. 8-Ц-Д-11)									
PU	0-24	7.1	–	2.07	21.2	15.9	–	–	–
AU	24-39/43	7.3	–	2.27	26.0	17.0	–	–	–
AUB	39/43-79	7.2	–	0.44	20.0	15.0	–	–	–
BCdc	79-100	8.4	–	0.57	14.0*	14.0*	–	–	–
Каштановая типичная средней части склона, окрестность с. Большой Куналей (Р. 11-Ц-Д-11)									
AJ	0-22	7.4	–	2.46	25.7	14.3	–	–	–
AJB	22-32	7.9	–	1.72	10.0*	10.0*	–	–	–
BMK	32-57	8.1	–	0.78	8.0*	8.0*	–	–	–
CAT	57-75	8.1	–	1.1	6.0*	6.0*	–	–	–

Примечание: прочерк – не определялось.

* – емкость поглощения.

2.55 % и резкое убывание с глубиной, кислую реакцию среды по всему профилю и нейтральную в горизонте С. Наблюдается накопление аморфного железа в горизонте BT1. Почвенно-поглощающий комплекс насыщен основаниями. Наблюдается увеличение обменного кальция в горизонтах BT1 и BT2 (17–18 мг·экв/100 г почвы). Тип гумуса – гуматно-фульватный (отношение Сгк/Сфк в гумусовом горизонте – 0.57), преобладает первая фракция фульвокислот, негидролизуемый остаток – 27% (табл. 3).

Формирование дерново-подзолистых почв северного макросклона хр. Цаган-Дабан происходит под влиянием следующих элементарных почвообразовательных процессов (ЭПП) – подстилкообразование, гумусообразование, лессивирование, оглинивание, выщелачивание, оструктурирование. Для этих почв характерно поверхностное поступление органического вещества с формированием мощного грубогумусового горизонта и образованием при минерализации подвижного фульвокислотного гумуса; маломощный гумусово-акку-

Таблица 3. Групповой и фракционный состав гумуса почв на лессовых породах северного макросклона хр. Цаган-Дабан Западного Забайкалья

Горизонт, глубина, см	С, %	Гуминовые кислоты				Фульвокислоты					Нераствори- мый остаток	Сгк/Сфк
		1	2	3	Σ	1а	1	2	3	Σ		
Дерново-подзолистая водораздела хр. Цаган–Дабан (Р. 18–Ц–Д–11)												
AУ (15–20/26)	1.48	15	3	8	26	9	28	1	9	47	27	0.57
Бурозем темный приводораздельной части пер. Барский (Р. 4–Ц–Д–11)												
AУ (9/12–20/23)	3.92	19	9	14	42	3	18	6	8	35	23	1.20
Агрозем темный нижней части склона, падь Елань Северная (Р. 8–Ц–Д–11)												
PU (0–24)	1.20	4	32	7	43	6	13	6	15	40	17	1.08
AУ (24–39/43)	1.32	3	27	6	36	5	10	9	12	36	28	1.02
Каштановая типичная средней части склона, окрестность с. Большой Куналей (Р. 11–Ц–Д–11)												
AJ (0–22)	1.43	3	8	13	24	5	8	20	12	45	31	0.52

мулятивный горизонт с невысоким содержанием гумуса (преобладающая форма гумуса – “модер”) говорит о недостаточно активном процессе гумификации, связанной с биоклиматическими особенностями; процесс лессивирования выражен признаками иллювиирования глинистого вещества в виде многочисленных кутан с формированием текстурного горизонта; процесс оглинивания в почвенном профиле проявляется в педогенной структурной организации минеральной массы с образованием комковато-ореховатой и ореховатой структуры, повышенным содержанием ила и несиликатных форм оксидов железа в горизонтах ВТ; насыщенность основаниями по всему профилю, кислая реакция среды всех горизонтов и нейтральная в почвообразующей породе свидетельствует о процессе выщелачивания.

Буроземы темные (Р. 4Ц–Д–11) развиваются в подтаежно-лесостепном ВПК в приводораздельной части хр. Цаган-Дабан склонов северо-западных экспозиций под сосново-лиственнично-березовыми богато разнотравными лесами на высотах 920 м над ур. моря. Почвообразующей породой для буроземов темных служат типичные лессы.

Буроземы темные обладают типично лессовыми признаками. Фракции крупной пыли составляют от 38% до 56% (табл. 1), средней и мелкой пыли от 16% до 20%. Содержание фракции крупного и среднего песка – 0–1%, мелкого песка от 17% до 30%. Илистая фракция резко увеличивается от 7% до 11–17% в горизонтах ВМ1 и ВМ2, что свидетельствует о метаморфизме данных горизонтов.

