

ОТРАЖЕНИЕ БИО-, ГЕО-, АНТРОПОСФЕРНЫХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЙ В ПОЧВАХ И ПОЧВЕННОМ ПОКРОВЕ

Том 1



**ОТРАЖЕНИЕ
БИО-, ГЕО-, АНТРОПОСФЕРНЫХ
ВЗАИМОДЕЙСТВИЙ
В ПОЧВАХ И ПОЧВЕННОМ ПОКРОВЕ**

*Сборник материалов
IV Всероссийской научной конференции
с международным участием*

*1–5 сентября 2010 г.
г. Томск, Россия*

Т. 1

**Томск
2010**

ББК 40.3
УДК 631.4
О-86

О-86 Отражение био-, гео-, антропоферных взаимодействий в почвах и почвенном покрове: Сборник материалов IV Всероссийской научной конференции с международным участием (1–5 сентября 2010 г.) / Под ред. С.П. Кулижского (отв. ред.), Е.В. Каллас, С.В. Лойко. – Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. – Т. 1. – 320 с.

ISBN 5-91302-090-X

В сборнике публикуются материалы IV Всероссийской научной конференции с международным участием, посвященной 80-летию кафедры почвоведения и экологии почв ТГУ, прошедшей в Томском государственном университете с 1 по 5 сентября 2010 г.

Представлены материалы исследований в области почвоведения, генезиса, эволюции, классификации почв и структуры почвенного покрова. Рассматриваются вопросы функций почв и почвенного покрова в наземных экосистемах. Ряд результатов изысканий посвящен земельным ресурсам, проблемам их оценки, использования и охраны.

Материалы будут полезны специалистам, которые занимаются фундаментальными и прикладными вопросами в области почвоведения, сельского хозяйства, охраны окружающей среды, рационального природопользования, а также смежных направлений.

ББК 40.3
УДК 631.4

Редакционная коллегия:
профессор С.П. Кулижский (отв. редактор),
доцент Е.В. Каллас, С.В. Лойко

*При финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований
(грант № 10-04-06-091-г)*

ISBN 5-91302-090-X

© Авторы статей, 2010
© ТМЛ-Пресс, оригинал-макет, 2010

80 ЛЕТ КАФЕДРЕ ПОЧВОВЕДЕНИЯ ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

История становления кафедры почвоведения уходит своими корнями к началу XX в. Она была создана в 1930 г. из имеющегося при кафедре ботаники кабинета почвоведения, но почвенные исследования велись еще задолго до ее структурного выделения на факультете. Следует отметить работавшего в Томском государственном университете в 1919–1920 гг. крупного ученого-почвовед С.С. Неуструева – доктора геолого-минералогических наук, профессора, занимавшегося вопросами географии и циклами эрозии почв.

С 1928 г. начинает работать приглашенный почвовед И.И. Смирнов, который и становится первым заведующим кафедрой (1930–1932 гг.).

После отъезда И.И. Смирнова руководство кафедрой начал осуществлять ученик известного почвовед – академика К.Д. Глинки – выпускник Ленинградского университета К.А. Кузнецов. Под его руководством кафедра успешно развивалась вплоть до 1952 г., являясь единственной в Западной Сибири школой по подготовке специалистов-почвоведов.

В экспедициях кафедры почвоведения принимали участие и студенты, проводя исследования почв отдельных районов области. С 1933–1934 гг. сотрудники кафедры начинают интенсивные исследования почв в почвенно-географическом направлении. Часть экспедиций проходила под руководством выпускника кафедры Бориса Феодосьевича Петрова, который проработал на кафедре с 1934 по 1940 г. Из числа выпускников в качестве ассистента, затем доцента работает К.А. Уфимцева (с 1938 по 1942 г.); направления ее работ связаны с географией и картографией почв, доцент Т.П. Славнина (с 1943 по 1987 г.) – ее работы связаны с химией почв.

Итоги исследований коллектива кафедры и почвоведов Сибири были подведены на «Первой научной конференции по изучению и освоению производительных сил Сибири» (1939 г.), где с обобщающими докладами выступили академик Л.И. Прасолов, И.П. Герасимов.

Научная тематика кафедры в годы Великой Отечественной войны приблизилась к решению практических задач сельского хозяйства. Большое внимание было обращено на выявление агропроизводственных свойств почв северных районов области с целью продвижения зерновых культур на север.

В послевоенный период штат преподавателей кафедры значительно пополнился. В 1945 г. был зачислен на кафедру вернувшийся с фронта Ефим Михайлович Непряхин – выпускник 1938 г. Более 30 лет его жизнь была связана с Томским университетом.

Степан Александрович Коляго на протяжении всех лет деятельности (1946–1963 гг.) в качестве доцента, заведующего кафедрой, декана биолого-почвенного факультета был связан с Томским университетом. Уделяя большое внимание преподавательской работе, он систематично занимался научной деятельностью, проводя почвенные исследования в Западной и Восточной Сибири. В этот же период на кафедре работал доцент Н.Ф. Тюменцев (с 1949 по 1959 г.), который исследовал влияние удобрений на свойства почв и урожай сельскохозяйственных растений.

В 1949 г. в составе почвенного отделения БПФ открылась кафедра агрономии, заведовал которой ректор Томского университета профессор Василий Тимофеевич Макаров. Штат кафедры был сформирован главным образом из выпускников и преподавателей кафедры почвоведения. На кафедре агрономии работали доценты Н.Ф. Тюменцев и З.Д. Кузнецова. Заочную аспирантуру проходил директор Сибирского ботанического сада Николай Васильевич Прикладов. Кафедра агрономии работала до 1954 г., пока В.Т. Макаров не уехал из Томска, перейдя на работу в Московский государственный университет. Преподаватели и студенты этой кафедры впоследствии были переведены на кафедру почвоведения и агрохимии.

В 1954 г. в качестве старшего преподавателя, а затем доцента начинает работать на кафедре почвовед Омской землеустроительной экспедиции И.С. Сметанин. Проработал Иван Семенович до 1964 г., написав много работ по почвоведению и охране почв.

В 1954–1956, 1963–1973 и 1983–1988 гг. кафедрой заведовала доцент, а затем профессор Т.П. Славнина. В эти годы на кафедре работали после окончания аспирантуры Л.М. Бурлакова (1959–1962 гг.), занимавшаяся вопросами плодородия почв; М.И. Кахаткина (1952–1989 гг.), чья научно-исследовательская деятельность была посвящена изучению химических и физико-химических свойств почв южных районов Томского Приобья.

В связи с развитием нефтегазовой отрасли, мелиорации и почвенного картирования хозяйств южных районов организуются многочисленные комплексные экспедиции по изучению ландшафтов юго-востока Западной Сибири, в которых принимали участие работники кафедры и НИИ Биологии и биофизики, созданного при ТГУ. На первых этапах изучалась преимущественно морфоструктура ПП на комплексных ландшафтных профилях, впоследствии в стационарных условиях приоритетными становятся наблюдения за динамикой температурного, водного, пищевого режима компонентов ПП.

Довольно длительный период, с 1973 по 1983 г. и с 1988 по 1998 г., кафедрой заведовал доцент, затем профессор М.Г. Танзыбаев. Это был период работы кафедры почвоведения, который характеризуется внедрением новой образовательной системы – многоуровневой системы подготовки почвоведов (бакалавр – специалист – магистр). Затем кафедрой заведовал доцент А.В. Огородников (1998–2001 гг.), исполнял обязанности заведующего доцент Л.И. Герасько (2001–2002 гг.), с 2002 г. ею руководит С.П. Кулижский.

Кафедра почвоведения, развивая новое направление – экологическое, в 2000 г. переименована в кафедру почвоведения и экологии почв, она тесно сотрудничает с научно-исследовательскими и производственными организациями. Так, в Институте почвоведения и агрохимии СО РАН был открыт филиал кафедры, который в то время возглавлял член-корреспондент РАН, д.б.н. И.М. Гаджиев, директор этого института.

На протяжении всех лет сотрудники, аспиранты и студенты кафедры активно занимались научной работой и выполняли договорные работы. В последние годы научные исследования ведутся по различным грантам и проектам: «Университеты России – фундаментальные исследования», ФЦП «Интеграция», РФФИ, ESA–INTAS, а также ФЦП «Кадры».

За восьмидесятилетний период работы кафедра выпустила около 1 400 специалистов, работающих в различных областях народного хозяйства, образования, науки. Среди них 32 доктора и свыше 75 кандидатов наук.

Кафедра почвоведения и экологии почв ТГУ – это коллектив высококвалифицированных специалистов, способный решать важные задачи в области почвоведения, экологии почв и смежных наук. В ее структуре имеются все условия для подготовки специалистов самых разных квалификационных ступеней: бакалавриат, магистратура, аспирантура и докторантура.

Профессорско-преподавательский, учебно-вспомогательный персонал и аспиранты кафедры в юбилейном 2010 г.: С.П. Кулижский – зав. кафедрой, д.б.н., профессор; В.П. Середина – д.б.н., профессор; М.И. Дергачева – д.б.н., профессор; Л.И. Герасько – к.б.н., доцент; Е.В. Каллас – к.б.н., доцент; Т.П. Соловьева – к.б.н., доцент; В.З. Спирина – к.б.н., доцент; О.Э. Мерзляков – к.б.н., ст. преподаватель; Т.А. Новокрещенных – ассистент; Н.Б. Колоколова – учебный мастер; Е.Л. Макеева – ст. лаборант; С.А. Аникеева – ст. лаборант; С.В. Лойко – аспирант; Т.А. Пушкарева – аспирант.

ЕСТЕСТВЕННЫЕ РАДИОНУКЛИДЫ В ПОЧВАХ ДАГЕСТАНА

А.С. Абдулаева, Т.А. Асварова

Учреждение Российской академии наук

Прикаспийский институт биологических ресурсов Дагестанского научного центра РАН

tatacvar@mail.ru

Приводятся результаты определения содержания естественных радиоактивных нуклидов в почвах Дагестана, зональное распределение ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K и общая закономерность их концентрации в целинных ненарушенных и распаханых почвах. По содержанию радионуклидов более 90% территории Дагестана является радиационнобезопасными.

The results of determining the content of natural radioactive nuclides in the soils of Dagestan, the zonal distribution of ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K and the general pattern of their concentration in the virgin undisturbed and cultivated soils. By radionuclide content, more than 90% of the territory of Dagestan is radiationsno-bezopasnym.

До настоящего времени нет достаточно полной картины содержания и особенностей распределения ^{238}U , ^{232}Th , ^{226}Ra и ^{40}K в разнообразных природно-климатических зонах, более того, неизвестны даже средние содержания радионуклидов в большинстве типов почв нашей страны.

В данной работе приводятся материалы радиозэкологических исследований, проведенных на территории равнинной, предгорной и горной зон Дагестана.

Гамма-спектрометрические анализы почв выполнены в лаборатории радиационного контроля Института экспериментальной метеорологии (г. Обнинск), радиохимические – в лаборатории биогеохимии ПИБРА ДНЦ РАН.

Валовое содержание ^{238}U и ^{232}Th в почвах и в породах определяли спектрофотометрически с арсеназо-III [1]. Методика включает предварительную обработку образцов почв, пород в 8-12н HCl; последовательное хроматографическое выделение ^{238}U и ^{232}Th с помощью анионита ЭДЭ-10П; колориметрирование 4н раствора HCl комплекса U^{4+} с арсеназо-III на «Spescol» при $\lambda = 670$ нм; количественное соосаждение тория оксалатом кальция после выделения урана фильтрата; колориметрирование 4н раствора HCl комплекса тория с арсеназо-III на «Spescol» при $\lambda = 665$ нм.

Естественная радиоактивность (ЕРН) почвы является результатом длительных вековых процессов бесконечного передвижения радиоактивных элементов между материнской породой, растениями, почвой и воздухом.

В почве, в отличие от породы, радиоактивное равновесие нарушено вследствие неодинаковой миграционной подвижности и метаболизма различных членов радиоактивных семейств. Найденные нами концентрации ЕРН в почвах Дагестана (см. табл.) хорошо согласуются с ранее выполненными исследованиями [2], но при этом имеет место незначительное (на 10–15%) превышение.

Можно также заметить, что если по содержанию ^{238}U и ^{232}Th почвы Дагестана хорошо совпадают с почвами мира, то по содержанию ^{40}K несколько превышают их.

На различную природу миграции урана и тория указывает и различие форм их нахождения в объектах биосферы. Так, например, ранее [2] было показано, что содержание подвижных форм урана в почвах Кавказа составляет 35–60% от валового, а тория – всего 5–6%. Интересно также заметить, что тип почвы (вернее, такие параметры почвы, как pH и Eh) сильно влияет на «перевод» валового урана в подвижную форму и практически не сказывается на «перевод» валового тория в подвижную форму.

Процессы вымывания и осаждения радионуклидов почвенными водами проявляются в неравномерности распределения активности нуклидов по глубине почвы. Так, уран имеет большую концентрацию в глубинных слоях за счет вымывания растворимых фракций с поверхностных горизонтов, а торий, наоборот, имеет тенденцию к росту содержания в поверхностно расположенных слоях из-за низкой растворимости и большей степени выветривания других компонентов поверхностного грунта.

Содержание урана, тория и калия в почвах Дагестана, Бк/кг

Зона, почвы	^{238}U	^{232}Th	^{40}K	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$
Равнинная зона:				
луговые	22 ± 16	27 ± 7	630 ± 60	1,23
светло-каштановые	13 ± 14	15 ± 6	470 ± 60	1,15
лугово-каштановые	16 ± 14	23 ± 6	600 ± 80	1,44
Предгорная зона:				
бурые лесные	19 ± 16	38 ± 8	750 ± 60	2,00
светло-каштановые	15 ± 12	17 ± 7	690 ± 60	1,13
Горная зона:				
горно-луговые	23 ± 14	33 ± 10	565 ± 50	1,43
горно-луговые черноземовидные	17 ± 14	19 ± 8	880 ± 90	1,12
Почвы Кавказа и мира (по литературным данным)				
Почвы Большого Кавказа [2]:				
горно-лесная	10,6	29,7	–	2,8
горно-луговая черноземовидная	12,0	21,3	–	1,8
Почвы мира [3]:				
средняя	25	25	370	1,0
размах	10–50	7–50	100–700	1–1,3

Примечание. Прочерк – не определялось или нет данных.

Уровни накопления урана и тория в поверхностном горизонте в луговых и светло-каштановых типах почв равнинной зоны имеют существенные различия. Максимальное содержание его отмечено в горно-луговых и бурых лесных почвах ($2,9 \cdot 10^{-4}\%$), что в 2 раза выше, чем в светло-каштановых ($0,64 \cdot 10^{-4}\%$). Показатели в лугово-каштановых и светло-каштановых почвах практически однозначны ($11,0 \cdot 10^{-4}$ и $10,3 \cdot 10^{-4}\%$). Прослеживается общая тенденция увеличения содержания радионуклида в верхнем гумусовом горизонте и убывания его концентрации с глубиной почвенного профиля, т.е. к почвообразующим породам. Интенсивность вертикальной миграции из почвообразующих пород в верхние горизонты в рассматриваемых почвах происходит неодинаково.

Торий наиболее подвижен в луговых почвах, для которых коэффициент миграции (K_m) более чем в 2 раза выше (2,73), чем для светло-каштановой почвы (1,14). Для луговых почв режим увлажнения – сквозное промачивание – обеспечил высокую миграционную способность тория в них и способствовал накоплению радионуклида в верхнем горизонте.

Кларковое содержание ^{232}Th в почвах и породах варьирует весьма широко – от $1,3 \cdot 10^{-4}\%$ в известняке до $11 \cdot 10^{-4}\%$ в глинистых почвах [4]. По данным [5], для тория характерно зональное распределение в почвенном покрове СССР, со средним содержанием его порядка $8 \cdot 10^{-4}\%$.

Итак, можно сказать, что из исследованных почв наименее радиоактивными являются светло-каштановые и песчаные почвы. В этих почвах, характеризуемых высокой фильтрационной способностью и водопроницаемостью, радионуклиды интенсивно мигрируют, они легко вымываются, а подвижность оставшейся части ЕРН снижается. В карбонатных почвах, в результате суффозионного эффекта, может происходить вынос тонкодисперсных частиц, соответственно, и ЕРН за пределы почвенного профиля. Наибольшее содержание ЕРН характерно для черноземов, отличающихся от других почв высоким содержанием физической глины, ила, гумуса, об-

менных катионов и преобладанием минералов монтмориллонитовой группы. В этих почвах концентрация урана-238 составляет $3,0\text{--}3,5 \cdot 10^{-4}\%$, тория-232 – $8,2\text{--}9,2 \cdot 10^{-4}\%$ [6].

Калий в большей степени тяготеет к поверхностным слоям, характеризующимся относительно высокой биологической активностью. Среднее содержание ^{40}K в горизонте АВ равно 1,9% [7]. Из типов почв – лугово-каштановых, бурых лесных и горно-луговых черноземовидных – наиболее богатыми валовым калием оказались горно-луговые черноземовидные. В этих же горизонтах бурых лесных и черноземовидных содержание элемента близкое (соответственно 1,56 и 1,4%) и в то же время меньше, чем в предыдущем типе почв.

В распаханых почвах содержание ЕРН тесно связано с количеством, видом и периодичностью внесения органических, минеральных и прежде всего фосфорных удобрений. Типичное содержание ^{238}U в фосфоритах, из которых производят фосфорные удобрения, составляет $(50\text{--}200) \cdot 10^{-4}\%$. Поскольку количество вносимых в почву с туками естественных радионуклидов в десятки и сотни раз больше, чем их вынос с урожаем, то применение удобрений неизменно приводит к устойчивому радиоактивному загрязнению сельхозугодий. Однако, как показали исследования, пахотный слой выщелоченного чернозема имел более низкую концентрацию урана и тория (суммарно $5\text{--}6 \cdot 10^{-4}\%$) по сравнению с целинным аналогом. По-видимому, в ревизованную нами почву минеральные удобрения не вносились, а распашка способствовала выравниванию ЕРН в нижележащие горизонты за счет повышения мобильности гумусовых веществ, в комплексе с которыми они и мигрировали вниз по профилю.

В прикладном и теоретическом аспекте важным индикаторным показателем распределения ЕРН в объектах окружающей среды являются отношения валовых содержаний тория к урану ($^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$). Характерной геохимической особенностью тория является его преобладание над ураном. Для большинства типов геологических образований торий-урановое отношение составляет 1,0–1,6 единиц при выражении концентрации в Бк/кг.

Более детальный анализ полученных нами значений $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ показывает, что подвижность ^{238}U относительно подвижности ^{232}Th в горно-луговых почвах высока относительно бурых лесных, это, по-видимому, обусловлено тем, что уран прочнее связывается гумусовыми веществами бурых лесных почв. Для почв мира этот показатель изменяется в пределах от 1,0 до 3,3, а в среднем для земной коры равен 1,2 [8, 9]. Торий-урановое отношение в 70–80% проб почв и пород республики укладывается в указанный интервал (табл.).

В почвах Дагестана по содержанию урана-238, тория-232 и калия-40 более 90% территории находятся в пределах естественных вариаций. Лишь почвы, развитые на темных сланцах, как и сами темные сланцы, можно отнести к категории потенциально опасных. Основным же вывод можно сформулировать следующим образом: средняя эффективная активность почв Дагестана составляет 128 ± 18 Бк/кг. Это значение близко к кларковому значению $A_{\text{эфф}}$ земной коры, равному 143 Бк/кг, что дает основание отнести почвы Дагестана к категории радиационно-безопасным.

Литература

1. Попов Д.К., Поникарова Т.М., Поникаров В.И. Методика по определению валового урана и тория, радия, полония в пробах почвы радиохимическим методом. Л., 1977. 4 с.
2. Мирошниченко (Асварова) Т.А., Бутаев А.М., Давыдов А.И. Закономерности распределения урана-238 и тория-232 в почвах и породах Большого Кавказа // Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. 2001. № 3. С. 71–76.
3. Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. М.: Недра, 1990.
4. Виноградов А.П. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 238 с.

5. **Баранов В.И.** Микроэлементы и естественная радиоактивность почв // Материалы 3-го Межвузовского совещания. Ростов: Изд-во Ростов. ун-та, 1962. С. 162.
6. **Бутаев А.М., Абдулаева А.С., Гуруев М.А.** Естественные радионуклиды в почвах и породах Дагестана // Вестник ДНЦ РАН. № 23. С. 59–63.
7. **Сахаров В.К.** Радиобиология. СПб.: Лань, 2006. 320 с.
8. **Смыслов А.А.** Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974. 231 с.
9. **Титаева Н.А.** Ядерная геохимия. М.: Изд-во МГУ, 1992. 280 с.

УДК 633.174:631.82

ИЗМЕНЕНИЯ В СТРУКТУРЕ И ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ЧЕРНОЗЕМА ОБЫКНОВЕННОГО ПРИ ВНЕСЕНИИ БЕНТОНИТОВОЙ ГЛИНЫ

Е.В. Агафонов, М.В. Хованский

Донской государственный аграрный университет
dongau@mail.ru, mis858123@yandex.ru

Бентонитовая глина оказывает качественное влияние на структуру чернозема обыкновенного. Положительное действие бентонита увеличивалось с повышением его дозы и было максимальным на варианте с 10–15 т/га. Количество механически прочных почвенных агрегатов увеличилось на 2,75%, а водопрочных агрегатов – на 6,94%. В микроагрегатном составе почвы доля водопрочных микроагрегатов максимально увеличилась на 3,14% также на варианте с 10–15 т/га бентонитовой глины. В гранулометрическом составе почвы при внесении бентонита увеличилась доля фракций мелкой пыли и ила на 1,21 и 3,77% соответственно.

It is investigated an influence of bentonite on structure and granulometric composition of chernozem ordinary. Fertilizing of bentonite has positively influenced on quantity and quality of agronomically valuable soil particles. It is revealed, that the effect from fertilizing of bentonite was growing with an increasing of its doze and was maximal on variant with 10–15 t/ha.

Почвенная структура – один из важных показателей плодородия. В настоящее время вследствие сельскохозяйственной эксплуатации, ветровой и водной эрозии идет снижение качества структуры почвы. Образование агрономически ценной структуры из почвенных агрегатов связано с наличием в почве коллоидных частиц. Коагуляция и цементирующие действие почвенных коллоидов чаще всего происходит под влиянием ионов-коагуляторов, таких как Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} . Прочно скрепляют механические элементы в агрегаты органические коллоиды, особенно гуматы кальция. Хорошими структурообразователями считаются гели железоорганических комплексов. Наиболее водопрочная структура образуется при взаимодействии гуматов кальция с минералами группы монтмориллонита и гидрослюдами, аморфной кремниевой кислотой.

Бентонитовой глиной (бентонитом) принято называть глину, содержащую не менее 60–70% минерала группы монтмориллонита, размер частиц которых не превышает 0,01 мм в диаметре. Монтмориллонит – это высокодисперсный слоистый алюмосиликат. Его высокодисперсные частицы в почве обладают цементирующим действием в образовании агрегатов, кроме того, в почве образуются монтмориллонито-гумусные агрегаты. Бентонитовая глина в своем составе содержит значительное количество Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} в виде соединений, которые могут высвобождаться в результате процессов, протекающих в почве. Однако роль бентонитовой глины в улучшении структуры чернозема обыкновенного остается малоизученной.

Проведенные нами в 2007–2009 гг. исследования были направлены на определение влияния на структуру и гранулометрический состав чернозема обыкновенного бентонитовой гли-

ны. В опыте использовался бентонит Тарасовского месторождения, имеющий следующий химический состав: SiO_2 – 69,34%; Al_2O_3 – 13,32%; TiO_2 – 0,70%; Fe_2O_3 – 5,07%; FeO – 0,15%; CaO – 1,82%; MgO – 1,42%; MnO – 0,03%; K_2O – 1,41%; Na_2O – 0,37%; SO_3 – 0,42%; ZnO – 0,003%. Гранулометрический состав бентонита: частиц > 0,25 мм – 0,13%; 0,25–0,05 мм – 4,92%; 0,05–0,01 мм – 20,33%; 0,01–0,005 мм – 10,75%; 0,005–0,001 мм – 25,95%; < 0,001 мм – 37,92%. Бентонитовую глину вносили перед основной обработкой почвы осенью под зерновое сорго в дозах 2,5; 5,0; 7,5; 10,0 и 15,0 т/га.

Качество структуры чернозема обыкновенного определяли на основе почвенных анализов: агрегатному анализу по методу Н.И. Савинова, микроагрегатному и механическому (гранулометрическому) анализу по методу Н.А. Качинского, а также расчетом показателей структуры почвы (коэффициент структурности почвы, гранулометрический показатель структуры почвы по А.Ф. Вадюниной, фактор дисперсности почвы – по Н.А. Качинскому, фактор структурности почвы – по Фагелеру).

На вариантах с бентонитовой глиной происходило образование механически прочных и еще в большей мере водопрочных почвенных агрегатов, при этом положительный эффект от бентонита нарастал с повышением дозы (табл. 1). Именно такая комковато-зернистая структура с размером агрегатов от 0,25 до 10 мм, обуславливающая наиболее благоприятный водно-воздушный режим почвы, является агрономически ценной. В среднем за 2008–2009 гг. на варианте с 10–15 т/га бентонита, по сравнению с контролем, количество агрономически ценных механически прочных частиц почвы было больше на 0,57–2,75%. Количество водопрочных почвенных агрегатов повысилось на 1,27–6,94%. В результате этих процессов коэффициент структурности чернозема повысился с 3,04 до 3,54 единиц, что свидетельствует об улучшении структуры почвы на вариантах с бентонитовой глиной.

Таблица 1

Влияние бентонита на содержание в почве механически прочных и водопрочных частиц размером 0,25–10 мм и коэффициент структурности почвы, %. Среднее за 2008–2009 гг.

Вариант	Процент механически прочных частиц	Процент водопрочных частиц	Коэффициент структурности почвы
Контроль	75,20	56,67	3,04
Б 2,5 т/га	75,77	57,94	3,13
Б 7,5 т/га	76,82	61,38	3,32
Б 10,0–15,0 т/га	77,95	63,61	3,54

Для агрономической оценки почвы важно знать как степень оструктуренности, так и качество микроагрегатов в ней. Так как благоприятное влияние на водно-физические свойства почв наряду с макроструктурой оказывает водопрочная, пористая микроструктура размером 0,25–0,01 мм, для более полного представления о структурном состоянии почвы проведен микроагрегатный анализ чернозема. В среднем за три года исследований количество агрономически ценных водопрочных микроагрегатов почвы увеличивалось на 3,14% при повышении дозы бентонита до 10–15 т/га (табл. 2). Результаты микроагрегатного анализа почвы свидетельствуют о снижении доли физической глины на 3,14%, что доказывает факт образования водопрочной микроструктуры почвы.

Внесение 10–15 т/га бентонитовой глины вызывает повышение доли физической глины в гранулометрическом составе чернозема обыкновенного в среднем за три года на 2,64% (табл. 3). Доля физической глины в почве увеличивалась главным образом за счет фракций мелкой пыли (0,005–0,001 мм) и ила (< 0,001 мм), играющих важнейшие роли в образовании и поддержании почвенного плодородия и структуры. Содержание мелкой пыли повысилось на 1,21%, ила – на 3,77%.

Таблица 2

Микроагрегатный состав почвы (обработка дистиллированной водой) в слое 0–20 см в 2007–2009 гг.

Вариант	Содержание фракций различного размера в почве, %					Физический песок, %	Физическая глина, %
	Размер фракций, мм						
	0,25–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	< 0,001		
Контроль	58,82	33,59	3,48	3,08	1,03	92,41	7,59
Б 10,0–15,0 т/га	61,88	33,67	2,12	1,66	0,67	95,55	4,45

Таблица 3

Гранулометрический состав почвы (обработка раствором пирофосфата натрия) в слое 0–20 см в 2007–2009 гг.

Вариант	Содержание фракций различного размера в почве, %						Физический песок, %	Физическая глина, %
	Размер фракций, мм							
	> 0,25	0,25–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	< 0,001		
Контроль	0,50	5,28	43,45	9,80	19,65	21,33	49,23	50,77
Б 10,0–15,0 т/га	0,48	5,17	40,94	7,45	20,86	25,10	46,59	53,41

На основании результатов микроагрегатного и гранулометрического анализов нами были рассчитаны показатели структуры почвы, которые позволяют сделать вывод о том, что внесение бентонитовой глины положительно повлияло на структуру почвы, при этом эффект нарастал с повышением дозы бентонита (табл. 4). Увеличение гранулометрического показателя структурности почвы в среднем за три года составило 18,4%. Чем выше гранулометрический показатель структурности, тем выше потенциальная способность почвы к оструктуриванию. Величина фактора дисперсности почвы при этом снизилась на 2,1%. Уменьшение значения фактора дисперсности свидетельствует об увеличении прочности микроструктуры почвы. Фактор структурности почвы по Фагелеру увеличился на 2,1%. Увеличение значения этого фактора подтверждает вывод о положительном влиянии бентонита на водопрочность микроагрегатов.

Таблица 4

Влияние бентонитовой глины на показатели структуры чернозема обыкновенного в 2007–2009 гг., %

Вариант	Гранулометрический показатель структуры почвы, по А.Ф. Вадюниной	Фактор дисперсности, по Н.А. Качинскому	Фактор структурности, по Фагелеру
Контроль	76,6	4,8	95,2
Б 10,0–15,0 т/га	95,0	2,7	97,3

Применение бентонитовой глины оказывает существенное положительное влияние на структуру чернозема обыкновенного и в дозах 10–15 т/га может быть использовано для уменьшения действия отрицательных антропогенных факторов на структуру почвы.

НОВАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ АНТРОПОГЕННЫХ ПОЧВ АЗЕРБАЙДЖАНА

М.П. Бабаев, С.М. Гусейнова

Институт почвоведения и агрохимии Национальной академии наук Азербайджана
sultanhuseynova@rambler.ru

В основе классификационной системы антропогенных почв лежат их морфогенетические диагностические параметры. Антропогенно-преобразованные почвы впервые выделены в высшем ранге как класс, отдел, генетический тип. Эти почвы сильно изменили свой естественный облик и приобрели новые антропогенные признаки и свойства. Критерии более низких таксонов почв являются несомненным фактором и имеют важное прикладное значение с целью рационального использования земель. Новая классификация показывает, что антропогенные почвы занимают определенную стадию в эволюции естественных почв и рассматриваются в единой системе классификации почв Азербайджана.

The main morphogenetic diagnostic parameters of the soils of the antropogen origin got a corresponding taxonomic place in a general system in right of birth, kind, variety and version. Antropogen-transforming soils are distinguished in the highest level, as a class section, genetic type. These soils changed their natural appearance strongly and acquired new antropogen sings and peculiarities. The criterion of the lower taxons of the soils is a doubtless factor and possesses an important applied significance with the purpose of rational use of lands. The new classification of the antropogen soils secures a definite stage in the evolution of the natural soils and is examined in the only system of the soil classification in Azerbaijan.

В настоящее время разработана новая классификация и диагностика антропогенных почв Азербайджана. В основу новой классификации почв Азербайджана положено факторно-профильно-генетическое направление, предполагается разделение почв с точки зрения оценки генетического профиля, классификационные таксоны диагностируются на основании особенности строения самой почвы. Факторно-профильно-генетический принцип позволяет учесть в единой классификации все естественные и антропогенно-измененные почвы. Основные морфогенетические диагностические показатели почв антропогенного происхождения получили соответствующее таксономическое место в общей системе на правах рода, вида, разновидности и вариантности. Антропогенно-преобразованные почвы впервые выделены в высшем ранге как класс, отдел, генетический тип. Почвы эти сильно изменили свой естественный облик и приобрели новые антропогенные признаки и свойства. Критерии более низких таксонов почв являются несомненным фактором и имеют важное прикладное значение с целью рационального использования земель. Новая классификация антропогенных почв занимает определенную стадию в эволюции естественных почв и рассматривается в единой системе классификации почв Азербайджана.

Известно, что в структуре классификации почв центральной таксономической единицей является тип почвы. Подтипы почв выделяются в пределах типа, отличаются качественными модификациями основных генетических горизонтов, отражают существенные особенности почвообразовательных процессов. Род выделяется по особенностям состава поглощенного комплекса основаниями по выщелоченности карбонатов, по химизму засоления. Вид отражает количественные показатели гумуса, мощность гумусированного горизонта, мощность дерновой горизонта, глубину и степень засоленности, глубину залегания карбонатов, солонцеватость, выраженность антропогенного воздействия, выделение окультуренного слоя и т.д. Разновидность отражает разделение почв по гранулометрическому составу, каменистость и скелетность. Ряд выделяется по характеру почвообразующих и подстилающих пород и по мощности мелкоземистого слоя. Варианты почв показывают культурное состояние почв (см. табл.).

Новая классификация антропогенных почв Азербайджана
Б. класс: Антропогенно-преобразованный (Antropogen-changed)

Подтип	Род	Вид	Разновидность	Ряд	Варианты
	По степени развития	По мощности окультуренного слоя (Ala), см	По гранулометрическому составу	По характеру почвообразующих пород	По степени окультуренности
1	2	3	4	5	6
I отдел: Текстурно-дифференцированный (Textural-differentiative)					
I тип: Желтоземно-глеевые орошаемые (Irragri Gleyic Acrisols)					
Новоорошаемые Орошаемые	Обыкновенные Поверхностно-глеевые	Маломощные < 40 Среднемощные 40–60 Мощные > 60	Глинистые и тяжело-суглинистые, иловато-пыльные	Древне-морские глины, пески и аллювиально-делювиальные отложения	Слабоокультуренные Окультуренные Высокоокультуренные
II отдел: Аллювиальный (Alluvial)					
II тип: Аллювиально-лугово-лесные орошаемые (Irragri Mollic Luvisols)					
Новоорошаемые Орошаемые	Обыкновенные Слитые	Маломощные < 30 Среднемощные 45–60 Мощные > 60	Глинистые и тяжело-суглинистые	Аллювиально-делювиальные отложения	Окультуренные Высокоокультуренные
III тип: Аллювиально-луговые орошаемые (Irragri Gleyic Fluvisols)					
Орошаемые	Засоленные Содовые Солончаковатые Слоистые Глеевые Слитые	Маломощные 30–45 Среднемощные 30–50 Мощные 60–75	Легко глинистые Суглинисто-пыльно-иловатые	Слоистые глинистые супесчаные, песчано-галечниковые, суглинистые аллювиально-пролювиальные отложения	Слабоокультуренные Окультуренные Высокоокультуренные
III отдел: Аккумулятивно-гумусовый (Accumulative-humus)					
IV тип: Лугово-коричневые орошаемые (Irragri Gleyic Kastanozems)					
Орошаемые	Обыкновенные Засоленные Слитые Глеевые	Маломощные 27–28 Среднемощные 28–45 Мощные 45–55	Легко глинистые и тяжелосуглинистые иловато-пыльные	Делювиально-аллювиальные, глинистые, суглинистые отложения	Окультуренные
V тип: Сери-коричневые (каштановые) орошаемые (Irragri Antic Kastanozems)					
Новоорошаемые Орошаемые	Обыкновенные Засоленные Солончаковатые Слитые	Маломощные < 30 Среднемощные 30–50 Мощные 50–70	Легко глинистые и тяжелосуглинистые пыльно-иловатые	Известняки, глинистые сланцы, известняковые песчаные, элювиально-делювиальные отложения	Окультуренные Высокоокультуренные
VI тип: Орошаемые лугово-сероземные (Irragri Gleyic Calsols)					
Новоорошаемые Орошаемые	Обыкновенные Засоленные Солончаковатые Глеевые	Маломощные < 30 Среднемощные 30–50 Мощные 50–70	Глинистые, суглинистые, пыльно-иловатые, иловато-пыльные	Лессовидные суглиники делювиально-пролювиального происхождения	Слабоокультуренные Окультуренные Высокоокультуренные
IV отдел: Аккумулятивно-карбонатные (Accumulative-carbonate)					
VII тип: Сероземы орошаемые (Irragri Haplic Calsols)					
Новоорошаемые Орошаемые	Обыкновенные Засоленные Солончаковатые	Маломощные 22–28 Среднемощные 28–35 Мощные 35–45	Глинистые, суглинистые, иловато-пыльные	Аллювиальные карбонатные, глинистые, суглинистые лессовидные суглиники	Слабоокультуренные Окультуренные Высокоокультуренные
VIII тип: Сери-бурые орошаемые (Irragri Haplic Gypcols)					
Новоорошаемые Орошаемые	Обыкновенные Неполноразвитые Засоленные Солончаковатые	Маломощные 25–30 Среднемощные 30–45 Мощные 45–55	Тяжелосуглинистые и легкосуглинистые, пыльно-иловато-песчаные	Карбонатные, глеевые, лессовидные суглиники, песчаные, песчаные	Слабоокультуренные Окультуренные Высокоокультуренные

1	2	3	4	5	6
IV отдел: Ирригационно-аккумулятивный (Irtagi-accumulated)					
IX тип: Ирригационно-аккумулятивные сухо-степные (Irtagi-acumulic Antrakvic Kastanozems)					
Маломощные < 40 Среднемощные 40–80 Мощные > 80	Обыкновенные Засоленные Солончаковатые Слитые	Глубокозасоленные Засоленные Слабосолончаковатые Солонцеватые Слабослитые Слитые Погребенные	Глинистые, легкоглинистые, тяжелосуглинистые, пыльно-иловатые	Карбонатные, мергелистые глеевые отложения	Слабокультурные Окультуренные Высоко- окультуренные
X тип: Ирригационно-аккумулятивные полупустынные (Irtagi-accumulic Anthric Calcisols)					
Маломощные < 40 Среднемощные 40–80 Мощные > 80	Обыкновенные Засоленные Солончаковатые Слитые	Глубокозасоленные Засоленные Слабосолончаковатые Солонцеватые Слабослитые Слитые Погребенные	Глинистые, суглинистые, песчаные	Карбонатные, засоленные, суглинисто- песчаные аллю- виально-пролю- виальные отло- жения	Слабокультурные Окультуренные Высоко- окультуренные

Литература

1. *Бабаев М.П., Джафарова Ч.М., Гасанов В.Г.* Современная классификация почв Азербайджана // Почвоведение. 2006. № 11. С. 1307–1314.
2. *Babayev M.P., Huseynova S.M., Ramazanova F.M.* National-applied classification of Azerbaijan anthropogenic soils. Turkey, Izmir. P. 87–95.
3. *Классификация почв России.* М., 2000. 234 с.
4. *Шоба С.А., Столбовой В.С., Алябина И.О., Молчанов Э.Н.* Почвенно-географическая база данных России // Почвоведение. 2008. № 9. С. 1029–1036.
5. *Классификация и диагностика почв России* / Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева, М.И. Герасимова. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
6. *FAO, UNESCO – ISAIC.* Map of the World. Revised legend. 1994. 119 p.
7. *World Reference base for soil resources.* Rome, 1998. 90 p.

УДК 631.4

ЛЕСНЫЕ ПОЧВЫ БАССЕЙНА оз. КОТОКЕЛЬСКОЕ (ЗАБАЙКАЛЬЕ)*Л.Д. Балсанова, А.Б. Гынинова*Институт общей и экспериментальной биологии СО РАН, г. Улан-Удэ
balsanova@mail.ru

Разнообразные условия формирования обусловили неоднородность почвенного покрова бассейна оз. Котокельское. В изученных лесных почвах охарактеризованы основные физико-химические свойства, микроморфологические особенности, диагностированы ведущие ЭПП.

Various conditions of forming have caused heterogeneity of the soil cover of lake Kotokelsky pool. In the studied wood soils the basic physical and chemical properties, micromorphological features are characterised, the leading soil processes have been diagnosed.

В зоне восточного побережья озера Байкал особое место принадлежит внутреннему водоему – оз. Котокельское. Разнообразные условия формирования, как это характерно для горных регионов, обусловили неоднородность почвенного покрова водосбора озера.

Объектом исследований послужили лесные почвы бассейна оз. Котокельское, занимающие в структуре почвенного покрова 87% территории. Для выполнения диагностики почв и почвообразовательных процессов, а также выявления закономерностей их пространственной организации использовались макро- и микроморфологические, химико-аналитические методы, методы почвенных ключей и трансект.

Оз. Котокельское отделено от Байкала отрогами хребта Улан-Бургасы. Протяженность озера составляет 16 км, средняя ширина – 4,6 км, средняя глубина – 4,5 м, площадь озера – 68,9 км². Благодаря теплящему влиянию оз. Байкал здесь формируется относительно теплый и влажный микроклимат. Рельеф бассейна озера горный. Склоны прорезаны многочисленными падами и распадками, по которым в озеро впадают несколько ручьев и ряд ключей. Днища их в прибрежной части заболочены. Обширное понижение на северном побережье озера занято поймой рек Исток и Коточик. Южный берег озера очень пологий. Горные склоны отступают от береговой линии на 4–5 км.

Горные склоны покрыты в основном хвойным лесом с преобладанием сосны. На выровненном участке в южной части побережья озера и в распадках преобладают смешанные сосново-березовые леса с ивой, елью, осиною и др. Прибрежно-равнинная часть озера покрыта березовыми лесами или заболочена.

Анализ фактического материала позволил установить закономерности распространения почвенного покрова и охарактеризовать почвы бассейна оз. Котокельское, представленные 5 группами почв: 1) почвы горно-лесной части представлены буроземами грубогумусовыми оподзоленными и буроземами темными; 2) почвы предгорно-холмистых и равнинных лесных ландшафтов (серые лесные, серые лесные глееватые оподзоленные, дерново-лесные); 3) почвы прибрежно-равнинной части (болотные низинно-торфяные, торфяно-глеевые, лугово-болотные); 4) аллювиальные почвы; 5) антропогенно-трансформированные.

Нами наиболее изучены почвы верхних частей горных склонов, водоразделов бассейна озера, представленные буроземами грубогумусовыми оподзоленными, а также дерново-лесные почвы невысоких склонов предгорно-холмистых и равнинно-лесных ландшафтов. Морфологические признаки буроземов обнаруживают элювиальные процессы с небольшой иллювиальной аккумуляцией веществ. Морфологическое строение горизонта В_f свидетельствует о накоплении органо-железистых соединений, поступающих из верхних горизонтов профиля. В горизонте В_m содержание щебня и хряща уменьшается, значительная часть почвенной массы представлена суглинистым заполнителем. Почвообразующая порода представляет собой метаморфизированную горную породу. В гранулометрическом составе содержание илистой фракции очень низкое в верхних горизонтах и почвообразующей породе, в средней части профиля достигает 12–16%. Эти данные свидетельствуют о метаморфизме горизонтов АВ и В_f.

На склонах невысоких бугров (высотой до 100 м), западной и юго-западной экспозиции, отличающейся хорошей прогреваемостью, формируются дерновые лесные почвы. Малоомощный гумусовый горизонт их сменяется бурым минеральным горизонтом В_f. Для почвообразующей породы характерно присутствие включений сапролита, однако признаки оглинивания отсутствуют. Дерново-лесные почвы отличаются супесчаным гранулометрическим составом, максимумы илистой фракции находятся в аккумулятивном горизонте и в почвообразующей породе. Признаков текстурной дифференциации они не обнаруживают.

На основе микроморфологического анализа выявлены отличия в микростроении почв, обусловленные формированием этих почв на различных по гранулометрическому и минералогическому составу отложениях, а также различными условиями увлажнения. Минеральный ске-

лет буроземов представлен преимущественно полевыми шпатами и кварцем. При выветривании происходит значительное изменение физического состояния породы. Минералы разбиваются многочисленными трещинами, заполненными освобождающимися гидроокислами железа. Метаморфический горизонт отличается присутствием сплошного гумусово-глинистого плазменного вещества, а в его нижней части проявляется накопление глинистого материала в виде извилисто-натечных отложений, свидетельствующих также об интенсивном процессе метаморфизма.

Дерново-лесные почвы отличаются практически мономинеральной скелетной основой, состоящей в основном из хлоритов, роговой обманки, реже полевых шпатов и биотитов. Внутри иллювиальной толщи диагностируется процесс оксидогенеза железа в результате активного разрушения минералов, а также иллювирующее плазменное вещество. Во всех горизонтах, кроме гумусового, выражена сортировка зерен скелета по размеру и микрозональное распределение плазменного вещества, указывающие на проявление криогенных признаков.

Горно-таежные почвы бассейна озера характеризуются кислой реакцией среды, а предгорно-холмистых и равнинно-лесных ландшафтов – кислой и слабокислой. Во всех почвах содержание гумуса имеет не очень высокое значение (2–3%), резко снижается в минеральных горизонтах, далее обнаруживает равномерное присутствие, и только в почвообразующей породе его содержание опускается ниже 1%. ЕКО имеет максимальные значения в органогенных горизонтах, в минеральных снижается одновременно со снижением содержания гумуса. Отмечается увеличение ЕКО в почвообразующей породе. Степень насыщенности основаниями в поверхностных горизонтах почв составляет всего 20–40% и постепенно нарастает с глубиной до 83%. Распределение содержания железа вытяжки Тамма обнаруживает увеличение его содержания в горизонте В, особенно в дерново-лесных почвах, что свидетельствует о проявлении альфегумусовой дифференциации. Распределение аморфного железа в профиле буроземов довольно равномерное, обнаруживающее отсутствие явных зон накопления.

Таким образом, для изученной территории характерно проявление высотной дифференциации почвенного покрова, осложняемое влиянием экспозиции склонов, литологии почвообразующих пород и т.д. Сочетание природных условий приводит к формированию здесь сложного почвенного покрова и особенностям проявления ведущих ЭПП. Буроземы отличаются формированием гумусового горизонта, указывающего на замедленную минерализацию органических остатков, а также активным развитием процесса глинообразования в горизонте В_п в результате метаморфизма минерального вещества в почве. Одновременно с ведущими процессами характерно развитие процессов, формирующих отдельные горизонты: 1) оподзоливание, признаки которого присутствуют в гумусовом и подгумусовом горизонтах; 2) альфегумусовый, приводящий к формированию охристого горизонта со слабо выраженной аккумуляцией аморфного железа.

Небольшие возвышенности и относительно сухие части склонов подветренной экспозиции с породами легкого гранулометрического состава заняты дерново-лесными почвами, формирующимися в основном в результате развития альфегумусового процесса в условиях кислой и слабокислой реакции среды. По степени активности проявления альфегумусового процесса может быть различным, но обязательным, в чем и проявляется генетическая сущность дерново-лесных почв.

УГЛЕРОД И АЗОТ ПОГРЕБЕННОГО ПОЧВЕННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В КРИОЗЕМАХ ГЫДАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

П.А. Барсуков, О.А. Русалимова

Институт почвоведения и агрохимии СО РАН
go2siberia@gmail.com, rusalimova@gmail.com

В криоземах Гыданского полуострова (Западная Сибирь) были определены запасы погребенного вследствие криотурбационных процессов почвенного органического вещества. Показано, что запасы углерода в погребенном почвенном органическом веществе более чем в 2 раза превышают запасы этого элемента в горизонтах О и А. Почвенное органическое вещество (ПОВ) современных и погребенных горизонтов аккумуляции ПОВ характеризуется приблизительно одинаковой степенью разложения. Выявлены существенно меньшие запасы биомассы почвенных микроорганизмов и более низкая скорость минерализации азота ПОВ в погребенном горизонте А_{сг} по сравнению с современным горизонтом А.

Cryoturbation is a major soil forming agent in cold regions, leading to patterned ground and burying of freshly decomposed organic material in deeper soil layers. Pools of C and N in the buried horizon exceed double pools of the elements as compare to the modern horizon of soil organic matter accumulation. The organic C and N content and C/N ratio of the buried horizon are very similar to ones of the A horizon indicating a similar state of decomposition.

В криоземах Гыданского полуострова (Западная Сибирь) были определены запасы погребенного вследствие криотурбационных процессов почвенного органического вещества. Показано, что запасы углерода в погребенном почвенном органическом веществе более чем в 2 раза превышают запасы этого элемента в горизонтах О и А. Почвенное органическое вещество (ПОВ) современных и погребенных горизонтов аккумуляции ПОВ характеризуется приблизительно одинаковой степенью разложения. Выявлены существенно меньшие запасы биомассы почвенных микроорганизмов и более низкая скорость минерализации азота ПОВ в погребенном горизонте А_{сг} по сравнению с современным горизонтом А.

Перемещение накопленного на поверхности почвенного органического вещества (ПОВ) в нижележащие слои почвы за счет различных криотурбационных процессов играет важную роль в перераспределении органического вещества в почвенном профиле. Погребение ПОВ способствует консервации углерода и азота за счет замедления скорости микробного разложения органического материала вследствие более низких (чем на поверхности) температур и повышенной влажности и, таким образом, временно выводит эти элементы из круговорота.

С потеплением климата ожидается, что интенсивность криотурбационных процессов будет возрастать [1], что, с одной стороны, может увеличивать количество почвенного органического углерода и азота в нижележащих слоях почвы, а с другой – способствовать перемещению погребенного ПОВ к поверхности почвы. Таким образом, определение размера пулов погребенных углерода и азота в почвенном профиле является важной задачей для оценки запаса и прогноза скорости разложения ПОВ почв арктических экосистем в аспекте изменения климата.

Целью нашей работы было изучение влияния криотурбации на размеры консервации почвенного углерода и азота в криоземах и скорости процессов разложения погребенного ПОВ.

Объекты исследований расположены на Гыданском полуострове (Западная Сибирь) в подзоне типичной тундры. Почвы представлены криоземами грубогумусовыми, в соответствии с русской классификацией [2], или Epigleyic-Turbic Cryosol, по международной классификации [3], в профиле которых хорошо заметны последствия криотурбационных процессов: наличие

деформированных, скрученных, почвенных горизонтов с часто встречающимися органическими включениями/внедрениями ПОВ внутри почвенного профиля. Активный (сезонно-мерзлотный) слой почвы ограничен в среднем 60 см. Включения погребенного ПОВ были обнаружены во всех 12 почвенных разрезах на рассматриваемой территории (200×200 м²). Большинство включений погребенного ПОВ находились на глубине 30–60 см внутри активного слоя почвы, имели схожий с горизонтом А цвет, структуру и содержание органического углерода. Включения погребенного ПОВ представляют собой беспорядочно-нарушенный горизонт А_{сг} темного цвета внутри светло-окрашенного горизонта В, в основном разделяющего В горизонт на две части: один – поверх криотурбированного горизонта А_{сг} и второй – под ним. Часто верхнюю часть горизонта В (над погребенным горизонтом) можно диагностировать как глеевый горизонт В_г. Несмотря на то, что распределение и форма погребенных горизонтов существенно варьировала в различных почвенных профилях, химические показатели погребенного ПОВ отличались незначительно. Поэтому мы полагаем, что будет оправдано говорить об «одном» криотурбированном погребенном гумусовом горизонте А_{сг}, который имеет одинаковое происхождение, возраст и прошел один и тот же путь развития.

Для оценки распределения углерода и азота в профиле были использованы 6 почвенных разрезов, которые были сфотографированы, начерчены в масштабе и измерены. Долю погребенного ПОВ в почвенном профиле определяли путем расчета количества пикселей, приходящихся на горизонт А_{сг} (с помощью программы Adobe Photoshop). Почвенное дыхание оценивали путем аэробной инкубации: почвенные образцы были инкубированы при температуре окружающей среды (закопаны в соответствующий почвенный горизонт) в течение 3 дней в закрытых стеклянных сосудах; для абсорбции использовали 0,25 М NaOH. Для оценки общей минерализации применяли методику изотопного (¹⁵N) разбавления [4].

Температура почвы измерялась на различной глубине с интервалом в 30 мин в течение двух недель (*n* = 613) в июле. Средняя температура понижалась с глубиной и была равна 4,5; 3,5; 2,0 и 0,2°C для 5, 15, 30 и 50 см глубины соответственно. Содержание почвенной влаги уменьшалось с глубиной, за исключением погребенных горизонтов, где влажность почвы была существенно выше, чем окружающих горизонтов В_г и В (см. табл.).

Некоторые показатели свойств почв изученных криоземов

Горизонт	Глубина, см	Общий орг. С, %	Общий N, %	C/N	Влажность, %	Плотность слоения, г/м ³
О	0–3	18,9	0,98	19,3	55,9	0,18
А _в	3–8	6,2	0,39	16,1	34,1	0,84
В _г	8–15	1,1	0,08	13,5	16,8	1,57
А _{сг1}	15–25	5,2	0,35	15,0	24,2	1,10
В	25–50	0,6	0,05	11,1	15,5	1,57
А _{сг2}	50–60	8,8	0,56	15,6	59,1	1,13

Содержание углерода и азота в погребенном горизонте А_{сг} было гораздо выше по сравнению с горизонтом В, внутри которого расположен горизонт А_{сг} и близко к содержанию углерода и азота в горизонте А. Соотношение C/N горизонта А и погребенного горизонта А_{сг} было также очень близким (табл., рис. 1), что позволяет предположить, что современный горизонт аккумуляции ПОВ и погребенный горизонт А_{сг} находятся приблизительно в одинаковой стадии разложения. Исключая погребенный горизонт, содержание С и N и соотношение C:N существенно снижалось с глубиной.

В среднем количество аккумулированного углерода во всем активном слое почвы составило 13,5 кг/м², из которого основная часть находилась в горизонте В (включая В_г) из-за его большего объема. Горизонты О и А содержали только небольшую часть углерода (0,8 кг/м²

и $1,5 \text{ кг/м}^2$ соответственно), тогда как ПОВ криотрубированного горизонта A_{cr} насчитывал более одной трети всего запаса углерода ($4,7 \text{ кг/м}^2$), что вдвое превышает суммарное количество углерода в горизонтах О и А. Эти данные свидетельствуют, что в прошлом во время погребения горизонты О и А должны были быть больше, чем современные горизонты О и А. Отсюда следует, что современные горизонты О и А еще не достигли своей максимальной мощности и все еще могут аккумулировать органическое вещество. Запасы микробной биомассы, азот микробной биомассы и скорость общей минерализации азота были существенно ниже в погребенном горизонте, чем в горизонте А (рис. 1). Почвенное гетеротрофное дыхание было также ниже в погребенном горизонте, по сравнению с горизонтом А, хотя эти различия и были менее выражены. В расчете на один грамм почвы содержание микробной биомассы и скорость процессов разложения ПОВ (минерализации) погребенного горизонта были в целом в одном ряду со значениями, обнаруженными для горизонтов B_g и В. Однако в расчете на 1 г углерода или азота скорость минерализации С и N в погребенном горизонте была гораздо меньше, чем в горизонтах В и B_g . Все это вместе с полученными данными о химическом сходстве (С, N, C/N) горизонтов А и A_{cr} свидетельствует, что разложение в погребенном горизонте происходит значительно медленнее, чем в горизонте А.

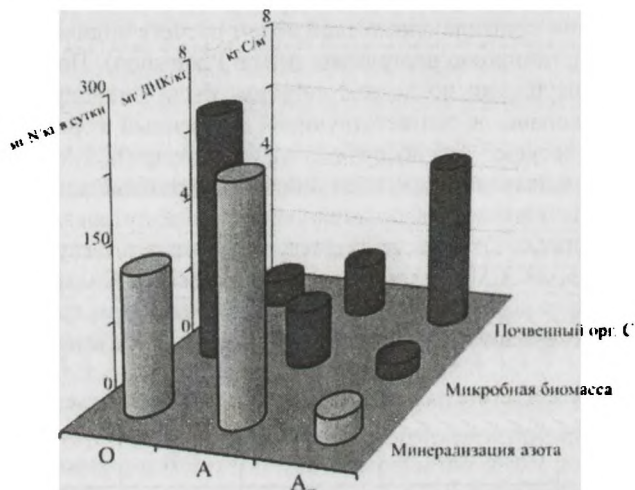


Рис. 1. Запас почвенного органического углерода (кг С/м^2), биомасса микроорганизмов (мг дДНК/кг почвы), скорость минерализации азота ($\text{мг N-NH}_4/\text{кг почвы в сутки}$) в различных горизонтах тундровой почвы:

О – подстилка, А и A_{cr} – современный и погребенный горизонты аккумуляции почвенного органического вещества соответственно

Таким образом, установлено, что в криоземах Гыданского полуострова содержатся значительные количества погребенного ПОВ: запасы углерода в погребенном ПОВ (горизонт A_{cr}) более чем в 2 раза превышают запасы элемента в горизонтах современного накопления ПОВ (в сумме по горизонтам О и А). Содержание углерода, азота и соотношение C/N в горизонтах А и A_{cr} одинаковы, что указывает на то, что ПОВ в обоих случаях находится в приблизительно одинаковой степени разложения. Получены существенно меньшие запасы биомассы почвенных микроорганизмов и более низкая скорость минерализации азота ПОВ в погребенном горизонте A_{cr} , по сравнению с современным горизонтом А, что свидетельствует о замедлении процессов разложения ПОВ при его перемещении в нижележащие слои почвы. Наиболее вероятно, это обусловлено абиотическими факторами, а именно снижением температуры и повышением влажности в нижележащих слоях почвы.

Литература

1. SSC. SEARCH: Study of Environmental Arctic Change, Science Plan. Seattle, Polar Science Center, Applied Physics Laboratory. University of Washington, 2001. 18 p.
2. *Классификация и диагностика почв России* / Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева, М.И. Герасимова. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
3. IUSS Working Group WRB. 2007. World Reference Base for Soil Resources 2006, first update 2007. World Soil Resources Reports № 103. FAO, Rome.
4. *Schimel J.P., Jackson L.E., Firestone M.K.* Spatial and temporal effects on plant-microbial competition for inorganic nitrogen in a california annual grassland // *Soil Biology & Biochemistry*. 1986. Vol. 21. P. 1059–1066.

УДК 631.10

СОДЕРЖАНИЕ УГЛЕВОДНЫХ КОМПОНЕНТОВ И ПОДВЕРЖЕННОСТЬ КИСЛОТНОМУ ГИДРОЛИЗУ ГУМИНОВЫХ КИСЛОТ НЕКОТОРЫХ ПОЧВ ЦЛГПБЗ

А.В. Бахвалов, М.С. Розанова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
bahvalov_a@mail.ru, msr@inbox.ru

В данной работе получены и проанализированы данные по содержанию углеводных компонентов в гуминовых кислотах почв ЦЛГПБЗ до и после кислотного гидролиза. Предпринята попытка охарактеризовать некоторые особенности процессов гумификации в изученных почвах на основании выхода негидролизуемого остатка и соотношения углеводных компонентов в ядерной и периферической частях молекулы ГК.

This research is devoted to study quantity of hydrocarbons in humic acids and their distribution between different parts of molecule. We studied some humic acids, prepared from different horizons of most representative soils of Central-Forest reservation. Our results shows profile changes in role of hydrocarbons in hydrolysable and non-hydrolysable parts of humic acid's molecule.

Изучение свойств гуминовых кислот (ГК) почв является актуальной задачей ввиду особой роли ГК в формировании почвенного гумуса и ряда химических свойств почв.

В качестве объектов исследования выбраны гуминовые кислоты, выделенные из различных горизонтов почв, наиболее характерных для Центрально-лесного государственного природного биосферного заповедника (ЦЛГПБЗ, Тверская область, Нелидовский район). Были изучены препараты ГК, выделенные из горизонтов T1 + T2, H, E_{1h}, E, E_{sp} белоподзолистой почвы, горизонтов L, F, H, AE, E палеоподзолистой почвы и горизонтов L + F, A1, A1B, Bg луговой перегнойно-глеевой почвы.

Выделение препаратов ГК проводилось по методу Орлова и Мотока (Орлов, Гришина, 1981). Выделение препаратов ГК из нижних горизонтов с малым содержанием гумуса стало возможным при использовании больших навесок почвы (10 кг). Следует также отметить, что изучение ГК по профилю для почв ЦЛГПБЗ ранее не проводилось.

Кислотный гидролиз ГК проводился с 6М HCl в запаянных стеклянных ампулах при температуре 130°C в течение 24 ч [1]. Затем содержимое ампулы фильтровали через предварительно высушенные при 60°C и взвешенные фильтры «синяя лента». Осадок на фильтре многократно промывался H₂O, затем фильтр с осадком сушился при 60°C. По приросту массы фильтра рассчитывался выход негидролизуемого остатка (НГО) ГК.

Определение содержания углеводов в исходных ГК и НГО ГК проводилось фенолсернокислым методом [2]. Для этого к 1 мл щелочного раствора пробы (концентрация пробы 0,2 мг/мл) добавлялся 1 мл 5% водного раствора фенола и 5 мл концентрированной H_2SO_4 . Оптическая плотность растворов была определена при $\lambda = 490$ нм. Калибровочный график строился по глюкозе. В качестве раствора сравнения использовалась та же смесь реактивов, в которую вместо фенола добавляли 1 мл воды. Полученные результаты представлены в таблице.

Выход негидролизуемого остатка ГК (НГО), содержание углеводов в исходных ГК и негидролизуемом остатке ГК

Почва	Горизонт	НГО, %	Углеводы ГК, %	Углеводы НГО, %
Белоподзолистая почва	T1 + T2	45,34	15,40	3,07
	H	48,63	12,79	3,04
	Eih	43,35	13,32	3,82
	E	36,27	11,18	3,85
	Esp	31,82	15,86	2,69
Палевоподзолистая почва	L	40,31	16,69	3,75
	F	39,01	15,69	3,73
	H	39,83	11,62	2,70
	AE	32,32	13,45	3,35
	E	26,34	9,82	3,46
Луговая перегнойно-глееватая почва	L + F	40,13	16,35	3,56
	A1	29,01	14,57	2,65
	A1B	32,55	10,05	4,13
	Bg	25,46	10,99	3,12

Наибольший выход НГО приходится на ГК, выделенные из нижних горизонтов подстилок (горизонт H). В этом случае, полученные результаты нельзя интерпретировать однозначно.

Высокий выход НГО характерен для зрелых ГК с развитой ядерной частью, что наиболее вероятно для гумусоаккумулятивных горизонтов [3]. В ГК, выделенных из подстилок, возможно присутствие слабогидролизуемых неспецифических соединений, наличие которых может привести к завышению результата. В пользу такого предположения говорит тот факт, что выход НГО для ГК, выделенных из различных горизонтов подстилок белоподзолистой почвы, несколько выше, чем для ГК, выделенных из подстилок других изученных почв. Для белоподзолистой почвы ЦЛГБПЗ характерна низкая интенсивность процессов гумификации из-за переувлажнения профиля, поэтому объяснить столь высокий выход негидролизуемого остатка высокой интенсивностью процессов гумификации и зрелостью ГК нельзя.

Во всех изученных почвах наблюдается тенденция снижения выхода НГО ГК вниз по профилю, что может свидетельствовать о наращивании периферической части молекул ГК. Такую закономерность можно объяснить миграцией с вертикальными потоками влаги наиболее лабильных компонентов ГК из верхних горизонтов вниз по профилю при замедлении процессов гумусообразования «in situ».

Содержание углеводов в исходных препаратах ГК составляет 10–15%, что согласуется с литературными данными [4]. Вниз по профилю палевоподзолистой и луговой перегнойно-глееватой почв их содержание в ГК постепенно снижается. Это можно объяснить постепенным расходом углеводов на биологические процессы. Следовательно, роль углеводных компонентов в построении периферической части молекулы ГК нижних горизонтов почв существенно снижается. В абсолютном выражении снижение содержания углеводов в ГК вниз по профилю почв падает не очень сильно. Но, если судить по существенному снижению выхода НГО ГК, гуминовые кислоты нижних горизонтов имеют более развитую периферическую часть молекулы. Следовательно, можно предположить, что периферическая часть молекул ГК представлена по большей части компонентами неуглеводной природы.

В профиле белоподзолистой почвы наблюдается несколько иная картина. Снижение содержания углеводов в ГК происходит до горизонта Е, а затем резко возрастает в горизонте Есп. Такую особенность ГК данного горизонта можно объяснить невысокой интенсивностью биологических процессов из-за избыточного увлажнения.

По содержанию углеводов в негидролизуемых остатках ГК четких тенденций не выявляется, все полученные значения лежат в диапазоне 2,5–4,2%, что согласуется с литературными данными [4]. Присутствие углеводных компонентов в НГО ГК позволяет лишь констатировать факт наличия данных соединений не только в периферической, но и в ядерной части молекул ГК.

Выводы:

1. В исследованных почвах при движении вниз по профилю происходит наращивание периферической части молекул ГК при снижении роли углеводных компонентов в ее построении.

2. Для всех изученных ГК характерно наличие углеводных компонентов в ядерной части молекулы в количестве 2–4%.

Литература

1. Орлов Д.С., Гришина Л.А., Ерошичева Н.Л. Практикум по биохимии гумуса. М.: МГУ, 1969.
2. Орлов Д.С., Гришина Л.А. Практикум по биохимии гумуса. М.: МГУ, 1981.
3. Орлов Д.С. Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. М.: МГУ, 1990.
4. Паников Н.С., Садовникова Л.К., Фридланд Е.В. Неспецифические соединения почвенного гумуса. М.: МГУ, 1984.

УДК 631.4

АНАЛИЗ ЗОНАЛЬНО-ПРОВИНЦИАЛЬНЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЧВ НА ЮГЕ СИБИРИ НА ОСНОВЕ КАРТОГРАФИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ И БАЗЫ ДАННЫХ ПО КЛИМАТУ

Н.И. Белоусова¹, Д.И. Назимова², Н.М. Андреева³

¹Почвенный институт им. В.В. Докучаева РАСХН

²Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН

³Институт математики Сибирского федерального университета

Khitrov@agro.geonet.ru, Institute@forest.akadem.ru, and-n-m@mail.ru

На примере южной части бореальной Сибири анализируется положение почв в двумерном поле климатических координат теплообеспеченности, влагообеспеченности и континентальности климата. Выяснено, что граница теплообеспеченности ($\Sigma t > 10^\circ\text{C}$) $\approx 1\ 300^\circ\text{C}$ является важным рубежом, разделяющим экологические области с различными механизмами миграции гумусовых веществ, а также области с различным уровнем почвенного разнообразия.

The location of soils in the double-measured field of climatic coordinates including the heat-and water supply and the climate continentality is exemplified by the southern part of boreal Siberia. It has been established that the boundary of the heat supply ($\Sigma t > 10^\circ\text{C}$) $\approx 1\ 300^\circ\text{C}$ proves to be very important for distinguishing the ecological areas with different mechanisms responsible for the organic matter migration and those characterized by different level of soil diversity.

Общие (глобальные) законы экологии почв хорошо известны и заключаются, в частности, в следующем: 1) климаэкологические закономерности формирования почв на разных типах

почвообразующих пород реализуются различно (отсюда следует обязательное требование при климатологических исследованиях «выравнивания» объектов по типу почвообразующих пород); 2) климатическая ниша существования отдельных типов почв характеризуется узким – специфичным – диапазоном атмосферного увлажнения и широким диапазоном теплообеспеченности (закон примата увлажнения). Вместе с тем также известно, что ответные реакции естественного почвенного покрова носят региональный характер.

Задачами доклада являются: 1) на реальном фактическом материале дать количественные характеристики климатических параметров формирования мезоморфных почв южной части бореальной Сибири; 2) сравнить полученные результаты с известными теоретическими закономерностями; 3) оценить почвенное разнообразие в двумерном поле климатических координат.

Поставленные задачи решаются на территории южной части бореальной зоны Сибири в контакте с лесостепью и степью с охватом Западной, Средней и Восточной Сибири южнее примерно 56° с.ш. Территория включает горные массивы с их высокими градиентами климатических показателей, что дало на относительно небольшой территории разнообразие климатологических условий горных поясов – определенных аналогов равнинных ландшафтов от тундр и предтундровых редколесий до контакта тайги с лесостепью и степью.

Материалами для работы послужили данные сети станций гидрометеослужбы (ГМС) и Почвенная карта России (масштаб 1:2 500 000).

На исследуемой территории расположено более 170 станций. Они характеризуют самые различные климатологические ситуации и вскрывают широкий диапазон климатических характеристик, который в горах Южной Сибири оказывается более широким, чем те же показатели в других секторах от Западно-сибирского до Восточно-сибирского.

Отбор информации с почвенной карты (она рассматривается как источник реального фактического материала) происходил следующим образом: в непосредственной близости от метеостанций фиксировалась степень участия каждой почвы в почвенном покрове: фоновая, сопутствующая, сколько сопутствующих почвенных выделов (что означает примерный процент их участия в почвенном покрове). Так, охарактеризованный почвенный покров насчитывает до 5–6 почвенных наименований; повторяющихся сочетаний сформировалось около 150. Они были сгруппированы в 7 *общностей почв* по преобладанию почв определенного направления почвообразования: альфегумусовое, буроземное, черноземное почвообразование, дерново-подзолистые, серые лесные, дерново-карбонатные почвы и почвы высокогорий. Внутри этих общностей выделены *группы почв*, главным образом по экологическим признакам. Например, подбуры тундровые, подбуры и подзолы сухоторфянистые (формирующиеся преимущественно в зоне редколесий и стлаников), общность подбуров и подзолов альфегумусовых с широким участием в покрове различных гидроморфных почв, что косвенно отражает повышенное внутриландшафтное увлажнение и/или наличие внутрипрофильной мерзлоты и т.д. В целом получено 15 групп почв, имеющих выраженное генетическое и экологическое содержание, заложенное в почвенную карту. Таким образом, климатологический анализ проводился на уровне общностей и групп почв, что обусловлено масштабом источников информации, не позволяющих выполнить более детальный анализ.

Для выравнивания анализируемых объектов по фактору почвообразующих пород из выборки был исключен массив дерново-карбонатных почв, т.к. карбонатные породы в границах рассматриваемого региона распространены ограниченно и не обеспечивают спектра почв в разных климатических ситуациях. Все разнообразие почвообразующих пород в сформированной базе данных ограничено щебнисто-мелкоземистым элювием плотных пород и покровом суглинистых и супесчаных отложений разного генезиса. В целом это хорошо водопроницаемые породы элювиального залегания, суглинистого и щебнисто-суглинистого гранулометрического состава, относительно бедные по химическому составу.

Сформированные общности и группы почв, привязанные к определенным метеостанциям, рассматривались в двумерных полях климатических координат. При этом осью ординат всегда служила сумма температур $> 10^{\circ}\text{C}$, а осями абсцисс – индекс К континентальности по Конраду, сумма годовых осадков и К увлажнения по Мезенцеву (анализируются 3 типа диаграмм, но по техническим причинам они не могут быть здесь представлены).

На всех диаграммах четко выделяется область, образованная только общностью Al-Fe-гумусовых почв, и обратное: преобладающая часть (2/3 массива) этих почв образуют автономный ареал. Он может быть охарактеризован диапазоном $K_{\text{увл.}}$ 0,7–1,8 и суммой $t > 10^{\circ}\text{C}$ от 400 до 1 300 $^{\circ}\text{C}$.

В более теплообеспеченных условиях, чем ареал альфегумусовых почв, *общности почв имеют близкие климаэкологические ниши* и образуют смешанные ареалы. Иначе говоря, с увеличением количества тепла в почвенном покрове быстро увеличивается почвенное разнообразие. Так, при теплообеспеченности менее 1 300 $^{\circ}\text{C}$ мы видим только одну общность альфегумусовых почв, в диапазоне 1 200–1 450 $^{\circ}\text{C}$ – 3 общности почв: дерново-подзолистые, буроземы, альфегумусовые; 1 450–1 700 $^{\circ}\text{C}$ – 5 общностей почв: черноземы, серые лесные, буроземы, дерново-подзолистые, изредка – альфегумусовые. На диаграммах нельзя выделить специфических ареалов по параметрам влагообеспеченности и континентальности: любой диапазон значений по этим параметрам характеризуется *спектром* почв. Но такие ареалы выделяются для некоторых общностей почв или их сочетаний по параметру теплообеспеченности. Отсюда следуют выводы: 1) граница по теплообеспеченности $\approx 1\,300^{\circ}\text{C}$ – важнейшая климаэкологическая граница, *граница первого порядка*, разделяющая разные направления почвообразования, разные механизмы внутрипрофильной миграции органо-минеральных соединений: альфегумусовой миграции и гумусоаккумулятивных процессов; 2) граница по теплообеспеченности $\approx 1\,300^{\circ}\text{C}$ разделяет климаэкологические области разного уровня почвенного разнообразия: монотиповую область, где в мезоморфных условиях господствует один почвенный тип, отграничивает от политиповой области, где тесно переплетаются климаэкологические ниши нескольких генетических типов почв; 3) ареалы почв в поле климатических координат имеют «широтную» ориентацию, то есть относительно узкий диапазон теплообеспеченности и широкий – влагообеспеченности и континентальности климата, что противоречит «глобальным» законам климаэкологии и надо отнести к региональной специфике.

Внутри климатических ареалов каждой общности почв наблюдается дифференциация почвенных групп по степени влагообеспеченности и континентальности. Так, в ареале буроземов бурые лесные почвы широколиственных лесов развиваются при относительно малой континентальности (индекс К 35–60) и существенной увлажненности климата ($K_{\text{увл.}}$ 0,9–1,8; R год 550–1 100 мм); при той же теплообеспеченности, но большей континентальности (инд. К 60–75) и значительно меньшей увлажненности ($K_{\text{увл.}}$ 0,4... ≈ 1 ; R год ≈ 250 –550 мм) распространены таежные варианты буроземов. Климатический ареал группы черноземов выщелоченных, языковатых выщелоченных, обыкновенных и оподзоленных четко ограничен диапазоном степени континентальности = 53–63; группа, включающая черноземы промытые и почвы каштановые типичные и каштановые темные, развита в очень континентальных условиях с индексом континентальности > 70 при малой увлажненности климата (R год 220–370, $K_{\text{увл.}}$ 0,3–0,55). Примеры можно продолжить.

Выводы:

1. Используемые подходы и методы характеризуют климаэкологические условия существования не отдельных генетических типов почв, а «почвенных общностей», то есть, по существу, почвенного покрова.

2. Проведенная работа на реальном фактическом материале позволила получить региональную характеристику климаэкологических параметров общностей почв.

3. Исследования выявили резкую климаэкологическую границу, разделяющую альфегумусовое и гумусоаккумулятивное почвообразование. Эта граница одновременно является разделением климаэкологических областей, характеризующихся в мезоморфном крыле почвообразования резко различным почвенным разнообразием: одна область – только альфегумусовые подзолы и подбуры; другая – в близких условиях внутрипочвенного увлажнения происходит буроземное, текстурно-дифференцированное (дерново-подзолистые и серые лесные почвы) и черноземное почвообразование.

4. Полученная картина существенно отличается от закономерностей, описанных Соколовым. Насколько эти результаты окажутся устойчивыми и распространенными покажут исследования более широкого экологического и географического диапазона.

5. Сделанные выводы носят предварительный характер, что связано: а) с определенной ограниченностью территории, которая обуславливает и ограниченность экологическую, б) с горным характером территории, где все климатические переходы очень контрастны, осуществляются на небольших пространствах, что, возможно, приводит к геометрическому искажению климаареалов.

Работа поддержана грантом РФФИ 08-04-00600а.

Литература

1. *Соколов И.А.* Теоретические проблемы генетического почвоведения. Новосибирск: Гуманитарные технологии, 2004. 295 с.

УДК 631.45, 631.434

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ ВАРИРОВАНИЕ ОСНОВНЫХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ПОЧВЕННОГО ПЛОДОРОДИЯ ЧЕРНОЗЕМОВ КАМЕННОЙ СТЕПИ

В.А. Беспалов

ГНУ Воронежский НИИСХ РАСХН

niish1c@mail.ru

Представлены материалы, характеризующие современное гумусное состояние черноземов Каменной степи. Показана детальная пестрота гумусовых соединений на ровном ключевом участке, типичном для центральной части черноземной зоны России.

Present materials, characterize modern humic condition of chernozems in Kamennaya steppe. The detailed diversity of humic combinations has been analyzed for flat key plot, which is typical for the central part of chernozemic zone of Russia.

Почвенный покров Каменной степи характеризуется высоким содержанием гумуса в пахотном горизонте. Но под влиянием антропогенных и естественных факторов его содержание с каждым годом снижается. Для изучения современного гумусного состояния необходимо проводить картографирование почвенного покрова отдельных ключевых участков.

Целью наших исследований являлось изучение пространственного варьирования содержания гумуса пахотного горизонта, изменения мощности гумусового горизонта черноземных почв Каменной степи на заложенном мониторинговом участке. Опытный участок, представленный черноземом обыкновенным (по классификации 1977 г.), расположен в межполосном пределе землепользования Воронежского НИИСХ им. В.В. Докучаева.

Для оценки пространственного изменения свойств почв был заложен мониторинговый участок размером 75×75 м и площадью 0,56 га, на который была нанесена регулярная сеть из 16 скважин ручного бурения через каждые 25 м. Расстояния измеряли металлическими мерными лентами длиной 50 и 100 м.

В процессе бурения устанавливалась глубина залегания горизонтов, отличающихся окраской и наличием карбонатов кальция (тест на вскипание от 10% HCl), и производился отбор образцов почв для определения содержания гумуса, группового состава гумуса, гидролитической кислотности почвенного раствора, кислотности солевой и водной вытяжек, обменных оснований и др. Образцы почв отбирались сплошной колонкой послойно с учетом выделенных генетических горизонтов. Из всех 16 скважин отобраны индивидуальные образцы с глубины: 0–20, 20–30, 30–50, 50–70, 70–100, 100–120 и 120–150 см. В данной статье описаны результаты определения содержания гумуса и его группового состава в образцах 0–20 и 20–30 см, а также варьирование мощности гумусового горизонта. Определение гумуса проводилось по методу И.В. Тюрина в модификации Симакова (ГОСТ 26213–91), качественный состав гумуса – по методу Тюрина в модификации Пономаревой и Плотниковой.

В таблице представлены данные статистической обработки содержания гумуса, гуминовых кислот, фульвокислот, органической части углерода, негидролизующего остатка, отношения $C_{гк}/C_{фк}$, степени гумификации в слоях 0–20 и 20–30 см.

Статистические данные зависимости показателей почвенного плодородия друг от друга

Глубина, см	Показатели статистики	Гумус, %	Собщ., %	Сорг., %	$C_{гк}$, %	$C_{фк}$, %	$C_{гк}/C_{фк}$	Снег. ост., %	Степень гумиф.	Снег. ост./Собщ., %
0–20	Среднее	7,6	4,4	1,9	1,4	0,5	3,0	2,5	31,8	57,0
	Станд. ошиб.	0,2	0,1	0,1	0,1	0,03	0,3	0,1	1,4	1,3
	Медиана	7,5	4,3	1,8	1,4	0,5	2,7	2,4	31,9	56,0
	Станд. откл.	0,6	0,4	0,3	0,3	0,1	1,1	0,3	5,7	5,2
	Дисп. выб.	0,4	0,1	0,1	0,1	0,01	1,2	0,1	32,6	26,7
	Минимум	6,6	3,8	1,5	0,9	0,3	1,4	2,0	18,6	50,0
	Максимум	8,4	4,9	2,4	2,0	0,6	5,0	3,3	41,7	68,1
	Козф. вар.	8,1	8,1	13,9	20,0	21,6	35,5	13,3	18,0	9,1
20–30	Среднее	7,3	4,2	1,8	1,4	0,5	3,1	2,4	32,4	56,3
	Станд. ошиб.	0,1	0,1	0,1	0,1	0,03	0,3	0,1	1,0	1,1
	Медиана	7,4	4,3	1,8	1,3	0,5	2,8	2,4	33,1	57,2
	Станд. откл.	0,6	0,3	0,2	0,2	0,1	1,3	0,3	4,0	4,6
	Дисп. выб.	0,3	0,1	0,1	0,04	0,01	1,6	0,1	15,8	21,0
	Минимум	6,4	3,7	1,5	1,0	0,2	1,7	1,9	25,7	49,9
	Максимум	8,2	4,8	2,4	2,0	0,7	6,7	2,7	40,3	62,9
	Козф. вар.	7,7	7,7	13,1	14,7	28,4	39,9	11,2	12,3	8,1

Из полученных данных видно, что среднее значение содержания гумуса на данном участке в слое 0–20 см составило 7,6%, общего углерода – 4,4%, органической его части – 1,9%, негидролизующего остатка – 2,5%. Содержание гумуса варьировало от минимального значения 6,6% до максимального – 8,4%. Количество общего углерода изменялось в пределах от 3,8 до 4,9%.

Для слоя 20–30 см среднее значение содержания гумуса составило 7,3%, общего углерода – 4,2%. Содержание гумуса варьировало от минимального значения 6,4% до максимального – 8,2%. Количество общего углерода изменялось в пределах от 3,7 до 4,8%. Максимальный коэффициент вариации отмечен для содержания гуминовых кислот, фульвокислот, отношения $C_{гк}/C_{фк}$ и степени гумификации. Для слоя 0–20 см он составил 20,0; 21,6; 35,5 и 18,0% соответственно; для слоя 20–30 см – 14,7; 28,4; 39,9 и 12,3% соответственно. Минимальный коэффициент вариации отмечен для содержания гумуса и общего углерода, который для слоя 0–20 см составил 8,1%, для слоя 20–30 см – 7,7% соответственно.

Мощность гумусового профиля (горизонты AU + AUb) в черноземе данного ключевого участка, представленная на картограмме (рис. 1), варьировала в пределах от 65 до 80 см, что позволяет отнести его к среднемошному типу.

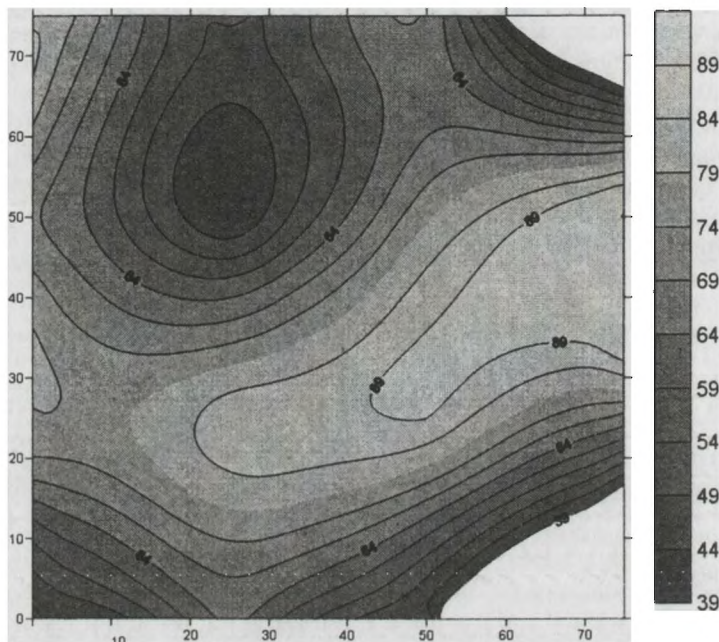


Рис. 1. Картограмма мощности гумусового профиля, см

Распределение гумуса по почвенному профилю равномерно-аккумулятивное, что характерно для подтипа черноземов обыкновенных. Основное количество гумуса находится в верхней части профиля и начинает убывать с глубины примерно 55–60 см. Такой характер распределения гумуса обусловлен действием нескольких факторов – распределением корней, условиями разложения растительных остатков, процессов внутрипрофильного перераспределения гумусовых веществ [1, 2].

Качественный состав органического вещества исследуемых черноземов обыкновенных на данном ключевом участке неодинаков. Отношение $C_{гк}/C_{фк}$ в гумусовых горизонтах данной почвы высокое – от 1,4 до 6,6, то есть гумус имеет гуматный характер. Почва отличается значительным количеством негидролиземого остатка, содержание которого колеблется, уменьшаясь вниз по профилю, в пределах от 50 до 60% по отношению к общему углероду.

Содержание гумуса в почве позволяет отнести черноземы обыкновенные Каменной степи к среднегумусным. Степень гумификации органического вещества колеблется от 20 до 40%

и является высокой. Зоны максимального накопления растительных остатков и наибольшей интенсивности микробиологических процессов совпадают, следовательно, максимум содержания гумуса приурочен к верхней части профиля [3].

Таким образом, исследуемые черноземы Каменной степи по содержанию гумуса относятся к среднемошным среднегумусным, сформированным на лессовидных карбонатных отложениях. Отношение $C_{гк}/C_{фк}$ в гумусовых горизонтах данной почвы высокое, что является следствием трансформации почвенного покрова из автоморфного ряда в полугидроморфный. Гумус имеет гуматный характер. Степень гумификации органического вещества является высокой. Наиболее варьируемыми признаками являются содержания гуминовых кислот, фульвокислот, отношение $C_{гк}/C_{фк}$ и степень гумификации. Полученные данные послужат основой для составления картограмм по содержанию гумуса и других показателей почвенного плодородия, являющихся теоретической основой для разработки систем точечного земледелия.

Литература

1. *Щеглов Д.И.* Гумусовый профиль черноземов: процессы формирования и направление эволюции // Антропогенная эволюция черноземов. Воронеж, 2000. С. 71–98.
2. *Щербаков А.П.* Основные условия и закономерности современного агропедогенеза черноземов России / А.П. Щербаков, Ф.И. Козловский, И.И. Васенёв // Антропогенная эволюция черноземов. Воронеж, 2000. С. 391–411.
3. *Зборищук Ю.Н.* Состояние черноземов обыкновенных Каменной степи / Ю.Н. Зборищук, В.Т. Рымарь, Ю.И. Чевердин. М.: Россельхозакадемия, 2007. 160 с.

УДК: 631.48:631.58:574.4

СТРОЕНИЕ ПРОФИЛЯ ЛЕСНОЙ ПОЧВЫ КАК РЕЗУЛЬТАТ ВЗАИМОДЕЙСТВИЙ БИОТЫ И ЧЕЛОВЕКА

М.В. Бобровский

Учреждение РАН Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН
maxim.bobrovsky@gmail.com

Методы макроморфологического анализа применены для реконструкции истории почв различных лесных территорий Европейской России (более тысячи профилей). Основными объектами были почвы ООПТ, участков малонарушенных лесов. Показано, что формирование большинства почв происходило под действием как биотических, так и антропогенных факторов. Для наименее нарушенных лесных экосистем характерны почвы со слабо дифференцированным строением профиля без следов оподзоливания. Наличие в почвах осветленного горизонта (Е или ЕL) ассоциировано с присутствием в почве признаков прошлой распашки и (или) пожаров. Показаны возможности применения макроморфологических методов анализа почвенного профиля для реконструкции истории лесных территорий.

Methods of soil morphological analysis have been applied for reconstructing a soil history in different regions of European Russia. More than 1 000 full-profile soil sections in natural reserves and national parks have been analyzed. Our results show that for the most part, soil formation had occurred under the influence of natural and human impacts. Soils with homogeneous mollic or umbric horizon were typical for the least-disturbed forest ecosystems. Albic horizon was correlated with tillage and/or fire footprints in soil profiles. Possibilities of soil morphological methods for the forest history reconstructions are discussed.

Традиционная теория педогенеза описывает образование почв как процесс медленной накопительной эволюции. Почву представляют как неподвижную пористую матрицу, течение

растворов и суспензий через которую и их осаждение формируют горизонтное строение профиля. Максимальная дифференциация профиля обычно рассматривается в качестве одного из основных признаков зрелой почвы. Вместе с тем в настоящее время активно развиваются представления о полигенетичности и динамической нестабильности почв [1, 2]. Формирование макроструктуры профиля при этом рассматривают как сложную совокупность процессов формирования и разрушения почвенных горизонтов [1, 3]. Последовательно рассматривая профиль как иерархическую систему структурных единиц «агрегат – морфон – горизонт – почвенный профиль», мы можем представить формирование макроструктуры профиля как образование и разрушение морфологических структур разного ранга.

Ключевыми процессами, способными за небольшой срок существенно преобразовывать профиль почвы, являются перегруппировки – изменения во взаиморасположении твердых компонентов почвы (педона), вызванные естественными процессами или деятельностью человека [3]. В лесной зоне наиболее существенные перегруппировки почвенного материала связаны с процессами лессиважа и партлюважи, с одной стороны, и с педотурбациями – с другой [1]. Характерные размеры большинства педотурбаций соответствуют макроморфологическому уровню организации почв, и для адекватного анализа их строения необходимо привлечение негоризонтных методов, рассмотрение структуры почвы на уровне морфонов и их сочетаний [4]. Знание особенностей формирования специфических морфологических структур позволяет восстановить последовательность и интенсивность различных воздействий на экосистемы в прошлом [5]. Цель нашей работы – изучение факторов формирования профиля лесных почв Европейской России.

Использованы результаты макроморфологического анализа более тысячи почвенных профилей. Разрезы выполнены в 1996–2009 гг. в разных типах лесных экосистем Европейской России. Основная часть исследований была посвящена изучению истории малонарушенных лесов, расположенных на территориях ООПТ (заповедники «Воронежский», «Воронинский», «Калужские засеки», «Печоро-Илычский» и др., НП «Угра»), а также в пределах труднодоступных таежных массивов (республики Коми, Карелия, Вологодская и Костромская области). Большинство работ выполнено в экспедициях под руководством О.В. Смирновой (ЦЭПЛ РАН, Москва). Для диагностики воздействий мы используем метод «археологии экосистем» [5]: профиль почвы представляется как мозаика вложенных морфонов, образование которых является результатом экзогенных и эндогенных воздействий на биогеоценоз. Последовательность и интенсивность различных воздействий устанавливается при анализе материала, заполняющего формы (морфоны) разного возраста. Иногда форма и заполняющий ее материал формируются сравнительно синхронно (например, корневые ходы с высокой долей органического вещества в заполнении), но чаще форма моложе заполняющего материала, то есть заполняется уже имеющимся материалом (например, заполнение полого корневого хода, западины вывала и др.).

Показано, что наиболее обычными эндогенными воздействиями являются деятельность корней (корневые ходы), ветровалы (ветровально-почвенные комплексы, ВПК), роющая деятельность животных, в первую очередь видов почвенной мезо- и макрофауны. Следы прежних ветровалов присутствуют почти во всех почвах. Часто в одном профиле отмечаются следы разновозрастных ветровалов (до 8 ярусов старых западин). При этом материал, заполняющий западины, представляет важную информацию для реконструкции биоценотической обстановки на момент смерти дерева. Глубина перемешивания почвы биотой составляет для лесной зоны Европейской России в среднем 40–90 см, в максимуме до 2 м.

При отсутствии экзогенных по отношению к экосистеме воздействий формируются почвы со слабодифференцированным профилем. Общими чертами этих почв является наличие развитого аккумулятивного горизонта А или Н, отсутствие в профиле следов оподзоливания.

Анализ структуры профилей показывает, что данные почвы сформированы под лесной растительностью. Ведущие факторы формирования профиля: поступление органических остатков, жизнедеятельность почвенной биоты и вывалы деревьев. В районах исследования почвы со слабодифференцированным профилем наибольшие площади занимали в старовозрастных широколиственных лесах (Калужская область); в еловых и пихтово-еловых лесах в пределах труднодоступных массивов малонарушенных лесов (Вологодская, Костромская области, Республика Коми).

Среди экзогенных по отношению к экосистеме воздействий наиболее обычны распахка и пожары. Следы пожаров были встречены практически во всех лесных почвах в северной и средней тайге, они обычны и в почвах более южных регионов. Количество древесных углей, их характер (размер, форма) и расположение в профиле говорят об интенсивности пожарной нагрузки, времени, прошедшем после пожара, а также о событиях, способствовавших видоизменению первоначальной формы углей.

Следы распахки встречаются повсеместно в почвах широколиственных и южнотаежных лесов. Описаны они и во многих почвах средней тайги. В одних случаях следы распахки являются по наличию ровной нижней границы старопашотного горизонта. В других случаях признаком распахки в прошлом является присутствие в профиле материала со следами пребывания на дневной поверхности, материала с включениями следов внесения удобрений или компоста и др. Таким образом, большинство территорий указанных зон, в настоящее время занятых лесами, в прошлом однократно или многократно были нелесными.

Результатом действия экзогенных по отношению к живому покрову факторов деградации является формирование осветленного подзолистого или элювиального горизонта, элювиально-иллювиальная дифференциация профиля. Леса, в которых были распространены почвы с дифференцированным профилем, обычно имеют признаки нарушений в прошлом. В большинстве случаев эти нарушения можно установить по составу и структуре растительности. Обычно древесный ярус в таких лесах представляет первое или второе поколение деревьев после сильных нарушений. Почвы подзолистого ряда, характерные для значительной части лесной зоны, представляют собой сукцессионные варианты, различные по степени и характеру деградации, по давности начала демутации.

Нашими исследованиями показано, что разнообразие существующих почв и пестрота почвенного покрова в лесной зоне Европейской России в значительной мере определяется разнообразием способов природопользования, сменами систем хозяйства, многократной ротацией различных угодий при наложении различных воздействий на один участок. Большую роль в формировании мозаичности почвенного покрова играет чередование процессов восстановления и деградации лесных экосистем и их компонентов, т.е. чередование этапов спонтанного развития биогеоценозов и активного природопользования. В связи с этим как деградацию, так и восстановление почвенного профиля в большинстве случаев невозможно представить как односторонний линейный процесс.

В зависимости от множества факторов восстановление растительности и почвы может происходить в разной степени асинхронно. Флористические и фаунистические потери зачастую приводят к невозможности протекания полной восстановительной сукцессии – в этом случае формируются диаспорические субклимаксы. Широкое распространение почв, отвечающих признакам сукцессионных стадий или диаспорического субклимакса, соответствует абсолютному преобладанию на территории Европейской России растительных сообществ того же сукцессионного статуса [6].

Результаты морфологических исследований почвы хорошо соотносятся с результатами изучения истории экосистем конкретных территорий, выполненного с применением других методов (геоботанических, историко-архивных исследований) [5, 6].

При построении хронорядов долговременной динамики почв необходимо учитывать возможность многократного формирования и разрушения горизонтов, как гумусового и элювиального (подзолистого), так и иллювиальных. Так, средняя и нижняя части профилей (горизонты) большинства исследованных почв представляли собой комплексы морфонов, обязанных своим происхождением перемещению материала почвы при образовании вывалов.

Макроморфологические исследования почв способны дать информацию об этапах развития экосистемы, выявить эндо- и экзогенные факторы формирования профиля и последовательность их действий. Однако для определения абсолютных времен воздействий необходимо привлечение независимых методов датировки, более широкая связь почвенных и археологических исследований.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (№ 09-04-01689).

Литература

1. *Johnson D.L., Keller E.A., Rockwells T.K.* Dynamic pedogenesis: new views on some key soil concepts, and a model for interpreting quaternary soils // *Quaternary research*. 1990. Vol. 33. P. 306–319.
2. *Huggett R.J.* Soil chronosequences, soil development, and soil evolution: a critical review // *Catena*. 1998. Vol. 32. P. 155–172.
3. *Hole F.D.* A classification of pedoturbation and some other processes and factors of soil formation in relation to isotropism and anisotropism // *Soil Sci.* 1961. Vol. 91. P. 375–377.
4. *Корнблюм Э.А.* Основные уровни морфологической организации почвенной массы // *Почвоведение*. 1975. № 9. С. 36–48.
5. *Пономаренко Е.В.* Методические подходы к анализу сукцессионных процессов в почвенном покрове // *Сукцессионные процессы в заповедниках России и проблемы сохранения биологического разнообразия* / Под ред. О.В. Смирновой, Е.С. Шапошникова. СПб.: РБО, 1999. С. 34–57.
6. *Восточноевропейские леса. История в голоцене и современность* / Отв. ред. О.В. Смирнова. М.: Наука, 2004. Кн. 1. 428 с.

УДК 631.48

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ВАРИИРОВАНИЕ ВЕЛИЧИН МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ В ПОЧВАХ В СВЯЗИ С ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗОМ*

*И.М. Вагапов¹, В.М. Алифанов^{1,2}, Л.А. Гугалинская^{1,2}, Л.А. Иванникова²,
А.Ю. Овчинников², Д.И. Попов², А.Г. Кондрашин¹*

¹Пушкинский государственный университет

²Учреждение РАН Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН
vagapovim@mail.ru, alifanov_v@mail.ru

Исследовано распределение и варьирование величин магнитной восприимчивости (χ) в профилях почв палеокриогенных комплексов Тульской области и Чувашии. Показано, что в пределах постоянных глубин χ незначительно варьирует в верхней части профиля и в погребенной почве и значительно – в подгумусовой части современного чернозема. Выявленные различия в пространственной изменчивости величин χ во многом связаны с палеокриогенными процессами, которые создают разные условия существования железосодержащих минералов.

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (08-04-00331, 10-04-00400), программы Президиума РАН (№ 18), программы «Научный потенциал высшей школы», код 1109.

In this paper we tried to estimate magnetic susceptibility (χ) distribution in soils of Tula region and Chuvashiya. Distribution of χ at surface profile is related with paleocryogenic features. The χ value's distribution was shown to vary slightly if measured in horizontal direction in cases when the upper layers of contemporary chernozem's and buried soil were analyzed. Vice versa in subsurface horizons of contemporary chernozem's variability of χ was much higher. In the explored soils the χ help to identify a fragments of paleosols, reliquiaes of paleocryogenesis and bed-rock.

В наших предыдущих работах показывалось, что структура почвенного покрова, его комплексность и динамичность процессов во многом обусловлены палеокриогенным микрорельефом [1]. Влияние палеокриогенеза на почвы проявляется на разных уровнях структурной организации, цель данной работы – оценка распределения и варьирования величин магнитной восприимчивости (χ) в профилях почв в связи с палеокриогенезом. Величина χ складывается из последовательности механических и химических воздействий, испытанных почвой к моменту изучения и поэтому широко используется при палеоклиматических реконструкциях.

Основным источником информации о почвенных свойствах, ее распространении всегда служили результаты анализов, проводимые на нескольких образцах, изъятых из почвы. В таком случае получаемая величина может быть отнесена только к объему отобранного образца. Исследователь же экстраполирует имеющуюся в его распоряжении информацию на аналогичные по тем или иным показателям объекты [2, 3]. Разработка и применение методов с использованием современных подходов к диагностике почвообразования позволяют выявить детальную картину распределения какого-либо свойства в почвенной толще.

В качестве объектов исследования выступили профили следующих разрезов: 1-2009, заложенный в стенке обнажения «Каменного карьера» (Венёвский район, Тульская обл.), вскрывающий современный чернозем, несколько погребенных почв и разного размера палеокриогенные клиновидные структуры; 3-2009 – один из разрезов археологической стоянки «Шолма-1», расположенной на севере Приволжской возвышенности (Цивильский район, Чувашия).

Измерение магнитной восприимчивости профилей почв производилось малогабаритным измерителем КТ-6 в узлах регулярной сетки с размерами ячеек 20×20 см: 1040 точек (разрез 1-2009), 90 точек (3-2009). Обработка результатов измерений проводилась в программе Excel, а построение поверхностей распределения (вариограмм) χ – в Surfer. При этом использовался геостатистический метод интерполяции, учитывающий не только удаленность исходных точек от интерполируемых, но и их взаиморасположение.

Детальный морфологический анализ профиля разреза 1-2009, вскрывающего обе зоны палеокриогенного комплекса, – блочное повышение и межблочное понижение, показал существенные различия между последними. Характер различий выражается в наличии или отсутствии отдельных морфологических признаков (определенных генетических горизонтов), в их форме и степени выраженности. Одной из главных особенностей данного профиля является то, что в районе межблочья наблюдается крупное клиновидное грунтовое образование, которое и обуславливает палеокриогенный полигонально-блочный микрорельеф.

Для изучения пространственного распределения магнитной восприимчивости обратимся к вариограмме (рис. 1).

Как можно видеть из рис. 1, распределение величин магнитной восприимчивости в ненарушенной почве сильно варьирует в пространстве, самые высокие значения величин χ приурочены к верхним горизонтам современного чернозема, а в целом, магнитная восприимчивость закономерно уменьшается вниз по профилю. Из литературных источников известно, что такое распределение связано с содержанием оксидов железа, обладающих ферромагнетизмом. Однако при подробном рассмотрении, на общем фоне, характеризующемся достаточно однородными значениями χ , хорошо проявляются пятна, имеющие субгоризонтальное распространение. В данном случае магнитная восприимчивость хорошо диагностирует погребенные гумусовые горизонты. Следующим ярким проявлением неоднородности исследуемой почвы являются участки с повышенными значениями χ , расположенные в основном в нижних горизонтах.

дуемого профиля является характер нижней границы гумусового горизонта – она опускается от 0-го метра к 11-му, т.е. от блочного повышения к межблочному понижению. В то же время в районе блочного повышения наблюдается преобладание светлых контуров, т.е. здесь самые низкие значения МВ. Нужно отметить, что палеокриогенный микрорельеф, о котором идет речь, находится на фоне общего понижения дневной поверхности (от 14-го метра к 0-му).

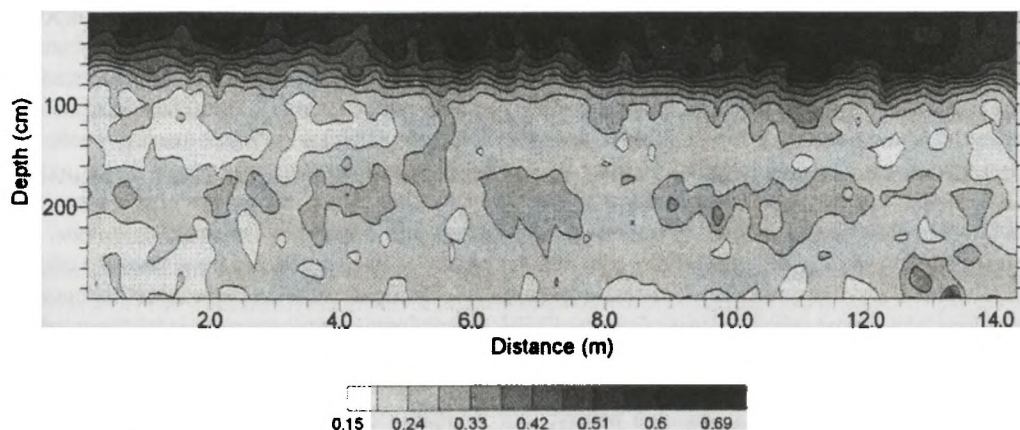


Рис. 1. Пространственное распределение величин магнитной восприимчивости (10^{-3} ед. СИ) в профиле разреза 1-2009 (Венёвский район, Тульская обл.)

Известно [4, 5], что факторами, определяющими величину χ , являются изменяющиеся окислительно-восстановительные условия среды. Разложение органического вещества при слабой аэрации способствует восстановлению железистых минералов – снижает величину χ , активная аэрация почв повышает ее. С этим хорошо согласуется тот факт, что над микропонижением, которое в мезорельефе занимает более высокое положение, чем микроповышение, находятся самые высокие значения χ .

Сравнение коэффициентов вариации в пределах постоянных глубин показывает незначительную изменчивость величин магнитной восприимчивости с поверхности и в погребенной почве ($V < 10\%$) и значительную в подгумусовой части профиля современного чернозема ($V > 20\%$). В первом случае незначительная изменчивость объясняется однородностью гумусовых горизонтов, а увеличение вариабельности во втором – с языковатостью нижней границы гумусового горизонта.

Разрез 3-2009 вскрывает погребенную почву, являющуюся культурным слоем археологической стоянки «Шолма-1». На рис. 2 этот слой хорошо проявляется – его оконтуривают изолинии, имеющие горизонтальное распространение. Магнитная восприимчивость погребенной почвы варьирует в диапазоне $0,4-0,58 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Вниз по профилю наблюдается заметное снижение χ до $0,25-0,3 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, что связано с близким залеганием плотных карбонатных пород. Темные участки округлой формы на рисунке со значениями χ $0,32-0,42 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ представляют собой трещины, выполненные материалом ПП. Ощущение оторванности этих участков от гумусового горизонта ПП создается из-за недостаточного количества точек.

Таким образом, анализ пространственной изменчивости величин магнитной восприимчивости в горизонтальном и вертикальном направлениях представляет интерес как в теоретическом (теории почвенной неоднородности), так и в прикладном отношении – является составной частью комплекса палеопедологических методов реконструкций природной среды разных периодов исторического и геологического времени.

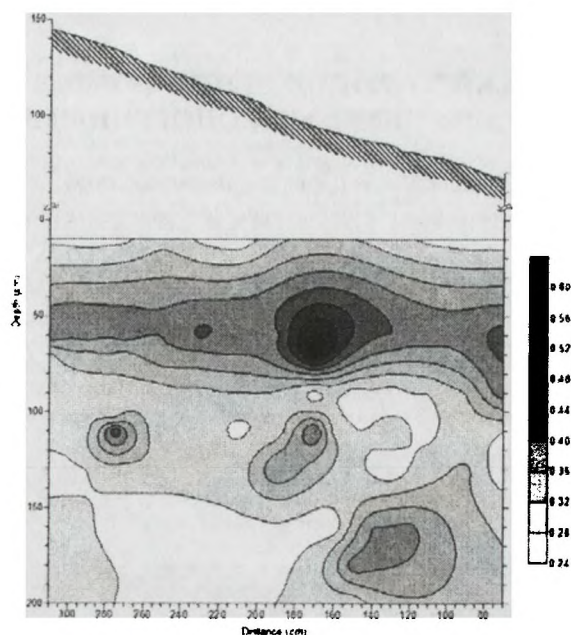


Рис. 2. Пространственное распределение величин магнитной восприимчивости (10^{-3} ед. СИ) для участка с погребенной почвой, разрез 3-2009 (Цивильский район, Чувашия)

Выявленные различия в пространственной изменчивости величин χ во многом связаны с палеокриогенными процессами, которые создают разные условия существования железосодержащих минералов. В изученных почвах магнитная восприимчивость хорошо диагностирует фрагменты палеопочв (гумусовые прослой), реликты палеокриогенеза и выходы коренных пород.

Литература

1. Алифанов В.М., Гугалинская Л.А. Палеокриогенез и современные черноземы // Почвенные процессы и пространственно-временная организация почв. М.: Наука, 2006. С. 45–70.
2. Дмитриев Е.А. К изучению пространственного распределения некоторых подвижных соединений в профиле почв // Почвоведение. 1971. № 7. С. 143–147.
3. Дмитриев Е.А., Николаенко А.В. Пространственно-временная неоднородность почв и погрешности экстраполяционных оценок средних значений влажности и pH // Вестн. МГУ. Сер. 17: Почвоведение. 1996. № 4. С. 3–14.
4. Вадюнина А.Ф., Бабанин В.Ф. Магнитная восприимчивость некоторых почв СССР // Почвоведение. 1972. № 10. С. 55–66.
5. Водяницкий Ю.Н. Минералы железа как память почвенных процессов // Память почв: почва как память биосферно-геосферно-антропогенных взаимодействий / Отв. ред. В.О. Таргульян, С.В. Горячкин. М.: ЛКИ, 2008. С. 289–313.

ОПЫТ ПРАКТИЧЕСКОГО ПРИВЛЕЧЕНИЯ ФОСФАТНОГО МЕТОДА ДЛЯ ПОИСКА ПОЧВ С ДРЕВНИМИ АНТРОПОГЕННЫМИ НАРУШЕНИЯМИ

В.В. Валдайских¹, Д.Г. Зданович², Б. Хэнкс³

¹Уральский государственный университет

²Челябинский государственный университет

³University of Pittsburgh

v_vald@mail.ru, dzdan@mail.ru, bkh5@pitt.edu

Вблизи поселения бронзового века проведено двухэтапное обследование почв фосфатным методом в целях археологической разведки. Все аналитические работы производились в полевой лаборатории. Указанным способом непосредственно «в поле» был обнаружен новый археологический объект, что в дальнейшем было подтверждено раскопом.

The two-stage investigation of soils was carried by a phosphatic method near the bronze age settlement with the purpose of archaeological prospecting. All analytical works were made in the field laboratory. The archaeological object has been discovered as the result of research work that later has been confirmed by the excavation.

За более чем полувековой опыт тесного сотрудничества почвоведов и археологов было неоднократно показано, что подвижные соединения фосфора являются маркером интенсивности антропогенной деятельности [1–6 и др.]. Культурный слой в местах длительного проживания древнего человека, как правило, характеризуется значительным превышением относительно фоновому – как валовых количеств, так и подвижных форм этого элемента. При этом существует тесная взаимосвязь величины содержания соединений фосфора в культурном слое от интенсивности и длительности антропогенной нагрузки, от характера деятельности древнего населения, от климатических условий, от гранулометрического состава почв и от некоторых других факторов.

В то же время, несмотря на очевидные преимущества использования фосфатного метода при индикации археологических объектов, на практике данный способ используется достаточно редко.

Исследования проводились в 2008 г. на археологическом памятнике Степное (Челябинская обл., возраст – 3,5–4,0 тыс. л.). Укрепленное поселение Степное относится к числу памятников синташтинско-аркаимской культуры Южного Зауралья, датированных концом III – началом II тыс. до н.э. и широко известных как Страна городов [7]. Поселение располагается на условной границе между степной и лесостепной зонами Зауральского пенепплена. Зональные почвы – черноземы среднемощные выщелоченные. В проведенных нами исследованиях фосфатный метод использовался для выявления мест (участков) за пределами основного поселения с наиболее значительными древними антропогенными изменениями почв. На данной территории, как предполагалось, могли находиться другие археологические объекты.

Все аналитические работы были выполнены в полевых условиях. Извлечение фосфатов производилось в вытяжке Чирикова (объем вытяжки был уменьшен в пять раз при принятом в методике соотношении «почва – раствор»), дальнейшее определение происходило визуальным способом путем сравнения с калибровочными растворами. Содержание фосфатов оценивалось в относительных величинах, по отношению к фоновому количеству, принятому за единицу. Всего таким образом было опробовано более 300 образцов. Помимо этого почвенные образцы проверялись на наличие карбонатов (вскипание от 10% HCl), также фиксировались отклонения в цвете (белесоватость) и в структуре почв (пылеватость), наличие артефактов (керамика, уголь, зола, кость, отщеп) и новообразований (скопления карбонатов, железомарган-

цевые конкреции и т.д.). Отбор образцов производился с помощью почвенного бура с глубины 30–35 см (преимущественная глубина культурного слоя на поселении).

Первоначально опробование проводилось по двум направлениям от края поселения, в которых предполагалось наличие археологических объектов: на север (250 м) и на восток (350 м) через каждые 50 м. Результаты определения P_2O_5 приведены на рис. 1.

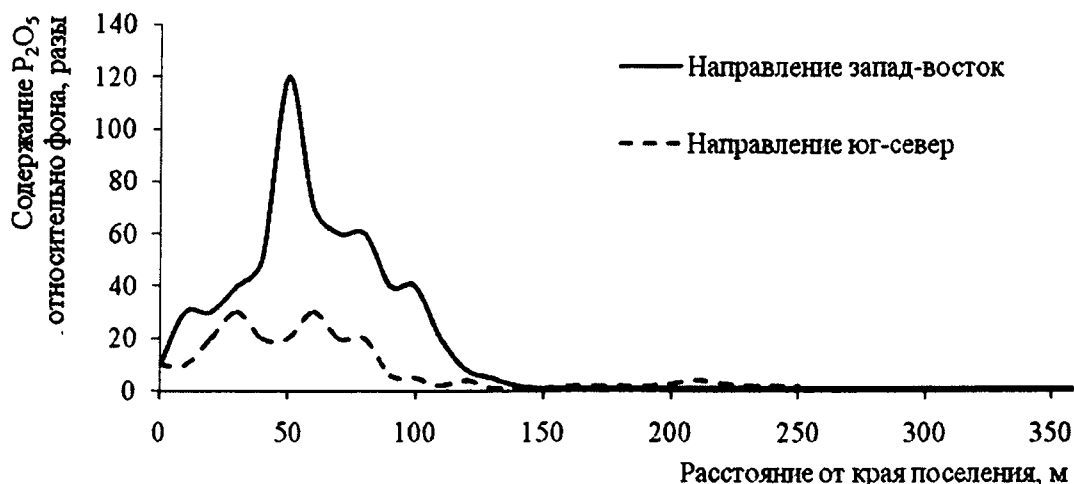


Рис. 1. Изменение содержания в почвах подвижных фосфатов по мере удаления от поселения

Как видно из рисунка, наибольшие отклонения (до 120 раз выше фона) наблюдались на расстоянии около 50–55 м на восток от поселения. На следующем этапе выполнения работ выявленный участок (прямоугольник общей площадью 6 000 м²) исследовался более подробно: образцы отбирались в соответствии с сеткой с шагом 5 м. В итоге была составлена картограмма распределения фосфора на исследуемой территории, на которой был выявлен сравнительно небольшой участок общей площадью около 500 м² в 60–70 м на северо-запад от края поселения, характеризующийся наибольшими отклонениями содержания подвижного фосфора: 80–120-кратными от фоновых величин (рис. 2).

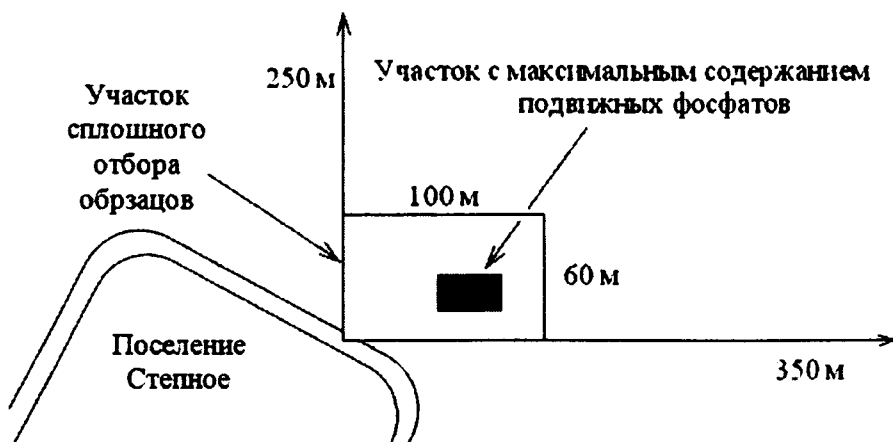


Рис. 2. Общая схема опробования почв на содержание подвижных фосфатов

Учитывая, что этот участок также характеризовался наибольшими изменениями и в структуре почв, их цвете и плотности, наличии карбонатов, артефактов и включений, можно предполагать наличие на данном участке культурного слоя. В 2009 г. данное предположение было подтверждено раскопом. Выявленный объект является так называемым «зольником». Культурный слой зольника сформирован скоплениями вынесенной с территории поселения золы с большим количеством обожженных и необожженных костей животных и обломками керамических сосудов. Под культурным слоем зольника фиксировалась погребенная почва. При поселениях типа Степного такой объект зафиксирован впервые.

Таким образом, произведенное двухэтапное опробование почв на содержание подвижных фосфатов в целях археологической разведки (закладка профилей в определенных направлениях и отбор образцов по сетке на выявленном конкретном участке), позволило значительно упростить поиск археологических объектов, не выраженных в рельефе.

Литература

1. *Детюк А.Н.* Анализ почв на содержание фосфатов как метод расположения древних поселений // Сов. археология. 1959. № 4. С. 43–58.
2. *Штобе Г.Г.* Применение методов почвенных исследований в археологии // Сов. археология. 1959. № 4. С. 135–199.
3. *Иванов И.В.* Палеопочвоведение и археология // Почвоведение. 1978. № 10. С. 17–28.
4. *Сычева С.А.* Почвенно-геоморфологические аспекты формирования культурного слоя древних поселений // Почвоведение. 1994. № 3. С. 28–33.
5. *Дергачева М.И.* Археологическое почвоведение. Новосибирск: СО РАН, 1997. 228 с.
6. *Демкин В.А.* Палеопочвоведение и археология: интеграция в изучении природы и общества. Путино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1997. 213 с.
7. *Зданович Г.Б.* Аркаим – Страна городов: Пространство и образы (Аркаим: горизонты исследований). Челябинск: Крокус, 2007. 260 с.

УДК 631.4

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ В НАЧАЛЕ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

Н.В. Вашукевич, Н.В. Широкова
Иркутский государственный университет
nadiav@bk.ru, odu38@mail.ru

Статья посвящена новым данным, полученным в результате изучения толщи неоплейстоценового возраста палеонтологического памятника Тологой (Западное Забайкалье). На основании полученных данных выделены 4 зоны педогенеза. Определена предположительная типовая принадлежность почв, а по изменению педогенных признаков построен эволюционный ряд типов почвообразования.

The aim of this study is to examine paleoenvironmental conditions and soil evolution during Lower-Middle Pleistocene in the Western Transbaikalia. The basic object of study are the paleontological site Tologoy. The research is based on pedohumic method, when the pedogenic humus properties of site sediments analysed and used as the basis for reconstructing soil-forming processes. Analysis of pedogenic attributes of the lower-middle pleistocene soils and sediments in the Western Transbaikalia has shown that climatic change trends both to humidity and to aridity with warm decreasing.

В настоящее время доказано, что гумус – важнейший компонент почв, сенсорный и рефлекторный по отношению к природной среде, изучение которой с позиции ретроспективы является неотъемлемой составляющей прогнозных оценок ее поведения на ближайшее и отдаленное будущее. Исследование палеопочв начала неоплейстоцена Западного Забайкалья вносит весомый вклад в пополнение банка данных для палеореконструкций экологических условий отдельных территорий континентальных районов Евразии.

Было проведено изучение палеопочв и вмещающих их ниже-среднелепесточных отложений палеонтологического памятника Тологой (Западное Забайкалье). Исследование базировалось на методических подходах, предложенных М.И. Дергачевой [1], согласно которым отложения геоархеологических памятников рассматриваются как совокупность осадков, переработанных последовательно сменяющимися друг друга процессами почвообразования, а объекты разного уровня сохранности сравниваются на основе признаков органо-минеральных реакций. Для характеристики типовой принадлежности погребенных почв были использованы средние показатели состава гумуса палеопочв Евразии [2].

Разрез изучается с 1951 г., палеопочвенные исследования ведутся с 1998 г. Общая мощность отложений – более 30 м. Всего в толще отложений выделяются 3 части – верхняя (темно-палево-серая супесчаная с криогенными нарушениями), средняя (серовато-буроватая с 3 погребенными горизонтами) и нижняя (красноцветная глинисто-щебнистая). Нами охарактеризована средняя толща отложений, из которой подробно (через 10 см), в пределах видимых толщ, отобраны образцы из двух зачисток. Зачисткой 1 были охвачены две погребенные почвы разреза Тологой, описанные ранее в литературных материалах как нижняя и средняя. По данным палеомагнитного анализа [3], между ними проходит граница Брюнес-матуйа, разделяющая средний – нижний неоплейстоцен.

Изучение состава гумуса и физико-химических параметров отложений позволило выявить в средней толще разреза Тологой четыре зоны педогенеза. Отложения педогенной зоны 1 характеризуются относительным накоплением органического углерода до 0,09%. Здесь практически отсутствуют карбонаты, отмечается понижение значений pH до 8,2–8,3. В составе гумуса наблюдается закономерное возрастание доли гуматов кальция, которые достигают своего максимума (22% от $C_{\text{общ}}$) в верхней части зоны, содержание ГК фракции 3 составляет 1–2,5%, доля фракции подвижных фульвокислот (ФК1а) относительно всей толщи снижена вдвое (в среднем 10–12%). Отношение $C_{\text{гк}}:C_{\text{фк}}$ колеблется от 0,7 до 1,2. Использование градаций средних показателей палеопочв Евразии позволяет диагностировать типовую принадлежность почв данной зоны в пределах: темно-каштановые/южные черноземы.

Зона педогенеза 2 характеризуется нами как зона резкого похолодания на фоне аридизации, о чем свидетельствует снижение содержания общего углерода, усиление карбонатности (до 10% CaCO_3), увеличение щелочности отложений (pH 8,8). В составе гумуса исчезает фракция, связанная с глинистыми минералами (ГК3), фракция гуматов кальция (ГК2) снижается до 4%, значительно возрастает доля подвижных фульвокислот (ФК1а) до 20–24%. Отношение $C_{\text{гк}}:C_{\text{фк}}$ колеблется в пределах 0,1–0,23. Предположительно, этой зоне педогенеза соответствуют почвы от светло-каштановых до светло-бурых полупустынных.

Выделение зоны педогенеза 3 связано с фрагментом гумусового горизонта, который резко выделяется на общем фоне по содержанию общего углерода, а также состава гумуса, в котором почти в 5 раз возросло содержание гуматов кальция (ГК2) до 20%, вновь появилась фракция ГК3, отношение $C_{\text{гк}}:C_{\text{фк}}$ составляет 0,44. Вероятно, в этой зоне педогенеза произошло относительное потепление климата, и за счет этого развивались почвы типа каштановых.

Зона педогенеза 4, вероятнее всего, фиксирует ситуацию относительного увлажнения при постепенном нарастании теплообеспеченности. В этой зоне практически отсутствуют карбонаты, снижается щелочность отложений до pH 8,1. В составе гумуса наблюдается постепен-

ный рост гуматов кальция до 15%, содержание ГКЗ в верхней части зоны достигают 8%, идет постепенное снижение фракции подвижных фульвокислот до 5–11%. Отношение $C_{гк}:C_{фк}$ изменяется от 0,15 до 0,24 и далее до 0,64. Согласно средним показателям палеопочв Евразии, типовая принадлежность почв зоны 4 менялась на протяжении своего формирования от бурых пустынно-степных до каштановых/темно-каштановых.

Таким образом, по сочетанию признаков вещественного состава осадков в изученной неоплейстоценовой части отложений Тологойского разреза было выделено 4 зоны педогенеза, отличающихся интенсивностью проявления различных почвообразовательных процессов. Характер изменения педогенных признаков позволяет высказать предположение о наличии следующего эволюционного ряда типов почвообразования, проходившего в неоднозначной климатической ситуации этого времени: темно-каштановые (южные черноземы) → светло-каштановые (светло-бурые полупустынные) → каштановые → бурые пустынно-степные → каштановые (темно-каштановые).

Литература

1. *Дергачева М.И.* Археологическое почвоведение. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 231 с.
2. *Феденева И.Н.* Гумус и позднелепесточное почвообразование в континентальных районах Евразии: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. Томск, 2004. 35 с.
3. *Палеомагнетизм* и биоэстратиграфия некоторых отложений кайнозоя Западного Забайкалья / З.Н. Гнибиденко, М.А. Ермаева, Г.А. Поспелова // Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО РАН, 1976. С. 75–95.

УДК 631.4

ФРАКЦИОННЫЙ СОСТАВ ФОСФОРА ТЕМНО-СЕРЫХ ЛЕСНЫХ ПОЧВ НА ДВУЧЛЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРА ТАМБОВСКОЙ РАВНИНЫ

В.П. Волохина

Мичуринский государственный аграрный университет
Stepanzowa@mail.ru

Водный режим и обеспеченность элементами питания темно-серых лесных почв на двучленных отложениях определяется глубиной залегания водоупора. Почвы замкнутой депрессии испытывают дефицит доступного растениям фосфора. Происходит переход прочносвязанного фосфора в активный и миграция фосфатов железа в почву центра западины.

The water mode and security elements of a food of dark grey wood soils on two-layer adjournment is defined by depth of position of a water emphasis. Soils of the closed depression test deficiency of phosphorus accessible to plants. There is a transition strongly connected in active and migration of phosphates of iron in soil of the centre of depression.

Темно-серые лесные почвы широко распространены в лесостепной зоне на территории Тамбовской низменности [2]. Часто по плодородию они не уступают черноземам. Несмотря на то, что они формируются на породах легкого гранулометрического состава, эти почвы часто подвержены переувлажнению. Так, в ООО «Хоботовское» Первомайского района Тамбовской области, по данным В.Н. Красина и др. [3], переувлажненные серые лесные почвы составляют 40% от пахотных угодий. Серые лесные почвы часто испытывают дефицит фосфора [1]. Боль-

шой экспериментальный материал, освещающий процессы поглощения, мобилизации и динамику различных форм фосфатов в почвах ЦЧП, представлен в работе П.Г. Адерихина [1].

Цель настоящей работы – оценить влияние эколого-гидрологического состояния темно-серых лесных почв на двучленных отложениях поверхностного заболачивания на их фосфатное состояние.

Непосредственным объектом исследований послужили почвы ООО «Хоботовское» Первомайского района Тамбовской области. Изучалось два ряда почв, расположенных на третьей надпойменной террасе р. Иловой. Первая катена приурочена к обширной пологой открытой ложине и представлена следующим рядом почв: темно-серая лесная мощная супесчаная (р. 1) на выровненном участке, темно-серая лесная слабооглеенная мощная легкосуглинистая (р. 2) на склоне и темно-серая лесная глееватая мощная среднесуглинистая (р. 3) на дне ложины. Вторая катена представлена почвами замкнутого блюдца: темно-серая лесная глеевая мощная среднесуглинистая (р. 4) на склоне и дерново-подзолистая среднегумусная легкосуглинистая (р. 5) на дне западины. Почвы сформировались на водно-ледниковых отложениях от среднесуглинистого до супесчаного гранулометрического состава, подстилаемых на глубине от 0,5 до 1 м карбонатным тяжелым суглинком.

Наблюдения за водным режимом проводились в 2008 (влажном) и в 2009 (сухом по зимним осадкам) гг. Определяли: сумму обменных оснований – по Каппену – Гильковицу; рН солевой и водной вытяжки – потенциметрически; гидролитическую кислотность – по Каппену, азот – по Корнфилду, фосфор и калий – по Чирикову, фракционный состав фосфора – по Гинзбург – Лебедевой, прочносвязанные и органические фракции – по Чангу – Джексону [4].

Особенности водного режима и химические свойства темно-серых лесных почв на двучленных отложениях во многом определяются глубиной залегания водоупорной подстилающей породы (табл. 1). На наиболее возвышенных участках, где мощность верхней супесчаной толщи достигает 120–130 см, формируется темно-серая лесная почва (р. 1). Глубокое залегание водоупора определяют отсутствие верховодки в ее профиле вне зависимости от влажности года. В почвах открытой депрессии на более низких отметках рельефа мощность верхней более легкой толщи уменьшается и снижается глубина залегания водоупора. В темно-серой лесной слабооглеенной почве (р. 2), расположенной на склоне, водоупор находится на глубине 65–70 см. Здесь верховодка формируется кратковременно (до середины мая) только во влажные по зимним осадкам годы. В темно-серой лесной глееватой почве (р. 3) на дне западины подстилающий тяжелый суглинок находится на глубине 50–55 см. Переувлажнение верхних горизонтов здесь наблюдается до середины июня в сухие годы и до середины июля во влажные годы.

Замкнутая депрессия рельефа характеризуется меньшим водосбором, чем открытое понижение. Более низкие гипсометрические отметки, так же как и в почвах открытой ложины, определяют более высокое положение водоупорного горизонта. В темно-серой лесной глеевой почве (р. 4) на склоне водоупор находится на глубине 40–45 см. Верховодка здесь держится до начала июля во влажные годы и до начала июня в сухие. В условиях поверхностного затопления и отсутствия оттока воды на дне замкнутой депрессии формируется дерново-подзолистая глееватая почва. Водоупор залегает на глубине 65–70 см. Поверхностное затопление наблюдается до начала июня во влажные годы, а в сухие – до начала мая.

Все рассматриваемые почвы относятся к среднекислым. Величина гидролитической кислотности возрастает с ростом степени гидроморфизма почв. Более легкий гранулометрический состав темно-серой лесной почвы определяет низкую обеспеченность ее легкого гидролизующим азотом и обменным калием (табл. 1). С ростом степени гидроморфизма увеличивается обеспеченность темно-серых оглеенных и глееватых почв этими элементами питания. По содержанию доступного растениям фосфора наблюдается обратная закономерность. Почвы замкнутой западины испытывают дефицит этого элемента питания.

Таблица 1

**Эколого-гидрологическое состояние и химические свойства темно-серых лесных почв
на двучленных отложениях севера Тамбовской равнины**

Почва	Глубина водоупора, см	Срок стояния воды в первом метре		pH _{вод}	pH _{сол}	Hг	S	N _{лг}	P ₂ O ₅	K ₂ O
		2008	2009							
Темно-серая лесная	130–135	Нет	Нет	6,2	4,4	5,6	7,1	14,0	4,0	7,4
Почвы открытой депрессии										
Темно-серая лесная слабооглеенная	65–70	Середина апреля	Начало апреля	6,6	4,6	7,5	15,8	21,6	3,6	8,2
Темно-серая лесная глееватая	50–55	Середина июля	Середина июня	6,7	4,8	8,2	13,0	19,6	3,8	10,3
Почвы замкнутой депрессии										
Темно-серая лесная глеевая	40–45	Начало июля	Начало июня	6,4	4,6	7,9	10,7	17,8	1,5	10,5
Дерново-подзолистая глееватая	65–70	Середина июля	Начало мая	6,4	4,5	8,9	5,4	16,2	1,8	11,7

Анализ фракционного состава фосфора показал (табл. 2), что по валовому содержанию фосфора темно-серые лесные оглеенные и глееватые почвы открытой депрессии не уступают темно-серой лесной. В почвах замкнутой западины наблюдается вымывание фосфора со склона и накопление в почве центра депрессии. С ростом степени гидроморфизма изменяется соотношение между минеральными активными и прочносвязанными и органическими фракциями фосфора. В почвах открытой депрессии наблюдается рост содержания как минерального активного, так и прочносвязанного фосфора и снижается органического. Соотношение различных фракций активного минерального фосфора остается постоянным.

Таблица 2

**Фракционный состав фосфора (P₂O₅ мг/100 г почвы) мелкозема темно-серых лесных почв
на двучленных отложениях севера Тамбовской равнины**

Почва	Валовое содержание	Органический фосфор	Минеральные фосфаты						Прочносвязанные
			Активные						
			Ca – PI	Ca – PII	Al – P	Fe – P	Ca – PIII	Всего	
Темно-серая лесная	155	<u>85</u> 55*	2,9	3,3	7,3	10,9	7,1	<u>32</u> 21*	<u>83</u> 25*
Почвы открытой депрессии									
Темно-серая лесная слабооглеенная	144	<u>74</u> 51	3,9	5,8	4,8	12,3	9,6	<u>36</u> 25	<u>33</u> 23
Темно-серая лесная глееватая	142	<u>65</u> 46	3,4	3,7	7,2	15,8	8,5	<u>39</u> 27	<u>38</u> 27
Почвы замкнутой депрессии									
Темно-серая лесная глеевая	100	<u>59</u> 59	4,6	3,4	5,1	7,6	11,8	<u>33</u> 33	<u>10</u> 10
Дерново-подзолистая глееватая	154	<u>63</u> 41	4,5	4,8	8,6	27,1	15,7	<u>61</u> 40	<u>31</u> 20

Примечание. * – процент от валового содержания.

В почвах замкнутой депрессии одновременно уменьшается содержание, как органического фосфора, так и прочносвязанного. В составе активных минеральных фосфатов возрастает доля

фосфатов железа в дерново-подзолистой почве центра западины и снижается в темно-серой глееватой склоне западины.

Эти данные свидетельствуют о том, что в почвах открытых депрессий при промывном водном режиме и незначительном падении ОВП существенного выноса фосфатов не происходит. Наблюдается лишь незначительное разрушение фосфорорганических соединений. Длительный застой влаги в почвах замкнутой депрессии ведет к снятию оксидных пленок с минеральных зерен, переходу прочносвязанного фосфора в активную форму и вынос приобретающих подвижность в восстановительных условиях фосфатов железа из почвы склона и накоплении их в почве центра западины.

Выводы.

1. На высоких надпойменных террасах рек севера Тамбовской низменности, сложенных легкими водно-ледниковыми отложениями и подстилаемыми тяжелым карбонатным суглинком формируются темно-серые лесные оглеенные и глеевые почвы, гидрологический режим и химические свойства которых определяется глубиной залегания тяжелого карбонатного суглинка.

2. Переувлажненные темно-серые лесные глеевые и глееватые почвы характеризуются лучшей обеспеченностью легкогидролизуемым азотом и калием, но резким дефицитом содержания подвижного фосфора.

3. В темно-серых лесных почвах открытой депрессии наблюдается частичное разрушение органофосфорных соединений и незначительный вынос фосфатов.

4. В условиях замкнутой депрессии происходит переход прочносвязанного фосфора в активный, вынос фосфатов железа из почвы склона и накопление его в почве центра понижения.

Литература

1. *Адерихин П.Г.* Фосфор в почвах и земледелии Центрально-Черноземной полосы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1970. 248 с.
2. *Ахтырцев Б.П.* Серые лесные почвы Центральной России. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1979. 233 с.
3. *Красин В.Н., Степанцова Л.В., Красина Т.В.* Оценка масштабов переувлажнения почв на территории Первомайского района Тамбовской области // Материалы V съезда Всероссийского общества почвоведов им. В.В. Докучаева. Ростов н/Д, 2008. С. 419–420.
4. *Практикум по агрохимии* / Под ред. акад. РАСХН В.Г. Минеева. М.: Изд-во МГУ, 2001. 689 с.

