

УДК 631.48(571.6)

В.И. РОСЛИКОВА, Н.А. РЫБАЧУК

Реликтовые признаки в луговых осолоделых почвах на равнинах Дальнего Востока

Вопрос генезиса луговых остаточных осолоделых (карбонатных) почв на дальневосточных равнинах до сих пор остается дискуссионным. В настоящее время преобладает идея о реликтовости процесса осолодения, обусловленного сложной эволюцией ландшафтов в плейстоцене. Для ее проверки использованы данные о микроморфологическом строении карбонатных конкреций и физико-химических свойствах кремнеземистых образований. Рассмотрены различные их виды: корочки, пудрообразная «кремнеземистая» присыпка на поверхности педов, белесая тонкодисперсная масса, заполняющая биокамеру. Раскрыт генезис образования кремнеземистого материала и карбонатных конкреций. Получены данные о литогенной природе конкреций. Установлено, что кремнеземистые образования формировались в течение всех этапов развития почвенного покрова. Показано, что процессы их гидрогенной аккумуляции и партлювации характерны для современных почв. Гипотеза о реликтовости осолодения в почвах на равнинах Дальнего Востока не подтверждается полученными данными.

Ключевые слова: луговые осолоделые почвы, процессы засоления, осолодения, гидрогенная аккумуляция, партлювация, карбонатные конкреции, «кремнеземистая» присыпка, биокамеры, реликтовые признаки.

Paleomorphic features in meadow solodized soils on the Far East flatlands. V.I. ROSLIKOVA (Institute of Water and Ecological Problems, FEB RAS, Khabarovsk), N.A. RYBACHUK (Far Eastern Federal University, Vladivostok).

The genesis of meadow residual solodized (carbonate) soils in the Far Eastern flatlands is still debatable. At present, the idea of the relictiness of the solodization process is prevailing, due to the complex evolution of landscapes in the Pleistocene. To verify this, we used data on the micromorphological structure of carbonate concretions and the physicochemical properties of siliceous formations. Various types (crusts, dusting powder – “siliceous powder” and whitish finely dispersed mass of biochamber) are considered. The genesis of the formation of siliceous material and carbonate concretions is revealed. Data on the lithogenic nature of concretions have been obtained. Siliceous formations were formed during all stages of the soil cover development. It is shown that the processes of their hydrogen accumulation and partluation are typical for modern soils. The hypothesis of relict solodization in soils on the flatlands of the Far East is not supported by the data obtained.

Key words: meadow solodized soils (Meadows solodic), processes of salinization and solodization, hydrogen accumulation, partluation, carbonate concretions, “siliceous” powder, biochambers, relict signs.

Введение

Озерно-аллювиальные равнинные территории межгорных впадин юга Дальнего Востока не идентичны в ландшафтном отношении (Зейско-Буреинская и Приханкайская низменности – лесостепь, Среднеамурская – преимущественно хвойно-широколиственные

*РОСЛИКОВА Валентина Ивановна – доктор геологических наук, главный научный сотрудник (Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровск), РЫБАЧУК Наталья Андреевна – кандидат биологических наук, заведующая лабораторией (Дальневосточный федеральный университет, Владивосток).

*E-mail: roslikova@iverp.khb.ru

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 06-05-64101.

леса, Удиль-Кизинская – южно-таежный тип). Почвам данной территории посвящено достаточное количество публикаций [11, 15, 39 и др.]. Первые исследователи рассматривали безлесные пространства юга Приамурья как своеобразные «луговые степи» с амурскими черноземами [17]. В свое время в работах Переселенческого управления почвы уже именовались «лугово-подзолистыми» [6]. Такие диаметрально противоположные точки зрения были обусловлены различными взглядами на эволюцию ландшафтов.

Позднее исследователи под луговой, лугово-степной [15, 21], редколесно-луговой растительностью [26] при наличии грунтовых вод или длительной верховодки выделяли большую группу гидроморфных и полугидроморфных почв. Их многообразие обусловлено различием в степени обесцвеченности (подбелообразование), задернованности, оторфованности [8, 9, 16]. К концу 1920-х – началу 1930-х годов был выделен основной зональный тип – дерново-подзолистые почвы. Однако ряд исследователей уже в то время подчеркивали их специфику, подтверждая это химическими данными, которые указывали на своеобразие почв и признаки их периодического засоления [2, 12]. Эта идея отражена и в более поздних работах [8, 18, 21, 29].

Еще в 1937 г. Ю.А. Ливеровский [25] обращал внимание на обилие «кремнеземистой» присыпки в профилях почв и рассматривал ее как «реликт былых ксеротермических условий», связанных с историческим остепнением равнин. Ряд авторов эту точку зрения не разделяли и объясняли наличие присыпки результатом прошлого и современного гидролиза алюмосиликатной части минералов в условиях избыточного увлажнения на фоне подзолообразовательного процесса [28, 32]. Л.П. Рубцова [44], придерживаясь точки зрения Ю.А. Ливеровского, в луговых темноцветных почвах Приамурья выделила остаточную и сильно остаточно-осолоделые. После того как в луговых почвах Приханкайской низменности нами впервые были описаны карбонатные конкреции, идея реликтовости осолодения оставалась неопровержимой [42].

Цель статьи – выявить генезис карбонатных и силикатных новообразований, считающихся реликтовыми, в почвах равнин юга Дальнего Востока, что позволит уточнить классификационное положение луговых остаточно-осолоделых почв.

Объекты и методы исследования

В геологическом отношении территория, занимаемая Приморьем и Приамурьем, относительно молода. Рельеф представлен сочетанием средних и низких гор с обширными межгорными депрессиями, где сформированы террасы различного генезиса и возраста [15]. Значительная часть этих уровней связана с аккумуляцией и размывом озерно-аллювиальных отложений позднего плиоцен-плейстоцена. Другая часть обязана своим происхождением сложным процессам формирования коренного фундамента с орто- и параэлювиальными корами выветривания, которые обеспечивают поступление богатых основаниями и железосодержащими минералами компонентов в нижележащие уровни. С изменением общеклиматических условий на этих уровнях формировалось многообразие элементарных ландшафтов [15, 35].

Объект исследований – почвы суперкальвых и неоэлювиальных ландшафтов в Хорольско-Спасском низменном приозерном луговом ландшафте со степными элементами, сформированном на западной окраине Приханкайской низменности. Почвообразующие породы представлены бескарбонатными серыми глинами мощностью до 19 м с тонкими прослоями суглинков и супесей. Зона гипергенного преобразования достигает 3 м [19].