Данные химических анализов (табл. 2) показывают высокое содержание гумуса в горизонте

AУ – 6.75%. Реакция среды слабокислая, нижнего горизонта нейтральная. Наблюдается накопление аморфного железа в верхних горизонтах. Почвенно-поглощающий комплекс насыщен основаниями по всему профилю. Содержание обменного кальция в горизонте АУ – 33.8 мг·экв/100 г почвы уменьшается вниз по горизонту и вновь увеличивается в горизонте ВС. Тип гумуса в гумусовом горизонте – фульватно-гуматный с преобладанием 1 фракции гуминовых кислот, негидролизуемый остаток – 23% (табл. 3).

Формирование буроземов темных происходит под влиянием следующих ЭПП – подстилкообразование, гумусообразование, оглинивание, выщелачивание, оструктуривание. Для этих почв характерно поверхностное поступление органического вещества с формированием мощного грубогумусового горизонта, маломощный темный гумусово-аккумулятивный горизонт, высокое содержание гумуса, насыщенность основаниями по всему профилю, инситная педогенная структурная организация минеральной массы с образованием зернисто-комковатой и ореховато-комковатой структуры, повышенное содержание ила и оксидов железа в горизонтах ВМ, кислая реакция среды по всему профилю и нейтральная в горизонте ВС, фульватно-гуматный тип гумуса с преобладанием бурых гуминовых кислот первой фракции. Все эти признаки дают основание отнести эти почвы к буроземам темным.

Серогумусовые почвы (Р. 6–Ц–Д–11) на лессовидных отложениях широко распространены в подтаежно-лесостепном ВПК северного макросклона хр. Цаган-Дабан на высотах от 650–850 м

над ур. моря под мелколиственными и сосновыми лесами.

Для этих почв характерен переход от гумусо-аккумулятивной части непосредственно к почвообразующей породе, обнаруживая отсутствие каких-либо отчетливых признаков, позволяющих выделить горизонт В. Мощность аккумулятивных горизонтов, включая лесную подстилку, сильно варьирует от 8 до 24 см. В горизонтах ВС наблюдаются признаки иллювиирования железа, признаки педогенной структурной организации. Как правило, в нижней части они карбонатны. Карбонатность нижней части профиля остаточная, от предыдущих ксерофитных периодов.

Серогумусовые метаморфизованные почвы представлены лессовидным суглинком (табл. 1). Преобладает фракция крупной пыли – от 39% до 45%, средней и мелкой пыли – от 13% до 16%. Фракции крупного и среднего песка составляют 0–1%, мелкого песка – от 30% до 32%, илистая фракция резко увеличивается в горизонте АУВм – 13%, что служит основанием для выделения подтипа метаморфизованных почв.

Данные химических анализов (табл. 2) показывают низкое содержание гумуса в горизонте АУ – 2.05% и резкое убывание с глубиной, для всех горизонтов характерна нейтральная среда. Содержание аморфного железа гумусового горизонта – 0.32%. Среди обменных катионов преобладает кальций. Почвенно-поглощающий комплекс насыщен основаниями.

Формирование серогумусовых метаморфизованных почв происходит под влиянием следующих ЭПП – подстилкообразование, гумусообразование, признаки оглинивания, выщелачивание. Почвы характеризуются органоманным (до 4 см) и гумусовым (до 20 см) горизонтами, сменяющимися переходными горизонтами АУВм и ВС, невысоким содержанием гумуса, насыщенностью основаниями по всему профилю, нейтральной реакцией среды по всему профилю.

Темногумусовые почвы (Р. 8–Ц–Д–11) формируются в нижних частях делювиальных шлейфов лесостепного ВПК на высотах 680 м над ур. моря, на контакте леса и степи под разнотравно-пырейными сообществами. В настоящее время практически все распаханы и преобразованы в агроземы темные. Почвообразующая порода – типичные лессы. Как правило, под профилем дневных темногумусовых остаточно-карбонатных почв погребены реликтовые почвы. Эволюционно-палеогеографический аспект подобных почв рассматривался многими авторами [2, 3, 23, 39, 41].

Агроземы темные остаточно-карбонатные обладают типично лессовыми признаками. Содержание фракции крупной пыли – от 48% до 51%, средней и мелкой пыли – 13–19%. Фракции крупного и среднего песка отсутствуют, мелкого песка – 22–28%, илистой фракции – 6–11% (табл. 1).

