
К 100-ЛЕТИЮ С.А. ВЛАДЫЧЕНСКОГО

УДК 631.4

**ПРОФЕССОР МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
СЕРГЕЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ ВЛАДЫЧЕНСКИЙ**



Известный историк П.А. Зайончковский сказал, что выше должности профессора Московского университета ничего нет. И в чем-то П.А. Зайончковский прав: Московский университет – это особое учреждение, вписавшее свое имя в историю России, а выпускники его и сотрудники вот уже 250 лет служат России.

Таким профессором Московского университета был известный почвовед-мелиоратор Сергей Александрович Владыченский (1908–1968). В этом году исполняется 100 лет со дня его рождения. С.А. Владыченский появился на свет 16 октября 1908 г. в Томске в семье врача – научного работника. В 1912 г. семья переехала в Краснодар. Сергей Александрович окончил в 1925 г. краснодарскую школу – девятилетку и поступил в Кубанский сельскохозяйственный институт. Учи-

телем Сергея Александровича был его тезка профессор С.А. Захаров. С.А. Владыченский часто вспоминал своего учителя, его исключительную преданность науке, почвоведению. Он рассказывал, как С.А. Захаров шел по дороге, где рыли ямы для установки столбов линии электропередачи. С.А. Захаров составил описание каждой ямы на протяжении нескольких километров.

После окончания института (1929 по 1935 гг.) Сергей Александрович Владыченский работал почвоведом-агрономом на табачных плантациях Кубани во Всесоюзном институте табачной и махорочной промышленности (Краснодар). С 1929 по 1931 гг. он был научным сотрудником сектора удобрений (Горячий Ключ Краснодарского края), с 1932 по 1934 гг. – заведующим отделом химизации Закавказского филиала Института

(г. Лагодехи, Грузия). В 1935 г. работал научным сотрудником отдела химизации в Центральном институте в Краснодаре. Именно С.А. Захаров консультировал С.А. Владыченского в этой его работе. С.А. Владыченский уже тогда проявил свою главную особенность: вникать во все детали порученного ему дела. Он изучил всю технологию выращивания табака и изготовления разного рода табачных изделий. Много позже он рассказывал своим ученикам секреты табачного производства, роли в производстве табачных изделий дорогих сортов табака, что такое госты на папиросы (тогда гостом считалась стоимость компонентов, которая должна была оставаться строго определенной).

С 1936 по 1939 гг. С.А. Владыченский – аспирант ВИУАА в лаборатории почвенных коллоидов, руководителем которой был профессор А.Ф. Тюлин. Сергей Александрович добрым словом поминал своего руководителя. Но шутливо замечал: Александр Федорович очень глубокий ученый, но очень разговорчивый. Следует отметить, что все работы по разнокачественности ила в почвах берут свое начало от работ А.Ф. Тюлина.

По окончании аспирантуры Сергей Александрович защитил диссертацию “Структурообразующая роль отдельных фракций гуминовых веществ коллоидов чернозема” на соискание степени кандидата сельскохозяйственных наук на Ученом совете факультета агрохимии Тимирязевской сельскохозяйственной академии 7 мая 1939 г. В 1939–1940 гг. он уже работал доцентом и вел курс химии почв в Ростовском университете. В 1940–1941 гг. С.А. Владыченский переехал в Среднерусскую полосу. Он работал заведующим лабораторией на станции аэрации в Кунцево (тогда Московская обл.). Именно здесь он начал работу по методам очистки сточных вод.

1 августа 1941 г. Сергей Александрович призван в Красную Армию. Служил в должности начальника химической службы авиационного соединения в звании инженер-капитана. Находясь в действующей армии, он написал работу “Коллоидно-химические свойства активного ила сточных вод”. 15 ноября 1944 г. работа была защищена как диссертация на соискание ученой степени кандидата химических наук на Ученом совете факультета агрохимии и почвоведения ТСХА.

Ему, фактически, принадлежат первые исследования по переработке сточных вод, проблема, в настоящее время ставшая одной из ключевых в городских хозяйствах. Он выдвигал идею переработки сточных вод, выделение технически полезных веществ, в том числе сахаров для их вторичного использования.

Демобилизовавшись из армии в мае 1946 г. он с 15 июля по 25 ноября 1946 г. работал старшим научным сотрудником ВИУАА.

С 1 декабря 1946 г. Сергей Александрович перешел на работу в МГУ, сначала доцентом, а с

1958 г. профессором. В МГУ С.А. Владыченский участвовал в работе Волго-Донской экспедиции. Результаты экспедиции дали ценные теоретические и прикладные результаты, использованные, в частности, при проектировании трассы Волго-Донского канала и искусственных водохранилищ. Одним из первых С.А. Владыченский стал использовать шлифы для анализа пористости и микростроения черноземов. Он обратил внимание на гумус, как фактор образования агрегатов, и высказал ряд пророческих мыслей о роли строения и химического состава гумуса почвы в свойствах агрегатов

Уже позже, в 1950-х гг. вместе с Э.Д. Баировой С.А. Владыченский рассчитал необходимую повторность шлифов для анализа микропористости почв, первым применив статистический подход в микрочвоведении. С.А. Владыченский первым ввел в практику широкие почвенные разрезы, в которых было удобно определять физические свойства почв.

В 1948–1950 гг. после организации кафедры мелиорации почв С.А. Владыченский исполнял обязанности заведующего кафедрой. Он вел переговоры с В.А. Ковдой, приглашая его на заведование кафедрой мелиорации почв. В 1951 г. кафедру возглавил профессор Н.А. Качинский. Он реорганизовал кафедру, превратив ее в кафедру физики и мелиорации почв. С.А. Владыченский вел на кафедре специализацию по мелиорации.

В 1948 г. начались работы по “преобразованию климата”, по выращиванию лесных полос на Юго-Востоке европейской части страны. Московский университет организовал Сталинградскую (потом Волгоградскую) экспедицию.

В 1950 г. Сергей Александрович принял участие в этой экспедиции. Он заложил опыт по мелиорации солонцов в Тингутае, наблюдения здесь затем продолжил А.Г. Бондарев, защитивший по этим материалам кандидатскую диссертацию. Уже в 1970-х гг. именно на этих опытах работала Волгоградская экспедиция, именно там отбирали образцы для кандидатских диссертаций В.Ф. Бабанина, Д.Л. Хайдапова, В.М. Кипнис и др.

В 1952 г. С.А. Владыченский организовал и возглавил Волго-Ахтубинскую экспедицию, в которой были изучены физические свойства, водный режим почв Волго-Ахтубинской поймы и дельты. (Отряды физиков почв работали в Капустном Яре и в Семибуграх). Исследованы районы дельты (включая Астраханский заповедник), Восточные ильмени (Ганюшкино), район Капустина Яра. По материалам экспедиции С.А. Владыченский защитил в феврале 1956 г. на Ученом совете Биолого-почвенного факультета свою третью, уже докторскую, диссертацию “Почвенно-мелиоративная характеристика Волго-Ахтубинской поймы и Волжской дельты”.

Во время работы в МГУ Сергей Александрович читал курс “Мелиорация почв”, спецкурсы,

вел практикумы. Он участвовал в Волго-Донской экспедиции, был начальником Волго-Ахтубинской и Нижне-Камской экспедиций, в 60-е годы – начальником Гидромелиоративной экспедиции. В 1957 г. ему присвоено звание профессора.

Именно в этот период С.А. Владыченский сформулировал основные положения своего учебного курса “Мелиорация почв”. Он сначала читал его как спецкурс для своих студентов, затем как общефакультетский программный курс лекций. Лекции С.А. Владыченского были всегда насыщены фактами, примерами, лишены “украшательства”, но четко раскрывали состояние и основные принципы мелиорации почв.

Он приводил, к примеру, высказывание А.И. Набоких, что в будущем можно будет обходиться без классификации почв, а получать непрерывную функцию по характеристике почвенного покрова и предлагал студентам обсудить это положение.

В конце 1950 – начале 1960 гг. С.А. Владыченский начал совершенно новую, очень актуальную и нужную тему: влияние водохранилищ на почвы прилегающих территорий. Он и его сотрудники: В.Е. Корневская, Л.В. Яковлева, З.Н. Громова – изучали подтопленные почвы Рыбинского водохранилища, Камского, Можайского и др. По этой теме защищено несколько кандидатских диссертаций: В.И. Андриенко, З.Н. Громова, Л.В. Яковлева. Последняя диссертация по объему, собранному материалу, обобщениям скорее была докторской, чем кандидатской. Но преждевременная смерть С.А. Владыченского в 1968 г. не позволила Л.В. Яковлевой замахнуться на защиту докторской диссертации. Она ограничилась степенью кандидата наук.

К сожалению, Сергей Александрович не успел обобщить весь полученный материал в общей монографии. Он сейчас разбросан в разных статьях, отчетах экспедиции и диссертациях. Но ценность этих работ несомненна. Они доказали изменение уровня грунтовых вод на определенном расстоянии от зеркала водохранилища. Выявлены изменения почвенного покрова, свойств почв. Оценено все комплексное влияние водохранилищ на окружающую территорию. Сотрудники Дарвинского заповедника до сих пор повторяют слова С.А. Владыченского, что создание Рыбинского водохранилища было ошибкой, но еще большей ошибкой будет спуск этого водохранилища сегодня.

С.А. Владыченский занимался генезисом и эволюцией почв, мелиоративным почвоведением, водными свойствами почв. Так, под его руко-

водством В.В. Рыбиной выполнена работа по изменению угла смоченности в зависимости от влажности почв и их гранулометрического состава. Эта работа уникальна в почвоведении, а сама тема соответствует сегодняшним представлениям о разработке нанотехнологий.

В течение многих лет С.А. Владыченский читал курс “Мелиорация почв” студентам почвенного отделения Биолого-почвенного факультета МГУ. Он – автор учебника по этому курсу, выдержавшего два издания, и практикума по этой же специальности. Второе издание учебника С.А. Владыченского было организовано его ученицей З.Н. Громовой.

С.А. Владыченским разработана концепция эволюции почв и формирования почвенного покрова в зоне влияния искусственных водохранилищ. Эти оригинальные исследования положили начало новому направлению в изучении гидроморфных и подводных почв. Он предложил рассматривать водный режим почв зоны подтопления как своеобразный тип водного режима почв.

В 1953–1954 гг. Сергей Александрович был приглашен в Германию для чтения лекций по почвоведению, и после возвращения в Москву он опубликовал статью “Почвы ГДР” – одну из первых о заграничных почв после длительного перерыва в таких публикациях.

С.А. Владыченский принципиально давал своим студентам, а тем более аспирантам, максимум самостоятельности, не допекая их мелочной опекой. В то же время он детально прочитывал работы своих воспитанников и скрупулезно обсуждал как сам текст, так и фактические данные работы. Среди его непосредственных учеников 2 доктора, 7 кандидатов наук, несмотря на то, что аспирантов Сергей Александрович брал очень редко.

На факультете почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова студенты до сих пор пользуются учебником С.А. Владыченского. Его идеи по-прежнему разрабатываются на кафедре физики и мелиорации почв. Кафедра совместно с сотрудниками Астраханского университета начала новый цикл работ по изучению солевых режимов почв Волго-Ахтубинской поймы. В этих работах обсуждаются и проверяются предсказания С.А. Владыченского об изменении солевого режима региона при изменении его поемного режима.

Все это говорит о значимости научно-педагогической деятельности С.А. Владыченского, и о том, что им оставлен яркий след в жизни МГУ, факультета почвоведения и в развитии нашей науки.

К 100-ЛЕТИЮ С.А. ВЛАДЫЧЕНСКОГО

УДК 631.40

**С.А. ВЛАДЫЧЕНСКИЙ – ПЕДАГОГ И ОРГАНИЗАТОР
УЧЕБНОГО ПРОЦЕССА**

© 2008 г. Е. В. Шеин, А. Б. Умарова

Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

E-mail: shein@physics.soils.msu.su

Поступила в редакцию 12.03.2008 г.

В статье “О подготовке почвоведов”, опубликованной в журнале “Почвоведение” в 1966 г., С.А. Владыченский поставил вопросы, имеющие актуальность и в наши дни: о соотношении педагогической и научно-исследовательской работы в вузах, о совершенствовании педагогического процесса, о подготовке профессорско-преподавательского состава, о специализации в почвоведении. В настоящей статье рассматриваются вопросы формирования учебного процесса по почвоведению в современных условиях, в связи с вопросами подготовки почвоведов в ВУЗах, поднятыми в статье С.А. Владыченским.

Педагогический процесс – дело живое, интенсивное, постоянно требующее энергии при работе со студентами. Но с другой стороны – консервативное, так как необходимо давать фундаментальные базовые знания по узловым вопросам, а не всю совокупность сведений по предмету. В этом убеждаешься еще раз, читая статью С.А. Владыченского “О подготовке почвоведов” [1]. Действительно, со времени публикации этой небольшой статьи прошло более 40 лет, сменились формации, образование стало рыночным продуктом, однако, принципы формирования высококвалифицированного специалиста остались прежними. И по-прежнему актуальны вопросы, поднятые С.А. Владыченским. Актуальны они, прежде всего потому, что, как писал С.А. Владыченский: “Недостатки в развитии почвенной науки в большой мере связаны с недостатками подготовки кадров почвоведов”. В настоящей статье мы остановимся на положениях, обозначенных С.А. Владыченским в 1966 г., соблюдая ту же рубрику, что и в оригинальной статье.

**СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ
ПЕДАГОГИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА**

В этом разделе С.А. Владыченский пишет о самом, пожалуй, важном, структурном, моменте в учебном процессе – о необходимости формировать не совокупность знаний, а понимание. Он так и пишет: “Нужно отказаться от стремления передать студенту все сведения, которые могут ему потребоваться в дальнейшем. В вузе студент должен получать главные, абсолютно необходимые сведения по узловым вопросам науки, научиться самостоятельно разбираться в материале, приобрести умение правильно научно мыслить, правильно организовывать свою работу” (подчеркивание авт.). Главное здесь для педагогов-почвоведов, на наш взгляд, следующее. При чтении

общекурсовых потоковых лекций педагог должен отказаться от своих научных симпатий, во многом и от специфики тех направлений, которые он разрабатывает, а сосредоточиться на фундаментальных системных вопросах последовательного освоения материала. Особенности научного опыта и собственные разработки, по-видимому, могут излагаться в спецкурсах. Однако это и до сих пор удается не всегда. Есть и примеры, – это многие учебники по разделам почвоведения, которые больше напоминают монографию, а не системный учебник. А примером классического учебника с последовательным изложением фундаментальных основ и практических примеров может служить именно учебник С.А. Владыченского “Сельскохозяйственная мелиорация почв” (М.: Изд-во Моск. ун-та, 1964). Этот учебник начинается с фундаментальных понятий: водного баланса, водного режима и влагообеспеченности различных территорий. Обосновав особенности водного режима почв, автор далее поставил разделы, связанные с оросительными и осушительными мелиорациями, мелиорацией засоленных почв. Учебник заканчивается практическими разделами по изыскательским работам в целях мелиорации. Это, пожалуй, лучший пример того, как автор сумел ради педагогического процесса отодвинуть свои научные приоритеты и последовательно, на основе изложенных физических законов движения воды и солей, осветить основные принципы и методы мелиорации. Классический пример классического учебника.

Еще один важный момент, актуальный и в настоящее время, – это подготовка профессиональных кадров для высшей школы. Опять цитата из статьи С.А. Владыченского: “Для того чтобы стать учителем в средней школе, необходимо иметь специальное педагогическое образование, а для того, чтобы стать доцентом, в большинстве случаев достаточно защитить кандидатскую дис-

сертацию. Однако известно, что можно быть прекрасным научным работником, но плохим педагогом”. А в данный момент в этом направлении что-то происходит? Пожалуй, нет, проблема как была, так и осталась. Есть, правда организационная форма в виде курсов повышения квалификации для преподавателей. Однако, данная система, несмотря на ее привлекательность и очевидную необходимость повсеместной реализации, представлена очень слабо. Как правило, повышение квалификации в подавляющем большинстве связано с освоением новых методов исследования почв, с новыми специальными дисциплинами и носит индивидуальный разовый характер. Это опять-таки, скорее повышение квалификации специалиста как научного сотрудника, исследователя. На наш взгляд, повышение квалификации преподавателей по специальности “Почвоведение” не должно ограничиваться программами по предмету. Необходимо включать многие аспекты преподавания: методы подачи материала, ознакомление с наглядным материалом, электронными учебниками, презентациями, дистанционными методами обучения и др.

Кроме того, важным моментом может явиться педагогическая практика аспирантов, которая зачастую носит формальный характер, хотя аспиранты являются дипломированными специалистами и могут более активно участвовать в образовательном процессе.

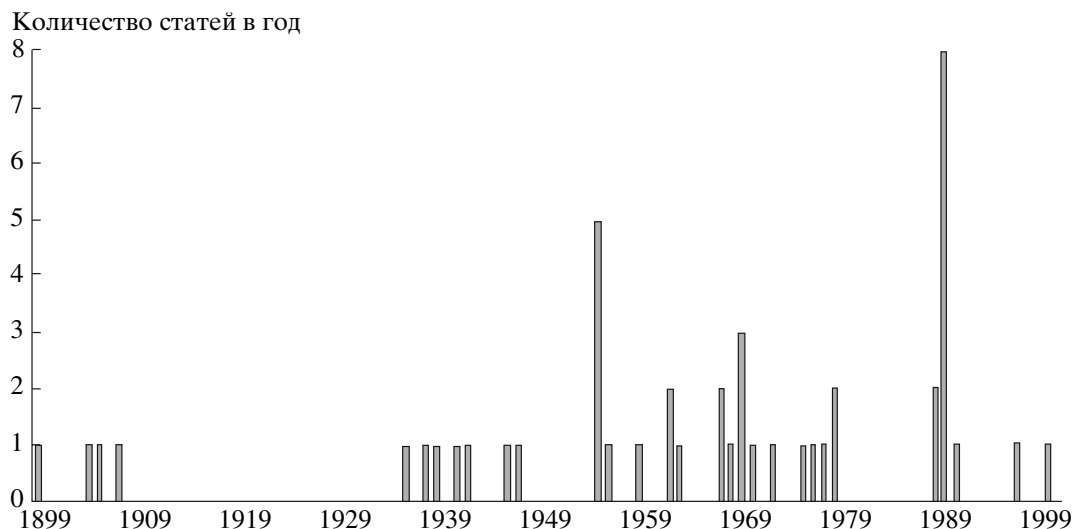
В настоящее время в обучении будущих почвоведов, как и других выпускников естественно-научных факультетов университетов, предлагается повсеместно ввести новые формы обучения: виртуальные лекции, тесты, которые будут основными формами обучения и контроля. Тестирование – очень современный вариант оценки знаний, и его надо использовать, так как в этом случае можно научить быстро анализировать ситуацию и выбирать правильное решение. Но, по-видимому, эту форму обучения надо тщательно разрабатывать, подбирать задачи и варианты ответов с возможностью творческого нестандартного ответа, который по баллам может быть выше оценен. И конечно, тесты должны сочетаться с другими формами обучения. К сожалению, роль преподавателя-ученого-педагога-лектора в одном лице, пожалуй, начинает уменьшаться. А в почвоведении она очень важна. Особенно для полевых учебных и производственных практик. В естественных науках, как и в российском образовании вообще, сейчас более востребованы преподаватели-практики, обучающие практическим навыкам, практическим вопросам, современным документам. И остается неясно, кто кем руководит, – наша система подготовки или насущные жизненные задачи? Полагаем, что в почвоведении, во всяком случае, в университетском образовательном процессе, все-таки превалирует (или должна превалировать) система подготовки.

Современное состояние образования в нашей стране таково, что оно направлено на развитие определенных компетенций: знаний, умений, самостоятельности и ответственности, коммуникативно-социальных компетенций, умения учиться, профессиональных компетенций. А вот способны ли мы сейчас сформулировать указанные компетенции профессионала-почвоведа, которые мы должны воспитывать, выращивать в студенте? На эту проблему, в несколько иных терминах, указывал С.А. Владыченский более 40 лет назад. Она актуальна и по сей день.

О СПЕЦИАЛИЗАЦИИ

В статье 1966 г. С.А. Владыченский отмечает, что “...наблюдается тенденция к расчленению почвоведения на самостоятельные дисциплины (лесное, мелиоративное, химия физика, биология т.п.)”. Это было очень точно подмечено Сергеем Александровичем. Уже тогда начали формироваться самостоятельные отрасли почвоведения, имеющие свои методы и практические приложения. К сожалению, это гениальное предвидение С.А. Владыченского оказалось не просто тенденцией, а достаточно могучим явлением в почвоведении, во многом неблагоприятно влияющим на него, как самостоятельную науку, и в настоящее время. Действительно, кто сейчас, по прошествии нескольких десятков лет с той самой статьи, может достаточно убедительно определить цель почвоведения, как единой науки? Во всяком случае, основные вопросы географического распространения почв и почвенной картографии уже решены, имеются базы данных и разнообразные, в том числе и электронные, карты. Вопросы происхождения почв, почвенных горизонтов, эволюции почв отошли на второй план в связи с необходимостью решать практические и финансируемые проблемы. А они оказались разными у физики и мелиорации, химии, биологии почв и других разделов почвоведения. И проблема единства нашей науки, проблема специализации, как указывал ее в 1966 г. С.А. Владыченский, выросла а центральную целевую проблему почвоведения, – какова цель, назначение и основная востребованность в выпускниках, или в современных терминах – кто основной работодатель студентов, специализирующихся в изучении нашей науки. И эта проблема, поставленная С.А. Владыченским, актуальна, быть может даже более остра на сей день, чем 40 лет назад.

В заключении своей небольшой статьи С.А. Владыченский пишет о том, что необходимо больше уделять внимания подготовке кадров, о том, что “В журнале “Почвоведение” необходимо организовать раздел, посвященный этому вопросу”. Образовательный процесс – одна из важнейших составляющих любой науки, обеспечивающих ее жизнеспособность и ее развитие. Именно поэтому на протяжении всего периода развития нашей науки многие ведущие ученые обращались



Количество статей в журнале "Почвоведение", посвященных образовательному процессу, в различные годы.

к теме подготовки кадров. Мы проанализировали статьи по вопросам образования, вышедшие в журнале "Почвоведение" за последние 100 лет, отметим некоторые моменты (рисунок).

Статей по образованию очень мало – за 100 лет их опубликовано всего 47. Несколько статей, опубликованных в период с 1899 по 1907 г., посвящены деятельности различных сельскохозяйственных курсов. Статьи по образованию, вышедшие в конце 30-х годов, касались вопросов подготовки кадров для колхозных активистов. Первая статья об образовании в высшей школе вышла в 1940 г. – это статья Ф.А. Гаврилюк "Об учебной и производственной практике студентов почвенных специализаций". А в 1954 г. к вопросам повышения уровня преподавания обратились Г.В. Добровольский, В.А. Ковда, А.Н. Соколовский. Это дало толчок к целому ряду статей в 60–70-е гг., авторами которых явились Н.Г. Зырин, Д.С. Орлов, Г.В. Добровольский, С.А. Владыченский, М.А. Глазовская, Ф.Я. Гаврилюк, И.С. Кауричев. Они рассматривали вопросы подготовки почвоведов различных специализаций, делились опытом преподавания и проведения различных спецкурсов и практик. После десятилетнего перерыва в 1987 г. вышла статья А.Д. Воронина, Г.В. Добровольского, Д.С. Орлова "Развитие

почвоведения и подготовка кадров почвоведов в университетах страны", а в 1988 г. вопросам образования был посвящен целый номер журнала. После этого журнал не касался проблем образования непосредственно, представляя в виде рецензий лишь вышедшие учебники и учебные пособия.

Нет сомнений, что развитие любой науки, развитие наших знаний о природе – это процесс поиска, формирования и утверждение концепций, обучение этими концепциями новых молодых людей, которые идут в процесс поиска и развития, формирования и утверждения концепции. Процесс познания обязательно включает стадию передачи классических знаний и умение ими пользоваться молодыми, то есть процесс образования. Если в этом циклическом процессе что-то исказится, замерзнет, застарел, забуксует, то эта область науки может остановиться в своем развитии. Это прекрасно понимал С.А. Владыченский, он был обеспокоен судьбой почвоведения, составной частью развития которой является образовательный процесс.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владыченский С.А. О подготовке почвоведов // Почвоведение. 1966. № 10. С. 85–86.

S.A. Vladychenskii as a Teacher

E. V. Shein and A. B. Umarova

In the paper "On the Training of Soil Scientists" published in the journal *Pochvovedenie* in 1966, S.A. Vladychenskii raised the problems that are particularly topical in our days. How to balance pedagogical and research activities in the institutes of higher education? What should be done to improve the quality of teaching? What are the requirements for teachers and professors of soil science? What is the optimum level of specialization in the selected field for students? In this paper, we consider current problems of teaching soil science in the institutes of higher education in the context of the ideas advanced by S.A. Vladychenskii.

УДК 631.4

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОБМЕННЫХ КАТИОНОВ В ПОЧВАХ КАТЕНЫ БУГРА БЭРА*

© 2008 г. Л. О. Карпачевский¹, Л. В. Яковлева², А. В. Беднев², А. В. Федотова²¹ Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы² Астраханский государственный университет, 414056, Астрахань, ул. Татищева, 20А

Поступила в редакцию 05.04.2007 г.

Бугры Бэра (Астраханская обл.) способствуют формированию почвенного комплекса, включающего бурые солонцы (вершина), бурые солонцеватые почвы и лугово-бурые почвы (склоны) и солончаки (подножье склона). В бурых полупустынных почвах вершин и склонов бугров Бэра в почвенном поглощающем комплексе большую долю (от 7 до 42%) занимает обменный Na. Однако четких морфологических признаков осолонцевания, кроме цементации и слабо выраженных столбчатых отдельностей, в почве вершины не наблюдается. Возможно, это связано с легким гранулометрическим составом почв, о чем свидетельствует небольшая емкость поглощения (менее 10 ммоль экв/100 г) в основной массе почвы. В поглощающем комплексе присутствует заметное количество обменного K (от 2 до 9% от суммы катионов). В исследованных почвах отмечается прямая корреляция между содержанием Na в водной вытяжке из почвы и количеством его в обменном комплексе (ммоль экв/100 г).

Засоление почв широко развито на территории дельтовых ландшафтов Астраханской обл. Оно достаточно хорошо изучено [12]. В меньшей степени изучены обменные катионы в засоленных почвах. Солевой режим определяет протекающие в почвах процессы ионного обмена между подвижной фазой и почвенно-поглощающим комплексом (ППК). В почвах аридных регионов среди обменных катионов преобладают Ca^{2+} , Mg^{2+} и Na^+ , соотношение которых в ППК определяется содержанием и составом легко-растворимых солей и величинами коэффициента селективности [10].

Владыченский [6] обратил внимание на то, что в зависимости от динамики гидрологического режима для почв Волго-Ахтубинской поймы и дельты характерна эволюция как засоления почв, так и самих почв. Особую ландшафтно-образующую роль он отводил буграм Бэра, которые создают своеобразные катены на плоской равнине речной долины.

Цель данной работы – изучение обменных катионов в ландшафтах с буграми Бэра района западных подступных ильменей в зависимости от степени их засоления. Бэровские бугры отличаются сухостью. Отмечают большое количество карбонатов, благодаря которым породы плотно сцементированы. Помимо карбонатов, породы богаты сульфатами и хлоридами. Большое содержание солей обуславливает специфический белесоватый оттенок материнских пород [9]. Самый нижний слой, который вскрывается в основании обрывов и расчисток бугров, иногда сложен белыми, но чаще коричневатого- и серовато-желтыми

ми мелкозернистыми песками, местами супесями, с тонкими прослоями светло-шоколадных глини-суглинков и мучнистой присыпки с раковинами моллюсков опресненного хвалынского комплекса. Видимая мощность песков обычно менее 2 м, они присутствуют также в понижениях между буграми. На песках, четко отделяясь от них, обычно лежат нижнехвалынские морские шоколадные глины-суглинки. Они слоисты, хорошо структурны, засолены хлористыми, сернокислыми и карбонатными солями, содержат сростки и отдельные кристаллы гипса, редкие раковины морских моллюсков, линзы песка с большим количеством ракушечного детрита. Мощность глини-суглинков – 1–3 м. На шоколадных глинах-суглинках лежат светло-серые до коричневатожелтых разнозернистые пески, иногда глинистые, с тонкими прослойками коричневых суглинков. Толща бугра сложена более или менее четкими клиновидными пачками, в которых тонкие слои желтовато-коричневого обычного песка чередуются с такими же тонкими слоями темно-коричневых глиняных псевдопесков. (Они кажутся более легкими, чем на самом деле, благодаря хорошей микроагрегированности.) Толща сильно засолена, имеет рыхлую комковатую структуру, содержит редкий рассеянный ракушечный детрит, тонкие прослойки из него и единичные целые раковины. Выше бугровой толщи лежат верхнебугровые отложения, представленные желтыми песком, алевроитом, глинистым песком, супестью с тонкими прослойками суглинков, глинистых галек, редкими раковинами морских моллюсков. Они похожи на отложения бугровой толщи и отличаются от них более светлой окраской, меньшим количеством прослоек из глиня-

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 06-04-48297 и 05-04-48015.

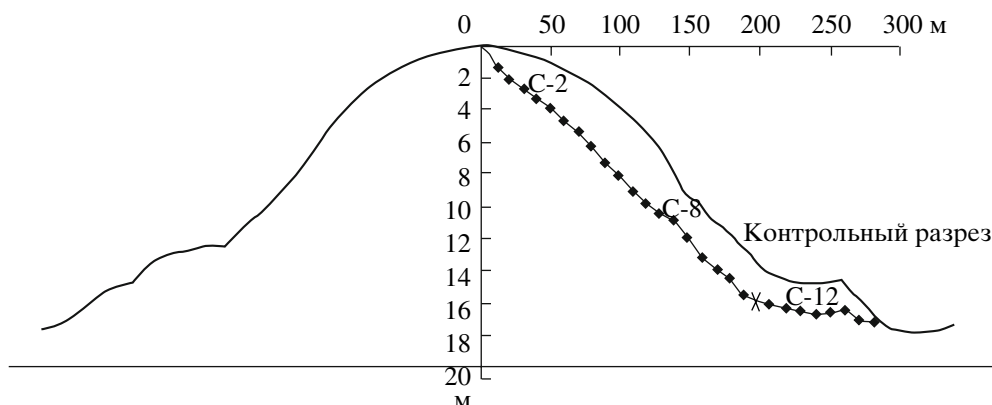


Рис. 1. Геоморфологический профиль С (водораздельное пространство – соленый ильмень).

ных псевдопесчинок и большей однородностью. Их мощность 1–3 м, иногда до 6–8 м, в нижней части склонов она больше, чем у вершины. Верхнебугровые отложения или плащеобразно перекрывают бугровую толщу, или прислонены к ней; иногда они полностью отсутствуют. С поверхности бугры покрыты лёссовидным слоем и светло-бурой почвой. Генезис четвертичных лёссовидных почвообразующих пород аэраль-но-эоловый [14]. В нижних частях склонов бугров залегают осадки разных стадий новокаспийской трансгрессии. Бугры Бэра состоят из разновозрастных и генетически различных частей: цоколя, бугровой толщи и верхнебугровых отложений. Все отложения содержат карбонаты.

На возвышенных элементах рельефа (вершина и склон бугра) глубина залегания грунтовых вод значительна (6–8 м). Очень малое количество осадков, сильные ветра и высокая температура воздуха обуславливают большую сухость почв, формирующихся при участии пустынно-степной растительности в данных условиях.

Зарегулирование стока Волги коренным образом изменило гидрологические условия в ее низовьях. Продолжительность паводков уменьшилась примерно в 2 раза. Летне-осенний меженьный уровень Волги понизился. На подтопляемых участках, не заливаемых паводковыми водами, отмечается резкое возрастание запаса солей в верхних горизонтах почв, главным образом, в результате перемещения имеющихся солей из нижней части профиля в верхнюю [13]. Изменение гидрологического режима в условиях засушливого климата неизбежно ведет к изменению ландшафта в целом. Особенно ярко изменение гидрологического режима сказалось на окраинных районах дельты: в районе западных и восточных подстепных ильменей. Прекращение поемного режима и высокие температуры привели здесь к тому, что гидроморфные виды растительности стали выпадать, уступая место более ксерофитным [15]. К настоящему моменту времени район западных подстепных ильменей представляет собой мозаи-

ку из ландшафтов разной степени аридизации. В данной работе рассматривается ландшафт с наиболее жесткими и экстремальными для произрастания растений условиями.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В качестве объекта исследований выбран бэровский бугор с прилегающей равниной в районе западных подстепных ильменей Астраханской обл. Исследованный ландшафт включает непосредственно сам бугор Бэра, пространство около бугра и понижение между буграми, вплоть до водоема (рис. 1). Перепады высот по данным нивелирной съемки по катене соленого ильменя составляют 20 м. В пределах профиля-катены заложена серия прикопок глубиной 60 см и один полнопрофильный разрез.

Почвы изученного бугра – зональные бурые полупустынные солонцеватые суглинистые засоленные. Развитие этих почв происходит при участии пустынно-степной растительности [8], доминантными видами являются *Camphorosma monspeliaca*, *Anabasis salsa*. Растительное сообщество входит в состав класса *Artemisietea lerchianaе* и представлено асс. *Artemisietum lerchianaе*. Растения расположены очень редко, большая часть почвы остается оголенной. Поверхностные горизонты бурых полупустынных почв не испытывают на себе влияние паводков. Снабжение этих почв водой происходит лишь за счет редких летних и осенних дождей и ранней весной при таянии снега.

Выделения легкорастворимых солей в поверхностных горизонтах не наблюдается. Соли выкристаллизовываются с глубины 20–50 см. Можно считать, что именно на эту глубину почвы отмыты осадками от растворимых солей.

Для характеристики морфологических признаков бурых полупустынных почв, расположенных на вершинах бугров Бэра, приведем описание бурого полупустынного солонца (разр. 02).

Ад, 0–7 см. Мелкоагрегированный, порошистый, пылеватый, рыхлый, сухой, местами ко-

рочка на поверхности, переход по структуре и влажности.

B1, 7–22 см. Светло-бурый, плотный, трещины формируют столбики 5×15 см, сухой, переход ясный по наличию солей.

Bsol, 22–57 см. Светло-бурый, в нижней части темнее за счет влажности, большое скопление солей, плотный трещин меньше, блеск кристаллов гипса.

B2, 57–87 см. Влажный, бурый, постепенное исчезновение скопления солей, более рыхлый.

B3, 87–110 см. Более ярко выражена слоистость. Тяжелее по гранулометрическому составу.

Поверхностный гумусовый гор. Ад сухой, плохо агрегированный, иногда бесструктурный, местами выражен фрагментарно. Чаше всего в строении Ад отмечается горизонтальная слоистость и вертикальная трещиноватость. В нем содержится наибольшее количество корневых систем. Данный горизонт может быть охарактеризован как светлогумусовый, окраска серая или буро-серая. Количество гумуса в этом горизонте наибольшее по профилю, однако его содержание очень мало (не превышает 0.47%). Изреженная растительность не обогащает эти почвы значительной массой органического вещества. Отмершие растительные остатки под воздействием специфических климатических факторов подвергаются полной минерализации в условиях полного преобладания аэробных процессов. В процессе минерализации растительных остатков накапливаются зольные элементы, причем значительная часть приходится на долю щелочных металлов, в частности, натрия.

Шлейф и подошва бэровского бугра по катене представлены солончаками луговыми гидроморфными. Солончаки в изучаемом районе не образуют сплошных массивов. Они встречаются пятнами среди других почвенных разностей. Для них характерен тяжелый гранулометрический состав и хорошо выраженная слоистость аллювиального происхождения.

Растительность солончаков имеет галофитный пустынно-степной характер. Доминантным видом в растительном сообществе данного местообитания является *Aeluropus pungens* (Bieb.) C.Koch (прибрежница колючая).

Разр. 11 является типичным примером лугового солончака гидроморфного, расположенного на шлейфе бэровского бугра, у восточного его склона.

I слой (А гум), 0–9 см. Темно-серый, сухой, рыхлый, пылеватый с отдельными мелкими агрегатами, переход по цвету и наличию солей.

II слой, 9–27 см. Светло-бурый, многочисленные выцветы солей, суховат, переход ясный по цвету и наличию солей.

III слой, 27–36 см. Темно-бурый, с шоколадным оттенком, отдельные скопления солей, меньше, чем в предыдущем, оглеенные пятна 3–5 см, переход по влажности и цвету.

IV слой, 36–60 см. Темно-бурый, светлее и влажнее предыдущего.

По профилю наблюдается переход через солончак с погребенными горизонтами к торфяно-глеевой болотной засоленной почве, для которой характерна оглеенность почвенного профиля, оторфованность, высокая влажность (80–90%) и небольшая плотность (<1 г/см³). Далее (через болото) переход к дерново-луговым глеевым сильнозасоленным почвам. Общие особенности почв этой части профиля: рыхлое сложение почвенного профиля, признаки оглеения, наличие песчаных прослоек в верхнем 0–10 см слое и песчаной подстилающей породы. В этих условиях слоистость почвенного профиля может играть существенную роль в формировании водного режима этих почв, увеличении длительности обводненного периода и значительным фактором в формировании растительного покрова. Общее проективное покрытие данного участка составило 65%. Средняя высота травостоя 80 см. Плюризональный вид *Typha latifolia* L. (рогоз широколистный) является доминантом растительного сообщества данного местообитания. Виды исследованного участка приурочены к самым увлажненным и незасоленным почвам дельты Волги.

Почвы прикопок 14 и 15 относятся к солончакам с погребенными горизонтами, расположенным на шлейфе бэровского бугра у южного его склона.

Солончак с погребенными горизонтами (разр. 14):

I слой (А), 0–5 см. Намытый, черный, глинистый.

II слой, 5–18 см. Темно-серый с буроватым оттенком, белые вкрапления солей (крупные точки).

III слой, 18–38 см. Черный с многочисленными скоплениями солей, ближе к мицелию.

IV слой, 38–57 см. Бурый, с отчетливо выраженными пятнами солей.

V слой, 57–65 см. Бурый, отдельные скопления солей.

Основу почвенного покрова изучаемого ландшафта составляют зональные бурые полупустынные почвы разной степени засоления и солонцеватости, приуроченные непосредственно к буграм. Почвообразующие породы в районе западных подступных ильменей имеют различный состав и характер [2] (рис. 2).

Характерной особенностью почвенного покрова выбранного ландшафта района западных подступных ильменей является то, что под гор. А непосредственно залегает сцементированный горизонт, который считается солонцеватым. Изменение мощности горизонтов происходит постепенно, за исключением последних точек трансекты, где профиль представляет собой череду последовательно меняющихся слоев соли и/или аллювиальных наносов. Здесь почвы находятся в зоне непосредственно

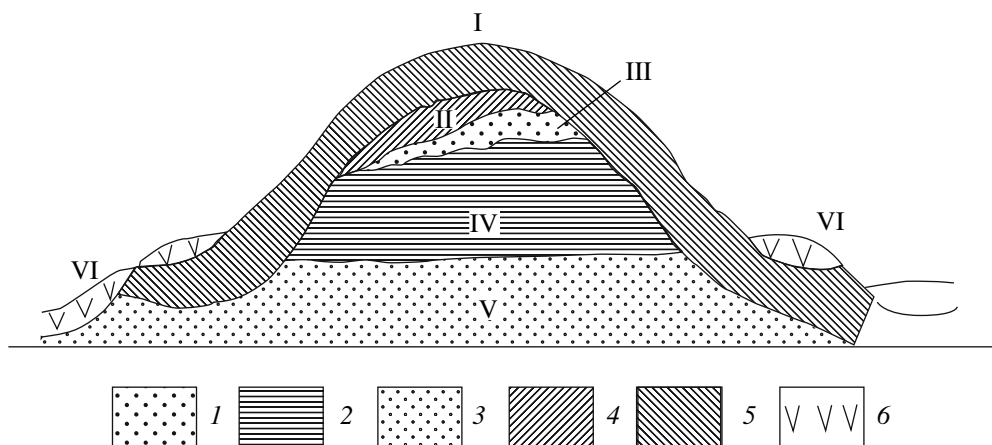


Рис. 2. Геологическое строение бугра Бэра (I – песок мелкозернистый, слегка глинистый; II – бугровая толща; III – песок мелкозернистый, желтовато-коричневый с мелкими обломками морских раковин; IV – шоколадная тонкослоистая мелкоструктурная глина с включениями гипса, присыпкой и тонкими прожилками ржаво-желтого песка; V – песок мелкозернистый, белый и светлосерый, с тонкими прослойками светло-шоколадной глины с массой хрупких раковин моллюсков опресненного хвалынского комплекса; VI – новокаспийские ильменные отложения). 1 – песок и супеси, подстилающие шоколадные глины; 2 – шоколадные глины; 3 – пески, кроющиеся шоколадные глины; 4 – бугровая толща; 5 – верхнебугровые отложения; 6 – новокаспийские ильменные и лагунно-морские отложения.

го влияния колебаний уровня близлежащего водоема за счет пульсации грунтовых вод.

В ходе работ определяли содержание и состав обменных катионов почв склонов и вершины бугра Бэра. Состав обменных катионов исследовали по методу Пфедффера в модификации Молодцова и Игнатовой [11, 17]. Окончание анализа для Ca^{2+} и Mg^{2+} – комплексонометрический метод, для Na^+ и K^+ – пламенный фотометр [7]. Был применен показатель, аналогичный SAR, но полученный для водной вытяжки из почв (НКМ).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Выбранный ландшафт на данный момент представляет собой конечную стадию развития лугового биогеоценоза. Большев [4] считает эти почвы стадией деградации и выделяет деградированные луговые почвы, которые объединяет в группу лугово-серых ильменных почв. Деградацию он считает результатом опускания уровня грунтовых вод. По степени деградации он делит почвы на лугово-темно-серые, лугово-серые, лугово-светло-серые, лугово-сери-бурые – переходные к зональным бурым полупустынным (название никак не связано с серыми лесными почвами, а характеризует окраску гумусового горизонта). Лугово-темно-серая почва обычно приурочена к нижней трети склона террасы (бугра). Выше по склону находим лугово-серую почву, еще выше, на переходе к шлейфу бугра, располагаются лугово-светло-серые и лугово-сери-бурые почвы [15]. У основания бугра лугово-темно-серая почва может сменяться солончаком или болотно-солончаковой почвой. Выход почв из-под влияния паводковых вод резко сказывается на их солевом режиме [15]. Но, очевидно, превращение одной

зональной почвы в другую нельзя называть ее деградацией. Точнее этот процесс следует называть локальной эволюцией почв или флуктуациями почв, связанных с постоянными колебаниями уровня грунтовых вод. Почвы также способны возвращать свой облик при смене поемного режима. Нижнюю часть склона бугра Бэра можно оценивать как своеобразный экотон – промежуточную полосу между зональной бурой полупустынной почвой и солончаком, лугово-темно-серой или болотно-солончаковой почвами. Название лугово-серые почвы, использованное Н.Н. Большевым, не удачно и обычно его не применяют. Скорее следует говорить просто о лугово-солончаковой почве, которая опустынивается по мере опускания уровня грунтовых вод, превращаясь в бурую полупустынную почву.

В рассматриваемом ландшафте в настоящее время идет процесс подъема уровня грунтовых вод и увеличение засоления в экотонных зонах луговых солончаковых почв и лугово-сери-бурых почв. У подножья бугра распространены в настоящее время солончаки (толщина солевой корки от 1.5 до 6 см). Их образование связано с высоким уровнем сильноминерализованных грунтовых вод в межбугровом понижении, что в условиях засушливого климата, подтопления и отсутствия периодической промывки паводковыми водами привело к образованию солевого горизонта в результате испарения. Гидроморфные почвы практически лишены растительного покрова из-за высокого содержания солей в верхнем горизонте. В районе соленого ильмена (прикопка 15), вблизи границы исчезновения растительности, общее проективное покрытие площадки составляет 1%, средняя высота травостоя 5 см [16]. Растительный покров в районе прикопки 14 тоже разрежен (проективное покрытие составляет 40%) и представлен га-

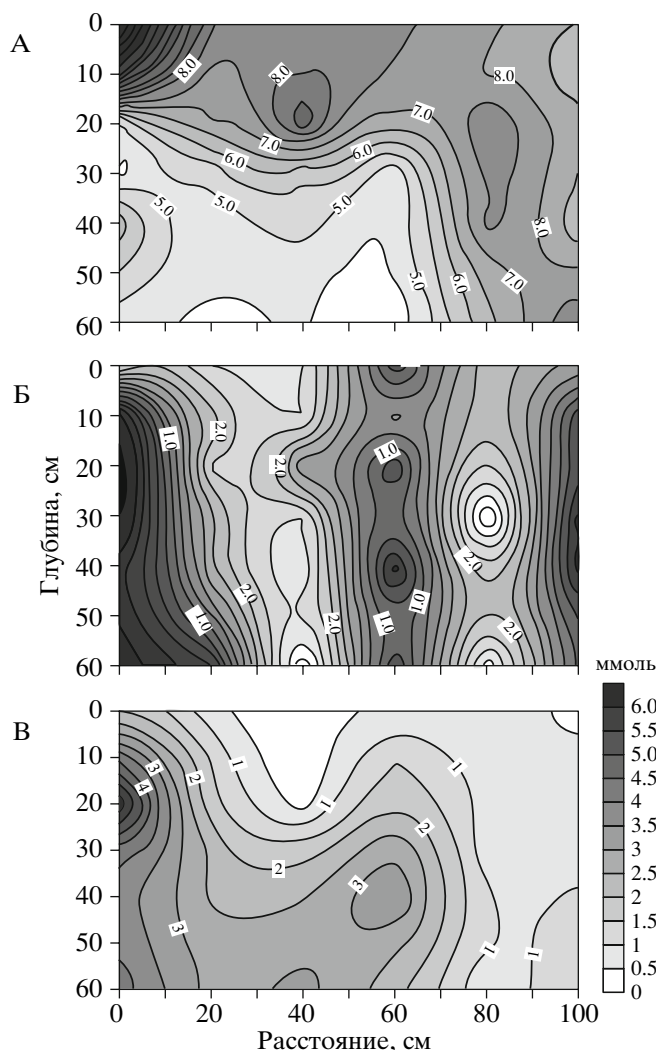


Рис. 3. Пространственное распределение ионов кальция (А), магния (Б) и натрия (В). Цифры на кривых ммоль экв/100 г почвы.

лофильным сообществом: кермек полукустарниковый, полынь Лерха, бескильница расставленная. По мнению Тюрденевой [15], лугово-сери-бурая почва – предел деградации, которая приводит к разрушению органо-минеральной части почвы, и, вероятно, образованию оксидов и гидроксидов железа. В гор. В наблюдается некоторое увеличение содержания ила и связанных с ним полуторных оксидов. Поселение глубоко укореняющихся растений (полынь, кермек, прутняк), перекачивающих соли из нижних горизонтов почвы и освобождающих их в верхних горизонтах при отмирании, возможно, создают предпосылки для осолонцевания почвы [15]. В современном ландшафте, конечной стадией почв эволюции следует считать гидроморфный солончак. Он образовался в результате смены гидрологического режима, подъема грунтовых вод.

Процесс осолонцевания при промывке солончаков характеризуется закономерным изменением

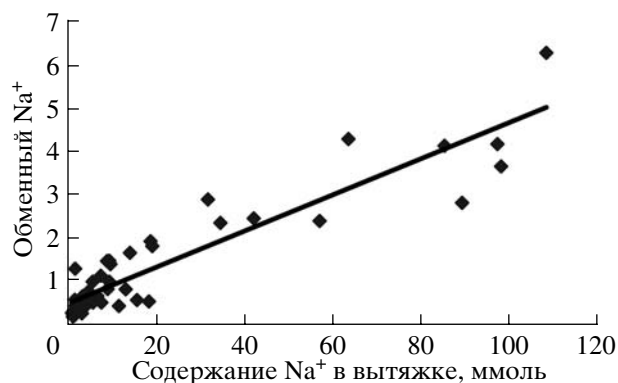


Рис. 4. Зависимость содержания обменного Na^+ от количества его в водной вытяжке.

химического состава почв [3, 5, 8, 14], которое связано с отмывкой растворимых солей. В бурых зональных почвах на долю обменного Са в верхних горизонтах приходится 74–63, Mg – 17–33% от суммы поглощенных катионов (табл. 1). Вниз по геоморфологическому профилю содержание Ca^{2+} (рис. 3) уменьшается от 11.5 до 4.5 ммоль экв/100 г почвы. Содержание обменного Na^+ представляет заметную величину (12.7–34.7% от суммы поглощенных катионов) только в уплотненных, солонцеватых (солонцовых) горизонтах бурой почвы. Там же отмечается самая высокая концентрация Na^+ в водной вытяжке (рис. 4). Очевидно, увеличение содержания Na^+ (2.5–6.7 ммоль экв/100 г почвы) и Mg^{2+} (1.60–3.68 ммоль экв/100 г почвы) в поглощающем комплексе связано с ростом концентрации легкорастворимых солей в почвенных растворах (табл. 2).

Сопоставляя данные изменения ЕКО (ммоль экв/100 г почвы) и доли обменного натрия, можно прийти к выводу, что солонцеватость максимально проявляется на вершине бугра. Вниз по склону она снижается.

Распределение почв в почвенном покрове в пределах геоморфологического профиля по степени химической (доля Na в почвенном поглощающем комплексе) солонцеватости следующее: 1) средне- и глубокостолбчатые автоморфные солонцы (прикопки 01–04) в верхней части катены; 2) солонцеватые и слабосолонцеватые почвы, подверженные денудационно-дефляционному воздействию (прикопки 05–10 в средней части катены), в них чередуются слои с разной степенью солонцеватости; солончаки (прикопки 11–15), их анализы не приводятся.

На вершине (прикопка 01), процесс накопления Na объясняется, главным образом, обменным замещением Са на Na. Высокое содержание Са в самом поверхностном слое, по-видимому, связано с выщелачиванием солей Na под влиянием атмосферных осадков в нижележащие горизонты, где и происходит ионный обмен Са–Na. Можно предположить, что солонцеватость почв в верхней части склона бугра (прикопки 01–04) – результат

Таблица 1. Состав обменных катионов и содержание ионов натрия в водной вытяжке в почвах района западных подступных ильменей

№ разреза	Гори- зонт, глубина, см	Na ⁺ в водной вытяжке, ммоль/л	Содержание обменных катионов				Сумма	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
			Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺		% от суммы			
			ммоль/100 г								
01	A, 0	18.33	11.68	1.76	1.97	0.67	16.07	72.67	10.95	12.23	4.15
	B, 10	63.26	9.28	4.16	4.36	0.42	18.22	50.94	22.84	23.91	2.31
	20	108.20	3.04	4.32	6.37	0.36	14.09	21.58	30.66	45.21	2.55
	30	85.07	2.40	4.32	4.20	0.31	11.23	21.38	38.48	37.41	2.74
	40	97.91	4.32	3.84	3.72	0.29	12.17	35.50	31.56	30.58	2.36
	60	97.11	2.72	4.16	4.24	0.31	11.43	23.79	36.39	37.12	2.69
02	A, 0	4.50	6.08	1.60	0.68	0.57	8.93	68.07	17.91	7.59	6.43
	B, 10	9.24	5.28	2.08	1.44	0.39	9.19	57.43	22.63	15.70	4.24
	20	13.65	4.96	1.76	1.70	0.30	8.72	56.87	20.18	19.54	3.41
	30	34.23	3.20	2.24	2.40	0.28	8.12	39.42	27.59	29.58	3.41
	40	56.70	2.72	2.24	2.45	0.27	7.67	35.45	29.20	31.87	3.48
	60	89.06	2.40	3.68	2.87	0.27	9.22	26.03	39.91	31.17	2.89
03	A, 0	0.52	5.92	1.60	0.30	0.18	8.00	74.00	20.00	3.70	2.31
	B, 10	0.72	5.98	1.60	0.21	0.36	8.15	73.40	19.64	2.56	4.41
	20	0.88	6.88	2.56	0.35	0.16	9.95	69.13	25.72	3.50	1.65
	B2, 30	18.75	3.68	1.60	1.86	0.15	7.30	50.42	21.92	25.55	2.11
	40	31.39	5.92	1.60	2.95	0.26	8.49	45.21	16.96	34.72	3.11
	60	41.78	5.98	1.60	2.51	0.23	8.98	33.84	35.62	27.95	2.59
05	A, 0	1.16	5.12	2.08	0.61	0.32	8.13	63.01	25.60	7.49	3.90
	B, 10	3.35	4.96	2.08	0.67	0.29	8.00	62.02	26.01	8.37	3.60
	B2, 20	4.25	5.92	1.76	0.80	0.17	8.65	68.46	20.35	9.21	1.97
	30	4.95	5.60	0.96	0.73	0.14	7.42	75.42	12.93	9.77	1.88
	40	5.22	5.60	1.92	1.03	0.22	8.77	63.88	21.90	11.75	2.47
	60	4.90	4.32	1.28	0.59	0.19	6.38	67.71	20.06	9.32	2.91
06	A, 0	1.20	4.48	2.40	1.33	0.62	8.83	50.72	27.17	15.06	7.04
	B, 10	1.59	4.00	3.36	0.57	0.37	8.30	48.22	40.51	6.83	4.44
	20	2.92	4.80	3.36	0.69	0.27	9.13	52.60	36.82	7.57	3.01
	30	1.89	4.48	3.68	0.53	0.24	8.93	50.15	41.20	5.92	2.73
	B2, 40	7.06	4.16	3.68	1.17	0.19	9.20	45.22	40.01	12.69	2.09
	60	8.96	5.92	3.04	1.52	0.22	10.70	55.34	28.42	14.18	2.07
07	A, 0	1.24	4.80	0.48	0.46	0.61	6.36	75.49	7.55	7.30	9.66
	10	1.65	3.36	2.56	0.42	0.95	7.29	46.12	35.14	5.75	12.99
	20	6.28	3.20	2.56	0.69	0.53	6.99	45.80	36.64	9.93	7.62
	30	8.99	3.84	3.20	1.03	0.48	8.55	44.93	37.44	12.05	5.58
	40	11.19	3.20	2.72	0.46	0.15	6.53	48.98	41.63	7.03	2.35
	60	12.70	4.48	2.24	0.85	0.20	7.77	57.65	28.83	10.99	2.53
08	A, 0	1.27	4.16	1.92	0.31	0.23	6.62	62.85	29.01	4.73	3.41
	10	2.01	3.84	3.20	0.37	0.17	7.59	50.62	42.19	4.93	2.26
	20	2.74	4.00	3.68	0.29	0.19	8.15	49.05	45.13	3.52	2.30
	30	2.67	4.48	3.68	0.39	0.31	8.85	50.60	41.56	4.38	3.46
	40	3.84	4.48	3.20	0.49	0.28	8.45	53.01	37.86	5.84	3.29
	60	7.17	6.08	2.40	0.54	0.16	9.18	66.20	26.13	5.91	1.75
09	A, 0	0.94	2.88	1.76	0.23	0.80	5.68	50.71	30.99	4.13	14.16
	10	5.24	3.84	3.52	0.54	0.46	8.36	45.92	42.09	6.49	5.49
	20	8.49	4.16	2.88	1.51	0.38	8.93	46.61	32.27	16.91	4.22
	30	8.62	4.64	3.36	0.86	0.51	9.37	49.51	35.85	9.15	5.48
	40	15.27	3.52	2.88	0.60	0.22	7.22	48.78	39.91	8.31	3.00
	60	17.97	4.48	2.88	0.57	0.21	8.14	55.04	35.38	6.97	2.61

Примечание. Почвы разрезов: 01–02 – бурые солонцы; 03, 05, 06 – бурые солонцеватые, 07–09 – лугово-бурые.

Таблица 2. Содержание и состав обменных катионов в солончаках у подножья бугра Бэра

Разрез	Глубина, см	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Сумма	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
		ммоль экв/100 г					% от суммы			
C-12	0	4.00	1.28	0.37	0.39	6.04	66.20	21.18	6.19	6.43
	10	3.20	1.92	0.51	0.28	5.91	54.14	32.48	8.68	4.70
	20	5.76	3.52	0.79	0.26	10.33	55.78	34.09	7.65	2.49
	30	4.32	3.68	1.14	0.21	9.35	46.19	39.35	12.18	2.28
	40	4.96	3.52	1.19	0.28	9.95	49.85	35.38	11.97	2.79
	60	3.36	3.04	1.27	0.27	7.94	42.32	38.29	16.01	3.38
C-13	0	5.12	2.56	0.37	0.13	8.18	62.61	31.30	4.51	1.58
	10	3.20	2.56	0.56	0.06	6.38	50.14	40.11	8.80	0.95
	20	3.20	3.20	0.54	0.08	7.02	45.58	45.58	7.75	1.08
	30	4.16	3.20	0.43	0.10	7.89	52.75	40.57	5.45	1.24
	40	2.56	2.24	0.62	0.05	5.48	46.74	40.89	11.40	0.97
	60	2.56	2.24	0.46	0.05	5.30	48.29	42.25	8.59	0.87
C-14	0	5.12	2.88	0.13	0.17	8.30	61.66	34.68	1.61	2.05
	10	5.44	2.88	0.38	0.14	8.84	61.55	32.59	4.27	1.59
	20	5.76	2.56	0.54	0.15	9.02	63.88	28.39	6.04	1.69
	30	5.76	1.60	0.37	0.20	7.92	72.69	20.19	4.61	2.51
	40	2.88	1.92	1.91	0.31	7.02	41.02	27.35	27.25	4.38
	60	4.80	2.88	0.41	0.15	8.23	58.32	34.99	4.92	1.77
C-15	0	2.56	4.48	1.27	0.25	8.56	29.91	52.34	14.87	2.89
	10	2.56	4.48	1.27	0.25	8.56	29.91	52.34	14.87	2.89
	20	1.92	5.12	0.99	0.28	8.32	23.09	61.57	11.94	3.39
	30	2.24	4.80	1.89	0.23	9.16	24.46	52.42	20.61	2.51
	40	2.24	4.48	1.48	0.35	8.55	26.21	52.42	17.28	4.09
	60	1.28	5.12	3.92	0.49	10.81	11.84	47.35	36.27	4.54

постоянного приноса солей натрия и вымывания его в гор. В, где его содержание очень высокое (до 45 % от ЕКО) в отдельных горизонтах.

Таким образом, возможны две причины высокого содержания солей в нижних горизонтах бурой почвы: на солончаковой стадии, до зарегулирования стока Волги, произошло накопление солей в почве и поступление в поглощающий комплекс почвы натрия. Этому способствовал высокий уровень грунтовых вод по сравнению с современным. Также активно действует и аэраль-но-эоловый солеперенос. Толщина солевого налета от солевых бурь может достигать 1–2 и даже 2–4 мм [14]. Высокая насыщенность ППК ионами Mg²⁺ говорит о морском генезисе солей, а значит аэраль-но-эоловый солеперенос нельзя исключать как источник солей. Хотя исходные засоленные отложения тоже связаны с морским происхождением солей. Почвы склонов менее засолены, чем почвы вершин и подножья бугра. Они также менее осолонцованы.

В процессе дефляции и денудации, возможно, происходило перемещение верхних, частично рассоленных слоев вниз по склону. Происходила постепенная смена условий увлажнения (оно возрастает книзу, но при этом отложение эрозийных наносов могут быть иссушены ниже влажности завядания [15]). Промачивание почв осадками приводит к возникновению процесса осолонцевания, что, в свою очередь, влечет за собой смену растительных ассоциаций (луговых на полынные, более разреженные). В результате сформировались солонцеватые почвы. Усилилось влияние де-

фляции (как принос, так и выдувание мелкозема, но принос преобладает). О влиянии приноса материала на почвы второй выделенной зоны говорит слоистость в строении профиля, отсутствие четких тенденций в распределении обменного Na по слоям и незначительная степень солонцеватости по всему профилю. Можно говорить о поверхностном происхождении отложений, слагающих эту часть профиля. Погребение почвы подтверждается близкими значениями процентного содержания обменного натрия в ППК почв поверхностного слоя и слоя на глубине 60 см.

Таким образом, можно сделать вывод о комплексности почв дельтового ландшафта с буграми Бэра: бурые солонцы на вершине бугра, солонцеватые почвы на склон бугра и солончаки у его подножья.

Можно предположить, что степень осолонцевания почв, приуроченных к верхней части склона бугра почв, существенно не изменится в ближайшее время, так как сохраняется постоянная высокая относительная концентрация обменного Na в почве глубже поверхностной пылевой корки, а эрозийные процессы применительно к сementированному солонцовому горизонту протекают медленно. Противовесом этим процессам в автоморфных ландшафтах может быть импультверизация и аэраль-но-эоловый перенос, а также вертикальное биогенное перемещение солей полынными ассоциациями. Эта зона относительно стабильного почвенного покрова.

Вторая зона – склон бугра, где может произойти незначительное увеличение степени осолонцевания почв в результате выноса натрия растения-

ми из нижних горизонтов. Сюда постоянно сносятся материал с вершины бугра и с окружающей территории. Эта зона эрозионно-наносная.

Третья зона катены бугра – его подножье, почвенный покров которого представлен солончаками. Для них характерна слабая химическая солонцеватость почти по всему профилю лишь на глубине 40–60 см содержание обменного Na достигает величины, характерной для химических солонцов. Возможно, формирование солевого режима этого слоя связано с краткосрочным паводком. Почвы третьей зоны в статье не приводятся, так как материалы опубликованы ранее.

Степень осолонцевания и дальнейшее развитие почв нижней части склона и верхней части подошвы бугра (экотон) будет полностью зависеть от гидрологического режима территории. В почвах этой полосы обнаруживается прямая связь содержания обменного Na (ммоль/100г почвы) в исследованных почвах с количеством Na, переходящего в водную вытяжку из образцов (ммоль/л) и с показателем НКМ. В первом приближении эту зависимость можно аппроксимировать прямой, но возможно более правильно будет применить S-образную кривую.

ВЫВОДЫ

1. Все исследованные почвы в катене бугра Бэра по содержанию Na в обменном комплексе относятся к солонцам и солонцеватым (на вершине бугра и на его склоне).

2. Физические признаки осолонцевания почв (цементация гор. В, его дисперсность) в почвах из-за легкого гранулометрического состава проявляются достаточно слабо.

3. Намечается прямая зависимость содержания обменного Na в солончаковых почвах и его количества в водной вытяжке из почв.

4. Можно выделить зону автоморфных солонцов (вершина бугра), зону слабого осолонцевания (склоны бугра, связано с привносом материала сверху и промыванием его) и зону солончаков (подножье бугра).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агрохимия / Под. ред. Б.А. Ягодина. М.: Агропромиздат, 1989. 182 с.

2. Белевич Е.Ф. О происхождении бугров Бэра // Геоморфология. 1979. № 2. С. 57–67.
3. Бобков В.П. О солонцовых процессах в почвах Волго-Ахтубинской поймы // Почвоведение. 1963. № 6. С. 80–89.
4. Большев Н.Н. Почвы западной части Прикаспийской низменности и восточного склона Ергеней. Дис. ... д. б. н. М., 1955.
5. Будина Л.П. Солонцы // Генезис и классификация полупустынных почв. М., 1966. С. 73–116.
6. Владыченский С.А. Характеристика засоления почв Волго-Ахтубинской поймы и дельты // Почвоведение. 1953. № 6. С. 31–39.
7. Воробьева Л.А. Солонцы Западного Прикаспия. Автореф. дис. ... к. б. н. М., 1956. 17 с.
8. Воробьева Л.А. Химический анализ почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 272 с.
9. Евдокимова Т.И., Корнеева К.И. Почвы западной части дельты реки Волги и района придельтовых ильменей // Почвенно-мелиоративные исследования Волго-Ахтубинской поймы и дельты Волги. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1958. С. 5–95.
10. Колесников А.В., Соколова Т.А., Сиземская М.Л. Характеристика почвенного поглощающего комплекса лугово-каштановых почв Северного Прикаспия (Джаныбекский стационар) // Почвоведение. 2006. № 2. С. 179–189.
11. Молодцов В.А., Игнатова В.П. Об определении состава обменных оснований в засоленных почвах // Почвоведение. 1975 № 6. С. 123–127.
12. Панкова Е.И. и др. Засоленные почвы России. М.: ИКЦ “Академкнига”, 2006. 856 с.
13. Попов А.А. О солевом режиме почв Волго-Ахтубинской поймы в связи с регулированием стока р. Волги Волгоградским водохранилищем // Почвоведение. 1964. № 5. С. 57–68.
14. Славный Ю.А. К теории образования автоморфных солонцов // Почвоведение. 2005. № 5. С. 517–521.
15. Тюрденева С.А. О деградации почв ильменных районов дельты р. Волги // Научн. докл. высшей школы. Биологические науки. 1958. № 2. С. 163–167.
16. Федотова А.В. Физические свойства почв дельт Аридных территорий (на примере дельты Волги). Автореф. дис. ... д.б.н. Астрахань, 2006. 24 с.
17. Хитров Н.Б., Понизовский А.А. Руководство по лабораторным методам исследования ионно-солевого состава нейтральных и щелочных минеральных почв. М., 1990. 236 с.

Distribution of Exchangeable Cations in a Soil Catena in the Area of Baer Mounds

L. O. Karpachevskii, L. V. Yakovleva, A. V. Bednev, and A. V. Fedotova

The soil cover of the Baer mounds in Astrakhan oblast consists of brown solonchaks on the tops of the mounds, solonchak brown and meadow brown soils on the slopes, and solonchaks at the footslopes. The exchangeable sodium percentage in the brown soils on the tops and slopes varies from 7 to 42%. However, the morphological features of solonchak process are weakly pronounced in these soils, except for some cementation of the soil mass and poorly developed columnar structure in the B horizon. This is probably related to the coarse soil texture and a relatively low exchange capacity (<10 meq/100 g of soil). The portion of exchangeable potassium reaches 2–9%. A direct correlation between sodium concentrations in the water extracts and in the soil exchange complex is clearly seen.

УДК 631.4

ВЛИЯНИЕ МИКРОРЕЛЬЕФА НА ЗАСОЛЕНИЕ ПОЧВ ПОЛУПУСТЫНИ© 2008 г. М. Е. Котенко¹, Т. А. Зубкова²¹Дагестанский государственный технический университет, 367015, Махачкала, проспект И. Шамиля, 70²Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

Поступила в редакцию 02.04.2008 г.

Микрорельеф влияет на распределение легкорастворимых солей в верхних горизонтах засоленных почв. Эти закономерности прослеживаются в почвах полупустынь (солончаке луговом, луговой солончаковой и луговой) на территории Присулакской низменности Республики Дагестан. Содержание плотного остатка выше в почвах на микроповышениях, в них же больше и ионов натрия, магния, хлора и сульфат-ионов, с кальцием связей не обнаружено. Однако по свойствам твердой фазы засоленных почв (содержание гумуса, сумма поглощенных оснований, включая содержание кальция, магния, натрия, рН почвы) не обнаружено достоверных различий по элементам микрорельефа.

ВВЕДЕНИЕ

Варьирование свойств почв, в том числе степени засоления, – естественный признак почвенного покрова. Одной из причин варьирования можно считать микрорельеф почвы. При этом микрорельеф – очень динамичный компонент поверхности экосистемы. Владыченский первым обратил внимание, что при обваловании участка образуется микрорельеф, который вызывает варьирование засоления [2]. Для лесных биогеоценозов показано формирование микрорельефа в течение жизни данного биогеоценоза и его смена со сменой лесного биоценоза [4, 5]. В степных и пустынных регионах важную роль в создании микрорельефа и варьировании свойств в засолении почв играют животные [1]. Сусликовины формируют микроповышения. Почвы в них отличаются от участков микропонижений (фоновые почвы и граница сусликовины) повышенным содержанием гумуса в поверхностных слоях (табл. 1). По содержанию карбонатов различий не отмечено.

Но в зоне полупустынь и сухих степей существует неоднородность в микрорельефе, не связанная с деятельностью животных. Ее влияние на варьирование свойств засоленных почв связано не с механическим перемещением почвенных масс, а с разной степенью промывки почв осадками. Расчеты Абатурова показывают, что при промачивании естественных почв и выносе солей происходит уплотнение почв, и микрозападина начинает углубляться и увеличиваться [1].

Цель работы – проверить влияние микрорельефа на свойства засоленных почв полупустынной зоны в пределах равнинной части Дагестана.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

На территории Присулакской низменности выбраны три экспериментальных участка по трассе Сулак–Бабаюрт, которые отличаются разным типом почв: луговая солончаковая, луговая и солончак луговой. На каждом участке заложены почвенные разрезы в зависимости от форм микрорельефа: на первом в микропонижении (разр. 10) и микроповышении (разр. 11), на втором – разр. 12, 13 (микроповышение) и 14 (микропонижение) и на третьем – разреза 15 (микропонижение) и 16 (микроповышение). Разрезы на каждой площадке располагались друг от друга на расстоянии 6–50 м. Разница по высоте составляла 20–30 см.

Разр. 10. Луговая солончаковая, среднесуглинистая на аллювиальных слоистых отложениях, карбонатная почва. Микропонижение, 200 м от с. Тальма.

А, 0–20 см. Темно-серый увлажненный, среднесуглинистый мелкокомковатый, уплотнен-

Таблица 1. Содержание гумуса и карбонатов в сусликовинах, Цаган Нур, Республика Калмыкия

№ разреза	Положение	Глубина, см	Гумус, %	С карбонатов, %
1	2–3 м от сусликовины	0–8	0.42	0.74
		10–20	0.84	0.54
2	Сусликовина	0–10	0.95	0.75
		10–15	1.48	0.44
3	Фоновый участок	0–10	0.32	0.28
		10–15	1.27	0.02
4	Сусликовина	0–10	1.48	0.39
		10–15	1.16	0.42

ный, много корешков и вкраплений солей, переход постепенный.