УДК 631.4(571.53)

ПРОБЛЕМЫ НОМЕНКЛАТУРЫ И КЛАССИФИКАЦИИ ПОЧВ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Г.А. Воробьева

Иркутский государственный университет
galvorob@yandex.ru

Показана самобытность почв Прибайкалья, сложность применения к ним почвенных классификаций 1977 и 2004 гг. Приведены результаты исследования почв с хроностратиграфических позиций, полноразвитые почвы отнесены к криптосинлитогенным образованиям, дано объяснение некоторых специфических свойств почв. Отмечено несоответствие фактических данных представлениям о генезисе ряда почвенных горизонтов.

Considered by the identity of soil at Pribaikalya, the complexity of the soil classifications 1977 and 2004. Results of research of soil with chronostratigraphy positions, developed soil classified kriptosinitogennym entities, given some specific properties of soils. The actual data does not correspond to the idea of the genesis a series of soil horizons.

Расчлененный рельеф, многообразие коренных пород, географическое положение в центре азиатского материка на стыке ряда природных зон определили разнообразие почв Прибайкалья. Здесь представлены все основные типы почв, характерные для таежных, лесостепных и степных ландшафтов. При этом почвы региона характеризуются значительной самобытностью, а потому не укладываются в рамки принятых классификаций: «Классификации-1977» [1] и «Классификации-2004» [2], основой для которых служило представление о географии и генезисе почв европейской равнинной части России.

Некоторые почвы могут существенно отличаться по своим свойствам от одноименных (однотипных) почв других регионов (различия в показателях pH, СНО, составе гумуса, особенностях состава и строения профиля). Все эти особенности почв Прибайкалья существенно усложняют проблему их классификации.

Объектами исследования послужили основные типы почв Прибайкалья. Почвы рассматриваются с позиций классификаций 1977 и 2004 гг. [1, 2]. Объяснения ряда специфических черт в строении и свойствах почв региона дано с использованием методов педолитологии и хроностратиграфии [3].

Наибольший интерес для классификации представляют широко распространенные дерново-подзолистые, серые лесные, дерновые лесные почвы. Несмотря на морфологический облик, схожий с обликом почв соответствующих типов, реальные свойства региональных почв не соотносятся со свойствами, характерными для данных типов. Так, дерновый горизонт этих почв по внешним признакам соответствует серогумусовому (дерновому) горизонту АУ, но зачастую не отвечает тем аналитическим показателям, которые определены для гор. АУ ($C_{\text{тк}}:C_{\text{фк}} < 1$, СНО < 80%, pH кислая или слабокислая). Напротив, для дерновых горизонтов многих почв региона характерны следующие свойства: $C_{\text{тк}}:C_{\text{фк}} > 1$, СНО > 80%, pH слабокислая или близкая к нейтральной.

В связи с вышеизложенным, деление минеральных гумусовых горизонтов на АУ, АУ, АУ для почв региона явно недостаточно. Требуется индекс для гумусового горизонта, который отражал бы морфологическое сходство дерновых горизонтов почв региона с гор. АУ, но вместе с тем указывал бы на специфику химических показателей (pH слабокислая до нейтральной, СНО высокая, $C_{\text{тк}}:C_{\text{фк}} > 1$). Нам представляется, что для таких целей наиболее подходит индекс АУи. Однако сложность заключается в идентификации этого горизонта при полевом изучении почв.

Сложности возникают при корреляции дерново-карбонатных почв с субстантивно-генетической Классификацией-2004 [2], поскольку в новой классификации факторные показатели (в данном случае – порода) не имеют права быть отраженными в почвенной номенклатуре. В связи с изменениями принципов номенклатуры дерново-карбонатные почвы, ранее относившиеся к одному типу, попадают не только в разные типы, но даже и в разные отделы (литоземы, структурно-метаморфические, текстурно-дифференцированные, органо-аккумулятивные).

По общепринятым представлениям самобытность почв региона обусловлена двумя факторами: 1) современными климатическими особенностями и 2) спецификой палеогеографической обстановки.

Современные климатические условия – резко континентальный климат, небольшое количество атмосферных осадков и невысокая теплообеспеченность – сказываются на таких особенностях прибайкальских почв, как пониженная мощность гумусового профиля, небольшие запасы гумуса и элементов питания, преимущественно фульватно-гуматный и гуматный состав гумуса, слабокислая реакция, повышенная СНО.

Палеогеографическая специфика территории Прибайкалья и ее влияние на почвообразование были обозначены еще И.В. Николаевым [4. С. 28, 29]: «В Восточной Сибири оледенения покровного типа не существовало», но «имело место очень глубокое промерзание почв с поверхности». Исследователи объясняли многие особенности древних почв влиянием доледникового (плиоценового?) почвообразования [4], позднеледникового [5] или плейстоцен-голоценового почвообразования [6]. В отношении эволюции почв эти же исследователи придерживались полигенетического принципа, вкладывая в него представления о прохождении почвой (без изменения ее объема) разных этапов развития, выражающихся в смене одних почв другими по мере эволюции факторов почвообразования. Среди факторов главная роль отводилась изменениям климата и состава растительности.

Не отвергая тезис о полигенетичности современных почв, мы вкладываем в него совсем иной смысл. Эволюция черноземов, серых лесных, дерновых лесных и других типов полноразвитых почв, т.е. почв с хорошо выраженными срединными горизонтами, шла не в автохтонном, а в аккумулятивном варианте, который характеризуется поступлением на поверхность прежней почвы нового минерального субстрата и ассимиляцией его в стратиграфически нарастающий почвенный профиль.

В процессе многолетних геоархеологических и хроностратиграфических исследований автором [3] получены многочисленные подтверждения того, что почвы Прибайкалья, относящиеся по Классификации-2004 к стволу постлитогенных, являются по своей сути криптосинлитогенными с замедленной и более или менее равномерной скоростью субазального (делювиального и эолового) осадконакопления. Это определяет их существенные морфологические отличия от синлитогенных почв, характеризующихся неравномерным (импульсивным) характером осадконакопления. Постлитогенный характер почвообразования оказался более или менее доказуем только для слаборазвитых почв региона.

Стратификация профилей почв Прибайкалья, выполненная с учетом морфогенетических показателей и подтвержденная многочисленными археологическими и радиоуглеродными датировками, в обобщенном варианте выглядит следующим образом.

В профилях естественных ненарушенных полноразвитых почв одноименные горизонты имеют приблизительно одинаковый возраст. Это подтверждается радиоуглеродными датировками и археологическими культурными остатками. Наиболее древний возраст имеет минеральный субстрат горизонта С – 11–25 тыс. лет (возможен возраст и более древний). Горизонт С нередко содержит археологические находки культуры палеолита, костные остатки плейстоценовой фауны, что позволяет уверенно относить этот горизонт к сартанскому времени. Субстрат гор. В₂ обычно имеет раннеголоценовый возраст (11–8 тыс. лет), содержит остатки культуры мезолита. Субстрат гор. В₁ накапливался в среднеголоценовое время (8–4,5 тыс. лет назад), в нижней его части еще встречаются остатки мезолитической культуры, тогда как в верхней – появляется керамика, а культурные остатки относятся к эпохе неолита.

В черноземах и темно-серых лесных почвах возраст субстрата нижней части гор. А может быть среднеголоценовым (6–4,5 тыс. лет), что подтверждает обнаруживаемый здесь неолитический материал. Средние и верхние части гор. А имеют позднеголоценовый возраст (менее 4,5 тыс. лет), причем в средней части горизонта находки, как правило, принадлежат эпохе бронзы (4,5–2,5 тыс. лет), в верхней части – эпохе железа и средневековью (менее 2,5 тыс. лет).

В лесных почвах возраст субстрата маломощного гор. А – позднеголоценовый. Археологические остатки в нижней части гор. А, а также в горизонтах АВ, АЕ, Е относятся к эпохе бронзы, в верхней задернованной части гор. А – к палеометаллу и средневековью.

Изучение строения почв с позиций хроностратиграфии позволяет рассматривать почву как летопись природно-климатических событий и дает возможность более обоснованно интерпретировать особенности строения и свойств почв. Хроностратиграфический подход ставит под

сомнение множество казавшихся незыблемыми взглядов на генезис тех или иных почвенных горизонтов, а соответственно, и на корректность отнесения почв к тем или иным типам.

Например, обнаруживаются несоответствия в представлениях о генезисе почв с «элювиальным» горизонтом. Принято считать, что образование элювиальных горизонтов идет в условиях промывного водного режима. Однако, как показывают хроностратиграфические данные, в почвах Прибайкалья субстрат гор. EL накапливался и в дальнейшем преобразовывался в условиях пониженной влажности климата позднего голоцена. Появление «элювиального» горизонта свидетельствует об исходной литологической неоднородности минерального субстрата гор. EL и гор. В, что осложняет отнесение почв к типу дерново-подзолистых.

Значительная оглиненность срединной части профиля может быть объяснена только как особенность осадконакопления, свойственная в основном среднеголоценовому времени. Вряд ли целесообразно обозначать такие горизонты индексами ВМ и ВТ, трактовать их как типодиагностические и относить почвы к соответствующим отделам и типам.

Карбонатные горизонты, трактуемые как иллювиальные гор. Вся или как гор. Сса, зачастую оказываются делювием кембрийских пород или лессовидными суглинками плейстоценового возраста. Установление литологической неоднородности субстрата почвенных горизонтов меняет представление о процессах почвообразования и влечет за собой изменения индексов горизонтов и классификационного положения почвы.

Таким образом, хроностратиграфический подход требует переосмысления многих традиционных представлений о генезисе почв Прибайкалья и их классификационного соответствия.

Литература

1. *Классификация и диагностика почв СССР* / В.В. Егоров, В.М. Фридланд, Е.Н. Иванова, Н.Н. Розов, В.А. Носин, Т.А. Фриев. М.: Колос, 1977. 223 с.
2. *Классификация и диагностика почв СССР* / Авторы и составители Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева, М.И. Герасимова. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
3. *Воробьева Г.А.* Почвы Иркутской области: вопросы классификации, номенклатуры и корреляции: Учеб. пособие. Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2009. 149 с.
4. *Николаев И.В.* Почвы Иркутской области. Иркутск: ОГИЗ, 1949. 403 с.
5. *Макеев О.В.* Дерновые таежные почвы юга Средней Сибири. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1959. 347 с.
6. *Надеждин Б.В.* Лено-Ангарская лесостепь (Почвенно-географический очерк). М.: Изд-во АН СССР, 1961. 328 с.

УДК 631.4

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОДКУРГАННЫХ ПОЧВ МОГИЛЬНИКА КУЙГЕНЖАР (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

Д.А. Гаврилов

Институт почвоведения и агрохимии СО РАН

denis_gavrilov@list.ru

Проведен сравнительный анализ вещественного состава палеопочв, погребенных под разными по происхождению насыпного материала курганами могильника Куйгенжар, которые сформированы в идентичных условиях и расположены в непосредственной близости. Установлено, что насыпь кургана влияет на сохранность минеральной части па-

леопочв. При формировании насыпи кургана из почвенной массы с кислой реакцией среды ($pH = 5,15$) из верхней части профиля наблюдалось выщелачивание ряда элементов, при погребении палеопочвы почвенной массой гумусового горизонта с прилегающей территории со щелочной реакцией среды изменений не наблюдалось.

The comparative analysis of material structure of buried paleosols is lead under different by origin a kurgans earth-deposit of burial ground Kuigenzhar which are generated in identical conditions and are located in direct proximity. It is showed, that the kurgan bourrock influences on safety of paleosols mineral part. Lixiviation of some elements was observed from the top part of a soil profile during formation of an kurgan bourrock which was made from soil mass with sour reaction ($pH = 5,15$), changes of a paleoso mineral part wasn't observed during burial paleosol by soil mass of humic horizon from adjoining territory with alkaline reaction.

В последнее время почвы, погребенные под курганами, широко используются при изучении эволюции почв и условий древнего почвообразования, а также палеоэкологической обстановки обитания древнего человека. При этом время от времени обсуждается проблема сохранности палеопочв, находящихся под курганами, которую можно решить, только накопив большие массивы данных о существовании погребенных почв в течение разного времени и в разных условиях погребения. С этой целью нами изучены палеопочвы двух курганов могильника Куйгенжар (Акмолинская область, Республика Казахстан), датируемых по особенностям конструкции могильных сооружений временем 2 200–1 500 л.н., погребенных насыпями с разными свойствами.

Могильник Куйгенжар расположен на правом коренном берегу верхнего течения р. Ишим. Могильник состоит из пяти курганов. Исследованию были подвергнуты курганы № 1 и 3 (авторы раскопок – археологи М.К. Хабдулина и А.Н. Свиридов).

Изучение палеопочв проводилось подробно с отбором образцов каждые 5–10 см в пределах визуально выделяемых слоев и/или горизонтов.

Насыпь кургана № 1 диаметром 42 м имеет мощность около 2 м. Она представляет собой грунтовую конструкцию, образованную из почвенной массы (смесь разных почвенных горизонтов), взятой с поймы р. Ишим и уложенной в хаотичном порядке. Такое строение насыпи придает ей пестрый вид. Материал, из которого сформирован курган, имеет кислую реакцию среды ($pH = 5,15$).

Разрез, непосредственно вскрывающий палеопочву, общей мощностью 100 см, четко отделяется от массы курганной насыпи по цвету, структуре и плотности, и имеет следующие морфологические свойства.

[А] – 0–10 см, каштанового цвета с сероватым оттенком, свежий, уплотненный, непрочнокомковатый, супесчаный, пронизанный корнями растений. Граница неясная, переход постепенный по плотности и структуре.

[AB] – 10–20 см, неоднородный по окраске, каштаново-бурого цвета, мелкокомковатый, супесчаный. Переход ясный, граница языковатая.

[B₁] – 20–32 см, бурого цвета, свежий, структурные отдельности выделяются более четко – зернисто-, средне- и крупнокомковатый, легкий суглинок с включением песка. На изломе отдельности имеют губчатое строение и новообразования в виде железисто-марганцевых пленок. Переход четкий, граница слегка волнистая.

Железисто-марганцевый прослой – 32–36 см, горизонт, состоящий из железисто-марганцевых конкреций. Вскипает от HCl. Остальные характеристики горизонта аналогичны вышележащему.

[Bca] – 36–100 см, темно-бурого цвета, свежий, комковатый, уплотненный, супесчаный. На изломе отдельности имеют вид губки. Включения карбонатов в виде белоглазки.

Таким образом, профиль почвы имеет следующий вид: [А], [AB], [B₁], железисто-марганцевый прослой, [Bca].

Курган № 3 имеет сравнительно небольшой диаметр – 20 м и высоту насыпи около 1 м. Тело кургана сложено из почвенной массы гумусосодержащих горизонтов палеопочвы, взятой с окружающей территории.

Погребенная под курганом № 3 почва была вскрыта в центральной части насыпи, имеющей максимальную мощность. От насыпи она четко отделялась более темным гумусовым горизонтом, фиксируемым по всей длине насыпи. Общая мощность разреза 90 см.

[А] – 0–10 см, темно-серый с каштановым оттенком, интенсивность которого увеличивается к низу горизонта на фоне снижения интенсивности темно-серой окраски, сухой, пылевато-комковатый, супесчаный, уплотненный, слабо вскипающий от HCl, пронизанный корнями растений. Имеются кротовины, заполненные темно-серым материалом. Граница волнистая, переход ясный по плотности и структуре.

[AB] – 10–26 см, неоднородный по окраске – затеки гумуса на фоне каштанового цвета, свежий, мелкокомковатый, супесчаный, с редкими растительными остатками. В нижней части горизонта встречаются карбонаты в виде белоглазки. Имеются кротовины. Переход ясный, граница языковатая.

[Bca] – 26–90 см, каштаново-бурой окраски, свежий, комковатый, уплотненный, супесчаный, выделяются карбонаты в виде белоглазки; имеются кротовины.

Таким образом, погребенная почва имеет следующий профиль – [А], [AB], [Bca].

В палеопочвах было определено содержание общего органического углерода (по Тюрину), реакция почвенной среды (потенциометрически в водной суспензии), профильное распределение карбонатов (газоволькуметрическим методом), магнитная восприимчивость и валовой состав минеральной части почвы.

Профильное распределение органического углерода в обоих разрезах имеет аккумулятивный характер. Его содержание в горизонте [А] меньше 1,0 и постепенно уменьшается с глубиной до 0,2% [Bca].

Сравнение погребенных почв по величине магнитной восприимчивости показывает их отличия друг от друга в верхних 36 см. В палеопочве под курганом № 3 с глубиной она имеет максимальное значение в гумусо-аккумулятивном горизонте – $1,35 \cdot 10^{-6}$ СГСЕ/г и мало изменяется в нижележащей толще ($\chi - 0,77-0,99 \cdot 10^{-6}$ СГСЕ/г) (рис. 1). Погребенная почва под другим курганом характеризуется более высокими показателями магнитной восприимчивости, достигая в гумусо-аккумулятивном горизонте $\chi - 2,18-2,59 \cdot 10^{-6}$ СГСЕ/г. Ниже она убывает и колеблется в близких предыдущему пределах – $0,9-1,05 \cdot 10^{-6}$ СГСЕ/г (рис. 1).

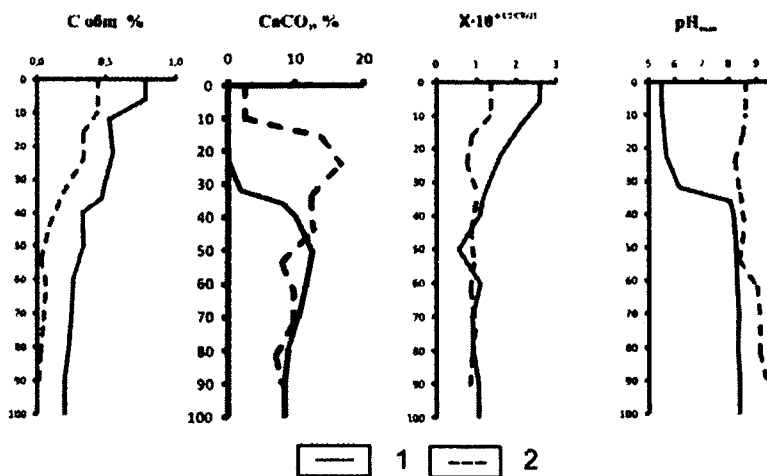


Рис. 1. Некоторые физико-химические свойства погребенных почв.

Условные обозначения: 1 – погребенная почва под курганом № 1; 2 – погребенная почва под курганом № 3

В обеих почвах отмечается высокое содержание карбонатов, достигающее 12–17%. Погребенная почва под курганом № 3 окарбонатачена по всему профилю с максимальным содержанием CaCO_3 на глубине 10–45 см. Карбонатный профиль под курганом № 1 отличается слабой выщелоченностью и бурно вскипает от HCl ниже 32 см (рис. 1).

Палеопочва, вскрытая под курганом № 3, характеризуется сильнощелочной реакцией и pH увеличивается сверху вниз с 8,2 до 9,4. Другая погребенная почва отличается слабо кислой реакцией среды верхних 36 см (pH – 5,5–5,8). Нижняя часть почвенных профилей – сильнощелочная (pH 8,0–8,4).

По валовому химическому составу почва, погребенная под курганом № 3, не дифференцирована. Содержание SiO_2 находится в пределах 63–71%, полуторных оксидов – от 12 до 14%. Количество CaO в верхней части гумусового горизонта составляет 2%, ниже оно возрастает в горизонте B_{ca} до 7–8%. Элювиально-аккумулятивный коэффициент (ЭА_R) позволяет говорить о прогрессивно-иллювиальном (согласно Б.Г. Розанову) типе распределения карбонатов по профилю. Остальные оксиды элементов с глубиной практически незначительно флуктуируют (рис. 2).

Валовой химический состав палеопочвы, вскрытой под курганом № 1, показывает четкую дифференциацию профиля на две части: верхнюю – 0–36 см и нижнюю – 36–100 см. В верхней части профиля фиксируются процессы интенсивного выноса Ca , Mg и Mn ($\text{ЭА}_{\text{Ca}} = 0,18–0,51$; $\text{ЭА}_{\text{Mg}} = 0,22–0,45$; $\text{ЭА}_{\text{Mn}} = 0,34–0,51$). В толще 0–32 см валовое содержание CaO составляет около 1%, ниже в B_{ca} оно возрастает до 4–6%, тогда как MgO имеет горизонт накопления на глубине 50–80 см, где его количество достигает 1,6–1,8%. Железисто-марганцевый прослой на глубине 32–36 см характеризуется превышением содержания MnO по сравнению с выше- и нижележащими толщами в 5–10 раз. Этот же прослой характеризуется относительно повышенным содержанием Mg .

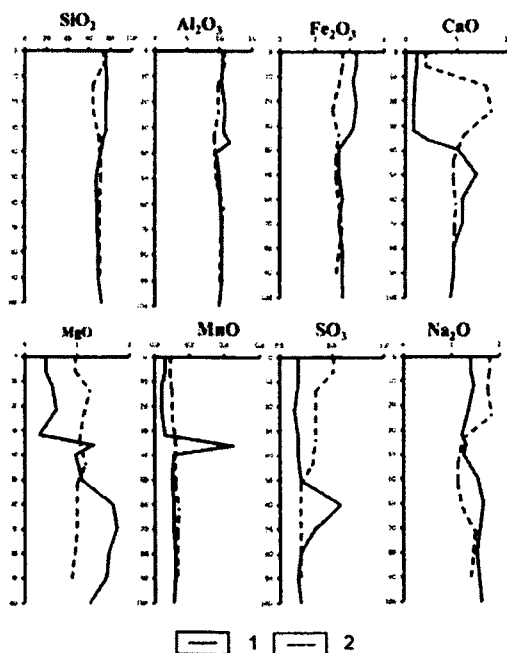


Рис. 2. Некоторые характеристики валового химического состава погребенных почв.
Условные обозначения: см. рис. 1

Анализ валового состава этой почвы свидетельствует, что в профиле под влиянием кислых растворов шел интенсивный вынос из курганной насыпи таких оксидов, как CaO , MgO , MnO и SO_3 .

Сравнение двух палеопочв, сформированных в идентичных условиях, но погребенных под разными по происхождению насыпного материала курганами могильника Куйгенжар (Северный Казахстан), показало, что насыпь кургана влияет на сохранность минеральной части палеопочв. При формировании насыпи кургана из почвенной массы с кислой реакцией среды ($\text{pH} = 5,15$) из верхней части профиля произошло выщелачивание ряда элементов (Ca , Mg , Mn и S). При погребении палеопочвы почвенной массой гумусового горизонта с прилегающей территории со щелочной реакцией среды минеральная часть не претерпела каких-либо существенных изменений.

УДК 631.4:552.14

РАЗНОВОЗРАСТНЫЕ И ЗАЛЕЖНЫЕ ПОЧВЫ КАК ПРИРОДНЫЕ ОБЪЕКТЫ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛИНО-МЕТАЛЛО-ОРГАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

К.Г. Гиниятуллин, А.А. Шинкарев
Казанский государственный университет
ginijatullin@mail.ru

Обсуждаются критерии выбора и специфические особенности природных объектов, характеризующих промежуточные состояния формирования глино-металло-органического комплекса почв. Показана перспективность изучения разновозрастных почв земляных археологических памятников. Дополнительные перспективы связываются с изучением залежных старопашотных почв, подвергавшихся в прошлом водной эрозии.

Criteria of a choice and specific features of natural objects characterizing intermediate conditions of the soil clay-metal-organic complex formation are discussed. The availability of soils with different age from medieval settlement site is shown. Additional possibility are provided with studying of soils withdrawn of a crop rotation exposed in the past to water erosion.

Почвы являются зонами глобального взаимодействия органического вещества (ОВ) с минералами, в которых реализуются принципиально иные способы достижения относительной устойчивости системы, чем в корях выветривания. В их основе лежит специфичное взаимодействие и кинетическая стабилизация промежуточных продуктов трансформации первичных минералов и минерализующихся ОВ – образование глино-металло-органического комплекса (ГМОК) [1]. Помимо большой теоретической значимости, экспериментальное изучение механизмов образования ГМОК необходимо для решения многих прикладных задач.

Механизмы процессов изучаются в кинетических экспериментах. Возраст лесостепных почв оценивается сотнями и тысячами лет, тогда как их системное изучение началось немногим более ста лет назад. Модельные эксперименты можно провести в строго контролируемых условиях, однако только для изучения процессов взаимодействия ОВ с минералами на начальных временах. Актуальной задачей является подбор и изучение природных объектов, характеризующих любые промежуточные состояния формирования ГМОК.

Ранее, в экспериментах, моделирующих трансформацию в почве глинистой породы с высоким содержанием диоктаэдрических 2:1 фаз при ее взаимодействии с разлагающимися растительными остатками, было показано уменьшение интенсивности базальной дифракции

сметитов, вызванное ОВ, жестко связанным на поверхности глинистых частиц и в межслоевых промежутках в форме устойчивой к обработке 30% H_2O_2 [2]. Для получения экспериментальных данных, подтверждающих формирование аналогичных органо-сметитовых композиций непосредственно в почвенных условиях, использовали профильные образцы разновозрастных черноземных почв Больше-Кляринского городища (Среднее Предволжье). Наряду с изучением целинных черноземных почв, примыкающих к археологическому объекту с напольной стороны, комплексом современных методов изучались «молодые» черноземные почвы, формирующиеся на естественно зарастающих земляных отвалах городища.

Городище представляет собой насыпное фортификационное сооружение Волжской Булгарии, возведенное между XII–XIV вв., имеющее вид сопряженных валов и рвов, концентрических в плане, и расположенное на однотипном элементе рельефа – пологом склоне восточной экспозиции. До его сооружения почвенный покров в границах, включающих городище и прилегающую с напольной стороны территорию, был представлен одной почвенной разновидностью – среднемощным тучным тяжелосуглинистым выщелоченным черноземом на желтобуром делювиальном тяжелом суглинке. Спектры дифракции от порошковых препаратов показывают полную тождественность материнских пород на всей исследованной территории. Отсутствие литологической неоднородности почвенных профилей подтверждается данными валового химического анализа. По данным анализа распределения минеральных частиц по размерам в профильных образцах выщелоченного чернозема, гранулометрический состав физической глины полностью однотипен. Какой-либо закономерной дифференциации профиля по содержанию тонкодисперсных фракций не обнаруживается.

Обычная технология сооружения периферического вала городищ заключалась в том, что вал и прилегающие рвы (с внутренней и внешней сторон) создавались одновременно. Насыпь возводилась путем укладки грунта из рвов на поверхность почвы между ними. За время, прошедшее с момента сооружения городищ, на поверхности валов сформировались «молодые» почвы. Однако полевые почвенно-археологические исследования показывают, что далеко не все участки на периферических валах городищ равноценны с точки зрения перспектив «прагматического» использования информации, заключенной в объектах. Чтобы свести к минимуму возможность искажения результатов, обусловленную более поздними досыпками периферического вала или нарушением гумусовых профилей роющими животными в послойных (через 4 см) образцах из разрезов, заложенных на различных участках периферического вала, первоначально анализировали распределение содержания гумуса по глубине. Затем отбирались профили, характеризующиеся закономерным убыванием содержания гумуса с глубиной, когда зависимости уверенно аппроксимируются экспоненциальными функциями, как и в профиле целинного чернозема.

Фракцию < 2,5 мкм для изучения взаимосвязи между реальной структурой глинистых агрегатов и жестким связыванием ОВ выделяли только из тех профилей, в которых содержание гумуса с глубиной изменялось полностью закономерно. Фракция выделялась после декальцирования образцов и удаления ОВ обработкой 30% H_2O_2 .

Для изучения формирования ГМОК также оценивали перспективы использования современных залежных старопашотных почв, подвергавшихся в прошлом водной эрозии различной интенсивности. Объектами исследования были светло-серые лесные почвы Предволжья РТ – целинная под дубравой свежей кленово-липовой и залежная старопашотная слабоэродированная под луговой растительностью, зарастающей березой (залежь 25–30 лет). Разрезы были заложены на одном элементе рельефа – средней части слабопокатого склона северной экспозиции коренного берега р. Волга и характеризуются однородными почвообразующими породами – делювиальными суглинками. Отбирались образцы из верхней и нижней частей старопашотного горизонта – 15 прикопок, заложенных на залежной почве. Оценивали масштабы вторичного накопления гумуса и его характер.

Элементный анализ препаратов ила показал, что содержание жестко связанного ОВ увеличивается от основания к верхней части профилей, всегда обнаруживая сильную корреляционную связь с содержанием ОВ в исходных образцах. Эта закономерность одинаково прослеживалась для разрезов, заложенных как на целинной территории, так и на периферическом валу городища. Содержание Сорг в илистой фракции верхней части профилей варьировало в интервале 0,97–1,27%, превышая содержание устойчивого к окислительной деструкции Сорг в породе в 3–4 раза.

Термический анализ ила из верхней части профилей показывает между 500 и 600°C наложение на эндотермический пик смещенного по температуре экзотермического эффекта разложения ОВ, предположительно находящегося в межслоевом пространстве глин. Характеристика летучих компонентов была проведена методами ТГ – Фурье – ИК спектроскопии. Показано, что в процессе нагрева из образцов ила удаляются сложные смеси органических компонентов с широким спектром связей, функциональных групп и структурных фрагментов (колебания ОН-групп, аминогрупп, СН-связей, полосы поглощения CO₂ и др.).

Рентгеновский фазовый анализ ориентированных препаратов показал, что процесс профильной дифференциации минерального состава глинистых фаз в черноземных почвах, образовавшихся на периферическом валу городища за 600–800 лет, аналогичен наблюдаемому в профиле целинного чернозема. По дифракционным спектрам от воздушно-сухих препаратов в верхней части всех гумусовых профилей изменилось соотношение между интенсивностями рефлексов смектита и (или) смешанно-слоистых иллит-смектитовых фаз с высоким содержанием смектитовой компоненты и иллита. Для препаратов, насыщенных этиленгликолем, изменения в верхней части гумусовых профилей четко проявлялись в высоком малоугловом фоне, слабом разрешении рефлекса смектит – этиленгликоль и его небольшом смещении в сторону больших межплоскостных расстояний. При этом интенсивность 10 Е рефлекса во всех образцах практически не изменилась. Однотипный гранулометрический состав фракции физической глины в профилях почв и отсутствие различий в результатах определения обменной емкости методом адсорбционно-люминесцентного анализа не позволяет отнести обеднение дифракционных картин в малоугловой области ни к селективному разрушению лабильных фаз, ни к агрегации разбухающих минералов, а может объясняться интеркаляцией полидисперсного ОВ в межслоевых промежутках.

Проведенные исследования показывают перспективность использования почв, новообразованных на антропогенных отвалах пород разного возраста и разного происхождения. Однако их применение имеет специфику, связанную с изменением профиля земной поверхности и соответствующим ему изменением гидрологического режима территорий. В данном аспекте может быть плодотворным использование современных залежных эродированных почв.

Исследования залежных почв показывают, что содержание гумуса в верхней части Апах исследованных 15 прикопок составляет в среднем 2,2% при средней изменчивости совокупности (коэффициент вариации 13,8), в нижней части Апах – 1,4%, также при средней изменчивости совокупности (коэффициент вариации 17,4). Для обоих слоев содержание гумуса соответствует нормальному распределению (критерий Шапиро – Уилка $W = 0,93$, $p = 0,24$ для верхнего слоя, $W = 0,89$, $p = 0,07$ для нижнего). Парный двухвыборочный t -тест средних показывает достоверную разницу между содержанием гумуса в слоях ($t = 15,3$, при критическом значении $t = 1,76$ ($p = 0,05$)). Если предположить, что содержание гумуса в нижней части пахотного горизонта соответствует исходному до вывода почвы из обработки, тогда разница в содержании гумуса между слоями может быть приписана органическому веществу, новообразованному под залежным луговым разнотравьем за 25–30 лет. Для всех 15 исследованных прикопок наблюдается повышенное содержание гумуса в верхнем слое пахотного горизонта по сравнению с нижним, которое в среднем составляет 0,8% и характеризуется сильной изменчивостью (ко-

эффицент вариации 25,7). Повышенное отношение C/N в верхней части пахотного горизонта залежных почв косвенно свидетельствует о том, что вторичное накопление гумуса под влиянием залежи происходит прежде всего за счет аккумуляции под дерниной грубого (детритного) гумуса. Проведенные исследования показывают, что 20–30-летнее нахождение светло-серой слабозеродированной почвы под залежным разнотравьем приводит к существенному накоплению в верхнем слое грубого гумуса, которое может составлять до 15% к общему запасу гумуса в профиле почвы. Пространственное распределение вторичного гумуса характеризуется сильной изменчивостью, что необходимо учитывать при отборе образцов для сравнительных изучений закономерностей формирования ГМОК почв.

Разновозрастные и залежные почвы могут быть весьма продуктивно использованы как природные объекты для изучения закономерностей формирования ГМОК почв. Однако для получения объективных данных необходимо их комплексное многоплановое исследование.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 08-04-00952).

Литература

1. Шинкарев А.А., Гиниятуллин К.Г., Кринари Г.А., Гневашов С.Г. Использование системного подхода при исследовании глинисто-гумусовых взаимодействий в почвах // Почвоведение. 2003. № 4. С. 476–486.
2. Гиниятуллин К.Г., Кринари Г.А., Шинкарев А.А. (мл.), Шинкарев А.А., Лыгина Т.З., Губайдулина А.М. Структура модельных глинисто-гумусовых комплексов // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер.: Естеств. науки. 2006. Т. 148, кн. 4. С. 75–89.

УДК 631.4.

ОТРАЖЕНИЕ ДРЕВНЕГО ГЕОАНТРОПОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ В ПОЧВАХ МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ

А.А. Гольева

Учреждение Российской академии наук Институт географии РАН, г. Москва
alexandragolyeva@rambler.ru

Изучение ряда разновозрастных поселений и почв под валами и курганами Московской области показало, что человек интенсивно преобразовывал ландшафты региона в течение последних 2 тыс. лет. Выделяются различные типы геоантропогенного преобразования ландшафта: поселенческие и пахотные. Каждый из них имеет свои характерные черты, степень устойчивости, специфику отражения в современных почвах.

Studying of different age settlements and soils under shaft and barrows of the Moscow region has shown, that the person intensively transformed landscapes of region during last 2 thousand years. Various types of geoanthropogenous transformation of a landscape are allocated: urbic and arable. Each of them has the characteristic lines, stability degree, specificity of reflexion in modern soils.

Естественнонаучные исследования на археологических памятниках позволяют существенно расширить наши знания об этапах и стадиях антропогенного преобразования ландшафтов в прошлом. Сформировалось даже новое направление исследований – археологическое почвоведение [1, 2 и др.]. Не менее важным является исследование проблем, связанных с постантропогенным развитием ландшафтов, выявлением набора характеристик, позволяющих опре-

делять признаки древней антропогенной (поселенческой и/или агрогенной) деятельности в современном ландшафте.

Для решения поставленной задачи изучались почвы, сформировавшиеся на разновозрастных древних поселениях и вокруг курганных комплексов Московской области. Всего было изучено более 10 объектов археологических раскопок, возраст почв варьировал от 600 до 2 000 лет.

В почвах проводились морфологические, физико-химические, микробиоморфные анализы, которые входят в стандартный комплекс методов, используемых нами на археологических памятниках [3–6].

Исследования почв древних поселений. Работы на селище раннего железного века (Ростиславль) показали, что, хотя люди покинули участок около 1,5 тыс. л.н., полного восстановления почвенных свойств не произошло. Поселение было создано на почвах суглинистого состава, и щелочные значения pH, высокие концентрации валового фосфора, органического углерода сохранились даже спустя 1,5–2,0 тыс. лет. Так, содержание карбонатов составляет более 3% на глубине 35 см, т.е. за почти 2 000 лет не произошло растворение и вымывание соединений кальция в гумидной зоне.

Раннеславянское селище Мякинино было расположено на супесчаных почвах. К настоящему времени культурный слой селища был выражен слабо, сильно эродирован за счет возвышенного положения в рельефе. С целью уточнить археологические выводы о бытовании селища, было проведено определение пространственного варьирования содержания валового фосфора по площади раскопа, своего рода «картирование» квадратов раскопа по фосфору. Для этого образцы на анализ отбирались в центре каждого вскрытого квадрата на одной плоскости раскопа. Во всех случаях содержание валового фосфора было выше нормы для природных объектов. Таким образом, даже слабовыраженные, плохо сохранившиеся КС, сформированные *in situ*, содержат и сохраняют высокие количества фосфора.

Были исследованы почвы, сформированные на рыхлых песках в одних геоморфологических условиях, на заброшенных культурных слоях поселений (участок Дунино). Единственным отличием был возраст почв, т.е. время забрасывания поселения. В одном случае это произошло 1,5 тыс. л.н. (ранний железный век), в другом – 600 л.н. (раннее средневековье). В обоих случаях сформировавшиеся культурные слои были маломощными, созданными на песках рыхлых. То есть имел место хроноряд проявления зонального почвообразования с интервалом почти 1 000 лет.

После ухода людей толща сформировавшегося поселенческого горизонта обоих участков была проработана процессами почвообразования, которые уничтожили резкие переходы одного слоя в другой, что является одним из четких диагностических признаков культурного слоя в почвоведении. Основные химические свойства большинства исследованных объектов (кислотность почвенных растворов, содержание и распределение органического углерода) соответствуют требованиям для дерновых почв, т.е. произошла глубокая перестройка профиля. Лишь в том случае, если исходная почва была преобразована людьми очень сильно – стояло жилище, была хозяйственная яма, сформированный мощный культурный слой сохранился и хорошо диагностируется.

Единственным параметром, который сохранился от древней антропогенной истории участка, является характер распределения валового фосфора. Ровный характер распределения валового фосфора позволяет диагностировать антропогенное прошлое этих участков и говорить о том, что почвы прошли через стадию культурных слоев.

Исследование старопашотных почв. Древняя пашня на песчаных породах была изучена на участке Дунино. Согласно историческим источникам, здесь 350–400 лет назад была пашня. Исследования почв показали, что за прошедшие столетия на поверхности древней пашни сформировались дерновые почвы без признаков распашки в профиле. Например, исчезла рез-

кая нижняя граница пахотного горизонта – основной диагностический показатель пашни при макроморфологических исследованиях.

По своим основным химическим показателям современные почвы соответствуют требованиям для песчаных почв природной зоны Подмосквья. Они кислые по всему профилю, значимое содержание органического вещества присутствует только в горизонте подстилки при резком уменьшении с глубиной, нет характерного для пахотных горизонтов перераспределения несиликатных форм железа. То есть за прошедшие годы полностью восстановились не только морфологические, но и основные химические свойства почв.

Единственным отличительным признаком, позволяющим предположить древний пашенный этап развития почв, является содержание и распределение валового фосфора – резкое обеднение верхней гумусированной части профиля при увеличении этих значений с глубиной.

Древняя залежь на суглинистых породах была изучена на участке Мякинино. Там, под курганом XIV в., был выявлен пахотный горизонт. При этом нижняя граница пахотного горизонта хорошо сохранилась под насыпью кургана и полностью исчезла в современной почве, простирающейся непосредственно после насыпи. Таким образом, выявлен эволюционный тренд исчезновения морфологических признаков пахотного горизонта с течением времени. Иными словами, за 700–800 лет произошла полная перестройка древнего пахотного горизонта. Полностью исчезла ровная нижняя граница, изменились химические параметры – кислотность почвенных растворов, характер распределения органического вещества, содержание и распределение различных форм несиликатного железа.

В то же время можно выделить ряд устойчивых показателей пашни, которые даже спустя 700–800 лет изменились слабо и позволяют реконструировать древнюю распашку. К таким показателям относится характер распределения валового фосфора. Если в обычных почвах наблюдается аккумулятивный тренд с максимумом в верхнем горизонте, то в пахотном слое содержание фосфора ровное по всей толще горизонта, а в ряде случаев фиксируется даже накопление элемента в толще, бывшей ранее плужной подошвой. К достаточно устойчивым признакам можно отнести и характер распределения физической глины. Элювиально-иллювиальный тип распределения сохранился как в погребенной, так и в современной почве. Сохранилось типичное для пахотных почв элювиально-иллювиальное распределение фитолитов с максимумом на глубине древней плужной подошвы. Более того, в толще древнего пахотного горизонта сохранились фитолиты культурных злаков.

Таким образом, древняя хозяйственная деятельность людей сохранена в современных почвах. В первую очередь она отражена в качественной и количественной специфике распределения валового фосфора и фитолитов в толще почвы.

Степень и характер отражения древнего геоантропогенного воздействия в современных почвах зависит от длительности почвообразования, интенсивности антропогенеза, гранулометрического состава исходных пород.

Объекты, где антропогенная деятельность была максимальной (ямы), сохраняют специфические свойства культурных слоев – высокое содержание гумуса и валового фосфора во всей исследованной толще тысячи лет. На других участках процесс преобразования поселенческого или агрогенного слоя в почву занимает столетия.

Литература

1. Демкин В.А. Палеопочвоведение и археология. Пушкино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1997. 213 с.
2. Дергачева М.И. Археологическое почвоведение. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 227 с.
3. Гольева А.А. Естественно-научные исследования археологических памятников Подмосквья // Археология Подмосквья. М.: Ин-т Археологии РАН, 2006. Вып. 3. С. 137–149.

4. Гольева А.А. Комплексные естественнонаучные исследования на городище Ростиславль Рязанский // Археология Подмосковья: Материалы научного семинара. М.: Ин-т Археологии РАН, 2004. С. 24–34.
5. Гольева А.А. Микробиоморфные исследования культурных слоев древних поселений // Археология Подмосковья: Материалы научного семинара. М.: Ин-т Археологии РАН, 2009. Вып. 5. С. 55–72.
6. Гольева А.А. Почвенные исследования археологических памятников Мякинино // Археология Подмосковья: Материалы научного семинара. М.: Ин-т Археологии РАН, 2006. Вып. 3. С. 85–111.

УДК 631.4

ДИАГНОСТИКА ГЕОГРАФИЧЕСКИХ АРЕАЛОВ ПОЧВ ДЖУЛУКУЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ (РЕСПУБЛИКА АЛТАЙ) ПО ДАННЫМ НАЗЕМНОЙ, АНАЛИТИЧЕСКОЙ И СПУТНИКОВОЙ ИНФОРМАЦИИ

Н.В. Гонн

Учреждение РАН Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, г. Новосибирск
gopp@issa.nsc.ru

В работе рассматривается технология составления цифровых почвенных карт с использованием параметров растительности и рельефа, рассчитываемых по спутниковым снимкам (Landsat ETM+, SPOT 4, SRTM).

An application of the technology of digital soil mapping with use of parametres of vegetation and a relief counted on satellite data (Landsat ETM+, SPOT 4, SRTM) is discussed in this paper. By the example of a test plot in Dzhulukulsky hollow possibility of an effective use materials of land and satellite data for interpretation areas of soils.

В настоящее время цифровые почвенные карты приобретают все большее значение в решении задач, стоящих в сфере научно-технического обеспечения агропромышленного комплекса. На их основе создаются почвенно-географические основы для систем точного земледелия, составляются экологические прогнозы развития деградационных процессов в почве при интенсивном сельскохозяйственном использовании и т.д. Поэтому почвенные карты являются неотъемлемой составляющей для решения многих задач, стоящих перед почвоведением и агропромышленным комплексом.

Весьма существенный вклад в методологию составления цифровых почвенных карт вносят алгоритмы для автоматизированной диагностики географических ареалов почв по разнородным спутниковым снимкам и произведенным на их основе тематическим картам параметров растительности и рельефа. Дешифрирование снимков для диагностики ареалов почв различных ландшафтов имеет свою специфику и зависит от степени покрытия территории растительностью и антропогенной освоенности. От этого зависит и выбор, по каким признакам – прямым или косвенным – будет осуществляться дешифрирование. Так, для территорий, полностью покрытых растительностью, ведущую роль при дешифрировании почвенного покрова играет ландшафтная индикация. Для открытых почв сельскохозяйственных угодий дешифрирование может осуществляться по прямым признакам (цвет, тон, текстура).

Составление почвенных карт является очень трудоемким процессом и требует от составителя полисистемных знаний и способностей оперировать при дешифрировании спутниковых снимков большим набором косвенных и прямых признаков, которые зачастую необъяснимы и трудно формализуемы (рис. 1). Существующие сложности приводят к преобладанию субъективного подхода при составлении почвенных карт, а отсутствие формализации признаков

к невозможности развития автоматизированных технологий. Для решения этой сложной проблемы необходимы знания, полученные на стыке наук – почвоведения, геоботаники, геоморфологии, картографии, дистанционного зондирования Земли, – что создает ряд научно-методических проблем, касающихся не только особенностей обработки спутниковых снимков, но и выяснения причин взаимосвязи в цепочке «почва – растительность – рельеф».

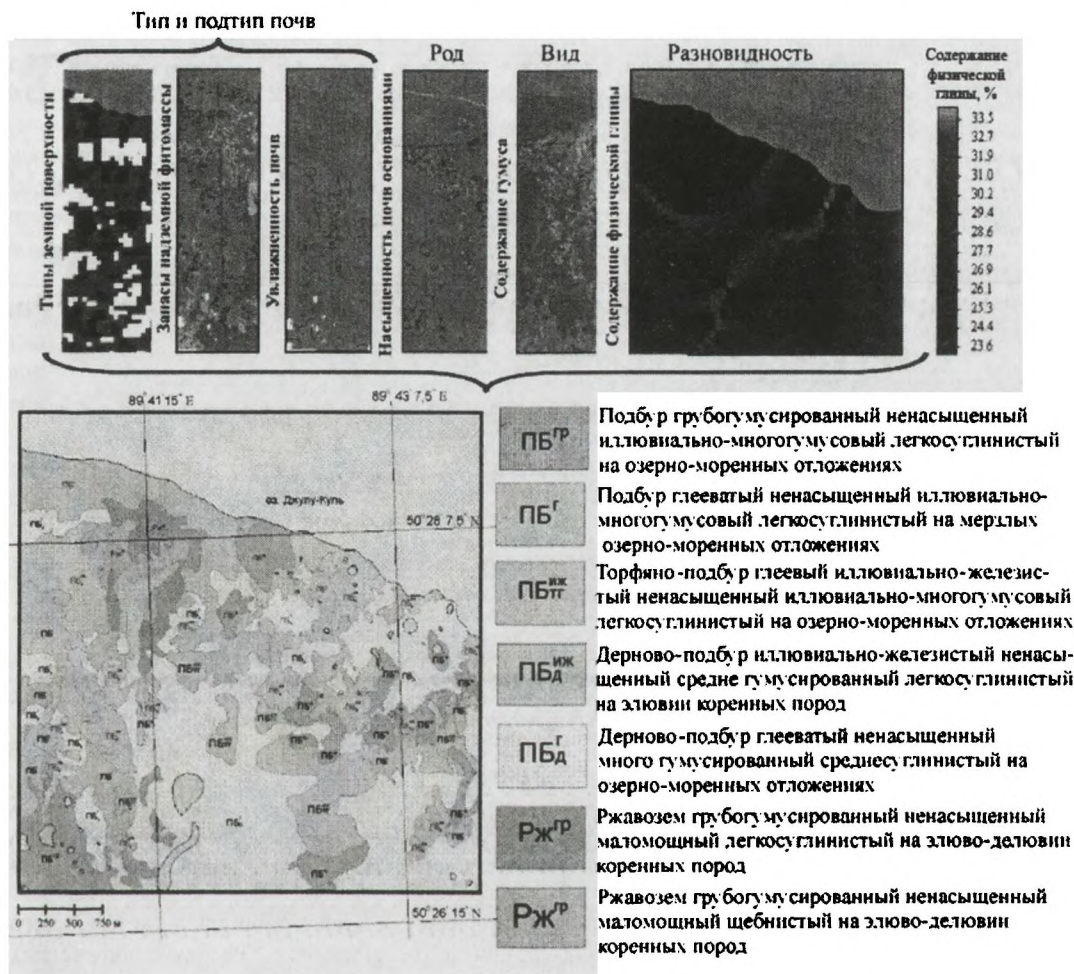


Рис. 1. Тематические слои, используемые в алгоритме при автоматизированном построении почвенных карт

Детальное изучение возможностей различных алгоритмов для обработки спутниковой информации показало, что оптимальным выходом из сложившейся ситуации является применение сопряженной обработки результатов классификации спутниковых снимков алгоритмом «дерево решений», который разрабатывается на основе экспертных знаний почвовед-исследователя (рис. 2). К отличительным особенностям данного подхода можно отнести возможность редактирования алгоритма при привлечении новых дешифровочных признаков с последующей автоматической корректировкой карты.

Объектами исследования послужили различные типы и подтипы почв из отдела альфегумусовых и железисто-метаморфических (дерново-подбур иллювиально-железистый, подбур

глееватый, подбур грубогумусированный, дерново-подбур глееватый, ржавозем грубогумусированный), а также параметры растительности и рельефа Джулукульской котловины (Республика Алтай, Улаганский район).

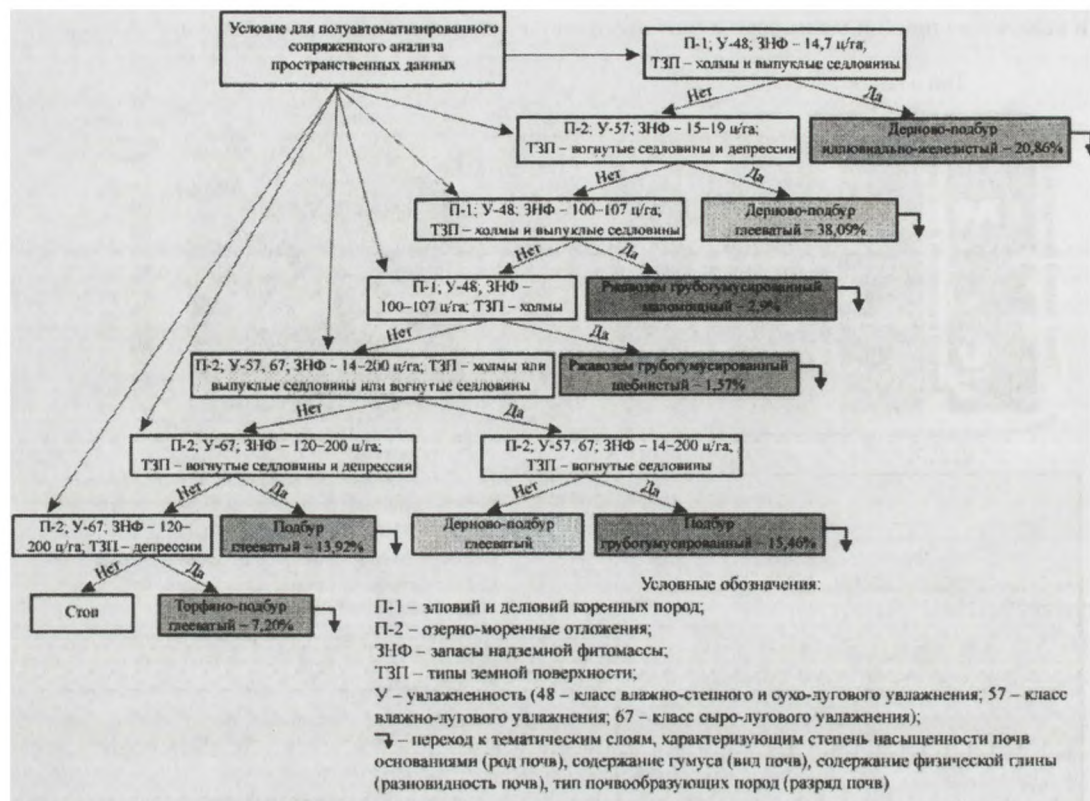


Рис. 2. Алгоритм «дерево решений»

Изучаемыми параметрами почв являлись: содержание органического углерода, влажность, насыщенность основаниями, гранулометрический состав. Исследование физико-химических свойств почв осуществлялось по общепринятым методикам.

Изучаемыми параметрами рельефа являлись: крутизна склонов, площадь максимального сбора, горизонтальная кривизна, максимальная кривизна, освещенность. Расчет тематических карт морфометрических параметров рельефа проводился по радиолокационным снимкам SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, разрешение 90 м). Алгоритмы расчета локальных морфометрических величин рельефа описаны в работе Р.А. Шары, Л.С. Шарая, А.В. Митусов [1].

Изучаемыми параметрами растительности являлись: спектрально-яркостные характеристики растительности, выявляемые по многозональным снимкам, запасы надземной фитомассы, вычисляемые через индекс NDVI (Normalized Difference Vegetation Index). Алгоритмы для классификации снимка Landsat 7 ETM+ и расчета запасов надземной фитомассы по снимку SPOT 4 приведены в работах [2, 3, 4].

Ключевым моментом технологии является создание серии тематических карт с использованием различных данных (наземных, аналитических, спутниковых). Среди рассчитанных тематических карт выявлены наиболее значимые косвенные индикаторы границ почвенных кон-

туров на уровне типа и подтипа, к которым относятся: запасы надземной фитомассы, основные типы земной поверхности (холмы, выпуклые склоны, вогнутые склоны, депрессии) и увлажненность (рис. 1).

Анализ зависимостей между физико-химическими свойствами почв и параметрами растительности показал, что свойства почв, характеризующие таксономические единицы рода (по степени насыщенности почвенного поглощающего комплекса основаниями) и вида (по содержанию гумуса) коррелируют с запасами надземной фитомассы (коэффициенты корреляции $r_s = 0,62$, $p < 0,001$ и $r_s = 0,73$, $p < 0,0001$ соответственно). Разновидность почв, определяемая в изучаемых почвах по содержанию физической глины, коррелирует с параметрами рельефа (максимальная кривизна, высота, площадь максимального сбора). Таким образом, если изучаемые свойства почв коррелируют с запасами надземной фитомассы и параметрами рельефа, то их можно предсказать по этим параметрам путем расчета уравнений регрессий и линейного прогноза, а также с помощью разработанных алгоритмов. Результаты расчетов представлены в виде тематических слоев на рис. 1.

На следующем этапе полученная серия тематических карт используется в алгоритме «дерево решений» (рис. 2), который позволяет автоматизировано выделить ареалы почв на уровне типа, подтипа, рода, вида, разновидности, согласно заданным условиям. Входные данные для алгоритма получаются в процессе проведения полевых, дистанционных, аналитических и статистических исследований параметров почв, растительности и рельефа.

К отличительным особенностям данного алгоритма можно отнести возможность его редактирования при привлечении новых дешифровочных признаков с последующей автоматической корректировкой карты. Разработанный алгоритм обеспечивает частичную замену ручного труда при составлении почвенных карт.

Литература

1. *Shary P.A., Sharaya L.S., Mitusov A.V.* Fundamental quantitative methods of land surface analysis // *Geoderma*. 2002. Vol. 107, № 1–2. P. 1–32.
2. *Пестунов И.А., Будкина Е.А., Синяевский Ю.Н.* Алгоритм кластеризации многоспектральных изображений на основе формирования сеточной структуры в пространстве признаков // Тр. Междунар. конф. «Вычислительные и информационные технологии в науке, технике и образовании». Павлодар, 2006. Т. 2. С. 124–131.
3. *Гопп Н.В., Куликова Е.А., Пестунов И.А., Синяевский Ю.Н., Смирнов В.В.* Распознавание формаций лесной растительности с близкими спектрально-яркостными характеристиками по данным съемки со спутника Landsat 7 ETM+ // *Вычислительные технологии*. 2007. Т. 12, спец. вып. 2. С. 194–201.
4. *Гопп Н.В., Смирнов В.В.* Использование вегетационного индекса (NDVI) для оценки запасов надземной фитомассы тундровых сообществ растений // Материалы Междунар. науч. конгресса «Гео-Сибирь – 2009». Новосибирск, 2009. Т. 4, ч. 2. С. 187–191.

СПЕЦИФИКА ТАЕЖНОГО ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

В.Н. Горбачев, Р.М. Бабинцева

Ульяновский государственный университет

gorbachev123@mail.ru

В центральной части Восточного Саяна, в горно-таежном поясе по южным склонам формируются перегнойные и дерново-перегнойные почвы, по северным – торфянисто-перегнойные и перегнойно-торфянистые. В западной, наиболее влажной части, широко развиты микроподзолистые почвы. Образование их связано с развитием следующих элементарных процессов: подстилкообразования, оторфовывания, ферсалилитного метаморфизма минеральной массы, слабого оподзоливания на фоне хорошего дренажа на остаточных корках выветривания с промывным типом увлажнения.

In the central part of Eastern Sayan Mountains, by south side in mountain-taiga zone are formed humous soils, soddy-humous soils, by north side – turfy-humous and humous-turfy soils. In the western more humid side are formed original micro-podzolic soils. Their formation development to some common processes: leaf litter formation, turfy formation, fersialitic metamorphism of mineral part, weakly podzolizing against the background of well drainage at weathering crust with wash type of humidification.

Почвы горно-таежного пояса центральной части Восточного Саяна изучены крайне слабо [1, 2]. Некоторые данные по почвам антициклонической провинции Восточного Саяна приводятся в работе В.П. Мартынова [3].

Объектами исследований послужили почвы горно-таежного пояса хребтов Манское, Канское, Пезинское белогорья, Вала, Крыжина, Кошурникова, Узун-Тайга, Ергак-Таргак-Тайга, Мраморные горы.

Сложное геологическое строение Восточного Саяна обуславливает большое разнообразие коренных горных пород. Здесь широко развиты магматические, метаморфические и осадочные горные породы (граниты, диориты, сиениты, песчаники, кварциты, эффузивы разного состава, известняки, сланцы – хлорит-серицитовые, хлорит-серицит-карбонатные, глинистые, слюдистые и др.).

Почвообразующими породами служат суглинистые и песчано-суглинистые отложения остаточных и переотложенных кор выветривания.

Климат центральной части Восточного Саяна относится к влажному с умеренно теплым летом и умеренно суровой снежной зимой. Исследованная территория характеризуется большим количеством атмосферных осадков: 1 800–1 850 мм (ввиду отсутствия метеорологических станций вычислено по данным речного стока) [4]. Большая увлажненность территории объясняется усиленной циклонической деятельностью, местной циркуляцией и повышенной конденсацией влаги.

Большое количество атмосферных осадков приводит к некоторому нивелированию влияния экспозиции склонов, что четко отражается на характере растительного и почвенного покрова, которые довольно однородны.

Растительный покров южных и северных экспозиций в центральной части Восточного Саяна достаточно однороден – преобладают кедровники зеленомошные, чернично-зеленомошные, кашкарниково-зеленомошные, кашкарниково-черничные, местами вейниково-черничные, вейниково-бруснично-зеленомошные, разнотравно-черничные.

В почвенном покрове преобладают перегнойные и дерново-перегнойные почвы преимущественно по склонам южных экспозиций, по северным – торфянисто-перегнойные и перегнойно-торфянистые. Реже встречаются дерновые, подзолистые и микроподзолистые почвы.

Большая расчлененность рельефа способствует накоплению мощного снежного покрова, который препятствует промерзанию почв и тормозит развитие процесса оглеения.

Перегнойные и дерново-перегнойные почвы характеризуются наличием лесной подстилки из полуразложившихся растительных остатков мощностью 7–20 см и перегнойной или дерново-перегнойной горизонта мощностью 5–20 см, бурыми, темно-бурыми и желто-бурыми тонами окраски профиля. При этом верхняя часть профиля всегда окрашена в более яркие тона. Переходы между горизонтами обычно постепенные. В профиле почв всегда имеется щебень или коренной породы, на которой формируются почвы (остаточная кора выветривания), или других пород разного петрографического состава (переотложенная кора выветривания).

Гранулометрический состав перегнойных и дерново-перегнойных почв колеблется в широких пределах – от супесей до легких глин. Преобладают крупные фракции – средний и мелкий песок, крупная пыль, что говорит о преобладающей роли физического выветривания.

Почвы отличаются высоким содержанием гумуса (10–18%) и постепенным его падением по профилю. По своей природе гумус кислый, потечный, на глубине 5–60 см содержание его нередко составляет 4–6%. Для почв характерна сильно кислая реакция (pH_{H_2O} колеблется от 3,1 до 4,6), высокая гидролитическая кислотность (10–64 мг-экв на 100 г почвы), почвенный поглощающий комплекс насыщен, главным образом, водородом и алюминием, ничтожным содержанием обменных кальция и магния (0,8–4,1 мг-экв). Степень ненасыщенности основаниями в перегнойных и дерново-перегнойных горизонтах очень велика (91–95%), кроме почв, развитых на карбонатных породах или породах богатых магнием.

Валовой анализ показал накопление в верхних аккумулятивных горизонтах кремнезема, кальция и магния.

Перегнойно-торфянистые почвы формируются по северным склонам в верхней части горно-таежного пояса в условиях ухудшенного дренажа и нередко наличия длительной сезонной мерзлоты. В отличие от перегнойных и дерново-перегнойных почв они имеют достаточно мощный торфянистый горизонт (30–50 см), по гранулометрическому составу они легко- и среднесуглинистые. Содержание ила незначительное и большая часть его (70–80%) представлена органическими коллоидами. По своим химическим свойствам они близки к перегнойным и дерново-перегнойным почвам, отличаясь лишь большим содержанием обменных оснований и меньшей степенью ненасыщенности ими.

Валовой химический анализ не выявил четкого перераспределения окислов по профилю.

Спектральный анализ показал повышенное содержание (по сравнению с кларком почв) микроэлементов в почвах разных регионов центральной части Восточного Саяна. Так, почвы хребта Крыжина отличаются повышенным содержанием титана, цинка, никеля, свинца; хребта Вала – меди, никеля, свинца, титана; хребта Кошурникова – меди, никеля, стронция; хребта Мраморные горы – цинка, никеля, титана. При этом содержание перечисленных микроэлементов в изученных почвах превышает кларк почв в 2–3 раза. Содержание марганца, молибдена, хрома, ванадия, циркона, бария, бериллия, стронция, галлия, йода, олова равно среднему содержанию их в почвах или меньше его. Такое различие в содержании микроэлементов в почвах связано с разным геологическим строением отдельных регионов Восточного Саяна.

Хребет Ергак-Таргак-Тайга, расположенный на стыке Восточного и Западного Саяна, отличается своеобразным почвенным покровом. Здесь, под кедровниками чернично-зелено-мошными широко развиты оригинальные *микрподзолистые почвы*. Они характеризуются наличием лесной подстилки мощностью 10–13 см, очень маломощного (1–3 см) осветленного подзолистого горизонта, маломощностью профиля (30–60 см), высокой щебнистостью, отсутствием морфологических признаков оглеения несмотря на высокую влажность. Несмотря на маломощность почв, они достаточно хорошо дифференцированы по элювиально-иллювиальному типу, по илу и мелкой пыли.

Микроподзолистые почвы характеризуются сильно кислой реакцией среды: рН водной суспензии колеблется от 3,5 до 3,8 единиц, солевой – опускается до 2,4–2,7 единиц в подзолистом горизонте. Нижняя часть профиля в почвах, где коренными породами являются хлорит-серицит-карбонатные породы, отличается щелочной реакцией, в почвах на кварцитах – близкой к нейтральной.

Маломощные подзолистые горизонты отличаются высоким содержанием органического вещества (10–26%), что связано с наличием в них небольших пятен перегноя, мельчайших, невидимых невооруженным глазом, древесных угольков и иллювиированием подвижного гумуса из органических горизонтов. Слои подстиляющей породы характеризуются ничтожным содержанием органического вещества – доли процента. Почвенный поглощающий комплекс подзолистого горизонта и нижней части лесной подстилки в значительной степени насыщен водородом (20–24 мг-экв в горизонте А2), что сказывается на высокой степени ненасыщенности основаниями – 85–89%. Источниками обменного водорода являются продукты разложения органических остатков, корневые и микробные выделения [5, 6]. Наибольшим содержанием обменных оснований отличаются органогенные горизонты (01, 02, Т1) – 14–24%. В слоях подстиляющей породы обменных кальция и магния очень мало, даже в мелкозем, содержащем карбонаты (2–10 мг-экв).

Валовой химический анализ мелкозема микроподзолистых почв показал четкое распределение окислов по элювиально-иллювиальному типу. Подзолистые горизонты отличаются повышенным содержанием кремнезема и выносом из них железа, алюминия, кальция и магния. Элювиально-иллювиальное распределение окислов по профилю маломощных микроподзолистых почв идет на фоне явного оглинивания верхней 30–60-сантиметровой толщи, что связано с процессом ферриаллитного метаморфизма минеральной массы. Признаком этого процесса является и некоторое накопление окислов железа и алюминия в почвенном профиле.

Таким образом, формирование микроподзолистых почв в центральной очень влажной части Восточного Саяна объясняется сочетанием следующих элементарных почвенных процессов: подстилкообразования, оторфовывания, ферриаллитного метаморфизма минеральной массы, иллювиирования подвижного гумуса в минеральную толщу, слабого оподзоливания на фоне хорошего дренажа в условиях сильно расчлененного рельефа на остаточных корях выветривания [7] с промывным типом увлажнения [8]. Эти процессы, но без морфологически выраженной оподзоленности, характерны и для подбуров холодных гумидных областей, что неоднократно подчеркивал В.О. Таргульян [9, 10]. На наличие микроподзолистых почв на плоских водоразделах высокогорий Восточного и Западного Саяна указывал и Н.В. Орловский [11].

Литература

1. *Петров Б.Ф.* Почвы Алтайско-Саянской области. М.: Типография Почв. ин-та им. В.В. Докучаева, 1952. Т. 35. 245 с.
2. *Горбачев В.Н.* Почвы Восточного Саяна. М.: Наука, 1978. 200 с.
3. *Мартынов В.П.* Почвы горного Прибайкалья. Улан-Удэ, 1965. 165 с.
4. *Климатический атлас СССР.* Т. 1. М., 1960.
5. *Гоголев И.Н.* О роли прижизненного обмена веществ деревянистых растений в почвообразовании // Лес и почва. Тр. Всесоюз. науч. конф. по лесному почвоведению. Красноярск, 1968. С. 38–48.
6. *Орлов А.Я.* О роли сосущих корней древесных растений в обогащении почвы органическим веществом // Почвоведение. 1955. № 6. С. 14–21.
7. *Никитин К.К.* Классификация кор выветривания и связанных с ними месторождений полезных ископаемых // Кора выветривания. Геология и геохимия кор выветривания. М.: Наука, 1968. Вып. 10. С. 30–51.

8. *Черняховский А.Г.* Принципиальная схема географической зональности элювиального процесса // Кора выветривания. М.: Наука, 1974. Вып. 14. С. 158–165.

9. *Таргульян В.О.* Характеристика некоторых основных направлений почвообразования в холодных гумидных областях // Лес и почва. Тр. Всесоюз. науч. конф. по лесному почвоведению. Красноярск, 1968. С. 25–37.

10. *Таргульян В.О.* Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М.: Наука, 1971. 268 с.

11. *Орловский Н.В.* Характеристика почв по маршруту координационной экскурсии // Лес и почва. Тр. Всесоюз. науч. конф. по лесному почвоведению. Красноярск, 1968. С. 423–532.

УДК 631.4

ГУМУСОВЫЕ ПРОФИЛИ ПОЧВ ЗАПАДНОГО ПРЕДБАЙКАЛЬЯ

Н.В. Горбунова

Иркутский государственный университет
nadia_g80@mail.ru

Статья посвящена сравнительной характеристике морфологического и гумусового профилей двух типов почв, широко распространенных на территории Западного Предбайкалья – дерново-карбонатной и чернозема выщелоченного, с целью выявления их полигенетичности. В результате исследований дерново-карбонатная почва охарактеризована нами как моногенетичная с полифазными гумусовыми горизонтами, отражающими кратковременные колебания климата, развивавшаяся при неизменной ландшафтной обстановке. Гумусовый профиль чернозема определяет почву как полигенетичную, ее развитие шло по двум типам почвообразования – степному и луговому.

The article is devoted to the comparative morphological characteristics and humus profiles of two types of soils, widespread in the West Cisbaikalia – soddy-carbonate and leached chernozem, with a goal to identifying their poligenetic. In studies of soddy-carbonate soil is characterized by us as monogenetical with polyphasic humus horizons, reflecting the short-term climate variations, which developed at a constant landscape setting. Humus profile of chernozem soil determines as poligenetical, its development has been on two types of soil formation – steppe and meadow.

Согласно современным подходам выделяется несколько вариантов развития почв: моногенетичные и полигенетичные.

Моногенетичные почвы развиваются по одному типу почвообразования (например, степному), полигенетичные могут проходить несколько последовательных типов. Кроме того, в развитии и тех и других почв могут наблюдаться изменения почвенных параметров, которые связаны с флуктуацией одной из характеристик фактора почвообразования (чаще всего климата), не приводящей к изменению типа почвообразования [1, 2].

Для отнесения почвы к моногенетичной применяется прием сравнения зон гумусового профиля и почвенных горизонтов, если они в целом совпадают, почва относится к категории моногенетичной.

Гумусовый профиль почв, формирующийся в условиях колебаний климата, в котором зоны (слои) хотя и лежат в пределах почвенных горизонтов, но не всегда совпадают с ними, относятся к моногенетичным почвам с полифазными горизонтами. В них часто в одном горизонте почвенного профиля выделяется не одна зона гумусового профиля, а две и более.

К полигенетичным будут относиться такие почвы, которые прошли несколько стадий почвообразования. Здесь гумусовый профиль отличается специфичным сочетанием характеристик его качественного состава по горизонтам [1, 2].

Изучены два типа почв, широко распространенных в Западном Предбайкалье: дерново-карбонатная и чернозем выщелоченный. Разрезы, характеризующие дерново-карбонатную почву, заложены на правом берегу Братского водохранилища в районе пос. Балаганск, на нижней части склона северной экспозиции, растительность представлена сосново-березовым разнотравным лесом. Разрезы чернозема выщелоченного заложены в пределах Предбайкальской впадины, на 113 км Качугского тракта, на пологом склоне под степной растительностью (злаково-бобовое разнотравье).

Данные по групповому и фракционному составу гумуса получены на основании методики В.В. Пономаревой и Т.А. Плотниковой [3]. Иллюстративный материал представлен в виде гумусовых профилей, для анализа которых использовались методические подходы, разработанные д.б.н. М.И. Дергачевой [4, 5].

Отбор почвенных образцов проведен послойно сплошной колонкой через 10 см в пределах морфологического деления профиля. Обычно в практике используется метод отбора образцов из середины горизонта, что не дает возможности выявить стадийность почвообразования, если отсутствуют морфологически выраженные признаки.

Изученная дерново-карбонатная почва (рис. 1) имеет небольшую общую мощность почвенного профиля (87 см), мощность гумусово-аккумулятивных горизонтов А + АВ – 38 см. В содержании общего органического углерода наблюдается устойчивая тенденция к его уменьшению с глубиной. Относительных максимумов общего органического углерода в гумусовом профиле почвы не обнаружено. В гумусово-аккумулятивных горизонтах А + АВ наблюдается преобладание гуминовых кислот, в нижележащих горизонтах преобладают фульвокислоты. Отношение $C_{гк}:C_{фк}$ в верхнем слое гумусового профиля варьирует в пределах 1,8–2,6 (тип гумуса фульватно-гуматный, гуматный). Ниже отношение $C_{гк}:C_{фк}$ меняется от 0,3 до 0,9 (тип гумуса фульватный). Доля негидролизующихся форм гумусовых веществ варьирует в пределах 46–60%, с закономерным уменьшением к нижней части профиля. Бурые гуминовые кислоты (ГК1) обнаруживаются только в верхней 28-сантиметровой толще. Преобладающими в гуминовых кислотах являются гуматы кальция – фракция ГК2. В средней части профиля отмечено их относительное увеличение. Доля прочно связанных с полуторными окислами и минеральной частью почв гуминовых кислот – фракция ГК3 – остается практически неизменной по всему профилю.

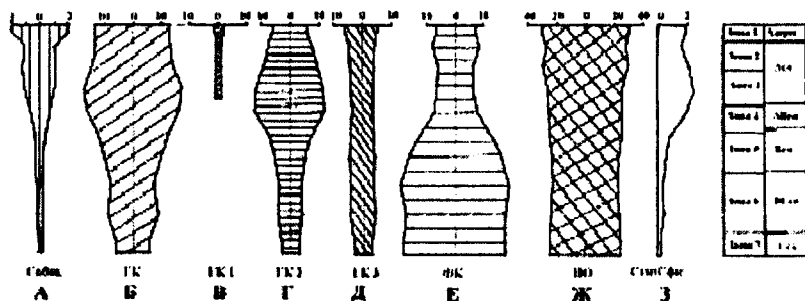


Рис. 1. Гумусовый профиль дерново-карбонатной почвы

Общая мощность вскрытого почвенного профиля чернозема выщелоченного довольно высока – 120 см (рис. 2). Тенденция уменьшения содержания органического углерода сохраняется. Отличия в строении профиля чернозема наблюдаются в преобладании фракции ГК1 в средней части профиля, что не характерно для данного типа почв, незначительных количествах фракции ГК2, постепенно возрастающей книзу от 5 до 25%, а также слабом варьировании

фульвокислот по профилю почвы. Отношение $C_{ГК}:C_{Фк}$ закономерно изменяется по профилю от фульватно-гуматного до гуматного типа.

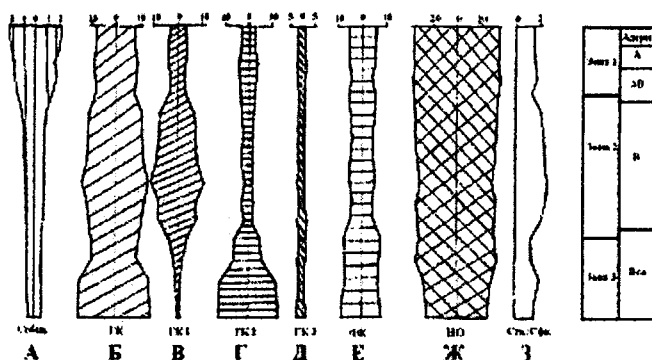


Рис. 2. Гумусовый профиль чернозема выщелоченного

Зоны гумусового профиля дерново-карбонатной почвы в целом совпадают с морфологическими горизонтами, за исключением верхних гумусово-аккумулятивных. Здесь в пределах одного горизонта выявлено несколько гумусовых зон, что говорит о их полифазности. Это – моногенетичная почва с полифазными гумусовыми горизонтами, характеризующими кратковременные колебания климата, развивавшиеся при неизменной ландшафтной обстановке.

В тоже время анализ гумусового профиля чернозема выщелоченного выявил несколько различных стадий почвообразования. При этом качественные характеристики гумуса позволяют отнести зоны 1 и 3 к степному типу, а зону 2 – к лесному типу почвообразования. Абсолютным показателем, позволившим выделить зону 2, является преобладание в составе гуминовых кислот фракции ГК1, что характерно для современных темно-серых лесных почв Предбайкалья.

Данная почва полигенетична: ее развитие проходило в условиях смены степных ландшафтов лесными и обратного возврата степей.

На основании изучения гумусовых профилей двух типов почв Западного Предбайкалья, выполненного нами на основе методических подходов, предложенных д.б.н. М.И. Дергачевой [4, 5], можно сделать следующие выводы:

- дерново-карбонатная отнесена нами к моногенетичным (развивавшимся по одному типу почвообразования) с полифазными горизонтами;
- особенности гумусового профиля чернозема выщелоченного характеризуют данную почву как полигенетичную, ее развитие шло по двум типам почвообразования – степному и лесному.

Литература

1. Александровский А.Л. Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене. М.: Наука, 1983. 150 с.
2. Каллас Е.В. Гумусовые профили почв озерных котловин Чулымо-Енисейской впадины. Новосибирск: Гуманитарные технологии, 2004. 170 с.
3. Пономарева В.В., Плотникова Т.А. Методические указания по определению содержания гумуса в почвах. Л., 1975. 105 с.
4. Дергачева М.И. Система гумусовых веществ почв. Новосибирск: Наука, 1989. 110 с.
5. Дергачева М.И. Отражение эволюции природной среды в гумусовых профилях почв // Степи Евразии: Материалы Междунар. симп. Оренбург, 1997. С. 130–131.

ИЗМЕНЕНИЕ ГУМУСНОГО СОСТОЯНИЯ ЛУГОВЫХ ПОЧВ ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ В ПЕРИОД ПОЛОВОДЬЯ

З.А. Давлетова

Астраханский государственный университет
davletova86.86@mail.ru

Исследовано влияние гидрологического режима и антропогенного влияния на гумусовое состояние аллювиально-дельтовых почв. Обваловывание – один из факторов увеличения продуктивности сенокосов. Интенсивность гумификации луговых почв зависит от скорости и уровня паводковых вод.

The influence of a hydrological mode and anthropogenous influence on humus condition alluvial-delta soils is investigated. Shafting – one of the factors of increase of efficiency of haymakings. The intensity humification meadow soils depends on speed and level of freshet waters.

Аллювиальные дельтовые почвы имеют весьма большое сельскохозяйственное значение и представляют собою естественные кормовые угодья. Богатая растительность, состоящая из злаковых и бобовых многолетних трав, обладает высокими кормовыми качествами. Продуктивность лугов во многом зависит от почвенного покрова, который далеко не одинаков на различных частях дельты.

Объектами исследования послужили аллювиально-дельтовые почвы центрально-восточной и юго-западной части дельты. Изучались различные типы косимых и некосимых лугов при изменении гидрологического режима. Для регулирования паводковых вод и замедления разрушения почв и почвенного покрова широко используется обваловывание лугов, что также является одним из параметров исследования.

Почвы обвалованных косимых лугов, в отличие от необвалованных, в связи с антропогенным изменением рельефа, а именно замедлением паводкового процесса, имеют более тяжелый гранулометрический состав. Содержание гумуса по профилю резко уменьшается, в верхнем горизонте содержание незначительно увеличивается после паводка от 6,0 до 6,4%, в нижележащих горизонтах содержание гумуса колеблется от 0,4 до 0,2%, что можно объяснить изменением гранулометрического состава вниз по профилю.

Почвы обвалованных некосимых лугов характеризуются высоким содержанием гумуса верхних горизонтов 5,8%, после паводка наблюдается значительное увеличение его содержания до 10%, что можно объяснить более интенсивными аэробными процессами и появлением оторфованности. По профилю также наблюдается резкое уменьшение содержания гумуса.

Гумус почв необвалованных косимых лугов равномерно изменяется по профилю, варьирует от 3,7 до 0,3%. После паводка наблюдается значительное увеличение гумуса в верхнем горизонте – 7,9% и незначительное по профилю.

Почвы необвалованных некосимых лугов характеризуются высоким содержанием гумуса верхних горизонтов до 8%, что можно объяснить незначительным влиянием антропогенного процесса, интенсивным развитием растительности и постепенным уменьшением содержания гумуса по профилю от 3,1 до 0,8%.

На необвалованных участках, где отлагается значительное количество наилка из быстротекущих вод, наблюдается песчаный или супесчаный механический состав. Чередование лет с низким и высоким паводками приводит к чередованию слоев, различных по гранулометрическому составу и мощности.

Таким образом, рассматриваемые почвы имеют различия в увлажнении и аэрации, соотношение которых является одним из факторов, регулирующих интенсивность гумификации. Ал-

лювиально-дельтовые почвы данных участков характеризуются интенсивными процессами гумусообразования, на которые оказывают влияние ряд факторов: ежегодное затопление паводковыми водами, относительно близкое стояние к поверхности уровня грунтовых вод, антропогенное регулирование стока паводковых вод (обваловывание) и влияние уровня травостоя и характера растительности.

УДК 631.445.2 (571.56–191.2)

ПОЧВЫ МАССИВОВ РАЗВЕВАЕМЫХ ПЕСКОВ (ТУКУЛАНОВ) ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

П.П. Данилов, Г.Н. Саввинов, В.С. Боескоров, Г.А. Алексеев
ФГНУ Институт прикладной экологии Севера, г. Якутск
DanPP@mail.ru

Исследованы почвы уникальных ландшафтов – «тукуланов» Центральной Якутии, в результате которых получены первые предварительные выводы о формировании своеобразных эндемичных типов мерзлотных почв.

Soils of unique landscapes the Central Yakutia in which result the first preliminary conclusions about formation original types soils are received are investigated.

В долинах и на надпойменных террасах рр. Лена и Вилюй, а особенно их левых притоков рр. Тюнг и Линдэ, на значительной территории распространены золотые песчаные отложения, поверхность которых представлена молодыми и древними параболическими дюнами и котловинами выдувания [1]. Наблюдаются и более древние золотые образования в виде закрепленных растительностью пологих гряд и бугров. Почвенный покров данных территорий до настоящего времени не изучен, и почвы не упоминаются в «Классификации и диагностике мерзлотных почв Якутии» [2]. Отсутствие и/или наличие неполной информации об этих почвах создает проблему их освоения и контроля. В связи с этим, исследование почв массивов развеваемых песков – «тукуланов» – Центральной Якутии является актуальной.

Исследования были проведены в нижнем течении р. Вилюй на III, IV и V эрозионно-аккумулятивных террасах. Район исследований относится к умеренной Лено-Вилюйской климатической зоне, характеризующейся резко выраженной континентальностью – суровой зимой с малым количеством осадков и относительно теплым засушливым летом [3]. Объектами исследования являются почвы массивов развеваемых песков – «тукуланов».

Исследование почв проводилось по общепринятым в почвоведении методам [4]. Образцы почв были отобраны с морфологическим описанием согласно ГОСТам и проанализированы в лабораториях ФГНУ ИПЭС и ИПА СО РАН [5–7].

По результатам наших исследований, для почв «тукуланов» в морфологическом строении характерно чередование погребенных почвенных органогенных горизонтов и/или целых почвенных профилей (рис. 1). Так, под сухим лишайниковым покровом выделяется белесый оподзоленный горизонт ($B_{оподз.}$), переходящий в светло-коричневый с сероватым оттенком песчаный горизонт, ниже которого выделяется коричневый, уплотненный, погребенный органогенный горизонт с корнями ($A_{погр.}$ 30–40(44) см), переходящий в серый, песчаный, влажный, рыхлый, без корней горизонт В.

По морфологическому описанию четко выделяется профиль современных почв с органо-аккумулятивным и оподзоленным горизонтами, ниже которых диагностируется второй поч-

венный профиль с ярко выраженным погребенным аккумулятивно-гумусовым горизонтом. На наш взгляд, в данном случае подходит термин, применяемый палеопедагогами, «циклиты» – сложно организованные толщи, состоящие из повторяющихся и последовательно сменяющих друг друга в вертикальном разрезе двух и более элементов: почв и пород разного генезиса [8]. Физико-химические показатели, в частности $pH_{водн.}$, $C_{обш.}$, $N_{обш.}$, P_2O_5 и K_2O коррелируют между собой и свидетельствуют о смене направления почвообразовательных процессов (табл. 1).

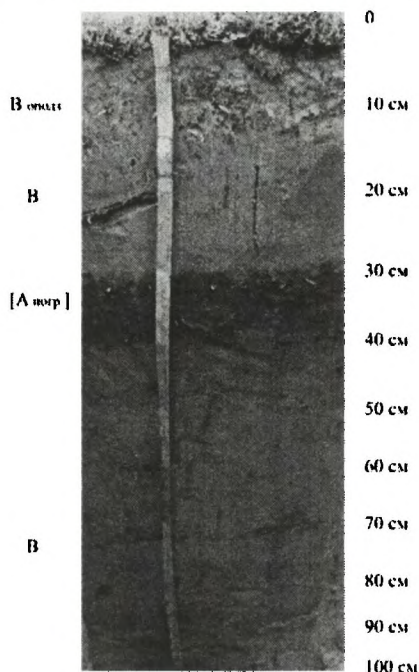


Рис. 1. Почвенный профиль почв массивов развеваемых песков – «тукуланов» в нижнем течении р. Вилюй (Центральная Якутия)

Несмотря на легкость гранулометрического состава и высокий дренаж, в описываемых почвах наблюдается слабое засоление определенных горизонтов: оподзоленного горизонта современных почв и погребенного гумусово-аккумулятивного горизонта (табл. 2). Несомненно, это связано с характером сорбционной способности данных почв, что в свою очередь зависит от гранулометрического состава, содержания и степени разложённости органики. Что интересно, во фракционном составе гумуса погребенного органо-аккумулятивного горизонта отсутствуют гуминовые кислоты, и выделяются только фульвокислоты (табл. 3). На наш взгляд, их отсутствие связано с миграцией веществ, так как почвы характеризуются высокой дренированностью, определяемой легкостью гранулометрического состава. Главными условиями формирования данных почв являются высокая дренированность (свободный дренаж) территории и бедный состав минеральной толщи, что характерно для подзолистых почв региона [9, 10].

Таким образом, по результатам исследований уникальных ландшафтов Центральной Якутии – «тукуланов» – можно сделать первые предварительные выводы о формировании своеобразных эндемичных типов мерзлотных почв, которые мы предлагаем назвать «мерзлотные тукулановые почвы». Характерной особенностью мерзлотных тукулановых почв является псевдоподзолообразование с формированием циклического почвенного профиля.

Таблица 1

Некоторые агрохимические показатели почв «тукуланов» нижнего течения р. Вилюй

Глубина горизонта, см	рН (H ₂ O)	С _{общ.} , %	Гумус, %	N _{общ.} , %	C:N	Подв.		Обм. осн-я, мг-экв/100 г					Карбонаты	
						P ₂ O ₅	K ₂ O	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	CaCO ₃	CO ₂	
В _{подв.} 4–12(16)	5,7	0,21	0,36	0,013	16	8,0	2,0	0,03	0,04	0,46	0,62	0	0	
В 12(16)–30	6,1	0,11	0,18	0,008	13	10,4	1,7	0,03	0,05	0,39	1,53	0	0	
А _{подв.} 30–40(44)	5,4	0,48	0,82	0,048	10	17,5	2,7	0,04	0,05	0,35	0,77	0	0	
В 40(44)–105	7,9	0,07	0,12	0,006	11	14,0	1,7	0,02	0,04	0,39	1,48	0	0	

Таблица 2

Характеристика солевого состава почв «тукуланов» нижнего течения р. Вилюй

Глубина горизонта, см	Токсичные, % к массе почвы							Сумма	Тип засоления*	Степень засоления*
	CO ₃	HCO ₃	Cl-	SO ₄	Ca	Mg	Na			
В _{опод.} 4–12(16)	–	0,0000	0,0142	0,0000	0,0102	0,0061	0,0012	0,03	Хлоридный	Слабозасоленные
В 12(16)–30	–	0,0000	0,0142	0,0048	0,0102	0,0061	0,0012	0,04	Сульфатно-хлоридный	Незасоленные
А _{погр.} 30–40(44)	–	0,0000	0,0142	0,0000	0,0102	0,0061	0,0012	0,03	Хлоридный	Слабозасоленные
В 40(44)–105	–	0,0000	0,0266	0,0024	0,0153	0,0061	0,0012	0,05	Сульфатно-хлоридный	Незасоленные

Примечание * – степень засоленности почво-грунтов определена с учетом «суммарного эффекта токсичных солей», по Н.И. Базилевич, Е.И. Панковой (1968).

Таблица 3

Фракционный состав гумуса почв «тукуланов» нижнего течения р. Вилюй (по методу И.В. Тюрина)

Глубина горизонта, см	Общий орг. С, % к почве	Гуминовые кислоты, % к С _{общ.}				Фульвокислоты, % к С _{общ.}					Серно-кислый гидролизат	Негидрол. остаток, % к С _{общ.}	С _{гк} С _{фк}
		1	2	3	Сумма	1а	1	2	3	Сумма			
А _{погр.} 30–40(44)	0,48	0	0	0	0	2,08	6,25	2,08	8,33	18,74	18,74	81,26	0

Литература

1. Еловская Л.Г., Коноровский А.К. Районирование и мелиорация мерзлотных почв Якутии. Новосибирск: Наука, 1978. 174 с.
2. Еловская Л.Г. Классификация и диагностика мерзлотных почв Якутии // АН СССР. Сиб. отд. Якутск: Якут. филиал СО АН СССР, 1987. 172 с.
3. Справочник по климату СССР. Атмосферные осадки. Якутск, 1989. Вып. 24, т. 2. 592 с.
4. Почвенная съемка. М.: Изд-во МГУ, 1987. 269 с.
5. Агрохимические методы исследования почв / Отв. ред. акад. А.В. Соколов. М.: Наука, 1975. 656 с.
6. Аришкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв / 2-е изд., перераб. и доп. М.: Изд-во МГУ, 1970 487 с.
7. Практикум по почвоведению / Под ред. И.С. Кауричева. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Колос, 1980. 272 с.
8. Сычева С.А. Морфолитопедогенез в аккумулятивных и трансаккумулятивных ландшафтах как особый механизм почвенно-литогенной памяти // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропогенных взаимодействий. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. С. 128–161.
9. Таргулян В.О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М.: Наука, 1971. 268 с.
10. Коноровский А.К. Почвы севера зоны Малого БАМа. Новосибирск, 1984. 120 с.

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ЭВОЛЮЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЭМБРИОЗЕМОВ ТЕХНОГЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ КУЗБАССА

В.Г. Двуреченский

Учреждение РАН Институт почвоведения и агрохимии Сибирского отделения РАН
soil@issa.nsk.ru.

Исследование эмбриоземов техногенных ландшафтов степного ядра и горно-таежного пояса Кузбасса, а также зональных почв позволило выявить географические и генетические различия, которые весьма существенны, что, в свою очередь, рассматривается как диагностический показатель характера, интенсивности и направленности почвенных процессов и эволюции ландшафтов.

Investigation of embryozems of the technogenic landscapes in the steppe kernel and the mountain-forest belt of the Kuznetsk Basin and zonal soils allowed revealing the geographic and genetic distinctions which are essential. In turn, this is considered as the diagnostic parameter of the character, intensity and orientation of soil processes and evolution of the landscapes.

Исследования проводились в техногенных ландшафтах степного ядра лесостепной зоны и горно-таежного пояса Кузбасса, образовавшихся в ходе разработки угольных месторождений. Возраст отвалов составляет более 40 лет. В посттехногенный период восстановления растительного и почвенного покрова на данной территории в результате естественного восстановления нарушенных земель сформировался специфический почвенный покров. В составе развивающегося почвенного покрова, согласно классификации, разработанной сотрудниками лаборатории рекультивации Института почвоведения и агрохимии СО РАН [1], преобладают четыре основных типа эмбриоземов: инициальные, органо-аккумулятивные, дерновые и гумусово-аккумулятивные. По новой классификации эти типы эмбриоземов относятся к стволу техногенных поверхностных образований (ТПО). Инициальные эмбриоземы принадлежат к подгруппе литостратов из группы натурфабрикатов. Органо-аккумулятивные эмбриоземы можно отнести к типу псаммоземов, относящихся к отделу литоземов. Дерновые и гумусово-аккумулятивные типы эмбриоземов близки к псаммоземам и пелоземам гумусовым из отдела литоземов [2].

Эмбриоземы инициальные – эволюционно молодой тип почв, морфологическим признаком которых является отсутствие биогенного горизонта. Примитивность профиля данного типа обусловлена недостаточной интенсивностью трансформации субстрата, вследствие отсутствия или слабого развития на его поверхности биоценозов.

Эмбриоземы органо-аккумулятивные – следующая стадия развития почв техногенных ландшафтов. В них нет дифференциации почвенного профиля, но на поверхности накапливается слой неразложившейся подстилки, являющийся типодиагностическим признаком. Гумификация растительных остатков ограничивается малым количеством организмов-деструкторов.

В эмбриоземах дерновых профильная дифференциация минерального субстрата определяется биогенным горизонтом, представляющим собой дернину. При его возникновении начинается активное преобразование физических и химических свойств данного субстрата.

Эмбриоземы гумусово-аккумулятивные – эволюционно наиболее развитые почвенные образования техногенных ландшафтов, обладающие развитым профилем, в котором морфологически выделяются как дернина, так и гумусово-аккумулятивный горизонт, что свидетельствует о глубокой степени трансформации почвообразующего субстрата под воздействием процессов разложения и синтеза органического вещества [3].

В автоморфных элювиальных и транселювиальных позициях техногенных ландшафтов в зависимости от рельефной или литогенной особенности расположения формируются иници-

альные, дерновые или гумусово-аккумулятивные эмбриоземы. При этом инициальные эмбриоземы занимают крутые склоны; дерновые – пологие склоны или горизонтальные участки с сильно каменистыми породами; гумусово-аккумулятивные – горизонтальные поверхности с породами, в состав которых входит большое количество мелкозема и особенно фракций физической глины.

Развитие эмбриоземов в горно-таежном поясе Кузбасса протекает поэтапно: инициальные – дерновые – гумусово-аккумулятивные. Исходя из качества рельефа и почвообразующих пород, ранние этапы эволюции к 40-летнему возрасту ландшафта заканчиваются образованием гумусово-аккумулятивных эмбриоземов. К этому времени вырастают самосевные деревья и кустарники. В некоторых профилях грубогумусово-аккумулятивных эмбриоземов непосредственно под лесной подстилкой проявляются признаки элювиально-гумусового процесса и сопровождающего его оподзоливания. С учетом этих фактов, предполагается, что эволюция почв техногенных ландшафтов горно-таежного пояса идет в сторону образования бурых таежных почв.

Эмбриоземы и зональные почвы горно-таежного пояса Кузбасса эволюционируют на больших расчлененных водоразделах, которые хорошо дренируемы и покрыты толщей тяжелосуглинистых лессовидных суглинков и щебенистых отложений. В первом случае происходит развитие дерновых глубокоподзолистых почв, во втором – бурых таежных. Формирование почв происходит в условиях умеренно холодного континентального климата с высокими амплитудами колебаний температуры и выпадения осадков по сезонам года. Устойчивый снежный покров защищает почву от глубокого и длительного промерзания, что усиливает и удлиняет период активности биологических, биохимических и других процессов в почве. Большое количество тепла и влаги при коротком вегетационном периоде способствует развитию мощного травяного покрова, дающего большое количество зольных элементов. Образование подстилки не происходит, так как обильный опад растительности почти полностью разлагается активными микробо- и зооценозами. Все это определяет специфику протекающих здесь почвенных процессов.

Почвенный покров техногенных ландшафтов, расположенных в степном ядре лесостепной зоны Кузбасса, очень мозаичен и представлен эмбриоземами инициальными, дерновыми и гумусово-аккумулятивными [4]. В генетическом плане эти типы эмбриоземов считаются производными соответствующей стадии почвообразования, и их эволюция определяется перспективами продолжения развития таких процессов, как гумификация и аккумуляция гумуса. При благоприятных условиях (породы, рельеф) в конечной стадии эволюции ожидается формирование профиля почвы, сходного (но не аналогичного) с профилем зонального выщелоченного чернозема. Однако этому препятствует главная особенность – субстрат сформированного отвала не соответствует образованию черноземов. Важнейшим условием черноземообразования является наличие лессов, лессовидных или близких к ним покровных суглинков с фракциями физической глины, включающими в себя гидрослюды и монтмориллониты [5]. В техногенных ландшафтах почвообразующие породы представлены хаотичной смесью пород различного происхождения, минералогического и гранулометрического составов. Поскольку гипергенное преобразование таких пород в состояние, пригодное для черноземообразования, требует очень много времени, то по закону соответствия факторов почвообразования, ранее окончания этого процесса профиль выщелоченного чернозема на таких породах не сформируется.

Зональные почвы степного ядра лесостепи Кузбасса эволюционируют на небольших по площади сильно расчлененных водораздельных пространствах, которые хорошо дренируются и покрыты толщей карбонатных лессовидных суглинков. Вследствие этого происходит развитие выщелоченных черноземов. Формирование почв происходит в условиях умеренно холодного континентального климата с высокими амплитудами колебаний температуры и выпадения осадков по сезонам года. Неустойчивый, часто сдуваемый в понижения рельефа снежный

покров не всегда и не везде защищает почву от глубокого и длительного промерзания, что уменьшает и укорачивает период активности биологических, биохимических и других процессов в почве. Большое количество тепла и небольшое количество влаги при коротком вегетационном периоде способствует развитию ксероморфной растительности. Происходит образование подстилки однолетних и многолетних трав, образуется дернина. Все это определяет специфику протекающих здесь почвенных процессов.

Эмбриоземы и зональные почвы в изучаемых природно-климатических зонах Кузбасса являются естественно-историческими образованиями. Поэтому их генетические и географические признаки должны определяться в соответствии с особенностями зональных факторов почвообразования. Генетически и морфологически все типы эмбриоземов в разных зонах сходны, что указывает на преобладание на начальных стадиях почвообразования процессов накопления и трансформации органического вещества и второстепенной роли других процессов. Географические признаки в горно-таежном поясе и лесостепной зоне Кузбасса отличаются прежде всего площадью каждого из типов эмбриоземов в составе почвенного покрова техногенного ландшафта. В степном ядре лесостепной зоны до 75% площади отвала представлены эмбриоземами дерновыми и гумусово-аккумулятивными. В горно-таежном поясе, соответственно, их доля составляет около 25%, но инициальные и органо-аккумулятивные эмбриоземы здесь преобладают [6]. Это связано с тем, что, во-первых, в данной зоне инициальные эмбриоземы эволюционируют до органо-аккумулятивных и задерживают дальнейшее свое развитие на этой стадии; во-вторых, органо-аккумулятивные эмбриоземы в степном ядре сформировались, в основном, под искусственными посадками деревьев и кустарников. В горно-таежном поясе органо-аккумулятивные эмбриоземы сформированы, как правило, в процессе естественного самозарастания древесными и кустарниковыми видами с участием лесного разнотравья.

Географические различия между изучаемыми зонами определяются тем, что в горно-таежном поясе выпадает большее количество осадков и здесь присутствует свой видовой состав травянистой растительности (мало злаков, много лесного разнотравья), способствующей образованию генетического горизонта A_0 . В степном ядре лесостепной зоны выражен ксероморфизм, который усиливается высокой каменистостью пород. Поэтому видовой состав представлен ксерофитами (злаками), которые способствуют формированию в профиле эмбриоземов дернового и гумусово-аккумулятивного генетических горизонтов. Из-за этих географических особенностей в степной зоне, как упоминалось выше, преобладают эмбриоземы дерновые и гумусово-аккумулятивные.

Вывод: в составе почвенного покрова техногенных ландшафтов горно-таежного пояса и лесостепной зоны проявляются свои зональные особенности, в связи с географической спецификой определенного типа эмбриоземов в каждом конкретном ландшафте.

Литература

1. *Курачев В.М., Андроханов В.А.* Классификация почв техногенных ландшафтов // Сиб. экол. журн. 2002. № 3. С. 255–261.
2. *Классификация и диагностика почв России.* Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
3. *Андроханов В.А., Куляпина Е.Д., Курачев В.М.* Почвы техногенных ландшафтов: генезис и эволюция. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. 151 с.
4. *Дзуреченский В.Г.* Групповой состав железа в эмбриоземах техногенных ландшафтов степного ядра Кузбасса // Сиб. экол. журн. 2010. № 3. С. 467–473.
5. *Хмелев В.А., Танасиенко А.А.* Черноземы Кузнецкой котловины. Новосибирск: Наука, 1983. 256 с.
6. *Андроханов В.А.* Сингенез почвенно-генетических и биологических процессов в техногенных ландшафтах Кузбасса // Вестник Томского государственного университета. Томск, 2003. № 7. С. 16–23.

ПОЧВЕННЫЙ ПОКРОВ ЮЖНОРУССКИХ СТЕПЕЙ В ЭПОХИ ГОЛОЦЕНОВЫХ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ КРИЗИСОВ И ОПТИМУМОВ

В.А. Демкин, Т.С. Демкина, Т.Э. Хомутова, Н.Н. Каширская

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН
demkin@issp.serpukhov.su

Проведены исследования палеопочв южнорусских степей, погребенных под курганами эпох позднего энеолита, бронзы, раннего железа и Средневековья в хроноинтервале IV тыс. до н.э. – XIV в. н.э. На основе сравнительного анализа морфологических, химических, магнитных, микробиологических свойств подкурганных палеопочв реконструирована динамика увлажнения климата в регионе во второй половине голоцена. Установлено, что во второй половине III тыс. до н.э. резкая аридизация климата привела к конвергенции почвенного покрова, опустыниванию ландшафтов и возникновению палеоэкологического кризиса. В результате гумидизации климата в XII–XIV вв. н.э. имел место палеоэкологический оптимум, обусловивший гумификацию, рассоление, рассолонцевание каштановых палеопочв и их эволюцию на уровне подтипов, сопровождавшийся смещением границ природных зон к югу.

Paleosoil investigations of kurgans of the Late Eneolith Age, Bronze Age, Early Iron Age and Medieval (IV mill. BC – XIV c. AD) within the southern Russian steppes have been carried out. On the basis of comparative analyses of morphological, chemical, microbiological, and magnetic properties of buried soils the dynamics of climate condition has been reconstructed. It was established that during second part of III millennium BC strong climate aridization resulted to evolutionary changes of soil cover, desertification, and, finally, to the paleoecological crisis. At XII–XIV cc. AD due to increasing the atmospheric precipitation optimal paleoecological condition resulted to increasing Humus content, leaching soluble salts, degradation of solonetz structure in the soil. At that time shear of landscape boundaries to the south took the place.

В последние годы особенно важное значение приобрела проблема совершенствования и более детальной разработки методических и теоретических основ изучения степных палеопочв как индикаторов состояния и эволюции биосферы в различные геологические и исторические эпохи. В ее решении одно из ведущих мест занимают исследования погребенных почв поселенческих, погребальных (курганы), фортификационных и др. грунтовых археологических памятников каменного века, эпох бронзы, раннего железа и Средневековья [1–5 и др.]. Как правило, предложенные концептуальные модели степного почвообразования за историческое время базируются на исследовании «точечных» подкурганных педохронорядов, приуроченных к тем или иным природным районам и позволяющих получить представления об эволюции определенной почвы в пределах ее небольшого по площади ареала. Поэтому назрела необходимость географического обобщения этих данных, рассмотрение закономерностей эволюционного процесса на уровне почвенного покрова с учетом развития его структуры и состава. В связи с этим особую важность приобретают исследования о состоянии почвенного покрова в эпохи палеоэкологических кризисов и оптимумов, вызванных глобальными изменениями климата, в частности его резкими и продолжительными периодами аридизации или гумидизации. Подобного рода данные в настоящее время приобретают особую важность в качестве ретроспективной основы при разработке прогноза развития почв и почвенного покрова для различных сценариев глобального изменения климата.

Исследованная территория юга России включает Среднерусскую, Приволжскую, Ергенинскую возвышенности и Прикаспийскую низменность. В почвенно-географическом отношении она занимает зоны сухих и пустынных степей с темно-каштановыми, каштановыми и светло-каштановыми, бурыми полупустынными почвами соответственно. Климат умеренно континентальный. С северо-запада на юго-восток количество атмосферных осадков уменьшается с 400 до 300 мм/год.

Объектами изучения послужили палеопочвы археологических памятников (курганов) эпох позднего энеолита (IV тыс. до н.э.), бронзы (конец IV–II тыс. до н.э.), раннего железа (V в. до н.э. – IV в. н.э.) и Средневековья (XII–XIV вв. н.э.). Время создания курганных насыпей, а следовательно, погребения палеопочв, определялось на основе существующей хронологии и периодизации археологических культур [6]. С использованием почвенно-археологического методического подхода исследовано свыше 300 памятников в составе более чем 30 могильников, объединяющих от 5–10 до 20–30 курганов, относящихся, как правило, к различным культурно-хронологическим этапам развития древних обществ. Поэтому на каждом из ключевых участков удалось провести изучение погребенных педохронорядов длительностью до 5–6 тыс. лет. Их общее число составило несколько десятков.

На основе сравнительного изучения морфологических, химических, микробиологических свойств разновозрастных подкурганных палеопочв в степной зоне юга России нами выявлены основные диагностические признаки, отражающие состояние и вековую динамику степени увлажненности климата за историческое время. К их числу относятся глубина залегания в почвенном профиле аккумуляции карбонатов, гипса и легкорастворимых солей, их запасы в различных слоях; формы новообразований карбонатов; степень выраженности признаков солонцеватости, цвет и структура солонцового горизонта и наличие/отсутствие в нем новообразований оксидов марганца; окраска и мощность гумусового слоя; содержание и состав гумуса; величина магнитной восприимчивости. Установлено, что в аридные климатические эпохи в почвенном профиле возрастали запасы легкорастворимых солей, гипса, карбонатов, зоны их аккумуляции перемещались ближе к поверхности; трансформировались формы новообразований карбонатов; уменьшались мощность гумусового слоя и содержание гумуса; интенсифицировались процессы ветровой эрозии и импультверизации солей с солончаков и акватории Каспийского моря. Напротив, при гумидизации климата происходило рассоление почвенно-грунтовой толщи, увеличивались содержание гумуса и величина магнитной восприимчивости, происходило рассолонцевание почв, в солонцовом горизонте формировались обильные новообразования оксидов марганца. Кроме того, нами установлены микробиологические параметры, дающие контрастную характеристику микробного сообщества в степных палеопочвах в аридные и гумидные климатические периоды. Сравнительный анализ количественных и качественных показателей морфолого-химических, магнитных и микробиологических свойств палеопочв подкурганных хронорядов дает возможность реконструировать направленность и масштабы вековой изменчивости атмосферной увлажненности, определить хронологическую позицию гумидных и аридных периодов в развитии климата в различные археологические эпохи и оценить их влияние на состояние почвенного покрова.

Проведенные исследования подкурганных педохронорядов свидетельствуют, что закономерности эволюции почв сухих и пустынных степей дренированных ландшафтов южнорусских степей с эпохи позднего энеолита (IV тыс. до н.э.) до развитого Средневековья (XIV в. н.э.) в целом были однонаправленными и метакронными. На протяжении IV–III тыс. до н.э. эволюция почв происходила на уровне подтипов от темно-каштановых к каштановым, от каштановых к светло-каштановым со смещением границ почвенных подзона к северу. Смещение границ природных зон (подзон), вероятно, происходило лишь в пограничной полосе шириной в несколько десятков километров. В каждом из исследованных природных регионов (Среднерусская, Приволжская, Ергенинская возвышенности, Прикаспийская низменность) отчетливо прослеживается усиление аридизации климата во второй половине III тыс. до н.э. со снижением количества атмосферных осадков до 200–250 мм/год. Увеличение засушливости вызвало интенсификацию процесса дефляции, обусловило значительное засоление, дегумификацию и окарбоначивание палеопочв. В конечном счете это привело к опустыниванию ландшафтов, палеоэкологическому кризису и формированию в конце III тыс. до н.э. на водоразделах и высоких речных террасах, древне-

морской равнине каштановидных почв. Для них были характерны отсутствие признаков солонцеватости и текстурной дифференциации профиля, монотонность окраски, маломощный гумусовый горизонт с содержанием гумуса в гор. А1 менее 2%, поверхностная карбонатность, отсутствие сегрегационных форм карбонатных аккумуляций, значительная засоленность профиля. По сравнению с предшествующим временем в каштановидных палеопочвах содержание CaCO_3 в слое 0–50 см возросло в 1,5–2 раза, легкорастворимых солей и гипса в верхней двухметровой толще – в 2,5–3 раза. По организации профиля и морфолого-химическим свойствам они были весьма близки современным бурым почвам, развитым в настоящее время на буграх Бэра в низовьях Волги в полупустынной зоне. Следует отметить, что подобного облика палеопочвы, названные Н.П. Герасименко «лессовидными» [7], были обнаружены под курганами возрастом около 4 тыс. лет в сухостепной зоне Северного Причерноморья. Следовательно, на конец III тыс. до н.э. приходился пик палеоэкологического кризиса. Это, несомненно, сказалось на хозяйственном укладе племен катакомбной культуры, обусловив их большую подвижность и переход к мобильному пастушескому скотоводству. Изменение условий почвообразования отражалось и на состоянии микробных сообществ палеопочв. На протяжении III тыс. до н.э. биомасса активных микроорганизмов снизилась в десятки раз. В эколого-трофической структуре микробных сообществ отмечен сдвиг в сторону увеличения олиготрофности. Каштановидная палеопочва отличается наиболее богатым филогенетическим разнообразием микробных сообществ, содержащих черты как предшествующих, так и последующих периодов развития, что свидетельствует о сукцессии микробных сообществ в результате изменения климатических условий. Таким образом, в результате аридизации климата во 2-й половине III тыс. до н.э. произошла *конвергенция* почвенного покрова с преобразованием темно-каштановых, каштановых, светло-каштановых почв и солонцов в каштановидные полупустынные почвы, которые в хроноинтервале 4 200–3 900 лет назад занимали доминирующее положение в регионе. В первой половине II тыс. до н.э. наступила очередная смена условий почвообразования, вызванная ростом степени атмосферной увлажненности. Она обусловила *дивергенцию* почвенного покрова со вторичным формированием к середине II тыс. до н.э. ареалов зональных каштановых почв и солонцов на месте каштановидных. Гумидизация климата обусловила увеличение содержания гумуса и возрастание мощности гумусового горизонта почв, интенсификацию нисходящей миграции легкорастворимых солей и гипса, перестройку карбонатного профиля.

Характерной особенностью средневековых палеопочв южнорусских степей XIII–XIV вв. н.э. на всех исследованных объектах является существенное отличие их свойств как от предшествующего времени, так и от современных фоновых. В это время активизировались процессы гумусообразования, рассоления и рассолонцевания почв, произошла перестройка карбонатного профиля, резкие преобразования претерпели почвенные микробные сообщества. Заслуживают внимания выявленные факты формирования каштановых палеопочв на месте современных ареалов светло-каштановых почв. Эти данные дают основания считать, что в эпоху развитого Средневековья произошли довольно существенные изменения климата в сторону его гумидизации. Судя по свойствам палеопочв этого периода, можно полагать, что среднегодовая норма атмосферных осадков превышала современную как минимум на 50–70 мм. Увеличение атмосферной увлажненности повлекло за собой региональную миграцию природных рубежей к югу, в частности экспансию сухостепных ландшафтов в пределы пустынно-степных. На основании палеопочвенных данных мы можем говорить о существовании в южнорусских степях «средневекового климатического оптимума», пик которого приходился на XIII в. Благоприятная почвенно-ландшафтная и климатическая обстановка, сложившаяся в XIII–XIV вв. н.э., в определенной мере способствовала существенному изменению этнополитической ситуации в регионе, появлению многочисленных городищ, переходу средневековых кочевников к полуседлому образу жизни.

Проведенные исследования подкурганных педохронорядов подтверждают, что в степях юга России на протяжении голоцена климат являлся ведущим фактором почвообразования.

Его вековая динамика находила отражение в морфолого-химических, магнитных и микробиологических свойствах палеопочв, в состоянии ландшафтов и почвенного покрова, в особенностях их пространственно-временной организации и функционирования в течение той или иной исторической эпохи. Во 2-й половине III тыс. до н.э. резкая аридизация климата привела к конвергенции почвенного покрова, опустыниванию ландшафтов и возникновению палеоэкологического кризиса. В эпохи средней и поздней бронзы (~ 4 300–3 500 лет назад) в южнорусских степях произошли весьма существенные, быстрые и обратимые эволюционные преобразования почв на таксономическом уровне типа. Полученные данные дают основания считать, что возраст современных каштановых солонцовых комплексов региона не превышает 3 500 лет. В результате гумидизации климата в XII–XIV вв. н.э. имел место палеоэкологический оптимум, обусловивший гумификацию, рассоление, рассолонцевание каштановых палеопочв и их эволюцию на уровне подтипов, сопровождавшийся смещением границ природных зон к югу. На фоне существовавшей палеоклиматической ситуации складывалась своя почвенно-ландшафтная обстановка. Ее качественные и количественные характеристики определяли степень комфортности природной среды для проживания древнего и средневекового населения и его хозяйственный уклад.

Исследования проводились при поддержке РФФИ и Программы фундаментальных исследований Президиума РАН.

Литература

1. *Иванов И.В.* Эволюция почв степной зоны в голоцене. М.: Наука, 1992. 143 с.
2. *Демкин В.А.* Палеопочвоведение и археология: интеграция в изучении истории природы и общества. Пушкино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1997. 213 с.
3. *Дергачева М.И.* Археологическое почвоведение. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 228 с.
4. *Александровский А.Л., Александровская Е.И.* Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 223 с.
5. *Борисов А.В., Демкина Т.С., Демкин В.А.* Палеопочвы и климат Ергеней в эпоху бронзы (IV–II тыс. до н.э.). М.: Наука, 2006. 210 с.
6. *Скрипкин А.С.* История Волгоградской земли до основания города. Волгоград: Изд-во ВолГУ, 2005. 203 с.
7. *Герасименко Н.П.* Изменения природной среды в степной зоне Украины в течение среднего и позднего периодов эпохи бронзы // Эволюция почвенного покрова. Пушкино, 2009. С. 187–189.

УДК 631.46:631.48:930.26

ОТРАЖЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В СОСТОЯНИИ МИКРОБНЫХ СООБЩЕСТВ ПОДКУРГАННЫХ ПАЛЕОПОЧВ СТЕПНОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

Т.С. Демкина, Т.Э. Хомутова, Н.Н. Каширская, В.А. Демкин
Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН
demkina@issp.serpukhov.su

Проведены микробиологические исследования палеопочв разновозрастных археологических памятников (курганов) эпох энеолита, бронзы, раннего железа и Средневековья (IV тыс. до н.э. – XIV в. н.э.) на территории сухих и пустынных

степей Восточной Европы. Выявлены микробиологические параметры, дающие контрастную характеристику состояния почвенных микробных сообществ в аридные и гумидные климатические периоды. Показано, что смена аридных и гумидных климатических эпох фиксировалась в структуре микробных сообществ палеопочв на метаболическом, экологотрофическом и генетическом уровнях.

Microbiological studies of the paleosols of archeological monuments (burial mounds) of the Neolithic, Bronze, Early Iron, and Middle Ages (the fourth millennium BC to the fourteenth century AD) located in the dry and desert steppe of Eastern Europe basin were conducted. The microbiological parameters that give a contrasting characterization of the state of the microbial communities in the soils during the arid and humid climatic periods were revealed. The changes of the arid and humid climatic epochs were reflected in the structure of the microbial communities in the paleosols at the metabolic, ecological-trophic, and genetic levels.

Почвенные микроорганизмы, будучи неотъемлемой составной частью почвы, участвуют в той или иной степени практически во всех процессах, протекающих в ней. Поэтому состояние микробных сообществ является важным диагностическим показателем, отражающим условия почвообразования. В палеопочвах сухих и пустынных степей Нижнего Поволжья до настоящего времени сохраняются микробные сообщества, существовавшие во время сооружения археологического памятника. Это подтверждено данными определения по ^{14}C возраста микробной фракции палеопочв и выявленными закономерностями распределения численности микроорганизмов в профиле курганная насыпь – погребенная почва [1, 2]. Следовательно, их характеристики должны отражать экологические условия той или иной исторической эпохи. Целенаправленное изучение этих свойств позволит выявить динамику палеоклиматических условий, в первую очередь, периоды аридизации и гумидизации степей Восточной Европы.

К настоящему времени проведены палеопочвенно-микробиологические исследования более 100 археологических памятников (курганов) эпох энеолита (IV тыс. до н.э.), бронзы (III–II тыс. до н.э.), раннего железа (V в. до н.э. – IV в. н.э.) и Средневековья (XIII–XIV вв. н.э.) в различных природных районах Восточной Европы (Среднерусская, Приволжская и Ергенинская возвышенности, Прикаспийская низменность). Объекты (курганные могильники) находились в сухо- и пустынно-степной зонах в ареалах современных темно-каштановых и каштановых почв, светло-каштановых почв и солонцов. В качестве общих методов исследования использовались сравнительно-хронологический и почвенно-археологический, а в числе частных – морфолого-генетический анализ разновозрастных почвенных профилей и химико-аналитические (определение содержания гумуса, легкорастворимых солей, карбонатов, гипса, обменных оснований, гранулометрического состава и др.). Определен комплекс различных параметров, характеризующих состояние микробных сообществ палеопочв, в частности: определена суммарная микробная биомасса (*С–МБ*) методом экстракции микробной фракции из почвы и оценки полноты ее выделения [3]; углерод активной микробной биомассы (*С–СИД*) [4]; численность микроорганизмов разных трофических групп: растущих на почвенном агаре и использующих элементы питания из рассеянного состояния (*ПА*), на нитритном агаре и потребляющие гумус (*НА*), на богатой органической среде и разлагающие растительные остатки (*БС*) по общепринятой методике. Рассчитывали коэффициенты: $\text{С–СИД}/\text{С–МБ}$, $\text{С–СИД}/\text{С}_{\text{орг}}$; $\text{БС}/\text{НА}$; индекс олиготрофности $\text{ПА}/\text{БС} \cdot 100$ [5]. Биоразнообразие микробных сообществ палеопочв было изучено на основе молекулярно-генетического подхода с выделением ДНК микробного сообщества, амплификацией участка гена 16S рРНК и оценкой генетического разнообразия методом TRFLP [6]. Статистический анализ экспериментальных микробиологических данных проводили в рамках программы COHORT [7].

Проведенные исследования показали, что изменчивость микробных сообществ в отдельные исторические периоды была значительной (Северные Ергени, возраст курганов: рубеж IV–III тыс. до н.э., XIX–XVII вв. до н.э., II–III вв. н.э., IV в. н.э.; Северный Прикаспий, возраст курганов: рубеж III–II тыс. до н.э., XVI–XV вв. до н.э., III–IV вв. н.э., XII–XIV вв. н.э. и др.),

в другие – сравнительно небольшой (вторая терраса Волго-Ахтубы, возраст курганов: 1-я половина I в. н.э., I–II вв. н.э., II–III вв. н.э.). Полученные микробиологические данные свидетельствуют об определенной динамике природных условий в исследованных регионах, которые вызывали изменения в состоянии микробных сообществ почв в разные исторические эпохи. Нами установлены микробиологические параметры, дающие контрастную характеристику микробного сообщества в степных палеопочвах в аридные и гумидные климатические периоды. К их числу относятся: 1) активная биомасса микроорганизмов ($C-SИД$); ее доля от 2) суммарной микробной биомассы ($C-MБ$) и 3) $C_{орг.}$ почвы; 4) эколого-трофическая структура микробного сообщества ($ПА:НА:БС$), характеризующаяся соотношением микроорганизмов (в %), растущих на почвенном агаре и использующих элементы питания из рассеянного состояния ($ПА$), на нитритном агаре и потребляющие гумус ($НА$), на богатой органической среде и разлагающие растительные остатки ($БС$); 5) соотношение численности микроорганизмов, использующих легкодоступное органическое вещество – растительные остатки ($БС$) и труднодоступное – гумус ($НА$): $БС/НА$; 6) индекс олиготрофности ($ПА/БС \cdot 100$), который характеризует способность микробного сообщества ассимилировать из рассеянного состояния зольные элементы питания, то есть, чем выше его значение, тем к более бедным условиям питания приспособлены почвенные микроорганизмы, и наоборот, чем ниже, тем к более богатым условиям, связанным с большим поступлением в почву растительных остатков. Количественные характеристики состояния микробных сообществ, в том числе и метаболического, такие как значительная биомасса активных микроорганизмов и их высокая доля от $C-MБ$ и $C_{орг.}$ почвы, преобладание в эколого-трофической структуре микроорганизмов, использующих легкодоступные органические вещества, высокие значения отношения численности микробов, использующих растительные остатки и гумус, низкие величины индекса олиготрофности дают основания говорить о возрастающем поступлении в почву растительной массы. Известно, что в засушливых областях, к каковым относится и исследованная территория степной зоны Восточной Европы, увеличение растительной массы, прежде всего, обусловлено повышением атмосферных осадков в тот или иной исторический период. Усиление же аридизации климата в масштабе исторического времени, напротив, приводит к снижению пяти первых показателей и увеличению шестого. Важно отметить, что особенности изменчивости микробиологических параметров в исследованных палеопочвах оказались синхронными и однонаправленными, хотя они были приурочены к различным почвенно-географическим зонам (сухо- и пустынно-степная), природным районам (Приволжская, Ергенинская возвышенности, Прикаспийская низменность), элементам рельефа (водоразделы, речные террасы, морская равнина). Палеоэкологический кризис в степях Восточной Европы на рубеже III–II тыс. до н.э. обусловил перестройку и генетического разнообразия (риботипов) микробных сообществ палеопочв. В наиболее древних погребенных почвах зарегистрированы бактериальные риботипы, не характерные для современной почвы. Наряду с этим в разновозрастных погребенных почвах отмечено появление новой группы риботипов, из которых лишь некоторая часть регистрируется в современном сообществе. Следует отметить, что в каштановидной почве, погребенной во время палеоэкологического кризиса (около 4 000 лет назад), не выявлено «обеднения» разнообразия микробного сообщества, напротив, отмечено его увеличение. Можно полагать, что изменение палеоэкологических условий в прошлые эпохи вызывало определенную перестройку структуры почвенных микробных сообществ, но при этом сохранялась определенная часть исходного разнообразия, которая дополнялась новыми группами микроорганизмов.

Проведенные исследования показали, что микробные сообщества подкурганных палеопочв степной зоны сохраняют до настоящего времени ряд свойств, присущих им на момент сооружения археологического памятника. Целенаправленное изучение этих свойств позволяет выявить условия функционирования почв в различные исторические эпохи. Нами установлены

микробиологические параметры, дающие контрастную характеристику микробного сообщества в степных палеопочвах в аридные и гумидные климатические периоды: активная биомасса микроорганизмов и ее доля от суммарной микробной биомассы и $C_{орг.}$ почвы; эколого-трофическая структура микробного сообщества; соотношение численности микроорганизмов, использующих растительные остатки и гумус; индекс олиготрофности; генетическое разнообразие. Следовательно, палеопочвы разновозрастных археологических памятников степной зоны представляют собой уникальный объект, своего рода природный архив, сохранивший информацию, в том числе и о состоянии почвенных микробных сообществ в прошлые исторические эпохи. Поскольку характеристика микробного сообщества относится к числу важнейших диагностических показателей, отражающих условия почвообразования, она позволяет получить сведения об их вековой динамике в связи с изменчивостью факторов почвообразования, в том числе и увлажненности климата. Показано, что смена аридных и гумидных климатических эпох фиксировалась в структуре микробных сообществ палеопочв на метаболическом, эколого-трофическом и генетическом уровнях.

Исследования проводились при поддержке РФФИ и Программы фундаментальных исследований Президиума РАН.

Литература

1. Demkina T.S., Khomutova T.E., Kashirskaya N.N. and et al. Age and activation of microbial communities in soils under burial mounds and in recent surface soils of steppe zone // Eurasian Soil Science. 2008. Vol. 41, № 13. P. 1439–1447.
2. Демкина Т.С., Борисов А.В., Ельцов М.В., Демкин В.А. Сравнительная характеристика микробных сообществ курганных насыпей, подкурганных и современных почв степной зоны Нижнего Поволжья // Почвоведение. 2007. № 6. С. 738–748.
3. Хомутова Т.Э., Демкина Т.С., Демкин В.А. Оценка суммарной и активной микробной биомассы разновозрастных подкурганных палеопочв // Микробиология. 2004. Т. 73, № 2. С. 241–247.
4. Anderson J.P.E., Domsch K.H. A physiological method for the quantitative measurement of microbial biomass in soils // Soil Biol. Biochem. 1978. Vol. 10, № 3. P. 215–221.
5. Никитин Д.И., Никитина Э.С. Процессы самоочищения окружающей среды и паразиты бактерий (род *Bdellovibrio*). М., 1978. 205 с.
6. Tiedje J.M., Asuming-Brempong S., Nuesslein K., et al. Opening the black box of microbial diversity // Applied Soil Ecology. 1999. Vol. 13. P. 109–122.
7. COHORT Software. 1986, 1990. Costat version 4.21, Berkely.CA, USA.

УДК 631.472

МОРФОЛОГИЯ ПОЧВ ХРОНОКАТЕНА ТРАЯНОВОГО ВАЛА

Ю.М. Дмитрук, И.И. Слюсарчук

Черновицкий национальный университет им. Ю. Федьковича

klifa@ukr.net

Показаны особенности эволюции почв Западнолесостепной провинции Украины. За 2 500 лет черноземы, обнаруженные под Траяновым валом, эволюционировали в серые лесные почвы, в том числе со вторым гумусовым горизонтом. Морфологические особенности почв хронокатены подтверждают установленные закономерности.

Features of evolution of soils of the West forest-steppe province of Ukraine are shown. For 2 500 the chernozems, which have been found out under Trojan's bank, evolved in grey wood soils, including – with the second humus horizon. Morphological features of chronocatena soils confirm the established regularity.

Изучение развития и эволюции почвенного покрова с использованием погребенных под искусственными насыпями почв имеет длительную историю и многогранные результаты [1–6]. Разработана методика таких исследований, которые называют палеозкопочвенными [2, 4, 5]. Установлены специфика диагенеза различных почв в зависимости от эколого-ландшафтных условий, выявлены особенности временной динамики отдельных показателей [2, 6, 7].

Палеопочвенные исследования имеют длительную историю, особенно для территории России, стран Европы, Америки. В Украине многим знакомы пионерные результаты, полученные В.П. Золотуном [8, 9], многочисленные данные касаются территории степной зоны Украины, а также ее левобережья. На запад от Днепра изученных голоценовых разрезов немного, в основном – это Приднепровье. Для своеобразной природной провинции, которой является Западно-Украинский край, обследования голоценовых почв единичны. Это касается и погребенных под земляными валами почв [10]. Поэтому цель наших исследований – анализ показателей погребенных под Траяновыми валами почв и их сравнительная характеристика с современными зональными типами.

Археологические памятники раннежелезного века – земляные валы, названные «Траяновыми», распространены в пределах Западной Лесостепи Украины, прежде всего на территории Тернопольской области. Их сохранность разная, в зависимости от расположения и конкретного ландшафта. Хорошо сохранился вал на юго-юго-восток от села Залесье, на левом берегу р. Збруч. Насыпи на пахотных угодьях сохранились меньше, их величина незначительная (в пределах десятков сантиметров), тогда как в лесных экосистемах высота валов до 4 м, а ширина 20–25 м. Образцы почв отбирали по генетическим горизонтам хронорядов, в составе которых современные фоновые, современные, образованные на валах, и погребенные под ними почвы.

Данный хроноряд включает разрезы современных серых лесных почв (101, 104, 105, 106) и разрезы, вскрывающие образованные на валах почвы, погребенные под ними, и собственно насыпь (102 и 103). От вала к речной долине распространены серые лесные почвы со вторым гумусовым горизонтом (разрезы 104, 105, 106), в противоположном направлении – серые лесные, часто оглеенные.

Расстояние между крайними в хронокатене почвами разрезов 101 и 106 – около 1 800 м, что может само по себе влиять на их морфологию и показатели. Например, в серой лесной почве разреза 101 наблюдается постепенное осветление вниз к почвообразующей породе без второго гумусового горизонта. Верх профиля ($A_1 - A_2B$) довольно темный, а затеки гумуса видны до перехода в породу (BC). Собственно почвообразующая порода начинается с глубины около 60 см. Карбонаты обнаружены выше – с глубины 43 см (начало иллювиального B_{ca} горизонта). За размещением и формами карбонатов и развитием гумусированной части профиля серая лесная почва этого разреза сходна с погребенными под валом черноземными почвами. Порода сильно оглеенная, что связано с влиянием подстилающих ее глин, существенно замедляющих радиальную миграцию.

Самый южный и отдаленный от Траянового вала разрез 106 был заложен прежде всего для контроля состояния фоновых почв, так как предполагалось, что материал для насыпи мог выбираться с верхней части почвенного покрова примыкающего к валу ареала, что изменило бы ее габитус. Перенос земли на расстояние более полутора километра в то время был довольно сложным, поэтому почвы в данном месте в принципе не были нарушены при построении вала. Профиль этой серой лесной почвы характерен растянутым иллювием и более четко выраженным элювиальным горизонтом. Почвообразующая порода начинается на глубине 98 см и с этого же уровня наблюдаются карбонаты. Собственно горизонта оглеения (как в разрезах,

заложенных непосредственно возле Траянового вала) не вскрыто. Вероятно, что в этом месте подстилающие третичные глины уходят на большую глубину. О более глубоком залегании подстилающих глин свидетельствуют и размещение карбонатов, и слабые признаки оглеения, то есть большая интенсивность радиальных потоков. В целом разрез 106 можно отнести к типичным серым лесным почвам Приднестровья.

Интенсивное перемещение карбонатов вниз по профилю состоялось за последние около 2 500 лет. Учитывая размещение карбонатов в погребенных почвах с верхнего горизонта, природный процесс их выщелачивания происходил со скоростью около 3–4 см за 100 лет. В почвах, расположенных в непосредственной близости от земляного вала, вынос карбонатов значительно медленнее (около 6–8 мм за 100 лет). Возможно, сказывается и некоторое влияние самого вала, размещенного поперек склона, что влияет на поверхностный сток. Но главное – это литология, сильно изменяющаяся от места вала вниз к речной долине. На этом протяжении выклинивание третичных глин существенно изменяет условия педогенеза. Дополнительным фактором был и характер растительности – соотношение между лесом и степными участками менялось.

Материал тела вала более-менее однороден и морфологически напоминает гумусированные горизонты черноземов. Эта часть почв была менее плотной и доступнее для выемки, чем нижние уплотненные горизонты. Реликтовые признаки черноземных почв раннего железного времени – вторые гумусовые горизонты, которые размещены в разрезах серых лесных почв 104 и 105 примерно на одной глубине (44–48 см). На то время это были гумусовые горизонты уже зрелых черноземных почв. Изменение условий на этапе позднего суббореала – раннего субатлантика (увеличения влажности климата и некоторое похолодание, особенно в зимний период) способствовало распространению лесных биоценозов. Поэтому черноземные почвы эволюционировали в серые лесные почвы лесостепи. Максимально интенсивно трансформировались верхние горизонты черноземов, а часть их гумусовой толщи сохранилась в виде реликтовых вторых гумусовых горизонтов. Последние даже в настоящее время имеют более темную, по сравнению с А горизонтом серой лесной почвы, окраску, другую структуру и имманентные физико-химические свойства. Верхняя осветленная часть профиля – результат элювиирования и текстурной дифференциации на этапе формирования серых лесных почв. Обнаружены и реликтовые следы интенсивной деятельности почвенной фауны, прежде всего червей, что не характерно для нижней части профилей современных серых лесных почв. Наложенные процессы оглинивания и иллювиирования содействовали увеличению плотности реликтовых черноземных горизонтов.

Карбонаты в почвах со вторым гумусовым горизонтом расположены на глубине около 100 см, а глеевый горизонт начинается со 150 см, тогда как в погребенных почвах – вдвое меньше. Таким образом, мощность профиля современных фоновых почв увеличилась почти вдвое, по сравнению с черноземными, развитие которых завершилось на суббореальном этапе.

За время после строительства вала на насыпях образовались почвы, морфометрические показатели которых чрезвычайно отличаются, в зависимости от места заложения разреза (верх – склон). Собственно насыпь в этом месте была вымощена камнями для защиты вала от расплывания. Соответственно, педогенез априори имел ограничения, связанные с искусственным шаром камней, которые сейчас находятся на глубине около 25 см, а над ними – два генетических горизонта ($A + A_1A_2$). Собственно насыпь начинается с глубины около 50 см. В целом насыпной шар довольно однороден как морфологически (имеются некоторые визуальные признаки вторичного окарбоначивания), так и аналитически (кислотность, грансостав, карбонаты).

За время после строительства вала свойства материала гумусовых горизонтов изменились мало, тогда как образованные на валу почвы имеют совершенно другие морфологические и физико-химические показатели, особенно кислотность (например, гидролитическая до 5–7 мг·экв/100 г).

Морфология погребенных почв, вскрытых разрезами 102 и 103, характеризуется отдельными чертами. Погребенные под валом почвы – черноземы, но с имманентными особенностями, обусловленными своеобразной литологией местности (глины, а не лессы). Кроме того, к началу строительства уже изменяющиеся условия оставили некоторые следы в строении этих черноземов. Главная особенность – это интенсивное оглеение нижнего переходного к материнской породе горизонта, а также последней. Оглеение (из-за сопутствующего оглинения на месте) обусловило увеличение плотности горизонтов, изменило их структуру и гранулометрический состав.