Данные химических анализов (табл. 2) показывают низкое содержание гумуса в горизонте АУ – 2.27% и резкое убывание с глубиной, для всех горизонтов характерна щелочная среда. Среди обменных катионов преобладает кальций. Тип гумуса – фульватно-гуматный, преобладает вторая фракция гуминовых кислот, негидролизующий остаток в горизонте АУ – 28% (табл. 3).

Формирование агроземов темных остаточно-карбонатных происходит под влиянием следующих ЭПП – гумусообразование, окарбончивание, выщелачивание, оструктурирование. Почвы характеризуются буровато-темно-серым гумусовым (до 40 см) горизонтом, постепенно сменяющимся малоизмененной почвообразующей породой, зернисто-комковатой структурой, низким содержанием гумуса, что связано с дегумификацией, вследствие длительного использования в сельскохозяйственном производстве. В групповом и фракционном составе гумуса преобладают гуматы кальция.

Каштановые почвы (Р. 11–Ц–Д–11) формируются в сухостепном ВПК под караганово-разнотравными сообществами на высотах 640 м над ур. моря. Присутствие островов – ядер аридизации в днищах котловин Западного Забайкалья является спецификой проявления фаціальности (микрофаціальности), обусловленной континентальностью климата и горным характером рельефа с ярко выраженной экспозиционностью склонов. Наиболее сухими являются склоны юго-западных экспозиций и несколько меньше – южных и западных. Проявление экспозиционности выражено не только по отношению к солнечному сиянию, но и преобладающим ветрам, которые имеют северо-западное направление. Поэтому островки сухостепных ландшафтов с каштановыми почвами приурочены к склонам, не защищенным от ветра.

Каштановые почвы под ксерофитно-разнотравной растительностью формируются обычно на щебнистых породах, могут быть карбонатными с поверхности или в подгумусовом горизонте, отмечается некоторое возрастание содержания илистой фракции в минеральных горизонтах, диагностирующее метаморфизм.

Каштановые типичные почвы формируются на лессовидных супесях и суглинках (табл. 1).

Преобладает фракция крупной пыли – от 41% до 73%, средней и мелкой пыли от 9% до 16%. Фракции крупного и среднего песка составляют 1–3%, мелкого песка – 9–36%. Илистая фракция варьирует от 2% в светлогумусовом горизонте до 9% в горизонте ВМК, обнаруживая метаморфизм данного горизонта.

Данные химических анализов (табл. 2) показывают низкое содержание гумуса в горизонте А₁ – 2,46%, постепенное уменьшение вниз по профилю и увеличение в горизонте С_{дс}. Для всех горизонтов характерна слабощелочная и щелочная реакция среды. Среди обменных катионов преобладает кальций. Тип гумуса – гуматно-фульватный, преобладает вторая фракция фульвокислот, негидролизуемый остаток – 31% (табл. 3).

Формирование каштановых типичных почв происходит под влиянием следующих ЭПП – гумусообразование, окарбонирование, метаморфизм, оструктурирование. Почвы характеризуются светлокаштановым гумусовым горизонтом (мощность горизонтов А₁ и А₁В составляет 32 см), низким содержанием гумуса, ксерометаморфическим и текстурно-карбонатным горизонтами, глыбисто-комковатой и непрочно-комковатой структурой. На поверхности щебня – натечные карбонаты (бородки). В групповом и фракционном составе гумуса преобладают фульваты кальция.

Карбонаты в рассматриваемых почвах – вторичные (дисперсно-карбонатные), состоят преимущественно из колломорфного (криптористаллического) кальцита. Обилие карбонатов в почвах Западного Забайкалья не может быть обусловлено современным почвообразованием, представляет реликтовое образование и связано с поступлением их с окружающих хребтов при замене в четвертичное время степной растительности на лесную и развитием процесса выщелачивания. Последнее не исключает современной роли инситу атмо-биогенного накопления карбонатов [12]. При этом образуются как твердые натечные формы на нижней поверхности щебнистых отложений, так и “мягкие” формы в виде карбонатного горизонта, что показано расчетами ежегодно происходящих нарушений карбонатно-кальциевого равновесия [21].

Во всех исследованных почвах наблюдается неупорядоченное варьирование содержания фракций, которые А.О. Макеев [23] объясняет следствием стадийного осадконакопления.