B1, 20–30 см. Серовато-бурый, слегка уплотнен, комковатый, среднесуглинистый, много корешков и вкраплений солей, переход заметен по плотности и гранулометрическому составу.

B2, 30–45 см. Светло-бурый влажный, уплотненный мелкие корешки, легкосуглинистый, комковатый.

BC, 45–55 см. Светло-бурый влажный, плотноватый, слоистый, легкосуглинистый, редко корни.

C, 55–90 см. Буровато-желтый, сильноувлажненный, слоистый бесструктурный, легкосуглинистый, плотноватый.

Разр. 11. Луговая солончаковая почва. Микроповышение, в 50 м от разр. 10. Заросли лоха, камыш, злаково-луговое разнотравье, сенокосные угодья.

A, 0–10 см. Серый, свежий, мелкокомковатый, много корешков, уплотненный, среднесуглинистый, переход постепенный по цвету.

B1, 10–25 см. Серовато-бурый, плотный, влажноватый, комковатый, вкрапления солей, среднесуглинистый, переход постепенный по цвету.

B2, 25–42 см. Бурый, влажный, плотный, мелкие корни, выцветы солей, среднесуглинистый, переход постепенный по цвету.

BC, 42–55 см. Влажный, желтовато-бурый, уплотненный, слоистый, легкий суглинок, структура комковатая, переход постепенный.

C, 55–90 см. Влажный, буровато-желтый, слабоуплотненный, среднесуглинистый.

Разр. 12. Луговая почва. Микроповышение среди кустарников: тамарикса, свиной, кермека – злаковое разнотравье, селение Львов 4, 200 м от трассы на Бабаюрт.

A, 0–20 см. Серовато-бурая, пылевато-комковатая, плотная, легкий суглинок, пронизан корнями свиной, вкрапления солей, переход постепенный по цвету.

B, 20–32 см. Бурый, влажноватый, плотный, мелкие корешки, вкрапления солей, переход постепенный.

BC, 32–42 см. Серовато-бурый, увлажненный, агрегаты комковатые и непрочные, легкосуглинистый, переход постепенный по цвету.

C1, 42–65 см. Желтовато-бурый, влажный бесструктурный, плотноватый, переход постепенный.

C2, 65–90 см. Буровато-желтый, влажный, плотный, средний суглинок.

Разр. 13. Луговая почва. Микроповышение, бугор в 7 м от разр. 12. Злаковое разнотравье, пре-

обладает свиной, редко полынь, кустарники тамарикса.

A, 0–10 см. Светло-серый, сухой, плотный, пронизан корнями, пылеватый, мелкокомковатый, легкосуглинистый, переход по плотности постепенный.

B1, 10–22 см. Темнее верхнего, слабое увлажнение, комковатый, выцветы солей, плотный, легкосуглинистый, переход постепенный по плотности.

B2, 22–40 см. Темно-бурый, плотный, увлажненный, выцветы солей, мелкие корни растений, комковатый, легкосуглинистый, переход постепенный.

BC, 40–50 см, желтовато-бурый, влажный, плотноватый, среднесуглинистый, единичные корни, переход постепенный.

C1, 50–75 см. Грязно-желтый, влажный, бесструктурный, слабоуплотненный, легкосуглинистый, переход постепенный.

C2, 75–100 см. Отличается от гор. C1 сильным увлажнением.

Разр. 14. Луговая почва. Микропонижение между кустарниками лоха, злаковое разнотравье, преобладает свиной, в 18 м от разр. 13.

A, 0–15 см. Светло-серый, свежий, пронизан корнями, плотный, комковатый, суглинистый, по всему профилю соли, переход постепенный.

B, 15–30 см. Серовато-бурый, плотный, выцветы солей, много корней, крупнокомковатый, среднесуглинистый, переход постепенный по цвету.

BC, 30–45 см. Желтовато-бурый, плотный, тяжелосуглинистый, выцветы солей, влажный, мелкие корни, переход постепенный.

C1, 45–65 см. Буровато-желтый, плотный, влажный, среднесуглинистый, единичные корни, переход постепенный.

C2, 65–90 см. Буро-желтый, мокрый, плотноватый, легкосуглинистый.

Разр. 15. Луговая среднесуглинистая почва. Микропонижение, заложен в 800 м от трассы Махачкала–Бабаюрт.

A, 0–10 см. Светло-серый сухой, мелкокомковато-пылеватый среднесуглинистый, переход постепенный по плотности и по структуре.

B1, 10–30 см. Желтовато-бурый, влажноватый, крупнокомковато-столбчатый трещиноватый, на гранях отдельностей частиц, переход по плотности.

B2, 30–50 см. Темнее верхнего, слабоувлажненный, мелкокомковатый, мелкие корни, плотный, среднесуглинистый, переход постепенный.

C1, 50–70 см. Плотный, грязно-желтый, бесструктурный, среднесуглинистый, увлажнен-

ный, переход заметный по гранулометрическому составу.

С2, 70–100 см. Влажный, грязновато-желтый, плотный, бесструктурный.

Разр. 16. Солончак луговой. Микроповышение, рельеф равнинно-бугристый, в напочвенном покрове полынь тамарикс, кермек, солянки, преобладает верблюжья колючка, расположен в 6 м от разр. 15.

А, 0–14 см. Сухой, светло-серый, плотный, комковатый, мелкие корни, среднесуглинистый, переход постепенный.

В, 14–34 см. Свежий, серовато-бурый, очень плотный, мелкие корни, вкрапления солей, крупно-комковатый, глыбистый среднесуглинистый, переход постепенный.

ВС, 34–45 см. Светло-желтый, плотный, крупнокомковатый, среднесуглинистый, единичные корни, соли.

С1, 45–70 см. Буровато-желтый, влажноватый, плотный, тонкие прожилки солей, среднесуглинистый, переход плавный в глыбистую структуру.

С2, 70–80 см. Желтый, легкосуглинистый, влажноватый.

Анализ количества гумуса (по Тюрину), кислотности почв, состава водной вытяжки и обменных катионов (по методу Пфедфера) проводили общепринятыми методами [9].

Влияние микрорельефа на каждом участке оценивали по плотному остатку, сумме отдельных ионов в водной вытяжке (Cl^- , SO_4^{3-} , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^-), составу и сумме поглощенных оснований. Причем, сравнивали верхние горизонты, в которых различия заметны по многим свойствам, а на глубинах, начиная с 20–40 см и ниже, влияние микрорельефа не выражено.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Состав плотного остатка дает представление об общем содержании в почве минеральных солей и характеризует степень засоления почв. Все почвы по степени засоления, которую оценивали по содержанию ионов Cl^- и Na^+ и по сумме солей [8], относятся к очень сильнозасоленным, за исключением разр. 15, для которого характерна средняя степень засоления.

По плотному остатку заметна четкая дифференциация верхних горизонтов почв в зависимости от микрорельефа (рис. 1): на повышениях плотный остаток всегда больше, причем диапазон различий широкий – от полутора до нескольких десятков раз.

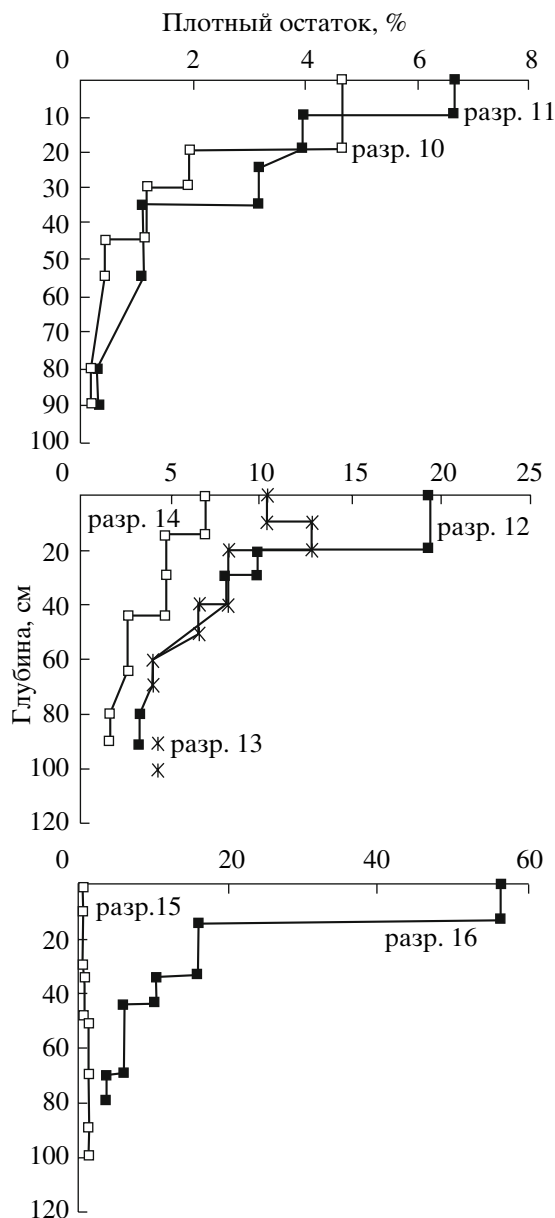


Рис. 1. Изменение плотного остатка по профилю почв Присулакской низменности.

Анионы в водной вытяжке всех почв распределяются в порядке убывания $\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{HCO}_3^-$. Сульфат ион составляет более 90% от суммы анионов. Для оснований ряд по убыванию следующий: $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} \geq \text{Ca}^{2+}$. Натрий во всех разрезах преобладает и составляет 70–90% от суммы катионов. Засоление хлоридно-сульфатное натриевое. Такой же тип засоления почв Присулакской низменности отмечен и ранее в работах Зонна; Мирзоева, Алишаева и др. [3, 7].

Влияние микрорельефа заметно не только по сумме солей, но и по составу ионов. Так, магния, натрия, хлора и сульфат ионов во всех почвах

Таблица 2. Результаты химического анализа водной вытяжки засоленных почв Кизилюртовского района Республики Дагестан

№ раз- реза	Глуби- на, см	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	pH
		% от абсолютно сухой почвы						ммоль экв/100 г почвы						
10	0–20	0.029	0.110	3.06	0.200	0.089	1.15	0.48	3.10	63.8	10.00	7.40	50.0	7.5
	20–30	0.033	0.064	1.26	0.068	0.062	0.46	0.54	1.80	26.3	3.40	5.20	20.0	7.6
	30–45	0.037	0.064	0.72	0.008	0.047	0.30	0.60	1.80	14.9	0.40	3.90	13.0	7.8
	45–55	0.043	0.039	0.22	0.004	0.025	0.09	0.70	1.10	4.5	0.20	2.10	4.0	7.8
	80–90	0.037	0.020	0.07	0.002	0.014	0.03	0.60	0.55	1.4	0.10	1.20	1.3	7.8
11	0–10	0.037	0.284	4.25	0.176	0.109	1.82	0.60	8.00	88.5	8.80	9.10	79.2	7.4
	10–20	0.024	0.099	2.64	0.208	0.092	0.92	0.40	2.80	54.9	10.40	7.70	40.0	7.4
	25–35	0.032	0.096	2.09	0.150	0.094	0.72	0.53	2.70	43.6	7.50	7.80	31.5	7.5
	42–55	0.040	0.057	0.66	0.008	0.031	0.30	0.65	1.60	13.8	0.40	2.60	13.0	7.8
	80–90	0.037	0.018	0.14	0.006	0.016	0.06	0.60	0.50	3.0	0.30	1.30	2.5	7.8
12	0–20	0.034	0.568	12.59	0.170	0.232	5.77	0.55	16.00	262.3	8.50	19.30	251.0	7.7
	20–30	0.023	0.231	6.47	0.110	0.122	2.90	0.38	6.50	134.8	5.50	10.20	126.0	7.8
	30–40	0.026	0.195	5.30	0.156	0.103	2.30	0.42	5.50	110.5	7.80	8.60	100.0	7.6
	60–70	0.024	0.128	2.53	0.040	0.058	1.15	0.40	3.60	52.8	2.00	4.80	50.0	7.6
	80–90	0.031	0.099	2.15	0.070	0.055	0.92	0.50	2.80	44.8	3.50	4.60	40.0	7.7
13	0–10	0.046	0.280	6.84	0.146	0.214	2.90	0.75	7.90	142.5	7.30	17.80	126.0	6.6
	10–20	0.037	0.337	8.41	0.184	0.218	3.63	0.60	9.50	175.3	9.20	18.20	158.0	7.2
	20–40	0.034	0.217	5.38	0.148	0.137	2.30	0.55	6.10	112.2	7.40	11.40	100.0	7.3
	40–50	0.029	0.174	4.29	0.160	0.090	1.82	0.47	4.90	89.3	8.00	7.50	79.2	7.2
	60–70	0.031	0.124	2.60	0.054	0.066	1.15	0.50	3.50	54.2	2.70	5.50	50.0	7.1
	90–100	0.034	0.114	2.82	0.104	0.086	1.15	0.55	3.20	58.7	5.20	7.20	50.0	7.0
14	0–15	0.038	0.167	4.57	0.200	0.136	1.82	0.62	4.70	95.2	10.00	11.30	79.2	7.0
	15–30	0.040	0.107	3.16	0.188	0.120	1.15	0.66	3.00	65.7	9.40	10.00	50.0	7.2
	30–45	0.035	0.103	3.14	0.214	0.097	1.15	0.57	2.90	65.3	10.70	8.10	50.0	7.3
	45–65	0.034	0.082	1.77	0.048	0.071	0.72	0.56	2.30	36.9	2.40	5.90	31.5	7.4
	80–90	0.031	0.050	1.07	0.020	0.038	0.46	0.50	1.40	22.3	1.00	3.20	20.0	7.3
15	0–10	0.034	0.103	0.32	0.037	0.023	0.14	0.56	2.90	6.6	1.85	1.95	6.3	6.8
	10–30	0.038	0.071	0.24	0.016	0.019	0.12	0.63	2.00	5.0	0.80	1.60	5.2	7.0
	35–50	0.029	0.153	0.44	0.034	0.028	0.23	0.47	4.30	9.2	1.70	2.30	10.0	7.0
	50–70	0.032	0.202	0.66	0.037	0.028	0.36	0.52	5.70	13.8	1.85	2.35	15.8	6.9
	90–100	0.031	0.138	0.68	0.017	0.022	0.36	0.50	3.90	14.1	0.85	1.85	15.8	6.8
16	0–14	0.031	2.396	35.64	0.400	0.402	17.41	0.50	67.50	742.5	20.00	33.50	757.0	6.6
	14–34	0.026	0.852	9.99	0.240	0.246	4.60	0.43	24.00	208.1	12.00	20.50	200.0	6.7
	35–45	0.027	0.639	6.36	0.180	0.192	2.90	0.45	18.00	132.6	9.00	16.00	126.0	6.7
	45–70	0.033	0.462	3.68	0.096	0.074	1.82	0.54	13.00	76.7	4.80	6.20	79.2	6.7
	70–80	0.033	0.249	2.28	0.036	0.038	1.15	0.54	7.00	47.5	1.80	3.20	50.0	6.8

больше на возвышенных участках (табл. 2). Однако с количеством кальция не обнаружено аналогичной связи. В луговых солончаковатых почвах (разр. 10, 11) его содержание почти одинаково, в луговых (разр. 12–14) – различия также недостоверны и только в луговой (разр. 15) кальция в 8–10 раз меньше, чем в солончаке (разр. 16).

Разница в концентрации легкорастворимых солей в поверхностных горизонтах тем выше, чем больше различий по всему профилю сравниваемых почв (анализировали содержание Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , Mg^{2+} и плотный остаток). Так, если глубину почв, на которой происходит выравнивание свойства, принять за условную меру схожести – глубину стабилизации – то существует пропорциональная связь со степенью различий в верхних горизонтах, обусловленных микрорельефом, и степенью различий самих профилей: чем больше разница по глубине стабилизации, тем выше N . N вычисляется как отношение концентрации солей на повышении к концентрации их в почвах на пониженных участках (табл. 3).

Величина рН засоленных почв не связана с микрорельефом. Так, в луговых солончаковатых и луговых почвах она практически равная в верхних горизонтах: рН 6.5–7.7 на микроповышениях и около 7.0 – в понижениях. В третьей группе почв, солончаке и луговой, также близкие значения рН $\approx$ 6.7.

Еще одна характеристика засоления – отношение $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ свидетельствует о направлении движения солей (закон Пыльнова–Филофова): где эта величина больше, туда и движутся соли. Среднее значение коэффициента $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ в почвах на пониженных участках выше в 2.7 раз, чем в почвах на микроповышениях, стандартное отклонение от среднего также выше (табл. 4). Следовательно, соли могут передвигаться с повышенных участков в почвы понижений.

По профилю почв коэффициент Пыльнова–Филофова $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ также меняется (рис. 2). Причем, в почвах на микроповышениях (разр. 11, 12) в верхних слоях он увеличивается, что свидетельствует о возможной миграции солей в поверхностный слой из нижележащего слоя (10–40 см). С этой глубины они также могут мигрировать и в нижние горизонты. В почвах на пониженных участках возможно движение солей только вниз по профилю, так как в этом направлении увеличивается отношение $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$. Вероятно, легкорастворимые соли могут накапливаться в верхних горизонтах почв микропонижений, если они мигрируют с повышенных участков или же аэральным приносом. Капиллярный подток из нижних горизонтов маловероятен, так как коэффициент

Таблица 3. Зависимость коэффициента N в поверхностных горизонтах почв от глубины стабилизации

Глубина стабилизации, см	Mg^{2+}	Na^+	Cl^-	SO_4^{2-}	Плотный остаток
10	1.23	1.6	2.7	1.43	1.42
20	1.12	2.1	2.0	1.86	1.9
40	1.58	3.12	3.2	2.6	2.4
70	17	75	35	70	55

Таблица 4. Статистические данные отношений $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ в водной вытяжке засоленных почв повышенных и пониженных (над чертой – среднее значение; под чертой – стандартное отклонение)

Глубина, см	Микроповышения	Микропонижения
0–10	0.074/0.016	0.179/0.184
0–20	0.172/0.276	0.175/0.173
0–40	0.075/0.032	0.203/0.190
Весь профиль	0.081/0.038	0.216/0.171

Пыльнова–Филофова увеличивается вниз по профилю почв на пониженных участках.

Если рассчитать коэффициент Пыльнова–Филофова для отдельных почвенных слоев 0–10, 0–20 и 0–40 см, то средние его значения в почвах повышенных выше, чем в почвах понижений в 1.0–2.7 раз, причем такая разница сохраняется во всех слоях. Однако стандартное отклонение изменяется по глубинам по-разному: максимальная разница для верхнего слоя 0–10 см, где $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ понижений в 11.5 раз выше, чем для повышенных. Для слоев 0–20 и 0–40 см разница сокращается.

Таким образом, анализ водной вытяжки показал, что содержание легкорастворимых солей в верхних горизонтах засоленных почв тесно связано с микрорельефом: их больше на повышенных участках, однако варьирование свойств выше в западинах.

Твердое вещество почвы более консервативно и менее подвержено действию воды. Тем не менее, микрорельеф также может влиять на перераспределение веществ, накапливающихся в почве за счет аэрального приноса другого материала, что может вызывать изменения и в твердой фазе почвы. Поэтому были определены связи микрорельефа с гумусом и обменными основаниями (Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}).

По гумусу не обнаружено связей с формами микрорельефа. Так, в луговых солончаковатых почвах на повышениях гумуса в 2 раза больше, в луговых почвах гумуса может быть и меньше на аналогичных участках, в солончаке и луговой

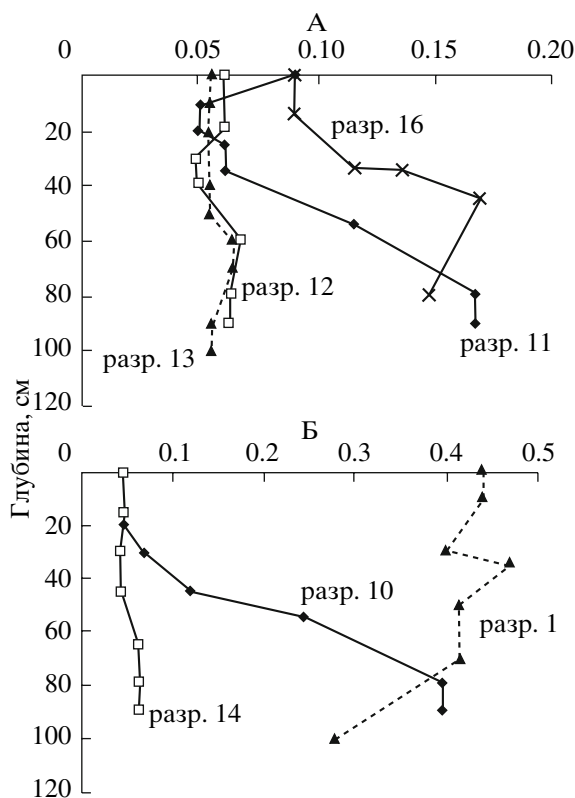


Рис. 2. Изменение коэффициента Полынова–Философова по профилю почв микроповышений (А) и микропонижений (Б).

почве (разр. 15, 16) его содержится 5–6% независимо от форм рельефа (табл. 5).

По составу обменных оснований в верхних горизонтах почв различий от положения в микрорельефе не отмечено. Возможно, это связано с тем, что среди обменных оснований 95–99% составляет кальций. И это действительно для всех исследованных почв на территории Присулакской низменности. Содержание натрия – десятые доли ммоль экв/100 г почвы. Магния также мало (от 0.5 до 4 ммоль экв/100 г почвы) по сравнению с кальцием, количество которого 15–22 ммоль экв/100 г. Таким образом, состав обменных оснований не связан с микрорельефом.

По сумме поглощенных оснований также не отмечено четких корреляций с формами рельефа. В луговых солончаковых почвах эта величина больше на повышениях, в луговых – равная, в солончаке луговом, напротив, на повышении меньше в 2.8 раз, чем в понижении.

Итак, микрорельеф не влияет на твердую фазу почвы. Он оказывает непосредственное влияние на перераспределение осадков в ландшафте, и соответственно на миграцию подвижных соединений в почве. Таким образом, влияние микрорельефа на содержание легкорастворимых солей в

почве косвенное, через перераспределение осадков. Причем, осадки промывают западины, и в меньшей степени верхние горизонты почв на микроповышениях.

Следует также отметить, что промывка почв (по понижениям) не приводит к накоплению обменного натрия в почвенном поглощающем комплексе. Вероятно, играет роль большое содержание в нем кальция.

Накопление легкорастворимых солей в верхних горизонтах почв на микроповышениях характерно для полупустынной зоны в условиях недостаточного увлажнения. В гумидной зоне, напротив, в результате преобладания процессов выноса, поверхностного и внутриподстилочного стока, химические элементы с повышенных участков выносятся в понижения и там накапливаются. Так, показано накопление радионуклидов в микропонижениях на территории Брянской и Тульской областях [6]. Однако в пойменных комплексах почв, где загрязнение определяется гидрологическими условиями, структура распределения иная даже в зоне с промывным водным режимом почв. Установлен инверсионный эффект в распределении ^{137}Cs , когда плотность загрязнения в межгрядных понижениях в 5–6 раз была ниже, чем на гривах [6].

Таким образом, влияние микрорельефа (перепады высот 20–30 см) в полупустынной зоне Присулакской низменности сказывается лишь в распределении легкорастворимых солей по профилю засоленных почв.

ВЫВОДЫ

1. Микрорельеф (перепад высот 20–30 см) влияет на состав водной вытяжки, общее содержание легкорастворимых солей в верхних почвенных горизонтах. Эти закономерности прослеживаются во всех исследуемых почвах: солончаке луговом, луговой солончаковой и луговой. Плотный остаток выше в почвах на повышениях, в них же больше и ионов натрия, магния, хлора и сульфат-ионов. С кальцием связей не обнаружено.

2. По свойствам твердой фазы верхних горизонтов засоленных почв, (содержание гумуса, сумма поглощенных оснований, включая содержание кальция, магния, натрия) а также pH, не обнаружено достоверных различий по элементам микрорельефа.

3. Отношение $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ в почвах микроповышений выше, чем в почвах понижений в 1.0–2.7 раз, причем такая разница сохраняется во всех горизонтах. Варьирование свойства различно по почвенному профилю, оно максимальное для верхнего слоя 0–10 см.

Таблица 5. Химические свойства засоленных почв Присулакской низменности Кизилюртовского района Республики Дагестан

Горизонт	Глубина, см	Сумма	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	Гумус, %
		ммоль-экв/100 г почвы				
Микроповышение – луговая солончаковая почва, разр. 10						
A	0–20	17.9	17.0	0.60	0.27	3.7
B1	20–30	19.9	17.6	1.80	0.54	1.9
B2	30–45	22.5	19.6	2.10	0.77	1.1
BC	45–55	24.5	19.8	3.90	0.82	1.1
C	80–90	24.5	19.9	3.80	0.84	0.8
Микроповышение – луговая солончаковая почва, разр. 11						
A	0–10	24.9	23.7	0.90	0.33	6.6
B1	10–20	20.9	19.1	1.30	0.47	2.2
B2	25–35	18.7	17.0	1.20	0.46	2.3
BC	42–55	26.2	22.1	3.40	0.66	1.4
C	80–90	27.1	23.2	3.20	0.69	1.1
Микроповышение 1 – луговая почва, разр. 12						
A	0–20	16.5	15.5	0.70	0.28	2.3
B	20–30	19.5	17.0	1.80	0.74	1.2
BC	30–40	18.7	17.7	0.40	0.64	1.0
C1	60–70	27.5	23.5	3.20	0.83	0.9
C2	80–90	30.3	25.0	4.40	0.87	1.1
Микроповышение 2 – луговая почва, разр. 13						
A	0–10	19.1	18.7	0.20	0.16	6.3
B1	10–20	16.4	15.8	0.30	0.29	3.1
B2	20–40	15.9	12.6	2.60	0.69	1.7
BC	40–50	21.0	19.0	1.50	0.48	1.4
C1	60–70	24.4	21.3	2.50	0.58	1.0
C2	90–100	20.4	19.3	0.80	0.33	1.6
Микропонижение – луговая почва, разр. 14						
A	0–15	15.9	15.5	0.20	0.19	4.6
B	15–30	20.3	19.1	0.50	0.71	2.9
BC	30–45	43.1	39.3	2.90	0.89	2.2
C1	45–65	19.9	17.6	1.60	0.66	0.9
C2	80–90	25.0	16.5	6.30	2.24	0.7
Микропонижение – луговая почва, разр. 15						
A	0–10	26.4	22.2	3.05	1.17	4.8
B1	10–30	26.1	20.2	4.40	1.46	2.2
B2	35–50	24.3	17.3	5.70	1.26	2.0
C1	50–70	21.7	18.2	2.65	0.88	1.6
C2	90–100	21.6	18.2	2.15	1.28	0.9
Микроповышение – солончак луговой, разр. 16						
A	0–14	9.4	8.5	0.50	0.37	6.0
B	14–34	11.9	11.0	0.50	0.43	2.9
BC	35–45	15.5	14.5	0.50	0.52	2.0
C1	45–70	23.6	20.2	2.30	1.14	1.4
C2	70–80	24.9	20.7	2.80	1.35	1.0

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абатуров Б.Д.* Зоогенные формы почвенных неоднородностей. Масштабные эффекты при исследовании почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. с. 61–75.
2. *Владыченский С.А.* Почвенно-мелиоративная характеристика Волго-Ахтубинской поймы и Волжской дельты. Дис д. б. н. 1955 г. 583 с.
3. *Зонн С.В.* Краткий почвенно-мелиоративный очерк плоскостной части Дагестана // ДаССР Наркозем. Мат-лы к составлению плана использования водных ресурсов Дагестана. Махачкала. 1932. Вып. 1. 46 с.
4. *Карпачевский Л.О.* Пестрота почвенного покрова в лесном БГЦ. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 324 с.
5. *Карпачевский Л.О., Строганова М.Н.* Микрорельеф в функционировании лесного биогеоценоза // Почвоведение. 1981. № 5. 83–93.
6. *Линник В.Г.* Ландшафтная дифференциация техногенных радионуклидов: геоинформационные системы и модели. Автореф. дис. ... д. геогр. н. М., 2008. 40 с.
7. *Мирзоев Э.М.-Р., Алишаев М.Г.* Теоретические основы рассоления почв дождеванием и освоение трудномелиорируемых земель Дагестана. Махачкала, 1990. 166 с.
8. *Панкова Е.И., Воробьева Л.А., Гаджиев И.М. и др.* Засоленные почвы России. М.: ИКЦ "Академкнига", 2006. 854 с.
9. Практикум по агрохимии / Под ред. Б.А. Ягодина. М.: Агропромиздат, 1987. 512 с.

The Effect of Microrelief on Salinization of Semidesert Soils

M. E. Kotenko and T. A. Zubkova

Microrelief affects the distribution of soluble salts in the upper horizons of salt-affected soils. The corresponding regularities have been traced in semidesert soils—meadow solonchak, meadow solonchakous soil, and meadow soil—within the Sulak lowland of the Dagestan Republic. The total contents of salts and the concentrations of sodium, magnesium, chlorine, and sulfate ions are higher in the soils of microhighs. At the same time, the concentration of calcium ions in the soil water extracts does not depend on the microrelief. Also, the properties of the soil solid phase (the humus content, the total amount of adsorbed bases (including calcium, magnesium, and sodium), and the soil pH) do not display a reliable correlation with soil distribution by the elements of microtopography.

УДК 631.432.26

ЯВЛЕНИЕ ГИСТЕРЕЗИСА ЗАВИСИМОСТИ КАПИЛЛЯРНО-СОРБЦИОННОГО ПОТЕНЦИАЛА ВОДЫ ОТ ВЛАЖНОСТИ ПОЧВЫ

© 2008 г. А. П. Шваров, Е. А. Коренева

Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

E-mail: ashvarov@mail.ru

Поступила в редакцию 02.04.2008 г.

Исследован капиллярно-сорбционный гистерезис во всем диапазоне влажностей на зональных типах почв европейской части России, отражающих основные процессы почвообразования. Оценена степень проявления гистерезиса в сорбционной и капиллярно-сорбционной областях. Установлены основные механизмы проявления гистерезиса: в сорбционной области – формирование различных углов смачивания на циклах увлажнения–иссушения в результате гетерогенности, гидрофильности и гидрофобности поверхности почвенных частиц; в капиллярно-сорбционной области – распределение пор по размерам как функция макро- и микроструктуры, сопряженное с процессами набухания–усадки.

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия в России и за рубежом в почвенной гидрологии достигнуты большие успехи в оценке состояния воды в почве в связи с использованием термодинамического подхода [5, 8, 13]. Центральное место в термодинамическом методе исследования свойств почвенной влаги занимает зависимость капиллярно-сорбционного потенциала воды от влажности почвы или основная гидрофизическая характеристика (ОГХ) почвы [8]. Значение этой зависимости в теоретическом и прикладном отношении значительно возросло в связи с разработкой Ворониным структурно-энергетической концепции основных функциональных свойств почвы [7]. Появилась реальная возможность использования термодинамического подхода для оценки гидрологических и реологических характеристик почвы, непосредственно используемых для практических целей.

Однако в реальных условиях свойства почвенной влаги несут гистерезисный характер, в зависимости от конкретных условий наблюдается их неоднозначность. При этом значение влажности, соответствующее данной величине потенциала воды, на цикле иссушения выше, чем на цикле увлажнения.

Наличие гистерезиса в свойствах почвенной влаги является серьезным препятствием на пути развития и применения теории движения воды в ненасыщенных почвах, а также может быть причиной ошибок при исследовании гидрологических и реологических характеристик почв, определяемых по кривым водоудерживания, что ограничивает рамки применения структурно-энергетической концепции.

Явление гистерезиса в свойствах почвенной влаги остается малоизученным, недостаточно оценены механизмы его проявления в зависимости от влагосодержания, а также отсутствуют сведения о степени проявления гистерезиса в главнейших типах почв, характеризующих основные процессы почвообразования. Один из первых, кто обратил внимание на это явление в свойствах почвенной влаги и указал на вероятную причину его проявления в сорбционной области, был Владыченский [3, 4].

В настоящей работе авторами на основе личных экспериментальных исследований сделана попытка обобщить представления о явлении гистерезиса в свойствах почвенной влаги для почв различного состава и генезиса и обосновать степень его проявления в зависимости от основных свойств твердой фазы и порового пространства.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектами исследования были почвы различных биоклиматических зон европейской части России и Республики Грузия, отражающие основные процессы почвообразования: дерново-подзолистая и серая лесная почвы (Московская обл.); чернозем обыкновенный (Тамбовская обл.), светло-каштановая почва (Волгоградская обл.), бурая полупустынная и солончак (Астраханская область); краснозем (г. Чаква, Грузия).

Бурая полупустынная почва и солончак приурочены к ландшафту бугров Бэра. Ковда [9] относит бурые почвы зонального ряда, располагающиеся на буграх Бэра, к пустынно-степному ряду почвообразования при слабой биогенной аккумуляции. Наибольшая актуальность изучения гистерезисных свойств почвенной влаги для этого типа

Таблица 1. Некоторые параметры почв, влияющие на степень проявления капиллярно-сорбционного гистерезиса

Горизонт	Глубина, см	Площадь петли гистерезиса, у.е.	Общая пористость	Гумус по Тюрину	Содержание частиц 0.01 мм	$\alpha = \cos\theta_d/\cos\theta_w$	$\beta = 300/300-30$ ммк
			%				
Дерново-подзолистая почва (Московская обл.)							
A пах	10–15	94	46	3.62	41	1.29	0.57
A2	20–25	62	42	0.67	20	1.16	0.44
B	80–100	106	38	0.40	46	1.36	0.60
Серая лесная почва (Московская обл.)							
A пах	10–15	88	52	2.26	38	1.16	0.38
B3	120–130	72	43	0.43	47	1.06	0.35
BC	190–200	70	45	0.31	47	1.07	0.48
Чернозем обыкновенный (Тамбовская обл.)							
A1	20–30	32	57	9.10	70	1.30	0.77
B1	45–55	84	54	7.30	69	1.15	0.54
B2	65–75	76	55	4.20	64	1.15	0.77
Светло-каштановая почва (окрестности г. Волгоград)							
A пах	15–20	100	50	2.12	53	1.53	0.62
B1	35–40	76	48	1.40	44	1.07	0.45
Cг	120–130	100	45	Не опр.	36	1.43	0.33
Бурая полупустынная почва (Астраханская обл.)							
B	1–10	62	51	1.38	42	1.10	0.42
B1	10–31	80	36	1.12	51	1.74	0.34
Всол	31–66	84	46	0.86	47	1.04	0.28
Солончак (Астраханская обл.)							
A'	0–8	70	55	3.88	63	1.21	0.58
Bca	28–40	81	47	0.98	56	1.11	0.52
B2	70–75	89	54	1.05	65	1.32	0.21
Краснозем (окрестности г. Чаква, Грузия)							
A	5–15	93	68	5.12	71	1.37	0.41
B	35–40	86	66	1.41	68	1.30	0.60
C	135–140	94	66	Не опр.	65	1.28	0.55

почв обусловлена тем, что здесь почвы изменяют степень увлажнения от полного насыщения влагой во время весеннего затопления дельты Волги до крайнего иссушения летом, то есть наблюдаются полные циклы иссушения–увлажнения. Физические, физико-химические и химические свойства изучаемых почвенных объектов представлены в табл. 1, 2.

Исследуемые почвы существенно различаются генезисом, составом и свойствами и являются хорошими объектами для решения задач, поставленных в данном исследовании.

Зависимость капиллярно-сорбционного потенциала воды от влажности почвы на циклах увлажнения и иссушения определяли четырьмя методами. В диапазоне высоких влажностей (капиллярная область) для всех образцов ненарушенной структуры почв ОГХ определяли на тензиометре нулевого типа [14]. В сорбционной области также для всех образцов применяли метод

сорбционного равновесия над насыщенными растворами солей с относительным давлением паров воды P/P_0 , равным 0.98, 0.79, 0.55, 0.32, 0.15. В средней части кривой для образцов почв, кроме бурой полупустынной и солончака, определяли ОГХ (диапазон пленочной влаги) расчетно-экспериментальным методом по Воронину [5]. Для бурой полупустынной почвы и солончака в диапазоне пленочной влаги был определен полный потенциал воды криоскопическим методом с использованием программируемых датчиков “Термохрон”. Полный потенциал воды для засоленных почв на цикле иссушения определяли после капиллярного насыщения и последующего последовательного обезвоживания с равномерным шагом до максимальной гигроскопической влажности (МГ). Соответственно, на цикле увлажнения потенциал воды определяли после насыщения образцов парами воды под вакуумом

и последовательного увлажнения также с равным шагом.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Площадь петли капиллярно-сорбционного гистерезиса характеризует изменение свободной энергии воды в процессе гистерезиса [8] и, следовательно, ее можно использовать для количественной оценки этого явления.

Поскольку, механизмы проявления капиллярно-сорбционного гистерезиса различны в адсорбционной и капиллярной областях, оценки степени их проявления рассмотрены отдельно. На рис. 1 представлены изотермы адсорбции и десорбции паров воды, из которых видно, то сорбционный гистерезис выражен во всем диапазоне влажностей. Кроме этого следует отметить, что разница равновесных влажностей (ΔW) возрастает с увеличением относительного давления паров воды.

Подобный результат получен Витязевым [1]. Исследуя адсорбционный гистерезис на образцах гумбина, каолина и солонца, он показал, что наибольшая разница в иссушающихся и увлажняющихся образцах достигается в тех случаях, когда образец предварительно увлажняли, а затем снимали изотерму десорбции. Некоторые исследователи [10] отводили существенную роль сорбционному гистерезису адсорбции воздуха на поверхности почвенных частиц. Поскольку адсорбированный воздух снижает сорбцию водяного пара, величина удельной поверхности должна определять величину гистерезиса в самой начальной стадии изотермы.

Однако разность равновесных влажностей при адсорбции и десорбции (ΔW) в интервале относительных давлений паров воды P/P_0 до 0.55, то есть до начала капиллярной конденсации у образцов почв, различающихся величинами удельных поверхностей, близки между собой (табл. 3).

Из этого следует, что вклад адсорбированного воздуха в механизм сорбционного гистерезиса не так велик, а различия во влажности на циклах иссушения–увлажнения объясняются другими причинами – гидрофильностью и гетерогенностью почвенных частиц, то есть качеством поверхности.

Одним из показателей качества поверхности по отношению к воде может служить дифференциальная теплота адсорбции первого слоя воды или чистая теплота адсорбции, то есть дифференциальная теплота адсорбции за вычетом теплоты конденсации, равной 10.5 ккал/моль воды. Последняя входит в константу С в уравнении БЭТ. Константа С из уравнения БЭТ определяется по уравнению (1):

$$E_1 - E_l = 2.3RT \lg C, \quad (1)$$

где E_1 – дифференциальная теплота адсорбции одного слоя молекул воды; E_l – теплота конденсации; R – газовая постоянная; T – абсолютная тем-

Таблица 2. Удельная поверхность почв

Горизонт	Глубина, см	Эффективная удельная поверхность, м ² /г		
		общая по БЭТ	внешняя по Фарреру	внутренняя по разности
Дерново-подзолистая почва (Московская обл.)				
A пах	10–15	43	25	18
A2	20–25	27	25	2
B	80–100	101	53	48
Серая лесная почва (Московская обл.)				
A пах	10–15	55	25	30
B3	120–130	90	48	42
BC	190–200	90	50	40
Чернозем обыкновенный (Тамбовская обл.)				
A1	20–30	128	76	52
B1	45–55	132	72	60
B2	65–75	116	72	44
Светло-каштановая почва (окрестности г. Волгоград)				
A пах	15–20	123	60	62
B1	35–40	91	54	37
Cг	120–130	98	58	40
Бурая полупустынная почва (Астраханская область)				
B	1–10	102	44	58
B1	10–31	97	74	23
B2	31–66	80	51	29
Солончак (Астраханская обл.)				
A'	0–8	120	56	64
Bca	28–40	99	60	39
B2	70–75	95	89	6
Краснозем (окрестности г. Чаква, Грузия)				
A	5–15	146	130	16
B	35–40	137	126	11
C	135–140	136	111	24

пература. Данный показатель хорошо характеризует энергетическую неоднородность поверхности, ее активность к воде (гидрофильность). В исследуемых почвах теплота адсорбции четко дифференцирована.

В дерново-подзолистой почве максимальная величина $E_1 - E_l$ отмечена в элювиальном горизонте E – 1.63 ккал/моль. В гумусовом горизонте A пах и иллювиальном горизонте B наблюдается относительно низкие значения теплоты адсорбции – 1.04 и 1.1 ккал/моль соответственно (табл. 4.). В серой лесной почве наименьшие значения теплоты адсорбции наблюдаются в гор. BC – 1.1 ккал/моль. В гор. A пах и B3 она возрастает до 1.31 и 1.45 ккал/моль соответственно. В профиле чернозема обыкновенного наблюдается постепенное уменьшение этого показателя от 1.67 ккал/моль в гор. A1 до 0.9 ккал/моль в гор. C.

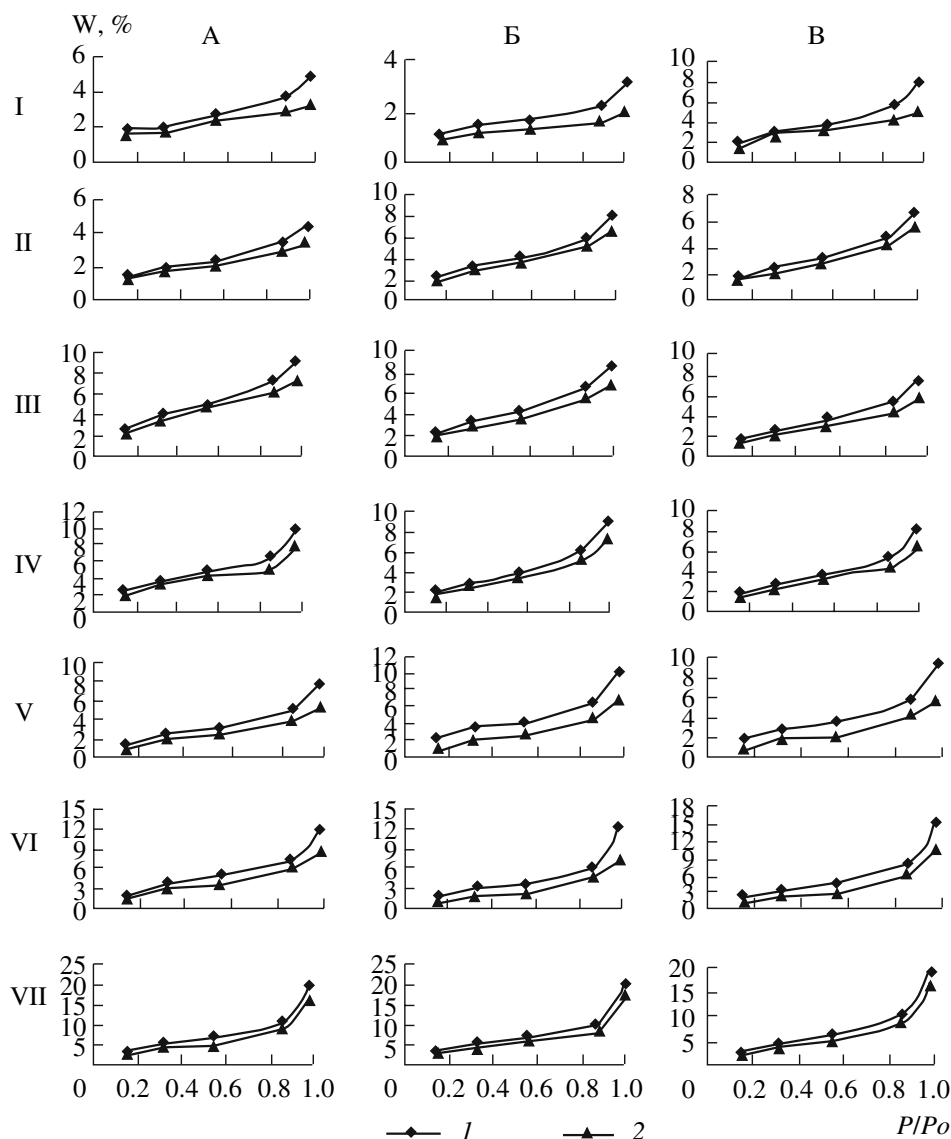


Рис. 1. Изотермы адсорбции и десорбции паров воды. Условные обозначения здесь и на рис. 2: 1 – кривая иссушения; 2 – кривая увлажнения. I – дерново-подзолистая почва: А – гор. А пах; Б – гор. Е; В – гор. В; II – серая лесная почва: А – гор. А пах; Б – гор. В3; В – гор. ВС; III – чернозем обыкновенный: А – гор. А пах; Б – гор. В1; В – гор. В2; IV – светло-каштановая почва: А – гор. А пах; Б – гор. В1; В – гор. С гипс; V – бурая полупустынная: А – гор. В; Б – гор. В1; В – гор. Всол; VI – солончак: А – гор. А'; Б – гор. А"; В – гор. Вса; VII – краснозем: А – гор. А; Б – гор. В; В – гор. С.

Светло-каштановая почва характеризуется самыми низкими значениями величины E_1-E_f , так в гор. А пах она составляет всего 0.85 ккал/моль, в гор. В1 возрастает до 1.16 ккал/моль, в гор. Ск уменьшается до 0.89 ккал/моль. В красноземе, как и в черноземе, наблюдается уменьшение величины E_1-E_f вниз по профилю. Максимальные значения теплоты адсорбции отмечены в бурой полупустынной почве и солончаке.

В табл. 3 приведены данные по разности равновесных влажностей при адсорбции и десорбции паров воды (ΔW). Самые маленькие величины ΔW отмечены в элювиальном горизонте Е в дерново-подзолистой почве. Этот горизонт имеет наибо-

лее гидрофильную и в то же время однородную поверхность. В гор. А пах этой же почвы величина сорбционного гистерезиса возрастает почти в 2 раза, что связано с понижением гидрофильности и с увеличением гетерогенности поверхности почвенных частиц в результате повышения их гумусированности, микроагрегированности и микропористости. Особенно сильно это проявляется в гумусированных горизонтах чернозема обыкновенного. В красноземе, характеризующемся большой ультрамикропористостью, ведущую роль в механизме гистерезиса играет неоднородность поверхности почвенных частиц. Доказательством этому может служить тот факт, что

Таблица 3. Разность равновесных влажностей при десорбции и адсорбции паров воды, %/100 г

Горизонт	Глубина, см	Относительное давление паров воды P/P_0				
		0.15	0.32	0.55	0.79	0.98
Дерново-подзолистая почва (Московская обл.)						
А пах	10–15	0.30	0.35	0.40	0.85	1.70
А2	20–25	0.15	0.25	0.30	0.50	1.10
В	80–100	0.30	0.45	0.35	1.30	2.70
Серая лесная почва (Московская обл.)						
А пах	10–15	0.20	0.20	0.30	0.55	1.10
В3	120–130	0.25	0.25	0.35	0.70	1.40
Вс	190–200	0.25	0.30	0.35	0.60	1.10
Чернозем обыкновенный (Тамбовская обл.)						
А1	20–30	0.50	0.55	0.70	1.30	2.30
В1	45–55	0.45	0.50	0.60	1.15	2.00
В2	65–75	0.40	0.50	0.60	1.10	1.90
Светло-каштановая почва (окрестности г. Волгоград)						
А пах	15–20	0.45	0.50	0.60	1.40	2.20
В1	35–40	0.20	0.40	0.60	0.90	1.90
Сг	120–130	0.20	0.35	0.40	0.90	2.00
Бурая полупустынная почва (Астраханская обл.)						
В	1–10	0.30	0.50	0.70	1.20	2.50
В1	10–31	1.60	1.50	1.60	2.00	3.40
Всол	31–66	0.90	1.00	1.40	1.50	3.60
Солончак (Астраханская область)						
А'	0–8	0.60	0.60	1.40	1.20	3.20
Вса	28–40	0.90	0.90	1.70	2.10	4.70
В2	70–75	1.00	1.00	2.30	2.50	6.50
Краснозем (окрестности г. Чаква, Грузия)						
А	5–15	0.35	0.50	0.80	3.00	5.00
В	35–40	0.30	0.45	0.70	2.00	4.50
С	135–140	0.30	0.40	0.55	1.20	3.50

ΔW резко возрастает (по сравнению с другими почвами) при относительном давлении паров воды $P/P_0 > 0.55$, то есть в интервале влажностей и потенциалов, когда начинает проявляться механизм капиллярной конденсации. Другой важной характеристикой качества поверхности может служить плотность поверхностного заряда, о которой судят по величине емкости поглощения, приходящейся на единицу поверхности почв.

Полученные экспериментальные данные показали, что в почве, сложной полидисперсной многофазной системе, феномен гистерезиса обусловлен действием многих механизмов. С нашей точки зрения, наибольшие перспективы в развитии представлений о механизмах гистерезиса следует искать в изучении характера взаимодействия воды с твердой фазой почвы, то есть гетерогенности, гидрофильности и неоднородности поверхности частиц.

Гетерогенность почвенной матрицы характеризует ее гранулометрический состав, в значительной степени определяющий энергетическое состояние воды в почве, а, следовательно, и гистерезисные свойства. Особо важное значение имеет содержание в почве наиболее активной части – ила, частиц менее 0.001 мм.

Энергетическое состояние воды в сорбционной области в известной мере определяется составом поглощенных ионов [12]. Большое влияние состав поглощенных ионов оказывает на качество поверхности почвенных частиц, а, следовательно, на характер взаимодействия воды с ней. Это взаимодействие отражается при формировании угла смачивания. Одновалентные катионы понижают, а двухвалентные – повышают теплоту адсорбции первого мономолекулярного слоя воды [12].

Содержание и качественный состав гумуса оказывает существенное влияние на характер

Таблица 4. Характеристика качества поверхности почв и углы смачивания при увлажнении и иссушении

Горизонт	Глубина, см	Чистая дифференциальная теплота адсорбции, ккал/моль	Плотность заряда мг-экв/м ² × 10 ⁻³	θd	θw
				градус	
Дерново-подзолистая почва (Московская обл.)					
А пах	10–15	1.04	2.7	25	33
Е	20–25	1.63	1.8	4	11
В	80–100	1.10	2.2	25	35
Серая лесная почва (Московская обл.)					
А пах	10–15	1.31	1.3	32	37
В3	120–130	1.45	1.1	28	30
ВС	190–200	1.10	1.7	26	29
Чернозем обыкновенный (Тамбовская обл.)					
А1	20–30	1.67	3.8	23	32
В1	45–55	1.60	3.2	27	30
В2	65–75	1.41	Не опр.	22	27
Светло-каштановая почва (окрестности г. Волгоград)					
А пах	15–20	0.65	1.6	30	43
В1	35–40	1.16	2.2	24	27
Сг	120–130	1.04	1.5	24	35
Бурая полупустынная почва (Астраханская обл.)					
В	1–10	0.90	0.14	65	67°
В1	10–31	1.93	0.30	39	64°
В2	31–66	1.95	0.47	50	52°
Солончак (Астраханская обл.)					
А'	0–8	1.52	0.15	62	68
Вса	28–40	2.15	0.35	52	58
В2	70–75	2.08	0.44	21	44
Краснозем (окрестности г. Чаква, Грузия)					
А	5–15	1.55	1.2	6	20
В	35–40	1.41	1.4	5	17
С	135–140	1.19	0.6	10	21

Примечание. θd и θw – углы смачивания при иссушении и увлажнении соответственно.

взаимодействия воды с поверхностью почвы. Владыченский показал, что гуминовые кислоты, обладая гидрофобной природой, влияют на образование угла смачивания при увлажнении и иссушении почвы [3].

Реакция почвенного раствора также может оказывать влияние на характер взаимодействия воды с почвой. Это в известной степени связано с влиянием pH на величину электрокинетического потенциала почвенных коллоидов. Коллоидальная кремнекислота обладает гидрофильностью и является устойчивым отрицательно заряженным коллоидом. При различной реакции среды потенциал гуминовой кислоты изменяется от низкого в кислой среде до высокого – в щелочной. От соотношения в почве ацидоидов и базоидов в сильной степени зависит качество поверхности почвенных частиц, их адсорбционные свойства. Ильнике установил, что с увеличением кислотности и щелочности повышается гидрофобность поверхности частиц почвы, что отражается на увеличении углов смачивания [16].

Ребиндер [11] и Колис-Джорж [15] также считали, что основным механизмом капиллярно-

сорбционного гистерезиса является образование различных контактных углов смачивания при увлажнении и иссушении почвы. В почве с более гидрофильной поверхностью частиц величина угла смачивания невелика. Кроме этого, независимо от типа почвы и характера ее поверхности, величина смачивания при увлажнении всегда больше, чем при иссушении.

Воронин [5] показал, что косинус угла смачивания в момент формирования первого слоя смачивающей жидкости на поверхности почвенных частиц численно равен отношению влажностей монослоя воды, рассчитанных по Фареру и по БЭТ:

$$\cos \theta = (W)_{me}/(W)_m, \quad (2)$$

где $(W)_{me}$ – влажность монослоя по Фареру, (W) – влажность монослоя по БЭТ.

Исследуемые почвы существенно различаются углами смачивания при увлажнении и иссушении почвы, о чем свидетельствует качественная неоднородность их поверхности (табл. 1). Для оценки влияния углов смачивания на степень проявления гистерезиса использовали отношения ко-

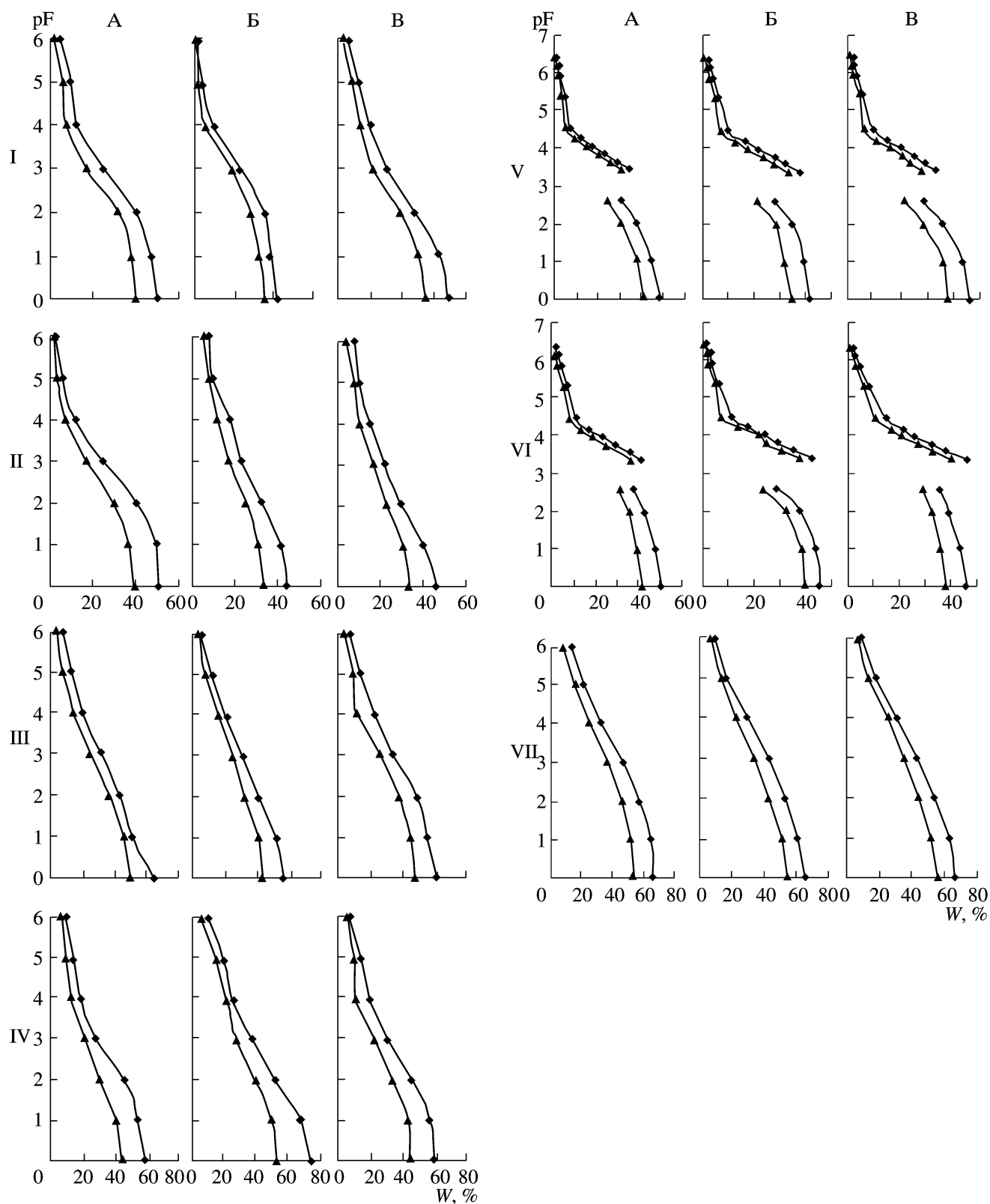


Рис. 2. Гистерезис зависимости капиллярно-сорбционного и полного потенциалов от влажности почвы.

синусов углов смачивания при иссушении и при увлажнении (табл. 4)

$$\alpha = \cos \theta_d / \cos \theta_w, \quad (3)$$

где θ_d – угол смачивания при иссушении; θ_w – угол смачивания при увлажнении.

На рис. 2 представлены петли гистерезиса, образуемые граничными кривыми водоудерживающей способности на циклах увлажнения и иссушения. Форма и величина площади петли гистерезиса достаточно хорошо отражают особенности структуры и состава каждого из генетических горизонтов исследуемых почв.

Основными причинами гистерезиса в капиллярно-сорбционной и капиллярной областях, кроме различия углов смачивания при иссушении и увлажнении, являются специфическая геометрия поверхности раздела вода–воздух, неодинаковая форма мениска воды в сквозных порах при иссушении и увлажнении, наличие тупиковых пор с заземленным воздухом. Кроме этого на степень проявления капиллярно-сорбционного гистерезиса оказывает характер распределения объемов пор по размерам.

Чайлдс [13] считал основным механизмом капиллярно-сорбционного гистерезиса неодинаковый характер опустошения и заполнения крупных пор, соединенных между собой узкими каналами.

Для количественной оценки влияния размера пор на гистерезис использовали отношение объемов пор размером крупнее 300 мкм к объемам пор размером 300–30 мкм, рассчитанных по граничной кривой иссушения. Это отношение в некотором приближении характеризует взаимодействие процессов иссушения и увлажнения в капиллярно-сорбционной области гистерезиса. Заметное влияние на эту область гистерезиса оказывают процессы набухания и усадки, приводящие к некоторому изменению расположения почвенных частиц, то есть к структурным изменениям.

В дерново-подзолистой почве область гистерезиса в наименьшей степени выражена в элювиальном горизонте Е. Площадь петли составляет 62 у.е. (условных единиц, равных квадратным сантиметрам определенного масштаба). В гор. А пах она возрастает до 94, а в иллювиальном горизонте В до 106 у.е. площади. Отмеченные колебания в величинах области проявления капиллярно-сорбционного гистерезиса в этой почве связаны, прежде всего, с различиями в контактных углах смачивания при обезвоживании и при увлажнении. Влияние этого фактора отражено в изменении величин α от 1.16 в гор. Е до 1.28 в гор. А пах и 1.35 в гор. В (табл. 1).

Заметное влияние на область проявления капиллярно-сорбционного гистерезиса оказывает распределение объемов пор по размерам, отражающееся в различие величин β , численно равное отношению объемов пор размером более 300 мкм, к объему пор размером 300–30 мкм. Так, в гор. В он максимален и равен 0.60, снижаясь до величин 0.57

и 0.44 соответственно в гор. А пах и Е. Существенное влияние на изменение параметра β оказывает характер структуры почвы. В пахотном горизонте с комковато-порошистой структурой распределение пор по размерам более широкое, чем в элювиальном горизонте Е с плитчатой структурой.

В серой лесной почве капиллярно-сорбционный гистерезис выражен слабее и менее дифференцирован по профилю по сравнению с дерново-подзолистой почвой. Это связано с более высокой гидрофильностью почвенных частиц и меньшим различием в углах смачивания при иссушении и увлажнении, о чем свидетельствуют низкие величины коэффициента α . Снижение степени проявления капиллярно-сорбционного гистерезиса в серой лесной почве произошло также из-за уменьшения величин объемов пор крупнее 300 мкм. Коэффициент β в этой почве наименьший из всех представленных почв. Максимальная площадь петли гистерезиса отмечена в гор. А пах – 80 у.е. Несмотря на низкие значения коэффициентов α и β этот горизонт обладает низкой плотностью сложения и непрочной комковатой порошистой структурой, что усилило степень проявления гистерезиса по сравнению с нижележащими генетическими горизонтами.

Аналогичная картина наблюдается в черноземном, однако в этом случае четче проявляется влияние различий в углах смачивания, вызванных большой гидрофобностью и неоднородностью поверхности почвенных частиц и микроагрегированностью из-за повышенной гумусированности. Влияние гумусированности на гидрофобизацию почвенных частиц впервые отмечено Владыченским [3, 4]. В целом гистерезис в черноземе обыкновенном выражен относительно слабо. Площадь петли уменьшается вниз по профилю от 82 и 84 у.е. в гор. А1 и В1 до 70 у.е. в почвообразующей породе. Ослабление проявления гистерезиса в черноземе происходит на фоне уменьшения коэффициентов α и β . Одним из факторов, снижающих потенциальную вероятность проявления капиллярно-сорбционного гистерезиса в черноземе (тяжелый гранулометрический состав, невысокая плотность сложения), является стабильность почвенной структуры генетических горизонтов.

В профиле светло-каштановой почвы капиллярно-сорбционный гистерезис выражен так же, как и в дерново-подзолистой почве. Однако причины дифференциации степени проявления другие. Высокие площади петли гистерезиса отмечены в гор. А пах и С гипс. В пахотном горизонте это обусловлено как большим различием в углах смачивания, так низкой плотностью сложения и непрочной комковато-порошистой структурой. В гипсовом горизонте, несмотря на снижение коэффициента β до 0.33 усиление гистерезиса произошло на фоне процессов набухания–усадки. Площадь петли в этом горизонте так же, как и в гор. А пах, составляет 100 у.е.

Для краснозема характерна монотонная степень проявления капиллярно-сорбционного гистерезиса по всему профилю. В этой почве гистерезис обусловлен, в первую очередь, различием в углах смачивания, связанных с ультрапористостью и, следовательно, неоднородностью поверхности почвенных частиц. Так же, как и в черноземе, капиллярно-сорбционный гистерезис в красноземе выражен слабее относительно потенциальных возможностей из-за четкой и стабильной структуры и плавном распределении пор по размерам.

В засоленных почвах дельты р. Волга (бурая полупустынная и солончак сульфатно-хлоридный) величину гистерезиса определяет высокое содержание илистой фракции и водорастворимые соли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что капиллярно-сорбционный гистерезис в почвах выражен во всем диапазоне влажностей. Влияние генетических особенностей почв на гистерезис достаточно ярко проявляется как в адсорбционной области при взаимодействии воды с поверхностью почвенных частиц в результате капиллярной конденсации (при P/P_0 выше 0.50–0.70), приводящим к формированию контактных углов смачивания, так и в капиллярной области из-за влияния структуры порового пространства почв. Различия в гранулометрическом, минералогическом составе, содержании гумуса, составе поглощенных оснований, реакции среды сказываются, прежде всего, на характере поверхностей раздела твердой и жидкой фаз (гидрофильность и гетерогенность) и проявляются в особенностях формирования и величинах краевых углов смачивания. Капиллярная область гистерезиса обусловлена характером агрегированности или дезагрегированности почвенных частиц и распределением пор по размерам. В наибольшей степени гистерезису подвержены пахотные горизонты почв, имеющие невысокую плотность сложения и непрочную комковато-порошистую структуру. В набухающих почвах капиллярно-сорбционный гистерезис усилен благодаря процессам набухания–усадки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Витязев В.Г. Энергетика воды в почвах в зависимости от состава и строения их твердой фазы. Дис. ... к. б. н. М., 1971. 148 с.
2. Владыченский С.А. Водно-физические свойства почв Волго-Ахтубинской поймы и волжской дельты и их изменения в зависимости от почвообразовательного процесса // Почвенно-мелиоративные исследования Волго-Ахтубинской поймы и дельты Волги. М: Изд-во Моск. ун-та, 1958. С. 46–103.
3. Владыченский С.А. Зависимость смачиваемости песка и стекла от влажности // Вест. Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 1960. № 1. С. 69–73.
4. Владыченский С.А. Капиллярный подъем воды в песке различной влажности // Почвоведение. 1962. № 10. С. 62–66.
5. Воронин А.Д. Новый подход к определению зависимости капиллярно-сорбционного потенциала воды от влажности почвы // Почвоведение. 1980. № 10. С. 68–79.
6. Воронин А.Д. Структурно-функциональная гидрофизика почв. Дис. ... д. б. н. М., 1981.
7. Воронин А.Д. Структурно-энергетическая концепция гидрофизических свойств почв и ее практическое применение // Почвоведение. 1980. № 12. С. 33–45.
8. Глобус А.М. Экспериментальная гидрофизика почв. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 355 с.
9. Ковда В.А. Почвы дельты Волги и их место в почвообразовании // Тр. Гос. океаногр. ин-та. Вып. 18/30. 1951. С. 5–43.
10. Грег С., Синг К. Адсорбция, удельная поверхность, пористость. М.: Мир, 1970. 273 с.
11. Ребиндер Н.А. Исследования в области поверхностных явлений. М.: ОНТИ, 1936, 299 с.
12. Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. Л.: Гидрометеиздат, 1965, Т. 1. 664 с.
13. Чайлдс Э. Физические основы гидрологии почв. Л.: Гидрометеиздат, 1973, 427 с.
14. Шваров А.П. Степень проявления гистерезиса зависимости капиллярно-сорбционного потенциала воды от влажности почвы // Почвоведение. 1982. № 3. С. 123–126.
15. Collis-George N. Hysteresis in moisture content-suction relationships in soil // Proc. Nat. Acad. Sci. India. 24 A. P. 80–85.
16. Ilnieki P. Hysteresis der Wasser spannungskurve in organogenen Böden // Z. Pflanzenornahr. Und Bodenk. 1982. V. 145. № 5. P. 313–316.

Hysteresis in the Capillary-Sorption Water Potential as Dependent on the Soil Water Content

A. P. Shvarov and E. A. Koreneva

The capillary-sorption hysteresis within the entire range of the soil water contents has been studied in zonal soil types of the European part of Russia. The degree of hysteresis in the sorption and capillary-sorption ranges has been estimated. The main factors of hysteresis are established. In the area of water sorption, this phenomenon is due to different wetting angles in the course of the soil moistening–drying cycles due to the heterogeneous hydrophilic and hydrophobic surfaces of soil particles. In the area of capillary moistening, the pore-size distribution as a function of the soil macro- and microstructure is important, as this characteristic is closely related to shrink–swell processes.

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ПОЧВ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ*

© 2008 г. А. И. Поздняков

Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

E-mail: antpoz@bk.ru

Поступила в редакцию 12.03.2008 г.

Сформирована концепция взаимосвязи электрических параметров почв (удельного электрического сопротивления, потенциала естественного электрического поля) и почвообразования, основанная на общих классических законах электромагнетизма и общей теории почвообразования. Показано, что электрические параметры почв, в первую очередь, зависят от плотности подвижных электрических зарядов, которая включает в себя катионы почвенного поглощающего комплекса и ионы почвенного раствора. Разработаны модельные представления, объясняющие закономерности изменения электрических параметров в почвах основных генетических типов, для катен и зонального уровня организации почвенного покрова.

ВВЕДЕНИЕ

Владыченский еще в середине прошлого века считал, что в будущем наблюдения за свойствами почвы будут непрерывными в пространстве [2]. Он полагал, что свойства будут считывать как функцию при непрерывных измерениях. Он не знал, какой метод наиболее подходит для этого, но полагал, что наиболее всего для этого подойдут разные электрические датчики [2]. Можно утверждать, что его предположения оправдались.

В последние десятилетия в почвоведении и смежных дисциплинах: мелиорации, земледелии, экологии и мониторинге – для обследования почв используются электрофизические экспресс-методы [1, 4–7]. Наиболее широкое распространение получили методы сопротивления и метод естественного электрического поля. Методы сопротивления включают в себя метод профилирования по поверхности почвенного покрова и по стенкам разрезов и метод вертикального электрического зондирования (ВЭЗ), который позволяет измерять сопротивление в профиле почвы без почвенного разреза, не нарушая целостности почвы. Для этих целей используется довольно простая и недорогая аппаратура [4–6].

Установлено, что почвы представляют собой природные тела, которые обладают собственным естественным электрическим полем. При измерениях электрического сопротивления электрические поля создаются в почвах и накладываются на естественные электрические поля, которые распределяются в почвах по определенным закономерностям.