Собственно погребенные почвы характеризуются более темными окрасками, по сравнению с гумусовыми горизонтами современных почв. Тяжелосуглинистый состав, замедленная радиальная миграция и процессы оглеения обусловили короткий профиль (45–65 см) погребенных черноземов. Некоторое осветление генетических горизонтов связано с нисходящим перемещением карбонатов с насыпи. Замедление радиального переноса было инициировано построенным валом, в теле которого задерживалась большая часть влаги. Это же стало причиной усиления восстановительных условий, что по-своему интенсифицировало оглеение. Поэтому собственно почвообразующая порода (глина) полностью превратилась в шар глея.

Таким образом, сравнительный анализ морфологии современных и погребенных почв и ее профильные изменения свидетельствуют о черноземном прошлом современных почв Западно-лесостепной провинции Украины. Их эволюция от черноземов к серым лесным почвам – следствие глобальных изменений ландшафтно-экологических условий – климата и растительности. Аналогичное развитие почвенного покрова выявлено и для других регионов Русской равнины.

Литература

1. *Александровский А.Л.* Эволюция черноземов в регионе среднего течения Дона в голоцене // Почвоведение. 1984. № 11. С. 5–13.
2. *Рысков Я.Г., Демкин В.А.* Развитие почв и природной среды степей Южного Урала в голоцене. Пушино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1997. 166 с.
3. *Плеханова Л.Н., Демкин В.А., Манахов Д.В.* Палеопочвенные исследования курганов эпох бронзы и раннего железа (II тыс. до н.э. – I тыс. н.э.) в степном Зауралье // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 17: Почвоведение. 2005. № 4. С. 3–9.
4. *Иванов И.В., Александровский А.Л.* Методы изучения эволюции почв // Почвоведение. 1987. № 1. С. 112–121.
5. *Иванов И.В., Демкин В.А.* Почвоведение и археология // Почвоведение. 1999. № 1. С. 106–113.
6. *Демкина Т.С., Борисов А.В., Демкин В.А.* Палеопочвы и природная среда северных Ергеней в эпохи энеолита и бронзы (IV–II тыс. до н.э.) // Почвоведение. 2003. № 6. С. 655–669.
7. *Рысков Я.Г., Борисов Е.А., Рыскова Е.А. и др.* О соотношении педогенных и литогенных карбонатов в степных почвах и закономерностях их профильной динамики за последние 4 000 лет // Почвоведение. 1999. № 3. С. 293–300.
8. *Золотун В.П.* Морфологічні особливості курганів в Каховському районі // Археологія. 1973. № 9. С. 68–74.
9. *Золотун В.П.* Развитие почв юга Украины за последние 45–50 веков: Автореф. дис. ... д-ра с.-х. наук. Киев, 1974. 74 с.
10. *Кучера М.П.* «Траянові» вали середнього Подністров'я // Археологія. 1992. № 4. С. 43–55.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРЫ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ПРИОБЬЯ И БАРАБИНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Н.И. Добротворская

Сибирский НИИ земледелия и химизации сельского хозяйства Россельхозакадемии
dobrotvorskaya@mail.ru

В статье приводится краткая морфогенетическая и морфометрическая характеристика структуры почвенного покрова Приобского (Коченевского) плато и Барабинской низменности. В исследованиях использовался катенный подход с выделением основных типов элементарных ландшафтов. Закономерности пространственного распределения структуры почвенного покрова определяются степенью гидроморфизма и засоления территории.

The short morphogenetic and morphometrical characteristics of soil cover structure at Priobskoe Plato and Baraba are given. Soil sequence method was used in studies for marking the main kinds of elementary landscapes. Regularities of regional distribution of soil cover structure depend on gidromorphizm and salinization of territory.

Ориентация современных систем земледелия на более полное использование ресурсов ландшафта обуславливает необходимость системного подхода к изучению факторов продуктивности сельскохозяйственных земель и их дифференциации в зависимости от типов ландшафта или местности [1].

На современном этапе такой подход обеспечивает теория структур почвенного покрова (СПП), так как СПП является интегральной характеристикой природно-территориального комплекса топологической размерности. Структура почвенного покрова тесно связана с другими компонентами ландшафта, отражая их совокупное воздействие на облик и свойства местности. Кроме того, СПП обладает интегративными качествами, отсутствующими у образующих ее компонентов, а именно числом и площадью элементарных почвенных ареалов (ЭПА) и элементарных почвенных структур (ЭПС), контрастностью, сложностью и неоднородностью почвенных комбинаций, которые обеспечивают количественную определенность экологической характеристики территории, позволяющую осуществлять эколого-экономический анализ земель.

Объектами исследований были местные ландшафты хозяйств, расположенных на территории Новосибирской области в трех геоморфологических округах, находящихся в геохимическом сопряжении: Приобском (Коченевском) плато с абсолютными высотами 130–160 м над ур. м. (ОПХ «Кремлевское» Коченевского района), Восточно-Барабинской полого-увалистой равнине – 120–150 м над ур. м. (АО «Кабинетное» Чулымского района) и Центрально-Барабинской гривной равнине – 105–115 м над ур. м. (АО «Петраковское» Здвинского района). Использовались топографические и почвенные карты хозяйств М 1:25 000 и данные полевых исследований.

С северо-востока на юго-запад с уменьшением абсолютных высот над уровнем моря наблюдается усиление гидроморфизма и засоления территории. Рассмотрение местных ландшафтов, встроенных в систему более крупных геоморфологических образований, в свою очередь находящихся в определенном сопряжении друг с другом, создает целостное представление о закономерностях распределения СПП на исследуемой территории.

Генетические особенности СПП исследовались на комплексных геоморфологических профилях. Учтены факторы почвообразования ЭПА и дифференциации ПП, прежде всего рельеф. Получены данные, отражающие варьирование генетических свойств почвенного профиля: мощность гумусового горизонта, уровень залегания карбонатов, степень засоления почв. Пример геоморфологического профиля приведен на рис. 1.

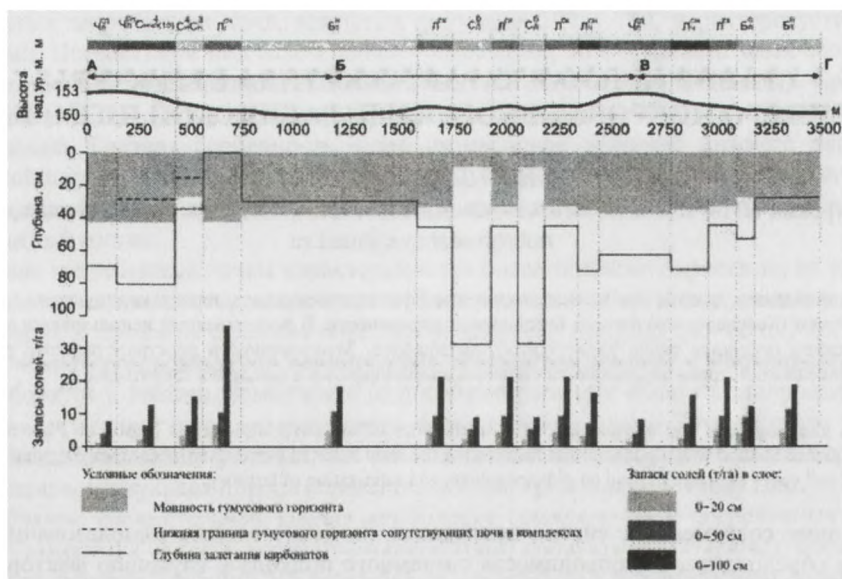


Рис. 1. Геоморфологический профиль АО «Кабинетное» Чулымского района

Генетико-геохимические связи между элементарными ареалами в почвенных комбинациях изучались с использованием катенного подхода, который, опираясь на идею градиентного характера действия экологических факторов, позволяет осуществить стандартизацию местоположений по совокупности ландшафтных признаков. Нами выделено 6 основных типов местоположений или элементарных ландшафтов, отличающихся доминированием процессов привноса или выноса вещества: элювиальный (Эль), трансэлювиальный (ТЭ), элювиально-аккумулятивный (ЭА), трансэлювиально-аккумулятивный (ТЭА), трансаккумулятивный (ТА) и аккумулятивный (Ак).

Морфометрическая характеристика СПП осуществлялась по следующим показателям: количество компонентов (ЭПА) и их состав, средняя площадь ЭПА и ЭПС, коэффициент расчлененности ареалов (КР), коэффициент сложности ПП (КС), коэффициент контрастности ПП (КК), коэффициент неоднородности (КН) [2, 3].

В результате исследований выявлены закономерности в распределении типов СПП как в зональном ландшафте, так и на уровне местных ландшафтов. Основными геохимическими процессами, дифференцирующими почвенный покров на рассматриваемой территории, являются увлажнение и засоление. Как в зональном аспекте при переходе от Приобского плато на юго-запад к Барабе высокой, затем низкой геоморфологической ступени, так и на уровне местного ландшафта происходит нарастание гидроморфизма и засоления от плакорных (элювиальных) ландшафтов к пониженным (аккумулятивным).

В элювиальных элементарных ландшафтах в Приобье и Центрально-Барабинской гривной равнине доминируют зональные почвы лесостепи – черноземы выщелоченные и обыкновенные. Но в Восточно-Барабинской полого-волнистой равнине почвенный покров повышенных элементов рельефа характеризуется отсутствием зональных почв. Это связано со слабой вертикальной дифференциацией рельефа и аккумулятивным характером всей геохимической системы Барабинской низменности, ее пониженными высотами над уровнем моря. Поэтому даже водораздельные элементы местного рельефа нельзя отнести к элювиальным ландшафтам, так как они испытывают на себе периодическое влияние близко залегающих грунтовых вод, соз-

ТАЛАЯ ЭРОЗИЯ ПОЧВ НА ПЛАКОРАХ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Н.С. Евсеева, З.Н. Квасникова
Томский государственный университет
zoi kwas@rambler.ru

В работе рассматривается интенсивность эрозионных процессов в агроландшафтах юго-востока Западно-Сибирской равнины за 1985–2010 гг. Установлено, что эрозия почв развивается не только на склонах, но и на плакорах пашен Томской области. Вследствие развития талой эрозии почв перемещение объема литомасс на склонах – до $50 \text{ м}^3/\text{га}$, на плакорах изменяется от $0,1$ – $0,5$ до $18 \text{ м}^3/\text{га}$.

In article intensity of erosive processes in agrolandscapes of the southeast of West Siberian plain from 1985 for 2010 is considered. It is established that erosion of soils develops not only on slopes, but also on the levelled sites of arable lands of the Tomsk region. Owing to development of thawed erosion of soils on arable lands volume moving of weight of soils changes from $0,1$ – $0,5$ to $18 \text{ m}^3/\text{hectares}$.

Эрозия – один из наиболее мощных современных процессов рельефообразования, приводящий к перемещению огромных масс вещества в агроландшафтах. Смыв, размыв почв талыми, дождевыми, ирригационными водами приводит к их деградации и снижению плодородия. На долю водной эрозии среди других видов деградации почв (дефляции, химической и физической) приходится 56% [1]. Масштабы проявления этого процесса велики: около 70% земель (примерно 3,6 млрд га), распаханых в засушливых районах планеты, уже пострадали от деградации почв. Поэтому в документе международной конференции ООН по окружающей среде и устойчивому развитию (Рио-де-Жанейро, 1992) отдельной строкой отмечена большая экологическая, экономическая и социальная опасность процессов деградации почв для мирового сообщества.

Актуальна данная проблема и для России, где, по разным оценкам, площадь эрозионно-опасных и подверженных эрозии сельскохозяйственных угодий составляет 56–66%, а ежегодные потери гумуса – $0,62 \text{ т/га}$ [1]. Эрозионные процессы развиваются и в агроландшафтах Томской области, где со склонов пашни ежегодно смывается от $0,5$ до $50 \text{ м}^3/\text{га}$ почвы [2, 3]. Развитию эрозии почв на склонах пашни посвящено большое количество работ как в России, так и за рубежом, но до настоящего времени весьма слабо изучено перемещение литомасс на плакорах – приводораздельных поверхностях с уклонами до 3° .

Объектом исследования являются агроландшафты плакоров – плоских или слабонаклонных приводораздельных поверхностей в пределах Томской области. Эти выровненные поверхности междуречий Р.Е. Хортон назвал «поясом отсутствия эрозии» [4], а Р.Дж. Райс – «поясом отсутствия плоскостной эрозии» (1980. С. 227) [5], так как в вершинной зоне способны действовать и многие другие процессы.

Маршрутные и стационарные (1985–2010 гг.) наблюдения авторов показали, что в приводораздельной зоне на пашне подзоны южной тайги, зон подтайги, лесостепи юго-востока Западно-Сибирской равнины плоскостной смыв и размыв почв имеет очаговое развитие и оказывает существенное влияние на преобразование микрорельефа пашни и развитие эрозии на склонах. Эрозионные процессы на плакорах развиваются в основном в двух направлениях: в виде стока талых вод со склонов западин и в виде сброса талых вод из одной депрессии в другую. Генезис западин просадочно-суффозионный, так как лессовидные суглинки в условиях хорошей дренированности подвержены суффозии и просадкам [6–8]. На наш взгляд, значительную роль в формировании депрессий на пашне играют процессы нивации.

Натурные наблюдения показывают, что в среднем на 1 км² пашни зон подтайги, лесостепи, тайги встречается 2–6 западин, местами – до 12–15. Западины расположены на одной или на разных высотах относительно друг друга (до 2–3 м). Глубина депрессий варьирует от 0,1–0,5 до 3–6 м, диаметр – от 10–50 до 200–300 м. Длина склонов западин достигает 80 м, а их крутизна изменяется от 1–3 до 7–9°, редко более. Таким образом, привершинная зона имеет плоско-волнисто-западинный облик, характеризуется мозаикой склонов разной крутизны, длины, экспозиции. В ходе снеготаяния на склонах западин круче 1° образуются струйчатые размывы, размеры их небольшие, за исключением случаев прорыва талых вод из одной депрессии в другую.

Например, в северной части зоны лесостепи на пашне Обь-Шегарского междуречья в мае 2004 г. нами выявлено 10 западин разного размера: ширина депрессий по длинной оси изменялась от 27 до 86 м, а глубина – от 0,5 до 3 м, длина склонов – от 30 до 60 м, а их крутизна – от 1–3 до 7–9°. Смыв со склонов западин изменялся от 0,1 до 1 м³. Подобное характерно и для зон южной тайги и подтайги.

Более крупные разрушения почвенного покрова на плакорах происходят при сбросе талых вод из одной депрессии в другую, обычно в максимум снеготаяния, чаще всего на южных склонах, и осуществляются в двух вариантах. Так, в первом варианте прорыв скопившихся в депрессии талых вод происходит из западины, расположенной гипсометрически выше, в нижележащую. Сток талых вод осуществляется двояко:

1. В виде пластового стока, имеющего небольшие скорости (до 0,1 м/с), происходящего в дневное время при интенсивном снеготаянии. Последствия такого стока мы неоднократно наблюдали на пашне Яя-Кийской, Томь-Яйской, Обь-Томской междуречных равнин. На склонах западин крутизной от 1 до 3–5° после снеготаяния такой сток фиксировался в виде полос, сложенных делювиальными отложениями. Ширина полос изменялась от 1–3 до 5–7 м, а мощность делювия в них достигала 3–5 мм. Общий объем накопившегося смытого материала на днище нижележащей депрессии составляет 1–3 м³.

2. При относительных превышениях одной депрессии над другой на 1–3 м, длине склонов более 50 м и их крутизне 3–5° при стоке воды из одной депрессии в другую образуются струйчатые размывы значительных размеров, а смыв бывает существенным – до 16–18 м³. Мощность делювия достигает более 20 см.

Весьма интересен, на наш взгляд, второй вариант прорыва талых вод из одной депрессии в другую при наличии на плакоре двух депрессий глубиной около 3 м, расположенных практически на одном гипсометрическом уровне и разделенных между собой микроводоразделами высотой до 3 м. В результате интенсивного снеготаяния одна из депрессий переполняется водой, и происходит сброс ее вод через микроводораздел во вторую депрессию с образованием струйчатого размыва и даже промоины. В результате на пашне формируются ложбины длиной до сотни метров и глубиной до 1 м. Ежегодно в депрессии-приемники приносится от 1–3 до 5–8 м³ делювия.

Весьма показателен в этом плане эффект талой эрозии почв на плакоре 2010 г. На стационаре «Лучаново» в результате перелива талых вод из одной депрессии в другую образовалась промоина длиной 16 м, шириной – до 2,5 м и глубиной до 0,3 м (рис. 1). В устье промоины накопился конус выноса площадью около 340 м², мощность делювия в нем в среднем составила 5 см. Кроме того, в депрессию-приемник талых вод впадают еще 2 мелких струйчатых размыва длиной около 40 м, средней глубиной 6 см и шириной 27 см. Подсчет объема смытого почвогрунта в сумме составил 7–8 м³/га.

Проведенные исследования показывают, что перемещение объема литомасс вследствие развития талой эрозии почв на плакорах изменяется от 0,1–0,5 до 18 м³/га, возможно и более. Как правило, данные по смыву в таких очагах не учитываются при расчете твердого стока

с пашни. Описанные эрозионные процессы на пашне влияют на плодородие земель, изменяют в течение достаточно короткого времени (20–50 лет) микрорельеф пашни. Это выражается в заполнении отдельных западин продуктами смыва, в формировании ложбин; кольматация почвенных пор в депрессиях продуктами смыва вызывает в ряде случаев их заболачивание, выводя из товарного производства плодородные земли и т.д. Кроме того, со временем часть ложбин, по которым происходит сброс талых вод из одной западины в другую, соединяются с ложбинами (деллями) склонов пашни и становятся частью верхнего звена гидрографической сети – частью единой системы эрозионно-аккумулятивных процессов [9, 10]. В ряде случаев образуются овраги с округлой расширенной вершиной.



Рис. 1. Промоина на плакоре Лучановского стационара (фото З.Н. Квасниковой, май 2010 г.)

Кроме того, данный вид эрозии оказывает существенное влияние на миграцию химических элементов, в том числе тяжелых металлов. Так, в делювиальных отложениях конуса выноса Лучановского стационара в 2009 г. в вышеприведенном примере содержалось Pb – 15 г/т, Cr – 19 г/т, Zn – 30 г/т, V – 28 г/т, Ni – 20 г/т.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта «Оценка экологических рисков при освоении инвестиционно-привлекательных территорий» в рамках федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 гг. Мероприятие № 1.2.1 «Проведение научных исследований научными группами под руководством докторов наук» по направлению «География и гидрология суши».

Литература

1. **Каштанов А.Н.** Деградация почв, опустынивание и меры по их предотвращению в адаптивно-ландшафтном земледелии // Доклады РА сельхоз. наук. 2000. № 3. С. 23–24.
2. **Есеева Н.С.** Современный морфолитогенез юго-востока Западно-Сибирской равнины. Томск: Изд-во НТЛ, 2009. 484 с.
3. **Есеева Н.С., Квасникова З.Н.** Эрозионный вынос почвенного субстрата, биогенов и химических элементов с пахотных угодий юго-востока Западно-Сибирской равнины (на примере Томь-Яйского междуречья) // Рельеф и природопользование предгорных и низкогорных территорий. Барнаул, 2005. С. 91–93.
4. **Хортон Р.Е.** Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1948. 158 с.
5. **Райс Р.Дж.** Основы геоморфологии. М.: Прогресс, 1980. 574 с.

6. *Инженерная геология СССР: Западно-Сибирская и Туранская плиты: В 2 кн.* / А.С. Герасимова, С.Б. Ершова, Ю.Ф. Захаров и др. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 330 с.
7. *Строкова Л.А.* Состав и свойства покровных отложений Томского Приобья // Обский вестник. 1999. № 1–2. С. 122–127.
8. *Сулакишина Г.А.* Инженерно-геологическая характеристика лессовых пород междуречья Томи и Чулыма // Физико-механические свойства и вопросы формирования лессовых пород Сибири. М.: Наука, 1968. С. 76–94.
9. *Маккавеев Н.И.* Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 344 с.
10. *Чалов Р.С.* Работа водных потоков и эрозионно-русловые системы // Вестник Моск. ун-та. Серия 5: География. 1999. № 5. С. 10–14.

УДК 631.48

ГЕНЕТИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ В ЛЕСНЫХ БИОГЕОЦЕНОЗАХ РОССИИ

Ю.И. Ершов

Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН

solum@ksc.krasn.ru

Рассмотрены основные факторные закономерности лесного почвообразования, определяющие и контролирующие генетическое и географическое разнообразие почв лесных биогеоценозов России.

The main functional dependencies of soil formation on environmental factors (forest coenoses, climate, mountain rocks, topography, permafrost, time) have been considered which determine and control genetic and geographical soil diversity in forest biogeocoenoses of Russia. Unity of soils and factors is shown by the belt-zonal-facial conception of regularities. Factor models of forest pedogenesis have been formulated in the paper.

Выявление природных условий, определяющих генезис, разнообразие и пространственные закономерности размещения своеобразных почв под лесными биоценозами (называемых «лесные почвы»), принципиально важно для решения многих хозяйственных задач и научно-методологических проблем, связанных с рациональным природопользованием и охраной природы в лесных областях страны. Проблема происхождения и географии лесных почв широко обсуждается в литературе. Все же многие вопросы, связанные с оценкой роли факторов среды в образовании почв лесных БГЦ, недостаточно исследованы (отсутствуют систематизирующие работы, полученные результаты понимаются неоднозначно, носят разрозненный и дискуссионный характер, недостаточно изучена роль горных пород и времени как факторов почвообразования и т.д.) и требуют углубленного изучения. Цель настоящей работы – обобщить авторские и литературные материалы и попытаться сформировать представление о закономерностях образования почв в зависимости от лесных ценозов, климата, горных (материнских) пород, криофактора (многолетней мерзлоты), рельефа и времени (возраста почвообразования).

Объектом наших исследований послужили главным образом полнопрофильные мезоморфные почвы, реализовавшие свое характерное время под лесной растительностью, т.е. почвы с развитым профилем, отражающим в своих свойствах «лесную» историю. Лесные биоценозы выступают в качестве самобытного лесобиоценоотического (лесоценоотического) фактора, который, благодаря высокой продуктивности растений, оказывает очень важное влияние на почвообразовательные процессы и связанные с ними свойства профиля. Почвообразующая способность лесоценоотического фактора заключается в накоплении органических остатков не

только внутри почвенного профиля, но и на поверхности почв в виде лесной подстилки, качественный и количественный состав продуктов трансформации (минерализации и гумификации) которой играет большую роль в лесном педогенезе. Это определяет образование больших количеств фульватного гумуса (особенно под хвойными лесами) и глубокое его проникновение по профилю почв. Взаимодействие лесной растительности с другими факторами среды приводит к формированию различных почвенных типов. Теоретической и методической основой работы явился сравнительно-географический подход – сопоставление почв, образующихся при различных комбинациях агентов почвообразования, ответственных как за дифференциацию, так и за единство почвообразования. Работа выполнена на основе собственных исследований в таежно-лесных регионах Сибири и Дальнего Востока, а также обширных литературных и картографических материалов по генезису и географии лесных почв России. Рассматриваются факторы почвообразования: лесная растительность – субарктическая, бореальная, суббореальная и субтропическая. Климат характеризовался по коэффициенту увлажнения, термическим условиям и континентальности; горные породы – по литолого-петрографо-минералогическому составу и фильтрационной способности (плотные и рыхлые, карбонатные и бескарбонатные, кварцосодержащие и бескварцевые, от глин до песков); криофактор – по глубине залегания многолетнемерзлых толщ. Рельеф – горные системы, равнины, автономные и гетерономные позиции; возраст почв – от момента зарождения до момента наблюдения (голоценовый). Исследования проведены на качественном уровне.

Структура почвенного покрова лесных территорий сложна и разнообразна и определяется сочетанием взаимосвязанных и взаимодействующих факторов и процессов, которое управляют генетическим обособлением и пространственным размещением почв. Лесные почвы формируются в широком диапазоне природных условий. Каждое из направлений лесного почвообразования (буроземное, альфегумусовое и т.п.) имеет свою комбинацию факторов. Распространение основных типов почв подчинено основным законам географической закономерности – горизонтальной (широтной) термической зональности, вертикальной (горной) гидротермической зональности и меридиональной фациальности (провинциальности) по условиям увлажнения и континентальности климата. Наиболее широко и отчетливо прослеживаются две первые закономерности: широтная зональность доминирует в европейской части России и Западной Сибири, горная – в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке. Меридиональная зональность (секторность) наблюдается в Центральной Сибири и на юге Дальнего Востока. В системе вертикальной зональности почвы образуют самостоятельный пояс (лесной, таежный, таежно-лесной). Почвы развиты в четырех географических поясах: субарктическом (холодном), бореальном (холодно-умеренном), суббореальном (тепло-умеренном), субтропическом (теплом). Климат меняется от умеренно континентального до резко-континентального, от экстрагумидного до семиаридного (коэффициент увлажнения 2,5–0,5). Лесная растительность отличается большим разнообразием. Наиболее широко развиты хвойные (бореальные) и смешанные леса, которые подразделяются на несколько лесорастительных зон: лесотундровую (притундровых лесов), таежную (хвойных лесов), смешанных и широколиственных лесов и лесостепную. Лесная растительность как функция климата подчиняется двум основным закономерностям географической среды – широтной зональности и вертикальной поясности. Первая выражается в последовательной закономерной смене типов растительности от притундровых лесов на севере до субтропических влажных лесов на юге; эта закономерность ярко прослеживается на великих равнинах – Восточно-Европейской и Западно-Сибирской. В горных областях Урала, Сибири, Дальнего Востока широтная зональность растительности осложняется явлением высотной поясности.

Генетическая природа мезоморфного лесного почвообразования заключается в разном сочетании и взаимодействии многих специализированных (особых) и неспецифичных элемен-

тарных процессов, которые проявляются с разной интенсивностью и длительностью и образуют своеобразные по морфогенетическим характеристикам почвы. К особым процессам относится подстилкообразование, которое обязательно, но не специфично для лесных почв (проявляется в тундровых почвах), к специфическим процессам – метаморфическое оглинивание, рубефикация, коагуляционное оструктуривание, фитотурбации и др., протекающие в минеральной толще почв (буроземах, грануземах, палевых) и не встречающиеся в почвах нелесных территорий (степи, тундры).

Лесные почвы имеют не только процессную, но и типологическую индивидуальность, связанную с лесоценоотическим фактором. Все почвенные образования в той или иной степени привязаны территориально к определенным лесным биомам. По оценке почвообразующей роли лесной растительности целесообразно выделить три разные генетико-географические группы почв: 1) почвы хвойных лесов – подбуры, подзолы, палевые, грануземы, рендзины, глееподзолистые, глееземы, криоземы, дерново-подзолистые, в классификациях выделяются на уровне типов; 2) почвы широколиственных и мелколиственных лесов – буроземы, серые лесные, подбелы, коричневые, выделяются как типы; 3) почвы смешанных (хвойно-мелколиственных и хвойно-широколиственных) лесов – буроземы оподзоленные, буроземы иллювиально-гумусовые, серые лесные оподзоленные и др., выделяются в основном как переходные подтипы, сочетающие в себе признаки соответствующих типов, выраженные в ослабленной форме. Такая интеграция почв по биомам обусловлена в первую очередь количеством и (или) качеством синтезируемой и отмирающей биомассы, поступающей ежегодно на поверхность почвы или в ее минеральную толщу. Безусловно, такая пространственная сопряженность лесной растительности и почв носит идеализированный и обобщенный характер. В природе наблюдаются отклонения от этих закономерностей, поскольку адаптивная способность лесных растений довольно широка. В известной мере она может быть детализирована на уровне более простой модели тип леса – тип (подтип) почвы, хотя однозначная корреляция – каждому типу леса соответствует один тип почв – в природе не существует. Этот факт хорошо прослеживается на примере лиственничника кустарничково-мохово-лишайникового, под которым могут формироваться и подбуры, и подзолы, и криоземы, и палевые почвы. Растительные сообщества могут быть использованы (сугубо ориентировочно) в качестве индикаторов той или иной группы почв, однако при этом следует учитывать, что отдельные типы почв могут иметь диффузный (инвазионный характер) при непосредственном соприкосновении биомов. Так, при контакте лесостепи и южно-таежных лесов серые лесные почвы могут формироваться и под лиственными, и под хвойными лесами.

Реальное генетическое разнообразие и географическое распространение лесных почв в пояс-зонально-фациальной системе связано в первую очередь с повышением температуры теплого периода и увеличением его длительности, возрастанием биопродуктивности и сомкнутости лесной растительности и литолого-геоморфологическим фактором. От притундровых лесов к южной тайге возрастает генетическое разнообразие почв, усложняется состав и структура вертикальной зональности почвенного покрова, снижается проявление мерзлотных процессов, подстильно-торфяной горизонт, доминирующий в лесотундре, северной и средней тайге, постепенно вытесняется аккумулятивно-гумусовым горизонтом в южной тайге, увеличивается интенсивность внутрипочвенного выветривания и биологическая активность почв, происходит смена типов почв. Центральное ядро почвенного покрова лесных территорий составляют подбуры, подзолы, криоземы, глееземы, буроземы, палевые, рендзины, подзолистые, дерново-подзолистые, серые лесные почвы, каждая из которых имеет свой географический ареал и свою экологическую «нишу» (свою комбинацию факторов). Сочетание факторных закономерностей и связанных с ними процессных закономерностей определяет особенности лесного почвообразования, разнообразие почв и сложность почвенного покрова. Обобщение

многочисленных исследований позволило установить следующие общие основные географические закономерности лесных почв, т.е. функциональные зависимости почв от факторов среды – факторные модели лесного почвообразования.

1. В холодном гумидном (влажном) климате под одной и той же растительностью на качественно однородных материнских породах образуются разные типы почв (группа альфегумусовых почв – подбуры светлые и подзолы альфегумусовые), которые могут существовать в тесном пространственном контакте и образовывать парагенетические микрокомбинации. В качестве примера можно привести пространственное контактное чередование профилей подбура светлого и подзола альфегумусового в горных системах Дальнего Востока, Среднесибирского плоскогорья и северного макросклона Западного Саяна, развивающиеся на щебнисто-мелкоземистых дериватах кислых (кварцосодержащих) пород (гранитов, гранодиоритов, гнейсов и др.) под хвойными лесами (нередко под одним типом леса). Эти почвы генетически родственные, формируются одинаковым набором элементарных почвообразовательных процессов. Основными причинами различий подбуров светлых и подзолов альфегумусовых являются меньшая длительность и/или интенсивность альфегумусового почвообразования и внутрипочвенного выветривания в подбурях светлых. Подбуры светлые при равной интенсивности альфегумусовой миграции со временем сменяются (через стадию подбуров светлых оподзоленных) подзолами альфегумусовыми; подбуры светлые младше по возрасту (длительности) выветривания – почвообразования, чем подзолы (возрастная дивергенция почв). Суть дивергенции – расхождение признаков почв в процессе их развития (эволюции), вызываемое фактором (факторами) почвообразования. Эволюционные закономерности развития подзолов через стадию подбуров светлых на разных по химическому и минералогическому составу кварцосодержащих породах в голоцене (от момента зарождения до момента наблюдения) можно представить прогнозными схемами: 1) подбуры светлые → подбуры светлые оподзоленные → подзолы альфегумусовые на каменисто-мелкоземистых дериватах массивно-кристаллических пород, содержащих светлые и цветные минералы; 2) подбуры светлые иллювиально-железистые (иллювиально-гумусовые) → подбуры светлые иллювиально-железистые (иллювиально-гумусовые) оподзоленные → подзолы иллювиально-железистые (иллювиально-гумусовые) на полимиктовых песках и супесях, состоящих в основном из светлых минералов и содержащих изначально несиликатные формы Fe и Al. Наличие в породах устойчивых, исходно светлых (кварц, K-Na-полевые шпаты и др.) или способных к осветлению (некоторые слюды) при внутрипочвенном изменении силикатных минералов, определяет возможность остаточного (относительного) накопления их и образования осветленного (подзолистого) горизонта, за счет разрушения менее устойчивых цветных минералов (роговая обманка, пироксены и др.) с выносом продуктов разрушения из элювиального горизонта A2. Морфологическая оподзоленность почвенного профиля реализуется только в холодном и умеренно-холодном гумидном климате.

2. Во влажном климате при разном уровне термических условий на однотипных породах под разной растительностью образуются разнотипные почвы (подбуры темные, буроземы) с устойчивым бурым морфологически неоподзоленным профилем, независимо от длительности проявления почвообразовательных процессов (лесоклиматогенная дивергенция). В холодном влажном климате под хвойными лесами на дериватах основных изверженных пород формируются подбуры темные (преимущественно Средняя Сибирь и Дальний Восток). В умеренно-теплом гумидном климате под широколиственными и хвойно-широколиственными лесами (юг Дальнего Востока) – буроземы. Отсутствие исходно светлых гипогенных минералов в материнских породах делает невозможным образование осветленного (подзолистого) горизонта в почвах, независимо от их возраста. Иначе, подбуры темные и буроземы в существующей природной обстановке могут развиваться «вечно» по однотипному почвообразованию и толь-

ко при смене биологического или биоклиматического фактора они могут замещаться другим типом почвообразования. Закономерность распространения почв контролируется широтной и высотно-поясной лесоклиматической зональностью. Подбуры темные отличаются от подбуров светлых качественными модификациями генетических горизонтов, которые отражают особенности альфегумусовой миграции и эволюции (это разновозрастные почвы). Хорошо развитые подбуры темные на основных породах – это почвы, прошедшие длительный путь развития (голоцен), подбуры светлые на кварцсодержащих породах представляют собой почвы предподзолистей стадии развития и, вероятно, не могут быть полноголоценовыми.

3. В холодном гумидном климате при разном уровне увлажненности и континентальности под лиственничными лесами на основных породах (траппы) образуются разные типы почв (климатогенная дивергенция почв). Так, на севере Центральной Сибири под лиственничными мохово-лишайниковыми лесами в условиях континентального гумидного климата формируются подбуры темные, в резко континентальном семигумидном (полувлажном) климате – палевые почвы. Эта закономерность определяется меридиональной фациальностью (секторностью) климатических условий.

4. В холодном влажном климате на разных по минералогическому и гранулометрическому составу материнских породах под хвойными лесами формируются разные типы почв. На щебнисто-мелкоземистых дериватах основных пород развиваются подбуры темные, кислых пород – подзолы альфегумусовые, на суглинисто-глинистых субстратах основных пород – грануземы, на суглинисто-глинистых кварцсодержащих породах – глееподзолистые почвы, на карбонатных – карбонатные почвы (литогенная дивергенция почв).

5. В одних и тех же лесоценотических и климатических условиях на разных породах формируются однотипные почвы. Так, на юге Дальнего Востока в условиях избыточно влажного климата под хвойно-широколиственными лесами на дериватах кислых и основных пород образуются буроземы (внутризонально-фациальная лесоклиматогенная конвергенция почв). Суть конвергенции – приобретение в ходе развития (эволюции) почв сходного строения вследствие их приспособления к одному или нескольким факторам (или к одной или нескольким характеристикам одного фактора).

6. В семигумидном климате под разной растительностью образуются разные подтипы почв. Например, в лесостепи Центральной Сибири под сосновыми мертвопокровными (редкотравными) лесами образуются светло-серые почвы, а под мелколиственными травяными лесами – темно-серые лесные почвы (лесоценогенная дивергенция почв).

7. В близких климатических условиях под разными лесами развиваются одинаковые почвы (климатогенная конвергенция почв). Так, серые лесные почвы могут формироваться как под широколиственными, так и под мелколиственными и хвойными лесами; в европейской части России – под дубовыми, в Западной и Средней Сибири – под березовыми, осиновыми и сосновыми лесами.

8. В гумидном климате при разном уровне термических условий на разных породах под широколиственными лесами образуются разные типы почв: в субтропиках – красноземы, на юге Дальнего Востока – буроземы, в европейской части России – серые лесные (литоклиматогенная дивергенция почв).

9. В разных климатических условиях под хвойными лесами образуются принципиально разные типы почв. Так, в семигумидном климате под сосновыми лесами (Средняя Сибирь) формируются серые лесные почвы, в гумидном климате под лиственничными лесами (юг Дальнего Востока) – буроземы (климатогенная дивергенция почв).

10. В гумидном климате под мелколиственными лесами на суглинисто-глинистых породах разного генезиса развиваются разнотипные почвы. Например, под березово-осиновыми лесами юга Дальнего Востока на озерных и озерно-аллювиальных отложениях образуются подбелы,

в Центральной Сибири (предгорная равнина Западного Саяна) на лессовидных породах – серые лесные почвы (литогенная дивергенция почв).

Кроме установленных общих климатических, лесоценотических, литолого-петрографо-минералогических и пространственно-временных закономерностей лесного почвообразования, в реальных природных условиях возникают внутризональные (местные), отражающие другие факторы или их сложную совокупность. Существенный вклад в географо-генетическое разнообразие почв вносят водопроницаемость материнских пород, рельеф, криофактор (многолетняя мерзлота), криогенные процессы (особенности сезонного промерзания – протаивания) и образования (особенности криоморфоскульптур), экспозиционные различия, обуславливающие главные рубежи в строении профиля, свойствах и генезисе почв. В идентичных климатических условиях в зависимости от характера внутреннего дренажа почвенного профиля формируются типы неглеевых и глеевых почв, распространенность и соотношение которых определяется гранулометрией материнских пород и рельефом. Глеевые почвы чаще встречаются на равнинных участках в связи с преимущественным распространением здесь суглинисто-глинистых пород, неглеевые почвы – в горных системах, где они формируются главным образом на хорошо водопроницаемых продуктах выветривания плотных пород.

В многолетней криолитозоне по глубине залегания многолетнемерзлых пород выделяются глубокомерзлотные криомезоморфные (мощность деятельного слоя больше мощности почвенного профиля) и собственно мерзлотные криогидроморфные (мощность деятельного слоя равна мощности почвенного профиля) почвы. Здесь широко развиты пучинно-бугристо-западинные микрокомбинации (криогенные комплексы почв) из криоземов тиксотропных и криоторфянистых почв и вертикально- и (или) экспозиционно-дифференцированные почвенные мезокомбинации подбуров и криоземов. В связи с этим следует отметить еще две самые общие факторные модели лесного почвообразования:

1. В гумидных областях на тяжелых и двучленных породах под разной растительностью формируются гидроморфные почвы с гомогенным глеевым (глееземы, заболоченные, болотные) или с дифференцированным глеевым (глееподзолистые, торфяно-подзолисто-глеевые, дерново-подзолисто-глееватые, подзолы глеевые и др.) профилем. Исключением из этого правила являются криогидроморфные почвы (криоземы) притундровых лесов и северной тайги Центральной Сибири, в которых процессы оглеения развиты крайне слабо либо отсутствуют.

2. В гумидных, семигумидных и семиаридных регионах мерзлотной зоны под разными типами лиственных лесов резко доминирует группа криоземов, независимо от характера дренажа и литологического состава почвообразующих пород и рельефа (криогенная конвергенция почв).

Отмеченные почвенно-географические закономерности характерны в основном для борельного и суббореального географических поясов. Лесное почвообразование на различных породах в гумидном климате более разнообразно (литогенная дивергенция почв), чем в семигумидном и семиаридном. При почвообразовании в субтропическом влажном климате литогенные различия между почвами практически не проявляются, что связано со зрелостью почв и кор выветривания. Итак, почвенно-факторная интерпретация позволяет глубже понять генетическую и географическую сущность лесного почвообразования, его закономерности и особенности.

Воздействие лесной растительности на почвы сложно и многообразно, однако в этой сложности существуют определенные закономерности. Безусловно, представленные пространственно-факторные закономерности лесного почвообразования не претендуют на оригинальность (некоторые из них в той или иной степени известны) и полноту рассмотрения, по мере накопления натурных исследований они будут добавляться и совершенствоваться. Тем не менее, даже в настоящем виде формулировки имеют, на наш взгляд, определенный интерес для

генетического почвоведения и могут быть использованы как научный материал для решения обратной задачи – изучения влияния почвы на образование леса (почва → лес), служащее prerogative лесного почвоведения, которое нередко отождествляется с генетическим почвоведением (лес → почва) и наоборот (лесное почвоведение базируется на генетическом почвоведении). Указанные факторные модели несут в себе свойства, разрешающие понять причины, приведшие к генетическому и географическому разнообразию и специфике лесных почв. Они играют эвристическую и прогностическую роль при изучении лесных почв, позволяют диагностировать и предсказывать новые варианты почвенных профилей на неизученных почводами территориях, для которых известно сегодняшнее состояние факторов почвообразования; могут быть использованы как исходный материал для составления почвенных карт, классификации почв и различных видов природного и специального районирования, прогнозирования состояния почв в пространстве и во времени (в будущее и в прошлое).

УДК 632.15:631.445.12

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА МЕРЗЛОТНЫХ БУГРИСТЫХ ТОРФЯНИКОВ ДОЛИНЫ р. РЫБНАЯ

Т.Т. Ефремова

Учреждение РАН Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, г. Красноярск
efr2@ksc.krasn.ru

Загрязнение тяжелыми металлами торфяных залежей долины р. Рыбная обнаруживается на протяжении 70 км от источника выбросов – предприятий ОАО «ГМК «Норильский никель». Деградицией охвачены главным образом верхние 0–2 см торфа. Загрязнение характеризуется средним, умеренно опасным уровнем с высокой долей участия в составе поллютантов никеля, который обладает высокой токсичностью для высших растений.

Heavy metal's contaminations in peat soils of Rybnaya river valley is detected for a distance of 70 km from source of pollution – enterprises group ОАО «ГМК «Norilskii nickel». Pollution is characterized by middle, moderate dangerous level with high portion of nickel in structure of pollutants, which possesses high toxic for high plants. High strata of peat soils are enveloped by pollution within 0–10 cm at a distance from 22 km, and 0–2 cm at a distance from 45–70 km near by Norilsk.

Долина р. Рыбная находится в зоне активного воздействия промышленных потоков серы и тяжелых металлов с предприятий ОАО «ГМК «Норильский никель», что обуславливает формирование биогеохимических аномалий различной степени экологической опасности. Оценка негативных последствий техногенных нагрузок на окружающую среду нуждается в дифференцированном подходе к различным природным комплексам. С этих позиций особый интерес вызывают торфяные болота, которые представляют собой совмещенный геохимический барьер – механический, кислородный, биогенный и сорбционный, на котором накапливаются многие химические элементы. Задача исследований – оценить уровень техногенного загрязнения торфяных почв тяжелыми металлами на различном расстоянии от источника выбросов.

В заболоченной долине р. Рыбная изучением были охвачены широко представленные в северных широтах плоскобугристые торфяники. Торфяная залежь бугров сложена торфами низинного типа – осоковыми, гипново- и сфагново-осоковыми малой степени разложения. На четырех ключевых участках (Омунтах, Чопко, Омнэ, Деличи) отбирались образцы почв до мерзлого водоупора в пределах торфяной толщи 0–30 см. Торфяники Омунтах и Чопко (устье р. Чопко) расположены соответственно в 22 и 45 км от источника техногенных поллютантов.

Торфяник Омнэ находится в 70 км (междуречье р. Рыбная – р. Быстрая), в 85 км – торфяник Деличи (долина оз. Кета – оз. Гук). По мере приближения к источнику промышленных выбросов обнаруживаются усиливающиеся признаки деградации болотной растительности: сокращается суммарная степень проективного покрытия вплоть до полной гибели фитоценозов на расстоянии 22 км от города.

Тяжелые металлы определены пламенным атомно-абсорбционным спектрометрическим методом.

Содержание металлов в торфяных массивах долины р. Рыбная широко варьирует в зависимости от расстояния до предприятий ГМК «Норильский никель» и глубины залегания горизонта по профилю залежи (рис. 1). Количество элементов изменяется в широких пределах: Ni – 8,4–244,8; Cu – 16,5–436,4; Co – 0,87–11,8; Pb – 0,03–5,48 мг/кг. Наибольшее содержание обнаруживается в горизонте 0–2 см и, как правило, последовательно снижается с глубиной. В слое 0–10 см на всех объектах (кроме Деличи) сосредоточено максимальное количество элементов: никеля – от 59,8 до 75,3% валовых запасов слоя 30 см, меди – 42,9–63,9, кобальта – 42,5–66,2, свинца – 58,3–100%. Распределение тяжелых металлов в профиле торфяника Деличи не столь однонаправлено и характеризуется приблизительно равномерной аккумуляцией никеля, локализацией в слое 10–30 см меди (25–57,3%) и кобальта (34,1–49,4), а верхних 10 см – свинца (71,7%).

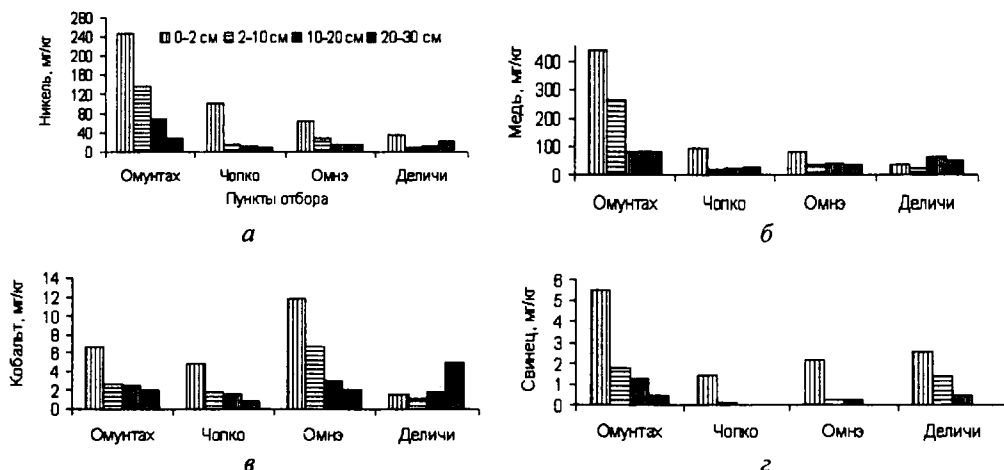


Рис. 1. Содержание в торфяниках долины р. Рыбная: а – никеля; б – меди; в – кобальта; г – свинца

По мере удаления от г. Норильска количество тяжелых металлов в торфяных массивах сокращается (лишь торфяник Омнэ нарушает эту тенденцию самым высоким содержанием кобальта). Поэтому в ближайшем к городу торфянике Омунтах (22 км) фиксируется наибольшее количество Ni, Cu, Pb. Запасы тяжелых металлов в слое оттаивающего торфа (30 см) составляют здесь: Ni – 3190,8; Cu – 5567; Pb – 54,3; Co – 102,7 мг/м².

На расстоянии 45 км от источников выбросов (массив Чопко) запасы никеля в торфе снижаются в 6 раз, равно как и в массиве Омнэ (70 км). На расстоянии 85 км от г. Норильска в торфяном массиве Деличи запасы никеля составляют всего 405,8 мг/м², то есть уменьшаются почти в 8 раз. Снижение запасов меди протекает не менее активно, но в большей мере выражено в торфянике Чопко (в 8 раз), затем в Омнэ (в 5,5) и Деличи (в 4,4 раза). Изменение запасов кобальта происходит не столь интенсивно. Оно, подобно меди и свинцу, наиболее выражено в торфянике, расположенном на расстоянии 45 км от предприятий ОАО ГМК «Нориль-

ский никель». Запасы кобальта здесь в 2,3 раза ниже, чем в торфяном массиве Омунтах, в Омнэ они не изменяются совсем, а в Деличи падают до 60,5 мг/м², то есть снижаются в 1,7 раза.

Таким образом, на расстоянии 45 км от источников выбросов (массив Чопко) наблюдается наиболее резко выраженное снижение запасов Cu, Co и Pb относительно массива Омунтах, который характеризуется самым высоким накоплением тяжелых металлов в заболоченной долине р. Рыбная на протяжении 85 км от г. Норильска.

В связи с полиэлементным составом техногенных выбросов использовали ряд геохимических параметров, характеризующих степень загрязнения ассоциации элементов относительно фона: коэффициент среднего накопления химических элементов R_x [3], структура полиэлементного состава [2] и суммарный показатель загрязнения Z_c [1]. Выполненные по различным критериям оценки уровня загрязнения тяжелыми металлами торфяников долины р. Рыбная в основном согласуются между собой (см. табл.).

Оценка техногенного загрязнения плоскостристых торфяников долины р. Рыбная по интенсивности накопления тяжелых металлов

Мощность слоя, см	Коэффициент концентрации элементов (R_c)				Коэффициент среднего накопления элементов		Суммарный показатель загрязнения	
	Ni	Cu	Co	Pb	R_x	Структура полиэлементного состава	Z_c	Категория почв по степени загрязнения
Ключевой участок Омунтах								
0-2	8,74	5,38	2,68	4,72	5	Ni ₄₂ Cu ₂₄ Pb ₂₀ Co ₉	18	Умеренно-опасная
2-10	4,87	3,23	1,11	1,52	3	Ni ₄₈ Cu ₂₈ Pb ₆ Co ₁	8	Допустимая
10-20	2,45	1,00	1,06	1,09	1	—	2	Допустимая
20-30	1,01	1,00	0,83	0,41	—	—	—	Не загрязнен
0-10	5,56	3,66	1,43	2,16	3	Ni ₄₅ Cu ₃₇ Pb ₁₂ Co ₄	10	Допустимая
0-20	3,99	2,33	1,24	1,62	2	Ni ₅₀ Cu ₃₂ Pb ₁₆ Co ₆	6	Допустимая
0-30	2,99	1,89	1,04	1,01	2	Ni ₅₀ Cu ₂₂	4	Допустимая
Ключевой участок Чопко								
0-2	8,54	4,50	3,44	9,53	6	Pb ₃₇ Ni ₃₂ Cu ₁₅ Co ₁₁	23	Умеренно-опасная
2-10	1,29	0,79	1,29	1,00	1	—	2	Допустимая
10-20	0,99	1,04	1,11	—	—	—	—	Не загрязнен
20-30	0,72	1,16	0,61	—	—	—	—	Не загрязнен
0-10	2,74	1,53	1,72	2,71	2	Pb ₂₉ Ni ₂₉ Co ₁₂ Cu ₉	6	Допустимая
0-20	1,86	1,29	1,41	—	1	—	2	Допустимая
0-30	1,29	1,23	1,01	—	1	—	1	Допустимая
Ключевой участок Омнэ								
0-2	4,44	2,02	4,58	9,91	5	Pb ₄₉ Co ₂₀ Ni ₁₉ Cu ₆	18	Умеренно-опасная
2-10	2,06	0,93	2,63	1,09	2	Co ₅₄ Ni ₃₅	3	Допустимая
10-20	1,00	1,09	1,17	0,91	—	—	—	Не загрязнен
20-30	1,00	0,98	0,83	—	—	—	—	Не загрязнен
0-10	2,54	1,15	3,02	2,85	2	Co ₃₄ Pb ₃₁ Ni ₂₆ Cu ₂	6	Допустимая
0-20	1,77	1,12	2,10	1,88	2	Co ₂₇ Pb ₂₂ Ni ₁₉ Cu ₃	4	Допустимая
0-30	1,38	1,05	1,46	—	1	—	2	Допустимая
Ключевой участок Деличи								
0-2	2,61	0,87	0,67	5,02	4	Pb ₅₇ Ni ₂₃	7	Допустимая
2-10	0,65	0,44	0,43	2,63	3	Pb ₈₁	2	Допустимая
10-20	0,72	1,40	0,77	1,00	—	—	—	Не загрязнен
20-30	1,63	1,16	2,12	—	2	Co ₃₇ Ni ₂₁ Cu ₅	3	Допустимая
0-10	1,04	0,53	0,48	3,11	2	Pb ₇₀	3	Допустимая
0-20	0,88	0,96	0,70	2,06	2	—	1	Допустимая
0-30	1,26	1,06	1,85	—	1	—	2	Допустимая

Интенсивность аномалии, судя по коэффициенту среднего накопления элементов (2-6), велика и ограничена преимущественно слоем 0-2 см. В структуре полиэлементного состава

торфяников преобладают: Омунтах – никель и медь, Чопко – свинец, никель, Омнэ – свинец и кобальт, Деличи – свинец, никель. Как видим, ведущую роль в загрязнении играет никель, относящийся к классу умеренно опасных химических веществ, обладающий, однако, высокой токсичностью для высших растений. На расстоянии 45 км от г. Норильска доля никеля в загрязнении снижается и возрастает участие свинца, который относится к высоко опасному классу химических веществ.

Согласно суммарному показателю загрязнения (18–23), верхние 2 см торфяных залежей Омунтах, Чопко и Омнэ соответствуют умеренноопасной степени загрязнения ($Z_c = 16,1-32$), слой залежи 2–10 см – допустимой ($Z_c < 16,0$). Толща 10–30 см – не загрязнена (кроме слоя 10–20 см в торфянике Омунтах с допустимой степенью загрязнения). Торфяная залежь Деличи относится к категории земель с допустимым уровнем загрязнения.

Установлено, что мерзлые бугристые торфяники долины р. Рыбная подвержены влиянию техногенных выбросов предприятий ОАО ГМК «Норильский никель» на протяжении 70 км. Деградацией охвачены главным образом верхние слои торфяных залежей: на расстоянии 22 км от г. Норильска в пределах 0–10 см, в 45–70 км – 0–2 см. Уровень загрязнения оценивается как умеренно-опасный с высокой долей участия в составе поллютантов никеля и свинца.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН № 23 (Проект СО РАН № 2).

Литература

1. Янин Е.П. Экологическая геохимия и проблемы биогенной миграции химических элементов 3-го рода // Техногенез и биогеохимическая эволюция таксонов биосферы: Тр. Биогеохим. лаборатории. М.: Наука, 2003. Т. 24. 351 с.
2. Сорокина Е.П., Кулачкова О.Г., Онищенко Т.Л. Сравнительный геохимический анализ воздействия на окружающую среду промышленных предприятий различного типа // Методы изучения техногенных геохимических аномалий. М.: ИМГРЭ, 1984. С. 9–20.
3. Сает Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П. Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 335 с.

УДК 631.48

ПРИМЕНЕНИЕ ИНФОРМАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ В РАЗРАБОТКЕ МЕРОПРИЯТИЙ ПО УПРАВЛЕНИЮ ПОЧВЕННЫМИ РЕСУРСАМИ ЮЖНЫХ РЕГИОНОВ РОССИИ

З.Г. Залибеков, М.А. Баламирзоев, А.Б. Биарсланов

Учреждение РАН Прикаспийский институт биологических ресурсов ДНЦ РАН, г. Махачкала

Проблема борьбы с опустыниванием земель и восстановлением деградированных почв базируется на концепции, утверждающей опустынивание как эволюционный процесс, развитие которого идет под влиянием факторов, подверженных периодическому изменению.

Оценка и управление почвенными ресурсами в аридных регионах осуществляются с использованием данных, характеризующих почвенный покров в динамическом состоянии.

Problem of soil's desertification control and restoration of degraded soils is based on the concept approving desertification as evolutionary process which development goes under influence of the factors subject to periodic change.

The estimation and management of soil resources in arid regions are carried out by use of the data describing soil cover in dynamic condition.

Управление почвенными ресурсами в условиях опустынивания и аридной деградации требуют новых подходов и методов, осуществление которых связано с созданием базы данных (БД) и информационных систем (ИС) на региональном и федеральном уровнях. Общая площадь земель, подверженных опустыниванию в Дагестане, составляет 1,8 млн га, а в южных регионах Европейской части России – более 20 млн га. Из этого видно, что борьба с опустыниванием земель имеет определяющее значение в повышении продуктивности почвенно-растительного покрова. Одним из основных условий решения этой задачи на современном уровне является применение фондового и картографического материала, накопленного исследованиями прошлых лет, так как их использование дает возможность распознать процессы опустынивания в эволюционном развитии.

Значимость использования накопленного материала и необходимость хранения, систематизации и создании упорядоченной структуры видно из приводимых данных (табл. 1), где расширение площадей земель, подверженных опустыниванию, в южных регионах европейской части России имеет прогрессирующий характер. Увеличение площадей земель, где проявляются процессы опустынивания, составляет за 24 года по России – 5,3%, по Дагестану – 15,9%.

Таблица 1

**Общая площадь аридных земель подверженных опустыниванию
в южных регионах европейской части России**

Стадия опустынивания	1980 г.				2005 г.			
	РФ		Дагестан		РФ		Дагестан	
	млн га	%	млн га	%	млн га	%	млн га	%
Не проявляется	4,9	17,7	1,3	44,8	3,0	16,4	0,8	28,6
Слабая	3,8	12,5	0,5	17,1	3,4	12,5	0,7	27,0
Средняя	7,1	32,8	0,4	21,0	9,6	31,2	0,4	16,0
Сильная	4,4	27,9	0,3	16,1	4,5	27,6	0,6	20,3
Очень сильная (очаги)	1,7	9,1	0,2	1,8	1,7	11,3	0,2	8,8
Всего	21,9	100,0	2,7	100,8	21,9	99,0	2,7	100,7

Одновременно расширяются площади с очень сильной степенью опустынивания: по России – 3,2%, Дагестану – 2,2% [2]. Признаки восстановления имеют локальный, ограниченный характер с уменьшением численности выпасаемого поголовья скота. Однако общий уровень деградации сохраняется с проявлением радионуклидного загрязнения, вызванного увеличением транспорта и дорожной техники. Современная структура земель, подверженных деградации и опустыниванию, характеризует их состояние в качестве отдельных стадий эволюционного процесса, т.е. регрессивную эволюцию почв и ландшафтов. Сохранение их в качестве фундаментальной основы является важным условием для получения базовых данных по картографии почв и разработке ИС технологий. Учитывая эти особенности, нами в качестве первого этапа работы представлена база данных почвенного покрова Терско-Кумской низменности.

При разработке электронной почвенной карты Терско-Кумской низменности ставились цели:

1. Устранение дублирования информации разномасштабных почвенных карт аридной зоны, сохраняя их содержание, наглядность.

2. Обеспечить компактное размещение контуров почв и их обзорность при обобщении и генерализации масштабов, применяя метод оптико-цифрового уменьшения.

3. Перевести фондовые и опубликованные материалы, находящиеся на бумажных носителях, в электронные, что дает возможность сохранить и использовать накопленную информацию о работах по борьбе с опустыниванием земель [1].

В настоящее время, когда почвенные исследования осуществляются без обновления детальных и крупномасштабных почвенных карт, электронная база данных гарантирует сохранность накопленной информации. Это важно для изучения таких динамических явлений, каки-

ми являются процессы опустынивания, развитие которых протекает с большой изменчивостью почвенно-растительного покрова. Выполнение этих работ связано, во-первых, с определением показателей изменений контуров, выделенных при разных масштабах картирования, и, во-вторых, с выбором способов создания упорядоченной структуры данных, позволяющих учесть и систематизировать наиболее важные свойства почв, подверженных опустыниванию и аридной деградации. Поскольку электронная карта есть функция географических координат, то ее содержание определяется цифровой информацией, являющейся содержательной ее нагрузкой, где отражается пространственное распределение базы данных. Точность границ объектов, выделенных в аэрокосмических снимках, превосходит топографические карты. Установлено, что почвенная карта Терско-Кумской низменности, полученная на основе дистанционного зондирования масштаба 1:200 000, по содержательной нагрузке соответствует этому масштабу, а по точности – более крупному масштабу 1:50 000. На почвенной карте Терско-Кумской низменности с координатами дешифрируются различия по степени выраженности ветровой эрозии и контуры дефлируемого материала, т.е. одного из главных факторов опустынивания [4].

Главным условием обработки материала по управлению почвенными ресурсами является систематика полученных данных с дифференциацией по следующим направлениям: первое направление – результаты полевых и экспериментальных данных – морфология основных типов почв, условия их образования и широтно-долготная ориентация в планетарном масштабе [2]. Важно также выбрать данные по геопривязке процессов опустынивания, засоления, эродированности. Второе направление – сбор и систематизация аналитического материала с оценкой гумусового состояния почв, поглотительной способности, валового и минералогического состава почв. Для экологической мелиоративной, агропроизводственной характеристики первостепенное значение имеют данные, характеризующие динамику солевого режима и питательных веществ, включая площади функционирующих почв. Многофункциональность почв, природное их разнообразие определяют возможности многопланового использования в сельском, лесном и городском хозяйствах, дорожном строительстве и в других областях экономической и культурной жизни общества.

Учитывая эти обстоятельства, при составлении web-сайта по почвенным ресурсам целесообразно выделять показатели, характеризующие роль органического вещества, химического состава и водно-физических свойств, определяющие возможности рационального использования почвенных ресурсов.

В настоящее время материалы почвенных ресурсов аридных регионов распределены по организациям многих министерств и ведомств РФ и РД. В такой ситуации разрозненные материалы при отсутствии единой стратегии препятствуют эффективному использованию почвенных и растительных ресурсов, угрожая потерей их продуктивности и функционирующих площадей. Существует значительное количество региональных, локальных данных на бумажных носителях, где размещена общедоступная информация тематической направленности. В них содержатся неопубликованные данные (Национальная программа действий по борьбе с опустыниванием в Дагестане, Агроландшафтная карта Дагестана), которые находятся в ведении различных ведомств. В то же время сотрудниками лабораторий биологической продуктивности ландшафтов, почвенных ресурсов, биогеохимии ПИБР ДНЦ РАН и кафедр почвоведения, ботаники и лесоводства ДГУ и другими учреждениями накоплен значительный материал по почвенным и растительным ресурсам. К сожалению, не весь объем накопленного материала доступен для широкого использования и остается вне сферы обработки при интерпретации закономерностей проявления деградационных процессов. Поэтому вопросы создания БД и ИС по почвенным ресурсам приобретают особое значение.

Наиболее важными для аридных регионов являются общие показатели органической и воднорастворимой минеральной части почв, подверженных изменению в процессе антропогенной деградации почвенного покрова:

- гидротермический режим верхних горизонтов почв;
- изменение величины фитомассы в зависимости от глубины залегания грунтовых вод и степени засоления почв;
- пространственное распространение почв по их составу, используемые при определении ресурсного потенциала (табл. 2).

Таблица 2

Функциональная структура базы данных по почвам Терско-Кумской низменности

№ п/п	Почвы	Площадь, тыс. га	Кол-во контуров	Пестрота	Комплексность, %
1	Светло-каштановая среднесолончаковая среднесуглинистая	40,0	1	–	–
2	Светло-каштановые солончаковатые и солончаковые легкосуглинистые	143,0	6	По засолению средняя	10–20
3	Светло-каштановые солончаковатые и солончаковые супесчаные в комплексе с песками закрепленными	189,5	6	По засолению и дефляции средняя	20–30
4	Лугово-каштановая сильносолончаковая среднесуглинистая	38,3	1	–	–
5	Лугово-каштановая средне- и сильносолончаковая легкосуглинистая	40,5	2	По засолению средняя	–
6	Лугово-каштановая среднесолончаковая супесчаная	89,5	1	–	–
7	Луговая средне- и сильносолончаковая глинистая	20,0	2	По засолению средняя	–
8	Луговая среднесолончаковая тяжелосуглинистая	16,0	1	–	–
9	Луговая средне- и сильносолончаковая среднесуглинистая	31,4	3	По засолению средняя	–
10	Луговая среднесолончаковая легкосуглинистая	30,8	1	–	–
11	Луговая сильносолончаковая супесчаная	13,6	2	–	–
12	Аллювиально-луговая слабосолончаковая легкосуглинистая	8,0	1	–	–
13	Лугово-болотная среднесолончаковая	5,5	3	–	–
14	Солончаки средне- и легкосуглинистые и супесчаные	190	6	По гранульному составу средняя	40–50
15	Пески закрепленные	174,0	7	По засолению	20–30
16	Пески слабокрепленные и развеваемые	162,4	3	По засолению и дефляции	20–30
	ИТОГО	1214,5	49	–	–

Максимальную площадь в Терско-Кумской низменности занимают светло-каштановые карбонатные солонцеватые почвы, образуя с солончаковыми разностями гомогенное упорядоченное строение с фоновой структурой. В приморской части региона, подверженной влиянию процессов затопления, иссушения с многолетней цикличностью, характерна бесфоновая структура с комплексным распространением луговых, лугово-болотных почв и солончаков.

Выводы.

1. Проблема борьбы с опустыниванием земель и восстановлением деградированных почв базируется на концепции, утверждающей опустынивание как эволюционный процесс, развитие которого идет под влиянием факторов, подверженных периодическому изменению. Выявление закономерностей опустынивания связано с изучением динамики на процессном уровне, использованием накопленной и получаемой в настоящее время информации в виде картографического, текстового и цифрового материалов.

2. Оценка и управление почвенными ресурсами в аридных регионах осуществляются с использованием данных, характеризующих почвенный покров в динамическом состоянии. Перио-

личность стадий деградации почв во времени и закономерности расширения ареалов опустынивания в пространстве могут быть раскрыты при использовании данных, полученных как в настоящее время, так и в результате исследований, проведенных предыдущими поколениями.

Литература

1. *Добровольский Г.В.* Значение почв в сохранении биоразнообразия // Почвоведение. 1996. № 6. С. 694–699.
2. *Залибеков З.Г.* Опыт экологического анализа почвенного покрова Дагестана. Махачкала, 1995. 140 с.
3. *Петросян В.Г., Павлов А.В., Бессонов Е.А., Назаренко И.Н., Ильин.* Комплекс информационных систем и баз данных по инвентаризации биологических ресурсов // Фундаментальные основы управления биологическими ресурсами. М., 2005. С. 4–20.
4. *Капустин Г.А.* Картографирование опустынивания береговых геосистем с использованием данных дистанционного зондирования // Опустынивание и деградация почв. М.: МГУ, 1999. С. 334–335.

УДК 56.074

МИКРОБИОМОРФНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПАЛЕОПОЧВ ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА НИЗОВИЙ р. КОЛЫМЫ

О.Г. Занина

Учреждение РАН Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН
oksanochka_zet@mail.ru

В статье представлены результаты биоморфного исследования позднеплейстоценовых синлитогенных и эпигенных почв, погребенных в многолетнемерзлых отложениях стадии МИС3 низовий р. Колымы. Проведено изучение состава и распределения микрофоссилий в палеопочвах. Показано преобладание открытых ландшафтов с доминированием разнотравно-злаковых ассоциаций.

In this study we look at the paleoenvironmental record preserved in perennially-frozen soils (paleosols) in exposures of the Lower Kolyma region – Duvanny yar and Stanchikovsky Yar. The soils in ice-rich loessal sediments (MIS3) of include profiles of epigenetic and sinlithogenetic paleosols of different age. Microfossil content and distribution in this paleosols was investigated.

Thus, the microbiomorph analysis of soils indicate open landscapes where predominate of herb association with grass, sedges and various herb.

Исследование закономерностей развития природной среды невозможно без изучения ее прошлого. В последние десятилетия реконструкция палеосреды в различные этапы геологической летописи привлекает к себе значительное внимание. Объектами для получения палеогеографической информации могут быть различные природные образования, способные накапливать и хранить в себе длительное время данные об изменяющихся природных условиях на различных этапах исторического прошлого Земли. Одним из перспективных объектов для изучения прежних природных условий являются погребенные почвы. Почва – это поликомпонентная система, которая не может быть познана без изучения ее отдельных компонентов. Для получения объективной информации об особенностях эволюции природной среды в палеопочво-

ведении применяются различные методы исследования (генетический анализ почвенного профиля, химический анализ и т.д.). К сожалению, эти методы выявляют изменения строения почв на макроуровне, т.е. когда какие-либо природные факторы действовали на данной территории достаточно длительное время. Вместе с тем известно, что все изменения окружающей среды воздействуют, прежде всего, на наиболее чувствительный микроуровень, который способен сохранять и записывать информацию об этих колебаниях. Исследование микромира почв – быстро развивающееся направление современного почвоведения, наиболее полно реализованное в микробиоморфологических исследованиях. В почве и осадочных отложениях постоянно накапливается и консервируется информация в виде микроскопических остатков биогенного происхождения, которые являются индикаторами среды их формирования и дают информацию о факторах и процессах времени их существования. Существует связь биоценозов с формируемыми ими комплексами макро- и микроостатков в почвах, которая четко не установлена, а для плейстоценовых палеопочв, погребенных в отложениях ледового комплекса Северо-Востока России (низовья р. Колымы), практически не исследовалась.

Объектами исследования явились погребенные в позднеледниковых отложениях (МИСЗ) ледового комплекса эпигенные позднеледниковые почвы с хорошо развитыми и дифференцированными на генетические горизонты профилями и перекрывающие и подстилающие их синлитогенные почвы (криопедолиты). Изучение палеопочв проводилось в нижнем течении р. Колымы и на р. Малый Ануй в обнажениях Дуваный яр и Станчиковский яр.

В основе исследования лежит микробиоморфный анализ – совокупное изучение биогенных остатков микроскопического размера, имеющих специфическую морфологию [1]. Фитолиты, пыльца и споры, остатки эпидермиса, растительный детрит, панцири диатомовых водорослей, раковины амёб, спикулы губок, углистые частицы, гифы грибов – это набор микробиоморф, характеристики которых изучаются в образцах. Микробиоморфный анализ возник сравнительно недавно и не получил еще широкого развития [2]. Однако как методологический подход он хорошо зарекомендовал себя для решения проблемных вопросов экологии и почвоведения и при реконструкциях природной среды позволяет получить дополнительную информацию. Просмотр препаратов, определение и подсчет микробиоморф проводился с применением фазового контраста на микроскопе Carl Zeiss HBO 50 (AC) при увеличении в 100 и 400 раз.

С целью изучения характера биоморфных комплексов палеопочв из верхнеледниковых отложений ледового комплекса исследовали содержание и распределение биоморф по профилю погребенных эпигенных и синлитогенных почв. Палеопочвы, погребенные в многолетнемерзлых позднеледниковых отложениях Колымской низменности, представлены профилями четырех разновозрастных эпигенных палеопочв, нижняя из которых отнесена к раннеледниковому педокомплексу, а три расположенные выше – к позднеледниковому педокомплексу [3]. Эпигенные почвы в отложениях ледового комплекса часто перекрыты толщами криопедолитов. Криопедолиты представляют собой монотонную толщу, равномерно проработанную процессами почвообразования. Специфика синлитогенного почвообразования, сопровождавшего их формирование в зоне распространения многолетнемерзлых пород, определила отсутствие дифференциации материала деятельного слоя на генетические горизонты, слабую сохранность органического материала и выраженность других почвенных свойств.

Выявлены несколько пиков аккумуляции микробиоморф в профилях эпигенных палеопочв. Первый чаще всего приурочен к поверхности минеральной части профиля (0–5 см). Присутствие двух других аккумулятивных зон накопления фитолитов может быть связано с криотурбированным материалом органогенных горизонтов, занесенным в центральные части профиля, и его накоплением в надмерзлотной части профиля, у подошвы древнего сезонноталого слоя.

Наибольшее разнообразие фитолитов отмечено в поверхностных горизонтах эпигенных почв. Доминируют фитолиты трав и злаков, значительно содержание форм, характерных для

осок и мхов. Выявлены также остатки эпидермиса кустарников и древесной растительности, отмечены хвойные, березовые и ольховник. Палинологический анализ материала эпигенных палеопочв также показал преобладание в спектрах пыльцы трав и кустарничков (более 40%), в меньшем количестве содержатся пыльца древесно-кустарниковой группы и споры (по 30%) [4]. В горизонтах [ABg] и [BCg] количество и разнообразие фитоцитов резко уменьшается. В этих горизонтах доминируют остатки осоковой и моховой растительности, которая характеризует стадию заболачивания в период формирования почвы. Не содержат микрофоссилий или содержат в незначительных количествах горизонты, переходные к синлитогенной почве.

Изученные биоморфные комплексы верхних органогенных горизонтов I и II позднекаргинских палеопочв отражают кустарниково-злаковые ассоциации, редко с участием древесной растительности. Спектры этих палеопочв, в основном, характеризуют открытые ландшафты, в которых были широко распространены злаковые, злаково-разнотравные и луговые ассоциации на влажных местообитаниях. Комплексы из горизонтов [BCg] отражают растительный покров слабозадернованных поверхностей и осоково-злаково-моховые, осоково-злаковые сообщества. Таким образом, позднекаргинские палеопочвы проходили в своем развитии несколько стадий.

В третьей (самой поздней) позднекаргинской палеопочве содержание биоморф самое низкое. Оно относительно равномерное по всему профилю, сходно с составом фитоцитов в подстилающих и перекрывающих почвы слоях. Это может быть объяснено как сходством природных условий и состава растительного покрова, так и постоянным поступлением минерального осадка в периоды ее формирования.

Изучение мацератов из разновозрастных слоев синлитогенных палеопочв показало, что комплексы характеризуются одинаковым набором микрофоссилий, спектры сходны и имеют лишь вариации в количественном составе компонентов. Количество микробиоморф низкое, качественный состав скудный. Отмечена исключительно низкая насыщенность препаратов из криопедолитов такими растительными остатками, как фитоциты и палиноморфы, в то время как доля растительного детрита велика. Фитоцитные профили всех исследованных синлитогенных палеопочв характеризуются небольшим разнообразием морфотипов. Это свидетельствует об изреженности и угнетенности растительного покрова в период формирования слоя. В образцах доминируют остатки тканей мхов, эпидермис и фитоциты ксерофитной растительности. В палиноспектрах преобладают группа травянистых растений (более 60%) при абсолютном доминировании в этой группе злаков (до 85%); споровые субдоминанты (до 37%) при доминировании в этой группе зеленых мхов (47–58%), группа деревьев и кустарников представлена единичными пыльцевыми зернами. Такое соотношение групп в спектрах характеризует ландшафты открытого типа.

При сравнении форм фитоцитов, выделенных из позднекаргинских эпигенных и синлитогенных палеопочв, в последних отмечается увеличение вклада травянистой растительности, отсутствие хвойных и лесных форм в фитоцитных спектрах, что согласуется с выводами, сделанными ранее на основании палеопедологических исследований об изменении климата и растительности в этот период позднего плейстоцена [5, 6].

Результаты микробиоморфного анализа эпигенных палеопочв из многолетнемерзлых позднеплейстоценовых отложений показали, что количество микрофоссилий убывает вниз по профилю. Установлена общая низкая насыщенность синлитогенных почв микробиоморфами. Выявлены зоны аккумуляции микробиоморф в профилях эпигенных палеопочв. Фитофоссилии позволяют диагностировать на данном этапе исследований таксоны растительного покрова на уровне крупных групп и некоторых семейств: хвойные, древесные, кустарники, злаки, осоки, разнотравье и мхи.

В целом проведенный микробиоморфный анализ показал, что микробиоморфные профили погребенных почв в зоне распространения многолетнемерзлых пород способны отразить осо-

бенности наземного покрова, перестройки природной среды и перспективны для палеоэкологических реконструкций условий их формирования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 08-04-00597.

Литература

1. Гольева А.А. Биоморфный анализ почв как составная часть морфолого-генетического исследования почв // Почвоведение. 1997. № 9. С. 5–13.
2. Гольева А.А. Микробиоморфные комплексы природных и антропогенных ландшафтов: Генезис, география, информационная роль. 2008. 240 с.
3. Губин С.В. Позднеплейстоценовое почвообразование на Приморских низменностях севере Якутии // Почвоведение. 1994. № 8. С. 5–14.
4. Занина О.Г., Лопатина Д.А., Губин С.В. Палинологический анализ погребенных почв и криопедолитов каргинского времени на Колымской низменности // XI Всероссийская палинологическая конференция «Палинология: теория и практика». М., 2005. С. 87–88.
5. Губин С.В. Палеопедологический анализ верхнеплейстоценовых (едомных) отложений обнажения Дуванный Яр // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1984. № 53. С. 125–128.
6. Занина О.Г. Почвообразование и природные условия каргинского времени на Колымской низменности: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 2006. 22 с.

УДК 574.2:631.484

МОРФОФУНКЦИОНАЛЬНЫЕ ВНУТРИПОЧВЕННЫЕ СТРУКТУРЫ КАК РЕЗУЛЬТАТ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ МЕЖДУ ПОЧВОЙ И РАСТЕНИЕМ

А.В. Захарченко, Л.А. Изерская, Л.К. Цыцарева, В.Н. Тучак

НИИ Биологии и биофизики при ТГУ, г. Томск

za@ugrasu.ru

В супесчаных почвах Колыского Севера под минеральными кочками *Empetrum nigrum* обнаружены морфологические структуры, формирующие сложные внутрипочвенные конструкции. Под кочками растворяется псевдофибровый пэн. Из его цемента формируются стенки цилиндра, окружающего внутренние морфоструктуры минеральной кочки: грибовидное тело и бассейн. Описанные биогенные объекты могут оказаться ключом для понимания процесса почвообразования в целом.

There are three-dimensional constructions in different natural zones. They can create for their building specific soil-morphological structures or use the structural elements of zonal pedogenesis. Soil-genetic paradigm shows these constructions as a lot of profiles. Another point of view – they are the original three-dimensional bodies which have unique structure and function as integral soil formations. Intra-soil constructions under mineral hillocks of *Empetrum nigrum* have been chosen as study object. We use standard morphological methods of vertical and horizontal cuts, the method of trenches for research of morphological structures of crowberry mineral hillocks. The morpho-structure boundaries were drawn with a pantograph or measured from soil surface and drawn on squared paper. Biogenic soil constructions change their structures under influence of external conditions: on detritus there is continuous cover of plants, flood valleys of lake – organic hillocks, on sandy soil – mineral hillocks. Biogenic soil constructions are constantly reproduced by the system: soil-plant, so we can speak about their physiology.

Почвенные объекты, отличающиеся от окружающих почв, чаще всего являются результатом специфичных процессов, так как имеют не только вертикальную, но и горизонтальную составляющую потоков вещества, энергии, информации, т.е. они не могут быть описаны

и классифицированы с использованием только профилно-генетической парадигмы. Причем, необходимо представить не только вертикальный, но и горизонтальный профиль, так как оба эти направления движения вещества и энергии могут оказаться одинаково важными для понимания природного образования. Примером подобного объекта могут быть ортзанцы, формирующиеся по краю болот и озер. Актуальность определяется необходимостью изучения разнообразия «неудобных» для почвоведения объектов с целью найти им достойное место в теории почвоведения. Описанные биогенные объекты минеральной кочки водяники могут оказаться ключом для понимания процесса почвообразования в целом.

В качестве объектов исследования рассмотрены иллювиально-железистые и иллювиально-железисто-гумусовые подзолы на делювии сиенитовых нефелинов. Место исследования – Кольский полуостров. Площадки наблюдения расположены в долине с ярко выраженным ледниковым комплексом: конечные морены, озы, песчаные гряды и озера. На задровых песчаных отложениях формируются крайне олиготрофные растительные сообщества, состоящее из березы (*Betula pubescens*), водяники (*Empetrum nigrum*) и накипных лишайников (*Cladonia*). На песчаных гривах и склонах вскрыты минеральные кочки водяники.

Верхний слой от почвенной поверхности до псевдофибрового пэна (PF-пен), равный ~ 16–23 см, является деятельной (для корней) частью подзолов. Учитывая его небольшую мощность, растительные сообщества существуют в условиях крайнего дефицита влаги, т.к. горизонт Е легкого гранулометрического состава быстро высыхает на солнце. Более того, он беден элементами питания растений. С точки зрения жизненной стратегии для березы и водяники желательно разрушить железистые сцементированные слои, что позволит корням проникнуть вглубь почвы. Изучение на стенках траншеи положения верхних границ слоев выявило резкое изменение глубины границы на отдельных участках под березой и водяникой (рис. 1).

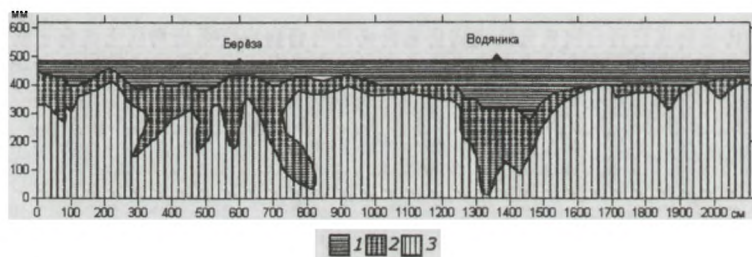


Рис. 1. Границы верхних горизонтов иллювиально-железистого подзола (Е и Вf) на стенке траншеи 21 м, горизонтальная шкала дана в см, вертикальная – в мм. Условные обозначения: 1 – элювиальный горизонт (Е); 2 – иллювиально-железистый (Вf) и растворенная часть PF-пэна + (Вf) под березой и водяникой; 3 – PF-пэн; треугольник – положение центра купола кочки, кружок – положение комля березы

Водяника, так же как и береза, самостоятельно способна растворять PF-пэн. Она выстраивает также свои ПМС внутри минеральных кочек в виде тонких PF-структур, представляющих единую конструкцию (рис. 2).

На поверхности почвы формируется купол кочки в виде выпуклой возвышенности нано-рельефа высотой 5–10 см. Диаметр кочек изменяется в интервале 20–80 см. Зрелая кочка водяники представляет достаточно сложное пространственное образование. Сверху кочку покрывает небольшой мощности торфяной горизонт, сформированный из мхов и листьев водяники. Вместо торфяного горизонта образуется тонкий в 1–3 см грубогумусовый А₁. Ниже формируется белесый подзолистый горизонт (Е). Его мощность обычно больше под кочками, чем вне них. Снизу горизонт Е имеет охристую, буровато-охристую окраску (Вf) – по виду это материял горизонта Е, покрытый охристыми и бурыми пленками.

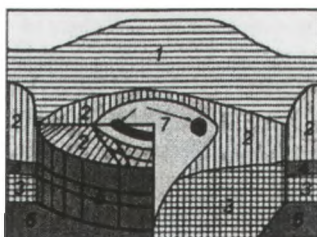


Рис. 2. Схема строения «зрелой» минеральной кочки водяники на псевдофибровых илювиально-железистых подзолах, развитых на отложениях сиенитовых нефелинов. Условные обозначения: 1 – материал элювиального горизонта (Е); 2 – вертикальный срез илювиально-железистого горизонта (Вf), также показан горизонтальный срез; 3 – отмытый от железистых пленок песок, внутри кочки – бассейн; 4 – PF; 5 – боковая вертикальная псевдофибровая стенка, окружающая бассейн; 6 – горизонтальная плоскость PF; 7 – материал, аналогичный илювиально-железисто-гумусовому горизонту (Вfh), напоминающий грибовидное тело; стрелкой показана уплотненная корнями часть грибовидного тела, темно-бурого или черного цвета на вертикальном и горизонтальном срезах

В нижней части вырисовывается бурое или черно-бурое тело, по форме напоминающее гриб (Вfh). В грибовидном теле отмечается наибольшее количество корней водяники. Наиболее интенсивно прокрашена центральная часть грибовидного тела, которая на вертикальном срезе имеет вид бабочки. Под грибовидным телом располагается «бассейн» из рыхлого отмытого песка. С боков «бассейн» оконтурен плотными бортами из железистого цемента, внутри которых заметны более темные, дополнительно пропитанные остатки псевдофибр. Снизу «бассейн» подстилается PF-пэном, более влажным и пластичным по сравнению с верхней очень твердой частью PF-пэна.

Выводы.

1. Растения формируют биогенные почвенные образования, используя набор структурных элементов, присутствующих в зональных почвах. Наиболее сложные внутрипочвенные конструкции обнаружены под минеральными кочками водяники на песчаных гривах.

2. В качестве конструктивного материала использованы псевдофибры (PF), которые обладают уникальными свойствами: снижают фильтрацию, повышают влагоудерживающую способность, препятствуют миграции элементов питания растений. Эти качества использует водяника при построении структур минеральной кочки.

3. Под конусом кочки водяники обнаружены вертикальные пропитки PF цемента в виде цилиндра, окружающего кочку по контуру. Внутри кочки формируется грибовидное тело с темно-бурой и даже черной пропиткой органики, где отмечается повышенная плотность корней водяники. Ножка грибовидного тела опускается вниз конструкции в обезилненный песок со слабыми оксидными пленками (бассейн).

4. На склоне кочки водяники формируются в местах выклинивания псевдофибр, т.е. обладают высокой чувствительностью к направленности стока поверхностных вод и формируют внутрипочвенные структуры так, чтобы максимально эффективно перехватывать его.

5. Морфоструктуры, образованные сцементированными псевдофибрами, как емкости, служат для накопления воды, а сами псевдофибровые вертикальные стенки выполняют функцию фильтра, задерживающего элементы минерального питания растений.

6. Растения, несомненно, являются важнейшими архитекторами почв. Формирование внешних по отношению к растению морфоструктур почвы может с той же точностью контролироваться растением, как и его внутреннее строение.

7. Предполагается, что неудобные для почвоведения объекты – это самостоятельные трехмерные почвенные образования, обладающие своим уникальным строением, своеобразным функционированием (физиологией) и специфическим генезисом.

ГУМУСОВЫЕ ПРОФИЛИ МОНОГЕНЕТИЧНЫХ ПОЧВ ЧЕРНОЗЕМНОГО ТИПА СТЕПНЫХ КОТЛОВИН ЮГА СИБИРИ

Е.В. Каллас, Т.П. Соловьева

Томский государственный университет

lkallas@sibmail.com

Рассматриваются гумусовые профили неполноразвитых почв черноземного типа степных котловин юга Сибири. Показано, что гумусовые профили имеют простое строение, слабо дифференцированы и монотонны, а в их формировании более значимую роль играют климатические условия, а не литогенные свойства пород.

The humus profiles of the undeveloped chernozem soils of the steppe hollows south Siberia are considered. It is shown that humus profiles have simple structure, weakly differentiated and monotonous, in this formation climatic conditions play more important role, but not the properties of the rock.

Система гумусовых веществ почв является сложным устойчивым образованием, отражающим и запоминающим условия формирования почв как природного тела [1]. Зрелые полно-профильные почвы, развиваясь длительное время, проходят ряд стадий, отвечающих разным природным обстановкам с неодинаковым сочетанием факторов-почвообразователей, и являются в абсолютном большинстве случаев полигенетическими [2]. Моногенетические почвы, в истории которых была только одна стадия, распространены в меньшей степени и представляют собой, как правило, молодые образования, или же с задержкой в развитии на ранней стадии в силу тех или иных причин (например, формирование на плотных почвообразующих породах в условиях повышенной аридизации климата на фоне преобладания физических агентов выветривания). В современных полноразвитых почвах гумусовые профили отражают все фазы и стадии развития, начиная от «нуль-момента» до настоящего времени [3]. Поскольку соотношение и свойства компонентов системы гумусовых веществ обуславливаются гидротермическим режимом, в котором формировались макромолекулы гумусовых кислот и их органо-минеральные производные [4, 5], а условия гумусообразования не оставались неизменными на протяжении всей истории развития современного почвенного покрова, гумусовые профили большинства почв имеют, как правило, сложное строение с наличием нескольких зон с разными свойствами гумуса. Однако с целью расшифровки истории и реконструкции условий почвообразования и построения прогнозов поведения почв в будущем, необходимо иметь четкое представление о закономерностях и механизмах отражения современных условий почвообразования в тех или иных свойствах почв. В связи с этим в настоящей работе анализируются гумусовые профили неполноразвитых моногенетических почв черноземного типа степной зоны юга Сибири (Чулымо-Енисейская впадина Минусинского межгорного прогиба), формирующихся на разных породах, характеристики которых отражают современную природную ситуацию в данном регионе.

Объектами исследования явились неполноразвитые почвы, формирующиеся по черноземному типу на известняках бейской свиты, туфритах и доломитах в верхних частях водораздельных склонов озерных котловин Чулымо-Енисейской впадины. Несмотря на простое строение их укороченного (20–32 см) щебнистого профиля с морфологически оформленным лишь гумусовым горизонтом (мощностью 10–16 см), развитие этих почв нельзя ограничивать рамками одной простой модели почвообразования. Азральный перенос мелкозема в аридных условиях межгорных впадин обуславливает одновременное протекание процессов привноса с окружающих горных систем и выдувания твердых частиц, интенсивность которых в первую очередь

зависит от скорости перемещения воздушных масс, периода прохождения ветров, степени защищенности почв растительным покровом и др. Привнесенный материал частично включается в почвообразование и закрепляется в профиле, а частично подвергается дальнейшему эоловому переносу. Таким образом, процессы почвообразования, литогенеза и денудации протекают одновременно, элементы синлитогенной, синденудационной и нормальной (идеальной, простой) моделей почвообразования [2] сочетаются в почвенном профиле исследованных почв на фоне процессов выветривания почвообразующих пород. Почвы постоянно омолаживаются, их свойства соответствуют современным условиям почвообразования, в истории развития можно выделить только одну степную стадию и считать почвы моногенетическими.

С целью выявления особенностей гумусовых профилей почв, отвечающих только современным факторам почвообразования, был определен групповой и фракционный состав гумуса по методу И.В. Тюрина в модификации В.В. Пономаревой и Т.А. Плотниковой [6] в образцах почв, отобранных сплошной колонкой с учетом границ генетических горизонтов. Для общей химической и физико-химической характеристики почв исследования проводились по общепринятым методикам [7].

Неполноразвитые щебнистые черноземы Чулымо-Енисейской котловины являются легкими по гранулометрическому составу: легкосуглинистыми (почвы на доломитах и известняках) и супесчаными (почвы на туффитах). Более 40% гранулометрических фракций представлено крупным и мелким песком, в котором преобладает последний, а 30–40% приходится на фракцию крупной пыли, количество которой снижается с глубиной. В нижних горизонтах велика доля каменистого обломочного материала.

Почвы отличаются довольно высоким содержанием органического вещества. При мощности 6–10 см горизонт накопления гумуса содержит до 5–6% органического углерода. В ППК обменный кальций имеет доминирующее положение, что характерно для степного автоморфного почвообразования. Содержание кальция, как правило, в 3–7 раз превышает содержание магния, а распределение обменных катионов по профилю типично для почв степного ряда: содержание кальция убывает с глубиной, содержание магния колеблется в небольших пределах. Сумма этих катионов изменяется от 23–33 мг-экв/100 г почвы в гумусово-аккумулятивном горизонте до 18–23 мг-экв/100 г в горизонтах, переходных к породе. Более высокие значения характерны для почв, формирующихся на доломитах.

Углекислые соли присутствуют с поверхности по всему профилю, за исключением почв на туффитах, где карбонаты обнаруживаются лишь в самой нижней части профиля, залегающей непосредственно на породе, уровень накопления CaCO_3 составляет 8%. В почвах на известняках и доломитах содержание карбонатов выше и закономерно увеличивается с глубиной до 17% на первых и 30% на вторых.

Реакция почвенного раствора изменяется от слабощелочной в бескарбонатных горизонтах почв на туффитах ($\text{pH}_{\text{водн.}} 7,3$) до явно щелочной ($\text{pH}_{\text{водн.}} 8$) в карбонатных горизонтах всех почв.

В целом, неполноразвитые почвы, сформированные в одинаковых климатических и геоморфологических условиях на разных породах, характеризуются довольно близкими свойствами и имеют значительную разницу лишь в уровне накопления карбонатов.

Неполноразвитые почвы, независимо от почвообразующих пород, на которых они формируются, имеют простой гумусовый профиль, в котором каждая из зон (слоев) с одинаковым сочетанием характеристик совпадает с морфологически выделенными горизонтами (рис. 1). Содержание органического углерода уменьшается с глубиной от 5–6% в верхнем слое до 2,5% на глубине 10(15)–20(30) см. Ниже залегают плотные коренные породы. В верхнем 5–9-сантиметровом слое исследованных почв доля гуминовых кислот в составе гумуса изменяется от 19–22% в почвах на доломитах и известняках до 29% – на туффитах, в среднем составляя $24 \pm 5\%$ от $\text{C}_{\text{общ.}}$. С глубиной содержание ГК уменьшается в большинст-

ве разрезов до $20 \pm 2\%$. Содержание фульвокислот в верхних горизонтах почв на доломитах несколько меньше (14% от $C_{\text{общ.}}$), чем в аналогичных слоях почв, развитых на туффитах и известняках, где оно составляет в среднем 18%. Максимальная доля ФК (24–26% от $C_{\text{общ.}}$) приурочена к нижним горизонтам. Некоторые различия долей ГК и ФК в составе гумуса обусловили и количественную неоднозначность в содержании негидролизующихся форм гумуса. Почвы, формирующиеся на доломитах, отличаются от остальных повышенной их долей, которая превышает таковые в других почвах в среднем на 8–13%, а в пределах профиля этих почв колеблется незначительно (62–66% от $C_{\text{общ.}}$).

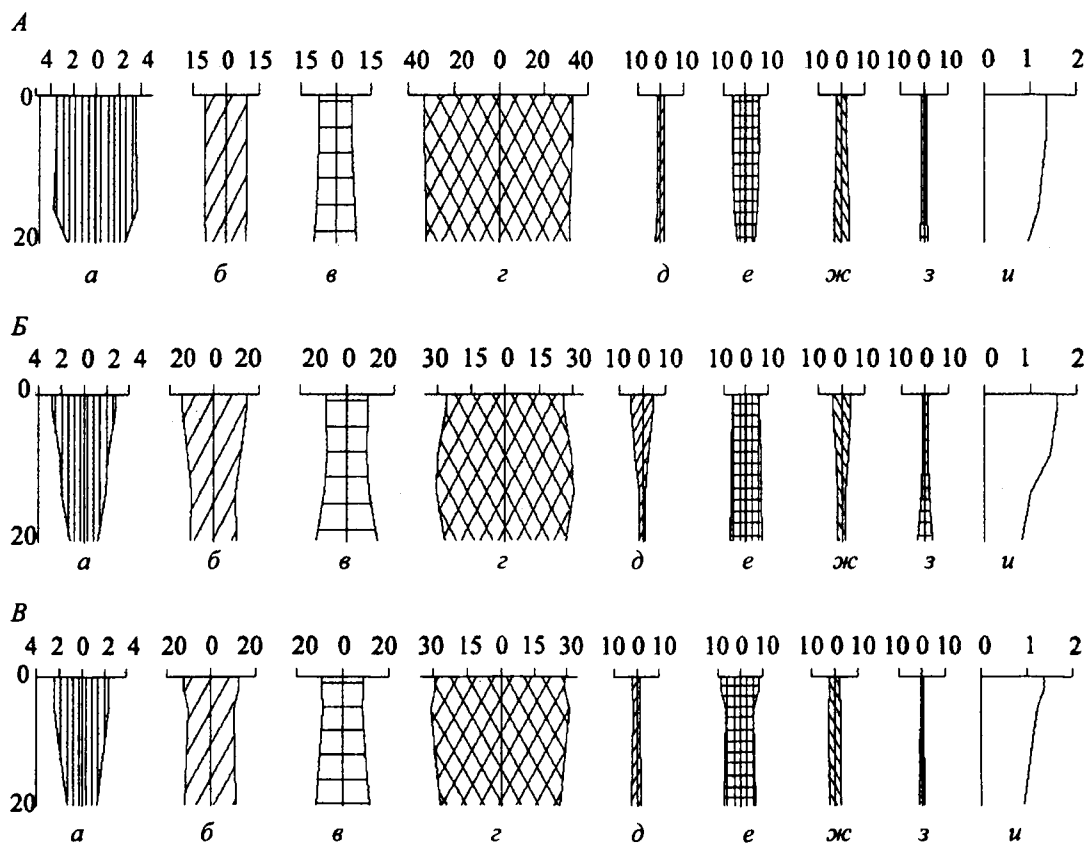


Рис. 1. Гумусовые профили черноземов неполноразвитых: А – разрез 20–96А (на доломитах); Б – разрез 7–96А (на туффитах); В – разрез 26–95 (на известняках). Условные обозначения: а – содержание органического углерода, % к почве; содержание углерода групп и фракций гумусовых веществ, % к общему углероду: б – ГК; в – ФК; г – негидролизующиеся формы гумуса (гумин); д – ГК фракции-1; е – ГК фракции-2; ж – ГК фракции-3; з – ФК фракции-1а; и – $C_{\text{ГК}}:C_{\text{ФК}}$.

Соотношение углерода гуминовых кислот и углерода фульвокислот в верхних горизонтах неполноразвитых почв больше единицы, не зависит от породы, на которой сформированы почвы, и составляет в самом верхнем 5–9-сантиметровом слое 1,4–1,6, что согласуется с условиями их формирования в степной зоне. С глубиной отношение $C_{\text{ГК}}:C_{\text{ФК}}$ становится более узким, составляя в большинстве случаев 0,8–1,0. Тип гумуса в верхних слоях гуматный, в нижних – фульватно-гуматный и гуматно-фульватный.

Наибольшее содержание свободных ГК (фракция-1, бурые гуминовые кислоты, гуматы полутуроакисей) в составе гумуса верхних горизонтов (6–10% от $C_{\text{общ.}}$) отмечается в неполноразвитой почве на туффитах, характеризующейся отсутствием карбонатов кальция. В аналогичных почвах, формирующихся на доломитах и известняках и отличающихся высокой карбонатностью, доля этой фракции не превышает 4%.

Преобладающей фракцией ГК в составе гумуса являются гуматы кальция (фракция-2, черные гуминовые кислоты). Несмотря на близкие доли этой фракции в верхних горизонтах изученных почв, составляющие 12–16% от общего органического углерода, распределение его в профилях на разных породах неоднозначно: на туффитах и известняках бейской свиты количество их с глубиной увеличивается, а на доломитах – уменьшается.

Гуминовые кислоты, прочно связанные с полуторными оксидами и почвенными минералами (фракция-3), в неполноразвитых почвах содержатся в близких долях от общего углерода, составляя во всех горизонтах всех изученных почв в среднем 4–6%. Зависимости содержания и распределения этой фракции от почвообразующих пород в данных почвах не выявлено.

Содержание свободной, так называемой агрессивной, фракции фульвокислот (фракция-1а) в верхних горизонтах неполноразвитых почв, а также ее распределение по профилю не зависит от почвообразующих пород, изменяясь с глубиной от 1–2 до 2–6%.

Несмотря на формирование неполноразвитых почв на породах разного происхождения и состава (доломиты, туффиты вулканического происхождения, известняки бейской свиты), они обнаруживают ряд общих свойств и характеристик гумусовых профилей: мощность гумусового слоя A + AB одинакова и составляет 20 ± 1 см, распределение по профилю общего органического углерода имеет аккумулятивный характер; несмотря на некоторые количественные различия характеристик группового и фракционного состава гумуса почв, сформированных на разных породах, соотношение основных компонентов его – ГК и ФК – не зависит от них, колеблется в узких пределах ($1,5 \pm 0,1$) и, учитывая их одинаковое положение в геоморфологическом профиле, можно полагать, что это отношение климатогенно обусловлено. В формировании гумусового профиля неполноразвитых почв более значимую роль играют климатические условия, а не литогенные свойства пород, хотя последние определяют некоторые количественные различия, главным образом, во фракционном составе (разный уровень накопления бурых ГК и неоднозначный характер распределения гуматов кальция). В целом гумусовые профили характеризуются как слабодифференцированные и монотонные.

Литература

1. *Дергачева М.И.* Органическое вещество почв: статика и динамика. Новосибирск: Наука, 1984. 155 с.
2. *Соколов И.А.* Теоретические проблемы генетического почвоведения. 2-е изд., испр. и доп. Новосибирск: Гуманитарные технологии, 2004. 288 с.
3. *Каллас Е.В., Дергачева М.И.* Гумусовый профиль почв как отражение стадийности почвообразования // Сибирский экологический журнал. 2007. № 5. С. 711–717.
4. *Кононова М.М.* Органическое вещество почвы: его природа, свойства и методы изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 314 с.
5. *Орлов Д.С.* Гумусовые кислоты почв. М.: Изд-во МГУ, 1974. 333 с.
6. *Методические указания по определению содержания и состава гумуса в почвах (минеральных и торфяных).* Л., 1975. 105 с.
7. *Аринушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 487 с.

ДИНАМИКА ИЗМЕНЕНИЙ ПОЧВ БАССЕЙНА ДНЕПРА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

С.П. Кармазиненко

Институт географии НАН Украины

Karmazinenko@mail.ru

На основании проведенных палеопедологических исследований сделаны реконструкции почвенных покровов, прослежены изменения границ их распространения для кайдакского, прилукского, витачевского и дофиновского палеогеографических этапов. Прослежена динамика изменений почв позднего плейстоцена во времени и пространстве, отмечена направленность в развитии почв каждого стратиграфического горизонта. Обнаружено, что почвы каждого палеогеографического этапа имеют индивидуальные макро- и микроморфологические признаки. Определены возможности использования палеопочв как индикаторов для восстановления физико-географических обстановок прошлого.

On the basis of conducted paleopedological researches the reconstruction of soil covers was made for Kaydaky, Pryluky, Vytachiv and Dofinivka times. The dynamics of the Upper Pleistocene soil changes has been traced in the time and space. It is revealed direction for each stratigraphical horizon soil development. Individual macro- and micromorphological peculiarities for soils of each paleogeographical stage have been determined. It is marked that soils of each of paleogeographical stage have individual macro- and micromorphological features. Possibilities for using of paleosols as indicators of physics-geographical situations in the past have been defined.

Анализируя публикации последних лет [1], к позднему плейстоцену можно отнести кайдакский, прилукский, витачевский и дофиновский стратиграфические горизонты. Почвы теплых этапов являются более яркими показателями и индикаторами климата по сравнению с лессами, поэтому рационально сравнивать их развитие во времени и пространстве в соотношении почвы к почвам. Большой вклад в изучение почв плейстоцена внесли работы М.Ф. Веклича [2], Н.А. Сиренко [3], Ж.Н. Матвишиной [4], Н.П. Герасименко [5], А.О. Величко [6], Т.Д. Морозовой [7], М.И. Дергачевой [8] и многие другие.

По результатам собственных макро- и микроморфологических исследований [9], с учетом других данных, возможно проследить динамику изменения почв бассейна Днепра территории Украины в позднем плейстоцене во времени и пространстве (см. табл.).

Кайдакский этап почвообразования чаще всего представлен тремя почвами (kd_a , kd_{b1} , kd_{b2}), из которых лучше развиты почвы оптимальной стадии. В климатический оптимум kd_{b1} в современных зонах смешанных лесов и лесостепной преимущественно были распространены дерново-подзолистые, серые и бурые лесные почвы. Они формировались при развитии процессов оподзоливания («отмытые» микроучастки в элювиальных горизонтах и разнообразные натеки и пленки колломорфных глин – в иллювиальных) и лессиважа (кроме натеков глин, подвижность соединений железа и гумуса). На юге в пределах современной средней и южной степи сформировались бурые лесные почвы с четкими признаками их остепнения (меньшая мощность профиля, формирование четкого карбонатного горизонта, наличие сложных микроагрегатов II–III порядков, разделенных порами, органо-глинистое вещество проявляет признаки незначительной подвижности лишь в верхней части профиля). Во второй оптимум kd_{b2} , в пределах современных зон смешанных лесов и лесостепи, кроме лесных почв (темно- и светло-серых), формируются черноземы оподзоленные (сложные микроагрегаты, муллевый гумус концентрируется в сгустках и комочках, проявляются нечеткие натеки колломорфной глины, признаки подвижности железа с наличием железисто-марганцевых микроорштейнов). В пределах современной степи были распространены черноземы, близкие к обыкновенным и южным с четкими признаками степного почвообразования (сложная микроагрегированность, хо-

рошая пористость, наличие микро- и мелкокристаллического кальцита в карбонатном иллювии), иногда почвы засолены – наличие гипсов.

Динамика изменений почв позднего плейстоцена бассейна Днепра территории Украины

Палеогеографический этап		Почвы		
		Зона смешанных лесов	Лесостепная	Степная зона
kd	kd _a	Дерновые	Дерновые	
	kd _{b1}	Дерново-подзолистые	Дерново-подзолистые, серые лесные	Бурые лесные, бурые лесные остепненные
	kd _{b2}	Темно-серые лесные	Светло-серые, черноземы оподзоленные	Черноземы: близкие к обыкновенным, южные, южные заглипсованные
pl	pl _{b1}		Темно-серые лесные, черноземы: луговые, выщелоченные	Черноземовидные (серовато-коричневые), солонцеватые
pl	pl _{b2}	Черноземы типичные	Черноземы: типичные, мщеларно-карбонатные	Черноземовидные (коричневато-серые), черноземы: буроземовидные, южные и солонцеватые
	pl _c		Дерновые	Черноземовидные
vt	vt _{b1}	Темно-бурые лесные	Темно-бурые лесные	Бурые, серовато-коричневые (солонцеватые и заглипсованные), красновато-бурые и красновато-бурые солонцеватые
	vt _{b2}	Бурые лесные	Бурые лесные	Коричнево-бурые, красновато-бурые солонцеватые
	vt _c	Дерново-бурые		Бурые лесные
df	df _{b1}	Бурые лесные		
	df _{b2}	Дерновые, бурые лесные	Черноземовидные и черноземы оподзоленные	Черноземовидные и черноземы южные
	df _c	Маломощные бурые глеевые	Дерново-карбонатные	Светло-бурые полупустынные

Особенности почвообразования *прилукского этапа* достаточно близки к кайдакским, и чаще всего свита представлена 2 почвами климатических оптимумов (pl_{b1} и pl_{b2}) и почвой заключительной стадии (pl_c). Несколько более теплые и менее влажные условия данного этапа в сравнении с кайдакским, привели к более широкому распространению черноземов (сложные микроагрегаты III–IV порядков, разделенные разветвленными порами, преимущественно рыхлое губчатое микростроение, разнообразные выделения микро- и крупнокристаллического кальцита, почвы темно-серого цвета, имеют комковато-зернистую структуру, с постепенными переходами между генетическими горизонтами). В ранний оптимум pl_{b1} прилукского времени на севере современной лесостепи формировались темно-серые лесные почвы (частичная и незначительная подвижность органо-глинистого вещества). Далее на юг лесостепной зоны преобладают черноземы луговые и выщелоченные (профиль несколько растянут по сравнению с современными черноземами; признаки подвижности глинистых веществ почти не встречаются, и гумус, как правило, скоагулирован, лишь отчасти проявляются признаки подвижности гидрооксидов железа, плазма в нижней части профиля пропитана мелкокристаллическим кальцитом). На территории современной степи наиболее распространены черноземовидные (серовато-коричневые по цвету) почвы, которые на юге часто солонцеватые с появлением гипса. В климатический оптимум pl_{b2} сформировались черноземы – от типичных на севере Украины до южных на побережьях Черного и Азовского морей.

Отложения *витачевского этапа* представляют собой педокомплекс, обычно состоящий из трех самостоятельных почв, но чаще всего представленный почвами оптимальной стадии (vt_{b1}, vt_{b2}). Витачевские почвы выделяются специфическим микростроением (наличием своеобразных стяжений органо-глинистого вещества в форме нодулей, сложение в форме блоков и т.д.). В пределах современных смешано-лесной и лесостепной зон нижние темно-бурые лесные

почвы (vt_{b1}) отличаются признаками некоторой подвижности органо-глинистого вещества (наличием «струек» коллоидных глин), наряду с проявляющейся повышенной оглинённостью и ожелезненностью массы, в отличие от бурых лесных (vt_{b2}) – лучшая микроагрегированность и карбонатность профиля. Далее на юг Украины в пределах современной степи почвы более ожелезнены, что приводит к формированию монолитного профиля красновато-бурых, часто солонцеватых, почв.

Заметное потепление после холодного бугского этапа, особенно в фазу климатического оптимума, произошло в *дофиновский этап*. Формировалась свита из трех почв (df_{b1} , df_{b2} , df_c), но чаще представлены почвы оптимальной (df_{b2}) и заключительной (df_c) стадии, отображающие заметное усиление аридизации климата (небольшая мощность профиля, его карбонатность, развитие простых, иногда сложных микроагрегатов I–II порядков), которая более ярко проявляется в заключительную стадию df_c (сформировались почвы сухих и полупустынных степей).

На основе исследования изменений почв позднего плейстоцена наблюдается динамика изменений условий почвообразования от теплоумеренных, умеренных – кайдакский, прилукский этапы (формирование бурых, серых лесных, черноземовидных и черноземных, прилуксероватых и серовато-коричневых почв, как правило, несколько более влажных вариантов, чем современные почвы данной территории) к усилению континентализации и аридизации климата (бурые, темно-бурые, красновато-бурые, черноземовидные, черноземы южные, светло-бурые полупустынные) в витачевский и дофиновский этапы. В теплые этапы прослеживается уменьшение площадей ареалов лесных и увеличение – степных почв в направлении от кайдакского к дофиновскому этапам. Закономерностью направленного развития является аридизация условий почвообразования от кайдакского к дофиновскому этапу. Каждый новый этап позднего плейстоцена более аридный, чем предыдущий (наиболее гумидным является кайдакский, а аридным – дофиновский). Стадии формирования почв свит чаще всего отображали изменение условий почвообразования от холодных в начальную фазу (kd_a), влажных и более теплых – в оптимумы (kd_{b1} , kd_{b2} , pl_{b1} , pl_{b2} , vt_{b1} , vt_{b2} , df_{b1} , df_{b2}) к более континентальным и аридным – в конце этапа (pl_c , vt_c , df_c). То есть нижние почвы свиты, по сравнению с верхними, отображают следы более гумидного почвообразования.

В целом почвы теплых этапов формировались преимущественно в умеренных и равномерно влажных (кайдакские, прилукские почвы), более теплых и более контрастных в сравнении с современными (витачевские почвы), умеренно континентальных и более аридных (дофиновские почвы), чем современные климатические условия.

Литература

1. Шовкопляс В.М. До стратиграфічного розчленування четвертинних (антропогенних) відкладів України / В.М. Шовкопляс, Б.Д. Возгрін // Геол. журнал. 2003. № 4. С. 34–39.
2. Веклич М.Ф. Основы палеоландшафтоведения. Киев: Наук. думка, 1990. 190 с.
3. Сиренко Н.А. Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене / Н.А. Сиренко, С.И. Турло. Киев: Наук. думка, 1986. 188 с.
4. Матвишин Ж.Н. Микроморфология и педогенез верхнекайнозойских ископаемых почв Украины: Дис. ... д-ра геогр. наук. Киев, 1992. 439 с.
5. Герасименко Н.П. Розвиток зональних ландшафтів четвертинного періоду на території України: Дис. ... д-ра геогр. наук. Киев, 2004. 461 с.
6. Величко А.А. Изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн лет. М.: Геос, 1999. 256 с.
7. Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 281 с.
8. Дергачева М.И. Органическое вещество ископаемых почв / М.И. Дергачева, В.С. Зыкина. Новосибирск: Наука, 1988. 128 с.
9. Кармазиненко С.П. Особливості зональних змін верхньоплейстоценових ґрунтів басейну Дніпра на території України: Дис. ... канд. геогр. наук. Киев, 2009. 230 с.

ОСОБЕННОСТИ ГОРНОГО ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Л.О. Карпачевский

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Для гор специфично образование недифференцированных почвенных профилей в результате нарастания почв вверх (поступление мелкозема, в том числе из атмосферы) и других процессов гомогенизации почв (эрозии, валы).

Formation of not differentiated soil profiles is specific to mountains as a result of increase of soils up (receipt melkozem including from atmosphere) and other processes of homogenization of soils (erosion, shaft).

Для лесного пояса всех горных массивов характерна большая вероятность формирования в среднем поясе не- или слабо дифференцированных почв (появляется гор. А). При этом также повышается вероятность глубокого гумусирования горных почв. Профиль почв представляет собой совокупность горизонтов 01–А1–В1–ВС–С, иногда – 01–А1–ВС. Молодость почв также определяет их недифференцированность [1]. Очевидно, в этом случае недифференцированность определяется эндогенными свойствами системы (почва – порода), а экзогенные факторы еще не достигли той стадии своего воздействия, когда почвенный профиль становится морфологически дифференцированным. Экзогенными причинами отсутствия дифференциации профиля могут быть процессы, определяющие гомогенизации почвенной массы. Одним из таких процессов можно считать педотурбацию, или перемещение (перемешивание), почвы. Этот процесс может идти в результате деятельности животных, вывала деревьев. Второй группой процессов, влияющих на гомогенизацию почвы, можно считать эрозию. Процессы эрозии могут привести к сносу верхних гумусовых и элювиальных горизонтов и выходу на поверхность горизонта В1. Формирование гумусового горизонта в верхней части горизонта В приводит к образованию профиля А1–В–С. Такие почвы широко распространены в районах интенсивного земледелия. В горах вывалы приводят к образованию профиля почвы с инверсионной каменистостью: в перемещенном на поверхность горизонте В больше камней, чем в погребенном гор. А. Важным эндогенным фактором гомогенизации почв можно считать нарастание почвы сверху. Этот процесс связан с тремя геологическими механизмами: аллювиальным, делювиальным и азральным [2]. В первом случае образуются слабо дифференцированные легкие песчаные почвы прируслового вала и тяжелые глубоко гумусированные почвы зернистой поймы.

Процесс делювиального сноса также может привести к формированию недифференцированных почв, если этот снос идет с постоянной интенсивностью. Очень часто намытые почвы отличаются от почв склонов. Так, в долинах и нижних частях склона в горах Сихотэ-Алиня на делювиальных наносах формируются своеобразные дерново-бурые почвы, сложенные материалом бурых почв, снесенных с верхней части склона. Они характеризуются большей мощностью горизонта А1.

Азральное выпадение материала является глобальным процессом, приводящим к формированию недифференцированных почв.

Обычно считают, вслед за В.Р. Вильямсом, что формирование почв начинается с первичного почвообразовательного процесса. На плотных породах поселяется лишайник, который начинает разрушать породу, образуется мелкозем и постепенно формируется рыхлая почва. Эта схема в природе не осуществляется. Лишайники на плотных породах могут лишь отщеплять частицы (минеральные зерна), но никогда не превратят камень в рыхлые отложения. Рыхлые отложения – это переотложенные и накопленные частицы. Переотложенные водой или ветром они образуют плащи на поверхности суши, которые заселяются растениями, что приводит к формированию почв.

Аналогичный процесс идет в горах. Здесь можно выделить ближний транспорт (соли-флюкция, микроползень, перенос пыли с одного места на другое, клиф – разрушение ветром отвесных скал и заброс на скалы образовавшегося мелкозема) (рис. 1), и дальний транспорт – принос пыли с равнин и отложения ее в горах, на фандах.

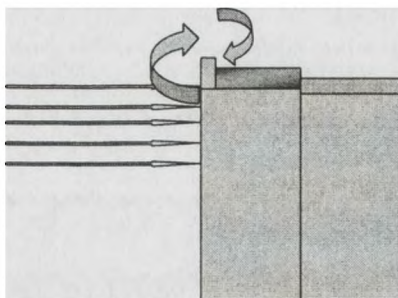


Рис. 1. Механизм клифа

Аналогичные процессы происходят на каменных морях и курумах (курумниках). В полости между камнями заносится пыль, опад, там поселяется сначала травянистая растительность, потом дерево, которое задерживает пыль в еще большей степени.

Постепенно полости между камнями заполняются мелкоземом, и образуется каменистая полнопрофильная почва. Она может затем нарастать еще больше, и верхний горизонт ее уже будет лишен камней. При подвижке курумов почвы могут разрушаться, но при остановке курумов процесс заполнения полостей мелкоземом продолжается.

В достаточно свежем куруме образуются острова экосистем с первичной почвой. Между камнями даже в свежих курумах уже накапливается мелкозем (см. табл.). Масса его достигает 18 т/га. При этом органический компонент намного превышает содержание мелкозема. Это – начальная стадия зарастания курума. Затем количество мелкозема увеличивается. Он проникает в полости на глубине. Часто образуются почвы с разобщенными горизонтами. В верхней части курума формируется гор. А, в то время, как гор. В образуется в основании курума. Часто встречаются почвы, в которых гор. В занимает горизонтальные полости и образуется как бы горизонтальный профиль бурой почвы.

Запасы мелкозема в горизонтах подстилки на курумах

Парцелла	Число проб	Запасы мелкозема, т/га		Запасы подстилки, т/га		Зольность подстилки, %	
		1	2	1	2	1	2
Мохово-лишайниковая	6	10,5	2,6–18,6	64,5	50–88	16,8	12–31
Лиственная	7	2,4	1,4–2,4	14,2	8,2–20,5	30,5	15–55
Хвойная	6	6,5	1,5–9,9	47,7	18,5–89,6	21,9	12–49,5

Примечание. 1 – медиана; 2 – пределы колебаний показателей.

Аналогичный процесс идет на плотных породах (рис. 2), где осевшая пыль служит субстратом сначала для травянистых растений, затем по мере накопления мелкозема для деревьев и в конечном итоге превращается в маломощную почву на плотной породе.

Последняя начинает разрушаться под влиянием почвы (процесс педолиза). Поступление мелкозема из атмосферы доказано наличием минералов, не свойственных плотным породам, подстилающим почвы [3], соотношением изотопов кислорода в почвах. Постепенно почва нарастает вверх, и верхний слой ее становится уже чисто «насыпным», лишенным камней.

Среди факторов, влияющих на недифференцированность горных почв, следует отметить инверсионный по климату средний пояс гор. В холодное время с этого пояса холодный воздух скатывается вниз, к подножью гор. Во всем поясе складывается достаточно однородная микроклиматическая ситуация, что также не способствует дифференциации почв. Особо следует отметить горно-луговые почвы (почвы субальпийского пояса). При всем сходстве их с луговыми почвами равнин, отмечаются некоторые особенности: большая мощность гумусового слоя, часто превосходящая мощность гор. В.; высокая гумусированность почв. Ледники подтверждают, что мелкозем заносится и на эти высоты. Но в субальпийском поясе действует еще один фактор, ультрафиолетовое излучение, интенсивность которого в этом поясе намного больше, оно замедляет разложение детрита и способствует накоплению его в верхних горизонтах почв.

Нарастание почв сопряжено с ее эволюцией (рис. 3).

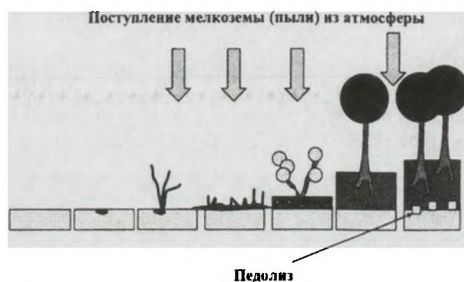


Рис. 2. Эволюция почв и экосистем на плотных породах

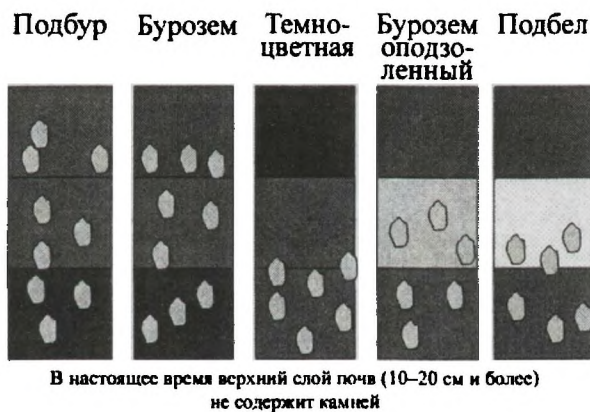


Рис. 3. Эволюция горных почв (на примере Сихотэ-Алиня)

Литература

1. Глазовская М.А. Педолитогенез и континентальные циклы углерода. М., 2009. 330 с.
2. Карпачевский Л.О. Экологическое почвоведение. М.: ГЕОС, 2005. 334 с.
3. Ильина Л.С., Кринари Г.А., Карпачевский Л.О., Морозов В.П. Аэральный привнос минеральных веществ в лесные почвы Сихотэ-Алиня // Почвоведение. 1993. № 3. С. 5–14.

МОРФОЛОГИЯ И РАЗМЕРЫ МИКРОБНЫХ КЛЕТОК ПОДКУРГАНЫХ И СОВРЕМЕННЫХ КАШТАНОВЫХ ПОЧВ СТЕПНОЙ ЗОНЫ

Н.Н. Каширская, Т.Э. Хомутова, Т.С. Демкина, В.А. Демкин

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, г. Пущино
Kashirskaya81@rambler.ru

В современных и подкурганных степных почвах Нижнего Поволжья методами электронной микроскопии исследованы размеры и морфология микробных клеток. Форма и ультраструктура клеток в современных и палеопочвах сходны, а средние объемы различаются (0,37 и 0,28 мкм³ соответственно). В современных и в палеопочвах доля клеток объемом более 1 мкм³ составляет 10,9 и 9,2% соответственно, а доля клеток объемом менее 0,01 мкм³ в современных почвах на 10% ниже, чем в подкурганных. Установлено, что клетки микроорганизмов имеют внешний органоминеральный слой.

The sizes and morphology of the microbial cells in modern and underkurgan soils of dry steppes of Lower Volga region were studied by the methods of electron microscopy. The form and the ultra structure of the cells in modern and paleosoils were similar but the average volumes of the cells differed (0,37 and 0,28 mcm³). The microbial cells have an external layer composed by the organic and mineral particles.

Характеристика микробных сообществ погребенных почв относится к числу важнейших диагностических показателей, отражающих условия древнего почвообразования. Целью работы было изучение морфологии и размеров клеток почвенных микроорганизмов, фракционированных из подкурганных палеопочв. Объектом исследований послужил гор. А1 каштановой (Приволжская возвышенность) и светло-каштановой (Ергенинская возвышенность) палеопочв, погребенных под курганами около 5 тыс. лет назад, а также их современных фоновых аналогов. Для электронно-микроскопической оценки состояния микробных клеток, сформировавшихся в современных и погребенных почвах, микробную фракцию изолировали методом фракционирования, разработанным в лаборатории цитологии микроорганизмов ИБФМ РАН [1]. Она включала следующие этапы: навеску почвы суспендировали в 0,1% растворе пирофосфата и пирувата натрия. Суспензию гомогенизировали на механической мешалке, встряхивали и обрабатывали ультразвуком в течение 1 мин, центрифугировали в течение 1 мин при 2 000 g, получали супернатант 1 и осадок 1. Операцию повторяли десятикратно, в итоге получали 10 супернатантов и почвенный остаток (фракция 1). Супернатанты центрифугировали при 5 000 g в течение 5 мин. Получали фракцию 2 и супернатант. Последний центрифугировали в течение 60 мин при 12 000 g, получали фракцию 3 (осадок) и фракцию 4 (супернатант). Все операции проводились при температуре не выше +4°C в течение 4–5 часов. Для электронной микроскопии использовали главным образом фракцию 3, так как именно она содержала высокое количество микробных клеток и была свободна от почвенных частиц, препятствующих анализу.

На рис. 1 представлены снимки криосколов клеток, фракционированных из каштановых, и ультратонкие срезы клеток, фракционированных из светло-каштановых почв. Как в палеопочвах, так и в современных почвах встречаются клетки кокковидной и палочковидной формы. В обеих почвах присутствуют очень мелкие округлые клетки диаметром менее 0,3 мкм. Клетки окружены электронноплотным капсулоподобным слоем, включающим кристаллоидные частицы, сходные по морфологии и электронной плотности с частицами глинистых минералов. На криосколах клеток выявляются внешний органоминеральный слой и внутренний слой клеточной капсулы, а также внутримембранные частицы на поверхностях скола клеточной мембраны. Ультратонкие срезы фракционированных клеток дают представление об их ультраструктуре.

Особенности наружных покровов, а именно хорошо диагностируемый муреиновый слой клеточной стенки (рис. 1, *В*), позволяют отнести клетки к грамположительным бактериям, а наличие наружной мембраны над слоем муреина – к грамотрицательным (рис. 1, *Г*).

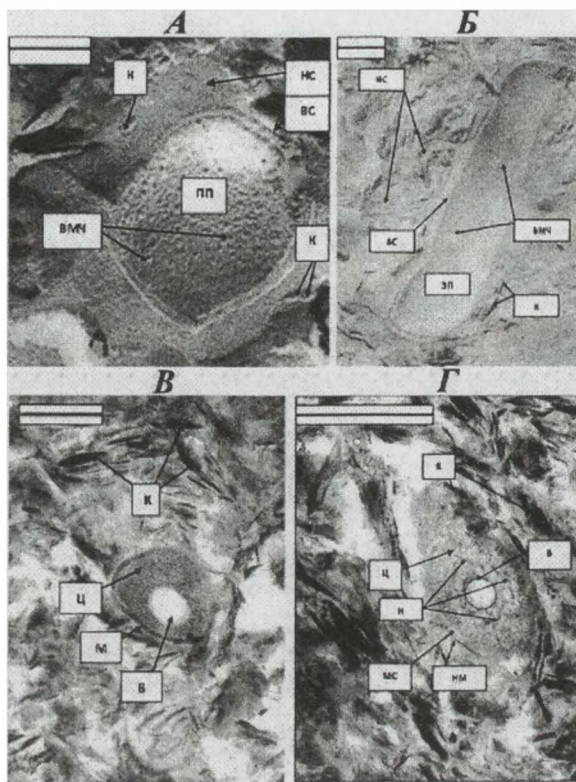


Рис. 1. Снимки криосколов клеток, фракционированных из погребенной (*А*) и современной (*Б*) каштановой почвы.

Ультратонкие срезы клеток из современной (*В*) и погребенной (*Г*) светло-каштановой почвы.

НС – наружный слой покровов; ВС – внутренний слой покровов; К – кристаллоиды капсулы;

ЭП – экзоплазматическая поверхность скола цитоплазматической мембраны (ЦМ); ПП – протоплазматическая поверхность скола ЦМ; ВМЧ – внутримембранные частицы; Ц – цитоплазма; В – цитоплазматические включения.

НМ – наружная мембрана; МС – муреиновый слой; Н – нуклеоид. Длина масштабной метки – 0,5 мкм

Объемы микробных клеток. На основании полученных электронных фотографий клеток были определены объемы микроорганизмов (рис. 2). Как в палеопочвах, так и в современных, встречаются клетки объемом от 0,0001 до 10 мкм³. Наиболее крупные клетки (1–10 мкм³), вероятно, представляют конидии и споры грибов, а также цисты простейших. Средний объем таких клеток в современных и палеопочвах составлял 2,27 и 2,39 мкм³ соответственно. Средний объем остальных клеток составлял в современных почвах 0,12 мкм³, а в палеопочвах он был в 1,5 раза ниже, чем в современных, и составлял 0,08 мкм³. В целом средние объемы клеток составляли 0,37 мкм³ в современных почвах и 0,28 мкм³ в палеопочвах.

И в тех, и в других почвах чаще всего встречались клетки объемом 0,01–0,09 мкм³ (41 и 47% в палеопочвах и современных почвах соответственно). Если в палеопочвах на втором месте по встречаемости были клетки на порядок мельче (30%), то в современных почвах клетки на порядок крупнее (24%). Содержание клеток объемом менее 0,1 мкм³ в современных почвах составляло 64,7%, а в палеопочвах – 75,8%.

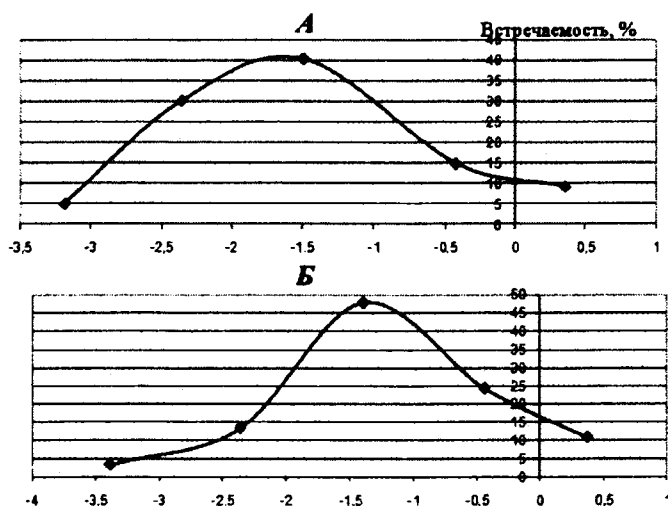


Рис. 2. Распределение клеток по объемам в погребенных палеопочвах (А) и современных фоновых почвах (Б)

Таким образом, в исследованных почвах обнаружены клетки как грамположительных, так и грамотрицательных бактерий. Адаптационной особенностью их является наличие поверхностного органо-минерального слоя. Мы предполагаем, что образование капсулоподобного слоя, а также уменьшение размеров клеток, связаны с их адаптационной способностью удерживать воду в засушливых условиях степной зоны.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и Программы фундаментальных исследований Президиума РАН.

Литература

1. Дмитриев В.В., Сузина Н.Е., Баринова Е.С., Дуда В.И., Боронин А.М. Электронно-микроскопическое изучение ультраструктуры микробных клеток *in situ* в экстремальных биотопах // Микробиология. 2004. Т. 73, № 6. С. 832–840.

УДК 631.4

КАТИОНООБМЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗАЛЕЖНЫХ ВЫЩЕЛОЧЕННЫХ ЧЕРНОЗЕМОВ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ВОЗРАСТА ЗАЛЕЖИ

А.В. Кирюшин

Факультет почвоведения Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова
akiriushin@front.ru

Состояние почвенного поглощающего комплекса и состав обменных катионов залежных выщелоченных черноземов определяется процессами, протекающими в пахотных почвах с момента прекращения их сельскохозяйственного использования, при этом происходит накопление обменных кальция, магния и калия в верхних горизонтах залежных

почв на фоне снижения их содержания в горизонтах В по сравнению с пахотными почвами. Актуальная кислотность верхних горизонтов залежей выше аналогичных пахотных горизонтов. Влияние возраста залежей на состав обменных катионов явно не выражено.

The quantity of exchangeable Ca, Mg and K increases in upper horizons of fallow soils as compared to arable soils. pH level also higher in fallow soils. Dependence of cations content on the age of fallow land is not expressed.

В настоящее время большие площади сельскохозяйственных угодий, выведенные из использования за последние двадцать пять лет, возвращаются в сельскохозяйственное производство. За время, прошедшее с момента образования залежей, многие свойства почв в значительной степени изменились в направлении возврата к свойствам нативных почв, характерных для данных территорий. Кроме того, сам процесс восстановления естественных почв вызывает интерес с экологической точки зрения, т.е. в плане восстановления естественных биогеоценозов.

Объектами исследования стали выщелоченные черноземы Нижегородской области, расположенные на разновозрастных залежах – 25, 16 и 10 лет, а также соответствующие пахотные почвы. В образцах, отобранных по генетическим горизонтам, определялась актуальная кислотность (по величине pH водной суспензии) и состав обменных катионов.

Общая закономерность изменения pH сохраняется для всех черноземов – постепенное увеличение pH вниз по профилю (см. табл.). При этом в пахотных почвах наблюдается некоторое повышение pH в горизонте $A_{\text{пах}}$ по сравнению с горизонтом А залежных почв. Профильное распределение кальция имеет общие закономерности для всех выщелоченных черноземов: наибольшее содержание обменного кальция наблюдается в нижних горизонтах. Не соответствует этой картине только почва залежи 10-летнего возраста: здесь максимальное содержание кальция наблюдается в переходном горизонте АВ. Для всех почв характерно накопление обменного кальция в дерновых горизонтах залежных почв по сравнению с пахотными (за исключением 16-летней залежи), для 25-летней залежи содержание кальция в дерновом горизонте в три раза превышает ту же величину для соответствующего пахотного горизонта, для 10-летней – в два раза. В отношении магния картина аналогичная, его распределение повторяет распределение кальция. О закономерном увеличении содержания калия во всех горизонтах залежи по сравнению с пашней можно говорить только для залежи 16-летнего возраста. В отношении остальных почв явных закономерностей не выявлено. Таким образом, для залежных почв характерно накопление основных обменных катионов в верхних горизонтах профиля, что, вероятнее всего, обусловлено отсутствием выноса их с урожаем.

Во временном отношении явной зависимости между возрастом залежи и составом обменных катионов для 10- и 25-летней залежей не отмечается. Отличия наблюдаются в составе обменных катионов 16-летней залежи: резкое возрастание содержания калия по сравнению с остальными профилями, а также более низкие величины pH.

Содержание натрия во всех почвах крайне мало, поэтому говорить о закономерностях его распределения не приходится.