Заключение. Выявлены особенности почвообразования на лессовых породах северного макросклона хр. Цаган-Дабан Западного Забайкалья. Дерново-подзолистые почвы формируются в гу-

мидных условиях на водоразделе южнотаежного ВПК под лиственнично-кедрово-березовыми богаторазнотравными лесами на высотах 980 м над ур. моря на типичных лессах; буроземы темные – в семигумидных условиях в приводораздельной части подтаежно-лесостепного ВПК под сосново-лиственнично-березовыми богато разнотравными лесами на высотах 840–950 м над ур. моря на типичных лессах; серогумусовые метаморфизованные почвы – в семигумидных условиях средних частей склонов северо-западных экспозиций подтаежно-лесостепного ВПК под березово-сосновыми лесами на высотах 750–840 м над ур. моря на лессовидных суглинках; агроземы темные остаточного-карбонатные – в семиаридных условиях нижних частей делювиальных шлейфов на контакте леса и степи лесостепного ВПК под разнотравно-пырейными сообществами на высотах 680 м над ур. моря на хорошо оструктуренных типичных лессах; каштановые типичные почвы – в аридных условиях днищ межгорных котловин и склонов юго-западной экспозиции мелкосопочника сухостепного ВПК под караганово-разнотравными сообществами на высотах 640 м над ур. моря на лессовидных супесях и суглинках.

Ареалы дерново-подзолистых, буроземов темных встречаются спорадически и требуют определенного сочетания факторов почвообразования в условиях среднегорного рельефа, обуславливающих активное развитие метаморфических процессов, а для дерново-подзолистых почв – текстурной дифференциации.

Изученные типичные лессы имеют преимущественно алевритовый (кварц-полевошпатовый) легко- и среднесуглинистый состав, неслоисты, обладают темно-серым, местами буровато-палевым и желтовато-палевым цветом (за счет железистых пленок на поверхности агрегатов), высокой пористостью – 40–50%, могут быть как карбонатными, так и бескарбонатными. В гранулометрическом составе преобладает фракция крупной пыли (40–57%), фракция средней и мелкой пыли – (13–21%). Отсутствует фракция крупного и среднего песка, содержание фракции мелкого песка колеблется от 17% до 30%. Содержание илистой фракции варьирует в пределах 4–24% с максимумом в средней части профиля, маркируя тенденцию развития в сторону метаморфизма.

Для лессовидных отложений характерны палевые тона окраски, пропитанность карбонатами, вертикальная столбчатость, пористость – 30–40%. Они часто переслаиваются прослоями песка и щебня – местными продуктами выветривания. Здесь преобладают две фракции: крупная пыль

и мелкий песок, составляющие соответственно 35–50% и 27–35%. В целом для почв на лессовых породах Западного Забайкалья наблюдается увеличение содержания глинистых фракций с возрастом высотных отметок. Указанное явление объясняется усилением процессов выветривания в горах, где господствует более гумидный климат.