Что заставляет электрические поля в почвах “распределяться” определенным образом, по

определенным законам, так или иначе? Какие это законы? Почему электрические поля и их параметры увеличиваются в определенных горизонтах и уменьшаются в других? Знание этого не только поможет практике, но и расширит наши понятия и представления о почвах.

Важнейший момент в оценке значимости электрических параметров и методов их измерения состоит в том, что они характеризуют почвы в реальной обстановке. Большинство же методов почвоведения и мелиорации основано на анализе отобранных и высушенных образцов, что существенно меняет оценку особенностей почв и их свойств [2], так как превращает в “порошок” (Н.А. Качинский), и более того, практически “убивает” их, превращает в “труп” (Л.О. Карпачевский).

Использование методов полевой электрофизики при почвенных обследованиях позволяет проводить их на новом, научно-техническом и технологическом уровне. Это значительно (в несколько раз) сокращает затраты на такие обследования и дает более объективную и репрезентативную информацию по сравнению с обследованиями, выполненными только на основе классических методов.

Нами выработаны новые подходы и технологии для этих целей. Отличительной особенностью предлагаемых технологических разработок является способность электрофизических методов проводить исследования без нарушения почвенного покрова и очень детально, выполняя измерения с поверхности почвы, получать информацию с любой интересующей глубины. Такими особенностями не обладает ни один из применяемых сейчас в почвоведении, мелиорации и земледелии методов и подходов [2]. Разработанный комплексный подход уже использовался для по-

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 06-04-48461.

левого исследования практически всех типов почв.

Методами электрофизики исследованы не только все зональные почвы основных генетических типов России: подзолистые, торфяные, серые лесные, черноземы различных фаций и разных областей, каштановые, но и многие подобные почвам образования: городские почвы, грунты, отвалы строительного и бытового мусора, вновь конструированные почвы искусственных ландшафтов городских условий и т.п. Исследовались также почвы ряда стран СНГ: каменистые почвы и пески юга Украины и Крыма, сероземы Узбекистана, почвы некоторых районов Казахстана и Узбекистана [2, 4–7, 9, 10]. Тем не менее, несмотря на успехи в практическом применении электрических параметров, пока остается не разрешимым ряд основополагающих вопросов:

1. Существуют ли естественные электрические поля в почвах, как таковые или это все же артефакт, реакция электродов? А если существуют электрические поля макроуровня между горизонтами, то почему их потенциалы не выравниваются?

2. Каков вклад электрической составляющей энергии в процесс почвообразования и есть ли он вообще?

3. Сопротивление – параметр, удобный для определения того или иного другого свойства или это все же фундаментальное свойство, связанное и определяемое генезисом почвы?

4. Почему электрическое сопротивление и потенциал естественного электрического поля имеют схожие, если не одинаковые закономерности изменения в профиле одной и той же почвы?

5. Как взаимосвязаны электрические параметры и профили почв, что и какие особенности почв они отражают?

Решение этих вопросов на данном этапе исследований весьма важно. Кроме частных практических приложений и дальнейшего грамотного, научно обоснованного применения электрических параметров почв в различных разделах почвоведения оно позволит придать им статус фундаментального свойства, несущего генетическую нагрузку наряду с другими свойствами. Для этого необходимо связать их с общей теорией почвообразования, сформировать теорию, объединяющую последнюю с проявлением электрических параметров.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектами исследований были почвы основных генетических типов почв: тундровые (Воркута), дерново-подзолистые (Московская обл., Клинско-Дмитровская гряда, УОПЭЦ “Чашниково”), черноземы (заповедник “Белгородье”), темно-серые (Брянское ополье), бурые полупустынные (Астраханская обл.).

Методически полевые электрофизические методы объединяют большую группу методов, самыми распространенными из которых являются методы постоянных (стационарных) электрических полей (**СЭП**): метод естественного электрического поля (**МЕЭП**) и методы электрического сопротивления.

Измерения сопротивления проводили как непосредственно в разрезах по профилю, так и специальным методом, так называемым методом вертикального электрического зондирования, который позволяет получить данные профильного изменения электрического сопротивления с глубиной, непосредственно с поверхности почвы, без разрезов и скважин. Этот метод наиболее перспективен. Он позволяет расчленить почвенно-грунтовую толщу по вертикали, как на генетические почвенные горизонты, так и на стратиграфические слои. По данным ВЭЗ, без нарушения почвенного покрова, проведения почвенных выработок и бурения скважин, можно детально определить удельное электрическое сопротивление на любой глубине.

Во всех методах измерения сопротивления проводили четырехэлектродными схемами электродов AMNB. Для измерения сопротивлений методом ВЭЗ использовался прибор LandMapper-03, разработанный и выпускаемый фирмой “Астро-групп” (Россия) по заказу фирмы “Landviser” (США). Для более детального изучения верхней 2–5-метровой толщи почв применялась модификация ВЭЗ, отличающаяся от классической меньшими разносами. Расстояния между электродами АВ были от 10–15 до 20–40 м, а в некоторых случаях до 50 м. Это обеспечивало глубину детального зондирования и первых дециметров почв до 2–5 м материнских пород.

Графики этих зависимостей называются кривыми ВЭЗ или функцией зависимости кажущегося сопротивления от полуразноса АВ/2. В этих кривых заключена информация об изменении сопротивления с глубиной, но не напрямую, а через разнос электродов на поверхности почвы. Понятно, что глубина измерения сопротивления сложным образом зависит от самого сопротивления.

Измерения разности естественных потенциалов также проводили прибором LandMapper-03 и двумя неполяризующимися электродами, роль которых выполняли известные в электрохимии электроды сравнения: каломелевые, хлорсеребряные и др. [2, 3, 10].

Методика проста. В поле, на обследуемой территории один из электродов размещался в почве в точке N и оставался в ней на все время измерений, а другим – М – осуществлялось измерение разности потенциалов в любой интересующей точке профиля почвы или по площади, обычно по регулярной сетке.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПОСЫЛКИ И СООБРАЖЕНИЯ

Для пояснения и выработки теоретического подхода к трактовке электрических параметров почв обратимся к общей теории электромагнетизма. Она включает в себя уравнения Пуассона, Лапласа и Больцмана, в которых взаимозависимыми параметрами являются электрический потенциал и плотность (концентрация) мобильных (подвижных, участвующих в передаче электрических зарядов) носителей электричества:

$$\frac{\partial E}{\partial r} = \frac{1}{\epsilon_0} \sigma - \text{уравнение Максвелла};$$

$$\text{div grad } \varphi = -\text{div } E = -4\pi\sigma - \text{уравнение Пуассона};$$

$$\text{div grad } \varphi = 0 - \text{уравнение Лапласа};$$

$$\sigma_{\pm M} = \sigma_{\pm N} \exp[\mp F\varphi/RT] - \text{уравнение Больцмана},$$

где E – напряженность электрического поля; σ – плотность подвижных электрических зарядов; φ – электрический потенциал; F – постоянная Фарадея; R – газовая постоянная, T – абсолютная температура.

Из уравнений следует, что электрические и магнитные поля не существуют отдельно, но рассматриваться могут раздельно. Уравнения Пуассона, Лапласа и Максвелла являются основными законами электричества и применимы для описания стационарных электрических полей в большинстве различных проводников и диэлектриков на микро- и макроуровнях. Почвы могут быть представлены как проводники, где электрические заряды сосредоточены на определенных микро- и макроуровнях. Поэтому уравнения Пуассона и Лапласа могут использоваться для описания произвольно возникающих естественных электрических полей в почвах. Искусственно создаваемые поля в почвах используются для измерений электрической проводимости и сопротивления почв.

Уравнение Больцмана является обобщающим уравнением электромагнетизма, описывающим распределение электрических зарядов в потенциальном стационарном электрическом поле или, наоборот, распределение самого электрического поля и его параметров в стационарном почвенном покрове с определенным распределением электрических зарядов. С другой стороны, закон распределения Больцмана связывает локальную, как микро-, так и макроуровня, концентрацию (n_i) с объемной концентрацией (n_{i0}):

$$n_i = n_{i0} \exp[-W/kT], \quad (1)$$

где W – работа, требуемая для передвижения заряда против электрических сил, k – постоянная Больцмана, T – абсолютная температура.

Плотность электрически заряженных частиц (σ) в этом уравнении можно определить как

$$\sigma = \sum_{i=1}^K n_i z_i e_{00}, \quad (2)$$

где n_i – локальная концентрация i -го иона в малом объеме; $z_i e_0$ – заряд иона. $W = z_i e_0 \varphi$, и уравнений (1) и (2) можно объединить в виде

$$\sigma = \sum_{i=1}^K n_{i0} z_i e_0 \exp[-z_i e_0 \varphi / kT]. \quad (3)$$

Итак, и в этом случае плотность зарядов можно рассматривать как массообменную концентрацию. Она связана с электрическим потенциалом экспоненциальными Больцмановскими зависимостями с отрицательными показателями экспоненты, то есть близкими к обратно пропорциональным в диапазоне малых плотностей зарядов.

Покажем, что удельное электрическое сопротивление вслед за электрическими потенциалами искусственных постоянных электрических полей также меняется в зависимости от плотности подвижных электрических зарядов в почвах. Уясним следующий момент: электрическое сопротивление – это нормированные по току потенциал или разность потенциалов, напряжение или градиент потенциала – суть близкие понятия. Закон Ома утверждает, что $\Delta\varphi/I$ величина постоянная, и называется сопротивлением (R) проводника:

$$R = \frac{\Delta\varphi}{I}. \quad (4)$$

Сопротивление зависит от материала проводника, его размера и температуры, то есть электрическое сопротивление (ER) конкретного проводника выражается формулой:

$$ER = \frac{A\Delta\varphi}{LI}, \quad (5)$$

где L длина однородного проводника с площадью сечения A . Электрическое сопротивление обычно выражается в Ом · м. Удельная электрическая проводимость или электропроводность (EC) обратно пропорциональна сопротивлению проводника:

$$EC = \frac{1}{ER}. \quad (6)$$

Электропроводность или сопротивление – постоянные характеристики вещества. На практике мы можем измерять электрическое сопротивление и проводимость почв и других объектов одинаковыми приборами. Так как эти параметры связаны друг с другом уравнением (6), не имеет значения что измерять – сопротивление или электропроводность. Исторически сложилось, что почвоведы на Западе и в США преимущественно измеряют электропроводность, а в России и в странах СНГ – сопротивление. За преимущественное измерение сопротивления свидетельствуют особенности геофизических методов, в первую очередь ВЭЗ, особенно при их интерпретации. В наших исследованиях в большинстве

случаев использовалось электрическое сопротивление почв.

Многие виды естественных электрических полей и потенциалов самопроизвольно возникают в естественных почвах и их весьма трудно идентифицировать, если вообще возможно выяснить, какой механизм ответственен за их формирование.

С электрическими полями, создаваемыми в почвах специально, например, для измерения сопротивления, измерения и идентификация становятся значительно проще, особенно со стационарными (постоянными) электрическими полями.

Покажем что, несмотря на множество частных процессов и явлений, определяющих поведение и закономерности электрических параметров в реальных функционирующих почвах, они подчиняются фундаментальным уравнениям электромагнетизма: уравнениям Лапласа–Пуассона–Больцмана и зависят исключительно от величины и закономерностей распределения плотности подвижных электрических зарядов в почвах.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В результате многолетних исследований получены следующие специфические значения электрических параметров основных генетических типов почв (табл. 1). На основе описанных предположений обоснуем правомерность распределения этих значений в почвах. Для каждого типа почвообразования установлены строго специфические величины электрических параметров в зависимости от интенсивности проявления почвообразовательных процессов. Причины такого формирования электрических параметров, наряду с вышеотмеченными, видятся в следующем. При стационарном состоянии почвенного покрова суммы химической и электрической составляющих энергий равны в разных точках почвенного пространства.

$$\sum_{i=1}^K \mu_i m_i + zF\varphi_1 = \sum_{i=1}^K \mu_i m_i + zF\varphi_2, \quad (7)$$

где $\sum_{i=1}^K \mu_i m_i$ – массообменный параметр, характеризующий перераспределение почвенной массы, отвечающей за формирование различных плотностей подвижных электрических зарядов; m_i – массовый параметр (прототип плотности или концентрации) того или иного иона; μ_i – химический потенциал иона; z – заряд частицы (иона), F – постоянная Фарадея.

Как видим, химическая энергия характеризуется массообменным параметром. Электрическая – произведением заряда частицы на постоянную Фарадея и электрического потенциала. Важнейшим выводом из этого уравнения является тот факт, что текстурно-химическая дифференциация поч-

венного профиля или почвенного покрова в целом, приводит к перераспределению мобильных электрических зарядов и, следовательно, осуществляет формирование закономерного изменения электрических параметров в почвенном пространстве. О такого рода причинах формирования электрических параметров естественных и искусственных электрических полей указывается и в классических изданиях по электричеству [1, 3, 8]. Например, Тамм в своем классическом труде “Основы теории электричества” указывает, что “помимо электрических сил стационарного электрического поля, на электрические заряды в проводниках мы должны допустить, что на электрические носители (ионы) может действовать еще некоторое поле сил не электростатического происхождения” [8, с. 181]. Для краткости они названы “сторонними” и обозначают напряженность поля сторонних сил через электродвижущие силы (ЭДС). В нашем случае это все процессы, ответственные за дифференциацию мобильных ионогенных веществ.

Понятно что, равновесия в открытых системах, каковыми являются почвы, быть не может. Действительно, сторонние (химические и физические) ЭДС всегда изменяются, происходит постоянное изменение градиентов химических потенциалов во времени и в пространстве. Во времени массообменный параметр будет претерпевать определенные изменения, которые протекают в системе, например, на уровне биогеоценоза, почвенного геохимического ландшафта или биосферы в целом. Приток вещества в почву с других составных частей системы и распределение его в почве приводит к определенным изменениям в электрических параметрах почвенно-электрического профиля, но не изменяет основного, стабильного, стационарного его строения и состояния.

Таким образом, любое влияние на сформировавшийся почвенный покров, связанное с притоком энергии, вызовет изменение градиентов химических потенциалов в определенных точках почвенного покрова, а за тем изменение и градиентов потенциалов электрического поля естественной и искусственной природы. Поэтому появляется возможность по изменению величины электрических потенциалов судить об изменениях химических потенциалов, а, следовательно, и концентраций ионов в этих точках.

Степень выраженности процессов почвообразования формирует различия в мощности и “зрелости” генетических горизонтов, что вносит определенные элементы различий в профильные кривые электрических параметров и почвенно-электрические профили, оставляя без изменения их вид.

Перераспределение вещества является основным результатом геологического и биологического круговоротов веществ, результатом геоло-

Таблица 1. Специфические значения электрических параметров почв подзолистого и болотного типов почвообразования

Почва	Горизонт	ρ_K , Ом · м	ρ_0^K , Ом · м	ϕ , мВ
Автоморфные дерново-подзолистые почвы				
На однородных суглинках				
Слабоподзолистая	A1	<150	<150	10–15
	A1A2	150–200	200–300	28–25
	A2B	100–150	100–300	10–20
	B, C	30–50	30–50	<10
Среднеподзолистая	A1	400–600	200–400	15–20
	(A2A1) A1A2	600–800	400–600	30–50
	(A2) A2B	400–600	200–300	20–30
	B (C)	30–60	30–50	<10
Сильноподзолистая и подзол	A1	800–1000	400–600	20–30
	(A2A1) A2	>1000	>1000	>50
	A2B	600–800	200–400	10–20
	B (C)	30–50	30–50	<10
Окультуренная	A пах	<50	80–100	10–20
	A2 ост	50–80	150–200	20–30
	B (C)	<50	<50	<10
На супесчаных и песчано-слоистых породах				
Среднеподзолистая	A1	800–1500	800–1000	Не опр.
	A2A1	1000–3000	1500–2000	»
	A2B (A2)	400–1500	800–1000	»
	B (C)	200–1000	<400	»
Окультуренная	A пах	100–200	100–200	»
	A2 ост	400–500	400–600	»
	B (C)	200–400	200–400	»
Гидроморфные почвы на однородных суглинках				
Дерново-среднеподзолистая неоглееная	A1	400–600	200–400	15–20
	(A2A1) A1A2	600–800	400–600	30–60
	(A2) A2B	400–600	200–300	20–30
	B (C)	30–60	30–50	<10
Глееватая	A1	200–300	200–300	10–20
	(A2A1, A1A2)	300–400	200–250	10–20
	(A2, A2B)	80–150	80–100	10
	(B, C)	30–50	<50	<10
Глеевая	A1	100–150	100–150	6–10
	(A2A1, A1A2)	150–200	100–150	10–15
	(A2, A2B)	50–70	80–100	<10
	(B, C)	30–50	<50	<10

гических и почвообразовательных процессов и, в конечном итоге, приводит к формированию ландшафтно-географических и почвенно-геохимических поясов. Это, в свою очередь, приводит к формированию определенного типа почвы с вполне определенным строением, организацией и дифференциацией профиля, с определенными закономерностями распределения мобильных электрических зарядов.

Итак, сформированные ландшафтно-географические и почвенно-геохимические пояса на планете, характерные для них типы почв с вполне

определенным строением, организацией и дифференциацией почвенного покрова, обладают определенными, достаточно стабильными электрическими параметрами.

В катене, начиная с водораздела к пониженным участкам или к пойме реки, формируется закономерная смена электрических параметров. Например, закономерно снижается величина электрического сопротивления и потенциалов в поверхностных горизонтах почвы в ряду: дерново-подзолистые автоморфные – дерново-подзолистые гидроморфные – торфяные. На глубинах

распространения элювиальных горизонтов первых двух почв эти различия становятся еще более резкими и снижаются в иллювиальных горизонтах. Другими словами, наиболее резкое изменение электрических параметров наблюдается в почвенной толще, затронутой почвообразовательным процессом, дифференцирующим ее.

На ландшафтно-катенном уровне организации почвенного покрова возможны оценочные исследования пространственной структуры и направленности накопления веществ, подверженных воздействию почвообразования, то есть возможна оценка итога распределения вещества в основном компоненте ландшафта, его “зеркале” – почве. Простой расчет мощности электрических полей в почвах по данным табл. 1 показывает уменьшение ее величины к почвам с химической аккумуляцией.

В дерново-подзолистых почвах усиление процессов оподзоливания в профилях дерново-подзолистых почв от слабоподзолистых почв к сильноподзолистым и подзолам увеличивает максимальные значения электрических параметров в элювиальных горизонтах.

Усиление процессов аккумуляции гумуса при том же уровне оподзоливания снижает электрические параметры в аккумулятивно-гумусовом горизонте. Уменьшение в сильноподзолистых почвах и, особенно, подзолах аккумулятивно-гумусовых процессов и усиление процессов оподзоливания может привести к вырождению дернового горизонта, что приведет к двухслойной кривой изменения электрических параметров в профиле этих почв и двухслойному почвенно-электрическому профилю.

В серых лесных почвах трехслойный характер изменения электрических параметров в профиле сохраняется, но величины их значительно меньше по сравнению с дерново-подзолистыми почвами. В этих почвах также продолжают действовать два элементарных почвообразовательных процесса: дерновый (гумусонакопление) и процесс аналогичный оподзоливанию – разрушение и вынос минеральной части почвы. Усиление процесса оподзоливания резко уменьшает величины электрических параметров по всему профилю. Градиенты потенциалов естественных электрических полей на границах гумусового горизонта с оподзоленным и оподзоленных с минеральными имеют значительно более низкие величины по сравнению с аналогичными в дерново-подзолистых почвах. Такая же закономерность соблюдается и для параметров искусственных полей.

Дальнейшее усиление гумусонакопления, происходящее в различных черноземах и в их наложениях северных гумидных районов – дерновых и торфяных почвах, приводит к дальнейшему уменьшению параметров СЭП и изменению профильных кривых электрических параметров

Таблица 2. Специфические значения электрических параметров почв черноземного, солончакового, солонцового типов почвообразования

Почва	Горизонт	$\rho_K, \text{Ом} \cdot \text{м}$	$\rho_0^K, \text{Ом} \cdot \text{м}$	$\phi, \text{мВ}$
Чернозем типичный	A	40–60	40–60	10–20
	B	20	20	0–10
Светло-каштановая	A	60–80	60–80	40–60
	B	10–20	20–40	10–20
Солонец	A	60–80	60–80	40–60
	B	10	10	10
Солончак	A сол	10	10	10
	A	10–20	10–20	10–20
	A	10–20	10–20	10–20
	A сол	10	10	10

(табл. 2). В черноземах, дерновых и торфяных почвах процессы гумусонакопления настолько значительно уменьшают значения электрических параметров, что их величина для гумусовых горизонтов часто ниже, чем для подстилающей породы.

Почвенно-электрический профиль черноземов, как зонального типа почв, имеет двухслойный характер с одной “сосредоточенной” на границе гумусового горизонта и подстилающей породы ЭДС, характеризующей “напряженность” процесса гумусонакопления.

Черноземы “электрически забуферены”. Эти почвы по электрическим параметрам попадают на правую нисходящую ветвь экспоненты, характеризующей по закону Больцмана связь электрических параметров по свойствам почв.

Увеличение интенсивности процесса гумусонакопления и затухание процесса оподзоливания, сопровождающееся увеличением плотности электрических зарядов посредством увеличения емкости поглощения в почвах зонального ряда, начиная с дерново-подзолистых почв через серые лесные вплоть до черноземов, приводит к постоянному уменьшению величин электрических параметров. А в черноземах приводит к смене типа профильной кривой этих параметров, подтверждая тем самым и в зональном аспекте те модельные представления о закономерностях электрических параметров, которые подробно рассмотрены при анализе профильной организации почв.

В почвах этих типов почвообразования плотность подвижных зарядов в основном определяется поведением и содержанием в почвенном поглощающем комплексе таких ионов, как кальций, магний и водород. Поэтому эти изменения подчинены изменениям ионоудерживающей (сорбционной) способности этих почв. Ионы почвенного раствора, если и вносят какой-либо вклад в изменение электрических параметров в профиле этих почв, то этот вклад следует признать малозначительным. Естественно, что это утвержде-

ние относится только к целинным зональным почвам. Интразональные почвы, в какой-то мере — засоленные почвы или почвы, подверженные антропогенным воздействиям, очень часто имеют повышенное содержание катионов и анионов в почвенном растворе по сравнению с зональными почвами лесной и лесостепной зон.

В таких случаях типовая картина изменения электрических параметров в профиле почв подвергается трансформации в соответствии с изменением плотности электрических зарядов в ППК и в почвенном растворе, а также в соответствии с протекающими процессами почвообразования, дополняющими “типовые” почвообразовательные процессы.

Аналогичная закономерность проявляется при заболачивании дерново-подзолистых или серых лесных почв, что часто сопровождается увеличением не только почвенной поглощающей способности, но и обогащением почвенного раствора нейтральными и электрически заряженными соединениями. Спорадическое или закономерное накопление в профиле черноземных почв легкорастворимых солей также приводит к уменьшению электрических параметров по сравнению с типовыми кривыми для зональных почв.

Дальнейшее накопление легкорастворимых солей и появление в ППК весьма активного иона Na^+ определяют и дальнейшее снижение СЭП по сравнению с незасоленными аналогами почв в южных зонах: лесостепной и особенно степной, полупустынной и пустынной зон. В этих зонах интразонально распространены солонцы, солончаки и солоды.

Итак, направленность процессов почвообразования на аккумуляцию или вынос вещества в почвенном профиле, наблюдаемые в различных ландшафтах и почвенно-климатических зонах, приводит к формированию разных величин электрических параметров. Распределение их даже в зональном ряду и в катене представляется связанным Больцмановской экспоненциальной зависимостью, то есть распределение вещества и энергии, в том числе электрической, в почвах подчиняется закону энергетического распределения Максвелла–Больцмана (рисунок).

Так, почвы и их диагностические горизонты, в которых преобладают процессы накопления вещества: черноземы, торфяные, засоленные — имеют свойства, определяющие плотность подвижных электрических зарядов и электрические параметры, “размещающиеся” в правой, выположенной ветви экспоненты. Такие почвы можно назвать “электрически забуфференными”. Применение электрофизических методов в них затруднено, хотя и возможно.

Левая, восходящая ветвь Больцмановской экспоненты, где “размещаются” почвы, имеющие в своем профиле элювиальные диагностические горизонты (эпипедоны) с резко обедненными концентрациями электрически заряженных ча-

стиц и соединений, характерна для дерново-подзолистых, серых лесных почв, солодей и т.д.

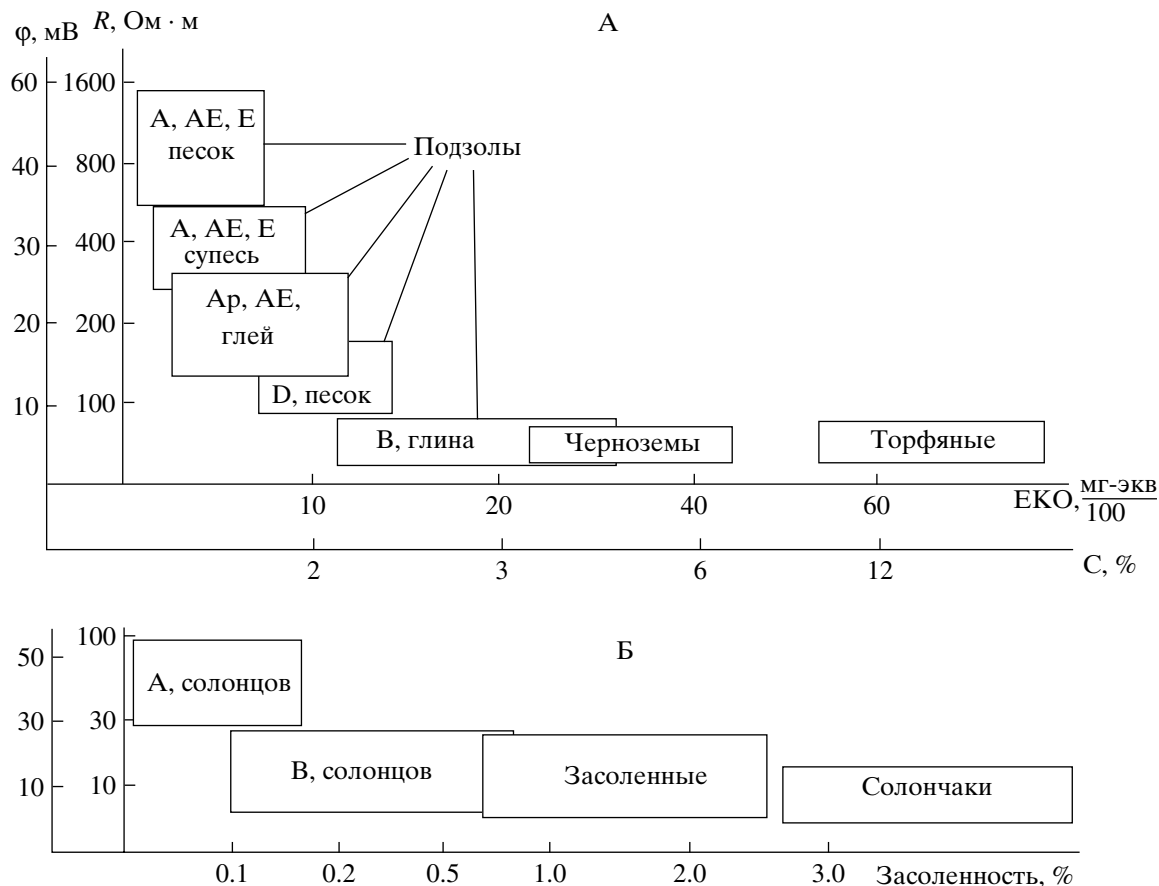
Причем размещение областей, связывающих свойства почв и их электрические параметры подчиняются строгим закономерностям. Наивысшие величины электрических параметров имеют элювиальные песчаные разновидности целинных дерново-подзолистых почв. Несколько меньшие элювиальные горизонты целинных суглинистых почв. Затем, на “перегибе” кривой размещены элювиальные горизонты окультуренных и гидроморфных почв гумидной зоны. Аналогичная зависимость характерна и для почв солонцового и солончакового типов почвообразования, а также для всех типов почв при их обобщении, то есть для почвенного покрова в целом.

Подводя итог, отметим, что электрические параметры почв — это естественные электрические потенциалы и электрическое сопротивление, определяющиеся плотностью подвижных электрических зарядов. Последние, в свою очередь, обуславливаются комплексом свойств, характеризующих сорбционные и диффузионные свойства почвенных морфонов, горизонтов, профилей и генетических типов почв, и опосредовано (косвенно) определяются внешними по отношению к почве факторами: типом ландшафта, почвенной геохимической провинцией, климатической зоной.

Практически любой специфический почвообразовательный процесс, в результате которого накапливаются или выщелачиваются вещества и соединения в профиле того или иного генетического типа почв отражается на электрических параметрах так, что их величина и изменение в профиле будут характеризовать организацию и степень дифференциации почвенного профиля.

В совершенно разных типах почв, где протекают различные элементарные почвенные процессы, например, соленакопление и торфообразование, подзолообразование и выщелачивание верхних горизонтов, формируются одинаковые или близкие электрические величины параметров. Эти факты необходимо рассматривать не как недостаток, а исключительно, как достоинство электрофизических методов, поскольку, измеряя только электрические параметры и, естественно, зная в какой почвенной зоне находится исследователь, имея также хотя бы общие представления о почвенной ситуации исследуемого региона (района, объекта), можно электрофизическими методами детально изучить любые почвы и решить весьма широкий круг научных и практических задач.

Направленность процессов почвообразования на аккумуляцию вещества, наблюдается в различных почвенно-климатических зонах, приводит к формированию схожих по степени дифференцирования и массонакоплению почвенных профилей, а, следовательно, и схожих картин в изменении электрических параметров и кривых их изме-



Распределение почв и их горизонтов по электрической сенсорности: А – в гумидной зоне; Б – в аридных регионах.

нений. Выщелачиваемость также формирует свои схожие профили.

Основными перераспределителями “электрической” энергии при почвообразовании следует признать элементарные почвенные процессы, то есть внутрипочвенные факторы, а не внешние: рельеф и растительность – хотя, несомненно, определяющее влияние последних на первые. Каждый элементарный почвенный процесс или их сочетание ответственны за формирование профиля определенного типа почвы с определенным довольно строгим чередованием основных групп генетических горизонтов и, следовательно, определенной закономерностью в изменении электрических параметров, определенной кривой того или иного параметра двухслойной, трехслойной или другой.

Интенсивность или выраженность того или иного элементарного процесса почвообразования определяет степень выраженности “зрелости” того или иного генетического горизонта или группы генетически однородных горизонтов, что, в свою очередь, влияет на величины электрических параметров.

Перераспределителями энергии опосредовано, через почвообразовательные процессы, выступают также факторы и условия почвообразования: растительность и рельеф. Изменение типов растительности вслед за климатическими поясами, приводящее к определенному сочетанию условий почвообразования, формированию почвенно-геохимических поясов или провинций, а также определенному “типу” в перераспределении энергии, формирует определенные типы почв и, следовательно, электрические поля с определенной величиной ϕ , ρ и определенным законом изменения электрических параметров.

Различные типы растительности и пород на уровне более мелкой структурной организации, то есть на уровне биогеоценоза и его парцеллярной структуры также формируют свои почвы, обычно различающиеся на уровне рода, со своими специфическими особенностями и свойствами, что незамедлительно отражается на интенсивности электрических параметров. Такой случай встречался при анализе материала для электрических параметров дерново-подзолистых почв различной степени дерновости и оподзоливания, формирующихся на одной материнской породе, но под различными типами растительности.

Рельеф является одним из наиболее мощных распределителей энергии как в качестве непосредственного (прямого) действия, так и в качестве опосредованного через распределение климатических и растительных факторов, то есть через цепь сопряженных биогеоценозов и соответствующих им катенных почв.

Рельеф как условие почвообразования является существенным фактором, определяющим распределение вещества и энергии при почвообразовании, а, следовательно, и формирования величин электрических параметров.

Распределение “климатических” и “растительных” факторов почвообразования по склону, являясь косвенным воздействием почвообразования, формирует почвы катен и, следовательно, производит закономерное массораспределение подвижных (подверженных почвообразованию) веществ, а в конечном итоге, подвижных зарядов и параметров электрических полей.

Примером могут служить почвы катен: дерново-подзолистая автоморфная почвы, дерново-подзолистые различной степени гидроморфизма (поверхностно, “псевдооглеенные”), оторфованные, торфяные. Накопление общей массы подвижных, подверженных воздействию почвообразования веществ в более низких элементах рельефа, во-первых, компенсируется более высоким энергетическим положением в поле тяготения, а во-вторых, более “низкими” менее интенсивными энергетическими полями.

Перераспределение вещества в ландшафтах, расположенных на поверхности планеты ландшафтно-географических поясов, позволяет также, как и при изучении почвенного профиля и его организации изучать и оценивать массо- и энергетический обмен и баланс этих почвенных образований, используя стационарные электрические поля почв. Распределение веществ и массоперенос в таких системах, приводящий к закономернотрендовой смене почв приводит к тому, что на более низких участках склона практически всегда формируются более обогащенные разновидности и типы почв.

Перераспределение веществ в процессе почвообразования неодинаково влияет во всем диапазоне его изменения. В некоторых случаях, при крайней обедненности всего профиля или его определенной части носителями подвижных зарядов, даже малейшее их изменение может привести, в соответствии с законом распределения Больцмана, к резкому изменению электрических параметров. Этот случай соответствует концентрациям на левой восходящей ветви экспоненциальной зависимости электрических параметров от плотности электрических зарядов. Наоборот, даже значительные изменения в плотности электрических зарядов могут почти не изменять электрические параметры – правая нисходящая ветвь экспоненциальной зависимости.

Отсюда следует, что одни и те же по “напряженности” почвообразовательные процессы по разному отражаются на изменении электрических параметров. Прослеживается явная схожесть по электрическим параметрам следующих почв: 1) дерновых, торфяных, черноземов, солончаков; 2) дерново-подзолистых, светло-каштановых, солончаков и солодей.

Заметим, что черноземы, торфяные и засоленные почвы, хотя имеют разный генезис, разные причины накопления различных веществ, но с точки зрения энергетического состояния результат один – происходит явное накопление веществ, а, следовательно, увеличивается концентрация и плотность подвижных электрических зарядов, что приводит к формированию недифференцированного почвенного и почвенно-электрического профилей.

В дерново-подзолистых и светло-каштановых почвах происходит резкое перераспределение вещества в пределах почвенного профиля, резкая его дифференциация, чему свидетельствует резкая дифференциация в величинах электрических параметров. Почвенные процессы, связанные с гидроморфизмом, окультуренностью, гумусонакоплением, оторфованностью, соленакоплением приводят к увеличению количества, а, следовательно, плотности электрических зарядов и снижению электрических параметров. Тем не менее действие этих процессов даже одинаковой интенсивности (“напряженности”) по-разному будет сказываться на величинах электрических параметров. Оглеение в подстилающей породе дерново-подзолистой почвы мало уменьшает электрические параметры, потому что плотность электрических зарядов в этих горизонтах без того высока и соответствует правой нисходящей ветви экспоненты.

Поверхностное оглеение в оподзоленном горизонте, хотя и незначительно изменяет концентрацию подвижных электрических зарядов, но резко снижает электрические параметры, что соответствует восходящей ветви экспоненты. Аналогичная картина происходит при наложении процесса гумусонакопления на процесс оподзоливания.

Процессы выщелачивания веществ: оподзоливание, лессиваж, рассоление, рассолонцевание – приводят к уменьшению содержания подвижных носителей электрических зарядов и увеличивают электрические параметры. Отсюда следует, что черноземы и торфяные почвы являются наиболее забуференными в “электрическом отношении” почвами, в которых влияние смены условий и факторов почвообразования на электрические параметры сказывается наименее значительно. И, наоборот, в дерново-подзолистых почвах даже слабое влияние почвообразовательных факторов резко изменяет показатели параметров электрических полей особенно в верхних, наиболее существенно затронутых почвообразовательными

процессами горизонтах. В почвах солончакового и солонцового типов почвообразования прослеживается такая же закономерность в изменении электрических параметров.

По-видимому, можно утверждать, что картина изменения плотности электрических зарядов, вслед за энерго- и массообменом формирует естественные электрические потенциалы, что является весьма существенным фактом почвообразования.

Различия в химических потенциалах подвижных ионов в почвенном покрове является причиной генерирования и формирования в почвенном покрове естественных электрических полей. Почвенный покров можно представить в виде гигантского источника с распределенной диффузионно-адсорбционной ЭДС. Естественные электрические поля – суть природное явление, не только отражающее результат энерго- и массопереноса, но самостоятельно влияющее на него.

Искусственные электрические поля, используемые при измерениях электрического сопротивления, можно рассматривать лишь как некоторую искусственно создаваемую “меру”, “мерило” массо- и энергопереноса в почвах.

В случае естественных электрических потенциалов их генерация происходит с такой интенсивностью, что приводит к самопроизвольному “выравниванию” электрохимических потенциалов в различных точках почвенного покрова. При создании искусственных электрических полей в какой-либо части почвенного объекта, распределение электрического поля, его энергии и параметров также происходит в соответствии с законом сохранения энергии. В этом случае электрохимические потенциалы подвижных носителей электричества выровнены для разных точек, хотя по величине они значительно больше, чем в случае учета только естественных электрических полей.

ВЫВОДЫ

1. Электрические параметры почв: удельное электрическое сопротивление и потенциалы

естественного поля – тесным образом взаимосвязаны между собой и с почвообразованием.

2. Естественные электрические поля (потенциалы) реально существующее природное явление – результат перераспределения веществ при почвообразовании, которое само влияет на их течение и интенсивность.

3. Закономерности проявления электрических параметров почв описываются общезначимыми законами электрофизики: уравнениями Максвелла, Пуассона, Лапласа и Больцмана, которые могут служить основой для теоретической трактовки поведения электрических параметров почв.

4. Практическое применение электрических параметров почв и их методов должно основываться на этой теоретической концепции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Антропов Л.И.* Теоретическая электрохимия. Высшая школа, 1975. 375 с.
2. *Владыченский С.А.* Сельскохозяйственная мелиорация почв М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972, 397 с.
3. *Огильви А.А.* Геофизические методы исследований. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. 412 с.
4. *Поздняков А.И., Позднякова Л.А., Позднякова А.Д.* Стационарные электрические поля в почвах. М.: KMK Scientific Press Ltd., 1996, 358 с.
5. *Поздняков А.И.* Полевая электрофизика почв. М.: МАИК “Наука / Интерпериодика”, 2001. 188 с.
6. *Поздняков А.И., Ковалев Н.Г., Позднякова А.Д.* Полевая электрофизика в почвоведении, мелиорации и земледелии. Тверь: ЧуДо, 2002, 257 с.
7. *Поздняков А.И., Хан К.Ю.* Использование методов постоянных электрических полей в почвенных исследованиях // Почвоведение. 1979. № 7. С. 69–80.
8. *Тамм И.Е.* Основы теории электричества. М.: Наука, 1968. 624 с.
9. *Федотов Г.Н., Поздняков А.И.* Основной фактор устойчивости электрических полей в почвах // Естественные и технические науки. Почвоведение. 2002. № 1. С. 42–47.
10. *Федотов Г.Н., Жуков Д.В., Поздняков А.И.* Диффузионно-адсорбционные потенциалы в почвах и их измерение // Лесной вестник. 2003. № 3. С. 145–148.

Electrical Parameters of Soils and Pedogenesis

A. I. Pozdnyakov

A concept of relationships between the electrical parameters of soils (electrical resistivity and natural electrical potential) and the pedogenesis was advanced on the basis of the classical laws of electromagnetism and the general theory of pedogenesis. It was shown that the electrical parameters of soils primarily depend on the density of mobile electric charges, which include cations of the soil exchange complex and the ions of the soil solution. Model notions were developed to explain the laws of changes in electrical parameters in the main genetic soil types for the catenary and zonal levels of the soil cover organization.

ОЦЕНКА ПОДТОПЛЕНИЯ ПОЧВ ГОРОДОВ ЭЛЕКТРОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

© 2008 г. С. А. Смерников, А. И. Поздняков, Е. В. Шеин

Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

E-mail: antpoz@bk.ru

Поступила в редакцию 12.03.2008 г.

Проведена оценка степени и локализации мест подтопления почв городов Ростов Великий и Астрахань методом вертикального электрического зондирования. Установлено, что метод вертикального электрического зондирования позволяет объективно выявлять зоны с высоким уровнем переувлажнения (подтопления) и определять глубину залегания грунтовых вод, проводя измерения только с поверхности без закладки разрезов и скважин.

ВВЕДЕНИЕ

Почвенный покров современного города – весьма сложное почвенное образование. Он формируется не столько природными почвами, сколько антропогенными формированиями. Это различный смешанный инородный для почв материал, имеющий разную природу: строительные отходы и мусор, питательные смеси с интенсивной педотурбацией, насыщенной коммуникационными пустотами и трассами. Особенно, это относится к центральной исторической части городов. В исторической части города, где важную роль играет сохранность памятников культуры – архитектуры и зодчества, почвенный покров еще более сложен и, кроме того, часто в условиях сильно урбанизированного современного города, возникает масса проблем, связанных с современной жизнью самого города и его влиянием на памятники. Сюда следует отнести разные воздействия, в первую очередь, подтопление.

Как видим, комплекс задач весьма широк, взаимосвязан и часто очень сильно осложняется особенностями геологической, гидрологической и гидродинамической обстановки, зачастую сопровождается подтоплениями различной интенсивности, вследствие несовершенства коммуникационно-канализационных и водоотводных систем, а также загрязнениями химическими веществами.

При решении гидрогеологических задач в первую очередь приходится решать вопросы о расчленении осадочного покрова на литолого-стратиграфические слои с выделением и идентификацией водоносных и водоупорных горизонтов, определять распространение, мощность, глубину их залегания, изменение литологического состава выделенных горизонтов и их сочетаний в пределах изучаемых территорий [1]. Необходимо выявлять места питания и разгрузки подземных вод. Устанавливать гидрологическую связь на-

порных и грунтовых вод, а также связь подземных вод с приповерхностными. Определять направление и скорость фильтрации подземных потоков, их трасс, находить участки запитки и разгрузки этих потоков и др. [1, 2].

В условиях современного города в окрестностях памятников архитектуры и зодчества осуществлять такие работы классическими традиционными методами глубинного бурения трудно, и поэтому полученные результаты часто далеки от совершенства.

МЕТОДЫ И ОБЪЕКТЫ

Электрофизические обследования почвенного покрова в городских условиях для изучения подтопления проводились в аридном (Астрахань) и в гумидном (Ростов Великий) районах. Поскольку более подробные исследования проводили г. Ростов Великий, остановимся на почвенных и геоморфологических условиях этого города подробнее.

Ростов Великий расположен в пределах так называемой Ростовской низины. Поэтому собственно и считается, что проблема подтопления города связана с его положением, близким к оз. Неро. Кроме того, есть сведения, что подтопление в той или иной степени связано со складывающейся на этой значительной территории многофакторной водохозяйственной ситуацией с “эпицентром” оз. Неро. Поверхностный сток на данной территории практически отсутствует, а базисом дренирования является оз. Неро. Такие условия способствуют поднятию уровня грунтовых вод в результате выпадения осадков и хозяйственной деятельности. Прогнозирование изменения влажности в почвенном профиле дает возможность оценить вклад осадков в поднятие уровня грунтовых вод и помочь в составлении

дренажных систем. При этом затраты и сроки сводятся к минимуму.

Геоморфологически территория Ростовского муниципального округа расположена в южной части Ярославской обл. На востоке и на юго-западе она ограничена Ивановской обл., на западе, северо-западе и юго-западе – Ярославским, Борисоглебским и Переславль-Залесским округами.

В орографическом отношении территория города это Ростовская низина, имеющая относительные отметки до 120 м, границы которой в целом соответствуют одноименной озерной котловине, ограниченной с севера и с запада аккумулятивной Углическо-борисоглебской возвышенностью. А с юга и юго-востока полосой грядово-холмистого рельефа. Наиболее углубленную часть котловины занимает оз. Неро. Ростов Великий расположен на северном берегу оз. Неро, в нескольких километрах к западу от истока р. Векса, в юго-западной части котловины.

Климат данной территории формируется под влиянием солнечной радиации и адвекции тепла со стороны Атлантики. Среднегодовая температура воздуха равна 3.5°C. Это зона достаточного увлажнения, количество выпадающих атмосферных осадков определяется повышенной циклоничностью и составляет около 523 мм в год. Максимум осадков приходится на июль–август. Устойчивый снежный покров устанавливается во второй-третьей декаде ноября и достигает своей максимальной величины в первой-второй декадах марта. Сходит снежный покров во второй декаде апреля. Высота снежного покрова составляет в среднем 340 мм. Максимальная глубина сезонного промерзания – 1.6 м.

Большая часть города расположена на первой озерной террасе (абсолютные отметки 97–103.5 м), сложенной верхнечетвертичными отложениями: зеленовато-серыми суглинками и серыми пылеватými песками с остатками мелких млекопитающих тундрового типа. Поверхность террасы в основном ровная, уклоны не превышают 1°–3°, уступ в сторону озера имеет крутизну около 20°.

Рельеф территории города за многовековую историю сильно изменен антропогенной деятельностью. В настоящее время он имеет весьма низкий показатель общей расчлененности – 1.6 км/км². Это свидетельствует о неудовлетворительной густоте расчленения и малых уклонах поверхности. В таких условиях поверхностный сток практически отсутствует, а региональный базис дренирования – оз. Неро – непосредственно принимает сток поверхностных вод, главным образом, с небольшого участка городской территории – полосы шириной 90–110 м, хотя и здесь, по мере отсыпки набережной, формируются бессточные места. Негативную роль в этом отношении играют фортификационное сооружение (Земляная крепость

XVII в.), играющее важную роль как один из новых геоморфологических элементов, барражирующих поверхностный сток, и искажившее первоначальную структуру рельефа и общую тенденцию юго-восточного уменьшения горизонталей. Река Пига служит базисом эрозии для территории, прилегающей к крепости полукольцом, ограниченным ул. Свердлова. Остальная часть городской территории до пересечения с железной дорогой характеризуется хаотично спланированной поверхностью, переходящей в слабонаклонный северный склон. Железнодорожная насыпь для прилегающих участков, имеющих обратный уклон, способствует их заболачиванию. Следует отметить, что естественные формы рельефа на большей части территории города снивелированы за историческое время техногенными накоплениями, которые распространены повсеместно и имеют мощность до 5.2 м.

Почвы г. Ростов Великий достаточно сложно классифицировать, так как разрезы закладывались непосредственно около древних строений. Культурный слой в этих местах достигает 5 м. Если обратится к классификации 2004 г. [3] и рассмотреть эти почвы как антропогенно-преобразованные в системе таксонометрических единиц, то можно отнести их к стратоземам. По данной классификации, это почвы, образованные в результате целенаправленного или спровоцированного поступления на поверхность естественной почвы минерального или гумусированного материала. Формирование стратозема происходит в толще этого привнесенного материала, если его мощность более 40 см.

По классификации Строгановой [2] рассматриваемые почвы относятся к урбаноземам – почвам антропогенно-глубокофизически-преобразованным. Почвенный профиль таких почв состоит из одного или нескольких подгоризонтов урбик U1, U2 и т.д., образованных из своеобразного пылевато-гумусного субстрата разной мощности и качества с примесью городского мусора и формируется на грунтах разного происхождения и на культурном слое. Иногда урбик подстилается непроницаемым материалом (асфальтом, бетоном, коммуникациями и т.д.). Профиль урбанозема характеризуется отсутствием природных генетических горизонтов до глубины 50 см и более [2].

Для г. Астрахань достаточно полного описания почв мы не имеем. Но из вышеотмеченной трактовки зависимостей сопротивления от влажности можно полагать, что здесь в аридной зоне при незначительном количестве осадков, кривые распределения влажности в почвогрунтах в основном будет определяться глубиной расположения грунтовой воды [6], поэтому профильные кривые изменения сопротивления будут весьма

строго определяться, именно распределением влажности.

В гумидных регионах эта зависимость будет не так однозначна, поскольку выпадающие более частые дожди, чем на аридных территориях, могут ее значительно видоизменять, тем не менее глубина расположения грунтовых вод может идентифицироваться по величине электрического сопротивления [7].

Строго говоря, не сами грунтовые воды и их уровень определяют негативное последствие подтопления, а высокое постоянное переувлажнение, высокая, близкая к водовместимости, влажность, которая часто определяется не самой грунтовой водой, а постоянным поступлением влаги с усадками, утечками с водоемов и др.

По изменению величин электрического сопротивления почвенно-грунтовой толщи можно судить об увлажнении или переувлажнении, а, следовательно, подтоплении, так как сопротивление почвы или грунта (естественного или искусственного) в значительной степени зависит от влажности и глубины расположения грунтовых вод [2].

Специально отметим важнейшую особенность большинства методов полевой электрофизики. Они позволяют изучить электрическое сопротивление почвенно-грунтовой толщи, проводя измерения только на дневной поверхности без земляных выработок или бурения скважин.

Особенное внимание в этом отношении обратили на метод вертикального электрического зондирования (ВЭЗ), который практически универсален. Он позволяет расчленив почвенно-грунтовой толщи и четвертичные отложения по вертикали на стратиграфические почвенные и подпочвенные слои. По данным ВЭЗ, без нарушения почвенного покрова, проведения выработок и бурения скважин, можно детально определить удельное электрическое сопротивление на любую (до 5.0 м и более) глубину, которое достаточно четко связано с литологическим составом, увлажненностью, степенью уплотнения породы, водонасыщенностью, водопроницаемостью и т.п.

С целью более детального изучения верхней 2–5-метровой толщи четвертичных отложений и почвенного покрова, применялась модификация ВЭЗ – отличающиеся меньшими расстояниями между электродами (разносами электродов) АВ и MN – от 10–15 до 20–40 м, а в некоторых случаях до 50 м. Это обеспечивало глубину детального зондирования до 2–5 м.

Во всех случаях измерения сопротивления проводились четырехэлектродными датчиками АМNB, с взаимно увеличивающимися расстояниями между электродами АВ и MN относительно общего центра. Роль электродов выполняют металлические штыри длиной 10–15 см и диаметром 0.5–0.8 см. На электрод АВ подается исходное по-

ле и в этой цепи измеряется ток. На MN измеряются разности потенциалов. Сопротивление рассчитывается по формуле [3–5]:

$$ER = K \frac{U}{I}, \quad K = \frac{[AM][AN]}{[MN]},$$

где ER – удельное электрическое сопротивление, Ом · м; K – геометрический коэффициент, зависящий от расстояний между электродами, м; ΔU – напряжение; I – сила тока; $[AM]$, $[AN]$, $[MN]$ – расстояния между электродами, м.

Для измерения сопротивлений методом ВЭЗ с целью изучения и идентификации подтопления и переувлажнения в городских условиях использовали прибор LandMapper-03, разработанный фирмой “Астро-групп” (Россия) для фирмы “Landviser” (США). Прибор служит для проведения измерений электрических параметров почв и, в первую очередь, электрического сопротивления, в том числе и в методе ВЭЗ. Графики этих зависимостей называются кривыми ВЭЗ или функцией зависимости кажущегося сопротивления от полуразноса АВ/2. В этих кривых заключена информация об изменении сопротивления с глубиной, но не напрямую, а через посредство разносов электродов на поверхности почвы. Понятно, что глубина измерения сопротивления сложным образом зависит от самого сопротивления [6, 7].

При изучении подтопления можно предположить, что сопротивление верхней неподтопленной части толщи будет иметь большее сопротивление, чем нижней переувлажненной или подтопленной. В случае переувлажнения всей почвенной толщи сопротивление по всей глубине зондажа практически одинаково и мало, то есть двухслойная кривая вырождается в прямую, значит почва переувлажнена по всей изученной толще.

На основе ранее проведенных исследований можно полагать, что сопротивление переувлажненной подтопленной толщи в гумидной зоне будет иметь сопротивление не выше 1–2 десятков Ом · м в случае суглинистого или глинистого материала и сотни – в случае песков. Поэтому, успех применения метода ВЭЗ, в первую очередь, зависит от корректности интерпретации и получения параметров, характеризующих кривые ВЭЗ, и идентификации их со структурной организацией почв, выраженностью почвообразовательных процессов и факторов почвообразования.

Проще и быстрее получать картину распределения сопротивления по выбранному профилю или площади для какой-либо фиксированной толщи с помощью методов горизонтального и площадного профилирования. В городских условиях при большой “запечатанности” территории (асфальтированность и бетонирование поверхности) не всегда удобно применять контактные ме-

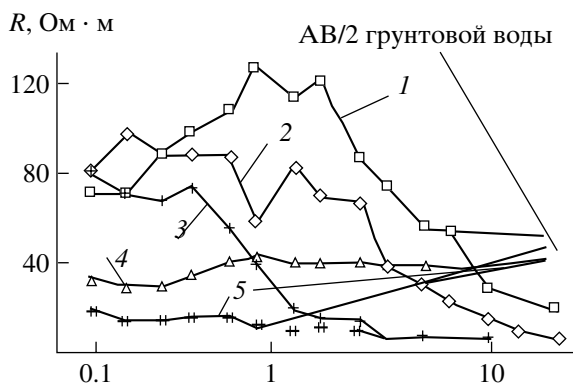


Рис. 1. Кривые ВЭЗ по ул. Советской, г. Астрахань: 1 – у Кремля; 2 – в сквере у памятника А.С. Пушкину; 3 – на ул. Аладьина; 4 – у гастронома “Каспий”; 5 – у Облкомзема.

тоды постоянного электрического поля: ВЭЗ и др. В этих условиях целесообразно использовать бесконтактные методы, например, такие как непрерывное электромагнитное профилирование.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В г. Астрахань с целью оценки возможности методов сопротивления в сложных городских условиях аридных регионов проведены измерения ВЭЗ в центре города вдоль ул. Советской. Кривые ВЭЗ, полученные вдоль ул. Советской, показывают резкое изменение обстановки подтопления (залегания грунтовых вод) в разных ее участках, начиная с ул. Аладьина (рис. 1). Компьютерная интерпретация этих кривых показала, что сопротивление верхних горизонтов и слоев в этих точках значительно выше, чем сопротивление подстилающих пород, находящихся в зоне действия соленых грунтовых вод. Следовательно, действие подтопления наиболее существенно в районе сквера у ул. Калинина.

Три кривые ВЭЗ, полученные в сквере у Кремля (точка 6), на ул. Коммунистической и на ул. М. Аладьина в верхней части грунтов, резко различаются по сопротивлению от ВЭЗ, измеренных в сквере на ул. Калинина (гастроном “Каспий”). Уровень залегания грунтовых вод у Кремля около 3.8 м, в сквере с памятником Пушкину – 1.85 м, у ул. Аладьина – 1.43 м, в верхней части сквера у гастронома “Каспий” – на глубине 1.23 м, в нижней части – 1.04 м, а у Облкомзема – 0.8 м. К сожалению, не было возможности напрямую сверить эти результаты с данными наблюдения грунтовых вод, но они согласуются с теми отрывочными сведениями, которые нам известны и не противоречат здравому смыслу.

Отметим, что методом ВЭЗ также идентифицируется и степень засоленности грунтовой воды. Это представляется весьма важным, при выделе-

нии районов и зон города, где засоленность воды весьма высока и грунтовые воды находятся близко к поверхности, а, следовательно, высока не только опасность их подтопления и затопления, но разрушения фундаментов и самих домов кирпичной кладки [1].

Методы сопротивления, в городских условиях, позволяют детально очертить такие зоны, что абсолютно невозможно классическими методами. Детальное установление зон подтопления сильнозасоленными водами позволит городу выявить первоочередность в реконструкции и спасении определенных районов, конкретных участков и домов, так как изменение уровня грунтовых вод и их засоленности могут меняться в городе даже в пределах нескольких десятков метров. При составлении крупномасштабных почвенно-мелиоративных карт необходимо обращать внимание на причины и степень засоления почв, уровень грунтовых вод и их минерализацию. На картах уровень грунтовых вод наносится на весенний максимум и на летний межень.

В гумидных регионах (г. Ростов Великий) также выделяются зоны с повышенным стоянием уровня грунтовых вод и их слабой отточностью, но в этом случае распределение влажности в почвенно-грунтовой толще далеко не всегда определяется уровнем залегания грунтовой воды как в г. Астрахань. Поверхностный сток на данной территории практически отсутствует, а базисом дренирования является оз. Неро. Для целей идентификации и оценки подтопления г. Ростов Великий также использован метод ВЭЗ.

На территории г. Ростов Великий проведено 32 определения ВЭЗ по IX линиям опробования с точками контрольного бурения и отбора проб почвы на влажность (рис. 2). В каждой линии по 3–5 ВЭЗ. Известно, что электрическое сопротивление почв в значительной мере зависит от влажности почвы [6]. По изменению величин электрического сопротивления почвенно-грунтовой толщи можно судить о зонах увлажнения или переувлажнения, а, следовательно, и о подтоплении зданий и сооружений [3].

Перед началом исследований полагали, что при изучении подтопления г. Ростов Великий, расположенного в гумидной зоне с незасоленными почвами, сопротивление верхней, неподтопленной части толщи будет значительно выше, чем нижней переувлажненной или подтопленной. Здесь формируется двухслойная кривая ВЭЗ. Изрезанность кривых ВЭЗ определяется особенностями свойств почв и грунтов, влияющими на электрическое сопротивление [3]. Это, в первую очередь, гранулометрический и минералогический составы, антропогенные включения.

В случае переувлажнения всей почвенной толщи сопротивление по всей глубине зондажа долж-

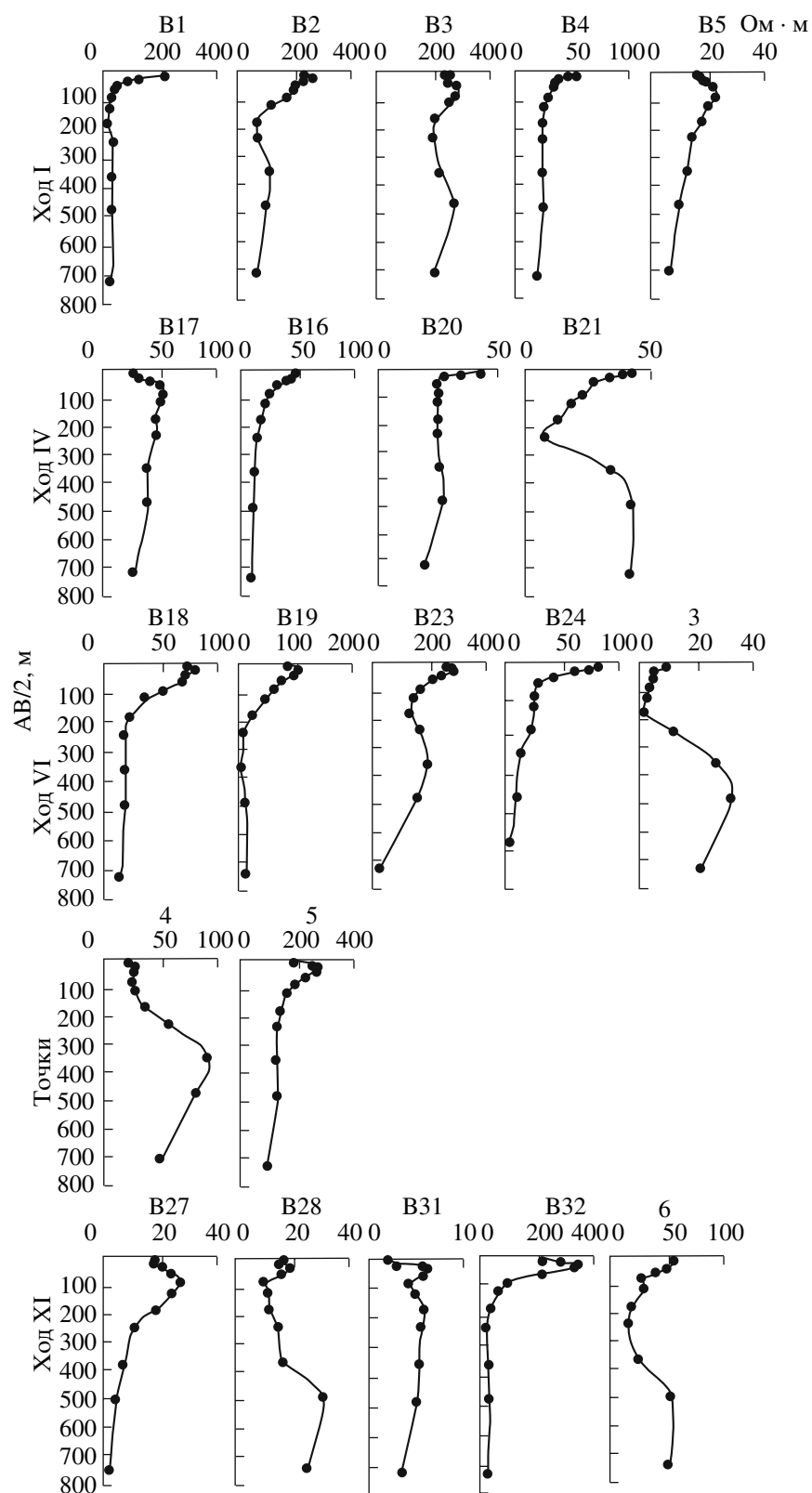


Рис. 2. Кривые ВЭЗ г. Ростов Великий по некоторым ходам I, IV, VI, IX. Места расположения ВЭЗ изображены на рис. 3. Точки 3–6 ВЭЗ с бурением.

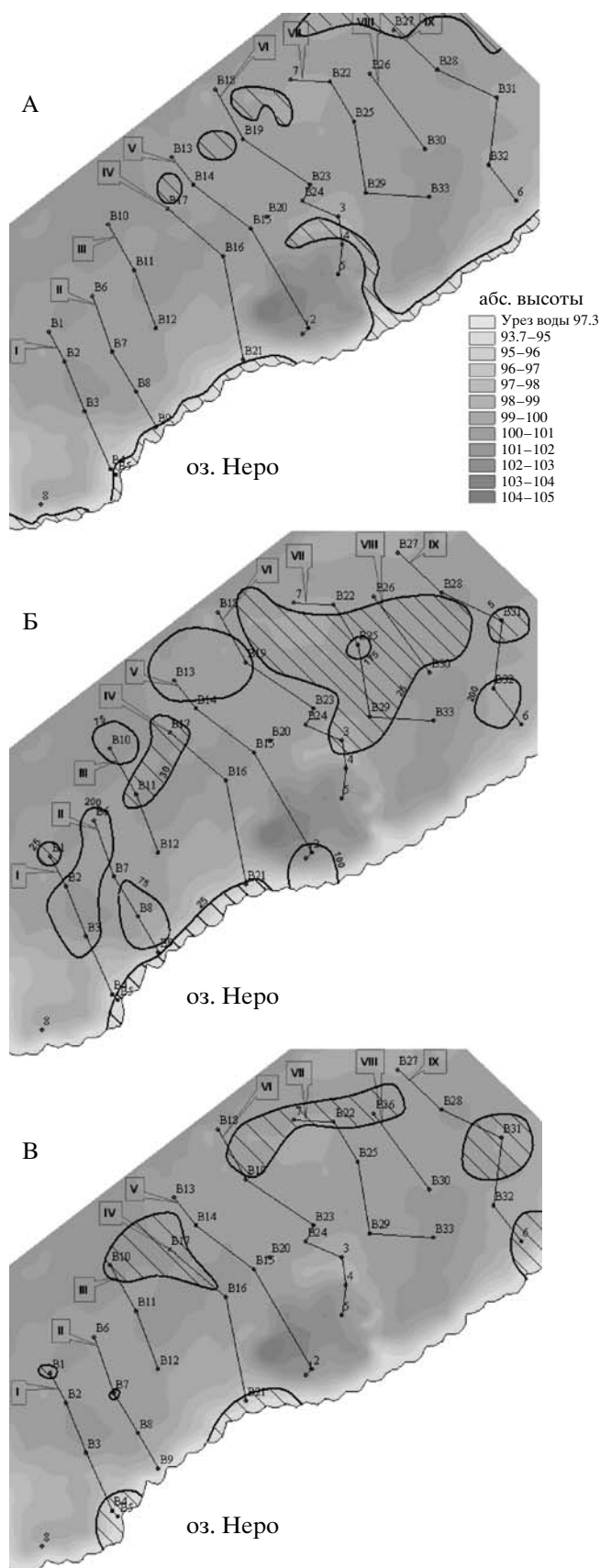


Рис. 3. Зоны подтопления, полученные по дешифрованию карты условных обозначений топографической карты большого масштаба (А), среднему сопротивлению (Б), интерпретации ВЭЗ (капиллярная кайма не глубже 1 м) (В). Условные обозначения: В1 – В32, 1–7 – точки измерений, I–IX – номер хода; штриховка – зоны подтопления.

но быть практически одинаковым и определяется в основном текстурными свойствами почвогрунтов; то есть двухслойная кривая в этом случае вырождается в прямую, и, следовательно, почва переувлажнена по всей изучаемой толще. Сопротивление переувлажненной, подтопленной почвенно-грунтовой толщи в г. Ростов Великий не выше 1–2 десятков Ом · м в случае суглинистого или глинистого материала и не более сотни – в случае песков.

Анализ ВЭЗ показывает, что зона влияния подтопления собственно оз. Неро не так велика. Она очерчивается изоомой в 25 Ом · м практически в прибрежной зоне с редким выходом грунтовых вод к поверхности в локальных понижениях (рис. 3Б). Например, судя по ВЭЗ, по ул. Московской, подтопление проявляется непосредственно у озера на расстоянии 100–150 м – ход I, ВЭЗ 4–5. Эти два ВЭЗ имеют сопротивление по всей зондируемой толще не более 20–30 Ом · м в приповерхностных слоях и менее 10 Ом · м с глубины 50 см и ниже. ВЭЗ 2 и ВЭЗ 3 имеют большие сопротивления (200–300 Ом · м) практически по всей зондируемой почвенно-грунтовой толще. И только на полуразносах АВ от 200 до 400 см, что примерно соответствует глубинам 140–280 см, обнаруживается водоносный горизонт, так как сопротивление на этих глубинах не выше 15 для ВЭЗ 2 и 200 Ом · м для ВЭЗ 3 (по-видимому, это песчано-гравийный слой). Заметим, что в пределах расположения ВЭЗ 1, хотя он и находится на возвышенной части ул. Московской, почвенно-грунтовая толща с глубины 50–60 см почва подтоплена. Сопротивление по всей глубине зондажа меньше 20–25 Ом · м. Это свидетельствует о каком-то локальном источнике воды на перекрестке ул. Московской и Спартаковской, по-видимому, утечки из водопровода.

По ул. Радищева подтопление из оз. Неро также заметно лишь в непосредственной близости озера (ВЭЗ 9, ход II), а ул. Фрунзе (ход III) подтопление за счет озера практически не выражено. И лишь ход IV вновь обнаруживает подтопление озером в зоне размещения ВЭЗ 21. Интересен ход V по ул. Луначарского – ул. Пушкинская с выходом на территорию Монастырского сада Ростовского Кремля. В Монастырском саду кривые ВЭЗ четко двухслойны с явным подразделением на подтопленную толщу (грунтовая вода на глубине 80 см). Территория, где расположены ВЭЗ 13–15, не подтоплена. Ход VI вычленяет как неподтоп-

ленную, но достаточно увлажненную территорию (ВЭЗ 18–19), сильноподтопленную (ВЭЗ 23–24 и в точках 3–4 у церквей Доминиана и Исидора Блаженного) и сухой участок хода (ВЭЗ в точках 4 и 5) в центральной части города у сквера на ул. 40 лет Октября.

Анализ данных ВЭЗ показывает, что зоны подтопления имеют в нижней части почвенно-грунтовой толщи сопротивление ниже $25 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ и, следовательно, изоома в $25 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ очерчивает подтопленные зоны в городе. На рис. 3Б хорошо прослеживается, что южная часть города практически не подтоплена, за исключением прибрежной к оз. Неро 100–150 м зоны. Здесь лишь локально встречаются участки подтопления (ВЭЗ 1 и 16) с неизвестными и неидентифицирующимися источниками подпитки водой. Основные зоны подтопления сосредоточены в северной части города. Здесь подтоплены участки в районе ул. Гоголя, ул. Некрасова и район Комсомольского парка.

По составленным картам переувлажненных, подтопленных территорий города получаем подобные выводы.

Карта подтопления, полученная путем дешифрирования условных обозначений топографической карты большого масштаба (рис. 3А), показывает, что заболоченные территории в основном сосредоточены в северной части города и представляют узкую полосу вдоль прибрежной линии оз. Неро. Эти данные хорошо соотносятся с данными, полученными интерпретацией ВЭЗ (рис. 3Б). За подтопленные территории принимались участки, на которых уровень грунтовых вод расположен не глубже 1 м. Однако есть небольшие расхождения, что вероятно связано с локальными источниками подтопления, например, утечками из водопровода.

ВЫВОДЫ

1. Метод вертикального электрического зондирования приемлем для получения обобщенной характеристики подтопления в городских условиях без скважин и разрезов, проводя измерения только с поверхности почвы.

2. В аридных регионах (г. Астрахань) такого рода работы более однозначны, так как кривая распределения влажности и сопротивления в основном определяется уровнем залегания грунтовой воды. Засоленность грунтовых вод также резко снижает сопротивление и тем самым формирует четко дифференцированную двухслойную кривую ВЭЗ. Верхняя часть почвы иссушена и имеет высокое сопротивление, а нижняя увлажненная и засоленная имеет низкое сопротивление.