Для решения поставленных задач исследованы три однотипные катены, в которых выбраны элементарные ландшафты, отражающие своеобразие природной обстановки. Таковыми являются приподнятые прирвовочные участки 2–6-метровой озерно-аллювиальной террасы, западины центральных частей той же террасы с близким уровнем грунтовых вод и плоские участки 30–50-метровой озерно-аллювиальной террасы. В западинах

формируются разнотравно-осоково-вейниковые луга с луговыми глеевыми остаточно-осолоделыми (карбонатными) почвами.

Для них характерно следующее строение профиля: AO – AJg – A2B1G – GB2ca – GB2ca/C – GC¹. Диагностические признаки – оглеенность всей толщи и наличие карбонатных конкреций. AO – горизонт дерновый, грубогумусовый; AJg – светлогумусовый, глинистый, призматически-глыбистый, оглеен; A2B1G – темно-сизый угловато-дробовидный тугопластичный; GB2ca – сизый глинистый икрянисто-дробовидный, обилие разнообразных карбонатных конкреций; GB2ca/C – пепельно-сизый, глинистый, вязкий, сырой, отдельные гнезда карбонитизированной массы, в которую включены карбонатные конкреции разной формы и их обломки, размеры более 10 см, плотный. При просыхании на поверхности педов проявляется белесый налет – «кремнеземистая» присыпка. Ниже глубины 120 см карбонатность исчезает.

Почвы приподнятых участков прирвовочных пространств той же террасы с полевицево-разнотравными лугами с луговыми подбелами остаточно-осолоделыми имеют следующий профиль: A1J – A2ELgnn – ELgnn – B1gca – B2gC. Диагностическим признаком этих почв является профиль с достаточно развитой обесцвеченной элювиально-оглеенной толщей (A2ELgnn и ELgnn). Горизонт A2ELgnn серовато-палевый, столбовидная структура с элементами слабой слоистости, мелкие Mn–Fe конкреции; ELgnn – палево-сизоватый, столбчато-мелкопризматический, четко тонколистоват, мелкие Mn–Fe конкреции; B1gca – темно-бурый, глинистый, творожистый, влажный. Отмечаются гнезда единичных мучнистых белесых скоплений, вскипающих от HCl. Зерна карбонатов визуально хорошо диагностируются при исследовании шлихов фракций мелкозема [39].

Плоские участки 30–50-метровой озерно-аллювиальной террасы с колками дубняков на текстурно-дифференцированных почвах (ТДП) – лесные подбелы. Для них характерно диагностическое сочетание четырех групп горизонтов: AU–ELgnn – ELgnnBT – BTg[AU] – Cg. От луговых подбелов их отличает яркая светло-палевая конкреционная элювиально-глеевая толща мощностью до 25 см с листоватой текстурой. В иллювиальной тяжелосуглинистой толще встречаются погребенные темные, хорошо минерализованные гумусовые линзы [AU], в которых располагаются биокамеры, заполненные светло-палевой тонко-пылеватой минеральной массой. При подсыхании на педах проявляется «кремнеземистая» присыпка.

Резюмируя сведения, касающиеся рассмотренных разновидностей почв, которые сформированы в различных элементарных ландшафтах, необходимо отметить широкий спектр их различных диагностических признаков.

Решение задачи осуществлялось на основе ландшафтно-геохимического и палеогеографического подходов, а также методов, широко используемых в почвоведении и ряде смежных наук о Земле (литолого-геоморфологический, морфологический, микроморфологический, физико-химический, метод аналогий). Конкреции исследовались по известному в геологии методу [27] в нашей модификации [36], составные части мелкозема (1 мм) – методом шлихов под бинокулярной лупой.

Шлифы из почв выполнены в лаборатории минералогии Почвенного института им. В.В. Докучаева (Москва). Микроморфологический анализ почв проведен под руководством М.И. Герасимовой [5]. Шлифы карбонатных конкреций изготовлены в аккредитованной лаборатории Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, их описание осуществлено научным сотрудником ИТИГ ДВО РАН Т.И. Климовской. Физико-химические анализы (валовой, гумус, обменные основания, pH-водное и солевое, подвижное SiO₂), анализ воды проведены принятыми в почвоведении и гидрохимии методами [1].

¹ В основу выделения последовательности горизонтов положена классическая система ABC. Для отражения специфики горизонта внесены конкретные предложения по обозначению переходных признаков генетической сущности почвы [4, 34].

Результаты и обсуждение

Характеристика ландшафтов. Процессы оглеения характерны для почв аккумулятивных и элювиальных дальневосточных ландшафтов [10, 15, 39]. Здесь выделяются две группы почв. Первая группа формируется при мерзлотно-грунтовым режиме увлажнения на орто- и параэлювиальных ландшафтах горного обрамления и их транзитных аналогах. Процессы почвообразования протекают в условиях выноса продуктов выветривания. Для этих почв характерно отсутствие капиллярно-грунтового обогащения минеральными веществами. В.А. Ковда относит их к элювиально-луговым [15]. Вторая группа – луговые почвы, находящиеся под постоянным воздействием почвенно-грунтовых вод, которые обогащают почвенную толщу минеральными веществами. На целинных луговых и лугово-болотных почвах междуречья Амур–Сунгари в биологический круговорот ежегодно вовлекается в 1,5–2 раза больше зольных веществ (1500–2500–3000 кг/га в окислах) по сравнению с черноземами [13, 15].

Так как ландшафты находятся в сопряженном ряду, целесообразно рассмотреть геохимический профиль дренирующих их природных вод на тех участках Приханкайского лесостепного ландшафта, которые определяют его специфику в целом (табл. 1).

Воды ортоэлювия слабо минерализованы. Они делятся на два класса: гидрокарбонатно-натриевые – для кислых пород с минерализацией 0,042–0,076 мг/л и гидрокарбонатно-кальциевые, реже магниевые – для основных пород. Вода параэлювиальных кор относится к гидрокарбонатно-кальциевому классу (степень ее минерализации 0,145–0,165 мг/л). Воды, дренирующие неозювий, также относятся к гидрокарбонатно-кальциевым и по степени минерализации близки к водам параэлювия. Важнейшей особенностью всего

Таблица 1

Состав природных вод, дренирующих элементарные ландшафты (мг/л)