Величины pH водной суспензии и состав обменных катионов исследуемых почв, ммоль-экв/100 г почвы

Тип угодий	Горизонт	Глубина, см	pH	Ca	Mg	K	Na
1	2	3	4	5	6	7	8
Залежь 10 лет	Ad	0–4	6,46	9,9	3,5	0,7	0,1
	A	4–25	6,53	14,8	3,8	0,5	0,1
	AB	25–45	6,72	18,6	4,7	0,5	0,4
	B	45–101	6,99	3,3	2,6	0,1	0,0
Пашня 10 лет	$A_{\text{пах}}$	0–25	7,12	4,7	3,4	0,7	0,2

1	2	3	4	5	6	7	8
	AB	25–45	7,72	21,1	4,0	0,3	0,2
	B	45–90	8,44	18,3	2,9	0,1	0,1
Залежь 16 лет	Ad	0–5	5,98	14,2	2,6	2,5	0,4
	A	5–33	5,92	11,7	2,1	2,3	0,1
	AB	33–78	5,13	9,4	2,9	4,8	0,3
	Bca	78–100	7,86	23,5	4,3	0,5	0,2
Пашня 10 лет	A _{пах}	0–27	6,05	15,0	4,8	0,3	0,3
	A _{п/пах}	27–37	6,26	6,7	2,8	0,1	0,1
	AB	37–68	6,4	19,5	4,8	0,4	0,5
	B	68–80	7,24	20,8	4,6	0,2	0,2
Залежь 25 лет	Ad	0–8	6,21	11,2	3,1	1,3	0,3
	A	8–18	6,14	11,7	3,1	1,1	0,1
	B	18–82	5,96	4,2	1,5	0,3	0,1
Пашня 25 лет	A _{пах}	0–27	7,1	3,5	2,6	1,1	0,8
	AB	27–47	5,63	12,0	2,6	0,3	0,1
	B	47–112	5,37	19,3	3,5	0,3	0,2

УДК 631.4

ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ ГИПСОНОСНЫХ ПОЧВ ЮЖНОГО ПРИАНГАРЬЯ

Н.Д. Киселева, О.Г. Лопатовская
Иркутский государственный университет
nata_ks71@list.ru

На территории Южного Приангарья встречаются почвы, содержащие в своем профиле гипс. Согласно «старой» классификации, почвы относятся к типу дерново-карбонатных и луговых, содержащих в почвенном профиле гипс. По «новой» классификации, их можно отнести к элювиально-аккумулятивным и аккумулятивным гипсоносным почвам.

In territory of Southern Priangarie meet the soils, containing in the structure gypsum. According to «old» classification of soils concern to type soddy-calcareous soil and meadow containing in a soil structure gypsum. On «new» classification they can be carried to eluvial-accumulative and accumulative gypsiferous soils.

Для почвоведения проблема классификации почв занимает важное место и является объектом серьезных научных разработок. Почва как природное тело представляет собой своеобразную и сложную форму материи и находится в постоянном изменении, или развитии. Ее развитие приводит к созданию многообразных природных форм почвы во времени и пространстве. Многие почвы территории Приангарья настолько «самобытны», что не укладываются в общепринятые классификации, основой для которых служило представление о генезисе почв европейской части России. Особое место среди почв Приангарья занимают почвы, которые содер-

жат в своем профиле гипс, унаследованный от почвообразующей породы. Классификация этих почв представляет научный интерес.

Гипсоносные почвы широко распространены в Центральной, Южной и Передней Азии, Северной Африке, на юге Европы, в Центральной и Северной Америке, Австралии. Наибольшие их площади приурочены к аридной зоне (пустыни, полупустыни и сухие степи). Реже гипсоносные почвы встречаются в степной, лесостепной и таежной зонах Евразийского континента [1]. Несмотря на их широкое распространение в разных ландшафтах, они еще слабо изучены. До настоящего времени остаются практически неразработанными вопросы теории почвообразования и формирования гипсоносных почв. Мало изучено поведение гипса в почве.

Гипсоносные почвы имеют особенности не только в генетическом отношении, но и в хозяйственном использовании. В отличие от других минералов почвенный гипс с изменением условий почвообразования способен изменять свою форму и, как следствие, свойства почв, влияя на строение почвенных горизонтов и почвенного профиля.

В мировой коррелятивной базе почвенных ресурсов [2], построенной на субстантивно-генетическом подходе, выделен диагностический горизонт *гипсик* (от *греч.* *gypsos* – гипс). Этот горизонт представляет собой несцементированный горизонт с разными формами гипса (гипс плотной породы или подвижные гипсовые пески не учитываются в определении горизонта *гипсик*). Критериями отнесения к этому горизонту служит содержание гипса не менее 5% и мощность не менее 15 см. Горизонт *гипсик* служит диагностическим для гипсисолей, но встречается в почвах других реферативных групп: вертисолях, солончаках, солонцах и каштаноземах. Выделяется также горизонт *петрогипсик*, представляющий собой сцементированный горизонт гипсовых новообразований. Среди этих почвенных групп выделены гипсисоли, к которым относятся почвы с заметной аккумуляцией новообразованного гипса. Гипсисоли приурочены к самым сухим территориям в аридных странах. Главной особенностью гипсисолей является присутствие горизонта *гипсик*. Источниками гипса для формирования соответствующего горизонта служат выветривающиеся гипсоносные породы, гипсовая пыль, грунтовые воды и воды поверхностного стока с повышенным содержанием сульфата кальция в породе.

Во Франции к гипсоносным относят почвы, имеющие в своем профиле горизонт вторичного гипса. Классификационное значение имеют формы гипса и глубина залегания гипсового горизонта. Именно они определяют морфологические и физические свойства гипсоносных почв и могут быть лимитирующим фактором для развития растений и использования почв в сельском хозяйстве [3]. Гипсоносные почвы выделены в группу гипсисоли. Они разделяются в зависимости от наличия гипсовых горизонтов. В числе последних выделяются петро-гипсовый горизонт, поверхностный гипсовый горизонт, глубинный гипсовый горизонт. Петрик-гипсовый горизонт – коровый, образуется на поверхности в виде сплошного слоя или разделенного на полигональные отдельные. Это массивная структура плотная, с поверхности покрыта лишайниками в виде отдельных бугорков. Внутренние поверхности образованы четко выделяющейся затвердевшей пленкой. Корни и корневые волоски отсутствуют. Поверхностный гипсовый горизонт имеет мощность 20–50 см, состоит из микрокристаллического гипса, с содержанием гипса 25–95%.

В Российском почвоведении важным признаком гипсоносных почв является форма гипса. В народной практике различались гажевые почвы с мучнистым гипсом, арзыковые с плотным сцементированным карбонатно-гипсовым горизонтом, бозынгиновы – с горизонтом из рыхлого волокнистого гипса. Согласно «Классификации к диагностике почв СССР» 1977 г. [4], предложено разделять почвы по наличию интенсивно загипсованных (более 10% $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) горизонтов, залегающих глубже 20 см от поверхности. Почвоведомы эта классификация была уточнена частично для разделения почв на внутривидовом уровне. Эти горизонты выделялись для черноземов, каштановых почв, бурых полупустынных, лугово-бурых пустынных и засоленных почв.

В «Классификации и диагностике почв России» 2004 г. [5], в основу которой заложен принцип генетичности, выделяются роды по наличию гипса в почвенном профиле. Гипсосодержащие – это почвы, в которых гипс присутствует в любом генетическом горизонте профиля в количестве более 1% $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, что определяется визуально. Кроме этого, выделяется род по химизму засоления – сульфатный (гипсовый тип засоления), при котором $\text{Cl}/\text{SO}_4 < 0,5$; $\text{SO}_4^{2-} \geq \text{Ca}^{2+}$; $\text{Ca} > 8\text{--}12$ ммоль+.

Авторы «Засоленных почв России» [6] предлагают к гипсоносным относить почвы, в профиле которых присутствуют морфологически выраженный гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) в количестве 1–2% и более, а гипсовый горизонт – это горизонт максимального скопления гипса в профиле почв.

Приангарье – это регион, где встречаются почвы, содержащие в своем профиле гипс разного генезиса и содержания. Так, И.В. Николаев в монографии «Почвы Иркутской области» [7] приводит морфологическое описание гипсоносной почвы и на основании качественных испытаний водной вытяжки называет ее луговым сульфатно-карбонатным солончаком, находящимся на стадии рассоления. Впервые обстоятельно гипсоносные почвы были исследованы Ш.Д. Хисматуллин в 1956–1958 гг. Исследовав состав почв Приангарья и выяснив, каковы закономерности распространения и мощность рассматриваемых отложений, он установил аналогию их с гажевыми отложениями, которые описывались различными авторами в Закавказье и других областях бывшего СССР, а также в субтропических районах Америки и Европы, считая целесообразным назвать эти почвы дерново-сульфатными [8].

Почвы Приангарья, имеющие в своем профиле гипс, сформированы как на гажевых отложениях, подстилаемых снизу суглинистыми аллювиальными четвертичными наносами, располагаемыми на осадочных породах кембрия и перекрывающих их юрские и четвертичные отложения, так и на твердых гипсовых породах верхнего кембрия. Причем верхнекембрийские отложения занимают подавляющую часть площади и играют чрезвычайно большую роль в почвообразовании. Они представляют собой красноватые известковистые песчаники, переслаиваемые красными мергелями, глинами, аргиллитами и гипсом.

Наиболее богатые гипсом отложения расположены на левобережье Ангары, на территории, ограниченной с севера реками Унгой и Залари, а с юга падью Каменка (Ноты). Западная граница не очень ясна. К северу от р. Унги, за исключением западной окраины Нукутского района, а также на правобережье р. Ангары гипсовые отложения уходят в глубину и прикрыты сверху породами, среди которых преобладает песчаник.

Исследованные гипсоносные почвы формируются в условиях холмисто-равнинного рельефа, обусловленного, главным образом, водно-эрозийными процессами, создавшими расчленения поверхности многочисленными глубокими долинами и ложбинами. Среди них нами описаны дерново-карбонатные и луговые гипсоносные почвы. Дерново-карбонатные почвы приурочены к возвышенным частям рельефа и первым надпойменным речным террасам.

Разрез, вскрывающий дерново-карбонатную почву, заложен в долине р. Залари на водораздельной поверхности. При морфологическом описании выделены следующие особенности: бурно-красный цвет по всему профилю, преобладание ореховатой структуры, тяжелый суглинок в верхней части профиля, в нижней – средний суглинок, сухой, вскипает от HCl , с глубины 30 см появляются гипсовые новообразования с резким их увеличением на глубине 70–90 см. Содержание гипса в исследуемых почвах колеблется в широких пределах – от 0,28 до 50%. Реакция почвенного раствора щелочная по всему профилю. Почва: дерново-карбонатная типичная солончаковая малогумусная маломощная на элювиальных суглинках. Профиль: $\text{A}_{\text{ca}}\text{--}\text{B}_{1\text{ca}}\text{--}\text{B}_{2\text{ca}}\text{--}\text{B}_{3\text{ca}}$.

Луговые гипсоносные почвы расположены на пониженных участках рельефа в долинах рек.

Разрез луговой почвы заложен в пойме р. Залари. В морфологическом описании выделены следующие особенности: на поверхности солевые выпоты, темно-серый цвет по всему профилю, структура ореховато-глыбистая, средний суглинок, увлажнен, вскипает от HCl, по всему профилю мелкокристаллический гипс. Большое содержание гипса – от 3 до 52%. Столь высокое содержание гипса связано с подпиткой этих почв сульфатно-кальциевыми грунтовыми водами, которые преобладают на исследуемой территории. Почва: луговая солончаковая малогумусная маломощная на аллювиальных суглинках. Профиль: $A_{ca}-AB_{ca}-B_{g,ca}-BC_{g,ca}$.

Почвы Приангарья, имеющие в профиле гипс, классификационно различаются. Так, почвы, относящиеся ранее к дерново-карбонатным, по «новой» классификации относятся к элювиально-аккумулятивным шестоватым слабосолонцеватым. Почва, ранее описанная как луговая солончаковая, теперь называется аккумулятивная гажевая слабосолонцеватая. В том и другом случае имеются как положительные, так и отрицательные стороны, указывающие на их генетическую принадлежность. Кроме того, почвы имеют региональные особенности формирования. Поэтому вопрос классификации гипсоносных почв открыт и требует доработки применительно к региону.

Литература

1. *Минашина Н.Г.* Гипсоносные почвы: распространение, генезис, классификация // Почвоведение. 2002. № 3. С. 17.
2. *Мировая* коррелятивная база почвенных ресурсов: основа для международной классификации и корреляции почв. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2007. 278 с.
3. *Почвенный справочник* / Под ред. М.И. Герасимовой; пер. с франц. Смоленск, 2000. С. 47–152.
4. *Классификация* и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
5. *Классификация* и диагностика почв России / Отв. ред. Г.В. Добровольский. М.: Ойкумена, 2004. 341 с.
6. *Засоленные* почвы России / Отв. ред. Л.Л. Шишов, Е.И. Панкова. М.: ИКЦ «Академкнига», 2006. 854 с.
7. *Николаев И.В.* Почвы Иркутской области. Иркутск, 1948. 408 с.
8. *Хисматуллин Ш.Д.* Засоленные почвы речных долин Верхнего Приангарья // Труды I Сибирской конференции почвоведов. Красноярск, 1962. С. 298–314.

УДК 631.4

ЖЕЛЕЗО В ПОЧВАХ ОПОЛИЙ В УСЛОВИЯХ ПЕРИОДИЧЕСКОГО ПЕРЕУВЛАЖНЕНИЯ

И.В. Ковалев

Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва
kovalevMSU@mail.ru

Характер распределения аморфного Fe, «окристаллизованного» железа, величины критерия Швертманна (отношение $Fe_o:Fe_d$) по профилю позволяют диагностировать степень избыточного увлажнения серых лесных почв, сформированных на лессах Брянского ополья с западным микрорельефом поверхностного увлажнения, а также являются яркими диагностическими признаками гидроморфизма почв Коломенского ополья.

Amorphous iron content in the upper horizons, iron oxides and oxyhydroxides profile distribution, Shwertmann criterion values ($Fe_o:Fe_d$) can be used as a diagnostic parameters of the degree of gleying for the classification of hydromorphic soils.

Ополя относятся к числу наиболее распространенных ландшафтов Русской равнины. Специфический микрорельеф ополей обуславливает формирование почв разной степени гидроморфизма. В то же время эти почвы активно вовлекаются в хозяйственную деятельность и, в том числе, становятся объектами мелиорации. Поэтому изучение соотношения и распределения форм и групп соединений железа позволяет не только говорить о направленности почвообразовательных процессов, но и выступать в качестве диагностического критерия степени гидроморфизма и реконструкции мелиоративных систем. В связи с этим цель работы: исследование механизмов трансформации железа в почвах и его перераспределения в ландшафте и поиск диагностического критерия степени гидроморфизма почв ополей.

Объектами исследования послужили серые лесные почвы разной степени заболоченности, образующие типичные геохимические катены в Московской и Брянской областях. Почвы Коломенского ополя (Московская обл.) характеризуются одинаковыми причинами заболачивания (поверхностные намывные воды), сформированы на близких или тождественных по гранулометрическому составу породах – крупнопылевато-иловатом легком суглинке, с низкими и средними величинами коэффициента водопроницаемости. Подробное описание объекта исследований представлено ранее [1]. Изученные ряды почв Брянского ополя представлены серыми лесными почвами водораздельных микроповышений, их оподзоленными разностями в верхних частях склонов и в блюдцеобразных понижениях на водоразделах и глеевыми – у подножия склонов и в выраженных депрессиях [2]. Лессовидные суглинки и лесс являются материнскими породами наиболее типичных почв рязанского ополя.

Методы исследования: содержание валового железа (Fe_t) определено комплексометрическим методом; несиликатного (Fe_d), по Мера – Джексону; аморфного Fe_o , по Тамму; железа, связанного с органическим веществом (Fe_{oa}), по Баскомбу [2]. Определение магнитной восприимчивости на приборе «Кappa Breedg KLY-2» с целью качественной характеристики содержания железа в исследуемых почвах. Гранулометрический состав – по методике Н.А. Качинского. По изотерме десорбции паров воды была рассчитана общая удельная поверхность почвы (по БЭТ).

Характерные различия гидрологического и окислительно-восстановительного режимов [1] светло-серых и серых лесных почв разной степени оглеения сказываются на содержании и составе железа в этих почвах.

Все исследуемые почвы характеризуются значительным (в 5 раз) преобладанием силикатного Fe над свободным (несиликатным). Тип распределения абсолютного содержания (% от почвы) силикатного и несиликатного железа элювиально-иллювиальный. Величины молекулярных отношений $SiO_2:Fe_2O_3$, отношение $Fe_d:ил$ (табл.) закономерно подтверждают элювиально-иллювиальную дифференциацию распределения групп железа. Вместе с тем, независимо от степени оглеения, только отношения $Fe_d:ил$ в В3, ВС горизонтах имеют тождественные значения. Последнее позволяет признать тождественность исследуемых почв по величинам отношения $Fe_d:ил$ и гранулометрическому составу и сопоставлять почвы даже на видовом уровне. С увеличением степени гидроморфизма происходит уменьшение содержания железа, связанного с органическим веществом, а также заметное ослабление элювиально-иллювиального характера распределения данных форм железа.

Отношение аморфного железа к несиликатному (отношение Швертманна) отражает степень заболоченности почв. Тип распределения величин показателя ($Fe_o:Fe_d$) – регрессионно-убывающий. Данный показатель характеризует степень окристаллизованности свободных оксидов Fe или неупорядоченности оксидов. Важно отметить, что отношение Швертманна ($Fe_o:Fe_d$) позволяет диагностировать степень заболоченности почв даже на уровне видовых различий. В глубокооглеенных почвах, по сравнению с глееватыми, оно меньше в 2 раза во всех горизонтах профиля.

Установлена корреляция между содержанием илистой фракции и количеством железа, связанного с органическим веществом ($r = 0,95$), между содержанием илистой фракции и величинами удельной поверхности. Между величиной удельной поверхности и содержанием разных форм железа корреляция отсутствует.

Физико-химические свойства светло-серых лесных оглеенных почв

Горизонт	Глубина, см	Вытяжка Тамма, % от почвы, $n = 6$	Вытяжка Мера – Джексона, % от валового (Fe_t), $n = 6$	$Fe_{\text{ам}}$, % от почвы, $n = 5$	Силикатное, % от почвы	S , м ² /г, $n = 6$	Fe_d :ил	SiO_2 : Fe_2O_3	Fe_o : Fe_d
Глубокооглеенная									
Ap	0–10	0,20	19,9	0,19	2,50	75,1	0,042	26,0	0,32
EB1	30–35	0,19	16,6	0,21	3,15	91,8	0,028	18,0	0,30
B1	60–65	0,14	13,2	0,14	4,28	111,3	0,021	15,1	0,21
B3g"	110–115	0,08	12,6	0,11	4,43	92,3	0,032	14,6	0,13
Глееватая									
Apfs,g'	0–10	0,36	16,6	0,13	3,17	88,9	0,029	20,2	0,57
EBfs,g'	30–35	0,26	14,5	0,10	4,00	102,7	0,023	16,1	0,40
B2g"	60–65	0,25	13,8	0,10	4,07	109,9	0,021	15,9	0,40
B3g"	110–115	0,20	14,9	0,09	3,65	94,5	0,033	18,0	0,32

Примечание. Данные по вытяжке Тамма и вытяжке Мера – Джексона даны как среднее за 1990 и 2000 гг.; S – удельная поверхность, м²/г; силикатное железо – ($Fe_t - Fe_d$).

Наиболее характерный и существенный признак ландшафтного облика Брянского ополья – это резко выраженный микрорельеф в виде блюдец и западин. Установлена контрастность водного режима на разных элементах рельефа. Серые почвы микроповышений не испытывают кратковременного переувлажнения даже в период снеготаяния, по сравнению с почвами аккумулятивных элементов ландшафта.

Показано, что формы соединений железа серых лесных почв Брянского ополья характеризуются значительными отличиями: как элементами рельефа, так и неравномерным распределением по профилю. На микроповышении получены наименьшие значения аморфного железа по сравнению с темно-серыми со вторым гумусовым горизонтом почвами микрозападин. При этом выявлена интересная особенность: в почвах микрозападин и ложбин стока, где сформированы серые лесные глеевые почвы с преобладанием грунтового увлажнения, содержание аморфного железа не подчиняется известным закономерностям, характерным для почв, сформированных на тяжелых суглинках. Другая особенность данных серых почв – отсутствие элювиально-иллювиального типа распределения по профилю не только аморфного, но и несиликатного железа, а также железа, связанного с органическим веществом. В почвах с грунтовым увлажнением содержание несиликатного железа подчиняется прогрессивно-аккумулятивному типу распределения. Наличие незначительного содержания аморфного и несиликатного железа в глеевом горизонте обусловлено его сегрегацией в виде гидроксидов железа.

Другой важной особенностью серых лесных почв Брянского ополья является наличие второго гумусового горизонта в темно-серых лесных почвах микропонижений. Именно к нему приурочены наибольшие значения всех форм соединений железа (аморфное, несиликатное, окристаллизованное), в том числе и отношение Fe_d /ил, и особенно железо, связанное с органическим веществом. Это обусловлено не только более тяжелым гранулометрическим составом, повышенным содержанием углерода, но и качественным составом гумуса, в частности по содержанию степени ароматичности и степени трансформации фенольных соединений лигнина, как показали исследования [4] во вторых гумусовых горизонтах. Вторые гумусовые горизонты темно-серых лесных почв имеют четкие отличия по магнитной восприимчивости.

Накопление содержания аморфного Fe в горизонтах профиля, характер распределения «окристаллизованного» железа, величины критерия Швертманна (отношение $Fe_o:Fe_d$) по профилю позволяют диагностировать степень избыточного увлажнения серых лесных почв Брянского ополья, с западным микрорельефом поверхностного увлажнения. Мы попытались использовать критерий ван Бодегома для оценки степени гидроморфизма на данных почвах. В целом он повторяет закономерности, как и критерий Швертманна. Но у данного критерия более высокая корреляция с цветом оглеенных почв.

Выводы.

1. Формы соединений железа серых лесных почв Брянского ополья характеризуются значительными отличиями: как элементами рельефа, так и неравномерным распределением по профилю.

2. В почвах ложбин стока с грунтовым увлажнением данные показатели не отвечают адекватно, как на почвах, сформированных на мореных суглинках.

3. Вторые гумусовые горизонты темно-серых лесных почв имеют четкие отличия по магнитной восприимчивости, по величинам несиликатного и окристаллизованного железа, а также по отношению железо/ил.

4. Апробирован новый критерий ван Бодегома по степени гидроморфизма, который согласуется с критерием Швертманна.

5. Накопление содержания аморфного Fe в горизонтах профиля, характер распределения «окристаллизованного» железа, величины критерия Швертманна (отношение $Fe_o:Fe_d$) по профилю позволяют диагностировать степень избыточного увлажнения серых лесных почв, сформированных на лессах Брянского ополья с западным микрорельефом поверхностного увлажнения, а также являются яркими диагностическими признаками сезонного переувлажнения почв поверхностными водами Коломенского ополья.

Литература

1. *Зайдельман Ф.Р., Ковалев И.В.* Эколого-гидрологическая оценка светло-серых оглеенных почв, осушенных бестраншейным и траншейным дренажом // Почвоведение. 1994. № 1. С. 110–120.
2. *Зонн С.В.* Железо в почвах. М., 1982. 207 с.
3. *Ковалев И.В.* Органические соединения фосфора в гумусовых кислотах почв периодического переувлажнения (по данным ЯМР-спектроскопии) // Роль почв в биосфере: Тр. Ин-та экологического почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова. М.: МАКС Пресс, 2010. Вып. 10. С. 160–180.
4. *Ковалев И.В., Ковалева Н.О.* Биохимия лигнина в почвах периодического переувлажнения (на примере агросерых почв ополей Русской равнины) // Почвоведение. 2008. № 10. С. 1205–1216.
5. *Ковалев И.В., Сарычева И.В.* Соединения железа в серых лесных гидроморфных почвах // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 17: Почвоведение. 2007. № 2. С. 30–36.

ПОЧВЫ ПАРКОВЫХ ЗОН г. АСТРАХАНЬ

Б.Н. Кожухметова

Астраханский государственный университет
bibishka13@mail.ru

В статье представлены результаты изучения особенностей физико-химических свойств почв парковых зон г. Астрахань. Также представлены данные о содержании валовых форм свинца и никеля в этих почвах.

In clause the results of study of features of physical and chemical properties of soils of park zones of city Astrakhan (namely hygroscopic humidity, density of a firm phase, degree of high humus content) are presented. Also the data on the contents of the total forms lead and nickel in these soils are presented.

Проблема оценки состояния городских почв является одной из актуальных и важнейших в настоящее время, так как эти почвы являются одним из показателей экологического состояния окружающей среды. В связи с интенсивным развитием промышленности и транспорта современные городские почвы характеризуются высокой степенью загрязнения. Как известно, городские почвы сорбируют и в некоторой степени обезвреживают в толще загрязняющие вещества, т.е. являются биогеохимическим барьером. Но эта фильтрующая способность почв не безгранична, поэтому восстановление плодородия городских почв является одним из путей улучшения экологической ситуации в городах.

В качестве объекта исследования рассматриваются почвы парковых зон г. Астрахань. Были изучены химические и физико-механические свойства почв парковых зон г. Астрахань. Показатели (гигроскопическую влажность, плотность твердой фазы, степень гумусированности) определяли по общепринятым методикам. Содержание тяжелых металлов определяли методом атомно-адсорбционной спектрофотометрии.

Для физико-химических анализов были отобраны образцы поверхностного слоя городских почв (0–10 см).

Пробы почв были взяты из следующих парков: «Братский сад», «Морской сад», «Парк Аркадия», газоны на площади Ленина и площади Петра. Почвы территорий этих парков относятся к типичным урбаноземам.

По сравнению с зональными почвами урбаноземы характеризуются нарушенностью генетических горизонтов, уплотнением, более щелочной реакцией среды, значительным снижением буферности и гумусированности, обогащены элементами питания [1]. Урбаноземы загрязнены строительным мусором, выбросами промышленных предприятий и автотранспорта, а также токсичными ксенобиотиками. Растительный покров обеднен, что приводит к снижению поступления растительных остатков в почву [2].

Важным показателем экологического состояния городских почв является содержание в них тяжелых металлов. В исследованиях биологов, экологов и биохимиков чаще всего рассматриваются Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Mo, Cd, Hg, Pb, реже Ti, V, Mn, Fe, Sr, As и некоторые другие элементы [3].

Было изучено валовое содержание Pb (тяжелый металл I класса опасности) и Ni (тяжелый металл II класса опасности) в почвах г. Астрахань (рис. 1, 2).

ПДК для свинца составляет 32 мг/кг (Протасов, 2000). Исследования показали, что наибольшее содержание свинца наблюдается на площади Петра и составляет 128 мг/кг, что в 4 раза превышает ПДК, в «Парке Аркадия» – в 1,5 раза. В остальных пробах почв повышенное содержание свинца не наблюдается.

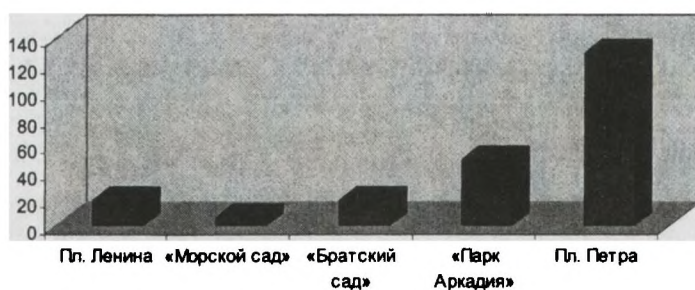


Рис. 1. Содержание свинца в городских почвах, мг/кг



Рис. 2. Содержание никеля в городских почвах, мг/кг

ПДК для никеля составляет 4 мг/кг (Протасов, 2000). В ходе проведенных исследований было установлено, что содержание никеля во всех парках города превышают ПДК, в почвах «Братского сада» – в 15 раз, «Парка Аркадия» и на площади Петра – в 6 раз, площади Ленина – в 8 раз, «Морского сада» – в 4 раза.

В целом содержание гумуса в урбаноземах почв парковых зон г. Астрахань следует оценить как низкое, только в почвах «Братского сада» и площади Ленина обеспеченность почв гумусом характеризуется как средняя. Эта величина варьирует в пределах от 0,79 до 5,04%. Очень низкое содержание гумуса в образце почвы, взятом на площади Петра, объясняется облегченным гранулометрическим составом этих почв (привозной грунт). Очень низкое содержание органического углерода в почвах парковых зон г. Астрахань, возможно, связано с тем, что очень мало органического углерода возвращается в биологический круговорот газонов.

Плотность сложения твердой фазы почвы зависит от минерального и гранулометрического состава, величины и соотношения образующих ее агрегатов, а также от содержания органического вещества [4]. Плотность твердой фазы городских почв близка к природным и колеблется в пределах от 2,38 до 2,5 г/см³. Величина плотности твердой фазы в природных условиях стабильна и мало варьирует, то же самое можно наблюдать и в городских почвах [4].

Почвы парковых зон г. Астрахань характеризуются высокой вариабельностью значений гигроскопической влажности (от 0,6% – «Морской сад» – до 2,36% – площадь Ленина).

Проведенные исследования показали, что почвы парков г. Астрахань нуждаются в повышении органического вещества (в частности, путем внесения органических удобрений) и в проведении мероприятий по снижению содержания тяжелых металлов.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о неблагоприятных физико-химических свойствах почв парковых зон г. Астрахань. Все это обуславливает необходимость

дальнейшего их детального изучения и поиска приемов и методов для улучшения физико-химических свойств этих почв в условиях антропогенной нагрузки.

Литература

1. *Строганова М.Н., Мязкова А.Д., Прокофьева Т.Ф.* Роль почв в городе // Почвоведение. 1997. № 1. С. 16–34.
2. *Свистова И.Д., Талалайко Н.Н., Щербаков А.П.* Микробиологическая индикация урбаноземов г. Воронежа // Вестник ВГУ. 2003. № 2. С. 175–180.
3. *Прохорова Н.В., Матвеев Н.М.* Тяжелые металлы в почвах и растениях в условиях техногенеза // Вестник СамГУ. 1996. Спец. вып. С. 125–147.
4. *Шихова Н.С.* Мониторинг физического состояния городских почв в связи с проблемами озеленения // Сибирский экологический журнал. 2005. № 5. С. 899–907.

УДК 631.4

ГУМУСНОЕ СОСТОЯНИЕ ЭМБРИОЗЕМОВ ЮГА ПРИМОРЬЯ

И.В. Комачкова

Биолого-почвенный институт ДВО РАН
komachkova@mail.ru

В работе дана характеристика основных показателей гумусного состояния эмбриоземов, сформированных на отвалах Павловского, Партизанского и Лучегорского угольных месторождений Приморского края. Приводится сравнительная характеристика показателей гумусного состояния почв на отвалах указанных месторождений, при этом выявлены черты сходства и различия в этих показателях.

Soils generated on sailings coal deposits pass some stages of development. In the course of posttechnogenic development soils there is increase in the maintenance humus, its stocks and degree humification of organic substance. The maintenance humus and its structure in many respects depend on structure breeds, vegetation and hydrothermal conditions of formation of soils.

При добыче полезных ископаемых открытым способом происходит полное уничтожение растительности, животного населения и почвы. На поверхность выносятся глубинные породы, не имеющие ничего общего с зональными почвами. Сразу же после отсыпки отвалов на них поселяются живые организмы, затем – растительность, и начинают происходить почвообразовательные процессы. Основным качественным признаком, по которому образующиеся почвы отличаются от материнских пород, является накопление гумуса. Знание же состава гумусовых веществ и их свойств дает возможность судить о направленности процессов гумусообразования и почвообразования в целом [1]. В числе органических веществ, формирующих гумус, наиболее специфичны гумусовые кислоты и их органоминеральные производные. Они и лежат в основе обобщенных характеристик гумусного состояния почв [2].

Исследования проводились на участках Павловского и Партизанского (район шахты «Центральная») угольных месторождений, которые расположены на территории Приморского края. Объектами исследований послужили почвы, сформированные на отвальных породах на различной временной посттехногенной стадии: 2 года, 3 года, 8 лет, 12 лет, 13 лет, 18 лет и более 40 лет после отсыпки.

В основе работы лежит субстантивно-генетическая классификация почв, разработанная И.М. Гаджиевым, В.М. Курачевым и др. [3]. Исследуемые почвы представлены следующими типами эмбриоземов: инициальный, органо-аккумулятивный, дерновый и гумусово-аккумулятивный. В данной работе для оценки гумусного состояния основных типов эмбриоземов использовалась новая система показателей [4].

Согласно уточненным показателям гумусного состояния почв, эмбриоземы инициальные (отвал 3 года после отсыпки) и органо-аккумулятивные (8, 12 лет после отсыпки) характеризуются очень малым содержанием гумуса в поверхностных горизонтах профиля – от 0,21% в инициальных до 0,74% в органо-аккумулятивных эмбриоземах. Содержание гумуса в эмбриоземе дерновом (13 лет) характеризуется как малое и составляет 1,1%. На более поздних стадиях эволюции формируются эмбриоземы гумусово-аккумулятивные (18 лет и более 40 лет после отсыпки отвалов), для которых характерно среднее (7,9%) и высокое содержание (8,8%) гумуса в гумусо-аккумулятивных горизонтах почвенного профиля, что в данном случае связано с содержанием в этих отвалах некоторого количества углистого материала. Мощность гумусового горизонта в эмбриоземах увеличивается от 3 см в эмбриоземе дерновом до 5 см в эмбриоземе гумусово-аккумулятивном.

Эмбриоземы, сформированные на отвалах в интервале от 3 до 13 лет, характеризуются очень низкими запасами гумуса в слое 0–20 см (от 5,8 т/га на 3-летнем и до 12,7 т/га на 12-летнем отвале). Эмбриозем гумусово-аккумулятивный (18 лет) характеризуется низкими запасами гумуса в слое 0–20 см (65,8%). Очень высокие запасы гумуса свойственны эмбриозему гумусово-аккумулятивному, сформированному на старом отвале шахты «Центральная» (221,7 т/га). Распределение гумуса по профилю органо-аккумулятивных эмбриоземов (8, 12 лет) носит медленно и постепенно убывающий характер. Для эмбриозема инициального (3 года) характерно бимодальное распределение гумуса по профилю. Резко убывающее распределение гумуса свойственно эмбриозему дерновому (13 лет) и гумусово-аккумулятивному (18 лет). Распределение гумуса по профилю эмбриозема, сформированного на отвале Партизанского месторождения, можно охарактеризовать как полимодальное.

Обогащенность гумуса азотом в поверхностных горизонтах эмбриоземов инициальных, органо-аккумулятивных и дерновых оказывается очень высокой. Эмбриоземы гумусово-аккумулятивные характеризуются очень низкой обогащенностью гумуса азотом.

Степень гумификации органического вещества в поверхностных горизонтах увеличивается в процессе эволюции эмбриоземов от слабой в инициальных, средней в органо-аккумулятивных и дерновых и высокой в эмбриоземах гумусово-аккумулятивных.

В поверхностном горизонте инициального эмбриозема гумус имеет очень фульватный состав, $C_{гк}:C_{фк} = 0,49$, в нижележащем горизонте отношение $C_{гк}:C_{фк}$ несколько увеличивается (0,63), гумус имеет фульватный состав. Фульватный состав гумуса также характерен для поверхностных горизонтов органо-аккумулятивных эмбриоземов ($C_{гк}:C_{фк} = 0,68–0,69$). В горизонте Ад эмбриозема дернового гумус имеет гуматно-фульватный состав ($C_{гк}:C_{фк} = 0,83$), в нижележащем горизонте АВ гумус фульватный. В гумусово-аккумулятивном эмбриоземе (18 лет) в горизонте А накапливается гумус фульватно-гуматного типа ($C_{гк}:C_{фк} = 1,05$), а в нижележащем – фульватного ($C_{гк}:C_{фк} = 0,62$). В эмбриоземе, сформировавшемся на отвале, отсыпанном более 40 лет назад при разработке шахты «Центральная», в горизонте А накапливается гумус фульватно-гуматного типа ($C_{гк}:C_{фк} = 1,3$), в нижележащем – чисто гуматного ($C_{гк}:C_{фк} = 2,6$). Вниз по профилю происходит уменьшение величины $C_{гк}:C_{фк}$ от 0,9 в горизонте В до 0,6 – в ВС, т.е. гумус меняется от гуматно-фульватного до фульватного.

Содержание фракции гуминовых кислот, свободных и связанных с полуторными оксидами, в поверхностном горизонте инициального эмбриозема составляет 42,8% от суммы ГК и характеризуется как среднее, в нижележащем горизонте – низкое (32,5%). Средним содержанием

1 фракции гуминовых кислот характеризуются также верхний и следующий за ним горизонты органо-аккумулятивного эмбриозема 12-летнего возраста. Оставшиеся из рассматриваемых эмбриоземов (органо-аккумулятивный – 8 лет, дерновый – 13 лет, гумусово-аккумулятивный – 18 лет) характеризуются низким содержанием доли «свободных» гуминовых кислот (от 20,3 до 27,8%).

Содержание ГК, связанных с Ca^{2+} , характеризуется как очень низкое (от 14,3 до 15,4% от суммы ГК) в поверхностных горизонтах инициального и органо-аккумулятивного эмбриоземов (12 лет), в остальных эмбриоземах, сформированных на отвалах Павловского месторождения, эта величина характеризуется как низкая и составляет от 31,7 до 36,9% в поверхностных горизонтах. Что касается доли ГК, прочносвязанных с минеральной основой, то она характеризуется как высокая во всех рассмотренных эмбриоземах и составляет более 30% от суммы ГК.

Эмбриозем гумусово-аккумулятивный, сформированный на отвале Партизанского угольного месторождения, по содержанию фракций гуминовых кислот отличается от эмбриоземов, сформированных на отвалах Павловского месторождения. Так, доля гуминовых кислот, свободных и связанных с полуторными оксидами, в гумусо-аккумулятивном (А) и подгумусовом (АВ) горизонтах находится на уровне очень низких значений (10,1–10,4%), вниз по профилю содержание этой фракции вообще не выявляется и в нижележащем горизонте содержание фракции 1 гуминовых кислот оказывается очень высоким (69,2%). Доля гуминовых кислот, связанных с Ca^{2+} , уменьшается вниз по профилю от высокой (62,3%) к низкой (27,1%) и до крайне низкой (0,08%), в самом нижнем горизонте содержание этой фракции резко увеличивается и характеризуется как высокое (69,2%). Содержание фракции 3 гуминовых кислот характеризуется как высокое во всех горизонтах почвенного профиля.

Содержание «агрессивной» фракции (1а) фульвокислот оценивается как среднее в эмбриоземах инициальных, органо-аккумулятивных и дерновых, в гумусово-аккумулятивных – как низкое и очень низкое.

Показатель содержания водорастворимых органических соединений ($\text{C}_{\text{водн.}}$) в поверхностных горизонтах инициальных, органо-аккумулятивных и дерновых эмбриоземов несколько уменьшается в процессе эволюции почв от 1,8 до 1,1% от $\text{C}_{\text{общ.}}$. В целом, такое содержание $\text{C}_{\text{водн.}}$ характеризуется как высокое. В поверхностном горизонте гумусово-аккумулятивного эмбриозема содержится 0,2% $\text{C}_{\text{водн.}}$ – среднее содержание, в нижележащем горизонте происходит резкое увеличение $\text{C}_{\text{водн.}}$ до 1,2%, показатель характеризуется как высокий. В гумусово-аккумулятивном эмбриоземе на «старом» отвале Партизанского угольного месторождения содержание $\text{C}_{\text{водн.}}$ в поверхностном горизонте характеризуется как среднее, в горизонте АВ – низкое, в горизонте В – высокое и в ВС – низкое.

По сравнению с эмбриоземами, сформированными на отвалах Лучегорского угольного бассейна [5], эмбриоземы Павловского месторождения имеют отличия в показателях гумусного состояния. Эмбриоземы, сформированные на отвалах Павловского месторождения, отличаются более низкими показателями в содержании гумуса (за исключением гумусово-аккумулятивного эмбриозема 18-летнего возраста). В отвалах Лучегорского угольного разреза обнаруживается значительное содержание угля, и в связи с этим уже на начальных этапах формирования эмбриоземов содержание гумуса достигает 3,9%. Еще одно отличие состоит в том, что гумус имеет более фульватный состав, тогда как гумус «Лучегорских эмбриоземов» имеет в основном фульватно-гуматный либо чисто гуматный состав. По показателям гумусного состояния очень схожими оказываются эмбриоземы Лучегорского и Партизанского месторождений.

По показателям степени гумификации наблюдается схожая картина как в эмбриоземах Павловского, так и Лучегорского месторождений – степень гумификации увеличивается от слабой в инициальных до средней в органо-аккумулятивных и высокой в гумусово-аккумулятивных эмбриоземах.

Таким образом, в процессе посттехногенного развития эмбриоземов происходит увеличение содержания гумуса, его запасов и степени гумификации органического вещества в поверхностных горизонтах изученных почв. Доля «агрессивных» фракций уменьшается по мере увеличения временной стадии развития эмбриоземов. Тип гумуса в процессе эволюции эмбриоземов меняется от очень фульватного в инициальных эмбриоземах, фульватного в органо-аккумулятивных, гуматно-фульватного в дерновых и до фульватно-гуматного в гумусово-аккумулятивных. Наличие углистого материала в отвалах накладывает свой отпечаток на содержание и запасы гумуса, а также на отношение $C_{тк}:C_{фк}$ в сторону увеличения этих показателей.

Литература

1. *Махонина Г.И.* Состав гумуса почв, образующихся на буроугольных отвалах при естественном за-
растании // Проблемы рекультивации земель в СССР. Новосибирск, 1974. С. 205–209.
2. *Орлов Д.С.* Практикум по химии гумуса / Д.С. Орлов, Л.А. Гришина. М: Изд-во МГУ, 1985. 376 с.
3. *Гаджиев И.М.* Стратегия и перспективы решения проблем рекультивации нарушенных земель /
И.М. Гаджиев, В.М. Курачев, В.А. Андроханов. Новосибирск: ЦЭРИС, 2001. 37 с.
4. *Орлов Д.С.* Дополнительные показатели гумусного состояния почв и их генетических горизонтов /
Д.С. Орлов, О.Н. Бирюкова, М.С. Розанова // Почвоведение. 2004. Вып. 8. С. 918–925.
5. *Костенков Н.М.* Общие закономерности формирования почв на отвальных породах и их гумусо-
вое состояние / Н.М. Костенков, Л.Н. Пуртова // Вестник КрасГу. 2009. Вып. 6. С. 17–22.

УДК 631.4

ОСОБЕННОСТИ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ДРЕВНИХ ЛОЖБИН СТОКА СЕВЕРА ТАМБОВСКОЙ РАВНИНЫ

В.А. Королев

Мичуринский государственный аграрный университет
Stepanzowa@mail.ru

Изучен почвенный покров древней ложбины стока левобережья р. Лесной Воронеж. В верхней части склона формируются светло-серые лесные почвы поверхностного заболачивания, в середине склона – серые лесные без призна-
ков гидроморфизма, на дне – темно-серые лесные глеевые грунтового заболачивания.

The soil cover of an ancient hollow of a drain of a left bank of the river Wood Voronezh is studied. In the top part of a slope light grey wood soils of superficial bogging, in the middle of a slope grey wood – without bogging signs, at the bottom – dark grey wood gлеевые soil bogging are formed.

Ложбины стока на территории Русской равнины формировались на финальных стадиях освобождения территории от последнего ледникового покрова во время сброса ледниковых вод. Наиболее крупные из них освоены современными реками [1, 2, 4].

Летом 2009 г. был заложен геоморфологический профиль через древнюю ложбину стока, приуроченную к левобережью р. Лесной Воронеж Мичуринского района Тамбовской области. Эта форма рельефа представляет собой балку с плоским дном и склонами крутизной 10–15°, ширина балки 1–1,5 км. В настоящее время склоны и дно балки распаханы. В весенний период в верхней части склона и на дне балки наблюдаются вымочки сельскохозяйственных культур.

В верхней части склона заложен первый разрез, в середине – второй, на дне балки – третий. Почвообразующими породами служат двучленные отложения (покровный суглинок, подстилаемый супесчаными флювиогляциальными отложениями).

Комплекс исследований включал определение рН водной и солевой вытяжек потенциометрически, гидролитической кислотности – по Каппену, обменные основания вытесняли NH_4Cl с последующим определением Ca^{2+} и Mg^{2+} комплексонометрическим титрованием, Na^+ – на пламенном фотометре, определение содержания органического углерода – по Тюрину, определение содержания доступного растениям фосфора и обменного калия – по Чирикову, определение содержания легкогидролизуемого азота – по Кононовой и Тюрину [3], определение ППВ и МГ – по Николаеву, плотность твердой фазы – пикнометрическим методом, плотность сложения – с помощью режущих цилиндров объемом 300 см^3 .

В начале склона покровный суглинок смыт. На поверхность выходят флювиогляциальные отложения. Об их водно-ледниковом происхождении свидетельствует присутствие в почвенном профиле мелкой окатанной гальки. Гумусовый горизонт светло-серой лесной оглеенной почвы имеет небольшую мощность и светлую буровато-серую окраску, белесую при высыхании. О поверхностном гидроморфизме почвы свидетельствуют многочисленные марганцевые вкрапления, наиболее интенсивно проявляющиеся на глубине 120–150 см, и пятна ожелезнения, разбросанные по всему профилю; с глубины 1,2 м песок приобретает сизовато-серый цвет. Несмотря на преобладание песчаной фракции, в профиле встречаются иловатые тонкие прослои, на которых застаивается влага, что ведет к формированию тонких (1–2) мм псевдофибр с глубины 1 м.

Мощность покровного суглинка в средней части склона составляет 120 см, его подстилает дренирующий супесчаный прослой мощностью 80 см. В таких транзитных условиях формируется серая лесная мощная почва без признаков гидроморфизма. Благоприятные литологические условия и водный режим способствуют формированию гумусового горизонта мощностью 100 см комковатой структуры.

На дне балки мощность покровного суглинка составляет более 1,5 м, на этой глубине залегают грунтовые воды. Здесь сформировалась темно-серая лесная глеевая мощная тяжелосуглинистая почва с яркими признаками гидроморфизма, представленными мелкими округлыми темно-бурными ортштейнами в гумусовом горизонте, обильными марганцевыми вкраплениями и многочисленными пятнами оглеения в переходном горизонте ($\text{B}_{g///}$), из-за чего он приобретает мраморовидную окраску.

Таблица 1

Физические свойства почв ложбины стока

Почва	Горизонт, глубина, см	МГ	ППВ	D	dv	n, %
		% от массы		dv		
Светло-серая лесная оглеенная	Ап 0–17	4,40	16,35	2,53	1,25	50,6
	А1А2 17–18	5,02	16,55	2,28	1,72	24,6
	А2В 28–40	3,35	13,52	2,42	1,69	30,1
	В3г 50–80	4,58	16,85	2,54	1,74	31,5
	Сг/ 150–250	3,31	15,00	2,58	1,76	31,8
Серая лесная	Ап 0–15	8,34	30,50	2,25	1,06	52,9
	А1А2 35–65	9,79	34,67	2,31	1,17	49,3
	В 100–150	8,36	25,56	2,41	1,56	35,3
	С 150–200	3,17	12,47	2,40	1,63	32,1
	Св 200–220	7,36	25,75	2,30	1,51	34,3
Темно-серая глеевая	Ап 0–10	11,00	40,10	2,14	0,97	54,7
	Апп 10–25	11,12	43,68	2,08	1,23	40,8
	А1г/ 25–55	9,18	33,44	2,32	1,27	45,2
	Вг// 65–100	9,08	30,06	2,27	1,45	36,1
	Г 100–120	7,37	31,95	2,28	1,52	33,3

Светло-серая лесная оглеенная почва характеризуется высокой плотностью и низкой пористостью, узким диапазоном активной влаги. Гумусовые горизонты серой лесной и темно-серой лесной глеевой почвы имеют благоприятные агрофизические свойства (табл. 1).

Заболачивание поверхностными водами светло-серой лесной оглеенной почвы способствует повышению всех видов кислотности и снижению степени насыщенности основаниями.

Грунтовое заболачивание темно-серой лесной глеевой почвы способствует сохранению нейтральной реакции и высокой степени насыщенности основаниями. Содержание органического вещества возрастает от светло-серой к темно-серой лесной почве (табл. 2).

Таблица 2

Химические свойства почв ложбины стока

Почва	Горизонт, глубина, см	pH _{вод.}	pH _{KCl}	Нг	Ca ²⁺	Mg ²⁺	V, %	C _{орг.}
				ммоль/100 г почвы				
Светло-серая лесная оглеенная	Ап 0-17	5,40	4,26	7,0	6,6	2,1	55,4	1,25 1,16 0,29
	А1А2 17-28	5,48	4,26	7,6	7,0	1,4	52,5	
	А2В 28-40	5,60	4,21	3,2	6,1	2,0	71,7	
	В3 _д 50-80	6,09	4,30	3,0	6,6	1,8	73,7	
	С _н 150-250	6,50	4,71	0,9	5,0	0,6	86,2	
Серая лесная	Ап 0-15	6,35	5,15	6,1	20,1	4,7	80,2	2,94 2,72
	А1А2 35-65	6,55	5,27	4,6	21,0	8,1	86,4	
	В 100-150	6,96	4,72	2,1	17,4	5,3	91,5	
	С 150-200	7,00	4,96	1,6	7,0	1,7	84,4	
	С _п 200-220	7,13	5,10	1,2	18,4	7,1	95,5	
Темно-серая глеевая	Ап 0-10	7,15	6,58	1,9	36,8	6,1	95,8	4,36 4,64 2,28
	Апп 10-25	7,27	6,74	1,7	34,6	6,8	96,1	
	А1 25-55	7,51	6,54	1,2	30,4	4,1	96,6	
	В _г 65-100	7,58	6,56	0,6	21,5	4,5	97,7	
	Г _г 100-120	7,67	6,52	0,6	20,6	6,7	97,9	

Низкая поглощательная способность и содержание органического вещества определяют очень низкую обеспеченность легкогидролизуемым азотом, низкую – доступным растениям фосфором и среднюю – обменным калием (табл. 3).

Таблица 3

Содержание основных элементов питания растений в почвах ложбины стока

Почва	Горизонт, глубина, см	P ₂ O ₅	K ₂ O	N _{ал} , по Кононовой и Тюрину
		По Чирикову		
Светло-серая лесная оглеенная	Ап 0–17	2,36	13,1	2,41
	А1А2 17–28	0,53	7,7	2,25
	А2В 28–40	2,33	7,1	1,97
Серая лесная	Ап 0–15	5,66	17,7	3,84
	Апп 15–35	4,38	13,0	2,71
	А1А2 35–65	0,91	7,5	2,23
	А2В 65–100	0,29	8,2	2,18
Темно-серая глеевая	Ап 0–10	6,07	21,1	4,61
	Апп 10–25	4,03	13,0	3,71
	А1 _г 25–55	0,29	9,8	2,41
	АВ _г 55–65	0,03	10,1	2,25

Серая лесная почва характеризуется низкой обеспеченностью легкогидролизуемым азотом, средней – доступным растениям фосфором и повышенной – обменным калием.

Темно-серая лесная глеевая почва, приуроченная к аккумулятивной форме рельефа, характеризуется средней обеспеченностью легкогидролизуемым азотом и доступным растениям фосфором, и очень высокой – обменным калием.

Выводы.

1. К древним ложбинам стока севера Тамбовской низменности приурочен комплекс светло-серых оглеенных, серых лесных и темно-серых глееватых почв на двучленных отложениях.

2. В верхней части склона ложбины, где мощность покровного суглинка минимальна, на бедных флювиогляциальных отложениях формируются почвы с низким потенциальным плодородием и склонностью к поверхностному заболачиванию.

3. В транзитных условиях склона формируются серые лесные почвы без признаков гидроморфизма.

4. На дне древней ложбины стока формируются плодородные темно-серые глееватые почвы, испытывающие грунтовое заболачивание.

Литература

1. *Козменко А.С.* Борьба с эрозией почв. М.: СельхозГИС, 1949. 160 с.
2. *Колбовский Е.Ю.* Ландшафтоведение. М.: «Академия», 2006. 480 с.
3. *Практикум по агрохимии* / Под ред. акад. РАСХН В.Г. Минеева. М.: Изд-во МГУ, 2001. 689 с.
4. *Тарасевич Н.В.* Рельеф // Природа Тамбовской области. Тамбов: Тамбовская Правда, 1955. С. 35–47.

УДК 631.4

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЧВ ИРТЫШ-ИШИМСКОГО СТЕПНОГО ВОДОРАЗДЕЛА

Ю.В. Кравцов

Новосибирский государственный педагогический университет
kravtsov60@mail.ru

Региональные особенности почв Иртыш-Ишимского степного водораздела предопределены их тяжелым гранулометрическим составом. Тяжелосуглинистые почвы Иртыш-Ишимского водораздела отличаются низкой водопроницаемостью, высокой влагоемкостью, повышенным обводнением нижних горизонтов. Доминируют южные карбонатные черноземы и собственно лугово-черноземные почвы. Аналогичные почвы Обь-Иртышского водораздела отличаются более легким гранулометрическим составом и характеризуются большим набором родов, высокой водопроницаемостью, пониженной влагоемкостью. Преобладают промытые и собственно южные черноземы и солонцеватые лугово-черноземные почвы.

Regional peculiarities of Irtysh-Ishimian steppe watershed soils are based on their heavy granulometric composition. Heavy loamy soils of Irtysh-Ishimian watershed are characterised by low water penetration, high water capacity, elevated moisturing of their subsurface. Southern carbonate chernozems and meadow-chernozemic soils dominate. Ob-Irtyshian watershed soils differ with easier granulometric composition and with high set delivery, high water penetration, reduced water capacity. Actually and watered southern chernozems and salted meadow-chernozemic soils dominate.

Южные черноземы и лугово-черноземные почвы Иртыш-Ишимского степного водораздела составляют основной фонд пахотных земель Ишимской степи – крупного региона по производству зерна и кормовых трав. Региональные же генетические особенности этих почв изуче-

ны недостаточно, что затрудняет интерпретацию генезиса, развития, современного состояния и оценку их производственного потенциала.

Цель работы – выявление региональных особенностей южных черноземов и лугово-черноземных почв Ишимской степи методом сравнения их с почвами-аналогами Обь-Иртышского степного водораздела.

Материалы по особенностям обь-иртышских почв заимствованы из [1–4], характеристики ишимских почв представляются по [5, 6] и результатам полевых работ автора.

Низменные равнины Обь-Иртышского и Иртыш-Ишимского (Ишимской степи) степных водоразделов осложнены микро- и мезопонижениями и гривами; в Кулунде и на Приобском плато встречаются речные долины. В пределах возвышенных форм Обь-Иртышского водораздела почвы подстилаются супесями, суглинками и песками, а на плоских формах – засоленными глинами. В Ишимской степи почвы подстилаются озерными глинами. Грунтовые воды залегают: на Приобском плато – на глубине более 10 м, на гривах Кулунды и Ишимской равнины – 5–10 м, в межгривных понижениях и крупных котловинах – 2–4 м. В Ишимской степи грунтовые воды отмечаются на глубине 4–10 м. На водоразделах и поверхностях глив на месте разнотравно-злаковых сообществ развиты агроценозы с преобладанием яровых зерновых культур. Недренированные равнины, днища плоских котловин покрыты типчаково-ковыльными и полинно-типчаковыми ассоциациями.

Восточнее Иртыша крупные контуры южных черноземов приурочены к юго-западной окраине Приобского плато и Прииртышскому увалу. В Северо-Кулундинской равнине они сформированы на вершинах и склонах глив. Среди южных черноземов типичны южные (собственно) и южные черноземы с пониженным вскипанием [1]. Встречаются солонцеватые и осолоделые роды. Лугово-черноземные почвы развиты на пониженных равнинах, склонах глив и на межгривных понижениях, на террасах рек и озер [2]. Среди лугово-черноземных почв встречаются собственно лугово-черноземные, выщелоченные, солончаковые, солонцеватые и осолоделые. В Ишимской степи южные карбонатные черноземы занимают плакорные участки водоразделов. На облегченных породах глив или слабо выраженных бугров встречаются собственно южные черноземы. Собственно лугово-черноземные почвы приурочены к микропонижениям на водоразделе.

Мощность горизонта А у изучаемых черноземов, а также лугово-черноземных почв практически не различается (20–25 и 30–40 см соответственно). У кулундинских и приобских черноземов горизонт В неравномерно окрашен. У суглинистых черноземов горизонт В уплотнен. Вскипание отмечается с глубины 40 см. В солонцеватых черноземах встречается гипсовый горизонт на глубине 75–100 см [1, 3]. Ишимские карбонатные черноземы отличаются трещиноватостью; неравномерной окраской горизонтов АВ и В при проникновении гумусовых затеков до глубины 70 см (горизонт В); уплотнением горизонтов АВ и В; высоким вскипанием (10–20 см); наличием гипсового горизонта (с глубины 60–130 см) и скоплением легкорастворимых солей на глубине 1–3 м. Собственно южные черноземы Ишимской степи характеризуется вскипанием с глубины 40–50 см, слабым развитием трещиноватости, меньшей уплотненностью горизонта В, отсутствием гипсового горизонта [6]. В собственно лугово-черноземных почвах Ишимской степи гумусовые клинья проникают на глубину 100 см (горизонт С), в профиле отсутствует гипсовый горизонт.

Преобладающий гранулометрический состав черноземов на Приобском плато – среднесуглинистый с содержанием крупнопылевой фракции до 40%; в Северной Кулунде – средне- и легкосуглинистый с содержанием мелкого песка до 40–50% [4]; в Ишимской степи – тяжело-суглинистый с содержанием ила до 40% и до 30% крупнопылевой фракции [5]. Для всех южных черноземов характерна обогащенность илистой фракцией горизонта В.

Пахотный слой черноземов Кулунды и Приобья имеет порозность 51–45% (содержание крупных пор до 40% порозности) и водопроницаемость до 50–80 мм. В горизонте В порозность

снижается до 35–40%, объем крупных пор уменьшается в два раза. Водопрочных агрегатов диаметром более 0,5 мм – 3,3–6,7%, диаметром более 0,25 мм – 21,5–33,5%, что объясняется, очевидно, низким содержанием ила и значительным количеством пылеватых фракций. Максимальная гигроскопичность составляет 3–5% объема в супесчаных, 6–9% – в суглинистых черноземах. Влажность завядания (ВЗ) и наименьшая влагоемкость (НВ) достигают в слое 0–1,0 м супесчаных, легко- и среднесуглинистых черноземов соответственно 71 и 175 мм, 87 и 218 мм, 97 и 264 мм [3, 4]. В ишимских черноземах порозность в пахотном слое составляет 50–60%, в горизонтах В и С падает до 45–53%. Преобладание микропор (до 70% объема пор) определяет малую водопроницаемость (до 6–12 мм), значительные гигроскопичность (10–14% объема) и влагоемкость (280–330 мм в слое 0–1,0 м на уровне НВ) черноземов [5], высокое содержание пленочно-стыковой и сорбционно-замкнутой влаги и повышенную, мало зависимую от уровня грунтовых вод, влажность почв и грунтов (до 80–100% НВ).

Восточнее Иртыша типичны средние- и тяжелосуглинистые лугово-черноземные почвы. Их солонцеватые горизонты отличаются значительным содержанием мелких агрегатов и повышенным фактором дисперсности. Порозность и водопроницаемость снижаются от 50–57% и 60–90 мм в горизонте А до 35–40% и 30–40 мм в горизонте В. Максимальная гигроскопичность пахотного слоя 10–15% объема. В слое 0–100 см ВЗ составляет 113 мм (44% НВ), НВ – 255 мм. В этом слое на капиллярное обводнение приходится 57% порозности, на порозность аэрации – 18–20% [2]. В Ишимской степи развиты тяжелосуглинистые лугово-черноземные почвы. Максимальная гигроскопичность в их пахотном слое составляет 14–18% объема. В слое 0–100 см ВЗ – 180 мм (60% НВ), НВ – 300 мм [5]. Объем пор аэрации при капиллярном насыщении в слое 0–100 см составляет 8–10%.

Для южных черноземов характерен напряженный режим увлажнения. Весенний запас влаги в них достигает 80–95% НВ, т.е. 80–110 мм в метровом слое обь-иртышских черноземов [4] и 90–120 мм – в ишимских черноземах. Доступная растениям влага теряется из этого слоя к середине июля. За период вегетации расход влаги достигает 200–215 мм на обь-иртышских и 200–220 мм на ишимских черноземах. Весенние запасы почвенной влаги составляют 30–37% суммарного расхода в обь-иртышских и 36–50% в ишимских черноземах. В обь-иртышских лугово-черноземных почвах в связи с капиллярным подпитыванием от грунтовых вод влажность слоя 50–100 см составляет 70% НВ, в слое 100–200 см она почти равна капиллярной влагоемкости [2]. Лугово-черноземные почвы Ишимской степи характеризуются сквозным весенним промачиванием. В период вегетации эти почвы полностью теряют доступную растениям влагу (суммарный расход до 250 мм) и не испытывают капиллярной подпитки от грунтовых вод, находящихся на глубине 3,5–4,0 м.

Южные черноземы, в том числе и ишимские черноземы с уровнем грунтовых вод 4,0 м, имеют непромывной водный режим. Обь-иртышские лугово-черноземные почвы характеризуются десуктивно-выпотным режимом, ишимские лугово-черноземные почвы имеют периодически промывной режим.

В обь-иртышских черноземах горизонт с пятнами и прожилками карбонатов сосредоточен на глубинах 50–100 см в собственно южных черноземах и 42–80 см в солонцеватых черноземах [1]. В ишимских черноземах горизонт со сплошной мучнистой пропиткой или белесоватыми размытыми пятнами карбонатов сформирован на глубинах 30–70 см.

В обь-иртышских черноземах емкость катионного обмена составляет 15–25 мг-экв в слое 0–20 см. Среди катионов доминирует кальций (70–75%), присутствует магний (3–20%). В лугово-черноземных почвах емкость катионного обмена достигает 50 мг-экв в горизонте А и снижается вниз по профилю до 25–30 мг-экв. Преобладает кальций (до 84% в слое 0–20 см), содержание магния и натрия одинаково – 8–15 и 7–13%. В горизонте В солонцеватых почв сумма обменных магния и натрия превышает содержание кальция [1]. В ишимских почвах

емкость катионного обмена достигает 35–40 мг-экв. В горизонте А преобладает кальций (до 80%), присутствуют магний и натрий. В карбонатном горизонте возрастает содержание магния и натрия [3].

В гумусовом состоянии, в валовом химическом и минералогическом составе заметные различия между иртышскими и ишимскими южными черноземами, а также между лугово-черноземными почвами этих регионов не обнаружены.

Выводы. Региональные особенности южных черноземов и лугово-черноземных почв Иртыш-Ишимского водораздела предопределяются тяжелым гранулометрическим составом.

Тяжелосуглинистые ишимские почвы отличаются низкой водопроницаемостью, высокой влагоемкостью, повышенным обводнением нижних горизонтов. Черноземы характеризуются неглубоким (10–20 см) вскипанием, залеганием карбонатного горизонта на глубине 30–60 см и гипсового – на глубине 60–130 см. Лугово-черноземные почвы несут признаки поверхностного гидроморфизма и отмыты от легкорастворимых солей.

Почвы Обь-Иртышского водораздела отличаются более легким и разнообразным гранулометрическим составом и характеризуются большим набором родов, высокой водопроницаемостью, пониженной влагоемкостью. Преобладающие собственно южные черноземы отличаются залеганием карбонатов на глубине 50–100 см и отсутствием гипсового горизонта в слое 0–2 м. Преобладающие солонцеватые лугово-черноземные почвы имеют более тяжелый по сравнению с черноземами гранулометрический состав и испытывают пленочно-капиллярную подпитку от грунтовых вод.

Литература

1. *Почвы Новосибирской области* / Отв. ред. Р.В. Ковалев. Новосибирск: Наука, 1966. 422 с.
2. *Панфилов В.П.* Лугово-черноземные почвы // *Агрофизическая характеристика почв Западной Сибири*. Новосибирск: Наука, 1976. С. 390–399.
3. *Панфилов В.П.* Физические свойства и водный режим почв Кулундинской степи. Новосибирск: Наука, 1973. 258 с.
4. *Панфилов В.П.* Южные черноземы // *Агрофизическая характеристика почв Западной Сибири*. Новосибирск: Наука, 1976. С. 369–390.
5. *Черноземы*: свойства и особенности орошения. Новосибирск: Наука, 1988. 254 с.
6. *Сеньков А.А.* Галогенез степных почв (на примере Ишимской равнины). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. 152 с.

УДК 631.4

КАРБОНАТНЫЕ КОНКРЕЦИИ ЧЕРНОЗЕМОВИДНЫХ ПОЧВ ЮГА ТАМБОВСКОЙ РАВНИНЫ

В.Н. Красин, Л.В. Степанцова, Т.В. Красина
Мичуринский государственный аграрный университет
Stepanzowa@mail.ru

Морфологические особенности карбонатных конкреций черноземовидных почв юга Тамбовской равнины определяются характером водного режима. Дополнительное увлажнение атмосферными водами ведет к уплотнению конкреций, перекристаллизации карбонатного материала, появлению марганцовистых вкраплений. В солонцовых почвах

грунтового заболачивания формируется мощный карбонатный горизонт с несколькими типами конкреций, различающихся окраской и окристаллизованностью в зависимости от глубины залегания.

Morphological features of carbonates chernozemovidnay soils of the south of the Tambov plain it is defined by character of a water mode. Additional humidifying by atmospheric waters conducts to consolidation of carbonates, transformation of carbonates, occurrence of manganous impregnations. In solonetzic soils of soil bogging the powerful horizon with carbonates and with several types of the firm carbonates differing with colouring and degree of expressiveness of crystals depending on depth of position is formed.

Известковые новообразования, свойственные почвам лесостепи и степи привлекли внимание многих исследователей [1, 2, 4]. Среди них выделяют миграционные и конкреционные формы. Твердые конкреции интересны прежде всего тем, что отражают многолетний режим увлажнения почв. Е.М. Самойлова [5] сделала вывод о том, что наличие «журавчиков» можно считать одним из диагностических признаков лугового процесса почвообразования. И.И. Лебедева и С.В. Овечкин [3] подчеркивали, что в почвах, не имеющих дополнительного увлажнения, формируются только твердые недифференцированные конкреции.

Непосредственным объектом исследований послужили карбонатные конкреции типичного чернозема и черноземовидных почв поверхностного и грунтового заболачивания юга Тамбовской равнины.

Переувлажнение пресными поверхностными водами ведет к подкислению верхних горизонтов почвы, появлению признаков оподзоливания, вымыванию карбонатов на глубину более полутора метров.

Заболачивание грунтовыми водами гидрокарбонатно-натрий-кальциевого состава определяет осолонцевание и слитизацию почв.

Летом 2009 г. были отобраны карбонатные плотные конкреции из выделенных почвенных разностей, особенности их внутреннего строения рассматривались с помощью стереоскопического микроскопа при 10–80-кратном увеличении.

Для типичного чернозема, сформировавшегося в автоморфных условиях, характерны недифференцированные рыхлые конкреции. Центральная часть стяжения по цвету и плотности не отличается от поверхности. При 40-кратном увеличении видно, что новообразования сложены мелкокристаллическим кальцитом, из некарбонатного материала присутствуют только кварцевые угловатые зерна (табл. 1).

Небольшое дополнительное увлажнение, характерное для черноземовидной глубокооуглеенной почвы, способствует дифференциации конкреции на ядро и оболочку. Однако при этой степени гидроморфизма марганцевый и железистый материал почти не накапливается в стяжениях.

В черноземовидной оподзоленной глееватой почве ежегодное поверхностное заболачивание ведет к существенному преобразованию конкреций. Поверхностные кислые воды размывают более рыхлую оболочку конкреций, в результате их форма становится угловатой, окристаллизованность карбонатного материала возрастает, количество железистого и марганцовистого материала резко увеличивается.

Под воздействием грунтовых вод гидрокарбонатно-натрий-кальциевого состава формируется комплекс черноземовидных солонцеватых почв с мощным карбонатным горизонтом, разделяющийся на несколько подгоризонтов с различными по форме, цвету, составу и плотности карбонатными конкрециями.

В нижней постоянно обводненной части профиля в черноземовидной солонцеватой, черноземовидном глубоком и поверхностном солонце формируются светлые серовато-бурые конкреции с мелкозернистой оболочкой и более плотным ядром, разбитым трещинами и сложенным полупрозрачным аморфным кальцитом. Количество марганцовистого и железистого материала значительно выше, чем в конкрециях черноземовидных почв поверхностного забола-

чивания, а кварцевый материал практически полностью отсутствует. В верхней части карбонатных горизонтов почв грунтового заболачивания формируются более плотные и темные конкреции. Их окраска обусловлена сероватым цветом кальцита, окрашенного органическим веществом, приобретающим подвижность в условиях щелочной реакции, и многочисленными марганцовистыми и железистыми вкраплениями, рассеянными между карбонатным материалом. Максимальное количество марганцовистого материала наблюдается в черных конкрециях черноземовидного поверхностного солонца. Конкреции, по существу, представляют собой орштейны, сцементированные карбонатами. Интересный факт представляет собой одновременное нахождение черных и светло-серых конкреций в горизонте АВса этой почвы. Более высокая окристаллизованность позволяет предположить, что темные конкреции значительно старше светлых стяжений.

Таблица 1

Характеристика карбонатных конкреций типичного чернозема и черноземовидных почв поверхностного увлажнения и заболачивания юга Тамбовской равнины

Горизонт, глубина, см	Размеры, форма и цвет конкреций	Характер поверхности	Характеристика некарбонатного материала на поверхности	Характер скола	Характеристика некарбонатного материала на сколе
Типичный чернозем					
Сса 200–250	2–3 см, округлые, светло бурые	Волнистая, с мелкими округлыми порами, мелкозернистая	До 10% мелких кварцевых зерен, менее 1% черные мелкие марганцевые вкрапления	Ядро чуть темнее и плотнее оболочки с тонкими трещинами	Отсутствуют
Черноземовидная глубокоогулеванная					
Вса 120–200	1–2 см, округлая, светлые почти белые	Волнистая, очень рыхлая с округлыми порами, мелкозернистая	До 5% мелких кварцевых зерен, 1–2 черные мелкие марганцевые вкрапления	Ядро чуть темнее и плотнее оболочки с тонкими трещинами	Редкие мелкие марганцевые вкрапления черного цвета
Черноземовидная оподзоленная глееватая почва					
Сса 150–200	2–3 см, угловатая, сильно изрезанная, буровато-серые	С обильными глубокими кавернами, зернистая, местами до крупнозернистой	Кварцевый материал отсутствует, крупные черные марганцевые вкрапления составляют 5–10%, железистые – 1–2%	Ядро пестрое за счет вкраплений марганца, материал центральной части окристаллизован	Обильные марганцевые вкрапления составляют 20–30%, железистые до 5%, кварцевый материал отсутствует

Таблица 2

Характеристика карбонатных конкреций черноземовидных почв грунтового увлажнения и заболачивания юга Тамбовской равнины

Горизонт, глубина, см	Размеры, форма и цвет конкреций	Характер поверхности	Характеристика некарбонатного материала на поверхности	Характер скола	Характеристика некарбонатного материала на сколе
1	2	3	4	5	6
Черноземовидная солонцеватая					
В1са	2–3 см, очень плотные, серые, округло угловатые	Волнистая, сложенная мелкими призматическими полупрозрачными кристаллами кальцита	Редкие, но достаточно крупные железистые вкрапления	Слабая дифференциация на ядро и оболочку, внутренняя часть аморфная	Редкие крупные марганцевые вкрапления
Сса, s	1–2 см, округлые, рыхлые светлые почти белые	Почти ровная с обильными мелкими порами, сахаровидная, мелкокристаллическая	Мелкие обильные марганцевые вкрапления	Однородная с редкими трещинами, белая мелкокристаллическая	Мелкие редкие марганцевые вкрапления

1	2	3	4	5	6
Черноземовидный глубокий солонец					
B1ca	1–2 см, плотные, буровато-светло-серые, округлые	Неровная с мелкими кавернами, сложенная крупными призматическими кристаллами	Обильные мелкие марганцевые вкрапления до 2–5%, железистые – менее 1%	Дифференцированы на оболочку и плотное полупрозрачное ядро с трещинами	Практически отсутствуют
B2ca	1–2 см, округлые, рыхлые, светлые	Почти ровная с обильными мелкими порами, сахаровидная, мелкозернистая	Мелкие обильные марганцевые вкрапления	Однородная с редкими трещинами, мелкокристаллическая	Мелкие редкие (менее 1%) марганцевые вкрапления
Черноземовидный поверхностный солонец					
ABca	1–2 см, темно-серые, угловатые	С глубокими кавернами и порами, крупнозернистая, кристаллы полупрозрачные	Марганцевый материал 40%, кроме мелких вкраплений есть крупные железистые	Скол крупнозернистый, карбонатный материал полупрозрачный	Марганцевый материал 40%, железистый 10%
ABca	1–2 см светло-серые, угловатые	Слабоволнистая, с мелкими порами, сахаровидная	Марганцевый материал 2–5%, железистый до 1%	Скол мелкозернистый, возле трещин аморфный	Марганцевый материал 5–10%, железистый до 5%
Bca	2–3 см округлые, светло-серые, рыхлые конкреции	Слабоволнистая, с мелкими порами, сахаровидная	Марганцевый материал 2–5%, железистый до 1%	Скол с трещинами, центральная часть аморфная прозрачная	Марганцевый материал до 40%, железистый 10–20%

Выводы.

1. Морфологические особенности карбонатных конкреций юга Тамбовской равнины определяются типом заболачивания, степенью оглеения и солонцеватости почв.
2. Заболачивание атмосферными водами ведет к усилению дифференциации конкреций, частичному размыву поверхности, появлению в их составе марганцовистого материала.
3. При грунтовом заболачивании в почвах формируется одновременно несколько видов карбонатных конкреций, различающихся по глубине. На границе капиллярной каймы формируются наиболее темные конкреции с максимальным содержанием марганцовистого и железистого материала.

Литература

1. *Афанасьева Е.А.* Черноземы Среднерусской возвышенности. М.: Наука, 1966. 224 с.
2. *Добровольский В.В.* Карбонатные стяжения в почвах и почвообразующих породах Центрально-Черноземной области // Почвоведение. 1956. № 5. С. 31–42.
3. *Лебедева И.И., Овечкин С.В.* Карбонатные новообразования в черноземах Левобережья Украины // Почвоведение. 1975. № 11. С. 14–30.
4. *Македонов А.В.* Современные конкреции в осадках и почвах // Тр. Московского общества испытателей природы. 1966. Т. 19. 284 с.
5. *Самойлова Е.М.* Луговые почвы лесостепи. М.: Изд-во МГУ, 1985. 284 с.

ВЛИЯНИЕ ПОВЕРХНОСТНОГО И ГРУНТОВОГО ЗАБОЛАЧИВАНИЯ НА СОСТАВ ГУМУСА ЧЕРНОЗЕМОВИДНЫХ ПОЧВ ЮГА ТАМБОВСКОЙ РАВНИНЫ

Т.В. Красина

Мичуринский государственный аграрный университет
Stepanzowa@mail.ru

Поверхностное заболачивание черноземовидных почв юга Тамбовской равнины ведет к их подкислению, незначительному изменению фракционного состава гумуса. Грунтовое заболачивание ведет к более значительным изменениям химических свойств почвы и состава органического вещества. Внесение натрия в ППК способствует подщелачиванию почвы, органическое вещество приобретает высокую подвижность, разрушаются его глубокие фракции.

Superficial bogging chernozemovidnay soils of the south of the Tambov plain conducts to their increase in acidity, minor alteration of fractional structure of organic substance. Soil bogging conducts to more considerable changes of chemical properties of soil and structure of organic substance. Sodium introduction in PPC promotes increase in alkaline reaction of soil, the organic substance gets high mobility collapses its deep fractions.

Переувлажнение черноземов, несоответствующее природному состоянию этих почв приводит к их деградации и замещению черноземовидными почвами. Это усложняет структуру почвенного покрова и снижает агрономическую ценность пахотных земель [2]. Переувлажнение черноземов сопровождается ухудшением агрофизических и химических свойств. В подзонах типичных обыкновенных и южных черноземов Ростовской области [1, 5, 7] под влиянием подъема грунтовых вод происходит слитизация, увеличение щелочности, засоление и осолонцевание почв.

В подзоне оподзоленных и выщелоченных черноземов на дренированных водораздельных участках Окско-Донской равнины переувлажнение сопровождается повышением кислотности почв, усилением морфологически выраженной оподзоленности, слабым оглеением [3, 4].

Целью нашей работы является изучение влияния поверхностного и грунтового увлажнения и заболачивания на химические свойства и фракционный состав гумуса черноземовидных почв юга Тамбовской равнины

Объект и методы исследования. Непосредственным объектом исследований послужили почвы двух катен, расположенных на территории землепользования ООО «Уваровская Нива» Уваровского района Тамбовской области в междуречье рр. Ворона и Савала, представляющем слабодренированный водораздел.

Первая катена представлена типичным черноземом, расположенным рядом с глубокой балкой, черноземовидной глубокооглеенной почвой, приуроченной к небольшой депрессии, и черноземовидной оподзоленной глееватой почвой в замкнутом понижении с обширной областью питания. Почвы сформировались на лессовидном карбонатном суглинке. Переувлажнение обусловлено пресными поверхностными водами.

Вторая катена приурочена к выровненному участку водораздела с близким залеганием грунтовых вод и представлена черноземовидной глубокооглеенной солонцеватой почвой на возвышенном участке, черноземовидным глубоким солонцом на склоне и черноземовидным солонцом поверхностным на дне небольшой депрессии. Эти почвы также сформировались на лессовидном карбонатном суглинке, дополнительное переувлажнение обусловлено грунтовыми водами гидрокарбонатно-натрий-кальциевого состава. Присутствие натрия в грунтовых водах определяет осолонцевание и слитизацию почв.

Комплекс исследований включал определение рН водной и солевой вытяжек потенциометрически, гидролитическую кислотность – по Каппену, обменные основания вытесняли NH_4Cl с последующим определением Ca^{2+} и Mg^{2+} комплекснометрическим титрованием, Na^+ – на пламенном фотометре, фракционный состав гумуса – по Пономаревой и Плотниковой [6].

Результаты и обсуждения. Типичный чернозем юга Тамбовской равнины характеризуется нейтральной реакцией, полностью насыщен основаниями, в составе которых преобладает кальций, натрий составляет около 1% от ЕКО (табл. 1).

Поверхностное увлажнение ведет к подкислению черноземовидных почв, реакция почвы становится слабокислой, гидролитическая кислотность гумусовых горизонтов увеличивается до 4,2 ммоль/100 г почвы у черноземовидной глубокоогулеванной почвы и до 7,8 – у черноземовидной оподзоленной почвы. В составе обменных оснований преобладает кальций, доля натрия незначительна. Морфологически изменение химических свойств черноземовидных почв проявляются в появлении кремнеземистой присыпки в нижней части гумусового горизонта, наиболее гидроморфной почвы первой катены.

Таблица 1

Химические свойства типичного чернозема и черноземовидных почв поверхностного и грунтового увлажнения и заболачивания юга Тамбовской равнины

Почва, разрез	Горизонт, глубина	pH _{вод.}	pH _{сол.}	Нг	Обменные основания			Na ⁺ , % от ЕКО
					Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	
					ммоль/100 г почвы			
Типичный чернозем	Ап 0–20	7,88	7,37	1,9	43,5	3,2	0,4	0,8
	AB _{ca} 65–110	8,01	7,41	0,4	42,1	3,2	0,5	1,1
Почвы поверхностного увлажнения								
Черноземовидная	Ап 0–20	6,84	5,53	4,2	45,6	5,1	1,0	1,8
	AB _{ca} 90–105	8,07	7,28	0,4	40,8	14,0	0,8	1,4
Черноземовидная оподзоленная	Ап 0–20	7,96	5,35	7,8	38,6	4,0	0,3	0,6
	AB 60–80	7,68	4,97	4,1	44,0	3,0	0,3	0,7
Почвы грунтового увлажнения и заболачивания								
Черноземовидная солонцеватая	Ап 0–20	7,5	5,0	2,4	49,4	9,2	1,1	1,8
	B _{ca} 50–70	8,3	7,0	0,3	26,9	25,2	5,6	9,6
Черноземовидный солонец глубокий	Ап 0–20	8,05	7,43	0,7	39,7	14,0	1,4	2,5
	AB _{ca} 37–70	8,66	7,40	0,3	32,9	5,9	7,0	15,0
Черноземовидный солонец поверхностный	Ап 0–20	8,57	7,94	0,6	38,9	6,8	4,0	8,0
	AB _{ca} 40–75	8,82	7,49	0,2	34,5	5,9	9,3	18,6

Совершенно иное влияние оказывает заболачивание черноземовидных почв грунтовыми водами гидрокарбонатно-натрий-кальциевого состава. Появление натрия в ППК ведет к солонцеванию почв, их слитизации и резкому ухудшению водно-физических свойств.

В наименее гидроморфной почве второй катены щелочная реакция проявляется только с глубины 50 см, доля натрия в солонцовом горизонте составляет 9%. Однако в составе обменных оснований резко возрастает и доля магния, поэтому можно говорить о магниевой солонцеватости (см. табл. 1).

Щелочная реакция в черноземовидном глубоком солонце проявляется с глубины 30 см, а в черноземовидном поверхностном – с верхних горизонтов. Формирующиеся солонцы являются малонатриевыми (натрий составляет 15–20% от ЕКО).

Благоприятные водный режим и химические свойства типичного чернозема способствует значительному накоплению органического вещества в верхних горизонтах, тип гумуса – гуматный, в составе гуминовых и фульвокислот преобладает вторая фракция, связанная с кальцием, доля нерастворимого остатка составляет около 30% (табл. 2).

Таблица 2

Фракционный состав гумуса типичного чернозема и черноземовидных почв поверхностного и грунтового увлажнения и заболачивания юга Тамбовской равнины

Почва, разрез	С _{общ.} , %	ФК (С, %)				ГК (С, %)			С ост., %	ГК/ФК
		Ia	I	II	III	I	II	III		
Типичный чернозем	3,60	1,1	3,9	11,1	3,6	6,3	25,3	13,6	32,5	2,29
Почвы поверхностного увлажнения										
Черноземовидная	3,27	2,1	0,8	18,1	7,9	9,6	31,9	5,6	19,7	1,63
Черноземовидная оподзоленная	2,01	3,9	9,8	8,1	3,9	29,9	11,9	4,6	24,5	2,63
Почвы грунтового увлажнения и заболачивания										
Черноземовидная солонцеватая	3,40	0,7	6,3	13,5	10,2	8,3	30,2	12,0	15,6	1,64
Черноземовидный солоонец глубокий	2,17	2,4	0	28,2	4,4	3,5	39,7	2,4	17,4	1,44
Черноземовидный солоонец поверхностный	2,58	4,0	0,4	20,5	7,4	1,0	51,7	1,7	15,0	1,68

При незначительном поверхностном увлажнении, соответствующем черноземовидной почве, содержание и фракционный состав гумуса не меняются. Резкое подкисление черноземовидной почвы ведет к снижению содержания органического вещества и изменению фракционного состава. В условиях застойно-промывного водного режима фульвокислоты частично вымываются из профиля, поэтому состав гумуса становится более гуматным, в составе гуминовых кислот резко возрастает доля I фракции, связанной с полуторными окислами. О подвижности гумуса свидетельствуют многочисленные сизовато-серые кутаны в нижней части профиля.

В условиях щелочной реакции, характерной для черноземовидных почв грунтового увлажнения и заболачивания, подвижность приобретают не только фульвокислоты, но и гуминовые кислоты, связанные с полуторными окислами. Снижается не только общее содержание органического вещества в почве, но резко уменьшается доля не только I, но и III фракции гуминовых и фульвокислот (табл. 2). Разрушается даже органическое вещество нерастворимого остатка. Подвижность гумуса морфологически проявляется в образовании плотных темно-серых кутан, покрывающих структурные отдельности в горизонте В.

Выводы.

1. Грунтовое и поверхностное заболачивание в условиях юга Тамбовской равнины обуславливают различные изменения химических свойств и состава гумуса черноземовидных почв.

2. Поверхностное заболачивание способствует выносу оснований из верхних горизонтов почвы, ее подкислению и изменению фракционного состава гумуса. В условиях застойно-промывного режима вымываются фульвокислоты, а в составе гуминовых кислот возрастает доля I фракции.

3. Грунтовое увлажнение способствует внедрению натрия в ППК, подщелачиванию почвы и изменению фракционного состава. Из верхних горизонтов вымываются фульвокислоты и гуминовые кислоты, связанные с полуторными окислами, частично разрушаются органическое вещество III фракции и нерастворимый остаток.

Литература

1. *Воробьева Л.А., Герасименко Н.М., Хитров Н.Б.* Влияние переувлажнения на природу щелочности обыкновенных черноземов и лугово-черноземных почв Ростовской области // Почвоведение. 2002. № 4. С. 431–442.
2. *Зайдельман Ф.Р., Давыдов А.И., Давыдова И.Ю.* Генетические особенности и гидрофизические свойства почв степных мочарных ландшафтов юга России // Вестн. МГУ. Сер. 17: Почвоведение. 1993. № 1. С. 15–21.

3. *Зайдельман Ф.Р., Никифорова А.С., Степанцова Л.В., Красин В.Н., Сафронов С.Б.* Эколого-гидрологические особенности черноземовидных почв замкнутых западин севера Тамбовской низменности // Почвоведение. 2008. № 2. С. 198–213.

4. *Зайдельман Ф.Р., Шваров А.П., Гинзбург Т.М.* Генезис, гидрология и свойства переувлажненных поверхностными водами почв мезопонижий севера рязанской лесостепи // Почвоведение. 2007. № 9. С. 1029–1040.

5. *Калиниченко В.П., Назаренко О.Г., Ильина Л.П.* Особенность структурной организации почвенной массы в переувлажненных склонов Черноземной зоны // Доклады Россельхозакадемии. 1997. № 5. С. 22–24.

6. *Практикум по агрохимии* / Под ред. акад. РАСХН В.Г. Минеева. М.: Изд-во МГУ, 2001. 689 с.

7. *Хитров Н.Б., Назаренко О.Г.* Формирование структуры почвенного покрова при локальном переувлажнении на склоне в степном агроландшафте // Почвоведение. 2000. № 9. С. 1054–1063.

УДК 634.0.114.30

СЕРОГУМУСОВЫЕ ПОЧВЫ СВЕТЛОХВОЙНЫХ ЛЕСОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Ю.Н. Краснощеков

Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, г. Красноярск

kyn47@mail.ru

В пределах подтаежно-лесостепного и горно-таежного светлохвойного классов высотно-поясных комплексов типов леса в юго-западном Прибайкалье широкое распространение имеют серогумусовые почвы. По особенностям органогенного и гумусово-аккумулятивного горизонта, элювиально-иллювиальным признакам, а также по остаточной карбонатности и характеру исходных коренных почвообразующих пород выделены подтипы: типичные, темнопрофильные, остаточно-карбонатные, элювированные и глинисто-иллювированные. На крутых склонах, где встречаются выходы скальных пород и каменистые россыпи, развиты литоземы серогумусовые. Приводится морфологическая и физико-химическая характеристика рассматриваемых почв.

Grey-humus soils are widely spread within the subtaiga-forest steppe and mountain taiga light conifer classes of altitudinal-belt complexes of forest types in the south-western Pribaikalie region. By peculiarities of organogenic and humus-accumulative horizon, also by eluvial-illuvial signs as well as by residual calcareousness and character of initial parent soil forming rocks the following subtypes have been distinguished: typical, with a dark profile, residual-carbonated, eluviated and gley-illuviated ones. Grey-humus lithozems have been developed on steep slopes where outcrops of rocks and stone deposits (placers) are found. Their morphological and physical-chemical characteristics has been brought in the paper.

Серогумусовые почвы в юго-западном Прибайкалье (бассейн р. Голоустной) образуют основной фон в структуре почвенного покрова подтаежно-лесостепного и горно-таежного светлохвойного высотно-поясных комплексов (ВПК) типов леса на высотах 455–800 м над уровнем моря. В пределах ВПК серогумусовые почвы формируются в автоморфных условиях на выположенных водоразделах, пологих и покатых склонах. Почвообразующими породами являются элювиальные, элювиально-делювиальные и делювиальные продукты выветривания осадочно-метаморфических и интрузивных пород докембрийского возраста. Широкое развитие имеют также осадочно-метаморфические породы верхнего протерозоя, представленные песчано-глинистыми, известняково-глинистыми, углисто-глинистыми и филлитовидными сланцами [1].

В подтаежно-лесостепном классе ВПК (абс. отм. 455–600 м) под остепненно-разнотравными, спирейными остепненно-разнотравными, рододендроновыми остепненно-разнотравными

ми сосняками и их производными в почвенном покрове доминируют серогумусовые типичные (О-АУ-С) и темнопрофильные (О-АУ-АУCu-Cu), а также серогумусовые остаточно-карбонатные (О-АУ-АУCca-Cca) почвы.

В горно-таежном классе ВПК (абс. отм. 600–800 м) под сосняками, реже лиственничниками рододендроновыми бруснично-разнотравными и бруснично-разнотравными в почвенном покрове, кроме вышеперечисленных подтипов, распространены также и серогумусовые элювирированные (О-АУ-АУel-St-C) и глинисто-иллювирированные (О-АУ-St-C) почвы.

Морфологический профиль серогумусовых типичных почв состоит из лесной подстилки (2–3 см), гумусово-аккумулятивного горизонта АУ – темно-серого, серо-бурого цвета, мощностью 20–30 см. Он имеет хорошо выраженную зернистую, ореховато-комковатую структуру.

Серогумусовые темнопрофильные почвы в пределах региона формируются на элювиальных, элювиально-делювиальных и делювиальных продуктах выветривания углистых, углисто-глинистых и филлитовидных сланцев суглинистого и глинистого гранулометрического состава. Занимают они дренированные местообитания, для которых характерно достаточное количество тепла.

Морфологический профиль почв состоит из лесной подстилки (1–2 см), гумусово-аккумулятивного горизонта АУ – темно-бурого, темно-серого цвета, мощностью до 20 см. Он имеет хорошо выраженную мелкокомковатую либо ореховато-комковатую структуру. В нижней части профиля почв много включений щебня и обломков сланцев.

Серогумусовые элювирированные почвы в отличие от рассмотренных выше подтипов под серогумусовым горизонтом АУ, мощностью 15–20 см, имеют маломощный (2–4 см) элювирированный горизонт АУel серовато-бурого с седоватостью цвета, который при подсыхании становится более светлых тонов.

Серогумусовые глинисто-иллювирированные почвы по морфологическому строению характеризуются наличием лесной подстилки (1–2 см), состоящей из растительного опада; серогумусового горизонта АУ темно-бурого цвета, зернисто-комковатой структуры, мощностью 12–15 см. Глинисто-иллювирированный горизонт St буро-коричневого цвета обычно уплотнен, постепенно переходит в материнскую породу.

По гранулометрическому составу серогумусовые типичные и темнопрофильные почвы средне- и тяжелосуглинистые, а серогумусовые элювирированные и глинисто-иллювирированные почвы тяжелосуглинистые и глинистые. Во всех изученных почвах присутствует скелетная фракция, содержание которой в нижних горизонтах достигает 70–80%. Увеличение каменистости в нижней части профилей связано с поступлением обломков с делювиальными потоками с верхних частей склона.

В составе мелкозема серогумусовых типичных почв преобладает в основном крупнопылевая фракция. В физической глине более половины составляют илстые частицы. В целом, для профилей характерно утяжеление гранулометрического состава с глубиной, высокое содержание ила и физической глины в нижних горизонтах.

Характерной особенностью серогумусовых элювирированных и глинисто-иллювирированных почв является слабая дифференциация профиля по распределению физической глины, накопление ее в средней части профиля. В то же время распределение илистой фракции по профилю носит аккумулятивный характер, с максимумом в гумусово-аккумулятивном горизонте. Обращает внимание малое содержание по всему профилю изученных почв песчаной фракции.

Почвы характеризуются высоким содержанием гумуса в аккумулятивном горизонте АУ, где его количество колеблется от 6 до 11%. С глубиной содержание его резко снижается, составляя в горизонте С 0,3–2,3%. Количество общего азота меняется в соответствии с изменением в профиле почв органического вещества. Наибольшее его количество характерно для органогенных горизонтов. Среди подвижных форм азота как в органогенных, так и в мине-

ральных горизонтах исследуемых почв аммонийный азот преобладает над нитратным. Кривые распределения обменных оснований в целом согласуются с кривой распределения гумуса. Обменные катионы интенсивно аккумулируются в лесной подстилке и верхнем серогумусовом горизонте. В материнской породе содержание кальция и магния убывает, что подчеркивает их биогенное происхождение. Верхние горизонты почв кислые и слабокислые, нижние имеют слабокислую или нейтральную реакцию pH. Характерна высокая гидролитическая кислотность верхних горизонтов и их ненасыщенность основаниями. Ненасыщенность верхних горизонтов рассматриваемых почв основаниями, по-видимому, связана со спецификой напочвенного растительного покрова, который при разложении поставляет в почву значительное количество ионов водорода.

Серогумусовые остаточно-карбонатные почвы формируются в условиях подтаежного высотного пояса на продуктах выветривания карбонатных горных пород. Почвы характеризуются наличием малоомощной лесной подстилки (1–2 см), состоящей из растительного опада; сероокрашенного горизонта АУ, мощностью 15–25 см, постепенно переходящего в материнскую породу. Для профилей рассматриваемых почв характерно часто наличие переходного горизонта АУС. Окраска может быть различной и зависит от литологии материнской и подстилающей породы. Характерной чертой этих почв является наличие легкорастворимых солей в горизонтах АУСс_а и Сс_а.

Гранулометрический состав почв легко-тяжелосуглинистый. Наряду с большим содержанием крупных фракций, отмечается и высокое содержание ила и физической глины.

Содержание гумуса в горизонте АУ равно 8–12%, характерно резкое его убывание с глубиной. Верхние горизонты почв обладают слабокислой и нейтральной реакцией, нижние – щелочной. Почвенный поглощающий комплекс насыщен кальцием и магнием.

В пределах рассматриваемых классов ВПК типов леса в структуре почвенного покрова широко распространены и литоземы серогумусовые. Они приурочены к выпуклым водоразделам и крутым склонам, где встречаются выходы скальных пород и каменистые россыпи. В этих условиях формируются слаборазвитые почвы, мощность мелкоземистой толщи, в которой происходит почвообразование, не превышает 20–30 см.

В профиле рассматриваемых почв присутствуют органогенные и гумусово-аккумулятивные горизонты общей мощностью до 30 см. В этих горизонтах сконцентрирована основная масса корней растений, много также включений хряща и щебня разной степени выветрелости. Гумусово-аккумулятивные горизонты залегают непосредственно на плотной коренной породе разного минералогического и петрографического состава. Часто под малоомощным органогенным или гумусово-аккумулятивным горизонтами выделяется слаборазвитый горизонт Cf, несущий на себе признаки ожелезнения. Профиль типа – О–АУ–АУС(Cf)–М.

Гранулометрический состав почв варьирует от супесчаного до среднесуглинистого. Характерна высокая щебнистость и хрящеватость профиля. В составе мелкозема преобладают песчаные и крупнопылеватые фракции. Содержание физической глины и илистой фракции максимумно в нижней части профиля. Оглиненность нижних горизонтов является характерной чертой рассматриваемых почв и связана как с биогеохимическим выветриванием, так и с вымыванием глинистых частиц вглубь профиля.

Почвы обладают высоким содержанием гумуса в аккумулятивном горизонте (3–12%), в нижних – его содержание равно 1–4%. Отношение C:N в большинстве рассматриваемых почв равно 15–22, что говорит о грубом характере гумуса. Почвы характеризуются слабокислой реакцией среды, относительно высокой гидролитической кислотностью. В составе обменных оснований преобладает кальций.

Таким образом, в юго-западном Прибайкалье в почвенном покрове подтаежно-лесостепного и горно-таежного светлохвойного классов ВПК типов леса широко распространены серо-

гумусовые почвы, относящиеся к отделу органо-аккумулятивных почв [2]. Формирование профилей почв в рассматриваемых ВПК происходит при проявлении следующих элементарных почвообразовательных процессов – подстилкообразование, гумусообразование с образованием специфического серогумусового горизонта, выщелачивание. Для всех рассматриваемых почв характерна маломощность профиля, его слабая дифференцированность, высокая щебнистость и слабая миграция продуктов почвообразования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 08-04-00027.

Литература

1. *Байкал*. Атлас. М.: Федеральная служба геодезии и картографии, 1993. С. 22–23.
2. *Классификация и диагностика почв России*. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.

УДК 631.4

ОСНОВНЫЕ ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СЛОИСТО-ПЕПЛОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЧВ (КЛЮЧЕВСКАЯ СОПКА, ПОЛУОСТРОВ КАМЧАТКА)

К.С. Круголь

Биолого-почвенный институт Дальневосточного отделения Российской академии наук,
г. Владивосток
ksu-white@mail.ru

В работе исследованы основные химические свойства слоисто-пепловых вулканических почв вулкана Ключевская сопка. Впервые представлены данные по общему содержанию гумуса, кислотности, ЕКО. Эти данные могут быть использованы по изучению генезиса, эволюции и в последствие классификации данных почв.

From the received data it is revealed that for sloisto-peplovy volcanic soils is the average contents of the general humus low value of soil acidity cation exchange capacity in limits from average values to the high.

Своеобразным фактором почво- и гумусообразования на Камчатке является вулканическая деятельность. Периодическое засыпание поверхности вулканическими пеплами приводит к тому, что почвенный профиль оказывается переслоен погребенными гумусовыми горизонтами. Свойства этих горизонтов, типичных для вулканических почв, и влияние погребенного органического вещества на формирование почвенного профиля до сих пор мало изучены.

Слоисто-пепловые вулканические почвы изучены слабо, полное представление об их естественном разнообразии до сих пор не сформировано, и поэтому изучение их химических свойств позволит оценить их разнообразие и поможет разработать классификацию данных почв.

Цель работы – исследование основных химических свойств слоисто-пепловых вулканических почв северной группы вулканов полуострова Камчатка.

Объекты и методы исследований. Объектом исследований явились слоисто-пепловые вулканические почвы, расположенные на различных элементах рельефа, в зоне интенсивных пеплопадов северной группы вулканов полуострова Камчатка (район Ключевская сопка). При изучении химических показателей почв использовались стандартные аналитические методы. Определение общего гумуса проводили по методу И.В. Тюрина [1], гидролитической кислот-

ности – по Г. Каппену [1], емкость катионного обмена – по Е.В. Бобко, Д.Л. Аскинази в модификации П.Г. Грабарова и З.А. Уваровой [1].

Ключевская сопка – это самый высокий (4 822 м) и активный вулкан Евразии. Извергается каждый год, из-за чего происходит непрерывное «омоложение» и интенсивное нарастание профиля. Почвенный профиль слоисто-пепловых вулканических почв характеризуется частым чередованием погребенных органогенных горизонтов и слабо измененных процессами почвообразования вулканокластических отложений. Нижняя часть профиля имеет бурую окраску – результат древних и современных процессов внутрипочвенного выветривания и миграции органоминеральных соединений из верхних горизонтов.

Для слоисто-пепловых вулканических почв характерно чередование многочисленных погребенных элементарных профилей, каждый из которых состоит из органогенного и иллювиально-гумусового горизонтов. Даже в пределах элементарных профилей обычно видна слоистость. Количество погребенных элементарных профилей и их мощность увеличивается по мере приближения к действующим вулканам.

Основной и самой характерной особенностью морфологического строения этих почв является частое чередование темных гумусированных горизонтов, нередко содержащих растительные остатки, и слоев светлых и темных вулканических песков, шлаков и пеплов, слабо измененных процессами почвообразования.

Содержание и распределение гумуса в профиле почв является одной из важнейших характеристик и служит показателем генетических особенностей почв, которые зависят от многих факторов, таких как характер и количество поступившего растительного опада, тип рельефа, водный и воздушный режим почв. Эти же показатели используются при решении задач классификации и диагностики почв.

В слоисто-пепловых вулканических почвах четко проявляется слоистость профиля по содержанию гумуса: его профильные максимумы приурочены к погребенным органогенным горизонтам. Вниз по профилю содержание гумуса в погребенных органогенных горизонтах снижается, что говорит о наличии во всем профиле активных современных процессов минерализации органических остатков.

В разрезе 1–06, заложенном на плоском участке гребня под луговой растительностью (разнотравье, ива арктическая, хвощ, злаковые), наибольшее содержание гумуса отмечается в органогенном горизонте A_0 и составляет 4,4%, что соответствует уровню средних значений. Вниз по профилю происходит постепенное уменьшение содержания общего гумуса. Минимальное количество гумуса приходится на прослойку пепла (0,5–0,4%). Некоторое содержание гумуса в пеплах обнаруживается благодаря привносу гумусовых веществ из вышележащих горизонтов.

В разрезе 2–06, заложенном вблизи вершины одной из гряд на ровном участке под луговой растительностью (осоково-злаковый разнотравный луг, хвощ), содержание гумуса в поверхностном горизонте незначительно больше по сравнению с предыдущим разрезом и составляет 4,8%. Так же как и для предыдущего разреза, минимальное количество гумуса приходится на прослойки пепла и составляет 0,3%. Распределение гумуса вниз по профилю неравномерное и соответствует слоистому строению профиля.

Разрез 3–08 заложен на юго-восточном склоне, на старом лавовом потоке под луговой растительностью (злаково-разнотравный альпийский луг, ива арктическая). Наибольшее содержание гумуса приходится на горизонт AC и составляет 2,3%, что соответствует уровню низких значений. Минимальное количество гумуса приходится на горизонт $8AC2$ (0,4%), состоящий в основном из лавовых глыб и камней, общая каменистость горизонта составляет 80–90%.

Одной из основных химических характеристик почв является также значение гидролитической кислотности (ГК), которая обуславливает направленность большинства процессов, проис-

ходящих в почве. Более высокие значения ГК зафиксированы в горизонтах, содержащих живые корни растений. Значения ГК в таких горизонтах варьирует от 2,5 до 4,5 мг-экв/100 г почвы, в зависимости от обилия корней. Наиболее низкая кислотность приходится на прослойки пепла и составляет 0,5–0,7 мг-экв/100 г.

Следовательно, можно сделать вывод, что пеплы на данной территории изменяют реакцию среды почвы в сторону уменьшения кислотности, что, по-видимому, связано с тем, что их в составе преобладают щелочноземельные элементы. Ведущим фактором, определяющим кислотность почв исследуемой территории, является присутствие пеплово-вулканического материала практически во всех горизонтах профиля.

Почвенный поглощающий комплекс слоисто-пепловых вулканических почв характеризуется низкой емкостью поглощения в минеральных горизонтах и высокой – в современных органогенных горизонтах. Наибольшее содержание емкости поглощения приходится на органогенные горизонты (A_0 , Ad) и составляет 18–51 мг-экв/100 г почвы, вниз по профилю емкость поглощения снижается, в минеральных горизонтах не превышает 15 мг-экв/100 г почвы. В погребенных органогенных горизонтах существенного увеличения емкости не происходит, это связано с минерализацией и трансформацией органических веществ при погребении.

Выводы.

1. Профиль изученных почв представляет собой результат синлитогенного почвообразования и состоит из ряда погребенных аккумулятивно-гумусовых горизонтов, переслаивающихся неизменным или слабо измененным вулканическим материалом. Для данных почв характерна мощная подстилка, достигающая 10 см.

2. В органогенных горизонтах слоисто-пепловых вулканических почв содержание гумуса более высокое (4–5%), чем в слоях пепла (0,3–0,4%), что связано с отсутствием органического вещества в прослойках пепла, а основным источником накопления гумуса в почве, как известно, являются растительные остатки.

3. Пеплы на данной территории изменяют реакцию среды почвы в сторону уменьшения кислотности, наибольшей кислотностью характеризуются органогенные горизонты и наименьшей – прослойки пепла.

4. Наибольшие показатели емкости поглощения сосредоточены в органогенных горизонтах (18–51 мг-экв/100 г) и наименьшей емкостью поглощения в минеральных горизонтах (до 15 мг-экв/100 г).

Литература

1. *Аринушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М., 1970. 487 с.

ПОЙМЕННЫЕ ПОЧВЫ САРТАНСКОГО И ГОЛОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА В ДОЛИНЕ р. БЕЛОЙ (ПРИАНГАРЬЕ)

С.Л. Куклина

Иркутский государственный университет

kukl_swet@mail.ru

Пойменные почвы сартанского и голоценового возраста в долине р. Белой имеют принципиальные различия в морфологическом строении, химических и физических характеристиках, что связано с резким изменением климата и характера осадконакопления.

Floodplain soil of sartan and halocenic period at the Belaya river have fundamental differences in morphological structures, chemical and physical characteristics caused by the change climate and nature of sedimentation. Soil at high and medium flood also have differences in structure.

Река Белая является правым притом реки Ангары и берет начало в горах Восточного Саяна, главным источником ее питания служат дождевые осадки (более 50%). Сток весеннего половодья обычно уступает летнему паводку по объему и высоте. В результате, основную работу по формированию русла и поймы р. Белая производит в июне – июле – августе, что связано с существенным запаздыванием таяния снега в горах. Средняя амплитуда колебаний уровня воды летом равна 3–4 м. В высокие паводки уровень воды может подниматься до 8 м. Половодье меженного и паводкового уровней определяют высоту и контакт пойменных и русловых фаций аллювия. К высокой пойме относятся полого наклонные поверхности, высотой 6–8 м над урезом реки, к средней пойме – 3–5-метровые уровни, к низкой пойме – 2–3-метровые уровни [1].

Долина р. Белой имеет хорошо выраженное четковидное строение из-за чередования суженных и расширенных участков. Расширения долины заняты преимущественно высокой поймой. На узких участках средняя пойма нередко отсутствует, а в расширениях долины протягивается неширокой полосой.

Строение долины реки осложняется разломами. Тектонические движения блоков приводят к тому, что уровни пойм на ряде участков могут быть снижены или, напротив, несколько повышены по сравнению с общей схемой.

Информация о современных пойменных почвах в долине р. Белой имеет большое значение, поскольку эти почвы активно используются в сельском хозяйстве. Кроме того, значительные участки, рассредоточенные по всей долине, имеют особый статус охраняемых геологических объектов, поэтому требуют детального исследования строения разрезов этих объектов. Такие геологические работы продолжаются уже много десятилетий. Реконструкция условий пойменного осадконакопления и почвообразования представляет интерес как для почвоведов и археологов, так и для геоморфологов. Но, несмотря на это, современные почвы пойм изучены довольно слабо, а сартанские аллювиальные почвы ранее детально не изучались.

Исследования почв проводились на левом берегу р. Белой на различных участках долины на высокой и средней пойме, преимущественно на геологических объектах. Стратиграфическое расчленение разрезов выполнено Г.А. Воробьевой и С.Л. Куклиной. Лабораторные исследования почв и отложений включали в себя определение pH_{H_2O} , обменных Са и Mg (метод Тюриня), общего и фракционного состава гумуса (метод Тюриня в модификации Пономаревой – Плотноковой), гранулометрического состава (метод Качинского).

Современное (голоценовое) почвообразование на средней пойме представлено аллювиальными дерновыми слоистыми почвами, состоящими из темно-серых, серовато-желтых и серо-

вато-бурых преимущественно легких суглинков мощностью от 5 до 20 см, с песчаными и супесчаными прослоями. В гранулометрическом составе большая доля приходится на песок разного размера.

Почвы характеризуются слабощелочным pH, слабой гумусированностью (2–3% общего гумуса). Отношение $C_{гк}/C_{фк}$ варьирует от 0,44 до 2,32. Наиболее широкие отношения $C_{гк}$ к $C_{фк}$ наблюдаются в нижней части голоценовой толщи средней поймы. Это отражается на морфологических свойствах: нижняя часть голоценовых отложений имеет повышенную мощность, более темную и однородную окраску. Верхняя часть разреза более светлая, с хорошо выраженной слоистостью, с разной степенью гумусированности и опесчаненности. Отмеченные морфологические особенности и резкое варьирование отношений $C_{гк}/C_{фк}$ говорит о нестабильности условий почвообразования в позднем голоцене.

На высокой пойме распространены в основном аллювиальные луговые почвы и почвы, переходные к лугово-черноземным. Гранулометрический состав почв высокой поймы – от среднего до легкосуглинистого и зависит от расположения разреза. В четковидных расширениях поймы вследствие пониженной скорости водного потока, откладываются наилки более тяжелого состава, чем в сужениях долины. Вследствие этого аллювиальные почвы в расширениях долины имеют более тяжелый гранулометрический состав, менее четкие границы между горизонтами.

Аллювиальные луговые почвы высокой поймы имеют мощный (до 90 см) неравномерно окрашенный горизонт А с обилием кротовин, состоящий из серии гумусовых горизонтов, различающихся по степени гумусированности и окраске. Почвы характеризуются нейтральным и слабощелочным pH, повышенным содержанием гумуса – от 3 до 5%, гуматным и фульватно-гуматным его составом ($C_{гк}/C_{фк} \geq 1$). Оглеение наблюдается только на большой глубине (более 2 м), что свидетельствует о хорошей аэрации аллювиальной толщи. Вероятно, дренированность пойменного аллювия связана с тектонической трещиноватостью коренных пород.

На высокой пойме к прирусловым валам приурочены почвы, которые, в отличие от аллювиальных дерновых почв средней поймы, характеризуются большей мощностью (от 10 до 40 см) и большей гумусированностью (до 3–4% гумуса) горизонтов, облегченным легкосуглинисто-супесчаным грансоставом. Привнос небольшого количества наилок во время паводков и длительный «спокойный» период приводят к лучшей перемешанности верхней части голоценовой толщи с частичной сохранностью слоистости. Здесь, как и в разрезах средней поймы, наблюдается меньшая гумусированность верхней части голоценовых отложений.

Аллювиальные почвы сартанского возраста вскрываются в нижней части разрезов высоких пойм и первых надпойменных террас. Сартанские аллювиальные почвы имеют слоистый профиль, в котором отмечается серия маломощных (до 5–10 см) слабогумусированных горизонтов розовато-буровой окраски. Количество таких горизонтов может колебаться от 1–2 до 6–7. Для почв характерна низкая гумусированность (0,4–0,8% гумуса), $C_{гк}/C_{фк} \leq 1$. В почвенных горизонтах по сравнению с вмещающим пойменным аллювием отмечается увеличение содержания фракции ила и мелкой пыли, тогда как в сартанском аллювии преобладают фракции среднего и мелкого песка и крупной пыли.

Сартанские пойменные отложения и почвенные горизонты окarbonачены и характеризуются слабощелочным и щелочным pH, что резко отличает сартанские отложения от голоценовых, которые в большинстве случаев или не содержат карбонатов, или карбонаты появляются только в раннеголоценовой части разреза за счет их подтягивания.

В разрезе сартанских аллювиальных почв можно выделить две пачки: нижняя пачка (Sr3) менее гумусированная, отличается от верхней (Sr4) меньшими значениями $C_{гк}/C_{фк}$. Среди фракций гуминовых кислот и фульвокислот преобладает фракция, связанная с кальцием, отмечено низкое участие фракций, связанных с глинистыми минералами. Для отложений позд-

несартанского времени (Sr4) характерно увеличение содержания количества фракции среднего и мелкого песка на фоне общего ослабления слоистости отложений, что может свидетельствовать об усилении эоловых процессов и согласуется с литературными данными [1, 2].

Аллювиальные почвы голоценового и сартанского возрастов имеют принципиальные различия, которые объясняются различиями осадконакопления в голоцене и плейстоцене и обусловлены различиями климата. Современные пойменные почвы в долине р. Белой представлены дерновыми аллювиальными, аллювиальными луговыми почвами и почвами, переходными к лугово-черноземным. Пойменные почвы сартанского возраста представлены аллювиальными примитивными и слабо развитыми почвами, не имеющими аналогов с современными.

На основании полученных данных можно предположить, что в среднеголоценовое время климатические условия были более стабильными и благоприятными, чем в позднем голоцене.

Обращает на себя внимание, что в верхних горизонтах современных аллювиальных почв преобладают гуминовые кислоты (ГК), свободные и связанные с полуторными окислами, при этом отмечается повышенная доля ГК, связанных с глинистыми минералами. В низах голоценовой толщи отмечается преобладание ГК, связанных с кальцием, что обусловлено высокой окисленностью подстилающих горизонтов сартанского возраста.

Литература

1. *Воробьева Г.А.* Стратиграфия и палеогеография позднего плейстоцена юга Средней Сибири // Стратиграфия, палеогеография и археология юга Средней Сибири: (К XIII Конгрессу ИНКВА). Иркутск, 1990. С. 10–17.

2. *Воробьева Г.А.* Палеоклиматы Прибайкалья в позднем плейстоцене и голоцене // Байкал – природная лаборатория для исследования изменений окружающей среды и климата. Иркутск: ЛИСНА, 1994. Т. 2. С. 55.

УДК 631.4+571.52

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ВЫСОКОГОРИЙ ТУВИНСКОЙ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

С.С. Курбатская¹, Ч.Н. Самбыла², Ч.О. Монгуш¹

¹Убсунурский международный центр биосферных исследований, г. Кызыл

²Тувинский государственный университет, г. Кызыл
ubsunur_center@mail.ru

В статье представлены результаты изучения структуры почвенного покрова тундровых почв высокогорий Тувы. Широко распространены горно-тундровые дерновые и перегнойные почвы. Они не имеют сплошного ареала, сильно варьируют по вертикали, и ярче это проявляется в горных системах более южных позиций.

In a more detailed study of the structure of soil cover highlands revealed that sub tundra soils do not have a solid lap position. Mountain ranges, occupying more southern position (upland Sengilen, Ridges Tannu-Ola, massif Mongun-Taiga), have considerable variegated soil, habitats subzonal types are highly variable along the vertical.

Территория Тувы окружена горами: с севера – субширотной дугой хр. Западного (2 214–2 983 м) и Восточного Саяна с наивысшими высотными отметками (2 600–2 787 м), с востока – хр. Большого Саяна (2 587–3 944 м) и Хан-тайга (2 493–2 839 м), с юго-востока – хребтами

Хорумнуг-Тайга (2 592–2 856 м) и Сенгилен (2 722–3 276 м), с запада – Шапшальским хребтом (2 862–3 579 м) и с юго-запада – горным массивом Монгун-Тайга с высотной отметкой 3 976 м над ур. м., наивысшей точкой Восточной Сибири. Южная субширотная дуга внутренних хребтов Западного (2 526–3 056 м) и Восточного Танну-Ола (2 386–2 645 м) разделяет Тувинскую и Убсунурскую котловины и является водоразделом рек Северного Ледовитого океана и бессточных котловин Центральной Азии. На северо-востоке Тувы расположен хр. Академика Обручева (2 548–2 613 м) субширотного простираения, разделяющий Тувинскую и Тоджинскую котловины. Южная граница Тувы проходит по равнинной территории Центрально-Азиатских опустыненных степей. Горный рельеф Тувы преобладает над равнинным более чем в 4 раза.

Актуальность работы продиктована возрастающим интересом к возможности сельскохозяйственного, ресурсного, рекреационного использования природных ресурсов горных территорий и как источника лекарственных трав в экологически чистых природных условиях.

Целью наших исследований явилось изучение структуры почвенного покрова высокогорных систем Тувы, малоизученных природных объектов. Общие принципы формирования, распространения и свойства горно-тундровых почв изучено довольно полно [1, 2, 3, 4, 5]. Нами было предпринято более детальное изучение в связи с выявлением структуры почвенного покрова высокогорий, продуктивности высокогорных экосистем и биологических ресурсов тундр.

Горные системы отличаются чрезвычайно большим разнообразием даже в пределах одной физико-географической области. Почвенный покров высокогорий, представленный в основном горно-тундровыми дерновыми и горно-тундровыми перегнойными почвами горно-лугово-кустарниковых тундр, характеризуется также разными сочетаниями почв, уровнями расположения по высотной поясности и площадью ареалов. На структуру почвенного покрова высокогорий оказывает влияние не только экспозиция склонов. Рельеф, являясь интегральным признаком проявления эндогенных и экзогенных сил, создает на земной поверхности гравитационные поля, внутри которых происходит перераспределение тепла и влаги в строгом соответствии с элементами и формами рельефа, даже в пределах одного и того же склона хребта.

По сочетанию факторов почвообразования, в первую очередь условий увлажнения, В.А. Носин (1963) тундровые почвы в Туве объединяет в два типа с различными водными режимами: 1) горно-тундровые элювиально-автоморфные, формирующиеся в условиях промывного водного режима; 2) горно-тундровые полугидроморфные (и гидроморфные), связанные с условиями рельефа со слабой водопроницаемостью грунтов.

В первом случае это почвы выпуклых и выровненных форм рельефа. Им свойственно отсутствие выраженных признаков оподзоливания и оглеения, они обладают хорошей водопроницаемостью. В ряду этих почв горно-тундровые дерновые и горно-тундровые перегнойные имеют преобладающее распространение. В почвах присутствует ясно выраженный перегнойно-аккумулятивный горизонт. Почвы второго типа занимают соподчиненное положение и формируются на слабовыраженных вогнутых и плоских формах поверхности, на склонах северной экспозиции. Морфологические особенности данного типа почв заключаются в наличии отчетливого оторфованного горизонта под слоем живых мхов различной мощности, в оглеенности профиля.

Почвы и особенности структуры почвенного покрова горных тундр изучались на хр. Восточный Танну-Ола (ВТО), хр. Хорумнуг-Тайга (ХТ), нагорье Сенгилен (С) и отдельном хребте Олених-Хан (ОХ), на Монгун-Тайге (МТ), на хр. Академика Обручева (Тумат-Тайга (ТТ)), эпизодически на Западном Саяне (ЗП) маршрутным методом с использованием топографических карт 1:200 000, а на ключевых точках – 1:100 000 и 1:50 000 масштабов.

Материалы наших маршрутных исследований могут не соответствовать данным некоторых авторов, побывавших в других точках исследуемого объекта. Это говорит об особенностях формирования рельефа гор на разных хребтах и о влиянии на почвообразование различных факторов в локальных условиях.

Горно-тундровые (ГТ) примитивные почвы развиваются фрагментарно среди гольцовых каменистых россыпей и скальных склонов под подушками альпийских трав и литофильными лишайниками, не имеют сплошного ареала. Они отмечены нами на Монгун-Тайге – МТ на высотах 2 750–3 000 м, на южном склоне Вост. Танну-Ола на 2 450–2 600 м, на Хорумнуг-Тайге с 2 468 м, на северо-западном Сангилене на высоте 2 400–2 500 м, встречаются на Западном Саяне и Сангилене. В свою очередь, ГТ дерновые могут подняться до высоты 2 600 м на отдельном хребте Олених-Хан нагорья Сангилен.

Горно-тундровые светлые слабогумусированные почвы формируются под лишайниковыми с редкой травянистой растительностью тундрами водоразделов верхней полосы высокогорий. Почвенный профиль слабо дифференцирован, сильно щебнист и состоит из горизонтов А–В–С. Не имеют сплошного ареала, обычно они встречаются на всех хребтах с 2 300 м и выше, за исключением южных склонов некоторых внутренних хребтов, на Монгун-Тайге и на восточной части нагорья Сангилен на высоте 2 300 м, Восточном Танну-Ола даже на 1 900 м над ур. м. (рис. 1).

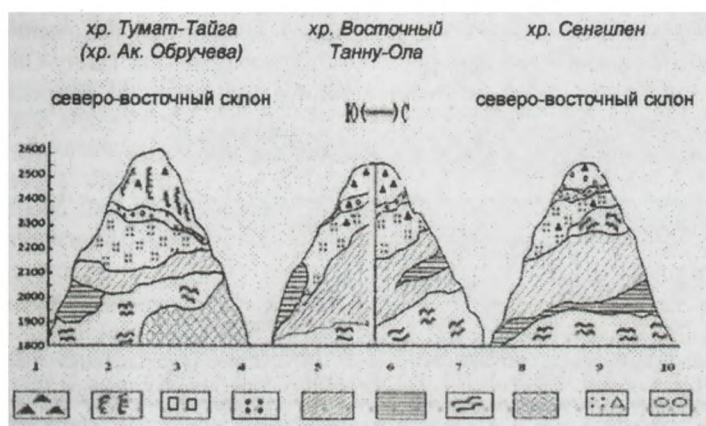


Рис. 1. Условные обозначения: 1 – скальная вершина; 2 – россыпи косы; 3 – фрагментарные примитивные почвы; 4 – горно-тундровые дерновые; 5 – горно-тундровые перегнойные; 6 – горно-луговые дерново-перегнойные; 7 – горно-тундровые торфянисто-перегнойные; 8 – горно-тундровые торфяно- и торфянисто-перегнойные; 9 – горно-тундровые каменистые дерновые; 10 – горно-тундровые светлые слабогумусированные

Горно-тундровые (ГТ) дерновые почвы свойственны средней подзоне горных тундр Тувы, за исключением северо-восточного сектора, на более сухих элементах рельефа под лишайниково-кустарничково-травянистыми растительными формациями. Верхний гумусовый дерново-перегнойный горизонт достигает 10–12 см, содержание гумуса составляет 10–17%. В ареале горно-тундровых дерновых, самых широко распространенных почв высокогорий от 1 900 до 2 400 м, наблюдается большая пестрота в структуре почвенного покрова. По северо-восточным и южным склонам в пределах ареала и даже выше могут встречаться ГТ перегнойные почвы (Монгун-Тайга, высота 2 600 м), ГТ торфянисто-перегнойные (Сенгилен-2, 2 300 м), ГТ перегнойные (Зап. Саян, 2 500 м; Вост. Танну-Ола, 2 400 м). В пределы ГТ дерновых спускаются вниз и светлые слабогумусированные почвы, особенно на Сенгилене, на отдельном хребте Тарыс, высота 2 300 м. В свою очередь, ГТ дерновые поднимаются до высоты 2 450 м на Вост. Танну-Ола (ВТО-1), до 2 500–2 600 м на нагорье Сенгилен (ОХ-5, С-8), 2 468 м на Хорумнуг-Тайга нагорья Сенгилен (У-2).

Горно-тундровые перегнойные почвы свойственны нижней подзоне горных тундр, смыкающейся с горно-таежным поясом. Развиваются они преимущественно под кустарничково-

лишайниковой растительностью с участием мхов и зарослей ерников. Основные пределы распространения в горах Тувы от 1 900 до 2 200 м. Содержание органического вещества в верхнем горизонте достигает 16–28%, обладают слабокислой и кислой реакцией среды, имеют подвижный характер гумуса. В структуре почвенного покрова тундр они занимают значительную площадь.

На тех же уровнях или в более низких положениях, что ГТ перегнойные почвы, в условиях холодного гидротермического режима без застойного увлажнения под мохово-кустарниковыми и кустарничковыми формациями формируются ГТ торфянисто-перегнойные длительно сезонно-мерзлотные почвы. Они характеризуются высокой кислотностью, признаками ожелезнения и гумусированности иллювиального горизонта.

Горно-тундровые торфянисто- и торфяно-глеевые почвы имеют распространение в северо-восточной Туве, в пределах Восточного Саяна, на хр. Академика Обручева, незначительно – на нагорье Сенгилен, на северном склоне хр. Танну-Ола. Образуются в условиях временного переувлажнения, ухудшения дренажа и наличия мерзлоты.

При более детальном изучении структуры почвенного покрова высокогорий выявлено, что подзоны горно-тундровых почв не имеют сплошного поясного расположения. Горные системы, занимающие более южные позиции (нагорье Сенгилен, хребты Танну-Ола, горный массив Монгун-Тайга), обладают значительной пестротой почвенного покрова, ареалы подзональных типов сильно варьируют по вертикали.

Литература

1. Носин В.А. Почвы Тувы. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 342 с.
2. Смирнов М.П. Почвы Западного Саяна. М.: Наука, 1970. 225 с.
3. Курбатская С.С. Почвенный покров и биогеохимия межгорных котловин Тувы: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М.: МГУ, 1990. 24 с.
4. Курбатская С.С. Почвы кластеров заповедника «Убсунурская котловина» // Комплексное изучение аридной зоны Центральной Азии: Материалы Междунар. раб. совещ. Кызыл: Изд-во ТувИКОПР СО РАН, 1998. С. 34–37.
5. Горбачев В.Н. Почвы Восточного Саяна. М.: Наука, 1978. 198 с.

УДК 631.4; 556.3

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОЧВ В ЗОНЕ РАЗГРУЗКИ МИНЕРАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

С.Д. Лазарева¹, О.Г. Лопатовская²

¹Восточно-Сибирская государственная академия образования, г. Иркутск

²Иркутский государственный университет
maslo38@mail.ru, lopatovs@mail.ru

Представлены результаты изучения почв, находящихся в зоне влияния минеральных источников юга Восточной Сибири. Химический состав почв соответствует ионному составу минеральных источников. По мере удаления от источника отмечаются изменения свойств почв: уменьшение величины pH, концентрации и состава солей, в составе которых наибольшую концентрацию составляют хлориды натрия.

The salt structure of the soils located about mineral sources of resorts Ust-Kut, Usolye Olha are investigated. Results of research have shown dependence of a chemical compound of soils on ionic structure of sources. The maximum content of salts

and value pH is dated for the soil located near to a source. This indicator decreases on a measure removal from a source. It specifies in a genetic relation of mineral sources and soils in a zone of their influence.

Юг Восточной Сибири богат минеральными водами разнообразного состава и свойств. Здесь встречаются воды углекислые, сероводородные, термальные, холодные, соленые и пресные. Циркулируя в толще пород, в зонах тектонических разломов, в различных частях геохимических ландшафтов они изливаются на дневную поверхность, образуя минеральные источники. Последние имеют различный химический состав и влияют на формирование уникальных почв около них [1]. Сведений о почвах в зонах разгрузки минеральных источников в литературе содержится крайне мало. Поэтому целью работы явилось изучение химических свойств постоянно функционирующих источников юга Восточной Сибири и их влияния на формирование почв и процессы распределения солей в почвенных профилях около соленых ключей.

Для определения состава солей в почвах около минеральных источников был выполнен анализ водной вытяжки по методу Аринушкиной [2]. Для определения вещественного состава воды минеральных источников были использованы методы, описанные А.А. Резниковым, Е.П. Муликовской, И.Ю. Соколовой [3].

Территория исследования расположена в пределах Иркутского амфитеатра Сибирской платформы, которая характеризуется абсолютными высотами от 500 до 750 м [4]. Особенно сильно является ее расчлененность крупными реками (Лена, Анагара) и их притоками.

Исследованные минеральные источники входят в состав Ангаро-Ленского артезианского бассейна, сложенного нижне- и верхнекембрийскими, ордовикскими, силурскими, юрскими, третичными и четвертичными породами [5].

Климат территории резко континентальный. Среднегодовая температура изменяется в широких пределах – от 0 до -11°C . Самым холодным месяцем является январь, температура в некоторых районах опускается до -60°C , а самый теплый месяц – июль, с максимумом температур около 40°C [4]. Высота снежного покрова – от 15 до 50 см [4]. Мерзлота имеет сезонный характер, а почвы, расположенные в зоне влияния минеральных источников, относятся к сезоннопромерзающим.

Объектами исследования послужили минеральные источники курортов Усть-Кут, Усолье-Сибирское и п. Олха. Все источники находятся в пределах Ангаро-Ленского артезианского бассейна, который включает в себя воды хлоридного, натриевого и кальциевого, азотного и метаново-азотного, местами сероводородного состава [4].

Курорт Усть-Кут расположен на правом берегу р. Куты в излучине, напоминающей по форме полуостров, в 4 км от г. Усть-Кут [6]. Здесь на поверхность изливаются рассолы хлоридно-натриевого состава со слабым запахом сероводорода. Они формируют оз. Соленое, в котором в результате испарения увеличивается концентрация солей по сравнению с минеральными источниками [1]. Ионный состав озера – хлоридно-натриевый, минерализация – 135,5 г/л [6].

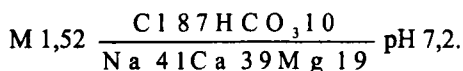
$$\text{M } 135,5 \frac{\text{Cl } 97}{\text{Na } 98}.$$

Для выявления влияния воды минеральных источников на состав легкорастворимых солей почв были заложены разрезы на расстоянии 1, 3, 5 и 20 м. Почвы были классифицированы нами как лугово-болотные.

Анализ водной вытяжки позволил установить, что все почвы, в том числе около озера, засолены. По составу солей почвы относятся к хлоридно-натриевым. Концентрация солей варьирует

от 6,26 до 1,02%. При этом самое высокое содержание солей обнаружено на удалении 3 м от озера. Вероятно, это связано с тем, что около источника почва постоянно промывается водой за счет хорошей дренированности, а уже на расстоянии 3 м вода испаряется, что приводит к увеличению концентрации солей. На расстоянии 5 и 20 м от озера сумма солей уменьшается. Величина рН почвы около источника – 8,89 и по мере удаления от него уменьшается до 7,88.

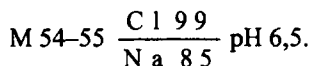
Поселок Олха расположен в Шелеховском районе в пойме р. Олха [7]. Исследована скважина № 27, пробуренная в 1969 г. и пущенная в розлив под названием «Иркутская» [1]. Вода исследованного источника относится к гидрокарбонатно-хлоридной магниевно-кальциево-натриевой, рН – 7,17, минерализация – 1,52.



Почвы подвержены пойменному процессу. Классификационно их можно отнести к луговым, лугово-болотным и болотным. Почвенный профиль сложный. В нем отмечается слоистость и чередование почвенных горизонтов разной мощности и гранулометрического состава (от мелкого щебня и песка до легких и тяжелых суглинков).

В ионном составе почв преобладают хлориды, сульфаты кальция, магния и натрия; рН меньше 8,6; сумма солей – от 0,1 до 0,2%.

Курорт Усолье-Сибирское расположен на левом берегу р. Ангары в восточной части г. Усолье-Сибирского [8]. По химическому составу вода источника относится к хлоридно-натриевым. Минерализация воды – 54–55 г/л, рН – 6,5.



Исследованные почвы относятся к аллювиальным. В составе водной вытяжки преобладают хлориды натрия. Максимальное содержание солей (2,24%) отмечается в непосредственной близости от источника. По мере удаления от него концентрация солей и величина рН уменьшаются. Почвы относятся к нейтрально засоленным.

Таким образом, на юге Восточной Сибири в зоне влияния минеральных источников формируются уникальные почвы. Результаты проведенных исследований позволили установить закономерности их формирования.

В ионном составе воды исследованных минеральных источников преобладают хлор и натрий. Химический состав почв соответствует химическому составу воды источников. рН во всех почвах приближен к щелочному. Почвы, расположенные в пределах курортов Усть-Кут и Усолье-Сибирское, являются засоленными. Олхинские почвы относятся к незасоленным, что объясняется их хорошей дренированностью.

Литература

1. *Биота* водоемов Байкальской рифтовой зоны / Отв. ред. А.С. Плешанов. Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2009. 231 с.
2. *Воробьева Л.А.* Теория и практика химического анализа почв. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.
3. *Резникова А.А., Муликовская Е.П., Соколова И.Ю.* Методы анализа природных вод. М.: Недра, 1970. 488 с.
4. *Ткачук В.Г., Толстихин Н.И.* Минеральные воды южной части Восточной Сибири. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1961. Т. 1. 346 с.

5. **Пиннекер Е.В., Ткачук В.Г.** Подземные воды Иркутской области и их народнохозяйственное значение. Иркутск: Иркут. кн. изд-во, 1959. С. 9–79.

6. **Гончаров И.Н., Икловский А.Б.** Отчет по комплексному обследованию курорта Усть-Кут Иркутской области. Иркутск, 1960. 73 с. Рукопись.

7. **Чемоданова Л.В., Николаева О.Г.** Экспертное заключение по запасам природных лечебных ресурсов (минеральные воды) в Шелеховском и Казачинско-Ленском районах // Фонды ГПП «ИркутскГеология». 2003. 22 с. Рукопись.

8. **Чемоданова Л.В., Николаева О.Г.** Экспертное заключение по запасам природных лечебных ресурсов (минеральные воды и грязи) в Ангарском и Усольском районах // Фонды ГПП «ИркутскГеология». 2003. 52 с. Рукопись.

УДК 631.4

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЧВ ЧЕРНЕВОЙ ТАЙГИ

С.В. Лойко

Томский государственный университет
loyko@sibmail.com

Описаны некоторые особенности географического распространения почв черневой тайги юга Сибири.

Some features of geographical distribution of soils chernovoy taiga of the south of Siberia are described.