Рассмотренные лессовые породы и формирующиеся на них современные почвы северного макросклона хр. Цаган-Дабан Западного Забайкалья являются образованиями сингенетического аридного педогенеза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агрехимические методы исследования почв // Под ред. Соколова А.В. М.: Наука, 1975. 656 с.
2. Александровский А.Л., Александровская Е.И. Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 223 с.
3. Александровский А.Л., Чендев Ю.Г., Трубицын М.А. Палеопочвенные индикаторы изменчивости экологических условий центральной лесостепи в позднем голоцене // Изв. РАН. Сер. геогр. 2011. № 6. С. 87–99.
4. Ариунушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во МГУ, 1961. 488 с.
5. Базаров Д.Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ: Бур. кн. изд-во, 1968. 166 с.
6. Базаров Д.Б., Резанов И.Н., Наумов А.В. О лессах и лессовидных отложениях Селенгинского среднегорья и Юго-Восточного Прибайкалья / Геология, магматизм и полезные ископаемые Забайкалья // Тр. Геол. ин-та БурФ СО АН СССР. Улан-Удэ. 1974. Вып. 5 (13). С. 115–126.
7. Балсанова Л.Д., Гынинова А.Б. Структура почвенного покрова северного макросклона хребта Цаган-Дабан в Забайкалье // Почвоведение. 2008. № 12. С. 1423–1428.
8. Берг Л.С. Лесс как продукт выветривания и почвообразования // Избр. тр. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 374–528.
9. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 198 с.
10. Величко А.А., Тимирева С.Н. Проблема генезиса лессового материала по данным изучения морфоскопии песчаных кварцевых зерен // Многоликая география / Развитие идей И.П. Герасимова. М., 2005. с. 76–89.
11. Герасимов И.П. Лессообразование и почвообразование // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1962. № 2. С. 3–9.
12. Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. М.: Высшая школа, 1988. 328 с.
13. Гынинова А.Б., Корсунов А.В., Куликов А.И., Сымпилова Д.П. Геохимическое сопряжение форм кор выветривания и почв на контакте горная тайга – степь в Селенгинском среднегорье // Тез. Межд. Симпозиума “Геохимия ландшафтов, палеоэкология человека и этногенез”. Улан-Удэ, 1999. С. 100–102.
14. Гынинова А.Б., Сымпилова Д.П., Балсанова Л.Д. Разнообразие почв северо-западного макросклона хр. Цаган-Дабан как отражение многофакторности природных условий переходной зоны // Мат-лы докладов VI Съезда общества почвоведов им В.В. Докучаева. Кн. 3. Петрозаводск–Москва, 2012. С. 59–60.
15. Гынинова А.Б., Сымпилова Д.П., Гончиков Б.-М.Н., Бадмаев Н.Б., Цыбикдоржиев Ц.-Д.Ц., Балсанова Л.Д., Хаттухаева Н.Н., Шахматова Е.Ю. Многофакторность природных условий и разнообразие почв северо-западного макросклона хребта Цаган-Дабан // Мат. межд. Научно-практ. конф., посвященной 80-летию ФГБОУ ВПО БГСХА им. В.Р. Филиппова. Улан-Удэ, 2011. С. 23–29.
16. Иметхенов А.Б. Природа переходной зоны (на примере Байкальского региона). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 231 с.
17. Классификация и диагностика почв России // Под ред. Добровольского Г.В. Смоленск: Ойкумена, 2004. 341 с.
18. Корсунов В.М., Гынинова А.Б., Сымпилова Д.П., Балсанова Л.Д., Корсунов А.В. Разнообразие почв подтайги Селенгинского среднегорья // Почвоведение. 2002. № 5. С. 545–551.
19. Кригер Н.И. Лесс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука, 1965. 296 с.
20. Куликов А.И., Баженов В.С., Иванов Н.В., Куликов М.А., Хаттухаева Н.Н. Парагенезис и парадинамизм почв. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2005. 279 с.
21. Куликов А.И., Дугаров В.И., Корсунов В.М. Мерзлотные почвы: экология, теплоэнергетика и прогноз продуктивности. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1997. 312 с.
22. Лессовый покров Земли и его свойства / Под ред. Трофимова В.Т. М.: Изд-во МГУ, 2001. 464 с.
23. Макеев А.О. Поверхностные палеопочвы лессовых водоразделов Русской равнины // Доклады по экологическому почвоведению. 2007. Вып. 4. № 3. С. 1–468.
24. Ногина Н.А. Почвы Забайкалья. М.: Наука, 1964. 314 с.

25. Обручев В.А. Лесс как особый вид почвы, его генезис и задачи его изучения // Избр. тр. по географии Азии. Т. 3. М.: Географгиз, 1951. С. 197–242.
26. Олюнин В.Н. Происхождение рельефа возрожденных гор. М.: Наука, 1978. 276 с.
27. Полевой определитель почв России. М., 2008. 182 с.
28. Полюнов Б.Б. Кора выветривания // Избранные работы. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 256–283.
29. Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 336 с.
30. Реймхе В.В. Эрозионные процессы в лесостепных ландшафтах Забайкалья. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1986. 120 с.
31. Ряценок Т.Г., Акулова В.В., Ербаева М.А. Формирование лессовидных отложений Забайкалья (на примере ключевых участков) // География и природные ресурсы. 2012. № 4. С. 117–125.
32. Ряценок Т.Г., Акулова В.В., Ербаева М.А., Гринь Н.Н. Процессы лессообразования в Приангарье, Забайкалье, Западной Монголии и Северо-Западном Китае (сравнительный анализ) // География и природные ресурсы. 2007. № 2. С. 105–113.
33. Степные и лесостепные почвы Бурятской АССР и их производственная характеристика / Под ред. Иванова Е.Н. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 151 с.
34. Сымпилова Д.П., Гынинова А.Б., Балсанова Л.Д., Шахматова Е.Ю., Бадмаев Н.Б. Лессы и лессовидные отложения бассейна р. Куйтунка Западного Забайкалья // Матер. межд. науч.-практ. конф. “Рациональное использование почвенных и растительных ресурсов в экстремальных природных условиях”. Улан-Удэ, 2012. С. 224–226.
35. Сымпилова Д.П., Гынинова А.Б., Балсанова Л.Д. Эволюция ландшафтов Западного Забайкалья в плейстоцене // Мат-лы межд. научной конф. “Региональный отклик окружающей среды на глобальные изменения в Северо-Восточной и Центральной Азии”. Иркутск, 2012. С. 65–68.
36. Сымпилова Д.П., Гынинова А.Б. Почвы подтаежных ландшафтов северных отрогов хребта Цаган-Дабан Селенгинского среднегорья // Почвоведение. 2012. № 3. С. 270–275.
37. Цыбжитов Ц.Х. Почвы лесостепи Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ: Бур. кн. изд-во, 1971. 107 с.
38. Fink J., Haase G., Ruske R. Bemerkungen zur Loskarte von Europe. 1:2500000 // Petermanns Geographische Mitteilungen. 1977. 121 p.
39. Makeev A. O. Pedogenic alteration of aeolian sediments in the upper loess mantles of the Russian Plain // Quat. Intern., 2009 V. 209. P. 79–94.
40. Ryashchenko T.G., Akulova V.V., Erbaeva M.A. Loessial soils of Priangaria, Transbaikalia, Mongolia, and Northwestern China // Quat. Intern., 2008. V. 179. P. 90–95.
41. Velichko A.A. Loess-paleosol formation on the Russian plain // Quat. Intern. 1990. V. 7/8. P. 103–114.

