

Современные и реликтовые свойства почв лесостепных ландшафтов Западной Сибири

Т. Н. ЕЛИЗАРОВА, Л. Ю. ДИТЦ, А. И. СЫСО, Б. А. СМОЛЕНЦЕВ, А. В. ЧИЧУЛИН, Т. В. ЗЫБИНА

*Институт почвоведения и агрохимии СО РАН
630099 Новосибирск, ул. Советская, 18*

АННОТАЦИЯ

Эволюционно-генетической особенностью почв и пород юга Западно-Сибирской равнины является присутствие в них морфологических и литохимических свидетельств периодической смены условий лито- и педогенеза, выявляемых комплексом палеогеографических, морфолого-литологических и индикационно-геохимических методов. На примере почв черноземно-солонцового ряда лесостепных ландшафтов Барабинской равнины показано циклическое профильное изменение физико-химических свойств, распределения гранулометрических фракций, содержания макро- и микроэлементов, водорастворимых солей, карбонатов и гипса. Сделано заключение, что активизация процессов выветривания и почвообразования в голоцене и верхнем плейстоцене, сопровождающаяся постлитогенной трансформацией минеральной основы почв, ограничивается глубиной 60–70 см. Глубже залегающие горизонты, возможно, сохраняют реликтовые свойства, соответствующие предшествующим стадиям лито- и педогенеза.

ВВЕДЕНИЕ

В изучении генезиса и эволюции почв важное значение имеет комплексное использование почвенных (профильного, морфологического, сравнительно-исторического и др.), а также геологических и геохимических (палеоклиматического и палеогеохимического и т. д.) методов исследований. Они позволяют выявить в почвенной толще эволюционные закономерности формирования ее состава и свойств в зависимости от геологических и биоклиматических фаз развития территории, в течение которых менялось направление почвообразования.

По данным многих исследователей, почвы Западно-Сибирской равнины являются полигенетическими образованиями, неоднородность литологического и литохимического состава которых обусловлена дву- и даже многочленностью почвообразующих пород [1, стр. 139]. В строении, составе и свойствах таких почв

отразились неоднократные смены условий осадконакопления и почвообразования, которые можно диагностировать. Барабинская равнина и Приобское плато – уникальные природные полигоны для познания эволюции почв, солевого состава почв, пород и вод [2], разработки проблем климатостратиграфии осадочных отложений голоцена [3], поскольку на их территории особенности изменения палеогеографических обстановок в послеледниковый период нашли яркое проявление в почвах.

Современный рельеф Обь-Иртышского междуречья исключительно молодой, около 70 тыс. лет назад здесь существовала почти плоская равнина с озерами и слабоврезанными мелкими речными долинами.

Стратиграфия глубоких почвенных разрезов и лессовых отложений указывает на циклические колебания в плейстоцене климата Западной Сибири, самые длительные из них (0,02–0,10 млн лет), обусловленные измене-

нием орбитальных параметров планеты, приводили к оледенениям [4]. Короткие изменения климата связаны с активностью Солнца. В голоцене их периодичность составляла 2 тыс. лет, 500–600 лет, 20–22 года [2].

Существенное значение для современных почв имело последнее Сартанское оледенение. Связанные с ним климатические колебания способствовали усилению водного стока и эоловым процессам, циклической смене осадконакопления и почвообразования. Как полагают [5], последнее крупное обводнение Западно-Сибирской равнины произошло 18–20 тыс. лет назад, когда большая часть ее территории была занята Мансийским озером-морем, уровень вод которого достигал абсолютных отметок 128–130 м. После сброса его вод строение рельефа равнины приобрело современный облик, сохранивший от фазы обводнения несколько уровней широких ступеней речных и озерных террас. На Барабинской равнине в настоящее время на более высоких ступенях формируются полигенетические равнины с наложением фаз субаэрального развития, низменные равнины с отметками поверхности менее 110 м сохраняют озерно-аллювиальный режим. Почвенный покров увалистой поверхности, подверженной обводнению, повсеместно осолонцован и по контурам предполагаемого обводнения в значительной степени засолен [6, 7].

В начале плейстоцена на юге равнины стали формироваться ритмично-слоистые толщи лессовидных отложений субаэрального генезиса. Они включают несколько педолитогенных комплексов (ритмопачек), состоящих из гумусированного, преимущественно некарбонатного, горизонта погребенной почвы, подстилаемой породой древней окарибаченной зоны аэрации и породой водоносного слоя [6, 8, 9]. Наиболее древними ритмично-слоистыми субаэральными отложениями Приобского плато являются суглинки краснодубровской свиты нижне-среднечетвертичного возраста. На востоке и северо-востоке Барабинской равнины и западных склонах Приобского плато распространены отложения федосовской свиты нижне-среднечетвертичного возраста, являющиеся аквальным аналогом пород краснодубровской свиты.

Процесс формирования большей части современных почв юга Западной Сибири, на-

чавшийся в конце плейстоцена – начале голоцена, примерно 9000–10 000 лет назад, менялся и даже прерывался в климатически обусловленные отрезки времени. При этом часть почвенных горизонтов уничтожалась в результате водной и ветровой эрозии или, напротив, древние почвы перекрывались осадочными отложениями при их аквальной или эоловой аккумуляции, а затем на освободившихся или накопившихся породах почвообразование вновь продолжалось.

И. М. Гаджиев [10] на примере почв южной тайги Западной Сибири показал, что свойства и минеральный состав почв (остаточное накопление инертных минералов и входящих в их состав элементов), приобретенные в предшествующую фазу развития, не исчезают длительное время. Состав органического вещества и поглощенных оснований претерпел множество последовательных изменений, имеющих циклический характер, которые суммируются во времени и способствуют эволюции почв в целом.

Цель настоящего исследования заключалась в детальном изучении эволюционно-генетических особенностей почв северной лесостепи Барабинской равнины.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования пространственного и профильного изменения состава и свойств геохимически сопряженных почв проведены на опытном участке “Урочище Маракинское”.

Представленные в статье материалы полевых наблюдений и аналитические данные о составе и свойствах генетически сопряженных почв, сформированных на отложениях федосовской свиты, характеризуют их изменение от вершин локальных водоразделов (возвышенностей, грив) до депрессий. Полевой отбор проб выполнен методом детального глубокопрофильного послойного отбора образцов почв и почвообразующих пород сплошной колонкой. Лабораторные исследования включали полный набор определений основных генетических свойств почв и пород, их макро- и микроэлементного состава, а также анализы минерализации и химического состава природных вод.

На основе данных валового содержания макро- и микроэлементов в исследуемых поч-

вах рассчитаны значения литохимических индексов и геохимических индикаторов, которые в настоящее время находят все большее применение в почвенно-генетических исследованиях [11]. Литохимический индекс $CIA = 100 \times Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$ характеризует степень выветрелости почв и пород и их минералогические особенности. Литохимический индекс $CIW = (Fe_2O_3 + CaO + MgO + Na_2O + K_2O + TiO_2) / Al_2O_3$ отражает степень зрелости тонкой алюмосиликокластики [12, 13].

Основной методический подход проведенного исследования – эволюционно-генетический, рассматривающий изменение почвенного профиля во времени. Расчленение почвенно-грунтовой толщи по составу и свойствам соответственно наблюдаемым или бывшим факторам почвообразования, характерному времени ее формирования осуществлено с учетом теоретических разработок В. А. Ковды [14], И. М. Гаджиева [10] и других исследователей.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Разрез 1. Чернозем обыкновенный средне-мощный среднегумусный легкоглинистый.