Обширные площади в горах и предгорьях Алтае-Саянского экорегиона, внесенного в список Global 200, приходятся на черневую тайгу. Эти своеобразные экосистемы получили развитие на западных, наветренных макросклонах гор Южной Сибири. Своим устойчивым существованием они обязаны восхождению влажных западных воздушных масс в предгорьях и горах, вследствие чего происходит выпадение дополнительного количества осадков, что в совокупности со специфическим почвенным покровом обеспечивает благоприятные условия для произрастания осиново-пихтовой высокоствольной тайги и сохранения реликтовой растительности термофильных плиоценовых лесов. Наибольшие площади черневая тайга занимает на Салаирском кряже, Кузнецком Алатау, Горной Шории и предгорьях Алтая, встречается также на Восточном и Западном Саяне (Куминова, 1950; Шумилова, 1962; Назимова, 1975; Крапивкина, 2009; Лашинский, 2009).

Модальными компонентами почвенного покрова (ПП) черневых экосистем являются подзолистые и дерново-подзолистые останцовые сверхглубокоосветленные почвы (по критериям «Классификации и диагностики почв России», 2004). На наш взгляд, для понимания специфики ПП черневой тайги наиболее удачной является схема почвенных зон Южной Сибири К.П. Горшенина (1955), в которой он разделил южную тайгу с дерново-подзолистыми почвами как зональным типом (элювиальные суглинистые местоположения) по лито-геоморфологическим на две зоны:

– южная тайга с подзолистыми, дерново-подзолистыми и болотными почвами в равнинных условиях Западно-Сибирской низменности;

– южная тайга с подзолистыми и дерново-подзолистыми почвами в условиях плосковершинных возвышенностей.

Из обозначенного подхода вытекают два следствия:

1) экосистемы черневой тайги – аналог равнинной южной тайги, но в системе высотной зональности, нижняя ступень которой находится в суббореальном поясе (с вытекающими особенностями гидротермических и инсоляционных режимов);

2) различия параметров внутрипрофильных свойств текстурно-дифференцированных почв южной и черновой тайги вызваны в первую очередь рельефом, палеогеографией, емкостью и интенсивностью биологического круговорота.

Почвам черновой тайги посвящено довольно много работ (Завалишин, 1936; Петров, 1946, 1952; Горшенин, 1955; Трофимов, 1964; Трофимов, Таранов, 1964; Ильиных, 1970; Корсунов, 1974; Таранов, 1974; Трофимов, 1975; Ковалев и др., 1981; Гаджиев, Дюкарев, 1984 и др.). В этих работах рассматривается, преимущественно, профильное строение, некоторые вопросы функционирования и реже – ландшафтные особенности ведущих почвенных типов. Разнообразие компонентного состава, топология ПП, закономерности строения ПП в различных частях ареала черновой тайги исследованы слабо.

Целью настоящей работы было рассмотреть географическую изменчивость некоторых свойств почв ареала черновой тайги на основе анализа литературных данных и собственных исследований в экотонных частях ареала. В черновой тайге можно выделить несколько экотонов (к граничным природным зонам и высотным поясам), в том числе равнинный и горно-высотный. Из равнинных экотонов самой интересной разновидностью, в силу наиболее северного положения и значительной его протяженности, является северный равнинно-широтный экотон на северном отроге Кузнецкого Алатау – Томском кряже (Томь-Яйское междуречье). Природный комплекс вершины Томского кряжа (Томь-Яйский водораздел) является экотонем между: 1) черновой тайгой и предгорной подтайгой; 2) черновой тайгой и равнинной южной тайгой. Для изучения строения ПП горно-высотного экотона были выбраны малоизученные в почвенном отношении природные комплексы низко- и среднегорий юга Кузнецкого Алатау, прилегающие к долине р. Томь. Эта территория является наиболее возвышенным участком черновой тайги.

В литературе распространено мнение, восходящее к первым работам А.А. Завалишина (1936) и Б.Ф. Петрова (1946), об однородности ПП черновой тайги и слабой его рефлекторности по отношению к факторам среды. Стоит отметить, что к этому выводу авторы приходили на основании сравнительно малой выборки и изучения какой-либо одной области ареала черновой тайги. Для подтверждения или опровержения означенной позиции необходимо оговаривать и придерживаться определенного масштаба и объекта суждения. Так, если говорить об однообразии/многообразии в терминах почвенной таксономии, то ПП окажется представленным малым числом типов (глубокоподзолистые, дерново-глубокоподзолистые и горно-таежные бурые), а следовательно, будет выглядеть однообразным со слабой рефлекторностью. Именно на основании таксономии и было сформулировано означенное утверждение. Если же анализировать параметры отдельных свойств почв в пределах ареала черновой тайги, то обнаруживаются закономерные изменения, увязанные с неоднородностью факторного пространства, особенно при сравнении почв центральных и экотонных частей ареала, когда различия значительны.

С севера на юг Салаир и Кузнецкий Алатау характеризуются увеличением гористости местности, количества осадков и солнечной радиации. В соответствие с этим меняются и свойства почв черны. При приближении к северному равнинно-широтному экотону почвы приобретают сходство с равнинными южно-таежными на тяжелых почвообразующих породах, отличаясь большей мощностью элювиальных и отсутствием грубогумусовых горизонтов. Широкое распространение обретают вторые гумусовые и остаточно-карбонатные горизонты. Для текстурных горизонтов свойственна хорошая выраженность подгоризонтов (BT1, BT2, BT3), различающихся количеством порядков агрегатной организации. Для кутанного комплекса характерно усиление мощности, усложнение внутригоризонтной неоднородности, увеличение гумусности и илистости глинистых кутан по мере увеличения площади водосбора конкретного профиля (педона) и уменьшения углов падения внутрипочвенных латералей, условия для чего широко представлены на северном экотоне.

Конкреционные и неконкреционные, связанные с окислительно-восстановительным режимом, новообразования строго подчиняются условиям возникновения застойных явлений и в большей части почв представлены марганцевыми и железисто-марганцевыми микроконкрециями. Гумусовый профиль растянут и чутко реагирует на степень гидроморфности.

При приближении к южному горно-высотному экотону (чернь предгорий и низкогорий → среднегорная пихтово-кедровая тайга) гумусовый профиль сжимается, максимум органического углерода сосредоточивается во все более тонком приповерхностном слое. Увеличивается мощность элювиального горизонта, а также растянутость деградированной части текстурного, характеризующегося глубоким проникновением скелетан, для которых определяющим фактором развития является свободная вертикальная инфильтрация влаги, и слабым развитием глинистых кутан, фрагментарно покрывающих педы. Все более усиливаются таксономические различия между почвами, занимающими местоположения с различными экспозициями: на теплых крутых склонах и узких гребневидных вершинах расширяются ареалы серогумусовых щепнистых маломощных почв

С палеогеографической позиции уменьшается вероятность ситуаций в прошлом, когда таежные экосистемы сменялись на подтаежные и лесостепные, поэтому исчезают и индикаторы тех былых эпох, например, карбонатность почвообразующих пород. А расширенное отношение $C_{гк}$ к $C_{фк}$ во «вторых гумусовых горизонтах» обеспечивается за счет бурых гуминовых кислот, в отличие от северного равнинно-широтного экотона, где преобладают черные ГК (данные по Салаиру Т.М. Корсуновой, В.М. Корсунова (1977)). Почвы со среднепрофильным пиком $C_{гк}/C_{фк}$ формируются в местоположениях с относительным застаиванием верховодки, чему способствуют условия плосковершинных Салаира, северной и отчасти средней части Кузнецкого Алатау. Южная же часть последнего характеризуется гребневидными вершинами, а вогнутые склоны с мощными покровными отложениями занимают небольшие площади у подножий северных склонов, поэтому стоит ожидать, что «вторые гумусовые горизонты» здесь явление редкое.

Среди всех признаков для почв черневой тайги наиболее характерными являются мощные элювиальные горизонты (> 45 см), плащеобразно покрывающие практически все элементы рельефа и имеющие большую площадь распространения, чем текстурные (ВТ), часто залегающие в верхних частях крутых склонов на элюво-делювии коренных пород, в таких случаях подзолистые почвы замещаются в пространстве элювоземами. Из этого можно сделать вывод, что элювиальные и текстурные горизонты далеко не всегда являются парагенетической парой и в ряде ситуаций могут существовать раздельно. Представляются три подобных случая: 1) в силу маломощности покровных отложений, элювиальный горизонт целиком занимает отложения глин и смыкается с подстилающими коренными породами; 2) при сведении растительности элювиальные горизонты оказываются эродированными, обнажаются текстурные горизонты (пожалуй, исключительный случай для черневой тайги); 3) элювиальные горизонты формируются непосредственно из мелкозема, образующегося при выветривании грубообломочного элюво-делювия. То есть в данном случае вовсе минует стадия лессивирования ила из покровных глинистых отложений.

Наличие элювиальных горизонтов без подстилания текстурными ярко подтверждает тезис о том, что горизонты являются достаточно автономными элементами педосферы, что сформулировано в работе И.И. Лебедевой и В.Д. Тонконогова (2008).

Таким образом, принципиальной особенностью ПП черневой тайги является даже не наличие текстурно-дифференцированных почв, а обязательное присутствие мощного отбеленного (обезыленного, элювиального) горизонта, характеризующегося фильтрационной способностью, близкой к провальной (по отношению к средней норме интенсивности поступления влаги), и залегающего на относительно водоупорном горизонте (текстурном либо грубообломоч-

ном). Такое строение профиля ведет к особенности функционирования ПП черневой тайги – важнейшую роль в жизни экосистем и сопряжении почвенных комбинаций играет верховодка и боковой внутрипочвенный сток.

Наиболее выдержанным свойством во всем ареале черневой является отсутствие органо-генных грубогумусовых горизонтов, что тесно связано с условиями разложения и качеством поступающего опада и характеризует интенсивность обращения веществ в биологическом круговороте.

Литература

1. *Гаджиев И.М., Дюкарев А.Г.* О своеобразии почв черневой тайги Томь-Яйского водораздела // География, плодородие, бонитировка почв Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. С. 56–79.
2. *Горшенин К.П.* Почвы южной части Сибири. М., 1955. 592 с.
3. *Завалишин А.А.* Почвы Кузнецкой лесостепи // Материалы Кузнецко-Барнаульской почвенной экспедиции 1931 г. М.; Л., 1936. Ч. 3. С. 21–202.
4. *Ильиных И.И.* Почвы Кузнецкого Алатау. Красноярск, 1970. 167 с.
5. *Классификация и диагностика почв России.* Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
6. *Ковалев Р.В., Корсунов В.М., Шоба В.Н.* Процессы и продукты почвообразования в темных хвойных лесах. Новосибирск: Наука, 1981. 153 с.
7. *Корсунов В.М.* Генетические особенности глубокоподзолистых почв черневой тайги Салаира и некоторые элементы современного почвообразования // Лесные почвы горного окаймления юго-востока Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. С. 133–192.
8. *Корсунова Т.М., Корсунов В.М.* Особенности гумусового профиля серых лесных глубокоподзоленных почв Салаирского края // Лесные почвы Алтае-Саянской области. Красноярск, 1977. С. 48–56.
9. *Крапивкина Э.Д.* Неморальные реликты во флоре черневой тайги Горной Шории. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 229 с.
10. *Куминова А.В.* Растительность Кемеровской области. Новосибирск: АН СССР, 1950. 166 с.
11. *Лащинский Н.Н.* Растительность Салаирского края. Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2009. 263 с.
12. *Лебедева И.И., Тонконогов В.Д.* Память генетических горизонтов и почвенного профиля // Память почв. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. С. 162–181.
13. *Назимова Д.И.* Горные темных хвойные леса Западного Саяна (опыт эколого-флористической классификации). Л.: Наука, 1975. 118 с.
14. *Петров Б.Ф.* Почвы Алтае-Саянской области // Труды Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. М., 1952. Т. 35. 245 с.
15. *Петров Б.Ф.* Почвы Кузнецкого Алатау // Почвоведение. 1946. № 11. С. 649–660.
16. *Таранов С.А.* Экологические и генетические особенности почв лесного пояса Горной Шории // Лесные почвы горного окаймления юго-востока Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. С. 75–133.
17. *Трофимов С.С.* Экология почв и почвенные ресурсы Кемеровской области. Новосибирск: Наука, 1975. 300 с.
18. *Трофимов С.С.* Почвенное районирование Горной Шории // Лес и почва. Красноярск, 1964. С. 121–125.
19. *Трофимов С.С., Таранов С.А.* Горно-таежные глубокоподзоленные непромерзающие почвы Горной Шории // Лес и почва. Красноярск, 1964. С. 107–120.
20. *Шумилова Л.В.* Ботаническая география Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1962. 439 с.

ЗАСОЛЕННЫЕ ПОЧВЫ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

О.Г. Лопатовская

Иркутский государственный университет

loratovs@mail.ru

Засоленные почвы встречаются в лесостепных районах Приангарья на юге Восточной Сибири. Это лугово-черноземные, луговые почвы, солонцы и солончаки. Площадь 82,9 тыс. га. В сельском хозяйстве используются под зерновые и зернобобовые культуры, картофель, кукурузу на силос и многолетние травы на сено.

Salted soils meet in forest-steppe areas Priangra in the south of Eastern Siberia. The area 82,9 thousand in hectares. In agriculture are used under grain and leguminous cultures, a potato, corn on a silo and long-term grasses on hay.

Засоленные почвы юга Восточной Сибири детально изучались еще во второй половине прошлого века ведущими почвоведом Сибири [1–3, 5–8, 10, 11]. Это нетипичные почвы региона. Их контуры встречаются на почвенных картах в основном в лесостепных районах Приангарья, по берегам крупных и мелких рек, в ложбинах, падах. Формирование почв связано с факторами почвообразования, отличными от факторов других регионов. Так, количество осадков часто превышает испаряемость; рельеф довольно расчленен; грунтовые воды в основном пресные гидрокарбонатно-кальциевого состава; почвообразующие породы – незасоленные юрские песчаники, растительность большей частью лесная и таежная.

И, тем не менее, формированию засоленных почв способствуют отдельные выходы или залежи соленосных пород хлоридно-натриевого состава (Усть-Кутский, Жигаловский, Усольский районы области) и соленосные кембрийские красноцветные породы. Выщелачивание солей из этих отложений обуславливает развитие засоленных почв в долинах рр. Ангары, Унги, Осы. Спорадически встречаются места разгрузки соленых источников, что приводит к образованию засоленных почв около минеральных источников. Эти почвы до настоящего времени не изучены и в полной мере не классифицированы. Другой важный фактор – криогенез. Он оказывает довольно сильное влияние на миграцию легкорастворимых солей в почвенной толще. В результате в почвенном профиле может обнаруживаться один или несколько криогенных водупоров наряду с литогенным.

Засоленные почвы встречаются около оз. Байкал в Приольхонье, на Лено-Катангском и Лено-Ангарском плато, а также в районе Байкальского хребта. Приурочены к пониженным элементам рельефа и связаны с выносом солей из соленосных пород.

Общая площадь всех засоленных почв по области составляет 82,90 тыс. га, что соответствует 0,08% от общей площади земель [9]. От общей площади сельскохозяйственных угодий они составляют 4,4%, а от площади пашни – всего 1,5%.

Среди засоленных почв наиболее часто встречаются: лугово-черноземные, луговые, солончаки и солонцы.

Лугово-черноземные (засоленные лугово-черноземные) почвы встречаются на речных террасах и в их микропонижениях, располагаются по днищам сухих ложбин, нижним частям склонов, под луговой растительностью и под изреженными травянистыми березовыми лесами. Их формирование связано с периодически повышенным увлажнением, обусловленным сезонной мерзлотой. Реакция среды от нейтральной до щелочной. В гумусовом горизонте лугово-черноземных солончаковатых почв присутствуют карбонаты щелочных земель, легкорастворимые соли (преимущественно сульфаты кальция), количество которых в нижней части профиля может достигать более 2% [4].

Общая площадь – 16,23 тыс. га, что составляет 0,71% от площади. Среди них под пашней, залежью и многолетними насаждениями находится 5,20 тыс. га, что составляет 0,31% от общей площади; под сенокосами – 4,52 тыс. га (1,96%); под пастбищами – 6,51 тыс. га (1,79%); под лесом – 0,9 тыс. га. Почвы имеют тяжелый гранулометрический состав. Мощность профиля (горизонты А и В) в среднем 96 см, содержание гумуса в пахотном слое – 7,3%.

Луговые засоленные (солончаковатые) почвы формируются на низких надпойменных террасах, в днищах падей. Общая площадь 46,6 тыс. га, что составляет 0,06% от общей площади. Пашня, залежь, многолетние насаждения занимают 3,7 тыс. га (0,20%); сенокосы – 16,0 тыс. га (4,46%); пастбища – 13,5 тыс. га (2,62%); леса – 13,4 тыс. га (0,02%). Почвы имеют тяжелый гранулометрический состав. Мощность профиля 68 см, содержание гумуса в пахотном слое – 7,5%.

Солончаки формируются на суглинистых аллювиальных и аллювиально-делювиальных наносах, гипсоносных аллювиальных отложениях [10, 11], залегают небольшими пятнами в пределах Иркутско-Черемховской равнины, в днищах ложбин степной части, в нижних террасах большинства речных долин, где они встречаются в комплексе с луговыми засоленными почвами [6].

Н.И. Карнауховым [2] солончаки были описаны в долинах рр. Ангара и особенно Унги. Они питаются делювиальными водами, которые обогащаются солями во время своего передвижения по склонам, сложенным гипсоносными породами. Водоупором является вечная или длительная сезонная мерзлота. В составе солей преобладают сульфаты. Содержание хлора обусловлено влиянием выходов напорных вод усольской свиты. Процесс соленакопления обусловлен характером почвообразующих пород (продукты выветривания кембрийских отложений: карбонатных, гипсоносных и содержащих водорастворимые соли) [4]. Преобладающими типами засоления являются: сульфатный, хлоридно-сульфатный и несколько реже – сульфатно-хлоридный и хлоридный.

Солончаки луговые имеют площадь 10,6 тыс. га, что составляет 0,01% от общей площади. Под пашней, залежью, многолетними насаждениями площадь составляет – 0,5 тыс. га (0,03%); сенокосами – 1,2 тыс. га (0,51%); пастбищами – 8,8 тыс. га (1,70%); лесами – 0,2 тыс. га. Почвы имеют тяжелый гранулометрический состав. Мощность профиля 40 см, содержание гумуса в пахотном слое 4,5%.

Солонцы приурочены к высоким и средним террасам, располагаются обычно на древних террасах рр. Ангара и Унги, вдоль бровки террас в комплексе с черноземами и лугово-черноземными почвами. Почвообразующими породами служат делювиальные отложения среднего и тяжелого механического состава.

Солонцы занимают площадь 2,4 тыс. га (0,11%). Пашня, залежь и многолетние насаждения составляют 1,10 тыс. га (0,06%); сенокосы – 0,46 тыс. га (0,20%); пастбища – 0,89 тыс. га (0,24%).

Черноземы солонцеватые занимают площадь 2,52 тыс. га (0,11%). Под пашней – 2,30 тыс. га (0,14%), сенокосами – 0,06 тыс. га (0,03%), пастбищами 0,17 тыс. га (0,05%). Они имеют признаки солонцеватости: уплотненность, столбчатую структуру переходного горизонта, высокое положение карбонатного горизонта. Предшественниками могут служить луговые засоленные почвы.

Пойменные солончаковатые почвы занимают площадь 37,69 тыс. га (1,64%). Под пашней – 12,90 тыс. га (0,76%); сенокосами – 11,31 тыс. га (4,92%); пастбищами 13,48 тыс. га (3,70%).

Солоди встречаются небольшими пятнами в пределах Иркутско-Черемховской равнины на плоских водоразделах, пологих склонах и древних террасах под светлохвойными и мелколиственными лесами с хорошо развитым травяным покровом [4].

Таким образом, среди засоленных почв наибольшие площади занимают луговые почвы, наименьшие – солонцы. Кроме перечисленных почв встречаются другие почвы с признаками засоления.

Засоленные почвы имеют место и используются в сельском хозяйстве под зерновые и зернобобовые культуры, картофель, кукурузу на силос и многолетние травы на сено.

Для повышения плодородия почв в отдельных районах применяются мелиоративные приемы, но в большинстве случаев они неэффективны.

Контуры распространения засоленных почв на юге Восточной Сибири были выделены в долинах и депрессиях Иркутско-Черемховской впадины, в Прибайкальской предгорной впадине, главным образом по долинам рек. Наибольшее распространение среди засоленных почв имеют черноземы солонцеватые, лугово-черноземные, луговые, в том числе аллювиальные, болотные солончаковые, солончаковатые в комплексе с солончаками, реже с солонцами и солодами.

Доминируют почвы сульфатного типа засоления. Хлоридное засоление проявляется редко. Выделяется особая группа засоленных почв, формирующихся на гажевых отложениях.

География и генезис засоленных почв определяется климатическим фактором (засушливым климатом), особенностью геохимических ландшафтов (наличие замкнутых котловин – областей аккумулярующих геохимический сток) и наличием геологических отложений, содержащих гипсовые и солевые слои.

Из-за малой площади распространения засоленных почв на территории Иркутской области, они относительно мало изучены и редко вовлекаются в сельскохозяйственный оборот, используются как пастбищные и сенокосные угодья.

Литература

1. *Карнаухов Н.И.* Засоленные почвы и их мелиорация: Учеб. пособие. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1978. С. 56–89.
2. *Карнаухов Н.И., Морозова К.В.* Земельные мелиорации в иркутской области // Почвы Иркутской области, их использование и мелиорация. Иркутск, 1979. С. 113–126.
3. *Карнаухов Н.И.* Мелиорация солонцов. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1980. 92 с.
4. *Кузьмин В.А.* Почвы Предбайкальского участка БАМ // Почвенно-географические и ландшафтно-геохимические исследования в зоне БАМ. Новосибирск: Наука, 1980. С. 11–98.
5. *Надеждин Б.В.* Лено-Ангарская лесостепь. М., 1961. 328 с.
6. *Николаев И.В.* Почвы Иркутской области. Иркутск, 1949. 404 с.
7. *Мартынов В.П.* Почвы горного Прибайкалья. Улан-Удэ, 1965. 165 с.
8. *Мартынов В.П.* О солонцеватости и осолоделости некоторых почв Иркутской области // Изв. Сиб. Отд. АН СССР. 1958. № 2. С. 129–133.
9. *Почвы Иркутской области.* Отчет Иркутского филиала Ин-та ВосСибГИПРОзем. Иркутск, 1983. 223 с. Рукопись.
10. *Хисматуллин Ш.Д.* Вопросы рационального использования засоленных почв Иркутской области // Почвы Иркутской области, их использование и мелиорация. Иркутск, 1979. С. 76–87.
11. *Хисматуллин Ш.Д.* Засоленные почвы речных долин лесостепных районов Верхнего Приангарья: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Иркутск, 1962. 29 с.

ГЕНЕЗИС И ПРОБЛЕМЫ КЛАССИФИКАЦИИ ФОСФОРИТНЫХ ПОЧВ УНИКАЛЬНЫХ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ЛАНДШАФТОВ ПРИХУБСУГУЛЬЯ БАЙКАЛЬСКОЙ ПРИРОДНОЙ ТЕРРИТОРИИ

Н.А. Мартынова

Иркутский государственный университет
natamart-irk@yandex.ru

Изучены особенности морфологии и генезиса горных почв, формирующихся на выходах на дневную поверхность фосфоритов Онголигурского месторождения Хубсугульского фосфоритоносного бассейна Монголии. Получен новый фактический материал о слабо изученных почвах. Установлено влияние зонально-поясного компонента, интразональных факторов, литологии и криогенеза на почвообразование, педохимию и свойства фосфоритных почв территории исследования.

The morphology and genesis peculiarities of mountain soils developed on day surface phosphorite outcrops of Hubsugul phosphorites deposits basin of Mongolia are studied. The new actual information about the weakly investigated soils is obtained. The influence of mountain-zone component, intrazonal factors, lithology and cryogenesis on pedogenesis, pedochemistry and soil properties of research terrain is established.

Процессы почвообразования на фосфоритах изучены весьма слабо и практически не освещены в литературе. Современное состояние исследований в области педохимии фосфора характеризуется тем, что судьба его в почве рассматривается вне связи с трансформацией соединений химических элементов (Кудеярова, 1996). Не учитываются уникальные свойства фосфора, обусловленные электронной структурой его атома. Возможность атома фосфора выступать в качестве координационного центра может приводить к образованию нетипичных природных соединений. Поэтому изучение специфики почвенных процессов, происходящих с участием фосфатов, представляется важным не только с позиций экологии, но и для понимания роли разных соединений фосфора в почве вообще. Актуален также вопрос получения наиболее полной и целостной информации о генезисе и свойствах, потенциальной экологической устойчивости почв, развитых на фосфатно-карбонатных породах Хубсугульского месторождения фосфоритов (МНР) в аспекте его возможного освоения.

Хубсугульский фосфоритоносный бассейн охватывает площадь в 30 000 кв. км. Собственно Хубсугульское месторождение протягивается вдоль западного берега озера полосой в 50 км при ширине 30 км. Формирование фосфоритных почв обусловлено выходом на дневную поверхность шишихидской свиты рифейско-кембрийского комплекса и урундушской свиты вендско-кембрийского возраста, представленных фосфатоносными кремнистыми доломитами, черными известняками с прослоями кремней, хлоритовых и филлитовых сланцев, алевролитов возраста в 840–708 млн лет. Содержание P_2O_5 , представленной фторапатитом (франколитом) с примесью карбонатапатита, колеблется в широких пределах, достигая 31–32%. Запасы месторождения близки к 1 млрд т. Объектами исследования были основные типы горных почв, приуроченные к выходам фосфоритов в пределах трех вертикальных ландшафтных зон Прихубсугулья: тундровой, таежной и степной.

Прихубсугулье относится к каледонскому Байкало-Саяно-Монгольскому складчатому поясу с наложенной на него кайнозойской структурой; является юго-западным окончанием Байкальской рифтовой зоны, возникшей на рубеже неогена и антропогена. Современный рельеф изучаемой территории возник в четвертичное время на базе древнего палеозойского пенепплена в результате воздействия тектонических и денудационных, вулканических и аккумулятивных процессов. В ландшафтной структуре Байкало-Хубсугульской природной территории нашли

отражение основных черты природы бореально-таежного и бореально-степного планетарных типов среды Азии.

На территории исследования встречается широкий спектр литогенных почв, структура и сложение которых осложнены протеканием криогенных и денудационных процессов. В ходе криогидратационного выветривания фосфоритов преимущественно накапливаются тонкопесчаные и крупнопылевые фракции. Важнейшим из рельефообразующих мерзлотных процессов является полигональное растрескивание грунтов при промерзании (или усыхании), происходящее вследствие перехода коагуляционных структур в кристаллизационно-конденсационные (сопровождающееся сокращением объема).

Темно-серая до черной окраска почв на фосфоритах обусловлена не только высоким содержанием углерода в почвах, но и его примесью в породе – до 1% тонкодисперсного углеродистого вещества.

Структуру и функционирование исследуемых экосистем характеризуют значительное превалирование накопления живого органического вещества над мертвым, интенсивное разложение последнего и депонирование относительно больших запасов слабоподвижного гумуса фульватно-гуматного состава с высоким содержанием II и III фракций ГК и значительным количеством негидролизующего остатка в аккумулятивно-элювиальных горизонтах почв, что обусловлено ландшафтно-биогеохимическими условиями Прихубсугулья. В почвах фосфатно-кальциевых ландшафтов среди минеральных фосфатов наиболее активно накапливаются фосфаты алюминия и железа, что напрямую связано с количественным накоплением органического вещества, способствующего закреплению железо- и алюмофосфатов в почвенном профиле. Влияние фосфатности и карбонатности пород проявляется в накоплении гумуса и созревании ГК, затормаживании процессов изменения органической и минеральной силикатной основы в ходе почвообразования.

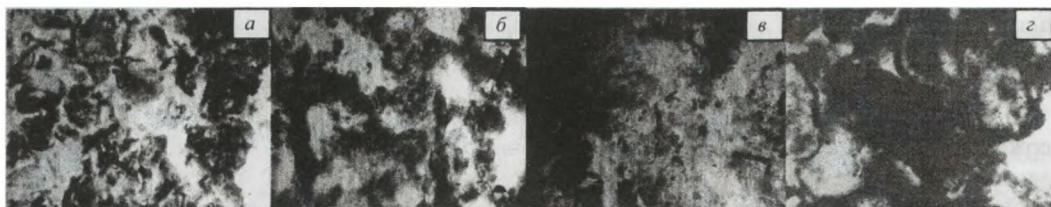
Исследуемые почвы характеризуются большим количеством валового и подвижного фосфора. В шлифах хорошо виден «крупчатый» фосфорит с кремнисто-(халцедоново)-карбонатными натеками (рис. 1). Встречается скрытокристаллический кварц типа халцедона или кварцита. Кремниевые кислоты с опалом и карбонатами «текут» вниз по профилю и выпадают в осадок, заполняя пустоты отмерших растительных тканей по типу «биолитов». Происходит их окристаллизация. Растительные остатки покрываются пленками, предохраняющими их от дальнейшего разложения, что способствует накоплению негидролизующего остатка и формированию гумуса типа «модер». Реакция среды щелочная (вероятно, за счет доломитов). В той или иной степени трансформированная масса фосфоритов, образуя почвенные агрегаты, свидетельствует о наличии достаточно развитой зоогенной активности.

В почвах на фосфоритах много глауконита – водного силиката (окисно-закисной формы) калий-железо-алюминий содержащего минерала различных оттенков. В верхних горизонтах почв исследуемых ландшафтов идет процесс хлоритизации – относительное накопление хлоритов, имеющих специфичную интерференционную окраску, изотропность и радиально-лучистое строение.

По мере выщелачивания карбонатов фосфориты обогащаются P_2O_5 . Идет процесс их десиликации. Полевые шпаты особенно интенсивно выветриваются в иллювиальном горизонте. Слюды (флагопит, биотит) выветриваются интенсивнее полевых шпатов и хлоритов и, наряду с ними, являются источниками гидрослюд и аморфного материала. Количество хлоритов, как первичных, так и вторичных, с глубиной уменьшается. В средней части профиля фосфоритных почв отмечаются признаки супердисперсности глинистого материала и плохой окристаллизованности иллитов, т.к. почвообразующие породы проходили когда-то стадию засоления натрием и последующего рассолонцевания.

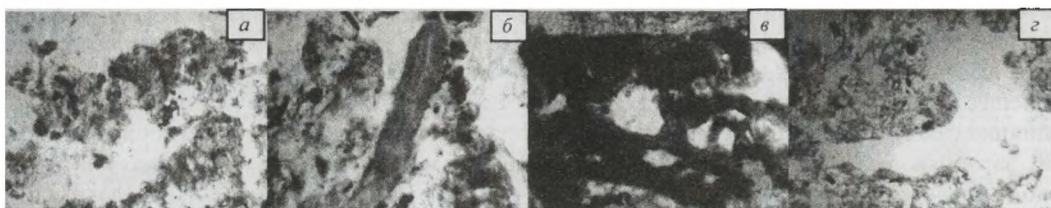
Карбонатный материал интенсивно выветривается, но скорость выветривания зависит от высотной поясности, типа растительности и других факторов. Вынос карбонатов сопровожда-

ется снижением величины pH и увеличением подвижности глинисто-гумусовой плазмы, что, в свою очередь, приводит к увеличению количества подвижных гидроксидов и аморфного кремнезема. Несмотря на однонаправленность процессов образования глинистых минералов гидрослюд, хлоритов, смешанно-слоистых, их интенсивность не одинакова. Выветривание фосфоритов наиболее интенсивно идет в лесной зоне.



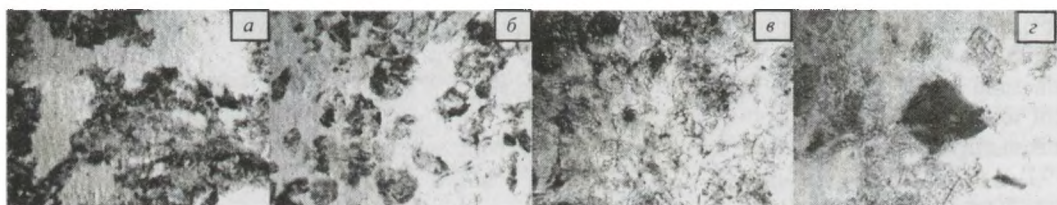
1. Карболитозем перегнойный глинисто-иллювирированный на фосфоритах (тундровая зона):

a – гор. АНсар – ожеженная скелетно-гумусная плазма (увеличение в 250 раз); *б* – АНсар – выветрелая поверхность фосфорита с кавернозными пустотами (увел. в 250 раз); *в* – гор. АНВсар – ожеженно-гумусо-карбонатная плазма (увел. в 400 раз); *г* – гор. АНВсар – опаловые зерна в пустотах выветрелого фосфорита (увел. в 250 раз).



2. Темно-серая метаморфическая глинисто-иллювирированная на фосфоритах (лесная зона) (увел. в 250 раз):

a – гор. АUел – гумусово-железистая плазма; *б* – гор. АUел – опалово-гумусо-железистая плазма с хлоритовым зерном; *в* – гор. АUBM – выветрелый фосфорит с ожежением по краю; *г* – гор. АUBM – пора с оглиниванием по ее краям.



3. Чернозем дисперсно-карбонатный (степная зона) (увел. в 250 раз):

a – гор. АUдср – глино-гумусово-железистые комплексы; *б* – гор. АUдср – карбонатно-гумусовая плазма; *в* – гор. ВСсар – опалово-фосфоритно-карбонатная плазма; *г* – гор. Ссар – аморфная фосфатно-доломитовая масса с зерном невыветрелого фосфорита.

Рис. 1. Микроморфология исследуемых почв в поляризационном микроскопе

Процессы выветривания и почвообразования на фосфоритах приводят к формированию в тундровом поясе карболитоземов перегнойных глинисто-иллювирированных (АНсар – АНВсар – CRсар, р-з 5-ОГ); в лесном поясе – темно-серых метаморфических глинисто-иллювирированных почв (AU – AUел – AUBM – BMсар – Ссар, р-з 1-ОГ); черноземов дисперсно-карбонатных (AUдср – AUBCAр – ВСсар – Ссар, р-з 2-ОГ). Почвы, сформированные на фосфатно-кремнисто-карбонатных породах, по своим свойствам занимают промежуточное положение между силикат-

ными и карбонатными почвами и соответствуют почвам более «теплых» экологических зон: карболитозем перегнойный соответствует ландшафтам средней тайги и лесотундры, темно-серая метаморфическая – зоне широколиственных лесов и лесных ценозов лесостепи, а чернозем дисперсно-карбонатный – суглинистым породам зоны степей.

На карбонатно-фосфатном фоне трансформационные изменения минеральной (силикатной) части почв разных климатических зон оказываются непринципиально различающимися по составу. Они, вероятно, «затушевываются» влиянием фосфатов и карбонатов, а основные различия в почвах связаны с характером органической части почв и спецификой органо-минерального взаимодействия.

УДК 551.791:631.4(282.247.318)

ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВЕННЫХ ПОКРОВОВ СРЕДНЕГО ПОБУЖЬЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Ж.М. Матвишина, С.П. Дорошкевич

Институт географии Национальной академии наук Украины

dsp.paleo.geo@mail.ru

Проведены исследования ископаемых почв на территории Среднего Побужья в семи новых опорных разрезах плейстоценовых отложений. С помощью комплексного палеопедологического метода, с учетом данных микроморфологического анализа реконструированы генетические типы разновозрастных плейстоценовых почв. Установлены особенности эволюции почвенных покровов в теплые этапы плейстоцена для территории Среднего Побужья.

The investigation of fossil soils in the territory of the Middle Bug area is carried out in the 7 new sections of Pleistocene deposits. Genetic types of different age fossil soils are reconstructed, basing on the complex paleopedological method and data of the micromorphological analysis. It is revealed the peculiarities of the soil cover evolution in the warm stages of Pleistocene for the Middle Pobujie territory.

Плейстоценовый покров Среднего Побужья представлен в основном субэразальными отложениями ископаемых почв и лессов, в которых отображены главные закономерности развития природы в плейстоцене – направленность, ритмичность, зональность, региональность, локальность. Информативными палеогеографическими документами являются ископаемые почвы, которые служат индикаторами теплых этапов развития плейстоценовой природы.

Основы учения об ископаемых почвах разработали еще в начале XX в. О.И. Набоких и его ученик В.И. Крокос. Разнообразные сведения об ископаемых почвах в лессовой толще Украины находим в работах В.Д. Ласкарева, Д.К. Биленко, В.В. Ризниченко, О.И. Москвитина, П.К. Замория, И.П. Герасимова, К.К. Маркова, А.О. Величко, Т.Д. Морозовой и других. Значительный вклад в развитие палеопедологических исследований внесен представителями украинской палеогеографической школы, среди которых надо отметить работы М.Ф. Веклича, Н.О. Сиренко, В.А. Дубняка, Ж.Н. Матвишиной, Н.П. Герасименко, В.И. Передерий [1–6], а также О.М. Адаменко, А.Б. Богуцко, С.П. Кармазиненка и др.

Объектом исследования являются плейстоценовые ископаемые почвы, исследование которых проводилось преимущественно комплексным палеопедологическим методом. Методика палеопедологических исследований достаточно подробно разработана [1, 3, 6].

Цель данной работы – проследить эволюционное направление развития почвенных покровов в отдельные этапы плейстоцена на территории Среднего Побужья. Для выполнения по-

ставленной цели предполагалось решение следующих задач: 1) поиск и исследование новых разрезов плейстоценовых отложений комплексным палеопедологическим методом; 2) проведение микроморфологических исследований шлифов с ненарушенным строением из генетических горизонтов ископаемых почв с целью выявления признаков элементарных почвообразовательных процессов; 3) установление генетических типов разновозрастных ископаемых почв; 4) сопоставление генетических типов разновозрастных ископаемых почв с целью выявления эволюционных особенностей развития почвенного покрова во времени и пространстве.

В Среднем Побужье (территория бассейна реки Южный Буг в пределах Украинского щита) исследовано семь новых опорных разрезов плейстоценовых отложений (рис. 1). В частности, определено геоморфологическое положение разрезов, произведено стратиграфическое расчленение плейстоценовых толщ в соответствии со схемой четвертичных отложений Украины [2], выполнено детальное полевое макроморфологическое описание отложений.

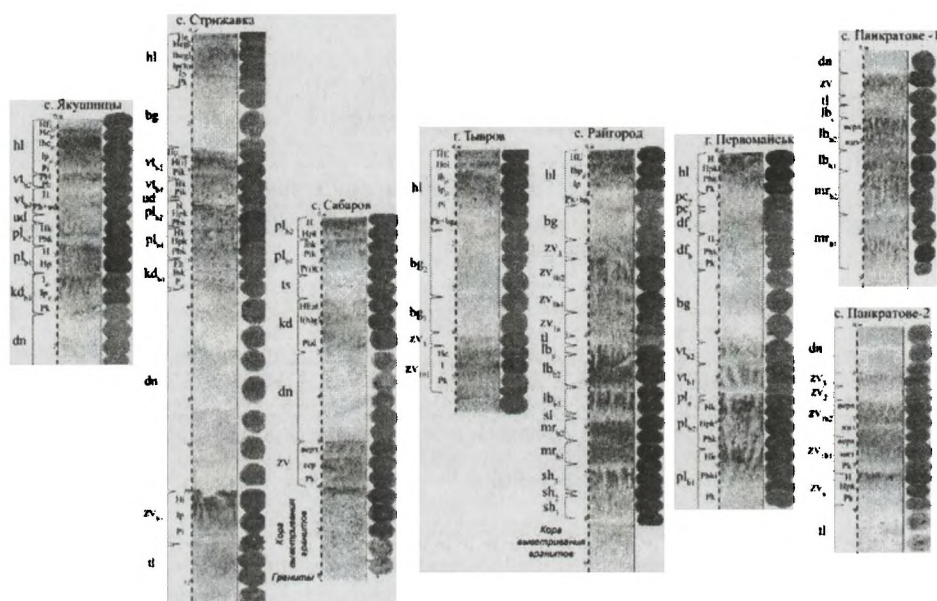


Рис. 1. Зарисовки новых разрезов плейстоценовых отложений Среднего Побужья с примазками натурального материала. Вверху – название разреза. Слева направо – индексы стратиграфических горизонтов; генетические горизонты почв; мощность, м

В лабораторных условиях выполнен микроморфологический анализ более 60 шлифов с ненарушенным строением из генетических горизонтов почв широкинского (sh), мартоношского (mr), лубенского (lb), кайдакского (kd), прилукского (pl), витачевского (vt) и дофиновского (df) времени (рис. 2). В шлифах из горизонтов ископаемых почв раннего плейстоцена отмечены признаки таких элементарных почвообразовательных процессов, как оглинивание, рубефикация, ферралитизация, слабо выраженное гумусонакопление, слитизация (рис. 2, а). Почвы широкинского времени определены как близкие к красновато-темно-коричневым и красновато-коричневым луговым, мартоношского – к красновато-бурым и красновато-коричнево-бурым, лубенского – к буровато-коричневым и коричнево-бурым, завадовского – к красновато- и желтовато-бурым лесным. Формировались все эти почвы в условиях теплого и влажного, близкого к субтропическому, климата, что также подтверждается результатами других исследователей [1, 3, 5, 6].

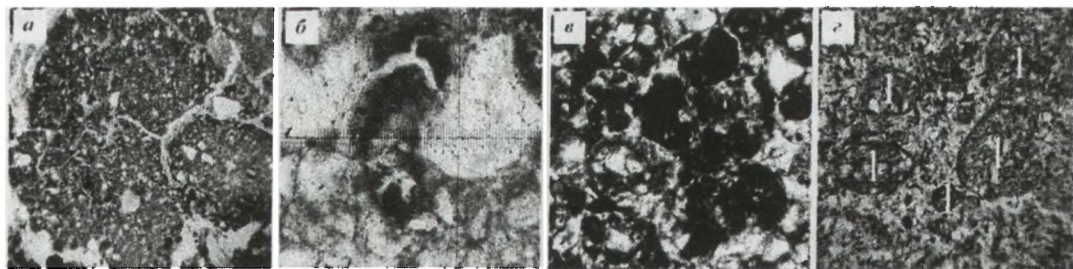


Рис. 2. Признаки элементарных почвообразовательных процессов в ископаемых плейстоценовых почвах: а – плотное микростроение в форме слитых блоков широколиственной лугово-коричневой почвы в разрезе возле с. Райгород (ув. 40); б – чешуйчатый натек коллоидных глин в иллювиальном горизонте бурой лесной оподзоленной почвы кайдацкого времени в разрезе возле с. Стрижавка (ув. 320); в – гумусы гумуса в прилукской лугово-черноземной почве в разрезе у с. Якушинцы (ув. 400); г – нодульные стяжения (1) органико-глинистого вещества в витачевской почве в разрезе у с. Якушинцы (ув. 100). На всех фото николи параллельны

В ископаемых почвах, сформированных после отступления морены днепровского оледенения, отмечены признаки микростроения, отражающие такие элементарные почвообразовательные процессы, как оподзоливание и лессиваж (рис. 2, б), выщелачивание, гумусонакопление (рис. 2, в), олуговение, процесс миграции карбонатов и др. Все эти процессы также свойственны и современным почвам Украины, однако с определенными отличиями. Особенно подобны современным ископаемые почвы прилукского и кайдацкого этапов (мезинский комплекс). Именно тогда широкого распространения на исследуемой территории достигли варианты серых оподзоленных и бурых лесных почв, черноземов. Надо отметить, что рисунок почвенной зональности в эти теплые этапы плейстоцена на территории Украины, хотя и был подобным, однако не совпадал с современным. Так, в первый климатический оптимум кайдацкого времени границы почвенных зон были смещены к югу, а в поздний климатический оптимум прилукского – к северу. Это хорошо прослеживается в исследуемых нами разрезах плейстоценовых отложений при сравнении кайдацких и прилукских ископаемых почв с современными.

В витачевское время (брянский интервал) формировались специфические маломощные карбонатные оглиненные и ожелезненные почвы, которые нами условно определены как бурые и темно-бурые; в дофиновское – маломощные черноземовидные почвы континентального режима. Следует отметить, что витачевские почвы не имеют аналогов в современном почвенном покрове Украины, отличаются специфичным микростроением в форме нодульных и ооидных стяжений органико-глинистого вещества (рис. 2, г). Условия витачевского почвообразования были теплее современных, благоприятными для выветривания. Почвы витачевского и дофиновского этапов отображают более континентальные и аридные условия образования, чем современные.

Комплексные палеопедологические исследования позволили установить генетические типы ископаемых плейстоценовых почв на территории Среднего Побужья и проследить закономерности эволюции почвенных покровов данной территории.

Почвы раннего плейстоцена, а также завадовского времени, представлены мощными горизонтами почв-педоседиментов, близких к красновато-коричневым, красновато-бурым, коричнево-бурым и бурым почвенным разностям. Результаты макро- и микроморфологических исследований указывают на образование почв этих горизонтов в условиях теплоумеренного, влажного, близкого к субтропическому климата, с интенсивно развитыми процессами выветривания.

После отступления морены днепровского оледенения, в теплые этапы плейстоцена климатические условия изменились от близких к субтропическим к более умеренным, что хорошо

подтверждается генетическими типами ископаемых почв среднего и позднего плейстоцена. Так, в ранний климатический оптимум кайдакского времени сформировались бурые и серые лесные почвы; в прилукское время широкое распространение получили лугово-лесные, лугово-черноземные, черноземные и черноземовидные почвы; в витачевское – специфические бурые и темно-бурые; в дофиновское – маломощные черноземовидные почвы.

Почвенные покровы Среднего Побужья от раннего плейстоцена к его завершению развивались в направлении расширения ареалов степных почв при усилении контрастности и аридизации климатических условий.

Литература

1. *Веклич М.Ф., Матвишина Ж.Н., Медведев В.В. и др.* Методика палеопедологических исследований. Киев: Наук. думка, 1979. 176 с.
2. *Веклич М.Ф., Сиренко Н.А., Матвишина Ж.Н. и др.* Стратиграфическая схема четвертичных отложений Украины // Стратиграфические схемы фанерозоя и докембрия Украины. Киев: Госкомитет геологии Украины, 1993. 40 с.
3. *Матвишина Ж.Н.* Микроморфология плейстоценовых почв Украины. Киев: Наук. думка, 1982. 144 с.
4. *Матвишина Ж.М.* Развитие идей палеопочвоведения в Украине // Украинский географический журнал. 2008. № 3. С. 9–13.
5. *Матвишина Ж.М., Герасименко Н.П.* Палеоландшафты: Плейстоцен: Карты м-ба 1:15 000 000 для прилукского, кайдакского, днепровского, завадовського и мартоношского этапов // Национальный атлас Украины. Киев: ДНВП «Картография», 2007. С. 221.
6. *Сиренко Н.А., Турло С.И.* Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене. Киев: Наук. думка, 1986. 188 с.

УДК 613.47

СТРУКТУРА ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ГЛИНИСТЫХ РАВНИН СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ

Н.Н. Матинян

Санкт-Петербургский университет
Natalym101136@yandex.ru

Рассмотрены параметры структуры почвенного покрова озерно-ледниковых глинистых равнин Северо-Запада России. Показано, что почвенный покров равнин умеренно сложный, умеренно контрастный и представлен сочетаниями-вариациями и комплексами-пятнистостями дерново-элювиально-метаморфических почв различной степени элювиальности, оглеения и болотных почв.

Parameters of soil cover structure of clay limnoglacial plains are studied. It's shown that soil cover of plains is moderate complex, moderate contrasting and is formed by combinations-variations and complexes-pots of dernovo-eluvial-metamorphic soils with different degrees of eluviations and gleying and peaty soils.

Эффективное решение практических задач по экономическому использованию почвенных ресурсов и специализации сельскохозяйственного производства возможно лишь на научной основе изучения генезиса структур почвенного покрова, их связи с факторами формирования и характеристики их основных форм и компонентов.

Глинистые почвы озерно-ледниковых равнин занимают одно из ведущих мест в сельскохозяйственном использовании на территории Северо-Запада России. В связи с этим изучение структуры почвенного покрова данной территории представляет особый интерес.

Глинистые озерно-ледниковые равнины Северо-Западного региона России (Приневская, Волхов-Ильменская, Псковско-Чудская) протянулись в меридиональном направлении от Карельского перешейка до западного склона Валдайской возвышенности. Они занимают значительные площади и имеют плоский, часто террасированный рельеф. В пределах Карельского перешейка выделяются руслообразные межгрядовые понижения, террасированные низменности вокруг озерных котловин. Преобладающей почвообразующей породой равнин и понижений являются отложения послеледниковых озер ленточные глины.

Основной целью исследования явился анализ структур почвенного покрова (СПП) глинистых озерно-ледниковых равнин Северо-Запада Русской равнины, установление закономерностей и особенностей формирования СПП во взаимосвязи с факторами дифференциации.

Объектами исследования были полугидроморфные и гидроморфные почвы, сформированные на ленточных глинах, и почвенный покров (ПП) озерно-ледниковых равнин в естественных и агроэкосистемах Северо-Западного региона России.

При выполнении работы были проанализированы материалы крупномасштабных почвенных исследований хозяйств равнин. Полевое изучение структуры почвенного покрова проводилось на ключевых участках в масштабе 1:200, с последующей картометрической обработкой и анализом картографических материалов. Для определения количественных параметров СПП использовались методики, предложенные в работах В.М. Фридланда (1972). Названия почв даются согласно «Классификации почв России» 2004 г.

Для всех равнин характерны слаборасчлененный плоский рельеф, широкое распространение озерно-ледниковых пород тяжелого гранулометрического состава, интенсивное развитие процессов заболачивания и, как следствие, преобладание почв временного, длительного и постоянно избыточного увлажнения поверхностными водами.

Среди озерно-ледниковых равнин наибольшим разнообразием выделяется *Приневская низина*, что в значительной степени обусловлено пестротой ее участков по процентному содержанию ленточных глин среди других почвообразующих пород.

Приневская низменность отличается сложным и разнообразным по составу и соотношению компонентов ПП, формирующихся в различных литологических и гидрологических условиях. Почвенный фон ключевого участка составляют дерново-элювиально-метаморфические почвы. Их изоморфно-пятнистые ареалы приурочены к водораздельным пространствам (в среднем, 125 га) и слабо расчленены ($KP = 1,4-2,1$). До 20% в составе ПП занимают дерново-элювиально-метаморфические поверхностные глееватые почвы, расположенные вдоль склона рек. Поверхностно глеевые разновидности дерново-элювиально-метаморфических почв залегают в западинах крупными монолитными контурами, имеющими изоморфную вытянутую форму и низкий коэффициент расчленения (1,1-2,0). Пятнами среди основного массива встречаются автоморфные и глееватые дерново-подзолистые почвы на моренных суглинках и дерново-подзолы иллювиально-железистые на флювиогляциальных песках. Ареалы болотных почв единичны.

Главные факторы, обуславливающие дифференциацию ПП в различных участках низины, неодинаковы. На участках, сложенных ленточными глинами, дифференциация ПП вызвана перераспределением влаги по элементам микрорельефа, на участках с преобладанием песчаных отложений – уровнем грунтовых вод, на участках с мозаикой почвообразующих пород решающее влияние на СПП оказывает литологический фактор.

Разнообразие СПП в пределах Приневской низменности определяет дифференцированный подход к организации территории, к размещению сельскохозяйственных культур. К террито-

риям низины, сложенным ленточными глинами, целесообразно приурочить посевы многолетних трав. В местах распространения песчаных пород рекомендуется возделывать овощные культуры и картофель.

Волхов-Ильменская низменность занимает территорию, вытянутую вдоль р. Волхов до оз. Ильмень. Состав почвенных комбинаций довольно однообразен, но соотношения компонентов значительно варьируют в зависимости от степени увлажнения территории. Повышенные, наиболее дренированные, участки заняты дерново-элювиально-метаморфическими почвами разной степени элювиальности, а на водораздельных слабодренированных участках формируются оглеенные подтипы этих почв. Обширные понижения заняты торфянисто и торфяно-глеевыми почвами. Почвенный покров отличает плавность переходов между компонентами в комбинациях по градициям увлажнения и элювиальности. По данным крупномасштабного картирования контурность покрова невелика: на севере – 46 на 1 000 га, в южных районах – 15, где почвы залегают крупными контурами (в среднем 36–62 га), имеющими линейную или вытянутую форму с низкими коэффициентами расчленения ($KP = 2-3,5$). СПП ключевого участка также характеризуется небольшой сложностью и слабой контрастностью по агромелиоративной группировке и таксономическому уровню почв.

Большинство почвенных комбинаций глинистой равнины характеризуется высоким потенциальным плодородием, но использование их в сельскохозяйственном производстве возможно лишь при проведении коренной мелиорации. В связи с заболоченностью и залесенностью сельскохозяйственная освоенность территории невелика – 13,6%, из них пашни занимают около 6,3%, а луга и пастбища – 7,3% от площади района. Организация лугового кормопроизводства и животноводческая специализация сельского хозяйства наилучшим способом соответствуют природным условиям этой территории.

Великоречья низменность, охватывающая долины рр. Великая, Череха и их притоков, представляет собой волнистую равнину со спокойными формами рельефа, которые нарушаются террасированными уступами (береговыми валами) бывших ледниковых водоемов. На низких глинистых террасах низины образовались комбинации ПП с преобладанием дерново-элювиально-метаморфических почв на карбонатных породах с дерново-элювиально-метаморфическими поверхностно-глееватыми и гумусово-глеевыми почвами. Форма почвенных ареалов преимущественно изоморфная или вытянутая слаборасчлененная ($KP = 2,0-2,3$). При подтоке жестких почвенно-грунтовых вод в вогнутых слабодренируемых западинах формируются комплексы гумусово-глеевых и торфянистых глееземов, залегающих округло-пятнистыми ареалами.

Слабое расчленение рельефа приводит к умеренной сложности ПП (53 контура на 1 000 га). Средний размер почвенного контура колеблется от 15 до 45 га. Основным фактором дифференциации ПП является микрорельеф, определяющий пространственное перераспределение влаги, а также уровень залегания в почвенном профиле почвенно-грунтовых вод.

Отличительной чертой СПП данной низины является значительное участие в ее комбинациях низинных болотных и различных подтипов гумусово-глеевых почв на карбонатных породах.

Основные площади пахотных массивов Великоречья низменности составляют дерново-элювиально-метаморфические глееватые почвы на карбонатных ленточных глинах. Значительная мощность гумусового горизонта, карбонатность ленточных глин выдвигают почвы низины в ряд плодородных и высокопроизводительных. Под пашней находится около 11% площади низины, в 1,5 раза больше, чем в Волхов-Ильменской низине. Однако равнинность рельефа, тяжелый гранулометрический состав пород обуславливают избыточное увлажнение на большей части территории. Мелиоративное преобразование почв оказывается результативным в короткие сроки, а себестоимость получаемой продукции ниже, чем на территории других равнин. Наиболее перспективными в земельном фонде после осушения являются гумусово-глеевые почвы, обладающие высокими запасами питательных элементов.

Анализ СПП ключевого участка, заложенного на *Карельском перешейке*, показал, что в формировании СПП межсельговых ложбин значительную роль играет мезорельеф (вершина сельги – склон – дно ложбины), что позволяет выделить 3 почвенные комбинации. СПП вершины сельги образована мозаикой подбуров и примитивных почв. Они залегают крупными нерасчлененными или слаборасчлененными ареалами ($KP = 0,44-1,5$). Дифференциация ПП вершины сельги обусловлена разной мощностью элювия-делювия. СПП слабодренированного склона представляет собой вариацию, состоящую из дерново-элювоземов в разной степени увлажнения. Геометрия ареалов почв определяется линейно-вытянутыми формами. Вниз по склону усиливается увлажнение. Плоский выровненный рельеф дна ложбины, застой атмосферных и делювиальных вод на тяжелых породах определяют сильный гидроморфизм ПП. СПП составляют гумусово-глеевые почвы, слагающие краевые повышенные участки и болотные торфянистые глееземы, расположенные в наиболее пониженной части ложбины. Рисунок ПП определяют крупные округло-изоморфные формы ареалов со слабой степенью расчлененности. Количественная оценка СПП участка в целом показывает невысокие значения коэффициентов расчлененности, контрастности, сложности, что характерно для СПП других участков, заложенных на ленточных глинах. Площади почвенных контуров на приозерных ложбинах или террасированных низинах Карельского перешейка незначительны и составляют, в среднем, 3–10 га. Существенное отличие СПП межсельговых ложбин заключается в ее компонентном составе (доминируют дерново-элювоземы глееватые) и роли мезорельефа в дифференциации ПП. Дерново-элювоземы глееватые на ленточных глинах формируют пахотные угодья, которые нуждаются в мелиорации. В настоящее время они превратились в залежные луга и не используются. Современная производительность почв невелика и целесообразно на этой территории вести лесное хозяйство.

Однообразный характер СПП озерно-ледниковых глинистых равнин и межсельговых глинистых понижений позволяет выработать для всей территории единые рекомендации по рациональному использованию и улучшению сельскохозяйственных угодий. Расширение пахотных земель возможно за счет освоения участков, занятых малоценными листовыми лесами и небольшими низинными болотами, после проведения мелиоративных мероприятий.

1. Территория озерно-ледниковых равнин характеризуется относительной однородностью по генезису и составу почвообразующих пород и по комбинациям почв в почвенном покрове. Структуры почвенного покрова глинистых равнин умеренно сложны и умеренно контрастны.

2. Общей закономерностью в распределении почв на территории глинистых равнин является возрастание в почвенном покрове полугидроморфных и гидроморфных почв по мере удаления от русла водотоков и ухудшения дренажа. Среди компонентов СПП равнин преобладают дерново-элювиально-метаморфические глееватые почвы, на Карельском перешейке – дерново-элювоземы глееватые.

3. Главенствующая роль в дифференциации почвенного покрова плоских равнин, какими являются озерно-ледниковые равнины и межсельговые понижения Северо-Запада России, принадлежит мезо- и микрорельефу, а в отдельных случаях, уровню залегания почвенно-грунтовых вод.

4. С продвижением на юг, в связи с особенностями СПП и теплообеспеченностью земель, изменяется характер и интенсивность их сельскохозяйственного использования. В структуре земель возрастает площадь пашен, занятых зерновыми культурами.

Литература

1. Фридланд В.М. Структура почвенного покрова. М., 1972.
2. Классификация почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004.

ТОЧНОСТЬ АДРЕСОВ ПОЧВЕННЫХ РАЗРЕЗОВ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ЦИФРОВОЙ ПОЧВЕННОЙ КАРТОГРАФИИ

Ю.Л. Мешалкина¹, Н.И. Белоусова²

¹Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва

²Почвенный институт им. В.В. Докучаева, г. Москва

jlmesh@list.ru, belousova_ni@mail.ru

Адреса почвенных разрезов, описанных в прежнее время, не точны и обычно не могут быть улучшены. В то же время почвенные разрезы, как правило, снабжаются хорошей ландшафтной и экологической информацией, характеризующей подобные ландшафты вокруг области исследования. Такая информация может быть ценной и достаточной в работах обзорного порядка на уровне континента или больших регионов.

The characteristics of soil profiles described in the past are not exact and usually cannot be improved upon. At the same time, such soil profiles, as a rule, are supplied by a good landscape and ecological information, allowing for the characterization of similar landscapes around the same area of study. This information may be valuable and sufficient in a review study at the levels of a continent and large regions.

Развитие методов обработки пространственно-распределенных данных, повышение доступности данных дистанционного зондирования позволило сделать качественный рывок в создании цифровых почвенных карт при ограниченной эмпирической полевой информации. Учение В.В. Докучаева о факторах почвообразования приобрело новое наполнение и звучание в цифровом почвенном картографировании с использованием SCOPAN факторов. В связи с этим встает вопрос об использовании уже имеющихся знаний о почвах. Огромный информационный багаж, накопленный почвоведением в докомпьютерную эпоху, не должен быть потерян при переходе на цифровые технологии. Эта информация собиралась в разные исторические периоды почвоведения, которые различаются классификационными системами и даже самим представлением о почвах и почвенном покрове. Чтобы этот качественно разнородный материал стал продуктом, пригодным для практического использования, требуется его унификация и стандартизация. Цель данной работы – обсудить один из аспектов этого процесса, а именно – точность адресации полевых описаний почвенных разрезов и характер их пространственного размещения. Этот вопрос будет обсуждаться на примере базы данных Boreal, включающей более 700 разрезов почв бореальной зоны России. Материал в базу собирался из опубликованных за последние 60 лет научных источников.

Как показал опыт наполнения информацией базы данных Boreal, определение положения на карте разрезов представляет большие трудности. Практически все данные, полученные до 2005 г., не имеют точно измеренных географических координат. Положение разреза на местности определялось обычно на основе гипсометрических карт разного масштаба, чаще всего 1:100 000, 200 000 или 300 000. Детализация и точность такой привязки колеблется в очень широком диапазоне. Авторский адрес может сообщать качественную оценку об азимуте и расстоянии от «репера» (например, 2 км на северо-восток от с. Сосновка), но может ограничиваться сведениями типа: «Район исследований расположен на левобережье р. Печоры, в верхнем ее течении, вблизи планирующего водохранилища». Но даже в адресах первого типа часто возникает неопределенность из-за того, что в районе исследования может быть несколько населенных пунктов (рек, возвышенностей) с одинаковыми названиями; названия реперов изменились, карты, с которыми работали авторы, утеряны (или неизвестны) и т.д. Таким образом, географический адрес (местонахождение) разрезов, как правило, не точен и не может быть улучшен.

Вместе с тем такие разрезы, как правило, снабжены хорошей ландшафтной и экологической информацией, что можно определить как «экологический» или «факторный» адрес разреза. Такая информация позволяет характеризовать аналогичные ландшафты и близкие экологические условия в районе исследования. Она же с большей или меньшей полнотой вскрывает связи свойств почв с факторами почвообразования. Такая информация может быть ценной и достаточной в работах обзорного порядка. В зависимости от масштаба картографирования важным является определение географического положения точки с точностью, которая надежно обеспечит ее «экологическую адекватность», то есть, чтобы определенное географическое положение точки не выходило за пределы указанных экологических параметров. Это требование к местоположению разреза предполагает также «увязку» (соответствие точности или полноты) географического и экологического адреса. Например, если нет сведений о почвообразующих породах или положения в рельефе, то местоположение разреза в каком-то названном районе оказывается неопределенным или размытым. Однако вполне возможно в этом случае использовать вероятностную принадлежность разреза к экологическому адресу.

Анализ распределения почвенных разрезов, собранных в базу данных Voreal, показал их существенную неравномерность. Это связано прежде всего с тем, что в базу включались результаты детальных и крупномасштабных исследований, а также с разной степенью изученности почвенного покрова России. Кроме того, исследования разных лет и разных авторов расположены в одних и тех же «привлекательных точках». Ими являются, например, заповедники, стационары и опорные пункты разных научных учреждений. Так, более 70% разрезов, расположенных на европейской территории России, находится примерно поровну в 5 областях: Московской, Смоленской, Архангельской, Кировской и Республике Коми. При этом половина разрезов Московской области расположено на небольшой площади Зеленоградского стационара Почвенного института им. В.В. Докучаева, а разрезы Смоленской области – на землях одного совхоза. Таким образом, характер собираемого материала в существенной мере носит *точечный* характер и в ближайшее время таким и останется. А это означает, что в ближайшем будущем *экстраполяция* остается главным методом территориальных (в частности, картографических) работ с использованием материалов атрибутивных баз данных.

УДК 577.4

РАСТИТЕЛЬНОЕ ВЕЩЕСТВО СТЕПНЫХ КАТЕН ХАКАСИИ (Статика и динамика)

Н.П. Миронычева-Токарева

Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, г. Новосибирск
Сибирская государственная геодезическая академия, г. Новосибирск

Приведены данные по структуре и динамике запасов растительного вещества по профилю приозерных катен Минусинской котловины. Установлено, что общее количество продуцированной за сезон фитомассы превышало максимальный укос в 1,5 раза. Максимальный запас зеленой фитомассы варьировал в пределах 64–235 г/м², запасы ветоши и подстилки изменялись в пределах 70–400 г/м², живые корни – от 900 до 1 500 г/м², и мертвые корни – в пределах 900–2 100 г/м². Наиболее устойчивой величиной в структуре растительного вещества изучаемых сообществ оказался запас живых подземных органов – он изменялся не более чем в 1,7 раза. В эти же годы и в этих же экосистемах максимальный запас фотосинтезирующей фитомассы варьировал почти в четыре раза.

Data on structure and dynamics of plant matter in lakeside catena profile are presented. It was determined that the total amount of produced phytomass over a growing season 1,5 times higher than the maximal standing crop. The maximal standing

crop of living green phytomass varied from 64 to 235 g/m², dead above-ground phytomass – from 70 to 400 g/m², living roots – from 900 to 1 500 g/m², and dead roots – from 900 to 2 100 g/m². The most stable value in plant matter structure of investigated communities was the standing crop of living below-ground organs as it ranged 1,7 times at most. The maximal standing crop of photosynthetic phytomass varied almost four times in these ecosystems the same years.

Введение. Структура и функционирование экосистем даже в условиях относительно стабильной природной среды не остаются неизменными на длительной временной шкале.

Способность к саморазвитию и самовосстановлению проявляется в исключительной динамичности большей части компонентов биоты и экосистемы в целом. Однако, как показывают наблюдения последних десятилетий, экосистемы, достигшие в своем развитии терминальных стадий, не всегда оказываются устойчивыми к антропогенным воздействиям. Очень часто развитие экосистем прерывается на субклимаксовых стадиях. Данные категории экосистем экологически более пластичны и используются человеком с одними и теми же хозяйственными целями (для выпаса, сенокосения, создания зон рекреации). Эти полуприродные экосистемы вырабатывают состояние динамического равновесия и сохраняются длительное время (степные и луговые экосистемы).

Каждая серия изменений экосистем, даже если она вызвана одними и теми же причинами может протекать различно. Соответственно этому главную цель наших исследований составляло выявление зональных особенностей некоторых форм динамики экосистем по катенному градиенту, избранных в качестве моделей. Познавание их может способствовать решению ряда теоретических и практических задач.

Степи Хакасии занимают около трети ее территории (2 000 млн га при общей площади 6 150 млн га) и приурочены, в основном, к югу Минусинской котловины.

Минусинская котловина ограничена на западе, юге и востоке горными системами Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саяна. Природные условия котловины определяются горно-котловинным рельефом и расположением в центральной части Азиатского материка.

Степи Минусинской котловины, по классификации Е.М. Лавренко (1956), относятся к енисейским настоящим тырсовым и распространены по склонам невысоких сопок – до 400–450 м над уровнем моря и на выровненных поверхностях на высоте 250–300 м и выше.

В центральных частях котловины распространены мелкодерновинно-злаковые (четырёхзлаковые) степи на черноземных и каштановых почвах с разной степенью солонцеватости. Солонцовые почвы встречаются в приозерных понижениях и древних ложбинах стока, на террасах речных долин, на склонах и вершинах холмов и сопок.

Основу травостоя степных экосистем составляют злаки – *Stipa capillati*, *Festuca valesiaca*, *Koeleria cristata*, *Cleistogenes squarrosa*, а также *Caragana pygmaea* с различной степенью доминирования и виды ксерофитного разнотравья [1].

Климат котловины довольно теплый. Среднегодовая температура положительна: 0,9°C. Температура самого теплого месяца (июля) составляет в среднем 19°C. Изменение температуры как в годичном, так и в суточном цикле характеризуется большими амплитудами. Абсолютная годовая амплитуда достигает 90°C. Вегетационный период длится с середины апреля до середины октября. Вследствие незначительного снежного покрова почва промерзает до глубины 2,5 м. Количество осадков составляет 350–400 мм в год, максимальное количество приходится на летние месяцы (50–60%).

Объекты и методы. Определение запасов растительного вещества в настоящих степях проводилась на катенах, спускающихся к озерам. Изучались умеренно засушливые степи на обыкновенных черноземах.

Для оценки запасов растительного вещества на различных позициях катены определялись следующие фракции: *G* – фотосинтезирующая фитомасса, *D* – ветошь, *L* – подстилка, *R* – живые корни, *V* – мертвые корни (табл. 1).

На выположенных вершинах травостой был несомкнутым, проективное покрытие – 40–60%, сообщество двухъярусное. Основу травостоя составляли мелкостержневые злаки: типчак, тонконог, мятлик степной. Часто присутствовали тимьян, лапчатка бесстебельная, володушка козельчатая, лук тонкий, ирисы русский и желтеющий, полынь холодная и осоки стоповидная и твердоватая. При большой пастбищной нагрузке произошло обеднение видового состава до 6–7 видов (осочка твердоватая, типчак, лапчатка бесстебельная, полынь холодная и др.).

Транзитные части склонов при умеренном выпасе были представлены фрагментами луговых и настоящих степей с проективным покрытием 60–70% и высотой травостоя до 70 см. Основу травостоя составляли крупностержневые злаки (ковыли и овсец пустынный), присутствовало большое количество бобовых и разнотравья. Куртинами располагалась карагана карликовая, которая при снижении пастбищной нагрузки расширяла свои границы распространения.

Продуктивность. Основные характеристики структуры растительного вещества и тенденции ее изменения под влиянием выпаса, выявленные при многогодичном наблюдении закрепленных участков на территории котловинных степей, подтверждаются оценками, полученными при пространственном анализе степей Хакасии.

Структура запасов растительного вещества – одна из важнейших характеристик экосистемы. Большие запасы зеленой массы и корней свидетельствуют о высокой интенсивности продукционного процесса, большие запасы мортмассы – о низких скоростях деструкционных процессов. По изменению соотношения запасов можно судить об изменении скорости созидания и разрушения растительного вещества.

Запасы зеленой фитомассы (G) на различных позициях катены, как было показано исследованиями [2], линейно возрастают с увеличением увлажнения экосистемы. Изменение максимального запаса зеленой фитомассы на обеих катенах однотипно: увеличение от Эль к Т-1, резкое снижение на Т-2, вновь увеличение на Т-3 и максимум в Ак. Такой волнообразный ход величины G определяется условиями влагообеспеченности и засоления почв. Общее повышение количества доступной для растений влаги по градиенту катены обуславливает улучшение роста растений в нижележащих экосистемах. В то же время засоление и солонцеватость почв 2-й транзитной позиции ухудшают условия существования растений и тормозят рост фотосинтезирующей фитомассы.

Запас надземной мортмассы ($D + L$) зависит от величины G и скорости разложения мортмассы. Чем выше продукция, относительной мерой которой служит $G_{\max}$, и ниже скорость деструкции, тем больше накапливается надземной мортмассы. Для сравниваемых катен запас мортмассы выше запаса фитомассы, кривая его изменения по катене повторяет волнообразную кривую.

Изменение засоленности почв вдоль катенного градиента обуславливает снижение или увеличение массы живых органов растений также в экосистеме 3-й транзитной позиции. Аккумулятивные экосистемы резко отличаются друг от друга по запасам и продукции растительного вещества в надземной и подземной сферах.

Т а б л и ц а 1

Запас фитомассы в экосистемах катен, г/м²

Катена	Позиция катены									
	Эль		Т-1		Т-2		Т-3		Ак	
	$G_{\max}$	Л	$G_{\max}$	н	$G_{\max}$	R	$G_{\max}$	R	max	Н
Оз. Утиче (Ширинский р-н)	220	1 420	240	1 680	170	1 070	260	1 140	570	1 360
Оз. Черное	95	1 740	165	2 170	122	1 250	242	1 630	Не опр.	
Оз. Березовое (Алтайский р-н)	222	1 426	170	1 624	Не опр.		Не опр.		»	
Балашевка (Аскизский р-н)	94	545	170	1 010	180	1 120	178	1 010	»	

Таким образом, распределение фитомассы по катене подчиняется определенным закономерностям. Запасы живых корней растений понижаются в экосистеме 3-й транзитной позиции при увеличении засоленности почв. Та же тенденция, но еще более ярко выраженная, проявляется и в величинах надземной (*ANP*), подземной (*BNP*) и суммарной (*NPP*) продукции (табл. 2).

Таблица 2

Продукция фитоценозов катен, т/(м²–год)

Катена	Позиция катены														
	Эль			Т-1			Т-2			Т-3			Ак		
	ANP	BNP	NPP	ANP	BNP	NPP	ANP	BNP	NPP	ANP	BNP	NPP	ANP	BNP	NPP
Оз. Утижье (Ширинский р-н)	400	1 500	1 900	450	2 500	2 950	320	1 150	1 470	410	2 200	2 610	1 070	2 120	3 190
Оз. Черное	105	520	625	200	2 290	2 490	205	1 340	1 545	200	1 730	1 930	—	—	—

Примечание. Продукция: *ANP* – надземная, *BNP* – подземная, *NPP* – суммарная *ANP* 4–*BNP*.

Величина продукции элювиальных экосистем изучаемых катен определяется гидротермическими условиями региона. Изменение водно-солевого режима вдоль катенного градиента сказывается на величине продукции. В экосистеме 1-й транзитной позиции по сравнению с элювиальной экосистемой *ANP* возрастает на 45%; величина *BNP* увеличивается в 1,5 раза. Если элювиальные экосистемы этих катен практически не отличались по величине *NPP*, то экосистемы аккумулятивной позиции отличались практически в два раза.

Выводы. На степных катенах Минусинской котловины общее количество продуцированной за сезон фитомассы превышает максимальный укос в 1,5 раза. Максимальный запас зеленой фитомассы варьировал в пределах 64–235 г/м², запасы ветоши и подстилки изменялись 70–400 г/м², живые корни – от 900 до 1 500 г/м² и мертвые корни в пределах 900–2 100 г/м². Наиболее устойчивой величиной в структуре растительного вещества изучаемых сообществ оказался запас живых подземных органов – он изменялся не более чем в 1,7 раза. В эти же годы и в этих же экосистемах максимальный запас фотосинтезирующей фитомассы варьировал почти в четыре раза.

Величина чистой первичной продукции на катенах Минусинской котловины меняется по транзитным позициям волнообразно, понижаясь к третьей транзитной позиции и вновь повышаясь к аккумулятивной.

Литература

1. Мордкович В.Г., Шатохина Н.Г., Титлянова А.А. Степные катены. Новосибирск: Наука, 1985. 115 с.
2. Титлянова А.А., Френч Н.Р., Злотин Р.И., Шатохина Н.Г. Антропогенная трансформация травяных экосистем умеренной зоны // Изв. СО АН СССР. Сер. биол. наук. 1983. Вып. 2, № 10. С. 9–21.

МИНЕРАЛЫ В ПОЧВАХ ПРЕДГОРИЙ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Н.Ю. Николаева

Томский сельскохозяйственный институт –
филиал ФГОУ ВПО «Новосибирский государственный аграрный университет»
nav74@yandex.ru

Представлены данные по минералогическому составу горно-лесных черноземовидных карбонатных почв предгорий Кузнецкого Алатау. В составе «скелета» почв преобладает кварц, присутствуют ортоклаз, кальцит и мусковит. Минералогический состав илстой фракции представлен гидрослюдами, смешанно-слоистыми образованиями и хлоритом.

There were presented data on mineralogical composition of mountain-forest chernozemous calcareous soil of Kuznetsky Alatau foothills. The soil matrix has been the quartz, orthoklaz, calcite and muscovite. The mineralogical composition of clay fraction has been defined by hydromics, mix-bed minerals and chlorite.

Почвенные минералы являются источником некоторых элементов минерального питания растений, а также обеспечивают специфику свойств почв и процессов их формирования.

От минералогического состава почвенного «скелета» (фракции $> 0,001$ мм) зависят многие физические свойства почв. Изучение первичных минералов данной фракции позволяет установить генетическую связь почвы с породой, а также выяснить характер интенсивности и длительности процессов выветривания и почвообразования. Это объясняется тем, что в отличие от вторичных минералов остаточно-первичные образуют почвенный «скелет», не являются результатом почвообразования [1].

Первичные минералы служат источником образования вторичных глинистых минералов и представляют потенциальный резерв минеральной пищи для растений.

Объектами исследования служат горно-лесные черноземовидные карбонатные почвы восточного склона Кузнецкого Алатау в пределах Республики Хакасия. Данные почвы сформированы под пологом лиственных злаково-широколиственных лесов на элювиально-делювиальных отложениях известняков ефреминской свиты нижнекембрийского возраста.

Почвенные образцы отбирались из генетических горизонтов и были проанализированы общепринятыми методами [2, 3]. Минералогический состав почвенного «скелета» определен методом рентгеновской дифрактометрии на геолого-географическом факультете ТГУ, илстых фракций – в Санкт-Петербургском университете С.Н. Лесовой.

Рассматриваемые почвы в пределах предгорий Кузнецкого Алатау характеризуются следующим морфологическим профилем:

Адк 0–5 см. Темно-серый, легкосуглинистый, сухой, рыхлый, пылеватый. Слабо вскипает от HCl. Густо пронизан корнями, встречаются единичные мелкие литоморфные включения (диаметром до 1 см). Граница диффузная, переход постепенный по окраске.

Ак 5–12 см. Буровато-темно-серый, легкосуглинистый, свежий, уплотнен, зернисто-пылеватый. Слабо вскипает от HCl. Многочисленные корни, единичные литоморфные включения (диаметром до 2 см). Граница диффузная, переход заметен по окраске.

Авк 12–22 см. Серо-бурый, среднесуглинистый, свежий, уплотнен, комковато-зернистый. Бурно вскипает от HCl. Много корней, единичные литоморфные включения (диаметром до 2 см). Граница волнистая, переход ясный по окраске.

Вк 22–40 см. Желтовато-бурый, легкосуглинистый, свежий, уплотнен, комковато-порошистый. Бурно вскипает от HCl. Редкие корни, многочисленные литоморфные включения (диаметром до 3 см). Граница ровная, переход заметен по окраске.

Вск 40–60 см. Желтовато-белесый, легкосуглинистый, свежий, уплотнен, комковато-порошистый. Псевдомицелий карбонатов, единичные корни, литоморфные включения (диаметром до 5–7 см). Граница диффузная, переход заметен по окраске.

Ск 60–85 см. Белесый, супесчаный, свежий, уплотнен, плитчатый. Бурно вскипает от HCl , обломки известняка (диаметром до 10–20 см).

Основным направлением почвообразования является дерновый процесс, характеризующийся интенсивным гумусонакоплением. Основная масса гумуса (11–17%) сконцентрирована в темноокрашенном аккумулятивном горизонте, с резким уменьшением его количества с глубиной. Гумусообразование протекает по гуматному типу ($C_{\text{гк}}:C_{\text{фк}} = 1,9$).

Присутствие карбонатов в профиле горно-лесных черноземовидных почв связано прежде всего с их формированием на карбонатных породах, а также с внутripочвенным новообразованием карбонатов, которое проявляется в виде пропитки, псевдомицелия, корок на нижних поверхностях каменистого материала. Характерно обилие включений обломков горных пород (известняка) разного размера по всему почвенному профилю. Максимальное накопление карбонатов (9–11% CO_2 карбонатов) характерно для толщи, залегающей непосредственно под гумусовым горизонтом. В связи с этим реакция среды изменяется от нейтральной и слабощелочной в верхних горизонтах до щелочной (рН 8,8) в материнской породе.

Горно-лесные черноземовидные почвы, развивающиеся на известковых породах, характеризуются легкосуглинистым гранулометрическим составом, который сменяется среднесуглинистым в горизонте АВк с постепенным облегчением до супесчаного в почвообразующей породе. Такое распределение является одной из особенностей почвообразования, поскольку при выветривании элювиальных отложений известняков образуется большое количество фракций физического песка.

Значительное содержание в составе гранулометрических фракций величины потери от обработки HCl (27–39%) связано с высокой карбонатностью почвы, причем варьирование данной величины по почвенному профилю повторяет кривую распределения карбонатов в почве.

Преобладающими фракциями являются крупнопесчаная и крупнопылеватая. Эти две фракции в совокупности составляют 40–56% от веса почвы и в основном определяют минералогический состав данных почв. Илистая фракция равномерно распределена по профилю с максимальным скоплением в средней части почвенной толщи (до 14,6%), постепенно снижаясь с глубиной до 5%. Незначительное увеличение количества ила в горизонтах АВк и Вк по сравнению с породой обычно связано с накоплением гумуса в составе тонкодисперсных фракций.

В составе «скелета» горно-лесных черноземовидных карбонатных почв преобладает кварц, также присутствуют полевые шпаты, кальцит и мусковит. Кварц как наиболее устойчивый к факторам выветривания минерал присутствует в значительных количествах во всех генетических горизонтах, чем обусловлен легкий гранулометрический состав данных почв.

Полевые шпаты являются прочными минералами, они легче, чем кварц, подвергаются механическому, физическому и химическому выветриванию и представлены в данных почвах ортоклазом.

Практически во всех горизонтах (кроме Вк) присутствует мусковит, относящийся к диоктаэдрическим слюдам. Данный минерал по устойчивости к выветриванию стоит на втором месте после кварца [4].

Кальцит в поверхностном горизонте по данным рентгеноструктурного анализа не обнаружен, хотя здесь наблюдается слабое вскипание от HCl (содержание CaCO_3 карбонатов незначительное – 0,3%). Данный минерал диагностируется в горизонте АВк (при содержании CaCO_3 5%), вплоть до почвообразующей породы.

При изучении минералогического состава илистой фракции горно-лесных черноземовидных почв установлено, что материал горизонта Ак является сильновыветренным, аналогичным

по составу породе. В небольшом количестве присутствует тонкодисперсный кварц. Обнаруженная гидрослюда в этом горизонте подвергается трансформации и разрушению в слюда-хлорит и слюда-сметтит. Также присутствует хлорит, разрушающийся после прокаливании.

Ниже по почвенному профилю снижается степень выветрелости материала, в малом количестве имеется сметтит, неупорядоченные слюда-хлорит, слюда-сметтит. Трансформационные изменения затрагивают в основном гидрослуду.

В почвообразующей породе преобладает триоктаэдрическая гидрослюда и хлорит с высоким содержанием железа, который также разрушается после прокаливании. В незначительном количестве содержится сметтит и неупорядоченный слюда-хлорит.

Подобное относительное накопление среди глинистых минералов гидрослуды, а среди первичных минералов – кварца, ряд авторов [5] наблюдали в обыкновенных и типичных черноземах Молдовы, причем изменения усиливаются в этом же направлении.

Такой набор минеральных фаз в илистой фракции горно-лесных черноземовидных почв свидетельствует о достаточно высоком уровне их потенциального плодородия. Наличие сметтитового компонента как набухающей и наиболее реакционно-способной фазы обеспечивает активное взаимодействие с органическим веществом и обуславливает высокую емкость катионного обмена (сумма поглощенных оснований составляет 55–63 мг-экв/100 г почвы). Преобладание гидрослуд является показателем обеспеченности почв калием. В то же время гидрослуды обладают умеренной поглотительной способностью, жесткой кристаллической решеткой, невыраженным набуханием, а значит, и склонностью к образованию корки на поверхности почвы при высыхании.

Однотипность минералогического состава почвенного «скелета» и основных минеральных фаз илистой фракции, представленных гидрослудами, смешанно-слоистыми образованиями и хлоритом в горизонтах горно-лесных черноземовидных почв по сравнению с почвообразующей породой свидетельствует о наследовании минерального материала. Присутствие неупорядоченных смешаннослойных минералов типа слюда-хлорит и слюда-сметтит является результатом трансформационных преобразований гидрослуды в процессе выветривания и почвообразования.

Литература

1. *Парфенова Е.И.* Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении / Е.И. Парфенова, Е.А. Ярилова. М., 1977.
2. *Аринушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв / Е.В. Аринушкина. М.: Изд-во МГУ, 1970. 488 с.
3. *Вадюнина А.Ф.* Методы исследования физических свойств почв / А.Ф. Вадюнина, З.А. Корчагина. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
4. *Горбунов Н.И.* Связь между минералогическим составом и физико-химическими свойствами почв / Н.И. Горбунов, Б.П. Градусов // Почвоведение. 1979. № 3. С. 110–118.
5. *Алексеев В.Е.* Сравнительная характеристика гипергенных изменений минералогического состава четвертичного суглинка в Центре и в Северной части Молдовы / В.Е. Алексеев, В.В. Чербарь, А.Н. Бургея, Е.Б. Варламов // Buletinul Institutului de geologie și seismologie al AȘM. 2007. № 2. Р. 28–36.

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В КАРБОНАТНЫХ ПОЧВАХ

Н.Ю. Николаева

Томский сельскохозяйственный институт –
филиал ФГОУ ВПО «Новосибирский государственный аграрный университет»
nav74@yandex.ru

Рассмотрены особенности агрегатобразования в черноземах южных и горно-лесной черноземовидной почве, формирующихся на карбонатных породах разного возраста в пределах Республики Хакасия. Выявлено, что основная масса микроагрегатов сложена крупными фракциями. Лучшей микроструктурностью характеризуется горно-лесная черноземовидная почва за счет высокого содержания гумуса. Более прочная микроструктура характерна для высококарбонатных черноземов.

The features of aggregation in a south chernozems and mountain-forest chernozemous soil on various limestones of Khakassia are discussed. The main masses of microstructure were formed by large fraction. The best microaggregation has been the mountain-forest chernozemous soil because of high humic matter. The high carbonaceous chernozem has been strong microstructure.

Карбонаты в карбонатных почвах составляют значительную долю твердой фазы почвы. Они определяют важнейшие химические характеристики почв: величину pH, состав почвенного поглощающего комплекса, – влияют на структуру и водно-физические свойства почв.

Бытует мнение, что карбонаты кальция, циркулируя с почвенными водами, в разной степени насыщенными углекислотой, способны обволакивать агрегаты почвы в виде присыпки, препятствуя образованию макроструктуры. В таком динамическом процессе осаждения и растворения карбонаты разрыхляют почвенный профиль. Свободные карбонаты кальция связывают вновь образующиеся гумусовые вещества в микроагрегаты и препятствуют проникновению гумуса в почвенные комочки [1]. Именно поэтому структура данных почв непрочная, легко раздавливается пальцами, структурные отдельности рыхлые. Все это делает карбонатные почвы легкодоступными для водной и ветровой эрозии [2]. В связи с этим изучение особенностей оструктуривания карбонатных почв является весьма актуальным направлением.

В качестве объектов исследования выбраны почвы, формирующиеся на карбонатных породах разного возраста в условиях степной и горно-лесной зоны на территории Республики Хакасия.

В пределах степной зоны (Чулымо-Енисейская и Южно-Минусинская впадины) Республики Хакасия обнаружены карбонатные малогумусные почвы черноземного типа почвообразования, сформированные на известковых породах разного возраста и происхождения, которые выступают на дневную поверхность в виде отдельных свит. Отложения бейской свиты среднедевонского возраста представлены сероцветными известняками морского (органогенного) происхождения. Выходы пород сарагашской свиты среднего девона характеризуются мергелями и известковыми песчаниками желтовато-серого цвета лагунного происхождения. В состав таржувской свиты (венд) входят доломиты (часто органогенно-водорослевые) пестрой окраски (белые, желтовато-серые, кремовые, темно-серые).

Под пологом лиственных злаково-широкотравных и кустарничково-разнотравных лесов горно-лесного пояса (в предгорьях Кузнецкого Алатау) обнаружены горно-лесные черноземовидные почвы. Данные почвы формируются на элювиально-делювиальных отложениях известняков ефремкинской свиты, по возрасту относящихся к нижнему отделу кембрия.

Почвенные образцы отбирались из генетических горизонтов всех почв. Микроагрегатный анализ проводился по Н.А. Качинскому [3]. Остальные характеристики получены с использованием общепринятых аналитических, инструментальных и расчетных методов [4].

Для черноземов южных, формирующихся на известковых породах в пределах степной зоны, характерны следующие отличительные признаки: средний по мощности почвенный профиль (от 0,6 до 1,5 м), буровато-серая окраска гумусового горизонта малой мощности, низкое содержание гумуса (3,0–4,5%), преобладание комковато-пылеватой и комковатой структуры, уплотненное сложение (особенно в карбонатно-аккумулятивном горизонте), вскипание от HCl с самой поверхности при наличии карбонатных солей в виде мучнистых форм и обломков породы. Максимальное скопление карбонатов (7–22% CO₂ карбонатов) приурочено к средней части профиля, непосредственно под гумусовым горизонтом.

Горно-лесные черноземовидные почвы предгорий Кузнецкого Алатау характеризуются следующими морфогенетическими особенностями. На поверхности имеется темно-серого цвета рыхлая дернина мощностью 5–8 см, густо пронизанная корнями, слабо вскипающая от HCl. Гумусовый горизонт мощностью 20–22 см имеет темно-серую окраску с буроватым оттенком, комковато-зернистую структуру, содержит многочисленные корни, высокое содержание гумуса (11–17%). В нижней части гумусового горизонта наблюдается бурное вскипание от соляной кислоты, что связано с аккумуляцией карбонатных солей (7–9% CO₂ карбонатов).

Гранулометрический состав рассматриваемых почв легко- и среднесуглинистый. Содержание фракции физической глины в верхних горизонтах варьирует в пределах 16–49%, из них около половины приходится на илстые частицы (табл.). В черноземах южных, развивающихся на известняках сарагашской и доломитах таржунской свиты, а также в горно-лесной почве наблюдается преобладание крупнопесчаной фракции (28–59%). В почве на известняках бейской свиты доминирующее положение занимает фракция крупной пыли (16–23%), с некоторым увеличением содержания илстых частиц вниз по профилю.

Основная масса микроагрегатов в исследуемых карбонатных почвах сложена, главным образом, крупными фракциями. В составе микроагрегатов преобладает фракция крупного и среднего песка, в верхних горизонтах ее количество достигает 42–69%. В черноземе южном, сформированном на известняках бейской свиты, с глубиной возрастает доля мелкопесчаной фракции.

Фактор дисперсности по Качинскому (по фракции меньше 0,001 мм) наиболее низкий в горно-лесной черноземовидной почве, что свидетельствует о лучшей микроструктурности данных почв. В черноземах данный показатель варьирует в незначительных пределах (от 1 до 5%), что также указывает на удовлетворительное состояние микроагрегатов.

Показатель степени агрегатности по Бейверу и Родесу свидетельствует о слабой прочности микроагрегатов в черноземе южном, формирующемся на доломитах таржунской свиты, поскольку его значения здесь минимальны (22–24%). Ухудшение микроагрегированности гумусового горизонта данной почвы связано также с низким содержанием илстых частиц, являющихся основным материалом в создании водопрочных агрегатов. Более прочная микроструктура характерна для чернозема на известняках бейской свиты (K_a 90–97%).

При оценке противозрозионной стойкости рассматриваемых почв установлена средняя и низкая (реже – высокая) устойчивость к эрозионным процессам. При этом с увеличением количества карбонатов в гумусовых горизонтах (от 0,2–0,8% в гор. Адк до 4–14% в гор. АВк) резко снижается их устойчивость к эрозии.

Исследованиями американских ученых [5, 6] доказано, что наибольшая эродированность карбонатных почв ветром отмечается при содержании карбонатов 3–5% от веса почвы. Дальнейшее повышение карбонатности уменьшает эродированность. Почвы, содержащие выше 15% карбонатов, на выдувание не реагируют. Объясняется это тем, что при содержании 3–5% карбонаты препятствуют склеиванию микроагрегатов в более крупные агрегаты (комки, глыбы), а при большем содержании, наоборот, способствуют их образованию, приводя к наличию ветрозащитной шероховатой поверхности.

Данное обстоятельство подтверждается нашими исследованиями. Чернозем южный, формирующийся на известняках бейской свиты, содержит большое количество карбонатных солей (12–23% CO₂ карбонатов), обладая при этом прочной микроструктурой и хорошей противозрозионной стойкостью.

Гранулометрический (над чертой) и микроагрегатный (под чертой) состав карбонатных почв

Горизонт	Глубина образца, см	Содержание фракции (%) размером, мм							K, %	K _a , %
		1–0,25	0,25–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005– 0,001	< 0,001	< 0,01		
Чернозем южный очень маломощный малогумусный среднесуглинистый на элювии известняков бейской свиты (D ₂ Bs)										
Ак	0–8	$\frac{1,5}{42,1}$	$\frac{6,5}{35,8}$	$\frac{23,4}{18,8}$	$\frac{4,0}{0,3}$	$\frac{10,5}{2,9}$	$\frac{17,7}{0,1}$	$\frac{32,2}{3,3}$	0,6	89,7
Ак	8–14	$\frac{0,5}{22,9}$	$\frac{1,5}{52,8}$	$\frac{16,1}{20,8}$	$\frac{3,8}{0,5}$	$\frac{10,5}{2,8}$	$\frac{14,3}{0,2}$	$\frac{28,6}{3,5}$	1,4	97,4
ABк	14–23	$\frac{0,3}{21,3}$	$\frac{11,0}{48,4}$	$\frac{3,0}{26,0}$	$\frac{5,8}{1,0}$	$\frac{8,2}{2,8}$	$\frac{15,9}{0,5}$	$\frac{29,9}{4,3}$	3,1	83,8
Чернозем южный среднемощный малогумусный среднесуглинистый на элювии известняков сарагашской свиты (D ₂ Sr)										
Adк	0–10	$\frac{35,0}{53,1}$	$\frac{10,7}{30,3}$	$\frac{10,5}{12,1}$	$\frac{4,8}{0,7}$	$\frac{8,4}{2,8}$	$\frac{18,0}{1,0}$	$\frac{31,1}{4,5}$	5,6	45,0
Ак	10–20	$\frac{44,6}{66,0}$	$\frac{10,2}{21,5}$	$\frac{7,5}{8,7}$	$\frac{4,4}{0,5}$	$\frac{9,9}{2,6}$	$\frac{14,3}{0,7}$	$\frac{28,6}{3,8}$	4,9	37,4
ABк	27–37	$\frac{19,8}{50,4}$	$\frac{9,6}{30,3}$	$\frac{14,4}{14,7}$	$\frac{6,5}{0,7}$	$\frac{18,2}{3,1}$	$\frac{21,4}{0,8}$	$\frac{46,0}{4,6}$	3,7	63,6
ABк	37–41	$\frac{14,7}{36,9}$	$\frac{10,7}{34,9}$	$\frac{11,6}{20,5}$	$\frac{8,1}{3,9}$	$\frac{14,9}{2,8}$	$\frac{25,8}{1,0}$	$\frac{48,8}{7,7}$	3,9	64,6
Чернозем южный очень маломощный малогумусный легкосуглинистый на элювии известковистых доломитов таржувской свиты (Vtr)										
Adк	0–5	$\frac{59,4}{55,0}$	$\frac{11,2}{36,9}$	$\frac{3,4}{4,7}$	$\frac{3,5}{0,2}$	$\frac{3,3}{2,8}$	$\frac{13,6}{0,4}$	$\frac{20,4}{3,4}$	2,9	23,2
Ак	5–15	$\frac{58,9}{54,5}$	$\frac{13,8}{39,2}$	$\frac{2,2}{2,9}$	$\frac{1,9}{0,4}$	$\frac{6,1}{2,8}$	$\frac{10,1}{0,2}$	$\frac{18,0}{3,4}$	2,0	22,4
ABк	15–23	$\frac{52,8}{57,7}$	$\frac{17,0}{34,4}$	$\frac{1,7}{4,7}$	$\frac{3,2}{0,2}$	$\frac{3,2}{2,9}$	$\frac{9,6}{0,1}$	$\frac{16,0}{3,2}$	1,0	24,2
Горно-лесная черноземовидная карбонатная высокогумусная легкосуглинистая почва на элюво-делювии известняков ефремкинской свиты (C ₁₋₂ ef)										
Adк	0–5	$\frac{28,6}{64,9}$	$\frac{3,8}{19,9}$	$\frac{27,9}{11,8}$	$\frac{3,6}{0,8}$	$\frac{6,3}{2,5}$	$\frac{13,4}{0,1}$	$\frac{23,3}{3,4}$	0,7	61,8
Ак	5–12	$\frac{30,1}{69,7}$	$\frac{6,4}{18,1}$	$\frac{20,0}{8,5}$	$\frac{4,4}{0,9}$	$\frac{10,0}{2,6}$	$\frac{14,0}{0,2}$	$\frac{28,4}{3,7}$	1,4	58,4
ABк	12–22	$\frac{31,4}{63,9}$	$\frac{15,4}{24,1}$	$\frac{9,3}{8,5}$	$\frac{7,1}{0,6}$	$\frac{10,2}{2,8}$	$\frac{14,6}{0,1}$	$\frac{31,9}{3,5}$	0,7	46,8

Примечание. K – фактор дисперсности, по Качинскому; K_a – степень агрегатности, по Бейверу и Родесу.

При изучении агрегированности карбонатных почв было установлено, что основная масса микроагрегатов сложена крупными фракциями. Лучшей микроструктуренностью характеризуется горно-лесная черноземовидная почва за счет высокого содержания гумуса. Чернозем

южный на известковистых доломитах таржунской свиты обладает слабой прочностью микроагрегатов. Более прочная микроструктура обнаружена в черноземе южном, формирующемся на известняках бейской свиты, что обусловлено высокой карбонатностью почвенного профиля.

Литература

1. Курчев П.А. Влияние свободных карбонатов на свойства почвы и ее поглощающего комплекса // Вопросы генезиса, бонитировки и повышения плодородия почв Южного Урала и Среднего Поволжья. Уфа, 1974. С. 75–77.
2. Вальков В.Ф. Карбонатность почв: генетические и экологические аспекты / В.Ф. Вальков, К.Ш. Казеев, С.И. Колесников // Грунтознавство. 2005. Т. 6, № 1–2. С. 11–18.
3. Вадюнина А.Ф. Методы исследования физических свойств почв / А.Ф. Вадюнина, З.А. Корчагина. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
4. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв / Е.В. Аринушкина. М.: Изд-во МГУ, 1970. 488 с.
5. Chepil W.S. Factors that influence clod structure and erodibility of soils by wind. I. Soil texture // Soil Sci. 1953. Vol. 75, № 6. P. 473–483.
6. Chepil W.S. Properties of soil, which influence wind erosion: III. Effect of apparent density on erodibility // Soil Sci. 1951. Vol. 71, № 2. P. 141–153.

УДК. 631.48

КОРРЕКТИРОВКА МЕЛКОМАСШТАБНОЙ ПОЧВЕННОЙ КАРТЫ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ В СООТВЕТСТВИИ С ПРИНЦИПАМИ КЛАССИФИКАЦИИ ПОЧВ РОССИИ – 2004

О.Г. Николаева

Иркутский государственный университет
olga_nik77@mail.ru

В работе представлены достижения почвенно-картографических исследований при инвентаризации почвенных ресурсов Иркутской области с использованием геоинформационных технологий. Использование геоинформационных систем (ГИС) помогает привести к единой терминологической и таксономической основе данные по конкретным разрезам и почвенным контурам. Специфика использования этого подхода проиллюстрирована на примере мелко-масштабной почвенной карты и базы данных почв Иркутской области.

The present paper summarizes advances in soils mapping studies and knowledge on using the geo-information technologies for registering the soils resources of Irkutsk oblast. The use of geo-information technologies allows unification of data on specific cross-sections and soils contours in terms of terminology and taxonomy. Peculiarity of using this approach has been demonstrated on the example of a small-scale soils map of Irkutsk oblast and the soils data base.

Почвенная карта является одним из основных результатов изучения почв какой-либо территории. В ней в сжатом виде аккумулируются знания о почвах и принципах почвенного картографирования, которые наглядно отражаются при составлении карты и её легенды. Кроме того, она является своеобразным звеном между теоретическим, практическим, фундаментальным и прикладным почвоведением.

В настоящее время накоплен большой объем сведений о почвах Иркутской области. В почвенно-картографическом отношении наиболее изучена южная (освоенная) часть Иркутской области. Здесь почвенные исследования проводились начиная с 1914 г. Почвы холодных таежных территорий, занимающих не менее 50% площади Иркутской области, изучены очень слабо, сведения о почвах северной части области и горного обрамления Байкала немногочисленны [1–4], а прежние карты для них были составлены методом экстраполяции.

Несмотря на то, что сведений о почвах южной части Иркутской области к настоящему времени накопилось значительное количество, они большей частью хранятся на бумажных носителях, в виде почвенных карт разного масштаба, а также в форме таблиц, описаний почв. Данные о почвах разрозненные, разнокачественные и нередко разноречивые. Номенклатура почв карт, составленных разными учреждениями, трудносопоставима. Очень часто на картах разных масштабов почвы одной и той же территории названы по-разному, а их наименования не содержатся ни в одной классификации.

Все это привело к тому, что при создании новых почвенных карт необходимо не только систематизировать всю накопленную ранее почвенную информацию, но и трансформировать её в классификацию. Использование новой классификации, опубликованной в 2004 г. [5], позволит привести к единой терминологической и таксономической основе данные по конкретным разрезам и почвенным контурам.

Решение вышеперечисленных проблем мы видим в использовании геоинформационных технологий при почвенном картографировании. Опыт многих регионов показал, что применение ГИС при почвенном картографировании и создание почвенной базы данных позволяет решить многие проблемы еще на подготовительном этапе работ. Это в свою очередь позволит уменьшить затраты наземных полевых работ.

Объектом данной работы является апробация структуры базы данных почв и демонстрация цифровой модели почвенной карты Иркутской области масштаба 1:1 500 000.

Почвенная геоинформационная система (ПГИС) состоит из двух основных частей: геометрической и атрибутивной.

В процессе создания мелкомасштабной ПГИС сначала была проведена инвентаризационная работа всех имеющихся почвенных данных, построена геометрическая сеть выделов и сеть разрезов, к которым впоследствии была привязана атрибутивная база данных свойств почв и почвенного покрова.

При создании базы данных атрибутов почвенных разрезов использовалась уже опубликованная информация [6–13] и данные почвенных обследований, проведенных Институтом ВостСибГИПрозем [14].

Несмотря на то, что почвенные разрезы не имеют точной географической привязки, а характеристики почв отличаются разной полнотой описания свойств, использование их помогает отразить неоднородность структуры почвенного покрова Иркутской области.

Для корректировки содержания и исправления неточностей форм контуров почвенных выделов, отображенных на оригинале почвенной карты, использовался метод дистанционного зондирования (МДЗ). Очертания контуров согласовывались с границами определенных форм и крупных элементов рельефа, видимых на моделях рельефа и МДЗ.

При создании геометрической части ПГИС была проведена оцифровка традиционно составленной почвенной карты Иркутской области масштаба 1:1 500 000. Затем, по мере возможности, данные карты корректировались с использованием данных дистанционного зондирования.

Специфика территории Иркутской области во многом предопределила и методические подходы, разработанные для корректировки почвенной карты на основе дистанционного зондирования почвенных ресурсов изучаемой территории. При дешифрации снимков устанавли-

валась точная взаимосвязь между растительностью, отображенной на космоснимках, и почвенным покровом. Также учитывались климатические и орографические особенности изучаемой территории.

Корректировка анализа неоднородности изображения территории на космических снимках осуществлялась отдельно для участков, лишенных растительного покрова, и для участков, покрытых растительностью. Ключевые участки выбирались такие, которые предварительно были обследованы методом полевого картографирования и на которые уже были составлены среднемасштабные почвенные карты. Благодаря этому появлялась возможность сопоставления почвенных карт, составленных для одной и той же территории методом полевого картографирования и с использованием ГИС-технологий. Такое сопоставление помогло откорректировать методические подходы для дешифрации снимков МДЗ.

Полученные почвенно-географические выделы хранятся в оцифрованном виде, и именно к ним привязывается информация о свойствах почв. При составлении легенд новой почвенной карты использовалась новая Классификация почв России [5], для этого была проведена корреляция легенды почвенной карты составленной с учетом Классификации 1977 г. [15] с классификацией 2004 г.

Один из важных моментов при почвенном картировании – это создание макета базы данных. База данных по разрезам состоит из нескольких электронных блоков:

1. Классификатор таксономических единиц.

При разработке этого блока базы данных созданы классификаторы сопоставления классификационных таксонов почв Иркутской области, названных по Классификации почв в 1997 г. и новой Классификации [15, 5]. Основой создания этого блока базы данных послужили опубликованные работы по этой теме [16, 17].

База данных классификатора таксономических единиц выполнена в программной среде Access. Каждый таксономический уровень представлен отдельной таблицей, где перечислены названия таксонов, которым присвоен свой уникальный номер. Эти таблицы помогают автоматически переводить названия почв из Классификации 1977 г. в Классификацию 2004 г. и определять их таксономический уровень.

Создание такого классификатора базы данных позволило привести к единой терминологической и таксономической основе данных по конкретным разрезам и почвенным контурам, которые в прежние годы были отражены на почвенных картах и в публикациях.

Для того чтобы устранить ошибку при диагностике названия почвы по свойствам почв в тех случаях, когда оно было дано в первоисточнике без использования Классификации 1977 г. [15], в базе данных предусмотрено обязательное поле, в котором пользователь обязан дать источник информации; авторское название почвы. Это позволит в дальнейшем проводить корректировку почвенных названий.

2. Морфологические свойства.

В этот блок входят: порядковый номер горизонта, наименование, мощность, окраска, грансостав, плотность, новообразования, включения, характер перехода к нижележащему горизонту и т.д.

3. Физические свойства – гранулометрический состав, микроагрегатный состав, структурность, водопрочность почвенных агрегатов, теплоемкость, водопроницаемость и т.д.

4. Химические свойства – pH водный и солевой, ЕКО, поглощенный кальций и магний, обменный алюминий и водород, сумма поглощенных катионов, обменная и гидролитическая кислотность, содержание карбонатов, СНО, содержание гумуса, качественный состав гумуса, валовой состав элементов, содержание биогенных элементов, солевой режим почвы, степень и химизм засоления, степень солонцеватости.

Развитие цифрового картографирования позволяет расширить и систематизировать знания о почвенном покрове, а также уточнять взаимосвязь факторов почвообразования и почв.

Используя почвенную базу данных, можно произвести инвентаризацию почвенных карт и сведений по почвенным разрезам, накопленных на протяжении многих лет, сгладив при этом существенные различия в классификационных подходах, которые использовались при составлении легенд карт и диагностике почвенных разрезов.

Применяя данные дистанционного зондирования Земли и цифровую почвенную карту, можно подготовить прогнозную модель почвенного покрова на территорию со слабо изученным почвенным покровом.

Литература

1. *Мартинов В.П.* Почвы горного Прибайкалья. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1965. 165 с.
2. *Кузьмин В.А.* Почвы котловин байкальского типа. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1976. 144 с.
3. *Волковинцер В.И.* Степные криоаридные почвы. Новосибирск: Наука, 1978. 208 с.
4. *Копосов Г.Ф.* Генезис почв гор Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1983. 256 с.
5. *Шишов Л.Л. и др.* Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
6. *Особенности* эволюции черноземом Прибайкалья / Г.А. Воробьева, А.Г. Сазонов, О.С. Лыков // Проблемы эволюции почв. Пушкино: ОНТИ ПНЦ РАН, 2003. С. 178–184.
7. *Горшенин К.П.* Почвы южной Сибири (от Урала до Байкала). М.: Изд-во АН СССР. 195 с.
8. *Копосов Г.Ф.* Генезис почв Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1983. 256 с.
9. *Кузьмин В.А.* Почвы котловин байкальского типа. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1976. 144 с.
10. *Макеев О.В.* Дерновые таежные почвы юга Средней Сибири. Улан-удэ: Бурят. кн. изд-во, 1959. 347 с.
11. *Надеждин Б.В.* Лено-Ангарская лесостепь (Почвенно-географический очерк). М.: Изд-во АН СССР, 1961. 328 с.
12. *Николаев И.В.* Почвы Иркутской области. Иркутск: ОГИЗ, 1949. 403 с.
13. *Ногина Н.А.* Почвы Забайкалья. М.: Наука, 1964. 314 с.
14. *Почвы* Иркутской области. Иркутск: Институт ВостСибГИПроЗем, 1983. 223 с.
15. *Егоров В.В. и др.* Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
16. *Воробьева Г.А.* Почвы Иркутской области: вопросы номенклатуры и классификации: Учеб. пособие. Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2009. 149 с.
17. *Засоленные* почвы России / Отв. редакторы Л.Л. Шишов, Е.И. Панкова. М.: Академкнига, 2006. 854 с.

УДК 546.73:631.4(574.4)

ОЦЕНКА СОДЕРЖАНИЯ КОБАЛЬТА В ПОЧВАХ ПОЙМЫ р. ИРТЫШ

А.Н. Нурекенова, А.К. Сапакова

Семипалатинский государственный педагогический институт, Республика Казахстан, г. Семей
aigulnig__99@mail.ru

В статье приведены данные по содержанию кобальта в почвах поймы р. Иртыш. Выявлено, что содержание кобальта равномерно распределено по генетическим горизонтам и составляет в среднем 8,6 мг/кг. Максимальное содержание элемента обнаружено в почвах вблизи г. Усть-Каменогорск. Среднее содержание марганца в почвах поймы реки Иртыш находится в пределах нормы.

The article gives the data on the cobalt content in the soils of Irtysh high-water bed. It was revealed that the cobalt content was evenly distributed by genetic horizons and was 8,6 mg/kg. The maximum element content was found out in the soils near the city of Ust-Kamenogorsk. The average manganese content in the soils of Irtysh high-water bed is within the limits of the norms.

Современная долина Иртыша простирается почти на 300 км от восточных и западных границ Восточно-Казахстанской области. Ширина колеблется от 1–2 до 8–10 км, имея тенденцию расширяться в западном направлении. Абсолютные высоты поймы вырастают от 140 м у западных границ до 240 м у восточных. Современная долина реки в среднем на 2 м возвышается над меженем.

Пойменная терраса делится на 3 части: 1) прирусловую пойму; 2) центральную пойму; 3) притеррасную пойму.

Поскольку ведущим фактором, определяющим содержание химических элементов в растениях, является концентрация элемента в почве, нами были исследованы основные типы почв поймы р. Иртыш в пределах Восточно-Казахстанской области на содержание в них кобальта. Кобальт – один из важнейших микроэлементов. В живых организмах он связан с белками, аминокислотами, входит в состав витамина В₁₂. Кобальт активирует ферменты, повышает гликолитическую активность крови, усиливает основной обмен, ассимиляцию азота, стимулирует кроветворение. При недостатке кобальта развивается гипо- или авитаминоз В₁₂.

Так как пойменные почвы способны принимать поступающие из автономных ландшафтов природные и техногенные потоки химических веществ, они являются информативным индикатором состояния не только почвенного покрова, но и водосборного бассейна.

Пойменные почвы являются источником богатой разнотравно-злаковой растительности, широко используемой в качестве кормовой базы и лекарственного сырья в пределах Восточно-Казахстанской области.

Уникальная по своим свойствам пойма р. Иртыш ежегодно заливается водами реки, которые загрязнены рядом химических элементов, в результате сброса в них сточных вод промышленных и коммунальных предприятий Восточного Казахстана, а также химизации сельского хозяйства. Данное исследование является актуальным, так как при наличии данных о содержании кобальта в пойменных почвах повышается объективность оценки складывающейся экологической обстановки, появляется возможность рассчитывать темпы загрязнения.

Объектом исследования явились почвы поймы р. Иртыш. Отбор проб осуществлялся на восьми различных участках поймы Иртыша от г. Усть-Каменогорска до г. Павлодара, каждый из которых разделяется на три эколого-генетические зоны (приусловая, центральная, притеррасная) и в целом составляли 24 типа почв.

Основой для отбора почвенных проб служили карты типовых кормовых угодий районов Семипалатинской области масштаба 1:100 000, составленные комплексным изыскательским отделением Министерства сельского хозяйства Казахской ССР института «Казгипрозем» (1970–1988 гг.).

Для подготовки проб к определению меди в почве использовались стандартные методики [1, 2]. Почвенные образцы на содержание меди были проанализированы атомно-абсорбционным методом на приборе ААС-1N.

Содержание химических элементов в почве зависит от множества факторов, однако формы соединений элементов, а также процессы их трансформации в большей мере обусловлены генезисом почв, физическими и физико-химическими свойствами.

Пойменные почвы относятся к почвам полугидроморфного типа увлажнения. Наиболее существенной чертой генезиса этих почв является то, что почвообразование здесь осложняется периодическим затоплением паводковыми водами и аккумуляцией взмученного материала на поверхности почв или размывом ее. Кроме того, пойменные почвы испытывают воздействие близкозалегающих грунтовых вод. Интенсивность воздействия паводковых и грунтовых вод на пойменные почвы зависит от особенностей мезо- и микрорельефа, а также от степени удаления от основного русла реки [3].

При рассмотрении статуса химических элементов в почве большое внимание уделяется их распределению по профилю (табл. 1).

**Вариационно-статистические показатели валового содержания кобальта
в общей совокупности в почвах поймы р. Иртыш**

Таблица 1

Горизонт	Кобальт, мг/кг
A (<i>n</i> = 10)	$8,7 \pm 0,37$ 7,6–10,1 (12,8)
B (<i>n</i> = 15)	$8,4 \pm 0,36$ 6,1–12,1 (17,8)
C (<i>n</i> = 10)	$8,9 \pm 0,45$ 6,9–11,0 (15,3)
Среднее в толще профиля (<i>n</i> = 35)	$8,6 \pm 0,23$ 6,1–12,1 (15,8)
Кларк в литосфере [4]	18

Примечание. В числителе – среднее арифметическое и его ошибка (мг/кг); в знаменателе – пределы колебаний (мг/кг), в скобках – коэффициент вариации (%).

Особенности распределения тяжелых металлов обусловлены процессом почвообразования, так как почвы в значительной мере наследуют содержание химических элементов, обнаруженное в почвообразующих породах.

Как показывают данные, среднее содержание кобальта практически во всех горизонтах почвенного профиля одинаковое. Выяснилось, что содержание кобальта ниже кларка в литосфере в 2 раза.

Валовое содержание кобальта в почвах поймы Иртыша представлено в табл. 2.

Валовое содержание кобальта в почвах поймы р. Иртыш, мг/кг

Таблица 2

Точки отбора	Со		
	1	2	3
<i>a</i>	14	10,4	10,4
<i>б</i>	9,8	9,5	9,89
<i>в</i>	10,9	8,7	10,4
<i>г</i>	7,3	7,7	10,1
<i>д</i>	8,1	7,6	8,1
<i>е</i>	7,3	9,3	7,7
<i>ж</i>	7,1	7,6	9,5
<i>з</i>	9	8,3	10,1
ПДК [5]	14		

Примечание. 1. Точки отбора находятся вблизи: *a* – г. Усть-Каменогорска; *б* – с. Саратовки; *в* – с. Уба-Форпост; *г* – с. Талицы; *д* – с. Муздыбай; *е* – г. Семипалатинска; *ж* – с. Букинчи; *з* – с. Семиярки. 2. 1 – почвы прирусловой части поймы; 2 – почвы центральной части поймы; 3 – почвы притеррасной части поймы.

Как видно из таблицы, валовое содержание изученного элемента в почвах поймы Иртыша колеблется в пределах от 7,1 до 14 мг/кг и различие составляет для Со в 2 раза. В точках отбора вблизи г. Усть-Каменогорск (*a–в*) содержание кобальта в почвах прирусловой части поймы наибольшее по сравнению с почвами центральной и притеррасной частей. Вероятно, здесь имеет место техногенное загрязнение. Однако в почвах, отдаленных от г. Усть-Каменогорска, аккумуляция изученного элемента выражена слабее в прирусловой части поймы ввиду легкого механического состава, меньшего содержания гумуса и глубокого залегания

грунтовых вод. Почвы центральной и притеррасной частей поймы, характеризующиеся более сложным строением почвенного профиля, тяжелым гранулометрическим составом, водный режим которых определяется не только поверхностными, но и грунтовыми водами, отличаются более высоким содержанием элемента, но такая закономерность отмечается не во всех точках отбора проб.

Сравнивая полученные значения содержания меди в почвах поймы р. Иртыш с ПДК, установлено, что содержание кобальта во всех изученных пойменных почвах находится в пределах нормы (или равно ПДК в точке *a*) и в настоящее время не представляет угрозы загрязнения почв и произрастающей на ней луговой растительности.

1. Содержание, распределение и накопление элемента в почвах поймы Иртыша характеризуется неоднородностью, что в свою очередь связано с воздействием множества факторов, основными из которых являются генетические особенности почв и почвообразующих пород, физико-химические свойства и т.д.

2. Валовое содержание кобальта в почвах поймы реки Иртыш равномерно распределено по генетическим горизонтам и составляет в среднем 8,6 мг/кг.

3. Содержание кобальта в прирусловой части поймы в большинстве случаев меньше, чем его содержание в центральной и притеррасных частях, кроме участков, расположенных вблизи г. Усть-Каменогорска.

4. Валовое содержание кобальта в почвах поймы реки Иртыш не превышает ПДК и ниже кларка литосферы в 2 раза.

Литература

1. *Ринькис Г.Я., Рамане Х.К., Куницкая Т.А.* Методы анализа почв и растений. Рига: Зинатне, 1987. 210 с.
2. *Важенин Н.Г.* Методы определения микроэлементов в почвах, растениях и водах. Москва; Харьков, 1972. 257 с.
3. *Колходжаев М.К., Котин Н.И., Соколов А.А.* Почвы Семипалатинской области. Алма-Ата: Наука, 1968. 474 с.
4. *Перельман А.И.* Геохимия ландшафта. М.: Высш. шк., 1974. 342 с.
5. *Предельно допустимые концентрации химических веществ в почве (ПДК).* М.: Изд-во Минздрава СССР, 1982.

РОЛЬ ДРЕВНИХ ПРОЦЕССОВ В ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ СОВРЕМЕННЫХ ПОЧВ И ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ЦЕНТРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ*

*А.Ю. Овчинников¹, В.М. Алифанов^{1,2}, Л.А. Гугалинская^{1,2}, Л.А. Иванникова^{1,2}, Д.А. Попов¹,
А.Г. Кондрашин², И.М. Ваганов²*

¹Учреждение РАН Институт физико-химических
и биологических проблем почвоведения РАН, г. Пушкино

²Пушкинский государственный университет, г. Пушкино
ovchinnikov_a@inbox.ru, alifanov_v@mail.ru

Изучались черноземы и серые лесные почвы центра Восточно-Европейской равнины. На современной поверхности отчетливо выражен палеокриогенный полигональный микрорельеф, сформированный в конце позднего плейстоцена. Микрорельеф, обусловленный наличием в почвах погребенных крупных клиновидных грунтовых структур, способствовал формированию почвенного покрова, различающегося по элементам микрорельефа на уровне подтипа и даже типа.

Chernozems and grey forest soils on the center of East European Plain were studied. Paleocryogenic polygonal microrelief is clearly expressed on the modern surface, that have been formed in the end of Late Pleistocene. Microrelief determined by the buried wedge-like ground structures forms soil cover, differs at the level of sub-type and type due to the different elements of microrelief.

В последние десятилетия проблеме глобального изменения природной среды уделяется большое внимание. Особенно важным становится изучение событий и процессов, происходивших в прошлые эпохи. Формируясь под влиянием изменяющихся условий среды и отражая эти изменения в своих признаках, почва фиксирует изменчивость пространственно-временной организации ландшафта. Рассмотрение древних процессов почвообразования открывает новую страницу в понимании функционирования и дифференциации современного почвенного покрова центра Восточно-Европейской равнины.

Палеогеографические данные показывают, что почвообразующие породы центра Восточно-Европейской равнины (покровные лессовидные суглинки), на которых сформировались современные почвы, в конце позднего плейстоцена (20–18 тыс. лет назад) пережили стадию криогенеза [1]. В переходный к современному межледниковью (голоцену) период мерзлота деградировала, оставив после себя в покровных лессовидных суглинках полигонально-трещинные образования, клиновидные структуры и другие криогенные явления. Палеогеографы достаточно давно отмечали пятнистость почвенного покрова, связанную с системами реликтового мерзлотного микрорельефа [2, 3]. В настоящее время нарастает интерес к изучению роли палеокриогенных процессов и явлений, участвующих в дифференциации современных почв исследуемой территории, и продолжают накапливаться сведения, касающиеся происхождения и эволюции современных почв и почвенного покрова центра Восточно-Европейской равнины [4–8].

Изучались серые лесные почвы (юг Московской области) и черноземы (территория заказника «Каменная степь» в Воронежской области) центра Восточно-Европейской равнины.

В настоящем исследовании применялись методы дешифрирования аэрофото- и космоснимков, нивелирной съемки на ключевых участках, документирования морфологических

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (08-04-00331, 10-04-00400), Программы Президиума РАН (№ 18), Программы «Научный потенциал высшей школы», код 1109.

свойств почв в разрезах-траншеях, исследования физико-химических свойств почв, картирования почв.

Как известно, в позднеледниковое время на территории Восточно-Европейской равнины происходили многократные смены природных условий. В это время возникли два важнейших феномена, имевших большое значение для формирования современных почв. Этими феноменами были покровы поздневалдайских лессовидных суглинков, являющихся почвообразующей породой исследованных почв, и сформированные в этих породах на глубине 1,5–2,5 м палеокриогенные крупные клиновидные грунтовые структуры и скопления (сгущения) языков-клиньев, образовавшихся в интервале 20–18 тыс. лет назад. Крупные клиновидные грунтовые структуры имеют высоту около 3 м (серые лесные почвы) (рис. 1), сгущения образуют языки-клинья высотой около 1–1,5 м (черноземы) (рис. 2). По крупным клиновидным структурам и сгущениям языков-клиньев был сформирован полигональный микрорельеф, который на современной дневной поверхности представлен полигонально-блочным микрорельефом. Поскольку палеокриогенные трещинные структуры являются погребенными в почвенной толще, сформированный по ним полигонально-блочный микрорельеф, представленный блоками и разделяющими их межблочными понижениями, является реликтовым. Такие реликтовые формы строения поверхности имеют почти повсеместное распространение в центре Восточно-Европейской равнины [2, 8].

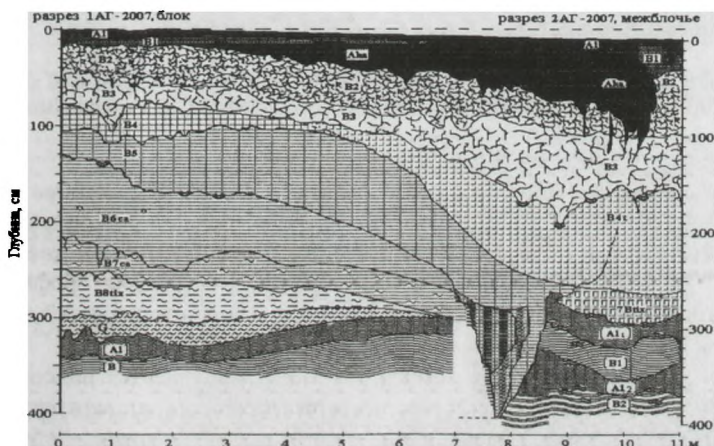


Рис. 1. Схема строения профилей серых лесных почв на разных элементах палеокриогенного микрорельефа (блок и межблочье). Ключевой участок «Пушино», юг Московской области

Наши исследования показали, что современное развитие серых лесных почв и черноземов, наложенное на палеокриогенный микрорельеф, имеет результатом разное строение почвенных профилей на каждой из двух зон палеокриогенного комплекса – блочном повышении и межблочном понижении.

На ключевых участках, расположенных как на серых лесных почвах, так и на черноземах, был выполнен морфолого-генетический анализ и проведено сравнение профилей почв на блоке и в межблочье. При морфологическом сравнении было выявлено до 10 различий в строении почвенных профилей, хотя сформировались они в одних биоклиматических условиях и расстояние между ними составляет менее 10 м.

Морфологические различия убедительно подтверждаются различием физико-химических свойств почв на блоке и в межблочье. Например, в почве межблочий гумуса в гумусовом горизонте содержится больше, чем в почве блока, кроме того, содержание гумуса и в подгуму-

совой части профиля почвы межблочья больше, чем в почве блока. Эта разница по содержанию гумуса существует как в серых лесных почвах, так и в черноземах.

Разница между почвами блока и межблочья хорошо видна и по значениям pH, при этом максимальные различия в верхних горизонтах могут достигать до 3 единиц pH. По распределению K_2O , P_2O_5 , Ca^{2+} , Mg^{2+} и других катионов почвы блока и межблочья также имеют различия [6, 7].



Рис. 2. Схема контакта лессовидного суглинка, заполняющего языки-клинья, и погребенной почвы, подстилающей современный чернозем. Разрез 6-2005. Межблочное понижение. Ключевой участок «Лесополоса № 40», заказник «Каменная степь»

Таким образом, выявленный в центре Восточно-Европейской равнины палеокриогенный полигонально-блочный микрорельеф влияет на морфологические и аналитические характеристики серых лесных почв и черноземов. Выраженный на современной дневной поверхности палеокриогенный микрорельеф определяет неоднородность строения профилей современных почв и дифференцирует почвенный покров. Разница в строении профилей почв столь велика, что выражается на уровне подтипа и даже типа почв.

В центре Восточно-Европейской равнины отчетливо проявляется палеокриогенный полигонально-блочный микрорельеф в виде блоков и разделяющих их межблочных понижений, которые с продвижением с севера на юг приобретают менее отчетливые формы и размеры.

Формирование палеокриогенного микрорельефа обусловлено наличием в профилях почв погребенных палеокриогенных крупных клиновидных грунтовых структур высотой 3 м (серые лесные почвы) и скоплений (сгущений) языков-клиньев высотой 1–1,5 м (черноземы).

Влияние процессов палеокриогенеза на серые лесные почвы и черноземы проявляется на разных уровнях структурной организации почв. Каждому из элементов палеокриогенного микрорельефа (блок, межблочье) соответствует свой тип профиля, определяемый наличием или отсутствием определенных генетических горизонтов, формой и степенью выраженности отдельных морфологических признаков, изменчивостью физико-химических свойств почв и палеокриогенных деформаций.

Почвенный покров серых лесных почв представлен кольцеобразными циклическими комплексами, состоящими из серых лесных почв с фрагментарным вторым гумусовым горизонтом на блоках; оконтуривают их светло-серые лесные оподзоленные почвы со вторым гумусовым горизонтом, сформированные в межблочьях. Почвенный покров черноземов представлен кольцеобразными циклическими комплексами, состоящими из черноземов обыкновенных на блоках, и оконтуривают их по межблочьям черноземы типичные.

Дифференциацию современных почв определяют особенности почвообразующих пород, сформированные в позднем плейстоцене.

Литература

1. *Палеоклиматы* и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен: Атлас-монография / Под ред. А.А. Величко. М., 2009. 120 с.
2. *Величко А.А.* Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
3. *Бердников В.В.* Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. М.: Наука, 1976. 126 с.
4. *Алифанов В.М., Гугалинская Л.А.* Палеокриогенез и структура почвенного покрова Русской равнины // Почвоведение. 1993. № 7. С. 65–75.
5. *Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Антошечкина Н.А., Черепянова Е.А.* Палеокриогенные особенности морфогенеза черноземов Каменной степи // Почвоведение. 2001. № 8. С. 909–917.
6. *Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Овчинников А.Ю., Иванникова Л.А., Попов Д.А., Кондрашин А.Г.* Современные и палеоэкологические условия формирования и функционирования черноземов Каменной степи // Проблемы региональной экологии. 2008. № 5. С. 91–96.
7. *Овчинников А.Ю.* Палеокриогенез как фактор дифференциации современных почв и почвенного покрова центра Восточно-Европейской равнины: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 2009. 24 с.
8. *Алифанов В.М.* Палеокриогенез и современное почвообразование. Пушино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1995. 318 с.

УДК 631. 445. 152 (252.62)(282.256.67)

ГЛЕЕВЫЕ И НЕГЛЕЕВЫЕ ПОЧВЫ ТУНДРЫ И ПРИТУНДРОВЫХ РЕДКОЛЕСИЙ В НИЗОВЬЯХ р. ЛЕНЫ

М.В. Оконешникова

Институт биологических проблем криолитозоны СО РАН, г. Якутск
mvok@yandex.ru

Впервые подробно изучен почвенный покров о. Тит-Ары в низовьях р. Лены с уникальными комплексами почв. Рассмотрены закономерности распределения и основные показатели (морфологические, физико-химические) криоземов: тундровых надмерзлотно-глеевых, тундровых подбуров и неглеевых почв на аллювиальных отложениях.

Detailed investigation of a soil cover with unique soil complexes were originally made for the territory of Tit-Ary island located in the lower reaches of the Lena river. The patterns of distribution and basic parameters (morphological, physico-chemical) of tundra gleyzems, tundra podburs and nongleyic soils formed on alluvial deposits (cryozems) were considered.

Тундровая зона, занимая 12,2% равнинной и 18,3% горной территории Якутии, характеризуется большим своеобразием природных условий, в том числе почвенного покрова и почв. В настоящее время, несмотря на имеющиеся работы по почвам Северной Якутии [1–6], существует немало научно-интересных и слабоизученных в почвенном и растительном отношении районов тундровой зоны Якутии. К ним следует отнести о. Тит-Ары в низовьях р. Лены, на котором распространены уникальные комплексы почв тундры и притундрового редколесья с самыми северными крупными массивами лесной растительности на северо-востоке России. Однако, при более чем вековой истории изучения растительных сообществ острова [7], почвенный покров и почвы практически не изучались. В монографии Л.Г. Еловской и др. [2] приведены данные лишь одного разреза пойменной дерновой почвы на высокой пойме острова.

Детальные исследования почв и почвенного покрова о. Тит-Ары впервые проводились в 2009 г. в рамках комплексной экспедиции Института биологических проблем криолитозоны СО РАН по теме «Динамика состава и структуры самого северного лесного массива в дельте р. Лены на острове Тит-Ары» программы РАН «Биоразнообразие».

Объектами исследования являлись почвы тундры и притундровых редколесий о. Тит-Ары в низовьях р. Лены.

Остров Тит-Ары расположен на левом берегу устьевой части р. Лены (71–72° с.ш., 126–127° в.д.). Территория имеет статус охраняемой – относится к ресурсному резервату «Лена – Дельта» и примыкает к федеральному государственному заповеднику «Усть-Ленский».

Геологическое строение острова имеет общую историю развития с равнинными низменностями Северной Якутии, он сложен мощной толщей аллювиальных отложений позднеплейстоценового возраста, в основном русловым и озерным аллювием [8, 9].

С помощью сравнительно-географического метода, позволившего собрать большой фактический материал, выявлены закономерности распространения глеевых и неглеевых почв тундры и притундровых редколесий.

Абсолютные отметки составляют порядка 20 м на низкой надпойменной террасе и около 40 м на высокой террасе, имеющей вид увала.

Основными компонентами почвенного покрова являлись мерзлотные тундровые перегнойно-глеевые и торфянисто-перегнойно-глеевые и глееватые, болотные почвы, тундровые подбуры и комплексы неглеевых почв на аллювиальных отложениях.

Установлено, что важнейшими факторами дифференциации почвенного покрова являются мезо- и микрорельеф, гранулометрический состав почвообразующих пород, определяющие разную степень гидроморфизма почв.

Почвообразующие породы на пойменной части представлены песчаным и супесчаным аллювием, на вершинах и склонах высокой террасы (увалов) – легкими и средними суглинками, на низкой террасе, занимающей промежуточное положение в рельефе, – супесями или легкими суглинками.

Для сравнительного изучения глеевых и неглеевых почв выбраны 4 разреза на основных элементах рельефа.

Разрез 2. 29.07.2009 г. I надпойменная терраса р. Лены. Осоково-моховая мелкобугорковая тундра. Мерзлотная тундровая перегнойно-глеевая почва. Морфологическое строение:

О 0–2 см. Подстилка из живых мхов.

Ah 2–6(11) см. Бурый, органогенный, рыхлый, влажный, слабо разложенный, с большим количеством навейного песка.

B_f 6(11)–20(21) см. Серовато-бурый с ржавыми пятнами, рыхлый, в верхней части несколько уплотненный, сильно влажный, в нижней части мокрый, переплетен корнями, легкосуглинистый, комковатый.

G 20(21)–30 см. Серовато-сизый с ржаво-бурыми пятнами, мокрый, пронизан корнями, суглинисто-супесчаный: серовато-сизая часть суглинистая, буровато-серая и ржавая часть – супесчаная. Мерзлота на глубине 30 см, в начале вскрытия разреза 17.07.2009 г. глубина его составляла 17 см.

Разрез 4. 18.07.2009 г. Пологий склон (1–2°) на юго-восток высокой террасы о. Тит-Ары. Лиственничное редколесье ивово-кустарничково-моховое. Мерзлотная тундровая торфянисто-перегнойно-глеевая почва.

О 0–3 см. Подстилка из живых мхов.

T 3–7(10) см. Темно-бурый, торфянистый, слабо- и среднеразложенный, рыхлый, мокрый, густо переплетен корнями.

Ah 7(10)–13 см. Бурый, мокрый, перегнойный, пронизан корнями, мелкозем легкосуглинистый, слабооструктуренный-мелкокомковатый, ниже льдистая мерзлота.