3. Почвенные электрофизические исследования в г. Ростов Великий показали, что ситуация с подтоплением весьма сложна и разнообразна. Для более детальной оценки и подтопления города требуются и более детальные обследования, по-видимому, до сотен точек зондирования с контрольными точками бурения. Тем не менее, можно утверждать, что кроме оз. Неро в городе имеется большое количество различных дополнительных источников переувлажнения и подтопления. Основные зоны подтопления в городе выявлены только использованием метода вертикального электрического зондирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владыченский С.А. Сельскохозяйственная мелиорация почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. 397 с.
2. Герасимова М.И., Строганова М.Н., Можарова Н.В., Прокофьева Т.В. Антропогенные почвы (генезис, география, рекультивация) М.: Геос, 2003. 267 с.
3. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 212 с.
4. Поздняков А.И., Гюлалиев Ч.Г. Электрофизические свойства некоторых почв. М.–Баку: ООО “Адилъоглы”, 2004. 239 с.
5. Поздняков А.И., Позднякова Л.А., Позднякова А.Д. Стационарные электрические поля в почвах. М.: KMK Scientific press, 1996. 359 с.
6. Pozdnyakova L., Pozdnyakov A., Zhang . Application of geophysical methods to evaluate hydrology and soil properties in urban areas // Urban Water. V. 3. 2001. P. 205–216.
7. Pozdnyakov A.I., Pozdnyakova L.A., Karpachevskii L.O. Relationship between Water Tension And Electrical Resistivity in soil // Eurasian Soil Science. 2006. V. 39. Suppl. 1. P. S. 78–83.

Assessment of Soil Flooding in Cities by Electrophysical Methods

S. A. Smernikov, A. I. Pozdnyakov, and E. V. Shein

The degree and localization of soil flooding have been assessed in the cities of Rostov Velikii and Astrakhan by the vertical electric sounding method. It has been proved that this method permits one to reliably reveal excessively moistened (flooded) soils and determine the groundwater depth using measurements from the surface without digging profiles and boring drill holes.

УДК 630.114.2

БИОХИМИЯ ЛИГНИНА В ПОЧВАХ ПЕРИОДИЧЕСКОГО ПЕРЕУВЛАЖНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ АГРОСЕРЫХ ПОЧВ ОПОЛИЙ РУССКОЙ РАВНИНЫ)*

© 2008 г. И. В. Ковалев¹, Н. О. Ковалева²

¹Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

²Институт экологического почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

Поступила в редакцию 12.03.2008 г.

Обнаружено, что в формировании гумуса агросерых почв принимают участие ткани покрытосеменных (лиственных и травянистых) растений. Причем пропорции содержания лигниновых фенолов почвах не изменились ни под влиянием распашки, ни под влиянием осушения. В пределах изучаемых катен максимум накопления фенольных соединений приходится на почвы мезопонижений с длительным господством восстановительных условий и почвы микрозападин, обладающих в весенний период двухъярусной верховодкой. В Fe-Mn ортштейнах агросерых почв обнаружен лигнин высших растений. Его фракционный состав соответствует типу господствующей растительности. С увеличением размера ортштейнов количество продуктов окисления лигнина в них уменьшается за счет его минерализации. Осушение вызывает глубокую разрушительную трансформацию лигнина в ортштейнах, особенно в крупных фракциях конкреций. Минерализация ароматических соединений лигнина в аэробных условиях сопровождается значительным увеличением доли фенольных кислот.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Рассмотрение механизмов органо-минеральных взаимодействий, предпринятое Владыченским в 1939 г. [1], оказалось не менее актуальным спустя более полвека. Его идеи о гидратации органических соединений в процессе разложения, инкрустации гуминовыми веществами глинистых минералов, желеобразном органическом клее в почвенных агрегатах, разной устойчивости гуминовых веществ находят свое подтверждение на современном этапе инструментальных исследований и развития нанотехнологий. Именно описываемые им механизмы являются основополагающими для понимания биохимических преобразований таких устойчивых органических соединений, как лигнин.

Большое влияние на характер трансформации органического вещества в почвах оказывает содержание и состав лигниновых фенолов, которые, как известно, в хорошо дренированных почвах являются основной матрицей для процессов гумусообразования [10]. Они выступают агентами аллелопатических взаимодействий, осаждают протеины и ингибируя почвенные ферменты, тормозят разложение органического вещества, инактивируют нитрификацию, в бескислородной среде формируют залежи углей и керогенов.

Их источником в почвах являются лигноцеллюлозы, составляющие от 70 до 90% сухого веса

растительных тканей (лигнин заполняет промежутки между рядами целлюлозы, и, в свою очередь, пропитан гемицеллюлозой). При этом наибольшие количества лигнина содержат древесные растения: 18–25% биомассы древесины составляет лигнин лиственных пород, 25–33% – лигнин хвойных, в то время как травы содержат около 4–9% лигнина [21]. Однако собственно древесины и одревесневшие корни деревьев, содержащие наибольшие количества лигниновых фенолов, обычно рассматриваются как минорный фактор гумусообразования. Они уступают опад по накоплению гумуса. Нашими исследованиями [9] показано, что в травянистых сообществах основным источником лигнина является ризомасса растений, содержащая до 30% лигнина.

Химически лигнин представляет собой нерегулярный трехзамещенный биополимер большого молекулярного веса (более 100000 Дальтон), построенный из разветвленных фенилпропановых звеньев. Относительные пропорции составляющих лигнин фенолов определяются филогенетическим происхождением растений и, таким образом, обуславливают возможность возникновения большого числа разнообразных низко- и высокомолекулярных продуктов разложения лигнина в почвах разных экосистем. Однако никаких сведений о селективной аккумуляции или деградации лигниновых фенолов в почвах до сих пор нет.

Известно, что среди компонентов растительных тканей лигнин относится к числу сравнительно трудноразрушаемых соединений [11]. Литера-

* Исследования выполнены при финансовой поддержке Германского фонда академических обменов (DAAD) в Байройтском университете ФРГ.

турные данные не позволяют отнести бактерии к числу активных разрушителей лигнина, их значение является решающим лишь на последних стадиях его разложения [15]. Специфических ферментов, полностью или частично разрушающих лигнин, не найдено. Лишь грибы бурой гнили воздействуют на лигнин, но и их действие сводится к неглубоким изменениям молекул: деметоксилированию, частичному окислению, частичной деполимеризации [16].

Вопросы о конкретных формах вхождения лигниновых структур в гумусовые вещества, о географических закономерностях распространения лигнинов в почвах и осадочных породах, о содержании и механизмах трансформации лигнинов в различных почвенных типах до сих пор остаются открытыми. Этим и обусловлен большой интерес к лигнину, который наметился в зарубежной и отечественной литературе в последние 20 лет в связи с появлением новых методов исследования [13, 22]. Ситуация осложняется тем, что, благодаря гетерогенности химического состава и структуры лигнина, точных методов его определения в почве не существует.

На основании имеющегося материала очевидно, что биохимия фенольных соединений и направление процессов их превращения в почвах должны зависеть от гидрологического режима и окислительно-восстановительной обстановки в почвенной толще. Известно [5, 8], что умеренное дополнительное увлажнение и сдвиг окислительно-восстановительных потенциалов до 300–400 мВ увеличивают интенсивность конденсации макромолекул гумуса. В то же время длительное переувлажнение и снижение окислительно-восстановительного потенциала до 100–200 мВ вызывают необратимую деградацию органических полимеров. Процесс осушения ускоряет окисление и деградацию гуминовых веществ.

Располагая знаниями о суммарном содержании и реже о структуре лигнина, либо в автоморфных, либо в болотных почвах [19, 21, 22], мы ничего не знаем о механизмах биохимических процессов его трансформации, протекающих в почвах периодического переувлажнения. Между тем временный или длительный сезонный застой влаги создает анаэробные условия в профилях почв с господством окислительных процессов и контрастным типом окислительно-восстановительного режима и на короткие сроки активизирует восстановительные процессы. Контрастность гидрологического режима должна отражаться и на свойствах органического вещества этих почв.

Комплексная ароматическая структура, коллоидные и гидрофобные свойства лигнина, а также его высокая биохимическая стабильность дают возможность предполагать три наиболее вероятных пути превращения лигнина в почвах в

зависимости от термодинамических условий гумификации: 1) незначительная трансформация биополимера вследствие увеличения его растворимости в окислительной обстановке при сохранении неизменными главных лигниновых структур – предшественников гуминовых кислот; 2) деградация лигнинов в контрастной окислительно-восстановительной среде до простых фенолов – агентов для вторичной конденсации гумуса или для почвообразовательных процессов в минеральной массе; 3) стабилизация и консервация лигниновых полимеров в виде высококонденсированных многоядерных ароматических структур в восстановительных условиях.

В данной статье представлены результаты серии исследований [7], посвященных изучению соотношений и превращений структурных фрагментов лигнина в почвах южной тайги и зоны широколиственных лесов Русской равнины. Особую роль в почвообразовании здесь играет перераспределение по основным элементам рельефа вод поверхностного стока, их концентрация в нижних частях склонов, на плакорах и в депрессиях, так как на этой территории широко распространены тяжелые покровные суглинки с низкими и средними величинами коэффициента водопроницаемости [4]. Это обстоятельство определяет формирование широкого спектра почв разной степени заболоченности.

Непосредственной целью нашей работы стала детальная количественная и качественная характеристика состава лигниновых фенолов и процессов их превращения в почвах периодического увлажнения.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектами исследования послужили агросеры почвы, образующие типичные геохимические катены в Московской (Коломенское ополье), Брянской (Трубчевское ополье) областях. Изученные ряды почв представлены агросерыми почвами водораздельных микроповышений, их оподзоленными разностями – в верхних частях склонов и в блюдцеобразных понижениях на водоразделах, глееватыми – в средних частях склонов и глеевыми – у подножия склонов и в выраженных депрессиях. Отметим, что в зоне широколиственных лесов и лесостепи площади автоморфных серых лесных почв практически полностью распаханы. При этом в исследование включены почвы экспериментального осушаемого с 1987 г. полигона Коломенского ополья.

Поскольку результаты, получаемые общепринятыми методами выделения лигнина (классон-лигнин, “остаточный лигнин”), слишком грубы даже для растительных материалов и чрезвычайно завышены для образцов подстилки и почвы,

мы пользовались методикой Ертеля и Хеджеса [14] в приведенной ниже модификации Амелунга [13]. Определение лигнина в почвах включало щелочное окисление образца оксидом меди при температуре 170°C под давлением в азотной среде; осаждение гуминовых кислот; концентрацию фенольных продуктов под давлением на компактных одноразовых колонках C₁₈. Колонки, после того как через них пропустили образец, высушивались, а лигнин растворялся в этилацетате. Процедура эвапорирования этилацетата на ротаторном эвапораторе позволила выделить собственно препараты лигнина.

Составляющие лигнин фенолы разделялись на газо-жидкостном хроматографе после предварительной дериватизации и превращения их в триметилсилиловые эфиры. На газовом хроматографе с масс-спектрометром Hewlett-Packard Palo Alto CA USA они разделялись на пламенно-ионизационном детекторе, оборудованном капиллярной колонкой. В качестве основного и маркирующего газа служил азот. Температура инжектора – +250°C, детектора – +300°C. Индивидуальные продукты реакции: ванилин, сиреневый альдегид, ванилиновая, сиреневая, п-кумаровая и феруловая кислоты – идентифицированы путем сравнения времени удерживания и пиков с известными компонентами и количественными, используемыми в качестве внешних стандартов. Несмотря на то, что чувствительность описанного метода очень высока (позволяет определять микроколичества фенолов), потери продуктов разложения лигнина в процессе анализа значительны – до 50%. Для повышения воспроизводимости результатов анализа в почвенные пробы перед щелочным окислением добавлялась глюкоза в качестве катализатора окисления, а в качестве внутреннего стандарта – этилванилин. В качестве второго внутреннего стандарта за воспроизводимостью этилванилина перед дериватизацией в пробы добавлялась фенилуксусная кислота. Воспроизводимость повышается до 95% [13]. Щелочное окисление материала сосудистых растений и их остатков в почве оксидом меди дает 11 фенолов [14], которые могут быть сгруппированы по их химической природе в 4 структурных семейства: ванилиновые (V), синиговые или сиреневые (S), п-кумаровые (C) и феруловые фенолы (F). Первые три типа фенолов встречаются в смешанных продуктах окисления тканей растений в виде альдегидов (al), кетонов и кислот (ac), в то время как феруловые фенолы имеют только кислотные формы (если они не упоминаются отдельно, то обычно их учитывают вместе с кумаровыми под индексом “C”). Важно подчеркнуть, что продукты мягкого окисления лигнина – это лишь метилированные лигниновые структуры без каких-либо изменений в кольцевых фрагментах [11, 22].

Полученная в результате окисления лигнина смесь фенолов лучше всего описывается пара-

метрами, которые представляют различные весовые комбинации ее участников. Сумма продуктов окисления (VSC), таким образом, отражает общее содержание лигнина в образце.

В образцах почв перечисленных объектов определялся углерод и азот на CNS-анализаторе VARIO EL, Elementar GmbH, Hanau; pH водный и pH солевой (потенциометрически). Окислительно-восстановительный потенциал измеряли платинированным электродом потенциометрически [5].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Лигнин в почвенном мелкозем. Исследованные почвы характеризуются закономерно различающимся содержанием гумуса в минеральном профиле: от среднего по Орлову, Гришиной [12] в гор. Апах (3.54–5.88) почв Трубчевского ополья и низкого и очень низкого в гор. Апах агросерых почв Коломенского ополья (1.95–3.50) (табл. 1). Атомное отношение C/N изменяется от среднего и высокого в неосушенных агросерых почвах Коломенского ополья до низкого и очень низкого в агросерых почвах Брянской обл. Реакция среды (pH водный и солевой) нейтральная и близкая к нейтральной.

Агросерые неоглеенные почвы микроповышений обладают периодически промывным типом водного режима, а их влажность на протяжении всего теплого периода не превышает наименьшую влагоемкость [4]. В гумусовых горизонтах этих почв доминируют окислительные – в Брянской (до 510 мВ) и умеренно окислительные – в Московской обл. условия (до 420–470 мВ) (табл. 2). Лишь ранней весной или после выпадения обильных осадков окислительно-восстановительный потенциал в верхней части профиля уменьшается до 300 мВ во всех исследованных почвах. Агросерые оподзоленные и глееватые почвы микрозападин и верхних частей склонов на протяжении двух весенних месяцев обладают влажностью, превышающей наименьшую влагоемкость, в их профилях формируется двухъярусная верховодка и устанавливаются восстановительные условия (270–280 мВ). Затем в течение лета окислительно-восстановительный потенциал возрастает до 420–470 мВ, обеспечивая господство окислительной обстановки на протяжении сухого периода. Глеевые почвы балок и оснований склонов характеризуются застойно-промывным типом водного режима и максимальным обводнением профилей. Эти гидрологические особенности определяют резкое уменьшение окислительно-восстановительного потенциала всех горизонтов на протяжении почти всего теплого сезона вплоть до 240 мВ. Восстановительные условия сменяются на слабовосстановительные (350–400 мВ) лишь во второй половине лета.

Таблица 1. Некоторые химические свойства исследуемых агросерых почв

Почва	Горизонт	Глубина, см	С общ	Гумус	N	C/N	pH	
			%				водный	солевой
Трубчевское ополье								
Агросерая на микроповышении	A пах	0–20	3.41	5.88	0.28	14.3	5.60	4.55
	A	30–50	2.78	4.79	0.20	16.3	5.70	4.50
	AE	50–82	0.74	1.28	0.07	12.8	5.35	4.30
	B1	82–105	0.33	0.56	0.05	7.7	5.60	4.15
	B2	105–120	0.15	0.27	0.03	5.8	5.45	4.45
Агросерая на склоне	A пах	0–30	2.06	3.54	0.18	13.4	6.10	4.90
	AE	30–55	0.63	1.09	0.07	10.5	6.30	5.20
	Bt	55–60	0.16	0.28	0.03	6.2	5.25	4.45
Агросерая (с вторым гумусовым горизонтом) в микрозападине	A пах	Ap 0–33	2.60	4.48	0.22	13.8	6.10	4.90
	A	33–63	2.66	4.59	0.17	18.3	5.60	4.96
	AhB	63–93	1.36	2.35	0.09	17.7	5.95	4.40
	B2	93–120	0.44	0.76	0.05	10.3	6.00	4.45
	BC	120–130	0.25	0.43	0.04	7.3	5.95	5.10
Агросерая (глеевая) в ложбине	A	0–32	2.89	4.98	0.25	13.5	7.20	6.70
	G	32–54	0.38	0.66	0.05	8.9	7.00	6.00
	Bg	54–66	0.10	0.18	0.02	5.8	7.00	6.00
	Cg''	66–80	0.17	0.30	0.03	6.6	7.50	6.35
Подольско-Коломенское ополье								
Агросерая (глубокооглеенная) на микроповышении	A пах	10–20	1.04	1.79	0.18	6.8	5.84	4.66
	E	25–30	0.30	0.52	0.16	2.2	5.69	4.12
	B1	58–64	0.22	0.38	0.07	3.7	6.34	4.45
	B3g'	110–115	0.15	0.26	0.04	4.4	6.85	5.00
Агросерая (глееватая) в микрозападине	A пах, fs,g'	10–20	1.73	2.98	0.23	8.8	6.59	5.10
	EBfs,g'	30–35	0.70	1.21	0.12	6.8	6.44	4.68
	B2 g''	60–65	0.26	0.45	0.05	6.1	6.95	5.16
	B3 g'''	110–115	0.19	0.33	0.04	5.5	7.52	6.30
Агросерая (глеевая) в ложбине	A пах fs, g'''	15–20	2.03	3.50	0.25	9.5	6.65	5.81
	EB fs, g'''	30–35	0.76	1.31	0.14	6.4	6.16	4.50
	B2 g'''	60–65	0.27	0.47	0.07	4.5	6.76	4.85
	B3 g'''	110–115	0.21	0.36	0.05	4.9	7.50	4.92
Агросерая (глееватая) на осушенном массиве	A пах, fs,g'	10–20	1.62	2.79	0.19	10.0	5.76	4.05
	EB fs,g'	30–35	0.83	1.43	0.12	8.1	5.97	4.20
	B2 g''	60–65	0.24	0.41	0.06	4.7	6.62	4.60
	B3 g''	105–110	0.19	0.33	0.04	5.5	6.60	4.70

Таблица 2. Окислительно-восстановительный режим (ОВР, мВ) агросерых почв типичных ландшафтов Подольско-Коломенского ополья

Глубина, см	Микроповышение			Микropонижение			Ложбина			Осушенный массив		
	IV	VII	IX	IV	VII	IX	IV	VII	IX	IV	VII	IX
0–10	380	420	430	360	460	410	350	455	400	440	470	430
10–20	370	410	420	350	450	390	330	440	380	425	450	415
20–30	330	400	410	270	425	380	240	440	360	415	440	410
30–40	340	390	405	280	400	375	260	380	375	405	425	400
40–50	360	390	400	350	390	375	345	390	360	400	410	390
50–60	360	380	380	320	380	375	320	380	360	390	410	380

Продукты щелочного гидролиза представлены серией извлеченных из лигнина фенолов (рис. 1). Эти вещества представляют собой простые фенольные кислоты: ванилиновую, сиреневую, кумаровую и феруловую – и альдегиды: ванилиновый и сиреневый. В пределах изучаемых катен во всех районах исследования максимум накопления фенольных соединений приходится на почвы мезопонижений с длительным господством восстановительных условий во всем профиле и почвы микрозападин, обладающих в весенний период двухъярусной верховодкой (рис. 2). Наиболее дренированные разности почв, приуроченные к водораздельным микроповышениям и склонам, обладают наименьшими количествами фенолов. Эти факты хорошо согласуются с представлениями о том, что деструкция лигнина происходит только в аэробной среде и ускоряется благодаря высокому содержанию кислорода. Аэробные микроорганизмы продуцируют окислительные ферменты типа пероксидаз, которые совместно с перекисью водорода катализируют расщепление связей в боковых цепочках лигнина [16]. Возникающие промежуточные нестабильные радикалы присоединяют доступный кислород или воду, и первоначально компактные гидрофобные структуры лигнина сильно разрыхляются. В восстановительных условиях лигнин не разрушается, и происходит его относительное накопление.

Среди продуктов окисления лигнина в рассматриваемом ряду почв с усилением степени гидроморфизма увеличивается количество фенольных кислот, достигая максимальных значений в глеевых (до 79% суммы фенолов) и элювиальных горизонтах (до 89% суммы фенолов), соответственно уменьшается количество альдегидов. Однако Хейли [17] считает, что процессы разложения лигнина определяются не только биохимическими условиями гумусообразования, но и типом растительных тканей, их анатомической структурой.

Продукты окисления тканей сосудистых растений оксидом меди содержат постоянные про-

порции альдегидных (74% отвеса), кетонных (15) и кислотных (11%) форм ванилиновых (V), сирингиловых (S) и п-кумаровых (C) фенолов, соответствующих типам растений и их тканей. Установлено, что разные типы растительных тканей (голосеменные и покрытосеменные, древесные и недревесные) имеют контрастные “лигнинные параметры” [7, 21]. Так, лигнин голосеменных (хвойных) растений продуцирует ванилиновые

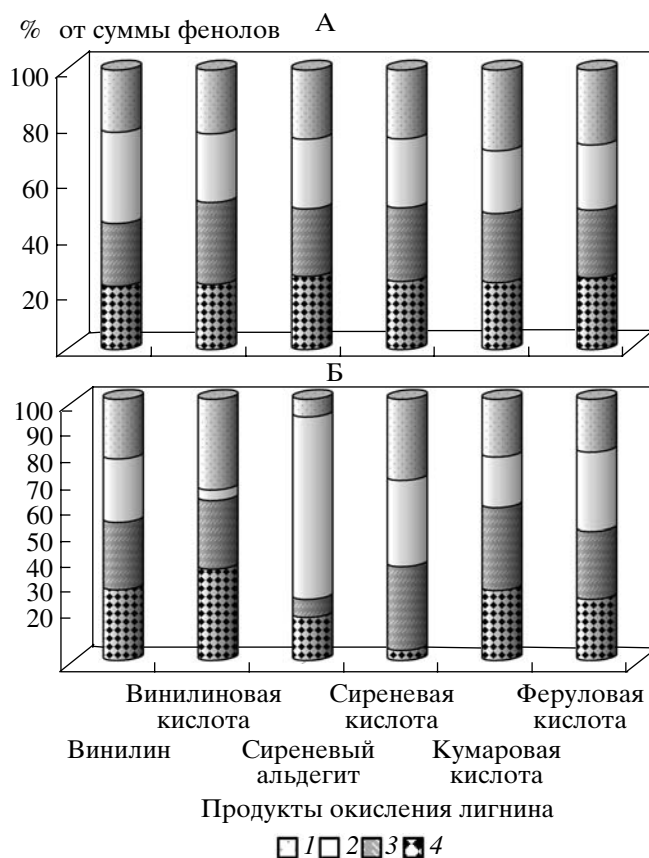


Рис. 1. Продукты окисления лигнина в агросерых почвах: А – Подольско-Коломенского ополья (0–20 см); Б – Трубчевского ополья (0–30 см).

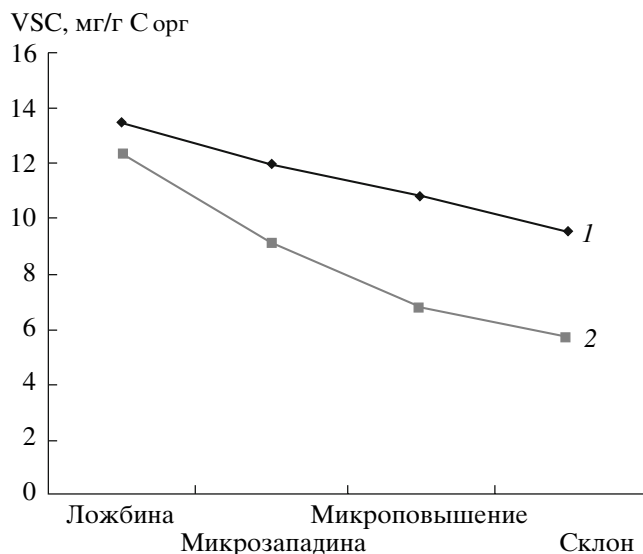


Рис. 2. Содержание продуктов окисления лигнина (VSC), мг/г С орг в почвах изучаемых катен.

фенолы при полном отсутствии синрингиловых ($S/V = 0$), в то время как лигнин покрытосеменных растений (лиственные деревья, травы, культурные и луговые злаки, цветы) продуцирует как ванилиновые, так и синрингиловые фенолы ($S/V > 0$). Кроме того, п-кумаровые и феруловые фенолы получают при гидролизе недревесных тканей (травы, листья, иголки) и $C/V > 0$. Для древесины $C/V = 0$.

Величины отношения синрингилов к ванилинам (S/V) во всех исследованных почвах больше 0 (табл. 3). Это значит, что в формировании гумуса этих почв принимали участие только ткани покрытосеменных (лиственных и травянистых) растений. В агросерых почвах Коломенского ополья величина S/V отношения около 1. Эти цифры соответствуют значениям, типичным для свежих тканей березы, характеризующихся эквивалентным вкладом синрингиловых и ванилиновых единиц [19]. И лишь в пахотных горизонтах отношение S/V составляет типичную для культурных злаков величину – 1.4; отношение $V : S : C$ в нем, близкое к 1 : 1 : 1, также характеризует ткани недревесных растений. По-видимому, времени освоения этих в прошлом гидроморфных почв оказалось недостаточно для полной трансформации устойчивых к разложению соединений лигнина древесных тканей.

В лигниновых структурах пахотных горизонтов почв Брянской обл. также присутствуют остатки недревесных тканей таких широколиственных пород, как клен и ольха (величины S/V составляют 2.0–2.8).

В анаэробных условиях глеевого горизонта и горизонтов сезонного переувлажнения трансформация лигнина заторможена, что очевидно

вытекает из увеличения значений отношений S/V , C/V , C/F и невысокого по сравнению с вышележащими горизонтами процента измененности боковых цепочек молекулы [6].

Для характеристики интенсивности разложения и трансформации лигнина в почвах используется отношение кислоты/альдегиды в единицах ванилина или синрингила как меры степени изменения молекулы лигнина в процессе разложения. Действительно, Эртель и Хеджес [14] убедительно доказали, что расщепление звеньев $C_\alpha-C_\beta$ и окисление C_α в молекулах лигнина бело-розовыми грибами приводит к увеличению выхода фенольных кислот по отношению к альдегидам, полученным окислением оксидом меди. Таким образом, с увеличением степени разложенности органического вещества увеличивается количество ароматических кислот по отношению к ароматическим альдегидам. Эртель и Хеджес [14] разработали формулу для расчета степени измененности боковых цепочек биополимера T :

$$T = 74 - (100 - K)(1 + (Ac/Al)_v)^{-1},$$

где $(Ac/Al)_v$ – отношение количества фенольных кислот к альдегидам в ванилиновых единицах; K – содержание кетонов в исходных растительных тканях, %.

Не останавливаясь на выводе этой зависимости (он подробно изложен в упоминаемой работе), проанализируем результаты использования формулы. Большой выход продуктов окисления (VSC), идентифицирующих лигнин, и низкие величины отношения (кислоты/альдегиды) в гор. А всех исследованных почв являются закономерным следствием еще слабо измененных растительных остатков, а значит, слабого изменения боковых цепей ароматических структур лигнина в органическом веществе почв. Невысокие значения степени измененности боковых цепочек лигниновых структур по сравнению с исходной растительной тканью, типичные для агросерых почв Коломенского ополья, по-видимому, являются прямым отражением механизма встраивания неизменных фенольных структур в молекулу гуминовых кислот.

Для разделения тяжело- и легкоразрушаемых растительных остатков используют отношение лигнина к азоту (VSC/N). Широкое отношение VSC/N характерно для ароматического структурного углерода, а узкое – для метаболического [20]. Действительно, в почвах микроповышений оно составляет 60, в глееватых почвах микрозападин – 52.

Роль лигнина в конкрецииообразовании. Исследуемые суглинистые почвы с переменным окислительно-восстановительным режимом характеризуются наличием ортштейнов. Общее содержание и формы Fe-Mn конкре-

Таблица 3. Показатели трансформации лигнина в почвах и ортштейнах

Агросерая почва (в ландшафте)	Горизонт	Глубина, см; фракция ортштейнов, мм	VSC, мг/г С орг	Ванилиновые кислоты/ванилин	Сиреневые кислоты/сиреневые альдегиды	S/V	C/V	C/F	V : S : C	T, %	L/N
В мелкозерме агросерых почв											
На микроповышении (глюбоогтеенная), $n = 4$	А пах	10–20	10.85 ± 0.73	0.23 ± 0.036	0.44 ± 0.073	0.95	0.20	0.96	2 : 2 : 1	7.9	60.3
В микрозападине (глева-тая осушенная), $n = 4$	А пах, fs, g'	10–20	11.97 ± 1.17	0.19 ± 0.014	0.37 ± 0.030	1.02	0.44	0.88	2 : 2 : 1	5.8	52.0
В микрозападине (глева-тая осушенная), $n = 6$	А пах, fs, g'	10–20	9.55 ± 0.46	0.18 ± 0.011	0.408 ± 0.012	0.93	0.38	0.90	3 : 2 : 1	5.5	50.2
В ортштейнах гор. А пах											
На микроповышении (глюбоогтеенная), $n = 4$	1–2	1–2	1.30 ± 0.28	0.23 ± 0.052	1.12 ± 0.050	0.55	0.32	1.93	3:2:1	8.2	11.6
В микрозападине (глева-тая осушенная), $n = 10$	1–2	1–2	1.34 ± 0.50	0.73 ± 0.385	1.67 ± 0.384	0.93	0.62	1.66	1.6 : 1.5 : 1	19.2	8.9
	2–3	2–3	1.41 ± 0.30	0.58 ± 0.179	1.04 ± 0.165	1.16	0.61	1.95	1.6 : 2 : 1	22.2	9.5
	3–5 Σ 1–5*	3–5 Σ 1–5*	0.81 ± 0.02 1.18	0.64 ± 0.171 0.65	1.53 ± 0.454 1.41	1.51	0.56	3.45	1.8 : 3 : 1	20.1 20.8	5.6

Примечание. * Среднее значение для суммы фракций 1–5 мм, VSC – суммарное количество продуктов окисления лигнина; n – число повторностей; S/V – сирингильные фенолы/ванилиновые фенолы; C/V – коричные фенолы/ванилиновые фенолы; C/F – кумаровые кислоты/феруловые кислоты.

ций в гумусовых горизонтах данных почв закономерно отражают степень гидроморфизма последних: их количество минимально в автоморфной почве микроповышений (0.26 г на 100 г почвы) и максимально в наиболее влажной глееватой почве ложбины (2.16 г на 100 г почвы). При этом при увеличении гидроморфизма меняется и фракционный состав ортштейнов: увеличивается содержание крупных фракции ортштейнов (3–5 мм) от 1.8 до 17.7%, уменьшается содержание мелких фракции (1–2 мм) от 78.9 до 6.3%. Цвет новообразований меняется от темно-серого до бурого, форма – от округлой до вытянутой овальной (табл. 4). Надо заметить, что отношение C/N в ортштейнах всех фракций близко к таковому в почвах.

В ортштейнах всех фракций в небольших количествах (коэффициент концентрирования меньше 1) обнаружен лигнин высших растений. Независимо от степени оглеения почв выход продуктов окисления лигнина в ортштейнах по отношению к этим почвам уменьшается в 10 раз. С увеличением размера конкреционных новообразований. Количество лигнина и коэффициент концентрирования в них уменьшаются.

Однако “лигнинные” параметры неодинаковы в ортштейнах и во вмещающем почвенном мелкозем. Так, в почвах микроповышений (фракция 1–2 мм) содержание лигнина уменьшается от 10.85 мг/г С орг во вмещающем мелкозем до 1.30 в ортштейнах. При близких значениях отношения ванилиновые кислоты/ванилин и степени измененности боковых цепочек (T , %) значение отношения сиреневые кислоты/сиреневые альдегиды в 2.5 раз увеличивается в конкрециях по сравнению с мелкоземом.

В ортштейнах глееватых почв содержание суммарного количества продуктов окисления лигнина также уменьшается от 11.97 мг/г С орг в почве до 1.18 в конкрециях, но происходит увеличение количества кислот по сравнению с альдегидами, как в ванилиновых, так и в сиреневых единицах. Степень измененности молекул по отношению к исходным растительным тканям увеличивается в 3–4 раза.

С усилением степени оглеения в почвах рассматриваемых катен наблюдается увеличение содержания кислот (ванилиновой, сиреневой, феруловой, кумаровой) в ортштейнах при близком уровне содержания лигнина. Степень трансформации боковых цепочек полимера по отношению к исходным растительным тканям при этом увеличивается в 2.3 раза в ортштейнах глееватой почвы по сравнению с автоморфной, что свидетельствует о нарастании количества карбоксильных групп, и, в результате, характеризует большую степень деструкции лигнина в ортштейнах глееватых почв под влиянием более контрастных условий влажности и окислительно-восстанови-

тельного потенциала (**ОВП**). По результатам ЯМР-спектроскопии [8], молекулы гуминовых кислот Fe-Mn конкреций имеют в два раза большую ароматичность. Количество карбоксильных структур в ортштейнах в два раза выше, чем в органическом веществе почв. Возможно, именно эти фрагменты молекул и увеличивают долю фульвокислот в групповом составе гумуса ортштейнов, определяемом методом Тюрина (отношение $C_{гк} / C_{фк}$ изменяется от 1.01 в глееватой почве до 0.52 в ортштейнах).

Не ставя вопрос о выяснении генезиса изучаемых конкреций, можно заметить, что в условиях переменного окислительно-восстановительного режима деструкция лигнина осуществляется при помощи типичного радикального механизма. Хотя специфических ферментов, полностью или частично разрушающих лигнин, не найдено, лигниноразрушающие микроорганизмы лесных почв (грибы бурой, белой, мягкой и корродирующей гнили, актиномицеты, термофильные стрептомицеты) обладают окислительными ферментами типа пероксидаз, которые вместе с перекисью водорода катализируют в лигнине расщепление связей. Эти, так называемые, лигниназы начинают реакции радикалов по типу соокисления, которые, прежде всего, приводят к расщеплению в боковых цепочках α - β -связей, а иногда и метокси- и кольцевых связей [15, 16]. В результате возникают промежуточные нестабильные радикалы, которые стабилизируются благодаря осаждению и переосаждению кислородом и водой. Таким образом, образуются гидрофильные группы из предшествующего гидрофобного лигнина. Вследствие реакций растворения первоначально компактные структуры полимера сильно разрыхляются. Возникающие гидроксильные и карбоксильные группы неполно-разрушенного лигнина вступают в реакции хелатообразования с железом, марганцем и другими почвенными металлами, которые в свою очередь, вносят вклад в долговременную стабилизацию лигнинных веществ в виде ортштейнов, что выражается в близком содержании лигнина в конкрециях почв разной степени увлажнения. Таким образом, обладающие большой удельной поверхностью соединения лигнина, защищенные от дальнейшей минерализации, становятся центром дальнейшего ортштейнообразования.

Эта картина биохимических превращений лигнина в почвах периодического переувлажнения подтверждается результатами исследований Добровольского, Терешинной [2], которые показали, что микробная природа естественных Fe-Mn отложений ясно видна только в самом начале размножения микробной популяции, то есть ее поселения на лигнинсодержащем растительном субстрате. Предполагается, что колонии микроорганизмов – это центры коагуляции, на которые в дальнейшем происходит физико-химическое осаждение полу-

Таблица 4. Свойства Fe-Mn новообразований из гор. А пах агросерых оглеенных почв

Почва	Масса конкреций, г/100 г почвы	Запас конкреций в слое 0–20 см, т/га	Морфологические особенности конкреций	Фракционирование конкреций по размерам (мм), в % от общей массы			C			N			Fe ₂ O ₃			VSC, мг/г C орг K _{VSC} [*]		
							K _c [*]			K _N [*]			K _{Fe} [*]					
				1–2	2–3	3–5	1–2	2–3	3–5	1–2	2–3	3–5	1–2	2–3	3–5			
Агросерая (глубокооглеенная) на микро повышении	0.26	1373	Цвет темно-серый, форма прерывильная, округлая	78.96	19.20	1.88	0.99 0.88	0.91 0.80	—**	0.10 0.75	0.09 0.66	—**	16.76 5.4	18.22 5.8	—**	1.29 0.12	1.18 0.11	—**
				46.30	36.00	17.74	1.71 0.89	1.70 0.88	1.58 0.82	0.15 0.80	0.15 0.78	20.53 4.7	20.46 4.7	17.78 4.0	1.34 0.11	1.41 0.12	1.12 0.09	
Агросерая (глееватая) в микрозападине	2.16	11 448	Цвет бурый, форма выгнутая	64.52	28.78	6.70	1.45 0.75	1.23 0.64	1.16 0.60	0.13 0.68	0.12 0.63	0.11 0.60	22.80 5.2	20.10 4.6	21.20 4.6	1.74 0.18	1.53 0.16	0.95 0.10
Агросерая (глееватая), осушенная-пластмассовым дренажом	1.02	5406	Цвет бурый, форма выгнутая, признаки коррозии	59.80	30.08	10.12	1.46 0.77	1.33 0.65	1.23 0.52	0.12 0.52	0.11 0.49	0.12 0.52	18.72 4.3	20.14 4.6	18.00 4.6	1.85 0.12	1.54 0.10	0.98 0.06
Агросерая (глееватая), осушенная гончарным дренажом	1.08	5724	Цвет бурый, форма выгнутая, признаки коррозии															

* Коэффициент концентрирования элемента или соединения в конкрециях.

** Конкреции фракции >3 мм в почве единичны.

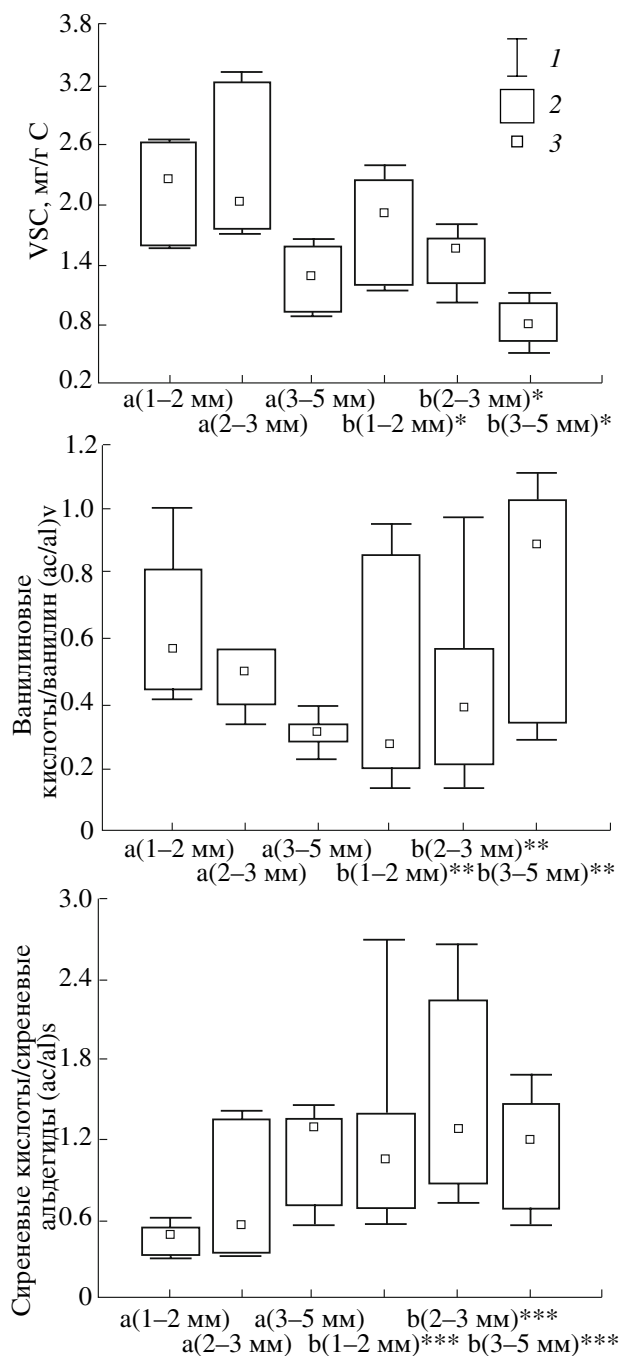


Рис. 3. Квантильное распределение показателей трансформации лигнина в ортштейнах агросерых глееватых осушенных почв в динамике по годам. 1 – минимум и максимум соответственно, 2 – квантили уровней $\gamma = 0.25$ $\gamma = 0.75$; 3 – медиана. Почвы: а – глееватая осушенная в 1989–1992 гг.; б – глееватая осушенная в 1999–2000 гг. Фракции ортштейнов: 1–2 мм; 2–3 мм; 3–5 мм. * Статистически значимое уменьшение продуктов окисления лигнина (VSC, мг/г С), при $P = 0.99$. ** Статистически значимое увеличение отношений (ac/al)_v ванилиновых единиц, при $P = 0.80$ для фракций 1–2 мм, 2–3 мм; при $P = 0.99$ для фракции 3–5 мм. *** Статистически значимое увеличение отношений (ac/al)_s сиреневых единиц, при $P = 0.95$ для фракций 1–2 мм, 2–3 мм; при $P = 0.80$ для фракции 3–5 мм.

Таблица 5. Динамика продуктов окисления лигнина в ортштейнах агросерых глееватых осушенных почв в 12-летнем цикле

Почва	n	Фракция, мм	T, %	L/N	V	S	C	V : S : C
					%			
Агросерая глееватая, осу- шенная пластмассовым и гончарным дренажом в 1989–1992 гг.	9	1–2	23.00 ± 4.82	14.3	24.7	58.4	16.9	1 : 3 : 1
	8	2–3	19.39 ± 2.76	11.7	25.1	46.9	28.1	1 : 2 : 1
	8	3–5	11.87 ± 1.06	8.9	45.0	38.7	16.4	2.5 : 2.5 : 1
Агросерая глееватая, осу- шенная пластмассовым и гончарным дренажом в 1999–2000 гг.	10	1–2	19.43 ± 13.36	12.7	38.6	36.9	24.5	1 : 2.5 : 1
	9	2–3	18.65 ± 12.97	13.2	35.9	40.4	23.7	1 : 2 : 1
	8	3–5	25.7 ± 10.51	7.6	35.23	45.17	19.6	2 : 2 : 1

Примечание. n – число повторностей для каждой фракции ортштейнов.

торных оксидов, так как в результате жизнедеятельности микроорганизмов сдвигаются рН и E_h среды, что приводит к возникновению условий осаждения Fe и Mn.

Уменьшение содержания суммы продуктов окисления лигнина и увеличение доли фенольных кислот по мере роста размеров ортштейнов свидетельствует о прогрессивной деструкции лигнина в них вплоть до полного исчезновения, видимо, вместе с исчезающей микробной популяцией. Более долговременной стабилизации подвергаются лишь растительные остатки, инкрустированные глинисто-микробными ассоциатами. Нашими предыдущими исследованиями [9] показано, что глееватые почвы действительно отличаются повышенным по сравнению с типичными серыми почвами содержанием илстой фракции.

Трансформация лигнина в осушенных почвах. Осушение, вызывая эволюцию физических и химических свойств и режимов агросерых глееватых почв [3, 4], оказало воздействие также на содержание и состав ортштейнов этих почв. Нами установлена не только глубокая трансформация содержания C, N, молекул гумусовых кислот исследуемых почв и ортштейнов [7, 8], но и содержания в целом суммарного количества продуктов окисления лигнина (VSC) и перераспределения кислот и альдегидов в ортштейнах.

Исследование изменений состава конкреционных новообразований осушенных агросерых глееватых почв проводилось в годы разной обеспеченности осадками (в динамике) по отношению к первому году действия дренажной системы, то есть в одних и тех же точках в течение 14 лет. Прежде всего, произошли изменения в массе, морфологических особенностях, фракционном и химическом составе ортштейнов. Общая масса ортштейнов уменьшилась на 17–33% под действием осушения по отношению к первому году действия дренажа.

К 1999–2000 гг. (по отношению к первым годам последствия дренажа, 1989–1992 гг.) отмечено значимое увеличение отношений кислоты/альдегиды как в ванилиновых единицах (ac/al)_v для фракций 1–2, 2–3 мм (при P = 0.80),

для фракции 3–5 мм (при P = 0.95), так и в сиреневых единицах (ac/al)_s для фракций 1–3 мм (при P = 0.95), для фракции 3–5 мм (при P = 0.80) (рис. 3). В целом, содержание продуктов окисления лигнина по всем фракциям значительно уменьшилось (P = 0.99).

На 14-й год последствия дренажа наблюдается тенденция (при уровне значимости 0.80) снижения величин отношения лигнина к азоту в крупных фракциях (табл. 5).

Степень измененности боковых цепочек полимера (T, %) в ортштейнах по отношению к исходной растительной ткани в мелких фракциях (1–3 мм) не меняется, в то же время в крупных фракциях (3–5 мм) увеличивается более чем в 2 раза. Этот факт диагностирует процесс уменьшения количества крупных и увеличения числа мелких ортштейнов в процессе осушения. При этом не исключается возможность и формирования новой генерации ортштейнов меньшего диаметра.

Ранее нами с помощью ЯМР-спектроскопии обнаружена разрушительная трансформация молекул гумусовых кислот ортштейнов при осушении [8]. Выявлено уменьшение ароматичности гумусовых кислот конкреций в осушенных почвах на 10% при одновременном увеличении объема периферической части молекул.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обнаружено, что в формировании гумуса агросерых почв принимают участие только ткани покрытосеменных (лиственных и травянистых) растений. Причем пропорции лигниновых фенолов не изменились ни под влиянием распахки, ни под влиянием осушения.

В пределах изучаемых катен во всех районах исследования максимум накопления фенольных соединений приходится на почвы мезопонижий с длительным господством восстановительных условий во всем профиле и почвы микроразпадин, обладающих в весенний период двухъярусной верховодкой. Наиболее дренированные разности почв, приуроченные к водораздельным микропо-

вышениям и склонам, обладают наименьшими количествами фенолов.

В Fe-Mn ортштейнах агросерых почв обнаружен лигнин высших растений. Независимо от степени гидроморфизма агросерых почв выход продуктов окисления лигнина в ортштейнах по отношению к мелкозему уменьшается в 10 раз. Его фракционный состав соответствует типу господствующей растительности.

С увеличением размера ортштейнов количество продуктов окисления лигнина в них уменьшается за счет его минерализации.

Осушение (12 лет) вызывает глубокую разрушительную трансформацию и таких, казалось бы, устойчивых соединений как лигнин в ортштейнах, особенно в крупных фракциях конкреций. Минерализация ароматических соединений лигнина в аэробных условиях сопровождается значительным увеличением доли фенольных кислот.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владыченский С.А. Непрочносвязанные гуминовые вещества почвенных коллоидов как фактор агрономически ценной структуры почвы // Почвоведение. 1939. № 11. С. 45–53.
2. Добровольский Г.В., Терешина Т.В. О биологическом генезисе марганцовисто-железистых новообразований в почвах южной тайги // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 1976. № 3. С. 78–87.
3. Зайдельман Ф.Р., Ковалев И.В. Влияние дренажа на состояние и строение конкреций в серых оглеенных почвах // Почвоведение. 1998. № 9. С. 1103–1111.
4. Зайдельман Ф.Р., Ковалев И.В. Эколого-гидрологическая оценка светло-серых оглеенных почв, осушенных бестраншейным и траншейным дренажом // Почвоведение. 1994. № 1. С. 110–120.
5. Кауричев И.С., Орлов Д.С. Окислительно-восстановительные процессы и их роль в генезисе и плодородии почв. М.: Колос, 1982. 225 с.
6. Ковалева Н.О., Ковалев И.В. Ароматические структуры лигнина в органическом веществе серых лесных почв // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2002. № 2. С. 23–29.
7. Ковалева Н.О., Ковалев И.В. Биотрансформация лигнина в лесных почвах // Лесоведение. 2006. № 3. С. 57–63.
8. Ковалева Н.О., Ковалев И.В. Особенности органического вещества железисто-марганцевых конкреций серых лесных почв (по данным ^{13}C ЯМР-спектроскопии) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 17, Почвоведение. 2003. № 2. С. 27–33.
9. 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.
10. Кононова М.М. Органическое вещество почв. Его природа, свойства и методы изучения. М.: Наука, 1963. 314 с.
11. Манская С.М., Кодина Л.А. Геохимия лигнина. М., 1975. 232 с.
12. Орлов Д.С., Гришина Л.А. Практикум по химии гумуса. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. 272 с.
13. Amelung W. Zum Klimaeinfluß auf die organische Substanz nordamerikanischer Prärieböden. Bayreuth, 1997. 131 s.
14. Ertel J.R., Hedges J.I. The lignin component of humic substances: Distribution among the soil and sedimentary humic, fulvic and base-insoluble fractions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. P. 2065–2074.
15. Filip Z., Claus H., Dippell G. Abbau von Huminstoffen durch Bodenmikroorganismen – eine Uebersicht // Z. Pflanzenernaehr. Bodenk. 1998. V. 161. S. 605–612.
16. Haider K. Von der toten organischen Substanz zum Humus // Z. Pflanzenern(hr. Bodenk. 1999. V. 162. S. 363–371.
17. Haighley T. Influence of type and amount of lignin on decay by *Coriolus versicolor* // Can. J. For. Res. 1982. №12. P. 125–132.
18. Hedges J.I., Mann D.C. The characterization of plant tissues by their lignin oxidation products // Geochim. Cosmochim. Acta. 1979. V. 43. P. 1803–1807.
19. Kögel I. Estimation and decomposition pattern of the lignin component in forest soil // Soil Biol. Biochem. 1986. № 18. P. 589–594.
20. Parton W.J., Schimel D.S., Cole C.V. und Ojima D.S. Analysis of factors controlling soil organic matter levels in Great Plain grasslands // Soil Sci. Soc. Am. J. 1987. V. 51. P. 1173–1179.
21. Stevanovic J. T. Small Diameter Forest Residues for Soil Rehabilitation // Publikation n° 164. <http://forestgeomat.ffg.ulaval.ca/brf/>
22. Ziegler F., Kögel I., Zech W. Alteration of gymnasperm and angiosperm lignin during decomposition in forest humus layers // Pflanzenern(hr. Bodenk. V. 19–86. № 149. P. 323–331.

Biochemistry of Lignin in Soils of Periodic Excessive Moistening (with Agrogray Soils in Opolie Landscapes of the Russian Plain as an Example)

I. V. Kovalev and N. O. Kovaleva

Tissues of Angiospermae (deciduous arborous and herbaceous plants) were found to take part in the formation of humus in the agrogray soils. The content of lignin and phenol compounds did not change under the impact of soil plowing and soil drainage. Within the catenas studied, the maximum accumulation of phenol compounds was determined in the soils of mesodepressions with long-term reducing conditions and in the soils of microdepressions with perched water at two depths in the spring. In the Fe–Mn nodules of the agrogray soils, lignin of higher plants was found. Its fractional composition was correlated with the predominant vegetation. With the increasing size of the nodules, the amount of products of lignin oxidation in the nodules decreased under the impact of mineralization processes. Drainage caused a deep transformation of lignin in the Fe–Mn nodules, especially in the coarse fractions. The mineralization of aromatic lignin compounds under aerobic conditions was accompanied by the significant increase in the content of phenol acids.

УДК 631.46

ОЦЕНКА БИОЛОГИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ТОРФЯНЫХ ПОЧВ ПО УДЕЛЬНОМУ ЭЛЕКТРИЧЕСКОМУ СОПРОТИВЛЕНИЮ*

© 2008 г. Л. А. Поздняков

Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

E-mail: apl-223@mail.ru

Поступила в редакцию 28.06.2007 г.

Анализируется зависимость параметров потенциальной биологической активности (дыхания, метаногенеза, азотфиксации и денитрификации) осушенных торфяных почв от их морфологических, химических и электрических свойств. Обнаружена высокая положительная корреляция между потенциальным дыханием почвы и ее электрическим сопротивлением, обусловленная их зависимостью от одних и тех же свойств почв: зольности, емкости катионного обмена и других. Связь нарушается при значительном негативном воздействии на микробное сообщество водно-воздушного режима почвы, трудно диагностируемого по сопротивлению. Для анаэробных процессов метаногенеза и денитрификации связи с сопротивлением не найдено. Полученные закономерности могут широко использоваться при изучении пространственного распределения величин потенциальной биологической активности почв, что позволит получать более корректные и репрезентативные данные о ней.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время особенно большой интерес вызывает увеличение концентрации парниковых газов в атмосфере, обусловленное антропогенной деятельностью, вообще, и мелиорацией торфяников, в частности, ведущей к разбалансировке глобальных циклов азота и углерода. В ряде работ показано, что концентрация CO_2 увеличивается ежегодно на 0.4–0.5% и к 2004 г. достигла 377 ppm [18]. Концентрация метана в атмосфере увеличивается на 1.1% в год. В 1998 г. она стала равна 1.75 ppm и сохраняется примерно на этом уровне [3, 16]. Основным источником углекислого газа являются микроорганизмы, в особенности почвенные, дающие до 8 раз большую его эмиссию, чем выбросы промышленности [2]. Назвать этот источник “естественным”, однако, не представляется возможным, поскольку активность дыхания сильно увеличилась под действием антропогенных факторов, изменивших условия существования микробных сообществ. Одним из примеров подобного изменения является осушение болот.

Углерод заболоченных и переувлажненных территорий составляет 12–15% от общих запасов педосферы – третьего по значимости резервуара после мирового океана и литосферы [13]. Для естественных болотных биогеоценозов характерно накопление продуктов фотосинтеза в виде слаборазложившихся растительных остатков – торфа. Они изымают из атмосферы и акку-

мулируют большие количества CO_2 . Существует и обратный поток углерода, по большей части посредством метаногенеза – микробиологического процесса, осуществляемого группой облигатно анаэробных археобактерий, однако объемы его существенно меньше фототрофной фиксации CO_2 .

Положение коренным образом меняется после антропогенного воздействия на торфяной ландшафт – мелиорации или начала промышленной разработки торфяных массивов. Осушенный торфяник, оказавшийся в аэробных условиях, начинает разлагаться, его мощность уменьшается со скоростью до 0.5 см в год [4]. Поток углерода в атмосферу после осушения достигает величин, на порядок превосходящих темпы его аккумуляции [16], то есть осушение всего 9–10% торфяных болот полностью нивелирует положительный эффект связывания атмосферного углекислого газа. Интенсивность метаногенеза в осушенных торфяниках резко снижается.

Величины глобальных аккумуляций и выброса углерода в атмосферу, а также их соотношение резко различаются у разных авторов [13], тем не менее, важность сохранения торфяных залежей и катастрофические последствия их мгновенной (в геологическом масштабе времени) минерализации общепризнаны. С.А. Владыченский в своем основополагающем труде “Сельскохозяйственная мелиорация почв” (глава XXI) неоднократно указывал на чрезвычайную значимость торфяных массивов, особенно мелиорированных и вы-

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 06-04-48216 и 07-04-00246.

работанных, в потоке углерода в атмосферу после их осушения и освоения [1].

Исследование эмиссии парниковых газов осушенными торфяниками весьма важно для построения модели глобального цикла углерода. Однако изучение газообмена почвы с атмосферой тормозится отсутствием экспресс-методов, применимых для целей почвенного картографирования этой характеристики и расчетов эмиссии с больших разнородных территорий. Такими методами, на наш взгляд, могут быть методы электрического сопротивления [11].

Образование метана, закиси азота, как и разложение торфа, эмиссия им углекислого газа – процессы микробиологические, зависящие от ряда свойств почв [15]. Удельное электрическое сопротивление является характеристикой, также зависящей от большого количества свойств почвы: емкости катионного обмена, содержания гумуса минерализации почвенного раствора, влажности и др. [10, 11]. Поэтому есть основания использовать сопротивление в качестве универсальной характеристики почвы как среды обитания микроорганизмов. Для этого необходимо выявить тесноту и вид связи между сопротивлением и, например, биологической активностью. Подобные предложения уже высказывались [6], но пока не были подтверждены, хотя в нескольких работах сообщалось о наличии связи биомассы и состава почвенного микробного сообщества с электрическим сопротивлением [6, 17].

Цель данной работы – экспериментально показать, существует ли зависимость между удельным электрическим сопротивлением и параметрами биологической активности торфяных почв, а также определить какой характер носит эта зависимость.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводились на пойме р. Яхромы (Дмитровский р-н Московской обл.) – обширной заторфованной и переувлажненной котловине, сформировавшейся в доледниковое время. Торфа здесь являются низинными и переходными, относятся к древесному, травяно-древесному, осоковому, гипново-осоковому и гипновому видам, их толща включает в себя линзы аллювия и озерных отложений. Освоение и изучение местности началось еще в 1914 г., ее почвенный покров исследован достаточно подробно и в динамике на протяжении многих десятилетий [4, 12].

Перепад высот между поймой и водоразделом Клинско-Дмитровской гряды достигает 20–30 и даже 100 м, что вызывает активный грунтовый и внутрпочвенный сток. В притеррасной части поймы до осушения сформировалось ключевое болото, где аккумулировались вещества, привнесенные с водораздела (карбонаты, соединения

железа), и даже сейчас местами происходит выход грунтовых вод на поверхность (в среднем по пойме глубина их залегания 1–1.5 м) [12]. Другая область аккумуляции минеральных веществ сформирована в прирусловой части. Центральная часть поймы, напротив, отличается низкой зольностью.

Исследование проводилось на стационаре “Ближний” Дмитровского филиала Всероссийского института сельскохозяйственного использования мелиорированных земель. Время осушения здесь превышает 90 лет. Профиль почвы следующий: Апах (0–30 см) оземленный торф без признаков растений-торфообразователей, Т перех. (30–50 см) оземленный, но с незначительными остатками растений, Т1 (50–90 см) среднеразложившийся торф, ниже 90 см Т2 неразложившийся рыжий торф, быстро темнеющий на воздухе. Образцы отбирали буром с глубины 0–30 и 50–80 см в тех же точках, что и во время детального многоцелевого картирования 1973 г. [8]. Привязка осуществлялась GPS фирмы Garmin.

Истинное и кажущееся удельные электрические сопротивления измеряли прибором Landmapper ERM-03 производства фирмы Landviser. Для определения истинного сопротивления использовали пластиковые кюветы со встроенными медными электродами [10, 11]. Почву для этих целей брали при естественной влажности, но высокой (50–80% предельной полевой влагоемкости). Измерения в лаборатории проводились в пятикратной повторности. Для измерения кажущегося сопротивления в поле использовали прямолinéйные симметричные четырехэлектродные установки электродов AMNB со стальными электродами, которые располагали на пластиковой раме на расстоянии 30 см друг от друга. Измерения сопротивления в поле проводили в непосредственной близости от места бурения и отбора образцов для лабораторных исследований. Измеренное таким образом электрическое сопротивление отражает усредненные свойства 30-сантиметровой толщи пахотного горизонта [10, 11].

Определение показателей биологической активности почвы производили стандартными методами газовой хроматографии [7, 14]. Для измерений использовали пенициллиновые флаконы объемом 15 мл, и отбирали навески массой 1 г. В них вносили 2.5 мл глюкозы, а для измерения денитрификации 0.4 мг KNO₃. Содержание углекислого газа и закиси азота определяли на хроматографе Московского опытного завода “Хроматограф”, модель 3700/4, с детектором по теплопроводности (катарометром) на колонке с адсорбентом Полисорб-1. Содержание метана и этилена определяли на хроматографе Chrom-41 с пламенно-ионизационным детектором наполнитель – Spherosil.

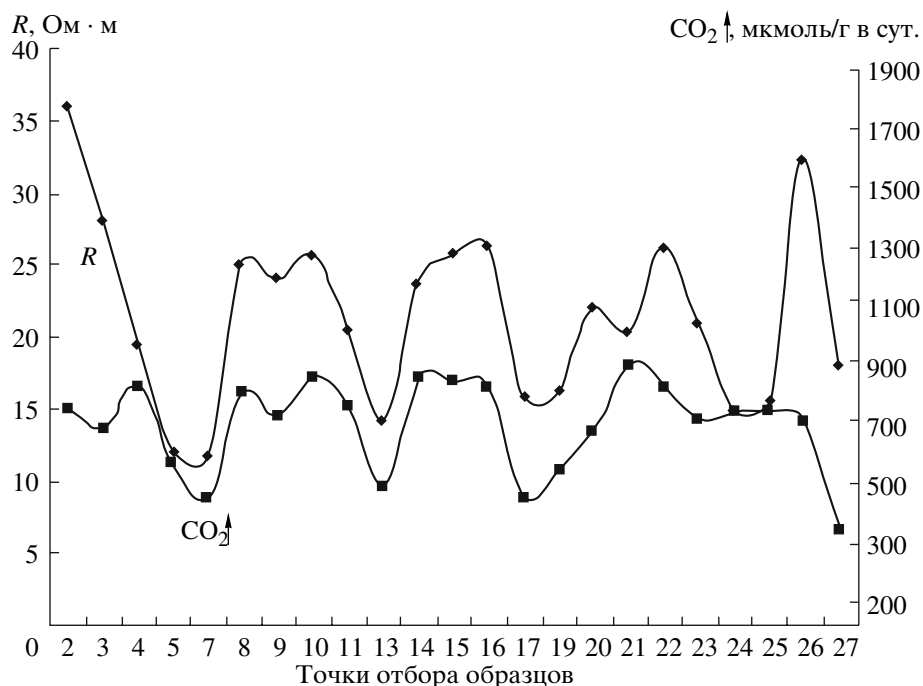


Рис. 1. Распределение значений потенциального дыхания и истинного удельного электрического сопротивления по точкам отбора образцов.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Исследования показали принципиальное различие распределения в пространстве интенсивностей образования CO_2 и метана, характеризующих активность аэробного и анаэробного микробных сообществ торфяной почвы.

Потенциальная эмиссия метана из пахотного и из подпахотного горизонтов колебалась в пределах от 0.646 до 1.385 нмоль/г в сут. Подобная близость параметров анаэробной трофической цепи на глубинах 0–30 и 50–80 см для давно мелиорированных торфяных почв свидетельствует о большой глубине осушения. Уровень грунтовых вод за 90-летний период сельскохозяйственного использования понижался на более чем метровую глубину, особенно в сухие годы, в связи с чем изменились не только актуальная, но и потенциальная активность анаэробного сообщества и в пахотном, и в подпахотном горизонтах.

Эмиссия диоксида углерода в пахотном горизонте менялась в более широких пределах (от 315 до 926 мкмоль/г в сут) и превышала эмиссию метана на несколько порядков. Потенциальное дыхание подпахотного горизонта находилось в том же интервале и в ряде точек даже превышало дыхание пахотного горизонта.

Значения кажущегося электрического сопротивления, измеренного с поверхности, менялись в пределах от 14 до 40 Ом·м. Истинное сопротивление пахотного горизонта было несколько ниже — в пределах 11–37 Ом·м. Различия между ними со-

ставляли по абсолютной величине от 0 до 17 Ом·м, в среднем же истинное сопротивление было на 5.5 Ом·м меньше кажущегося. Объясняется это включением в изучаемую почвенную толщу в случае измерения в поле верхнего более иссушенного слоя торфа, а также корней и корневых остатков, имеющих высокое сопротивление.

Наиболее интересными оказались пространственные распределения величин истинного сопротивления и потенциального дыхания. Как видно из рис. 1, они в общих чертах повторяют друг друга. Наибольшие значения сопротивления и дыхания обнаружены в центральной части поймы, они уменьшаются к террасе и руслу Яхромы (рис. 2 А, Б). Точно такой же характер имеет пространственное распределение содержания углерода, емкости катионного обмена и доли обменного водорода в ППК (рис. 3 А–В). Зольность торфа имеет минимальные значения в центральной части поймы, а максимумы в притеррасной и прирусловой ее части (рис. 3Г).

Как мы уже отмечали, и сопротивление, и потенциальное дыхание почвы находятся в зависимости практически от одного и того же комплекса свойств торфяной почвы. В центральной части поймы верхний горизонт агроторфозема практически полностью состоит из органического вещества со сравнительно малыми примесями минеральных частиц. Он высокодисперсен, бесструктурен, обладает значительной емкостью катионного обмена. Учитывая лимитирование разложения гидролитиками

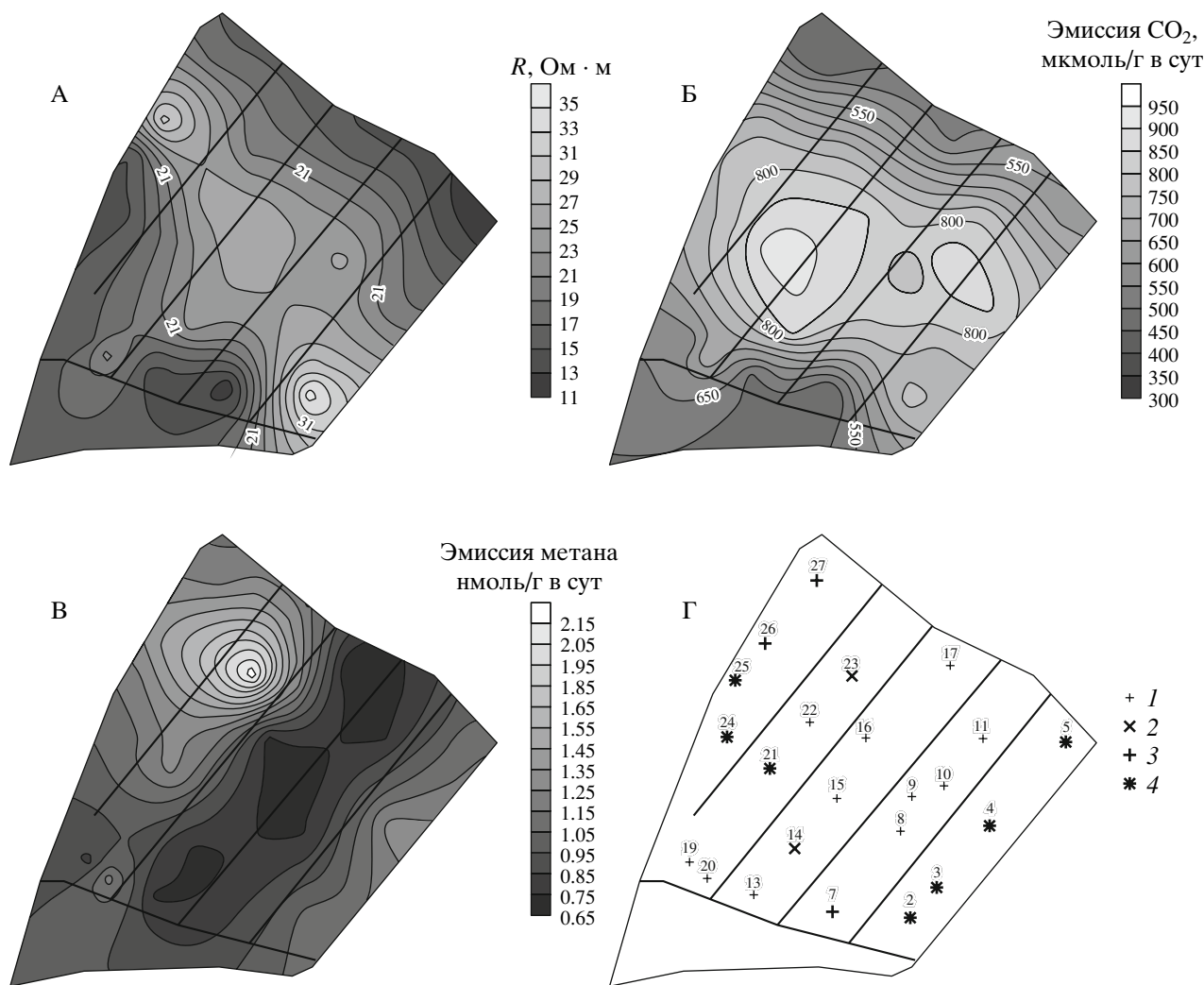


Рис. 2. Распределение измеренных величин истинного сопротивления (А), потенциального дыхания (Б), метаногенеза (В) по участку “Ближний”, оценка применимости метода (Г); 1 – точки, где зависимость выполняется; 2 – наблюдается нарушение зависимости; 3 – где имеются резкие (более 8–12 Ом · м) различия между истинным и кажущимся сопротивлениями; 4 – точки, где нарушение зависимости сопровождается резкими различиями сопротивлений.

твердых труднодоступных субстратов площадью их поверхности [2], укажем, что описанные условия оптимальны для функционирования аэробного микробного сообщества. В связи с этим интенсивность разложения органического вещества такой почвы максимальна, как и эмиссия газов из нее. При высокой емкости катионного обмена (несколько сотен миллиграмм-эквивалентов на 100 г почвы) здесь низкая зольность и высокая доля обменного H^+ в почвенно-поглощающем комплексе, следовательно, подвижных ионов в почвенном растворе мало, из-за чего относительно велико электрическое сопротивление.

В прирусловой и притеррасной пойме зольность достигает 60–70%; это оторфованная минеральная почва, обладающая структурой и не содержащая сохранившихся растительных остат-

ков. Органическое вещество устойчиво в данных термодинамических условиях, агрегировано с минеральными частицами и защищено ими от доступа гидролитиков. Интенсивность его разложения ниже. Емкость поглощения такой почвы значительно ниже (всего несколько десятков миллиграмм-эквивалентов на 100 г), а в ее почвенно-поглощающем комплексе и почвенном растворе, помимо H^+ , присутствуют в большом количестве ионы кальция и магния, обуславливающие низкое электрическое сопротивление.