Объект исследования	pH	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca	Mg	Na+K	Fe ⁺	Fe ²⁺	Формула солевого состава
<i>Ортоэлювий-протерозойские граниты</i>										
Родники										
Село Иннокентьевка	6,9	31,0	6,4	He обн.	5,0	He обн.	10,0	He обн.	He обн.	M0,052HCO374Cl26Na62 Ca38
Село Павло-Федоровка	5,8	25,0	2,8	«	5,1	2,5	7,0	«	«	M0,042HCO384Cl16Na38 Ca34Mg28
Северо-восток, высота 359,8 м	6,2	36,0	6,2	«	4,9	2,1	10,0	«	«	M0,059HCO378Cl22Na49 Ca30Mg21
Северо-запад, с. Антоновка	6,4	50,0	6,4	«	7,1	1,9	11,0	«	«	M0,076HCO382Cl18Na46 Ca37Mg17
Юго-восток, с. Духовское	6,9	67,0	7,0	4,0	14,1	2,4	7,0	0,4	0,1	M0,102HCO380Cl15SO46 Ca59Na24Mg17
<i>Параэлювий-плиоценовый аллювий</i>										
Колодцы										
Село Кронштадтка	6,6	85,0	13,0	3,0	27,0	6,0	11,0	He обн.	0,2	M0,145HCO376Cl20SO44 Ca59Mg21Na21
Село Белая Церковь	6,8	73,0	46,0	He обн.	19,0	10,0	17,5	0,1	He обн.	M0,166Cl51HCO325Ca39 Mg3Cl28
<i>Неозювий-плейстоценовые «бурые» суглинки</i>										
Колодцы										
Село Свягино	6,0	143,0	12,0	4,0	20,0	9,0	24,0	He обн.	0,1	M0,212HCO385Cl12Ca37 Na36Mg27
Село Астраханка	6,3	103,0	79,0	He обн.	3,0	25,0	40,0	«	He обн.	M0,250Cl57HCO347Mg54 Na42Ca4
Село Чкаловка	5,8	134,0	14,0	2,0	19,1	9,7	21,0	«	0,15	M0,200HCO384Cl15SO41 Ca37Na32Mg31

элювия (в том числе неоэлювия) является то, что большие резервы гидрооксидов железа в нем не компенсируются его высокой миграцией [39]. Воды супераквальных ландшафтов относятся к гидрокарбонатно-хлоридному и хлоридно-гидрокарбонатно-магниевому классам и характеризуются повышенной минерализацией (0,436–0,479 против 0,052–0,102 мг/л) в элювиальных ландшафтах. Ранее отмечено повышение минерализации вод от элювиальных к супераквальным ландшафтам в почвах среднего Приамурья [10, 15], а также низкая минерализация грунтовых вод в почвах Приханкайской равнины [8].

Динамика водного режима почв и процессы засоления и осолодения. Существенную роль в преобразовании луговых почв играет динамика водного режима почв лесостепного ландшафта. Амплитуда его колебаний широка: от водозастойного до выпотного. Выявлена четкая закономерность влияния слабоминерализованных вод на химизм луговых глеевых почв, приуроченных к супераквальным ландшафтам оз. Ханка [20]. В течение вегетационного периода на рисовых чеках, длительно затопляемых гидрокарбонатно-кальциевыми слабоминерализованными водами (0,1–0,2 г/л), минерализация оставалась низкой. После осенней просушки рисовых полей содержание поглощенного натрия в верхних горизонтах возрастает, но не более чем на 5 % от суммы катионов. Подчеркивается, что такого количества щелочно-земельных элементов для засоления почв в условиях низкой минерализации явно недостаточно [20]. Для диагностики засоленных почв на этих же участках проведена солевая съемка [18], которая показала: содержание обменного натрия в некоторых горизонтах незначительно превышает 5,5 % от суммы обменных катионов, что свидетельствует об отсутствии процессов засоления в почвах рисовых чеков Приморья. Таким образом, по результатам комплекса исследований можно заключить, что процессы осолодения в лесостепных ландшафтах повсеместно протекают без засоления.

Реликтовые признаки почв. Таковыми являются свойства почвы, не соответствующие современным условиям почвообразования [14]. Для их выявления проведен анализ палеогеографической обстановки на рассматриваемой территории.

Ландшафты Приханкайской низменности формируются с начала плейстоцена по мере сокращения площади оз. Ханка и образования террас [26, 30]. Фазы климатических оптимумов – теплые и влажные, сменялись фазами климатических минимумов – холодные и засушливые.

На этом фоне с изменением базиса эрозии происходила эволюция почв от гидроморфных (к тому времени) до палеогидроморфных (от болотных к лугово-болотным пойменным, луговым надпойменным, лугово-степным и лесостепным). В настоящий период почвы более молодых террас в зависимости от их возраста находятся на одной из указанных стадий развития, последовательно пройдя все предыдущие стадии.

В обрамлении Приханкайской депрессии в течение всего плейстоцена в орто- и параэлювиальных ландшафтах господствовали леса с различными вариантами буроземов, в том числе с грубогумусовыми. Изменение климатической обстановки приводило к исчезновению из состава флоры лесных ландшафтов плиоценовых реликтов и замене их хвойными, смешанно-широколиственными и мелколиственными лесами [25, 46]. При этом происходило интенсивное развитие склоновых процессов, и по достижении их устойчивого состояния формировалась мощная дресвянисто-глинистая кора выветривания [33]. В этих условиях водный режим приближается к таковому в тяжелосуглинистых и глинистых отложениях, выполняющих межгорные впадины. Промывной режим, типичный для буроземов, переходит в пульсирующий, и почвы приобретают текстурную дифференциацию, подобную таковой у лесных подбелов палеогидроморфной стадии развития (элювиально-глеевая конкреционная толща и белесая «кремнеземистая» присыпка по граням педов). В этом случае буроземы достигают автоморфно-гидроморфной стадии развития [39].

В почвах различных стадийальных рядов белесая присыпка представлена несколькими видами: «ложная» белоглазка, локально заполняющая пустоты; натечные корочки; пудрообразные скопления на структурных отдельностях. Исследованная нами «ложная» белоглазка находится в камере биофауны (педотубула), заключенной в реликтовую гумусовую

линзу лесных подбелов на озерно-аллювиальных отложениях (рис. 1): темные гумусовые линзы с расплывчатой границей перехода во вмещающий горизонт; органическое вещество распределено равномерно, в виде скоплений обугленной органики, спрессованной бесформенной массы. Отмечаются растительные фрагменты с сохранившимся клеточным строением. Отдельные фрагменты минерализованы и агрегированы. Соотношение этих компонентов отражает бывшую лугово-болотную стадию их развития, которая зафиксирована в илливиальных горизонтах ТДП (лесных подбелах) палеогидрофного стадийного ряда [5]. Камера биофауны сочленена ходом-тоннелем с элювиально-глеевым горизонтом. Она заполнена светло-палевой плотной, глинистой, опесчаненной, неагрегированной массой. Поверхность

минеральных частиц освобождена от железистых пленок и имеет спутанно-волоконистую ориентировку. Вмещающий горизонт светло-бурых тонов значительно агрегирован, с многочисленными ожелезненными участками. Встречаются оолиты ярко-бурого цвета. Плазма обогащена железом, образует псевдокристаллы с высоким рельефом [5].