Исследуемые черноземы распространены локально и занимают лишь вершины водоразделов и верхние склоны грив с абсолютными отметками поверхности 136–142 м. Комплексность почвенного покрова этих участков невысокая.

Профиль чернозема характеризуется сильной перерытостью землероями. В связи с неглубоким промачиванием почвенного профиля карбонатный горизонт залегает на глубине около 30 см. Максимальное скопление карбонатов в виде прослоек и плотных стяжений приурочено ко второй половине верхней метровой толщи (50–100 см). К морфологическим особенностям строения почвенного профиля относятся: сравнительно однородная темная окраска гумусового горизонта, слабая оструктуренность почв, языковатость переходов между генетическими горизонтами, наличие слабо выраженных признаков осолодения и солонцеватости. Слабоминерализованные грунтовые воды залегают на глубине более 6 м и участия в почвообразовании не принимают.

Исследования показали, что гранулометрический состав почвенной толщи чернозема обыкновенного имеет четко выраженный ритмичный характер изменения по вертикали (табл. 1). Максимальное накопление илистых частиц (менее 0,001 мм) обнаруживается на глубине 35–45, 100–110, 120–130 см, выше и ниже их расположены горизонты почв с меньшим содержанием ила, что свидетельствует о наличии в почвенно-грунтовой толще как минимум двух педолитогенных комплексов, имеющих элювильно-иллювиальный характер распределения вещества. Нижняя граница первого педолитогенного комплекса залегает на глубине 70–80 см, а второго – на глубине 120–130 см.

В изученных черноземах гумусонакопление выражено преимущественно в горизонте Апах, где его содержание составляет 7,3–6,2 %. Мощность гумусового горизонта (А+АВ) 50 см, вниз по профилю содержание гумуса постепенно убывает (табл. 2). Емкость катионного обмена (ЕКО) в гумусовом горизонте составляет 30,5–37,2 мг-экв/100 г, на долю поглощенного магния приходится 9–10, а на триа – 1–2 %.

Вертикальное распределение по профилю карбонатов и гипса имеет элювиально-иллювиальный характер. В слое 0–30 см карбонаты практически отсутствуют, максимум их скопления находится на глубине 50–100 см. Содержание сульфатов гипса невелико: максимум его – на глубине 55–65 см (см. табл. 2). Гипс присутствует во всех горизонтах почвы, в том числе и в верхних бескарбонатных (0–30 см). Химический анализ водной вытяжки указывает на преимущественно гидрокарбонатно-кальциевый состав водорастворимых солей исследуемых черноземов (табл. 3). В горизонтах В1са и В2са в составе водных вытяжек присутствует в небольшом количестве углекислый натрий (0,02–0,05 мг-экв/100 г почвы), что хорошо согласуется с высокой величиной $pH_{\text{водн}}$ (8,0–8,1). Вертикальное распределение содержания водорастворимых солей HCO_3^- , SO_4^{2-} и Ca^{2+} имеет два максимума.

В педолитогенных комплексах сверху вниз увеличиваются количество ила (см. табл. 1) и валовое содержание Si, Al, Fe (табл. 4). Обогащенность подповерхностных внутрипочвен-

Гранулометрический состав исследуемых почв (расчет на сухую навеску)

| Горизонт | Глубина взятия образцов, см | Потеря от обра- ботки HCl, % | Доля частиц диаметром (мм), % | | | | | | |
|------------------------------|--------------------------------------|---------------------------------------|-------------------------------|-----------|-----------|------------|-------------|--------|-------|
| | | | 1-0,25 | 0,25-0,05 | 0,05-0,01 | 0,01-0,005 | 0,005-0,001 | <0,001 | <0,01 |
| <i>Чернозем обыкновенный</i> | | | | | | | | | |
| Апах | 0-10 | 1,6 | 0,5 | 9,5 | 23,8 | 10,6 | 16,4 | 37,6 | 64,6 |
| | 10-23 | 1,5 | 0,6 | 11,1 | 22,8 | 11,1 | 16,8 | 36,1 | 64,0 |
| А1 | 23-30 | 2,8 | 1,0 | 9,8 | 21,1 | 11,3 | 14,4 | 39,6 | 65,3 |
| АВ | 35-45 | 0,6 | 0,7 | 10,8 | 20,6 | 9,2 | 14,0 | 44,1 | 67,3 |
| В1са | 55-65 | 12,8 | 0,9 | 11,1 | 16,6 | 9,8 | 11,0 | 37,8 | 58,6 |
| | 70-80 | 15,4 | 0,7 | 17,7 | 15,0 | 8,4 | 8,4 | 34,4 | 51,2 |
| В2са | 85-95 | 14,0 | 0,6 | 16,9 | 11,4 | 12,2 | 9,7 | 35,2 | 57,1 |
| В3са | 100-110 | 13,0 | 0,6 | 22,3 | 15,1 | 4,7 | 7,2 | 36,6 | 49,5 |
| | 120-130 | 11,9 | 1,0 | 20,6 | 12,0 | 11,0 | 9,2 | 34,3 | 54,5 |
| Сса | 140-150 | 0,5 | 0,8 | 31,6 | 14,4 | 7,1 | 9,4 | 36,2 | 52,7 |
| <i>Лугово-черноземная</i> | | | | | | | | | |
| Апах | 0-10 | 1,3 | 0,4 | 9,7 | 22,5 | 11,2 | 15,5 | 39,4 | 66,1 |
| | 10-20 | 1,2 | 0,3 | 13,3 | 20,6 | 11,2 | 15,7 | 37,7 | 64,6 |
| АВ | 23-35 | 0,6 | 0,4 | 12,5 | 20,3 | 8,8 | 16,0 | 41,4 | 66,2 |
| В1са | 40-50 | 0,8 | 0,4 | 12,9 | 19,8 | 10,5 | 13,0 | 42,6 | 66,1 |
| | 60-70 | 19,4 | 0,2 | 10,6 | 19,0 | 8,0 | 9,1 | 33,7 | 50,8 |
| В2са | 85-95 | 14,2 | 0,4 | 16,4 | 17,6 | 11,4 | 4,8 | 35,2 | 51,4 |
| В3саг | 120-130 | 14,6 | 0,6 | 23,1 | 11,8 | 6,5 | 14,0 | 29,4 | 49,9 |
| Ссаг | 150-160 | 10,7 | 0,5 | 28,3 | 11,4 | 5,4 | 8,1 | 34,8 | 49,1 |
| <i>Солонец глубокий</i> | | | | | | | | | |
| Апах | 0-10 | 1,5 | 0,8 | 15,7 | 22,6 | 12,0 | 15,5 | 31,9 | 59,4 |
| | 10-20 | 2,0 | 0,6 | 14,3 | 22,6 | 11,3 | 16,2 | 33,0 | 60,5 |
| В1 | 20-27 | 1,9 | 0,5 | 15,1 | 19,8 | 9,4 | 15,3 | 38,0 | 62,7 |
| | 27-34 | 12,2 | 0,5 | 1,7 | 19,6 | 9,3 | 10,7 | 46,0 | 66,0 |
| В2са | 34-42 | 2,4 | 0,6 | 14,1 | 21,9 | 8,0 | 15,7 | 37,3 | 61,0 |
| | 42-50 | 11,7 | 0,5 | 19,9 | 21,8 | 9,7 | 18,8 | 17,6 | 46,1 |
| В3са | 50-60 | 25,3 | 0,3 | 12,0 | 16,6 | 7,5 | 11,7 | 26,6 | 45,8 |
| | 60-70 | 20,4 | 0,5 | 16,8 | 16,6 | 10,2 | 5,7 | 29,8 | 45,7 |
| В3са | 70-80 | 18,3 | 0,5 | 22,9 | 14,8 | 7,1 | 12,0 | 24,4 | 43,5 |
| | 80-90 | 17,8 | 0,6 | 24,8 | 13,1 | 6,2 | 12,2 | 25,3 | 43,7 |
| С1са | 90-100 | 15,4 | 0,7 | 28,4 | 13,0 | 7,6 | 11,6 | 23,3 | 42,5 |
| | 100-110 | 20,6 | 0,7 | 17,7 | 15,2 | 5,8 | 13,2 | 26,8 | 45,8 |
| | 110-120 | 13,0 | 0,8 | 30,4 | 10,6 | 5,5 | 9,9 | 29,8 | 45,2 |
| С2са | 120-130 | 12,7 | 0,4 | 36,7 | 19,4 | 7,0 | 7,2 | 16,6 | 30,8 |
| | 130-140 | 12,1 | 0,3 | 30,8 | 17,4 | 8,3 | 16,5 | 14,6 | 39,4 |
| | 140-150 | 12,1 | 0,6 | 31,3 | 18,4 | 8,2 | 16,2 | 13,2 | 37,6 |
| | 150-160 | 12,2 | 0,8 | 32,9 | 16,1 | 7,1 | 15,3 | 15,6 | 38,0 |
| | 160-170 | 12,2 | 0,6 | 37,8 | 16,2 | 7,9 | 15,6 | 15,7 | 39,2 |
| Дса | 190-210 | 12,4 | 1,7 | 37,2 | 17,6 | 7,9 | 8,7 | 14,5 | 31,1 |
| | 210-230 | 12,4 | 1,4 | 33,1 | 12,1 | 5,1 | 9,4 | 26,5 | 41,0 |
| | 230-250 | 12,9 | 0,8 | 33,7 | 15,2 | 5,8 | 15,0 | 16,6 | 37,4 |