Распределение потенциальной активности метаногенеза (рис. 2В) имеет иной характер: области, близкие по эмиссии метана, образуют участки не параллельные руслу Яхромы, а перпендикулярные ему. Эти области примерно совпадают с кварталами – участками, образованными мелиора-

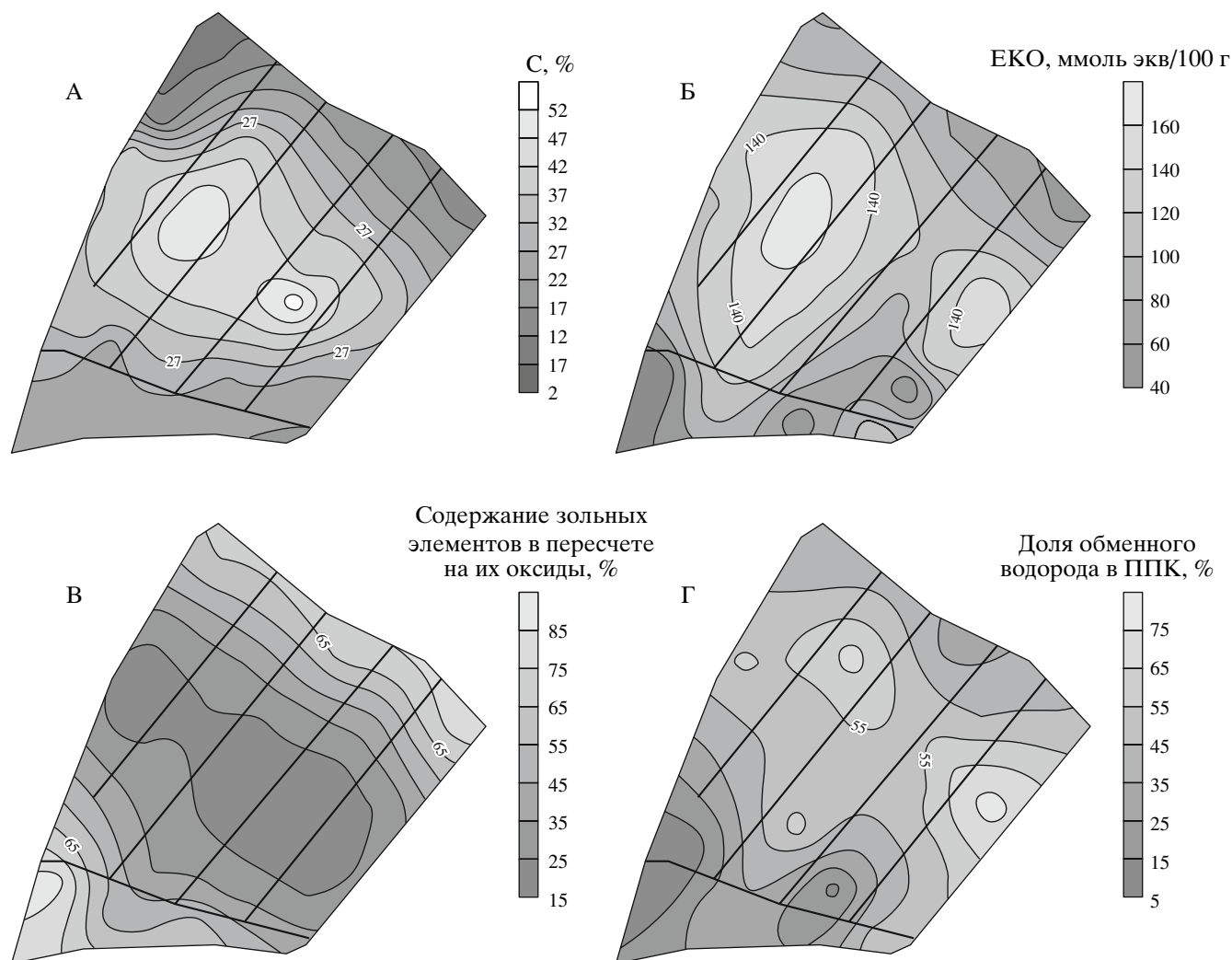


Рис. 3. Распределение содержания углерода (А), емкости катионного обмена (Б), зольности (В) и доли обменного водорода в ППК (Г) в пахотном горизонте участка “Ближайший”.

тивными каналами и различающимися по характеру обработки почвы, времени и типу осушения.

Анализы потенциальной активности азотфиксации и денитрификации в нескольких точках прирусловой, центральной и притеррасной пойм также не дали достоверных различий. Из этого можно сделать вывод о независимости анаэробных процессов в осушенных торфяниках от свойств торфа, кроме условий аэрации, определяемых антропогенными факторами. В то же время воздушный режим почв слабо отражается на электрическом сопротивлении, в связи с чем корреляции сопротивления с показателями активности анаэробного микробного сообщества почвы не было выявлено.

Зависимость уровня микробного дыхания от свойств торфяной почвы, в том числе электрофизических, является весьма тесной. Между тем, и на графике, и на карте видны участки, где эта зависимость теряется. На рис. 2Г представлена схема рас-

положения точек, в которых производились измерения, а также отмечено, выпадает ли точка из зависимости и характерны ли для нее резкие (более 8–12 Ом · м) различия между истинным и кажущимся сопротивлениями. Нарушение зависимости и различия сопротивлений чаще всего сопряжены.

Кажущееся сопротивление представляет собой усредненное электрическое сопротивление 30-сантиметрового слоя почвы, истинное же – одного локального образца. Различия этих величин может указывать на особенности водного режима (иссушение с поверхности, глубокое стояние грунтовых вод), оказывающие воздействие на почвенные аэробные микроорганизмы.

Электрофизические методы, следовательно, можно эффективно использовать для оценки дыхания почвы в том случае, если истинное и кажущееся сопротивления почвы близки по значению. В грани-

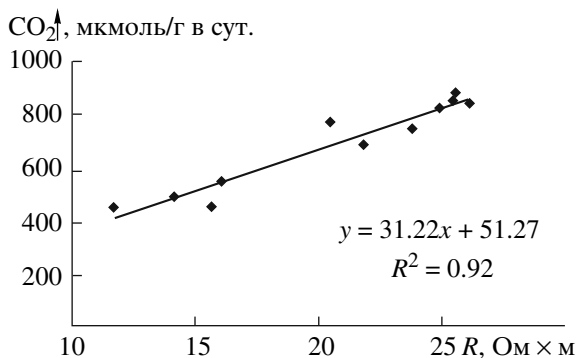


Рис. 4. Зависимость между потенциальным дыханием и истинным электрическим сопротивлением почвы в границах установленной зоны применимости метода.

цах зоны применимости метода для изученной торфяной почвы наблюдалась зависимость (рис. 4):

$$D = 31.22 ER + 51.27,$$

где D (мкмоль/г в сутки) – уровень потенциального дыхания, а ER (Ом·м) – истинное удельное электрическое сопротивление почвы. Величина R^2 (коэффициент детерминации) для нее составляла 0.92.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые показано наличие высокой положительной корреляции между электрофизическими параметрами почвы и потенциальным дыханием – интегральным показателем активности почвенных гетеротрофных аэробных микроорганизмов. Корреляция предположительно обусловлена зависимостью обоих параметров от основных генетических свойств почвы. В то же время для анаэробных процессов (метаногенез, азотфиксация, денитрификация) в осушенной торфяной почве такая корреляция нехарактерна, поскольку на их интенсивность значительное лимитирующее воздействие оказывают процессы аэрации, трудно уловимые посредством удельного электрического сопротивления.

Выявленные закономерности могут быть использованы для целей оценки амплитуды колебаний дыхания почвы на той или иной территории при изучении ее вклада в глобальный цикл углерода. Как показали наши исследования, эта амплитуда весьма существенна и не может игнорироваться.

Методы полевой электрофизики можно использовать для предварительного картографирования дыхания почв. Предполагается также, что загрязнение вызывает нарушение зависимости дыхания с сопротивлением и таким образом может быть диагностировано. Область применения электрофизических методов в биологии почв и перспективы дальнейших исследований в свете полученных результатов видятся достаточно широкими.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владыченский С.А. Сельскохозяйственная мелиорация почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 396 с.
2. Заварзин Г.А., Колотилова Н.Н. Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука, 2003. 348 с.
3. Изменение климата. Резюме рабочей группы I Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК). 2001.
4. Ковалев Н.Г., Поздняков А.И., Мусекаев Д.А., Позднякова Л.А. Торф, торфяные почвы, удобрения. М.: ВНИИМЗ, 1998. 239 с.
5. Маслов Б.С. Последствия осушения болотных ландшафтов // Вест. РАСХН. 1993. № 6. С. 41–44.
6. Меняйло О.В. Влияние древесных пород на биомассу денитрифицирующих бактерий в серой лесной почве // Почвоведение. 2007. № 3. С. 1–7.
7. Методы почвенной микробиологии и биохимии / Под ред. Д.Г. Звягинцева М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. 349 с.
8. Новиков В.В., Русаков А.В. Выделение и поглощение парниковых газов в мелиорированных торфяных почвах Ростовской низины (Ярославская область) // Почвоведение. 2005. № 7. С. 844–850.
9. Отчет о научно-исследовательской работе ЦТБОС за 1973 год: Разработка экологических аспектов сельскохозяйственного использования торфяников и торфяных болот. Дмитров, 1973. Т. 2. 387 с.
10. Поздняков А.И. Полевая электрофизика почв. М.: МАИК "Наука / Интерпериодика", 2001. 187 с.
11. Поздняков А.И., Позднякова Л.А., Позднякова А.Д. Стационарные электрические поля в почвах. М.: КМК Scientific Press, 1996. 358 с.
12. Скрынникова И.Н. Почвенные процессы в торфяных окультуренных почвах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 228 с.
13. Смагин А.В. Газовая фаза почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 301 с.
14. Степанов А.Л., Лысак Л.В. Методы газовой хроматографии в почвенной микробиологии. М.: МАКС Пресс, 2002. 86 с.
15. Тюремнов С.Н. Торфяные месторождения. М.: Недра, 1976. 356 с.
16. Bouwman A.F. Exchange of greenhouse gases between terrestrial ecosystems and the atmosphere. Ed. A.F. Bouwman // Soils and the greenhouse effect. John Wiley and Sons Ltd. Chichester, 1990. 575 p.
17. Johnson M.J., Lee K.Y., Scow K.M. DNA fingerprinting reveals links among agricultural crops, soil properties, and the composition of soil microbial communities// Geoderma. 2003. V. 114. P. 279–303.
18. Keeling, C.D., Whorf T.P. Atmospheric CO₂ records from sites in the SIO air sampling network // A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center. Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A. 2005.

Estimation of the Biological Activity of Peat Soils from the Specific Electrical Resistance

L. A. Pozdnyakov

The parameters of the potential biological activity (respiration, methanogenesis, nitrogen fixation, and denitrification) of drained peat soils were analyzed as depending on the soil morphological, chemical, and electrical properties. A high positive correlation was found between the potential respiration of the soil and its electrical resistance, because these parameters depended on the same soil properties: the ash content, the cation exchange capacity, etc. The correlation was disturbed under a significant adverse impact of the soil water–air regime on the microbial community, which was difficult to detect from the resistance. No correlation of anaerobic methanogenesis and denitrification with the resistance was found. The revealed relationships can be applied for studying the spatial distribution of the potential biological activity of soils.

УДК 631.43

ЛАТЕРАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ АГРОФИЗИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ КОМПЛЕКСНОГО ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА

© 2008 г. В. М. Гончаров, В. Г. Тымбаев, Е. В. Фаустова

Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

E-mail: vmgoncharov@soil.msu.ru

Поступила в редакцию 16.04.2008 г.

В работе рассмотрены основные принципы и критерии пространственной агрофизической оценки. Предложен агроландшафтный подход, заключающийся в представлении информации о физических свойствах, полученной по пространственно-определенной регулярной сетке, интерпретации с использованием ГИС-технологий и выделении зон с контрастными условиями на основе общепринятых классификаций. На примере комплекса серых лесных почв Владимирского ополья выявлены закономерности латерального изменения агрофизических условий в зависимости от структуры почвенного покрова и дифференциации почвенного профиля.

ВВЕДЕНИЕ

При оптимизации управления сельскохозяйственными ландшафтами возникает необходимость учета и оценки латеральной неоднородности почвенно-физических свойств. До настоящего времени разработки в области оценки и оптимизации физических свойств почв ведутся в масштабах отдельного почвенного горизонта или целого почвенного профиля [2, 9, 11, 15]. Однако в зависимости от масштаба рассматриваемого явления подходы и критерии количественной оценки должны быть специфическими, они должны учитывать закономерности варьирования свойств и процессов не только в пределах элементарных почвенных ареалов, но и почвенного покрова в целом [10, 20]. Поэтому проблема несовершенства существующих подходов и методических отличий при выделении границ почвенных контуров и различных по почвенно-физическим условиям зон является весьма актуальной.

С.А. Владыченский рассматривал применимость различных методов пространственного опробования физических свойств почвы при почвенно-мелиоративных изысканиях в зависимости от степени неоднородности почвенного покрова [8].

Стандартные методы агрофизического обследования территории предполагают выделение на почвенной карте ключевых точек с последующей пространственной экстраполяцией данных на весь изучаемый массив. Однако они не могут обеспечить исследователей объективной и надежной информацией о физическом состоянии почвенного покрова. Основным недостатком указанного подхода является то, что графическое представление результатов исследования реализуется в виде контурных карт, где каждый контур количественно характеризуется набором изучаемых свойств и приурочен к определенной почвен-

но-таксономической единице. Следовательно, разграничения проводятся на основе экспертных представлений о классификационном различии сравниваемых объектов и предположении о скачкообразном изменении свойств почвы на их границах. Такое разделение является искусственным и совершенно не учитывает поведение и распределение свойств в почвенном пространстве, их непрерывность и латеральность. Довольно часто статистическим варьированием значений внутри контура пренебрегают, считают это результатом ошибки эксперимента. Вместе с тем, и в пределах отдельных почвенных выделов может наблюдаться варьирование физических свойств, при котором не удастся соотнести не только усредненные значения экстраполируемых показателей, но даже их диапазон. Изменение физических свойств в ландшафте есть результат не только почвенно-генетических, но и разнообразных технологических, агрохимических и других воздействий, поэтому нередко они плохо коррелируют со структурой почвенного покрова.

Для отображения фактической ситуации в агроландшафте требуются новые подходы, в основе которых должна лежать традиционная гео- и почвенная информация с учетом пространственной структуры варьирования физических свойств. Представление, анализ и обобщение такой информации возможны с применением геостатистических методов и использованием геоинформационных систем (ГИС), которые находят все более широкое применение, как в почвоведении, так и в смежных областях естествознания (науках о Земле). Как уже подчеркивалось, алгоритмы оценки и методы анализа физических свойств и процессов в почвах должны быть специфическими для определенного масштаба исследований. Возможной альтернативой традиционным картографическим методам может являться

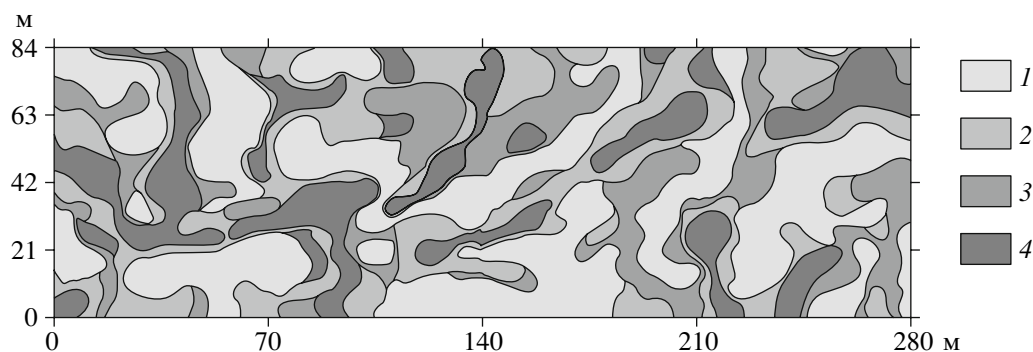


Рис. 1. Почвенная карта-схема участка исследований. Здесь и далее цифрами обозначены почвы: 1 – серая лесная (СЛ); 2 – СЛ слабооподзоленная (СЛ1); 3 – СЛ среднеоподзоленная (СЛ2); 4 – СЛ средне- или сильнооподзоленная с ВВГ (СЛГ).

представление экспериментальной информации, полученной по регулярной сетке, в виде послойного отображения изолиний свойств (“функциональных поверхностей” в ГИС), что позволит отразить распределение почвенных свойств без резких скачкообразных переходов. При таком подходе нет привязки к почвенным контурам, а выделение условных границ контрастных по оптимальности почвенных условий зон может проводиться на основе экспертных заключений или исходя из сравнения экспериментальных данных с традиционными классификациями, используемыми в агрофизике. Функциональные возможности, заложенные в пакеты программ по геостатистике и ГИС (например, Surfer, ArcView или MapInfo), позволяют послойно отобразить информацию, провести сопряженный анализ слоев и представить обобщающую картину. У исследователя появляется возможность пространственно диагностировать как отдельное свойство, так и набор свойств, как в определенный момент времени, так и в динамике (например, при проведении мониторинговых полевых исследований), то есть оценить конкретную агрофизическую ситуацию в целом. Несомненно, что изоплеты условны, искусственны по своей сути, поскольку их число, положение в почвенном пространстве зависит от выбора граничных значений свойств, масштаба и методов исследований, технических средств и выбранной исследователем процедуры пространственной интерполяции. Однако именно такое графическое отображение позволяет более полно по сравнению с четкими границами почвенных контуров учесть закономерности пространственного варьирования свойств и процессов в почвенном покрове, и, как следствие, избежать возможного искажения реальной природной ситуации.

Исследования латеральной изменчивости агрофизического состояния почвенного покрова проводились в комплексе серых лесных почв Владимирского ополья. Были поставлены следующие задачи: 1) детальное исследование физических свойств почв методом площадного се-

точного опробования; 2) агрофизическая характеристика отдельных элементов почвенного покрова на основе общепринятых критериев; 3) исследование латеральных закономерностей формирования агрофизических условий в зависимости от структуры почвенного покрова и дифференциации почвенного профиля; 4) пространственное сопоставление различных по физическим свойствам зон с почвенными контурами методами ГИМ-технологий.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования латерального распределения агрофизических показателей в условиях высокой пространственной неоднородности почвенного покрова проводились в масштабе опытного поля Владимирского НИИСХ (г. Суздаль). Сельскохозяйственное поле представляет собой выровненный участок площадью 2,35 га (84 на 280 м) с перепадом высот менее 1°. Основными структурообразующими элементами почвенного покрова являются геохимически сопряженные пахотные серые лесные почвы (в дальнейшем сокращенно СЛ), а также серые лесные почвы различной степени оподзоленности (слабооподзоленные – СЛ1, среднеоподзоленные – СЛ2) и серые лесные оподзоленные почвы, имеющие в составе своего профиля второй гумусовый горизонт – ВВГ (СЛГ). Почвенная карта-схема участка представлена на рис. 1. В пространстве участка наблюдается закономерное чередование перечисленных почв от серой лесной средне- или сильнооподзоленной почвы с ВВГ (А пах–Ah–AE1–E1B–C) к серой лесной почве (А пах–B–Bca–Cca), серые лесные почвы разной степени оподзоленности занимают в этом ряду промежуточное положение (А пах–EB–(B)–C–(Cca)) [4]. Именно пространственная неоднородность почвенного покрова Владимирского ополья и, в первую очередь, пространственные позиции наиболее рыхлых и влагоемких почв с ВВГ являются одними из основополагающих факторов, формирующих водный и

температурный режим этой территории [1, 18, 19]. К сожалению, вопрос о генезисе этих почв, несмотря на большое количество работ, посвященных изучению этой проблемы, во многих аспектах остается дискуссионным. На данный момент среди исследователей широко распространена теория об определяющей роли реликтового криогенного микрорельефа в формировании высокой пространственной неоднородности почвенного покрова, наиболее полно изложенная в работе Величко с соавт. [7].

При исследовании латерального распределения физических свойств использовался метод равномерного площадного сеточного опробования: с шагом опробования 7 м – на 1/4 поля и 21 м – для всего опытного поля. В узлах сеток послойно через 10 см до глубины 50 см проводились измерения плотности почвы буром Польского, влажности при определении плотности, водопроницаемости методом трубок с переменным напором и сопротивления пенетрации твердомером Качинского. Объем послойной выборки для каждого определяемого свойства составил 120 значений при шаге 7 м и 64 значения при шаге 21 м. В лабораторных условиях для основных почвенных разностей определена пористость агрегатов методом парафинирования, плотность твердой фазы и содержание органического углерода методом сухого сжигания в токе кислорода на автоматическом анализаторе АН-7529.

В представленной работе в основе информативных показателей физического состояния почвы использовались описательные статистики и графические распределения свойств в виде изоплет. В качестве способа пространственной интерполяции данных использовался кригинг (ordinary kriging) – наиболее популярный метод при решении почвенных задач [23]. Это позволило рассматривать значения не только в локальных объектах (точках опробования), но и в любой точке исследуемой территории. Для расчета неизвестного значения в заданном месте алгоритм кригинга использует модель пространственной зависимости переменных (подобранную на основе вариограмм), их пространственную конфигурацию (в нашем случае – равномерную сетку) и значения переменных в точках измерений вокруг данного местоположения.

В качестве критериев для агрофизических оценок по плотности, сопротивлению пенетрации, водопроницаемости и запасам продуктивной влаги использовались классификации, приведенные в отечественной и зарубежной литературе [2, 3, 6, 12, 16, 22, 24].

Для статистической обработки данных и визуального представления экспериментальной информации использовались пакеты программ Statistica 7.0, Surfer 8.0, Easy Trace 8.1, ArcGIS 8.0, Adobe Photoshop 8.0 и Micrografx Designer 9.0.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты исследований свидетельствуют, что почвенные свойства в отдельных точках участка изменяются в весьма широких диапазонах. Пространственную неоднородность почвенно-физических условий на распаханном или находящемся под паром поле можно диагностировать не только на основе экспериментальных наблюдений, но и визуально – непосредственно в поле или на основе материалов аэро- и космической фотосъемки. Особенно ярко такая неравнозначная картина прослеживается после снеготаяния и на начальном этапе вегетационного периода. Например, на снимках исследуемой территории, сделанных с помощью космических спутников и размещенных в свободном доступе в интернет-ресурсе GoogleEarth [21], совершенно четко выделяются контрастные по цвету области. Наблюдаемая цветовая дифференциация участка исследований отражает пространственную неоднородность почвенного покрова. Более темные области соответствуют более влагоемким и богатым органическим веществом пространственным структурам и могут быть сопряжены с участками, занятыми серыми лесными почвами со ВВГ. Анализ экспериментальной информации показал, что максимальные значения содержания углерода органических соединений в пахотном горизонте наблюдались именно у почв, имеющих в своем профиле горизонт А пах, и достигали 2.8% при медиане 2.4%, для серых лесных почв эти показатели составляли 2.3% и 1.6% соответственно (рис. 2А). Именно припашка и вынос темного почвенного материала ВВГ на поверхность являются причинами визуальной регистрации приблизительных границ почвенных контуров. Особенно ярко такая картина проявляется весной, когда пространство участка еще не покрыто растительностью, а влажность почвы близка к наименьшей влагоемкости. Как показали наши исследования, в этот период профиль почв со ВВГ более насыщен влагой по сравнению с фоновыми серыми лесными почвами вследствие высокой водоудерживающей способности ВВГ (рис. 2Б).

Послойная обработка данных позволила выявить высокое пространственное варьирование физических свойств в пределах участка. На рис. 3 в качестве примера приведены изоплеты плотности, сопротивления пенетрации и влажности почвы в слое 10–15 см (май 2001 г.). Статистический анализ данных и анализ послойного распределения изоплет показал, что при высоком варьировании физических свойств (коэффициент вариации плотности в слое 0–5 см >10%) для пахотного горизонта в основном характерны оптимальные значения плотности 1.0–1.3 г/см³ и сопротивления пенетрации <2.5–3 МПа. Медианные значения общей порозности находятся в пределах 49–59%, что соответствует оптимальным и удовлетворительным показателям для пахотного слоя (по классификации Н.А. Качинского). При общей

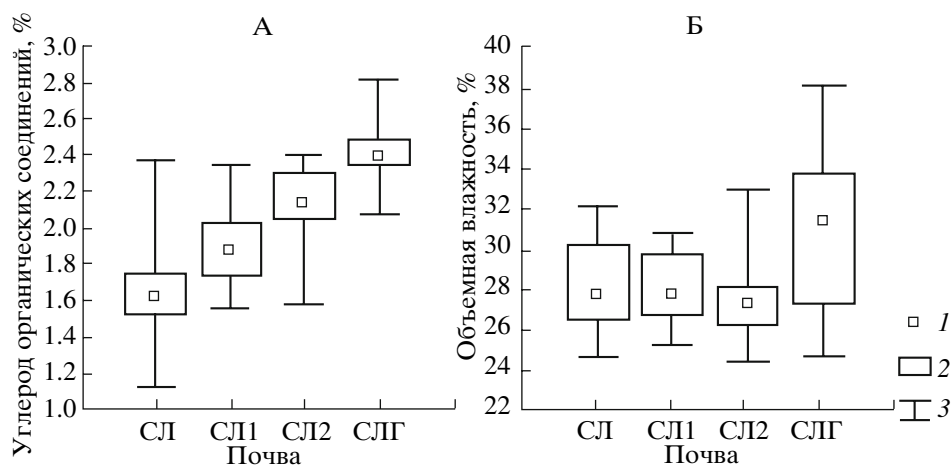


Рис. 2. Статистические данные варьирования углерода органических соединений в слое 10–15 см (А) и объемной влажности в слое 30–35 см (Б), май 2001 г. Условные обозначения здесь и на рис. 4, 5 : 1 – медиана; 2 – 25–75%; 3 – минимум–максимум.

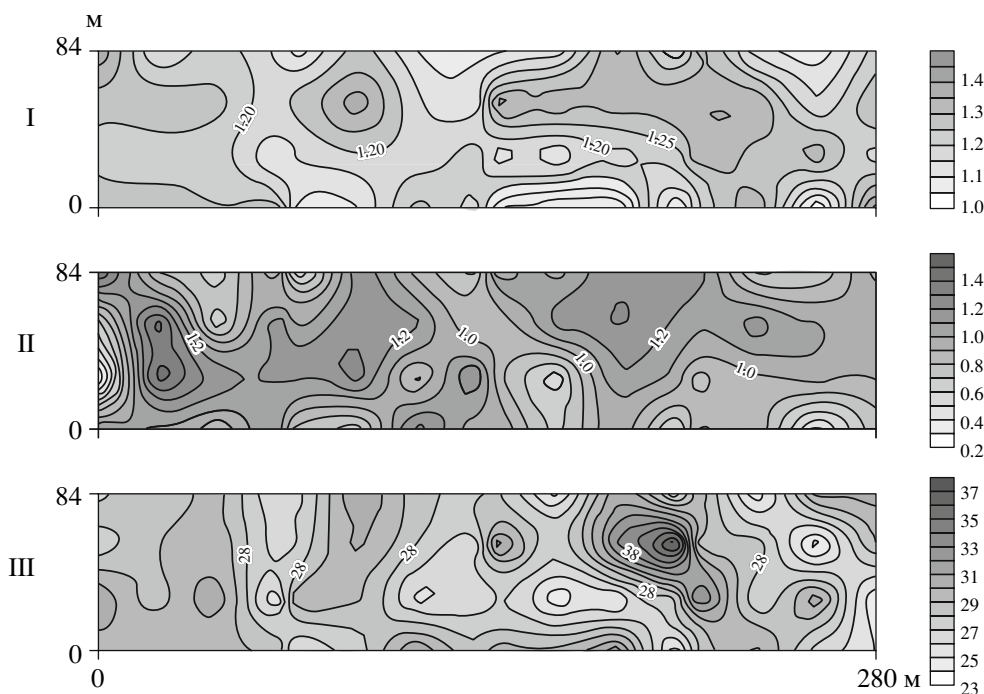


Рис. 3. Изоплеты плотности, г/см³ (I), сопротивления пенетрации, МПа (II), влажности почвы, % (III) в слое 10–15 см, май 2001 г.

благоприятной картине агрофизического состояния стоит отметить наличие зон переуплотнения >1.3 г/см³ в отдельных частях опытного участка. Максимальные значения плотности в этих областях достигают 1.57 г/см³, что соответствует сильной степени уплотнения по классификации А.Г. Бондарева. Особенно четко уплотнение проявляется в слое 20–25 см, где участки со значениями плотности и твердости, выходящими за оптимальный диапазон для почв суглинистого состава, начинают преобладать.

Неоднородная картина в латеральном распределении физических свойств наблюдалась и в

подпахотных слоях 30–45 см. В этой части почвенного профиля зоны с повышенной плотностью (1.3–1.6 г/см³) занимают основную часть опытного участка. При увеличении средних и медианных значений плотности и сопротивления пенетрации с глубиной происходит снижение общей пористости до 44%. Вместе с тем, в слое 30–35 см достоверно выделяются рыхлые (< 1 г/см³), обладающие высокой влагоемкостью зоны, приуроченные к почвам со ВВГ. В летний период в результате иссушения почвы абсолютные значения плотности и сопротивления пенетрации возрастают, но указанные различия в отдельных частях участка сохраняются.

Оценка коэффициента впитывания (по классификации Качинского) свидетельствует о наличии зон с удовлетворительной и неудовлетворительной водопроницаемостью пахотного и подпахотного слоев. Максимальный размах варьирования этого показателя наблюдался в мае 2001 г. от 0.02 до 6.0 см/ч. Высокая пространственная вариабельность значений впитывания отмечена и в летние сроки исследований, особенно в пахотном горизонте. Поверхность почвы подвергается воздействию большего количества факторов, что оказывает влияние на агрегатный состав, структуру порового пространства, и, соответственно, на водопроницаемость почвы.

Особенности почвенных разностей в характере распределения коэффициента впитывания наиболее ярко выражены в подпахотных слоях 30–45 см. Основоплагающими причинами дифференциации этого показателя, как и в случае с плотностью и сопротивлением пенетрации, являются различия, обусловленные структурными особенностями почвенных горизонтов. Максимальные значения 4.92 см/ч (при медиане 1.4 см/ч) в слое 30–35 см отмечены у серых лесных почв со ВГГ, что обусловлено высоким содержанием органического вещества в гор. А пах – до 4%. Высокая пористость, хорошая оструктуренность, разветвленная сеть пор, в том числе крупных влагопроводящих, обеспечивают быстрое передвижение влаги в этой части профиля. Увеличение же скорости впитывания в нижней части профиля серых лесных почв (медианное значение 2.2 см/ч) при высоких значениях плотности связано, по данным Никулиной [17], с преобладанием макропор в хорошо оструктуренном иллювиальном горизонте В.

Помимо морфологических особенностей почв комплекса, наиболее ярко выраженных в слое 30–45 см, на латеральные закономерности перераспределения влаги в профиле оказывает непосредственное влияние формирование внутрипочвенного водоупора (так называемой “плужной подошвы”). В середине вегетационного периода на глубине 20–25 см четко прослеживается наличие экстремумов – минимальных значений коэффициента впитывания для серых лесных почв и серых лесных почв разной степени оподзоленности – показатели не превышали 0.6 см/ч. Проведенный корреляционный анализ выявил достоверно значимую (уровень значимости 95%), но низкую отрицательную связь коэффициента впитывания с плотностью почвы (–0.32) и сопротивлением пенетрации (–0.46) в этом слое почвы.

Трансформация плотности в сторону увеличения приводит к закономерному уменьшению общей пористости, а на отдельных участках – пористости агрегатов. Значения общей пористости в почвенном профиле сильно варьируют – максимальный разброс от 38 до 57% наблюдался в слое 20–25 см. Это связано с формированием на этой глубине, как переуплотненных участков, так и наличием относительно рыхлых зон, в которых

процессы уплотнения слабо выражены или совсем не проявляются, то есть участки почв со ВГГ. Их хорошая оструктуренность, а, следовательно, повышенная водо- и механическая прочность агрегатов – следствие относительно высокого содержания углерода органических соединений. Это проявляется в значениях пористости агрегатов в слое 20–25 см, полученных методом парафинирования. Максимальные значения свойства отмечены в почве со ВГГ – 35%, в то время как в серой лесной почве значения были минимальны – 26%. Этот факт имеет немаловажное значение для общей агроландшафтной оценки и проектировании агромероприятий, ведь проявление уплотнения не только в виде снижения общей, но и внутриагрегатной пористости, свидетельствуют о глубоких изменениях почвенной структуры. Если общее поровое пространство подвержено сезонной динамике, и процессы уплотнения имеют здесь обратимый характер, то для восстановления естественной пористости уплотненных агрегатов нужны специальные и длительные приемы, например, внесение органических удобрений, севообороты с многолетними травами и т.п. [13].

С помощью параметрических (*t*-тест Стьюдента) и непараметрических (Краскал-Уоллис-тест) методов статистики для слоев 20–25 и 30–35 см выявлены достоверные (уровень вероятности 0.95) различия по плотности почвы между основными представителями почвенного комплекса (сравниваемые пары почв: СЛ–СЛ1, СЛ1–СЛ2, СЛ2–СЛГ). Это свидетельствует, что именно эти слои несут в себе достоверную почвенно-физическую информацию о генетической принадлежности почв (рис. 4). В то время как для верхней части пахотного горизонта (слои 0–5 и 10–15 см) достоверных статистических различий в указанном почвенно-генетическом ряду выявить не удалось.

По-видимому, серые лесные почвы со ВГГ, где не наблюдается уплотнения пахотного слоя, являются характерными естественными дренами в почвенном покрове Владимирского ополья [19]. Однако в работе Липатова отмечается, что в результате дегумификации и уплотнения техникой и эти почвы могут приобретать неблагоприятные агрофизические свойства [14].

Таким образом, результаты наших исследований и данные других авторов [5, 14, 19] свидетельствуют о достоверном отличии физического состояния почв со ВГГ от других представителей комплекса серых лесных почв. Для этих почв вследствие структурных особенностей гор. А пах характерны оптимальная плотность, повышенное содержание углерода органических соединений и высокая влагоемкость. Положение этих почв должно формировать контрастную латеральную структуру агрофизических условий в ландшафте Владимирского ополья.

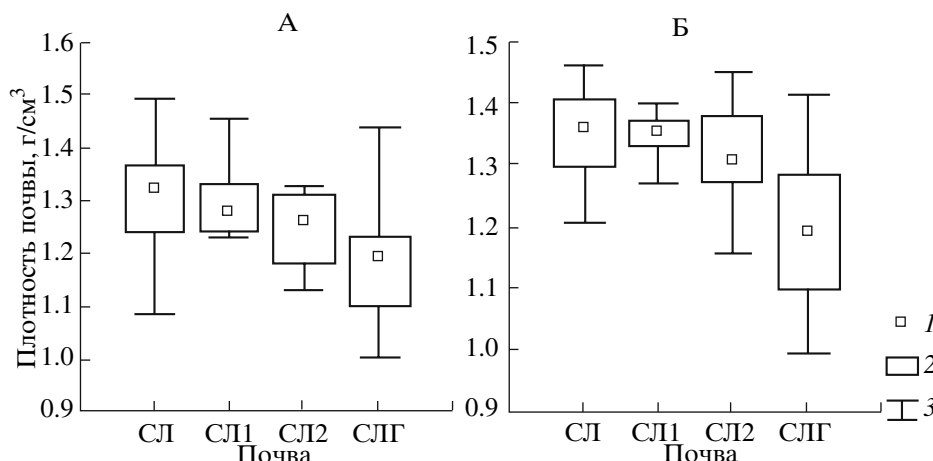


Рис. 4. Статистические данные варьирования плотности в слое 20–25 см (А) и в слое 30–35 см (Б), июль 2002 г.

Однако в процессе длительного сельскохозяйственного использования этой территории в пахотном горизонте происходит постепенное нивелирование естественных показателей и, соответственно, выравнивание почвенно-физических условий. В результате обработки происходит припахивание нижележащих слоев, порой значительно дифференцированных по плотности, гранулометрическому составу, содержанию органического вещества (например, гор. А пах, АЕ, ЕВ, В), вынос их на поверхность, дальнейшее перемешивание и перемещение по площади участка. Применение тяжелой сельскохозяйственной техники, особенно в сроки, когда почва еще не достигла оптимальной физической спелости, приводит к формированию зон с повышенной плотностью почвы. Все это ведет к постепенному снижению влияния на агрофизическое состояние исходных почвенно-генетических факторов, что наиболее ярко проявляется в пахотном горизонте. Это очень важно подчеркнуть, ведь именно верхний почвенный слой является наиболее диагностируемым в агрофизической практике, и в основном именно для него разработаны основные оценочные критерии и показатели.

Агроландшафтная характеристика на основе результатов только почвенно-генетического обследования, особенно при высокой неоднородности почвенного покрова, становится затруднительной, ведь закономерности латерального распределения почв и агрофизических свойств могут различаться, и проведение количественной агрофизической оценки по почвенным контурам может привести к значительным ошибкам.

Рассмотрим это на примере исследования плотности почвы в верхнем пахотном слое (слой 10–15 см). В качестве основы для характеристики участка используем: 1) почвенную карту-схему 1/4 опытного участка (84 × 70 м); 2) экспериментальную информацию, полученную по равномерной сетке с шагом опробования 7 м и 3) классифи-

кацию почв по плотности А.Г. Бондарева. Объемы выборки и статистические параметры варьирования плотности почвы для основных представителей почвенного комплекса представлены в таблице и на рис. 5.

Традиционно при составлении картограмм описательные статистики исследуемого свойства (среднее значение, медиану, либо квантили в качестве возможного диапазона) приписывают почвенным контурам, в которых проводились определения, и сравнивают полученные цифры с табличными классификационными показателями. Известно, что оптимальный диапазон плотности почв глинистого и суглинистого состава для большинства сельскохозяйственных культур составляет от 1.0 до 1.3 г/см³ (по Бондареву). Из таблицы и графика видно, что показатели плотности для большинства представителей почвенного комплекса вписываются в оптимальную классификационную градацию, лишь только плотность серых лесных почв незначительно превышает оптимальный диапазон, среднее значение и медиана выборки составляют 1.33 и 1.34 г/см³ соответственно. При значительном общем размахе варьирования данных от 0.86 до 1.77 г/см³ статистические показатели для каждой выборки находятся приблизительно в одном диапазоне – средние, медианы или 50%, доверительные интервалы сравнительно близки. Наблюдается некоторое противоречие: с одной стороны, четкое разделение почвенных контуров по градациям с практической точки зрения нецелесообразно в виду близости средних статистических показателей, с другой стороны, отмечено значительное варьирование переменных как внутри общей, так и внутри отдельных почвенных выборок. Разрешить такое противоречие позволяет графическое представление распределения почвенных свойств в пространстве участка с помощью методов геостатистики, например, в виде изоплет.

Статистические параметры варьирования плотности почвы (г/см^3) в слое 10–15 см, июль 1996 г.

Почвы	<i>n</i>	Среднее	Медиана	Минимум	Максимум	Дисперсия	Стандартное отклонение	Стандартная ошибка
СЛ	23	1.33	1.34	0.99	1.77	0.0354	0.1882	0.0392
СЛ1	32	1.27	1.26	0.92	1.77	0.0272	0.1648	0.0291
СЛ2	33	1.28	1.29	0.86	1.47	0.0221	0.1488	0.0259
СЛГ	32	1.26	1.26	0.97	1.57	0.0130	0.1139	0.0201

На рисунках представлены почвенная карта-схема (рис. 6А) и усредненная информация о плотности почвы, присвоенная определенному почвенному контуру (рис. 6Б), – традиционное графическое представление результатов агрофизических исследований и основа для принятия агротехнологических решений. На следующем рисунке (рис. 6В) представлен вариант отображения агрофизической информации в виде изоплет плотности почвы, полученной экспериментально по пространственно-определенной сетке опробования. Наблюдаемое сходство изоплет с традиционной агрофизической картограммой – проявление исходной неоднородности почвенного покрова и генетических особенностей почвенных разностей. В то же время проявляющиеся отличия представленных карт есть результат нивелирования этих особенностей под влиянием производственных и естественноисторических факторов, о которых говорилось выше.

Стоит еще раз подчеркнуть, что общепринятое графическое представление данных не учитывает возможного, и порой весьма значительного, варьирования свойств внутри элементарного почвенного ареала, а при прорисовке почвенного контура на карте совершенно не отображаются возможные причины, обуславливающие это варьирование. К сожалению, двухмерное изображение скрывает от исследователей специфику почвенных объектов, уникальность и неоднородность этих природных образований. При рассмотрении почвенной карты мы не можем почерпнуть

информацию об упомянутых ранее локальных зонах почвенного уплотнения или о возможном варьировании мощности горизонтов в почвенном профиле, хотя на территории участка мощность второго гумусового и оподзоленного горизонтов может сильно меняться в пределах контуров соответствующих почв. В центральной части прорисованного почвенного контура и на его периферии эта разница может быть весьма значительной. Так, например, диапазон варьирования мощности гор. А пах на исследуемом участке от полуметра до нескольких сантиметров, а это вполне сопоставимо с точностью методов прободобора. Она может быть существенно меньше даже высоты почвенного бура, и, соответственно, при послойном отборе проб на плотность и влажность производится захват не только этого горизонта, но и горизонта его подстилающего, иногда значительно отличающегося по физическим свойствам. Визуально классифицируя почву по наличию ВГГ, даже если он представляет собой лишь небольшую (например, 2 см) прослойку между гор. А пах и АЕ, мы должны приписать этой координате на карте усредненные значения статистической выборки исследуемого ЭПА или информацию, полученную на ключевом разрезе в точке со значительно более мощным ВГГ (например, около 40–50 см). Однако, как отмечено выше, мощность гор. А пах значительно сказывается на его функциональной роли в почвенном покрове. Генетический профиль, к примеру, корнеобитаемого слоя какой-либо почвенной разности в разных точках контура может сильно различаться, а по агрофизическим условиям эти точки могут быть даже статистически более близки к соседнему контуру.

Рассмотрим это на примере расчета такого важного агрофизического показателя как влажность почвы, а точнее запасы продуктивной влаги. Как правило, эти оценки проводят на начальной стадии развития растений в пахотном слое 0–20 см, а также в середине вегетационного периода, когда растения используют влагу из слоя почвы метровой, а при неблагоприятных условиях и двухметровой толщины. Расчеты производят по отдельным горизонтам или слоям, а затем суммируют для всего почвенного профиля или для его ограниченной рамками исследования части.

Запасы продуктивной влаги рассчитаны для мая 2001 г. в слоях 0–20 и 0–50 см. При анализе запасов продуктивной влаги в слое 0–20 см мы не

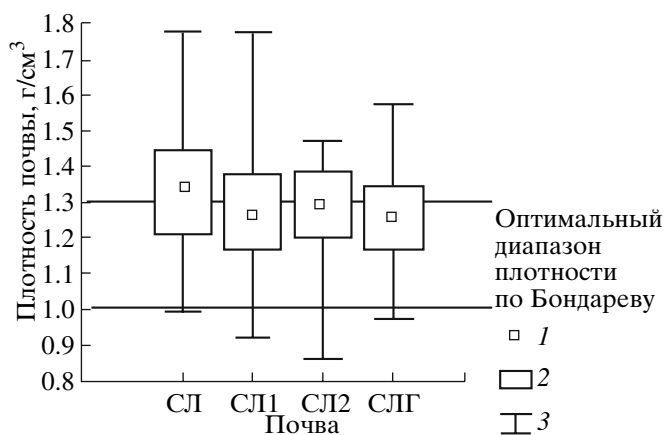


Рис. 5. Статистические данные варьирования плотности почвы в слое 10–15 см, июль 1996 г.

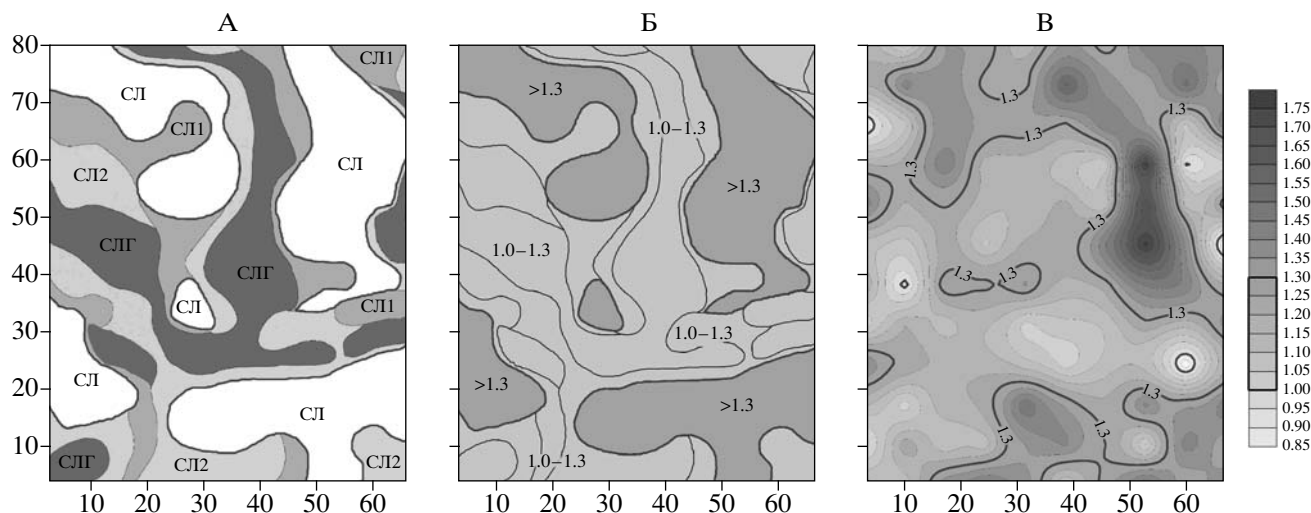


Рис. 6. Почвенная карта-схема 1/4 части опытного участка (А), традиционная агрофизическая картограмма плотности почвы (Б) и изоплеты плотности с выделением зон различной агрофизической обстановки (В).

обнаружили значимых различий между почвенными разностями. Диапазон значений варьирует от 24 до 48 мм водного слоя, что соответствует допустимым и оптимальным запасам влаги по классификации Медведева [16]. Расчет в слое 0–50 см показал, что по наилучшим показателям выделяются почвы со ВВГ. Они в большей степени соответствуют требованиям растений по условиям влагообеспеченности в период произрастания всходов, и их значения близки оптимальным. При этом стоит отметить тенденцию уменьшения запасов влаги в профиле почвы с уменьшением мощности гор. А пах, то есть чем дальше от центра и ближе к периферии почвенного контура, тем ниже суммарные показатели влажности. Сопоставление мощности гор. А пах и весенних запасов влаги в 50 см почвенном слое позволило выявить между этими показателями достоверную корреляционную связь (коэффициент корреляции Спирмена равен 0.7 при уровне значимости $P < 0.05$). По нашим данным, разница между значениями запасов продуктивной влаги в периферийной и центральной частях дифференцированного по профилю почвенного контура достигала 45 мм водного слоя. Это значительное варьирование влажности, превышающее диапазоны классификационных градаций для оценки запасов влаги как 0–20 см слое (диапазон составляет 20 мм водного столба), так и в 0–100 см слое (предел 40 мм водного столба) по классификации Вадюниной и Корчагиной [6].

Исходя из вышеизложенного, возникает вопрос – какой мощности почвенный слой или горизонт рассматривать в качестве основного при агрофизической оценке территории? Избежать подобной проблемы позволяет обобщение послойной экспериментальной информации и характеристика состояния всего корнеобитаемого

слоя с помощью ГИС-технологий. Преимущества такого подхода очевидны, так как именно графическая информация является основой интеграции в геоинформационных системах пространственно распределенных данных. Применение ГИС позволяет представить экспериментальный полевой материал в виде отдельных тематических слоев (изоплет свойств или полигонов), выделить неблагоприятные в агрофизическом отношении зоны с точной координатной привязкой, найти взаимосвязи пространственного расположения этих зон с неоднородностью почвенного покрова.

Для работы в ГИС почвенная карта-схема участка была преобразована в подходящий цифровой формат в программе Easy Trace 8.1 и в относительной системе координат, в виду отсутствия прибора глобального позиционирования во время полевых исследований, экспортирована в отдельный проект программы ArcGIS 8.0. Стоит отметить, что при наличии GPS привязка проводилось бы относительно абсолютных значений (географическая широта и долгота), так как это было бы более удобно и практично в долгосрочной перспективе, например, при мониторинговых исследованиях. После оцифровки и открытия в ГИС карта представляла собой тематический слой – набор почвенных контуров в виде отдельных полигонов. Из-за общей выположенности рельефа исследуемого участка представление топосновы отдельным слоем не представлялось уместным в виду слабого влияния этого фактора на пространственную вариабельность свойств. Построение изоплет физических свойств почв проводилось с помощью процедуры пространственной интерполяции – кригинга. В результате послойно по каждому исследуемому почвенному параметру были получены отдельные слои электронной карты. Выделение контрастных в агро-

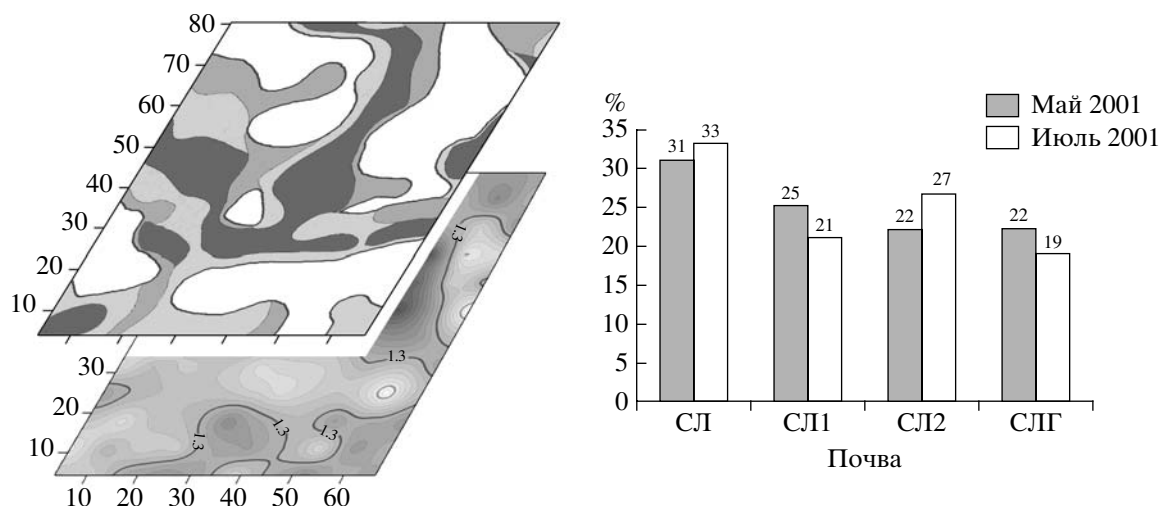


Рис. 7. Схема наложения тематических слоев и диаграмма площадного распределения (%) категорий плотности $>1.3 \text{ г/см}^3$ в ареалах почв участка (слой 20–25 см).

физическом отношении зон проводилось на основе упомянутых ранее классификаций. Границы зон соответствовали изоплетам в рамках определенного диапазона (градации) рассматриваемого физического свойства почвы. Процесс наложения включал интеграцию данных, расположенных в разных тематических слоях, что позволило скомбинировать и проанализировать данные о структуре почвенного покрова и латеральной изменчивости физических свойств почвы.

На рис. 7 продемонстрирована схема наложения двух слоев электронного проекта в ГИС. Первый слой представляет почвенную карту, второй – характеризует плотность в пределах исследуемой части участка. В результате наложения слоев мы получаем наглядную и количественную картину закономерностей латерального распределения зон с различными почвенно-физическими параметрами внутри почвенных контуров. Допустим, если поставлена цель – оценить суммарный вклад каждой почвенной разности в распространение зон с неблагоприятными показателями плотности $>1.3 \text{ г/см}^3$ в слое 20–25 см, то мы можем рассчитать удельную площадь этих зон относительно площади определенного почвенного контура (полигона): $S_{\text{уд}} = (S_{\text{кат}}/S_{\text{конт}})100\%$. Полученные цифры легко проанализировать и представить в графическом виде (рис. 7). Так, из представленной диаграммы следует, что категории повышенной плотности в подпахотном слое присутствуют у всех почвенных разностей, однако их вклад в общее распределение различен. Минимальные процентные соотношения неоптимальных градаций физических свойств отмечены у серых лесных почв со ВВГ, что согласуется с результатами статистической обработки ранее представленных материалов исследований.

Границы применимости ГИС при пространственных агрофизических исследованиях не огра-

ничиваются приведенным примером. Исследователь путем наложения может почерпнуть необходимую для него информацию, допустим, найти соответствия между зонами для каждого измеряемого свойства (послойное сравнение полигонов плотности) или сравнить зоны различных свойств между собой (например, сравнение полигонов плотности и водопроницаемости). При проведении мониторинговых исследований и наличии обновляющейся базы данных появляется возможность отследить в динамике изменения почвенно-физических условий, оценить их стабильность в агроландшафте. В конечном итоге синтез и анализ такого рода информации может служить основой для создания в ГИС динамически обновляющихся электронных карт, которые, в свою очередь, могут являться базой для разработки агротехнических рекомендаций с учетом реально сложившейся обстановки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленные в работе результаты исследований являются попыткой разработать новые подходы к латеральной агрофизической оценке, учитывающей и почвенно-генетические особенности, и интенсивное технологическое воздействие на почвенный покров агроландшафта. Детальное обследование методом сеточного опробования позволяет оценить диапазоны варьирования свойств внутри почвенного контура и его пространственную неоднородность. Визуализация географически определенного массива данных с помощью ГИС технологий может быть использована при создании динамически обновляющихся агрофизических карт (картограмм, карт-схем) на основе единичных или суммарных количественных показателей, количественно характеризующих агрофизическое состояние почвенного покрова.

Узловым, требующим дополнительных исследований вопросом остается определение шага равномерной сетки для достоверного отображения варьирования свойств с помощью различных методов пространственной интерполяции. В каждом конкретном случае к решению этой проблемы нужно подходить дифференцированно. Несомненно, что чем меньше шаг, тем достовернее полученные результаты, тем в более полной мере отражена реальная картина латеральности. При этом определяющими должны быть вопросы экономической целесообразности, степень комплексности почвенного покрова и статистическая воспроизводимость данных. Трудоемкость такого рода обследования, требует разработки пространственных педотрансферных функций, позволяющих оптимизировать количество экспериментального материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архангельская Т.А., Бутылкина М.А., Мазиров М.А., Прохоров М.В. Состав и свойства пахотных почв палеокриогенного комплекса Владимирского ополья // Почвоведение. 2007. № 3. С. 1–11.
- Бондарев А.Г., Медведев В.В. Некоторые пути определения оптимальных параметров агрофизических свойств почв // Теоретические основы и методы определения оптимальных параметров свойств почв. Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 1980. С. 85–98.
- Бондарев А.Г., Русанов В.А., Медведев В.В. Уплотнение почв техникой (состояние проблемы и пути решения) // Проблемы почвоведения. М.: Наука, 1990. С. 20–25.
- Будева Ю.Н. Пространственная вариабельность физических свойств комплекса серых лесных почв Владимирского ополья. Автореф. дис. ... к. б. н. М., 2005.
- Бутылкина М.А. Пространственно-временная изменчивость водно-физических свойств и функций комплекса серых лесных почв в условиях интенсивного сельскохозяйственного использования. Автореф. дис. ... к. б. н. М., 1999.
- Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 200 с.
- Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Порожнякова О.М. Позднеплейстоценовый криогенез и современное почвообразование в зоне южной тайги (на примере Владимирского ополья) // Почвоведение. 1996. № 9. С. 1056–1064.
- Владыченский С.А. Сельскохозяйственная мелиорация почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. 400 с.
- Воронин А.Д. Основы физики почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 243 с.
- Дмитриев Е.А. Глава из неоконченной книги “Неоднородность почвы” // Масштабные эффекты при исследовании почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. С. 8–39.
- Качинский Н.А. Физика почвы. Ч.1. М.: Высшая школа, 1965. 323 с.
- Качинский Н.А. Физика почвы. Ч.2. М.: Высшая школа, 1970. С. 74.
- Кузнецова И.В. Изменение дифференциальной пористости и водно-физических свойств почвы при уплотнении. // Плодородие почв и его изменение при уплотнении и разуплотнении. М., 1984. С. 18–25.
- Липатов Д.Н. Плотность серых лесных почв Владимирского ополья и факторы ее определяющие. Автореф. дис. ... к. б. н. М., 2000.
- Медведев В.В. Оптимизация агрофизических свойств черноземов. М.: Агропромиздат, 1988. 160 с.
- Медведев В.В., Бульгин С.Ю., Лактионова Т.Н., Деревянко Р.Г. Критерии оценки пригодности земель Украины для возделывания зерновых культур // Почвоведение. 2002. № 2. С. 216–227.
- Никулина М.В. Экспериментальное обеспечение и оценка точности модели влагопереноса в почвах с учетом макропорозности. Автореф. дис. ... к. б. н. М., 2001.
- Перекрыстова Н.А. Пространственные закономерности динамики влажности комплекса серых лесных почв в условиях многолетнего опыта. Автореф. дис. ... к. б. н. М., 2002.
- Шейн Е.В., Иванов А.Л., Бутылкина М.А., Мазиров М.А. Пространственно-временная изменчивость агрофизических свойств комплекса серых лесных почв в условиях интенсивного сельскохозяйственного использования // Почвоведение. 2001. № 5. С. 578–585.
- Шейн Е.В., Милановский Е.Ю. Пространственная неоднородность свойств на различных иерархических уровнях – основа структуры и функций почв // Масштабные эффекты при исследовании почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. С. 47–61.
- <http://earth.google.com>, координаты – широта N56°23'15", долгота E40°24'28".
- Lhotský J. a kol. Metodika zúrodniní zhutněných půd. ÚVTIŽ PrA паха, 1984.
- Webster R. Is soil variation random? // Geoderma. V. 97. 2000. P. 149–163.
- Zrubec F. Metodika zúrodnenia zhutnených pôd. Bratislava: SFRI, 1998.

Lateral Variability in the Agrophysical Parameters of Soil Complexes

V. M. Goncharov, V. G. Tymbaev, and E. V. Faustova

The main principles and criteria used to assess the spatial variability in agrophysical parameters of soils are discussed. The agrolandscape approach applied by us suggests the collection of field data on the physical properties of soils with the use of a regular grid sampling pattern, the interpretation of this information with the use of GIS technologies, and the delineation of areas with different physical parameters of soils according to existing classifications. This approach has been realized in the area of gray forest soils of the Vladimir opolie region. The lateral differentiation of the agrophysical parameters as dependent on the soil cover patterns and the morphology of soil profiles is analyzed.

ИЗМЕНЕНИЕ ОСНОВНЫХ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЧЕРНОЗЕМОВ ОБЫКНОВЕННЫХ ПОД ВЛИЯНИЕМ ОРОШЕНИЯ

© 2008 г. В. А. Королев

Воронежский государственный университет, 394006, Воронеж, Университетская пл., 1

E-mail: bssoil@bio.vsu.ru

Поступила в редакцию 15.02.2007 г.

Изучены направленность и характер количественных изменений показателей основных физических свойств черноземов обыкновенных под влиянием орошения. Установлено, что орошение обуславливает слабую и среднюю степень деградации структурного состояния почв и слабую степень деградации их плотности сложения, общей пористости и воздухоемкости.

ВВЕДЕНИЕ

Высокое потенциальное плодородие черноземов обыкновенных, имеющих доминирующее распространение в южной части Воронежской и на крайнем юго-востоке Белгородской областей, нередко ограничивается, особенно в отдельные засушливые годы, их неблагоприятным режимом влажности. В таких условиях исключительно важное значение приобретает хорошо известный и научно обоснованный комплекс мероприятий, направленных на накопление, сохранение и экономное использование почвенной влаги. Одним из мелиоративных приемов оптимизации водного режима черноземов обыкновенных является орошение. Однако при существующих технике полива и режимах орошения в черноземах наблюдаются неблагоприятные изменения всего комплекса их физических свойств. Обычно констатируются деградация, увеличение плотности, уменьшение основных показателей влагоемкости и водопроницаемости черноземов [1–4, 10, 12, 13, 23–25]. Сами же результаты исследований в силу трудоемкости, прежде всего, полевых работ и небольшого количества повторностей определения физических показателей не всегда сопровождаются математической обработкой и по этой причине не являются статистически обоснованными и достоверными. Этими обстоятельствами диктуется необходимость дальнейшего углубленного изучения физических свойств черноземов, используемых в условиях орошаемого земледелия. В настоящей работе на основе данных многолетних исследований и математической обработки цифрового материала поставлена задача изучить направленность, характер и достоверность изменений показателей основных физических свойств черноземов обыкновенных под влиянием орошения.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Влияние орошения на физические свойства черноземов изучалось нами в разные годы в производственных условиях. Объектами исследования были черноземы обыкновенные средне- и малогумусные среднемощные легкоглинистые и тяжелосуглинистые (юго-восточные районы Воронежской обл.). В качестве контроля использовались соответственно аналогичные разновидности черноземов неорошаемых участков, расположенных в непосредственной близости от орошаемых. По возможности учитывалась идентичность сельскохозяйственного использования контрольных и орошаемых участков: обычно это были посевы многолетних трав, в основном люцерны. Также учитывалась и длительность орошения, меняющаяся в пределах от 5 до 15 лет и более.

Повсеместно орошение проводилось способом дождевания водами рек и местного стока, накапливаемых в небольших водохранилищах (прудах). Поливные нормы составляли в среднем 350–450 м³/га, а оросительные нормы колебались от 700 до 2500 м³/га. Минерализация оросительных вод в период поливов составляла 0.28–0.85 г/л, химический состав их в основном сульфатно-гидрокарбонатный с преобладанием среди катионов кальция (1.3–4.6 мг-экв/л) и натрия (1.0–4.4 мг-экв/л). Концентрация хлора, как правило, незначительна (0.2–0.4 мг-экв/л). Воды характеризуются нейтральной или слабощелочной реакцией. Минерализация вод в течение вегетационного периода не остается постоянной и постепенно возрастает с весны до конца лета и ее качество ухудшается за счет увеличения содержания натрия, хлоридов и сульфатов.

Почвенные образцы отбирались в трехкратной повторности десятисантиметровыми слоями с поверхности до глубины 150 см через каждые 10 см. Отдельно отбирались образцы для струк-

турно-агрегатного анализа в пятикратной повторности с глубины 0–20 и 40–50 см. Непосредственно в полевых условиях и в отобранных почвенных образцах определяли наибольшую (в общепринятой терминологии – наименьшую) влагоемкость (**НВ**) методом заливаемых площадок с отбором почвенных проб на влажность через трое суток, плотность сложения – боровым методом с использованием цилиндров И.М. Литвинова при “стандартной” влажности почв, соответствующей НВ, плотность твердой фазы – пикнометрическим методом, гранулометрический состав – методом пипетки с обработкой почвы пирофосфатом натрия, микроагрегатный состав – по Н.А. Качинскому, структурно-агрегатный состав – по Н.И. Саввинову. Расчетными методами определялись фактор структурности, коэффициент структурности и критерий водопрочности агрегатов, общая и дифференциальная пористости, воздухоемкость при влажности почвы, соответствующей НВ [7, 20]. Считаем также целесообразным применить для оценки потенциальной способности почвы к оструктуриванию особый показатель, называемый индексом неустойчивости агрегатов (**ИН**) и представляющий отношение процентного содержания гумуса, умноженного на 100, к количеству физической глины (гранулометрические фракции менее 0.01 мм). При этом, если $ИН \leq 7$, то гумус в незначительной степени определяет агрегирование почвы [29].

Экспериментальный цифровой материал был статистически обработан [8]. Основные статистические характеристики, используемые нами, были следующие: n – число определений; x – граничные значения; M – среднее арифметическое; σ – среднее квадратическое отклонение; m – ошибка среднего арифметического; V – коэффициент вариации, %; $V_{0.95}$ – показатель относительного вероятного разнообразия для вероятности 0.95, %; $P_{0.95}$ – показатель относительной вероятной погрешности, %; $M_{\min}$ и $M_{\max}$ ($\bar{M}_{д.г.}$) – возможные минимальные и максимальные значения (доверительные границы) генерального среднего арифметического при вероятности 0.95.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Изучаемые черноземы обыкновенные характеризуются тяжелым гранулометрическим составом (табл. 1). В легкоглинистых разновидностях преобладающими фракциями являются илистая и крупнопылеватая. В тяжелосуглинистых почвах содержится больше крупной пыли по сравнению с илом. На третьем месте по содержанию фракций обычно находится мелкая пыль, затем следуют средняя пыль и песок (мелкий, средний и крупный). Физические свойства черноземов в основном определяются тремя главнейшими

фракциями: илистой, крупнопылеватой и пылеватой – и их соотношением, тогда как роль песчаной фракции из-за ее малого количества несущественна.

Во внутрипрофильном распределении преобладающих гранулометрических фракций в почвах отмечаются вполне определенные закономерности. Как правило, вниз по профилю количество крупнопылеватой фракции постепенно уменьшается, а илистой – увеличивается. Другие фракции распределены по профилю почв более или менее равномерно. Орошаемые черноземы по содержанию преобладающих фракций, их соотношению и внутрипрофильному распределению почти не отличаются от черноземов неорошаемых участков. В то же время можно констатировать однонаправленную тенденцию в сторону увеличения количества ила и частиц размером менее 0.01 мм в верхней части гумусовых горизонтов черноземов обыкновенных под влиянием орошения (уровень элементарных почвенных частиц), что вполне согласуется с имеющимися данными [19, 26, 28]. В условиях относительно непродолжительной гумидизации водного режима черноземов в результате орошения в почвах имеет место кратковременное переувлажнение, ведущее кумулятивно к оглеению, уменьшению окислительно-восстановительного потенциала, выносу щелочноземельных элементов, увеличению воднопептизируемого ила, фульватности гумуса и его подвижности, оглиниванию пахотных горизонтов [9, 17, 23]. При орошении также возрастает доля микроучастков, в которых затруднена минерализация и гумификация растительных остатков, и происходит их углефикация с образованием меланонов, представляющих собой карбонизированную углеподобную темную массу с небольшим содержанием углерода и большой зольностью [18, 22].