Данные валового химического анализа «ложной» белоглазки показали, что дифференциация в содержании элементного состава по длине камеры (верх–низ) не прослеживается (табл. 2). Слагающий камеру мелкозем в целом характеризуется пониженным содержанием кремнезема (68,01–68,54 %) по сравнению с элювиально-глеевым горизонтом почв (72,62 %). В содержании остальных элементов в мелкоземе биокамеры и элювиально-глеевом горизонте различий не выявлено. Фракция < 0,001 мм камеры по вещественному составу практически не отличается от этой фракции горизонта Епн,г. Однако по сравнению с образцами в целом («ложной» белоглазки и горизонта почв) фракции < 0,001 мм этих же образцов более чем на 17 % обеднены кремнеземом и на 4,23 % и более чем на 9 % соответственно обогащены железом и алюминием. Все сказанное свидетельствует, с одной стороны, о процессах партлювации тонкодисперсного материала, участвующего в заполнении пустого пространства биокамеры, а с другой – о том, что его перенос происходит без существенного изменения вещественного состава.

Кремнеземистые корочки (толщина 0,5–1 мм) образуются в почвах ортоэлювиальных ландшафтов на нижней поверхности выветрелых обломков [10]. Для них характерны включения кварца, полевых шпатов, магнетита. Содержание кремнезема как более подвижного элемента велико – 64–71 %. Доля алюминия значительна – около 20 %. Таким образом, «...отсутствие следов разрушения корочек свидетельствует о том, что в корочках происходит постоянное пополнение кремнезема и они продолжают формироваться. Кремнезем выпадает из раствора совместно с алюминием, частично с кальцием, магнием...» [10, с. 66]. Подтверждением сказанного является высокое содержание SiO₂ в 5%-ной щелочной вытяжке – 39–50 %, тогда как в «ложной» белоглазке доля

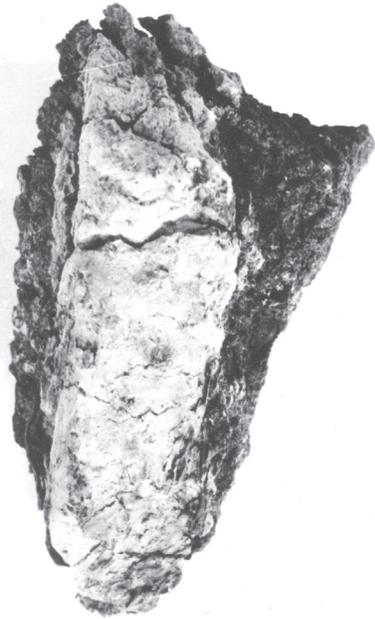


Рис. 1. Биокамера (педотубула) светло-палевая, заключенная в темную гумусированную тонкодисперсную линзу

Валовой состав «ложной» белоглазки и фракции <0,001 мм лесного подбела
(процент на прокаленное вещество)

Объект	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO
Белоглазка в целом								
Верхняя часть биокамеры	68,54	7,26	16,55	0,26	0,078	0,07	0,82	1,03
Нижняя часть биокамеры	68,01	7,68	17,91	0,23	0,060	0,21	0,84	1,19
Почва в целом								
ELgnn, лесной подбел	72,62	7,63	16,00	Не опр.	Не опр.	0,18	0,76	1,05
Белоглазка, фракция <0,001 мм								
Верхняя часть биокамеры	54,49	11,63	24,38	0,33	0,16	0,11	0,40	1,56
Нижняя часть биокамеры	53,56	11,62	26,64	0,26	0,044	0,03	0,43	1,72
Почва, фракция <0,001 мм								
Лесной подбел, ELgnn	54,16	11,46	28,50	Не опр.	Не опр.	0,18	0,17	2,09

подвижного кремнезема составляет всего 1,18 %, что соответствует его величинам в подбелах [10, 39].

В супераквальных ландшафтах Приханкайской низменности на луговых почвах рисовых полей исследовалась динамика накопления подвижного кремния [21]. Анализ лизиметрических вод показал, что от весны к осени количество растворимой кремнекислоты неизменно увеличивалось: «...если в начале затопления в лизиметрических водах пахотного горизонта содержалось 14–15 мг/л H₂SiO₃, то в сентябре его количество достигало 40–45 мг/л...» [21, с. 67]. Таким образом, на рисовых полях в летний период активная кислотность гумусовых горизонтов почв может изменяться от слабокислой до нейтральной и щелочной. При этом периодическое подщелачивание среды способствует гидролизу алюмосиликатов [21].

Из изложенного следует, что «ложная» белоглазка в почвах палеогидроморфного ряда – механическая аккумуляция наиболее дисперсной части мелкозема элювиально-глеевого горизонта. В данном случае она заключена в биокамере, приуроченной к погребенным гумусовым линзам, и часто заполняет любые пустоты, создавая видимость накопления SiO₂.

Кремнеземистые корочки в почвах ортоэлювиальных ландшафтов образованы из in situ растворенных форм элементов и SiO₂ [10]. По современным представлениям в результате изменения pH, температуры и других показателей растворенные формы элементов переходят в коллоидное состояние, а затем в состояние золь [49]. Они выносятся в нео- и супераквальные ландшафты, где и образуют различного рода скопления. Белесая присыпка на педах почв в нео- и супераквальных ландшафтах образуется на месте в результате хемогидрогенной аккумуляции соединений SiO₂ · nH₂O, а также привносится из ортоэлювиальных ландшафтов. Объем вторичных соединений SiO₂ · nH₂O может достигать 1000 т/га за 10 000 лет [15]. Эти процессы осложняются партлювацией наиболее дисперсной части мелкозема из элювиально-глеевого горизонта. В почвах дальневосточных ландшафтов они протекают повсеместно [13].