Физико-химические свойства и химический состав почв

| Горизонт | Глубина взятия образцов, см | рН _{водн.} | ЕКО | Na _{обм.} | Поглощенные катионы, % от ЕКО | | | Гумус | SO ₄ гипса | CaCO ₃ |
|------------------------------|--------------------------------------|---------------------|---------|--------------------|----------------------------------|---------|---------|-------|-----------------------|-------------------|
| | | | | | мг-экв/100 г почвы | Na | Ca | | | |
| <i>Чернозем обыкновенный</i> | | | | | | | | | | |
| Апах | 0-10 | 7,7 | 37,2 | 0,5 | 1,3 | 89,0 | 9,7 | 7,0 | 0,08 | Нет |
| | 10-23 | 7,6 | 37,5 | 0,5 | 1,4 | 88,7 | 9,9 | 7,3 | 0,17 | » |
| А | 23-30 | 7,5 | 35,7 | 0,5 | 1,5 | 89,0 | 9,5 | 6,2 | 0,17 | » |
| АВса | 35-45 | 7,7 | 30,5 | 0,5 | 1,7 | 88,1 | 10,2 | 2,3 | 0,16 | » |
| В1са | 55-65 | 7,9 | 28,8 | Не опр. | Не опр. | 78,9 | 21,0 | 0,8 | 0,27 | 8,9 |
| | 70-80 | 8,0 | 26,2 | » | » | 77,9 | 22,7 | 0,4 | 0,11 | 11,8 |
| В2са | 85-95 | 8,1 | 26,8 | » | » | 71,8 | 28,2 | 0,3 | 0,13 | 11,0 |
| ВСса | 100-110 | 8,0 | 26,2 | » | » | 68,5 | 31,5 | 0,3 | 0,09 | 10,6 |
| | 120-130 | 8,1 | 26,0 | » | » | 65,7 | 34,3 | » | 0,11 | 9,3 |
| Сса | 140-150 | 8,0 | 27,2 | » | » | 57,6 | 42,4 | » | 0,16 | 7,6 |
| <i>Лугово-черноземная</i> | | | | | | | | | | |
| Апах | 0-10 | 7,1 | 38,3 | 0,6 | 1,5 | 87,7 | 10,8 | 6,1 | 0,05 | Нет |
| | 10-22 | 7,3 | 32,8 | 0,7 | 2,1 | 85,7 | 12,2 | 6,0 | 0,10 | » |
| АВ | 22-35 | 7,4 | 26,4 | 0,2 | 0,9 | 85,1 | 14,0 | 3,1 | 0,09 | 0,2 |
| В1са | 40-50 | 7,7 | 28,3 | 0,8 | 2,9 | 84,5 | 12,6 | 1,3 | 0,11 | 0,2 |
| | 60-70 | 7,9 | 25,6 | Не опр. | Не опр. | 69,8 | 30,2 | 0,8 | 0,15 | 14,4 |
| В2са | 85-95 | 8,0 | 24,6 | » | » | 47,5 | 52,5 | 0,6 | 0,18 | 11,0 |
| ВСсаг | 120-130 | 8,1 | 25,4 | » | » | 29,9 | 70,1 | 0,3 | 0,14 | 10,6 |
| Ссаг | 150-160 | 8,0 | 23,6 | » | » | 20,8 | 79,2 | 0,3 | 0,17 | 8,5 |
| <i>Солонец глубокий</i> | | | | | | | | | | |
| Апах | 0-10 | 6,9 | 34,3 | 1,0 | 2,9 | Не опр. | Не опр. | 5,7 | Нет | Нет |
| | 10-20 | 6,8 | 34,6 | 1,3 | 3,8 | » | » | 5,7 | » | » |
| В1 | 20-27 | 7,2 | 31,3 | 2,6 | 8,3 | » | » | 4,3 | 0,02 | 0,2 |
| | 27-34 | 7,5 | 30,7 | 4,0 | 10,8 | » | » | 2,5 | Нет | 0,2 |
| В2са | 34-42 | 7,9 | 27,5 | 4,2 | 9,4 | » | » | 1,9 | » | 0,4 |
| В3са | 42-50 | 8,6 | 25,1 | 4,2 | 16,7 | » | » | 0,8 | 0,05 | 8,2 |
| | 50-60 | 9,1 | 16,7 | 3,9 | 23,4 | » | » | 0,5 | 0,09 | 21,1 |
| | 60-70 | 9,3 | 13,3 | 4,2 | 31,5 | » | » | 0,5 | 0,07 | 16,8 |
| | 70-80 | 9,3 | 13,4 | 3,9 | 29,1 | » | » | 0,3 | 0,08 | 14,0 |
| ВСса | 80-90 | 9,3 | 14,2 | 4,2 | 29,6 | » | » | 0,3 | 0,06 | 13,8 |
| | 90-100 | 9,2 | 14,4 | 3,9 | 27,0 | » | » | 0,3 | 0,05 | 11,6 |
| С1са | 100-110 | 9,1 | Не опр. | 3,7 | Не опр. | » | » | 0,3 | 0,05 | 11,2 |
| | 110-120 | 9,1 | » | 3,4 | » | » | » | 0,3 | 0,05 | 9,7 |
| | 130-140 | 9,0 | » | 2,7 | » | » | » | 0,3 | 0,05 | 9,0 |
| С2са | 150-160 | 9,0 | » | 2,9 | » | » | » | 0,2 | 0,05 | 9,5 |
| | 160-170 | 8,9 | » | 2,4 | » | » | » | 0,3 | 0,06 | 9,0 |
| | 210-230 | 8,8 | » | 1,8 | » | » | » | 0,3 | 0,05 | 9,9 |
| Дса | 230-250 | 8,8 | » | 1,5 | » | м | » | 0,2 | 0,05 | 9,9 |

*Без вычета SO₄ водной вытяжки.