REFERENCES

1. *Agrohimicheskie metody issledovaniya pochv* (Agrochemical Methods of Soil Research), Sokolov A.V., Ed., Moscow: Nauka Publ., 1975, 656 p.
2. Aleksandrovskii A.L. and Aleksandrovskaya Ye.I. *Evolutsiya pochv i geograficheskaya sreda* (Soil evolution and environment), Moscow: Nauka Publ., 2005, 223 p.
3. Aleksandrovskii A.L., Chendev Yu.G., and Trubitsin M.A. Evolution of natural systems paleosol indicators of changes in ecological conditions in the central forest-steppe in late Holocene, *Izv. Ross. Akad. Nauk, Ser. Geogr.*, 2011, no. 5, pp. 87–99. (In Russ.)
4. Arinushkina E.V. *Rukovodstvo po himicheskomu analizu pochv* (Manual on the Chemical Analysis of Soils), Moscow: Moscow State University, 1961, 488 p.
5. Balsanova L.D. and Gyninova A.B. Soil cover pattern on the northern macroslope of the Tsagan-Daban ridge in the Transbaikal region, *Eurasian Soil Science*, 2008, V. 41, no. 12, pp. 1256–1259.
6. Bazarov D.B. *Chetvertichnye otlozheniya i osnovnye etapy razvitiya rel'efa Selenginskogo srednegor'ya* (Quaternary sediments and major stages of the relief development of the Selenga Hill lands), Ulan-Ude: Buryat Science Centre SB RAS Publ., 1968, 166 p.
7. Bazarov D.B., Rezanov I.N., and Naumov A.V. About loess and loessial sediments of the Selenga hill and the southeast Pribaikal'e, in *Geologiya, magmatizm i poleznye iskopaemye Zabaikal'ya* (Geology, Magmatism, and Minerals of Transbaikalia), Ulan-Ude: Trudy Geologicheskogo Instituta Buryatskogo Filiala SB RAS USSR, 197, no. 5(13), pp. 115–126.
8. Berg L.S. *Loess as product of weathering and soil formation*, in *Izbrannye Trudy*, V. 3, Moscow: Acad. Science USSR Publ., 1960, pp. 374–528.
9. Classification and diagnostics of soils of Russia, Dobrovolskii G.V., Ed., Smolensk: Oikumena Publ., 2004, 341 p.
10. Field determinant of soils of Russia. Moscow, 2008, 182 p.
11. Gerasimov I.P. Loess formation and soil formation, *Izv. Ross. Akad. Nauk, Ser. Geogr.*, 1962, no. 2, pp. 3–9. (In Russ.)
12. Glazovskaya M.A. *Geochemistry of natural and technogenic landscapes of the USSR*, Moscow: Visshaya shkola Publ., 1988, 328 p.
13. Gyninova A.B., Korsunov A.V., Kulikov A.I., and Sympilova D.P. Geochemical interface of forms of crust of weathering and soils on contact of a moun-