В_г (дно разреза). Слоисто-мерзлый светло-серый суглинок с сизоватым оттенком и ржаво-бурыми пятнами, с большим количеством тонких линз льда, при оттаивании мокрый.

Максимальная глубина протаивания тундровых надмерзлотно-глеевых почв составляла в июле 2009 г. 20 см. Мерзлота в почвах на легких породах чаще всего сухая, достаточно водопроницаемая, в почвах на суглинистых породах – льдистая водонепроницаемая, способствующая развитию надмерзлотных глеевых горизонтов. В профиле почв с близким залеганием мерзлоты нет почвообразующей породы, что специфично для строения почв тундровой зоны Северной Якутии [1].

Разрез 7. 22.07.2009 г. Склон южной экспозиции облесенного увала (уклон 35–40°) на южной части о. Тит-Ары. Микрорельеф: бугорковатый, разность высот 30–50 см. Лиственничное редколесье багульниково-бруснично-моховое. Мерзлотный подбур тундровый. Морфологическое строение:

О 0–3(5) см. Живой мох, сухой опад лиственницы.

Oh 3(5)–16(18) см. Темно-бурый, перегнойный, плотно переплетен корнями, влажный, мелкозем составляет 20%, легкосуглинистый, порошистый, встречаются крупные корни ивы диаметром 1 см.

ВН 16(18)–21(28) см. Серовато-бурый, влажный, плотный, пронизан корнями, порошисто-комковатый, в основной массе суглинистый, в нижней части имеются супесчаные клинья.

BF 21(28)–30(34) см. Ржаво-бурый, влажный, пронизан корнями, легкосуглинистый. Залегает на льдистой мерзлоте.

По физико-химическим свойствам это кислые ненасыщенные основаниями супесчаные (разр. 2), среднесуглинистые (разр. 4) и супесчано-легкосуглинистые (разр. 7) почвы. По профильному распределению органического вещества относятся к типу пропитанно-ретинизованных с равномерным пропитыванием гумусом всей толщи до мерзлоты [1]. Содержание гумуса в минеральных горизонтах составляет 3,4–4,5% (разр. 2) и 7,4–7,7% (разр. 4 и 7).

Неглеевые почвы на аллювиальных отложениях распространены на подветренных сторонах (восточной и западной) низкой надпойменной террасы и имеют сходный слоистый супесчано-песчаный морфологический профиль, хотя формируются под разными растительными ассоциациями. Глубина протаивания на этих почвах составляет под изреженной лугово-тундровой растительностью 50–93 см, под лиственничным редколесьем – 45 см. Благодаря легкому гранулометрическому составу оттаивающая почва лучше дренируется, преобладают аэробные процессы, признаки оглеения отсутствуют. Эолово-аллювиальные процессы способствуют постоянному обновлению почвенного профиля, формированию прерывистого растительного покрова с поверхностными песчаными наносами, на открытых участках органогенные горизонты отсутствуют, в редколесье – рыхлая органика с прослоями наваянного песка (разр. 6).

Разрез 6. Вершина увала на западной части о. Тит-Ары. Лиственничное редколесье багульниково-моховое. Криозем гомогенный (неоглеенный) на аллювиальных слоистых отложениях.

О 0–2 см. Подстилка мхов, живых и мертвых корней, хвои лиственницы.

О2/AB 2–10(11) см. Слоистый, органо-минеральный, верхний слой 2–5(7) см полуразложившаяся рыхлая, свежая, бурая органика с песком, нижний слой – супесчаный.

В 10(11)–34 см. Слоистый, песчано-супесчаный, светло-серые песчаные прослойки чередуются серыми супесчаными, пронизан корнями, влажноватый, уплотненный.

BC 34–45 см. Серый, влажный, встречаются единичные корни, супесчаный. Ниже сухая мерзлота.

Реакция среды кислая, гранулометрический состав песчаный. Содержание гумуса в минеральной части профиля низкое (1,4–2,0%).

1. Широко распространенный тип тундровых надмерзлотно-глеевых почв [10] формируется при участии процессов торфообразования и оглеения на фоне криогенных явлений (высокая

льдиистость, трещиноватость, тиксотропность и др.). Степень разложения и мощность органо-генного горизонта, а также степень оглеения минеральной части профиля определяются гра-нулометрическим составом почвогрунтов, мезо- и микрорельефом.

2. Неглеевые тундровые почвы на аллювиальных отложениях формируются под влиянием олово-аллювиальных процессов, образование верхнего гумусового слоя осложнено ветровой деятельностью, которая приводит местами к оголению почвообразующих пород за счет выду-вания, а местами, наоборот, к формированию навешанного верхнего песчаного слоя.

Работа выполнена при поддержке гранта 23.1.20 программы РАН «Биоразнообразии».

Литература

1. *Караваяева Н.А.* Тундровые почвы Северной Якутии. М.: Наука, 1969. 205 с.
2. *Еловская Л.Г., Петрова Е.И., Тетерина Л.В.* Почвы Северной Якутии. Новосибирск, 1979. 303 с.
3. *Десяткин Р.В., Тетерина Л.В.* Почвы дельты реки Лены // Генезис и мелиорация почв Якутии. Якутск, 1991. С. 55–66.
4. *Мажитова Г.Г.* Об особенностях почвообразования на едомах Колымской низменности // Почво-ведение. 1989. № 9. С. 15–25.
5. *Губин С.В.* Динамика формирования тундровых неглеевых почв // Почвоведение. 1993. № 10. С. 62–70.
6. *Фоминых Л.А.* Особенности почвообразования в колымских тундрах // Почвоведение. 1997. № 8. С. 917–925.
7. *Cajander A.K.* Beitrage zur Kenntniss der Vegetation der Alluvionen des nordlichen Eurasiens. I. Die Al-luvionen des unteren Lena-Thales / Acta Societatis Scientiarum Fennicae. 1903. № 32 (1). P. 1–182.
8. *Лаврушин Ю.А.* Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей ма-териковых оледенений. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 256 с.
9. *Куницкий В.В.* Криолитология низовья Лены. Якутск, 1989. 162 с.
10. *Еловская Л.Г.* Классификация и диагностика мерзлотных почв Якутии. Якутск, 1987. 171 с.

УДК 631.4: 551.8

ПРИЗНАКИ ПЕДОГЕНЕЗА В ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНО-ТУВИНСКОГО НАГОРЬЯ (На примере серии разрезов Ондум)

К.О. Очур

Институт почвоведения и агрохимии СО РАН
kseniya_ochur@mail.ru

Рассмотрены признаки педогенеза отложений разреза Ондум-11, содержащего гумусовый горизонт, формиро-вание которого происходило 605 ± 55 л.н. Установлено, что в это время происходили изменения климатических условий от тепла к холоду, о чем свидетельствует изменение показателей гумуса, характеризующих теплообеспеченность (содержание ГК), увлажненность (содержание ФК) и соотношение тепла и влаги ($C_{гк}:C_{фк}$).

Pedogenesis attributes of profile sediments Ondum-11 were consider in paper. Soil profile contain humic horizon which age-date 605 ± 55 years back. In this time changes of climatic conditions ocurred from a warm to a cold, that were testified by change of humic parameters, describing warm indices (content of humic acids), moisture (content of fulvic acids) and correla-tion of warm and moisture ($C_{гк}:C_{фк}$).

Своеобразие природных условий территории Тувы привлекает внимание исследователей разного профиля, в том числе и почвоведов, сложной историей развития региона, что требует особых подходов к изучению экологической обстановки. Палеогеографические и палеобиогеографические реконструкции чрезвычайно важны для понимания современных природных условий и их изменения во времени. Однако изученность голоценовой истории смены типов и условий почвообразования в этом регионе до настоящего времени недостаточна, а имеющиеся палеогеографические реконструкции позднего голоцена базируются в основном на результатах палинологических данных. В связи с этим нами предприняты попытки изучить признаки педогенеза в голоценовых отложениях поздней субатлантики.

Серия разрезов (Ондум-10-07, Ондум-11-07, Ондум-12-07) была заложена у подножья Восточно-Тувинского нагорья (хр. Обручева) по правому борту долины ручья Ондум (в 6 км от устья). В них уже морфологически в виде реликтовых гумусовых горизонтов прослеживались признаки древнего почвообразования, которое происходило в иной, чем современная, обстановке. В одном из представительных разрезов (Ондум-11) этого объекта исследования был зафиксирован гумусовый горизонт палеопочвы на глубине 24–36 см. Время его формирования по гуминовым кислотам определено как 605 ± 55 л.н. (СОАН-7447).

Кроме основного разреза, на данной территории были заложены разрезы Ондум-10 и Ондум-12, также характеризующиеся неоднородным строением почвенного профиля, морфологическое и аналитическое изучение которых позволило выявить погребенные горизонты, также формировавшиеся в иных (чем современные) климатических условиях.

Диагностика и реконструкция палеоприродной среды проводилась педогумусовым методом [1]. Состав гумуса изучался по методике В.В. Пономаревой и Т.А. Плотниковой [2]. Датирование объектов проводилось по гуминовым кислотам радиоуглеродным методом в ИНГТ СО РАН к.г.-м.н. Л.А. Орловой. При изучении физико-химических характеристик использовались общепринятые методы.

Отложения разреза Ондум-11 характеризуются реакцией среды, лежащей в слабощелочном и щелочном интервалах (см. табл.): рН водной суспензии изменяется сверху вниз постепенно от 7,1 до 8,0. Общее содержание органического углерода составляет около 2% (до глубины 36 см), но в толще 18–24 см отмечается повышенное содержание этого почвенного компонента, количество которого превышает 2%. В этом же горизонте наблюдается снижение магнитной восприимчивости, что может свидетельствовать о существовании повышенного увлажнения в момент его формирования, что может быть обусловлено влиянием на этой территории древней оросительной системы [3]. В пределах данного горизонта отмечается повышенное содержание гуминовых кислот, тогда как остальная толща характеризуется фульватным типом гумуса, типичным для криоаридных степей (табл.).

Некоторые характеристики отложений разреза Ондум-11

Глубина, см	$\chi \cdot 10^{-6}$ СГСЕ/г	$C_{\text{общ.}}, \%$	pH_{H_2O}	$CaCO_3, \%$	$C_{\text{гк}}$	$C_{\text{фк}}$	$C_{\text{гк}}:C_{\text{фк}}$	H:C	Зоны педогенеза
1–4	9,2	2,19	7,6	0,0	20,6	30,0	0,69	1,13	2
4–8	8,3	2,08	7,8	2,7	20,3	25,6	0,79	–	
8–13	7,3	2,05	7,9	3,8	16,6	22,8	0,94	1,05	
13–18	4,2	2,28	7,9	15,2	20,8	25,2	0,83	–	
18–24	4,7	2,91	8,0	13,5	26,7	20,2	1,32	0,91	1
24–28	6,4	2,14	8,0	4,7	47,6	29,4	1,64	0,88	
28–36	8,4	1,76	8,1	2,4	18,7	24,0	0,80	–	
36–43	9,5	1,05	8,1	1,5	28,4	31,7	0,90	1,03	
43–50	9,0	0,83	8,0	1,9	23,3	31,1	0,75	1,16	

Изученный профиль характеризуется резкими колебаниями долей гуминовых кислот (в пределах 17–48%) и фульвокислот (20–32%), а также величинами $C_{гк}:C_{фк}$ (в пределах 0,69–1,64), свидетельствующими о том, что климатические условия формирования отложений разреза Ондум-11 были неоднородны. На глубине 24–36 см, где морфологически был зафиксирован погребенный гумусовый горизонт, и в толще, расположенной выше (18–24 см), величина $C_{гк}:C_{фк}$ имеет более высокие значения, достигающие 1,32–1,64. Гумус относится к гуматному или фульватно-гуматному типу, что характеризует оптимальные для гумусообразования условия: тепло и умеренно влажно. Таким образом, характеристики вскрытой толщи голоценовых отложений позволяют отметить их полигенетичность.

Совокупность морфологических, химических, физико-химических характеристик данного разреза позволила выделить 2 зоны педогенеза (см. табл., рис. 1).

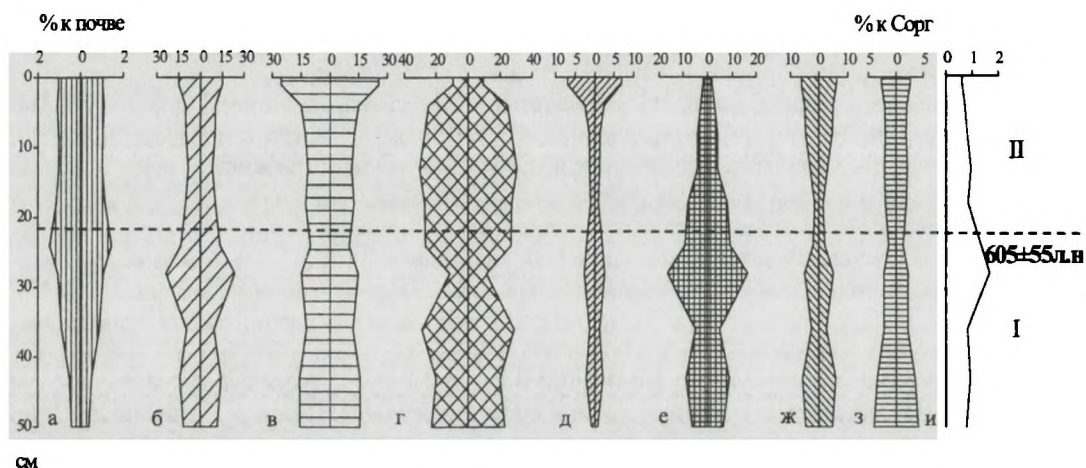


Рис. 1. Гумусовый профиль разреза Ондум-11. Обозначения: а – общий углерод, % к почве; % к $C_{общ}$: б – гуминовые кислоты (ГК); в – фульвокислоты (ФК); г – негидролизуемый остаток (гумин); д – фракция ГК₁; е – ГК₂; ж – ГК₃; з – ФК_{1а}; и – $C_{гк}:C_{фк}$; I, II – зоны педогенеза

Нижняя часть *первой зоны педогенеза*, которая охватывает толщу 28–50 см, при относительно высоком содержании общего органического углерода (1,76%) характеризуется низкой долей гуминовых кислот (18,7%), а также небольшим количеством фульвокислот (24,0%). Содержание этих двух компонентов гумуса увеличивается вниз по профилю. Верхняя часть этой зоны педогенеза представлена отложениями, которые датированы по гуминовым кислотам радиоуглеродным методом (605 ± 55 л.н.). Содержание гуминовых кислот здесь максимально, достигает почти 50% от общего органического углерода и уменьшается к кровле этой зоны педогенеза до 26,7% на фоне противоположного (сверху вниз) изменения количества фульвокислот (от 20,2 до 29,4%). Характер распределения основных компонентов гумуса по профилю указывает на существование теплых умеренно влажных условий почвообразования, что подтверждается и величинами Н:С в гуминовых кислотах, которые составляют здесь 0,88–0,91.

Вторая зона педогенеза (0–18) представлена отложениями, формирование которых происходило в менее теплых, но более влажных условиях, чем предыдущие.

Согласно полученным аналитическим данным, условия почвообразования около 600 л.н. были теплые и умеренно влажные, соответствующие распространению степных умеренно

влажных экосистем. Такие условия, вероятно, относятся к потеплению предшествовавшего «малого ледникового» периода, свидетельство о котором имеется в литературе [4, 5]. Наличие на этой территории древней сети оросительной системы неизвестного пока времени существования и длительности использования могло оказать влияние на состав и свойства гумуса реликтового гумусового горизонта, однако диагностика условий как теплых не вызывает сомнений и позволяет считать, что условия формирования этого горизонта происходили в обстановке степи.

Литература

1. *Дергачева М.И.* Археологическое почвоведение. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 228 с.
2. *Пономарева В.В., Плотникова Т.А.* Методика и некоторые результаты фракционирования гумуса черноземов // Почвоведение. 1968. № 11. С. 104–117.
3. *Прудникова Т.Н.* Природные закономерности развития орошаемого земледелия в древней Туве: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. Красноярск, 2005. 18 с.
4. *Подгорная А.А., Дергачева М.И., Захарова Е.Г.* Гумус палеопочв курганного могильника Санаторный-1 (Западная Сибирь) и реконструкция условий педогенеза на его основе // Вестник ТГУ. 2009. № 328. С. 198–201.
5. *Дергачева М.И., Росляков С.Г., Некрасова О.А., Подгорная А.А.* Почвообразование на территории Новосибирского Приобья в начале II тысячелетия н.э. // Почвы Сибири: генезис, география, экология и рациональное использование: Материалы Российской науч. конф. к 100-летию со дня рождения выдающегося организатора почвенной науки Романа Викторовича Ковалева. Новосибирск, 2007. С. 49–51.

УДК 631.48

ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ ПОЧВЕННЫЕ АРЕАЛЫ СОЛОНЦОВЫХ КОМБИНАЦИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ И СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-КАЗАХСТАНСКОГО МЕЛКОСОПОЧНИКА

Ю.П. Паракишин, Э.М. Паракишина

ФГОУ ВПО «Калининградский государственный технический университет»

В статье рассматриваются почвенные комбинации и слагающие их элементарные почвенные ареалы солонцовых территорий южной части Западно-Сибирской низменности и северной части Центрально-Казахстанского мелкосопочника, их генезис в зависимости от ландшафтно-геохимических условий и факторов дифференциации почвенного покрова.

In article elementary soil areals and soil combinations of solonetzic complexes of south part of West Siberian lowland and adjoining territories are considered. The size of the areas elementary soil areals are resulted depending on an accessory geochemical landscape. Representations express genesis of soil combinations and factors and differentiations of soil mantle. Are set examples of the full classifications name of versions solonetzic soils.

Низшими единицами географии и картографии почв являются элементарные почвенные ареалы (ЭПА). Суть выделения ЭПА как единицы почвенного покрова заключается в переходе от двухмерного представления о почве (на основе изучения почвенного профиля в шур-

фах и траншеях) к трёхмерному (на основе изучения пространственного размещения почвенного тела).

Под ЭПА большинство почвоведов, вслед за В.М. Фридландом, понимают «почвенное образование, внутри которого отсутствуют какие-либо почвенно-географические границы и которое по своей природе может иметь весьма различную площадь».

Масштаб выявления ЭПА для солонцовых территорий южной части Западно-Сибирской низменности, как показали наши исследования, составляет от 1:100 до 1:2 000. Более мелкий масштаб характерен для плоских и плоско-волнистых равнин, более крупный – для гривно-увалистых, аллювиальных, пониженных, осложнённых колками и луговыми западинами. Любая карта мельче масштаба выявления ЭПА даёт генерализованное представление о почвенном покрове.

Площади ЭПА в солонцовых ландшафтах

Ландшафты	Кол-во площадок	Площади ЭПА, м ²					
		Солонцы			Сопутствующие почвы		
		Среднее	min	max	Среднее	min	max
Элювиальные	12	44	3	611	138	12	2 661
Трансэлювиальные	14	76	7	863	102	8	1 469
Трасаккумулятивные	15	172	10	2 208	48	0,25	882
Аккумулятивные	12	84	3	3 109	45	2	1 290

Величина и форма ЭПА солонцовых структур почвенного покрова (СПП) зависят как от общих зонально-провинциальных условий природных районов, так и, главным образом, от ландшафтных условий территорий.

Обращают на себя внимание резкие колебания в размерах ЭПА, достигающие максимальных амплитуд в аккумулятивных ландшафтах, а также увеличение размеров площадей ЭПА вниз по геоморфологическому профилю – трансекту от водоразделов к нижним частям склонов и соответственное уменьшение ЭПА сопутствующих почв. Это объясняется геохимическим сопряжением ландшафтов через потоки вещества, то есть дискретно-континуальным характером почвенного покрова. В первых двух видах ландшафтов солонцы располагаются чаще всего внутри дыр дырчатых ЭПА солонцеватых чернозёмов, этим и объясняются их меньшие по сравнению с чернозёмами размеры. На нижних частях склонов солонцы обычно составляют фон почвенного покрова, а сопутствующие почвы располагаются в окружении ЭПА солонцов.

Размеры ЭПА и их количество на единицу площади служат важными характеристиками почвенного покрова, поскольку определяют его сложность. От величины минимальных по площади ЭПА зависит и масштаб детальной почвенной съёмки – масштаб выявления ЭПА. Форма ЭПА солонцов довольно разнообразна и зависит от приуроченности к ландшафту, а следовательно, от факторов дифференциации почвенного покрова. ЭПА элювиальных ландшафтов чаще всего бывают монолитными, изоморфными или дырчатыми, характерными для них являются также предельно-структурные элементы (ПСЭ) преимущественно в виде сурчин, сусликовин, муравейников, осложняющие СПП. ЭПА трансэлювиальных ландшафтов имеют чаще всего вытянутую форму, что связано с эрозийно-денудационными процессами.

Наиболее разнообразны по форме ЭПА трасаккумулятивных ландшафтов. Здесь встречаются практически все отмеченные В.М. Фридландом формы ЭПА (изоморфные, вытянутые, линейные, разветвлённые, лопастные, асимметричные), как монолитные, так и дырчатые, зачастую осложнённые ПСЭ зоогенного или фитогенного происхождения (например, ПСЭ внутрипочвенных муравейников на Сн–Скл нижней террасы оз. Ахмеджансор насчитывают от трёх до пяти тысяч единиц на гектаре).

ЭПА солонцов аккумулятивных ландшафтов менее разнообразны по форме. Генезис их обусловлен цикличностью процессов аккумуляции, их изменчивостью по вещественному составу и интенсивности протекания, в связи с чем их форма наименее стабильна и легче подвержена трансформации.

Следует отметить, что ЭПА солонцов в элювиальных и трансэлювиальных ландшафтах занимают чаще всего микроформы рельефа отрицательного знака. В трансаккумулятивных – при ярковыраженной пятнистости микрорельеф зачастую отсутствует, что объясняется заполнением микрозападин мелкозёмом при эрозионном смыве сверху. В аккумулятивных ландшафтах микрорельеф наиболее выражен и представлен западинками – с гидроморфными и полугидроморфными почвами и микробугорками – с солончаками луговыми и солонцами-солончаками фитильного засоления.

Степень извилистости ЭПА имеет тенденцию к повышению расчленения (отношение периметра ЭПА к его площади) от элювиальных ландшафтов к транзитным; особенно велика она у трансаккумулятивных ландшафтов.

Широкое распространение солонцовых комплексов от вершин грив, увалов и даже сопков до аккумулятивных низких равнин включительно обусловили развитие всевозможных подтипов, родов, видов и разновидностей солончаковых и солончаковатых, солонцовых и солонцеватых, а также осолоделых почв засоленного ряда – классический ряд Гедройца, – который охватывает практически всю классификацию почв по гидроморфизму; глубине степени и химизму засоления; содержанию обменного натрия, гипса и карбонатов; гранулометрическому составу и другим показателям.

Содержание ЭПА солонцовых структур почвенного покрова зависит как от общих зонально-провинциальных условий природного района, так и от конкретных ландшафтных особенностей их формирования. Например, в Камышловском логе и центральной нижней части Тургайской ложбины почвенный покров представлен чернозёмными солонцовыми комбинациями, в которых ЭПА солонцов относятся в основном к гидроморфным средне-, сильно- и очень сильно засоленным солончаковым и высокосолончаковатым хлоридно-сульфатным и сульфатно-хлоридным высококарбонатным средне- и многонатриевым корковым и мелким тяжелосуглинистым и глинистым разновидностям солонцов с пятнами солончаков и засоленных гидроморфных почв. В межкочечных пространствах ЭПА солонцов часто представлены полугидроморфными средне- и сильнозасоленными высоко- и среднесолончаковатыми сульфатно-хлоридными высококарбонатными глубокогипсовыми мало- и средненатриевыми мелкими и средними тяжелосуглинистыми и глинистыми разновидностями.

Форма, площадь ЭПА и степень извилистости их границ самым тесным образом связаны с масштабом выявления ЭПА, а следовательно, и с трудностями картографирования той или иной территории. Характер геометрии ЭПА в совокупности с другими показателями помогает сделать выводы о генезисе ЭПА почв засоленного ряда, особенно когда речь идёт об участии в их формировании и развитии таких мощных факторов как гидродинамический режим, водная и ветровая эрозия.

Информация по структуре почвенного покрова солонцовых территорий имеет крайне важное значение при разработке местных региональных систем научно обоснованного экологически адаптированного использования земельных ресурсов.

КАЧЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГУМУСА ПОЧВ ПОЙМЫ СРЕДНЕЙ ОБИ

Н.А. Перченко

Томский сельскохозяйственный институт –
филиал ФГОУ ВПО «Новосибирский государственный аграрный университет»
perchenko-roman@mail.ru

В статье обсуждаются результаты исследований качественного состава гумуса аллювиальных почв. Выявлено, что в почвах поймы Средней Оби больше аккумулируется органических веществ по сравнению с почвами междуречий. С усилением гидроморфности почв поймы возрастает подвижность гумусовых соединений.

In article genesis soils bottom land is submitted to Average Ob within the limits of Tomsk area. Also results of researches of qualitative structure of humus inundated soils are discussed. It is revealed, that in soils of bottom land it is more accumulated organic substances in comparison with soils plain. With strengthening of watery soils bottom land mobility humus connections grows.

Изучение пойменных почв представляет определенную трудность, поскольку ни их органическое вещество, ни запасы в них питательных веществ и выраженность биоаккумулятивных процессов не могут служить надежными критериями при оценке продуктивности этих почв. Это обусловлено тем, что пойменные почвы за счет аллювиальных и русловых процессов постоянно обновляются и во времени и в пространстве.

На территории Западной Сибири наибольшие массивы пойменных земель сосредоточены в основном в пределах долины р. Оби. Режим водного стока р. Оби, вызывающий особенности формирования наносов в пойме, является совокупным результатом режимов рек тех природных зон, которые Обь пересекает. Режим же речного стока контролируется климатическими условиями всей территории водосбора, которые определяют и объемы стока, и сильную растянутость периода половодья. Пойма долины р. Оби аккумулирует значительную часть твердого стока этой реки, которая поступает в пойму со всей территории водосбора в виде наилка. Средняя мощность наилок, отлагаемых после схода паводка на поверхности поймы, варьирует от 0,1 до 0,6 мм [1]. Именно ежегодное поступление на поверхность пойменных почв наилка, обогащенного органическим веществом и элементами питания растений, отличает почвы пойм от почв междуречий.

Для исследования были взяты почвы трех широтных отрезков (ключевых участков) поймы долины Средней Оби: южного (Кожевниковский район Томской области), среднего (Колпашевский район) и северного (Александровский район). В каждом из участков поймы выбраны почвы разной степени гидроморфности – дерново-слоистые, луговые (в том числе и дерново-луговые) и лугово-болотные.

Результаты исследований показали, что почвы южного и среднего участков Обской поймы отличаются высоким содержанием гумуса в сравнении с почвами северных участков. Наименее гумусированными являются дерново-слоистые почвы, приуроченные к русловой части поймы и развивающиеся под влиянием периодической русловой седиментации. Поэтому биоаккумулятивный процесс в этих почвах подавляется аллювиальным (идет накопление аллювия легкого гранулометрического состава). В то же время луговые почвы, формирующиеся на выровненных гривах поймы, где суглинки перекрывают песчано-супесчаные отложения, характеризуются непродолжительным затоплением и слабой иловой седиментацией. Поскольку почвообразование на гривах протекает в условиях довольно хорошего дренажа и интенсивного развития луговой растительности, луговые почвы в результате активного проявления дерново-го процесса, значительно обогащены гумусом.

Тем не менее, самое высокое содержание гумуса отмечается в лугово-болотных почвах, и не только за счет автохтонных биоаккумуляционных процессов (поскольку избыточное увлажнение этих почв, и в связи с этим слабая их аэрация, подавляют процессы минерализации и гумификации растительных остатков), сколько за счет аллохтонного поступления органических веществ.

В почвах поймы за счет поступления органо-минеральных наносов отмечается повышенное содержание гумуса по сравнению с почвами междуречий. Поэтому для почв поймы особенно важно не столько определение валового содержания в них гумуса, сколько оценка качественного состава их гумуса, особенностей процессов трансформации органического вещества и др. Такие свойства почв поймы зависят, кроме прочих факторов, от режима поемности, химического и физического (литологического) состава аллювия.

Почвы поймы характеризуются средней степенью гумификации (22–34%). С увеличением степени гидроморфности почв меняется и фракционный состав гумусовых кислот (см. табл.). Так, в дерново-слоистой почве южного (Кожевниковского) участка Обской поймы явно преобладает 2-я фракция гуминовых кислот (ГК), что, по-видимому, свидетельствует о положительной роли аллохтонного гумуса и улучшении условий для автогенного гумусообразования. В то же время заметно возрастает содержание 1-й фракции ГК в дерново-луговой и луговой почвах, характеризующихся сравнительно высоким содержанием гумуса гуматно-фульватного состава. С глубиной содержание гумуса уменьшается постепенно, что свидетельствует и об относительно благоприятных условиях развития биоаккумулятивных процессов не только в верхних горизонтах, но и в нижележащих. Еще в большей степени возрастает содержание 1-й фракции ГК в лугово-болотных почвах. Следовательно, фракция бурых гуминовых кислот, близких по свойствам к фульвокислотам, преобладает в почвах тем значительнее, чем больше они увлажняются. Переувлажнение почв способствует образованию в них более миграционно-активных гуминовых кислот, связанных с подвижными полуторными окислами, что характерно и для водораздельных территорий [2]. Заметно выше содержание в лугово-болотных почвах поймы и гуминовых кислот, связанных с глинистыми минералами и устойчивыми полуторными окислами.

В группе фульвокислот в почвах поймы заметных различий не отмечается, хотя считается [3, 4], что избыточное увлажнение (оглеение) почв способствует большему образованию фульвокислот.

Групповой и фракционный состав гумуса почв поймы Средней Оби, % к общему углероду

Горизонт	Глубина, см	С _{общ.} , %	С гуминовых кислот				С фульвокислот					Гумин	С _{г.} :С _{ф.}
			1	2	3	Сумма	1а	1	2	3	Сумма		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Кожевниковский участок													
Дерново-слоистая													
Ад	0–7	2,13	5,2	12,7	8,5	26,4	4,7	7,0	6,1	16,0	33,8	39,8	0,8
1 _{gFe}	10–20	0,72	1,0	15,7	19,4	36,1	12,5	2,6	11,2	2,8	29,1	18,8	1,1
Аh	25–30	1,21	0,7	23,2	7,0	30,9	7,8	1,4	9,3	6,7	25,2	43,9	1,2
Вh	40–50	2,25	0,2	21,2	8,0	29,4	5,5	3,2	9,2	9,2	27,3	43,3	1,1
Луговая													
Ад	0–5	4,65	8,6	13,3	6,5	28,4	5,2	6,9	7,5	7,4	27,0	44,6	1,1
А _i	5–10	3,15	8,2	19,0	7,9	35,1	6,2	9,1	11,6	7,9	34,8	30,1	1,0
А _i	12–20	3,50	6,9	18,3	5,7	30,9	4,7	3,2	9,6	5,0	22,5	46,6	1,4
Аgh	20–30	2,80	6,8	25,9	6,8	39,5	5,0	6,1	9,5	4,9	25,5	35,0	1,6
Лугово-болотная													
Ад	2–3	4,13	15,2	5,6	13,1	33,9	4,8	7,3	9,4	7,0	28,5	37,6	1,2
Ag	3–8	5,17	17,6	6,0	13,2	36,8	4,1	8,1	6,0	7,0	25,2	38,0	1,5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Ал	8–13	3,33	10,2	12,6	13,2	36,0	4,5	5,1	5,7	6,9	22,2	41,8	1,6
A _{Fe}	13–20	3,16	8,5	10,1	14,6	33,2	4,8	5,4	8,9	8,5	27,6	39,2	1,2
AB _g	20–27	3,39	9,1	13,1	15,5	37,7	4,3	3,6	11,3	7,3	26,5	35,8	1,4
Колпашевский участок													
Дерново-луговая													
Ал	0–10	4,21	13,3	9,3	7,1	29,7	5,5	12,6	5,9	5,2	29,2	41,1	1,0
А	20–30	1,07	4,7	19,6	8,4	32,7	11,2	11,2	11,2	8,4	42,0	25,3	0,8
C _{Fe}	45–50	0,48	1,7	21,2	6,2	29,1	8,3	6,7	16,2	8,3	39,5	31,4	0,7
Лугово-болотная													
Ал	0–5	5,83	13,6	6,3	5,7	25,6	5,5	10,5	5,7	5,3	26,8	47,6	0,9
A ₁	5–10	3,88	10,6	4,9	6,7	22,2	5,7	10,6	7,7	5,9	29,9	47,6	0,7
A _{1g}	15–20	1,54	5,8	11,7	8,4	25,9	7,8	6,5	7,8	5,8	27,9	46,2	0,9
B _{Fe}	30–40	1,31	3,8	13,7	8,4	25,9	8,4	6,1	12,2	6,1	32,8	41,3	0,8

Специфические спектры поглощения гуминовых кислот всех исследованных почв отражают то обстоятельство, что гумусообразование в них совершается под явным влиянием оглеения (наличие пигмента Pg – диагностического признака оглеения и анаэробно-биохимических процессов).

Таким образом, поступление на поверхность почв поймы наилок в результате затопления – седиментации, геохимических и биогенных процессов, приводит к большей аккумуляции в этих почвах органического вещества по сравнению с почвами междуречий. При этом с усилением гидроморфности почв поймы возрастает подвижность гумусовых соединений.

Литература

1. *Шепелев А.И.* Аллювиальное почвообразование в поймах рек таежной зоны Западной Сибири: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. Новосибирск, 1999. 35 с.
2. *Перченко Н.А.* Почвы разной степени гидроморфизма и процессы мобилизации в них азота: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Новосибирск, 1987. 18 с.
3. *Кащенко А.С.* Динамика группового состава гумуса в дерново-подзолистой почве // Зап. Ленингр. с.-х. ин-та. Ленинград; Пушкин, 1958. Вып. 13. С. 152–159.
4. *Пономарева В.В., Плотникова Т.А.* Гумус и почвообразование. Л.: Наука, 1980. 221 с.

УДК 631.4

МЕРЗЛОТНЫЕ СЕРЫЕ ПОЧВЫ

А.П. Пестерев

Федеральное научное государственное учреждение
Институт прикладной экологии Севера
pesterev.a@mail.ru

В статье для обсуждения предлагается новый тип почвы, ранее не вошедший в Союзную, Всероссийскую и Региональную классификации типов почв. Данные почвы имеют значительное распространение в Юго-Западной Якутии. Сформированы на древнеаллювиальных отложениях относительно легкого гранулометрического состава, под

смешанными древостоями, характеризуются высоким потенциальным плодородием. Отмечается отсутствие подзо-лообразовательного процесса при кислой реакции среды. Иногда встречается реликтовое оглеение в нижней части почвенного профиля. Изучение данных почв связано с освоением новых территорий с нефтегазовыми месторождениями, обеспечивающих заполнение нефтепровода ВСТО.

In article for discussion the new type of soil not entered in Allied, All-Russia and Regional classifications of types of soils is offered earlier. The given soils have considerable distribution to Southwest Yakutia. Are generated on alluvial adjournment concerning a lung granular structure, under the mixed forest stands, is characterized by high potential fertility. Absence podzol formation process at sour reaction of environment is marked. Sometimes meets relic gleing in the bottom part of a soil profile. Studying of the given soils is connected with development of new territories with the oil and gas deposits, providing filling of oil pipeline ES–PO.

В предлагаемой статье обсуждается новый тип почвы, не вошедший в классификации почв России и Якутии. Ранее серые почвы не описывались в Якутии в условиях криолитозоны. Безусловно, этот вопрос является актуальным, т.к. данные почвы подвергаются усиленному техногенному прессу при добыче углеводородного сырья.

Изучаемая территория расположена в юго-восточной части Средне-Сибирского плоскогорья, приподнятого над уровнем моря на 400–650 м на границе с Патомским грядово-холмистым нагорьем, представляющим собой чередование узких гряд с широкими и пологими увалами, линейно вытянутыми в северо-восточном направлении. Эта область наиболее приподнята и расчленена. Максимальные абсолютные отметки, расположенные на водоразделе рр. Лены и Нюи, достигают 600–625 м, а минимальные – урез р. Лены – 166 м. Своеобразие рельефа области обусловлено сложным тектоническим строением и наличием молодых тектонических движений. Выраженные в рельефе гряды являются крупными антиклинальными складками, которые чередуются с пологими и широкими синклиналями. В тектоническом плане район входит в состав Сибирской платформы и расположен в зоне сочленения таких крупных внутриплатформенных структур, как Приленская складчатая зона, Чонско-Сюльджюкярское поднятие, Тунгусская и Вилюйская синеклизы и Ангаро-Вилюйский прогиб. В геологическом строении названных структур участвуют породы нижнего кембрия, на которых согласно залегают породы кембрия и ордовика, угленосные отложения перми. Все эти породы интродуцированы пластовыми и секущими телами базитов. Породы кембрия и ордовика перекрыты континентальными и морскими отложениями нижней юры.

Первые ширококомасштабные почвенные исследования в Ленском районе Республики Саха (Якутия) на территориях, перспективных для сельскохозяйственного освоения, проводились в 1952–1953 гг. под руководством В.Г. Зольникова [1]. Дальнейшие исследования почвенного покрова связаны с освоением нефтегазовых месторождений. Начиная с 2000 г. сотрудниками ФГНУ ИПЭС проведены почвенные исследования на ряде месторождений (Талаканское, Тымпучиканское, Хотугу-Мурбайское и др.) [2, 3].

Климат континентальный. Среднегодовая температура составляет -8°C . Распределение осадков во времени неравномерно. Годовой ход характеризуется резко выраженным летним максимумом осадков и относительно сухой зимой. Сумма атмосферных осадков достигает 482 мм в год.

Территория исследуемого участка по почвенно-географическому районированию относится к Якутской Восточно-Сибирской таежной мелкодолинной провинции, к Среднеленскому району, где наиболее распространены, согласно Атласу [4], дерново-карбонатные средние и тяжелосуглинистые (местами щебнистые), дерново-подзолистые остаточные карбонатные и торфяно-болотные почвы.

По лесорастительному районированию исследуемый район относится к Лено-Витимскому предгорному округу Южно-Якутской среднетаежной лесорастительной провинции сосново-лиственничной тайги с участием темнохвойных лесов [5]. Здесь проходит северная граница

ареала многих растений, проникающих из южных и западных районов Сибири, в том числе лиственницы сибирской, кедра, пихты, рябины и т.д. Запасы древостоев составляют более 140 кубометров на га.

По мере удаления от водосборной площади р. Лена преобладающим типом почв в Ленском районе являются мерзлотные серые почвы. Впервые эти почвы были вскрыты и описаны нами в 2006 г. в Тымпучиканском лицензионном участке. Затем типология почв была подтверждена последующими исследованиями на других участках (Отрадинский и Чаяндинский лицензионные участки и др.). Данные почвы не вошли в классификацию Л.Г. Еловской [6] и, по сути, являются малоизученными, хотя имеют широкое распространение в Ленском районе и сопредельных областях России. По классификации [7], они распространены в Западной Сибири. Мерзлотные серые почвы сформированы на древнеаллювиальных отложениях, характеризуются кислой реакцией, легким гранулометрическим составом и высоким плодородием. На наш взгляд, серые почвы занимают промежуточное положение между боровыми песками и подзолистыми почвами. Вместе с тем высокое плодородие почвы, производительность и разнообразие растительности свидетельствуют об оптимальном соотношении агрофизических и гидротермических условий серой почвы в криолитозоне. Формирование серого типа почв обусловлено ослаблением подзолообразовательного процесса, чему способствуют особенности биологического кругооборота веществ, условий гумификации и водного режима. Значительная часть гумусовых кислот нейтрализуется основаниями самого опада, и в результате этого процессы разрушения почвенных минералов в серых лесных почвах существенно ослабляются. Приведем описание.

Р5 АП – 06. 26.08.06. Левый берег р. Северная Пуриново. Березняк разнотравный от кромки воды 50 м. Микрорельеф: мелко-холмистый. Перепад 1 м. Н = 15 м, Д = 18 см. Сомкнутость 0,4. Подлесок: сосна, кедр, Лщ единичная. Высота 395 м. N 60° 12' 43,0", E 110° 09' 18,4".

Травяной покров: осока, зеленый мох, лишайник. Покров составляет 50%. Микрорельеф: бугорковатый.

А ₀ 2–0 см	Опад из листьев березы, лишайник, мох
А _т 0–2 см	Полуразложившиеся органические остатки
А 2–27 см	Темно-бурый, свежий, легкосуглинистый, рыхлый, мелкокомковатый, пронизан корнями. Переход постепенный. Граница ровная
В 27–50 см	Темно-бурый, темнее предыдущего, с желтыми прослойками из глины, свежий, легкосуглинистый, рыхлый, бесструктурный, имеются корни. Переход ясный. Граница волнистая
BC 50–74 см	Темно-бурый, однородный без прослоек, свежий, легкосуглинистый, слегка уплотнен, слоистой текстуры, мерзлотный горизонт с льдом

В составе гумуса темно-серых почв преобладают гуминовые кислоты. В гумусе верхних горизонтов серых и светло-серых почв преобладают фульвокислоты. Содержание гумуса очень высокое – 13–28% в органогенных горизонтах постепенно убывающее с глубиной. Тип гумуса фульватно-гуматный. Степень гумификации органического вещества очень высокая. При этом обогащенность гумуса азотом очень низкая. Содержание негидролизуемого остатка гумуса среднее. Обеспеченность фосфором высокая.

Гумусовый и элювиальный горизонты серой почвы относятся к среднему суглинку крупнопылевато-мелкопесчанистому. Почвообразующая порода относится к илстой легкой глине. Из-за преобладания крупнопылеватых фракций в данных почвах высота капиллярного поднятия влаги максимальна и достигает 91 см. А в материнской породе преобладание илстых фракций обуславливает значительную молекулярную влагоемкость почв. Вместе с тем различие фракционного состава почвы и материнского горизонта свидетельствует о двучленности профиля серой почвы. Эти почвы имеют кислую реакцию среды в верхних горизонтах, степень насыщенности основаниями составляет 70–85%. Почвы не засолены. В серых почвах

идет интенсивный элювиально-иллювиальный процесс, о чем свидетельствуют показатели валового состава. По содержанию алюмоокислоты в серых почвах идет латеритный тип почвообразования.

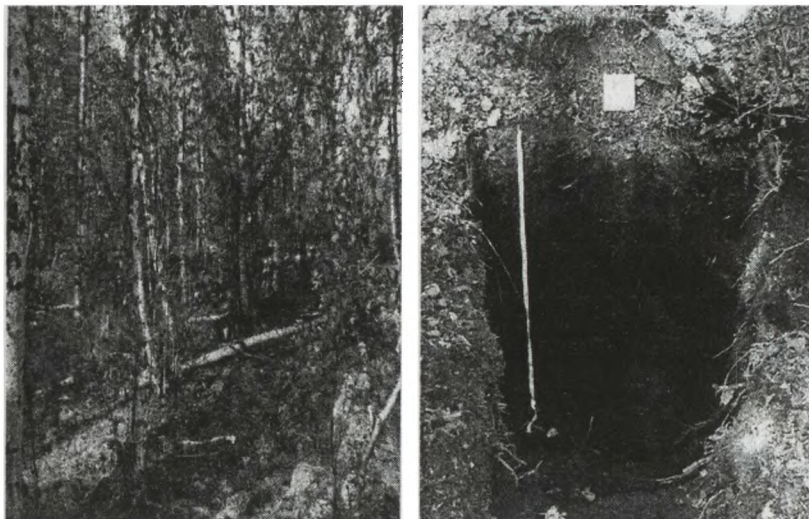


Рис. 1. Березняк разнотравный с примесью кедра, под которым формируются мерзлотные темно-серые лесные почвы

В целом, для зональных почв данного региона характерна пропитка всего профиля гумусовыми веществами, что резко отличает их от почв Центрального региона Якутии и свидетельствует о высоком плодородии и огромных потенциальных запасах гумуса под лесными массивами. В регионе встречаются два подтипа – серые и темно-серые [8], различающиеся по содержанию гумуса. Данные почвы на склоновых и водораздельных пространствах сочетаются с дерново-карбонатными почвами. В целом, карбонатные почвы большей частью приурочены к долине р. Лена.

Литература

1. **Зольников В.Г.** Почвы Ленского и Олекминского районов Якутии и перспективы их сельскохозяйственного использования // Материалы о природных условиях и сельском хозяйстве Юго-Запада Якутской АССР. М.: Изд-во АН СССР, 1957. Вып. 2. С. 3–111.
2. **Пестерев А.П., Саввинов Г.Н.** Почвы Юго-Западной Якутии // Материалы V съезда почвоведов России. Ростов н/Д, 2008. С. 352.
3. **Пестерев А.П., Саввинов Г.Н.** Структура почвенного покрова Юго-Западной Якутии // Материалы Междунар. конф. «Пространственно-временная организация...». СПб., 2007.
4. **Атлас** сельского хозяйства Якутской АССР. М.: ГУ ГиК при СМ СССР, 1989. 115 с.
5. **Тимофеев П.А., Исаев А.П., Щербаков И.П. и др.** Леса среднетаежной подзоны Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1994. 140 с.
6. **Еловская Л.Г.** Классификация и диагностика мерзлотных почв Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 172 с.
7. **Классификация** и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 225 с.
8. **Классификация** и диагностика почв России / Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева, М.И. Герасимова. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.

ФОРМЫ СОЕДИНЕНИЙ ЖЕЛЕЗА В ПОЧВАХ ВАСЮГАНСКОЙ РАВНИНЫ

Н.Н. Пологова, Т.С. Степанова

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск
pologova@imces.ru

Рассмотрено распределение форм железа в сопряженных почвах ландшафтов переходного (Н–Са) класса. Карбонатность пород предопределяет низкое содержание несиликатного железа. Дерново-подзолистые почвы отличаются от органо-аккумулятивных повышенным содержанием сильно окристаллизованных соединений. Восстановительная трансформация в одинаковом диапазоне кислотно-щелочных параметров среды приводит к сходным типам распределения несиликатных форм железа.

Distribution of iron forms in soils catena of transitive landscapes (H–Ca)-class is considered. Calcareous parent material predetermines the low contents of non-silicate iron compounds. Soddy-podsolic soils have more strong crystallized iron compounds in comparison with organic-accumulative soils. Development of hydromorphism in the same range of acid-base parameters of condition leads to similar types of distribution of non-silicate iron forms.

Содержание и соотношение форм соединений железа, характер их профильного распределения используются в качестве диагностического признака для группировки почв по интенсивности развития почвенного оксидогенеза [1, 2]. Железо является типоморфным элементом гумидных ландшафтов, его подвижные формы принимают активное участие в процессах альфегумусовой миграции, оглеения и конкрециеобразования. Влияние литогенных признаков, таких как карбонатность пород и содержание в них железа исследовано в почвах на локальных моренах Русской равнины [3]. Однако нет данных о составе железа в почвах ландшафтов южной тайги, относящихся к переходному (Н–Са) классу, где развиты слабокислые почвы с близким залеганием карбонатов в почвенном профиле.

Особенностью Васюганской равнины является то, что современные кислые ландшафты (верховые болота) развиты в центральной части водоразделов на исходно карбонатных породах, а дренированные местоположения представляют собой стадии обеднения ландшафта кальцием и замещения его водородным ионом. Карбонаты залегают на глубине 40–80 см в аккумулятивных позициях и 70–120 см – в элювиальных. Слабой выщелоченности от карбонатов способствует глинистый гранулометрический состав почвообразующих пород. Грунтово-болотные воды мелкозалежных болот способствуют перемещению Са и вторичному окarbonачиванию почв приболотного пояса.

Влиянию разных факторов на содержание и внутрипрофильное распределение форм железа уделено внимание в настоящей работе. Исследования проведены в двух основных группах почв: органо-аккумулятивных и дерново-подзолистых. Первые характеризуются исходно высокой гумусированностью, вторые – разной степенью сохранности реликтового гумусового горизонта. Варианты преобразования почвенного профиля при нарастании увлажнения мы рассмотрели для сопряженных почвенных разрезов, сочетающихся по микрорельефу в условиях затрудненного оттока продуктов почвообразования и различных условиях кислотно-щелочной среды. Восстановительная обстановка в слабоизмененных условиях поддерживается восходящими токами от грунтово-болотных вод. Остаточно-гумусовый горизонт почв подчиненных позиций несет черты сходства: плотный, с характерной слитостью и стальным оттенком окраски. Накопление оторфованных горизонтов происходит вслед за аккумуляцией перегнойных и не сопровождается сколько-нибудь заметным выносом гумуса из верхней части минерального профиля на слабопроницаемых глинах. В органогенных горизонтах органо-аккумулятивных почв величина рН снижается до 5,8–6,5, а в минеральных остается равной

7,5–7,6 (рис. 1, А). В сопряжениях дерново-подзолистых остаточно-гумусовых почв при близком залегании карбонатов в подчиненных позициях распределение рН контрастное, а при более глубоком выщелачивании реакция среды минеральных горизонтов меняется от слабокислотной до нейтральной (рис. 1, В).

Применялась традиционная система фракционирования [1]. При анализе распределения железа использован метод свертывания информации: расчет средневзвешенного признака для совокупности горизонтов – верхних, срединных и нижней части профиля. Наиболее полная информация содержится в профильных кривых распределения форм соединений железа. При их построении применили суммирование показателей и расположение графиков относительно центральной оси: слева – окристаллизованные формы железа, справа – оксалатнорастворимые. Площадь между крайними кривыми характеризует количество несиликатного (дитионитрас-творимого) железа.

В органо-аккумулятивных почвах при обилии карбонатов и реакции среды от нейтральной до слабощелочной доля свободных соединений железа от его валового содержания невысока. Отношение Fe_d/Fe , 0,15–0,31, что по градации [2] очень низкое и низкое ($< 0,2$ и $0,2–0,3$). Лишь в глеевом горизонте в условиях близких к нейтральным (р. 58) отношение возрастает до 0,36. Низкая доля свободных соединений железа объясняется слабым выветриванием силикатов в карбонатной среде. В этих условиях не происходит мобилизации железа и абсолютное содержание свободного железа не превышает 1,5%. В почвах автоморфных позиций сопряжений распределение свободного железа четко выраженное двучленное: слой до глубины 60 см содержит 1,49%, а нижний карбонатный слой – до 1,12%.

В сопряжениях дерново-подзолистых почв доля свободного железа от валового несколько выше (0,26–0,38), характеризуя его содержание как преимущественно среднее. Наибольшие значения отношения также в оглеенных горизонтах. В абсолютном выражении содержание несиликатного железа также менее 2% (1,4–2,0% в срединных горизонтах, 1,08–1,26% – в карбонатных и относительно меньше в минеральных гумусовых глеевых и элювиальных горизонтах). Следовательно, при глинистом гранулометрическом составе интенсивность накопления несиликатного железа определяется кислотно-щелочной средой. Лишь в условиях элювиального почвообразования происходит некоторое увеличение свободного железа, которое затем сопровождается элювиальным выносом и нарастанием контрастности распределения по профилю. Оглеение в условиях подпитывания карбонатами тормозит накопление свободного железа, а в условиях нейтральной и кислой реакции среды способствует выходу железа из силикатов и его накоплению.

Основным отличием группы дерново-подзолистых почв является высокое содержание сильно окристаллизованного железа (рис. 1, Г), что в целом характеризует достаточно продолжительный период формирования почв в условиях лучшего дренажа и аэрации до наступления современного контакта с периферией мелкозалежного болота. Высокое содержание сильно окристаллизованного железа наследуется и увлажненными вариантами почв сопряжений. Однако на современном этапе развития полугидроморфных почв происходит резкое уменьшение слабо окристаллизованных форм железа в поверхностных горизонтах и увеличение доли аморфного железа.

Несиликатное железо на 55–70% представлено слабо окристаллизованными формами, которые в целом составляют исходную матрицу, на которую накладывается гидрооксидогенез в условиях постоянного поступления на поверхность органического вещества. В нейтральной глеевой обстановке в минеральных гумусовых горизонтах органоаккумулятивных почв резко увеличивается количество аморфных форм железа, а в кислых условиях дерново-подзолистых почв – аморфного и связанного с органическим веществом (рис. 1, Б, Г). Застойно-промывной водный режим ускоряет восстановление и способствует обезжелезнению минеральных гори-

зонтов под торфянистыми, поскольку при подкислении среды двухвалентное железо постоянно удаляется в форме комплексов с органическими лигандами [4]. При близком залегании карбонатов степень накопления оксалатнорастворимого железа в дерново-подзолистых почвах выше, а вынос из-под оторфованной подстилки меньше.

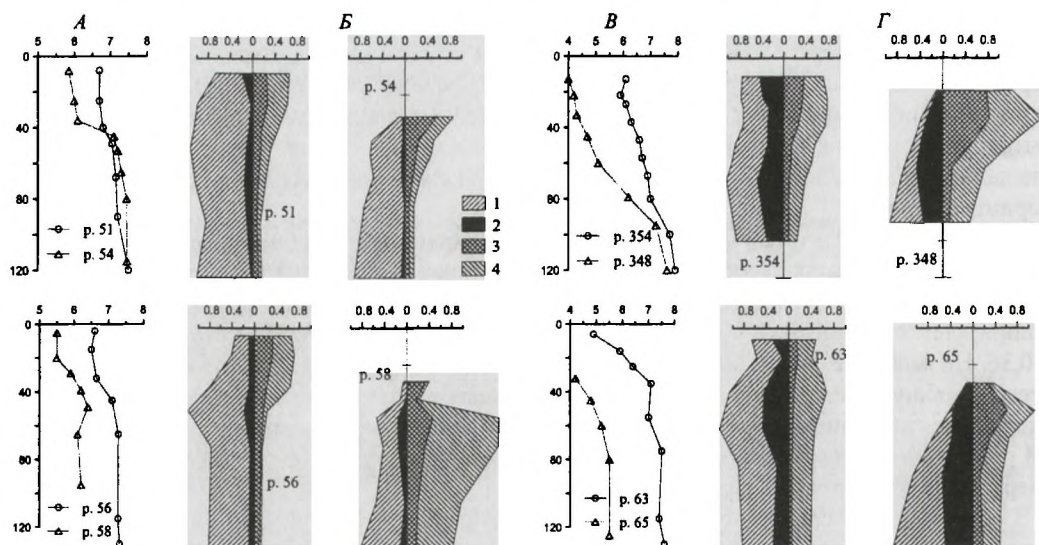


Рис. 1. Профильное распределение форм соединений железа в различных кислотно-щелочных условиях (pH – A, B) в органо-аккумулятивных (Б, р. 51, р. 56), дерново-подзолистых (Г, р. 354, р. 63) и сопряженных с ними полугидроморфных (р. 54, р. 58 и р. 348, р. 65 соответственно) почвах. Формы железа, %: 1 – слабо окристаллизованное; 2 – сильно окристаллизованное; 3 – связанное с органическим веществом; 4 – аморфное

Исследованные дерново-подзолистые почвы различаются по количеству железа, связанного с органическим веществом. Поскольку железо может мигрировать в ионном, коллоидном состоянии и в виде комплексов с гумусовыми соединениями, преимущественно с фульвокислотами [1], то эти различия можно связать с разной степенью сохранности остаточно-гумусового горизонта. В почвах (р. 63), где горизонт выражен в виде пятен в сфере переходного и кутан иллювиального горизонта, с постепенным падением содержания гумуса ($C_{гк}/C_{фк} = 1,16$) количество железа, связанного с органическим веществом, вдвое выше, чем в слабо трансформированных (р. 354) с интенсивно прокрашенным остаточно-гумусовым горизонтом в переходной и иллювиальной части профиля и выраженным пиком содержания гумуса ($C_{гк}/C_{фк} = 2,71$). Соответственно и аморфное железо в первом варианте перераспределяется с элювиальным минимумом и увеличением в сфере остаточного горизонта, а во втором – с накоплением в его верхних горизонтах.

Таким образом, карбонатность почвообразующих пород предопределяет низкое содержание несиликатных форм железа в почвах ландшафтов переходного (Н–Са) класса. Различная степень трансформации карбонатного и гумусового профиля отражается в соотношении форм соединений железа. Повышенное содержание сильно окристаллизованного железа в дерново-подзолистых почвах свидетельствует о продолжительной элювиальной фазе формирования профиля. Восстановительная трансформация исследованных групп почв, проявляющаяся в одинаковых условиях кислотности – щелочности, приводит к принципиально сходным типам распределения несиликатных форм железа. При слабой выщелоченности от карбонатов характерна аккумуляция в поверхностных горизонтах, при глубокой выщелоченности и под-

кислении подподстилочных горизонтов – их обеднение вследствие восстановления в анаэробных условиях и накопление в глеевых горизонтах.

Литература

1. Зонн С.В. Железо в почвах. М.: Наука, 1982. 207 с.
2. Карманова Л.А. Общие закономерности соотношения и распределения форм железа в основных генетических типах почв // Почвоведение. 1978. № 7. С. 49–61.
3. Водяницкий Ю.Н., Гагарина Э.И., Лессовая С.Н. Образование оксидов железа в почвах на локальных моренах // Почвоведение. 1994. № 2. С. 67–77.
4. Водяницкий Ю.Н., Васильев А.А., Кожева А.В., Сатаев Э.Ф. Особенности поведения железа в дерново-подзолистых и аллювиальных оглеенных почвах Предуралья // Почвоведение. 2006. № 4. С. 396–409.

УДК 632.122.1

ТРАНСФОРМАЦИЯ МЕРЗЛОТНЫХ ПОЧВ СЕВЕРА СРЕДНЕЙ СИБИРИ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ТЕХНОГЕННОГО ФАКТОРА

Т.В. Пономарева

Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, г. Красноярск
bashkova_t@mail.ru

В настоящей работе освещены результаты полевых исследований лесных экосистем, подверженных антропогенному воздействию и сопряженных с ними почв (трансформированных и фоновых) на территории севера Средней Сибири (Красноярский край). Исследования проводились путем маршрутных обследований, заложения, описания и анализа почвенных разрезов в различных местах в естественных биогеоценозах, а также на измененных антропогенными воздействиями участках поблизости от источника выбросов серы и тяжелых металлов. В 30 км зоне наблюдается трансформация вещественного состава и морфологического облика почв.

In this paper present the results of field research of anthropogenic impacts on forest ecosystems and associated soil (transformed and background) in the north of Middle Siberia (Krasnoyarsk region). Studies founded on planning an itinerary, description and analysis of soil profiles at different locations in the natural ecosystem, as well as the anthropogenic areas near the source of sulfur and heavy metals. In the 30 km zone has transformed the material composition and morphological properties of the soil.

Почвенный покров и почвы севера Средней Сибири характеризуются большой специфичностью [1]. Для обширной территории Средней Сибири, чрезвычайно неравномерно охваченной почвенно-географическими исследованиями, изучение общих закономерностей мерзлотного почвообразования и трансформации почвенного покрова является актуальным.

На севере Средней Сибири расположен крупный промышленный комплекс (Заполярный филиал ОАО «ГМК «Норильский никель»). Поступление антропогенных элементов в почву в течение длительного периода времени привело к необратимым трансформациям почвенного покрова и ландшафтов в целом в ближней зоне воздействия этого предприятия. В почве, в отличие от воздуха атмосферы и вод поверхностных водоемов, экологические последствия антропогенного воздействия (например, загрязнения) обычно проявляются позже, но они более устойчивы и сохраняются дольше.

Географическое положение, геология и рельеф. Территория исследований расположена в Заполярье Средней Сибири в северо-западной части Среднесибирского плоскогорья. Рель-

еф – слабохолмистый с общим понижением местности в северном направлении. Обследованная территория представляет плоскую террасированную поверхность, расчлененную долинами рек и озерными котловинами. Болота занимают около 24% территории. Западная часть региона (Приенисейская депрессия) относится к Западно-Сибирской низменности [2].

Почвообразующие породы представлены продуктами выветривания траппового комплекса, имеющего разный генезис (элювиальный, элювиально-делювиальный, ледниковый, делювиально-криосолифлюкционный, озерно-ледниковый, аллювиальный, озерно-аллювиальный) и гранулометрический состав (от супесей до суглинков и глин) и довольно однородный литолого-петрографо-минералогический состав [3].

Геокриологические условия. Многолетняя мерзлота имеет сплошное (сплошная криолитозона) или прерывистое (прерывистая криолитозона) распространение [4]. Глубина сезонного слоя (СТС), или деятельного слоя, колеблется от 20 см до 2 м и более. Наименьшее протаивание наблюдается в суглинисто-глинистых переувлажненных почвах, максимальное – на легких по гранулометрическому составу хорошо водопроницаемых почвах, формирующихся на песчано-супесчаных и глыбово-щебнисто-мелкоземистых продуктах выветривания. В результате воздействия мерзлотных процессов, обусловленных чередованием промерзания – протаивания, в профиле почв возникает целый комплекс механических деформаций почвенной массы, связанных с пучением, криотурбацией, морозобойным растрескиванием, криосолифлюкционными деформациями [2].

Климат. Для этого района характерен субарктический климат с продолжительной холодной зимой и коротким летом. Среднегодовая температура воздуха составляет $-9,7^{\circ}\text{C}$, за год в среднем выпадает около 440 мм осадков. Безморозный период длится 50–80 дней. Амплитуда абсолютных температур лета и зимы в приполярной полосе может превышать 100°C . Продолжительность снежного покрова 240–250 дней [5].

Растительность подчиняется широтной и вертикальной зональности. Северная часть региона, а также горные области принадлежат к тундровому почвенно-биоклиматическому поясу, остальная территория входит в бореальный почвенно-биоклиматический пояс, а именно в таежные и горно-таежные зоны. Лесопокрывтая площадь составляет более 40% и представлена насаждениями естественного происхождения. Главная лесообразующая порода – лиственница сибирская [6], сменяющаяся на востоке лиственницей даурской. Преобладают разновозрастные насаждения с преобладанием перестойных, характеризующихся низкой полнотой (0,4). Около 25% лесопокрывтой площади приходится на редины с полнотой 0,2 и менее. Кроме основного древесного эдификатора добавляются ель, береза с характерным для них травяно-кустарничковым напочвенным покровом.

Почвенный покров. Разнообразие природно-экологических условий (равнинный и горный характер рельефа, широкое распространение основных пород трапповой формации, известняков, многолетней мерзлоты, резко континентальный климат) определило многообразие и специфику почв и почвенного покрова. В системе почвенно-географического районирования [2] территория исследования входит в состав Приенисейской почвенной провинции мезокомбинаций комплексов подбуров, криоземов и торфяных мерзлотно-болотных комплексов.

Исследованы основные типы почв (криоземы, грануземы и подбуры) на участках удаленных от источника загрязнения на 130, 30, 25, 7 и 3 км. Дана морфологическая характеристика профилей естественных и химически преобразованных почв, определены основные физико-химические свойства почв и общее содержание элементов загрязнителей.

Методы. Изучение антропогенных трансформаций почвенного покрова лесных биогеоценозов проводилось на основе различных методов: профильных, картографических аналитических. Наблюдения за состоянием почвенного покрова проводились на постоянных пробных площадях (ППП). Полевые и лабораторные исследования почв проводились согласно методическим рекомендациям и классическим методикам [7].

Трансформация вещественного состава почв. Отмечено, что основные изменения вещественного состава в почвах (криоземах, грануземах и подбурах) нарушенных экосистем происходят в верхних горизонтах. Исследования показывают, что при удалении от источника техногенных элементов коэффициенты концентрации общей серы и тяжелых металлов в органогенных горизонтах снижаются (см. табл.) и на расстоянии 25–30 км содержание этих элементов оказывается на уровне кларка. На основании полученных результатов исследованные почвы в ближней зоне воздействия промышленных предприятий (до 30 км) могут быть отнесены к химически загрязненным.

Коэффициенты концентрации (Кк) тяжелых металлов и серы в органогенных горизонтах, естественных и химически загрязненных

Тип почвы	Расстояние от источника техногенных элементов	Кк*		
		Cu	Ni	S
Торфяно-криоземы	130 км	0,04	0,09	0,46
Торфяно-криоземы	30 км	0,59	0,78	1,05
Криоземы	25 км	8,56	5,09	1,05
Криоземы	8 км	19,26	7,68	1,60
Торфяно-криоземы	3 км	62,24	23,08	2,05

Примечание. * – коэффициент концентрации рассчитан относительно кларка элементов в основных породах.

Однако трансформации вещественного состава почв могут на протяжении длительного времени не вызывать изменения морфологического профиля и не нарушать систему генетических горизонтов. На исследованных участках в сильно нарушенных экосистемах, где древесная растительность не полностью погибла, нередко можно наблюдать, что профили химически загрязненных почв (даже при очень высоких уровнях содержания токсичных элементов) по морфологическим признакам практически не отличаются от естественных профилей типичных почв, характерных для этих природных условий, что обусловлено высокой устойчивостью данных почв.

Структура почвенного покрова. Продолжительная химическая агрессия на почву приводит к проявлению не только химического загрязнения, но и процессов химической трансформации морфологического строения почв. Результатом названных процессов являются химически загрязненные и химически преобразованные почвы [8].

В ближней 30 км зоне трансформация морфологического облика почв проявляется в виде уменьшения мощности органогенных горизонтов до полного их уничтожения; формирования новых органоминеральных горизонтов на органоминеральном субстрате (погибшая естественная растительность из мхов и лишайников) вторичной растительностью (хвощ, осоковые, злаки); изменения микрокомбинаций почвенного покрова в результате деградации нано- и микрорельефа. Гибель мохово-лишайникового покрова и изменение гидротермических свойств поверхностных горизонтов провоцирует увеличение сезонно талого слоя, усиление криогенных процессов (пучение, морозобойное растрескивание). Профили этих химически преобразованных почв чрезвычайно быстро деградируют под действием дефляции, водной эрозии, криогенных процессов и пирогенного фактора. В итоге увеличивается площадь почв, лишенных верхних диагностических горизонтов. Такие почвы являются очень неустойчивыми образованиями и быстро разрушаются. На месте лесных сообществ на минерализованном субстрате формируются степные или остаются техногенные пустоши.

Литература

1. **Конюшков Д.Е.** Структура почвенного покрова Северо-восточной части Среднесибирского плоскогорья // Почвоведение. 1992. № 2. С. 61–73.
2. **Ершов Ю.И.** Почвы Среднесибирского плоскогорья. Красноярск: Ин-т леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, 2004. 86 с.
3. **Соколов И.А., Градусов Б.П.** Особенности автоморфного почвообразования в условиях холодного гумидного климата // Почвоведение. 1981. № 1. С. 136–149.
4. **Фотиев С.М., Данилова Н.С., Шевелева Н.С.** Геокриологические условия Средней Сибири. М.: Наука, 1974. 147 с.
5. **Средняя Сибирь.** М.: Наука, 1964. 480 с.
6. **Абаимов А.П.** Лиственничные леса и редколесья севера Сибири (Разнообразие, особенности экологии и лесообразовательного процесса): Автореф. ... д-ра биол. наук. Красноярск, 1997. 32 с.
7. **Методические** рекомендации по выявлению деградированных и загрязненных земель. М., 1995.
8. **Классификация** и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.

УДК 631.459

ГЕОСИСТЕМНЫЙ ПОДХОД К ИЗУЧЕНИЮ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА И МИГРАЦИОННО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ПОТОКОВ НА ВОДОСБОРНЫХ БАССЕЙНАХ

А.Ф. Путилин, А.М. Шкаруба, Л.Ю. Дитц, А.В. Чичулин
Институт почвоведения и агрохимии СО РАН
putilin@issa.nsc.ru

Почвенный покров как природная геосистема рассматривается с позиций его пространственно-временного местоположения на водосборном бассейне, на основе анализа вещественных миграционных потоков. Программное обеспечение Mapinfo является основой построения цифровых моделей рельефа и создания серии электронных карт, отражающих современное состояние и трансформацию почвенного покрова.

The soil cover as natural geosystem is considered from position of its site on water basin, on the basis of material migratory streams analysis. The software Mapinfo as basis of digital models of a relief was used for creation of a series electronic maps, reflecting a modern condition and transformation of a soil cover.

Почвенный покров является природной геосистемой, возникшей как продукт сложного взаимодействия горных пород, климата, растительности и животного мира, протекающего на определенном рельефе земной поверхности.

Современное изучение почв и почвенного покрова должно проводиться на системном подходе и математическом моделировании с использованием ГИС-технологий, которые должны базироваться на общепризнанных теоретических положениях фундаментальных наук. В почвоведении таковыми основами являются теория миграции вещества и энергии в ландшафтах и системный подход, основанный на водосборно-бассейновом принципе.

Миграционные потоки определяют как темпы и скорость образования и формирования почв, так и темпы преобразования (трансформации) рельефа. Вещественные потоки и взаимодействия различных веществ в пространстве и во времени формируют все многообразие современных почвенных, растительных сообществ и ландшафтов.

Флювиальные процессы являются одним из главных факторов эволюции рельефа и почвенного покрова, в то время как внутрпочвенный и подземный сток, имеют в основном под-

чинительный характер. Миграционные процессы в ландшафтах детально исследованы в работах М.А. Глазовской. Необходимо отметить, что, несмотря на многочисленные публикации исследований миграционных потоков, выделение конкретных ландшафтов в крупном масштабе для практического использования в народном хозяйстве, представляет определенную трудность. Основная сложность этого вопроса заключается в моделировании многообразия миграционных потоков в условиях конкретного рельефа местности, из-за отсутствия необходимых методов, методик и технологий.

Для решения этих проблем необходимо рассматривать структуру почвенного покрова и анализировать миграционные потоки в пределах водосборных бассейнов рек.

Земная поверхность представлена, в основном, сложной мозаикой водосборных бассейнов. В свою очередь водосборный бассейн рек состоит из иерархически соподчиненных водосборных бассейнов водотоков различного порядка.

Анализ водосборных бассейнов как природной геосистемы [1] позволил установить ряд закономерностей, которые повторяются на всей территории Земного шара. Хортоном разработана классификация водосборных бассейнов, которая построена на принципе от частного к общему, т.е. самый маленький (элементарный) водосборный бассейн обозначается первым порядком. Слияние двух водосборов первого порядка образует водосбор второго порядка. Третий порядок возникает при слиянии двух водосборов второго порядка. Впадение в водосбор большего порядка водосбора меньшего порядка не изменяют порядок основного водосборного бассейна.

Важной особенностью водосборного бассейна является его гидрологическая характеристика, позволяющая на основании поступивших осадков и расхода в замыкающем створе составлять водный баланс и моделировать пространственную увлажненность территории водосбора.

Для характеристики увлажненности конкретных склонов и частей водосборного бассейна необходимо выделение и определение их пространственного местоположения в пределах водосбора большего порядка.

Методика выделения морфологически однородных (элементарных) поверхностей-граней земной поверхности наиболее полно и тщательно разработано в работах А.Н. Ласточкина [2], проведена систематизация элементов земной поверхности, включая линейные элементы-ребра (водоразделы, тальвеги и другие линейные элементы рельефа) и система точечных элементов (вершин).

Положение площадных элементов относительно ограничивающих их структурных линий и важнейших, характерных точек позволяет определить и выделить, систематизировать и очертить площадные элементы, имеющие однотипные по направленности и интенсивности миграционные потоки.

Известно, что почвенный покров находится в тесной зависимости от характеристик поверхностных и внутрипочвенных вещественных потоков, перемещение которых контролируется уклонами земной поверхности, рельефа. В зависимости от скорости движения вещественных потоков или их замедления формируются элювиальные, трансэлювиальный, трансаккумулятивные и аккумулятивные ландшафты, со свойственными им почвенными ареалами и растительными сообществами. И.Н. Росновский [3] в своей монографии отмечает, что катены однотипного геолого-геоморфологического строения в условиях однотипного водно-теплового режима имеют однотипное почвенно-растительное устройство. Таким образом, одной из главных задач в почвоведении является обоснованное выделение однотипных почвенно-геоморфологических выделов (элементарных поверхностей).

Длительное время основой изучения почвенного покрова являлся почвенный разрез. В последующем почвоведы для выявления структуры почвенного покрова стали применять катену – серию почвенных разрезов от водораздела до днища суходолов.

Одной из первых работ по определению пространственно-временного размещения почв на конкретном рельефе водосборного бассейна, по методике составления карт пластики рельефа является монография И.Н. Степанова [4]. В дальнейшем эти построения были использованы для составления почвенных и геоботанических карт. «На карте пластики рельефа, структурообразующим почвенным элементом является одна-единственная изолиния нулевой плановой кривизны – морфоизографа. Она выделяет двумерные дискретные выпуклости-потоки на фоне вогнутостей, образующих фон, или подложку» [4. С. 13].

Степанов отмечает, что на потоковых картах почвенные границы проведены уже не по горизонталям, а по изолиниям нулевой плановой кривизны. В результате получено системное единство – морфоизографный, плановый стратиграфический каркас. Каркас состоит из двух планов – переднего (выпуклости-повышения) и заднего (вогнутости-долины, образующие подложку, фон). Однако в природе резкого перехода (резкой границы) от элювиальных к аккумулятивным ландшафтам мы не наблюдаем, недостающим звеном являются трансэлювиальные и трансаккумулятивные ландшафты.

Далее, рассматривая ландшафтную карту мелкосопочника, которую И.Н. Степанов назвал «картой интуитивной пластики», он говорит, что «узкая полоса переходного склона от вогнутости к выпуклости... по определению концепции пластики и есть морфоизографа, которая может выступать в качестве как линии, так и полосы, особенно на детальных картах» [4. С. 45–46].

Ниже по тексту Степанов указывает, что показ промежуточной полосы значительно усложняет построение и чтение карты; практически такая карта становится нечитаемой. Когда-нибудь на детальных картах станет возможным показ трех и более элементов. Поэтому на картах пластики выделяются только два элемента; выпуклости и вогнутости. Третий элемент – граница между выпуклостью и вогнутостью – может быть линией или полосой.

Выделение на склоновой поверхности необходимого количество трансэлювиальных ландшафтов (полос-ступеней) стало возможным с появлением географических информационных систем и программного обеспечения (Mapinfo и др.). Использование этих новых технологий позволяет создавать цифровые модели водосборных бассейнов разного порядка, от высокого и до элементарного. И последующее выделение на водосборном бассейне нескольких полос – ступеней с различным уклоном (трансэлювиальных и трансаккумулятивных ландшафтов).

Длительная антропогенная нагрузка на ландшафты, в особенности широкомасштабная распашка земель, вызвала интенсивное развитие эрозионных процессов и деградацию почв. Степень смытости почв и уклон распаханых склонов имеют прямую корреляционную зависимость. Для выпуклых склонов при уклоне до 2° расположены несмытые почвы, 2°–3° – находятся слабосмытые с пятнами несмытых почв, 4°–5° – лежат средне- и сильносмытые почвы. Естественные склоны земной поверхности, не затронутые деятельностью человека, также тесно взаимосвязаны с разнообразием почвенного и растительного покрова.

Выделенные конкретные элементарные площади с одинаковым уклоном (части водосборов) позволяют построение их математических моделей. В основе этой модели лежит зависимость скорости движения поверхностного стока от уклона склона. Данные модели являются базовыми для создания моделей миграции вещественных и водных потоков на водосборах большего порядка.

Выделенные дискретные (элементарные) поверхности в совокупности составляют все многообразие рельефа водосборного бассейна, которое объединяется миграционными водными и вещественными потоками. Как рельеф, так и потоки являются тесно взаимосвязанными и взаимообусловленными системами, которые при взаимодействии и в процессе своего развития преобразуют друг друга.

Анализ движения поверхностного стока в элементарном водосборном бассейне, от линии водораздела до тальвега, позволяет наглядно представить (рассмотреть) динамику миграции водных и вещественных потоков и моделировать данные процессы на водосборах большего порядка.

С помощью такой модели можно рассчитать и определить современное почвенно-эрозионное состояние почвенного покрова, прогнозировать его развитие при различном сельскохозяйственном использовании, физические параметры, агрохимическое состояние, влажность почв, состояние растительности и сельхозугодий и др.

Создание и построение на основе ГИС-технологий серии электронных карт; уклонов склонов, сельхозугодий, гидрогеологической, модулей поверхностного стока, величины поверхностного смыва почв, мощности гумусового горизонта и других, позволит визуальнo просматривать современное состояние почвенного покрова и прогнозировать его трансформацию во времени и в пространстве.

Литература

1. Хортон Р.Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 158 с.
2. Ласточкин А.Н. Морфодинамический анализ. Л.: Недра, 1987. 256 с.
3. Росновский И.Н. Системный анализ и математическое моделирование процессов в почвах. Томск: Изд-во ТГУ, 2007. 311 с.
4. Степанов И.Н. Пространство и время в науке о почвах. М.: Наука, 2003. 184 с.

УДК 631.4

РОЛЬ ЛИМНИЧЕСКИХ СИСТЕМ В ФОРМИРОВАНИИ ОСОБЕННОСТЕЙ СТРУКТУРЫ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ШИРИНСКОЙ СТЕПИ (На примере оз. Ши́ра)

А.В. Родикова¹, В.Ф. Шамшаева²

¹Томский государственный педагогический университет

²Департамент охраны окружающей среды и экологической безопасности, г. Ханты-Мансийск
rodikovaav@mail.ru

Рассмотрены особенности структуры почвенного покрова (СПП) Ширинской степи и роль лимнических систем в ее формировании. Проанализированы результаты исследования СПП водосборного бассейна оз. Ши́ра как модельного объекта.

The features of a soil cover structure (SCS) of Shira steppe and a role of limnic systems in their formation are considered. The results of research SCS of a catchment basin of Shira lake as modelling object are analysed.

Освоение природных ресурсов Восточной Сибири, особенно во второй половине XX в., характеризуется активным использованием степной зоны. В связи с этим, описание типичных экологических ситуаций в большинстве аридных районов позволяет вести детальные наблюдения за состоянием природных объектов на небольших площадях с дальнейшей экстраполяцией результатов на изучаемую территорию, что подтверждает актуальность подобного рода работ.

Объектами исследования послужили почвы и почвенный покров Ширинской степи Республики Хакасия, отличающейся значительной озерностью. Для наиболее полного охвата пространственных типов почв были заложены почвенно-геоморфологические профили по направлению от береговой линии озер к вершинам водораздела. В частности, внимание было уделено следующим водным объектам: Беле, Иткуль, Фыркал, Тус, Утичь-2, Утичь-3, Шунет и другим. В качестве модельного объекта изучалась водосборная территория котловины оз. Шира, имеющая общую площадь по водоразделу 223,3 км² (включая водное зеркало – 35,9 км²), при этом использовались характеристики 28 почвенных разрезов и прикопок (135 образцов). Как писал еще В.В. Докучаев в своем труде «Дороже золота русский чернозем» [1], всякое озеро может представлять вполне достаточные данные для любого в научном и практическом отношении труда. Сведения, полученные при доскональном изучении одной лимнической системы, таким образом, могут достоверно отразить общие закономерности, характерные для всей изучаемой территории.

По своим орографическим особенностям Ширинская степь представляет собой равнинный рельеф, приуроченный к отрицательной тектонической структуре, для которого характерны длинные скалистые цепи куэст и гряд с абсолютными высотами 500–700 м, окружающие холмистые или плоскоравнинные пространства с солеными или пресными озерами (300–400 м над ур. м.) [2]. Своеобразие многочисленных озерных систем определено их относительной замкнутостью, автономностью процессов функционирования, что делает эти лимнические структуры уникальными природными объектами.

Расчлененность рельефа местности и аридный климат территории (количество осадков 300 мм, при испаряемости около 600 мм [2]) обуславливают несовершенное сопряжение элювиальных и аквальных элементарных ландшафтов, определяемое по следующему критерию: грунтовые воды залегают глубоко и не участвуют в переносе элементов из автономных в подчиненные позиции. Отражение связи почвенного покрова с условиями среды прослеживается в закономерном сочетании геохимически сопряженных автономных и гетерономных почв. Общими тенденциями пространственного распределения почв в пределах озерных котловин являются вершинно-экспозиционная дифференциация ксероморфных и мезоморфных почв на склонах и смена их почвами гидроморфного ряда на низких гипсометрических уровнях [3], значительную роль играет фактор засоления.

В структуре почвенного покрова впадин озер преобладают комбинации с ведущей ролью сочетаний, которые приурочены к элементам мезорельефа. Компоненты сочетаний контрастно отличаются друг от друга по степени гидроморфизма, выраженности поясности геоморфологических и проявлению экзодинамических процессов (абразия, заиливание, заболачивание, осолонцевание, засоление), условиям миграции элементов, климатическому влиянию такого географического объекта, как озеро.

Характер связей между компонентами почвенного покрова односторонний: приуроченные к верхним элементам рельефа влияют на формирование и эволюцию нижележащих. Генетико-геохимическое взаимоотношение между ними осуществляется водно-миграционным одноподчиненным путем и золовым, реализуемым в различных направлениях вследствие возникновения турбулентных потоков.

Компоненты, слагающие комплексы, менее контрастны и взаимодействуют между собой, характеризуясь двусторонней связью.

Специфичность условий почвообразования в пределах водосборных бассейнов озерных котловин находит свое отражение в формировании почвенных комбинаций (ПК), связанных сопряженными рядами почв; их генетико-геометрическая форма, как правило, – пятнисто-кольцевая озерно-депрессийная, при возможном сочетании с другими, к примеру серповидной. Концентрическое расположение почвенных комбинаций вокруг водоема отмечено рядом

авторов как «кольцевая микрозональность» [3–7 и др.], каждая микрозона соответствует определенному элементарному ландшафту.

В частном случае (при изучении модельного объекта) выяснено, что соотношение площадей ПК достаточно контрастное: автоморфные почвы элювиальных позиций занимают всего 5,82% от площади водосбора, трансэлювиальных и трансаккумулятивных – 66,91%, супераккумулятивных – 11,20%. Характер границ между компонентами сочетаний – ясный и связан со сменой элементов мезорельефа, что прослеживается визуально в смене растительного покрова от каменистых группировок степей на вершинах водораздела, через формации мелкодерновинных и крупнодерновинных степей склонов, до солончаковых и луговых сообществ прибрежной части озера.

Результаты лабораторно-аналитических исследований, при которых выделенные компоненты почвенного покрова водосборного бассейна оз. Ши́ра охарактеризованы по 20 показателям, позволили выделить ряд особенностей почв как в пределах кольцевых структур, так и на площади всей озерной котловины.

Так, к примеру, влияние рельефа обособляет по условиям формирования и свойствам две группы неполноразвитых степных почв, которые в первом случае приурочены к вершинам водораздела, а во втором – к приозерному понижению. Сравнивая их, можно отметить следующее: первые развиваются на плотных коренных подстилающих породах, тогда как вторые могут быть образованы на рыхлых отложениях. Почвы высоких гипсометрических уровней формируются при значительном золовом приносе вещества, что определяет высокое количество органики; на поверхностях щебнистых включений отмечено наличие карбонатных корочек. Гетерономные почвы подчиненных позиций, как правило, бедны гумусом, на литоморфах отсутствуют выраженные новообразования CaCO_3 , засолены ($\Sigma_{\text{сол}}$ до 0,83%). На формирование их профиля может влиять бывшая аллювиальная стадия развития, однако влияние современной – степной, преобладает. Таким образом, внутри одной таксономической единицы происходит разделение по таким основным параметрам, как генезис и свойства при общности направления современного этапа почвообразования, а данный таксон становится, по сути, «интрамикрозональной» почвенной единицей, встречаясь на различных гипсометрических уровнях и отражая гетерогенность и гетерохронность процессов, формирующих их профиль.

Исследование черноземов также позволило выявить некоторую специфику: располагаясь по всей периферии озера, приуроченные к разным экспозициям склонов, они характеризуются, однако, несходными свойствами, что проявляется в почвенном профиле значительным различием количества карбонатов при единой тенденции вскипания с поверхности; присутствием в некоторых из них гипса (до 2%), что связано с локальным распространением в пределах озерного бассейна гипсоносных отложений. Определено, что количество органики (2,53–7,91% гумуса) и биогенных элементов зависит от положения в рельефе, склона, характера использования человеком. Располагаясь в комплексе с лугово-черноземными типами, эти природные системы подвержены эрозийным процессам как природного, так и антропогенного характера.

Компоненты ПК подчиненных позиций (солончаки, аллювиальные слоистые, аллювиальные лугово-болотные) обнаруживают ряд общих характеристик, что проявляется в неоднородном гранулометрическом составе, отражающем слоистость их профиля; наличии погребенных горизонтов; четком прослеживании тенденции преобладания песчаных фракций во всем профиле или в отдельных горизонтах. Характерной их особенностью является близкое залегание грунтовых (озерных, речных) вод, которые поставляют вещества, вымытые из коры выветривания и почв водораздельных пространств.

Таким образом, можно предположить, что в целом пространственное развитие почв территории Ширинской степи, формирующихся в идентичных условиях, в значительной степени связано с мезорельефом местности и наличием многочисленных озер, что определяет

сопряжения почв автономных и гетерономных позиций, различные условия их генезиса, специфику, форму основных генетико-геометрических комбинаций, их состав и свойства компонентов.

Литература

1. **Докучаев В.В.** Дороже золота русский чернозем / Сост., вступ. ст. и коммент. Г.В. Добровольского. М.: Изд-во МГУ, 1994. 544 с.
2. **Водные ресурсы** Ширинского района республики Хакасия. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1999. 171 с.
3. **Шамшаева В.Ф., Кулижский С.П., Танзыбаев М.Г.** Топогенные закономерности распределения почв в озерных котловинах Хакасии // Современные проблемы почвоведения в Сибири. Томск: Томский государственный университет, 2000. Т. 2. С. 474–477.
4. **Кулижский С.П., Родикова А.В., Шамшаева В.Ф.** Микрозональность почвенного покрова озерных депрессий Ширинской степи (на примере озера Ширы) // Сибирский экологический журнал. 2009. № 2. С. 187–193.
5. **Танзыбаев М.Г.** Почвы Хакасии. Новосибирск: Наука, 1993. 256 с.
6. **Танзыбаев М.Г., Булатова Н.Ю., Малинова О.Ю.** Экологическая роль почвенного покрова курортного комплекса «Озеро Ширы» // Медико-биологические и экологические проблемы курорта «Озеро Ширы». Томск: ЦНТИ, 1997. С. 138–141.
7. **Булатова Н.Ю.** Степень засоления приозерных черноземов курортного комплекса «Озеро Ширы» // Проблемы региональной экологии. Материалы I регион. науч. конф. молодежи (Томск, 10–12 ноября 1998 г.). Новосибирск: СО РАН, 2000. Вып. 6. С. 62–63.
8. **Каллас Е.В.** Микрокольцевая поясность озерных котловин Чулымско-Енисейской впадины и ее отражение в гумусовом профиле почв // Геоэкологические проблемы почвоведения и оценки земель. Томск: Томский государственный университет, 2002. Т. 2. С. 275–283.

УДК 631.4

ОСОБЕННОСТИ ПЕСЧАНЫХ ПОЧВ СОСНОВОГО ЛЕСА ДОЛИНЫ р. ИЛОВАЙ СЕВЕРА ТАМБОВСКОЙ РАВНИНЫ

П.И. Рыжков

Мичуринский государственный аграрный университет
Stepanzowa@mail.ru

На третьей надпойменной террасе р. Иловой севера Тамбовской равнины на флювиогляциальных отложениях формируется комплекс подзолистых и дерново-подзолистых почв, морфологические и химические свойства которых определяются положением в рельефе и характером растительности.

On the third to a terrace of the river Ilovaj of the north of the Tambov plain on water-glacial adjournment are formed a complex of podsollic and dernovo-podsollic soils, morphological and which chemical properties are defined by position in a relief and character of vegetation.

Тамбовская низменность расположена в лесостепной черноземной зоне. Зональными почвами на севере области являются выщелоченные черноземы, а на юге – типичные [4].

Сосновые леса на территории Тамбовской низменности распространены небольшими участками на высоких надпойменных террасах, сложенных водно-ледниковыми песчаными и супесчаными отложениями [2]. Почвы, формирующиеся там, недостаточно хорошо освещены

в литературе, обозначаются на почвенной карте области как комплексы подзолистых и дерново-подзолистых почв. Наиболее крупные массивы приурочены к долинам рр. Цна и Иловай.

Летом 2009 г. был заложен профиль через боровой экологический ряд, расположенный на третьей надпойменной террасе р. Иловай на территории землепользования лесничества «Бригадирское». Почвообразующими породами являются флювиогляциальные средне-мелкозернистые связные пески, подстилаемые на глубине 150 см средним иловатым суглинком.

Комплекс исследований включал определение рН водной и солевой вытяжек потенциометрически, гидролитической кислотности по Каппену, обменного алюминия по Соколову, обменные основания вытесняли NH_4Cl с последующим определением Ca^{2+} и Mg^{2+} комплексонометрическим титрованием, Na^+ на пламенном фотометре, определение содержания органического углерода проводили по Тюрину, доступного растениям фосфора и обменного калия – по Чирикову, легкогидролизуемого азота – по Кононовой и Тюрину [3], определение ППВ и МГ – по Николаеву, плотность твердой фазы – пикнометрическим методом, плотность сложения – с помощью режущих цилиндров объемом 300 см^3 .

На возвышенном участке под сосновым лесом без травянистой растительности сформировалась скрытоподзолистая песчаная иллювиально-железистая слабооглеенная почва. Под мощной (5–7 см) лесной подстилкой формируется тонкий 1–2 см гумусовый слой сероватобурого цвета, сменяющийся однородной толщей буровато-палевого почти белесого песка мощностью 30 см. С глубины 50 см песок слабооглеен. Ниже на плотном подстилающем суглинке формируется слой ожезненного крупнозернистого слабосцементированного песка мощностью 10 см.

В средней части склона под сосняком с подлеском из широколиственных пород и слабым травянистым покровом (травяной покров – овсяница красная, полевица, подлесок представлен березой, рябиной и малиной) сформировалась подзолистая иллювиально-железо-гумусовая оглеенная почва. Под маломощной лесной подстилкой формируется коричневатобурый грубо-гумусовый горизонт A0A1 мощностью 7 см. Глубже располагается буроватый светло-серый горизонт A1A2 мощностью 20 см. Подзолистый 20-сантиметровый горизонт A2 в этой почве выражен более ярко, чем в предыдущей. Ниже песок приобретает холодную окраску. На глубине 100 см под подстилающим суглинком на подстилающей породе формируется ожезненный плотный горизонт пестрой окраски (чередование сизовато-серых и ржавых пятен).

На дне пологой небольшой балки под лугово-болотной растительностью (мятлик, осоковые, вейник, кипрей, конский щавель) образовалась дерново-подзолистая иллювиально-железо-гумусовая глееватая почва. Под дерниной 7 см выделяется гумусовый горизонт мощностью 30 см буровато-коричневого цвета, ожезненный книзу, с многочисленными мелкими гумусовыми затеками. Мощность осветленной толщи (предположительно горизонт A2) составляет 40 см. На глубине 75–100 см располагается гумусово-иллювиальный горизонт пестрой бурой окраски. Ниже на подстилающем суглинке сформировался ожезненный глееватый горизонт мраморовидной окраски, в котором пятна холодных тонов составляют 30–40%.

Сходство по гранулометрическому составу определяет близкие физические свойства рассматриваемых почв. Более высокое содержание пылеватой и илистой фракций в верхних горизонтах определяют повышение значений гидрологических констант подзолистой и дерново-подзолистой почв по сравнению со скрытоподзолистой почвой (табл. 1).

Скрытоподзолистая почва формируется в условиях выноса оснований при промывном водном режиме. Это определяет резко кислую реакцию, причем потенциальная кислотность обусловлена еще и катионами алюминия (что свидетельствует об интенсивном подзолообразовании) [1], а также низкую емкость катионного обмена и степень насыщенности основаниями верхних горизонтов почвы. В нижних оглеенных горизонтах кислотность снижается, а степень насыщенности основаниями возрастает (табл. 2).

В подзолистой иллювиально-гумусово-железистой оглеенной почве сильноокислая реакция сохраняется только в верхнем горизонте. В составе обменных оснований преобладает магний, кальций как более подвижный элемент вымывается. Под травянистой растительностью в условиях аккумулятивной формы рельефа формируется органическое вещество с преобладанием гуминовых кислот. Поэтому кислотность дерново-подзолистой иллювиально-гумусово-железистой глееватой почвы ниже, а степень насыщенности основаниями составляет 70–80%, в составе обменных оснований преобладает кальций.

Таблица 1

Физические свойства почв соснового леса

Почва	Горизонт, глубина, см	МГ	ППВ	D	dv	n, %
		% от массы		г/см ³		
Скрыто подзолистая иллювиально-железистая оглеенная	A0A 5-7	3,45	12,73	2,23	1,39	37,7
	B1 7-30	0,62	3,78	2,53	1,53	39,5
	B2 30-80	0,58	3,61	2,50	1,58	36,8
	C _б 140-150	1,55	8,87	2,62	1,74	33,6
Подзолистая иллювиально- железо-гумусовая оглеенная	A0A1 3-7	1,91	9,93	2,54	1,05	40,9
	A1A2 7-26	1,09	5,98	2,56	1,61	37,1
	A2 26-45	1,31	5,21	2,52	1,56	38,1
	B1 45-110	0,89	3,32	2,47	1,57	36,4
	B2 _г 110-120	2,79	6,53	2,72	1,78	34,6
Дерново-подзолистая иллювиально-железо- гумусовая глееватая	A1 5-20	3,74	13,21	2,39	1,26	47,3
	A1A2 20-30	0,93	4,84	2,54	1,64	35,4
	A2 30-75	2,24	6,30	2,49	1,58	36,5
	B1 _г 75-100	3,07	7,79	2,55	1,68	34,1
	B2 _г 100-130	2,78	7,01	2,49	1,74	30,1

Характер распределения органического вещества по профилю изменяется от скрытоподзолистой к дерново-подзолистой почве. В скрытоподзолистой почве основная масса органического вещества сосредоточена в верхних 7 см.

Таблица 2

Химические свойства почв соснового леса

Почва	Горизонт, глубина, см	pH вод.	pH сол.	Обменные катионы				V, %	Сорг.
				H+	Al ³⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺		
				ммоль/100 г почвы					
Скрыто подзолистая иллювиально-железистая оглеенная	A0A 5-7	4,92	3,45	7,2	1,5	1,6	1,5	26,3	3,6
	B1 7-30	4,84	3,96	4,7	0,6	0,2	0,2	7,0	0,4
	B2 30-80	5,84	6,71	1,65	0,15	1,7	3,8	73,3	0,1
	Cf 140-150	6,10	4,26	3,35	0,15	4,8	5,1	68,8	0,1
Подзолистая иллювиально-железо-гумусовая оглеенная	A0A1 3-7	4,39	3,76	6,95	1,35	2,9	5,7	50,9	1,7
	A1A2 7-26	6,28	5,42	1,28	1,02	3,1	3,3	73,6	0,6
	A2 26-45	5,74	4,64	3,35	0,15	2,1	5,4	68,2	0,1
	B1 45-110	6,39	5,53	2,15	0,15	1,7	4,7	73,6	0,2
	B2 _г 110-120	6,79	6,17	-	-	4,9	3,3	82,0	0,1
Дерново-подзолистая иллювиально-железо-гумусовая глееватая	A1 5-20	6,42	5,73	3,2	-	6,0	1,8	70,9	2,6
	A1A2 20-30	6,60	6,13	1,8	-	3,0	4,5	80,4	1,0
	A2 30-75	6,25	6,00	1,6	-	7,3	2,7	86,2	0,1
	B1 _г 75-100	7,31	6,88	1,8	-	5,5	1,5	79,5	0,5
	B2 _г 100-130	7,33	6,66	1,2	-	7,0	4,7	90,7	0,2

В подзолистой и дерново-подзолистой почве гумусированы верхние 20 и 30 см профиля соответственно. Вынос органического вещества в нижние горизонты наиболее ярко проявля-

ется в дерново-подзолистой почве. Подзолистые горизонты этих почв максимально обеднены органическим веществом.

Выводы:

1. Морфологические особенности и химические свойства подзолистых почв на флювиогляциальных отложениях определяются рельефом и характером растительности.
2. В верхней части склона в условиях бедности питания под сосновым лесом с отсутствием травянистого покрова формируются скрытоподзолистые иллювиально-железистые оглеенные почвы с резко кислой реакцией и накоплением органического вещества в верхних 7 см.
3. В средней части профиля формируется почва с ясно выраженным подзолистым горизонтом и резко-кислой реакцией верхнего горизонта.
4. Под травянистым покровом в аккумулятивных условиях формируется дерново-подзолистые почвы с аккумулятивно-элювиально-иллювиальным распределением органического вещества.

Литература

1. *Зайдельман Ф.Р.* Процесс глееобразования и его роль в формировании почв. М.: Изд-во МГУ, 1998. 300 с.
2. *Колбовский Е.Ю.* Ландшафтоведение. М.: ИЦ «Академия», 2006. 480 с.
3. *Практикум по агрохимии* / Под ред. акад. РАСХН В.Г. Минеева. М.: Изд-во МГУ, 2001. 689 с.
4. *Тарасевич Н.В.* Рельеф // Природа Тамбовской области. Тамбов: Тамбовская Правда, 1995. С. 35–47.

УДК 631.416.881(574)

СОДЕРЖАНИЕ СВИНЦА В ПОЧВООБРАЗУЮЩИХ ПОРОДАХ СЕМИПАЛАТИНСКОГО ПРИИРТЫШЬЯ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

А.К. Сапакова, А.Н. Нурекенова

Семипалатинский государственный педагогический институт
sapagul@mail.ru, aigulnig_99@mail.ru

В статье представлены данные по содержанию свинца в основных почвообразующих породах Семипалатинского Прииртышья Республики Казахстан. Происхождение почвообразующих пород, на которых сформирован почвенный покров Семипалатинского Прииртышья, является неодинаковым, что обусловило их различия в гранулометрическом, минералогическом и химическом составе. Выявлено, что наиболее высокие концентрации свинца обнаружены в тяжелых породах – третичных глинах и лессовидных суглинках, характеризующихся высоким содержанием тонкодисперсных фракций, низкие отмечаются в легких породах – древнеаллювиальных и песчано-галечниковых отложениях.

The article provides the data on the lead content in the chief soil-forming rocks of the Semipalatinsk Priirtyshye region of the Republic of Kazakhstan. The origin of soil-forming rocks on which soil cover of the Semipalatinsk Priirtyshye region was formed is different; this caused their differences in granulometric, mineralogical and chemical composition. It was revealed that the highest lead concentrations were found out in heavy minerals – tertiary clay and loess-type loam characterized by high content of fine-dispersed fractions and the lowest ones in light minerals – old-alluvial and sandy-pebble deposits.

Свинец – один из важнейших приоритетных загрязнителей окружающей среды. Интерес к нему в биологии и медицине исключительно связан с его токсичностью для всего живого,

несмотря на то, что он необходим растениям и особенно животным организмам в небольших количествах. Содержание свинца в организме животных и человека зависит от его концентрации в почвах, растительности, водах. Между тем, изученность этого элемента в компонентах природной среды Семипалатинского Прииртышья Восточно-Казахстанской области Республики Казахстан, занимающего огромную территорию (180,2 тыс. км²) и имеющего сложные природные условия, отсутствует. В этой связи знания о содержании свинца в фоновых почвах Семипалатинского Прииртышья весьма важны и актуальны. Эти исследования по свинцу позволяют также оценить природную эколого-геохимическую ситуацию в регионе.

Источником поступления тяжелых металлов в почвы служат различные горные породы, на продуктах выветривания которых формируется почвенный покров. Почвы наследуют элементный химический состав почвообразующих пород [1–6]. Материнская порода в процессе почвообразования изменяется. В зависимости от типа почвообразования происходят изменения в содержании и распределении по профилю почвы ТМ. Характер и масштаб изменений, которые претерпевает порода, обуславливаются факторами почвообразования. Химический состав почв постоянно изменяется в соответствии с непрерывностью процессов выветривания и почвообразования [7]. При выветривании горных пород происходит освобождение ионов свинца из кристаллических структур породообразующих минералов и с поверхности дефектов реальных кристаллов. Преобладающая часть освободившихся при этом ионов сорбируется гипергенными новообразованными минералами: высокодисперсными глинистыми частицами и гелями гидроксидов железа [8, 9]. Таким образом, содержание свинца в почвах определяется, прежде всего, составом почвообразующих пород, зависит от литохимической основы [5].

Объектами исследования послужили образцы почвообразующих пород Семипалатинского Прииртышья Восточно-Казахстанской области Республики Казахстан.

Содержание валового свинца в почвообразующих породах определено с использованием атомно-абсорбционного спектрометра «ААС Квант-2 А» после разложения кипячением в минеральных кислотах при длине волны 217,0 нм, ширине щели монохроматора 0,5 мм и пламенной атомизации в пламени пропан – воздух [10]. Статистическая обработка полученных в ходе исследования данных проводилась по Г.Ф. Лакину [11] и Н.А. Плохинскому [12] с использованием программы Microsoft Excel.

Происхождение почвообразующих пород, на которых сформирован почвенный покров Семипалатинского Прииртышья, является неодинаковым, что обусловило их различия в гранулометрическом, минералогическом и химическом составе, а следовательно, как показали наши исследования, в насыщенности свинцом.

Валовое содержание свинца в почвообразующих породах региона изменяется от 3,7 до 40,2 мг/кг при средней величине коэффициента вариации – 43,4%. Среднее содержание свинца во всей совокупности почвообразующих пород составляет $16,6 \pm 0,6$ мг/кг, что близко к его кларку в земной коре, равному 16 мг/кг [13, 14] (табл. 1).

Таблица 1

Содержание валового свинца в почвообразующих породах Семипалатинского Прииртышья

Порода	n	$M \pm m$, мг/кг	K_v , мг/кг	V, %
Лессовидные суглинки	22	$21,1 \pm 1,5$	12,2–39,7	33,4
Элювиально-делювиальные отложения	41	$16,8 \pm 0,7$	5,0–30,0	29,1
Древнеэлювиальные отложения	38	$11,7 \pm 0,6$	3,7–20,0	34,6
Третичные глины	18	$24,2 \pm 1,7$	11,8–40,2	30,5
Песчано-галечниковые отложения	22	$13,4 \pm 0,6$	7,7–22,3	23,1
Совокупность	141	$16,6 \pm 0,6$	3,7–40,2	43,4

Из полученных данных следует, что наиболее высокие концентрации свинца обнаружены в тяжелых породах – третичных глинах и лессовидных суглинках, характеризующихся высоким содержанием тонкодисперсных фракций, низкие отмечаются в легких породах – древнеаллювиальных и песчано-галечниковых отложениях. С увеличением содержания глинистых минералов в составе почвообразующих пород и с утяжелением гранулометрического состава наблюдается увеличение содержания в них свинца. Пески характеризуются низким содержанием высокодисперсных частиц, и в их составе преобладает кварц, почти лишенный свинца. В суглинках и глинах высока доля глинистых минералов – монтмориллонита, каолинита, хлорита и других, аккумулирующих значительные количества свинца. Данные минералы обладают высокой сорбционной емкостью, обусловленной функциональными группами и большой площадью поверхности [2, 6]. С утяжелением гранулометрического состава и увеличением суммарной удельной поверхности частиц усиливается сорбция рассеянных элементов за счет электростатических сил. Почвообразующие породы тяжелого гранулометрического состава по сравнению с легкими содержат в 1,9 раза больше свинца.

Зависимость содержания свинца от гранулометрического состава почвообразующих пород показывают коэффициенты корреляции, рассчитанные между концентрацией этого элемента и количеством илстой фракции, физической глины материнских пород (табл. 2).

Таблица 2

Корреляционные связи между валовым содержанием свинца в почвообразующих породах и количеством в них физической глины и илстой фракции

Породы	r	
	С физической глиной	С илстой фракцией
Лессовидные суглинки	+0,76	+0,63
Элювиально-делювиальные отложения	+0,54	+0,68
Древнеаллювиальные отложения	+0,43	+0,47
Третичные глины	+0,88	+0,93
Песчано-галечниковые отложения	+0,49	+0,56

Как видно из полученных данных, корреляционная зависимость между указанными показателями является положительной средней, близкой к сильной значимости. Наибольшие значения выявлены у третичных глин, а наименьшие – у древнеаллювиальных и песчано-галечниковых отложений, наиболее легких по гранулометрическому составу, с минимальным количеством тонкодисперсных частиц.

В почвообразующих породах региона в мобильном фонде соединений свинца на долю водорастворимых форм приходится 0,28–0,68%, обменных форм – 4,8–6,7%, кислоторастворимых форм – 10,9–20,4% от его общего количества. Максимальное содержание водорастворимой формы свинца выявлено в элювиально-делювиальных отложениях ($0,09 \pm 0,004$ мг/кг); обменной формы – в третичных глинах ($1,18 \pm 0,11$ мг/кг); кислоторастворимой формы – в лессовидных суглинках ($2,97 \pm 0,29$ мг/кг). Минимальная концентрация водорастворимой формы данного элемента характерна для лессовидного суглинка ($0,06 \pm 0,004$ мг/кг); обменной и кислоторастворимой форм – для древнеаллювиальных отложений (соответственно $0,68 \pm 0,04$; $2,18 \pm 0,14$ мг/кг).

Выводы:

1. Впервые проведены исследования о содержании валового свинца и форм его соединений в почвообразующих породах Семипалатинского Прииртышья, дана их эколого-геохимическая оценка.

2. Почвообразующие породы Семипалатинского Прииртышья различаются по содержанию свинца. Это сказывается на большой пестроте концентраций свинца в почвах.

3. Среднее содержание свинца в почвообразующих породах региона близко к его кларку в земной коре. Породы тяжелого гранулометрического состава содержат в 1,9 раза больше свинца, чем породы легкого гранулометрического состава.

4. В почвообразующих породах региона в мобильном фонде соединений свинца на долю водорастворимых форм приходится 0,28–0,68%, обменных форм – 4,8–6,7%, кислоторастворимых форм – 10,9–20,4% от его общего количества.

Литература

1. **Богатырев Л.Г.** Микроэлементный состав некоторых почв и почвообразующих пород южной тайги Русской равнины / Л.Г. Богатырев, Д.В. Ладонин, О.В. Семенюк // Почвоведение. 2003. № 5. С. 568–576.
2. **Ильин В.Б.** Тяжелые металлы в системе «почва – растение». Новосибирск: Наука, 1991. 151 с.
3. **Ильин В.Б.** Содержание тяжелых металлов в почвообразующих породах юга Западной Сибири / В.Б. Ильин, А.И. Сысо, Г.А. Конарбаева, Н.Л. Байдина, А.С. Черевко // Почвоведение. 2000. № 9. С. 1086–1090.
4. **Ильин В.Б.** Фоновое количество тяжелых металлов в почвах юга Западной Сибири / А.И. Сысо, Н.Л. Байдина, Г.А. Конарбаева, А.С. Черевко // Почвоведение. 2003. № 5. С. 550–556.
5. **Микроэлементы** в биосфере Казахстана. Алма-Ата: Наука Каз. ССР, 1981. 160 с.
6. **Свинец** в окружающей среде / Под ред. В.В. Добровольского. М.: Наука, 1987. 181 с.
7. **Мотузова Г.В.** Информативность показателей варьирования содержания микроэлементов в почвах при биогеохимических исследованиях и экологическом мониторинге // Геохимическая экология и биогеохимическое изучение таксонов биосферы: Материалы III Российской биогеохим. школы. Новосибирск, 2000. С. 47–48.
8. **Ильин В.Б.** Тяжелые металлы в системе «почва – растение». Новосибирск: Наука, 1991. 151 с.
9. **Орлов Д.С.** Химия почв. М.: Изд-во МГУ, 1985. 376 с.
10. **Программное обеспечение** атомно-абсорбционного спектрометра «КВАНТ-2А». Руководство пользователя. М.: ООО «КОРТЕК», 2003.
11. **Лакин Г.Ф.** Биометрия. М.: Высш. шк., 1980. 293 с.
12. **Плохинский Н.А.** Биометрия. М.: Изд-во МГУ, 1970. 367 с.
13. **Войткевич Г.В.** Справочник по геохимии / Г.В. Войткевич, А.В. Кокин, А.Е. Мирошников. М.: Недра, 1990. 480 с.
14. **Перельман А.И.** Геохимия. М.: Высш. шк., 1979. 423 с.

УДК 631.45

АНАЛИЗ УСЛОВИЙ РАЗВИТИЯ ПОЧВЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ С ПРИВЛЕЧЕНИЕМ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ

Е.Ю. Сарафанова

Восточно-сибирская государственная академия образования, г. Иркутск
sarafanova_elena@mail.ru

Данная работа содержит анализ полевых данных морфологического строения, гранулометрического и химического состава почв трех разрезов с помощью ГИС-технологий на базе пакета ГИС – ArcView 3.x компании ESRI. Полученные результаты могут быть полезны как одна из форм представления полевых результатов в виде, удобном для возможности дальнейшего гео моделирования и проведения исследований, для студентов-экологов, биологов и других специальностей.

The report contains the learning GIS – model of soil. For some places of the territory of Irkutsk region there were is built model of soil by Legend Editor GIS. The model is created to forming geoinformatic culture and experiences in modeling

among students and based on experimental data of Irkutsk University. This model is used as base of the GIS – project for more spatial analyses methods.

В настоящее время в связи с распространением ГИС-технологий на территории РФ и их широким внедрением практически во все области научно-практических исследований, необходимо их повсеместное применение для проведения пространственно-временного анализа на картографической основе большого массива данных строения и свойств почв. В данной работе приводится геоинформационный анализ данных о структуре, свойствах и происхождении почв и их компонентов, на основе опытных полевых исследований баз практик ИГУ, расположенных на территории Ольхонского района, в долинах рр. Анги и Бугульдейки, с. Аршан, п. Балаганск Иркутской области.

Полигон исследований. Рассмотрим этапы построения одной из возможных моделей анализа почв в среде ГИС на основе результатов полевых исследований морфологического строения, механического и химического состава почв трех разрезов [1]:

№ 19. База практики ИГУ, п. Балаганск Иркутской области, на границе Нукутского и Усть-Удинского районов. Разрез расположен на вершине бугра, на склоне южной экспозиции с бугристо-западинным рельефом [1] под разнотравно-злаковой растительностью.

№ 20. В семи метрах от № 19 в центре западины. Лугово-черноземная почва с более высокой влажностью.

№ 21. Разрез со сложной историей формирования профилям с несколькими горизонтами разного генезиса, с. Баяндай.

№ 8. 1,5 км от с. Еланцы по дороге в сторону. Южный чернозем с житняково-вострещово-ковыльной растительностью.

Моделирование в среде ГИС. В данном случае процедура моделирования складывается из следующих этапов [2]:

– *Постановка задачи.* Изучение эволюции и генезиса почвообразования (ЭГП) Приангарья. Изучение общих процессов почвообразования на основе исследования отдельных разрезов.

– *Причины использования ГИС-технологий для исследования ЭГП.* Результаты исследований необходимо представить в виде картографических материалов в традиционном исполнении. Использование ГИС создает предпосылки применения различных методов картографического моделирования для регионального исследования ЭГП.

– *Источники данных. Состав исходных данных.* В качестве источника данных используют результаты полевых исследований по морфологическому строению, химическому и механическому составам и др. на полигонах ИГУ. Для нашего случая данные по морфологическому строению по разрезам 8, 19, 21 представлены ниже в виде табличных данных для одного из разрезов (см. табл.).

Для возможности проведения геоинформационного моделирования табличных данных полевых станций (П/С) ИГУ необходимо привязать их к точечному покрытию расположения П/С для возможности использования методов пространственного анализа. Эта задача решается на месте полевых исследований путем определения географического местоположения разреза почв (широта, долгота) и занесением этих данных в полевой дневник.

Накопление и редактирование данных. Накопление данных происходит по мере проведения полевых практик студентов ежегодно, оперативно и др. Интегрирование результатов проведения практик, как правило, происходит в электронных таблицах Excel с последующим экспортом их в другие приложения.

Обсуждение результатов. Процедуры картографического анализа. Ограничимся рассмотрением первоначальных шагов этой процедуры. На точечное покрытие, содержащее местоположения П/С, накладываются табличные данные о расположении горизонтов, их глубинах, морфологических признаки и др. В качестве подложки используется позиционированное

растровое изображение карты Иркутской области. Затем в ГИС создаются новые точечные темы: разрез 8.shp и др. Расположение почв по глубине разреза отображается в легенде слоя. Для возможности зонирования почв по глубине разреза в атрибутивной таблице в качестве классификатора использовались значения столбца ID (рис. 1, 2) [2, 3].

Разрез № 8. Червозем южный карбонатный маломощный среднесуглинистый

Горизонт	Глубина (см)	Морфологическое строение
Ак	0–15	Темно-коричневый, среднесуглинистый, комковато-глыбистый, трещиноватый, мелкопористый, уплотненный, сухой, пронизан корнями, вскипает от соляной кислоты, переход по цвету постепенный
АВк	15–40	Светло-бурый, среднесуглинистый, комковатый, столбчатый, с поверхности много хряща подстилающих пород, в нижней части – стяжений карбонатов, сухой, переход по цвету постепенный
ВСк	40–92	Серый с бурым оттенком, среднесуглинистый, комковатый, мелкопористый, сухой, мицеллярно-карбонатный с включением белоглазок, редко встречается полуокатанная кварцевая галька
Д1	92–200	Розово-бурый, среднесуглинистый, плитчатый, мунисто-карбонатный с обильным включением белоглазок и карбонатов, с тонкими прослоями желтовато-серого кварцевого косослоистого пещка
Д2	200–400	Розово-серый, во влажных пятнах бурый, легко суглинистый, плитчатый, уплотненный, с большим числом плиток красного песчаника
Д3	400–480	Бурый, слоистый пятнами слабо вскипает, тонко пористый, с прослоями желтоватого песка и с черными железисто-марганцовистыми конкрециями
Д4	480–630	Светло-бурый, среднесуглинистый, слоистый, мунисто-карбонатный с включением полуокатанной кварцевой гальки с тонкими прослоями песка

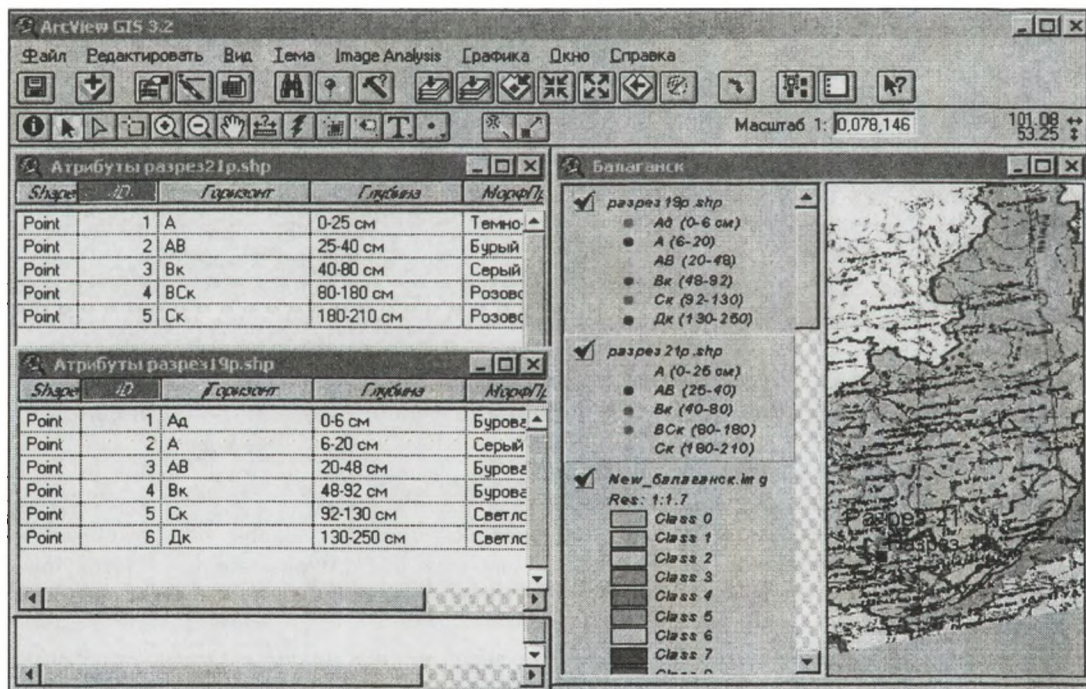


Рис. 1. Геоинформационная модель для разрезов № 19 и № 21

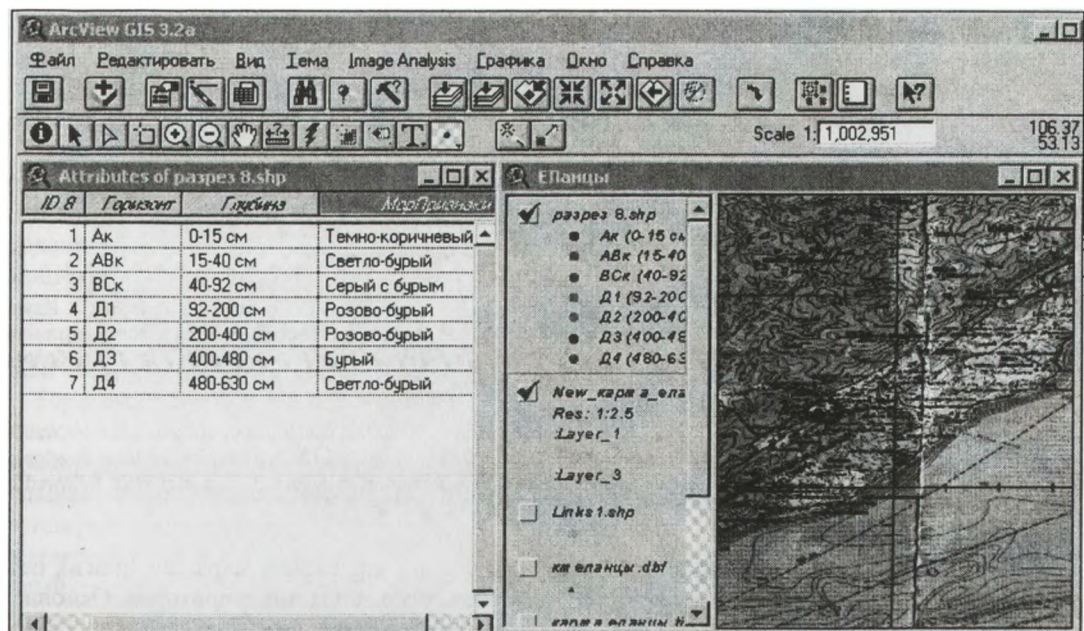


Рис. 2. Геоинформационная модель для разреза № 8

Разработана учебная ГИС-модель почвы с целью формирования у студентов геоинформационной культуры и навыков моделирования в ГИС. В результате привязки полевых данных разрезов № 8, 19 и 21 к точечному покрытию расположения полевых станций ИГУ удалось реализовать первые шаги процедуры картографического моделирования. Полученную геоинформационную модель можно рассматривать как основу проекта ГИС, предоставляющую широкие возможности использования методов пространственного анализа.

Литература

1. **Сазонов А.Г., Лыков О.С.** Полевая практика по почвоведению: Метод. указания. Иркутск: ИГУ, 1986.
2. **ArcView GIS.** Руководство пользователя. М.: Дата+, 1998. 365 с.
3. **Сарафанова Е.Ю.** Приближенные методы позиционирования растровых данных (ArcView GIS): Учеб. пособие для самостоятельной работы студентов специальности «Экология». Иркутск: Иркут. гос. пед. ун-т, 2006. 26 с.

ИЗУЧЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ БИОГЕОЦЕНОЗОВ ИКСИНСКОГО БОЛОТА ПО СТРАТИГРАФИИ ТОРФЯНОЙ ЗАЛЕЖИ

И.С. Седнев, А.А. Калаева

ГНУ СибНИИСХиТ СО Россельхозакадемии, г. Томск

ankalaeva@sibmail.com

Основной особенностью болота как ландшафта является отложение растительных остатков в виде торфа. Изучалась история развития Иксинского болота по стратиграфии торфяной залежи, составлена геоботаническая карта; выявлено, что территория развивалась в течение голоцена без каких-либо существенных изменений в процессе болотообразования: мезотрофные участки болот сменялись олиготрофными.

The basis particularity of mire is accumulation of plant surplus as peat. Historical development of Iksinskoe mire was investigated by stratigraphy of peat layer, geobotanical map was made. It was found that Iksinskoe mire has been developing during the Holocene without any substantial change in process of mire formation: transitional mire sites were followed by raised bog sites.

Западная Сибирь является одним из самых заболоченных регионов мира. Во многих районах равнины, особенно в зоне тайги, болота занимают более половины территории. Основной особенностью болота как ландшафта является отложение растительных остатков в виде торфа [1]. Следовательно, в стратиграфии торфяной залежи отмечена вся история развития болота, оставили след все растительные группировки, произрастающие на болоте. Целью работы является рассмотрение стратиграфии торфяной залежи Иксинского болота, изучение этапов развития болота.

Непрерывное торфонакопление началось в середине теплого и влажного бореального периода (8 000–9 000 лет назад). Заболачивались послеледниковые мелководные водоемы, формировались евтрофные древесно-травяно-моховые и травяно-моховые болота (5%).

Понижение теплообеспеченности и увлаженности в начале атлантического периода (8 000–6 500 лет назад) привело к уменьшению линейной скорости торфонакопления. Во второй половине периода (6 500–4 500 лет назад) климат потеплел и увлажнился. Это вызвало усиление болотообразовательного процесса, который превратился из локального в локально-региональный: усилилась трансгрессия болот из очагов заболачивания на окружающие территории (15–20%). В связи с изменением водно-минерального режима болота развивались в мезотрофные и олиготрофные.

Болотообразовательный процесс в суббореальном периоде (4 500–2 500 лет назад), несмотря на довольно существенные климатические изменения, вследствие саморазвития болотных систем стал общерегиональным явлением. Он охватил водораздельные равнины, высокие и низкие террасы, поймы рек.

В субатлантический период (2 500 лет назад – настоящее время) увеличение площади болот продолжилось; в южной тайге происходит процесс трансформации биогеоценозов евтрофного и мезотрофного типов в биогеоценозы олиготрофного типа [2]. В последние 500 лет процесс болотообразования в целом замедлился, так как болото подошло к хорошо дренируемым участкам вблизи рек и террасовых уступов [3]. Но заболачивание окраин продолжается.

Исследования проводились на территории Иксинского болота (северо-восточный отрог Васюганского болота), расположенного на Икса-Шегарском междуречье, в 100 км к западу от г. Томска. Дешифрирование космических снимков Landsat, позволившее составить геоботаническую карту участка, включало последовательное сравнение структуры, цвета, оттенков различных участков снимков и дифференциацию их на виды урочищ. История развития болота

проанализирована по стратиграфии торфяной залежи, которая отражена в геологических отчетах [4].

Иксинское болото характеризуется преобладанием олиготрофных растительных группировок (сосново-кустарничково-сфагновая, осоково-сфагновая, комплексная грядово-мочажинная и озерково-грядово-мочажинная). Большая часть болотного массива занята сосново-кустарничково-сфагновым фитоценозом (см. рис. 1). В центральной части болота преобладают грядово-мочажинный и озерково-грядово-мочажинный комплексы. На окраинах болота развита осоково-сфагновая топь. Местами на окраине болотного массива встречается сосново-кустарничково-сфагновый фитоценоз с высокой сосной (высокий рям). Мезотрофная растительность также приурочена к окраинам массива и представлена сосново-березовым древостоем. Эвтрофные березово-осоково-гипновые болотные сообщества занимают незначительные площади на окраине болота.

Торфяная залежь Иксинского болота отличается большой мощностью (до 4,5 м), участки с максимальной мощностью торфяной залежи приурочены к понижениям минеральной поверхности. Ее основную массу составляет торф верхового типа (2–2,5 м), следовательно, большая часть болота уже сравнительно давно образуется олиготрофными растительными группировками. Верховая залежь сложена, в основном, фускум-торфом, кроме того встречается комплексный, магелланикум-, ангустифолиум-, шейхцериово-сфагновый и пушицево-сфагновый торфа. Преобладание фускум-торфа объясняется значительной площадью сосново-кустарничково-сфагновых болот, в которых *Sphagnum fuskum* доминирует. Остальные виды торфа также являются следствием настоящих или прошедших растительных группировок, например, ангустифолиум-торф соответствует озерково-грядово-мочажинному болоту, а сфагновый мочажинный – грядово-мочажинному. В нижней части верховой залежи встречается пушицево-сфагновый торф: пушица более требовательна к минеральному питанию и исчезает на участках атмосферного питания.

Верховой торф, в основном, подстилается толщей переходного или низинного торфа (2 м), которые в верхней части залежи не распространены и на поверхности встречаются только на окраинах болотного массива (мощность до 2,5 м). Большую площадь занимает осоково-сфагновая мезотрофная топь, подстилаемая осоково-сфагновым переходным торфом. Сосново-березовое мезотрофное болото слагает древесно-сфагновый переходный торф. В нижней части залежи основную часть торфа составляет осоковый и древесно-осоковый переходные торфа, свидетельствующие о распространении переходных осоковых топей и лесных болот, которые сменялись олиготрофными.

Низинный торф практически не встречается в центре болотного массива, однако на северной окраине березово-осоково-гипновое болото подстилают древесный и древесно-осоковый торфа. Вообще растительные группировки эвтрофного типа не свойственны для Иксинского болота.

Судя по стратиграфии торфяной залежи, Иксинское болото развивалось в течение голоцена без каких-либо существенных изменений в процессе болотообразования. В основном преобладало горизонтальное заболачивание, происходящее с севера: дно торфяной залежи подстилают мезотрофные виды торфа. Мезотрофные древесные и топяные болота сменялись олиготрофными сосново-кустарничково-сфагновыми, грядово-мочажинными и озерково-грядово-мочажинными, которые оказались устойчивыми в южно-таежной подзоне. Слагаемая ими торфяная залежь превышает 2–3 м.

В связи с этим понятно, что низинные микроландшафты не характерны для изучаемого участка Иксинского болота. Расположенное на севере березово-осоково-гипновое эвтрофное болото является исключением и, скорее всего, имеет свою историю, ранее не связанную с Иксинским болотом.



0 1 2 3 4 км

Условные обозначения

- | | |
|---------------------------|----------|
| — Профиты торфяной залежи | — Реки |
| — Дороги | — Каналы |

Растительные группировки

- Елово-березовый лес
- Сосново-кустарничково-сфагновое олиготрофное болото (низкий ям)
- Осоково-сфагновое мезотрофное болото
- Грядово-мошачинное олиготрофное болото
- Озерково-грядово-мошачинное олиготрофное болото
- Горелый торфяник
- Разнотравно-злаковый луг
- Заболоченный березовый лес
- Кедрово-осиново-березовый лес
- Осиново-березовый заболоченный лес
- Березово-еловый лес
- Березово-осоково-гипновое эвтрофное болото
- Сосново-березовое мезотрофное болото
- Сосново-кустарничково-сфагновое олиготрофное болото (высокий ям)

Рис. 1. Геоботаническая карта участка Иксинского болота

В результате исследований можно прогнозировать дальнейшее развитие болотного массива. Центр болота, скорее всего, останется без изменений, таким, каким он уже существует тысячи лет. Однако он будет продолжать наступать на мезотрофные окраины, доля олиготрофных микроландшафтов будет увеличиваться. Северный эвтрофный участок уступит мезотроф-

ному болоту. Заболачивание смежных территорий продолжится, но с небольшой скоростью, так как болото распространилось уже до хорошо дренируемых лесов.

Литература

1. *Иванов К.Е.* Гидрология болот. Л.: Гидрометеиздат, 1953. 295 с.
2. *Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение* / Под ред. В.Б. Куваева. Тула: Гриф и К, 2001. 584 с.
3. *Нейштадт М.И.* Возникновение и скорость развития процесса заболачивания // Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. М.: Наука, 1977. С. 39–47.
4. *Геологический отчет о детальной разведке месторождения «Васюганское»* (участок № 5 у села Плотниково) Шегарского и Бакчарского района Томской области, 1987–1988 гг.

УДК 631.48

АНТРОПОГЕННОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА СВОЙСТВА ПОЧВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Н.В. Семендяева

Новосибирский государственный аграрный университет
Сибирский НИИ земледелия и химизации сельского хозяйства РАСХН, пос. Краснообск
vishinka@ngs.ru

Антропогенное воздействие в различных типах почв Западной Сибири влияет на морфологический профиль, способствует созданию пахотного горизонта, изменяет его структуру и физико-химические свойства, что приводит к сглаживанию подтиповых особенностей почв во всех почвенно-климатических зонах (лесной, лесостепной и степной).

The anthropogenous influence in different types of soils in West Siberia influences on morphological profile, and promotes for creations of the arable horizon, and exchanges the structure and the physical-chemical properties. Its lead to the smoothing of under typical peculiarities these soils in all soil-climatically zones (forest, forest-steppe and steppe ones).

Значительная часть почвенного покрова Западной Сибири на протяжении многих лет испытывает активную сельскохозяйственную (антропогенную) нагрузку – воздействие агротехнических приемов, мелиораций (осушения, орошения, известкования кислых и гипсования щелочных почв), применение удобрений и средств химизации. Все это оказывает влияние на процессы, сложившиеся в естественной природной обстановке, вызывает изменение морфологических, физических и физико-химических свойств пахотных почв и их плодородия по сравнению с целинными аналогами.

Эволюция почв и почвенного покрова, обусловленная активным антропогенезом, приводит к изменению природных экосистем и в значительной степени зависит как от характера антропогенных воздействий, так и от особенностей природных свойств экосистем, их устойчивости к различным видам нагрузки. Установлено, что сельскохозяйственное использование почв в пашне, во-первых, способствует образованию на месте различных генетических горизонтов в естественных природных условиях одного гомогенного гумусового горизонта ($A_{\text{пах}}$) определенной мощности, что нивелирует природное разнообразие почвенного покрова. Во-вторых, уничтожение естественных биocenozов и создание агроэкосистем приводит к выравниванию свойств почв в пахотных горизонтах [1, 2].

Цель исследований – изучить влияние длительного применения удобрений и сельскохозяйственного использования на свойства различных типов почв Западной Сибири – морфологический профиль, гранулометрический и микроагрегатный состав, физико-химические свойства и др. На их основе выявить направленность почвообразовательного процесса и изменение почвенного плодородия.

Общеизвестно, что наиболее рационально изучать медленно изменяющиеся свойства почв под воздействием различных антропогенных и природных факторов в длительных стационарных опытах, в которых на высоком агрономическом уровне проводятся все агротехнические приемы и требования. Поэтому антропогенное воздействие на дерново-подзолистые почвы таежно-лесной зоны нами изучалось на Нарымской опытной станции в опыте по изучению эффективности удобрений, заложенном в 1947 г.; на черноземах выщелоченных Приобья в овощном севообороте с орошением, заложенном в 1942 г. (Западно-Сибирская овощная станция), а также в опыте с орошением при пастбищном использовании (с. Боровое Новосибирской области). Опыт ведется с 1976 г. Исследования на солонцах мало- и многонатриевых проводились в двух микроделяночных опытах (АО «Кабинетное» Чулымского района Новосибирской области), заложенных в 1981 и в 1986 гг. (лесостепная зона). На каштановых почвах (Кулундинская опытная станция) опыт заложен в 1969 г. Исследования проводились под пшеницей в севообороте и на бессменных фонах: пар, пшеница, многолетние травы [3].

На дерново-подзолистых почвах в пашне под действием минеральных удобрений усилилось развитие подзолообразования при весьма заметных изменениях морфологического профиля и свойств, увеличилась мощность горизонта A_2 , усилилась оглееность нижних горизонтов, снизилась величина pH, уменьшилась гидролитическая кислотность. Периодическое внесение органических удобрений сгладило и уменьшило негативность подзолообразования.

На черноземах выщелоченных на контроле (без удобрений) независимо от сельскохозяйственного использования снизилось плодородие. В овощном севообороте в профиле черноземов отсутствовало четко выраженное скопление карбонатов. На многолетнем пастбище с увеличением доз минеральных удобрений улучшилась структура, возросла мощность гумусового слоя (A + AB) и генетических горизонтов, понизилась линия вскипания от HCl, увеличилась концентрация скопления карбонатов и мощность данного слоя.