Осолодение луговых почв наиболее ярко проявляется в почвах с карбонатной иллювиальной толщей, локально распространенных в пределах землепользования Новодевического совхоза, по долине р. Мельгуновка (Хорольский район) [35]. На этом же участке установлено, что минерализация верховодки в отдельные периоды повышена, достигает 400 мг/л [8]. Плотный остаток водной вытяжки не превышает 0,1 %, жесткость – 0,8 мг/экв. на 1 л, pH 5,6. Почвы имеют слабокислую реакцию среды в верхних горизонтах, приближающуюся к нейтральной в средней части профиля, и слабощелочную (7,7–8,5) – в почвах с карбонатным профилем. Емкость поглощения составляет 21–34 с-моль (экв.) / кг

Химический состав луговых глеевых осолоделых почв Приханкайской равнины [6]

Номер разреза	Горизонт	рН водный	Гумус по Тюрину, %	Поглощенные катионы, с-моль (экв)/кг			Na, % от поглощенных оснований, %	P ₂ O ₅ по Кирсанову	K ₂ O по Масло-вой	Емкость поглощения, с-моль (экв.) / кг	Сгк Сфк	SiO ₂ в 5 % KOH
				Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺		мг/100 г почвы				
7	A1	5,7	4,6	12,8	4,0	3,7	13	5,6	7,6	27,6	0,8	2,2
	A2g	6,2	0,9	12,6	5,3	3,8	8	2,3	2,9	20,8	0,7	1,9
	B1g	6,6	0,7	17,3	11,6	2,5	8	He	He	30,3	0,6	1,5
	B2g	6,9	0,3	16,2	9,2	2,8	8	опр.	опр.	33,9	He	1,6
	B3g	6,8	0,2	17,1	8,9	1,7	6	«	«	26,4	опр.	1,8
	C g	7,1	0,1	13,4	7,9	2,6	9	«	«	25,6	«	1,3
17	A1	6,5	3,2	11,8	3,1	4,0	13	7,8	7,0	29,2	0,8	2,0
	A2g	6,6	0,9	9,2	6,0	3,9	20	4,0	3,4	18,7	0,6	2,0
	B1g	6,3	0,7	16,9	14,1	3,4	10	He	He	31,4	0,4	1,4
	B2g	6,5	0,4	13,1	16,3	2,1	6	опр.	опр.	32,8	He	1,3
	C g	7,0	0,1	13,0	10,9	2,9	10	«	«	29,1	опр.	1,8
35	A1	6,2	6,0	11,5	6,2	3,2	10	13,4	12,8	33,4	1,0	He опр.
	A2g	6,3	2,9	5,8	5,9	2,7	7	8,7	8,2	24,0	0,9	«
	B1g	7,5	2,2	15,8	12,1	1,2	9	He опр.	He опр.	37,6	0,3	«
	B2gC	6,8	0,5	17,2	16,3	1,8	4	«	«	34,0	He опр.	«
3-69	A1	5,5	10,5	15,2	12,6	3,4	9	7,8	8,2	35,1	«	3,5
	A2g	6,6	0,7	10,4	8,3	3,2	13	4,0	4,1	23,8	«	1,2
	B1g	6,4	0,8	17,3	8,5	1,8	4	He	He	41,6	«	«
	B2g	7,0	0,2	15,7	8,6	1,8	6	опр.	опр.	34,2	«	2,3

почвы, доля Na – 8–13 %, в единичных случаях 18–20 % (табл. 3). Степень насыщенности достигает 100 %. Содержание «свободных» гуминовых кислот низкое.

Для характеристики разнообразия луговых почв нами собран банк данных на основе опубликованных источников и архивных материалов института «Союздальгипроприс» (г. Владивосток). Методами математической статистики обработаны многовариантные выборки по различным показателям, и прежде всего по наиболее распространенным, таким как содержание гумуса, обменного кальция и магния, рН водной вытяжки и солевой суспензии. Согласно полученным данным целинные типичные, отбеленные (ТДП), осолоделые и «оподзоленные» почвы достаточно четко различаются. Нами предложена система относительных показателей, позволяющая устойчиво диагностировать основные типы луговых почв [41].

Карбонатные новообразования. Как отмечалось выше, карбонатные конкреции наряду с «кремнеземистой» присыпкой также рассматриваются как индикатор реликтовости осолодения почв. Они приурочены к иллювиальной толще луговых глеевых почв, формирующихся в зависимых супераквальных ландшафтах. Известковые новообразования представлены разнообразными формами: обломками журавчиков, угловато-овалоидными, плотными пластами цементации комков серовато-белого цвета с ямко-бугорчатой поверхностью, конгломератами [37].

С нашей точки зрения, особого внимания заслуживают конгломераты, которые слагают почти весь горизонт почвообразующей породы, но отсутствуют в материнской

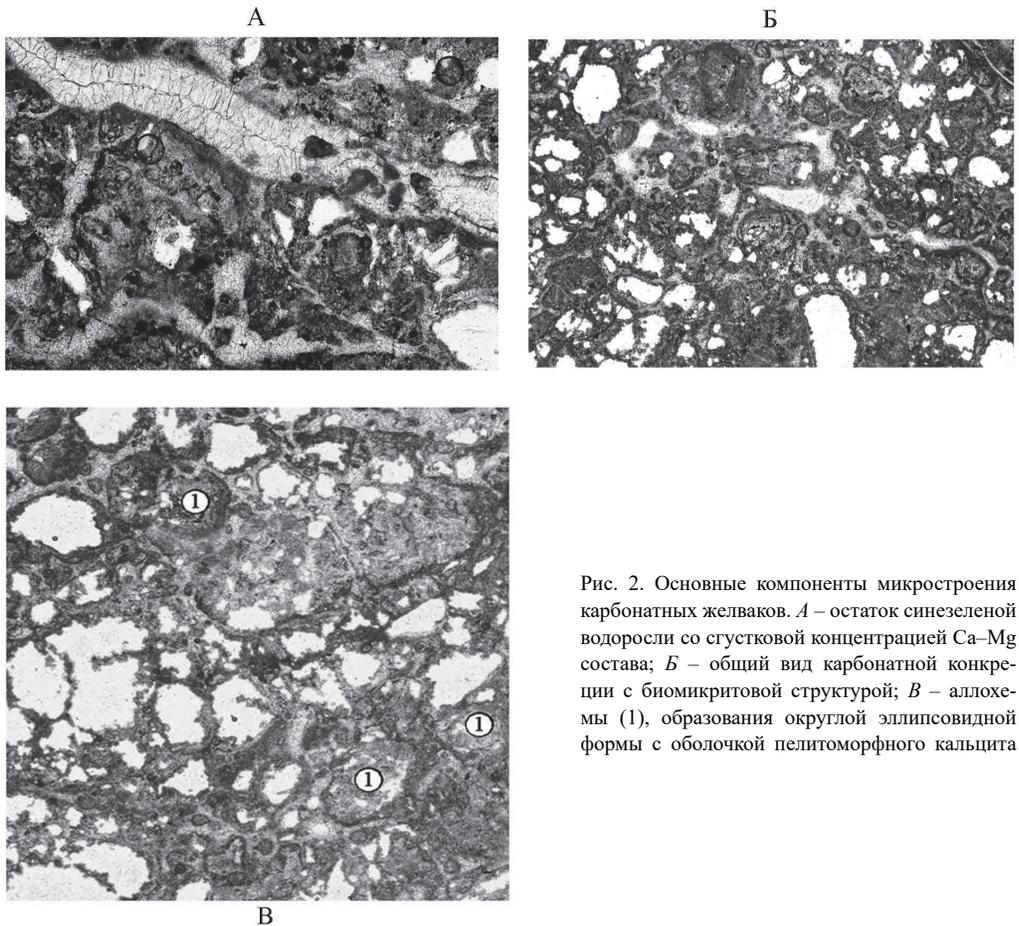


Рис. 2. Основные компоненты микростроения карбонатных желваков. *А* – остаток синезеленой водоросли со стругтовой концентрацией Ca–Mg состава; *Б* – общий вид карбонатной конкреции с биомикритовой структурой; *В* – аллохемы (1), образования округлой эллипсовидной формы с оболочкой пелитоморфного кальцита