Микроагрегатный состав черноземов в значительной степени определяет характер их макроструктуры и другие физические свойства. Изучаемые черноземы имеют высокую микроагрегированность по всему профилю. В составе почвенной массы преобладают фракции крупнее 0.01 мм. Содержание “микроагрегированного” ила очень невелико и изменяется от 3–7% в верхней части гумусового горизонта до 1–4% в почвообразующей породе. Соответственно ведет себя и фактор структурности, величина которого в целом высокая и колеблется от 81–93 до 90–98%. По содержанию “микроагрегированного” ила и по интегрирующим показателям потенциальной способности почв к агрегатобразованию (фактор структурности, ИН) орошаемые и неорошаемые черноземы очень близки. Однако и на этом уровне структурной организации матрицы наблюдается слабо выраженное снижение водостойкости агрегирующих связей микрострук-

Таблица 1. Профильное распределение гумуса, фракций гранулометрического (над чертой) и микроагрегатного (под чертой) состава в черноземах обыкновенных (граничные значения)

Глубина, см	Гумус, %	Содержание фракций, %; размер частиц, мм							Фактор структур- ности, %	ИН
		1–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001	<0.01		
Пашня (<i>n</i> = 15)										
0–10	4.5–7.3	$\frac{0-8}{0-19}$	$\frac{0-18}{18-51}$	$\frac{26-34}{32-49}$	$\frac{9-13}{4-12}$	$\frac{14-24}{4-13}$	$\frac{24-38}{3-7}$	$\frac{48-69}{12-31}$	82–92	8.1–11.9
20–30	4.3–7.2	$\frac{0-6}{0-26}$	$\frac{0-16}{20-49}$	$\frac{24-32}{30-44}$	$\frac{9-14}{5-13}$	$\frac{15-21}{5-13}$	$\frac{23-43}{3-7}$	$\frac{49-73}{16-28}$	82–93	6.4–11.4
40–50	2.2–5.8	$\frac{0-7}{0-27}$	$\frac{2-22}{23-45}$	$\frac{23-31}{25-45}$	$\frac{9-15}{4-12}$	$\frac{12-20}{4-20}$	$\frac{25-43}{3-6}$	$\frac{48-70}{12-35}$	80–93	3.5–9.0
60–70	1.0–3.9	$\frac{0-8}{0-18}$	$\frac{2-20}{25-56}$	$\frac{22-28}{24-40}$	$\frac{8-14}{4-12}$	$\frac{12-19}{7-21}$	$\frac{26-43}{2-7}$	$\frac{49-72}{15-36}$	82–94	2.1–5.5
80–90	0.9–1.7	$\frac{0-6}{0-16}$	$\frac{4-23}{26-48}$	$\frac{21-26}{27-42}$	$\frac{8-14}{7-15}$	$\frac{15-21}{5-21}$	$\frac{26-44}{2-3}$	$\frac{50-73}{18-34}$	92–96	1.4–2.5
100–110	0.6–1.5	$\frac{0-8}{0-20}$	$\frac{2-19}{27-50}$	$\frac{21-27}{25-43}$	$\frac{7-12}{5-14}$	$\frac{13-20}{4-24}$	$\frac{27-44}{2-5}$	$\frac{50-73}{17-37}$	89–96	1.0–2.2
120–130	0.4–1.0	$\frac{0-7}{0-13}$	$\frac{0-23}{26-44}$	$\frac{20-26}{30-46}$	$\frac{7-13}{5-14}$	$\frac{13-20}{3-25}$	$\frac{27-45}{1-4}$	$\frac{51-73}{16-38}$	90–97	0.6–1.4
140–150	0.4–0.8	$\frac{0-6}{0-15}$	$\frac{2-21}{19-48}$	$\frac{20-26}{29-48}$	$\frac{8-12}{6-18}$	$\frac{12-19}{3-25}$	$\frac{28-45}{1-4}$	$\frac{52-73}{15-45}$	90–98	0.5–1.2
Пашня орошаемая (<i>n</i> = 12)										
0–10	4.2–6.4	$\frac{0-3}{3-20}$	$\frac{2-9}{13-41}$	$\frac{23-35}{30-46}$	$\frac{8-14}{5-12}$	$\frac{15-22}{4-16}$	$\frac{28-43}{3-6}$	$\frac{57-69}{13-33}$	82–91	6.5–10.7
20–30	3.8–6.2	$\frac{0-4}{2-25}$	$\frac{0-11}{20-45}$	$\frac{22-37}{28-45}$	$\frac{6-13}{4-11}$	$\frac{15-21}{5-16}$	$\frac{30-44}{4-7}$	$\frac{56-71}{13-29}$	81–89	6.0–10.2
40–50	2.5–4.3	$\frac{0-4}{2-23}$	$\frac{2-10}{14-41}$	$\frac{22-34}{28-46}$	$\frac{8-11}{5-11}$	$\frac{15-21}{7-18}$	$\frac{34-43}{4-7}$	$\frac{61-69}{16-35}$	80–88	3.8–6.9
60–70	1.3–3.6	$\frac{0-4}{4-10}$	$\frac{1-10}{18-20}$	$\frac{21-34}{38-44}$	$\frac{7-11}{8-12}$	$\frac{16-20}{15-19}$	$\frac{35-44}{6-8}$	$\frac{62-70}{30-39}$	82–85	2.0–5.7
80–90	0.7–1.8	$\frac{0-4}{4-14}$	$\frac{2-9}{19-21}$	$\frac{21-31}{36-40}$	$\frac{7-12}{8-11}$	$\frac{15-22}{17-23}$	$\frac{37-45}{3-5}$	$\frac{61-71}{30-36}$	88–93	1.0–2.6
100–110	0.6–1.7	$\frac{0-4}{4-12}$	$\frac{0-8}{17-21}$	$\frac{19-31}{34-44}$	$\frac{6-14}{9-12}$	$\frac{14-21}{19-26}$	$\frac{38-44}{3-5}$	$\frac{63-73}{33-43}$	89–93	0.8–2.3
120–130	0.5–0.9	$\frac{0-3}{4-6}$	$\frac{1-8}{18-23}$	$\frac{19-31}{37-40}$	$\frac{7-11}{8-13}$	$\frac{15-20}{9-23}$	$\frac{40-44}{3-5}$	$\frac{63-72}{34-39}$	88–92	0.7–1.2
140–150	0.4–0.6	$\frac{0-4}{4-9}$	$\frac{1-9}{19-21}$	$\frac{20-30}{38-40}$	$\frac{6-11}{9-10}$	$\frac{13-19}{20-24}$	$\frac{41-45}{3-4}$	$\frac{62-72}{33-38}$	90–93	0.6–0.9

туры в пахотных горизонтах орошаемых черноземов. В создании микроструктуры гумусовых горизонтов черноземов основное значение имеет органическое вещество, а в нижележащих горизонтах высокая микроагрегированность определяется наличием большого количества карбонатов. Гумусово-глинистая плазма в гумусовых гори-

зонтах и карбонатно-глинистая в карбонатных обладают мелкочешуйчатым микростроением [27].

Более существенные неблагоприятные изменения черноземов обыкновенных под влиянием орошения происходят на агрегатном уровне их структурной организации, что проявляется, прежде всего, в заметном уменьшении в пахот-

Таблица 2. Структурный (над чертой) и агрегатный (под чертой) составы черноземов обыкновенных

Глубина, см	Содержание фракций, %; размер, мм										Коэффициент структурности				
	>10		10–5		5–1		1–0.25		<0.25		критерий водопрочности агрегатов, %				
	<i>x</i>	<i>M</i>	<i>x</i>	<i>M</i>	<i>x</i>	<i>M</i>	<i>x</i>	<i>M</i>	<i>x</i>	<i>M</i>	<i>M</i>	<i>m</i>	$\bar{M}_{д.г.}$	$V_{0.95}$	$P_{0.95}$
Пашня (<i>n</i> = 15)															
0–20	$\frac{15-45}{-}$	$\frac{26}{-}$	$\frac{10-18}{-}$	$\frac{15}{-}$	$\frac{17-42}{4-29}$	$\frac{33}{19}$	$\frac{5-32}{23-58}$	$\frac{18}{36}$	$\frac{3-16}{33-60}$	$\frac{8}{45}$	$\frac{2.0}{59.5}$	$\frac{0.1}{1.9}$	$\frac{1.7-2.2}{55.4-63.7}$	$\frac{46.1}{27.0}$	$\frac{11.9}{7.0}$
40–50	$\frac{6-23}{-}$	$\frac{12}{-}$	$\frac{12-29}{-}$	$\frac{22}{-}$	$\frac{32-61}{24-45}$	$\frac{49}{33}$	$\frac{4-26}{28-48}$	$\frac{12}{36}$	$\frac{1-9}{21-46}$	$\frac{5}{31}$	$\frac{5.1}{72.8}$	$\frac{0.4}{1.6}$	$\frac{4.3-5.9}{69.3-76.3}$	$\frac{62.2}{18.4}$	$\frac{16.1}{4.8}$
Пашня орошаемая (<i>n</i> = 12)															
0–20	$\frac{34-60}{-}$	$\frac{42}{-}$	$\frac{12-28}{-}$	$\frac{18}{-}$	$\frac{16-34}{11-28}$	$\frac{25}{20}$	$\frac{3-24}{32-48}$	$\frac{11}{40}$	$\frac{1-7}{33-51}$	$\frac{4}{40}$	$\frac{1.2}{63.2}$	$\frac{0.1}{1.5}$	$\frac{1.0-1.3}{59.9-66.4}$	$\frac{42.6}{17.7}$	$\frac{12.3}{5.1}$
40–50	$\frac{12-25}{-}$	$\frac{17}{-}$	$\frac{18-37}{-}$	$\frac{24}{-}$	$\frac{38-56}{22-49}$	$\frac{46}{32}$	$\frac{4-14}{32-46}$	$\frac{9}{40}$	$\frac{1-7}{19-34}$	$\frac{4}{28}$	$\frac{4.0}{75.3}$	$\frac{0.3}{1.1}$	$\frac{3.3-4.6}{72.9-77.6}$	$\frac{56.3}{10.8}$	$\frac{16.3}{3.1}$

ных горизонтах агрономически ценных агрегатов (от 66 до 54%) и резком возрастании глыбистой фракции (от 26 до 42%). Вследствие такого перераспределения фракций коэффициент структурности снижается с 2.0 (при доверительных границах 1.7–2.2) до 1.2 ($\bar{M}_{д.г.} = 1.0-1.3$) (табл. 2).

Заметных изменений водопрочности структурных отдельностей черноземов обыкновенных под влиянием орошения не выявлено. Более того, в орошаемых черноземах содержится даже несколько больше агрономически ценных агрегатов и критерий их водопрочности по усредненным данным на 3.7% выше, что является следствием увеличения доли агрегатов с низкой пористостью вследствие плотной укладки (цементации) элементарных почвенных частиц, затрудняющей проникновение воды в комочки при выполнении анализа методом Н.И. Саввинова и препятствующей их разрушению [16, 21]. Вариационно-статистический анализ интегрирующих показателей структурного состояния изучаемых почв свидетельствует, что достоверно значимые различия между орошаемыми и неорошаемыми черноземами наблюдаются только по коэффициенту структурности и лишь в пахотных горизонтах, в то время как по содержанию водопрочных агрегатов различия математически недоказуемы.

Орошение черноземов обыкновенных обусловливает однонаправленное и отчетливо выраженное изменение основных показателей физического состояния в сторону их ухудшения. Так, плотность твердой фазы и плотность сложения почв увеличиваются в пределах полутора-метровой толщи соответственно на 0.02–0.04 и 0.06–0.13 г/см³, что является следствием как уменьшения содержания гумуса и деградации

структуры, так и дальнейшей более глубокой перестройки порового пространства и консолидации матрицы [15, 16, 21, 23]. При этом существенно уменьшаются общая пористость (на 1.5–4.5%), активная пористость (на 2.7–6.5%) и воздухоемкость (на 0.8–2.8%). Максимальные различия отмеченных параметров отмечаются в самой верхней части пахотного горизонта орошаемых черноземов (слой 0–10 см) (табл. 3). Статистическая обработка рассмотренных показателей свидетельствует о значимо достоверных различиях между орошаемыми и неорошаемыми черноземами обыкновенными по плотности твердой фазы, плотности сложения и активной пористости по всему профилю, по пористости общей – по всему профилю, кроме нижней части пахотного горизонта, и по воздухоемкости – лишь только в отдельных частях профиля. Функциональной связи интенсивности ухудшения физических свойств черноземов с продолжительностью сроков орошения не выявлено. В то же время можно констатировать наиболее заметные негативные изменения физических параметров почв в первые годы орошения.

Особенности вариабельности основных физических показателей орошаемых черноземов такие же, как и в почвах богары (показатели относительных вероятных разнообразия и погрешности возрастают в ряду: плотность твердой фазы, плотность и общая пористость, активная пористость и воздухоемкость), однако их изменчивость в целом заметно выше, особенно двух последних.

На основе рекомендуемых разными авторами оценочных показателей основных параметров физического состояния черноземов [5, 6, 11, 14, 15, 23] можно заключить, что в черноземах обык-

Таблица 3. Плотность сложения (г/см³), общая пористость (%) и воздухоемкость (%) черноземов обыкновенных

Глубина, см	<i>M</i>	σ	<i>m</i>	<i>V</i>	<i>V</i> _{0.95}	<i>P</i> _{0.95}	<i>M</i> _{min}	<i>M</i> _{max}
Плотность сложения								
Пашня (<i>n</i> = 15)								
0–10	1.16	0.053	0.014	4.56	9.80	2.53	1.13	1.19
20–30	1.20	0.056	0.014	4.66	10.01	2.59	1.17	1.23
40–50	1.28	0.064	0.017	5.03	10.81	2.79	1.24	1.32
60–70	1.36	0.084	0.022	6.19	13.31	3.44	1.31	1.40
80–90	1.42	0.076	0.020	5.38	11.56	2.98	1.38	1.46
100–110	1.49	0.079	0.020	5.33	11.46	2.96	1.44	1.53
120–130	1.53	0.074	0.019	4.83	10.38	2.68	1.49	1.57
140–150	1.56	0.067	0.017	4.32	9.28	2.40	1.52	1.60
Пашня орошаемая (<i>n</i> = 12)								
0–10	1.29	0.089	0.026	6.90	15.18	4.38	1.23	1.34
20–30	1.26	0.058	0.017	4.60	10.12	2.92	1.22	1.29
40–50	1.39	0.076	0.022	5.44	11.97	3.46	1.34	1.44
60–70	1.46	0.094	0.027	6.43	14.14	4.08	1.40	1.52
80–90	1.55	0.113	0.033	7.35	16.16	4.67	1.47	1.62
100–110	1.59	0.090	0.026	5.68	12.49	3.60	1.53	1.65
120–130	1.62	0.072	0.021	4.44	9.76	2.82	1.58	1.67
140–50	1.65	0.062	0.018	3.79	8.33	2.40	1.61	1.69
Пористость общая								
Пашня (<i>n</i> = 15)								
0–10	55.0	1.96	0.51	3.57	7.67	1.98	53.9	56.1
20–30	53.5	1.97	0.51	3.68	7.90	2.04	52.4	54.6
40–50	51.1	2.12	0.55	4.15	8.93	2.30	49.9	52.3
60–70	48.8	2.93	0.76	6.00	12.91	3.33	47.2	50.5
80–90	46.9	2.61	0.68	5.58	12.00	3.10	45.4	48.3
100–110	44.8	2.75	0.71	6.14	13.19	3.41	43.3	46.3
120–130	43.4	2.64	0.68	6.07	13.06	3.37	41.9	44.9
140–150	42.4	2.50	0.65	5.89	12.66	3.27	41.1	43.8
Пашня орошаемая (<i>n</i> = 12)								
0–10	50.5	3.13	0.90	6.19	13.62	3.93	48.6	52.5
20–30	52.0	2.21	0.64	4.25	9.34	2.70	50.6	53.4
40–50	47.9	2.42	0.70	5.06	11.13	3.21	46.3	49.4
60–70	45.8	3.06	0.88	6.67	14.67	4.23	43.9	47.8
80–90	43.0	3.86	1.11	8.98	19.76	5.71	40.5	45.4
100–110	41.5	3.11	0.90	7.51	16.51	4.77	39.5	43.5
120–130	40.5	2.49	0.72	6.16	13.56	3.91	38.9	42.1
140–150	39.7	2.18	0.63	5.49	12.07	3.48	38.3	41.1
Воздухоемкость								
Пашня (<i>n</i> = 15)								
0–10	14.3	3.99	1.03	27.9	60.0	15.5	12.1	16.5
20–30	13.5	3.54	0.91	26.1	56.2	14.5	11.6	15.5
40–50	12.6	3.02	0.78	24.0	51.6	13.3	10.9	14.3
60–70	11.4	3.11	0.80	27.3	58.8	15.2	9.6	13.1
80–90	10.7	3.14	0.81	29.4	63.1	16.3	9.0	12.4
100–110	9.8	3.11	0.80	31.7	68.2	17.6	8.1	11.5
120–130	9.1	3.18	0.82	34.9	74.9	19.4	7.4	10.9
140–150	8.5	3.24	0.84	38.0	81.8	21.1	6.7	10.3
Пашня орошаемая (<i>n</i> = 12)								
0–10	11.5	4.65	1.34	40.6	89.4	25.8	8.5	14.4
20–30	14.7	4.07	1.18	27.7	61.0	17.6	12.1	17.3
40–50	10.4	1.48	0.43	14.3	31.4	9.1	9.4	11.3
60–70	9.8	2.23	0.64	22.6	49.8	14.4	8.4	11.3
80–90	8.4	2.13	0.62	25.5	56.0	16.2	7.0	9.7
100–110	8.0	2.01	0.58	25.2	55.3	16.0	6.7	9.3
120–130	7.9	2.52	0.73	32.1	70.6	20.4	6.3	9.5
140–150	7.7	2.73	0.79	35.6	78.4	22.6	5.9	9.4

новенных изучаемого региона под влиянием орошения наблюдается слабая и средняя степень деградации структурного состава и слабая степень деградации плотности сложения, общей пористости и воздухоемкости.

Главными предпосылками развития агрофизической деградации черноземов при орошении являются их исходная высокая глинистость, монтмориллонитовый состав тонкодисперсных фракций и отсутствие свободных соединений карбоната кальция в гумусовых горизонтах. В условиях отмеченных литогенных свойств черноземов обыкновенных, их деструктуризации и консолидации способствуют как периодическое чередование интенсивного увлажнения почвы при поливах и быстрого высыхания ее в межполивные периоды в условиях высоких летних температур, так и большие нагрузки тяжелой сельскохозяйственной техники на почву [15, 23].

ВЫВОДЫ

1. Орошаемые черноземы обыкновенные по содержанию преобладающих гранулометрических фракций, их соотношению и внутрипрофильному распределению почти не отличаются от неорошаемых черноземов. В то же время наблюдается тенденция в сторону увеличения содержания илистой фракции и частиц размером менее 0.01 мм в верхней части гумусовых горизонтов почв под влиянием орошения.

2. По содержанию “микроагрегированного” ила и по интегрирующим показателям потенциальной способности почв к агрегатообразованию орошаемые и неорошаемые черноземы очень близки. Однако и на этом уровне структурной организации матрицы отмечается слабо выраженное снижение водоустойчивости агрегирующих связей микроструктуры в пахотных горизонтах орошаемых черноземов.

3. Более существенные неблагоприятные изменения черноземов обыкновенных при сельскохозяйственном использовании в условиях орошения происходят на агрегатном уровне их структурной организации: в пахотных горизонтах почти в два раза увеличивается количество глыбистой фракции и уменьшаются содержание агрономически ценных агрегатов и коэффициент структурности (с 2.0 при доверительных границах 1.7–2.2 до 1.2 при доверительных границах 1.0–1.3).

4. Орошение черноземов обуславливает статистически достоверное ухудшение их основных физических показателей, наиболее выраженное в пределах пахотного горизонта.

5. В черноземах обыкновенных изучаемого региона под влиянием орошения наблюдается слабая и средняя степень деградации структурного

состояния и слабая степень деградации плотности сложения, общей пористости и воздухоемкости.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адерихин П.Г., Королев В.А., Шевченко В.М. Влияние орошения на основные физические и некоторые водно-физические свойства обыкновенных черноземов Воронежской области // Мелиорация и рекультивация почв Центрального Черноземья. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1984. С. 4–14.
2. Ахтырцев Б.П., Лепилин И.А. Влияние орошения на свойства типичных черноземов юго-востока Центрально-Черноземной области // Биол. науки. 1979. № 4. С. 87–92.
3. Ахтырцев Б.П., Лепилин И.А. Влияние интенсивности искусственного дождя на физические свойства и увлажнение черноземов // Гидротехника и мелиорация. 1982. № 3. С. 42–43.
4. Ахтырцев Б.П., Лепилин И.А. Воздействие орошения на некоторые свойства черноземов типичных на песчаных отложениях // Научные основы зональных интенсивных систем земледелия. Саранск: Изд-во Мордовск. ун-та, 1988. С. 5–17.
5. Бондарев А.Г. Теоретические основы и практика оптимизации физических условий плодородия почв // Почвоведение. 1994. № 11. С. 10–15.
6. Бондарев А.Г., Кузнецова И.В. К оценке степени деградации пахотного слоя почв по физическим свойствам // Антропогенная деградация почвенного покрова и меры ее предупреждения. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1998. Т. 1. С. 28–30.
7. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
8. Дмитриев Е.А. Математическая статистика в почвоведении. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. 292 с.
9. Зайдельман Ф.Р. Естественное и антропогенное переувлажнение почв. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 285 с.
10. Капинос В.А., Муркина О.В. Изменение физических свойств чернозема типичного при орошении // Вестн. Моск. ун-та, 1990. Сер. 17. № 4. С. 48–55.
11. Качинский Н.А. Физика почвы. М.: Высшая школа, 1970. Ч. 2. 358 с.
12. Королев В.А., Алпатова Г.Н., Королева Г.В. Изменение некоторых показателей плодородия черноземов Воронежской области при орошении // Физико-химические свойства почв и их плодородие. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1981. С. 94–105.
13. Королев В.А., Щеглов Д.И., Логошин В.И. и др. Физические и водно-физические свойства орошаемых черноземов обыкновенных Воронежской области // Плодородие почв Среднерусской лесостепи и пути его регулирования. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1988. С. 60–66.
14. Кузнецова И.В. О некоторых критериях оценки физических свойств почв // Почвоведение. 1979. № 3. С. 81–88.
15. Медведев В.В. Оптимизация агрофизических свойств. М.: Агропромиздат, 1988. 160 с.

16. Николаева С.А., Щеглов А.И., Цветнова О.Б. и др. Влияние антропогенного фактора на структурное состояние черноземов в условиях орошаемого и богарного земледелия // Изменение почв Центрального Черноземья под влиянием антропогенных факторов. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1986. С. 35–46.
17. Подымов Б.П., Скрябина Э.Е. Оглинивание как диагностический признак орошаемых черноземов // Почвы Молдавии и их использование в условиях интенсивного земледелия. Кишинев, 1978. С. 120–126.
18. Приходько В.Е. Развитие почв Поволжья под влиянием орошения. Автореф. дис. ... д. б. н. М., 2003. 47 с.
19. Проценко А.А., Проценко Е.П. Изменение структурно-функциональных и гидрофизических свойств типичных черноземов при интенсификации земледелия // Агроэкологические принципы земледелия. М.: Колос, 1993. С. 237–255.
20. Растворова О.Г. Физика почв (практическое руководство). Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. 196 с.
21. Розанов Б.Г. Слитогенез при орошении черноземов // Проблемы сельскохозяйственной науки в Московском университете. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975. С. 15–22.
22. Ромашкевич А.И., Герасимова М.И. Микроморфология и диагностика почвообразования. М.: Наука, 1982. 125 с.
23. Сапожников П.М. Деградация физических свойств почв при антропогенных воздействиях // Почвоведение. 1994. № 11. С. 60–66.
24. Сапожников П.М., Уткаева В.Ф., Васенев И.И. Оценка изменения физических свойств черноземов при орошении // Почвоведение. 1992. № 11. С. 43–54.
25. Скуратов Н.С., Докучаева Л.М., Щеглов Д.И. и др. Влияние орошения на свойства черноземов Центрально-Черноземных областей: Обзорн. информ. М.: ЦБНТИ Минводхоза СССР, 1989. 35 с.
26. Щеглов Д.И. Черноземы центра Русской равнины и их эволюция под влиянием естественных и антропогенных факторов. М.: Наука, 1999. 214 с.
27. Ярилова Е.А. Микроморфология черноземов // Черноземы СССР. М.: Колос, 1974. Т. 1. С. 156–173.
28. Brezny O., Derco M., Rakovan J. Einflub der Beregnung auf physikalische Bodeneigenschaften // Tagungsber. Akad. Landwirtschaftswiss. DDR. 1980. № 180. S. 249–255.
29. Monuier G., Stengel P. La composition granulometrique des sols: un moyen de prevoir leur fertilite physique // Bull. techn. inf. Min. agr. 1982. № 370–372. P. 503–512.

Changes in the Main Physical Properties of Ordinary Chernozems under the Impact of Irrigation

V. A. Korolev

The character of quantitative changes in the main physical properties of ordinary chernozems under the impact of irrigation has been studied. It is shown that irrigation leads to a weak or moderate degradation of the aggregate state of the soils and a weak degradation of the soil bulk density, total porosity, and air capacity.

**ВЛИЯНИЕ ИСХОДНОЙ ВЛАЖНОСТИ КОРИЧНЕВЫХ ПОЧВ
НА ЕЕ ПРОСТРАНСТВЕННОЕ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ
ПОСЛЕ ОРОШЕНИЯ**© 2008 г. **Х. Мердун, Р. Мерал, А. Р. Демиркиран***Сельскохозяйственный факультет Кахраманмаразского университета
им. Сютсю Имама, Кахраманмараз, 46000, Турция*

Поступила в редакцию 03.07.2006 г.

В полевых условиях исследовали влияние исходного содержания влаги в почвах на пространственное ее перераспределение после орошения. Результаты исследований показали, что в изначально сухой почве пути преимущественного потока влаги более выражены по сравнению с двумя другими предварительно увлажненными почвами. И традиционные, и геостатистические анализы подтвердили, что общее влагосодержание равномерно распределяется по профилю почв, за исключением слоя толщиной 20–30 см, в котором наблюдаются высокие величины коэффициента вариации и отклонения минимальной полудисперсии (наггета) к общей полудисперсии, это указывает на то, что часть потока проходит через крупные поры (макропоры).

ВВЕДЕНИЕ

Поток влаги и химических веществ в не насыщенной водой почве (в пределах зоны аэрации) изучается многими учеными: мелиораторами, почвоведомы и специалистами по охране окружающей среды. Для получения удовлетворительной сельскохозяйственной продукции необходимо, чтобы определенное количество поступающей в почву воды удерживалось в корнеобитаемой зоне сельскохозяйственных культур. Поскольку на большей части территории Турции осадки в виде дождей не удовлетворяют потребности сельскохозяйственных культур в воде, они нуждаются в орошении. Сведения о наличии в корневой зоне доступной влаги, которая находится в интервале между полевой влагоемкостью и влажностью завядания, помогают определить нормы и время орошения. Задача почвоведов – удержать питательные вещества, поступающие в почву с оросительной водой, в корневой зоне и не допустить их выноса в более глубокие слои почвы или грунтовые воды. Перед почвоведомы и специалистами по охране окружающей среды также стоит задача предотвратить загрязнение почв и грунтовых вод различными твердыми и жидкими отходами и химикатами, используемыми в сельском хозяйстве. Для модельных исследований динамики переноса влаги и химических веществ в зоне аэрации требуются данные о состоянии почвенной влаги.

Поток воды в почвах зависит от нескольких факторов, включая свойства почв. Боума [4] указывает два фактора (осадки и почвенные свойства), которые влияют на интенсивность нисходящего водного потока в почвах с протяженными макропорами. К почвенным свойствам относятся содержание влаги в поверхностном слое почвы,

рельеф поверхности, гранулометрический состав поверхностного слоя и его водопроницаемость. Преимущественный нисходящий поток влаги увеличивается при более высоком содержании влаги в поверхностном слое почвы благодаря меньшей фильтрации влаги во внутриагрегатную почвенную массу. Преимущественный поток влаги определяют как поток воды через крупные пустоты, такие как трещины, ходы земляных червей, корневые отверстия и пространства между почвенными агрегатами. Преимущественные потоки влаги более интенсивны в глинистых почвах, чем в пылеватых или песчаных почвах. Джури [9] относит к факторам, влияющим на перенос воды и химических веществ в почве, такие почвенные свойства, как содержание влаги, плотность сложения или пористость, влагопроводность насыщенных грунтов (коэффициент фильтрации), содержание глины, удельную поверхность, содержание органического вещества, уровень грунтовых вод и водоудерживающую способность почв при насыщении до полевой влагоемкости.

Сведения о влиянии исходной влажности почв на перенос воды и химических веществ противоречивы. Некоторые исследователи считают, что в сухих почвах преимущественный поток влаги увеличивается благодаря тому, что поверхностный слой почвы и трещины не впитывают влагу [6, 13, 17]; другие полагают, что высокая исходная влажность почвы способствует более глубокому проникновению влаги через макропоры за счет уменьшения потерь на боковую фильтрацию [2, 7, 12]. Наблюдения показывают, что в почвах с развитой структурой вода и растворенные в ней химические вещества достигают больших глубин во влажных почвах, чем в сухих [7, 8]. Куисенберри и Филлипс [12] установили, что при исходной

Таблица 1. Физические свойства исследуемых почв

Глубина, см	Распределение почвенных частиц по размеру, %			Гранулометрический состав	Плотность сложения, г/см ³	Полевая влагоемкость, %
	глинистый суглинок	песчанистая глина	песчанисто-глинистый суглинок			
5	40.23	30.33	29.44	Суглинок	1.50	33.57
15	48.63	14.23	37.14	Песок	1.55	
30	55.26	13.41	31.33	Пыль	1.61	
45	47.00	42.23	10.78	Глина	1.58	36.28
60	52.86	24.18	22.95	Пыль	1.64	

влажности почв значительно ниже полевой влагоемкости лишь небольшая часть поливной воды и хлоридов достигает глубины 90 см. Однако когда исходная влажность почв приближается к полевой влагоемкости, до глубины 90 см доходит значительное количество поливной воды и хлоридов. Исследования влияния исходной влажности на перенос воды и растворенных в ней химических веществ в почвах с хорошо развитой структурой методом численного моделирования показали, что как в насыщенных, так и в не насыщенных водой почвах наблюдается преимущественный ток влаги по каналам [3]. С другой стороны, при промежуточных значениях исходной влажности “канальный” эффект был существенно меньше, и поток влаги был более однородным. Исследования, проведенные на обработанных и необработанных почвах с использованием гончарных дрен для определения влияния макропор на время фильтрации влаги при сухих и влажных условиях [10, 11], показали, что чем сильнее увлажнены почвы, тем дольше преимущественные потоки влаги доминируют в общем времени фильтрации воды в дренах. Кроме того, преимущественный поток влаги через крупные поры становится гидравлически активным позже, когда почвенный профиль сильнее увлажняется.

Сведения о влиянии исходной влажности почв на перераспределение влаги важны для понимания механизмов преимущественных потоков и разработки математической модели переноса воды и растворов химических веществ. Кроме того, изучение влияния исходной влажности почв на перераспределение влаги необходимо для более эффективного использования оросительной воды, поскольку позволяет точно определить сроки и нормы орошения. В связи с этим в разное время проводились исследования влияния исходной влажности почв на вертикальное перераспределение воды в почвенном профиле [12] или на отток влаги из нижней части почвенного профиля, измеряемый с помощью лизиметров [13, 14]. Однако, поскольку почвенные свойства обладают высокой пространственной изменчивостью [16], необходим трехмерный анализ влияния исходной влажности почв на перераспределение воды, чтобы выбрать правильный способ орошения и разработать меры по охране окружающей среды. В связи с этим целью нашего исследования было ис-

следование влияния исходной влажности почв на пространственное перераспределение влаги. Вода подавалась в почву со скоростью 2 см/ч в течение 2 ч с помощью дождевальной установки на площадке размером 1.5 × 1.5 м. Всего заложено 6 площадок: по две для каждой из трех почв с разной исходной влажностью. Из каждого слоя почв методом сетки отобрано по 100 образцов, в которых в лабораторных условиях определяли содержание влаги весовым методом. Все полученные данные обработаны статистическим и геостатистическим методами.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Полевой эксперимент проводился в Сельскохозяйственном исследовательском центре Кахраманмарасского университета им. Сютсю Имама в 2004 г. Место исследования находилось в провинции Кахраманмарас в Турции, между 37°35' и 37°30' с.ш. и 35°56' и 37°03' в.д. Провинция расположена на высоте 800 м над уровнем Средиземного моря и относится к области средиземноморского климата с жарким, сухим летом и теплой, дождливой зимой. Среднегодовая температура составляет 16.3°C, а среднегодовое количество осадков – 708.1 мм. Максимальная температура воздуха (27.9°C) и максимальное испарение (333.3 мм) при минимальном количестве осадков (0.8 мм) характерны для июля, а минимальная температура воздуха и испарение при максимуме осадков отмечаются в январе. Некоторые физические свойства исследуемых почв коричневых представле-

ны в табл. 1. Для исследования влияния исходной влажности на пространственное перераспределение влаги в тяжелых почвах 20 сентября 2004 г. заложили по две площадки 1.5 × 1.5 м для каждой из трех почв с определенной исходной влажностью. Площадки находились на расстоянии 3 м друг от друга, чтобы между ними не мог происходить обмен водой за счет боковой фильтрации. Уклон поверхности площадок незначительный (около 1%). Поскольку исследуемая площадь была небольшой (примерно 6 × 10.5 м), считаем, что все физические и химические свойства почв, определяющие их гидрологический режим, одинаковы, за исключением исходной влажности. Для первой

почвы (которую будем называть далее влажной) исходное содержание влаги на определенной глубине было близким к полевой влагоемкости, а для двух других – немного ниже полевой влагоемкости (промежуточная почва) и очень низким (сухая почва). Распределение исходного содержания влаги по глубине для трех вариантов почв представлено на рис. 1. Для влажной и промежуточной почв распределение исходной влажности по глубине было сходным и имело тенденцию к сближению, в то время как содержание влаги в сухой почве было значительно ниже, чем в первых двух вариантах, особенно в верхнем 30-сантиметровом слое. Дисперсионный анализ показал, что различие в исходном увлажнении влажной и промежуточной почв было статистически незначимым ($P > 0.05$), в то время как между промежуточной и сухой, а также влажной и сухой почвами наблюдалось статистически значимое различие ($P < 0.05$). Изучение этих вариантов помогло выяснить, как образуется нисходящий поток в условиях, близких к насыщению. До начала эксперимента участки влажной и промежуточной почв полили слоем воды соответственно 5 и 4 см с помощью дождевальной установки. Сухую почву не увлажняли. В ходе эксперимента, в период между предварительным увлажнением и орошением, дождей на исследуемой территории не было. Исходное содержание влаги измерено гравиметрически перед орошением. В качестве результирующего взято среднее из трех образцов, отобранных на расстоянии 50 см друг от друга из центральной части площадок, составляющей 63×63 см, с определенной глубины из влажной и промежуточной почв соответственно через 20.5 и 96 ч после предварительного увлажнения.

Каждый из трех вариантов почв поливали слоем воды 4 см в течение 2 ч (скорость поступления воды составляла 2 см/ч) с помощью дождевальной установки, которая состояла из металлической сетки, размером 1.5×1.5 м, с 225 иглами, диаметром 0.40 мм, в 9 ч утра в каждый день исследований. Скорость фильтрации воды для исследуемой почвы составляла около 3 см/ч, поэтому мы выбрали скорость орошения 2 см/ч. Поскольку эксперимент был сравнительно недолгим, пренебрегли влиянием солнечной радиации на испарение. Дождевальную установку размещали на высоте 20 см над поверхностью почвы, чтобы уменьшить воздействие ветра на равномерное распределение воды и уменьшить возможность возникновения эрозии, хотя надо отметить, что скорость ветра в районе исследований была незначительной. Структура поверхностного слоя почв преимущественно зернистая (размеры агрегатов до 1.0 см). Поскольку по данным предварительных исследований период орошения в данном районе характеризуется отсутствием осадков, никакие меры по перехвату дождевой воды не предпринимались. По окончании орошения было отведено 2 ч на перераспределение влаги, после чего образцы почв отобрали в

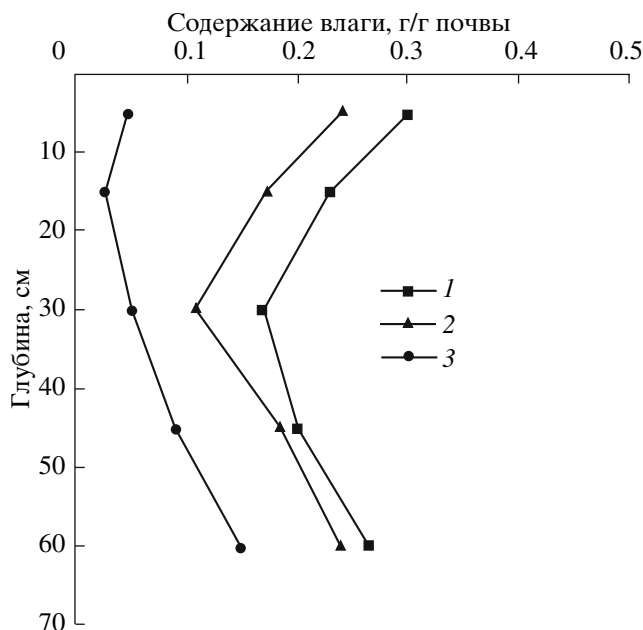


Рис. 1. Содержание влаги в профиле почв с разным исходным увлажнением: 1 – влажная; 2 – промежуточная; 3 – сухая.

центре площадок размером 1.5×1.5 м с глубин 5, 15, 30, 45 и 60 см для влажной почвы и с глубин 5, 15, 30 и 45 см для промежуточной и сухой почвы. Полагаем, что двухчасового периода достаточно, чтобы исследовать влияние преимущественных потоков на пространственное распределение влаги. С каждой глубины отобрали по 100 образцов почв на площади 63×63 см в центре каждой площадки. На поверхность почвы клали металлическую пластину со 100 отверстиями (10×10), находящимися на расстоянии 7 см друг от друга. Через отверстия отбирали 100 образцов диаметром 1.65 см и длиной 5 см с каждой необходимой глубины. По мере увеличения глубины взятия образцов внимательно следили, чтобы образцы отбирались строго по вертикали. Образцы почв отправляли в лабораторию для определения содержания влаги весовым методом.

Все полученные данные обработали статистическим и геостатистическим методом для выявления пространственной неоднородности данных. При статистической обработке данных распределение описывали традиционными методами (определяли минимальное, максимальное и среднее значения, стандартное отклонение и коэффициент вариации). Коэффициент вариации определяли путем деления стандартного отклонения на среднее значение и использовали для выражения степени изменчивости показателя по отношению к объему выборки.

Геостатистический метод предполагает, что величины параметров в точках, удаленных в пространстве на определенное расстояние, связаны друг с другом. Предполагается, что характеристики образцов, отобранных ближе друг к другу, бо-

лее сходны, чем характеристики образцов, отобранных с более далекого расстояния. Пространственный анализ требует, чтобы образцы отбирались строго по сетке с определенным расположением осей x и y . Полудисперсия определяется как половина квадрата разности между характеристиками образцов, отобранных на определенном расстоянии [15], обозначается $y(h)$ и может быть вычислена по формуле

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [z(i) - z(i+h)]^2,$$

где $N(h)$ – число пар образцов, удаленных на расстояние h , $z(i)$ и $z(i+h)$ – измеренные характеристики образцов в точках i и $i+h$. При $h=0$ величина $y(h)$ равна 0, а при увеличении h величина $y(h)$ растет. График зависимости $y(h)$ от h называется семивариограммой. Геоestatистическую программу (версия 5.1. 2001 г., разработанная Гамма Дизайн) использовали для анализа пространственной структуры данных и построения семивариограмм. Минимальная дисперсия, общая дисперсия, отношение минимальной и общей дисперсии и размах вариации определялись для содержания влаги с использованием семивариограмм. Полудисперсия растет вместе с расстоянием между местами отбора образцов до постоянной величины, называемой общей полудисперсией. Расстояние, при котором полудисперсия становится постоянной, называется предельным расстоянием. Образцы, расстояние между которыми меньше предельного, пространственно взаимосвязаны, а образцы, расстояние между которыми больше предельного, пространственно не связаны. Полудисперсия на расстоянии, равном нулю ($h=0$), называется минимальной дисперсией и характеризует изменчивость экспериментальных данных. При вычислении полудисперсии было взято максимальное расстояние между образцами, равное 70 см, которое разделяли на 10 классов с шагом 7 см. Выбор моделей семивариограмм проводился по максимальной величине коэффициента корреляции (R^2) регрессионного анализа.

Минимальная полудисперсия, выраженная в процентах по отношению к общей полудисперсии, использовалась для выделения классов пространственной зависимости распределения влаги. Если отношение было меньше 25%, величину относили к сильнозависимой, если находилось в пределах от 25 до 75%, величина считалась умеренно зависимой, а если было более 75%, величина рассматривалась как слабозависимая или пространственно независимая [5]. Направленные экспериментальные семивариограммы содержания влаги построены под углами 0° (С–Ю), 45° (СВ–ЮЗ), 90° (В–З) и 135° (ЮВ–СЗ). Никаких существенных различий в строении семивариограмм для четырех направлений не обнаружено,

следовательно, распределение влаги во всех трех вариантах почв можно считать однородным. Это значит, что направление не влияет на распределение влаги, и полудисперсия зависит только от расстояния между парами. Экспоненциальные изотропные модели были использованы для определения содержания влаги на всех глубинах для прямого сопоставления.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Физические свойства исследованных почв показывают, что, хотя они в основном относятся к глинистым суглинкам и песчанисто-глинистым суглинкам и их полевая влагемкость достаточно велика, плотность почв оказалась в ряде случаев выше ожидаемой. Это можно объяснить тем, что в почвах содержатся мелкие камни, количество которых возрастает с глубиной.

Распределение влаги по глубине в профиле изначально влажной почвы показано на рис. 2. Общее содержание влаги уменьшается с глубиной. Вода равномерно распределяется по профилю за исключением глубины 30 см. Хотя исследуемые почвы не обрабатывались в течение последних 5 лет, ранее их распахивали для возделывания пшеницы. При вспашке крупные поры на глубине до 20–30 см могли быть разрушены. В результате, вода, пройдя через этот участок профиля, начинает течь через макропоры [1, 12]. Через некоторое время между макропорами и микропорами устанавливается равновесие, если на поверхности макропор не образуется покрытие. Следовательно, на оставшейся глубине восстанавливается равномерный поток. Поступление воды в макропоры возможно до тех пор, пока скорость подачи воды превышает влагопроводность почвообразующих пород или исходное содержание влаги остается близким к полевой влагемкости [2]. На рис. 3 показано распределение содержания влаги по глубине в промежуточной почве. Общее распределение по глубине относительно равномерное за исключением глубины 15 см. Это также можно объяснить наличием контакта между распахиваемой и нетронутой частью почвенного профиля: вода может начать двигаться в основном через макропоры, а затем достичь равновесия. В сухой почве значительное количество поливной воды удерживается на глубине 5 см из-за того, что изначально почва очень сухая (рис. 4). Вода равномерно проходит через почву, за исключением нижней половины почвенного профиля, где некоторая неоднородность потока возникает, вероятно, в результате того, что вода попадает в ненарушенные макропоры и движется по ним некоторое время, пока не наступает равновесия между макропорами и микропорами.

Статистические данные пространственного распределения влаги представлены в табл. 2. Хотя исходная влажность почв различалась по глубине, среднее содержание влаги после полива на

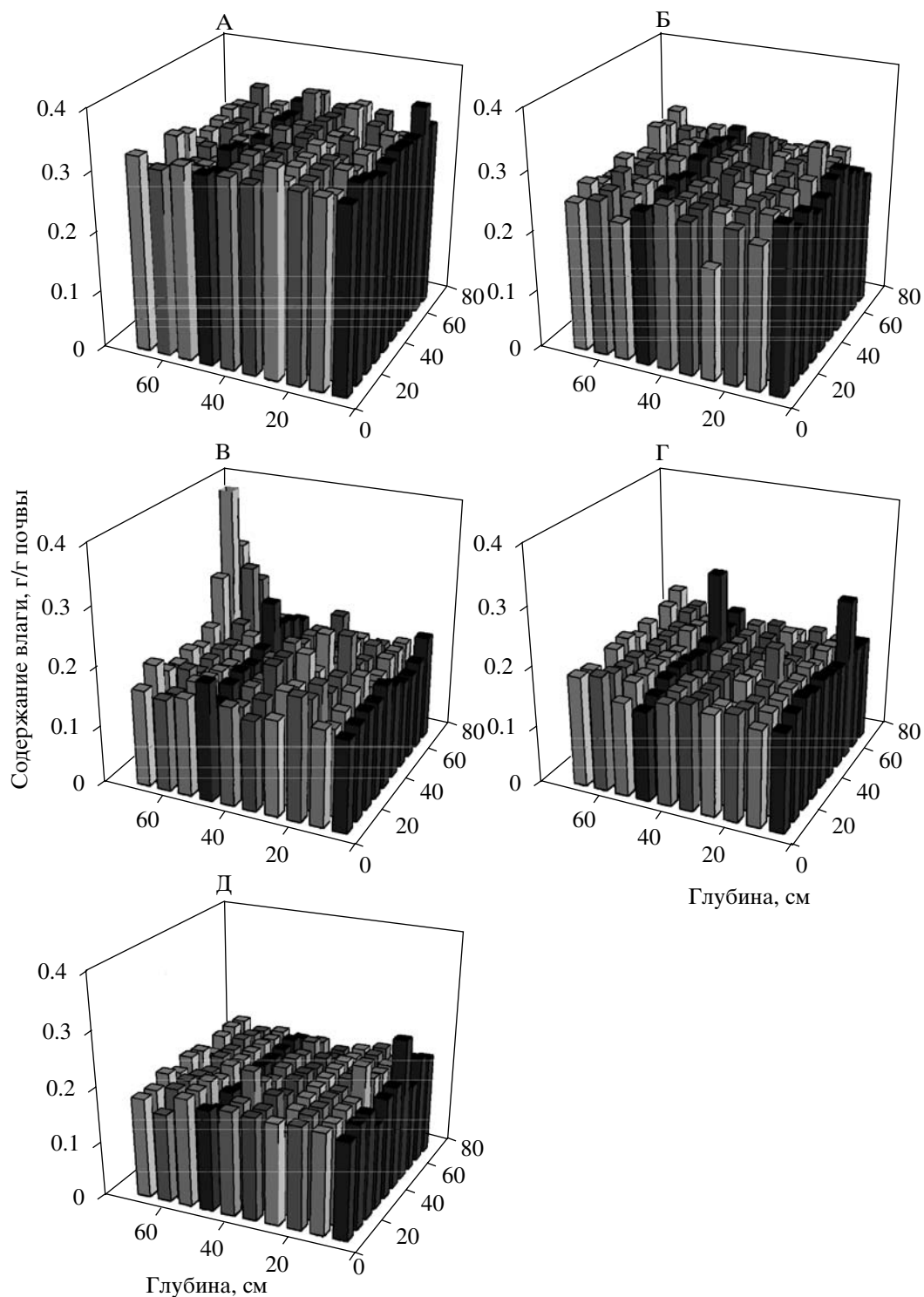


Рис. 2. Пространственное распределение содержания влаги по глубине (здесь и далее: А – 5 см; Б – 15 см; В – 30 см; Г – 45 см; Д – 60 см) для исходно влажной почвы.

глубине 5 см во всех трех почвах было почти одинаковым; существенные различия наблюдались на больших глубинах, особенно для сухой почвы. Для всех трех почв коэффициент вариации по глубине был сравнительно небольшим, что свиде-

тельствует о том, что распределение воды изменяется незначительно или остается постоянным за исключением глубины 20–30 см. На этой глубине поток был достаточно сильным, возможно, из-за того, что макропоры начали активно рабо-

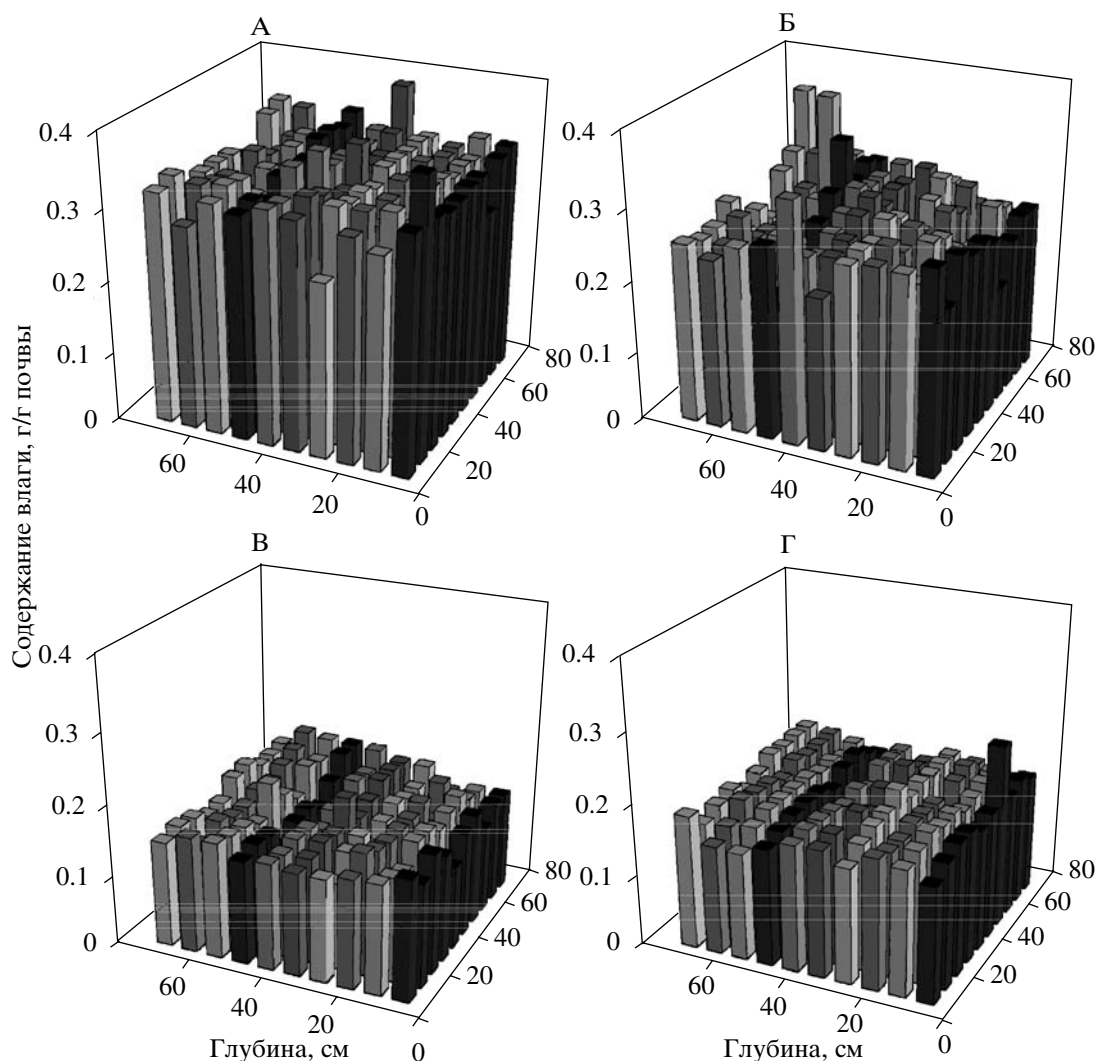


Рис. 3. Пространственное распределение содержания влаги по глубине для промежуточной почвы.

тать и привели к нарушению равновесия водного потока на этом уровне. В исследованиях, проведенных Куисенберри [12], коэффициент вариации увеличивался с глубиной от поверхности до глубины 15 см и оставался почти постоянным на уровне 15–90 см, что говорит о том, что оросительная вода проходит через почву неравномерно даже у поверхности почв, и ее движение пространственно неоднородно.

Данные геостатистического анализа приведены в табл. 3. Сильная пространственная неоднородность в распределении содержания влаги обнаружена на всех глубинах во всех вариантах почв, за исключением глубины 15 см сухой почвы, где отмечалась умеренная пространственная неоднородность. Близкая к умеренной пространственная неоднородность наблюдалась и для двух нижних отметок сухой почвы. Небольшая величина отношения наименьшей полудисперсии к полной полудисперсии и небольшие изменения

величин или сильная пространственная неоднородность говорят о сильной пространственной неоднородности водоудерживающей способности, а слабая пространственная неоднородность свидетельствует о слабой пространственной корреляции или неоднородности распределения воды. Сравнительно высокие значения отношения наименьшей полудисперсии к полной полудисперсии на глубине 15 см подтверждают факт, что разветвление потока начинается через макропоры и через некоторое время достигает равновесия, приводя к неоднородному распределению влаги в пределах рассматриваемого почвенного слоя.

Есть данные, что когда и макропоры, и микропоры насыщены водой, вода течет в основном через макропоры и значительно в меньшем количестве попадает в микропоры и почвенную массу [18]. Когда макропоры насыщены, а микропоры нет, вода проникает внутрь агрегатов. Когда макропоры пустые, агрегаты изолированы от потока

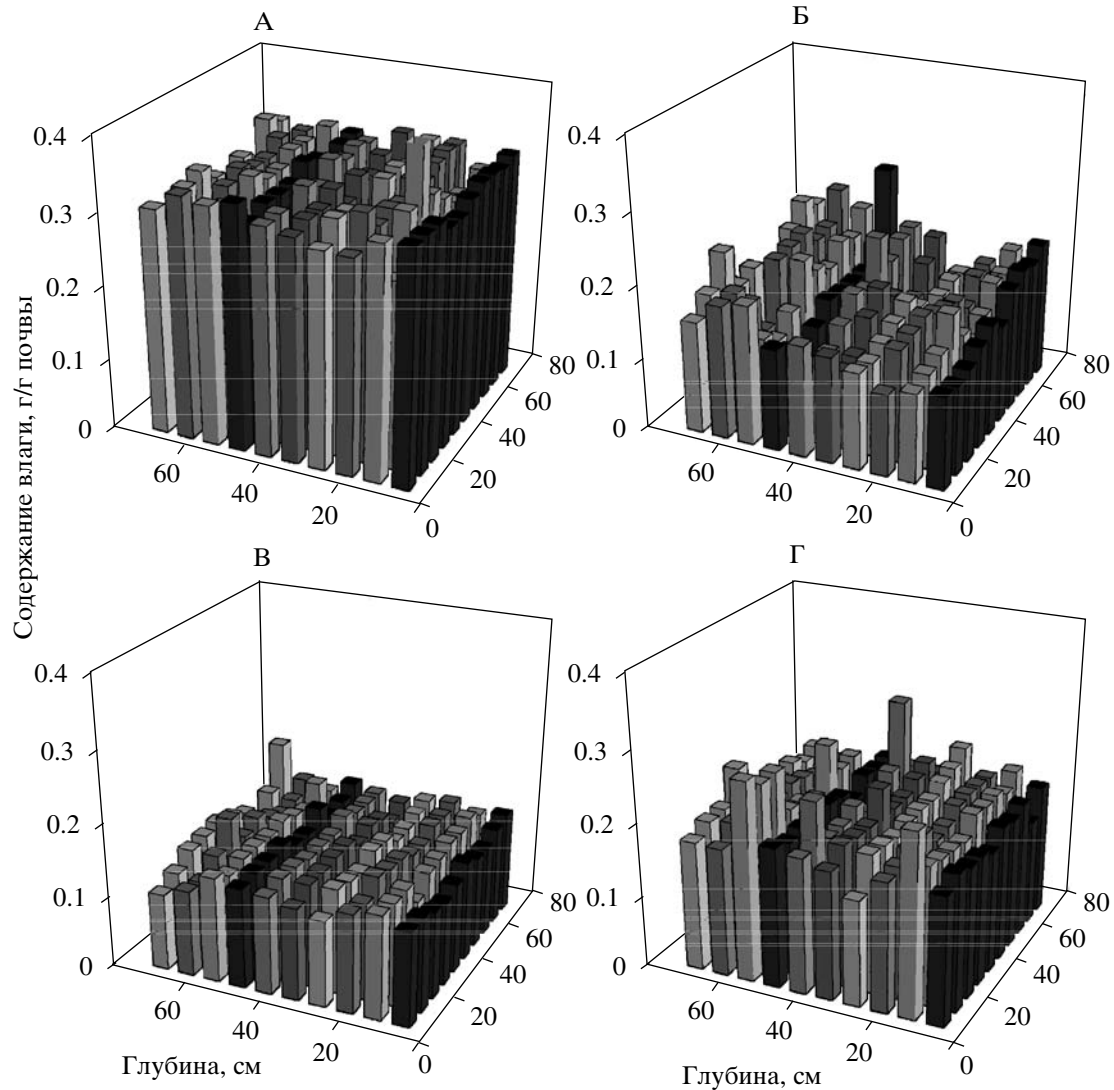


Рис. 4. Пространственное распределение содержания влаги по глубине для исходно сухой почвы.

воды, в результате чего вода течет только через внутреннюю часть агрегатов с очень небольшим переходом воды между макро- и микропорами.

Шипитало с соав. [13] вносили активные химические вещества в шесть ненарушенных почвенных монолитов, размером $30 \times 30 \times 30$ см для изучения влияния исходной влажности почв на перенос химических веществ. Вода в количестве 5, 30 и 30 мм использовалась для увлажнения половины монолитов в течение 1, 0.5 и 0.5 ч с интервалом соответственно два дня и одна неделя. Оставшиеся монолиты увлажняли только во время двух последних орошений. Ученые сделали вывод, что первый полив привел к тому, что растворы химических веществ попали в почвенную массу, в результате чего во время последующих орошений возможность формирования потока воды и переноса химических веществ через макропоры уменьшилась. Ни один из трех монолитов, подвергнутых

первому орошению, не был промочен насквозь, что говорит о том, что первый полив не оказывает влияния на протяженность водного потока, формирующегося во время двух последующих поливов. Движение воды в почвенных монолитах, получивших только по 30 мм влаги во время второго и третьего полива, было неоднородным.

Полевые исследования для определения влияния исходной влажности на структуру водного потока выполнены на 28 площадках, размером 1.4×1.4 м [7]. Слой краски на водной основе толщиной 4 см вводился на поверхность площадок в течение 8 ч с помощью дождевальной установки. Исследователи пришли к выводу, что структура почвы оказывала более ярко выраженное влияние на пространственную структуру потока воды, чем исходная влажность. В почве с хорошо развитой структурой вода и растворенные в ней хими-

Таблица 2. Статистические данные, характеризующие содержание гравитационной влаги (г/г почвы) в почвах с разной исходной влажностью

Исходная влажность почвы	Глубина, см	Минимум	Максимум	Среднее	Стандартное отклонение	Коэффициент вариации
Влажная	5	0.232	0.359	0.312	0.020	0.065
	15	0.189	0.311	0.263	0.016	0.061
	30	0.138	0.408	0.180	0.035	0.195
	45	0.094	0.284	0.179	0.021	0.119
	60	0.153	0.259	0.188	0.013	0.071
Промежуточная	5	0.168	0.387	0.313	0.028	0.090
	15	0.165	0.377	0.250	0.036	0.143
	30	0.116	0.185	0.152	0.014	0.093
	45	0.146	0.259	0.180	0.013	0.71
Сухая	5	0.228	0.528	0.310	0.030	0.096
	15	0.104	0.263	0.154	0.030	0.195
	30	0.088	0.189	0.137	0.013	0.091
	45	0.148	0.288	0.193	0.023	0.118

Таблица 3. Данные геостатистического анализа обследованных почв

Исходная влажность почвы	Глубина, см	Модель	Полудисперсия		
			отношение минимальной к полной	размах, см	класс пространственной неоднородности
Влажная	5	Экспоненциальная	3.5	170.2	Сильная
	15	»	0	5.2	»
	30	»	4.6	210.9	»
	45	»	0	3.5	»
	60	»	0	3.1	»
Промежуточная	5	»	5.3	4.6	»
	15	»	7.7	7.4	»
	30	»	0	4.5	»
	45	»	0	3.8	»
Сухая	5	»	6.4	1.2	»
	15	»	28.6	47.6	Умеренная
	30	»	15.0	197.9	Сильная
	45	»	18.0	4.8	»

ческие вещества достигают больших глубин в исходно влажной почве, чем в сухой.

Эти исследования, также как и наши, ясно показывают, что движение воды и растворенных в ней химических веществ неоднородны в пространстве при разной исходной влажности почв, но степень пространственной неоднородности меняется в зависимости от исходной влажности. Хотя большинство исследований показывают, что преимущественные токи влаги и, следовательно, пространственная неоднородность, более выражены в исходно влажных почвах, геостатистический анализ показывает, что пространственная неоднородность выше в исходно сухих почвах. Поскольку исследования выполняли на небольшой площади, мы, вероятно, не смогли установить фактическое влияние исходной влажности на пространственное перераспределение воды в почве. Следовательно, необходимо выполнить исследования на более обширных площадях, чтобы выявить изменчивость физических свойств почв и получить достоверные данные.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Влияние исходной влажности почв на пространственное перераспределение поливной влаги изучалось в полевых условиях. В целом, на всех обследованных площадках распределение водоудерживающей способности почв при трех разных вариантах исходной влажности было равномерным, за исключением глубины 20–30 см, где наблюдалась некоторая пространственная неоднородность показателя. Статистический и геостатистический анализы также подтверждают тот факт, что коэффициент вариации и отношение минимальной и общей полудисперсий на этой глубине сравнительно выше, чем на других глубинах.

Данные исследований показывают, что при разной исходной влажности почв наблюдается некоторая неоднородность в распределении их водоудерживающей способности. Преимущественный поток влаги более выражен в исходно сухой почве, чем в двух других исходно более влажных почвах. Подобные исследования могут

дать обнадеживающие результаты и необходимы для выбора лучших способов орошения и использования поверхностных и подземных вод. Преимущественная однородность в распределении влаги закономерна для нашего исследования, поскольку оно проведено на небольшой площади при небольшом количестве вариантов исходной влажности почв и небольшом расстоянии между площадками. Целесообразно проведение аналогичных исследований на более обширных площадях, при большом разнообразии исходных значений влажности почв. Эти работы могут дать конкретные данные, на основе которых фермеры могли бы повысить продуктивность сельского хозяйства и обеспечить охрану окружающей среды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Andreini M.S., Steenhuis T.S. Preferential paths of flow under conventional and conservation tillage // *Geoderma*, 1990. V. 46. P. 85–102.
2. Beven K., Germann P. Macropores and water flow in soils // *Water Resour. Res.* 1982. V. 18. P. 1311–1325.
3. Birkholzer J., Tsang C. Solute channeling in unsaturated heterogenous porous media // *Water Resour. Res.* 1997. V. 33. P. 2221–2238.
4. Bouma J. Using morphometric expressions for macropores to improve soil physical analyses of field soils // *Geoderma*. 1990. V. P. 3–11.
5. Cambardella C.A., Moorman T.B., Novak J.M., Partin T.B., Karlen D.L., Turco R.F., Konopka A.E. Field-scale variability of soil properties in central Iowa soils // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1994. V. 58. P. 1501–1511.
6. Edwards W.M., Shipitalo M.J., Dick W.A., Owens L.B. Rainfall intensity affects transport of water and chemicals through macropores in no-till soil // *Soil Sci. Soc. Am.* 1992. J. V. 56. P. 52–58.
7. Flury M., Fluhler H., Jury W.A., Leuenberger J. Susceptibility of soils to preferential flow of water: A field study // *Water Resour. Res.* 1994. V. 30. P. 1945–1954.
8. Flury M., Leuenberger J., Studer B., Fluhler H. Transport of anions and herbicides in a loamy and sandy field soil // *Water Resour. Res.* 1995. V. 31. P. 823–835.
9. Jury W.A. *Vadose zone modeling of organic pollutants*. Chelsea, Michigan: Lewis Publishers Inc. 1986.
10. Kung K.J.S., Steenhuis T.S., Klavivko E.J., Gish T.J., Bubenzer G., Helling C.S. Impact of preferential flow on the transport of adsorbing and non-adsorbing tracers // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2000. V. 64. P. 1290–1296.
11. Kung K.J.S., Klavivko E.J., Gish T.J., Steenhuis T.S., Bubenzer G., Helling C.S. Quantifying preferential flow by breakthrough of sequentially applied tracers: silt loam soil // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2000. V. 64. P. 1296–1304.
12. Quisenberry V.L., Philips R.E. Percolation of surface applied water in the field // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1976. V. 40. P. 484–489.
13. Shipitalo M.J., Edwards W.M., Dick W.A., Owens L.B. Initial storm effects on macropore transport of surface-applied chemicals in no-till soil // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1990. V. 54. 1530–1536.
14. Shipitalo M.J., Edwards W.M. Effects of initial water content on macropore / matrix flow and transport of surface-applied chemicals // *J. Environ. Qual.* 1996. V. 25. P. 662–670.
15. Trangmar B.B., Yost R.S., Uehara G. Application of geostatistics to spatial studies of soil properties // *Adv. Agron.* 1985. V. 38. P. 45–94.
16. Tsegaye T., Hill R.L. Intensive tillage effects on spatial variability of soil physical properties // *Soil Sci.* 1998. V. 163. P. 143–165.
17. White R.E. The influences of macropores on the transport of dissolved and suspended matter through soil // *Adv. Soil Sci.* 1985. V. 3. P. 95–120.
18. Youngs E.G., Leeds-Harrison P.B. Aspects of transport processes in aggregated soils // *Soil Sci.* 1990. V. 41. P. 665–675.

Effect of the Initial Soil Moisture Content on the Spatial Distribution of Water Retention

H. Merdun, R. Meral, and A. Riza Demirkiran

The initial soil moisture content affects the water flow and solute transport through vadose zone, but researchers are contradicting about the extent and nature of its effects. Better understanding of the effect on initial moisture on movement of soil water helps us to prevent the groundwater contamination and increase crop yields via improving the water use efficiency in irrigation practices. In this study, the effect of the initial moisture content on the spatial distribution of water retention was investigated in the field. A total of 4 cm of water was applied to the soils of experimental plots at the three initial moisture conditions within 2 h using a rainfall simulator. The experiment was performed in two replicates. After 2 h, during which the redistribution of water took place, 100 soil samples were taken from different depths at each of the plots using a grid sampling system. The gravimetric water content in the samples was determined in laboratory. Statistical and geostatistical analyses were performed to analyze the spatial structure of the collected data. The results showed that preferential flow was more evident under the dry initial soil than under the two wetter initial conditions. Both classical and geostatistical analyses demonstrated that the overall water retention was uniformly distributed throughout the profile except for a depth of 20–30 cm, where the coefficient of variation and the ratio of nugget to the total semivariance were high attesting to the existence of preferential flow through large pores (macropores). These results suggest that similar studies should be conducted on different soils under different initial moisture conditions, so that the effect of macropores on the water flow and chemical transport could be better understood.

БИОЛОГИЯ
ПОЧВ

УДК 631.46

МИЦЕЛИАЛЬНЫЕ БАКТЕРИИ ЗАСОЛЕННЫХ ПОЧВ*

© 2008 г. Д. Г. Звягинцев, Г. М. Зенова, Г. В. Оборотов

Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

Поступила в редакцию 26.06.2007 г.

Показано, что актиномицетные комплексы засоленных почв представлены родами *Streptomyces* и *Micromonospora*, количество которых исчисляется сотнями и тысячами КОЕ/г почвы. Комплексы мицелиальных бактерий засоленных почв беднее по численности (на 1–3 порядка) и таксономическому составу, чем комплексы почв основных типов. Специфической особенностью актиномицетных комплексов засоленных почв является доминирование умеренных галофильных, алкалофильных и галоалкалофильных стрептомицетов, хорошо растущих при 5%-ной NaCl и pH 8–9. Актиномицеты в засоленных почвах активно растут, длина мицелия достигает 140 м в 1 г почвы. Особенностью галоалкалофильных стрептомицетов является быстрый рост и задержка спорообразования на щелочных средах (pH 9) с повышенной концентрацией солей (Na_2SO_4 и MgCl_2 , 5%) по сравнению с нейтральной средой с 0.02%-ной концентрацией солей. Галоалкалофильные стрептомицеты характеризуются максимальной радиальной скоростью роста колоний на щелочной среде с содержанием NaCl 5%.

Засоленные почвы – большая группа почв разного генезиса и свойств, объединенная одним диагностическим признаком – наличием в профиле легкорастворимых солей в количестве, ухудшающем плодородие почв и отрицательно влияющем на рост и развитие большинства растений [3].

Засоленные почвы представляют собой своеобразные природные экосистемы, в которых высокие концентрации солей и недостаток влаги создают экстремальные условия для существования живых организмов, здесь формируются специфические микробные сообщества.

В микробиологических исследованиях засоленных почв большое внимание уделялось галофильным, осмоотолерантным и алкалоотолерантным микроорганизмам. Подробно исследованы разнообразие и функциональные проявления галоалкалофильных и галоалкалоотолерантных прокариотов [2]. Имеются сведения о присутствии специфического сообщества грибов в солончаках [15]. Среди сведений об экстремо-галофильных археобактериях [5] и о бактериальном населении засоленных местообитаний [8, 10] находим лишь отдельные упоминания о встречаемости актиномицетов в корочках соли на поверхности солончаков [7] и о выделении галофильных и галотолерантных актиномицетов из засоленных и щелочных почв [21]. Однако закономерности распространения галофильных актиномицетов в почвах остаются не исследованными.

Традиционно сложилось представление об актиномицетах как организмах, не являющихся чемпионами устойчивости к воздействию факторов внешней среды. Актиномицеты, как правило, не занимают природных экологических ниш, характеризующихся экстремальными значениями внешних условий. Так, галофильные актиномицеты долгое время были известны только в качестве контактантов одноклеточных бактерий [6]. Однако среди актиномицетов описаны галофильные формы: *Actinopolyspora halophila* [19], *Nocardiopsis halophila*, *N. halotolerans*, *N. kunsanensis*, *N. tropika*, *N. trehalosi*, *N. dassonvillei* subsp. *albirubida*, *Streptimonospora salina* [12–14, 16–18], *Prauserella halophila* и *P. alba* [20], способные расти на средах, содержащих 10–20 или даже 15–25% NaCl. Актиномицеты, выделенные из засоленных почв и растущие при умеренных концентрациях NaCl, являются одними из немногих гетеротрофных бактерий, которые синтезируют совместимые осморегуляторные вещества глицин-бетаин (*Actinopolyspora halophila*) и гидроксипроизводные эктоина и бета-глютамата (*Nocardiopsis halophila*) [22]. Диапазон значений pH, пригодных для роста большого числа галофильных и галотолерантных актиномицетов, лежит в области 6–10 с оптимумом роста при 7–8.

Цель настоящей работы – исследование почвенного актиномицетного комплекса засоленных почв для поиска среди мицелиальных прокариотов галофильных и галоалкалофильных форм.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектами исследования явились засоленные почвы: бурая полупустынная и бурая пустынно-

* Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 06-04-48165, а также при частичном финансировании грантом Президента для поддержки ведущих научных школ РФ № НШ-8797. 2006.