Химический состав водной вытяжки почв

| Горизонт | Глубина взятия об- разцов, см | рН | Плотный остаток | Сумма солей | HCO_3^- | Cl^- | SO_4^{2-} | Ca^{2+} | Mg^{2+} | Na^+ | K^+ | | |
|------------------------------|-------------------------------------|------|--------------------|----------------|------------------|---------------|--------------------|------------------|------------------|---------------|--------------|---|--------------------|
| | | | | | | | | | | | | % | Мг-экв/100 г почвы |
| <i>Чернозем обыкновенный</i> | | | | | | | | | | | | | |
| Апах | 0-10 | 7,70 | 0,066 | 0,041 | 0,44 | 0,07 | 0,06 | 0,35 | 0,12 | 0,05 | 0,05 | | |
| | 10-23 | 7,55 | 0,041 | 0,038 | 0,38 | 0,06 | 0,06 | 0,37 | 0,12 | 0,05 | 0,04 | | |
| АВса | 35-45 | 7,72 | 0,037 | 0,053 | 0,56 | 0,07 | 0,10 | 0,38 | 0,11 | 0,08 | 0,02 | | |
| В1са | 55-65 | 7,94 | 0,077 | 0,072 | 0,78 | 0,06 | 0,06 | 0,64 | 0,14 | 0,09 | 0,02 | | |
| | 70-80 | 7,85 | 0,095 | 0,070 | 0,80 | 0,06 | 0,04 | 0,56 | 0,13 | 0,11 | 0,02 | | |
| В2са | 85-95 | 7,95 | 0,071 | 0,069 | 0,80 | 0,04 | 0,04 | 0,62 | 0,16 | 0,10 | 0,02 | | |
| ВСса | 100-110 | 8,03 | 0,076 | 0,070 | 0,78 | 0,05 | 0,06 | 0,55 | 0,18 | 0,12 | 0,02 | | |
| | 120-130 | 8,08 | 0,079 | 0,067 | 0,73 | 0,04 | 0,08 | 0,57 | 0,19 | 0,12 | 0,01 | | |
| Сса | 140-150 | 8,02 | 0,080 | 0,075 | 0,78 | 0,06 | 0,15 | 0,53 | 0,22 | 0,14 | 0,02 | | |
| <i>Лугово-черноземная</i> | | | | | | | | | | | | | |
| Апах | 0-10 | 7,42 | 0,001 | 0,033 | 0,32 | 0,06 | 0,04 | 0,26 | 0,11 | 0,07 | 0,03 | | |
| | 10-22 | 7,36 | 0,001 | 0,029 | 0,26 | 0,05 | 0,04 | 0,27 | 0,12 | 0,06 | 0,04 | | |
| АВ | 22-35 | 7,44 | 0,003 | 0,033 | 0,30 | 0,05 | 0,04 | 0,35 | 0,10 | 0,09 | 0,02 | | |
| В1са | 40-50 | 7,65 | 0,075 | 0,063 | 0,71 | 0,06 | 0,06 | 0,47 | 0,16 | 0,15 | 0,01 | | |
| | 60-70 | 7,90 | 0,080 | 0,071 | 0,80 | 0,06 | 0,04 | 0,48 | 0,16 | 0,22 | 0,02 | | |
| В2са | 85-95 | 7,95 | 0,091 | 0,080 | 0,88 | 0,05 | 0,04 | 0,31 | 0,21 | 0,52 | 0,02 | | |
| ВСсаг | 120-130 | 8,07 | 0,092 | 0,094 | 1,03 | 0,07 | 0,04 | 0,18 | 0,26 | 0,83 | 0,02 | | |
| Сса | 150-160 | 8,03 | 0,120 | 0,112 | 1,14 | 0,07 | 0,15 | 0,08 | 0,29 | 1,16 | 0,02 | | |
| <i>Солонец глубокий</i> | | | | | | | | | | | | | |
| Апах | 0-10 | 6,91 | 0,095 | 0,040 | 0,28 | 0,10 | 0,15 | 0,19 | 0,11 | 0,26 | 0,02 | | |
| | 10-20 | 7,01 | 0,126 | 0,040 | 0,32 | 0,10 | 0,27 | 0,10 | 0,08 | 0,33 | 0,03 | | |
| В1 | 20-34 | 7,37 | 0,186 | 0,086 | 0,68 | 0,08 | 0,35 | 0,15 | 0,13 | 0,78 | 0,04 | | |
| В2са | 34-42 | 7,35 | 0,261 | 0,119 | 0,84 | 0,14 | 0,63 | 0,19 | 0,28 | 1,05 | 0,05 | | |
| | 42-50 | 7,81 | 0,209 | 0,158 | 1,68 | 0,12 | 0,10 | 0,18 | 0,16 | 1,72 | 0,01 | | |
| В3са | 50-60 | 8,08 | 0,203 | 0,178 | 1,92 | 0,12 | 0,10 | 0,17 | 0,22 | 1,96 | 0,01 | | |

| | | | | | | | | | | | |
|------|---------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|
| BCca | 60-70 | 8,13 | 0,182 | 0,181 | 1,84 | 0,12 | 0,25 | 0,12 | 0,21 | 2,03 | 0,01 |
| | 70-80 | 8,23 | 0,197 | 0,165 | 1,76 | 0,14 | 0,06 | 0,10 | 0,23 | 1,91 | 0,01 |
| | 80-90 | 8,33 | 0,160 | 0,171 | 1,84 | 0,14 | 0,10 | 0,13 | 0,22 | 1,82 | 0,01 |
| C1ca | 90-100 | 8,33 | 0,169 | 0,160 | 1,68 | 0,10 | 0,13 | 0,13 | 0,16 | 1,78 | 0,01 |
| | 100-110 | 7,98 | 0,144 | 0,141 | 1,36 | 0,14 | 0,21 | 0,14 | 0,17 | 1,60 | 0,01 |
| | 110-120 | 7,99 | 0,143 | 0,127 | 1,16 | 0,26 | 0,19 | 0,13 | 0,18 | 1,41 | 0,01 |
| C2ca | 120-130 | 7,93 | 0,128 | 0,132 | 1,27 | 0,16 | 0,23 | 0,13 | 0,20 | 1,45 | 0,01 |
| | 130-140 | 7,94 | 0,115 | 0,125 | 1,20 | 0,12 | 0,25 | 0,14 | 0,18 | 1,29 | 0,01 |
| | 140-150 | 7,95 | 0,111 | 0,121 | 1,16 | 0,12 | 0,25 | 0,15 | 0,32 | 1,21 | 0,01 |
| Dca | 150-160 | 8,14 | 0,128 | 0,123 | 1,16 | 0,14 | 0,27 | 0,12 | 0,20 | 1,16 | 0,01 |
| | 160-170 | 7,96 | 0,108 | 0,108 | 1,04 | 0,14 | 0,19 | 0,13 | 0,28 | 1,08 | 0,01 |
| | 190-210 | 7,87 | 0,081 | 0,107 | 1,08 | 0,14 | 0,13 | 0,17 | 0,29 | 0,89 | 0,02 |
| | 210-230 | 7,94 | 0,096 | 0,095 | 1,00 | 0,10 | 0,06 | 0,15 | 0,28 | 0,75 | 0,01 |
| | 230-250 | 7,74 | 0,084 | 0,083 | 0,92 | 0,10 | 0,06 | 0,09 | 0,28 | 0,65 | 0,02 |
| | | | | | | | | | | | |

П р и м е ч а н и е. CO₃²⁻ - нег.