- tain taiga – steppe in the Selenginskii ridge, in Tezisi mezhdunarodnogo simpoziuma “Geochemistry of landscapes, paleoecology of the person and ethnogenesis”, Ulan-Ude, 1999, pp. 100–102.
14. Gyninova A.B., Sympilova D.P., and Balsanova L.D. Soil diversity of a northwest macroslope of the Tsagan-Daban ridge as reflexion of many factors environment of a transitive zone, in Materialy dokladov VI S’ezda obshchestva pochvedovedov imeni V.V. Dokuchaeva. V. 3, Petrozavodsk–Moscow, 2012, pp. 59–60.
 15. Gyninova A.B., Sympilova D.P., Gonchikov B.-M.N., Badmaev N.B., Tsybikdorzhiev Ts.-D.Ts., Balsanova L.D., Khaptukhaeva N.N., and Shakhmatova E.Yu. Many factors of an environment and soil diversity of a northwest macroslope of the Tsagan-Daban ridge, in Materiali mezhdunarodnoi nauchno-prakticheskoi konferentsii. Ulan-Ude, 2011, pp. 23–29.
 16. Imetkhenov A.B. The nature of a transitive zone (a case study of the Baikal region), Novosibirsk: SB RAS Publ., 1997, 231 p.
 17. Korsunov V.M., Gyninova A.B., Sympilova D.P., Balsanova L.D., and Korsunov A.V. Soil diversity of the subtaiga altitudinal zone of the Selenga mountainous region, *Eurasian Soil Science*, 2002, no. 5, pp. 545–551.
 18. Kriger N.I. Loess, its properties and communication with the geographical environment, Moscow: Nauka Publ., 1965, 296 p.
 19. Kulikov A.I., Bazhenov V.S., Ivanov N.V., Kulikov M.A., and Khaptukhaeva N.N. Paragenesis and paradinamism of soils, Ulan-Ude: Buryat Science Centre SB RAS Publ., 2005, 279 p.
 20. Kulikov A.I., Dugarov V.I., and Korsunov V.M. Soil permafrost: ecology, power system and the efficiency forecast. Ulan-Ude: Buryat Science Centre SB RAS Publ., 1997, 312 p.
 21. Loessial earth’s mantle and its properties, Trofimov V.T., Ed., Moscow: Moscow State University, 2001, 464 p.
 22. Makeev A.O. Upper paleosoils of the loessial watersheds Russian plain, in *Doklady po ekologicheskomu pochvovedeniyu*, 2007, V. 4, no. 3, pp. 1–468.
 23. Nogina N.A. Soils of Transbaikal’e, Moscow: Nauka Publ., 1964, 314 p.
 24. Obruchev V.A. Loess as a special kind of soil, its genesis and problems of its studying, in *Izbrannye trudy po geografii Azii*, Vol. 3, Moscow: Geofrafgiz Publ., 1951, pp. 197–242.
 25. Olyunin V.N. Origin of a relief of the revived mountains, Moscow: Nauka Publ., 1978, 276 p.
 26. Polynov B.B. Crust of weathering, in *Izbrannye raboti*. Publ. RAS USSR, 1956, pp. 256–283.
 27. Ravsky E.I. Sedimentation and climates of Inner Asia during the Antropogene, Moscow: Nauka Publ., 1972, 336 p.
 28. Reimkhe V.V. Erosive processes in forest-steppe landscapes of Transbaikal’e, Novosibirsk: Nauka SB Publ., 1986, 120 p.
 29. Ryashchenko T.G., Akulova V.V., and Erbaeva M.A. Formation of loessial sediments of T’ansbaikal’e (a case study of keysites), *Geogr. i prirodnye resursy*, 2012, no. 4, pp. 117–125. (In Russ.)
 30. Ryashchenko T.G., Akulova V.V., Erbaeva M.A., and Grin’ N.N. Processes of loess formation in the Priangar’e, Transbaikal’e, Western Mongolia and Northwest China (the comparative analysis), *Geogr. I prirodnye resursy*, 2007, no. 2, pp. 105–113. (In Russ.)
 31. Steppe and forest-steppe soils of the Buryat ASSR and their industrial characteristic, Ivanov E.N., Ed., Moscow: Publ. Acad. Science USSR, 1960, 151 p.
 32. Sympilova D.P., and Gyninova A.B. Soils of the subtaiga landscapes on the northern spurs of the Tsagan-Daban ridge in the Selenga mountains, *Eurasian Soil Science*, 2012, V. 45, no. 3, pp. 231–236.
 33. Sympilova D.P., Gyninova A.B., and Balsanova L.D. Evolution of landscapes of the Western Transbaikal’e in Pleistocene, in Materialy mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii (Regionalnyi otklik okruzhayushchei sredy na globalnye izmeneniya v Severo-Vostochnoi i Tsentralnoi Azii), Irkutsk, 2012, pp. 65–68.
 34. Sympilova D.P., Gyninova A.B., Balsanova L.D., and Shakhmatova E.Yu. Loess and loessial sediments of the Kuitunka river basin of the Western Transbaikalia, in Materialy mezhdunarodnoi nauchno-prakticheskoi konferentsii (Racionalnoe ispolzovanie pochvennikh i rastitelnykh resursov v ekstremalnikh prirodnykh usloviyakh), Ulan-Ude, 2012, pp. 224–226.
 35. Tsybzhitov Ts.Kh. Soils of forest-steppe of the Selenginski uplift, Ulan-Ude: Buryat Science Centre SB RAS Publ., 1971, 107 p.
 36. Vadyunina A.F. and Korchagina Z.A. Methods of physical properties research of soils, Moscow: Agroprom Publ., 1986, 198 p.
 37. Velichko A.A. and Timireva S.N. Problem of genesis of a loessial material according to studying microtexture sandy quartz grains in Mnogolikaya geografiya (Razvitie idei I.P. Gerasimova), Moscow, 2005, pp. 76–89.
 38. Fink J., Haase G., and Ruske R. Bemerkungen zur Loskarte von Europe. 1:2 500 000. Petermanns Geographische Mitteilungen, 1977, 121 p.
 39. Makeev A.O. Pedogenic alteration of aeolian sediments in the upper loess mantles of the Russian Plain, *Quaternary International*, 2009, V. 209, pp. 79–94.
 40. Ryashchenko T.G., Akulova V.V., and Erbaeva M.A. Loessial soils of Priangar’e, Transbaikal’e, Mongolia, and Northwestern China, *Quaternary International*, 2008, V. 179, pp. 90–95.
 41. Velichko A.A. Loess-paleosol formation on the Russian plain, *Quaternary International*, 1990, V. 7/8.