Характеристика объектов исследования

Почва	Горизонт или слой, № образца, (глубина, см)	pH водный	Характер и степень (% легкорастворимых солей) засоления	Район взятия образца
Солончак корково-пухлый	Образцы 1, 2, 4, 6 (0–1) Образцы 3, 5 (3–8)	7.9 7.8	Хлоридный, 1%	Дельта р. Аму-Дарья
Солончак корковый (соровый)	Образцы 1, 2, 3, 4 (0–3)	8.0	Сульфатно-хлоридный и хлоридное, 6%	Северо-восточное побережье Каспийского моря, п-ов Бузачи
Солончак луговой гидроморфный	Образец 68, солевая корка	9.0	Хлоридно-сульфатный с небольшим содержанием соды, 6%	Бурятия, оз. Оронгойское, оз. Щучье
	Образец 4 (0–4)	9.0		
	Разр. В–02	7.0	Хлоридный, 3%	Астраханская обл., Волгоградский р-н, бугор Большой Барфон
	Ad	6.5		
	II слой (0–8)	7.0		
	III слой (25–38)	7.2		
	IV слой (38–60)			
	Разр. В–05		Хлоридный, 3%	»
	I слой (0–8)	6.9		
	II слой (8–14)	7.2		
Солончак пухлый	III слой (14–24)	7.1		
	IV слой (24–43)	7.2		
	V слой (43–62)	7.1		
	Образец 65, солевая корка	9.5	Хлоридно-сульфатный, сульфатный с небольшим содержанием соды, 6%	Бурятия, территория пересыхающих соленых озер, оз. Сульфатное
	Образец 66 (1–6)	9.5		
Солончак пухлый	Образцы 1, 2, 3, 14, 15, 16, 17, 18	9.0	Хлоридно-сульфатный содовое, 5%	Монголия, Убсу-Нурская котловина, пересыхающие соленые озера
Содовый солончак	Образцы 9, 11, 12, 13	9.0	Хлоридно-сульфатный, содовое, 5%	»
Каштановая	Образцы 63, 64	9.0	Хлоридно-сульфатный, присутствие карбонатов, 2%	Бурятия, территория пересыхающих соленых озер, оз. Оронгойское
Бурая полупустынная	Ad (0–7)	7.3	Хлоридный, 3%	Астраханская обл., Волгоградский р-н, бугор Большой Барфон
	B1 (7–22)	7.3		
	Bsol (22–57)	7.0		
	B2(57–87)	7.5		
	B3(87–110)	8.2		
Бурая пустынно-степная	Ad (0–10)	9.0	Хлоридно-сульфатный с высоким содержанием карбонатов по всему профилю, 1%	Монголия, Южный Гоби, Булган сомон
	B1 (10–35)	9.0		
	Bcal (35–50)	8.9		
	BCsa (50–60)	8.9		
	Csa (60–70)	9.1		
	Csa (70–110)	9.1		
Серо-бурая	Образцы № 113, 207 (2–6).	8.0	Хлоридно-сульфатный, 1%	»

степная почвы и солончаки, образцы которых отбирали на территории России и Монголии (таблица).

Для выделения и дифференцированного учета актиномицетов использовали метод посева из разведений почвенных суспензий на плотные питательные среды и метод “рассыпки” почвенного мелкозема на поверхность плотной питательной среды в чашке Петри [9]. Для выделения актино-

мицетов из засоленных почв использовали следующие среды: среду Гаузе 1 [1] и модифицированную среду Гаузе 1 следующего состава (г/л): K_2HPO_4 – 0.5; Na_2SO_4 – 50; KNO_3 – 1.0; $MgCl_2$ – 50; $FeSO_4$ – 0.01; крахмал – 20.0; агар-агар – 20.0; среду с пропионатом натрия [4] и модифицированную среду с пропионатом натрия с 5%-ной концентрацией солей Na_2SO_4 и $MgCl_2$. Использовали

среды со значениями pH 7.2; 8.0 или 9.0, которые обеспечивали и поддерживали с помощью фосфатной буферной смеси. В среды добавляли нистатин (50 мг/мл) для ограничения роста грибов и налидиксовую кислоту (5 мг/мл) для ограничения роста немиецелиальных бактерий. Оптимальные и ограничительные для роста культур стрептомицетов, выделенных из засоленных почв, концентрации NaCl и значения pH среды определяли по величине радиальной скорости роста колоний на плотной питательной среде Гаузе 1 с концентрацией NaCl 1–8% (шаг 1%), и значениями pH среды 4–10 (шаг 1.0). Расчет радиальной скорости роста колонии K_r проводили по формуле:

$$K_r = (d_2 - d_1)/(t_2 - t_1),$$

где d_1 и d_2 – диаметр колонии в начальный и конечный моменты измерения соответственно, мм; t_1 и t_2 – время начального и конечного измерения, сут. Измерения проводили в 20-кратной повторности.

В лабораторных исследованиях для проведения модельного опыта по изучению динамики численности и биомассы почвенных актиномицетов в ходе инициированной микробной сукцессии воздушно-сухую почву (20 г), освобожденную от крупных корешков и посторонних включений, растирали в фарфоровой ступке и просеивали через сито в 1 мм. Почву помещали в чашки Петри, тщательно перемешивали и увлажняли до 60% от полевой влагоемкости. Инкубировали чашки с почвой при поддержании указанного уровня влажности при температуре 20°C в эксикаторах, которые открывали на 30 мин через день. Посевы почвенных образцов производили в момент инициации сукцессии (0-момент), на 3, 7, 14, 21, 28-е сут после инициации сукцессии. Длину мицелия актиномицетов в почве определяли с помощью люминесцентного микроскопа. Для окрашивания мицелия использовали водный раствор акридина оранжевого (разведение 1×10000 ; 2–4 мин). Длину мицелия в 1 г почвы вычисляли по формуле:

$$M = (4an/p) \cdot 10^{10},$$

где M – длина мицелия в 1 г почвы; a – средняя длина мицелия в поле зрения; p – площадь поля зрения (мкм^2); n – показатель разведения. При расчете биомассы учитывали, что 1 м сухого актиномицетного мицелия диаметром 0.5 мкм имеет биомассу $3.9 \cdot 10^{-8}$ г [9].

Предварительную принадлежность исследуемых актиномицетов к роду *Streptomyces* определяли, согласно “Определителю бактерий Берджи” [11] по следующим морфологическим и хемотаксономическим признакам: наличию воздушного и субстратного мицелия, отсутствию фрагментации мицелия, наличию цепочек спор только на воздушном мицелии; присутствию в гидролизатах целых клеток LL-изомера диаминопимелиновой кислоты (LL-ДАПК) и отсутствию дифференцирую-

щих сахаров. Предварительную принадлежность исследуемых актиномицетов к роду *Micromonospora* – по наличию одиночных спор на субстратном мицелии, отсутствию воздушного мицелия, наличию в гидролизатах целых клеток мезо-ДАПК, ксилозы, арабинозы.

Для видовой идентификации стрептомицетов использовали культуральные, морфологические и физиолого-биохимические показатели, согласно “Определителю актиномицетов” [1].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Численность актиномицетов рода *Streptomyces*, выделяемых из засоленных почв на среду Гаузе 1, колеблется в пределах от сотен колониеобразующих единиц (КОЕ)/г почвы до десятков тысяч в зависимости от типа, горизонта почвы и среды выделения (рис. 1).

Наименьшее количество стрептомицетов обнаружено в малогумусовом корковом (соровом) солончаке, образцы которого отобраны на полуострове Бузачи. Численность стрептомицетов в этих почвах не превышает сотен КОЕ/г почвы. Наибольшее количество (тысячи КОЕ/г почвы) стрептомицетов обнаружено в бурой пустынно-степной почве Монголии, луговом гидроморфном солончаке и корковом (соровом) солончаке, образцы которых отобраны в Бурятии на территории пересохших соленых озер. Бурая пустынно-степная почва содержит большое количество карбонатов. Актиномицеты являются кальциефилами, споры их интенсивно прорастают в присутствии ионов кальция. В луговом гидроморфном и корковом солончаках, образцы которых отобраны на Большом Барфоне и в Бурятии, содержание гумуса более высокое ($>1\%$), чем в солончаках, образцы которых отобраны на п-ове Бузачи. Этим объясняется большая численность актиномицетов в этих почвах.

Численность стрептомицетов, обнаруживаемых в засоленных почвах, возрастает (часто на порядок) с увеличением концентрации солей в среде, используемой для выделения актиномицетов. Количество выделенных из почвы на среде Гаузе 1 модифицированной (концентрация MgCl_2 – 5% и Na_2SO_4 – 5%) мицелиальных прокариотов оказалось более значительным по сравнению с их численностью на традиционной среде Гаузе 1. Для выражения соотношения этих количеств использовали коэффициент галофильности (K_{hal}), рассчитываемый как отношение численности стрептомицетов, вырастающих на среде Гаузе 1 с повышенной концентрацией солей (5%), к количеству стрептомицетов на традиционной среде Гаузе 1. Для стрептомицетных комплексов всех исследованных засоленных почв K_{hal} выражался числом большим единицы. В стрептомицетном комплексе бу-

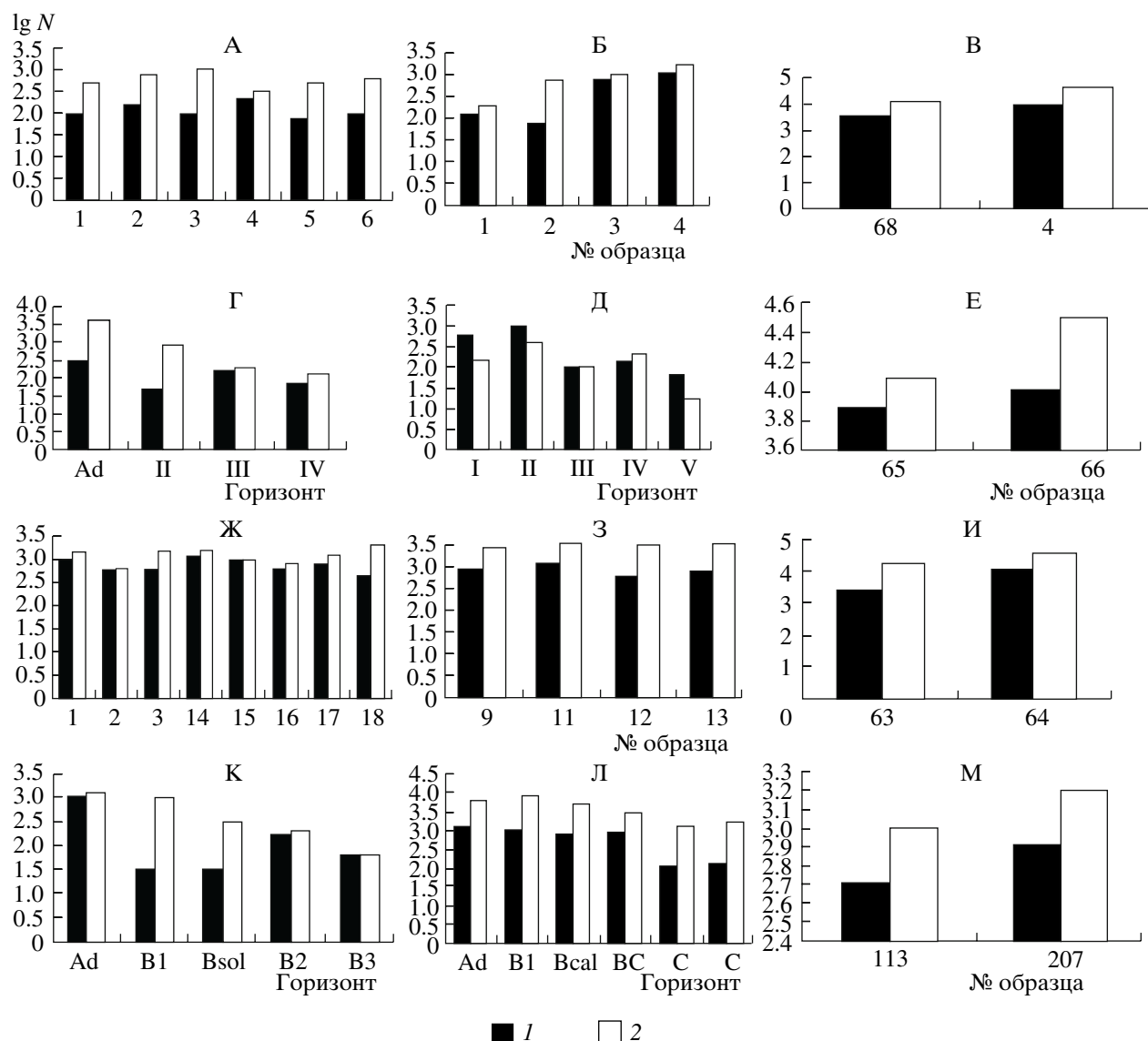


Рис. 1. Численность ($\lg N$) стрептомицетов, выделяемых из засоленных почв на средах с различными концентрациями солей: 0.02 (I), 0.5% (2). Условные обозначения здесь и на рис. 2. Солончаки: корково-пухлый (А), корковый (соровый) (Б, В), луговой гидроморфный (Г, Д, Е), пухлый (Ж), содовый (З); засоленные почвы: каштановая (И), бурая пустынно-степная (К), бурая пустынно-степная (Л), серо-бурая (М).

рой пустынно-степной почвы и коркового солончака с п-ова Бузачи отмечены наиболее высокие коэффициенты галофильности по сравнению со стрептомицетными комплексами других исследованных почв. Это особенно заметно для комплексов в гор. В1 и Bsol бурой пустынно-степной почвы и в образце 2 коркового солончака, что связано с высоким содержанием в водных вытяжках из этих горизонтов анионов SO_4^{2-} (до 129.9 мг/100 г почвы) и катионов магния (до 24 мг/100 г почвы), натрия (до 26 мг/100 г почвы) и кальция (до 122 мг/100 г почвы).

Количество актиномицетов, выделенных из зональных почв на среду с повышенной концентрацией

солей, как правило, было меньшим по сравнению с численностью актиномицетов на традиционно используемых средах. Так, при выделении актиномицетов из чернозема на среду с повышенной концентрацией солей численность мицелиальных бактерий уменьшалась на два порядка по сравнению с количеством этих организмов на традиционной среде Гаузе 1 (тысячи КОЕ/г – на среде с 5% концентрацией солей; сотни тысяч КОЕ/г – на среде с 0.02% концентрацией солей) (Оборонов, неопубликованные данные).

При повышении pH среды (pH 9.0) численность мицелиальных бактерий увеличивалась по сравнению с их количеством на среде с pH 7.2 и аналогичным содержанием солей (5%) (рис. 2). Исключение

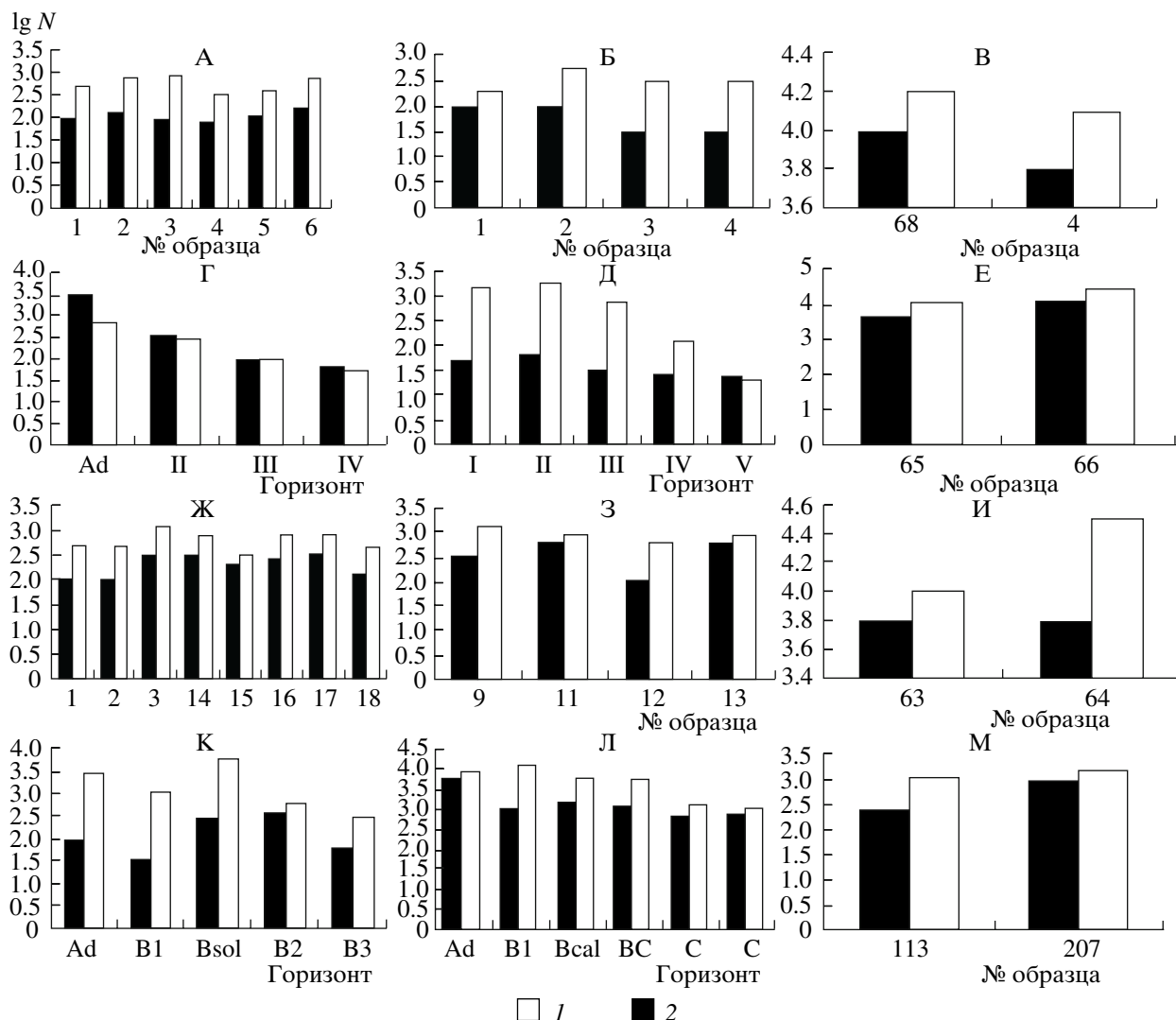


Рис. 2. Численность ($\lg N$) стрептомицетов, выделяемых из засоленных почв на средах с различными значениями pH: 7.2 (1), 9.0 (2).

в этом отношении составил солончак луговой гидроморфный с нейтральной реакцией среды. Коэффициент алкалофильности (K_{alc}), рассчитывали как соотношение численности стрептомицетов, вырастающих на среде со значением pH 9 и 7.2. K_{alc} в засоленных почвах с высоким значением pH был больше единицы.

Таким образом, использование селективных сред с высокой концентрацией солей сульфата натрия и хлорида магния (5%) и высоким pH (9.0), имитирующих степень засоления и актуальную кислотность исследуемых почв, позволило выделить актиномицеты в 2–10 раз большем количестве, чем при использовании традиционных сред, и тем самым выявить в засоленных почвах специфические комплексы с доминированием актиномицетов, предпочитающих для роста высокие концентрации солей и высокие значения pH.

Численность актиномицетов в засоленных почвах оказалась на 1–3 порядка меньше по сравнению с количеством актиномицетов, выявленных в зональных типах почв [4].

Разнообразие актиномицетных комплексов засоленных почв невелико. Исследование таксономического состава актиномицетного комплекса бурой пустынно-степной засоленной почвы выявило присутствие двух родов актиномицетов: *Streptomyces* и *Micromonospora*. При высеве почвенной суспензии на среду с пропионатом натрия стрептомицеты и микромоноспоры находились примерно в равных долях в актиномицетном комплексе, при высеве на среду с пропионатом натрия с 5%-ной концентрацией солей Na_2SO_4 и $MgCl_2$ в комплексе преобладали стрептомицеты. Таким образом, микромоноспоры проявляли меньшую,

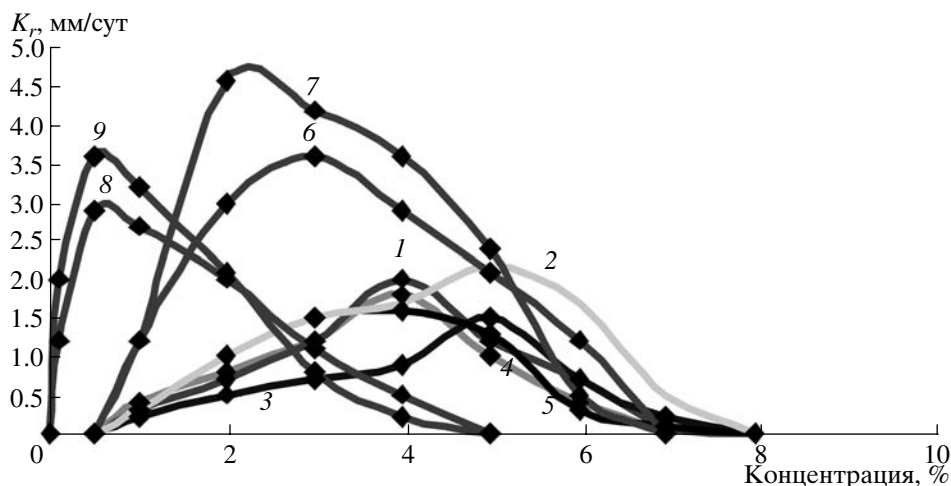


Рис. 3. Диапазон концентраций NaCl, пригодный для роста умеренно галофильных (1–5), слабогалофильных (6, 7) и негалофильных (8, 9) стрептомицетов *Streptomyces chrysomallus* шт. 3 (1), *S. candidus* шт. 2 (2), *S. chrisomallus* (3), *S. chrysomallus* шт. 5 (4), *S. viridogenes* шт. 1 (5), *S. xantholiticus* шт. 12–1 (6), *S. chromofuscus* шт. 12–2 (7), *S. xanthocidicus* шт. 10–2 (8), *S. aburaviensis* шт. 10–3 (9).

чем стрептомицеты, приспособленность к существованию при повышенной концентрации солей.

Видовое разнообразие стрептомицетного комплекса, выделяемого из засоленной почвы на модифицированной среде Гаузе 1, несколько увеличивалось по сравнению с разнообразием стрептомицетов, выделяемых на традиционной среде. В бурой пустынно-степной почве в составе стрептомицетного комплекса доминировали виды секции *Cinereus* серии *Chromogenes*. Высокая концентрация солей (Na_2SO_4 и MgCl_2 , 5%) в среде выявила в стрептомицетном комплексе исследуемой почвы присутствие галофильных видов, принадлежащих к секции *Imperfectus*. Сочетание высокой концентрации солей (5%) и высокого значения pH (9) в среде выделения способствовало обнаружению в стрептомицетном комплексе бурой пустынно-степной почвы галоалкалофильных видов, принадлежащих к секции *Roseus* и увеличению доли видов секции *Imperfectus*.

Выделенные из засоленных почв культуры стрептомицетов классифицированы по их потребности в разных концентрациях соли и pH. Выявлены умеренные галофильные почвенные стрептомицеты, максимальная величина радиальной скорости роста колоний (K_r) которых обнаружена при 4–5%-ной концентрации NaCl в среде, а границы роста лежат в области 1–8% соли; слабые галофильные почвенные стрептомицеты (наибольшая величина радиальной скорости роста колоний – при 2–3% NaCl, границы роста – 1–7% соли); негалофильные стрептомицеты (максимальная радиальная скорость роста колоний – при 0.5 %, границы роста – 0.1–4% соли) (рис. 3). Выявлены алкалофильные стрептомицеты с максимальным значением радиальной скорости роста колоний при pH 8 или 10 и

границами роста от pH 6 до 12, а также нейтрофильные стрептомицеты с оптимальным значением K_r при pH 7 и границами роста от pH 5 до 9. Широкий диапазон концентрации соли в среде и значений pH, пригодных для роста почвенных галофильных и алкалофильных стрептомицетов, связан, очевидно, с гетерогенностью почвенной среды, в которой присутствуют микрзоны с различными концентрациями солей и актуальной кислотностью.

Культуры *Streptomyces noboritoensis* шт. 1 *S. pluricilorescens* шт. 2 и *S. prunicolor* шт. 3 оказались галоалкалофильными, оптимальная радиальная скорость роста отмечена при 5%-ной концентрации NaCl и значении pH 8 (рис. 4). При многократных пересевах галоалкалофильных культур стрептомицетов на традиционную среду Гаузе 1 диапазон пригодных для роста концентраций NaCl и значений pH не изменялся. Оптимальная величина радиальной скорости роста колоний оставалась наибольшей при 5% NaCl и значении pH 8.0.

Таким образом, в засоленных почвах обнаружены галофильные, алкалофильные и галоалкалофильные стрептомицеты, предпочитающие для роста следующие условия: 5% NaCl и pH 8–9.

Плотность популяции актиномицетов (lg КОЕ/г почвы) изменялась в ходе сукцессии, инициированной увлажнением засоленной почвы, следующим образом. Численность актиномицетов в начальный момент опыта составила тысячи на 1 г почвы. Затем наблюдалось уменьшение плотности популяции актиномицетов до сотен КОЕ/г почвы к восьмым суткам опыта. Небольшое незначительное возрастание плотности популяции (в пределах порядка) отмечено в промежуточный период вплоть до двадцатых суток опыта с после-

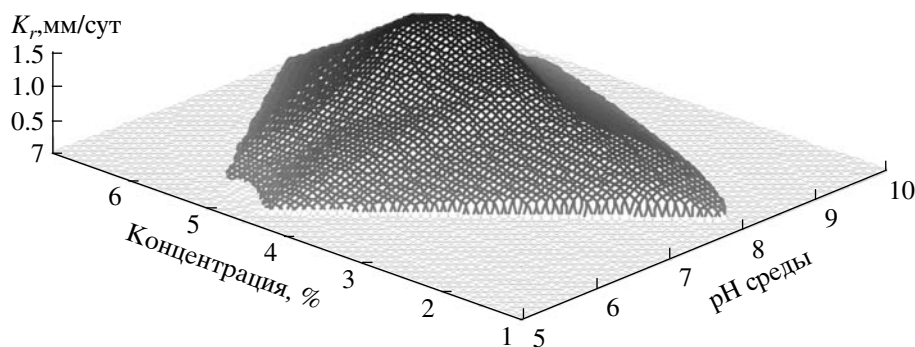


Рис. 4. Зависимость величин радиальной скорости роста колоний галоалкалофильных стрептомицетов (K_r) от концентрации NaCl и значений pH среды.

дующей стабилизацией или небольшим увеличением плотности к 35-м суткам опыта.

Длина мицелия актиномицетов в начальный момент опыта составляла 40 м/г почвы, затем начинала возрастать и увеличивалась в 4 раза, достигая максимума к 15-м суткам опыта 140 м/г почвы, далее отмечена стабилизация длины мицелия (рис. 5).

Величина биомассы сухого актиномицетного мицелия в начале опыта составляла 1.8 мкг/г почвы. Затем в ходе инициированной микробной сукцессии наблюдалось увеличение биомассы актиномицетов в 4 раза. Наибольшая биомасса отмечена на 15-е сутки опыта (до 6 мкг/г) с последующей стабилизацией на уровне 5 мкг/г почвы.

Наблюдение за динамикой длины мицелия и биомассы актиномицетов свидетельствуют о том, что актиномицеты в засоленной бурой полупустынной почве активно растут. Выявлен мицелий, длина которого достигает 140 м/г почвы.

Динамика численности представителей рода *Streptomyces* в ходе сукцессии, инициированной

увлажнением бурой полупустынной почвы, отличается от динамики численности представителей рода *Micromonospora*. Количество стрептомицетов, как правило, больше на среде с высокой концентрацией соли во все сроки опыта по сравнению с численностью на традиционной среде выделения, в то время как количество представителей *Micromonospora* выше на традиционной среде, чем на среде с повышенным содержанием соли. Отмеченная закономерность подтверждает сделанный ранее вывод о меньшей по сравнению со стрептомицетами приспособленности микромоноспор к высоким концентрациям солей.

Сравнительное наблюдение морфологической дифференциации колоний галоалкалофильного стрептомицета на щелочной среде с повышенной концентрацией соли и на традиционной среде показало, что у галоалкалофильного *Streptomyces prunicolor* (шт. 3) на традиционной среде Гаузе 1 уже к третьим суткам формируются колонии с развитым субстратным, воздушным мицелием и длинными прямыми спораносцами. К шестым суткам роста споры освобождаются из цепочек.

При росте галоалкалофильного стрептомицета на нейтральной и щелочной средах с 5%-ной концентрацией солей ($MgCl_2$, Na_2SO_4) к третьим суткам отмечено формирование субстратного и воздушного мицелия. Размер колоний галоалкалофильного стрептомицета на этих средах оказался большим, чем на традиционной среде во все сроки наблюдения. Спораносцы формировались только к шестым суткам роста культуры, на 9-е сутки отмечено освобождение спор.

Таким образом, особенностью морфологической дифференцировки колоний галоалкалофильного стрептомицета является способность быстрее расти, однако наблюдается задержка спорообразования на щелочной среде с повышенным содержанием солей по сравнению с нейтральной и низким содержанием солей. Галоалкалофильный стрептомицет характеризуется более высокой радиальной скоростью роста колоний на щелочной

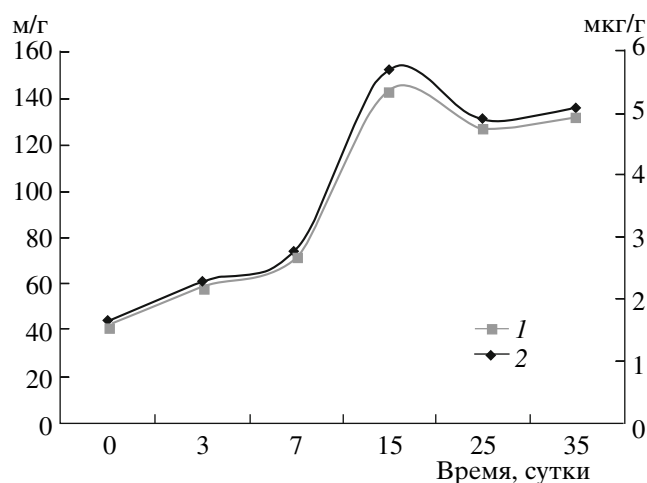


Рис. 5. Динамика изменения длины мицелия (1) и биомассы (2) стрептомицетов в ходе сукцессии, инициированной увлажнением бурой полупустынной почвы.

среде с содержанием солей 5% по сравнению с этим показателем на нейтральной среде с содержанием солей 0.02%.

Можно предположить с достаточной степенью вероятности, что почвенные галоалкалофильные стрептомицеты обладают особым механизмом адаптации к условиям засоленных почв. Эти стрептомицеты интенсивнее колонизируют щелочную среду с повышенной концентрацией солей, чем традиционную. Наличие этого механизма позволяет галоалкалофильным формам снижать конкуренцию негалофильных нейтрофильных стрептомицетов за счет более быстрого освоения субстрата.

Способность культур расти на среде с повышенным содержанием солей и значением pH является генетически закрепленным признаком.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гаузе Г.Ф., Преображенская Т.П., Свешникова М.А., Терехова Л.П., Максимова Т.С. Определитель актиномицетов. М.: Наука, 1983. 245 с.
2. Заварзин Г.А., Жилина Т.Н., Кевбрин В.В. Алкалофильное микробное сообщество и его функциональное разнообразие // Микробиология. 1999. Т. 68. С. 579–599.
3. Засоленные почвы России / Отв. ред. Л.Л. Шишов, Е.И. Панкова. М.: Академкнига, 2006. 854 с.
4. Звягинцев Д.Г., Зенова Г.М. Экология актиномицетов. М.: ГЕОС, 2001. 257 с.
5. Звягинцева И.С. Галобактерии // Успехи микробиологии. 1989. Т. 58. В. 23. С. 112–137.
6. Калакуцкий Л.В., Агре Н.С. Развитие актиномицетов. М.: Наука, 1977. 286 с.
7. Красильников Н.А. Лучистые грибки и родственные им организмы. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 325 с.
8. Лысак Л.В., Трошин Д.В., Чернов И.Ю. Бактериальные сообщества солончаков // Микробиология. 1994. Т. 63. В. 4. С. 721–729.
9. Методы почвенной микробиологии и биохимии / Под ред. Д.Г. Звягинцева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. 303 с.
10. Микрофлора почв южной части СССР / Под ред. Е.Н. Мишустина. М.: Наука, 1966. 264 с.
11. Определитель бактерий Берджи / Под ред. Дж. Холта и др. М.: Мир, 1997. 799 с.
12. Al-Tai A.M., Ruan J.-S. *Nocardiosis halophila* sp. nov., a new halophilic actinomycete isolated from soil // Int. J. Syst. Bacteriol. 1994 V. 44. P. 474–478.
13. Al-Tai A.M., Ruan J.-S. Chemotaxonomy of halophilic actinomycetes // Feb. 2001 № 1. P. 23–30.
14. Al-Zarban S.S., Abbas I., Al-Musallan A.A., Steiner U., Stackebrandt E., Kroppenstedt R.M. *Nocardiosis halotolerans* sp. nov., isolated from salt march soil in Kuwait // Int. Syst. Evol. Microbiol. 2002. V. 52. P. 525–529.
15. Bilanenko E.N., Georgieva M.L. Haloalkali tolerant community of micromycetes inhabiting soda aolunchaks // Proceed. Of the XVI symposium of mycologists and lichenologists of Baltic States. Cesis. Latvia. 2005. P. 52–55.
16. Chun J., Bae K.S., Moon T.Y., Jung S.-O., Lee H.K., Kim S.-J. *Nocardiosis kunsanensis* sp. nov., a moderately halophilic actinomycete isolated from a saltern // Int. J. Syst. Evol. Microbiol. 2000. V. 50. P. 1909–1913.
17. Cui X.-L., Mao P.-H., Zeng M., Li W.-J., Zhang L.-P., Xu L.-H., Jiang C.-L. *Streptimonospora salina* gtn. Nov., sp. nov., a new member of the family *Nocardiosaceae* // Int. Syst. Evol. Microbiol. 2001. V. 51. P. 351–363.
18. Evtushenko L.I., Taran V.V., Akimov V.N., Kroppenstedt R.M., Tiedji J.M., Stackebrandt E. *Nocardiosis dassonvillei* subsp. Albirubida subsp. nov., comb. nov. // Int. Syst. Evol. Microbiol. 2000. V. 50. P. 73–81.12.
19. Gochbauer M.B., Leppard G.G., Komaratat P, Kates M., Novitsky T., Kushner D.J. Isolation and characterization of *Actinopolyspora halophila*, gen. et. sp. nov., an extremely halophilic actinomycete // J. Microbiol. 1975. V. 21. P. 1500–1511.
20. Li W.J., Xu P., Tang S.K., Xu L.H., Kroppenstedt R.M., Stackebrandt E., Jiang C.L. *Prauserella halophila* sp. nov. and *Prauserella alba* sp. nov., moderately halophilic actinomycetes from salina // Int. J. Syst. Evol. Microbiol. 2003. V. 53. P. 1545–1549.
21. Tang S.-K., Li W.-J., Dong W., Zhang Y.-G., Xu L.-H., Jiang C.-L. Studies of the biological characteristics of some halophilic and halotolerant actinomycetes isolated from saline and alkaline soils // Actinomycetologica. 2003. V. 17. P. 6–10.
22. Ventosa A., Nieto J.J. Oren A. Biology of moderately halophilic aerobic bacteria // Microbiol. Mol. Biol. Rev. 1998. V. 62. P. 504–544.

Mycelial Bacteria of Saline Soils

D. G. Zvyagintsev, G. M. Zenova, and G. V. Oborotov

The actinomycetal complexes of saline soils comprise the representatives of the *Streptomyces* and *Micromonospora* genera, the number of which are hundreds and thousands of CFU/g soil. Complexes of mycelial bacteria in saline soils are poorer in terms of number (by 1–3 orders of magnitude) and taxonomic composition than the complexes of the zonal soil types. A specific feature of the actinomycetal complexes of saline soils is the predominance of halophilic, alkaliphilic, and haloalkaliphilic streptomycetes that well grow at pH 8–9 and concentrations of NaCl close to 5%. Actinomycetes in saline soils grow actively, and the length of their mycelium reaches 140 m in 1 gram of soil. The haloalkaliphilic streptomycetes grow fast and inhibit the formation of spores at pH 9 and high concentrations of salts (Na₂SO₄ and MgCl₂, 5%) as compared to their behavior on a neutral medium with a salt concentration of 0.02%. They are characterized by the maximal radial growth rate of colonies on an alkaline medium with 5% NaCl.

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

УДК 631.46

МИКРОБИОЛОГИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ И ТОКСИЧНОСТЬ НЕФТЕЗАГРЯЗНЕННЫХ СОРОВЫХ СОЛОНЧАКОВ И НАСЫПНЫХ ГРУНТОВ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ СЕВЕРНЫЕ БУЗАЧИ (КАЗАХСТАН)*

© 2008 г. Т. Г. Тыныбаева¹, Н. В. Костина², А. М. Терехов², А. В. Кураков¹

¹ Международный учебно-научный биотехнологический центр МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

² Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

E-mail: kurakov57@mail.ru

Поступила в редакцию 07.05.2007 г.

Количество КОЕ микроорганизмов, запасы жизнеспособной биомассы и интенсивность микробиологических процессов (дыхания, азотфиксации, денитрификации и разложения целлюлозы) в соровых солончаках и песчано-суглинистых насыпных грунтах территории газо-нефтяного месторождения Северные Бузачи значительно ниже, чем в других типах почв, что указывает на очень ограниченные способности к самоочищению этих субстратов. При загрязнении нефтью в концентрациях 100–600 мг/кг в них повышалась численность КОЕ копиотрофных бактерий, снижалось количество актиномицетов и грибов, возрастали запасы жизнеспособной биомассы, скорость эмиссии диоксида углерода, потенциальной азотфиксации и денитрификации. Микробные сообщества соровых солончаков имели невысокую активность и узкий спектр потребления вносимых субстратов. Биотестирование с *Artemia salina* L. показало, что хотя большинство образцов почв и грунтов не токсичны, есть участки земель 4-го класса опасности. Прорастание семян *Lepidium sativum* L. в почвах и грунтах вне зависимости от концентрации нефти (диапазон 30–600 мг/кг) подавлено из-за солевого токсикоза.

ВВЕДЕНИЕ

При современном уровне технологий от 1.0 до 16.5% нефти и продуктов ее переработки теряется при добыче, переработке и транспортировке. Величина мировых потерь сырой и товарной (обессоленной) нефти составляет $n \cdot 10^7$ т/год, из них 20% приходится на мировой океан, остальные – на почвы и пресные воды.

Контаминация почв нефтью приводит к потере ими плодородия, загрязнению углеводородами и сопутствующими токсическими веществами сопредельных сред и негативному воздействию на живые организмы [7, 9].

Крупные месторождения нефти и газа интенсивно эксплуатируются в настоящее время в западном Казахстане. На производственных площадках нефтепромыслов, вдоль линий нефтепроводов и транспортных коммуникаций, на участках разведочного и геофизического бурения широкое распространение получают антропогенно-деградированные почвы. Они возникают из-за механических нарушений почвенного покрова, аварий на скважинах, повреждений и коррозии трубопроводов, прорывов карт с нефтешламом и

буровыми отходами, контаминации почв сточными водами и токсичными выбросами в атмосферу. Многие месторождения в этом регионе располагаются на засоленных почвах, что значительно осложняет их рекультивацию и усиливает коррозионную опасность окружающей среды.

Целью работы была характеристика микробиологической активности и биотестирование токсичности нефтезагрязненных соровых солончаков и насыпных песчано-суглинистых грунтов площадок с технологическим оборудованием на месторождении Северные Бузачи в Казахстане.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Месторождение Северные Бузачи располагается в западном Казахстане на п-ове Бузачи на расстоянии 30 км от Каспийского моря. По биоклиматическим показателям регион относится к пустынному типу ландшафтов и характеризуется крайне неблагоприятными условиями – повышенной солнечной радиацией, сильными ветрами, значительной годовой амплитудой температур, малым количеством осадков. Концентрация солей в почве и близко (0.3–2 м) подходящих к поверхности грунтовых водах столь высока, что более 70% территории полностью лишены расти-

* Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 06-04-48527 и НШ № 8797.2006.4.

тельности. Растительный покров представлен солевыносливыми видами: сарсазаном (*Halocnemum strobilaceum* (Pall.) Bieb.) и однолетними солянками (*Climacoptera crassa* (Bieb.) Botsch., *Salsola paulsenii* Litv., *Salsola nitraria* Pall.). По окраине со-ра в экотоне формируются одновидовые сообщества сарсазана шишковатого (*Halocnemum strobilaceum* (Pall.) Bieb.), которые образуют небольшие фитогенные бугры. Территория месторождения представлена преимущественно соровыми солончаками, а на прилегающих участках распространены также корково-пухлые (типичные) солончаки, серо-бурые и песчаные почвы. Соровые солончаки месторождения имеют суглинистый и супесчаный гранулометрический состав, в котором преобладают (около 60–70%) мелко- и среднезернистые фракции размерностью 0.05–0.25 мм [17–19].

В связи с близким залеганием грунтовых вод влажность почвы (за исключением небольшого верхнего слоя толщиной в несколько сантиметров) на глубине 5–20 см и ниже высокая – 20–65%. Солончаки характеризуются бесструктурным сложением, наличием поверхностной соляной корки (0.5–2 см) и низкой нефтеемкостью – около 100 г/кг.

Образцы почв отбирали на территории санитарно-защитной зоны (СЗЗ), песчано-суглинистого насыпного грунта с площадок, на которых расположены скважины NB-8, 14, 53, 632, замерное устройство (ЗУ-3, ЗУ-2), центральная насосная станция (ЦНС), а также соровых солончаков, примыкающих к этим площадкам (в 20–100 м). С каждой площадки отбирали 5–10 индивидуальных образцов с глубины 0–20 см методом случайной выборки и готовили смешанный образец весом 0.6–0.8 кг. До проведения микробиологических анализов образцы хранили при температуре 5°C, для химических анализов высушивали до воздушно-сухого состояния при температуре 25–35°C.

Валовое содержание азота, углерода и серы определяли на элементном анализаторе (VarioEL, Германия) при температуре 1150°C, концентрацию подвижного фосфора и калия по Кирсанову, рН, аммония, нитратов, водорастворимых солей и емкость обменных катионов – согласно рекомендуемым стандартным методам [16].

Содержание углеводородов нефти в почвах исследовали путем экстракции их четыреххлористым углеродом на КН-2 методом ИК-спектрометрии в области 3000–3420 нм (ПНДФ 16.1 : 22.22–98).

В проанализированных образцах соровых солончаков содержание водорастворимых солей варьировало в диапазоне от 0.8 до 5.8%, в отдельных случаях достигало 10%, в насыпных песчано-суглинистых грунтах площадок, на которых располагается технологическое оборудование, – 2%,

в нефтешламе – 0.3%, буровых отходах – 2.04% (табл. 1).

Засоление имеет хлоридно-сульфатный характер, отношение Cl/SO_4 варьирует по профилю от 1 до 17, солевая корка на поверхности почвы на 98% состоит из NaCl. Содержание карбонатов также высокое, в поверхностных слоях – 1.8–9.6%, с глубиной их количество увеличивается до 8.3–9.5% [18, 19, 22]. Количество легкорастворимых солей в верхнем горизонте заметно выше в осенний период, чем весной, что обусловлено выпотным режимом в этих почвах.

Согласно мониторингу содержания углеводородов нефти, тяжелых металлов и мышьяка в соровых солончаках и грунтах, с первых лет разработки (с 1998 г.) газо-нефтяного месторождения по 2006 г. концентрация нефти в соровом солончаке и насыпных песчано-суглинистых грунтах площадок с оборудованием, которые не имели визуально видимых признаков загрязнения, не превышала ПДК – 1000 мг/кг. Загрязнение почв нефтью произошло в период начала активного бурения и добычи нефти (2000–2003 гг.). Содержание углеводородов увеличилось по сравнению с фоновым в 5–10 крат, до 200–600 мг/кг почвы/грунта. В последующие годы (2004–2006 гг.) наблюдали снижение концентрации углеводородов нефти в почвах и грунтах, обусловленное технической рекультивацией и природными процессами. В соровых солончаках и грунтах технологических площадок месторождения с 1998 по 2006 гг. возросла концентрация свинца, меди, цинка, кобальта, кадмия, ванадия и никеля – в 1.5–3 раза, мышьяка в 2.5–5 раз. Концентрация никеля, цинка и свинца в солончаках и насыпных грунтах в настоящее время приближается к уровню ПДК для песчаных почв, для меди и ванадия она в 1.5–4 раза ниже ПДК. Максимально опасный уровень загрязнения почв и грунтов установлен для мышьяка [11].

Соровые солончаки характеризуются щелочным рН, низкой гидролитической кислотностью (0.35–1.05 мг-экв/100 г), невысокой емкостью обменных катионов ($Ca + Mg$, мг-экв/100 г – 23.2–38.2), большим содержанием аммонийного азота (2.6–10.5 мг $NH_4/100$ г), чем нитратов (1.4–2.0 мг $NO_3/100$ г) [18, 20]. Нефтезагрязненные почвы и насыпной грунт имеют значительно более высокое содержание общего углерода, азота, серы, подвижного фосфора. Достоверного роста концентрации обменного калия при загрязнении почв нефтью не установлено, но тенденцию увеличения можно констатировать.

Микробиологическая характеристика соровых солончаков включала оценку методами посевов численности КОЕ (колониеобразующих единиц) бактерий на богатых средах – рыбо-пептонном агаре (РПА) и бедных средах – РПА, разбавленном 10-кратно и голодном агаре. Для

Таблица 1. Химические свойства почв в санитарно-защитной зоне и соровых солончаков и песчано-суглинистых насыпных грунтов технологических площадок на территории месторождения Северные Бузачи

Место отбора образца		Содержание углеводородов нефти, мг/кг	pH	Содержание солей, %	C	N	S	P	K
					валовое содержание, %			мг/кг (по Кирсанову)	
NB-53,	соровый солончак		9.2		4.422	0.020	2.869	198	78.2
	площадка, грунт	680	8.2	1.3	6.707	0.025	0.501	223	398
NB-632,	соровый солончак	100	7.5	0.8	5.165	0.069	1.926	—	—
	площадка, грунт	3410		1.6	5.798	0.017	0.725	—	—
NB-8,	соровый солончак	110	8.5	5.8	3.131	0.053	4.865	198	79.9
	насыпной грунт	220	7.4	2.0	—	—	—	—	—
Скважина 165,	соровый солончак	68070	—	—	6.0	0.030	—	—	—
ЦНС,	соровый солончак	150	8.1	10	—	—	—	—	—
ЗУ-3,	площадка, грунт	9400	8.4	2.0	6.669	0.035	2.038	187	449
ЗУ-3,	соровый солончак	7800	—	—	—	—	—	—	—
Нефтешлам		116100	7.6	0.3	8.387	0.040	2.137	247	580
Отработанные буровые отходы		190	7.8	2.0	5.165	0.159	5.352	222	370
Соровый солончак в СЗЗ в 300 м от шламоборника		120	8.5		2.935	0.020	2.205	—	—
Серо-бурая почва СЗЗ у вахтового городка		39	7.8	0.7	—	—	—	—	—
Фоновый соровый солончак в СЗЗ		50	7.6	2.6	2.069	0.007	1.046	122	291

Примечание. Прочерк – данные отсутствуют.

определения количества нефтеразлагающих микроорганизмов в почвах использованы среды, в которые в качестве источников углерода вводили нефть (1–3%), а минеральная основа была из среды Чапека и крахмального агара с дрожжевым экстрактом. Среды готовили в двух вариантах с добавкой хлорида натрия (3.5%) и на водопроводной воде. Биомассу бактерий и грибов определяли методом люминесцентной микроскопии с акридином оранжевым и флюоресцеин ди-ацетатом. Численность КОЕ грибов и актиномицетов в почвах определяли в посевах на сусло-агар и казеин-глицериновую среду, соответственно. Интенсивность потенциальной азотфиксации, денитрификации, базального и потенциального дыхания почвы определяли стандартными методами в лабораторных условиях на газовом хроматографе (Хром 3700/4) [15].

Интенсивность деструкции целлюлозы определяли путем инкубации полосок фильтровальной бумаги на поверхности почвенных пластинок при постоянной влажности (60% от полной влагоемкости (ПВ)) и температуре 25°C и измерения площади разложившейся полоски. Повторность в опыте трехкратная, продолжительность 4 месяца.

Функциональное разнообразие микробных сообществ почв оценивали методом мультисубстратного тестирования с набором из 47 различных субстратов [1]. Полученный массив данных

анализировали при помощи программно-аппаратного комплекса системы микробиологического мониторинга “Эко-Лог”.

Биотестирование для определения класса опасности почв, грунтов и отходов проводили по смертности жаброногих солетолерантных рачков артемий *Artemia salina* L. в водных экстрактах из образцов [23]. Критерием острой токсичности служила гибель 50% и более особей артемий за 48 ч экспозиции в исследуемой пробе, при условии, что в контроле гибель не превышала 10%. Отсутствие гибели артемий в первом разведении образца соответствовало V классу опасности (проба не токсична), гибель артемий в разведении 1 : 100 – IV, 1 : 1000 – III, 1 : 10000 – II и более 1 : 10000 – I классу опасности образца. Определение токсичности каждой пробы без разбавления и каждого разбавления проводили в пяти параллельных сериях.

Фитотоксичность почв и грунтов определяли по прорастанию, подавлению прорастания семян и угнетению роста проростков кресс-салата *Lepidium sativum* L., помещенных на поверхность почвенных пластинок. Опыт ставили в трехкратной повторности (по 30–50 семян в каждой). Почву с семенами инкубировали в условиях влажной камеры при влажности 60% от ПВ и температуре 25°C.

Обработку результатов проводили с использованием программы “Statistica 6”.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Численность и биомасса бактерий и грибов в сорowych солончаках. При добавке в среды хлорида натрия (3.5%) численность выявляемых бактерий в почвах не менялась или немного возрастала. Количество копитрофных бактерий (выделяющихся на богатой среде – РПА и РПА с NaCl) было заметно выше в загрязненных нефтью солончаках (170–210 мг/кг), чем в фоновых солончаках, и достигало нескольких млн. клеток КОЕ в 1 г почвы (табл. 2). Численность КОЕ бактерий в солончаках из санитарно-защитной зоны и территории месторождения, имеющих небольшое содержание нефти (например, у скважины NB-632 – 100 мг/кг), составляла десятки тысяч клеток в 1 г почвы. Такой же уровень численности копитрофных бактерий (10^4 – 10^5 кл./г) установлен в посевах на мясо-пептонный агар (МПА) в засоленных почвах [14]. Однако в указанной работе при использовании среды Бакстера с 5% NaCl численность учитываемых микроорганизмов была на 1–2 порядка ниже, чем на МПА.

В нефтезагрязненных сорowych солончаках обнаружена довольно высокая численность олиготрофных бактерий (табл. 2).

Нефтезагрязненные сорowych солончаки характеризуются очень низкой численностью КОЕ актиномицетов и микроскопических грибов (табл. 3). Количество этих микроорганизмов, особенно актиномицетов, при контаминации почв нефтью уменьшилось на 1–2 порядка и не превышало нескольких тысяч КОЕ/г.

Численность нефтеокисляющих микроорганизмов в большинстве образцов сорowych солончаков (NB-10, 14, 53, 632) варьировала от сотен до нескольких тысяч КОЕ/г и не была выше, чем в почвах санитарно-защитной зоны.

Согласно данным люминесцентной микроскопии с использованием красителя акридина оранжевого, общая численность бактерий в сорowych солончаках не превышала нескольких миллионов клеток в 1 г почвы (36–39 мкг/г). Различий в биомассе бактерий в образцах солончака с невысоким уровнем содержания нефти и фоновыми почвами в большинстве случаев не обнаружили: в частности, между образцами из санитарно-защитной зоны и отобранными у скважин NB-8, NB-12. В то же время биомасса бактерий достоверно возросла и достигала 52 мкг/г почвы в образцах солончаков у скважины NB-9.

В случае определения жизнеспособной биомассы грибов и бактерий (с красителем флюоресцеин диацетатом) повышение ее запасов при загрязнении сорowych солончаков нефтью обнаружено в большинстве образцов (рис. 1). Грибная биомасса в сорowych солончаках представлена преимущественно в виде спор, количество мице-

Таблица 2. Численность бактерий ($\cdot 10^6$ КОЕ/г почвы) (в скобках приведена численность бактерий на РПА, разбавленном 10-кратно) в нефтезагрязненных сорowych солончаках

Расположение площадок отбора проб		РПА	РПА с NaCl
Скважина	NB-9	6.5 (0.37)	7.5 (1.3)
	NB-10	0.2 (1.3)	0.4 (1.0)
	NB-14	0.02	0.02
	NB-53	0.05	0.02
	NB-632	0.13	0.02
Фоновая почва	СЗЗ у вахтового городка	0.02	0.04
	СЗЗ в 300 м от площадки отхо- дов бурения	0.04	0.46

Примечание. Численность КОЕ бактерий в посевах на голодный агар – $0.4 \cdot 10^6$ /г и $0.45 \cdot 10^6$ /г воздушно-сухого солончака у скважины NB-9 и NB-10. Коэффициент вариации данных 25–40%.

Таблица 3. Численность актиномицетов (А) и микроскопических грибов (Б) в нефтезагрязненных сорowych солончаках, ($\cdot 10^3$)КОЕ/г почвы

Соровой солончак	А	Б
100 м от скв. NB-14	3.3	1.3
100 м от скв. NB-53	2.9	0.7
100 м от скв. NB-632	6.5	20.0
СЗЗ в 300 м от площадки отходов бурения	124.1	24.0

Примечание. Коэффициент вариации данных в среднем составляет 30%.

лия – на порядки ниже (обнаруживали только единичные гифы). Причинами этого может быть их высокая засоленность, крайне низкое поступление растительных субстратов и щелочная реакция среды, при которой конкурентное преимущество имеют бактерии. Кроме того, эти анализы проведены для сентябрьских образцов, то есть после летнего жаркого периода. Доля жизнеспособной биомассы бактерий в этих почвах также была невысокой, в среднем около 20–30% от ее общей биомассы.

Аналогичный вывод о неактивном состоянии основной части бактерий в засоленных почвах сделан в работе Меньяло с соавт. [14], на основе определения их количества по интенсивности дыхания и посевов на питательные среды.

Следует отметить, что запасы жизнеспособной биомассы грибов и бактерий в сорowych солончаках (370–670 мкг/г) заметно ниже, чем в серо-бурой почве (1046 мкг/г).

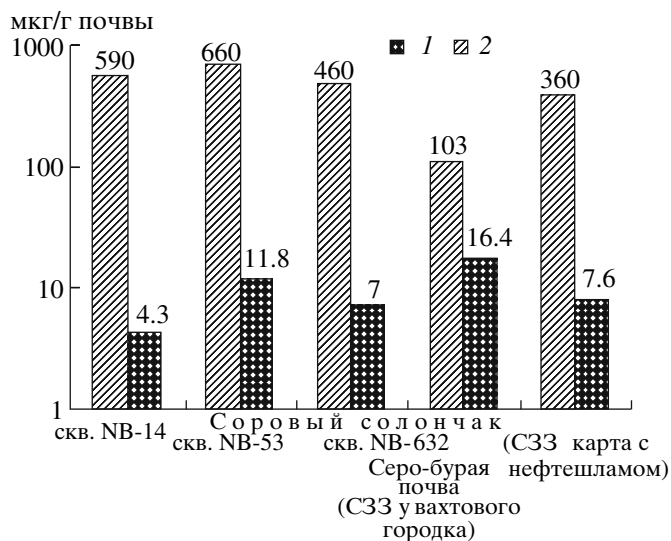


Рис. 1. Жизнеспособная биомасса бактерий (1) и спор грибов (2) в загрязненных нефтью соровых солончаках (краситель – флюоресцеин диацетат).

Активность дыхания соровых солончаков. Сортовые солончаки характеризуются крайне низкими уровнями не только базального дыхания, но и субстрат (глюкоза) индуцированного дыхания (табл. 4). Они на 2–3 порядка

Таблица 4. Активность базальной и потенциальной эмиссии диоксида углерода (нмоль $\text{CO}_2/\text{г}$ сут) из почв и грунтов месторождения в 2006 г. (коэффициент вариации данных – 5–10%)

Объект		Базальное дыхание	Потенциальное дыхание (с внесением глюкозы)
Соровый солончак	100 м от площадки ЦНС	0.4	0.4
	100 м от площадки скважины NB-53	0.7	0.8
	100 м от площадки строящейся буровой вышки	Следы	0.4
	100 м от площадки скважины NB-8	0.5	0.5
	100 м от площадки скважины NB-2 (ЗУ-2)	Следы	0.5
Насыпной грунт	2 м от ЗУ-3	1.3	2.7
	2 м от скважины NB-8	0.5	2.7
Фоновый незагрязненный соровой солончак 1000 м СЗЗ от месторождения		Следы	0.4

ниже, чем, например, в дерново-подзолистых почвах, черноземах и серо-бурой почве [12]. Активность базального дыхания в ряде образцов соровых солончаков как нефтезагрязненных, так и фоновых, была следовой. Повышение активности выделения диоксида углерода при внесении глюкозы в почвы было небольшим, а часто вообще не происходило. Это также указывает на нахождение микроорганизмов в виде покоящихся структур и подавленном физиологическом состоянии и на то, что значительная их часть не адаптирована к условиям повышенной обеспеченности доступными субстратами. Эмиссия диоксида углерода была более высокой из нефтезагрязненных грунтов, чем соровых солончаков, что, наиболее вероятно, связано с меньшей их засоленностью (не более 2%). Загрязнение соровых солончаков и насыпных песчанно-суглинистых грунтов нефтью в концентрациях 100–600 мг/кг приводило в большинстве случаев к возрастанию эмиссии диоксида углерода.

Функциональная активность микробных сообществ (мульти-субстратное тестирование). Микробные сообщества соровых солончаков из санитарно-защитной и импактной зон (содержание нефти в исследованных образцах почв не более 200 мг/кг) характеризовались низким разнообразием и активностью потребления субстратов (катаболизировали в среднем 16–23 из 47 соединений тест-набора). Микробные сообщества других почв к этому сроку (72 ч) активно потребляли от 29 до 36 субстратов [1].

Установлено, что микробные сообщества фоновых и нефтезагрязненных солончаков имели близкие показатели разнообразия и выравненности спектров потребляемых субстратов (СПС) (табл. 5). В то же время существуют различия в перечне субстратов, активно потребляемых в почвах загрязненных нефтью и санитарно-защитной зоны. Дульцит, лейцин и раффиноза потребляются только микробными сообществами солончаков с повышенным содержанием нефти. Более высокая интенсивность потребления аланина и глутамина обнаружена в нефтезагрязненных почвах, а ксилозы и треонина – в почвах санитарно-защитной зоны, то есть даже при низком уровне загрязнения почвы меняется интенсивность потребления небольшого числа соединений.

Отдельные показатели функционирования микробных сообществ статистически значимо различаются в зависимости от концентрации нефти в почвах. Так, при увеличении концентрации нефтепродуктов от 30 (санитарно-защитная зона) до 170–210 мг/кг почвы наблюдается рост потребления глутамина и угнетение потребления сорбита, что указывает на возможность диагностики уровня загрязнения почв нефтепродуктами

по данным о потреблении в них этих соединений методом мультисубстратного тестирования.

Интенсивность разложения целлюлозы в сорových солончаках. Полоски фильтровальной бумаги практически не разрушились после инкубации их в течение 4 месяцев в лаборатории при температуре 25°C и постоянной влажности 60% от ПВ на поверхности образцов солончаков в чашках Петри (рис. 2). Различий в степени разложения целлюлозы не отмечено между фоновыми и нефтезагрязненными сорowymi солончаками (100–600 мг/кг).

На целлюлозных фильтрах в этот период наблюдали рост редких гиф грибов и микроколоний актиномицетов. Разложение целлюлозных полосок протекало заметно быстрее в образцах солончаков, имевших минимальное содержание солей (менее 1%). Степень их разрушения достигала в таких почвах 1–5 и 5–10% через 1.5 и 4 месяца. Итак, активность деструкции целлюлозы в сорových солончаках определялась степенью их засоления, а не содержанием нефти. Можно констатировать, что в засоленных почвах процессы гидролиза целлюлозы протекают крайне медленно.

Значительно активнее фильтровальная бумага разлагалась на поверхности серо-бурой почвы – через 1.5 месяца полоски разложились в среднем на 30%, а к 4 месяцу – более, чем на 50% (рис. 2).

Активность азотфиксации и денитрификации в сорových солончаках. Процессы азотфиксации и денитрификации являются ключевыми при оценке поступления и потерь азота из почв природных экосистем. Соровые солончаки как фоновые (контрольные), так и нефтезагрязненные проявляют очень низкую активность азотфиксации по сравнению с другими типами почв, например с серо-бурыми (табл. 6), дерново-подзолистыми или черноземами [8, 12]. Обнаружена высокая вариабельность в интенсивности этого процесса в нефтезагрязненных почвах. Активность азотфиксации была сходной или существенно большей в контаминированной нефтью почве, чем в контроле. Повышение азотфиксирующей активности в нефтезагрязненных почвах объясняют ограничением поступления в них кислорода, что оптимизирует условия для нитрогеназы, и функционированием бактерий, способных фиксировать азот атмосферы при использовании нефтяных углеводородов в качестве единственного источника углеродного питания и энергии [5, 6].

Активность денитрификации в нефтезагрязненных сорových солончаках в подавляющем большинстве случаев достоверно выше, чем в фоновом контрольном солончаке.

В сравнении с серо-бурой почвой и песчаным грунтом технологических площадок, а также другими почвами (дерново-подзолистыми, чернозе-

Таблица 5. Разнообразие и выравненности спектров потребления субстратов микробными сообществами сорового солончака санитарно-защитной и импактной зон территории месторождения

Индекс	Санитарно-защитная зона	У скважины			
		NB-2	NB-8	NB-9	NB-12
Разнообразие Шеннона (H)	4.34	4.63	3.69	4.3	3.45
Выравненности Пielу (S)	0.78	0.84	0.66	0.78	0.73

мами) [8, 12] интенсивность денитрификации в солончаках, как чистых, так и нефтезагрязненных, значительно ниже.

Тестирование фитотоксичности почв с использованием кресс-салата *Lepidium sativum* L. Почвы месторождения содержат повышенное содержание водорастворимых солей и, естественно, должны проявлять солевой токсикоз на растения (например, прорастание семян кресс-салата ингибировано при концентрации хлорида калия в почвах около 1%) [10]. Представлялось важным, определить изменились ли проявления солевого токсикоза в сорových солончаках при загрязнении нефтью, а также оценить фитотоксичность насыпных песчано-суглинистых грунтов, серо-бурых и песчаных почв, расположенных в санитарно-защитной зоне. Эта информация имеет ценность при выборе почв и грунтов для рекультивации.

Установлено, что вне зависимости от содержания нефти прорастание семян тест-растения кресс-салата в сорových солончаках полностью

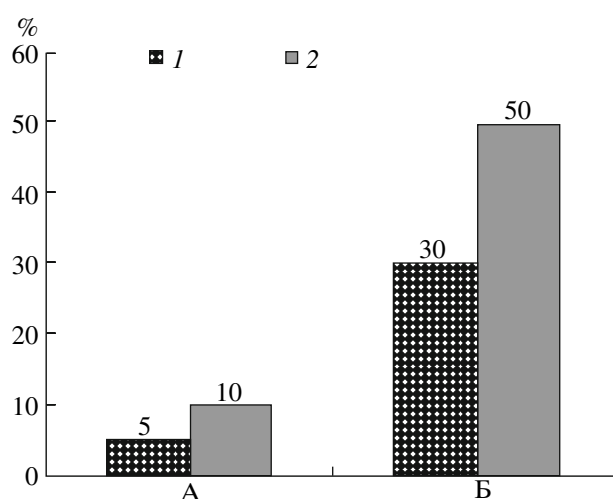


Рис. 2. Интенсивность разложения целлюлозы в нефтезагрязненных сорových солончаках (А) и серо-бурой почве (Б) (площадь разложившейся полоски фильтровальной бумаги, % от исходной). 1 – 1.5 месяца; 2 – 4 месяца.

Таблица 6. Потенциальная активность азотфиксации и денитрификации в нефтезагрязненных сорových солончаках и насыпных грунтах в 2006 г. (коэффициент вариации данных – 5–10%)

Расположение площадок и месяц отбора проб		Азотфиксация, нг N ₂ /г час	Денитрификация, мкг N-N ₂ O/г час
Соровый солончак	10 м от ЦНС, сентябрь	0.28	–
	10 м от скв. NB-53, сентябрь	3.08	1.3
	10 м от строящейся буровой вышки, сентябрь	0.28	1.4
	10 м от скв. NB-8, сентябрь	23.24	1.5
	10 м от площадки скважины NB-2 (ЗУ-2), сентябрь	67.2	1.1
Насыпной грунт	2 м от ЗУ-3, сентябрь	884.8	4.1
	2 м от скв. NB-8, сентябрь	0.56	1.3
Соровый солончак	у скв. NB-14, май	Следы	2.3
	скв. NB-53, май	»	0.3
	скв. NB-632, май	»	3.1
Серо-бурая почва	СЗЗ (в 300 м от шламо-сборника), май	»	5.2
	СЗЗ у вахтового городка, май	»	6.5
Фоновый незагрязненный соровой солончак (1000 м СЗЗ от месторождения), сентябрь		0.22	0.7

подавлено (табл. 7). В образцах серо-бурой и песчаной почвы и наименее засоленных образцах солончака (0.6%) из санитарно-защитной зоны семена прорастали, но процент прорастания был значительно ниже (на 13–60%), чем в контроле (на бумажном фильтре). Рост проростков кресс-салата в них был также ингибирован по сравнению с контролем. Главная причина фитотоксичности этих почв не загрязнение нефтью (содержание ее в большинстве образцов не столь высоко – 50–200 мг/кг), а их засоленность (от 0.8–5.5%).

Песчано-суглинистый насыпной грунт, который использовался для строительства площадок для буровых и другого технологического оборудования месторождения, также обладал высокой фитотоксичностью.

Она выявлена и в образцах с низким содержанием нефти, то есть была обусловлена их засоленностью. Полученные данные свидетельствуют о возможности использования этого грунта только для технической рекультивации – подсыпки вместо удаленной загрязненной почвы.

Биотестирование сорových солончаков и отходов на солетолерантных рачках *Artemia salina* L. Биотестирование показало, что нефтешлам и буровые отходы представляют собой отходы III класса опасности (табл. 8). Образцы сорových солончаков и грунта, отобранных в санитарно-защитной зоне и у действующих скважин без видимых признаков загрязнения нефтью (например, NB-8, концентрация нефти 110–220 мг/кг) не были токсичными для *Artemia salina* L (V класс опас-

ности). Вместе с тем, образцы с участка сорového солончака, расположенного рядом со скважиной NB-632, также с невысоким содержанием углеводородов нефти (100 мг/кг) и сходным с солончаком у скважины NB-8 уровнем контаминации тяжелых металлов, имели IV класс опасности, то есть были токсичными. Это свидетельствует о том, что даже при контроле широкого круга токсичных соединений, необходимо биотестирование почв месторождений.

Таблица 7. Фитотоксичность нефтезагрязненных сорových солончаков (тест-растение кресс-салат) в 2006 г. (коэффициент вариации данных 5–15%)

Места отбора образцов	Прорастание семян, %			Длина проростков, см	
	3 сут	5 сут	10 сут	3 сут	5 сут
Солончак слабозасоленный (в СЗЗ у площадки отходов бурения)	0	5	30	–	0.5
Серо-бурая почва (в СЗЗ у вахтового городка)	30	75	75	1	5.5
Песчаная почва (в СЗЗ в саксауловой роще)	70	86	86	0.5	2.5
Контроль – водопроводная вода	95	99	99	2.5	8

Таблица 8. Определение класса опасности сорových солончаков, грунтов и отходов нефтедобычи при помощи тест-объектов *Artemia salina* L. (2006 г.) (I–IV класс опасности – образцы токсичны, V класс опасности – образцы не токсичны)

Вариант	Разведение	Количество погибших особей, %	Класс опасности
NB-632 соровой солончак	1 : 1	57	IV
	1 : 100, 1 : 1000, 1 : 10000	0	
Нефтьшлам	1 : 1	97	III
	1 : 100	93	
	1 : 1000, 1 : 10000	0	
Отходы бурения	1 : 1	100	III
	1 : 100	100	
	1 : 1000, 1 : 10000	0	
Скв. NB-8 соровой солончак насыпной грунт	1 : 1	0	V
	1 : 1	0	V
Незагрязненный соровой солончак (1 км СЗЗ от месторождения)	1 : 1	0	V

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Большинство микробиологических исследований засоленных почв, включая и солончаки, сконцентрировано на выявление галофильных, осмо- толерантных и алкало- толерантных микроорганизмов. Достаточно подробно изучены разнообразие и функциональные возможности галоалкалофильных и галоалкало- толерантных прокариотов таких местообитаний [3]. В последние годы на основе посевов на щелочные среды получены свидетельства существования специфического галоалкало- толерантного сообщества грибов в солончаках [24, 25].

Установлено, что первичными продуцентами в сильнозасоленных почвах являются представители цианобактерий родов *Anabaena*, *Aphanizomenon* и *Microcystis* и водорослей родов *Dunaliella* и *Oocystis* [21].

Типичные (корково-пухлые) солончаки характеризуются крайне низкой плотностью популяции бактерий (от нескольких тысяч КОЕ в 1 г почвы до десятков тысяч КОЕ в прикорневой зоне солянок). Численность актиномицетов и грибов в них также небольшая – только нескольких сотен КОЕ в 1 г [4]. Показано, что в сорových солончаках плотность амилотических бактерий может достигать 10^8 , аммонификаторов – 10^6 – 10^7 , аэробных и анаэробных целлюлозоразлагающих бактерий – 10^3 – 10^4 , сульфатредукторов – 10^4 – 10^5 КОЕ/г [2].