ных горизонтов, особенно АВ (30-50 см), кремнеземом и полуторными окислами является, по всей видимости, причиной быстрого сильного ощелачивания профиля при растворении и выносе карбонатов кальция и проявления процесса осолодения. Сдерживанию процессов ощелачивания способствовало остепнение обсыхающих почв, сопровождающееся новообразованием гипса и насыщением почвенного поглощающего комплекса кальцием.

Горизонт максимального скопления карбонатов В1са на глубине 50-80 см может рассматриваться как переходный между двумя педолитогенными комплексами, поскольку он имеет в своей нижней части на глубине 70-80 см четко выраженные морфологические признаки повышенного гидроморфизма за счет периодического поступления вод атмосферного происхождения.

Разрез 2. Лугово-черноземная солонцеватая маломощная легкоглинистая почва.

Лугово-черноземные почвы разной степени солонцеватости залегают на средних и верхних частях склонов грив и в сравнении с черноземами обыкновенными занимают большую площадь на исследуемом участке. Они характеризуются обеспеченным стоком поверхностных вод и сравнительно глубоким залеганием грунтовых вод (3-4 м). Однако легкоглинистый гранулометрический состав способствует повышенной водоудерживающей способности почв и сезонному поднятию грунтовых вод по капиллярам до 2,5-3,5 м. В результате внутрпочвенного испарения минерализованных грунтовых вод в летне-осенний период происходит небольшое накопление водорастворимых солей в нижней части профиля на глубине 150-160 см.

Отмеченная ритмическая закономерность в строении вертикального профиля автоморфных почв по гранулометрическому составу отмечается и в полугидроморфных почвах - лугово-черноземных и солонцах, где она иногда выражена даже более отчетливо (см. табл. 1). По гранулометрическому составу лугово-черноземные солонцеватые почвы и черноземы обыкновенные схожи. Верхняя полуметровая толща глинистая с преобладанием пылевато-иловатых фракций, а ниже лежащая - тяжелосуглинистая с преобладанием крупнопылевато-иловатых, либо песча-

Валовой химический состав почв

| Горизонт | Глубина взятия об- разцов, см | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | TiO ₂ | MnO | SO ₃ | P ₂ O ₅ |
|------------------------------|-------------------------------------|------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|------------------|-------------------|------------------|------|-----------------|-------------------------------|
| | | % от прокаленной почвы | | | | | | | | | | |
| <i>Чернозем обыкновенный</i> | | | | | | | | | | | | |
| Апах | 0-10 | 59,14 | 15,25 | 5,00 | 2,10 | 1,41 | 2,12 | 1,22 | 0,67 | 0,09 | 0,34 | 0,23 |
| Апах | 10-23 | 59,97 | 14,50 | 4,80 | 2,10 | 1,41 | 2,03 | 1,28 | 0,64 | 0,10 | 0,30 | 0,23 |
| АВ | 35-45 | 61,21 | 16,66 | 5,59 | 1,54 | 1,81 | 1,76 | 1,20 | 0,75 | 0,09 | 0,26 | 0,14 |
| В1са | 55-65 | 56,84 | 14,54 | 5,19 | 8,41 | 1,31 | 2,08 | 1,30 | 0,67 | 0,08 | 0,26 | 0,11 |
| В2са | 85-95 | 57,77 | 13,63 | 5,00 | 9,25 | 1,01 | 1,82 | 1,29 | 0,62 | 0,09 | 0,21 | 0,09 |
| ВСса | 120-130 | 60,13 | 13,48 | 4,60 | 8,41 | 1,01 | 1,81 | 1,38 | 0,61 | 0,09 | 0,21 | 0,08 |
| Сса | 140-150 | 60,85 | 14,58 | 5,00 | 7,57 | 0,91 | 1,94 | 1,43 | 0,64 | 0,08 | 0,21 | 0,08 |
| <i>Лугово-черноземная</i> | | | | | | | | | | | | |
| Апах | 0-10 | 59,13 | 14,93 | 4,80 | 3,65 | 0,4 | 2,05 | 1,32 | 0,68 | 0,09 | 0,17 | 0,17 |
| | 10-22 | 59,71 | 14,50 | 4,80 | 3,51 | 0,4 | 2,08 | 1,42 | 0,66 | 0,10 | 0,17 | 0,16 |
| АВ | 22-35 | 60,42 | 15,50 | 5,59 | 3,36 | 0,5 | 1,98 | 1,32 | 0,73 | 0,09 | 0,17 | 0,12 |
| В1са | 40-50 | 61,61 | 16,31 | 5,59 | 1,96 | 1,92 | 1,9 | 1,32 | 0,75 | 0,07 | 0,17 | 0,11 |
| | 60-70 | 62,72 | 12,90 | 4,60 | 9,81 | 2,22 | 1,29 | 1,40 | 0,64 | 0,07 | 0,17 | 0,10 |
| В2са | 85-95 | 58,47 | 12,85 | 4,80 | 7,01 | 2,62 | 1,74 | 1,27 | 0,61 | 0,07 | 0,13 | 0,09 |
| ВСса | 120-130 | 60,34 | 13,37 | 5,00 | 5,61 | 2,62 | 1,95 | 1,48 | 0,62 | 0,07 | 0,13 | 0,09 |
| <i>Солонец глубокий</i> | | | | | | | | | | | | |
| Апах | 0-10 | 63,52 | 14,33 | 4,40 | 2,52 | 0,81 | 1,67 | 1,46 | 0,63 | 0,10 | 0,30 | 0,13 |
| | 10-20 | 63,62 | 14,58 | 4,80 | 1,96 | 1,31 | 1,60 | 1,25 | 0,68 | 0,10 | 0,34 | 0,14 |
| В1 | 20-34 | 63,75 | 14,54 | 5,19 | 1,82 | 1,31 | 1,73 | 1,45 | 0,68 | 0,09 | 0,26 | 0,12 |
| В2са | 34-42 | 61,42 | 15,54 | 5,59 | 1,96 | 1,31 | 1,49 | 1,27 | 0,68 | 0,07 | 0,26 | 0,11 |
| В3са | 50-60 | 50,70 | 11,79 | 4,59 | 11,64 | 2,72 | 1,44 | 2,35 | 0,67 | 0,06 | 0,43 | 0,10 |
| ВСса | 70-80 | 55,61 | 15,36 | 4,59 | 8,41 | 2,72 | 1,81 | 1,42 | 0,60 | 0,06 | 0,56 | 0,08 |
| С1са | 90-100 | 58,57 | 13,50 | 4,20 | 6,87 | 2,62 | 1,84 | 1,45 | 0,60 | 0,08 | 0,39 | 0,08 |
| | 110-120 | 59,09 | 14,43 | 4,20 | 6,87 | 1,81 | 1,88 | 1,44 | 0,60 | 0,08 | 0,34 | 0,08 |
| С2са | 130-140 | 60,22 | 14,88 | 4,29 | 5,33 | 2,62 | 1,89 | 1,53 | 0,64 | 0,07 | 0,39 | 0,08 |
| | 150-160 | 60,53 | 14,76 | 4,39 | 5,47 | 2,32 | 1,87 | 1,59 | 0,62 | 0,07 | 0,56 | 0,09 |
| | 190-210 | 60,95 | 13,58 | 4,20 | 5,61 | 2,32 | 1,87 | 1,48 | 0,60 | 0,09 | 0,77 | 0,09 |
| Дса | 230-250 | 60,61 | 14,19 | 4,39 | 5,61 | 2,62 | 1,84 | 1,43 | 0,59 | 0,09 | 0,30 | 0,09 |