На солонцах положительное действие одноразового внесения гипса проявляется длительное время, что отразилось на их морфологическом профиле. В залежном состоянии в распаханых ранее немелиорированных солонцах восстанавливается солонцовый горизонт, причем из пахотного коркового солонца формируется снова именно корковый солонец. Скорость восстановления иллювиальных горизонтов солонцов мало- и многонатриевых примерно одинакова. Полные дозы гипса, рассчитанные по методу Гедройца, создали пахотный горизонт А комковато-зернистой структуры.

Под действием одноразового внесения гипса в профиле солонцов произошли изменения в перераспределении механических элементов гранулометрического состава – в солонцах уменьшилось содержание илистой фракции и физической глины. В малонатриевых солонцах эти изменения охватили всю 100-сантиметровую толщу, а в многонатриевых – слой 0–60 см. Эффект длительного действия гипса отразился на всем почвенном профиле солонцов. Корковые мелиорированные солонцы перешли в тип луговых и черноземно-луговых почв различной степени солонцеватости и солончаковатости. Чем выше доза гипса, тем выше мелиоративный эффект [4].

На каштановых почвах основные морфологические изменения почвенного профиля установлены для двух параметров – мощности гумусового профиля и уровня распределения карбонатов. Наибольшая мощность гумусового слоя характерна для почв под бессменными многолетними травами. Затем она снижается по убывающей под пшеницей в севообороте, бессменными пшеницей и паром. Под бессменным паром уровень залегания скоплений карбона-

тов наиболее высокий, что обусловлено большим поверхностным испарением влаги. Наиболее низкий уровень залегания карбонатов – под многолетними травами.

Антропогенные изменения в различных типах почв влияют на морфологический профиль, способствуют созданию пахотного горизонта, изменяют его структуру и физико-химические свойства, что приводит к постепенной нивелировке подтиповых особенностей почв во всех почвенно-климатических зонах (лесной, лесостепной и степной). Тенденция к сближению свойств пахотных почв при сельскохозяйственном использовании, как отмечалось ранее [5], носит универсальный характер.

Литература

1. *Лебедева И.И., Помкова Е.И., Тонконогов В.Д., Шакиро М.Б.* Общие и региональные аспекты антропогенной эволюции почвенного покрова СССР // Генезис, антропогенная эволюция и региональное использование почв.
2. *Муха В.Д.* Естественно-антропогенная эволюция почв. М.: Колос, 2004. 270 с.
3. *Реестр* длительных стационарных полевых опытов государственных научных учреждений Сибирского отделения Россельхозакадемии. Новосибирск, 2009. 284 с.
4. *Семендяева Н.В.* Изменение некоторых свойств солонцов Барабинской низменности при 20–25-летнем действии гипса // Почвоведение. 2009. № 8. С. 970–976.
5. *Никитин Б.А.* Эволюция дерново-подзолистых, серых лесных и черноземных почв при земледельческом использовании // Естественная и антропогенная эволюция почв. Пушкино, 1988. С. 116–122.

УДК 631.413

КУРГАННЫЕ НАСЫПИ КАК ФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ АТМОГЕННОГО СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ В ПОЧВАХ

А.А. Сеньков

Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, г. Новосибирск
aasipa@ngs.ru

В результате исследования засоления почв, сформировавшихся на исходно незасоленном материале курганных насыпей, получены неопровержимые экспериментальные доказательства ведущей роли солей атмосферных осадков в засолении автоморфных почв.

As a result of research salting the soils generated on initially not salted material of embankments, incontestable experimental proofs of the leading part of salts of an atmospheric precipitation in zasolenii avtomorf soils are received.

В результате глубокопрофильного сопряженного исследования химического состава всех компонентов ионно-солевого профиля степных почв, структурно-функционального анализа и балансовых расчетов установлена ведущая роль солей атмосферных осадков в формировании солевых профилей почв и пород зоны аэрации Ишимской равнины. Легкорастворимые соли, возможно, содержащиеся в материнских породах в небольшом количестве, в процессе почвообразования были заменены солями атмосферных осадков [1]. Однако в силу сложившихся традиций и приверженности подавляющего большинства исследователей гипотезам исходного засоления почвообразующих пород, палеогидроморфного или современного гидроморфного засоления почв концепция атмогенного засоления без экспериментального подтверждения будет оставаться наряду с другими одной из гипотез, отнюдь не самой популярной.

Прямое экспериментальное исследование атмосферного засоления автономных почв невозможно осуществить практически по ряду причин. Модуль поступления атмосферных солей ($10\text{--}30\text{ г/м}^2$ в год) в почвы обычно на несколько порядков меньше их запасов в почвенном профиле. Это обстоятельство в первую очередь, а также значительная пространственная неоднородность распределения солей, сезонная циклическая миграция в профиле почв делают практически невозможным получение достоверной информации не только о современном приращении запасов солей, но и о солевом режиме почв. Проблема усугубляется еще и тем, что нам неизвестно изначальное галогеохимическое состояние почвообразующих пород. Этими причинами обусловлено то, что концепция «импульверизации» Г.Н. Высоцкого [2, 3] до сих пор не получила всеобщего признания.

В связи с малым модулем поступления атмосферных солей в рамках реального времени также трудноосуществимо физическое моделирование (прямое экспериментальное исследование) атмосферного засоления в исходно незасоленных почвогрунтах. Одним из путей выхода в сложившейся ситуации является исследование формирования солевого профиля почв на исходно незасоленных породах, где единственным источником солей являются атмосферные осадки. Этому критерию (условию) в отдельных случаях могут соответствовать насыпи курганов степной зоны. Предположение о том, что «курганы и насыпи могут служить уловителями солей из атмосферы и содействовать выяснению роли импульверизации в формировании химического состава почв» было высказано И.В. Ивановым [4]. Однако эта идея до сих пор не была реализована ни самим автором, ни другими исследователями.

Нами проведено исследование солевых профилей почв четырех курганов, расположенных на западной окраине с. Нововаршавка (юг Омской области). Курганы имеют высоту от 1,4 до 5,0 м. Все насыпи сложены из гумусированного бескарбонатного тяжелого суглинка, изъятых из поверхностного слоя (дернина) местных почв. Это дает веское основание предполагать изначальное отсутствие легкорастворимых солей в материале курганных насыпей и позволяет использовать их в качестве идеальных физических моделей для исследования роли солей атмосферных осадков в засолении почв.

В таблице представлены результаты анализа водной вытяжки из почвы, сформировавшейся на курганной насыпи высотой 5 м и диаметром около 70 м. В настоящее время в почве морфологически и аналитически выделяются аккумулятивный карбонатный горизонт на глубине 5–35 см и гипсовый горизонт в слое 40–50 см. Содержание карбоната кальция составляет 0,7–1,2%, а гипса – 1,8%. Как показывают данные таблицы по содержанию хлоридов и сульфатов, характеру их профильного распределения, курганная почва не имеет существенных отличий от автономных зональных почв юга Ишимской равнины [1]. Более высокое залегание гипсового горизонта обусловлено хорошей продуваемостью поверхности и большей величиной склонового стока.

Наиболее подробно в четырех профилях изучено засоление почв кургана высотой 1,4 м. Для него получена радиоуглеродная датировка по обугленной древесине из основания насыпи $2\,580 \pm 40$ лет (СОАН-5229). За время существования в почве насыпи сформировался карбонатный горизонт на глубине 5–50 см. Запасы карбоната кальция составляют $8\text{--}11\text{ кг/м}^2$, основная масса сосредоточена в верхней половине зоны аккумуляции. Сульфаты представлены в основном гипсом, содержание их в почвенном растворе не превышает 1 мг-экв/100 г . В профилях центральной части морфологически четко выделяются две зоны аккумуляции гипса. Одна примыкает к карбонатному горизонту и является современной. Другая зона располагается в нижней части насыпи и гумусовом горизонте погребенной почвы, образовалась на ранних этапах при слабо уплотненном состоянии насыпи. Общие запасы сульфатов в двухметровом слое колеблются в пределах $10\text{--}14\text{ кг/м}^2$. Максимум содержания хлор-иона $6\text{--}8\text{ мг-экв/100 г}$ находится на глубине 60–100 см. По степени насыщенности поглощающего комплекса магнием и натрием почвы кургана приближаются к фоновым черноземам южным.

Химический состав водной вытяжки почвы курганной насыпи, мг-экв/100 г

Глубина, см	Сумма, %	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Na ⁺	Cl/SO ₄
0-10	0,04	0,43	0,05	0,08	0,32	0,10	0,03	0,63
10-20	0,09	0,86	0,06	0,13	0,86	0,18	0,07	0,46
20-30	0,11	1,20	0,05	0,21	0,86	0,23	0,29	0,24
30-40	0,21	1,36	0,22	1,26	1,32	0,37	1,26	0,17
40-50	1,14	1,72	1,93	13,20	10,42	2,83	3,61	0,15
50-60	0,49	0,80	4,08	2,80	3,75	1,25	2,87	1,46
60-70	0,49	0,55	3,38	2,38	3,82	1,33	2,46	1,42
70-80	0,68	0,55	2,96	5,67	6,00	1,60	2,45	0,52
80-100	0,66	0,26	2,81	2,56	5,62	1,96	1,91	1,10
100-120	0,60	0,40	2,47	2,36	4,80	1,60	2,04	1,05
130-140	0,81	0,10	2,17	3,38	6,77	2,67	1,80	0,64
150-160	0,68	0,10	2,08	2,13	5,50	2,12	1,85	0,98
180-200	0,69	0,14	2,09	4,48	5,45	2,29	1,96	0,47
220-240	0,55	0,18	1,93	2,05	4,06	2,15	1,87	0,94
260-280	0,50	0,20	1,65	1,85	3,87	2,06	1,70	0,89

Не может быть сомнения в том, что единственным реальным источником карбонатов, сульфатов и хлоридов в почвах, сформировавшихся на бескарбонатном и незасоленном субстрате курганных насыпей, являются соли, поступающие с атмосферными осадками. Атмосферное поступление солей является ведущим фактором в засолении почв засушливых территорий. Другие источники солей могут иметь место, однако в каждом конкретном случае это должно строго доказываться. Наряду с гидрогенным процессом засоления почв в аридных ландшафтах в несравнимо больших масштабах протекает атмогенный почвенный галогеохимический процесс.

Литература

1. **Сеньков А.А.** Галогенез степных почв (на примере Ишимской равнины). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. 152 с.
2. **Высоцкий Г.Н.** Гидрологические и геобиологические наблюдения в Велико-Анадолы // Почвоведение. 1900. № 1. С. 22-39; № 2. С. 99-121.
3. **Высоцкий Г.Н.** Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 1-2.
4. **Иванов И.В.** Почвоведение и археология // Почвоведение. 1978. № 10. С. 17-28.

УДК 631.47

ИЗУЧЕНИЕ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА АМУРСКИХ РАВНИН ПРИ ПОМОЩИ МЕТОДА ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

М.И. Скрипникова
Почвенный институт им. В.В. Докучаева
avsen@agro.geonet.ru

Расшифровка климата по остаткам растений и водорослей, захороненных в торфяных и озерных отложениях в пределах катен трех разновозрастных равнин Амурской области, дает возможность понять геоморфологическую

историю территории и выяснить время существования тех или иных ландшафтов в ее пределах. В качестве гипотезы выдвигается предположение о существовании периода катастрофического обводнения, ставшего причиной формирования слабoproточного палеозера позднеголоценового времени в юго-западной части современной Зейско-Буреинской равнины. Морфология и физико-химические свойства темноцветных черноземовидных почв являются производными климатических факторов озерно-болотной стадии развития.

Climate decoding on the rests of plants and algae, buried in peat and lacustrine sediments within three catenas of uneven-age plains of the Amur region, gives the chance to understand the geomorphological history of the territory and to find out a period of existence of those or other landscapes of the region. As a hypothesis the assumption of existence of the period of catastrophic watering which have become the reason of weak-flowing paleolake formation in the Late Holocene in a southwest part of the modern Zejsko-Bureinsky plain is put forward. Morphology, physical and chemical properties of dark-coloured Chemozem-like soils are derived from the climatic factors of an lake-marsh stage of development.

Актуальность. Реконструкция геоморфологии и палеоклиматов имеет большую теоретическую и практическую значимость для получения объективной оценки характера современного климата, выяснения генезиса почв локальных территорий, уточнения причин формирования контрастных по видовому составу растительных ассоциаций приамурских равнин. Существование палеозера в юго-западной части Зейско-Буреинской низменности требует доказательств, поскольку предполагается, что генезис дерново-луговых темноцветных почв (называемых приамурскими черноземами) напрямую связан с озерными условиями накопления органики в прошлом. География распространения почв постозерных территорий с мощными темными профилями весьма широка, но объяснение причин их генезиса достаточно часто наталкивается на препятствие в виде несоответствия совокупности современных условий формирования (факторов почвообразования последних столетий) морфологии почвенного профиля. Следовательно, проблема генезиса темноцветных почв имеет не узко локальный региональный характер, а общегеографическую приуроченность и теоретическую значимость в плане познания процессов почвообразования.

Объекты и методы. В Зейско-Буреинской аллювиальной равнине выделяется несколько уровней планиции различного генезиса. Они представлены тремя уровнями террас Зей и Амура (пойменная, I и II надпойменные) и высокой размытой увалистой равниной, распространяющейся на север Амурской области до р. Селемджи и до хр. Турана на востоке. В пространстве между хр. Тукурингра и Джагды и р. Селемджа расположена Амурско-Зейская равнина. Понижение между северными отрогами этих хребтов и южными отрогами Станового хребта занимает Верхне-Зейская равнина. Зейско-Буреинская низменность является областью выноса продуктов выветривания и почвообразования, транспортирующихся в ее пределы через Верхнезейскую и Амурско-Зейскую равнины [1].

Развернутую ретроспективу смены палеоклиматов получают, анализируя состав биоты последовательно накапливающихся в болотах слоев торфа или сапропеля в озерах. В основу метода, разработанного Н. Кордэ [2] и О.Н. Успенской [3], положена зависимость состава растений и животных водной экосистемы от характера климатических условий. Биологический состав сильно варьирует в зависимости от колебаний температурно-влажностного режима, степени проточности и трофности водоема и т.д. Радиоуглеродное датирование слоев отложений, сформированных под влиянием одного климатического цикла, позволяет выявить продолжительность этого цикла, а также время его начала и окончания. В зависимости от конкретной задачи реконструироваться может любой по протяженности период от 25 до 500–1 000 и более лет.

Наиболее чутким индикатором смены климатических условий является совокупность организмов, ежегодно отлагающихся на дно водоемов. Для построения максимально дробной палеоклиматической колонки наиболее результативным является метод восстановления климатической обстановки по набору экологических групп водных организмов, погребенных в донных отложениях, в том числе в отложениях сапропеля.

Возраст, мощность, стратиграфические особенности торфяно-сапропелевых отложений свидетельствуют об истории развития территории. В пределах трех амурских равнин мощность отложений в водоемах резко неодинаковая, что позволяет доказать транзитность, трансаккумулятивность и аккумулятивность различных геоморфологических блоков в пределах Амурской области в голоценовое время. Осадконакопление в водоемах приподнятых периферических предгорных частей Верхнезейской и Амурско-Зейской равнин носило непрерывный характер, в то время как через их центральные части передвигались потоки воды, и осадконакопление было невозможно, в южной части области, напротив, происходило накопление органических осадков, перемещенных из северных районов территории.

Обсуждение результатов. На первом этапе исследования была проведена шурфовка 18 водоемов вдоль трансекты, проложенной через центральные части приамурских равнин на российской и китайской территории. Не было обнаружено ни одного водоема с осадками старше 2,5 тыс. лет. Из-за притока большого количества воды стратиграфия большинства болотно-озерных комплексов в юго-западной части Зейско-Буреинской равнины была нарушена. В приподнятых предгорных периферических частях равнин (обследовано 4 водоема) осадконакопление происходило без перерывов, при этом фиксировались такие изменения климата равнин, которые в водоемах самих равнин не могли сохраниться из-за нестабильности гидрологического режима транзитной территории. Придонные слои водоемов в периферических частях равнин имеют возраст 3–5 тыс. лет.

В геоморфологических катенах, проложенных через озерно-болотные комплексы долины р. Амур в его среднем течении (Благовещенский район Амурской области), наблюдается неравномерное осадконакопление [4]. Наиболее древние отложения обнаружены (вопреки ожиданиям) на дне болотно-озерных комплексов высокой поймы Амура ($4\,250 \pm 40$, № 13445*). Отложения водоемов высокой поймы отличаются перемешанностью и незакономерным расположением разновозрастных слоев осадков в колонках, поэтому можно с уверенностью предполагать, что нижние горизонты торфов и сапропелей этого геоморфологического уровня не сформировались на месте, а были перемещены с более высоких уровней приамурских равнин. На фрагментах первой надпойменной террасы, по обе стороны от долины реки, отложения имеют субатлантический возраст (не старше 2 000 лет).

В западных районах Амурской области, за границами Зейско-Буреинской равнины, где размывающая деятельность водных потоков (имеющих начало в истоках р. Зей [5. С. 309; 6]) была менее выражена, в пределах лучше выраженных первой и второй надпойменных террас Амура возраст осадков в водоемах имеет закономерное распределение. Осадки в пойме имеют субатлантический возраст, на первой и второй террасах суббореальный возраст. В предгорных и горных районах, в долинах рек и межгорных котловинах Большого и Малого Хингана, в прошлом находящихся под непосредственным влиянием атмосферного увлажнения расположенного рядом пра-озера, имеется некоторое количество разновременных озерно-болотных комплексов. Изучение отложений этих водоемов дает возможность с известной долей вероятности восстановить как почвенно-геоморфологическую историю Зейско-Буреинской равнины, так и эволюцию состава основных фитоценозов, формирующихся на фоне контрастных климатических колебаний.

О диагенетических изменениях минерализованных торфяно-сапропелевых толщ в почвы свидетельствуют высокие значения таких физических показателей, как максимальная гигроскопическая и влажность завядания. При влагоемкости гумусового горизонта в 30–40% и при влажности завядания в 15% диапазон активной влаги для растений в этом слое редко превышает 15%. С 20–30 см глубины прослеживаются свойства физической солонцеватости, нали-

* Номер, присваивающийся образцу в радиоуглеродной лаборатории ГИНа (Москва).

чие которой не всегда коррелирует с составом поглощенных катионов. Профили с физической солонцеватостью глубинных горизонтов, а также профили с выраженной столбчатостью структуры в совокупности с вышележащим отбеленным слоистым горизонтом располагаются по периферии палеоводоема, маркируя зону периодически пересыхающих мелководий. В более глубоких зонах, где отсутствовали резкие колебания уровня воды, росло значительное количество водной растительности, формировались мощные органо-глинистые осадки, при высыхании водоема ставшие субстратом для формирования различных родов и видов темноцветных почв. На участках больших глубин палеоозера осадконакопление шло в основном за счет водорослей. Рыхлые субстраты, перемещенные с хребтов и равнин на территорию амурско-зейского междуречья, изначально отличались неоднородностью состава и мощности, пережитая ими впоследствии озерная стадия, совмещенная с дополнительным накоплением органо-минеральных осадков, также не способствовала их однородности. Структура почвенного покрова постозерной территории крайне неоднородна и сложна, поскольку в период обсыхания территория подвергалась неоднократным морфологическим перестройкам, связанным с динамикой уровня обводненности болотно-озерных угодий [4], падений рек. Амур и Зей активно разрабатывали принесенные осадки, создавая террасовый и увалистый рельеф. Таким образом, по морфологии профиля и расположению в рельефе тех или иных почв, формирующихся на субстратах изначально неоднородных по мощности и содержанию органики, нельзя достоверно судить о климатических условиях их формирования.

Дерново-луговые темноцветные почвы имеют мощность гумусового горизонта ($A + B_1$) от 30 до 70–80 см. В сыром состоянии цвет почвы черный, переходы между горизонтами слабо заметны. При высыхании профиль почв сильно светлеет. Содержание гуминовых кислот превышает содержание фульвокислот, что роднит темноцветные почвы с черноземами. Особенно высокий процент гуминовых кислот обнаруживается в погребенных гумусовых горизонтах ($C_{гк}/C_{фк} > 2$) [7]. Погребенные горизонты в данных почвах являются не верхними гумусовыми горизонтами каких-либо захороненных под осадками почв, а нижними горизонтами озерных, богатых органикой отложений, сохранившихся в относительно неизменном виде (темно-серый, почти черный цвет) по сравнению с вышележащими горизонтами (бурый и серо-бурый цвет), активно вовлеченными в процессы выветривания и почвообразования. Возраст таких погребенных горизонтов неоднороден в пределах одного геоморфологического уровня, что свидетельствует о возрастной неоднородности материала, перемещенного с северных равнин и хребтов. Радиоуглеродный возраст погребенной органики в профилях I надпойменной террасы (глубина 60–80 см) колеблется в пределах 2,5–7 тыс. лет. То есть время начала стабильного почвообразования (после частичного обсыхания территории) следует, наверное, рассчитывать исходя из возраста отложений водоемов предгорных и горных территорий, не подвергавшихся затоплению в голоцене. Метод комплексного биологического анализа дает возможность выяснить продолжительность и время наступления различных по степени увлажненности периодов. На данном этапе исследований важно найти водоемы с мощными толщами осадков солидного возраста. К настоящему времени обнаружены только толщи с возрастом придонных отложений около 5 тыс. лет. Реконструкция климата по таким отложениям (2 водоема по разным берегам Амура) не показала глобальных колебаний уровня обводненности прилегающей равнинной территории, видимо, процесс обсыхания начался в более ранний промежуток времени. Необходим поиск более древних отложений в водоемах гор, окружающих амурские равнины.

Заключение. Впервые обнаружены четкие флуктуации климата в пределах субатлантического периода. Обнаруживается период резкого усушения климата, начавшийся примерно 600 лет назад и продолжавшийся около 300–400 лет. Именно в этот период в луговую флору обсыхающей территории могли внедриться засухоустойчивые виды забайкальской флоры,

сформировав специфические лугово-степные фитоценозы. Возможно, периоды экспансии засухоустойчивых видов были и в более ранние периоды обсыхания пост-озерной территории. Для внесения ясности в этот вопрос, а также для выяснения времени формирования и продолжительности существования территории в озерном и обсыхающем режиме на следующем этапе исследования будут обследованы озерно-болотные комплексы высоких террас крупных рек региона и водоемы, расположенные по периферической части горных систем, окружающих амурские равнины.

Литература

1. *Ливеровский Ю.А., Денисова Н.И.* Природные условия Зейско-Буреинской низменности и земельные фонды // Сб. СОПС АН СССР. М., 1956. 137 с.
2. *Кордэ Н.В.* Биостратификация и типология русских сапропелей. М.: Изд-во Акад. наук СССР, 1960. 220 с.
3. *Успенская О.Н.* Другие водоросли // Общие закономерности возникновения и развития озер // Методы изучения истории озер. Сер.: История озер СССР. Л.: Наука, 1986. С. 146–151.
4. *Skipnikova M.I., Uspenskaya O.N., Nosachenko G.A., Zheng Zhuo, Huang Kangyou, Yang Xiadong.* Procedural bases for reconstruction of catastrophic climatic changes by the example of lacustrine and paludal sediments in the Zeja-Bureja Valley, Russia // Environment development of east Asia in pleistocene holocene (boundaries, factors). Vladivostok: Dalnauka, 2009. P. 215–218.
5. *Билибин Ю.А.* Основы геологии россыпей. М.; Л.: ГОНТИ, 1938. 452 с.
6. *Никольская В.В.* Морфоскульптура бассейна Амура. М., 1972. 295 с.
7. *Модина С.А.* Характеристика дерново-луговых темноцветных почв на территории Амурской сельскохозяйственной опытной станции // Почвенная и агромелиоративная характеристика южной части Зейско-Буреинского междуречья. Благовещенск, 1959. С. 145–168.

УДК 631.48

ГЕНЕЗИС И ОСОБЕННОСТИ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ МЕРЗЛОТНЫХ ЧЕРНОЗЕМОВ ЯКУТИИ

В.П. Скрыбыкина, А.П. Чевычелов

Институт биологических проблем криолитозоны, г. Якутск
vskryb@mail.ru

В материалах приводится географо-генетическая характеристика, состав и свойства трех разрезов мерзлотных черноземов Якутии, заложенных в долине среднего течения р. Лена. По нашему представлению, исследуемые черноземы различаются на подтиповом уровне в зависимости от положения в рельефе долины. На грядных повышениях второй надпойменной террасы в автоморфных условиях увлажнения формируются мерзлотные черноземы типичные, а на склонах южных экспозиций коренного берега р. Лена – мерзлотные черноземы выщелоченные. В статье излагается наше видение генезиса данных почв с позиции котловинно-депрессивной зональности почвенного покрова Центральной Якутии.

Geographic-genetic patterns, composition and properties of the three cuts of Yakutia frozen chernozems put in the valley of the Lena mid-course are considered in the materials. In our opinion the chernozems under examination differ in the subtypical level depending on their occurrence in the valley relief. Frozen chernozems typical are formed on the elevated parts of the second terrace above the flood plain in automorphic conditions of moistening while frozen chernozems leached develop on the slopes of the southern expositions of the primary Lena riverside. Our vision of genesis of these soils from the aspect of depression zonality of soil cover of Central Yakutia is stated in the article.

Выявление географо-генетических особенностей формирования черноземов в мерзлотно-таежной области Сибири до последнего времени остается одной из наиболее острых и дискуссионных проблем современного почвоведения. Для полной ясности отметим то, что данный тип автоморфных почв не определен и в современной «Классификации и диагностике почв России» [1], хотя в региональных классификационных схемах якутских почвоведов [2, 3] географические особенности формирования, состав и свойства мерзлотных черноземов освещались неоднократно. И вместе с тем до последнего времени черноземовидные почвы и мерзлотные черноземы Якутии рассматривались большей частью исследователями ни как современные продукты педогенеза, а, главным образом, как палеореликты зонального доголоценового почвообразования.

Объектами исследования являлись мерзлотные черноземы, сформированные на Средней Лене, значительно отличающиеся по месту положения в рельефе, растительным ассоциациям и по уровню антропогенного воздействия. Системное изучение данных почв проводилось посредством комплексного использования сравнительно-географического, профильно-генетического и сравнительно-аналитического методов [4, 5].

Разрез 2ЧТ-03 заложен на вершине гривного повышения в пределах второй надпойменной террасы р. Лена, в долине Туймаада в окрестностях г. Якутск. Координаты местозаложения разреза: широта (N) – $61^{\circ}54'22,3''$, долгота (E) – $129^{\circ}33'29,2''$, высота над уровнем моря (H) – 102,7 м. Типчаково-осочковая степь. Морфологическое строение почвенного профиля следующее: A_d (0–1) – A (1–24) – AB (24–35) – B_{Ca} (35–57) – BC_{Ca} (57–75) – C (75–150 см).

Разрез 1Т-07 заложен в 23 км от г. Якутск по Покровскому тракту, в нижней части средней трети склона коренного берега р. Лена долины Туймаада. Склон юго-восточной экспозиции крутизной около 35° . Координаты разреза: N – $61^{\circ}52'1,2''$, E – $129^{\circ}30'43,2''$, H – 124 м. Растительный покров представлен прострелово-ковыльной ассоциацией. Морфологическое строение профиля почвы: A_d (0–1) – A (1–32) – AB (32–57) – B_{Ca} (57–70) – BC_{Ca} (70–130) – CD (130–150 см).

Разрез 7Ой-04 заложен в 70 км от г. Якутск по Покровскому тракту в долине Энсели на левом берегу р. Илгэлээх. Вершина увала, черный пар на пашне. Строение профиля: $A_{пах}$ (0–20) – AB (20–42) – B_{Ca} (42–54) – BC_{Ca} (54–86) – C (86–136 см).

Согласно классификации типов воздействия макрорельефа на изменение климата, Центрально-Якутская равнина относится к депрессионным ороклиматогенным комплексам (ОКК) [6]. При этом климатические показатели имеют определенные не всегда однонаправленные тренды с продвижением от центра днища вверх по склонам бортов прилегающих водоразделов [7].

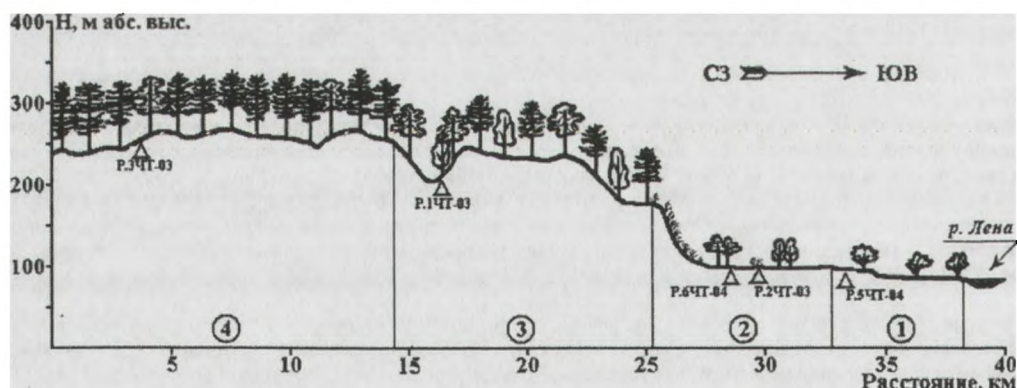


Рис. 1. Состав и строение почвенно-растительной катены Центрально-Якутской депрессии (профиль «Большая Чабыда – Хатассы»)

Лугостепь в долине Средней Лены и по склону коренного берега: 1 – нормальные разнотравно-злаковые и влажные осоково-хвощевые луга на аллювиальных и лугово-болотных почвах; 2 – остепненные луга и степные участки на черноземовидных почвах и черноземах мерзлотных в сочетании с островками сосновых и березовых лесов на палевых типичных и палевых серых почвах. *Лесостепь* на эрозионных поверхностях среднего уровня древней аллювиальной равнины: 3 – смешанные разреженные березово-сосново-лиственничные кустарничково-разнотравные и разнотравно-кустарничковые леса на палевых осолоделых почвах и солодах мерзлотных; аласные луга – на аласных лугово-степных почвах. *Тайга* на пенеппене верхнего уровня древней аллювиальной равнины: 4 – сосново-лиственничные мохово-кустарничковые леса на палево-бурых типичных и оподзоленных почвах. Δ – места заложения почвенных разрезов в катене.

Данный ОКК обуславливает формирование в Центральной Якутии семиаридного резко континентального таежно-степного типа котловинно-депресссионной зональности почвенного покрова, где маркерным типом зональных почв представлены мерзлотные черноземы [7]. Строение почвенно-растительной катены здесь (рис. 1) иллюстрирует закономерную смену типов почвообразования от таежного к дерново-лесному (лесостепному) и дерновому (лугово-степному), а также характер распространения в рельефе мерзлотных черноземов, развитых под степной растительностью.

Своеобразие экологических условий долин Средней Лены приводит к тому, что в пределах лесной зоны долинные фитоценозы сильно остепнены, в том числе леса и луга, или представлены степями. Первичные степи, господствовавшие в период плейстоцена, сохранились на южных склонах коренного берега [8].

Химические свойства и физико-химические показатели мерзлотных черноземов Якутии

Гори- зонт	Глубина, см	рН водный	Гумус, %	Вало- вой N, %	C:N	Обменные катионы, мг-экв/100 г почвы				Na ⁺ , % от сум- мы	Фракции, %; размер частиц, мм		CO ₂ карбо- натов, %
						Ca ⁺²	Mg ⁺²	Na ⁺	Сумма		< 0,01	< 0,001	
Разрез 2 ЧТ-03													
A	1-11	6,3	5,4	0,35	9	15,4	2,4	1,8	19,6	9	14,4	6,6	Н.о.*
A	12-22	6,9	4,4	0,21	12	20,0	2,9	1,6	24,5	6	21,7	10,7	» »
AB	25-35	7,5	2,9	0,10	15	18,0	5,3	3,0	26,3	11	29,5	10,3	» »
B _{Ca}	40-50	7,8	1,4	0,06	14	18,7	11,1	2,3	32,1	7	28,2	11,5	3,2
BC _{Ca}	60-70	8,2	0,6	0,03	12	8,3	6,3	0,7	15,3	5	14,4	6,6	2,8
C	90-100	7,5	-**	-	-	3,3	2,6	0,3	6,2	5	4,5	3,3	» »
Разрез 70Й-04													
A _{пах}	5-15	6,6	5,3	0,24	13	23,2	2,7	1,8	27,7	6	20,5	10,3	» »
AB	30-40	7,6	2,3	0,11	12	22,5	1,3	1,2	25,0	5	23,3	8,7	» »
B _{Ca}	43-53	8,5	1,4	0,04	20	39,6	17,1	2,3	59,0	4	20,4	6,6	12,8
BC _{Ca}	65-75	8,7	1,0	0,03	19	38,6	20,5	3,8	62,9	6	22,9	8,7	4,8
C	120-130	8,8	-	-	-	12,7	5,7	1,9	20,3	9	25,0	11,1	» »
Разрез 1Т-07													
A _d	0-1	6,9	5,9	-	-	22,7	7,7	1,8	32,2	6	12,0	7,4	» »
A	2-12	6,6	4,3	-	-	18,5	7,2	1,2	26,9	4	19,3	11,3	» »
A	20-30	7,0	2,1	-	-	19,6	9,3	1,1	30,0	4	23,0	13,0	» »
AB	40-50	6,7	1,6	-	-	17,5	10,0	1,3	28,8	4	24,3	14,5	» »
BC _{Ca}	70-80	8,1	1,9	-	-	13,9	10,8	1,3	26,0	5	23,4	15,9	1,4
C _{Ca}	120-130	8,1	-	-	-	-	-	-	-	-	25,5	15,0	2,7

Примечание. * – подвижные карбонаты не обнаружены; ** – значение показателя не определено.

Исследуемые черноземы типичные (разр. 2ЧТ-03 и 70Й-04; см. табл.) характеризуются, как правило, нейтральной и слабощелочной реакцией среды верхних и щелочной нижних почвен-

ных горизонтов, супесчано-легкосуглинистым гранулометрическим составом, абсолютным преобладанием в составе обменных катионов их ППК катионов Ca^{+2} и Mg^{+2} и незначительным участием Na^+ , что указывает на их слабую солонцеватость. Содержание гумуса в гумусово-аккумулятивном горизонте среднее, характер его распределения по профилю резко убывающий, обогащенность гумуса азотом очень низкая, что является следствием низкой биологической активности мерзлотных почв. Максимальное количество подвижных карбонатов в них отмечается в иллювиально-карбонатных горизонтах B_{Ca} .

Свойства и показатели чернозема выщелоченного (разр. 1Т-07; см. табл.) отличаются от таковых черноземов типичных меньшими нейтрально-слабощелочными значениями pH, пониженной глубиной вскипания (глубже 60 см) и солонцеватостью, меньшим содержанием и характером внутрипрофильного распределения подвижных карбонатов.

Таким образом, анализ морфологического строения, свойств и состава исследуемых мерзлотных черноземов убеждает в том, что они формируются под влиянием дернового почвообразовательного процесса в сочетании с иллювиально-карбонатным и процессом выщелачивания.

Литература

1. *Классификация* и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
2. *Еловская Л.Г.* Классификация и диагностика мерзлотных почв Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 172 с.
3. *Коноровский А.К.* Зональность и мерзлотность почв Якутии. Якутск, 1990. 43 с.
4. *Роде А.А.* Система методов исследования в почвоведении. Новосибирск: Наука, 1971. 93 с.
5. *Розанов Б.Г.* Морфология почв. М.: Изд-во МГУ, 1983. 320 с.
6. *Оленев А.М.* Воздействие макрорельефа на климат и ландшафтные комплексы. Свердловск, 1987. 88 с.
7. *Чевычелов А.П., Скрыбыкина В.П.* Новые подходы к оценке зональности почвенного покрова Восточной Сибири // Вестн. Том. ун-та. Приложение. 2005. № 15. С. 214–217.
8. *Андреев В.Н., Галактионова Т.Ф., Перфильева В.И., Щербаков И.П.* Основные особенности растительного покрова Якутской АССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 156 с.

УДК 631.445

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРЫ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Б.А. Смоленцев

Институт почвоведения и агрохимии СО РАН
pedolog@ngs.ru

Приводится количественная характеристика неоднородности почвенного покрова некоторых геоморфологических районов Западной Сибири по таким показателям, как средняя площадь почвенного контура и его расчлененность, сложность, контрастность и общая неоднородность почвенных комбинаций.

The quantitative characteristic of heterogeneity of a soil cover of some geomorphological areas of Western Siberia on such indicators, as the average area of a soil contour and its расчлененность, complexity, contrast and the general heterogeneity of soil combinations is resulted.

В настоящее время мало кто из российских почвоведов при описании неоднородности почвенного покрова (ПП) определенной территории использует морфогенетический анализ. Чаще применяются морфологические характеристики структуры ПП, такие как площадь, геометрическая форма и расчлененность контуров. В данной работе дается количественная характеристика неоднородности ПП некоторых геоморфологических районов Западной Сибири.

На территории Западной Сибири В.М. Фридланд [1] выделил 4 почвенно-географических страны. Две из них с преобладанием микроструктур – это страна криогенных почвенных комплексов севера и страна солонцовых комплексов, а также две страны с господством мезоструктур: страна дифференцированно-увлажненных автономно-гидроморфных сочетаний и страна литогенных мозаик и ташетов, дефлированно-аккумулятивных вариаций.

В стране криогенных комплексов изучен почвенный покров типичной тундры Таз-Пуровского междуречья. В условиях эрозионного рельефа почвенные комбинации представлены линейно-древовидными сочетаниями глееземов, глееземов криометаморфических и торфяно-глееземов. Разные подтипы глееземов с глееземами криотурбированными образуют пучинно-медальонные пятнистости внутри сочетаний. В условиях плоского рельефа формируются комплексы-пятнистости из полигонально-валиковых болот и торфяно-криоземов. В структуре ПП изученной типичной тундры преобладают сочетания-пятнистости. На долю комплексов приходится не более 30% территории. Неоднородность ПП характеризуется как гетерогенная ($КН = 24,6$). Гетерогенность обусловлена высокой сложностью почвенного покрова ($КС = 2,2$), образованной большим количеством очень мелких ареалов почв. Так, диаметр медальонных пятен криогенных выпучиваний не более 2 м. Количество медальонов достигает 200 шт. на 1 га. Полигонально-валиковые комплексы имеют еще более сложную конфигурацию, коэффициент сложности $> 2,5$. Вместе с тем генетическая неоднородность ПП тундры – низкая ($КК = 11,2$).

Страна засолено-солонцовых комплексов расположена в пределах лесостепной и степной зон Западной Сибири. По структуре почвенного покрова на данной территории можно выделить 3 района. Первый: с преобладанием формаций с ведущей ролью солонцовых и засолено-солонцовых комплексов и пятнистостей, приурочен к территориям с плоским рельефом. Второй: с преобладанием формаций с ведущей ролью сложных полузамкнутых топографо-флювиальных сочетаний, приуроченных к гривисто-увалистому рельефу. Третий район расположен в контактной зоне лесостепи с подтайгой. Он характеризуется тесным соседством фоновых щелочных засолено-солонцовых комплексов и вариаций сильнокислых болотных олиготрофных почв.

Солонцово-засоленные комплексы и пятнистости относятся к подклассам солонцовых, засоленных и солонцово-засоленных, семейству замкнутых, типам солонцовых и засоленных гидроморфных, двух- и трехкомпонентным, с преобладанием солонцов и значительным содержанием гидрометаморфических почв. В целом неоднородность данного почвенного покрова относится к категории монотонно-гетерогенных ($КН = 10,0$), со слабо выраженной генетической контрастностью ($КК = 17,8$) и дробной расчлененной геометрической сложностью ($КС = 0,6$).

Компонентный состав сочетаний представлен черноземами, каштановыми почвами, их полугидроморфными аналогами, различными родами гидрометаморфических почв, солонцами, солончаками и солодами. По пространственным характеристикам это крупномассивные, среднерасчлененноареальные, континуально-дискретные почвенные комбинации. Они имеют дифференцированно-гидроморфную природу и относятся к подчиненно-гидроморфному генетико-геохимическому разряду. Почвенный покров, образованный сочетаниями, характеризуется высокой классификационной неоднородностью ($КК = 23,8$), но низкой, крупноблочной расчлененной геометрической сложностью ($КС = 0,3$). Общая неоднородность данной структуры ПП относится к категории монотонных ($КН = 6,6$).

В северной части лесостепной зоны Барабинской равнины, на контакте с подтайгой, в структуре ПП среди солонцово-засоленных комплексов и описанных сочетаний появляются вариации болотных верховых почв. Последние сильно влияют на контрастность ПП. Коэффициент контрастности равен 31,5, что соответствует пестрому почвенному покрову. Геометрическая составляющая величины неоднородности ПП, наоборот, очень низкая ($KC = 0,2$) в связи с большими размерами почвенных ареалов и слабой их расчлененностью. По величине обшей неоднородности ($КН = 5,7$) почвенный покров относится к категории монотонных.

Несколько иная картина наблюдается на расчлененных территориях лесостепной зоны, в частности в структуре ПП Колывань-Томской возвышенности, где преобладают два типа почвенных мезокомбинаций.

Первый тип мезокомбинаций – это сложные сочетания-вариации черноземов (оподзоленных или выщелоченных) с их полугидроморфными аналогами, гидрометаморфическими и торфяными эутрофными почвами. Формируются такие сочетания на склонах южной экспозиции. Сложность таких сочетаний заключается в том, что в их составе присутствуют пятнистости (черноземы оподзоленные с темно-серыми), вариации (выщелоченные и оподзоленные черноземы с черноземами глееватыми и гидрометаморфизованными) и комплексы гумусово-и перегнойно-гидрометаморфических почв. Такое сложное сочетание мы назовем черноземным, по преобладающему типу почв.

Второй тип почвенных мезокомбинаций – это сложные сочетания-вариации серых почв с серыми глеевыми, перегнойно-гидрометаморфическими и торфяными эутрофными почвами. Такие сочетания формируются на склонах северной экспозиции. В их составе присутствуют комплексы, вариации и простые сочетания серых почв соответственно с серыми поверхностно-глееватыми, серыми грунтово-глееватыми и серыми глеевыми почвами. Назовем его – серо-лесным.

Оба сочетания характеризуются как многокомпонентные (на уровне типа 4–6-компонентные) и открытые, развивающиеся в условиях эрозионного рельефа. В связи с водно-миграционным характером перемещения масс между составляющими их компонентами, эти сочетания относятся к подчиненно-гидроморфному разряду, с механизмом дифференциации почвенного покрова по увлажнению, реже минеральному составу. Такая дифференциация наблюдается по гумусу, карбонатам и окисно-закисным формам железа. По характеру границ между компонентами, оба сочетания относятся к дискретно-континуальным.

По площади наиболее крупного ареала черноземное и серо-лесное сочетания относятся к макромассивным (10–100 га). По средней величине коэффициента расчлененности всех компонентов эти сочетания относятся к слабо расчленено-ареальным – КР соответственно 2,17 и 2,16.

Значительные различия у черноземного и серо-лесного сочетания наблюдаются по морфогенетическим показателям – сложности и контрастности. Так, серо-лесное сочетание характеризуется как среднесложное (крупноблочное расчлененное) контрастное, тогда как черноземное – как сложное (мелкоблочное расчлененное) слабоконтрастное. Низкая сложность серо-лесного сочетания ($KC = 0,24$), по сравнению с черноземным ($KC = 0,53$), объясняется более крупными размерами ареалов первого сочетания по сравнению со вторым при почти равной их расчлененности. Контрастность, или степень качественной дифференциации почвенного покрова, у серо-лесных сочетаний выше ($КК = 38,4$), чем у черноземных ($КК = 25,6$). Это объясняется высокой долей контрастно различающихся темно-серых и торфяных эутрофных почв в составе серо-лесных сочетаний. В составе черноземных сочетаний доминируют такие подтипы черноземов, как выщелоченные, оподзоленные, глееватые и гидрометаморфизованные. Они и определяют величину контрастности черноземного сочетания.

Коэффициент неоднородности как интегральный показатель уровня дробности, расчлененности и контрастности рассматриваемых почвенных комбинаций определяет серо-лесное сочетание как монотонно-гетерогенное ($КН = 9,2$), а черноземное – как гетерогенное ($КН = 13,6$).

При изучении неоднородности ПП Чуйской степи, которая входит в состав страны литогенных мозаик и ташетов, дефлированно-аккумулятивных вариаций, получены новые данные о почвенных комбинациях. Далее некоторые из них.

На неоднородность ПП Чуйской степи, особенно в ее юго-восточной части, очень сильно влияет активная деятельность землероев, в частности, пищухи монгольской. Землерои, перемешивая почвенные горизонты, способствуют формированию зоогенно поверхностно-турбированных криоаридных почв. Последние образуют ташеты с фоновыми криоаридными почвами. С проявлением ветровой эрозии связано образование мозаик криоридных золово-аккумулятивных почв с криоаридными почвами. Обе эти почвенные комбинации неконтрастные (см. табл.), компоненты их имеют округлую форму и самую низкую степень расчлененности контуров, но сильнодырчатое строение, что в целом усложняет рисунок почвенного покрова и приводит к значительной гетерогенности почвенного покрова.

**Морфогенетические показатели почвенного покрова
некоторых геоморфологических районов Западной Сибири**

Геоморфологические районы с господством почвенных комбинаций		Показатели неоднородности почвенного покрова				
		Š	КР	КС	КК	КН
Типичная тундра		0,6	1,3	2,2	11,2	24,6
Лесостепь	Северная Бараба	10,4	1,9	0,2	31,5	5,7
	Центральная Бараба, в т.ч.					
	с господством пятнистостей	6,1	3,4	0,6	17,8	10,0
	с господством сочетаний	8,7	2,4	0,3	23,8	6,6
	Колывань-Томская возвышенность, в т.ч.					
	серо-лесные сочетания	9,2	2,2	0,24	38,4	9,2
	черноземные сочетания	4,3	2,2	0,53	25,6	13,6
Чуйская степь, в т.ч.			КР	КВР		
с господством ташетов		0,25	1,1	5,1	4,4	6,5
с господством мозаик		0,15	1,05	4,4	7,0	5,8
						40,6

Таким образом, неоднородность почвенного покрова Западной Сибири определяется как контрастностью почв (генетическая или классификационная составляющая), так и геометрической сложностью рисунка почвенных комбинаций. Микрокомбинации, такие как комплексы, мозаики и ташеты, имеют более гетерогенный почвенный покров по сравнению с сочетаниями. Высокая гетерогенность ПП с господством микрокомбинаций обусловлена сложностью их геометрического строения, при низкой контрастности komponующих их почв. Мезокомбинации, наоборот, имеют очень контрастный почвенный покров, но несложный геометрический рисунок уменьшает общую неоднородность и увеличивает монотонность почвенного покрова.

Литература

1. Фридланд В.М. Структуры почвенного покрова мира. М.: Мысль, 1984.

ПОЧВЕННЫЙ ПОКРОВ ВЫСОКОГОРНЫХ АРИДНЫХ КОТЛОВИН ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ

Е.Н. Смоленцева

Институт почвоведения и агрохимии СО РАН
smolentseva@issa.nsc.ru

Получены новые данные о разнообразии компонентов почвенного покрова высокогорных котловин Юго-Восточного Алтая в свете новой Классификации почв России. Впервые для диагностики почв котловин использована система типодиагностических горизонтов, что позволило более адекватно охарактеризовать особенности педогенеза, компонентный состав почвенного покрова высокогорных степных котловин и его пространственную дифференциацию. Установлены надтиповые классификационно-таксономические ранги почв. Выявлены главные взаимосвязи почвенных компонентов с биотическими и абиотическими составляющими геосистем высокогорной степи. Дана характеристика некоторых морфологических, физических и химических свойств основных типов почв.

New data on diversity of soil components of the soil cover in the high-mountain depressions of southeast Altai in terms of the new soil classification for Russia were obtained. Using the new soil classification for Russia reflects the diversity of the components of the soil cover these areas and greatly supplemented by the perception of soil formation in arid valleys of the Altai. Some relations of soil components with biotic and abiotic components of high-mountain steppe geosystems were revealed.

Актуальность исследования почвенного покрова (ПП) высокогорных аридных котловин Алтая определяется недостаточной изученностью разнообразия его компонентов. Во второй половине прошлого века были достигнуты значительные успехи в изучении ПП котловин Горного Алтая [1–3]. Было установлено, что самыми распространенными являются криоаридные почвы, а не горно-каштановые, как считалось ранее. Именно криоаридные почвы соответствуют представлению о зональном типе почвообразования в высокогорных аридных условиях. Однако задача широкого и разностороннего эколого-генетического анализа состава и пространственной организации ПП в аридных котловинах Юго-Восточного Алтая так и не была решена [2]. Главной причиной этого явился недостаток научных сведений в различных смежных областях знаний. В настоящее время получены новые данные, характеризующие литогенную основу ландшафтов этих территорий [4]. Кроме того, опубликована новая Классификация почв России [5], благодаря чему появилась возможность отразить разнообразие компонентов ПП и существенно дополнить сложившиеся представления о почвообразовании в аридных высокогорных котловинах Юго-Восточного Алтая.

К высокогорным аридным котловинам Алтая относятся Чуйская и Курайская. Для них характерно однотипное сочетание тепла и влаги, а также некоторые общие закономерности почвообразования, определяющие специфику и типовой набор компонентов ПП. Климат в котловинах экстраконтинентальный аридный [1], что обуславливает низкую продуктивность растительности, а также специфику трансформации и минерализации органического вещества, что проявляется в слабой аккумуляции гумуса [2]. Почвообразующие породы разнообразны по составу и происхождению. Особенности их являются скелетность, легкий гранулометрический состав мелкозема, низкая влагоемкость.

Объектами нашего исследования были почвы и ПП Курайской и Чуйской котловин. Работы проводились в 2006–2008 гг. в рамках междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 56. Описания строения профилей почв и их диагностика проводились с использованием системы типодиагностических горизонтов [5, 6]. Определение физических, физико-химических и химических свойств почв проведено по общепринятым в почвоведении методам [7].

В противоположность сложившимся представлениям о некоторой гомогенности ПП высокогорных котловин [8], по данным наших исследований, компонентный состав его разнообразен. Он образован 15 почвенными типами, которые объединяются в 9 отделов. На уровне самых высших таксономических рангов классификации, почвы Чуйской котловины относятся к двум стволам: постлитогенному, синлитогенному (см. табл.).

**Надтиповые таксономические классификационные единицы
и основные типы почв Чуйской котловины Горного Алтая**

Ствол: ПОСТЛИТОГЕННЫЕ	
Отдел почв	Тип почв (Формула строения профиля)
1. Палео-метаморфические	Криоаридные (AK – BPLic – BCAic – Cic)
2. Аккумулятивно-карбонатные малогумусовые	Бурые аридные (AKL – BMK – BCA – Cic)
3. Щелочно-глинисто-дифференцированные	Солонцы светлые квазиглеевые (AJ – BSN – BCAic,s – CQic)
4. Галоморфные	Солончаки квазиглеевые (Sq – Qs – CQs) Солончаки вторичные (S – [AKLs] – BMKs – BCAs – Cca,s)
5. Органно-аккумулятивные	Криогумусовые (AK – Cic)
6. Литоземы	Литоземы криогумусовые (AK – Cic – M)
7. Слаборазвитые почвы	Петроземы гумусовые (W – M) Пелоземы гумусовые (Wca – Cca =)
Ствол: СИНЛИТОГЕННЫЕ	
Отдел почв	Тип почв
8. Аллювиальные почвы	Аллювиальные серогумусовые (AY – C [~]) Аллювиальные светлогумусовые (AJ – C [~]) Аллювиальные светлогумусовые глеевые (AJ – G – CG [~]) Аллювиальные перегнойно-глеевые (H – G – CG [~])
9. Слаборазвитые	Аллювиальные слоистые гумусовые (W – C [~]) Проллювиально-водно-аккумулятивные (W – C ^{^^})

В составе ствола постлитогенных почв на территории котловин выделено 7 отделов почв. Под фоновыми растительными сообществами пустынных и опустыненных степей формируются криоаридные почвы, которые входят в отдел палео-метаморфических почв. Этот почвенный тип соответствует представлению о зональном почвообразовании в условиях аридных высокогорных степей. В результате исследований были выделены следующие подтипы криоаридных почв: типичные, засоленные, зоогенно поверхностно-турбированные и стратифицированные. Криоаридные типичные почвы имеют строение профиля AK – BPLic – BCAic – Cic и в целом соответствуют описанию признаков типа. Характерным процессным признаком является натечная форма аккумуляции карбонатов на нижней поверхности скелетных включений в палео-метаморфическом и аккумулятивно-карбонатном горизонте и даже в верхней части почвообразующих пород. Для мелкозема характерна пропиточно-мучнистая форма выделения карбонатов.

Впервые были выделены криоаридные засоленные почвы. Ранее считалось [1, 2], что для этих почв и территорий котловин в целом процессы современного соленакопления не характерны. Засоленные разности приурочены к местам с относительно близким залеганием грунтовых вод в центральных частях котловин. Криоаридные засоленные почвы (AKs – BPLs – BCAs – Cca,s) характеризуются наличием в верхних 100 см профиля легкорастворимых (токсичных) солей. Солевые аккумуляции слабой и средней степени чаще всего приурочены к срединному горизонту и морфологически не выражены. Индикация подтипа возможна по косвенным признакам – по растительности и по положению в рельефе.

Развитие зоогенно поверхностно-турбированного подтипа криоаридных почв связано с активной деятельностью землероев, перемешивающих почвенные горизонты. Выделение этого

подтипа играет важную роль для характеристики пространственных особенностей почвенного покрова территории, так как отражается на космических снимках высокого и среднего разрешения. Формирование стратифицированных подтипов обусловлено экзогенными процессами, типичными для высокогорных аридных котловин. Прежде всего, это эоловые процессы. Высокая ветровая активность и слабая ветрозащитная роль растительности способствуют переиванию верхней толщи почв и рыхлых субстратов. В результате эолового надува образуются криоаридные эолово-аккумулятивные почвы, профиль которых характеризуется формулой Aae1 – AK – BPL – BCa1c – C1c. Вторым из группы стратифицированных является подтип криоаридные водно-аккумулятивные почвы. Диагностируется как по присутствию наноса на поверхности почвы, так и по слоистости в стратифицированном горизонте. Механизм поступления материала – делювиальный намыв временными медленнотекущими потоками со склонов.

Особенностью криоаридных почв Чуйской котловины является развитие сложных подтипов, сочетающих в себе признаки нескольких качественных модификаций типодиагностических горизонтов. К ним относятся, например, криоаридные засоленные эолово-аккумулятивные почвы, у которых в средней части профиля происходит аккумуляция солей, а в верхней части – эоловых наносов.

Наличие местоположений с близким залеганием к поверхности грунтовых вод определяет формирование галоморфных почв и солонцов.

Типичным случаем синлитогенного почвообразования в Чуйской котловине является аллювиальный седиментогенез, проявляющийся в поймах рек. Всего было выделено четыре типа аллювиальных почв (см. табл.). Отличаются они по гумусовому горизонту и проявлению процесса оглеения. Основные типы гумусовых горизонтов аллювиальных почв котловин следующие: серогумусовый (AY), светлогумусовый (AJ) и перегнойный (H). Чаще всего встречаются аллювиальные светлогумусовые почвы и их глеевые аналоги. В рамках синлитогенного ствола также выделяется отдел слаборазвитых почв. К данному отделу относятся почвы с гумусово-слаборазвитым горизонтом (W), залегающим на слоистой толще аллювиального, эолового и пролювиального происхождения. В отличие от слаборазвитых почв постлитогенного ствола, ограничение развития педогенеза в почвах синлитогенного ствола вызвано активным современным осадконакоплением, что препятствует непрерывному почвообразованию. В котловинах нами были выделены аллювиальные слоистые и пролювиально-аккумулятивные почвы.

Особая роль принадлежит криогенным процессам. Основные типы проявления криогенеза – это мерзлотное пучение и термокарст. Термокарстовые процессы приурочены к долинам крупных рек, где формируются термокарстовые озера. В результате образуется особый рисунок ландшафта, что отражается на структуре ПП. На морфологические, физические и физико-химические свойства почв в этом случае влияния не происходит. Мерзлотное пучение также приурочено к пойменной части речных долин и заболоченным участкам в них. В этих местоположениях формируются синлитогенные почвы, в которых под влиянием мерзлотного пучения происходят криогенные деформации. Поэтому мерзлотное пучение оказывает существенное влияние на свойства почв, прежде всего, на их морфологию. Происходит деформация почвенного профиля, что дает основание выделить криотурбированные подтипы почв.

В результате проведенных в 2006–2008 гг. исследований в Курайской и Чуйской котловинах Горного Алтая были получены новые сведения о составе ПП этих территорий, свойствах отдельных его компонентов, их генезисе и экологии. Так, было установлено, что ПП Чуйской котловины образован 15 почвенными типами, которые объединяются в 9 отделов. Дифференциация ПП здесь в значительной мере определяется пространственной вариабельностью свойств литогенной основы ландшафта: поверхностных седиментов и рельефа. Особенно значимыми являются следующие параметры: мощность рыхлых отложений, их гранулометрический состав и степень каменистости. Наличие местоположений с близким залеганием к поверх-

ности грунтовых вод определяет формирование засоленных подтипов и галоморфных почв. На разнообразие компонентов ПП оказывают влияние также экзогенные процессы: эоловые и делювиально-пролювиальные, а также деятельность роющих животных, в результате чего образуются стратифицированные и турбированные подтипы почв. Выявлено также влияние криогенных процессов на почвообразование и пространственную организацию ПП. Особенностью педогенеза котловины является также развитие сложных подтипов почв, сочетающих в себе признаки нескольких качественных модификаций типодиагностических горизонтов.

Литература

1. *Почвы* Горно-Алтайской Автономной области. Новосибирск: Наука, 1973.
2. *Волковинцер В.И.* Степные криоаридные почвы. Новосибирск: Наука, 1978.
3. *Хмелев В.А.* Горно-степное почвообразование // Генезис, эволюция и география почв Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 193–204.
4. *Зольников И.Д., Мистрюков А.А.* Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катуня. Новосибирск: Параллель, 2008.
5. *Классификация* и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004.
6. *Полевой* определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008.
7. *Воробьева Л.А.* Химический анализ почв. М.: Изд-во МГУ, 1998.
8. *Герасимова М.И.* География почв СССР. М.: Высш. шк., 1987. 224 с.

УДК 631.4

ПОЧВЕННЫЙ ПОКРОВ НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ ДОЛИНЫ ВЕРХНЕЙ ОКИ

А.А. Снег, Т.В. Локалина

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
sneg_anna@mail.ru, TLokalina@land.ru

В работе кратко дано современное представление о классификации пойменных почв, их местоположении в речных ландшафтах и значении в природе. Показаны результаты различного характера и интенсивности землепользования. Даны рекомендации по исправлению негативных последствий на почвы пойм интенсивной технологии возделывания овощных культур и деятельности по добыче песка.

Some aspects of the alluvial soils classification and their significance for the environment are discussing. The results of different agriculture practice on these soils are shown. Some corrective recommendations for negative consequences solution of intensive agriculture methods are given.

Аллювиальные (пойменные) почвы занимают около 3% площади России, но их экологическое и хозяйственное значение огромно.

Почвы пойм играют роль биологических фильтров, которые задерживают сток элементов-загрязнителей от промышленных предприятий. Пойменные почвы являются одним из сложных и продуктивных компонентов экосистем речных долин и играют огромную природоохранную, социальную и эстетическую роль.

В то же время поймы рек – это молодые и наиболее динамичные участки суши. Постоянная геологическая деятельность реки, приводящая к обновлениям и видоизменениям пойменных ландшафтов, и хозяйственная деятельность человека осложняют изучение направлений развития пойменных почв, их диагностику и понимание генезиса.

Помимо традиционных факторов почвообразования пойменные почвы испытывают на себе мощное гидрологическое влияние. Действие водного потока обуславливает явления поемности (затопление поймы полыми водами) и аллювиальности (отложение на пойме на- илка различной мощности). Указанные условия способствуют формированию уникальных пойменных почв.

Исследовались аллювиальные почвы верхнего течения р. Оки в Озерском районе Московской области и в пригороде г. Калуги. Ширина поймы на этих участках около 1,5 км. В пойме р. Оки довольно легко выделяются: прирусловье шириной 150–200 м с волнисто-гравистым рельефом, центральная равнинная пойма шириной 800–1 000 м и узкое притеррасье шириной 50–100 м. Высота пойменной террасы составляет 8–9 м над меженным уровнем воды в реке. Пойма почти полностью распахана и используется в интенсивном овощеводстве.

Впервые ясное теоретическое представление о природных процессах, протекающих в поймах и обуславливающих формирование особых почв, рельефа и растительности, было дано В.Р. Вильямсом [1, 2]. Им было выделено три почвенных типа (почвы прирусловой поймы, почвы центральной поймы и почвы притеррасной поймы) со своим генезисом, химизмом, растительностью и т.д.

Значительный вклад в учение о генезисе, эволюции и классификации аллювиальных почв внес академик Г.В. Добровольский [3]. Он пришел к заключению о существенных различиях почвообразования в различных геоморфологических областях и участках поймы. Было установлено, что в регулярно затопляемых поймах почвы формируются в результате развития дернового, лугового и болотного процессов, формирующих соответственно три основных типа пойменных почв – дерновый, луговой и болотный.

Дерновый процесс в условиях регулярно затопляемых речных пойм развивается под травянистой растительностью в условиях увлажнения поверхностными (дождевыми и талыми) водами и характеризуется накоплением в почве гумуса и биогенно-аккумулируемых элементов. Дерновые пойменные почвы распространены в основном на гривах прирусловой поймы; в слоистом профиле таких почв гумусовый горизонт небольшой мощности, быстро переходящий в аллювий, иллювиальный горизонт развит далеко не всегда.

Луговой процесс в условиях регулярно затопляемых речных пойм развивается под травянистой растительностью в условиях оптимального, иногда повышенного атмосферно-грунтового увлажнения и поэтому характеризуется совершенно иным водно-воздушным режимом и наличием не только биогенной, но и гидрогенной аккумуляции веществ. Луговые пойменные почвы приурочены к центральной части поймы, характерной чертой их является хорошо развитый зернистый гумусовый горизонт, наличие горизонта В, часто с признаками гидроморфизма.

Болотный процесс в условиях регулярно затопляемых речных пойм характеризуется устойчиво избыточным атмосферно-грунтовым увлажнением, накоплением неразложившихся растительных остатков, а также веществ, выносимых грунтовыми и паводковыми водами с террас и водоразделов. Болотные пойменные почвы формируются в понижениях с избыточным увлажнением (притеррасная, реже центральная части поймы); в профиле этих почв выделяются торфяной и перегнойно-торфяной горизонты с подстилающим их глеевым горизонтом. На исследованной территории болотные почвы встречаются фрагментарно и нами не были вскрыты.

Можно выделить также переходные подтипы перечисленных почв: дерново-луговые, лугово-болотные. Дерново-луговые почвы отличаются от дерновых большей мощностью гумусового горизонта и обязательным наличием иллювиального горизонта [4].

В Озерском районе Московской области (землепользование агрофирмы «Сосновка», интенсивное овощеводство по голландской технологии) почвенный покров представлен различными группами дерновых и луговых почв. Вскрыты следующие почвы: аллювиальная дерно-

вая насыщенная супесчаная (прирусовая часть поймы), аллювиальная дерновая насыщенная легкосуглинистая и среднесуглинистая (центральная часть поймы), аллювиальная луговая насыщенная среднесуглинистая (центральная часть поймы), аллювиальная луговая насыщенная тяжелосуглинистая (притеррасная часть поймы). Таким образом, прослеживается закономерное утяжеление грансостава почв по мере удаления от русла реки.

На исследованной территории возле г. Калуги (землепользование ОАО «Циолковский», традиционное ведение сельского хозяйства) в прирусовье выделены дерновые почвы, а почвы центральной и притеррасной поймы соответствуют параметрам аллювиальных дерново-луговых. По-видимому, изначально эти почвы можно было отнести к луговым, а проведение мелиоративных осушительных работ и добыча песка (повсеместно от уреза воды до притеррасы – карьеры) вызвало их трансформацию. Нами эти почвы были диагностированы как дерново-луговые осушенные. В притеррасье также встречаются собственно луговые почвы и почвы с мощным гумусовым горизонтом, что связано со смывом верхнего плодородного слоя с надпойменных террас.

Таким образом, в Калужской пойме выявлена сильная пестрота почвенного покрова, вызванная антропогенной деятельностью.

Структура гумусовых горизонтов почв обоих участков изменяется от мелкокомковато-зернистой под луговой растительностью до зернисто-комковатой и комковато-порошистой под пашней. Для почв Озерского района, подверженных орошению, многократному (до 16 раз за вегетационный период) проходу сельскохозяйственной техники, характерна глыбисто-комковатая и глыбистая структура. Под пахотным горизонтом формируется плужная подошва, служащая водупором и приводящая к образованию вымочек, а также смыву пахотного слоя во время весенних паводков. Пахотные почвы вдвое-втрое беднее гумусом, чем почвы, не используемые в сельскохозяйственном производстве; при интенсивной обработке почвы наблюдается резкое уменьшение содержания гумуса в верхнем пахотном горизонте, а в ненарушенной почве идет постепенное снижение количества гумуса вниз по профилю.

Для почв верхнего течения реки Оки характерна слабокислая и нейтральная реакция среды. Незначительные увеличения или уменьшения кислотности с глубиной, по-видимому, могут быть связаны лишь с увеличением или уменьшением количества карбонатов в профиле почвы.

На всех типах исследуемых почв, не подверженных антропогенному влиянию, количество подвижного фосфора в верхних горизонтах невелико, с глубиной его значения становятся близки к нулю. Внесение фосфорных удобрений обеспечивает очень высокое содержание подвижных форм фосфора в верхнем слое пахотных почв, в подпахотных горизонтах его количество резко падает, но фоновому уровню не достигает; содержание данного элемента в этих слоях оценивается как среднее.

Во всех типах аллювиальных почв наблюдается достаточно высокое содержание подвижных форм калия, обеспеченное внесением удобрений в пахотный слой, и постепенное его снижение вниз по профилю. Отчетливо прослеживается различие доз и количеств подкормок культур соответствующими удобрениями. Содержание подвижного калия в профиле аллювиальных почв, не подверженных распашке, одинаково и близко к значениям фоновому.

Пойменные почвы долины р. Оки в пригородной зоне г. Калуги и г. Озеры обладают высоким естественным плодородием и благоприятными свойствами для выращивания разнообразных овощных культур и кормов для животных. Вместе с тем в условиях интенсивного земледелия пойменные почвы трансформируются в агроаллювиальные почвы и агроземы с явными признаками деградации: уменьшение мощности гумусового горизонта, его обесструктурирование, потеря гумуса, возникновение плотной плужной подошвы, образование корки, зафосфачивание и пр. Необходимо обратить пристальное внимание на сложившиеся условия ведения хозяйства, провести чизелевание для устранения плужной подошвы жестко регламентировать

внесение минеральных удобрений, особенно фосфорных, возобновить внесение органических удобрений, пересмотреть структуру севооборотов с введением клевера многолетних трав. Корректировку земледелия в долине р. Оки необходимо вести в сторону уменьшения интенсивного овощеводства (с пропашными культурами) в сторону луговодства и умеренного выпаса, овощеводство практиковать фрагментарно с постепенным переносом его в надпойменную часть ландшафта.

Литература

1. *Вильямс В.Р.* Почвы Люблинских полей орошения // Описание канализации г. Москвы 1-й очереди 1913 г.: Собр. соч.: В 12 т. 1948. Т. 2. 452 с.
2. *Вильямс В.Р.* Почвоведение. М., 1919. Вып. 3. (Собр. соч.: В 12 т. Т. 5. 1948.)
3. *Добровольский Г.В.* Почвы речных пойм центра Русской равнины. М.: МГУ, 2005. 293 с.
4. *Виленский Д.Г.* Почвы Окской поймы. М.: МГУ, 1955. 69 с.

УДК 631.618

СПЕЦИФИКА РАЗВИТИЯ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ СИСТЕМ ПОЧВ ТЕХНОГЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ

Д.А. Соколов, В.М. Курачев

Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, г. Новосибирск
sokolovdenis@mail.ru

Рассмотрены особенности развития окислительно-восстановительных систем почв, формирующихся на отвалах каменноугольных разрезов Кемеровской области. Исследована специфика трансформации исходной смеси восстановленных и окисленных компонентов почвообразующих пород техногенных ландшафтов в процессе эволюции почв. Получены количественные характеристики фракционного состава окисленных и восстановленных компонентов.

Features of development of oxidation-reduction systems of soils, formed on coal tailingspile of the Kemerovo region are considered. Specificity of transformation of an initial mix of the reduced and oxidized components of soil-forming material of technogenic landscapes during soil evolution is investigated. Quantitative characteristics of fractional structure of the oxidized and reduced components are received.

Ежегодно в Кузбассе на поверхность выносятся до 3 млрд т твердых отходов [1]. Большую часть этих отходов составляют вскрышные и вмещающие породы, извлекаемые при добыче угля. Если принять во внимание, что 2–3% этой массы представляют собой органическое вещество (углистые частицы), то объем выносимых на поверхность восстановленных веществ в Кузбассе составит как минимум 60 млн т в год. На поверхности, попадая в окислительные условия, эти вещества начинают окисляться. Процесс окисления сопровождается образованием новых соединений, способных накапливаться или мигрировать и, тем самым, осложнять экологическую обстановку в естественных ландшафтах.

Известно, что окислительно-восстановительные системы почв способны к закреплению и детоксикации продуктов окисления. Например, в процессе гумусообразования фенольные вещества способны объединяться в полимеры, сходные по свойствам с гумусовыми кислотами

[2]. Поскольку окислительные процессы в техногенных ландшафтах протекают одновременно с почвообразованием и, по сути, являются их специфической составной частью, то крайне важной становится необходимость исследования этих явлений одновременно.

Цель исследования – выявить и оценить особенности процессов преобразования окислительно-восстановительных систем при эволюции почв техногенных ландшафтов Кузбасса. Для достижения поставленной цели необходимо было решить следующие задачи: определить групповой состав окислительно-восстановительных систем в различных типах почв техногенных ландшафтов; установить зависимость между групповым составом окислительно-восстановительных систем и этапами эволюции почв.

Объектами исследований являются техногенные ландшафты, представленные отвалами Ольжерасского угольного разреза, расположенного в горно-таежной подзоне Кузбасса. В настоящее время на поверхности 40-летнего отвала сформированы эмбриоземы, относящиеся, в соответствии с классификацией почв техногенных ландшафтов [3], к типам инициальных, органо-аккумулятивных, дерновых и гумусово-аккумулятивных. Для установления природы компонентов окислительно-восстановительных систем отбирались образцы не только почв техногенных ландшафтов, но и естественных почв, а также образцы угля и вскрышной породы.

Методическую основу исследований обеспечил подход В.И. Савича по определению окислительной и восстановительной емкости почв. Кроме того, были также использованы методы, позволяющие определить фракционный состав [4] этих систем. При этом, содержание выделяемых фракций трудно-, средне- и легкоокисляемых и восстанавливаемых веществ определялось в мг-экв на 100 г почвы.

Восстановленными соединениями принято называть все вещества в почве, способные к окислению [5, 6]. В почве как сложной окислительно-восстановительной системе восстановленные вещества могут представлять собой соединения железа, марганца, азота или серы. Однако наиболее распространенными восстановленными соединениями в почве являются органические вещества. Природа и характер распределения восстановленных веществ определяют интенсивность и направленность окислительно-восстановительных процессов в почве.

Анализ полученных материалов по содержанию фракций восстановленных веществ показал, что фракция трудноокисляемых восстановленных соединений в эмбриоземах представлена веществами преимущественно литогенной природы. Это подтверждается тем, что содержание этой фракции в образцах угля и вскрышной породы превышает содержание других фракций и составляет 44–5% от валового количества.

Проведенные исследования по определению содержания среднеокисляемых восстановленных веществ показали, что эта фракция в эмбриоземах имеет в большей степени хемогенную или педогенную природу и в меньшей степени – литогенную или биогенную. Наиболее активно образование среднеокисляемых веществ происходит в результате хемогенных окислительно-восстановительных процессов в эмбриоземах и педогенных процессов – в зональных почвах. Благодаря этому, доля фракции среднеокисляемых восстановленных соединений оказывается значительной как в формирующихся окислительно-восстановительных системах эмбриоземов, где доля этой фракции составляет 60–7%, так и в подобных системах зональных почв, где доля среднеокисляемых восстановленных веществ колеблется в пределах от 30 до 48%.

Фракцией легкоокисляемых восстановленных соединений принято называть наименее устойчивые к окислению вещества [7]. Этими веществами могут являться как гумусовые вещества, имеющие педогенное происхождение, так и другие соединения хемогенного или биогенного происхождения. Это подтверждается тем, что в дерново-глубокоподзолистой почве доля этой фракции в окислительно-восстановительных системах в верхних горизонтах A_d и A_1A_2 составляет 46%, ниже, в горизонтах A_2 и B_1 – 63%. Для сравнения, в образцах угля, где преобладают литогенные восстановленные вещества, содержание фракции легкоокисляемых восстановленных соединений не превышает 5%, а во вскрышной породе – 7%.

Таким образом, в формирующихся окислительно-восстановительных системах эмбриоземов фракция легкоокисляемых соединений имеет наибольшую сложность состава по сравнению с другими фракциями восстановленных веществ.

Окисленными соединениями в широком понимании считают все вещества в почве, некогда подвергшиеся процессу окисления. Этими веществами могут являться как органические вещества, частично окисленные, так и простые соединения, такие как вода и углекислый газ. Однако далеко не все окисленные соединения входят в состав окислительно-восстановительных систем. Большинство из них после окисления улетучивается из этих систем и в дальнейшем участия в окислительно-восстановительных процессах не принимает. Вещества, которые после окисления способны вновь восстанавливаться, принято называть восстанавливаемыми [6].

Полученные в ходе анализов данные позволяют утверждать, что фракция трудновосстанавливаемых соединений в эмбриоземах имеет преимущественно хемогенное происхождение. Это подтверждается тем, что в дерново-глубокоподзолистых почвах наибольшее содержание трудновосстанавливаемых веществ характерно для горизонта В₁ (44%), то есть там, где протекают хемогенные окислительно-восстановительные процессы, приводящие к формированию железисто-марганцевых новообразований [7]. Кроме того, доля этой фракции от валового количества восстанавливаемых веществ преобладает и в образцах взятого из почвенного разреза угля (47%), т.е. там, где возможно протекание только хемогенных окислительно-восстановительных процессов.

Проведенные исследования по определению содержания средневосстанавливаемых веществ позволяют судить о том, что эта фракция в исследуемых почвах техногенных ландшафтов имеет преимущественно литогенную природу. Это подтверждается тем, что в окислительно-восстановительных системах вскрышной породы и свежедобытого угля содержание средневосстанавливаемых веществ максимально – 72 и 76%, а в развитых окислительно-восстановительных системах естественных почв их содержание оказывается минимальным и составляет в среднем 26%.

Природа легковосстанавливаемых веществ в эмбриоземах наиболее сложна, по сравнению с другими фракциями восстанавливаемых соединений. Поэтому, в отличие от трудно- и средневосстанавливаемых веществ, их нельзя отнести к какому-либо определенному типу генезиса.

В рассматриваемых нами образцах угля и вскрышной породы содержание этой фракции в окислительно-восстановительной системе составляет 20–24%. При этом наибольшее содержание легковосстанавливаемых соединений отмечается в образце почвенного угля, а наименьшее – в образце свежедобытого угля. В дерново-глубокоподзолистой почве содержание фракции легковосстанавливаемых веществ при переходе от горизонта А_д к горизонту А₁А₂ увеличивается от 43 до 45% и к низу профиля снижается до 28%. Подобной дифференциацией вниз по профилю распределение легковосстанавливаемых соединений напоминает содержание в этих почвах гумусовых веществ. Поэтому можно предположить, что восстановление литогенной составляющей этой фракции осуществляется при помощи органических веществ педогенного происхождения. Если же в образцах естественных почв восстановление веществ осуществляется при помощи гумусовых соединений, то в образцах угля оно возможно при помощи хемогенных веществ, схожих по своим функциям с гумусовыми. Малое содержание легковосстанавливаемых веществ во вскрышной породе свидетельствует о том, что восстановление здесь происходит также при помощи гумусовых веществ литогенной природы.

В формирующихся почвах техногенных ландшафтов каждой стадии почвообразования сингенетичны определенные сочетания окислительно-восстановительных процессов и направленность процессов трансформации окислительно-восстановительных систем. В инициальных эмбриоземах преобладают хемогенные окислительно-восстановительные процессы, в органо-аккумулятивных эмбриоземах – ярко выражены биогенные, в дерновых и гумусово-аккумулятивных эмбриоземах – педогенные. Формирование эмбриоземов сопровождается накопле-

нием в профилях почв педогенных и биогенных компонентов окислительно-восстановительных систем и убылью веществ литогенной природы. Темпы и характер накопления этих веществ и их фракций сингенетичны стадиям почвообразования.

Литература

1. **Захаров А.П.** Подбор новых фитомелиоративных культур для посева на породных отвалах открытой добычи угля в условиях Кузбасса // Рекультивация нарушенных земель в Сибири. 2006. Вып. 2. С. 22–28.
2. **Орлов Д.С.** Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. М.: Изд-во МГУ, 1990. 325 с.
3. **Гаджиев И.М., Курачев В.М.** Экология и рекультивация техногенных ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1992. 305 с.
4. **Соколов Д.А.** Специфика накопления и распределения фракций восстановленных продуктов в эмбриоземах Кузбасса // Вестник ТГУ. 2008. № 315. С. 214–218.
5. **Кауричев И.С., Орлов Д.С.** Окислительно-восстановительные процессы и их роль в генезисе и плодородии почв. М.: Колос, 1982. 247 с.
6. **Костенков Н.М.** Окислительно-восстановительные режимы в почвах периодического переувлажнения: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. Новосибирск, 1990. 32 с.
7. **Шоба В.Н.** Миграция аккумуляция продуктов почвообразования в дерново-глубокоподзолистых поверхностно-оглеенных почвах Салаира: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Новосибирск, 1978. 20 с.

УДК 630*114.7:630*907.11

СТРУКТУРА ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ЕЛЬНИКОВ ЧЕРНИЧНЫХ СВЕЖИХ ЗАПОВЕДНИКА «КИВАЧ»

Е.А. Соломатова
Институт биологии КарНЦ РАН
solomatova@krc.karelia.ru

Строение почвенного покрова еловых лесов отличается большой сложностью и разнообразием сочетания почв. Проводились исследования взаимодействий растительного и почвенного покровов. Были показаны соответствия некоторых характеристик растительности и свойств почв.

The combination of climatic factors (temperate cold humid climate with a predominance of summer precipitation) determined the development of Podzol formation in the study area. We found that the trend of pedogenesis depends on the ratio and velocity of particular processes: humus accumulation, iron and humus illuviation, gleying, and peat formation. The processes were evidenced by the morphology and properties of soils.

Исследования почвенного покрова проводились на двух участках площадью (54×54 м) в ельниках черничных свежих [6, 7]. Характеристика участков дана в таблице.

Почвенный покров ельника черничного свежего (Кивач I). В ельнике черничном свежем на участке Кивач I выделено три рода подзолов: иллювиально-железистые, иллювиально-гумусово-железистые и иллювиально-железисто-гумусовые. Мощность генетических горизонтов сильно варьирует. Наблюдается высокая каменистость по всему профилю. Все переходы между горизонтами заметны. Гранулометрический состав супесчаный и суглинистый, следует отметить глинистый состав на пробной площадке b2 под Плевроцием Шребера. Распределение ила и физической глины по профилю носит аккумулятивный и элювиально-иллювиальный

характер. Для всех почв характерно высокое содержание среднего и мелкого песка и крупной пыли, для пробной площадки b2 – пыли.

Характеристика участков

Показатель	Кивач 1	Кивач 2
Почвообразующая порода	Суглинистая морена	Ленточные глины
Возраст деревьев	От 70 до 220	От 80 до 250
Формула древостоя	9Е + 1С + Б	8Е + 2Б
Высота/диаметр, м/см	21/26	21/26
Число деревьев, шт./га	610	400
Сомкнутость полога	0,6–0,8	0,7–0,8
Проективное покрытие деревьев, %	50	32
Подлесок	Нет	Рябина обыкновенная, шиповник иглистый
Напочвенный покров	Черника на Плевроции Шребера, пятна лутовика извилистого, кислицы	Пятна Плевроции Шребера и черники, вейника лесного, лутовика извилистого и кислицы
Почва	Подзол иллювиально-железистый, иллювиально-гумусово-железистый, иллювиально-железисто-гумусовый	Поверхностно-подзолистая

В подзоле 150-летнего ельника черничного на суглинке южной тайги содержание частиц < 0,02 мм составляет 17–18% с преобладанием фракции от 0,06 до 0,02% [2].

Подзол иллювиально-железисто-гумусовый сформировался под черникой и кислицей на Плевроции Шребера. Почва кислая, рН водный варьирует от 3,2 до 4,2; рН солевой от 2,9 до 4,3, более низкой величиной характеризуется подзолистый горизонт. Вниз по профилю кислотность падает, обменные основания постепенно повышаются. Наблюдается биогенное накопление фосфора и калия в подстилке, а также их аккумуляция в иллювиальном горизонте 24,5 и 4,1 мг/100 г соответственно. Фосфор фиксируется на элементах с переменным зарядом, которыми являются гидроксиды железа. Подвижные формы железа, по Тамму, преобладают в иллювиальном горизонте (4,4%) и в горизонте В₂ (5,9%), по Джексону (4,6%) – в иллювиальном горизонте. Отношение С:N в подстилке 31, в подзолистом горизонте – 15,7, в иллювиальном горизонте – 2,1.

Подзол иллювиально-гумусово-железистый под черникой на Плевроции Шребера на пробных площадках e2 и d5 по сравнению с подзолом иллювиально-железисто-гумусовым характеризуется менее кислой реакцией по всему профилю. Биогенная аккумуляция фосфора и калия в подстилке несколько выше. В иллювиальном горизонте накопление этих элементов ниже. На площадке d5 иллювиирование подвижных форм железа выражено сильнее. Отношение С:N в подстилке 30,6. В подзолистом горизонте – 13,3, в иллювиальном – 20,5.

Подзол иллювиально-железистый глинистый на пробной площадке b2 под Плевроцием Шребера имеет более низкую кислотность. Следует отметить наибольшее содержание обменных оснований по всему профилю и более высокую аккумуляцию фосфора 64,2% и калия 10,5% в иллювиальном горизонте по сравнению с другими почвами пробных площадок.

В подзоле иллювиально-железистом супесчано-суглинистом на пробной площадке c3 под Плевроцием Шребера наблюдается более высокая биогенная аккумуляция фосфора 46 мг/100 г и калия 116 мг/100 г.

Почвенный покров ельника черничного свежего (Кивач 2). Подзолисто-поверхностная почва ельника черничника свежего исследуемого участка Кивач 2 сформирована на ленточных глинах. Ленточные глины являются весьма специфической почвообразующей породой. Гене-

тическими особенностями почв Карелии на ленточных глинах в заповеднике «Кивач» занималась И.П. Лазарева [3–5]. Ленточные глины Карелии характеризуются большим количеством оснований (12–14%), среди оснований Mg^{2+} преобладает над Ca^{2+} , Na^+ и K^+ . В ленточных глинах Карелии преобладают пылеватые фракции, содержание илистых фракций редко превышает 20% [1]. Ленточные глины являются богатыми почвообразующими породами.

Профиль почв окрашен в различные тона коричневого цвета. Нижние горизонты уплотнены. Почвы имеют гумусированный элювиальный горизонт A_1B . Отличительной особенностью морфологии этих почв является прекрасно выраженная мелкозернистая структура A_1B , образование глинисто-иллювиальных горизонтов B_t и B_{tl} . В нижней части иллювиальных корнеобитаемых горизонтов (B_t и B_{tl}) присутствуют орштейны. В подстилке есть угли.

По гранулометрическому составу почвы относятся к средним глинам. Наибольший процент падает на фракции пыли. Наблюдается небольшая аккумуляция ила в горизонте B_t . Распределение физической глины носит элювиально-иллювиальный характер.

По данным И.П. Лазаревой (1973), валовой состав илистой фракции довольно однороден. Профили обеднены оксидами кремния и железа и относительно обогащены оксидами алюминия и железа. Относительное накопление оксида кремния при снижении содержания других окислов отмечается только в гумусовых горизонтах. Характерно обогащение профилей подвижным железом по аккумулятивному типу распределения с максимумом в верхнем горизонте.

Почвы кислые, pH солевой колеблется от 2,9 до 4,3, pH водный от 3,1 до 4,7. В сравнении с данными И.П. Лазаревой (1971), в почве на ленточных глинах ельника черничника pH водный выше и варьирует от 4,6 до 6,4. Кислотность вниз по профилю падает. Следует отметить более кислую реакцию горизонта A_1B в почве под черникой на пробной площадке 3. В лесной подстилке почвы под луговиком на участке a1 кислотность выше по сравнению с другими пробными площадками.

Перераспределения обменных оснований в минеральном профиле почв не наблюдается. Несколько выше содержание Ca^{2+} от 5,9 до 13,7 смоль·кг⁻¹ и Mg^{2+} от 3,2 до 6,3 смоль·кг⁻¹ в почве под луговиком.

Биогенная аккумуляция фосфора и калия в подстилке несколько выше в почвах под луговиком на пробных площадках a1 и b1. Во всех почвах наблюдается аккумуляция фосфора в иллювиальных горизонтах. Характер профильного распределения подвижного железа своеобразен. Наибольшее количество отмечено в верхних горизонтах. Такой же характер распределения подвижных форм железа описан в работе И.П. Лазаревой (1973). Отношение C:N в подстилке 29,98, в элювиальном горизонте – 25,3, в иллювиальных горизонтах 16,9 и 15,8 для пробной площадки b1 в почве под луговиком, в почве под черникой и вейником в элювиальном горизонте отношение C:N уже 9,5 и 3,7 соответственно.

В результате исследования установлено, что рассматриваемые участки ельника черничного произрастают на почвах и почвообразующих породах разного механического состава. Почвенный покров ельников черничных характеризуется пространственной неоднородностью, вызванной хорошо развитым микрорельефом, парцеллярным строением напочвенного покрова, древесным ярусом и другими факторами. Установлена высокая вариабельность химических свойств почв в пределах одного типа леса, связанная с изменчивостью экологических условий.

Общими чертами исследуемых почв являются сравнительно небольшая глубина профиля (до 75 см), высокая кислотность и слабая насыщенность растворимыми основаниями. Профильное распределение оснований характерно для подзолов с максимумом в лесной подстилке и резким уменьшением в минеральных горизонтах. Наблюдается биогенная аккумуляция фосфора и калия. Минеральные горизонты их бедны гумусом и азотом и, наоборот, обогащены оксидами железа.

Литература

1. *Володин А.М.* К вопросу изучения почвообразующих пород тяжелого механического состава // Учен. зап. Петрозавод. гос. ун-та. 1969. Т. 15, вып. 3. С. 138–142.
2. *Зонн С.В., Карпачевский Л.О.* Сравнительно-генетическая характеристика подзола, дерново-подзолистого и серой лесной почвы // Новое в теории оподзоливания и осолодения почв. М.: Наука. 1964. С. 5–44.
3. *Зонн С.В., Лазарева И.П.* О генетических особенностях почв на ленточных глинах в Карелии // Почвенные исследования в Карелии. Петрозаводск, 1974. С. 12–22.
4. *Лазарева И.П.* Генетические особенности почв на ленточных глинах в Карельской АССР // Почвы Карелии и пути повышения их плодородия. Петрозаводск, 1971. С. 33–38.
5. *Лазарева И.П.* Влияние рельефа на режим влажности почв еловых лесов в заповеднике «Кивач» // Тр. гос. заповедника «Кивач». 1973. Вып. 2. С. 202–208.
6. *Марковский А.В.* Экология и структура малонарушенных еловых лесов Карелии: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Сыктывкар, 2000. 24 с.
7. *Соломатова Е.А.* Строение, состав и пространственная вариабельность лесных подстилок Восточной Фенноскандии: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Петрозаводск. 28 с.

УДК 631.4

ФОРМЫ ФОСФОРА В ОБЫКНОВЕННЫХ ЧЕРНОЗЕМАХ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА В УСЛОВИЯХ АГРОГЕНЕЗА

В.З. Спирина

Кафедра почвоведения и экологии почв Томского государственного университета

В данной работе рассмотрены результаты определения форм фосфора в обыкновенных черноземах, сформированных на покровных четвертичных суглинках (лессовидных, бурых делювиальных и аллювиальных) и на древних (девонских) красноцветных и пестроцветных суглинистых отложениях. Охарактеризованы особенности распределения форм фосфора в почвах Минусинского прогиба. Выявлены некоторые закономерности в содержании разных форм элементов в зависимости от особенностей почвообразующих пород.

The results of the definition phosphorus forms in the usual chernozem formed on the different soilformation rocks are considered in present paper. The peculiarities of the distribution phosphorus forms in the soils Minusinsk hollow are characterized. Some regularities of the maintenance different forms of the elements on the dependence from peculiarities soilformation rocks are revealed.

Фосфор относится к тем элементам, которые всегда привлекали внимание исследователей. Его роль в питании растений определяется тем, что он входит в состав многих жизненно важных соединений и активно участвует в очень сложных химических и физико-химических почвенных процессах, связанных с синтезом органического вещества.

Первоисточником фосфора в почве являются горные породы, от происхождения которых зависит его количество и формы. Исследование форм фосфора в почвах, развитых на различных почвообразующих породах, является наиболее важным как для выяснения генезиса почвы, так и для выявления дальнейшего ее снабжения данным элементом.

Запасы фосфора в почвах, вследствие его выноса с урожаем, постепенно уменьшаются. Исследования ряда авторов показали, что потребность почв в азоте и калии вместе взятых будет всегда ниже, чем в фосфоре [3, 4].

В задачу наших исследований входило изучение фосфора и его форм в обыкновенных черноземах Минусинского межгорного прогиба, развитых на разных почвообразующих породах: на красноцветных и пестроцветных породах девона, бурых суглинках, лессовидных суглинках и на аллювиальных отложениях древней террасы Енисея. Все черноземы относятся к средне- и тяжелосуглинистым, среднemosным, среднегумусным.

Формы фосфатов определялись методом К.Е. Гинзбург-Лебедевой.

Результаты исследований показали, что обыкновенные черноземы являются потенциально обеспеченными фосфором. Основная часть валового фосфора сосредоточена в гумусово-аккумулятивном горизонте (0,20–0,26%), что обуславливается его биологической аккумуляцией. Нижние горизонты почвенного профиля содержат фосфора до 0,13%, что свидетельствует об обогащенности этим элементом самой породы. Сравнительно высокое содержание общего фосфора обусловлено также и тяжелым гранулометрическим составом материнских пород. Различия в количественном содержании валового фосфора в обыкновенных черноземах, развитых на разных почвообразующих породах, невелики. Наиболее высокое его содержание в нижних горизонтах отмечено в почвах, сформированных на лессовидных суглинках.

Рассматриваемые черноземы Минусинских котловин более обеспечены фосфором, чем аналогичные почвы Ишим-Иртышской равнины, Барабинской низменности, Приобского плато, и близки к обыкновенным черноземам Кузнецкой котловины, Каннской впадины [1].

Известно, что фосфор органических и минеральных соединений имеет разную степень доступности для растений. Органические соединения фосфора растениями используются частично [6]. Полученные нами данные позволяют заключить, что в обыкновенных черноземах около 54% фосфора составляют органические фосфаты. Максимум их приходится на верхние горизонты, для которых характерно наибольшее содержание гумуса, микробной массы, корневых и пожневных остатков.

В черноземах, развитых на лессовидных породах, органические фосфаты составляют 44% от валового, а в черноземах на элювиально-делювиальных красноцветных и пестроцветных отложениях – до 52%. По-видимому, это связано с тем, что в первом случае органическое вещество окисляется более интенсивно, во втором – эти процессы значительно заторможены из-за менее благоприятных физических свойств почвы.

Сибирские черноземы отличаются от черноземов европейской части России более высоким содержанием органических фосфатов (37–81% P_2O_5) и большим количеством фосфора в гумусе [2, 5, 6]. Поэтому важно установить в почве соотношение гумуса и органического фосфора. Для обыкновенных черноземов, судя по результатам нашего исследования, содержание фосфора в гумусе пахотного горизонта составляет 1,45–1,69%, в материнских породах (лессовидных и аллювиальных суглинках) увеличивается до 5,00–6,66%. Подобная закономерность определяется, по-видимому, накоплением в нижней части профиля органических соединений, богатых фосфором, прежде всего, нуклеиновых кислот, содержащих 3,4–9,9% фосфора, а также фульвокислот с содержанием фосфора 5–7%.

Различные минеральные формы фосфора в почве содержатся, главным образом, в виде соединений оргонофосфорной кислоты с ионами кальция, магния, железа, алюминия, марганца, устойчивость которых в большей степени зависит от активности катионов, от pH, растворимости фосфорных соединений, орошения, применения удобрений, известкования, гипсования.

Нами были выделены следующие формы минеральных фосфатов. Три фракции фосфатов кальция ($Ca-P_I$; $Ca-P_{II}$; $Ca-P_{III}$), различающиеся по основности, степени окристаллизованности, а следовательно, и по доступности растениям. Фосфаты щелочных и щелочноземельных элементов рыхлосвязанных, легкорастворимые и наиболее доступные растениям – фракция $Ca-P_I$ и разноосновные, вторичнообразные – $Ca-P_{II}$. Высокоосновные труднорастворимые фосфаты кальция, типа апатита, закрепленные в минеральном скелете почвы, в первичных минералах –

фракция Са-Р_{III}. Кроме фосфатов кальция выделены фосфаты полуторных окислов, адсорбированные на поверхности твердой фазы почв – фракция Al-P, Fe-P.

Содержание минерального фосфора в пахотном слое черноземов варьирует в пределах 43–46% от валового. Вниз по почвенному профилю наблюдается увеличение минеральных фосфатов до 90–92% на глубине 170–210 см. Между содержанием гумуса и неорганическими фосфатами нет определенной зависимости, которая характерна для органического и валового фосфора. Максимальное количество минеральных фосфатов (47% от валового фосфора) отмечается в почвах, развитых на лессовидных суглинках, для которых характерна хорошая аэрация и интенсивный ход окислительных процессов. Меньше всего неорганического фосфора выявлено в черноземах, развитых на девонских суглинках, что обусловлено несколько заторможенными окислительными условиями.

Анализ результатов фракционирования минеральных фосфатов показал, что неорганический фосфор в исследуемых черноземах представлен преимущественно фракциями фосфатов кальция. Высокое содержание кальций-фосфатов в исследуемых нами черноземах, а также в черноземах Западной Сибири является одной из провинциальных особенностей этих почв. Качественный состав неорганических фосфатов тесно связан с составом материнских пород. В ходе исследований установлено, что обыкновенные черноземы, развитые на красноцветных и пестроцветных девонских отложениях, содержат больше фосфатов полуторных окислов, чем почвы, сформированные на других породах. Подобное явление, по-видимому, связано с большей интенсивностью восстановительных процессов и соответственно с большей подвижностью железа в почвах на делювиальных красноцветах и пестроцветах по сравнению с черноземами на лессовидных суглинках.

Распределение отдельных фракций минерального фосфора в профиле обыкновенных черноземов имеет закономерный характер. Легкорастворимые рыхлосвязанные фосфаты фракции Са-Р_I в пахотном слое обыкновенных черноземов содержатся в количестве 4,50–7,69% от валового фосфора. Вниз по профилю наблюдается постепенное снижение этой фракции до 1,25–7,69%. Следует отметить, что в черноземах на лессовидных суглинках растворимость фосфатов кальция высокая, содержание фракции Са-Р_I составляет 7,69% от валового, что значительно превышает таковую у всех разновидностей. Причину отсутствия закрепления фосфатов в данных почвах, присущую другим черноземам, в частности, на девонских породах, для которых характерно самое низкое содержание фракции Са-Р_I, объясняет хорошая аэрация и интенсивный ход окислительных процессов.

Разноосновные вторичнообразованные фосфаты кальция, фракция Са-Р_{II}, в слое 0–20 см обыкновенных черноземов составляет 6,00–8,02% от валового фосфора, причем с глубиной идет увеличение этой фракции до 13,33–23,75%. Кроме того, наблюдается более резкое увеличение фракции Са-Р_{III} в горизонте скопления карбонатов вблизи линии вскипания. По-видимому, с увеличением значений pH, с подщелачиванием почвенного раствора фосфаты кальция становятся менее активными, закрепляются и накапливаются.

Фракция Са-Р_{III} извлекает высокоосновные фосфаты кальция, апатиты, фосфориты, которые являются основными фосфорсодержащими соединениями в материнских породах. На ее долю приходится основное количество фосфора, связанного с кальцием. В почвах, развитых на различных материнских породах, наблюдаются значительные колебания в количестве апатитовой фракции фосфора. Наибольшее содержание Са-Р_{III} отмечено в обыкновенных черноземах, развитых на лессовидных суглинках. Это говорит о том, что в почвах на лессовидных породах можно быстрее улучшить фосфатный режим по сравнению с черноземами на девонских породах, тем самым ликвидировать недостаток фосфора в питании растений.

Как уже было отмечено выше, для фосфатного фонда обыкновенных черноземов характерно преобладание фосфатов кальция над фосфатами полуторных окислов, что отражает генети-

ческие и провинциальные особенности черноземов данного региона. Максимальное количество фосфатов полуторных окислов сосредоточено в верхних горизонтах, причем фосфатов алюминия в 1,5–2 раза меньше, чем фосфатов железа. Содержание фракции фосфатов алюминия в аккумулятивно-гумусовом горизонте колеблется в пределах 5,77–8,00% от валового фосфора. Вниз по профилю наблюдается уменьшение этой фракции фосфора до 5,00–5,38%. Количество фосфатов железа в слое 0–20 см составляет 10,00–16,00% от валового. Вглубь почвенного профиля, наблюдается снижение этой фракции до 5,35–12,50%, что связано с увеличением карбонатов. Некоторое увеличение фракции фосфора, связанной с полуторными окислами в черноземах, развитых на девонских суглинках, обусловлено повышенным содержанием в них железа.

В изученных нами обыкновенных черноземах максимальное количество фосфора в нерастворимом остатке сосредоточено в гумусово-аккумулятивном горизонте 4,00–8,52% от валового, к породе его содержание уменьшается до 1,11–3,33%. Определенной закономерности в распределении фосфора в остатке почвы в зависимости от почвообразующих пород выявить не удалось.

Источники фосфорного питания растений связаны между собой взаимными переходами и превращениями под влиянием химических, физико-химических, биологических процессов, протекающих в почве, а также под влиянием вносимых удобрений и возделываемых культур.

Результаты наших исследований показывают, что фосфор обыкновенных черноземов отличается небольшой подвижностью. Так, почвы на лессовых породах характеризуются более высокой подвижностью фосфора, чем почвы на красноцветных и пестроцветных породах. Содержание подвижного фосфора в пахотном горизонте черноземов, развитых на лессовидных суглинках, равно 4,0 мг/100 г, на бурых суглинках – 3,78, аллювиальных суглинках – 3,80, девонских породах – 2,95 мг/100 г почвы.

Нами проведены расчеты по запасу валовой, подвижной фосфорной кислоты, различных форм фосфора для слоев 0–20 см, 0–50 см и 0–100 см. Оказалось, что запасы фосфора в метровой толще изученных черноземов исчисляются 15,58–25,67 т/га, в пахотном слое составляют 3,68–5,72 т/га. На характер распределения запасов фосфора в отдельных слоях метровой толщи значительное влияние оказывает наличие данного элемента в материнской породе. Если запасы гумуса и азота в пахотном горизонте 0–20 см значительно превосходят таковые в слое 20–50 см и тем более в слое 50–100 см, то в распределении фосфора наблюдается несколько противоположная картина. Верхний и нижний полуметровые слои черноземов по богатству фосфором отличаются незначительно. Обращает на себя внимание и тот факт, что во всех исследуемых почвах подпахотный горизонт имеет несколько большие запасы валового фосфора, чем пахотный. Это находит свое объяснение, по-видимому, в том, что в пахотном горизонте значительная часть фосфора связана с органическим веществом почвы и зависит от содержания и запасов гумуса. Увеличение запасов валового фосфора в подпахотном горизонте идет, по-видимому, за счет увеличения запасов минеральных фосфатов. Полученные данные запасов валового фосфора свидетельствуют о том, что в обыкновенных черноземах, развитых на разных материнских породах, они не одинаковы. Причем, наибольшими запасами в слое 0–20 см характеризуются черноземы на лессовидных суглинках (5,5–5,7 т/га). Почвы на бурых и аллювиальных суглинках обладают меньшими запасами общего фосфора, в слое 0–20 см они равны 4,4–5,0 т/га. Наиболее бедными по запасам валового фосфора в этой части профиля являются почвы, развитые на девонских красноцветных и пестроцветных суглинках – 3,68–4,22 т/га. По запасам фосфорной кислоты в полуметровой толще всех черноземов, за исключением развитых на аллювиальных суглинках, наблюдается та же закономерность, что и в слое 0–20 см. Основная масса фосфора в изучаемых почвах находится в форме труднорастворимых, а следовательно, и труднодоступных для питания растений соединений. В частности, эти чер-

ноземы обладают большими запасами органического фосфора. В метровой толще почв запасы таких фосфатов составляют 4,94–8,90 т/га, в пахотном слое – 1,93–2,55 т/га. Причем, в почвах на разных материнских породах обнаружены некоторые различия по этому показателю. Несколько большими запасами органических фосфатов в слое 0–20 см отличаются обыкновенные черноземы на лессовидных, бурых и аллювиальных суглинках, а наиболее бедными по запасам органического фосфора в слое 0–20 см являются черноземы на девонских породах (1,93–2,22 т/га). Запасы минеральных фосфатов в слое 0–100 см составляют 9,52–14,79 т/га, а в слое 0–20 см 1,60–2,77 т/га. Они большей частью представлены соединениями фосфатов кальция. Запасы наиболее растворимых фосфатов невелики: в метровом слое обыкновенных черноземов они равны 2,26–4,80 т/га, а в пахотном слое только 0,35–0,92 т/га. Запасы апатитовой фракции в слое 0–100 см колеблются в пределах 3,70–5,77 т/га, в слое 0–20 см 0,33–0,90 т/га. Запасы фосфатов полуторных окислов в метровой толще изменяются от 3,18 до 8,47 т/га, а в пахотном слое составляют 0,77–1,49 т/га.

В почвах, развитых на разных почвообразующих породах, наблюдаются некоторые различия по запасам фракций минеральных фосфатов. Выделяются черноземы, развитые на лессовидных суглинках, которые по запасам всех фракций минеральных фосфатов в слое 0–20 см значительно превосходят черноземы на других почвообразующих породах.

Известно, что валовые запасы фосфора в недостаточной мере характеризуют способность почв обеспечить растения данным элементом. Эффективное плодородие почв в отношении фосфатов определяется содержанием в них запасов подвижного фосфора. Почвы, развитые на лессовидных суглинках, обладают большими запасами подвижного фосфора по сравнению с черноземами на других породах.

Из сказанного выше следует, что обыкновенные черноземы характеризуются высоким содержанием валового фосфора со значительной аккумуляцией его в верхних горизонтах. Однако основная масса фосфора в изученных почвах находится в форме труднорастворимых, а следовательно, и труднодоступных для питания растений соединений. Повышенное содержание органических фосфатов в гумусовом профиле черноземов данной территории следует считать провинциальной особенностью этих почв. Существенные колебания в содержании и запасах различных форм минерального фосфора в черноземах Минусинского прогиба обусловлены неоднородностью материнских пород, их генетическими особенностями и, в первую очередь, неодинаковой обогащенностью их валовым фосфором и полуторными окислами, а также разной интенсивностью окислительно-восстановительных процессов.

Обеспечить растения столь важным для их роста и развития элементом питания, как фосфор, можно двумя путями. Во-первых, использовать потенциальные возможности почв. Выше отмечалось, что большая часть фосфора в черноземах представлена органическими соединениями, которые могут быть минерализованы в результате применения агроприемов, стимулирующих биохимические процессы. Во-вторых, особое внимание должно быть обращено на применение фосфорных удобрений, особенно весной или в начале лета, когда еще слабо развита корневая система растений. Фосфорные удобрения наиболее эффективны при достаточном количестве азота в почве, поэтому азотно-фосфорные удобрения в условиях интенсивных севооборотов являются основными.

Литература

1. Антипина Л.П. Фосфор в почвах Сибири // Фосфор в почвах Сибири: Сб. науч. трудов. Новосибирск: Наука; ВАСХНИЛ, 1983. С. 4–14.
2. Богданов Н.И. Валовой и органический фосфор в Сибирских черноземах // Почвоведение. 1954. № 5. С. 27–32.

3. Бурлакова Л.М. Плодородие Алтайских черноземов в системе агроценоза. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
4. Быстрый В.А., Попович Л.П. Изменение фосфатного режима черноземов лесостепи Украины при сельскохозяйственном использовании // Почвоведение. 1992. № 9. С. 97–107.
5. Гинзбург К.Е. Фосфор основных типов почв СССР. М.: Наука, 1981. 244 с.
6. Макаров М.И. Фосфор органического вещества почв. М.: ГЕОС, 2008. 396 с.

УДК 631.4

ПОЧВЫ ОТРОГОВ ХРЕБТА АЗЫР-ТАЛ БАТЕНЕВСКОГО КРЯЖА

В.З. Спирина, Л.В. Крук

Кафедра почвоведения и экологии почв Томского государственного университета

В данной работе рассматриваются почвы отрогов хребта Азыр-Тал Батеневского кряжа, сформированные на разных участках склона на красноцветных почвообразующих породах девонского происхождения. Характеризуются морфологические особенности и физико-химические свойства изучаемых почв.

This work devaluated to description of soils of backbone of Azyr-Tal Batenevski are considered ridge, formed on the different areas of slope, on the red mother breeds. There has been given the description of morphological features of the soils and there's physical and chemical properties.

В предгорных условиях орографический фактор играет определяющую роль в распределении как почвенного, так и растительного покрова в пространстве. Исходя из этого, растительные таксоны обычно увязываются с соответствующими грациями рельефа. Закономерность распределения почвенного покрова имеет в большинстве случаев более сложный характер.

Развитие горного почвообразования характеризуется определенными отличительными чертами, связанными с действием макро- и мезоформ рельефа, а также влиянием других факторов почвообразования. В этих условиях происходит активное и постоянное перераспределение по поверхности вещества и энергии. Своеобразие склоновых поверхностей определяет возможность и степень развития определенных факторов почвообразования, а также обуславливает одностороннюю сопряженность ландшафтов. Каждый предгорный район характеризуется своей спецификой проявления этих черт в зависимости от климатической зоны, высоты и расчлененности рельефа. В изменчивости почвенно-растительного покрова предгорий ведущими принято считать климатические колебания по высотам местности и экспозициям склонов. Однако в определенных условиях этот фактор приобретает стабильный характер [1].

Современная трансформация почвенного покрова на склонах разной экспозиции, особенно в предгорных условиях, происходит в результате миграции вещества. Ведущим фактором при этом выступает поверхностный сток вод, под действием которого происходит отрыв, транспортировка и аккумуляция твердой фазы почвы [2].

Изучаемая территория располагается на отрогах хребта Азыр-Тал Батеневского кряжа, который входит в состав Алтае-Саянской горной системы. Рельеф на данной территории резко расчлененный, с крутыми склонами южных экспозиций и более пологими – северных. Присутствуют также межгорные котловины и лога, выходы скал. Растительный покров на склонах северной экспозиции представлен лесной растительностью, а именно березово-лиственничными лесами, степные ассоциации растительности приурочены к склонам южной экспозиции и к логам. На территории хребта Азыр-Тал широко распространены красноцветные почвооб-

разрушающие породы, которые способствуют формированию маломощных почв с высокой карбонатностью [3].

Климат исследованной территории резко континентальный, определяется следующими факторами: положением относительно Алтае-Саянской горной системы, т.е. изолированностью с запада, севера и востока горными поднятиями Кузнецкого Алатау, Абаканского хребта и открытостью с юга в сторону Койбальской степи [4]. Континентальность проявляется в резко выраженных амплитудах температур воздуха по сезонам года, месяцам и суткам [5]. Осадки несут ливневый характер, их максимум приходится на теплое время года.

К особенностям температурного, водного режимов территории хребта Азыр-Тал можно отнести сильное охлаждение поверхностных горизонтов зимой, очень глубокое промерзание почвенного профиля и длительность периода сохранения в почвах отрицательных температур. В летние месяцы, вследствие высоких температур и сильной ветровой деятельности, верхние горизонты почв сильно иссушаются, и поэтому доступная для растений влага остается на весьма короткое время [6].

Объектами исследования послужили дерново-карбонатные почвы, развивающиеся в транзитной и трансаккумулятивной позиции склона северной экспозиции под разреженным листовенничником с полынно-разнотравным травянистым покровом; обыкновенный чернозем, расположенный в аккумулятивной части этого же склона под разнотравно-злаковой растительностью, а также южные черноземы, развивающиеся в вогнутой долине между склонами юго-восточной и северной экспозиции под разнотравно-злаково-ковыльной ассоциацией сухих степей. Морфологической особенностью дерново-карбонатных почв является мощный почвенный профиль по сравнению с аналогами других территории. В дерново-карбонатной почве, расположенной в трансаккумулятивной позиции, гумусовый горизонт более мощный по сравнению с вышележащей почвой. Особенностью обыкновенного чернозема в морфологическом строении является резкий переход от гумусового горизонта к нижележащим, карбонаты встречаются в виде псевдомицелия, что не характерно для этих почв степного региона. Характерной морфологической особенностью южных черноземов хребта Азыр-Тал является повышенная щебнистость, языковатость гумусового горизонта, меньшая его мощность по сравнению с черноземами Сыдо-Ербинской впадины и Кузнецкой котловины. Общей морфологической особенностью для всех изучаемых почв, сформированных на данной территории, является красноватый оттенок по всему почвенному профилю, унаследованный от почвообразующей породы.

По гранулометрическому составу исследованные обыкновенный и южные черноземы относятся к разновидностям средне- и легкосуглинистым, дерново-карбонатные почвы – к супесчаным и легкосуглинистым с преобладанием фракций мелкого песка и крупной пыли. В целом же во всех исследованных почвах преобладающими фракциями являются крупная пыль, мелкий песок и ил. В дерново-карбонатных почвах идет закономерное утяжеление гранулометрического состава к почвообразующей породе: от легкосуглинистого в почвах транзитной части склона и супесчаного в почвах трансаккумулятивной позиции до среднесуглинистого. В обыкновенном черноземе также наблюдается увеличение фракции физической глины от гумусового горизонта (39,6%) к почвообразующей породе (64,9%). В южных черноземах такая закономерность отмечается лишь в почве, расположенной в центральной части вогнутой долины, изменение идет от среднесуглинистого до легкоглинистого состава. В южном черноземе северной части вогнутой долины нет изменений в соотношении фракций по почвенному профилю, а в южном черноземе на противоположной стороне долины гранулометрический состав облегчается от среднесуглинистого до супесчаного.

По содержанию гумуса и мощности гумусового горизонта изучаемые дерново-карбонатные почвы относятся к виду многогумусным, средне- и мощным, обыкновенный чернозем относится к среднегумусному и маломощному, южные черноземы – к многогумусным и маломощ-

ным. Максимальное содержание гумуса в дерново-карбонатных почвах равно 11,67 и 13,89% в горизонте Адк. В дерново-карбонатной почве верхней части склона величина гумуса в горизонте Ак составляет 4,90%, и затем идет его резкое снижение к карбонатно-аккумулятивному горизонту 0,05%. В дерново-карбонатной почве трансаккумулятивной позиции отмечается более постепенное снижение гумусированности к горизонту АВк, и резкое его падение (до 0,16%) в Вк. Подобную закономерность в своих работах наблюдали многие исследователи [3, 7–9]. В обыкновенном черноземе количество гумуса в дерновом горизонте равно 6,58%, затем наблюдается постепенное снижение до 2,12% в АВк и резкое падение до 0,28% в карбонатно-аккумулятивном горизонте. В нижней части профиля содержание гумуса составляет 0,01%. Подобное распределение гумуса по почвенному профилю можно объяснить тем, что почвы развиваются в условиях холодного предгорного климата и, как результат этого, промерзают на большую глубину, вследствие чего идет растрескивание почвенной толщи, и гумусовые вещества проникают по трещинам в более глубокие горизонты [10, 11]. В южных черноземах величина гумуса в верхней части профиля изменяется в пределах от 4,38 до 6,81%. Затем наблюдается более резкое снижение содержания гумуса вниз по профилю. Подобное распределение гумуса в южных черноземах отмечается многими авторами [3, 10, 12].

В связи со значительным содержанием гумуса рассматриваемые почвы имеют большую величину поглощенных оснований. В верхних горизонтах исследованных дерново-карбонатных почв она равна 59,0–62,2 мг-экв/100 г почвы, в обыкновенном черноземе – составляет 43,2 мг-экв/100 г почвы, южные черноземы также отличаются повышенным содержанием данного показателя – от 52,8 до 59,6 мг-экв/100 г почвы. Вниз по профилю, несмотря на резкое снижение величины гумуса, сумма обменных оснований уменьшается относительно постепенно (до 30,0 мг-экв/100 г почв в дерново-карбонатных, 29,4 мг-экв/100 г почвы в обыкновенном черноземе, 32,8–52,0 мг-экв/100 г почвы в южных черноземах). В составе поглощенных катионов во всех почвах основная роль принадлежит кальцию и в меньшей степени магнию.

Содержание и распределение карбонатов отражает литологические особенности почвообразующих пород и различия в увлажнении, что связано с положением в геоморфологическом профиле. В большинстве почв вскипание от HCl происходит с поверхности. Распределение карбонатов по почвенному профилю неравномерно. Хорошо прослеживается максимальная концентрация карбонатов, приуроченная к средней части профиля, что является характерным не только для данных почв, но и, как отмечает В.А. Хмелев [13], вообще свойственно черноземообразованию. Реакция среды, как известно, является одной из наиболее важных характеристик физико-химического состояния почв. Для верхней части профиля всех почв характерна нейтральная реакция среды (7,50–7,99), вниз по профилю след за увеличением содержания карбонатов реакция среды изменяется в южных черноземах (8,00–8,21) и дерново-карбонатных почвах (8,17–8,30) до слабощелочной и в обыкновенном черноземе (9,15) до щелочной.

Содержание азота в почвах находится в прямой зависимости от количества и качества в них гумуса. Результаты определения валового азота в почвах хребта Азыр-Тал свидетельствуют об их значительном богатстве данным элементом питания. В верхних горизонтах исследуемых дерново-карбонатных почв количество азота изменяется в пределах 0,52–0,63%, в обыкновенном черноземе составляет 0,38%, в южных черноземах равно 0,26–0,38%. Характер поведения этого элемента в профиле почв аналогичен внутрипочвенному распределению гумуса. Количество валового фосфора в верхней части профиля во всех почвах варьирует в пределах от 0,12 до 0,19%. В нижней части профиля его содержится намного меньше (0,04–0,08%), так как основная его часть находится в виде фосфорорганических соединений.

Таким образом, изучаемые почвы имеют свои особенности в зависимости от расположения в рельефе. Так, дерново-карбонатные почвы, развитые на одном склоне, но на разных его позициях, характеризуются разной степенью аккумуляции гумуса, различиями в соотношении

фракции физического песка и физической глины, но они достаточно близки по содержанию суммы обменных катионов. Обыкновенный чернозем, расположенный в аккумулятивной части склона, отличается от аналогов степных районов повышенным содержанием обменных катионов, высоким содержанием илистой фракции. Южные черноземы, расположенные в разных частях вогнутой долины, также отличаются по гранулометрическому составу, по содержанию гумуса, сумме обменных катионов, но близки по содержанию валовых форм азота и фосфора. На территориях со сложным рельефом, подобных району исследования, необходимо изучать не отдельные почвенные профили, вырванные из своего естественного окружения, а именно катены с тщательным учетом экспозиции, крутизны склона и растительности. Возможно, тогда будет проще выявить закономерности почвообразования даже на уровне почвенного покрова.

Литература

1. *Модина Е.Н.* Экология почвообразования в низкогорье Енисейского края // Горы и горцы Алтая и других стран Центральной Евразии. 2000. С. 56–58.
2. *Путилин А.Ф., Танасиенко А.А.* Современные проблемы оценки склоновых процессов // Вестник ТГУ. 2005. № 15. С. 201–203.
3. *Танзыбаев М.Г.* Почвы Хакасии. Новосибирск: Наука, 1993. 256 с.
4. *Мистрюков А.А.* Геоморфологическое районирование Назаровско-Минусинской межгорной впадины. Новосибирск, 1991. 130 с.
5. *Закономерности* осадконакопления в девоне и нижнем карбоне Южно-Минусинской котловины / Под ред. В.П. Казарина. Л.: Гостоптехиздат, 1974. 132 с.
6. *Кулижский С.П.* Современное состояние почв и почвенного покрова степной зоны юга Сибири и концепция рационального землепользования. Томск, 2004. 230 с.
7. *Горшенин К.П.* Почвы южной части Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 592 с.
8. *Градобоев Н.Д.* Состав гумуса почв Хакасии // Тр. КН-та. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1954. Т. 30. С. 15–22.
9. *Каллас Е.В.* Гумус горных почв юга Сибири // Вестник ТГУ. 2003. № 3. С. 259–262.
10. *Спирина В.З., Фролова Е.В.* Обыкновенные черноземы Енисейско-Июсского междуречья // Вестник ТГУ. 2003. № 3. С. 301–304.
11. *Танзыбаев М.Г., Булатова Н.Ю.* Специфика черноземов, формирующихся на известковых породах. Томск: Иван Федоров, 2001. 160 с.
12. *Спирина В.З., Плишкина М.Г.* Особенности южных черноземов, формирующихся на разных участках склона // Вестник ТГУ. 2003. № 8. С. 209–213.
13. *Хмелев В.А.* Генетические особенности и некоторые свойства черноземов Присалаирья // О почвах Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 35–72.

ОСОБЕННОСТИ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ И ТРАНСФОРМАЦИИ ПОЧВ г. ЯКУТСКА

Г.В. Стома, А.Ю. Гермогенова

МГУ им. М.В. Ломоносова, факультет почвоведения

gstoma@yandex.ru

Изменение гумусного, карбонатного, солевого и кислотно-основного состояний почв г. Якутска по отношению к природным аналогам не носит статистически достоверного характера в отличие от аналогичных изменений в городах европейской части России. Основными факторами, определяющими тенденции отдельных почвообразовательных процессов, являются тип экосистемы, форма рельефа, исходные характеристики почв, характер землепользования и степень городского «прессинга».

The variations of humus, carbonate, saline and acid-base conditions of Yakutsk soils in comparison with natural analogs is not statistically accurate in contrast to analogous variations in the cities of the European part of Russia. The ecosystem type, relief's forms, the initial characteristics of soils, the type of land tenure and the degree of city «pressing» are the main factors responsible for the tendencies of individual soil forming processes.

Специфика почв крупных городов европейской части России довольно широко освещена в литературе. Отмечается их обогащение органическим углеродом, сдвиг реакции среды в нейтральную сторону, возрастание в составе ППК доли обменных кальция и магния, локальное вторичное засоление, загрязнение тяжелыми металлами и т.д. Степень трансформации почв определяется функциональным использованием территории и уровнем антропогенного воздействия, т.е. типом элементарного городского ландшафта (ЭГЛ) [1–6]. Сведения по состоянию почв городов восточной части России довольно скудны. Особенности почвообразования в регионе (наличие многолетней мерзлоты и сухость климата) могут определить интересные направления и закономерности преобразования почв.

Почвенный покров окрестностей г. Якутска характеризуется высокой комплексностью, обусловленной сложностью рельефа, почвообразующих пород и гидротермического режима. Повышенные участки террас заняты лесными экосистемами, где под сосновой растительностью развиты мерзлотные палевые переходные почвы. Под травянистыми ассоциациями на различных элементах мезорельефа представлены мерзлотные аллювиальные дерновые, луговые и черноземовидные почвы [7].

Объектами исследования послужили почвы г. Якутска и его пригорода, выбранные с учетом типа экосистем (лесные, травяные) и положения в рельефе (мезопонижение и мезоповышение). На городских территориях принимался во внимание и тип ЭГЛ: парково-рекреационный, селитебный и селитебно-транспортный.

В почвах природных ландшафтов мощность гумусовой толщи колеблется от 20 до 56 см, содержание $C_{орг.}$ в верхних горизонтах – 2,1–5,3%; для них характерны все подтипы аккумулятивного распределения органического вещества по профилю. Под сосновым лесом при небольшой мощности A + AB (22 см) почвам свойственна максимальная обогащенность верхних горизонтов ($C_{орг.}$ 5,3%) при резком снижении его количеств с глубиной. На мезоповышениях в условиях общей сухости климата на песках и супесях под сухостепными лугами формируются почвы с мощностью гумусового профиля 32–49 см, с содержанием $C_{орг.}$ в верхней части 2,1–3% и равномерным типом его распределения. Дополнительное увлажнение в пониженных элементах рельефа создает для гумусонакопления оптимальные условия. Прогумусированность профиля луговых и черноземовидных почв составляет 53–56 см, содержание $C_{орг.}$ равномерно снижается вниз по профилю при накоплении в верхних горизонтах до 3–4,5%.

Под влиянием городского «прессинга» мощность гумусовой толщи и тип профильного распределения $S_{орг.}$ практически не меняются. В верхних горизонтах почв г. Якутска, в отличие от крупных городов таежной зоны, не отмечено повсеместного достоверного увеличения содержания $S_{орг.}$, установлено лишь значительное его варьирование: от 1,8 до 6,7%. Направление процесса определяется множеством факторов. В почвах травяных экосистем тенденция гумусоаккумуляции (на 0,1–0,3%) выражена во всем корнеобитаемом слое почв (0–20 см), а в лесных – только в нижней его части; максимально интенсивен процесс в почвах мезопонижений.

Наибольшее содержание $S_{орг.}$ фиксируется в почвах дворового и городского скверов и некоторых примагистральных участков (4,2–8,4%). Его накопление по сравнению с фоновыми аналогами на 1,8–2,2% является следствием как изменившихся условий гумусообразования при смене сухостепной растительности на более влажные ассоциации, так и высокой степени загрязнения углеродсодержащими соединениями (сажей, копотью, продуктами неполного сгорания бензина и т.д.).

Минимальной обогащенностью $S_{орг.}$ (2,2–2,3%) характеризуются верхние горизонты почв парков и большинство примагистральных участков при снижении его количеств относительно природных аналогов на 1–3%. В первом случае это обусловлено оптимизацией переработки органического вещества в лесных городских экосистемах вследствие иного гидротермического режима, способствующего изменению баланса процессов гумификации и минерализации. Во втором – нарушением естественной последовательности залегания почвенных горизонтов при прокладке автомагистралей. В почвах юга России (Ростова-на-Дону) отмечен аналогичный процесс [8].

Для почвенного покрова Центральной Якутии характерно наличие почв, несущих в своем профиле признаки карбонатности [7, 9]. Реакция среды почв вне г. Якутска находится в пределах от 6,8 до 8,3 pH, увеличиваясь от поверхности к средней части профиля (к горизонтам скопления $CaCO_3$), а затем снижается. Содержание карбонатов варьирует от 0,3 до 6,14%; в ряде случаев их накопление отсутствует. Особенности водного режима почв под лесом способствуют меньшей щелочности (pH 6,8–7,7) и минимуму карбонатов (0,30%) по сравнению с почвами травяных экосистем. В последних на мезоповышениях чаще фиксируются более низкие значения pH (7,2–7,8), чем в почвах мезопонижений (7,2–8,3). В этих же ландшафтах карбонаты накапливаются в количествах 0,9–1,6 и 1–6% соответственно.

В профиле городских почв содержание $CaCO_3$ лежит в диапазоне от 1 до 4,27%, а величина pH – от 7,1 до 8,5. Максимальные значения приурочены к горизонтам, располагающимся либо в верхней, либо в средней частях профиля. Изменение содержания $CaCO_3$ и реакции среды под влиянием урбанизации носит разнонаправленный характер и определяется, главным образом, типом землепользования или ЭГЛ.

В парково-рекреационной зоне профильные показатели $pH_{вод.}$ и содержания карбонатов практически соответствуют природным почвам. Однако прослежена тенденция миграции $CaCO_3$ из средней части вниз по профилю и некоторое снижение $pH_{вод.}$. Данный факт связан с рядом причин. Во-первых, с особенностями водного режима под древесной растительностью вследствие увеличения «деятельного» слоя при возрастании температуры и оттаивании почвогрунтов на территории города. Во-вторых, с относительно низким уровнем антропогенного загрязнения кальцийсодержащей пылью таких ландшафтов [5, 6]. Обеднение карбонатами почв под лесной растительностью в городах, расположенных в степной зоне, отмечено и другими авторами [8].

В почвах травяных экосистем (в основном селитебных и селитебно-транспортных ЭГЛ) под влиянием урбанизации происходят противоположные процессы. В одних случаях изменения отсутствуют, в других – отмечается накопление $CaCO_3$ в верхних горизонтах на 0,3–2,5% и возрастание pH более чем на единицу. Обусловлено это высоким уровнем как прямого воз-

действия человека (педотурбация профиля при прокладке автодорог и строительстве), так и косвенного (объем выпадения аэротехногенной пыли и доля в ней кальция и магния в 6–30 раз выше по сравнению с другими ландшафтами) [5]. В корнеобитаемых горизонтах почв среднее значение содержания CaCO_3 и $\text{pH}_{\text{вод}}$ достоверно не отличаются от фона; тенденция окарбонативания (на 0,1%) весьма низка, а подщелачивания (на 0,5 pH) проявляется ясно при одновременном возрастании пространственной неоднородности параметров.

Засоленные почвы достаточно широко распространены в долине р. Лены и приурочены, в основном, к понижениям рельефа. Развитию засоления способствуют сухость и резкая континентальность климата, наличие вечной мерзлоты, препятствующей достаточному промыванию от солей почвенно-грунтовой толщи, засоленность пород и общий котловинный рельеф [7, 9].

Содержание электролитов оценивалось по электропроводности водных вытяжек (1:2,5). В профиле естественных почв преобладают значения $E_s = 0,2\text{--}0,8 \text{ мС/см}$ (варьирование от 0,04 до 12,6 мС/см), поэтому большая их часть относится к градации незасоленных ($E_s < 2 \text{ мС/см}$). Сильное хлоридно-сульфатно-магниево-кальциевое засоление (в верхнем горизонте $E_s = 12,6 \text{ мС/см}$) выявлено на одном участке, расположенном в понижении рельефа.

Уровень соленакопления в городских почвах аналогичен природному: величина E_s в разных горизонтах составляет 0,09–8,85 мС/см (доминируют показатели 0,25–0,70 мС/см). Увеличение количества осадков, мощности оттаивающей толщи и, соответственно, увлажнения почв на урбанизированных территориях в целом способствуют тренду усиления миграции легкорастворимых солей и обеднению ими большей части профиля. Закономерности изменения их содержания в почвах городских территорий по сравнению с естественными сложны и неоднозначны.

В почвах под лесной растительностью тренд выщелачивания легкорастворимых солей весьма незначителен (E_s в метровой толще почв городских парков 0,13–0,43 мС/см, а контроля составляла 0,32–0,62 мС/см). Наиболее интенсивная нисходящая миграция электролитов отмечена в почвах, приуроченных к пониженным элементам рельефа. В случае исходно высокого уровня содержания солей урбанизация может способствовать рассолению почвы. Так, на территории дворового сквера в верхнем горизонте почвы E_s составила 8,85 мС/см, а в природном аналоге – 12,6 мС/см. В почвах ряда примагистральных участков электропроводность по сравнению с природным вариантом возросла от 0,44 до 0,76 мС/см, что является следствием применения антигололедных средств. Показано отсутствие достоверных изменений в содержании электролитов в корнеобитаемых горизонтах под влиянием городского воздействия, но тенденция их выщелачивания (на 0,4 мС/см) со снижением пространственной неоднородности отмечена для почв понижений, исходно характеризующихся высоким уровнем соленакопления.

Таким образом, влияние урбанизации на свойства почв г. Якутска не носит достоверного характера, а направления и уровень трендов их трансформации определяются множеством факторов: типом ЭГЛ и экосистемы, формой рельефа и исходными характеристиками почв. При низком уровне антропогенного воздействия гумусное, карбонатное, солевое состояние и кислотно-основные характеристики не претерпевают существенного изменения. При высоком – они разнонаправлены и проявляются, главным образом, в слое 0–20 см. Тип экосистемы определяет максимальное изменение в содержании $\text{C}_{\text{орг}}$ и карбонатов, а форма рельефа – вариабельность $\text{pH}_{\text{вод}}$ и E_s .

Литература

1. Зеликов В.Д. Некоторые материалы характеристики почв лесопарков, скверов и улиц // Известия ВУЗов. Лесной журнал. 1964. С. 28–32.

2. **Обухов А.И., Лепнева О.М.** Экологические последствия применения противогололедных соединений на городских магистралях и меры по их устранению // Экологические исследования в Москве и Московской области. М., 1999. С. 197–202.
3. **Азаркова М.Г.** Эколого-генетические особенности почв городских экосистем: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1991.
4. **Строганова М.Н.** Городские почвы: генезис, систематика и экологическое значение (на примере г. Москвы): Дис. ... д-ра биол. наук. М., 1998.
5. **Состояние** зеленых насаждений в Москве. М.: Прима-Пресс-М, 2000. 234 с.
6. **Экогеохимия** городских ландшафтов / Под ред. Н.С. Касимова. М., 1995. 336 с.
7. **Еловская Л.Г.** Классификация и диагностика мерзлотных почв Якутии. Якутск, 1987. 160 с.
8. **Безуглова О.С., Крыщенко В.С., Приваленко В.В., Горбов С.Н.** Особенности почвенного покрова урболандшафта Ростова-на-Дону // Проблемы антропогенного почвообразования. М., 1997. Т. 2. С. 89–94.
9. **Саввинов Д.Д.** Почвы Якутии. Якутск, 1989.

УДК 631.41

ГИДРОГЕННОЕ НАКОПЛЕНИЕ СОЛЕЙ В ПОЙМЕ р. УСОЛКА (БАШКИРИЯ)

Р.Р. Сулейманов

Учреждение РАН Институт биологии УНЦ РАН
soils@mail.ru

На примере почвенного покрова поймы р. Усолка изучен фактор гидрогенного накопления солей в местах выклинивания минерализованных подземных и грунтовых вод. На основе изучения морфологических, химических и биохимических свойств почв показано, что данный фактор определяет направление процессов почвообразования.

By the example in alluvial soils the Usolka river the factor of hydrogenic accumulation of salts in places of an output on a surface mineralization underground and subsoil waters is investigated. On the basis of studying morphological, chemical and biochemical properties of soils it is shown, that the given factor defines a direction of processes of soil formation.

Одной из особенностей, управляющих процессами соленакопления в речных долинах лесостепных и степных областей, является большая роль гидрологического фактора. Территория Республики Башкортостан расчленена многочисленными большими (рр. Белая, Уфа, верховье Урала), средними (реки Дема, Чермасан, Сим, Ай, Юрюзань, Быстрый Танып, Сакмара, Тана-лык) реками и их притоками. Гидрографическую сеть составляют 12 734 рек и речек, суммарной длиной более 57 тыс. км. Общая площадь почв речных пойм (аллювиальные почвы) 850 тыс. га, что составляет 6% от территории республики. Основные массивы пойменных почв расположены в долинах рек, протекающих через равнинные территории Предуралья и Зауралья. Генезис пойменных почв республики, во многом определяемый водным режимом рек и развитием пойменных и аллювиальных процессов, протекающих под существенным влиянием зональных климатических факторов, изучен достаточно хорошо [1].

При этом мощным источником солей в почвах может также являться гидрогенный фактор, который связан с выклиниванием минерализованных подземных и грунтовых вод. Если капиллярная кайма достигает поверхности почвы, процесс соленакопления протекает активно, особенно в том случае, если воды засолены или климат крайне засушлив [2]. Теоретические и практические вопросы о процессах гидрогенного соленакопления очень хорошо разработаны

в отечественной литературе и наиболее тщательно представлены в классических работах В.А. Ковды [3].

На территории республики вопросы гидрогенного накопления солей в пойменных почвах в местах выклинивания подземных и грунтовых вод не изучались, несмотря на наличие крупных минеральных родников и источников, таких как Аскинский, Бирский, Якутовский, Красноусольский.