породе. Эти известковые новообразования представлены слепками обломков округло-лепешковидных и удлиненных буровато-серых, очень плотных карбонатных тел. Слепки различных пластовых тел имеют ноздреватую поверхность. На выветрелой стороне конкреций отчетливо заметна структура скелетных остатков водорослей. Эти морфологические особенности подтверждаются и микроморфологическими исследованиями (рис. 2). Наблюдается криптокристаллическо-стругтовая четкая ориентация бактериально-водорослевого Mg–Ca состава. Структура биомикритовая, состоящая из форменных элементов – 30–50 % аллохемы (в данном случае представлены ооидами), ил пелмикритовый (цемент) – 10–20 %, поры – 30–40 %. Аллохемы слагают основную массу. Они диагностируются образованиями округлой или эллипсоидальной формы с оболочкой пелитоморфного кальцита желтовато-коричневого цвета толщиной 0,005–0,02 мм по внешнему периметру. Размер ооидов – от 0,06–0,75 до 0,02 мм. Карбонатные новообразования полностью состоят из ооидов, среди которых значительная часть – оолиты, иногда с недооформленным вторым слоем. Внешняя оболочка в оолите сложена пелитоморфным кальцитом с зернами размером <0,01 мм, второй слой обычно светлее, образован микрозернистым кальцитом. Ооиды, как правило, полые, так как мягкие частички первичных тел водорослей были выщелочены (вымыты) водой. В редких случаях отмечается заполнение ооида глинистым материалом, чаще – наиболее мелкозернистым карбонатом. Пелмикритовый цемент в известняке представлен тонкокристаллическим и пелитоморфным кальцитом.

Генезис карбонатных конкреций в почвах гумидных ландшафтов связывают с гидрогенной аккумуляцией карбонатов из истинных или коллоидных растворов при неглубоком

залегании жестких гидрокарбонатно-кальциевых грунтовых вод, со сменой режимов обводнения и иссушения, осаждением кальция при движении почвенных растворов вверх по профилю в холодные и сухие периоды [26].

Согласно результатам наших исследований особенностью карбонатных конкреций в луговых остаточно-осолоделых почвах рассматриваемой территории является их «висячее» положение – приуроченность к иллювиальной толще и, частично, к нижележащей. Это согласуется с современными представлениями об эффекте иллювиирования. Известно, что интенсивность иллювиирования определяется увлажненностью ландшафта, фильтрационной способностью почв и грунтов. Лесостепной приханкайский ландшафт формируется на мощной толще тяжелых бескарбонатных «бурых» глин с низкой фильтрационной способностью. В течение вегетационного периода сезонная мерзлота дает свободную и капиллярную воду, транспортирующую в верхние горизонты подвижные продукты выветривания и почвообразования. Это и способствует обогащению почв соединениями фосфора, солями кальция, магния, железа [15]. Но почему наиболее четко эти процессы диагностируются только в луговых почвах района Новодевица–Мельгуновка? Н.А. Крейда [22] связывает указанные процессы с широким распространением гранитов среди пород, слагающих останцово-горный мелкосопочный рельеф. В чем причина отсутствия карбонатов в почвах на участках выхода базальтов? Совершенно ясно, что в данной экологической среде абсолютизировать вертикальную миграцию веществ без учета геологического строения и палеогеографической обстановки территории было бы неправильно.

Низкая аккумулятивная равнина полностью охватывает современные южное, восточное и северное побережья оз. Ханка (от мыса Камень до пос. Турий Рог) [35]. На разных этапах плейстоцена гидрологический режим озера регулировался климатической обстановкой. В периоды похолоданий площади водоема расширялись, в периоды потеплений сокращались. К концу позднего плейстоцена образовался водоем, близкий по своим размерам площади распространения низкой озерной террасы [30, 35]. В условиях «перигляциала» интенсивность известкового накопления была наибольшей [16, 26]. Этот вывод подтвержден нами при исследовании Вяземского разреза [40]. Здесь на глубине 4–6 м в озерных глинах, сформированных в холодные эпохи среднего плейстоцена [31], нами выявлена большая группа своеобразных карбонатных образований. Их особенностью является ячеистый остов Mn–Fe. Ячеи заполнены, как в «ложной» белоглазке.

Исследования литологов свидетельствуют о том, что ооиды-аллохемы (подобные описанным нами), составляющие основу желваков, являются индикаторами подвижной водной среды. Впоследствии минеральные коллоиды трансформируются в растворенную форму [3], синтезируясь химическим, биохимическим и микробиологическим путями [51–53]. Подобная водная среда могла существовать только в прибрежных участках акватории оз. Ханка. Важно отметить, что в районе распространения луговых остаточно осолоделых почв с карбонатной иллювиальной толщей (с. Новодевица) с юго-западной стороны располагается останец. Он сложен кварцевыми порфирами, перекрывающимися мраморовидными известняками. Этот элювиальный ландшафт и являлся основным поставщиком гидрокарбоната кальция в воды оз. Ханка. По генетической классификации литологов подобные новообразования относятся к фито-хемогенно-озерным [45]. По мнению Ф.Т. Фролова [48], такого рода кальцит является хемогенным, осаждающимся на слоевищах водорослей из пересыщенных карбонатных растворов, из которых они извлекли почти весь CO_2 , и тем самым равновесие от бикарбоната было сдвинуто в сторону менее растворимого монокарбоната. В условиях земной поверхности происходит циклический процесс дезинтеграции карбонатного вещества, перетотложения, аккумуляции, его перекристаллизации и замещения карбонатов на разных стадиях диагенеза и катагенеза, гипергенеза [23, 47, 48]. Для карбонатных новообразований, сформированных в субаэральных ландшафтах, характерно наличие большого количества терригенных частиц вмещающих пород,

а также их метасоматическое замещение тонкодисперсной массой суглинков, что обусловлено захватом терригенных частиц гелями [7].