но-иловатых фракций. В лугово-черноземной солонцеватой почве, как и в черноземе обыкновенном, илестые частицы накапливаются в горизонте АВ, второй максимум их накопления отмечается в горизонте В2са (85–95 см), а третий – в горизонте Ссаg (150–160 см) (см. табл. 1). По содержанию фракции физической глины профиль менее дифференцирован, поэтому толща лугово-черноземной почвы, как и чернозема обыкновенного, может быть подразделена на два педолитогенных комплекса, граница между которыми залегает в горизонте В2са на глубине около 70 см.

Морфологическое строение лугово-черноземной солонцеватой почвы отличается от чернозема обыкновенного в основном меньшей мощностью гумусового горизонта (А + АВ), составляющей 35 см, более выраженной солонцеватостью в горизонтах АВ (22–35 см), В1са (35–80 см), В2са (80–100) см, отчетливо проявляющимися признаками гидроморфизма в верхней части горизонта В1са (35–80 см).

В горизонте А лугово-черноземной солонцеватой почвы содержание гумуса ниже, чем в черноземе (см. табл. 2). Несколько ниже в нем и среднее значение ЕКО, но выше содержание поглощенных магния и натрия.

Вертикальное распределение по профилю карбонатов и гипса имеет элювиально-иллювиальный характер. В верхних 0–20 см карбонаты практически отсутствуют, максимум их скопления отмечен в горизонте В1са (60–70 см). Содержание гипса и водорастворимых солей в целом невелико (см. табл. 3). Верхняя полуметровая толща лугово-черноземной почвы в сравнении с черноземом более промыта от солей. В лугово-черноземных почвах в горизонтах глубже 70 см гипса и водорастворимых солей содержится больше, чем в черноземах обыкновенных. Гипс, как и в черноземе обыкновенном, присутствует в некарбонатном пахотном слое. В гумусовом горизонте (0–35 см) преобладают гидрокарбонатно-кальциевые соли, в остальных горизонтах состав солей водной вытяжки содовый (гидрокарбонатно-натриевый). В метровой толще лугово-черноземных почв величина $pH_{\text{водн}}$ меньше, чем в черноземах обыкновенных, и изменяется от 7,1 до 8,0 (см. табл. 2).

В лугово-черноземной почве максимальное содержание валовых Si, Al, Fe наблю-

дается в горизонте В1са. Так, валовое содержание Al и Fe достигает максимальных значений на глубине 40–50 см, а Si – в нижней части горизонта В1са на глубине 60–70 см. Очевидно, в верхней части горизонта В1са происходит закрепление катионов железа и алюминия органической частью почвенных коллоидов. Более контрастное распределение вещества в верхнем педолитогенном комплексе лугово-черноземных почв в сравнении с черноземами, несомненно, связано с особенностями их современного водно-солевого режима, более интенсивным промачиванием и с активным развитием процессов осолонцевания.

Во втором педолитогенном комплексе в горизонте ВСса на глубине 120–130 см в сравнении с вышележащим горизонтом В2са отмечается увеличение содержания Si, Al и Fe. Дифференциация почвенного профиля отмечается также и по содержанию кальция, магния, калия и фосфора (см. табл. 4). Таким образом, строение второго педолитогенного комплекса лугово-черноземной почвы и чернозема обыкновенного аналогично. Между более молодыми полугидроморфными лугово-черноземными почвами и более зрелыми автоморфными черноземами прослеживается тесная эволюционно-генетическая связь.

По-видимому, основная дифференциация минерального вещества в изученных черноземах завершилась на полугидроморфной стадии их формирования. Последующее развитие черноземов связано с преобразованием состава почвенного поглощающего комплекса и опреснения глубоких горизонтов за счет опускания грунтовых вод. Другими словами, лугово-черноземные солонцеватые почвы вполне могли быть предшественниками современных черноземов обыкновенных в прошлые геологические эпохи. Однако на современном этапе в лугово-черноземных почвах прогрессивно-эволюционных процессов не наблюдается, напротив, они соответствуют агрогенным (деградационным) аналогам черноземов обыкновенных, поскольку характеризуются малой мощностью гумусового горизонта (уменьшением мощности за счет эрозийных процессов), активным развитием осолонцевания и литологической слоистости, способствующих усилению признаков гидроморфизма.

Разрез 3. Солонец лугово-черноземный глубокий глинистый.

Основу почвенного покрова нижних склонов (шлейфов) грив составляют черноземно-луговые солонцеватые почвы в комплексе с солонцами лугово-черноземными глубокими. Для этих солонцов характерны периодическая высокая увлажненность почвенного профиля, пульсирующий водно-солевой режим и активное участие в развитии почвообразования грунтовых вод, залегающих на глубине 1,5–2,0 м.

Морфологическое строение солонцов – типичное, с четкой дифференциацией почвенного профиля на генетические горизонты. Надсолонцовый горизонт темно-серый и слабо оструктурен. Солонцовый горизонт плотный, имеет столбчато-глыбистую структуру. Подсолонцовые горизонты содержат карбонаты и водорастворимые соли. На глубине 170 см вскрывается минерализованная грунтовая вода.

Гранулометрический состав генетических горизонтов рассматриваемого солонца неоднороден. По содержанию физической глины верхняя часть профиля (0–42 см) легкоглинистая, средняя (до 120 см) – тяжелосуглинистая, глубже – среднесуглинистая (см. табл. 1). В гранулометрическом составе почвообразующих и подстилающих пород на глубине 120–250 см содержание фракции мелкого песка составляет 30–37 %, что характерно для отложений озерно-болотного происхождения. В солонце глубоком максимумы содержания илстых частиц отмечаются на глубине 27–34, 60–70, 110–120, 210–230 см. Нижняя граница первого педолитогенного комплекса здесь залегает на глубине 42–50 см, а второго – на глубине 90–100 см.

В горизонте Апах солонца глубокого содержание гумуса меньше, а в солонцовом горизонте В1 почти в 2 раза больше, чем в черноземе обыкновенном и лугово-черноземной солонцеватой почве (см. табл. 2). Реакция среды в горизонтах Апах и В1 близка к нейтральной. Для иллювиальных горизонтов В2са, В3са, почвообразующих и подстилающих пород характерна слабощелочная и щелочная реакция среды. О сильной степени выраженности солонцового процесса в исследуемых почвах свидетельствуют высокие значения ЕКО и содержания поглощенного натрия по всему почвенному профилю (см. табл. 2). Наибольшая величина ЕКО свойственна

пахотному слою, представленному в основном горизонтом А, что обусловлено высоким содержанием в нем органического вещества и тяжелым гранулометрическим составом. Наименьшая величина ЕКО отмечается в горизонте В2са. Насыщенность ППК натрием в надсолонцовом горизонте (Апах) невысокая (2,9–3,8 %), но в солонцовых горизонтах и почвообразующих породах резко возрастает – с 8 до 27 % от ЕКО.