Исследования проводились на левом пологом берегу р. Усолка в районе с. Красноусольский, где река прорезает небольшой Усольский хребет (абсолютная высота 345 м над ур. м.), имеющий антиклинальное строение. Западное крыло Усольской антиклинали интенсивно осложнено тектоническими нарушениями, по которым и проходит долина реки. Здесь же и находятся все минеральные источники (около 250). Родники выбиваются на поверхность по обоим берегам на протяжении примерно 250 м по течению реки. По химическому составу воды Красноусольских источников относятся к хлоридно-натриевому типу. Минерализация источников колеблется от 7 до 45 г/л [4].

Напочвенный покров района исследований представлен солончаковой растительностью с абсолютным преобладанием следующих видов: *Salicornia europaea* L. (солерос европейский), *Puccinellia distans* (Jacq.) Parl. (бескильница расставленная) и *Claux maritima* L. (млечник морской). Приведем описание разрезов:

Разрез 1-2003. 20 м к югу от уреза воды.

Ad 0–10 см – дернина бурая, густо переплетена корнями растений, сырая, комковато-зернистая, легкий суглинок, переход резкий.

A1 10–22 см – буровато-серый с охристыми примазками, мокрый, ореховато-зернистый, средний суглинок, переход постепенный.

Bg 22–60 см – сизовато-охристый, мокрый, суглинистый, творожисто-зернистый.

G 60–80 см – сизовато-охристая мокрая глина.

W 80 см – водоносный горизонт.

Почва – луговая глеевая солончаковая.

Разрез 2-2003. 10 м к югу от уреза воды.

Ad 0–4 см – дернина бурая, густо переплетена корнями растений, сырая, комковато-зернистая, легкий суглинок, переход резкий.

A1 4–22 см – бурый с охристыми примазками, мокрый, ореховато-зернистый, суглинистый, переход постепенный.

Bhg 22–45 см – буро-черный, суглинистый, мокрый, творожисто-зернистый, $H_2S^{\uparrow}$.

W 45 см – водоносный горизонт.

Почва – луговая глеевая солончаковая.

Почвенные образцы отбирали послойно по генетическим горизонтам почвенного профиля. Химические показатели, физико-химические свойства и солевой состав водной вытяжки определялись согласно руководствам [5, 6], активность ферментов дегидрогеназы и каталазы – по Галстяну [7]. Полученные результаты обрабатывались статистически [8], в таблицах приведены средние результаты.

Анализ морфологических свойств показывает, что луговая глеевая почва характеризуется наличием ярковыраженного дернового слоя мощностью от 4 до 10 см, комковато-зернистой и ореховато-зернистой структурой в гумусово-аккумулятивных горизонтах и творожисто-зернистой – в иллювиальном, признаки переувлажненности начинают проявляться в горизонте A1, гранулометрический состав изменяется от легкого суглинка до глины вниз по профилю почвы. Следует отметить, что на участке, где был заложен разрез 1-2003, водоносный горизонт обнаруживается на глубине 80 см, а на участке разреза 2-2003, расположенного ближе к урезу воды, – на глубине 45 см. Вероятно, именно это обстоятельство обуславливает характер распределения водорастворимых солей в профиле этих двух разрезов.

По содержанию водорастворимых солей почва разреза 1-2003 характеризуется как незасоленная, однако, их количество несколько увеличивается в иллювиальном горизонте (табл. 1). Вероятно, верхние горизонты этой почвы промыты атмосферными осадками, хотя иногда происходит их засоление в результате подъема минерализованных грунтовых вод. Об этом свидетельствует химический состав солей, соответствующий химическому составу грунтовой воды. В почве разреза 2-2003 выявлен средний уровень хлоридно-натриевого засоления, режим грунтового питания здесь полностью преобладает над атмосферным.

Таблица 1

Состав водной вытяжки луговой глеевой почвы

Горизонт, глубина взятия образца, см	Сухой остаток, %	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺
		мг-экв/100 г почвы					
Разрез 1-2003							
Ad 0-4	0,16	1,0	0,86	0,72	1,20	0,10	1,38
		0,06	0,03	0,04	0,02	0,001	0,03
Al 4-22	0,16	0,6	0,32	0	0,24	0,06	0,62
		0,04	0,01	0	0,01	0,001	0,01
Bg 22-60	0,20	0,84	0,50	0,8	0,30	0,04	1,80
		0,05	0,02	0,04	0,01	0,001	0,04
Разрез 2-2003							
Al 4-20	0,58	1,18	6,40	0,4	0,50	0,24	7,23
		0,07	0,22	0,02	0,01	0,003	0,17
Bhg 20-45	0,97	0,98	9,16	4,36	0,40	0,04	14,06
		0,06	0,33	0,21	0,01	0,001	0,32

Характер содержания и распределения в профиле почв водорастворимых солей определяет состав почвенно-поглощающего комплекса. Так, в почве разреза 1-2003 в верхних гумусово-аккумулятивных горизонтах, где отмечается наименьшее содержание водорастворимых солей, в составе почвенно-поглощающего комплекса преобладает кальций, доля натрия колеблется в пределах 2,5–6,5% от емкости катионного обмена. В иллювиальном горизонте уже отмечается некоторое увеличение содержания магния и натрия. В засоленной почве разреза 2-2003 в составе почвенно-поглощающего комплекса отмечается преобладание натрия, достигающего значений 40–44% от емкости катионного обмена, что соответствует высокому уровню осолонцевания (табл. 2).

Таблица 2

Физико-химические свойства луговой глеевой почвы

Горизонт, мощность, см	pH H ₂ O	Гумус	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	EKO	Na ⁺ , % от EKO
		%	мг-экв/100 г почвы				
Разрез 1-2003							
Ad 0-4	7,1	4,12	25	5	0,8	32,1	2,5
Al 4-22	7,4	2,42	22	6	2,1	31,4	6,6
Bg 22-60	8,05	1,63	15	11	3,9	30,6	11,7
Разрез 2-2003							
Al 4-20	8,1	2,96	10	7	14,7	33,1	44,4
Bhd 20-45	8,0	2,61	8	7	11,8	29,2	40,2

Развитие процессов засоления и осолонцевания в луговых глеевых почвах привело к снижению содержания гумуса, общего и щелочногидролизуемого азота, валового и подвижного фосфора (табл. 3). Следует отметить, что активность окислительно-восстановительных ферментов (табл. 3) мало зависит от содержания водорастворимых солей в изученных почвах и является незначительной, что в целом характерно для гидроморфных почв [9, 10].

Химические свойства и ферментативная активность луговой глеевой почвы

Горизонт, мощность, см	Азот		Фосфор		Каталаза, мл О ₂ /г почвы, мин	Дегидрогеназа, мг ТФФ/г почвы за 24 ч
	Общий	Щелочно- гидроли- зуемый	Валовой	Подв.		
мг/кг		мг/100 г почвы				
Разрез 1-2003						
Ad 0-4	3132	210	141,1	2,93	3,1	0,194
A1 4-22	1776	105	172,4	1,48	2,4	0,125
Bg 22-60	1452	77	156,7	1,48	1,2	0,098
Разрез 2-2003						
A1 4-20	2472	168	94,0	2,29	2,3	0,233
Bhd 20-45	2154	140	156,7	1,46	1,0	0,122

Одним из достаточно редких, но существующих в Южном Приуралье случаев засоления почв является гидрогенное засоление в местах выхода на дневную поверхность грунтовых вод минеральных источников, которые, в свою очередь, и определяют характер протекания почво-образовательных процессов.

Литература

1. *Хазиев Ф.Х.* Почвы Республики Башкортостан и регулирование их плодородия. Уфа: Гилем, 2007. 288 с.
2. *Засоленные почвы России* / Отв. ред. Л.Л. Шишов, Е.И. Панкова. М.: ИКЦ «Академкнига», 2006. 854 с.
3. *Ковда В.А.* Происхождение и режим засоленных почв. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. Т. 1. 573 с.; 1947. Т. 2. 375 с.
4. *Гареев Э.З.* Геологические памятники природы Республики Башкортостан. Уфа: Тау, 2004. 296 с.
5. *Агрохимические методы исследования почв.* М.: Наука, 1976. 656 с.
6. *Ариункина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во МГУ, 1970. 488 с.
7. *Хазиев Ф.Х.* Методы почвенной энзимологии. М.: Наука, 1990. 190 с.
8. *Дмитриев Е.А.* Математическая статистика в почвоведении. М.: МГУ, 1995. 319 с.
9. *Хазиев Ф.Х.* Системно-экологический анализ ферментативной активности почв. М.: Наука, 1982. 201 с.
10. *Казеев К.Ш., Фомин С.Е., Колесников С.И., Вальков В.Ф.* Биологические особенности локально-гидроморфных почв Ростовской области // Почвоведение. 2004. № 3. С. 361–372.

УДК 631.4:631.47

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ И КЛАССИФИКАЦИЯ ПОЧВ

В.Л. Татаринцев, Л.М. Татаринцев
Алтайский государственный аграрный университет
kafzem@bk.ru

Исследованиями авторов доказана безусловная значимость гранулометрического состава по отношению к другим характеристикам физического состояния почв. С помощью полевых исследований показано влияние текстуры грануло-

метрического состава на рост и развитие сельскохозяйственных растений. Предложено в современную почвенную классификацию ввести такую таксономическую характеристику, как класс, которая займет место между отделом и типом.

Researches of authors of this article prove the unconditional importance granulometrical structure in relation to other characteristics of a physical condition of soils. By means of field researches structure influence granulometrical structure on growth and development of agricultural plants is shown. It is offered in modern soil classification to enter such taxonomy the characteristic as a class which will take a place between department and type.

Гранулометрический состав как фундаментальное, базовое свойство почвы определяет такие экологические функции, как распространение растений, освоение почвы корнями, снабжение растений водой и питательными элементами, способность производить биологическую продукцию автотрофами. Первая попытка связать гранулометрический состав с потенциальным плодородием почв принадлежит Н.А. Качинскому [1], который провел балльную оценку гранулометрического состава почв. Группировку растений по реакции на гранулометрический состав сделал В.Ф. Вальков [2]. Хорошим примером агроэкологической оценки почвенно-агрохимических и агрофизических свойств могут служить работы [3–6] и других. Однако в этих работах не дана агроэкологическая оценка гранулометрического состава, хотя он является интегральной характеристикой физического состояния почв.

Агроэкологическая роль гранулометрического состава оценена на примере почв сухостепной зоны Кулундинской низменности, используемых в господствующем агроценозе (яровая пшеница). Все почвы по гранулометрическому составу объединены в три группы (класса): супесчаные, легко- и среднесуглинистые. В супесчаных почвах преобладает иловато-песчаная, легкосуглинистых – пылевато-песчаная и среднесуглинистых – крупнопылевато-песчаная разновидности. Названные разновидности встречаются во всех классах, но они занимают подчиненное положение по отношению к господствующей разновидности.

Экологические функции гранулометрического состава почвы проявляются через плотность сложения, воздухо- и теплообеспеченность, гидрологические и иные свойства. Сравнение средних величин почвенно-физических характеристик типов и подтипов почв сухостепной зоны одного класса, проведенное по НСР₀₅, свидетельствует о полном сходстве сравниваемых типов (каштановые и лугово-каштановые почвы) и подтипов (светло-каштановые, каштановые и темно-каштановые). Чтобы не быть голословными, сошлемся на исследования [7, 8].

Сравнение почвенно-физических условий развития растений каштановых почв сухой степи (см. табл.) разных классов указывает на существенные отличия (НСР > *d*) супесчаных, легко- и среднесуглинистых почв. Отсутствие различий между классами каштановых почв сухой степи наблюдается только по коэффициентам впитывания за 1-й час наблюдений. Это обусловлено высоким варьированием данного свойства.

Основное свойство почвы – плотность сложения уменьшается от почв супесчаного состава до почв среднесуглинистого гранулометрического состава на 0,17 г/см³ или 13%. Одновременно увеличивается общая пористость. Объем пор, заполненных влагой, при увлажнении до НВ растет от супесчаных почв к среднесуглинистым на 13% при одновременном уменьшении объема пор, занятых воздухом. По мере утяжеления гранулометрического состава увеличивается количество адсорбированной влаги и водоудерживающая способность, соответственно на 2,8 и 6,3% от массы почвы. Запас продуктивной влаги в слое 0–100 см супесчаных почв составляет 70–110 мм, легкосуглинистых – 100–150 мм и среднесуглинистых – 140–180 мм. Если учесть, что на получение 1 ц зерна яровой пшеницы требуется 10 мм влаги [9], то за счет почвенной влаги в зависимости от гранулометрического состава можно получать 0,7–1,8 т/га зерна пшеницы мягких сортов. Остальная часть урожая обеспечивается за счет атмосферных осадков. При благоприятном сочетании погодных условий (например, 1972 г.) урожайность пшеницы достигла 2,7 т/га, при неблагоприятном – только 0,4–0,6 т/га.

Нетрудно убедиться, что почвенно-физические условия произрастания растений, обеспечивающие урожайность яровой пшеницы, очень сильно зависят от класса почв по гранулометрическому составу. Урожайность яровой пшеницы на среднесуглинистых почвах в 2,5 раза выше, чем на супесчаных. Варьирование урожайности яровой пшеницы в пределах класса почв определяется текстурой гранулометрического состава (соотношением преобладающих фракций). В ряду разновидностей «илувато-песчаные, пылевато-песчаные, крупнопылевато-песчаные» класса супесчаных почв урожайность возрастает в 1,5 раза.

Физические и водно-физические свойства каштановых почв сухой степи разных классов

Горизонт	Плотность сложения	Плотность твёрдой фазы	Пористость, % объема		% массы		Коэффициент впитыва- ния за 1-й час, мм/мин
	г/см ³		Общая	Аэрации	МГ	НВ	
Супесчаные							
A _{пах}	1,49*	2,62	43,1	23,5	2,5	13,8	1,82
B ₁	1,56	2,62	40,5	21,7	2,9	13,0	–
B ₂	1,61	2,64	39,0	20,4	3,0	12,7	1,97
C _к	1,66	2,65	37,4	20,2	2,4	11,2	–
Легкосуглинистые							
A _{пах}	1,45	2,58	43,8	18,5	3,7	18,8	1,73
B ₁	1,48	2,60	43,1	19,2	4,1	17,5	–
B ₂	1,51	2,62	42,4	19,2	4,3	16,7	1,54
C _к	1,57	2,69	41,6	21,5	4,5	14,1	–
Среднесуглинистые							
A _{пах}	1,32	2,61	49,4	20,2	4,9	24,1	1,51
B ₁	1,36	2,58	47,3	21,4	5,7	19,8	–
B ₂	1,45	2,68	45,9	19,9	5,8	18,6	1,71
C _к	1,52	2,70	43,7	23,5	5,5	13,3	–

Примечание. * – средние данные; прочерк означает отсутствие данных.

Из вышеизложенного следует, что экологические условия жизни растений улучшаются по мере движения от супесчаных почв к среднесуглинистым. Это подтверждается урожайностью яровой пшеницы, которая определяется почвенно-физическими условиями [6, 10]. В том же направлении растет качество природной окружающей среды для жизни животных и человека, повышается эффективность сельскохозяйственного производства. При хозяйственном освоении районов Кулунды здесь развиваются негативные процессы – дефляция, вторичное засоление и осолонцевание, опустынивание, повлекшие за собой снижение образуемой биологической продукции, которая и без того была низкой, снижение экологической устойчивости ландшафтов, ухудшение условий проживания человека.

Исследованиями авторов этого сообщения доказано, что в сухостепной зоне Кулунды (и других зонах Алтайского края тоже) типы, подтипы и виды почв, принадлежащих к одному классу гранулометрического состава, по почвенно-физическим условиям существования растений не имеют различий, что уравнивает способность почв производить биомассу. Различия почвенно-физических условий в высшей степени проявляются на уровне классов почв по гранулометрическому составу. Видовые, подтиповые особенности почвенно-физических условий в рамках класса обусловлены соотношением гранулометрических фракций элементарных почвенных частиц.

Учитывая данные [11–13] и наши сведения, мы предлагаем в «Классификацию почв России» (2004) ввести еще одну таксономическую единицу – «класс». Эта единица должна стать третьей надтиповой категорией классификации, заняв место между отделом и типом. Таких классов будет девять (возможно, восемь): песчаные (рыхло- и связнопесчаные), супесчаные, легко-, средне-, тяжелосуглинистые, легко-, средне- и тяжелоглинистые. А такую таксономи-

ческую единицу, как «разновидность» следует выделять по текстуре гранулометрического состава (соотношению гранулометрических фракций).

Литература

1. *Качинский Н.А.* Физика почвы / Н.А. Качинский. М.: Наука, 1965. Ч. 1. 324 с.
2. *Вальков В.Ф.* Почвенная экология сельскохозяйственных растений. М.: Агропромиздат, 1986. 207 с.
3. *Бурлакова Л.М.* Плодородие алтайских черноземов в системе агроценоза. Новосибирск: Наука, 1984. 168 с.
4. *Рассыпнов В.А.* Почвенно-климатические факторы урожайности и моделирование эффективного плодородия в агроценозах: Дис. ... д-ра биол. наук. Новосибирск, 1993. 320 с.
5. *Татаринцев Л.М.* Физическое состояние основных пахотных почв юго-востока Западной Сибири: Дис. ... д-ра биол. наук. Новосибирск, 1993. 368 с.
6. *Татаринцев Л.М.* Физическое состояние пахотных почв юго-востока Западной Сибири: Монография. Барнаул: Изд-во АГАУ, 2005. 300 с.
7. *Татаринцев В.Л.* Структура гранулометрического состава и ее влияние на физическое состояние пахотных почв Алтайского Приобья: Монография. Барнаул: Изд-во АГАУ, 2004. 179 с.
8. *Татаринцев В.Л.* Гранулометрия агропочв юга Западной Сибири и их физическое состояние: Монография. Барнаул: Изд-во АГАУ, 2008. 262 с.
9. *Вериго С.А.* Почвенная влага и ее значение в сельскохозяйственном производстве / С.А. Вериго, Л.А. Разумова. Л.: Гидрометеиздат, 1963. 290 с.
10. *Татаринцев Л.М.* Факторы плодородия каштановых почв сухой степи юга Западной Сибири и урожайность яровой пшеницы: Монография / Л.М. Татаринцев, В.Л. Татаринцев, О.Г. Пахомя / Под ред. Л.М. Татаринцева. Барнаул: Изд-во АГАУ, 2005. 124 с.
11. *Воронин А.Д.* Основы физики почв: Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1986. 244 с.
12. *Кузиев Р.К.* К вопросу классификации орошаемых почв // Сохранить почвы России: Материалы V съезда Докучаевского общества почвоведов (г. Ростов-на-Дону, 18–22 августа 2008 г.). Ростов н/Д: ЗАО «Ростиздат», 2008. С. 521.
13. *Романова Т.А.* Генетическая классификация почв // Сохранить почвы России: Материалы V съезда Докучаевского общества почвоведов (г. Ростов-на-Дону, 18–22 августа 2008 г.). Ростов н/Д: ЗАО «Ростиздат», 2008. С. 522.

УДК 631.61

ФТОР В СЕРОЗЕМНЫХ ПОЧВАХ ЖАМБЫЛСКОЙ ОБЛАСТИ

Т.К. Томина

Казахский НИИ почвоведения и агрохимии им. У.У. Успанова, г. Алматы
saparov@nursat.kz

В Казахстане имеется несколько зон техногенного загрязнения фтором, это районы заводов по производству алюминия, фосфорные заводы, предприятия по производству фосфорных удобрений, цементные заводы, керамические заводы, ТЭЦ, фосфоритные разработки и т.д. В Жамбылской области выявлены две генетически различающиеся техногенные фторидные биогеохимические аномалии сероземной зоны: вблизи г. Тараз образованная деятельностью предприятий фосфорной промышленности и на Тасоткельском массиве орошения, вызванное поступлением фтора с минеральными удобрениями и химическими мелиорантами на левобережье р. Шу.

There are several zones of fluorine technogenic pollution in Kazakhstan. There are the regions of the plants, manufacturing aluminium, phosphor, phosphorus fertilizers, cement, ceramics; heat station, phosphorite development and etc. In Zhambul

region there have been revealed twogenetically different technogenic fluoride biogeochemical anomalies of sierozemic zone: near the Taraz town, caused by the activity of phosphorous industry enterprises, and at the Tasotkel massif of irrigation, caused by fluorine intake from mineral fertilizers and chemical ameliorants at the left bank of the Shu river.

Жамбылская область в связи с преобладанием на ее территории техногенных аномалий (Каратау-Жамбылский территориально-промышленный комплекс, включающий фосфоритные разработки, предприятия фосфорной промышленности, производства минеральных удобрений) – один из наиболее экологически уязвимых регионов Казахстана.

На территории области расположены и действовали в течение многих лет на базе фосфоритных руд Каратаусского месторождения три крупных химических предприятия: ТОО «Казфосфат» – НДФЗ, ТОО «Казфосфат» «Минеральные удобрения», ТОО «Химпром-2030». Химические заводы г. Тараз являются одним из источников поступления фтора в орошаемые почвы. Это создает сложную экологическую обстановку, в результате которой отмечается загрязнение почв, естественной и культурной растительности.

В результате выбросов заводов в г. Тараз интенсивному загрязнению подверглись все компоненты биосферы: атмосферный воздух, поверхностные водоисточники и грунтовый сток, почвы. Воздушный бассейн города загрязнен оксидом углерода, диоксидом азота, формальдегидом, фтористыми соединениями в концентрациях, превышающих ПДК. Загрязняющими токсичными веществами являются оксид углерода, диоксид серы, сероводород, оксид азота, диоксид азота, фенол, аммиак, формальдегид, фтористый водород, пыль, бенз(а)пирен, различные минеральные соли, канцерогенные углеводороды.

Новожембылским фосфорным заводом выбрасывались в атмосферу, кроме основных загрязняющих примесей (диоксид серы, диоксид азота, оксид углерода), такие специфические вещества, как фосфорный ангидрид (1,84 тыс. т/год) и фосфин (0,17 тыс. т/год). Всего от стационарных источников завода в атмосферу поступало 16,1 тыс. т/год вредных веществ.

ЖПО «Химпром» загрязняет фосфорным ангидридом и фосфином воздушный бассейн города в количестве 1,02 и 0,02 тыс. т/год.

Суперфосфатный завод специализируется на выпуске аммофоса, трикальций фосфата, серной кислоты. Их производство сопровождается выделением сернистого и серного ангидрида, твердых веществ, фтористого водорода, аммиака, диоксида серы.

Объектом исследований являются почвы сероземной зоны в окрестностях г. Тараз Жамбылской области и Тасоткельского массива орошения Шуйского района Жамбылской области.

Почвы вблизи г. Тараз находятся под влиянием промышленных выбросов, приоритетными загрязняющими компонентами которых служат фториды и фосфор в твердых и газообразных формах. Ежегодные объемы выбросов в атмосферу фтористого водорода приведены в таблице.

Объемы выбросов фтористого водорода в атмосферу г. Тараз от стационарных источников, тыс. т/год

Примесь	1997 г.	1998 г.	1999 г.	2000 г.	2001 г.
Фтористый водород	0,8	0,7	0,4	0,5	0,4

Загрязнение почв фтором происходило в основном на прилегающих к заводам территориях, где содержание водорастворимого (в/р) фтора в почве составляло 17–30, максимум 60 мг/кг и накопление происходило только в верхних слоях почв: 0–10, 10–30, 30–50 см, причем уровень загрязнения увеличивался от года к году. Так, при проведении мониторинговых исследований загрязненных почв вблизи НДФЗ (точка в 300 м от завода) уровень содержания в/р фтора повышался от 6,27 до 24,7 мг/кг.

Загрязнению подверглись почва, естественная пастбищная растительность, посадки овощных на дачных и приусадебных участках, садовые насаждения, сельскохозяйственные культуры и угодья кормовых трав. Загрязнение плодов томатов фтором достигало 12, винограда –

6 мг/кг. Максимальное количество фтора накапливала зеленая листовая поверхность: листья винограда – 27,5; люцерна – 4,8–16,52; зеленый лук – 13,1; листья клубники – 17,0; листья сои – 19,0 мг/кг и т.д. Наибольшее загрязнение растительности выявлено на участках, расположенных южнее и севернее источников выбросов. Естественная пастбищная растительность (мятлик, полынь, осока, осочка, свиной и др.) загрязнены фтором на расстоянии до 25 км от источника выбросов. Максимальное из значений загрязнение составило 1 183 мг/кг сухого вещества в непосредственной близости от завода. Вблизи предприятий формируются пустоши и замена сообществ растений.

Загрязнены также поверхностные, грунтовые воды на значительном расстоянии от источника выброса.

Загрязнение фтором сероземных почв Тасоткельского массива на левобережье р. Шу связано с интенсивным применением минеральных удобрений и других средств химизации. Привнос фтора водами р. Курагаты оказывает большое подпитывающее влияние на левобережный массив. Содержание фтора в р. Курагаты в пределах от 1,23–4,2 мг/л. Вода реки обогащена фтором за счет вышерасположенных сбросных оросительных систем и выклинивания грунтовых вод с орошаемых свеклосеющих массивов Кыргызстана и Меркенского района Жамбылской области. Почвы мелиоративного района, прилегающего к этой реке содержат от 4,41 до 32,65 мг/кг в/р фтора, что является подтверждением влияния реки на загрязнение массива. Важным источником поступления фтора на массив являются минеральные удобрения и химические мелиоранты, применяемые при возделывании сельскохозяйственных культур и улучшении мелиоративного состояния щелочных солонцеватых сероземных почв.

Почвенно-геохимическое обследование, проведенное на Тасоткельском массиве орошения, выявило пространственное распределение фтора по территории, закономерности его накопления и профильной миграции. Результаты исследований показали, что на большей части массива содержание в/р фтора в почвах было высоким: в первой метровой толще приближалось, а во второй – в несколько раз превышало ПДК. При этом среднее содержание фтора в воде дренажных скважин составляло 3,6 мг/л.

Особенности почвенно-мелиоративного состояния земель и их орошение способствовали формированию на территории массива зон интенсивного вымывания элемента и зон геохимического его накопления. Зоны вымывания фтора приурочены к орошаемым дренированным территориям правобережья, а зоны геохимического накопления сформированы на участках с сильно засоленными почвами левобережья р. Шу и вдоль р. Курагаты.

Эпицентры очагов максимального содержания в/р фтора приурочены к слабодренированным участкам левобережья, отличающихся неблагоприятными мелиоративными параметрами (низкой водопроницаемостью, наличием геохимических барьеров, засоленностью почвы) и ирригационно-хозяйственными признаками (длительностью и интенсивностью орошения, степенью химизации свекловичных севооборотов, условиями искусственной дренированности и т.д.).

Региональные исследования позволили установить, что содержание фтора в почвах мелиоративных районов находится в прямой зависимости от условий дренированности, длительности и интенсивности сельскохозяйственного использования и орошения. Вместе с тем распределение фтора по почвенному профилю всех мелиоративных районов, независимо от мелиоративного состояния земель, подчиняется ранее отмеченным закономерностям: увеличение с глубиной до слоя максимального накопления и последующее снижение.

Условия дренированности района имеют решающее значение в распределении в/р фтора в почвенной толще. Так, на хорошо дренированных почвах районов происходит равномерное распределение фтора по почвенному профилю с небольшим плавным увеличением в глубину (от 4,5 до 9–10 мг/кг).

Слабодренированные же и недренированные почвы мелиоративных районов способны накапливать фтор в нижней части профиля в количествах до 4 ПДК.

Интенсивность сельскохозяйственного использования также сказывается на накоплении и распределении в/р фтора в почвах мелиоративных районов. На более сложном по мелиоративным условиям и интенсивно используемом в земледелии левобережье его накапливается значительно больше, чем на правобережье. Наибольшему загрязнению подвержены почвы слабодренированных районов с периодом длительной интенсивной химизации.

Расчет концентраций в/р фтора на первую и вторую метровые толщи по мелиоративным районам и разным зонам орошения выявил: больше фтора накапливается во втором метровом слое. Сильным загрязнением отличаются районы со слабо дренированными интенсивно используемыми почвами, очень слабо дренированными и не дренированными почвами.

В перераспределении в/р фтора большие коррективы вносит орошение. Среднестатистические величины содержания фтора во 2-м метровом слое почв орошаемой зоны значительно ниже (10,96 мг/кг), чем неорошаемой зоны (15,02 мг/кг).

При проведении геохимических исследований на Тасоткельском массиве были составлены карты загрязнения фтором грунтовых вод. Общий фон содержания фтора в грунтовых водах составляет 5–10 мг/л. Его содержание в центральной части левобережного массива, особенно ближе к р. Курагаты, где практически земледелие отсутствует, достигает 40–50 мг/л при общем фоне 20–30 мг/л. Такое повышенное содержание фтора в грунтовых водах близ р. Курагаты, которая в основном подпитывает их, и повышенное содержание фтора в воде реки еще раз подтверждает, что Курагаты является одним из источников накопления фтора на левобережной части массива.

На основании региональных геохимических исследований, выполненных на Тасоткельском массиве орошения, выявлено:

- на левобережной части массива, характеризующейся худшим мелиоративным состоянием, интенсивным использованием и длительным орошением, имеет место фторидное загрязнение почв;
- повышенное содержание фторидов в средней части профиля почвы на глубине 50–150 см – в зоне капиллярно-грунтового насыщения;
- высокое содержание фторидов, независимо от орошения, на слабодренированных землях;
- наиболее интенсивное фторидное загрязнение грунтовых вод в районах минимального их оттока, в зоне подпитывания реки Курагаты.

Вывод: загрязнение фтором сероземных почв Жамбылской области обусловлено эмиссией фтористого водорода заводами химической промышленности, использованием фторсодержащих минеральных удобрений и химических мелиорантов в земледелии. Загрязненные фтором почвы являются источником загрязнения растений и грунтовых вод.

О МАСШТАБАХ ВЛИЯНИЯ КАМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА НА ПОЧВЕННЫЙ ПОКРОВ ПРИБРЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Т.Г. Филькин¹, Н.Н. Назаров², И.В. Фролова²

¹Естественно-научный институт при Пермском государственном университете, г. Пермь

²Пермский государственный университет, г. Пермь

vratsbbio08@mail.ru

В статье сделана попытка выделить зону почв, затопленных Камским водохранилищем. Дана оценка максимальных пределов площади этой зоны. Приведена таксономическая структура затопленного почвенного фонда. Обсуждены некоторые общие вопросы оценки площади земель, затопленных крупными водохранилищами.

The authors tried to delineate a zone of soils, affected by underflooding of Kama Reservoir. The upper square limit of this area is evaluated. The taxonomic structure of soil covering, affected by underflooding, is shown. Some general aspects of quantitative assessment of soil resources in coastal areas is discussed.

Одним из самых значительных факторов современной антропогенной эволюции почв является переувлажнение почв. Оно может быть вызвано разными обстоятельствами, но, пожалуй, главное из них – крупное гидротехническое строительство, главным образом, строительство оросительных систем и водохранилищ [1]. В результате создания водохранилищ происходит подпор грунтовых вод, уровень их повышается, что резко меняет гидрогеологические условия прилегающих территорий. Изменение гидрогеологии сильно сказывается на ходе почвообразовательных процессов, что приводит к изменениям (подчас весьма серьезным) в почвенном покрове затопляемых территорий. Поэтому вопрос об оценке влияния водохранилищ на почву представляется очень важным.

Самое поверхностное представление о масштабах влияния водохранилищ на почвы дает величина площади затопления. И уже на этом этапе мы сталкиваемся с большой расплывчатостью оценок. Если площадь затопленных (уничтоженных) почв посчитать относительно просто, то определить площадь затопленных почв намного сложнее. А.Н. Черезов [2] указывает, что в большинстве случаев площадь затопляемых земель составляет 10–15% площади, затопленной водохранилищами, но для отдельных водохранилищ (на равнинных реках) площадь затопляемых земель может достигать 70–80%. Детальные исследования, проведенные в зонах затопления некоторых водохранилищ [3], дали на порядок меньшие значения: так, для Куйбышевского водохранилища площадь затопленных почв была определена как 148,4 км², или 2,4% площади водоема при нормальном подпорном уровне (НПУ), для Волгоградского – 52,3 км², или 1,7% площади.

На территории Пермского края находятся два крупных водохранилища, относящиеся к Волжско-Камскому каскаду: Камское и Воткинское. Поэтому вопросы антропогенного переувлажнения почв актуальны и для нашего региона. К сожалению, не удалось найти в литературе площадных оценок почв, затопленных этими водохранилищами. Поэтому главной задачей данной работы явилось получение первичной оценки площадей почв, находящихся в зоне затопления Камским водохранилищем.

Представляется, что наилучшим образом задачу подсчета площадей почв можно решить средствами географических информационных систем (ГИС). В программной среде ArcGIS 9.2 была создана ГИС «Почвы берегов Камского водохранилища», включавшая ряд тематических слоев:

- топография (в основе – топографические карты масштаба 1:100 000);
- почвы (в основе – фондовые карты 1979 г. масштаба 1:300 000 – [4]);

- гидрография (векторный слой, созданный на основе топокарт);
- береговые геосистемы Камского водохранилища.

Главное звено системы – использование редкой (тираж 40 экз.) фондовой карты почвенного покрова Пермского края (1:300 000), создававшейся при участии сотрудников Пермского университета. При проведении изыскательских работ обычно используются почвенные карты меньшего масштаба (1:700 000 или 1:500 000). Крупномасштабные карты (1:50 000), имеющиеся в планах землепользования предприятий сельского хозяйства, покрывают лишь небольшую часть прибрежной зоны водохранилища.

При выделении зоны подтопления было решено опираться на материал, полученный в результате изучения переработки берегов Камского водохранилища. В данном исследовании использовалась схема геосистемной дифференциации береговой зоны Камского водохранилища (1:200 000) [5]. На этой схеме выделены различные типы и роды береговых урочищ; всего 18 групп. Из них были выбраны 5 групп, условия которых делают возможным развитие процессов подтопления почв. Были выделены участки берега, занимаемые этими группами урочищ – определена первая координата зоны подтопления (простираение вдоль берега). Для определения второй координаты (простираение вглубь берега) необходимо обратиться к литературным данным. Принято считать, что ширина зоны гидрогеологического воздействия водохранилища (чем и определяется подтопление почв) может достигать 1–3 км, а в ослабленном виде проявляться на расстоянии до 5–6 км по долинам подтопленных рек и ручьев [6]. Специальными исследованиями в районе Камского водохранилища установлено его влияние на почвенно-растительный покров на расстоянии до 1,5–2 км от береговой линии [7]. Поэтому для выбранных нами на первом этапе участков берега (занятых пятью определенными группами урочищ) была построена (в сторону берега) буферная зона шириной 1,5 км. Кроме того, для берегов заливов по всем рекам, впадающим в водохранилище (за исключением самых крупных заливов, входящих в основной контур водоема) была построена малая буферная зона шириной 300 м. Обе буферные зоны (большая и малая) были соединены в одну. Итоговая картина была скорректирована по данным топографии (главным образом, по изолиниям высот). В зону подтопления также были целиком включены все острова (более 400), находящиеся в пределах акватории водохранилища. Данные по почвам островов отсутствуют, за исключением почв двух самых крупных островов – Дедюхинского и Орла, которые нанесены на почвенную карту Пермского края масштаба 1:700 000 [8].

Здесь следует отметить важный момент, связанный с неопределенностью площади самого водохранилища. На топографических картах выделено более 100 речек и рек, впадающих в водоем, но участки выклинивания подпора (УВП) с уверенностью можно определить далеко не для всех из них. И не каждый УВП правомерно относить к акватории водохранилища целиком. Так, по данным специальных исследований, северный УВП Камского водохранилища заканчивается в 46 км выше слияния р. Камы и р. Вишеры (у д. Шишигино на Каме и у д. Березовая Старица на Вишере). Но гораздо чаще северную границу водохранилища проводят именно в месте слияния этих двух рек [9], что и было сделано на использованной нами схеме геосистемной дифференциации берегов. Не вдаваясь в подробности, отметим, что такой же подход был использован в настоящей работе; восточную границу водохранилища (по р. Чусовая) провели в районе пос. Верхнечусовские городки, а южную (по р. Сытва) – в районе пос. Серга.

Результаты и их обсуждение. Разумеется, что без детальных маршрутных исследований невозможно дать надежную оценку ширины зоны подтопления. Нашей задачей, по сути, было нахождение верхних пределов этой зоны. Общая площадь выделенной зоны подтопления равна 974,52 км², что составляет 50,9% площади Камского водохранилища при НПУ (1 915 км²). Эта оценка, по нашему мнению, может уменьшиться в 2–3 раза, если более тщательно отсечь территории с высотами, недоступными для процессов подтопления, а также участки, на кото-

рых подтопление не развивается из-за местных особенностей рельефа, подстилающих пород и гранулометрического состава почв. Структура почвенного покрова, который может быть затронут подтоплением, приведена в таблице.

Структура почвенного покрова подтопленной территории

Почвы	Площадь	
	км ²	%
Аллювиальные дерновые	168,85	17,3
Дерново-сильнопodzolistые иного гранулометрического состава (изредка – с участием дерново-среднеpodzolistых)	131,09	13,5
Торфяные низинные	127,67	13,1
Дерново-среднеpodzolistые тяжелосуглинистые (с участием дерновых слабо- и сильнопodzolistых тяжелосуглинистых)	121,99	12,5
Торфянисто-podzolistо-глеевые тяжелосуглинистые	96,78	9,9
Подзолы и сильнопodzolistые (с участием дерново-сильнопodzolistых)	94,01	9,6
Дерново-среднеpodzolistые иного гранулометрического состава (изредка – с участием дерново-сильнопodzolistых)	70,11	7,2
Дерново-сильнопodzolistые тяжелосуглинистые (с участием дерновых слабо- и средне-podzolistых тяжелосуглинистых)	61,21	6,3
Дерново-слабоpodzolistые тяжелосуглинистые	20,15	2,1
Перегнойные низинные	14,80	1,5
Почвы овражно-балочных комплексов	14,55	1,5
Прочие	12,89	1,3
Нет данных (в основном почвы островов)	40,42	4,1

Из таблицы следует, что чуть более 40% подтопленных почв приходятся на группы аллювиальных дерновых, торфяных низинных и торфянисто-podzolistо-глеевых. Около 20% выделенных почв – дерново-сильнопodzolistые, в основном среднего и легкого гранулометрического состава; практически столько же – дерново-среднеpodzolistых, среди которых преобладают тяжелые почвы. Около 10% приходится на подзолы и сильнопodzolistые почвы. Предполагается, что при углубленном исследовании из подтопляемого почвенного фонда будут исключены в основном почвы podzolistого ряда (конечно, далеко не все), как правило, занимающие высокие позиции в рельефе местности.

Литература

1. **Зайдельман Ф.Р.** Процесс глееобразования и его роль в формировании почв. М.: Изд-во МГУ, 1998. 316 с.
2. **Черезов А.Н.** Влияние урвневового режима Куйбышевского водохранилища на хозяйственную деятельность прибрежной территории республики Татарстан: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Пермь, 2006. 26 с.
3. **Котова Н.Г.** Современное состояние и пути рационального использования земель, подтопленных водохранилищами ГЭС: Дис. ... канд. биол. наук. М., 1972.
4. **Почвенная карта Пермского края.** 1:300 000. Пермь, 1979.
5. **Назаров Н.Н., Тюняткин Д.Г., Фролова И.В.** Классификация берегов Камского водохранилища как основа для создания общей классификации берегов крупных равнинных водохранилищ // Современные глобальные и региональные изменения геосистем. Казань, 2004. С. 104–106.
6. **Дьяконов К.Н., Дончева А.В.** Экологическое проектирование и экспертиза. М.: Аспект-Пресс, 2002. 384 с.
7. **Матарзин Ю.М., Мацкевич И.К.** К определению ширины влияния водохранилища на природу прилегающей территории // Учен. зап. Перм. ун-та. Гидрология и метеорология. Пермь, 1966. № 146, вып. 1. С. 3–9.

8. Почвенная карта Пермского края. 1:700 000. М.: ГУГК, 1989.

9. Фролова И.В. Экзогенные геодинамические процессы и ландшафтное разнообразие берегов Камского водохранилища: Дис. ... канд. геогр. наук. Пермь, 2006. 266 с.

УДК 631.434

МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ И ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ АГРЕГАТНОЙ СТРУКТУРЫ В ПОЧВАХ

К.Ю. Хан¹, А.И. Поздняков², Б.К. Сон³

¹ФГУ ПТГПБЗ, г. Данки

²Факультет почвоведения МГУ, г. Москва

³УР АН Институт фундаментальных проблем биологии РАН, г. Пущино
khan@itaes.ru, antpozhd@bk.ru, vson06@rambler.ru

Впервые исследованы механизмы образования почвенных агрегатов. Органо-глинистые коллоиды, взаимодействуя между собой гидрофобизированными боковыми сколами, образуют ажурный каркас, в полостях которого размещаются гранулометрические фракции тонкой, средней и крупной пыли. Показано, что в порах таких микроагрегатов за счет процессов адсорбции, диффузии и фракционирования происходит перераспределение, аккумуляция и консервация органического вещества в макроагрегатах почв.

The formation mechanisms of coagulation, transitional and condensational-phase humus contacts in soils were investigated. Their role in formation of the organic-mineral fractions of fine, medium and coarse silt was displayed. That fractions form a kernel of a water-resistant particle, which is the basic structural unit of macro-aggregates. During soil formation process the packing of kernels of water-resistant particles occurs, and micro-aggregates of different size and shape arise.

В результате сложного векового процесса эволюции биосферы в поверхностном слое коры выветривания возникают генетические типы и виды почв. Формирование почв протекает медленно и поступательно. Процессы почвообразования эволюционируют и саморазвиваются под действием как прямых положительных, так и обратных отрицательных связей. Они определяют функционирование почвы и самого биогеоценоза в целом. В цикле саморазвития Н.Н. Розов различает две фазы: 1 – фазу образования почвы из горной породы и 2 – фазу зрелой почвы. В первой фазе вследствие «неуравновешенности» свойств горной породы, прежде всего гидротермическими и биохимическими условиями, а также смен (по мере заселения горной породы) биоценозов, почвообразование идет быстро. Б.Б. Полюновым и его учениками было показано, что уже на самых ранних стадиях первичного почвообразования под литофильными биоценозами идут глубокие специфические процессы: биохимическое выветривание, избирательная биогенная аккумуляция элементов и формирование органо-минеральных и органических компонентов, свойственные для развитых почв. Отметим, что с момента поселения высшей растительности начинается дифференциация генетического профиля и формирование агрегатной структуры почв [1]. Почва может формироваться на основе как массивной горной породы, так и осадочных отложений, проходя в своем развитии определенный цикл. Характерно то, что в конечной, климатской фазе своего развития, особенно в автоморфных условиях, в основном происходит формирование зональных полнопрофильных почв [2].

На стадии «зрелой» почвы ее дальнейшее развитие в условиях относительного постоянства климата и устойчивого рельефа обусловлено все большим проявлением обратной связи почв с биологическими факторами почвообразования, т.е. взаимодействия почв и организмов.

Длительное функционирование почвенной системы приводит к постепенному формированию и дифференциации вещества почвы, к образованию генетического почвенного профиля. Зарождение и функционирование органоминеральной матрицы можно считать началом почвообразования, а формирование агрегатной структуры в почвах – интегральным результатом этого специфического процесса.

Несмотря на огромное количество работ, посвященных исследованию различных свойств почвенных агрегатов и структуры почв в целом, механизмы, ответственные за образования агрегатной структуры в почвах, к сожалению, до сих пор остаются практически не выясненными. Одна из основных причин этого кроется в отсутствии теоретических исследований, нацеленных на изучение структурных связей, которые являются важнейшей энергетической характеристикой дисперсных структур, обуславливающей изменение и трансформацию физико-химических, структурно-механических и реологических свойств как естественных, так и природных органоминеральных агрегированных комплексов.

В процессе структурообразования часть поверхностной энергии расходуется на взаимодействие частиц. Эта энергия, трансформированная в структурные связи, зависит от типа образующихся контактов (коагуляционные, фазовые или точечные), которые определяют механическую прочность образующейся дисперсной структуры. В случае коагуляционного структурообразования часть энергии, трансформированная в структурные связи, невелика по сравнению с общей избыточной поверхностной энергией системы и определяется площадью, приходящейся на коагуляционные контакты. Площадь контактов, а следовательно, и способность образующейся агрегатной структуры сопротивляться внешним механическим воздействиям зависит от условий коагуляций. В природных условиях процессы структурообразования определяются органическим веществом, поступающим в почву, минеральным составом твердой фазы, ее кристаллохимическими особенностями, дисперсностью и концентрацией, а также рядом физико-химических факторов (состав и концентрация порового раствора, температура, рН среды и др.). Общие закономерности этих процессов рассмотрены в ряде работ [3].

Сущность образования агрегатной структуры в почвах заключается в следующем:

1. Потоки вещества и энергии, поступающие в почвенную систему, трансформируются в процессе почвообразования. При этом энергия частично локализуется в структурных связях при формировании агрегатной структуры почвы, частично рассеивается, а некоторая часть ее аккумулируется и длительно сохраняется в гумусовых веществах почв.

2. В микроагрегатах, состоящих из пылевой, песчаной и илистой фракций, осуществляется минерализация и гумификация органического вещества почвы; в микро-, мезо- и макропорах различных фракций микроагрегатов происходит адсорбция, фракционирование, аккумуляция и консервация гумусовых веществ. Зарождение, рост и созревание ядер ВУЧ в почвах определяется процессом поступления в почву органических веществ, их гумификацией и минерализацией. В процессе гумификации микроагрегаты связываются между собой «гумусовыми мостиками» и образуют водоустойчивой частицы (ВУ), названные нами «ядром». Эти ядра ВУЧ являются основной структурной единицей, из которых образуются макроагрегаты, имеющие разные размеры и формы.

3. Ядра ВУЧ представляют экологическую нишу для анаэробных микроорганизмов. Трансформация гумусовых веществ, заключенных в ядрах ВУЧ, заключается в отщеплении и деструкции алифатических цепей, азот- и кислородсодержащих функциональных групп, относительном увеличении доли ароматических структур, что в итоге приводит к гидрофобизации продуктов гумификации. В ядрах ВУЧ фракции микроагрегатов связаны между собой гумусовыми мостиками, которые водоустойчивы и обладают высокой механической прочностью; эти конденсационно-фазовые контакты не разрушаются даже при воздействии высоких разрушающих давлений. Под действием расклинивающего давления водных пленок и защемленно-

го воздуха, находящегося под высоким давлением, обусловленного всасывающей силой почвы, воздушно-сухие макроагрегаты, погруженные в воду, разрушаются и распадаются, но только до ядер ВУЧ. При этом сами ядра не разрушаются, так как фракции микроагрегатов в них связаны между собой «гумусовыми мостиками», т.е. конденсационно-фазовыми контактами, которые обладают способностью противостоять разрушающему действию воды. Иначе говоря, ядра ВУЧ обладают водоустойчивостью.

При взаимодействии ядер ВУЧ в тонких прослойках воды, заключенной между гидрофобизированными поверхностями частиц почвы, создается отрицательное расклинивающее давление, которое стягивает частицы почвы, в отличие от пленки воды, находящейся между гидрофильными поверхностями почв, которая расклинивает частицы почвы. Структурные силы притяжения, возникающие в области перекрытия граничных слоев воды с измененной структурой, формируют гидрофобные водоустойчивые коагуляционные контакты. Гидрофобные коагуляционные контакты, связывающие между собой ядра ВУЧ, и «гумусовые мостики», соединяющие фракции микроагрегатов в самих ядрах ВУЧ, являются основными структурными элементами, которые образуются в процессе почвообразования. Именно эти специфические структурные элементы создают в почвах агрегатную структуру.

Выводы:

1. Контактные взаимодействия гидрофильного и гидрофобного характера определяют формирование в почвах агрегатной структуры почв.
2. Ядро ВУЧ состоит из фракции микроагрегатов, связанных между собой «гумусовыми мостиками». Они являются основной структурной единицей макроагрегатов.

Литература

1. Глазовская М.А. Почвы мира / География мира. М.: Изд-во МГУ, 1972. 424 с.
2. Карпачевский Л.О. Экологическое почвоведение. М.: ГЕОС, 2005. 336 с.
3. Физико-химическая механика дисперсных систем / Под ред. Е.Д. Щукина и др. М., 1985. 264 с.

УДК 631*114.22:631.439

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВ КАМЕННОЙ СТЕПИ

Ю.И. Чевердин, В.Е. Титов, Т.В. Титова
Воронежский НИИСХ им. В.В. Докучаева РАСХН
cheverdin@box.vsi.ru

Распашка чернозема и длительное сельскохозяйственное использование практически не изменяют плотность твердой фазы. Увеличение плотности на пахотных почвах Каменной степи по сравнению с целинными аналогами колеблется от 0,09 до 0,35 г/см³.

Происходит ухудшение газового режима почв – общая пористость снижается в среднем на 5–9%, а пористость аэрации на 10–15%.

The increase in density of build of arable soils is marked. The general porosity drops on 5–9%, a porosity of aeration on 10–15%.

Охрана, рациональное использование и улучшение свойств почв становятся важнейшей проблемой на современном этапе развития сельского хозяйства. Для получения высоких и стабиль-

ных урожаев сельскохозяйственных культур разработаны различные приемы обработки почвы с целью максимального использования ее плодородия. В результате механического воздействия на почву изменяется строение пахотного слоя, воздушный и водный режимы, усиливаются микробиологические процессы. Нередко последствия антропогенного воздействия на черноземы приводят к их физической деградации: распылению, переуплотнению, образованию глыбистости, растрескиванию и т.п. Для разработки эффективных мер по устранению физической деградации почв необходимы количественные показатели оценки физического состояния почвы.

Объекты исследований представлены разновозрастными пахотными почвами с различной степенью окультуренности и целинным участком.

В соответствии с учением В.Р. Вильямса, почвы Каменной степи, начиная с 1937 г., изучались с точки зрения изменения их плодородия при сознательном, планомерном воздействии человека, вооруженного научными знаниями и передовой земледельческой техникой. Исследования, направленные на то, чтобы пополнить знания по этому вопросу, были проведены нами на четырех объектах исследования. Каждый объект исследования имеет исходную однородность почвенного покрова и представлен разновозрастными пахотными почвами с различной степенью окультуренности и целинным участком.

Распашка чернозема и длительное сельскохозяйственное использование практически не изменяет плотность твердой фазы (см. табл.). Заметно лишь более контрастное увеличение плотности твердой фазы с глубиной на целинных участках по сравнению с пашней. Это связано с перемешиванием верхнего горизонта на пашне при обороте пласта после вспашки.

Физические свойства чернозема обыкновенного Каменной степи

Угодье	Глубина, см	Плотность твердой фазы, г/см ³	Плотность сложения, г/см ³	Общая пористость, %	Пористость аэрации, %	Козф. структур- ности	Водопрочность агрегатов, %
1	2	3	4	5	6	7	8
Объект исследования № 1							
Целина	0-20	2,55	0,81	68	48	11,5	92,7
	20-40	2,62	0,94	64	42	7,8	93,4
	40-60	2,77	1,09	60	38	2,2	91
Пашня 40 лет, среднеокультуренная	0-20	2,58	1,00	61	30	2,7	88,4
	20-40	2,67	1,12	58	24	1,7	89,2
	40-60	2,67	1,20	55	21	2,0	88,2
Пашня 55 лет, выпаханная	0-20	2,62	1,15	56	24	1,2	81,8
	20-40	2,68	1,11	58	23	2,1	81,5
	40-60	2,67	1,22	54	26	2,3	86,8
Пашня 70 лет, высококультуренная	0-20	2,58	1,02	60	34	4,4	92,1
	20-40	2,62	1,11	57	26	2,8	86,8
	40-60	2,73	1,22	55	26	2,0	91,1
Пашня 100 лет, среднеокультуренная	0-20	2,55	1,03	59	28	2,5	89,3
	20-40	2,54	1,14	55	20	1,8	91,4
	40-60	2,66	1,18	55	25	1,5	90,6
Объект исследований № 2							
Целина	0-20	2,54	0,88	65	38	10,4	95,5
	20-40	2,62	1,01	61	39	5,1	94,2
	40-60	2,69	1,14	57	35	2,3	91,8
Пашня 40 лет, среднеокультуренная	0-20	2,68	0,97	63	32	2,6	89,8
	20-40	2,63	1,08	59	25	2,2	85,5
	40-60	2,67	1,22	54	27	2,2	81,5
Пашня 70 лет, среднеокультуренная	0-20	2,58	0,97	62	32	2,5	90,8
	20-40	2,65	1,03	61	32	2,5	89,3
	40-60	2,70	1,16	57	29	1,8	91,6

1	2	3	4	5	6	7	8
Пашня 100 лет, среднеокультуренная	0–20	2,62	0,98	62	38	2,5	89,8
	20–40	2,67	1,07	59	37	2,9	86,9
	40–60	2,61	1,28	50	26	2,9	89,6
Объект исследований № 3							
Целина	0–20	2,56	0,82	68	40	9,7	94,3
	20–40	2,75	0,92	66	29	6,5	92,4
	40–60	2,92	1,05	64	37	3,1	92,5
Пашня 40 лет, слабоокультуренная	0–20	2,65	1,15	56	24	0,8	83,0
	20–40	2,64	1,11	58	25	1,2	88,0
	40–60	2,63	1,22	53	32	2,0	89,8
Пашня 55 лет, слабоокультуренная	0–20	2,57	1,09	57	28	1,3	85,8
	20–40	2,57	1,11	56	24	1,2	88,4
	40–60	2,61	1,08	58	28	2,2	89,2
Пашня 70 лет, среднеокультуренная	0–20	2,62	0,97	63	34	2,7	89,1
	20–40	2,68	1,02	62	33	2,6	85,4
Объект исследований № 4							
Целина	0–20	2,60	0,84	69	54	6,9	93,8
	20–40	2,65	0,99	62	45	4,7	93,8
	40–60	2,65	1,04	60	43	2,3	91,4
Пашня 40 лет, выпаханная	0–20	2,67	1,19	55	30	1,0	82,2
	20–40	2,65	1,12	57	32	1,6	83,3
	40–60	2,65	1,43	46	21	2,0	90,0
Пашня 55 лет, высокоокультуренная	0–20	2,61	1,00	61	42	3,2	92,1
	20–40	2,61	1,05	59	39	2,5	89,0
	40–60	2,62	1,09	58	38	2,6	89,6
Пашня 70 лет, слабоокультуренная	0–20	2,61	1,15	56	30	1,2	84,2
	20–40	2,56	1,08	58	33	2,0	85,1
	40–60	2,57	1,14	55	31	2,1	87,3
Пашня 100 лет, слабоокультуренная	0–20	2,70	1,15	57	32	2,3	88,2
	20–40	2,71	1,10	59	35	3,3	85,8
	40–60	2,78	1,14	59	34	2,2	90,0

При освоении целинных черноземов отмечается резкое уменьшение содержания гумуса в пахотном слое, связанное с биологическими потерями, которые не только неизбежны, но и невозможны при разрушении дернины. Дальнейшее снижение и темпы потерь гумуса зависят от уровня ведения сельского хозяйства. В зависимости от концентрации гумусовых веществ в твердой фазе почвы зависит и физическое состояние черноземов. Так, увеличение плотности на пахотных почвах Каменной степи, по сравнению с целинными аналогами, колеблется от 0,09 до 0,35 г/см³. Более высокая плотность верхнего 0–20 см слоя отмечается на выпашанных и слабоокультуренных участках пашни с низким содержанием гумуса, причем она несколько больше, чем в слое 20–40 см. Это свидетельствует о переуплотнении пахотного горизонта этих участков, вследствие чего ухудшается газовый режим почвы, общая пористость снижается в среднем на 5–9%, а пористость азрации – на 10–15%.

Чрезмерно рыхлое состояние почвы также неблагоприятно, так как почва при этом быстро иссушается, нарушается контакт семян и растений с почвой. Оптимальной плотностью почвы пахотного горизонта в условиях Каменной степи можно считать 0,97–1,02 г/см³.

Хорошая оструктуренность целинных черноземов объясняется высоким содержанием гумуса, в составе которого преобладают очень сложные молекулы гуминовых кислот, придающие прочность структурным фракциям. Почти полная насыщенность почвенного поглощающего комплекса кальцием и магнием, мощная сильноразветвленная корневая система естественной растительности с тончайшей сетью мелких корешков, а также многочисленное коли-

чество дождевых червей создают поистине уникальную зернистую структуру с преобладанием агрегатов от 1 до 5 мм. Ухудшение структуры на пашне проявляется в основном за счет увеличения макроагрегатов. Уменьшение корневой массы и количества червей в пахотном слое, увеличение плотности сложения после прохода сельскохозяйственных машин, а также снижение концентрации гумусовых веществ в твердой фазе почвы приводит к образованию глыбистых агрегатов, которые при высыхании и при взаимодействии с Са обладают высокой прочностью.

Об изменении структуры почвы при увлажнении можно составить представление по данным агрегатного анализа при мокром просеивании (графа 8). Почвенная структура всех изучаемых участков на территории Каменной степи обладает очень высокой водопрочностью (более 80%), которая обусловлена здесь значительным содержанием в составе гумуса гуминовых кислот, связанных с Са. Лучшей водопрочностью обладают почвы целинных и высокоокультурных участков, в структуре которых содержится более 90% водопрочных агрегатов.

На участках пашни с содержанием гумуса менее 7% при сухом просеивании отмечается увеличение доли макроагрегатов > 10 мм, при мокром просеивании снижается количество агрегатов > 2 мм и увеличивается доля распыленной фракции < 0,25 мм.

Изменение физических свойств чернозема обыкновенного в условиях Каменной степи после стадии освоения не зависит в дальнейшем от сроков использования пашни, а определяется культурой земледелия. Поэтому для правильного выбора мер воздействия на чернозем необходимо, прежде всего, определить уровень его окультуренности.

Для определения агрофизических уровней окультуренности черноземов можно использовать в качестве основных критериев показатели, характеризующие структуру почвы: плотность пахотного и подпахотного горизонтов, структурно-агрегатный состав, водопрочность агрегатов, которые отражают степень изменения физических свойств почвы в зависимости от уровня культуры земледелия.

УДК 631.48

ГЕНЕЗИС БУРОЗЕМОВ ЯКУТИИ

А.П. Чевычелов

Институт биологических проблем криолитозоны, г. Якутск
chev.soil@list.ru

Буроземы Якутии описаны нами в пределах вертикальной почвенной зональности циклонического типа на альпийских горных хребтах Южной Якутии. В почвенно-географическом отношении они приурочены к Приалданской горной провинции Восточно-Сибирской мерзлотно-таежной области. При этом буроземы типичные распространены в верхней части таежного пояса под каменноберезовыми лесами, а буроземы грубогумусовые – под аянскими ельниками. Исследуемые буроземы формируются в гумидных условиях увлажнения, и в их профиле не отмечается наличие многолетней мерзлоты. Ранее данные типы почв не выделялись в систематическом списке почв Якутии.

Brown soils of Yakutia have been described within the vertical soil zonality of a cyclonic type in the alpine typical mountain ridges of South Yakutia. From a geographic viewpoint they are attributed to the nearAldan mountain province of East-Siberian frozen-taiga area. Here brown soils typical are spread in the top part of the taiga belt occupied by birch forests whereas brown soils coarse-humus are grown with Ayan spruce forests. Brown soils under study are formed in the damp conditions of moistening, and there are no permafrost grounds in their profile. Previously these soil types were not identified on the check-list of Yakutia soils.

Изучение разнообразия почв мерзлотной области в аспекте особенностей формирования их свойств и состава является важной в теоретическом и прикладном аспектах задачей почвенно-географических и почвенно-генетических исследований. Сам факт проникновения буроземов типичных в мерзлотную область, формирующихся главным образом под влиянием дернового почвообразовательного процесса, является феноменом и заслуживает пристального внимания и изучения.

Объектами исследования являлись буроземы типичные и грубогумусовые, описанные нами на территории Южной Якутии в пределах Приалданской горной провинции Восточно-Сибирской мерзотно-таежной области. В процессе изучения данных типов почв нами использовались сравнительно-географический и профильно-генетический, а при оценке их свойств и состава – сравнительно-аналитический методы [1]. Состав и физико-химические показатели почв изучались по общепринятым в почвоведении методикам [2].

Буроземы типичные, как правило, приурочены к верхней части таежного пояса и формируются на подветренных крутых горных склонах под каменно-березовыми лесами (КБЛ). Данные почвы характеризуются отчетливо выраженным гумусовым профилем и высоким содержанием гумуса (табл.) во всей минеральной толще. Слабая насыщенность гумуса азотом указывает на его грубоперегнойный характер. Для них характерно высокое содержание обменных оснований, обусловливаемое повышенной гумусированностью последних, и низкие величины обменной и актуальной кислотности. При этом в отдельных разрезах (см. табл., разр. 4-89Т) реакция почвенного раствора приближается к нейтральной. Гранулометрический состав мелкозема данных почв, как правило, супесчаный, реже – суглинистый, распределение фракций глины и ила имеет преимущественно аккумулятивный характер, указывая на отсутствие внутрипрофильного перемещения минеральной массы. Последнее в комплексе с вышесказанным указывает на отсутствие признаков проявления подзолистого процесса в генезисе данных почв и абсолютно убеждает в том, что исследуемые буроземы типичные формируются под влиянием, главным образом, дернового почвообразовательного процесса. Хотя при этом кислотность и степень насыщенности почвенного поглощающего комплекса (ППК) отдельных педонов могут незначительно различаться (см. табл.). Повышенная гумусированность буроземов однозначно идентифицирует дерновый процесс. Проявлению последнего, по нашему мнению, в большей мере способствуют: а) компенсированный азотно-кальциевый биологический круговорот, складывающийся под пологом разнотравно-вейниковых КБЛ; б) относительное богатство почвообразующих пород (элювий гранито-гнейсов) первичными минералами, нейтрализующими кислые продукты разложения органического вещества лесных подстилок; в) отсутствие многолетней мерзлоты, обеспечивающее на крутых горных склонах хороший внутрипочвенный дренаж; г) повышенная биологическая активность почв в связи с оптимумом (для исследуемой территории) гидротермических условий почвообразования при относительном уменьшении континентальности и повышении влажности климата с высотой.

Химические свойства и физико-химические показатели буроземов Якутии

Горизонт	Глубина, см	pH		Гумус, %	Валовой N, %	Обменные катионы, мг-экв/100 г почвы			Содержание частиц, %; размер, мм	
		H ₂ O	KCl			Ca ⁺²	Mg ⁺²	H ⁺	< 0,01	< 0,001
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Буроземы типичные										
Разрез 4-89Т, хребт Токинский Становик										
A0	0-5	6,4	5,5	77,8	—	66,1	21,8	1,7	—	—
AB	5-15	6,1	5,1	12,6	0,53	26,4	8,8	3,5	17,6	10,8
[AB]	17-27	6,1	5,3	22,7	0,75	40,6	11,4	1,7	17,3	11,4
BC	35-45	6,2	5,4	7,9	0,28	40,4	3,4	0,3	15,6	11,1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Разрез 6-90Т, хребт Токинский Становик										
A0	0-4	4,8	4,3	88,4*	2,06	22,7	12,8	2,5	—	—
A	4-10	4,3	3,7	20,1	1,23	9,5	1,6	0,4	17,0	13,1
AB	15-25	4,3	3,7	11,5	0,40	3,1	2,3	0,3	14,6	9,6
BC	35-45	4,4	3,8	6,3	0,21	2,4	1,8	0,2	13,7	9,3
Разрез 73Г-03, Эльконский горст										
A0	0-2	6,1	5,4	85,3*	1,45	—	—	—	—	—
A	2-9	5,6	4,5	22,2	0,67	30,6	16,7	—	28,7	14,8
B	10-20	5,4	4,2	10,9	0,33	15,6	7,8	0,1	35,2	17,2
BC	30-40	5,2	4,0	9,9	0,26	14,5	5,4	0,2	37,2	18,0
Буроземы грубогумусовые										
Разрез 5-89Т, хребт Токинский Становик										
A0	0-8	4,2	3,7	93,0*	—	32,3	4,8	20,7	—	—
A0A1	8-23	3,7	3,1	71,1*	1,11	26,8	5,8	34,2	—	—
BC	23-32	4,2	3,7	4,5	0,13	4,8	1,9	8,3	9,2	7,2
Разрез 3-92Э, Эльгинская гряда										
A0	0-3	5,0	4,4	94,1*	—	48,3	8,9	15,6	—	—
A0A1	3-12	4,8	4,3	71,6*	1,14	27,5	4,1	28,3	—	—
A1	12-17	4,6	4,1	33,2	0,79	23,5	1,7	22,4	9,8	6,7
BC	20-30	4,7	4,3	13,0	0,23	21,5	1,5	13,1	8,6	5,4
Разрез 17-89Т, Алдано-Учурский хребт										
A0	0-7	5,6	4,3	82,5*	—	—	—	—	—	—
A0A1	7-12	5,1	3,9	36,4*	0,62	27,8	12,4	13,6	—	—
AB	15-25	5,7	3,8	14,7	0,38	17,5	7,2	9,7	29,8	12,2
BC	35-45	5,9	3,9	2,0	0,06	15,0	13,5	3,2	14,4	5,9

Примечание. * — приведено значение потери при прокаливании. Прочерк означает, что значение показателя не определено.

В связи с этим отметим, что исследуемые буроземы типичные по морфологии и свойствам приближаются к аналогичным почвам Камчатки [3] и Сахалина [4], формирующимся под КБЛ в условиях холодно-умеренного избыточно-влажного муссонного климата Дальнего Востока. Поэтому не случайно Н.И. Белоусова отмечает, что под лесами Камчатки ежегодно на поверхность почв поступает около 10 т/га (сухого вещества) высокозольного травянистого и листового опада [1. С. 33]. А по интенсивности биологического круговорота эти почвы приближаются к черноземам лесостепной зоны. Другие исследователи [5] отмечают более высокую биогенность, то есть плотность микробного населения бурых лесных почв Сахалина (4–40 млн микробных клеток на 1 г почвы) по сравнению с зональными подзолистыми почвами (1,5–10 млн/г).

Таким образом, объемы и состав опада КБЛ, наряду с особенностями их микрофитоклимата, являются, очевидно, основными факторами формирования буроземов типичных. Так, высокая оснеженность местоположений данных буроземов (высота снежного покрова более 1 м) в зимнее время, вероятно, препятствует их глубокому промерзанию. Поэтому не случайно буроземы сопредельной территории Прибайкалья считают [6] самобытным типом почв, характеризующихся непромерзающим типом температурного и интенсивно-промывным типом водного режима.

Буроземы грубогумусовые, так же как и буроземы типичные, формируются в верхней части таежного пояса под темнохвойными лесами из аянской ели. Преобладание в напочвенном покрове данных типов леса зеленых мхов, совокупно с поступлением на поверхность описываемых почв хвои ели, приводит к значительной напряженности биологического круговорота зольных элементов под пологом аянских ельников и образованию грубогумусных поверхностных органогенных горизонтов. При этом, буроземы грубогумусовые, развитые в пределах склонов северных экспозиций, обладают, как правило, более мощным горизонтом лесной под-

стилки, как, впрочем, и всей органогенной составляющей почвенного профиля (см. табл., разр. 5-89Т).

Буроземы грубогумусовые, являясь переходным звеном от буроземов типичных к подзолистым почвам, отражают, таким образом, угасание буроземного и нарастание подзолистого процесса в общем тренде условий почвообразования в составе вертикальной поясной колонки исследуемых горных хребтов. Данные почвы также характеризуются кислой реакцией среды и высокой степенью ненасыщенности основаниями ППК, при этом на долю водорода приходится, как правило, более 50% от емкости катионного обмена (см. табл.). Поверхностные органогенные горизонты в значительной степени (более 70%) обогащены органическим веществом, в подгумусовой части профиля его содержание резко падает. Буроземы грубогумусовые, как правило, характеризуются легким гранулометрическим составом мелкозема.

Для обоснования генезиса буроземов нами предложена факторальная гипотеза пространственного размещения данных почв в системе их вертикальной поясности. Суть данной гипотезы заключается в выделении трех высотных климатических уровней («гидротермических этажей»): среднего – гидротермического оптимума, пространственно совмещенного с вертикальной почвенной зоной буроземов, гумидного нижнего и супергумидного верхнего – этажей охлаждения. Существование последних связано с продуванием холодными ветрами в условиях гольцового и подгольцового поясов и наличия эффекта «криоаридной котловинности», проявляющегося в средней и нижней части таежного пояса [7]. Ранее исследуемые типы буроземов не были включены ни в систематический список почв Якутии [8], ни в легенды к соответствующим листам (лист «Алдан») Государственной почвенной карты России М 1:1 000 000.

Литература

1. *Роде А.А.* Система методов исследования в почвоведении. Новосибирск: Наука, 1971. 93 с.
2. *Ариунушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во МГУ, 1970. 480 с.
3. *Соколов И.А.* Вулканизм и почвообразование. М.: Наука, 1973. 224 с.
4. *Иалев А.М.* Особенности генезиса и биогеохимии почв Сахалина. М.: Наука, 1977. 144 с.
5. *Тен Хак Мун, Федорова Л.В.* Сравнительная характеристика бурых лесных и подзолистых почв с микробиологических позиций // Особенности почвообразования в зоне бурых лесных почв. Владивосток: Изд-во ДВ филиала АН СССР, 1967. С. 113–114.
6. *Цыбжитов Ц.Х., Убугунова В.И., Ермакова О.Д.* Водно-физические свойства и гидротермический режим буроземов Прибайкалья // Почвоведение. 1989. № 4. С. 65–70.
7. *Коноровский А.К.* Зональность и мерзлотность почв Якутии. Якутск, 1990. 43 с.
8. *Еловская Л.Г.* Классификация и диагностика мерзлотных почв Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 172 с.

ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТОРФОВ ТАЕЖНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Н.А. Шинкеева¹, С.Г. Маслов²

¹Томский государственный педагогический университет

²Томский политехнический университет

Schinkeeva@mail2000.ru

Исследован элементный и групповой состав органического вещества 12 видов торфов таежной зоны Западной Сибири. Групповой состав определялся по методу Инсторфа. Полученные данные позволяют характеризовать химический состав торфов таежной зоны Западной Сибири и дополнить имеющиеся сведения по западно-сибирским торфам.

It was studied group and elemental compositions of the organic matter from certain representative peats of the Western Siberian taiga zone. For its characteristic were selected 14 types of peat on the peat deposits of the Tomsk region. The group composition was defined using the Instorf's technique. The findings make it possible to describe the chemical peat composition of Western Siberian taiga zone and complete the data on the Western Siberian peats.

Торфяные ресурсы Западно-Сибирской равнины привлекают внимание как сырьевая база для широкого спектра торфяной продукции, и изучение химического состава западно-сибирских торфов является актуальной проблемой.

Целью данной работы является изучение химического состава торфов южно-таежной подзоны Западной Сибири.

Таежная зона занимает 60% территории Западной Сибири и выделяется по преобладанию растительных сообществ бореального типа [1]. Зона делится на четыре подзоны. В подзоне южной тайги заторфованность территории составляет 32%. Наиболее широко в данной подзоне распространены 15 видов торфа: 4 вида верхового типа – фускум, магелланикум, комплексный, пушицево-сфагновый; 6 видов переходного типа – осоковый, шейхцериево-сфагновый, шейхцериевый, древесно-шейхцериевый, древесно-травяной, сфагновый; 5 видов низинного типа – осоковый, древесно-осоковый, древесно-травяной, осоково-гипновый, гипновый [2].

Исследуемые образцы относятся к 12 видам торфов верхового и низинного типов, включая наиболее распространенные для Западной Сибири торфа низинного типа (осоковый, осоково-гипновый, гипновый, древесно-травяной), а также основные виды торфов верхового типа (фускум, магелланикум, пушицево-сфагновый, комплексный). Образцы торфов были отобраны в западно-сибирской таежной болотной области бореально-атлантических выпуклых олиготрофных моховых болот активного заболачивания и интенсивного торфонакопления, согласно районированию О.Л. Лисс и др. [1]. Каждый вид торфа представлен выборкой из 3–19 образцов. Всего проанализировано 74 образца, из них 35 относятся к верховому, 39 – к низинному типу торфа.

С пробами торфа проведены следующие анализы и определения: ботанический состав (ГОСТ 28245–89), степень разложения (ГОСТ 28245–89), технический анализ (ГОСТ 11305–83, 11306–83), элементный состав (ГОСТ 2408.1–88, 2408.2–75, 8606–72), групповой состав по методу Инсторфа [3].

Результаты анализов представлены в табл. 1 и 2.

Известно, что западно-сибирские торфа характеризуются особенностями, отличающими их от торфов европейской территории страны. Так, большинство торфов имеет более низкую степень разложения. К особенностям ботанического состава низинных торфов нужно отнести их олиготрофность, выражающуюся в постоянном присутствии верховых сфагновых мхов, главным образом *Sph. fuskum*, *Sph. magellanicum* и *Sph. anquistifolium* [4].

К химической характеристике торфа относится его элементный состав – содержание углерода, водорода, кислорода, азота и серы. Элементный состав отражает характер изменений, которые происходят в процессе гумификации. Данные элементного состава приведены в табл. 1. Состав органической массы торфа колеблется в зависимости от исходного материала и степени разложения – по углероду от 49,1 до 62,0%, по водороду – от 3,7 до 6,9% и кислороду – от 25,6 до 45,5%.

Таблица 1

Степень разложения, зольность, элементный состав торфов таежной зоны Западной Сибири

Вид торфа	R, %	A ^d , %	Элементный состав, % на горючую массу торфа				
			C	H	N	S	O
Верховой тип							
Фускум	<u>7</u>	<u>2.0</u>	<u>52.6</u>	<u>5.8</u>	<u>1.1</u>	<u>0.13</u>	<u>40.4</u>
	5–15	1,1–4,1	50,0–56,8	4,8–6,4	0,7–2,7	0,04–0,47	36,2–44,0
Магелланикум	<u>7</u>	<u>2.5</u>	<u>53.0</u>	<u>4.8</u>	<u>1.1</u>	<u>0.14</u>	<u>41.0</u>
	5–10	1,9–3,0	49,1–59,0	4,3–5,8	0,9–1,4	0,10–0,17	33,7–45,5
Шейхцериово-сфагновый	<u>28</u>	<u>2.7</u>	<u>58.1</u>	<u>5.8</u>	<u>2.0</u>	<u>0.14</u>	<u>33.9</u>
	20–35	2,4–3,0	56,6–59,6	4,9–6,3	1,5–2,3	0,11–0,18	33,3–34,7
Комплексный	<u>13</u>	<u>3.0</u>	<u>53.1</u>	<u>6.1</u>	<u>1.4</u>	<u>0.11</u>	<u>39.2</u>
	10–15	2,6–3,8	51,2–55,0	5,6–6,6	1,1–1,6	0,04–0,24	36,9–41,8
Пушицево-сфагновый	<u>31</u>	<u>3.2</u>	<u>57.0</u>	<u>5.7</u>	<u>1.7</u>	<u>0.22</u>	<u>35.4</u>
	10–55	2,3–3,9	52,2–61,9	5,0–6,4	1,3–2,0	0,11–0,53	29,9–40,8
Шейхцериевый	<u>30</u>	<u>5.7</u>	<u>59.8</u>	<u>6.1</u>	<u>2.1</u>	<u>0.21</u>	<u>31.7</u>
	20–40	2,6–12	59,2–60,8	5,8–6,9	1,3–2,8	0,12–0,30	29,9–33,3
Низинный тип							
Травяно-гипновый	<u>32</u>	<u>18.2</u>	<u>55.8</u>	<u>5.8</u>	<u>3.0</u>	<u>0.47</u>	<u>34.3</u>
	20–40	7,5–36	50,1–58,8	4,8–6,6	2,7–3,2	0,26–0,85	25,6–41,8
Осоково-гипновый	<u>34</u>	<u>15.4</u>	<u>57.7</u>	<u>6.0</u>	<u>3.4</u>	<u>0.35</u>	<u>32.4</u>
	25–45	6,5–37	55,3–59,1	5,6–6,5	2,2–5,2	0,17–0,59	31,5–33,6
Осоковый	<u>36</u>	<u>8.8</u>	<u>58.9</u>	<u>6.1</u>	<u>3.3</u>	<u>0.28</u>	<u>31.4</u>
	30–50	4,0–17	57,3–61,4	5,5–6,9	2,4–4,2	0,10–0,44	28,4–33,5
Гипновый	<u>30</u>	<u>11.0</u>	<u>54.8</u>	<u>4.8</u>	<u>3.9</u>	<u>0.25</u>	<u>36.2</u>
	20–40	9,0–14	52,4–56,8	4,5–5,4	3,5–5,0	0,21–0,33	33,9–39,3
Древесно-травяной	<u>35</u>	<u>11.7</u>	<u>57.2</u>	<u>5.7</u>	<u>2.9</u>	<u>0.36</u>	<u>33.8</u>
	30–45	5,3–21	51,4–62,3	4,5–6,4	2,2–3,7	0,22–0,50	27,8–40,8
Травяной	<u>34</u>	<u>10.3</u>	<u>56.7</u>	<u>5.3</u>	<u>3.3</u>	<u>0.30</u>	<u>34.4</u>
	25–45	4,2–20	53,0–62,0	4,1–6,6	2,7–4,0	0,16–0,49	29,5–37,6

Примечание. R – степень разложения; A^d – зольность. Для каждой анализируемой характеристики указаны среднее значение (подчеркнуто) и пределы варьирования.

Таблица 2

Групповой состав органического вещества торфов таежной зоны Западной Сибири

Вид торфа	B, %	ВРВ + ЛГВ, %	ГК, %	ФК, %	Л, %	Ц, %
1	2	3	4	5	6	7
Верховой тип						
Фускум	<u>4,2</u> 2,0–10,0	<u>49,5</u> 35,0–58,0	<u>12,1</u> 6,0–19,0	<u>17,2</u> 13,0–24,0	<u>5,9</u> 3,0–13,0	<u>11,0</u> 5,0–17,0
Магелланикум	<u>2,9</u> 2,9–2,9	<u>51,8</u> 49,5–56,1	<u>9,2</u> 8,6–10,3	<u>16,2</u> 15,8–16,9	<u>6,9</u> 4,1–10,8	<u>12,2</u> 4,4–16,4
Шейхцериово-сфагновый	<u>6,5</u> 5,3–7,5	<u>33,7</u> 32,3–34,4	<u>24,3</u> 18,6–27,1	<u>19,6</u> 14,7–23,2	<u>9,4</u> 7,3–12,8	<u>6,3</u> 4,6–9,4
Комплексный	<u>4,2</u> 2,8–6,4	<u>46,5</u> 33,9–53,9	<u>14,0</u> 9,3–22,4	<u>14,6</u> 11,7–19,1	<u>7,7</u> 3,9–14,3	<u>12,7</u> 7,8–17,4
Пушицево-сфагновый	<u>8,1</u> 3,4–14,8	<u>35,8</u> 22,8–46,4	<u>21,3</u> 7,1–31,9	<u>16,3</u> 13,1–21,0	<u>7,6</u> 4,3–10,3	<u>10,9</u> 4,4–21,0

Шейхцериевый	<u>7.8</u> 6,1–9,1	<u>24.5</u> 22,5–25,6	<u>37.0</u> 34,8–39,0	<u>14.0</u> 10,5–17,5	<u>13.5</u> 8,6–18,6	<u>3.6</u> 2,1–5,7
Низинный тип						
Травяно-гипновый	<u>2.4</u> 1,3–3,9	<u>39.1</u> 28,4–55,8	<u>31.9</u> 28,0–39,1	<u>13.5</u> 6,1–23,7	<u>7.8</u> 7,7–7,9	<u>6.5</u> 2,5–10,4
Осоково-гипновый	<u>2.8</u> 1,7–4,0	<u>34.9</u> 30,5–38,5	<u>32.3</u> 27,5–34,3	<u>12.7</u> 6,8–16,6	<u>12.2</u> 7,4–20,1	<u>2.4</u> 1,3–3,8
Осоковый	<u>6.1</u> 2,5–12,0	<u>30.6</u> 22,0–43,3	<u>37.5</u> 23,7–46,6	<u>12.4</u> 5,4–32,6	<u>11.2</u> 7,2–14,7	<u>3.1</u> 1,4–5,5
Гипновый	<u>2.6</u> 2,3–2,8	<u>35.2</u> 31,3–42,9	<u>27.6</u> 25,8–30,3	<u>14.1</u> 10,1–16,6	<u>10.3</u> 9,3–11,2	<u>11.8</u> 10,4–13,2
Древесно-травяной	<u>4.5</u> 3,2–6,7	<u>27.0</u> 22,0–31,7	<u>34.4</u> 30,4–43,6	<u>13.2</u> 2,5–19,7	<u>12.7</u> 9,3–16,4	<u>6.5</u> 2,1–12,6
Травяной	<u>3.7</u> 1,9–5,8	<u>29.0</u> 22,1–37,5	<u>32.2</u> 21,9–38,5	<u>18.3</u> 12,9–26,5	<u>11.2</u> 10,5–12	<u>5.8</u> 1,3–19,3

Примечание. Б – битумы; ВРВ + ЛГВ – сумма водорастворимых и легкогидролизуемых веществ; ГК – гуминовые кислоты; ФК – фульвокислоты; Ц – целлюлоза; Л – лигнин. Для каждой анализируемой характеристики указаны среднее значение (подчеркнуто) и пределы варьирования.

Из приведенных данных видно, что с повышением степени разложения степень обуглероженности торфа повышается, наблюдается возрастание содержания углерода и уменьшение содержания кислорода. По содержанию водорода торфы различных типов и видов существенно не отличаются. Содержание азота изменяется от 0,7% в фускум-торфе до 5,2% в низинном осоково-гипновом торфе. По сравнению с другими элементами, азот обнаруживает более тесную связь с типовой принадлежностью торфа. Наибольшее количество его содержится в низинном торфе, меньшее – в верховом. Высокое содержание азота в западно-сибирских торфях низинного типа отмечалось В.С. Архиповым, С.Г. Масловым [2].

Для суждения о химическом составе органического вещества торфа элементный состав не является полностью показательным, так как дает лишь общие представления о природе торфа. В этой связи необходимо изучение группового состава. Данные группового состава органического вещества торфов приведены в табл. 2.

Среди торфов таежной зоны Западной Сибири наиболее широко распространены верховые сфагновые малоразложившиеся торфа, в частности фускум-торф. Фускум-торф характеризуется низкой степенью разложения (5–15%), в его групповом составе содержание водорастворимых и легкогидролизуемых веществ достигает максимальных величин – 58,0%. Содержание целлюлозы составляет 5,0–17,0%. Количество гуминовых кислот в данном виде торфа минимально (6,0–19,0%). Близок к фускум-торфу магелланикум и комплексный торф. Шейхцериевый, шейхцериево-сфагновый и пушицево-сфагновый торфа верхового типа отличаются более высокой степенью разложения (до 55%), соответственно в их составе понижено содержание водорастворимых и легкогидролизуемых веществ: от 22,5% для шейхцериевого до 46,4% для пушицево-сфагнового. Гуминовые кислоты варьируют от 7,1% для пушицево-сфагнового до 39,0% для шейхцериевого, целлюлоза – 2,1–21,0%. В групповом составе пушицево-сфагнового торфа обращает на себя внимание высокое содержание битумов (до 14,8%). Высокая битуминозность пушицево-сфагнового торфа ранее отмечалась авторами [3, 5, 6].

Изученные образцы низинного торфа имеют степень разложения от 20 до 50%. Групповой состав низинных торфов, в отличие от верховых, характеризуется низкими выходами битумов, легкогидролизуемых веществ и более высоким содержанием гуминовых кислот. Выход битумов для западно-сибирских торфов обычно составляет 2,5–3,5%. Низинный торф с повышенным выходом битумов (более 5%) встречается редко. Представителями могут служить отдельные образцы осокового (12,0%) и древесно-травяного торфов (6,7%) [2]. Минимальным со-

держанием битумов отличается травяно-гипновый торф (1,3%). Суммарное содержание водорастворимых и легкогидролизуемых веществ в низинном торфе нередко ниже 30%, хотя встречаются и более высокие содержания этих групповых составляющих, близкие к их содержанию в верховом торфе (травяно-гипновый торф – до 55,8%). Целлюлоза составляет 1,3–19,3%. Содержание гуминовых кислот в низинном торфе достигает максимальных значений (43,6–46,6%) в древесно-травяном и осоковом видах. При этом содержание фульвокислот обычно вдвое ниже по сравнению с гуминовыми кислотами.

Минеральная составная часть торфа определяется в виде золы. Зольность изученных торфов колеблется в широких пределах: от 1,1% для фускум-торфа до 37,0% для низинного осоково-гипнового торфа. Образцы верхового торфа относятся к нормальнозольным, низинные – к высокозольным.

Таким образом, в результате проведенных исследований получены результаты, характеризующие элементный и групповой состав органической части торфов месторождений таежной зоны Западной Сибири и позволяющие дополнить имеющиеся сведения по химическому составу торфов Западной Сибири.

Литература

1. Лисс О.Л. и др. Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение. М., 2001. 584 с.
2. Архипов В.С., Маслов С.Г. Состав и свойства типичных видов торфа центральной части Западной Сибири // Химия растительного сырья. 1998. № 4. С. 9–16.
3. Лиштвак И.И., Король Н.Т. Основные свойства торфов и методы их определения. Минск, 1975. 320 с.
4. Торфяные месторождения Западной Сибири. М., 1957. 149 с.
5. Тюремнов С.Н. Торфяные месторождения. М., 1976. 488 с.
6. Белькевич П.И. и др. Битумы торфа и бурого угля. Минск, 1989. 127 с.

УДК 631. 445.4:630*265(470.324)

ГУМУСНОЕ СОСТОЯНИЕ ЧЕРНОЗЕМОВ В РАЗЛИЧНЫХ ТИПАХ БИОЦЕНОЗОВ

Д.И. Щеглов, Л.И. Брехова, С.П. Чепков

Воронежский государственный университет, г. Воронеж
dpoch@mail.ru

В работе представлены результаты исследования показателей гумусного состояния черноземов заповедных целинных участков и их пахотных аналогов. Рассмотрено изменение этих показателей под влиянием лесных насаждений.

In work results of research of some parameters humic conditions of chernozems typical and ordinary protected virgin areas and their arable analogues are presented. Besides change of some parameters humic conditions of chernozems ordinary under influence of wood plantings is considered.

Свойства любой почвы в значительной степени определяются показателями ее гумусного состояния. Органическое вещество почвы и его главнейший и специфический компонент – гумус – являются не только запасными источниками всех элементов питания растений, но и регуляторами основных свойств почвы. Обогащенные гумусом почвы отличаются высокой

буферностью по отношению к внешним факторам, что снижает зависимость урожаев от погодных условий, повышает устойчивость земледелия. Проблему плодородия почвы справедливо связывают с ее гумусным состоянием, которое характеризуется совокупностью показателей, отражающих уровни накопления гумуса в почве, его профильное распределение и качественный состав. Последние находятся в определенной зависимости от многих факторов, воздействующих на почву, в частности от типа растительности и сельскохозяйственного использования. В связи с этим, цель данной работы состояла в изучении влияния различных типов биоценозов на некоторые показатели гумусного состояния черноземов.

Работа проводилась на территории заповедных участков: Ямская степь (Белгородская обл.), Стрелецкая степь (Курская обл.), Хрипунская и Каменная степи (Воронежская обл.).

Почвенные разрезы на целинных и пахотных участках закладывались в непосредственной близости друг от друга. Кроме того, в Каменной степи разрезы были заложены под различными древесными породами: березой, кленом, сосной и лиственницей возрастом 48 лет. Почвы соответствующих целинных участков представлены в таблице.

Для характеристики отдельных показателей гумусного состояния почв в полевых условиях были изучены морфогенетические особенности почв, а в лабораторных – определены: валовой гумус методом И.В. Тюрина в модификации В.Н. Симакова; групповой и фракционный состав гумуса по схеме И.В. Тюрина в модификации В.В. Пономаревой и Т.А. Плотниковой.

Как известно, одним из наиболее информативных морфологических признаков почвы, позволяющих судить о направлении процесса почвообразования, является мощность гумусового профиля. По нашим данным, целинные черноземы типичные заповедных участков имеют мощность органофилия (A + AB) 84–85 см. Мощность гумусовой толщи черноземов обыкновенных Хрипунской степи закономерно ниже и составляет для целины 57 см. В то же время черноземы обыкновенные Каменной степи отличаются большей мощностью гумусового слоя, достигающей 60–70 см. Величина гумусового профиля пахотных участков практически не отличается от почв целины и составляет 85–86 см для черноземов типичных и 57–60 см – для обыкновенных. В черноземах обыкновенных под лесной полосой мощность гумусовой толщи увеличилась и составила 69–82 см в зависимости от древесной породы.

Почвы исследуемых целинных участков

Местоположение	Почва
Белгородская обл., заповедник «Ямская степь»	Чернозем типичный тучный мощный тяжелосуглинистый на покровном карбонатном суглинке
Курская обл., заповедник им. Алехина	Чернозем типичный среднегумусный мощный тяжелосуглинистый на лессовидном карбонатном суглинке
Воронежская обл., заповедник «Хрипунская степь»	Чернозем обыкновенный среднегумусный среднесплодный легкосуглинистый на лессовидном карбонатном суглинке
Воронежская обл., заповедник «Каменная степь»	Чернозем обыкновенный среднегумусный мощный тяжелосуглинистый на покровной карбонатной глине

Мощность гумусового профиля и характер распределения органического вещества в толще черноземов в определенной степени связан с верхней границей накопления карбонатов. Карбонатный горизонт, как известно, является своеобразным геохимическим барьером, через который способны мигрировать только определенные фракции гумуса, не реагирующие с карбонатом кальция. Исследования показали, что линия вскипания в черноземах типичных целинных участков расположена на глубине 90–115 см, в черноземах обыкновенных – на 55–57 см.

В почвах, используемых под пашню, линия вскипания выше относительно целинных участков на 15–45 см в типичных черноземах и на 5–7 см – в обыкновенных. Под древесной растительностью в черноземах обыкновенных уровень залегания карбонатов в целом соответствует таковому на целине, однако отмечаются колебания границы карбонатного горизонта в зависимости от древесных пород. Так, если в профиле почвы под березой и сосной карбонаты опускаются на 3–10 см относительно целинных участков, то линия вскипания в почве под лиственницей находится на уровне целинного участка, а под кленом, напротив, происходит некоторое подтягивание карбонатов вверх по профилю (примерно на 10 см относительно целины), что может быть обусловлено как особенностями биологического круговорота кальция, так и режимом влажности почвы под данной древесной породой.

Анализ количественных показателей содержания гумуса в профиле почв показал, что они также изменяются в зависимости от типа биоценоза. В целинных черноземах типичных запovedных участков содержание гумуса в верхнем 10-сантиметровом слое изменяется в пределах 7,5–9,3% (для Ямской и Стрелецкой степи соответственно). Вниз по профилю количество гумуса снижается плавно и составляет около 1% на глубине 100–110 см. Количество гумуса в верхней части обыкновенных черноземов составляет 5,8–8,3% с максимальными значениями в почве целинных участков Хрипунской степи. Градиент падения содержания гумуса с глубиной в черноземах обыкновенных несколько выше по сравнению с типичными. В этих почвах уже на глубине 80–90 см содержание гумуса составляет менее 1%.

Сельскохозяйственное использование почв сопровождается уменьшением общего количества гумуса в верхней части профиля. Как для типичных черноземов, так и для обыкновенных падение содержания гумуса относительно целинных участков составляет 2–3%. При этом мощность слоя, подверженного дегумификации, неодинакова и может охватывать от 20 до 50 см. Обусловлено это как особенностями сельскохозяйственного использования, так и условиями почвообразования.

Наши исследования показали, что посадки древесных пород на черноземных почвах положительно сказываются на накоплении органического вещества. Под всеми исследуемыми породами отмечается более высокое содержание гумуса по сравнению с почвой соседних участков пашни (сравнение с пашней проводится в связи с тем, что лесная полоса 48 лет назад была заложена на территории пахотного участка). По нашим данным, наибольшее почвоулучшающее действие оказывает лиственница (содержание гумуса в верхнем слое 0–30 см примерно на 1,6% выше, чем на пашне), наименьшее из исследуемых пород – береза и сосна (увеличение содержания гумуса относительно пашни в слое 0–30 см – 0,2–1,1%). Более высокое содержание гумуса под всеми древесными породами в той или иной степени прослеживается до глубины 150 см. При этом характерно максимальное отклонение от кривой распределения гумуса под пашней на глубине 50–80 см. Так, например, увеличение содержания гумуса в данной части профиля почвы под лиственницей относительно пашни составляет от 0,7 до 2,1% (т.е. в отдельных слоях даже выше, чем в верхнем 30-сантиметровом слое). Под другими исследуемыми породами эта разница несколько меньше, но также отчетливо прослеживается. Причиной этого могут быть биологические особенности древесных пород, а также более высокая подвижность гумуса в почве под лесными полосами, обусловленная как особенностями водного режима, так и качественным составом гумуса.

В целом качественный состав гумуса исследуемых подтипов черноземов не имеет резких различий. Тип гумуса всех участков гуматный или фульватно-гуматный. При этом прослеживается тенденция снижения отношения $C_{гк}:C_{фк}$ в обыкновенном черноземе по сравнению с типичным, что обусловлено особенностями почвообразовательного процесса. Анализ полученных данных показывает, что фульвокислоты не играют самостоятельной роли при формировании гумусового профиля черноземов. В органопрофиле всех исследуемых почв преобладают

гуминовые кислоты (преимущественно фракция ГК-2). Фульвокислоты начинают занимать преобладающее место в составе гумуса лишь за пределами гумусового горизонта. По-видимому, это обусловлено большей подвижностью ФК, которые способны преодолевать карбонатный экран в отличие от ГК, задерживаемых карбонатами. В пахотных черноземах тип гумуса не меняется и остается гуматным или фульватно-гуматным. Однако данные показывают, что как в типичных, так и в обыкновенных черноземах пашни в групповом составе гумуса наблюдается снижение доли гуминовых и фульвокислот и увеличение относительного содержания негидролизуемого остатка. Что касается влияния древесных пород на групповой и фракционный состав гумуса, то в черноземе обыкновенном под всеми лесными насаждениями отчетливо проявляется снижение величины $C_{\text{гк}}:C_{\text{фк}}$ за счет уменьшения в составе гумуса доли гуминовых кислот и, прежде всего, фракций ГК-2 и ГК-3. В то же время, относительное содержание фульвокислот в составе гумуса практически соответствует уровню их в почве пашни.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что показатели гумусного состояния черноземов в значительной степени определяются типом биоценоза. При этом отмечается изменение как количественных, так и качественных характеристик гумуса. Среди исследуемых ценозов более заметное влияние на показатели гумусного состояния оказывают древесные насаждения.

УДК 631.412(413)+470.324

ВЛИЯНИЕ СТЕПЕНИ ГИДРОМОРФИЗМА НА МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВ КАМЕННОЙ СТЕПИ

Д.И. Щеглов, Л.А. Зайчикова

Воронежский государственный университет
zaichikovaluda@mail.ru

Изучены основные морфологические, физические, физико-химические и химические свойства почв разной степени гидроморфизма. Выявлены основные отличия их в зависимости от увлажнения. Нарастание влажности сопровождается появлением типичных морфологических признаков олуговения, увеличением мощности гумусового профиля, изменением pH водного раствора, доли обменного магния, суммы обменных оснований.

The basic morphological, physical, physical and chemical and chemical properties of soils with a different degree of moistening are studied. Their basic differences depending on humidifying are revealed. Increase of humidity is accompanied by occurrence of typical morphological attributes moistening, increase in capacity humus profile, change pH a water solution, a share of exchange magnesium, the sums of the exchange bases.

На территории лесостепи и степи наблюдается нарастание степени увлажнения почвенного профиля. Причиной можно назвать нарушение внутрипочвенного и поверхностного стока, возникающее при строительстве дорог, посадке лесополос, уплотнении агротехникой. Дополнительная влага накапливается в профиле почв при ее неполном использовании культурными растениями. Нарастание увлажнения воздействует на морфологические, физико-химические и химические свойства почвы, что, в свою очередь, может приводить к изменению ее классификационной принадлежности.

Исследования проводились в 2008–2009 гг. на территории НИИСХ ЦЧП им. В.В. Докучаева (Каменная степь) Таловского района Воронежской области. Объектами исследования были чернозем обыкновенный среднемощный среднегумусный тяжелосуглинистый на лессовидной

глине Ч^о, лугово-черноземная среднесиловая среднесуглинистая тяжелосуглинистая почва на лесовидном карбонатном суглинке Лчп, черноземно-луговая солонцеватая среднесиловая среднесуглинистая почва на лесовидном карбонатном суглинке Члп. Почвенные образцы отбирались сплошной колонкой каждые 10 см до глубины 150 см. В образцах определяли гранулометрический состав с обработкой почвы пирофосфатом натрия [1], общий гумус – методом мокрого сжигания по И.В. Тюрину в модификации В.Н. Симакова, обменные основания в некипящих образцах – по Гедройцу, в кипящих – по Тюрину, гидролитическая кислотность – по Каппену, pH водной вытяжки – потенциометрически [2].

Исследования показали, что в автоморфных условиях чернозем обыкновенный характеризуется развитым гумусовым профилем темно-серого цвета мощностью до 60 см. Структура меняется от зернисто-мелкокомковатой в верхней части профиля до мелко- и крупнопризматической в нижней (глубже АВса). Вскипание от соляной кислоты наблюдается с 45 см, карбонатные стяжения в виде пропитки и обильной аморфной белоглазки диаметром 1–2 см (в горизонте ВСса).

В отличие от автоморфного аналога лугово-черноземная почва характеризуется более растянутым гумусовым профилем мощностью до 70 см. Структура меняется от комковато-порошистой до призматической в ВСса (с 85 см). В горизонте Вса отмечаются пленки холодного оливкового оттенка на гранях структурных отдельностей. Линия вскипания опускается до 70 см (граница горизонтов АВ и Вса), карбонаты в виде размытой и аморфной белоглазки диаметром до 2 см (в горизонте Сса). Нижняя часть профиля, по сравнению с черноземом, более уплотненная и вязкая.

Черноземно-луговая почва в наибольшей степени подвергается влиянию грунтовых вод, которые вскрываются на глубине 130 см. Это влияние выразилось в укорачивании гумусового профиля до 50 см. Вскипание наблюдается с 16 см, карбонаты в виде пропитки и аморфной белоглазки диаметром до 2 см (в горизонте Сса). Профиль характеризуется значительной липкостью, повышенной плотностью и влажностью. Уже в горизонте АВса отмечаются оливковые пленки и ржавые точки железистых микроконкреций, которые с глубиной превращаются в размытые пятна [4]. С глубины горизонта ВСса обнаруживаются сизоватый оттенок в окраске (оглеение), пленки воды на гранях агрегатов и призматичность в структуре (с 77 см), в Сса – железисто-марганцевые конкреции. Эти признаки говорят о чередовании окислительно-восстановительных условий и гидрогенной аккумуляции железа и марганца [4].

Во всех типах почв отмечается нарастание с глубиной содержания фракции ила и снижение содержания фракции крупной пыли. Наибольшее содержание илистой фракции в верхней части профиля отмечается в Члп – 29,63%, меньше в Лчп – 26,65% и в Ч^о – 24,63%. Но на глубине 150 см наибольшая величина показателя отмечается уже в Ч^о – 42,51%, меньше в Лчп – 38,24% и в Члп – 37,05%. В Ч^о наблюдается заметный вынос фракции с поверхности до глубины 40 см (36,65%). Более плавное нарастание фракции отмечается в Лчп, а в Члп увеличение наименее значимое. Содержание фракции крупной пыли в верхней части профиля наибольшее в Ч^о – 33,70% и в Лчп – 33,06%, меньше в Члп – 29,44%. Снижение показателя заметно проявляется в Члп – до 12,81%, в Лчп и Ч^о оно менее значительно (20,01 и 19,84 соответственно). В целом, в группе Члп отмечается утяжеление гранулометрического состава (с поверхности легкоглинистая иловато-пылеватая) по сравнению с группами Лчп и Ч^о (тяжелосуглинистая пылевато – крупно-пылеватая) [3].

Для выявления различий в почвах были проанализированы средние данные при $n_{Ч^o} = 8$, $n_{Лчп} = 5$, $n_{Члп} = 6$.

В верхнем слое 0–10 см наибольшее содержание гумуса на залежи отмечается в типе Ч^о (9,26%). На пашне содержание гумуса в верхней части профиля в Ч^о и Лчп примерно одинаковое (6,70 и 6,64%), в Члп оно меньше – 6,29%. Но мощность гумусового профиля больше

в типе Члп – до 80 см по сравнению с другими (до 70 см). Это является типичным признаком увлажненных почв. На залежи наибольшее содержание гумуса и наиболее мощный профиль отмечается в Ч° (9,26% и 100 см). В Лчп и Члп содержание гумуса в слое 0–10 см 6,77 и 8,03%, мощность горизонта до 60 см, то есть и на залежи в типе Члп отмечается резкое падение показателя с глубиной.

В ППК всех типов почв преобладающим катионом является кальций. На пашне значительные отличия в его содержании не отмечаются. В слое 0–10 см в Ч° обменного кальция содержится 42,64 ммоль·экв/100 г почвы, в Лчп – 42,21, в Члп – 42,32, на глубине 150 см – 22,40, 19,07, 16,63 ммоль·экв/100 г почвы соответственно. На залежи показатель в Ч° и Лчп меняется вниз по профилю от 43,60 и 43,44 ммоль·экв/100 г почвы до 22,40 и 19,07. В отличие от них, в Члп содержание обменного кальция значительно меньше, величина убывает по профилю от 37,08 до 16,63 ммоль·экв/100 г почвы.

Обратная зависимость характерна для содержания и распределения магния. Увеличение его доли в ППК является генетическим признаком гидроморфизма. Магний является мобильным катионом и обладает меньшей прочностью связей с ППК, чем кальций (Орлов, 1985. Цит. по [5]), при переходе от автоморфного чернозема к полугидроморфной почве. Увеличение содержания поглощенного магния в нижних постоянно влажных горизонтах обусловлено также тем, что растворимость карбоната магния, содержащегося в составе почвенных карбонатов, в 20–30 раз выше растворимости карбоната кальция. Это повышает содержание магния в почвенном растворе переувлажненных горизонтов и повышает его содержание в составе ППК. (Минкин, 1975. Цит. по [4]). Эта закономерность прослеживается и в полученных данных. Наибольшее содержание обменного магния в слое 0–10 см пашни отмечается в типе Члп – 5,59 ммоль·экв/100 г почвы, наименьшее в Лчп – 4,40, Ч° занимает промежуточное положение – 5,25 ммоль·экв/100 г почвы. К низу показатель увеличивается до 11,48 ммоль·экв/100 г почвы в Члп, 11,41 в Ч° и 8,92 ммоль·экв/100 г почвы в Лчп. На залежи с ростом степени увлажненности почв увеличивается содержание магния по всей мощности профиля: в Ч° – от 4,40 до 10,36; в Лчп – от 5,11 до 10,93; в Члп – от 5,61 до 12,62 ммоль·экв/100 г почвы.

Наибольшее значение величины рН на пашне наблюдается в группе старопашотных Ч° – 8,23 с поверхности. Значительно меньше показатель в Члп – 7,50 и в Лчп – 7,33, в них вскипание отмечается с 20–30 см. В группе молодых пашен чернозема обыкновенного величина рН составляет в слое 0–10 см 6,82, вскипание отмечается с 40–50 см. На залежи наибольшее значение рН по всему профилю в Члп – от 7,66 до 9,02. В верхней части профиля этот показатель выше в Ч° – 7,31 по сравнению с Лчп – 6,84, а с глубины 40 см зависимость обратная и составляет на глубине 150 см 8,55 и 8,80 соответственно. Таким образом, с ростом степени увлажнения реакция среды водной вытяжки почвы смещается в щелочную сторону вплоть до сильно-щелочной.

Доля водорода в составе ППК невелика. На пашне она отмечается в верхней части профиля в Ч° и Лчп, на залежи – только в Лчп.

Сумма обменных катионов кальция и магния имеет наибольшее значение на залежи в типах Ч° и Лчп (48,00 и 48,55 ммоль·экв/100 г почвы в слое 0–10 см), существенно меньше в типе Члп – 42,69. На пашне величина почти не меняется и составляет 47,89, 46,61 и 47,91 ммоль·экв/100 г почвы соответственно. Вниз по профилю сумма катионов уменьшается до 29–32 ммоль·экв/100 г почвы во всех группах.

Степень насыщенности почв основаниями высокая. На пашне в Ч° и Лчп составляет 95% в слое 0–10 см, с глубины 20–40 см достигает 100%, в Члп 100% наблюдается с поверхности. На залежи величина показателя составляет 100% уже в слое 0–10 см в типах Ч° и Члп, в Лчп – 92% и достигает максимума на глубине 30 см. Таким образом, отмечается увеличение степени насыщенности почв основаниями с нарастанием увлажнения в почвах.

Результаты исследований показали, что степень увлажнения влияет на свойства почвы. Наблюдается изменение морфологических показателей. Отмечаются появление глееватости, новообразования железа и марганца за счет увеличения подвижности глинистых и гумусовых частиц, появляются водные пленки на гранях агрегатов, понижается линия вскипания, профиль становится более плотным и липким. При нарастании степени увлажнения уменьшается величина гидролитической кислотности, сумма обменных катионов, увеличиваются доля магния в ППК, величина pH водной вытяжки и степень насыщенности почв основаниями. При переходе от автоморфной к полугидроморфной почвам наблюдается увеличение мощности гумусового профиля и резкое падение содержания гумуса с глубиной. Изменения морфологических, физических и химических свойств, по сравнению с черноземом обыкновенным, максимально проявляются в черноземно-луговой почве, в меньшей степени – в лугово-черноземной.

Литература

1. *Королёв В.А.* Методы исследования физических свойств почв: Учеб.-метод. пособие. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2005. 27 с.
2. *Аринушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во МГУ, 1970. 487 с.
3. *Почвоведение* / Под. ред. И.С. Кауричева. 4-е изд., перераб. и доп. М.: Агропромиздат, 1989. 719 с.
4. *Самойлова Е.М.* Луговые почвы лесостепи. М.: Изд-во МГУ, 1981. 284 с.
5. *Щеглов Д.И.* Черноземы центра Русской равнины и их эволюция под влиянием естественных и антропогенных факторов. М.: Наука, 1999. 214 с.

УДК 631.48

ПОЧВЫ НОВОСИБИРСКИХ ОСТРОВОВ

И.А. Якишина

Государственный природный заповедник «Усть-Ленский»

i_yakshina@rambler.ru

Приведены обобщенные результаты экспедиционных и лабораторных исследований мерзлотных почв Новосибирских островов. Представлена их классификация и характеристика физико-химических свойств. Отмечено влияние антропогенного фактора на почвенный и растительный покров островов.

There are results of expeditional research permafrost soils of New Siberian islands. The article contents their classification and characteristics of physic-chemical properties. The influence of anthropogenic factor upon soils and vegetation of the Islands is marked.

Огромная территория северных регионов Якутии является крайне слабо изученной в почвенно-географическом и почвенно-генетическом отношении. Это в особенности справедливо для районов Якутской Арктики и Субарктики, к которым относятся Новосибирские острова. Данная работа представляет собой обобщение результатов исследований почв Новосибирских островов, проведенных автором, совместно с критическим анализом опубликованных материалов. Почвы островов исследовали в свое время Н.А. Караваева [1], И.С. Михайлов [2], Р.К. Сиско [3], Б.Н. Городков [4] и Ю.А. Кручинин [5]. Почвенные материалы обследования островов сотрудниками Якутского института биологии, ныне ИБПК СО РАН, опубликованы только в виде краткого очерка в монографии, посвященной растительному покрову тундровой зоны Якутии [6].

Автором проводились работы на островах Жохова, Котельный, Земля Бунге, Новая Сибирь, Большой Ляховский. Исследования осуществлялись с применением сравнительно-географического, профильно-генетического и сравнительно-аналитического методов [7]. При диагностике и классификации почв использовалась схема, разработанная Л.Г. Еловской [8].

Архипелаг Новосибирские острова относится к низменностям с высотами не более 40–100 м, лишь отдельные останцы достигают 300–370 м, а небольшие острова в группе Де-Лонга имеют абсолютные отметки до 350–425 м [9]. В микрорельефе преобладают полигонально-валиковые, плоскобугристо-ложбинные, байджераховые и байджерахово-челбачные формы.

Почвообразующие породы представлены элюво-делювием коренных пород: известняков, песчаников, алевролитов, аргиллитов, гранитов разного возраста. Аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения состоят из рыхлых осадочных пород различного гранулометрического состава.

Новосибирские острова характеризуются низкими температурами воздуха и почвы, малым количеством осадков. Средняя температура января, по данным полярной станции «Остров Котельный», $-29,5^{\circ}\text{C}$, июля $-2,5^{\circ}\text{C}$, средняя годовая температура $-14,5^{\circ}\text{C}$ [10]. Годовая сумма осадков на Новосибирских островах – 90–120 мм, примерно половина из них выпадает летом [8]. Большую часть времени года исследуемая территория покрыта снегом.

Многолетняя мерзлота является важным региональным фактором почвообразования, воздействуя на формирование гидротермического режима почв. Она существенно влияет на развитие микро- и нанорельефа, а также растительного покрова. Многолетнемерзлые породы являются водупором, создающим условия для проявления надмерзлотного оглеения на слабо-дренированных территориях. В исследуемом районе глубина деятельного (сезонного) слоя колеблется от 10 до 40(50) см. Все почвы Новосибирских островов являются мерзлотными и, за исключением примитивных аллювиальных, в разной степени криотурбированы.

Новосибирские острова находятся в двух геоботанических зонах: полярных пустынь и тундр. Вопрос о границе между этими зонами остается открытым до сих пор. Мы считаем возможным применить схему В.И. Перфильевой [6], согласно которой к зоне полярных пустынь относятся лишь самые северные из островов Де-Лонга – Жаннетты и Генриетты. Острова Жохова, Вилькицкого, Беннетта, Анжу и Ляховские находятся в полосе северных арктических тундр. Для тундр островов характерно преобладание на плакорах мелкобугорковых и пятнистых альпийско-лисохвостово-полярноивковых тундр, а также широкое распространение байджераховых микрокомплексов и участие в растительном покрове горных полярных пустынь.

Наибольшее распространение на островах имеют почвы отделов криотурбированные и глеевые, а также слаборазвитые (примитивные). На типовом уровне преобладают тундровые надмерзлотно-глеевые, тундровые криотурбированные (неоглеенные) и торфяно-глеевые почвы. В долинах рек развиты аллювиально-болотные и аллювиальные слоистые слаборазвитые, в аласах – аласные торфяно-глеевые и дерново-глеевые почвы. По морским побережьям локально встречаются маршевые почвы. Ниже приводим морфологические описания тундровой надмерзлотно-глеевой и торфянисто-глеевой почв.

Разрез 27.21.08.99 заложен на острове Большой Ляховский. Верхняя часть пологого слабо-волнистого склона вне бугристо-западинного комплекса. Бугорки диаметром 30–40 см и высотой 10–15 см покрыты мхами (40%, частично омертвевшими), лишайниками (30–40%), злаками (20%). Встречаются также ожика, ива сизая, дриада, камнеломки. Трещины в основном заполнены мхами, лишайниками, полярной ивой.

АоТв, 0–2 см. Моховой очес, состоящий из живых мхов, частично задернованный, переход в следующий горизонт заметный.

А1, 2–8(12) см. Коричневато-серый, бесструктурный, влажный, среднесуглинистый, пронизан живыми корнями, переход ясный, граница перехода очень неровная.

Bg, 8–27 см. Коричневато-серый со слабыми сизыми пятнами оглеения и затеками гумуса серого цвета по мелким трещинам, уплотненный, бесструктурный, легкий суглинок, влажный, живых корней мало.

Bhg, 27–38 см. Неоднородный по цвету, представляет чередование буровато-серых гумусированных прослоек и сизовато-охристых мраморовидных пятен, бесструктурный, сильно увлажнен, среднесуглинистый, переход постепенный.

Cg, 38–41 см. Сизовато-серый, бесструктурный, средний суглинок, мраморовидный, без пятен и затеков гумуса, переход постепенный.

G, 41–44 см. Серо-сизый, бесструктурный, среднесуглинистый, влажный, с 44 см мерзлый, мерзлота льдистая.

Почва: тундровая надмерзлотно-глееватая.

Разрез 58.01.08.01 заложен на острове Новая Сибирь. Днище плоскodonной ложбинки. Напочвенный покров (%): зеленые мхи – 65, водоросли черные – 5, пушица – 5, лисохвост альпийский – 20, камнеломки – 5. Типичные ложковые отложения.

Tvo, 0–3 см. Бурый моховой очес, состоящий из живых мхов, переход в следующий горизонт заметный.

T, 3–8 см. Бурый, слабо- и среднеразложившийся торф, слоистый, заиленный, криогенной текстуры, мокрый, переплетен живыми корнями.

TG, 8–15 см. Сизый, оторфованный, бесструктурный, легкий суглинок, мокрый.

G, 15–40 см. Серо-сизый, бесструктурный, легкосуглинистый, с мелкими ржавыми пятнами Fe₂O₃, мягкопластичный, содержит растительные остатки, с 40 см мерзлый, льдистый.

Почва: торфянисто-глеевая.

Свойства данных почв и их физико-химические показатели приведены в таблице.

Свойства почв Новосибирских островов

Горизонт	Глубина, см	pH		Гумус, %	Потеря при прокаливании, %	Подвижные, мг/100 г почвы		Фракции, %; размер частиц, мм	
		H ₂ O	KCl			P ₂ O ₅	K ₂ O	< 0,01	< 0,001
Тундровая надмерзлотно-глееватая почва (Разрез 27)									
A1	2–8	6,4	3,9	2,4	6,2	16,0	11,8	36,5	13,8
Bg	12–22	6,5	4,3	2,0	5,3	2,5	9,6	34,2	12,5
Bhg	28–37	7,0	4,8	4,9	8,5	11,0	11,8	31,9	13,3
Cg	38–41	6,9	4,9	2,4	5,2	10,0	14,3	35,6	13,8
G	41–44	7,0	4,9	2,6	5,4	5,0	14,3	35,8	15,7
Торфянисто-глеевая почва (Разрез 58)									
T	3–8	6,0	4,7	–	43,3	6,5	18,3	–	–
TG	8–15	6,1	4,5	6,2	15,9	3,5	5,6	22,9	9,9
G	18–28	6,2	4,5	2,7	5,4	5,0	8,1	30,4	11,7
G	30–40	6,1	4,4	3,4	6,0	3,5	8,1	25,1	12,5

По гранулометрическому составу почвы с развитым почвенным профилем относятся к средне- и легкосуглинистым, слаборазвитые, в зависимости от почвообразующих пород, варьируют в широком диапазоне – от песчаных до глинистых. Та же тенденция наблюдается и в изменении кислотности в зависимости от типа почв: у непримитивных почв значения pH изменяются в пределах от 4,4 до 6,0, у слаборазвитых – 3,4–6,5.

Содержание подвижного фосфора заметно ниже у аллювиальных почв: 3,2–10,3 мг P₂O₅ на 100 г почвы при среднем содержании в неаллювиальных почвах равном 12,4. То же касается и концентрации обменного калия: от 7,9 до 15,7 мг K₂O на 100 г почвы при среднем содержании такого в неаллювиальных почвах 14,6, за исключением аллювиальных торфяно-глеевых, в которых количество обменного калия максимально – 30,3 мг/100 г.

Наибольшее содержание солей отмечено в слабообразованных почвах, маршевых и на морских глинах, что логически следует из их генезиса. За исключением этих двух примитивных типов, наблюдается прямая зависимость между концентрацией в почвах солей и органического вещества. Все торфяные и торфянистые типы и подтипы почв содержат больше солей, чем минеральные, при этом преобладает хлоридно-сульфатный тип засоления.

Почвы Крайнего Севера легко ранимы. Этот общеизвестный факт нашел подтверждение и в районе наших исследований. Локально встречаются участки с нарушенным почвенным покровом, в основном по следам вездеходов. По нашим наблюдениям, более всего страдают аллювиальные почвы, в которых после нарушения растительного покрова гусеницами вездеходов резко изменяется гидротермический режим. Почва, не защищенная мхом, протаивает глубже, увеличивается ее увлажнение. В криотурбированных почвах плоских водораздельных пространств при воздействии на них гусеничного транспорта происходит уплотнение верхних почвенных горизонтов. Ухудшается аэрация почв, растительный покров приобретает более угнетенный вид. Сильнее нарушаются почвы склонов: во-первых, увеличивается глубина протаивания и вместе с ней их обводненность. Следовательно, возрастает поверхностный и внутрипочвенный сток, что приводит к процессу эрозии. Во-вторых, след вездехода – это уже эрозионная микроложбина, наличие ее увеличивает скорость и масштабы эрозионного размыва.

На вершинах водораздельных повышений, занятых примитивными щебнистыми почвами, по следам, оставленных вездеходами, особых изменений в растительном и почвенном покрове не обнаружено. Однако при более глубоком нарушении, например, при установке триангуляционных знаков, многолетняя мерзлота опускается значительно ниже фонового уровня, и происходит отепление почв. Здесь развивается растительность, характерная для более низких по абсолютной высоте или для более южных участков.

Литература

1. *Караванова Н.А.* Тундровые почвы Северной Якутии. М.: Наука, 1969. 205 с.
2. *Михайлов И.С.* Эволюция почв и растительного покрова северо-восточной части о. Фаддеевского // Новосибирские острова. Л.: Мор. транспорт, 1963. С. 121–132.
3. *Сиско Р.К.* Почвы о. Новая Сибирь // Проблемы Арктики и Антарктики. Л.: Гидрометеиздат, 1966. Вып. 23. С. 422–452.
4. *Городков Б.Н.* Растительность и почвы острова Котельного (Новосибирский архипелаг) // Растительность Крайнего Севера СССР и ее освоение. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. Вып. 2. С. 7–132.
5. *Кручинин Ю.А.* Физико-географические наблюдения в районе бухты Темп (о. Котельный) // Новосибирские острова. Л.: Мор. транспорт, 1963. С. 143–165.
6. *Перфильева В.И., Тетерина Л.В., Карнов Н.С.* Растительный покров тундровой зоны Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. 194 с.
7. *Роде А.А.* Система методов исследования в почвоведении. Новосибирск: Наука, 1971. 93 с.
8. *Еловская Л.Г.* Классификация и диагностика мерзлотных почв Якутии. Якутск, 1987. 172 с.
9. *Северная Якутия* (Физико-географическая характеристика): Сб. статей / Под ред. Я.Я. Гаккеля, Е.И. Короткевича. Л., 1962. 279 с.
10. *Прик З.М.* Климат Советской Арктики (Метеорологический режим) // Климат СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1965. Вып. 7. С. 80.

СОДЕРЖАНИЕ

80 лет кафедре почвоведения Томского государственного университета	3
<i>Абдулаева А.С., Асварова Т.А.</i> Естественные радионуклиды в почвах Дагестана	5
<i>Агафонов Е.В., Хованский М.В.</i> Изменения в структуре и гранулометрическом составе чернозема обыкновенного при внесении бентонитовой глины	8
<i>Бабаев М.П., Гусейнова С.М.</i> Новая классификация антропогенных почв Азербайджана	11
<i>Балсанова Л.Д., Гынинова А.Б.</i> Лесные почвы бассейна оз. Котокельское (Забайкалье)	13
<i>Барсуков П.А., Русалимова О.А.</i> Углерод и азот погребенного почвенного органического вещества в криоземах Гыданского полуострова	16
<i>Бахвалов А.В., Розанова М.С.</i> Содержание углеводов компонентов и подверженность кислотному гидролизу гуминовых кислот некоторых почв ЦЛГПБЗ	19
<i>Белоусова Н.И., Назимова Д.И., Андреева Н.М.</i> Анализ зонально-провинциальных закономерностей формирования почв на юге Сибири на основе картографической информации и базы данных по климату	21
<i>Беспалов В.А.</i> Пространственное варьирование основных показателей почвенного плодородия черноземов Каменной степи	24
<i>Бобровский М.В.</i> Строение профиля лесной почвы как результат взаимодействий биоты и человека	27
<i>Вагапов И.М., Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Иванникова Л.А., Овчинников А.Ю., Попов Д.И., Кондрашин А.Г.</i> Распределение и варьирование величин магнитной восприимчивости в почвах в связи с палеокриогенезом	30
<i>Валдайских В.В., Зданович Д.Г., Хэнкс Б.</i> Опыт практического привлечения фосфатного метода для поиска почв с древними антропогенными нарушениями	34

Вашукевич Н.В., Широкова Н.В.

Палеоэкологические условия почвообразования Западного Забайкалья в начале неоплейстоцена	36
---	----

Волохина В.П.

Фракционный состав фосфора темно-серых лесных почв на двучленных отложениях севера Тамбовской равнины	38
--	----

Воробьева Г.А.

Проблемы номенклатуры и классификации почв Прибайкалья	41
--	----

Гаврилов Д.А.

Вещественный состав подкурганных почв могильника Куйгенжар (Северный Казахстан)	44
--	----

Гиниятуллин К.Г., Шинкарев А.А.

Разновозрастные и залежные почвы как природные объекты для изучения закономерностей формирования глино-металло-органического комплекса	48
---	----

Гольева А.А.

Отражение древнего геоантропогенного воздействия в почвах Московской области	51
--	----

Гонн Н.В.

Диагностика географических ареалов почв Дзулукульской котловины (Республика Алтай) по данным наземной, аналитической и спутниковой информации	54
---	----

Горбачев В.Н., Бабинцева Р.М.

Специфика таежного почвообразования в центральной части Восточного Саяна	58
--	----

Горбунова Н.В.

Гумусовые профили почв Западного Предбайкалья	61
---	----

Давлетова З.А.

Изменение гумусного состояния луговых почв дельты Волги в период половодья	64
--	----

Данилов П.П., Саввинов Г.Н., Боескорев В.С., Алексеев Г.А.

Почвы массивов развеваемых песков (тукуланов) Центральной Якутии	65
--	----

Деуреченский В.Г.

Географические и эволюционные особенности эмбриоземов техногенных ландшафтов Кузбасса	68
--	----

Демкин В.А., Демкина Т.С., Хомутова Т.Э., Каширская Н.Н.

Почвенный покров южнорусских степей в эпохи голоценовых палеоэкологических кризисов и оптимумов	71
--	----

Демкина Т.С., Хомутова Т.Э., Каширская Н.Н., Демкин В.А. Отражение климатических условий в состоянии микробных сообществ подкурганых палеопочв степной зоны Восточной Европы	74
Дмитрук Ю.М., Слюсарчук И.И. Морфология почв хронокатены Траянового вала	77
Доброворская Н.И. Сравнительная характеристика структуры почвенного покрова Приобья и Барабинской низменности	81
Евсеева Н.С., Квасникова З.Н. Талая эрозия почв на плакорах юго-востока Западно-Сибирской равнины	84
Ершов Ю.И. Генетико-географические аспекты почвообразования в лесных биогеоценозах России	87
Ефремова Т.Т. Эколого-геохимическая оценка мерзлотных бугристых торфяников долины р. Рыбная	93
Залибеков З.Г., Баламирзоев М.А., Биарсланов А.Б. Применение информационных технологий в разработке мероприятий по управлению почвенными ресурсами южных регионов России	96
Занина О.Г. Микробиоморфные комплексы позднеплейстоценовых палеопочв из отложений ледового комплекса низовий р. Колымы	100
Захарченко А.В., Изерская Л.А., Цыцарева Л.К., Тучак В.Н. Морфофункциональные внутрипочвенные структуры как результат взаимодействия между почвой и растением	103
Каллас Е.В., Соловьева Т.П. Гумусовые профили моногенетичных почв черноземного типа степных котловин юга Сибири	106
Кармазиненко С.П. Динамика изменений почв бассейна Днепра территории Украины в позднем плейстоцене	110
Карпачевский Л.О. Особенности горного почвообразования	113
Каширская Н.Н., Хомутова Т.Э., Демкина Т.С., Демкин В.А. Морфология и размеры микробных клеток подкурганых и современных каштановых почв степной зоны	116

Кирюшин А.В. Катионообменные характеристики залежных выщелоченных черноземов в зависимости от возраста залежи	118
Киселева Н.Д., Лопатовская О.Г. Вопросы классификации гипсоносных почв Южного Приангарья	120
Ковалев И.В. Железо в почвах ополей в условиях периодического переувлажнения	123
Кожухметова Б.Н. Почвы парковых зон г. Астрахань	127
Комачкова И.В. Гумусное состояние эмбриоземов юга Приморья	129
Королев В.А. Особенности почвенного покрова древних ложбин стока севера Тамбовской равнины	132
Кравцов Ю.В. Региональные особенности почв Иртыш-Ишимского степного водораздела	135
Красин В.Н., Степанцова Л.В., Красина Т.В. Карбонатные конкреции черноземовидных почв юга Тамбовской равнины	138
Красина Т.В. Влияние поверхностного и грунтового заболачивания на состав гумуса черноземовидных почв юга Тамбовской равнины	142
Краснощеков Ю.Н. Серогумусовые почвы светлохвойных лесов юго-западного Прибайкалья	145
Круголь К.С. Основные химические свойства слоисто-пепловых вулканических почв (Ключевская сопка, полуостров Камчатка)	148
Куikliна С.Л. Пойменные почвы сартанского и голоценового возраста в долине р. Белой (Приангарье)	151
Курбатская С.С., Самбыла Ч.Н., Монгуш Ч.О. Особенности структуры почвенного покрова высокогорий Тувинской физико-географической области	153
Лазарева С.Д., Лопатовская О.Г. Химический состав почв в зоне разгрузки минеральных источников юга Восточной Сибири	156

Лойко С.В. Географические особенности почв черневой тайги	159
Лопатовская О.Г. Засоленные почвы юга Восточной Сибири	163
Мартынова Н.А. Генезис и проблемы классификации фосфоритных почв уникальных фосфоритоносных ландшафтов Прихубсугулья Байкальской природной территории	166
Матвишина Ж.М., Дорошкевич С.П. Эволюция почвенных покровов Среднего Побужья в плейстоцене	169
Матинян Н.Н. Структура почвенного покрова глинистых равнин Северо-Запада России	172
Мешалкина Ю.Л., Белоусова Н.И. Точность адресов почвенных разрезов для целей цифровой почвенной картографии	176
Миронычева-Токарева Н.П. Растительное вещество степных катен Хакасии (Статика и динамика)	177
Николаева Н.Ю. Минералы в почвах предгорий Кузнецкого Алатау	181
Николаева Н.Ю. Особенности структурообразования в карбонатных почвах	184
Николаева О.Г. Корректировка мелкомасштабной почвенной карты Иркутской области в соответствии с принципами Классификации почв России – 2004	187
Нурекенова А.Н., Сапакова А.К. Оценка содержания кобальта в почвах поймы р. Иртыш	190
Овчинников А.Ю., Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Иванникова Л.А., Попов Д.А., Кондрашин А.Г., Ваганов И.М. Роль древних процессов в дифференциации современных почв и почвенного покрова центра Восточно-Европейской равнины	194
Оконешникова М.В. Глеевые и неглеевые почвы тундры и притундровых редколесий в низовьях р. Лены	197
Очур К.О. Признаки педогенеза в голоценовых отложениях Восточно-Тувинского нагорья (На примере серии разрезов Ондум)	200

Паракишин Ю.П., Паракишина Э.М. Элементарные почвенные ареалы солонцовых комбинаций южной части Западно-Сибирской низменности и северной части Центрально-Казахстанского мелкосопочника	20
Перченко Н.А. Качественный состав гумуса почв поймы Средней Оби	20
Пестерев А.П. Мерзлотные серые почвы	20
Пологова Н.Н., Степанова Т.С. Формы соединений железа в почвах Васюганской равнины	21
Пономарева Т.В. Трансформация мерзлотных почв севера Средней Сибири под действием техногенного фактора	21
Путилин А.Ф., Шкаруба А.М., Дитц Л.Ю., Чичулин А.В. Геосистемный подход к изучению почвенного покрова и миграционно-вещественных потоков на водосборных бассейнах	21
Родикова А.В., Шамшаева В.Ф. Роль лимнических систем в формировании особенностей структуры почвенного покрова Ширинской степи (На примере оз. Шира)	22
Рыжков П.И. Особенности песчаных почв соснового леса долины реки Илловой севера Тамбовской равнины	22
Сапакова А.К., Нурекенова А.Н. Содержание свинца в почвообразующих породах Семипалатинского Прииртышья Республики Казахстан	22
Сарафанова Е.Ю. Анализ условий развития почвенных компонентов с привлечением ГИС-технологий	23
Седнев И.С., Калаева А.А. Изучение эволюции биогеоценозов Иксинского болота по стратиграфии торфяной залежи	23
Семендяева Н.В. Антропогенное воздействие на свойства почв Западной Сибири	23
Сеньков А.А. Курганные насыпи как физические модели атмосферного соленакопления в почвах	23

Скрипникова М.И. Изучение истории формирования почвенного покрова амурских равнин при помощи метода палеоботанического анализа	241
Скрыбкина В.П., Чевычелов А.П. Генезис и особенности географического распространения мерзлотных черноземов Якутии	245
Смоленцев Б.А. Морфогенетическая характеристика структуры почвенного покрова Западной Сибири	248
Смоленцева Е.Н. Почвенный покров высокогорных аридных котловин Юго-Восточного Алтая	252
Снег А.А., Локалина Т.В. Почвенный покров некоторых районов долины Верхней Оки	255
Соколов Д.А., Курачев В.М. Специфика развития окислительно-восстановительных систем почв техногенных ландшафтов	258
Соломатова Е.А. Структура почвенного покрова ельников черничных свежих заповедника «Кивач»	261
Спирина В.З. Формы фосфора в обыкновенных черноземах Минусинского прогиба в условиях агрогенеза	264
Спирина В.З., Крук Л.В. Почвы отрогов хребта Азыр-Тал Батеневского кряжа	269
Стома Г.В., Гермогенова А.Ю. Особенности почвообразования и трансформации почв г. Якутска	273
Сулейманов Р.Р. Гидрогенное накопление солей в пойме р. Усолка (Башкирия)	276
Татаринцев В.Л., Татаринцев Л.М. Гранулометрический состав и классификация почв	279
Томина Т.К. Фтор в сероземных почвах Жамбылской области	282
Филькин Т.Г., Назаров Н.Н., Фролова И.В. О масштабах влияния Камского водохранилища на почвенный покров прибрежных территорий	286

Хан К.Ю., Поздняков А.И., Сон Б.К.	
Механизмы образования и функционирования агрегатной структуры в почвах	289
Чевердин Ю.И., Титов В.Е., Титова Т.В.	
Физические свойства почв Каменной степи	291
Чевычелов А.П.	
Генезис буроземов Якутии	294
Шинкеева Н.А., Маслов С.Г.	
Химическая характеристика торфов таежной зоны Западной Сибири	298
Щеглов Д.И., Брехова Л.И., Чепков С.П.	
Гумусное состояние черноземов в различных типах биоценозов	301
Щеглов Д.И., Зайчикова Л.А.	
Влияние степени гидроморфизма на морфогенетические свойства почв Каменной степи ..	304
Якшина И.А.	
Почвы Новосибирских островов	307

Научное издание

**ОТРАЖЕНИЕ
БИО-, ГЕО-, АНТРОПОСФЕРНЫХ
ВЗАИМОДЕЙСТВИЙ
В ПОЧВАХ И ПОЧВЕННОМ
ПОКРОВЕ**

*Сборник материалов
IV Всероссийской научной конференции
с международным участием*

*1–5 сентября 2010 г.
г. Томск, Россия*

Т. 1

Оригинал-макет подготовлен по материалам,
представленным редакционной коллегией сборника

Корректор А.Н. Гранкина
Оригинал-макет О.П. Шершнёвой
Дизайн обложки А.В. Бабенко

Подписано к печати 16.08.2010 г. Формат 70х100/16.
Бумага офсетная. Гарнитура Times.
Усл. печ. л. 18,6. Тираж 250 экз. Заказ № **39**

Отпечатано на оборудовании
ООО «Издательство «ТМЛ-Пресс»
634050, г. Томск, ул. Советская, 33, оф. 01.
Тел. (8+3822)-59-25-75

ISBN 5-91302-090-X