Features of Soil Formation on Loessial Sediments of the Northern Macroslope of the Tsagan-Daban Ridge of Western Transbaikalia

D.P. Sympilova, A.B. Gyninova, A.I. Kulikov, E.Yu. Shakhmatova, L.D. Balsanova, B.-M.N. Gonchikov, Ts.Ts. Tsybikdorzhiev, N.N. Khaptukhaeva, A.Ts. Mangataev, N.B. Badmaev

Institute of General and Experimental Biology, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences

e-mail: darimasp@mail.ru, ayur.gyninova@mail.ru, kul-an52@mail.ru, ekshakhmat@mail.ru, balsanova@mail.ru, batomunk74@mail.ru, vcybik@mail.ru, khapt@biol.bscnet.ru, aleksandr_man@mail.ru, nima_b@mail.ru

Problem of genesis of loess as one of the most specific formations of the Quaternary period is object of long-term scientific discussions. These discussions and insufficient study of modern soils on loessial sediments has defined the purpose of the paper – research of features of soil genesis on loessial rocks (a case study of the northern macroslope of the Tsagan-Daban ridge of the Western Transbaikalia). Method of keysites, comparative-geographical method, and profile-genetic method were used. Physical and chemical properties of soils were measured by standard methods. Soil texture was measured by the pipette method. Types of soils were defined according to Classification and diagnostic of soils of Russia and to Field soil indicator. It is revealed, that soddy podzolic soils are formed on a watershed of a south-taiga complex (AZC) on typical loess; dark burozems soils – on the top parts of slopes of subtaiga and forest-steppe AZC on typical loess; grey-humus metamorphic soils – on average parts of slopes of subtaiga and forest-steppe AZC on loessial sediments; dark-humus residual-carbonated and dark agrozems – on deluvial loops of forest-steppe AZC on typical loess; chestnut soils and textural-carbonated agrozems – in the bottoms of hollows of xero-steppe AZC on loessial sediments. In general, for soils on loess sediments the increase in quantity of clay fractions awith the increase of altitude is observed. It indicates the strengthening of processes of weathering on mountains where dominates more humid microclimate. Modern soils on the loessial rocks of the northern macroslope of the Tsagan-Daban ridge of the Western Transbaikalia are singenetic formations of arid pedogenesis.

Keywords: loess sediments, singenetic formations of arid pedogenesis, altitudinal zonecomplex, crust of weathering, soil texture, chemical properties.