Карбонаты в почвенном профиле залегают высоко – верхняя граница их расположена на глубине около 34–35 см, а максимум приурочен к слою 50–60 см. Соотношение границ гумусности и карбонатности солонцовых почв может служить стабильным диагностическим признаком в определении стадии их развития [15]. В зрелых солонцах отчетливо прослеживается совмещение нижней границы гумусированного горизонта с верхней границей иллювиального карбонатного горизонта, что также служит показателем остепнения солонцов и эволюционного развития их в лугово-черноземные почвы.

В периоды аридизации климата накопление карбонатов и бикарбонатов кальция, бикарбонатов и сульфатов магния и натрия в почвах и грунтах рассматриваемой территории сопровождалось загипсовыванием почвенного профиля. Образование гипса в почве, по-видимому, является результатом взаимодействия гидрокарбонатов кальция с сульфатами магния. Максимальные значения плотного остатка 0,19–0,26 % обнаруживаются в иллювиальном и иллювиально-карбонатном горизонтах (см. табл. 3). Во всех горизонтах присутствует двууглекислая сода – до 1,5 мг-экв/100 г почвы (горизонт В3са).

Характер изменений валового химического состава генетических горизонтов соответствует резкой дифференциации морфологического строения почвенного профиля и изменениям физико-химических свойств (см. табл. 4). Вертикальное распределение валовых Si, Al, Fe в почвенно-грунтовой толще солонца глубокого имеет два максимума, что также указывает на формирование в ней двух элювиально-иллювиальных профилей или двух педолитогенных комплексов. В горизонте В1 содержание ила и валового Si достигает максимальных значений, в горизонте В2са содержится максимальное коли-

чество валовых Al и Fe. Во втором педолитогенном комплексе одновременно с накоплением ила происходит накопление валовых Al, Fe и Si. Таким образом, распределение минеральных веществ в нижнем педолитогенном комплексе солонца глубокого и лугово-черноземной солонцеватой почвы аналогично, что позволяет предположить возможность развития современных солонцов из лугово-черноземных почв.

Образование в почвенно-грунтовой толще исследуемых почв двух педолитогенных комплексов, граница между которыми проходит на глубине около 60–70 см, четко диагностируется по увеличению опесчаненности и признаков гидроморфизма. Это позволяет говорить о наличии внутрипочвенного водоносного горизонта, а также о том, что интенсивность преобразования минеральной основы почв современным почвообразовательным процессом (за голоцен-верхнеплейстоценовый период) практически ограничивается глубиной 60–70 см. Глубже залегающие горизонты фактически принадлежат ранее сформированной почве. Они сохранили элювильно-иллювиальный тип внутрипрофильного перераспределения вещества, их реликтовые свойства отчетливо диагностируются по ряду физико-химических и химических признаков.

Учитывая временные отрезки основных этапов формирования климата и ландшафтов на исследуемой территории [4] и интенсивность осадконакопления в голоцене, которая, по последним оценочным данным, составляет не более 1–2 см/тыс. лет [16], можно предположить, что свойства второго педолитогенного комплекса во многом обусловлены процессами почвообразования средне-верхнеплейстоценового периода. По-видимому, почвенно-грунтовая толща исследуемых почв, включающая два педолитогенных комплекса, сформировалась за один глобальный климатический период (100 тыс. лет), включающий цикл потепления в голоцен-верхнеплейстоценовый период и похолодания – в верхне-среднеплейстоценовый.

Высказанные предположения об особенностях генезиса почв и пород, накопления и трансформации исходного материала в процессе почвообразования подтверждаются изменениями значений литохимического индекса CIA, поскольку он соответствует разной сте-

пени сохранения следов древнего почвообразования и выветривания между горизонтами и двумя педолитогенными комплексами. В невыветрелых породах значения CIA, как правило, низкие, около 50, а в сильно выветрелых достигают 100 [13]. Для горизонтов первого педолитогенного комплекса чернозема обыкновенного, лугово-черноземной солонцеватой почвы, солонца глубокого свойственны активно протекающие процессы почвообразования и выветривания и повышенные величины CIA: 52–79, 51–76, 43–77 соответственно (табл. 5). Для горизонтов второго педолитогенного комплекса в сравнении с первым в черноземе обыкновенном, лугово-черноземной солонцеватой почве и солонце глубоком CIA имеет невысокие значения: 52–57, 51–60, 43–62 соответственно, указывающие на слабое развитие в них процессов почвообразования и выветривания.

Аналогичным образом в исследуемых почвах по горизонтам педолитогенных комплексов меняется литохимический индекс CIW. Уменьшение его значений в гумусово-аккумулятивных горизонтах первого педолитогенного комплекса почв (см. табл. 5) указывает на увеличение в них степени зрелости тонкой алюмосиликокластики и количества собственно глинистых минералов по сравнению со вторым педолитогенным комплексом и почвообразующими породами, в которых, вероятно, высока доля неглинистых силикатных соединений, имеющих CIW более 1.

Повышенные значения геохимических индикаторов – отношений V/Ga (4 и более по всей почвенно-грунтовой толще), Sr/Ba (1 и более в горизонтах второго педолитогенного комплекса) свидетельствуют, что осадконакопление шло в солончатых водных осадочных бассейнах в условиях семиаридного климата. Однако отношения Sr/Ba в горизонтах первого педолитогенного комплекса в отличие от второго менее 1, что указывает на усиление выветривания минеральной основы в позднем голоцене, которое могло произойти вследствие усиления гумидности климата.

Об активизации в позднем голоцене пост-литогенной трансформации минеральной основы почв свидетельствует также четко выраженное остаточное накопление в верхних горизонтах первого педолитогенного комплекса геохимически малоподвижного La. В пер-