Из-за того, что солончаки не используются в сельскохозяйственном производстве, число работ по оценке их микробиологической активности ограничено, часто они сообщают противоречивые данные. Установлено, что при хлоридном засолении уже в концентрации 0.8% существенно уменьшается интенсивность аммонификации и нитрификации в почвах. Вместе с тем, активность

дыхания в засоленных почвах в большей мере коррелировала с запасом органического вещества, нежели с содержанием солей [14]. Обнаружено изменение соотношения между биомассой N_2O -потребляющих и N_2O -выделяющих денитрифицирующих бактерий и преобладание активности эмиссии над потреблением закиси азота с увеличением степени засоления почв. Установлено, что это явление обусловлено ингибированием N_2O -редуктазы высокими концентрациями солей, что ведет к торможению денитрификации на стадии образования N_2O в засоленных почвах [13, 14].

Еще более скудная информация имеется по оценке влияния нефтяного загрязнения на микробиологическую активность засоленных почв [5], и полностью отсутствуют такие данные для сорových солончаков и засоленных песчано-суглинистых грунтов.

Нефтяное загрязнение имеет сложный характер, и поэтому глубокие изменения происходят во всех основных свойствах почв: морфологических, физических, химических и биологических [9]. В частности, в почвах данного нефтепромысла отмечается увеличение концентрации тяжелых металлов, содержания основных биогенных элементов (табл. 1), меняется их окислительно-восстановительный режим. Кроме того, в сорových солончаках и засоленных песчано-суглинистых грунтах постоянным фактором является токсическое действие повышенных концентраций солей. В связи с этим часто не просто установить главные причины модификации микробного комплекса в нефтезагрязненных засоленных почвах. Первым этапом таких исследований является выяснение изменений в микробиоте при контаминации почв нефтью. В проведенной работе дана

комплексная микробиологическая характеристика сорowych солончаков и песчано-суглинистых насыпных грунтов территории молодого газо-нефтяного месторождения и оценено влияние загрязнения их нефтью на численность КОЕ микроорганизмов, биомассу бактерий и грибов и микробную активность, а также токсичность этих почв и грунтов по отношению к тест-организмам.

Установлено, что в этих почвах низкая численность КОЕ копиотрофных и углеводородокисляющих бактерий, актиномицетов и грибов, что соответствует данным в литературе [4]. Важно подчеркнуть, что в этих почвах нами обнаружена относительно большая плотность популяции олиготрофных бактерий. Люминесцентная микроскопия показала, что подавляющая часть микробной биомассы в солончаках представлена покоящимися структурами грибов (спорами) и бактериями, не окрашиваемыми прижизненным красителем флюоресцеин диацетатом. Внесение глюкозы в сорowych солончаки в большинстве случаев не приводило к увеличению эмиссии диоксида углерода, что также свидетельствует о нахождении большей части микробной биомассы в неактивном состоянии и неадаптированности многих микроорганизмов к евтрофным условиям. Сорowych солончаки и песчаные грунты обладают крайне невысокой потенциальной активностью дыхания, азотфиксации, денитрификации и разложения целлюлозы. Такие показатели микробного комплекса характерны для примитивных почв [20]. При загрязнении сорowych солончаков и песчаных грунтов нефтью в концентрациях 100–600 мг/кг повышалось количество КОЕ копиотрофных бактерий, снижалось количество актиномицетов и микроскопических грибов, но, в большинстве случаев, возросли запасы жизнеспособной биомассы грибов и бактерий, а также активность эмиссии диоксида углерода, потенциальной азотфиксации и денитрификации. Микробные сообщества сорowych солончаков имели невысокую активность потребления вносимых субстратов и спектр этих субстратов был значительно уже, чем в почвах других типов. Интегральные показатели разнообразия потребляемых субстратов не менялись при загрязнении солончаков нефтью в концентрациях около 200 мг/кг.

Биотестирование с использованием солетолерантных рачков *Artemia salina* L. показало, что буровые отходы и нефтешлам представляют отходы III класса опасности. Образцы сорowych солончаков и грунта, отобранные в санитарно-защитной зоне и у действующих скважин, не были токсичными для тест-организма. Вместе с тем, обнаружены участки земель IV класса опасности, что указывает на необходимость не только проведения мониторинга на основе химических анализов, но и биотестирования почв газо-нефтяного

месторождения. Прорастание семян тест-растения *Lepidium sativum* L. в сорowych солончаках и насыпных грунтах вне зависимости от концентрации нефти (диапазон 30–600 мг/кг) подавлено, причиной чему является повышенное содержание солей (солевой токсикоз).

В целом, количество КОЕ микроорганизмов, запасы активной микробной биомассы и интенсивность микробиологических процессов в сорowych солончаках и песчано-суглинистых грунтах значительно ниже, чем в серо-бурых почвах этого региона и таких зональных типах почв, как дерново-подзолистые почвы и черноземы. Низкая активность микробиологических процессов в сорowych солончаках и песчано-суглинистых насыпных грунтах указывает на очень ограниченные возможности самоочищения этих субстратов и, соответственно, важность мониторинга состояния почв месторождения, включающего как химические, так и биологические показатели.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горленко М.В., Кожевин П.А. Мультисубстратное тестирование природных микробных сообществ. М.: Макс-Пресс, 2005. 88 с.
2. Дамбаев В.Б. Распространение бактерий-деструкторов сорowych солончаков Забайкалья // Тез. докл. 9-й Международной Пущинской школы-конференции молодых ученых "Биология – наука XXI века". 2005. С. 27.
3. Заварзин Г.А., Жилина Т.Н., Кевбрин В.В. Алкалофильное микробное сообщество и его функциональное разнообразие // Микробиология. 1999. Т. 68. С. 579–599.
4. Зенова Г.М., Оборотов Г.В., Звягинцев Д.Г. Солончаки – местообитание галофильных и алкало-толерантных стрептомицетов // Почвоведение. 2005. № 11. С. 1341–1344.
5. Исмаилов Н.М. Микробиологическая и ферментативная активность нефтезагрязненных почв // Восстановление нефтезагрязненных почвенных экосистем. М., 1988.
6. Квасников Е.Л., Ключникова Т.М. Трансформация углеводородов нефти в биосфере // Тез. докл. республ. конф. 17–21 мая 1982 г. Чернигов. Структура и функции микробных сообществ почв с различной антропогенной нагрузкой. Киев: Наукова думка, 1982. С. 5–8.
7. Клименко И.А. Охрана окружающей среды при разведке и освоении нефтяных месторождений: Обзор ВНИИ экономики минерального сырья и геологоразведочных работ. М.: ВИЭМС, 1987. 53 с.
8. Козлова Ю.Е. Микробиологический мониторинг состояния дерново-подзолистой почвы после прекращения применения минеральных удобрений. Дис. ... к. б. н., 2005. 123 с.
9. Кураков А.В., Гузев В.С., А.Л. Степанов, О.Е. Коновалова, М.М. Умаров, Г.М. Зенова, Т.Г. Мирчинк, В.П. Шабает, И. Бернат, М. Кромка. Минеральные удобрения как фактор антропогенного

- воздействия на почвенную микрофлору // Микроорганизмы и охрана почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 47–85.
10. Кураков А.В., Ильинский В.В., Котелевцев С.В., Садчиков А.П. Биоиндикация и реабилитация экосистем при нефтяных загрязнениях. М.: Графикон, 2006. 336 с.
 11. Кураков А.В., Тыныбаева Т.Г. Мониторинг загрязнения тяжелыми металлами и мышьяком сорных солончаков и насыпных грунтов площадок с оборудованием на газо-нефтяном месторождении Северные Бузачи (Казахстан) // Вест. МГУ. Сер. 17, почвоведение. 2007. (в печати).
 12. Меняйло О.В. Особенности процесса денитрификации в засоленных почвах. Автореф. дис. ... канд. биол. н. 1996. 25 с.
 13. Меняйло О.В., Степанов А.Л., Умаров М.М. Влияние солей на соотношение конечных продуктов денитрификации в почвах // Почвоведение. 1998. № 3. С. 316–321.
 14. Меняйло О.В., Степанов А.Л., Умаров М.М. Превращение закиси азота денитрифицирующими микроорганизмами в солончаках // Почвоведение. 1997. № 2. С. 213–215.
 15. Методы почвенной микробиологии и биохимии / Под ред. Д.Г. Звягинцева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. С. 47–58.
 16. Минеев В.Г. Практикум по агрохимии. М: Изд-во Моск. ун-та. 2001. 688 с.
 17. ОВОС обустройства месторождения Северные Бузачи при опытно-промышленной разработке. Актау: Тексако Норс Бузачи, Казахское Агентство Прикладной Экологии (Алматы), ЗАО “Нордек”. 1998. С. 30–44.
 18. ОВОС 2 стадии обустройства при опытно-промышленной разработке месторождения Северные Бузачи. Актау, 2000. С. 45–60.
 19. Отчет о результатах мониторинга на объектах месторождения “Северные Бузачи” за 4 квартал 2005 г. ТОО “Тандем”. Актау, 2005. С. 4–10.
 20. Титлянова А.А., Афанасьев Н.А., Наумова Н.Б., Андриевский В.С., Артамонова В.С., Булавко Г.И., Гантимурова Н.И., Косинова Л.Ю., Косых Н.П. и др. Сукцессии и биологический круговорот. Новосибирск: Наука, 1993. 156 с.
 21. Тыныбаева Т.Г., Кураков А.В. Химические и микробиологические свойства загрязненных нефтью сорных солончаков месторождения Северные Бузачи // Докл. Московского общества испытателей природы (МОИП). 2006. Т. 39. С. 166–172.
 22. Фаизов К.Ш. Почвы пустынной зоны Казахстана. Алма-Аты, 1983.
 23. ФР 1.39.2006.02 505 Биологические методы контроля. Методика определения токсичности высокоминерализованных поверхностных и сточных вод, почв и отходов по выживаемости солоноватоводных рачков *Artemia salina*. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. С. 10.
 24. Bilanenko E., Sorokin D., Ivanova M. and Kozlova M. *Heleococcum alkalinum*, a new alkali-tolerant ascomycete from saline soda soils // Mycotaxon. 2005. V. 91. P. 497–507.
 25. Bilanenko E.N., Georgieva M.L. Haloalkalitolerant community of micromycetes inhabiting soda solonchaks // Proceed. of the XVI symposium of mycologists and lichenologists of Baltic States. Cesis. Latvia, 2005. P. 52–55.

The Microbiological Activity and Toxicity of Oil-Polluted Playa Solonchaks and Filled Grounds within the Severnye Buzachi Oil Field (Kazakhstan)

T. G. Tynybaeva, N. V. Kostina, A. M. Terekhov, and A. V. Kurakov

The number of colony-forming units of microorganisms, the viable biomass, and also the intensity of the microbiological processes (respiration, nitrogen fixation, denitrification, and cellulose decomposition) in playa solonchaks and sandy-loamy filled grounds in the territory of the Severnye Buzachi Oilfields (Kazakhstan) were much lower than in other soil types attesting to the limited capability of these substrates for self-purification. Upon pollution by oil at concentrations of 100–600 mg/kg, the number of copiotrophic bacteria increased, whereas the actinomycetal and fungal populations were reduced and the biomass pool, the rates of CO₂ emission, the potential nitrogen fixation, and denitrification became higher. The microbial communities of the playa solonchaks were weakly active and consumed few applied substrates. The biotesting with *Artemia salina* L. showed that some areas belonged to the lands of the 4th danger class, although the majority of the soil and substrate samples were not toxic. The germination of *Lepidium sativum* L. seeds was suppressed because of the salt toxicity, which is not related to the oil concentration (30 to 600 mg/kg).

МИНЕРАЛОГИЯ И МИКРОМОРФОЛОГИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

ИЗМЕНЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ЧЕРНОЗЕМАХ СЛИТЫХ ГЛИНИСТЫХ ПОД ВЛИЯНИЕМ ВЕЩЕСТВ РАЗЛИЧНОЙ ПРИРОДЫ В УСЛОВИЯХ МОДЕЛЬНОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

© 2008 г. Н. П. Чижикова¹, Е. И. Годунова², С. К. Кубашев²

¹ Почвенный институт им. В.В. Докучаева РАСХН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

² Ставропольский НИИСХН, Михайловское, Ставропольский край

Поступила в редакцию 24.07.2007 г.

Модельный эксперимент имитирует контактную зону взаимодействия веществ мелиорантов и удобрений с твердой фазой черноземов слитых глинистых. Проведено комплексное исследование изменения организации минеральной основы пахотного горизонта чернозема, его свойств и составов. Изменение организации почвенной массы под влиянием вносимых веществ происходит одновременно на нескольких иерархических уровнях. Вещества мелиорантов и удобрений разной природы привели к широкому спектру изменений структурного состояния почв от почти полной дезагрегации почвенной массы до создания хорошо выраженных агрономически ценных агрегатов. Использовался метод дробной пептизации, раскрывающий поведение тонкодисперсных минералов слитых почв. Раскрыты особенности кристаллохимии смектитового компонента в подфракциях дробной пептизации и его изменение под влиянием вносимых веществ.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение влияния веществ, вносимых в почву в виде удобрения или мелиорантов, представляет большой практический интерес и имеет различные теоретические аспекты, такие как генезис солонцовых почв, процесс оподзоливания при подкислении почв и ряд других фундаментальных проблем современного почвоведения.

Методические подходы изучения процессов воздействий вносимых в почву веществ в качестве мелиорантов и удобрений можно разделить на следующие направления. Традиционный подход заключается в разработке внесения небольших количеств мелиорантов и распределении их по всему почвенному горизонту. Он может включать несколько разных норм внесения вещества и различаться по характеру изменения какого-либо свойства почвы. В зависимости от количества внесенного вещества судят о возможном эффекте его влияния. Непосредственный контакт веществ мелиорантов осуществляется в локальных участках почвенного горизонта, а оценка его влияния производится на основе усредненного анализа большого объема образца, в котором эти локальные участки маскируются остальным объемом почвы. В этих условиях трудно судить о реальном характере взаимодействия внесенных веществ с почвенной массой и основной ее составляющей – глинистыми минералами.

Крайне интересны экспериментальные исследования по влиянию различных катионов и анионов на почвенную массу и минералы, наиболее широко распространенные в почвах. Процессы воздействия щелочных и щелочноземельных ка-

тионов на ряд свойств почв, организацию почвенной массы подробно изучены [2]. Процессы разрушения минералов и изменение физико-химических свойств почвообразующих пород и почв под влиянием растворов солей натрия, магния, кальция экспериментально исследованы [9, 10].

Установлено активное изменение водно-физических свойств почвы и пород (набухание и снижение скорости фильтрации, увеличение количества воднопептизированного ила, снижение устойчивости почв щелочному гидролизу) под влиянием солевых растворов. Отмечалась мобилизация значительных количеств кремния, алюминия, железа, свидетельствующая о разрушении минералов. Экспериментальные работы [8] показали, что после обработки глин солевыми растворами (хлоридами кальция, магния, натрия, калия) значительно изменились показатели их гранулометрического состава, в первую очередь, выход илистой фракции. Катионы солевых растворов способствовали диспергации глин, что позволило авторам полнее охарактеризовать количественную сторону процессов взаимодействия солей с минеральным субстратом. К этому же направлению относятся экспериментальные работы по выявлению процессов воздействия кислот на глинистые минералы [17, 19].

О значении исследований поведения минералов, их устойчивости к веществам различной природы говорилось на симпозиуме “Глинистые минералы и подкисление”, состоявшемся в рамках XVI Международного конгресса по почвоведению (Монтпелье, Франция, 1998). Констатировалась важность оценки отзывчивости почв на под-

кисление путем анализа поведения минералов почв, скорости их выветривания. Именно скорость освобождения основных катионов в процессе выветривания минералов предопределяет критические нагрузки на почву [21]. Подчеркивалась актуальность и глобальность данной проблемы. Иллюстрировалось изменение глинистых минералов дерново-подзолистых почв под влиянием различных доз и форм минеральных удобрений.

В многочисленных публикациях [18, 20] рассматриваются процессы разрушения глинистых минералов под действием различных кислот. Анализируется взаимодействие продуктов разрушения с позиций создания водопроочной структуры, где продукты разрушения формируют новые связи, способствуя агрегации глинистых минералов. Показано, что под влиянием слабых растворов (0.1 и 0.5 М) фосфорной и азотной кислот происходит активное разрушение каолинита, иллита, монтмориллонита [20]. Рассмотрена кинетика выхода алюминия, кремния, железа наиболее активного в первые дни взаимодействия. Авторы подчеркивают, что при прочих равных условиях действие фосфорной кислоты более активно, чем азотной. Продукты разрушения слоистых силикатов представляют собой частицы размером 0.025 мкм в диаметре, они рентгеноаморфны, обладают отрицательным зарядом и состоят из гидрооксидомонофосфатного комплекса и аморфного кремнезема. Образовавшиеся продукты способствуют флокуляции глин и созданию новых микроагрегатов. С использованием трансмиссионной электронной микроскопии установлены поверхностные изменения слоистых силикатов.

Основные принципы оценки взаимодействия веществ мелиорантов с почвами, их изменение под влиянием вносимых веществ тщательно изучено [4, 5, 11, 12]. Для оценки взаимодействия почвы с внесенными веществами предложено определять ряд параметров: “буферную емкость к элементам питания, степень проявления скрытых отрицательных действий удобрений и способность почв к восстановлению концентрации ионов в почвенном растворе”.

Предлагаемый нами модельный эксперимент рассматривает контактную зону взаимодействия почвы с веществами вносимых мелиорантов и удобрений в обстановке полевого опыта.

Цель работы – анализ изменения организации почвенной массы на разных иерархических уровнях его организации и изменении кристаллохимических показателей глинистых минералов черноземов слитых солонцеватых под влиянием веществ мелиорантов и удобрений, наиболее широко используемых в Ставропольском крае.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследования являлся образец пахотного горизонта чернозема слитого (**ЧС**) среднесильного, малогумусного, среднесолонцеватого, среднеглинистого из Ставропольского края. Опыт проведен в естественных условиях в районе распространения **ЧС** [6]. Влияние веществ на почву моделировали путем закладки в сосуды тщательно перемешанного пахотного горизонта **ЧС**. Сверху вносились мелиоранты и удобрения слоем 2.5 см. Сосуды экспонировались под открытым небом в течение трех лет. Образцы отбирались ежегодно в пределах верхних 3-х см в четырехкратной повторности. Опыт однофакторный включает 13 вариантов. Схема опыта: 1) контроль – почва; 2) фосфогипс; 3) лигнин + аммиачная селитра; 4) биогумус из лигнина; 5) биогумус из навоза крупного рогатого скота; 6) навоз; 7) суперфосфат; 8) аммиачная селитра; 9) нитроаммофоска; 10) фосфогипс + лигнин + аммиачная селитра; 11) фосфогипс + биогумус из лигнина; 12) фосфогипс + навоз; 13) известняк-ракушечник + навоз.

В модельном эксперименте осуществлялась имитация контактной зоны взаимодействия вносимых в почву веществ. Проведен мониторинг изменения ряда физико-химических свойств, гранулометрического (дисперсацией пирофосфатом натрия), микроагрегатного составов, подфракций дробной пептизации (**ПДП**) ила, его минералогический состав [1]. Общий гумус определен по И.В. Тюрину. Разделение илистой фракции на подфракции дробной пептизации: воднопептизированный ил (**ВПИ**), агрегированный ил первой категории прочности связи (**АИ-1**), агрегированный ил второй категории прочности связи (**АИ-2**) проводили по Градусову с соавт. [3].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

После первого года взаимодействия веществ мелиорантов и удобрений с почвой обнаружены изменения ее в макроструктуре [14]. По воздействию на морфологию агрегатов **ЧС** вещества разделились на три группы: 1) органические вещества, такие как навоз, биогумус из навоза, биогумус из лигнина, способствовали образованию ореховато-крупно-зернистых агрегатов; 2) вещества мелиорантов (фосфогипс, лигнин с аммиачной селитрой, фосфогипс с лигнином и аммиачной селитрой, фосфогипс с биогумусом из лигнина, фосфогипс с навозом, известняк-ракушечник с навозом) в меньшей степени способствовали агрегации почвенной массы, чем вещества 1 группы; зафиксировано преобладание крупнозернистой структуры с примесью порошистого материала; 3) вещества минеральных удобрений (аммиачная селитра, нитроаммофоска и суперфосфат) разрушили естественную структуру **ЧС**. В этих вариантах структура **ЧС** мелкозерни-

Таблица 1. Изменение гранулометрического (над чертой), микроагрегатного (под чертой) составов ЧС под влиянием мелиорантов и удобрений, %

Вариант	Содержание гранулометрических фракций и микроагрегатов размером, мм							Коэффициент дисперсности
	1–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001	<0.01	
1. Контроль – почва	$\frac{0.1}{0.1}$	$\frac{13.5}{26.9}$	$\frac{9.5}{27.8}$	$\frac{8.1}{13.6}$	$\frac{18.6}{24.3}$	$\frac{50.2}{7.3}$	$\frac{76.9}{45.2}$	14
2. Фосфогипс	$\frac{0.2}{0.4}$	$\frac{14.6}{46.7}$	$\frac{14.8}{21.4}$	$\frac{10.9}{12.8}$	$\frac{18.0}{16.2}$	$\frac{41.5}{2.5}$	$\frac{70.4}{31.5}$	6
3 Лигнин + аммиачная селитра	$\frac{0.6}{0.4}$	$\frac{16.4}{32.9}$	$\frac{7.9}{22.0}$	$\frac{10.4}{12.2}$	$\frac{17.4}{23.0}$	$\frac{47.3}{9.5}$	$\frac{75.1}{44.7}$	20
4. Биогумус из лигнина	$\frac{2.0}{1.1}$	$\frac{16.4}{40.0}$	$\frac{10.1}{24.5}$	$\frac{9.9}{12.4}$	$\frac{16.4}{16.0}$	$\frac{45.5}{6.0}$	$\frac{71.8}{34.4}$	13
5 Биогумус из навоза крупного рогатого скота	$\frac{2.1}{2.1}$	$\frac{20.3}{44.8}$	$\frac{13.7}{27.6}$	$\frac{11.8}{6.9}$	$\frac{10.3}{17.2}$	$\frac{41.8}{1.4}$	$\frac{63.9}{25.5}$	3
6. Навоз	$\frac{1.3}{1.0}$	$\frac{22.4}{44.1}$	$\frac{9.4}{26.0}$	$\frac{8.6}{7.1}$	$\frac{19.2}{19.5}$	$\frac{39.1}{2.3}$	$\frac{66.9}{28.9}$	6
7. Суперфосфат	$\frac{0.5}{0.7}$	$\frac{22.2}{68.8}$	$\frac{9.5}{17.3}$	$\frac{17.8}{1.5}$	$\frac{21.3}{9.7}$	$\frac{28.7}{2.0}$	$\frac{67.8}{13.2}$	7
8. Аммиачная селитра	$\frac{0.4}{1.1}$	$\frac{11.3}{17.9}$	$\frac{14.2}{34.2}$	$\frac{8.1}{13.3}$	$\frac{16.8}{20.5}$	$\frac{49.2}{13.0}$	$\frac{74.1}{46.8}$	26
9. Нитроаммофоска	$\frac{0.4}{0.5}$	$\frac{9.7}{49.2}$	$\frac{11.7}{17.9}$	$\frac{4.9}{13.1}$	$\frac{22.5}{11.9}$	$\frac{50.8}{7.4}$	$\frac{78.2}{32.4}$	14
10. Фосфогипс + лигнин + аммиачная селитра	$\frac{0.2}{0.6}$	$\frac{18.3}{46.6}$	$\frac{6.7}{18.9}$	$\frac{6.7}{10.4}$	$\frac{25.2}{17.5}$	$\frac{42.9}{6.0}$	$\frac{74.8}{33.9}$	14
11. Фосфогипс + биогумус из лигнина	$\frac{0.1}{0.5}$	$\frac{8.9}{44.3}$	$\frac{11.0}{27.5}$	$\frac{6.6}{6.2}$	$\frac{23.6}{18.8}$	$\frac{49.8}{2.7}$	$\frac{80.0}{27.7}$	5
12. Фосфогипс + навоз	$\frac{0.6}{0.9}$	$\frac{16.7}{46.4}$	$\frac{9.4}{26.9}$	$\frac{3.9}{10.8}$	$\frac{18.8}{11.5}$	$\frac{50.6}{3.5}$	$\frac{73.3}{25.8}$	7
13. Известняк-ракушечник + навоз	$\frac{1.7}{3.6}$	$\frac{11.2}{41.1}$	$\frac{9.0}{30.5}$	$\frac{8.5}{6.8}$	$\frac{19.9}{16.5}$	$\frac{50.1}{1.5}$	$\frac{78.1}{24.8}$	3

сто-порошистая, почва с поверхности приобрела более светлый оттенок.

В микроагрегатном составе исходной почвы доминируют агрегаты крупной пыли (табл. 1), количество которых достигает 27.8%. Далее по убывающей следуют фракции мелкого песка (26.9%), тонкой пыли (24.4%), средней пыли (13.6%). Вещества таких мелиорантов, как фосфогипс и лигнин в различных комбинациях, а также навоз и ракушечник способствовали созданию микроагрегатов размером 0.25–0.05 мм, количество которых колебалось от 32.9 до 49.2%. Именно по увеличению количества данной фракции микроагрегатный состав ЧС этих вариантов отличается от контроля. Внесенные вещества фосфогипса способствовали увеличению количества микроагрегатов больших размеров – доминиро-

вать стала фракция размером 0.25–0.05 мм. Количество фракций менее 0.001 мм и 0.005–0.001 мм значительно уменьшились.

Внесение веществ лигнина привело, с одной стороны, к увеличению количества микроагрегатов 0.25–0.05 мм, но в то же время возросло содержание фракции размером менее 0.001 мм. Видимо добавка аммиачной селитры к лигнину способствовала частичной диспергации почвенной массы.

Внесение органических мелиорантов, таких как биогумус из навоза, биогумус из лигнина, навоз в существенной степени сказалось на снижении количества фракций менее 0.001 мм и способствовало значительному увеличению фракции 0.25–0.05 мм (40–44%).

Компоненты суперфосфата оказали существенное влияние на микроагрегацию почвенной

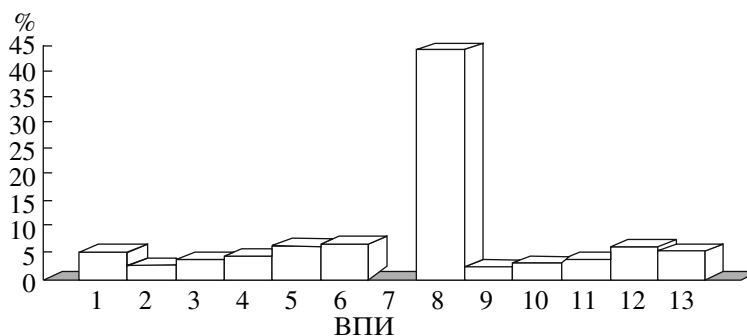


Рис. 1. Изменение содержания ВПИ в ЧС под влиянием мелиорантов и удобрений. Обозначения здесь и далее: 1 – контроль – почва; 2 – фосфогипс; 3 – лигнин + аммиачная селитра; 4 – биогумус из лигнина; 5 – биогумус из навоза крупного рогатого скота; 6 – навоз; 7 – суперфосфат; 8 – аммиачная селитра; 9 – нитроаммофоска; 10 – фосфогипс + лигнин + аммиачная селитра; 11 – фосфогипс + биогумус из лигнина; 12 – фосфогипс + навоз; 13 – известняк-ракушечник + навоз.

массы, увеличив количество фракции 0.25–0.05 мм до 68.7%. Известно [7], что почвы, обогащенные фосфорной кислотой, хорошо оструктурены и обладают высокой биологической активностью. Компоненты аммиачной селитры диспергировали почвенную массу, что привело к увеличению фракции менее 0.001 мм до 13%, то есть этот показатель является максимальным среди всех вариантов опыта.

На данном уровне организации почвенной массы (размер фракций от 1 до 0.001 мм) показатели микроагрегатного состава можно сгруппировать по следующим категориям (рис. 1). Объединяются варианты опытов, где задействованы вещества, содержащие фосфогипс. Для них характерно преобладание фракции 0.25–0.05 мм, низкое количество фракции менее 0.001 мм. Близкие показатели отмечены для ЧС, контактирующего с органическими веществами. Резко отделяется микроагрегатное состояние ЧС в вариантах, в которых задействованы компоненты аммиачной селитры – по максимальному количеству фракций менее 0.001 мм (13%). Действие веществ суперфосфата привело к образованию микроагрегатов размером 0.25–0.05 мм и уменьшению количества микроагрегатов менее 0,01 мм. Увеличение вплоть до доминирования микроагрегатов размером 0.25–0.05 мм объединяет действие веществ органический природы и фосфогипса. Но результаты действия этих веществ расходятся по содержанию фракции 0.05–0.01 мм, количество которой несколько больше в вариантах с органическими веществами.

Так же как и для макроструктуры, резко обособляются показатели микроагрегатного состава ЧС при контакте с минеральными удобрениями. Возможно, на этом уровне организации почвенной массы вещества суперфосфата и нитроаммофоски привели к микроагрегированию почвенной массы, количество микроагрегатов фракции 0.25–0.05 мм увеличилось до 68 и 46% соответственно.

Гранулометрический состав исходного образца ЧС среднеглинистый пылевато-иловатый. Количество глины составляет 76.8%. Перераспределение гранулометрических фракций ЧС вещества внесенных мелиорантов и удобрений идет в основном за счет изменения содержания илистой фракции. Минимальное ее количество фиксируется в варианте с суперфосфотом. Органические вещества способствовали сохранению частиц размером 0.25–0.05 мм – 16.4–22.4%. По этому же показателю выделяются варианты опыта ЧС, где внесены вещества суперфосфата – 22.2%. В соответствии с исследованиями [18–20], можно предположить, что здесь сформировались новые связи за счет продуктов разрушения фосфорной кислотой смектитового компонента.

Вещества мелиорантов, удобрений в контактной зоне оказали влияние на перестройку фракции ила, что было зафиксировано с помощью метода дробной пептизации (табл. 2). Наиболее сильная реакция по пептизации илстого материала произошла на контакте почвы с веществами аммиачной селитры. В пептизированное состояние перешло около 44% от общего количества ила. Последнее привело к активному сплыванию почвы. Поверхность почвы оказалась водонепроницаемой, что зафиксировано на второй год эксперимента. Для контрольного образца ЧС количество пептизированного вещества составило 5.2%. Анализ пептизации черноземов Европейской территории России [13, 14, 16] свидетельствует о том, что в целинных черноземах отсутствует пептизированный материал. Вовлечение черноземов в сельскохозяйственное производство приводит к переходу части тонкодисперсного материала в пептизированное состояние. Наиболее сильная пептизация отмечалась при орошении почв недоброкачественными минерализованными водами содового состава. Увеличение количества ВПИ пептизации при антропогенных воздействиях является серьезным предупреждением о “сплывании” почвенной массы, потере благоприятных агрофизических свойств.

Таблица 2. Содержание подфракции дробной пептизации ЧС в модельном опыте (над чертой – % от почвы; под чертой – % от суммы илов)

Вариант	ВПИ	АИ-1	АИ-2	Сумма
1. Контроль – почва	2.2/5.2	25.9/60.9	14.4/33.9	42.5
2. Фосфогипс	1.3/2.5	37.2/71.1	13.8/26.4	52.3
3. Лигнин + аммиачная селитра	1.4/3.6	36.5/94.3	0.8/2.1	38.7
4. Биогумус из лигнина	2.1/4.3	40.7/83.7	5.8/11.9	48.6
5. Биогумус из навоза	2.3/6.1	30.6/80.7	5.0/13.2	37.9
6. Навоз	3.0/6.8	30.1/68.7	10.7/24.4	43.8
7. Суперфосфат	0.4/1.1	9.6/27.1	25.4/71.8	35.4
8. Аммиачная селитра	23.2/44.0	21.1/40.0	8.4/15.9	52.7
9. Нитроаммофоска	1.2/2.3	28.8/55.6	21.8/42.1	51.8
10. Фосфогипс + лигнин + аммиачная селитра	1.2/2.9	30.6/75.0	9.0/22.1	40.8
11. Фосфогипс + биогумус из лигнина	2.0/3.7	34.4/63.7	17.6/32.6	54.0
12. Фосфогипс + навоз	2.9/6.1	21.4/44.8	23.5/49.2	47.8
13. Известняк-ракушечник + навоз	2.5/5.4	24.5/52.7	19.5/41.9	46.5

Наибольший эффект предотвращения пептизации почвенной массы наблюдается в почве варианта с суперфосфатом (всего 1.1% от суммы илов ПДП или 0.04% от массы почвы). В меньшей мере, но по-прежнему сильными реагентами, предотвращающими пептизацию, являются следующие вещества: фосфогипс, фосфогипс + лигнин + аммиачная селитра, нитроаммофоска. Пептизировалось 2.5, 2.3 и 2.9% соответственно от суммы илов ПДП (табл. 2), что составляет всего от 1.2 до 1.3% от массы почвы. В вариантах, в которых задействована органическая составляющая (биогумус из лигнина, биогумус из навоза, навоз, фосфогипс с навозом и известняк-ракушечник с навозом) в среднем по выходу твердой фазы в пептизированное состояние схожи с показателями контрольного варианта (5.2 – контроль и 4.3; 6.1; 6.8; 6.1 и 5.4% соответственно вариант с мелиорантом).

Минералогический состав ВПИ ЧС представлен смектитовой фазой (40.8–80.8%), состоящей из индивидуального смектита монтмориллонит-бейделлитового типа и сложных смешанослойных образований слюда-смектитового, хлорит-смектитового типов с высоким содержанием смектитовых пакетов. Сопровождают этот доминант гидрослюды ди-триоктаэдрического типа, каолинит, хлорит. В качестве небольшой примеси в образцах ВПИ присутствуют тонкодисперсный кварц и полевые шпаты (рис. 2).

Можно отметить следующие общие закономерности в составе минералов ВПИ: 1) чем больше ила вышло в пептизированное состояние, тем более его состав и свойства минералов схож с таковыми “валового” ила; 2) чем меньшее количество минералов выходит в пептизированное состояние, тем более существенные различия как в кристаллохимии, так и в соотношении слоистых силикатов к тонкодисперсному кварцу, полевым

шпатам; меняется степень окристаллизованности доминирующего компонента.

Вещества мелиорантов и удобрений по влиянию на минералогический состав и кристаллохимию минералов ВПИ можно разделить на следующие группы: а) вещества органической природы в значительной мере сказались на составе ВПИ по следующим параметрам: 1) высоким рентгеноаморфным фоном; 2) островершинными рефлексами минералов таких, как слюды-гидрослюды, каолинит, кварц, что свидетельствует об их обломочной природе; 3) повышенным содержанием тонкодисперсного кварца (возможное пополнение фитолитами или влияние резко кислой среды лигнина); 4) разупорядоченной в наибольшей мере структурой минералов, супердисперсным состоянием смектитовой фазы.

б) вещества фосфогипса и фосфогипса с добавками оказывают разнообразное влияние на минералы ВПИ. Доминирует смектитовая фаза во всех вариантах с фосфогипсом, но в варианте фосфогипс + лигнин + аммиачная селитра большее влияние оказывает лигнин, так же как и в варианте фосфогипс + биогумус из лигнина. Все параметры ВПИ более близки с таковыми, взаимодействующими с органическими веществами.

в) Структура минералов и соотношение минеральных фаз во ВПИ, выделенных после взаимодействия ЧС с веществами удобрений, резко различаются: илистое вещество, перешедшее в ВПИ после взаимодействия с веществами аммиачной селитры, состоит из слоистых силикатов, рентгеноструктурный спектр которого схож с таковым “валового ила”. Вещества суперфосфата способствовали коагуляции тонкодисперсного вещества – количество ВПИ составляет 1%. Он представлен в основном рентгеноаморфной фазой и обломочными формами минералов. Структура смектито-

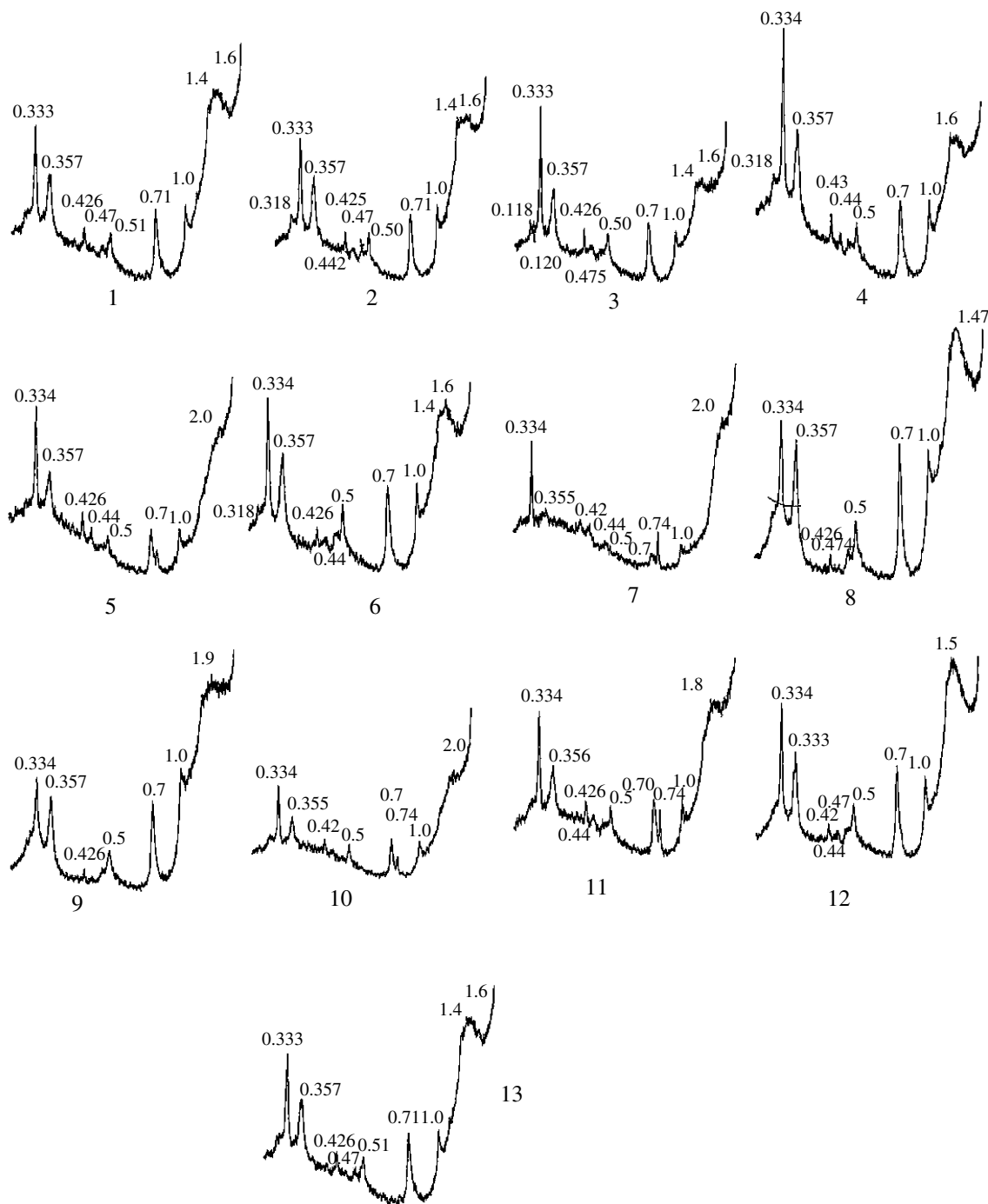


Рис. 2. Рентген-дифрактограммы ВПИ, выделенных из ЧС модельного опыта (образцы в воздушно-сухом состоянии, значения межплоскостных расстояний в нм).

вой фазы сильно разупорядочена, она находится в супердисперсном состоянии.

Поведение агрегированных илов разной прочности связи АИ-1 и АИ-2 под влиянием мелиорантов. Основная масса ила контрольного образца находится в агрегированном состоянии – 60,9% (рис. 3, 4). Для всех вариантов опыта характерно преоблада-

ние именно этой подфракции, количество которой колеблется от 44.8 до 94.3%. Указанный широкий диапазон свидетельствует о существенной переорганизации минеральной части почв микронного размера под влиянием вносимых веществ. На этом фоне резко выделяются варианты опытов с удобрениями. Так, в вариантах с аммиачной селитрой в категории подфракции АИ-1

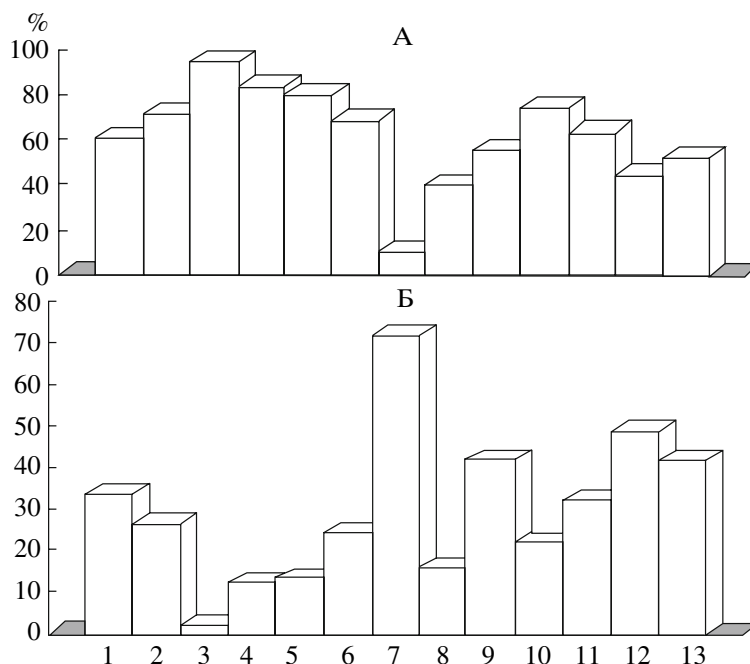


Рис. 3. Изменение содержания АИ-1 (А) и АИ-2 (Б) в ЧС под влиянием мелиорантов и удобрений.

осталось всего 40% от суммы илов ПДП, поскольку очень большое количество фракции перешло в пептизированное состояние. Вещества суперфосфата способствовали переходу большей части илистого материала в более прочносвязанную категорию илов – АИ-2, в то время как в АИ-1 осталось всего 27.1%.

Как показано ранее [13], нарушение прочности связи тонкодисперсного вещества, переход его из АИ-2 более прочносвязанной категории в АИ-1 – менее прочносвязанную – уже предопределяет более быстрый переход тонкодисперсного материала в пептизированное состояние.

В нашем эксперименте такая переорганизация наблюдается при применении лигнина с аммиачной селитрой. В этом варианте опыта в АИ-1 находится 94.3% от всех категорий илов. Высокий процент АИ-1 зафиксирован при использовании биогумусов как из лигнина (83.7%), так и из навоза. В АИ-1 доминирует смектитовая фаза, состоящая из сложного смешанослойного слюда-смектитового, хлорит-смектитового образования с примесью индивидуального смектита монтмориллонит-бейделитовой природы (49–68%), диагностированы гидрослюда, каолинит, хлорит. Тонкодисперсный кварц и полевые шпаты отсутствуют. Можно отметить следующие закономерности в изменении соотношения минеральных фаз и их кристаллохимического состояния: снижение количества смектитовой фазы отмечается с уменьшением АИ-1. Например, вещества суперфосфата, способствующие коагуляции ила, привели к уменьшению АИ-1 до 27%. Здесь же фиксируется наименьшее количество смектита

49.1%. Интенсивность рефлексов всех минералов значительно снижена. Вещества органической природы сказались на снижении интенсивности рефлексов минералов, в первую очередь смектита. Наиболее четко это отмечается в варианте с биогумусом из навоза. Необходимо отметить отсутствие в АИ-1 тонкодисперсного кварца, в том числе и в вариантах с органическими компонентами. Вещества удобрений сказались на интенсивности рефлексов минералов, степени разупорядоченности их структур. Варианты опыта с фосфогипсом характеризуются как высоким процентом АИ-1, так и наилучшей степенью совершенства структуры минералов, рефлексов которых островершинны, наибольшей интенсивности. Соотношение основных минеральных фаз аналогично контролю.

Агрегированные илы второй категории имеют более разнообразное соотношение основных минеральных фаз, чем АИ-1. Изменилась кристаллохимия гидрослюдистого компонента, в этой категории илов преобладают триоктаэдрические типы. Нарушена закономерность, выявленная для ВПИ и АИ-1, чем больше количество подфракции, тем более совершенны формы структуры минералов.

Такие мелиоранты, как лигнин и его производные, способствовали переходу части АИ-2 в АИ-1. Оставшиеся 2% состоят в основном из гидрослюдисто-слюдистого компонента, каолинита, хлорита. Смешанослойное слюда-смектитовое образование здесь находится в подчиненном положении. Биогумус из лигнина в меньшей мере повлиял на переорганизацию илов и состав его компонентов.

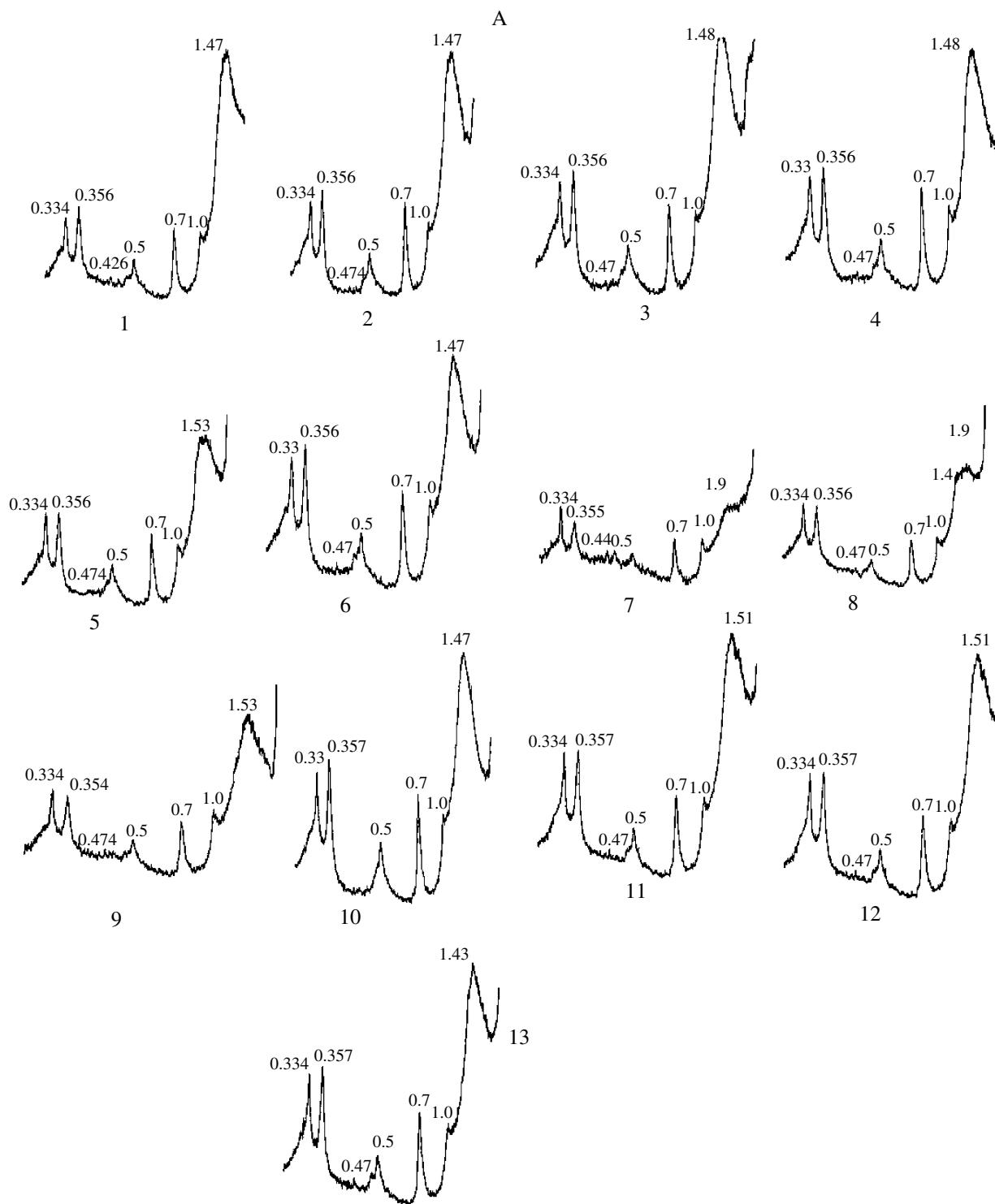


Рис. 4. Рентген-дифрактограммы АИ-1 (А) и АИ-2 (Б), выделенных из ЧС модельного опыта (образцы в воздушно-сухом состоянии, значения межплоскостных расстояний в нм).

Однако можно зафиксировать и отличия; здесь возрастает доля слюда-сметитов с низким содержанием сметитовых пакетов. Вещества биогумуса из навоза крупного рогатого скота переорганизовали тонкодисперсную фазу не столь существенно: АИ-1 – 79.9%, то есть около 19%

перешло из АИ-2 в АИ-1, и АИ-2 в настоящий момент содержит 13% от суммы ПДП, состоит из неупорядоченных смешанослойных слюда-сметитов с высоким содержанием сметитовых пакетов; второй тип слюда-сметитов отсутствует. Вещества навоза крупного рогатого скота в боль-

Б

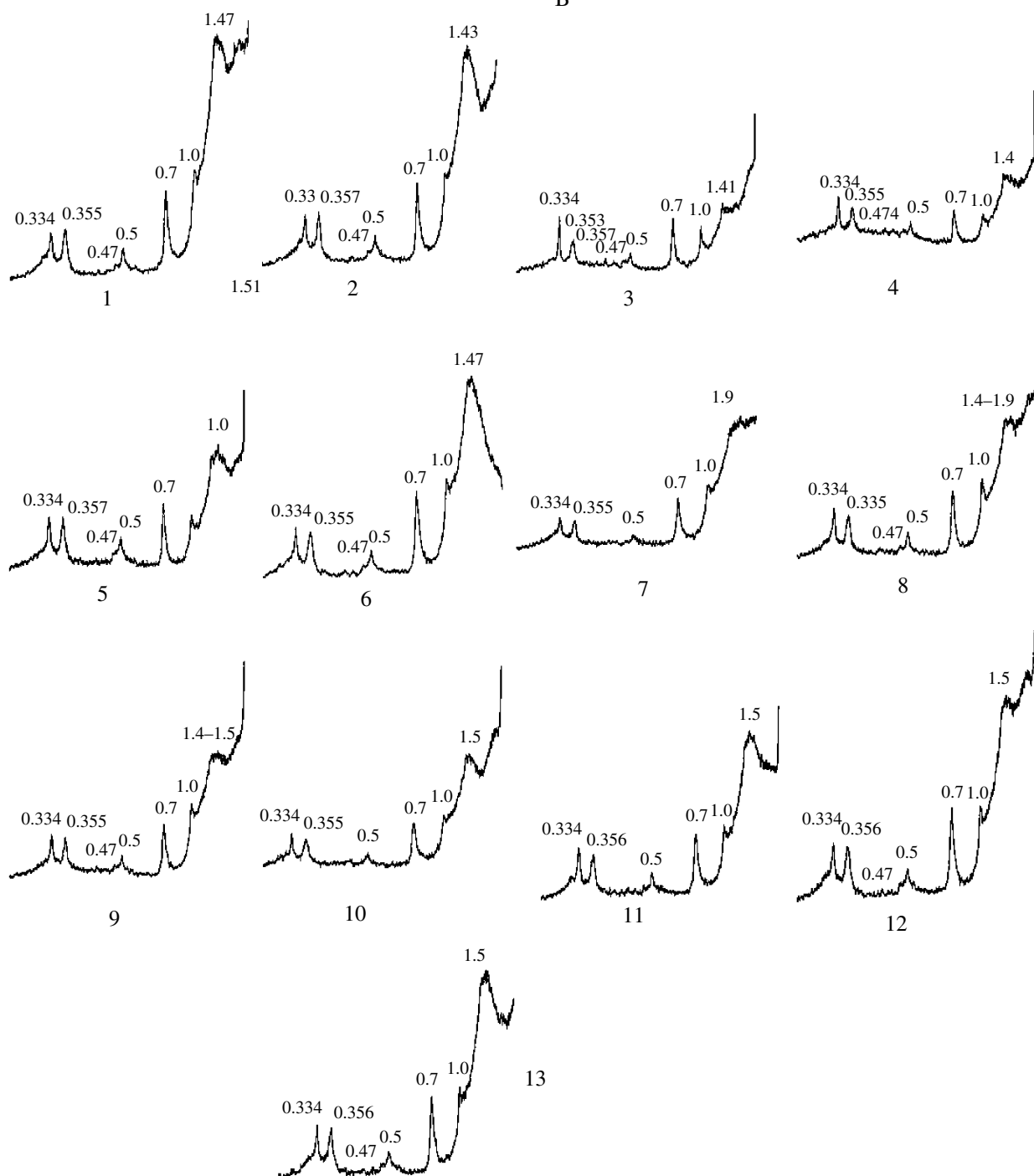


Рис. 4. Окончание.

шей мере, чем биогумус и лигнин способствовали сохранению исходной организации тонкодисперсной части почв. Количество АИ-2 составляет 24.4%, более приближаясь к контролю.

Особое положение занимает ЧС, контактирующий с суперфосфатом. Здесь произошла суще-

ственная переорганизация тонкодисперсного вещества: в АИ-2 количество ила составляет 71.7%, то есть основная масса находится в более прочно-связанном виде. Выбивается из общей закономерной картины и такой параметр, как соотношение основных минеральных фаз. Смешанослойных

слюда-сметитов в данном варианте значительно меньше, чем на контроле, снизились интенсивности рефлексов всех слоистых силикатов. Можно предположить особую организацию глинистых минералов под влиянием водорастворимого монокальций фосфата, который коагулирует вещества и сохраняет эту более прочносвязанную организацию; свободная фосфорная кислота оказывает влияние на структуру минералов, особенно на сметитовый компонент, который частично разрушается: количество этого минерала высокое, а спектры низкие.

Вещества аммиачной селитры и нитроаммофоски перевели основную массу илистого вещества в ВПИ, и на долю АИ-2 осталось всего 15.9% от суммы илов ПДП. Значительно снижено содержание сметитовой фазы, часть ее находится в супердисперсном состоянии, отсутствуют слюда – сметиты с низким содержанием сметитовых пакетов. Гидрослюда отнесены к категории триоктаэдрических.

Под влиянием фосфогипса с биогумусом из лигнина, фосфогипса + навоз крупного рогатого скота и известняка ракушечника + навоз крупного рогатого скота сохраняется внутренняя организация тонкодисперсной части почв, и количество АИ-2 в этом варианте опыта аналогично контролю. В составе глинистых минералов соотношение основных минеральных фаз изменилось незначительно. Так, снизилось количество сметитовой фазы, несколько уменьшились интенсивности рефлексов всех слоистых силикатов.

ВЫВОДЫ

1. Илистая фракция ЧС полиминеральна, в ней преобладает сметитовая фаза (52.1–58.3%), ди-триоктаэдрические гидрослюда (25.6–33.2%), каолинит и хлорит (в сумме 14.7–16.1%). Примесь тонкодисперсного кварца. Сметитовая фаза состоит из сложных неупорядоченных смешанослойных образований нескольких типов: слюда-сметитов с высоким содержанием сметитовых пакетов (преобладают), слюда-сметитов с низким содержанием сметитовых пакетов, хлорит-сметитов, индивидуального сметита, отнесенного к монтмориллонит-бейделлитовому типу.

2. Внесенные вещества способствовали перестройке почвенной массы, фиксируемой на разных иерархических уровнях.

а) После первого года взаимодействия веществ мелиорантов и удобрений изменилась морфология агрегатов. Выделены три категории веществ, сказывающихся на агрегации почвенной массы: вещества органической природы создали агрономически ценную крупнозернистую и ореховатую структуру; вещества фосфогипса, лигнина с аммиачной селитрой, фосфогипса с лигнином и аммиачной селитрой, фосфогипса с биогумусом из лигнина, фосфогипса с навозом крупного рогато-

го скота, известняка-ракушечника с навозом крупного рогатого скота не существенно сказались на агрегации почвенной массы; вещества минеральных удобрений (суперфосфат, аммиачная селитра, нитроаммофоска) разрушили естественные агрегаты почвы, переводя их в категорию пылеватых.

б) Изменилась агрегация почвенной массы на уровне менее 1 мм, фиксируемая микроагрегатным и гранулометрическим анализами. На этом уровне организации наибольший эффект получен от веществ суперфосфата, которые способствовали формированию максимального количества агрегатов размерностью 0.25–0.05 мм, что превосходит аналогичный показатель образцов, находящихся под влиянием веществ органической природы. Произошло увеличение количества микроагрегатов размером менее 1 мкм в вариантах опыта с применением аммиачной селитры и лигнина + аммиачная селитра, коэффициент дисперсности составил 26 и 20 соответственно. В вариантах с применением фосфогипса, биогумуса из лигнина, биогумуса из навоза крупного рогатого скота, навоза крупного рогатого скота, фосфогипса + биогумус из лигнина, фосфогипса + навоз крупного рогатого скота и известняка-ракушечника + навоз крупного рогатого скота количество микроагрегатов размерностью менее 1 мкм снизилось в 2–3 раза.

в) Существенным образом изменилась организация тонкодисперсной части почв, фиксируемая по соотношению илов дробной пептизации микронной размерности. Наиболее сильный эффект получен при взаимодействии почвы с веществами аммиачной селитры, которые перевели в пептизированное состояние более 40% почвенного ила. Вещества лигнина, биогумуса из лигнина и биогумуса из навоза частично предотвратили пептизацию илистого вещества, но перевели более прочносвязанные категории ила в менее прочносвязанные. Фосфогипс совместно с биогумусом, а также известняк-ракушечник с навозом способствовали не только сохранению агрегации тонкодисперсной части почв, но и переходу ее в более прочносвязанную категорию.

3. Минералогический состав ПДП представлен теми же компонентами, что были зафиксированы в “валовом” иле. Соотношение этих минералов и их структурное состояние резко меняется в зависимости от категории прочности связи и от влияния вещества мелиоранта и удобрения. Наиболее подвержен изменениям оказался ВПИ, минералогия которого отличается: а) супердисперсным состоянием сметитовой фазы; б) более резкими колебаниями в соотношении минеральных фаз; в) наличием тонкодисперсного кварца и полевых шпатов. Наибольший эффект на состав минералов оказали вещества минеральных удобрений. АИ-1 – доминирующая категория илов состоит из минералов в наибольшей мере сходных с таковыми “валового” ила. Отмечаются менее резкие

различия по соотношению основных минеральных фаз и их кристаллохимии в зависимости от природы веществ мелиорантов и удобрений. Выделяется АИ-1, контактирующий с веществами суперфосфата.

Агрегированные илы второй категории имеют разнообразное соотношение основных минеральных фаз. Изменилась кристаллохимия гидро-слиудистого компонента; в этой категории илов преобладают триоктаэдрические типы. Существенное изменение структуры основного минерала – смешанослойного образования – зафиксировано в вариантах с применением аммиачной селитры, лигнина с аммиачной селитрой, биогумуса из лигнина и суперфосфата.

4. Установлено, что вещества удобрений и мелиорантов, контактирующие с почвенной массой, оказывают разностороннее влияние на свойства и минералогию ЧС. Наиболее экологически оправданными являются вещества органической природы и, в первую очередь, биогумусы органических веществ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вадюнина А.И., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
2. Гедройц К.К. Избр. соч. Т. 1. Почвенные коллоиды и поглощательная способность почв. М.: Сельхозгиз, 1955. 559 с.
3. Градусов Б.П., Чижикова Н.П., Иванова О.А., Айдабекова Л.А. Способ рентгенографирования почв. Свидетельство № 1441310. 1985.
4. Духанин Ю.А., Савич В.И., Замораев А.Г., Трубицина Е.В., Поветкина И.Л. Экологическая оценка взаимодействия удобрений и мелиорантов с почвой. М.: ФГНУ "Росинформагротех", 2005. 324 с.
5. Духанин Ю.А., Савич В.И., Батанов Б.Н., Савич К.В. Информационная оценка плодородия почв. М.: ФГНУ "Росинформагротех", 2006. 476 с.
6. Кубашев С.К. Изменение структурно-минералогической основы, состава и свойств слитых почв при воздействии на них веществ различной природы (промышленные отходы, стандартные удобрения, мелиоранты) в условиях центрального Предкавказья. Автореф. дис. ... к.б.н. М., 2005. 24 с.
7. Муха В.Д., Картамышев Н.И., Кочетов И.С., Муха Д.В. Агропочвоведение М., Колос. 1994. 527 с.
8. Пак К.П., Цюрупа И.Г. Влияние солевых растворов на свойства глин и тонкодисперсных минералов // Кора выветривания. М.: Наука, 1974. С. 240–246.
9. Панов Н.П., Гончарова Н.А. Особенности генезиса малонатриевых образцов Волгоградской области // Изв. ТСХА. 1969. № 5.
10. Панов Н.П., Гончарова Н.А. К вопросу о факторах, определяющих неблагоприятные свойства малонатриевых солонцов // Мелиорация солонцов. М.: ВАСХНИЛ, Т. 1. 1972.
11. Савич В.И. Физико-химические основы плодородия // Актуальные проблемы агрохимии и экологии. М.: МСХА, 2004. С. 144–182.
12. Соколова Т.А., Дронова Т.Я. Изменение почв под влиянием кислых выпадений М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. 64 с.
13. Чижикова Н.П. Изменение минералогического состава черноземов типичных при орошении // Почвоведение. 1991. № 2. С. 65–81.
14. Чижикова Н.П., Барановская В.А., Градусов Б.П. Минералогический состав и степень пептизируемости богарных и орошаемых светло-каштановых почв Заволжья // Физико-химия почв и плодородие. Науч. тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. М., 1988. С. 64–70.
15. Чижикова Н.П., Годунова Е.И., Кубашев С.К. К вопросу о влиянии веществ мелиорантов и удобрений на свойства и состав чернозема слитого // Докл. междунар. экологического форума: Сохраним планету Земля. СПб., 2004. С. 305–309.
16. Чижикова Н.П., Сапожников П.М., Иванов Д.Ю. Влияние удобрений и пара на тонкодисперсную часть почв // Почвоведение. 1992. № 12. С. 93–105.
17. Correns C.W. Experiments on the decompositions of silicates and discussion on chemical weathering // Clays Clay Mineral. 1961. V 10. P. 443–459.
18. Greenland D.J., Oades J.M. Iron hydroxides and clay surfaces // Trans. 9th Int. Congr. Soil Sci. 1968. V. 1. P. 657–668.
19. Ross G.J. Acid dissolution of chlorites: release of magnesium, iron and aluminium and mode of acid attack // Clays Clay Mineral. 1969. V. 17. P. 347–354.
20. Yeoh N.S., Oades J.M. Properties of soils and clays after acid treatment. Clay minerals // Austr.J. Soil Res. 1981. V. 19. H. 147–158.
21. Wilson M.J. Acid deposition, critical loads and soil minerals: a historical review with some cautionary comments // XVI World Congress of Soil Science. Montpellier, France, 1998.

Changes in Clay Minerals of Vertic Chernozems under the Impact of Different Ameliorants in a Model Experiment

N. P. Chizhikova, E. I. Godunova, and S. K. Kubashev

Interaction of different ameliorants and fertilizers with the solid phase of clayey vertic chernozems was studied in a model experiment. Changes in the organization and properties of the mineral mass from the plow horizon under the impact of ameliorants took place at several hierarchical levels. At the level of soil aggregates, both the disaggregation of the soil mass and the formation of agronomically valuable soil aggregates under the impact of different ameliorants were observed. The method of fractional peptization of the soil mass was applied to study the behavior of clay minerals. The specificity of crystallochemistry of smectitic minerals and their changes under the impact of introduced substances were analyzed in different clay fractions.

УДК 631.4

ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЛИЗИМЕТРОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПОЧВЕННЫХ ПРОЦЕССОВ*

© 2008 г. И. И. Судницын

Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

Поступила в редакцию 21.11.2007 г.

Читая название монографии “Лизиметрические исследования в луговодстве”, можно предположить, что она представляет интерес лишь для специалистов в области луговодства. Однако в действительности в ней обсуждаются проблемы весьма важные для почвоведения в целом и, особенно, для агрохимии и мелиорации почв. О полезности ее для почвоведов свидетельствует уже название основных ее разделов: “Особенности оптимизации водных режима почв и растений в Нечерноземной зоне России”, “Основные водно-физические свойства почв”, “Почвенные лизиметры. Особенности их конструкции, установки в почву и использования”, “Водный баланс почв”, “Пути миграции и размеры потерь биогенных элементов в агроэкосистеме: почва–растения–инфильтрационный сток”, “Баланс химических веществ в различных почвах лизиметров”, “Вынос химических веществ из почв лизиметров инфильтрацией”, “Научные основы и приемы рационального регулирования водного и пищевого режимов почв”, “Повышение продуктивности пастбищных и многоукосных травостоев в условиях двустороннего регулирования водного режима почв”.

Лизиметрический метод в почвоведении используется давно и эффективно. Интерес к нему вызван тем, что он позволяет с высокой точностью исследовать не только свойства почв, но и почвенные процессы в условиях, максимально приближенных к естественным. В то же время он дает возможность моделировать результаты антропогенного воздействия на почвенные процессы. В частности, лизиметры позволяют детально выявить закономерности движения в почвах загрязняющих техногенных выбросов. Именно лизиметрические наблюдения позволяют получить наиболее объективную экспериментальную информацию об основных направлениях трансформации веществ в системе приземный воздух–растительность–почва–грунтовые воды в реальных экосистемах (нарушенных, деградированных и полностью разрушенных при техногенезе).

Лизиметрические исследования проводились авторами в центральном районе Нечерноземной зоны Европейской территории России (Московская обл.), территориально в значительной степени совпадающим с южно-таежной подзоной лесной зоны России, на территории Всероссийского института кормов в течение многолетнего цикла (с 1972 по 2003 гг.). В книге обобщены особенности вымывания основных питательных элементов из почв различного генетического типа и гранулометрического состава (дерново-подзолистой среднесуглинистой крупнопылеватой на тяжелых покровных суглинках и аллювиально-луговой среднесуглинистой крупнопылеватой на тяжелом аллювии), при разных метеорологических условиях, формах и дозах удобрений, возрасте и составе травостоя, режимах орошения. Авторам удалось установить, что вымывание основных питательных элементов из почв под злаковыми травостоями происходит в следующей убывающей последовательности: кальций – магний – хлор – азот нитратный – азот аммиачный – калий – железо – марганец – цинк – фосфор – кобальт. Больше всего полезных элементов теряется под малоурожайными травостоями во влажные годы, когда (вместе с поливными водами) за год в почву попадает до 900 мм воды и фильтруется через почву до 5000 м³/га. При этом с фильтрующейся влагой почва теряет до 280 кг/га кальция и магния, до 85 кг/га – калия и до 2.5 кг/га – нитратного азота.

Установлено также, что потребление растениями азота тесно связано с их водопотреблением, так как и водопотребление, и фотосинтез (и, следовательно, потребление азота) сильно зависят от метеорологических факторов. Поэтому авторы предлагают, с целью повышения эффективности использования удобрений, вначале определять величину водопотребления (с помощью лизиметров), а затем с учетом коэффициента использования азота (на единицу водопотребления) рассчитывать нормы внесения азота. Использование этого метода позволило на пастбищном травостое с преобладанием ежи сборной на дерново-подзолистой среднесуглинистой почве получить прибавку сухой биомассы до 1 ц на каждый килограмм азота, внесенный с удобрениями.

* Н.А. Семенова, Н.А. Муромцева, Г.А. Сабитова, Б.И. Короткова. Лизиметрические исследования в луговодстве. Ярославль: Аверс Пресс, 2005. 498 с.

Другим очень важным фактором повышения продуктивности лугов авторы справедливо считают оптимизацию водного режима почв. В своих опытах они обеспечивали ее при помощи поливов. Однако о необходимости поливов они, к сожалению, судили по соотношению элементов водного баланса, хотя (как отмечают сами авторы на с. 53) “при этом желательно использовать современные методы диагностики, например, тензиометрический, в основе которого лежат энергетические представления о поведении влаги в системе... При использовании этого метода полностью отпадает необходимость в трудоемких и ненадежных определениях таких элементов водного баланса, как запасы влаги, испарение грунтовых вод, горизонтальный подток и отток влаги”. Затрудняет восприятие информации также ошибка в разграфке табл. 22 (с. 168).

Однако в целом монография свидетельствует о современном, высоком теоретическом уровне проведенных исследований. Большой объем ценной экспериментальной информации делает ее весьма актуальной. Хотя авторы не претендуют на полное и окончательное решение всех вопросов, обсуждаемых в монографии, однако обобщение полученных данных позволило выявить целый ряд актуальных проблем, требующих более глубоких научных проработок, а также переосмысления многих уже известных фактов.

Таким образом, монография содержит ценную информацию, необходимую для более полного познания многих важнейших почвенных процессов и их воздействия на эффективное плодородие почв. Это дает основание полагать, что эта актуальнейшая книга привлечет внимание и будет полезна для почвоведов не только России, но и других стран.