Наши исследования микроморфологического строения карбонатных новообразований показали, что остатки синезеленых водорослей выявляются по светлым глазкам (0,05–2 мм) замкнутой, овальной, дугообразной и иной формы, заполненным гранобластовым кальцитом. Следовательно, на их месте первично были мягкие тела водорослей (рис. 2А). Об этом свидетельствует и бугорчатая поверхность комковатых карбонатных конкреций, создаваемая поколениями синезеленых водорослей. Бугорчатая поверхность приханкайских конкреций идентична поверхностям новообразований, описанных в отложениях холодных эпох среднего плейстоцена Вяземского разреза [40].

Исследованные конкреции почв супераквальных ландшафтов Приханкайской низменности отличаются отсутствием в них терригенного материала [38, 43]. Однако высокое содержание валового SiO_2 и незначительная доля свободной кремнекислоты, переходящей в 5%-ную щелочную вытяжку, свидетельствуют о том, что аморфный кремнезем переходит в кристаллический [15, 49]. Еще одно важное доказательство в пользу гидрогенного характера рассматриваемых новообразований – форма конкреций. Пластообразные конкреции вообще не могут образоваться в суглинисто-глинистой толще почв. Подобная форма конкреций характерна только для прибрежных водных ландшафтов [27]. О быстрой реакции «водородных осадков» гидрокарбоната в водном бассейне говорит также их четкая ноздреватая текстура [50].

Заключение

С учетом геологического строения, литолого-геоморфологического положения, палеогеографических реконструкций и сопряженных геохимических ландшафтов проанализированы реликтовые признаки почв Приханкайской низменности. Установлено, что почвы палеогидроморфного ряда имеют четкие признаки прошлых стадий гидроморфного режима в виде захороненных гумусированных линз. В почвах автоморфно-гидроморфного ряда подобные признаки не обнаружены.

Экспериментально доказано, что «кремнеземистая» присыпка имеет гидрогенно-аккумулятивную природу. При смене фаз климатических оптимумов и похолоданий на протяжении плейстоцена изменялась величина гидрогенной аккумуляции новообразованных веществ. В настоящий период она протекает в почвах как палеогидроморфного, так и автоморфно-гидроморфного стадийных рядов.

«Ложная» белоглазка, заключенная в полостях почвы, в том числе и в биокамерах считается разновидностью «кремнеземистой» присыпки. Однако в генетическом отношении это иное образование. Она представляет собой результат партлювации тонкодисперсной части мелкозема горизонта $\text{E}_{\text{Lnn},\text{g}}$, имеющего сложный минералогический состав. Коллоидно-дисперсная фракция «ложной» белоглазки обогащена гидроксидами железа, что подтверждает процесс лессиважа [24]. От гидрогенно-аккумулятивного кремнезема «ложную» белоглазку отличает низкое содержание в ней подвижной SiO_2 (1,18 %). Эта величина подвижного кремнезема характерна и для элювиально-глеевого горизонта почв: 1,18–1,65 % против 39–50 % в корочках почв ортоэлювиальных ландшафтов.

Наличие диагностических признаков карбонатных конкреций в общем может быть реликтовым признаком осолодения. Однако полученные нами результаты и данные литературных источников свидетельствуют об образовании их в аквальных условиях. Как отмечено [47], биогенный и минеральный материал, возникший в аквальных условиях, является автохтонным и в пределах седиментационного бассейна дополняется гидрогенным. Таковыми являются и известковые оолиты [48]. Известно, что место выпадения растворенного вещества в осадок и место его захоронения часто не совпадают. В результате процессов переноса накапливается аллохтонный осадочный материал. Такого рода

аллохтонный материал являлся составной частью литогенных отложений седиментационного бассейна оз. Ханка. Нашими исследованиями субаквальных ландшафтов в акватории озера не обнаружены ни карбонатные, ни Mn–Fe-образования, что соответствует современным зональным условиям лесостепного Приханкайского ландшафта [43].

Регрессия озерного водоема привела к изменению положения береговой линии. В настоящее время в субазральных условиях оказались бывшие подводные ландшафты водоема, в литогенной основе которых находились карбонатные конкреции. Подтверждением аллохтонности является приуроченность карбонатов к узкой части пространства вдоль бывшей береговой линии озера, а также к участкам, граничащим с ландшафтами, сформированными на коре выветривания карбонатного состава. В пользу их аллохтонности свидетельствует «висячий» характер карбонатных конкреций в профиле почв, вещественный состав и особенности микроморфологического строения. Карбонатные конкреции являются реликтами аквальных ландшафтов, а в почвенной толще они имеют аллохтонное происхождение.

Таким образом, процесс осолодения в луговых почвах, имевший место в холодные эпохи антропогена, продолжает развиваться в современных условиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алевкин О.А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 444 с.
2. Александрова Л.Н. Действие поливной воды рисовых плантаций на химизм иловато-подзолисто-глеевой почвы Приморской опытной станции // Тр. опыт. учреждений ДВК. Владивосток, 1930. Вып. 1. С. 149–175.
3. Габдулин Р.Р. Модели формирования ритмичности в карбонатных толщах // Леонардо да Винчи 20 века (к 100-летию А.Л. Чижевского): тез. юбил. сессии. М.: РАЕН, 1997. С.103–104.
4. Герасимова М.И., Лебедева И.И., Хитров И.Б. Индексация почвенных горизонтов: состояние вопроса, проблемы и предложения // Почвоведение. 2016. № 5. С. 627–638. DOI: 10.7868/S0032180X13050031
5. Герасимова М.И., Росликова В.И. Микроморфология луговых почв Приханкайской низменности // Почвоведение. 1985. № 1. С. 106–114.
6. Глинка К.Д. Предварительный отчет по организации и исполнению работ по исследованию почв Азиатской России в 1906 г. СПб., 1908. 82 с.
7. Добровольский В.В. Гипергенез четвертичного периода. М.: Недра, 1966. 235 с.
8. Ермакова Л.А. Динамика современных почвообразовательных процессов в луговых почвах Приханкайской равнины: дис. ... канд. биол. наук. Владивосток, 1975. 218 с.
9. Жукова М.А. Исследованность почвенного покрова ДВ края // Вестн. ДВФ АН СССР. 1934. № 10. С. 89–98.
10. Зимовец Б.А. Почвенно-геохимические процессы муссонно-мерзлотных ландшафтов. М.: Наука, 1967. 167 с.
11. Иванов Г.И. Почвообразование на юге Дальнего Востока. М.: Наука, 1976. 200 с.
12. Качияни А.И. Почвы земледельческих районов Дальнего Востока. Хабаровск: Кн. изд-во, 1954. 167 с.
13. Ковда В.А., Зимовец Б.А., Амчиславская А.Г. О гидрогенной аккумуляции соединений кремнезема и полоторных окислов в почвах Приамурья // Почвоведение. 1958. № 5. С. 1–10.
14. Ковда В.А. Основы учения о почвах. М.: Наука, 1973. Кн. 1. 446 с.
15. Ковда В.А., Ливеровский Ю.А., Сун Да Чен. Очерк почв Приамурья // Изв. АН СССР. Серия биол. 1957. № 1. С. 91–106.
16. Колесников Б.П., Ливеровский Ю.А., Никольская В.В. Природные ландшафты прерий на советском Дальнем Востоке и их происхождение // Изв. АН СССР. Серия геогр. 1961. № 1. С. 13–23.
17. Коржинский С.И. Отчет об исследованиях Амурской области как земледельческой колонии // Изв. Вост.-Сиб. отд. ИРГО. 1892. Т. 23, вып. 45. С. 73–138.
18. Корляков А.С. О солевом составе рисовых почв Приморского края (на примере совхоза «Авангард») // Состояние рисосеяния и пути повышения плодородия почв. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 25–38.
19. Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеогеография. Новосибирск: Наука, 1980. 232 с.
20. Костенков Н.М. Генетические и химические особенности рисовых почв Приморья // Луговые почвы Приморья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 3–61.
21. Костенков Н.М., Толкач А.М. К вопросу об осолодении луговых глеевых почв Приморья // Глеевые процессы и физико-химические свойства почв юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 62–68.
22. Крейда Н.А. Гидроморфные почвы Приморья // Уч. зап. ДВГУ. 1969. Т. 25. С. 1–67.

23. Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатакопления истории земли. М.: ГЕОС, 2003. 260 с.
24. Ливеровский Ю.А., Росликова В.И. О генезисе некоторых луговых почв Приморья // Почвоведение. 1962. № 8. С. 36–40.
25. Ливеровский Ю.А. О генезисе почв Верхнезейского района Дальневосточного края. // Пробл. сов. почвоведения. 1937. Сб. 5. С. 3–41.
26. Ливеровский Ю.А. О ландшафте равнин южного Приморья и Приамурья и его генезисе // Пробл. физ. географии. 1946. Вып. 12. С. 47–70.
27. Македонов А.В. Современные конкреции в осадках и почвах. М.: Наука, 1966. 283 с.
28. Мышковская Е.Е. К генезису почв Амурской опытной станции // Изв. Амурской обл. с-х. опыт. станции. 1925. Вып. 8/9. С. 119–130.
29. Неуньлов Б. А. Повышение плодородия почв рисовых полей Дальнего Востока. Владивосток.: Примор. кн. изд-во, 1961. 239 с.
30. Никольская В.В. Некоторые данные по палеогеографии озера Ханка // Тр. Ин-та географии АН СССР. 1925. Вып. 51. С. 215–225.
31. Никольская В.В. О нахождении костей трогонтериевого слона в четвертичных отложениях юга Советского Дальнего Востока // Пробл. физ. географии. М.: АН СССР, 1951. Вып. 17.
32. Новиков П.М. К генезису и эволюции почв Зейско-Буреинской равнины // Почвоведение. 1955. № 8. С. 13–25.
33. Поздняков А.В., Росликова В.И., Сохина Э.Н. О стационарном состоянии и развитии почвенного профиля // Почвы Дальнего Востока: тез. докл. Сов.-яп. симпоз. Хабаровск, 1978. С. 72–76.
34. Полевой определитель почв. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева РАСХН, 2008. 179 с.
35. Росликова В.И., Рыбачук Н.А., Короткий А.М. Атлас почв юга Дальнего Востока России: Приханкайская низменность. Владивосток: Дальнаука, 2010. 247 с.
36. Росликова В.И. Диагностика степени гидроморфности почв Приамурья по химическому составу марганцево-железистых конкреций: метод. рекомендации Владивосток: ДВО АН СССР. 1983. 42 с.
37. Росликова В.И. Карбонатные новообразования в луговых почвах на бескарбонатных отложениях Приханкайской низменности // Почвоведение. 1997. № 8. С. 952–957.
38. Росликова В.И. Конкреции в почвах Дальнего Востока // Природа. М.: Наука, 2015. С. 28–33.
39. Росликова В.И. Марганцево-железистые новообразования в почвах равнинных ландшафтов гумидной зоны. Владивосток: Дальнаука, 1996. 272 с.
40. Росликова В.И., Сохина Э.Н. Применение анализа конкреций для выяснения реликтовых признаков в современных почвах // Почвоведение. 1976. № 2. С. 131–136.
41. Росликова В.И., Озобихин В.И. Разнообразие луговых почв юга российского Дальнего Востока // Почвы Дальнего Востока России: генезис, география, картография, плодородие, рациональное использование и экологическое состояние (к 90-летию Г.И. Иванова): материалы IV Всерос. науч. конф. с междунар. участием, Владивосток, 26–29 августа 2014 г. Владивосток, 2014. С. 33–40.
42. Росликова В.И. Химическая и минералогическая характеристика буро-подзолистых, лугово-дерновых, оподзоленных, лугово-осолодевших почв Суйфуно-Ханкайской равнины: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1963. 24 с.
43. Росликова В.И., Короткий А.М. Mn-Fe конкрециеобразование в субаквальных ландшафтах континентального водоема (на примере озера Ханка) // Вестн. ДВО РАН. 1993. № 6. С. 57–65.
44. Рубцова Л.П. Материалы к познанию почвенного покрова юго-восточной части Зейско-Буреинской низменности // Почвенная и агролимнологическая характеристика южной части Зейско-Буреинского междуречья. Благовещенск, 1959. С. 29–44.
45. Седиментология. М.: Недра, 1989. 649 с.
46. Сохина Э.Н., Росликова В.И. Изучение динамики ландшафтов равнин юга советского Дальнего Востока в плейстоцене и голоцене (на примере Удиль-Кизинской и Суйфуно-Ханкайской депрессий) // Проблемы четвертичного периода. М.: Наука, 1972. С. 479–484.
47. Страхов Н.М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: Наука, 1971. 608 с.
48. Фролов В.Т. Литология. М.: Изд-во МГУ, 1993. Кн. 2. 406 с.
49. Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.: Наука, 1953. 653 с.
50. Шванов Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.Н. и др. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
51. Broecker W.S., Takahashi T. Calcium carbonate precipitation on the Bahama Banks // J. Geophys. Rev. 1966. Vol. 71. P. 79–282.
52. Microbial Sediments / eds Riding R.E., Awaramik S.M. Berlin: Springer-Verlag, 2000. 331 p.
53. Stocks-Fischer Sh., Galinat J.K., Bang S.S. Microbiological precipitation of CaCO₃ // Soil Biology and Biochemistry. 1999. Vol. 31. P. 1563–1571.