Значения литохимических индексов и геохимических индикаторов в почвах

| Горизонт | Глубина взятия об- разцов, см | Литохимические индикаторы | | Геохимические индексы | | |
|------------------------------|-------------------------------------|---------------------------|------|-----------------------|-------|------|
| | | СIА | СIW | B/Ga | Sr/Ba | La/V |
| <i>Чернозем обыкновенный</i> | | | | | | |
| Апах | 0-10 | 74 | 0,82 | 4,8 | 0,4 | 0,32 |
| | 10-23 | 73 | 0,85 | 4,2 | 0,7 | 0,33 |
| АВ | 35-45 | 79 | 0,76 | 3,9 | 0,2 | 0,16 |
| В1са | 55-65 | 55 | 1,30 | 4,5 | 0,6 | 0,20 |
| В2са | 85-95 | 52 | 1,39 | 3,3 | 1,4 | 0,24 |
| ВСса | 120-130 | 54 | 1,32 | 4,4 | 1,3 | 0,33 |
| Сса | 140-150 | 57 | 1,20 | 4,7 | 1,5 | 0,49 |
| <i>Лугово-черноземная</i> | | | | | | |
| Апах | 0-10 | 68 | 0,86 | 5,2 | 0,4 | 0,40 |
| | 10-22 | 67 | 0,89 | 4,2 | 0,7 | 0,50 |
| АВ | 22-35 | 70 | 0,87 | 4,4 | 0,5 | 0,20 |
| В1са | 40-50 | 76 | 0,82 | 4,8 | 0,4 | 0,25 |
| | 60-70 | 51 | 1,55 | 4,8 | 1,3 | 0,43 |
| В2са | 85-95 | 56 | 1,40 | 5,3 | 1,0 | 0,39 |
| ВСса | 120-130 | 60 | 1,29 | 5,6 | 1,4 | 0,49 |
| <i>Солонец глубокий</i> | | | | | | |
| Апах | 0-10 | 72 | 0,80 | 4,3 | 0,6 | 0,42 |
| | 10-20 | 75 | 0,80 | 4,5 | 0,7 | 0,48 |
| В1 | 20-34 | 74 | 0,84 | 4,6 | 0,6 | 0,32 |
| В2са | 34-42 | 77 | 0,79 | 4,9 | 0,4 | 0,20 |
| В3са | 42-60 | 43 | 1,99 | 7,0 | 1,9 | 0,30 |
| ВСса | 70-80 | 57 | 1,27 | 6,9 | 1,5 | 0,31 |
| С1са | 90-100 | 57 | 1,30 | 6,6 | 1,0 | 0,25 |
| С2са | 110-120 | 59 | 1,16 | 6,4 | 0,8 | 0,24 |
| Дса | 130-140 | 63 | 1,10 | 5,9 | 1,2 | 0,22 |
| | 150-160 | 62 | 1,10 | 5,9 | 1,6 | 0,33 |

вом педолитогенном комплексе величина La/V в верхних горизонтах в 1,5–2 раза выше, чем в нижних. Во втором педолитогенном комплексе соотношение La/V между верхними и нижними горизонтами либо слабо различается (лугово-черноземная солонцеватая почва, солонец глубокий), либо имеет обратный характер (чернозем обыкновенный).

Подводя итог изложенному материалу, отметим, во-первых, широкое распространение на исследуемой территории сочетаний почв содового засоления с осолоделыми и остепняющимися почвами различной степени гидроморфизма. Для всего многообразия почв свойствен четко выраженный морфолого-литологический и галогенный характер эволюции свойств, проявляющийся в формировании внутрипрофильной дифференциации по гранулометрическому, вещественному со-

ставу и их физико-химическим свойствам, латеральной и горизонтальной неоднородности содержания органического вещества, поглощенного натрия, а также карбонатов, гипса и водорастворимых солей.

Во-вторых, почвы Барабинской равнины состоят из нескольких разновозрастных педолитогенных комплексов, которые характеризуются однотипным вертикальным элювиально-иллювильным распределением вещества. Как правило, в педолитогенном комплексе содержание легкорастворимых солей, бикарбонатов магния и натрия, сульфатов и хлоридов натрия в почвенных гумусированных горизонтах меньше, чем во вмещающих материнских лессовидных породах. Отмечается также уменьшение степени засоления горизонтов сверху вниз от незасоленных до слабо- или средnezасоленных. Педолитоген-

ные комплексы отделяются друг от друга горизонтами временных верховодок или минерализованных грунтовых вод.

Однотипное элювиально-иллювиальное строение морфолого-генетического, карбонатного, гипсового и солевого профилей в почвах разной степени гидроморфизма, в том числе и в автоморфных, а также реликтовость свойств нижних иллювиальных горизонтов свидетельствуют о сравнительно кратковременном периоде спокойного почвообразования и прерывистом характере эволюции почв, подверженности почв денудации и погребению, что приводит к тому, что почвообразующей породой в них служат ранее сформированные почвы.

Для расшифровки процессов преобразования минеральной основы почв и пород, реконструкции палеогеографических и палеогеохимических условий почвообразования и осадконакопления целесообразно использовать литохимические индексы CIA, CIW и геохимические индикаторы B/Ga, Sr/Ba, La/V. Индикационно-геохимический анализ исследуемых почв и пород указывает на активизацию в голоцене процессов выветривания и почвообразования и усиление в связи с этим постлитогенной трансформации минеральной основы почв, а также на то, что седиментогенез протекал в солоноватых водных осадочных бассейнах в условиях семиаридного климата.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (№ 03-04-49674).

ЛИТЕРАТУРА

1. Агрофизическая характеристика почв Западной Сибири, Новосибирск, Наука, Сиб. отд-ние, 1976.
2. Н. И. Базилевич, Геохимия почв содового засоления, М., Наука, 1965.
3. Л. А. Орлова, Голоцен Барабы (стратиграфия и радиоуглеродная хронология), Новосибирск, Наука, Сиб. отд-ние, 1990.
4. Н. Л. Добрецов, Н. М. Чумаков, Глобальные изменения природной среды, Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2001, 11-26.
5. И. А. Волков, М. Г. Гросвальд, С. Л. Троицкий, *Изв. АН СССР. Сер. геогр.*, 1978, 4, 25-35.
6. Т. Н. Елизарова, В. А. Казанцев, Л. А. Магаева, М. Т. Устинов, Эколого-мелиоративный потенциал почвенного покрова Западной Сибири, Новосибирск, Наука, Сиб. отд-ние, 1999.
7. Л. Ю. Дитц, Методологические аспекты ландшафтно-индикационного изучения почвенного покрова (на примере Барабинской лесостепи), Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2003.
8. И. А. Волков, В. С. Волкова, Цикличность новейших субаэральных отложений, Новосибирск, Наука, Сиб. отд-ние, 1987, 49-61.
9. Л. А. Магаева, Мелиорируемая толща почв и пород Приобья, Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2000.
10. И. М. Гаджиев, Эволюция почв южной тайги Западной Сибири, Новосибирск, Наука, Сиб. отд-ние, 1982.
11. А. И. Сысо, *Сиб. экол. журн.*, 2003, 2, 135-144.
12. J. N. J. Visser, G. M. Young, *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 1990, 81, 49-57.
13. R. Cox, D. R. Lowe, R. T. Cullers, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1995, 59, 2919-2940.
14. В. А. Ковда, Основы учения о почвах, М., 1973, кн. 1, 2.
15. П. С. Панин, Т. Н. Елизарова, А. М. Шкаруба, Генезис и мелиорация солонцов Барабы, Новосибирск, Наука, Сиб. отд-ние, 1977.
16. А. И. Сысо, *Вестник Томского гос. ун-та*, 2003, 7.

Modern and Relict Properties of Soils of Forest-Steppe Landscapes of West Siberia

T. N. ELIZAROVA, L. Yu. DITZ, A. I. SYSO, B. A. SMOLENTSEV, A. V. CHICHULIN, T. V. ZYBINA

An evolutionary genetic peculiarity of soils and rocks of the south of the West Siberian lowland is the presence of morphological and lithochemical evidences of a periodic change of litho- and pedogenesis conditions detected by a complex of paleogeographic, morphologolithological and geochemical indication methods. On the example of soils of chernozem-solonchic series of forest-steppe landscapes of the Baraba lowland, a cyclic profile change of physicochemical properties, distribution of granulometric fractions, content of macro- and trace elements, water-soluble salts, carbonates and gypsum are demonstrated. A conclusion is made that activation of weathering and soil formation processes in the Holocene and upper Pleistocene accompanied by a postlithogenic transformation of the mineral basis of soils is limited to a depth of 60-70 cm. Deeper horizons possibly conserve relict properties corresponding to litho- and pedogenesis stages.