

ПРИОРИТЕТНЫЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ПРОЕКТ «ОБРАЗОВАНИЕ»

РОССИЙСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ ДРУЖБЫ НАРОДОВ

В.Г. ЛАРЕШИН

**СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ДИАГНОСТИКИ
И ОПТИМИЗАЦИИ ФИЗИЧЕСКИХ,
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ
И ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОЧВ
В РАЗЛИЧНЫХ СИСТЕМАХ ЗЕМЛЕДЕЛИЯ
РАЗНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОН**

Учебное пособие

Москва

2008

**«Создание комплекса инновационных образовательных программ
и формирование инновационной образовательной среды, позволяющих
эффективно реализовывать государственные интересы РФ
через систему экспорта образовательных услуг»**

Экспертное заключение –

доктор сельскохозяйственных наук, профессор *В.И. Савич*

Ларешин В.Г., Шуравилин А.В.

Современные методы диагностики и оптимизации физических, физико-химических и химических свойств почв в различных системах земледелия разных климатических зон: Учеб. пособие. – М.: РУДН, 2008. – 281 с.

В учебном пособии рассматривается общая концепция воспроизводства плодородия почв в системах земледелия разных природных зон, а также факторы и условия плодородия и комплекс основных приемов по управлению агрономическим потенциалом зональных почв.

Для студентов, проходящих магистерскую подготовку по направлениям «Агрономия» и «Садово-парковое и ландшафтное строительство».

Учебное пособие выполнено в рамках инновационной образовательной программы Российского университета дружбы народов, направление «Комплекс экспортноориентированных инновационных образовательных программ по приоритетным направлениям науки и технологий», и входит в состав учебно-методического комплекса, включающего описание курса, программу и электронный учебник.

ВВЕДЕНИЕ

Функции почвенного покрова, неотделимого от растительного мира территорий, многообразны, а роль функционирования почв в экосистемах есть результат действия сложнейшего комплекса биохимических и биофизических механизмов, обуславливающих биогеохимические процессы в динамической ландшафтной оболочке.

Неконтролируемая интенсификация земледелия и пастбищного хозяйства обуславливает прогрессирующую деградацию растительного покрова и почв, выводит экосистемы из квазиравновесного состояния.

Почва, являясь универсальным преобразователем и накопителем органического вещества, средой функционирования биогеохимических циклов химических элементов, минеральных, органических и органо-минеральных соединений, играет определяющую роль в процессах биосинтеза и формирования гидрологического режима суши.

Без понимания сложнейшего комплекса биохимических и биофизических механизмов, обуславливающих биогеохимические процессы в динамической ландшафтной оболочке, не представляется возможным дать оценку современной динамики экологических функций почвенного покрова, корректно обосновать прогностические концепции его устойчивости и эффективного управления.

До последнего времени отсутствуют или весьма ограничены и неполны данные о закономерностях формирования в почвах биогеохимических циклов элементов, экологической трансформации фаз и механизмов межфазных взаимодействий, о системе биохимических, физико-химических, минералогических, изотопно-геохимических показателей для оценки состояния и направленности пространственно-временных изменений почвенных биогеохимических систем в зависимости от факторов природной среды и антропогенного воздействия. Аналогичная ситуация характерна и в вопросах выяснения роли микробиологических систем, высокомолекулярных и органо-

минеральных соединений как фактора устойчивости экосистем. С большим опозданием решаются вопросы разработки исследовательских и прогностических моделей почвенных режимов, введения физиолого-биохимических критериев оптимизации качества урожая при применении удобрений, пестицидов и чуждых почвам образований в разных технологических и экологических условиях природных зон. Решение этих вопросов возможно только на основании фундаментальных исследований внутрипочвенной трансформации азота и углерода низкомолекулярных и предгумусовых компонентов, кинетики трансформации удобрений в почвах и чуждых им образований в зависимости от их биохимической и физико-химической активности. Геохимическая судьба того или иного элемента определяется, в первую очередь, его активностью. В практических расчетах и оценках принято пользоваться коэффициентом активности (γ_j), представляющим собой отношение активности данного компонента раствора к его концентрации и характеризующее отклонение свойств реальных растворов от свойств идеальных растворов. В идеальных растворах и при бесконечном разбавлении коэффициент активности искомого компонента равен 1, а приближенные значения его вычисляются по уравнению Дебая – Хюккеля.

РАЗДЕЛ 1

ПРЕДМЕТ И МЕТОДЫ ДИСЦИПЛИНЫ «СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ДИАГНОСТИКИ И ОПТИМИЗАЦИИ ФИЗИЧЕСКИХ, ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ И ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ (ПОЧВ) В РАЗЛИЧНЫХ СИСТЕМАХ ЗЕМЛЕДЕЛИЯ РАЗНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОН»

Лекция 1

1.1. Общие представления и понятие об устойчивости почв к внешним воздействиям

Устойчивость почв – это способность почвы длительное время сохранять состав, структуру, функционирование и пространственное положение в условиях относительно небольшого изменения или колебания факторов почвообразования и восстанавливать качественные характеристики своего исходного состояния после его возмущения (Хитров Н.Б., 2002).

Понятие устойчивости почв включает совокупность взаимодополняющих понятий: инертность компонентов; стойкость компонентов, горизонтов и почв; стабильность компонентов и их соотношения, включая видовой состав микробо- и зооценоза; прочность почвы и отдельных её компонентов как способность сопротивляться внешним механическим воздействиям; живучесть ценоза почвенных живых организмов; постоянство качественных признаков почвы; сохранение своего пространственного положения; буферность; надёжность и устойчивость функционирования почвы в составе геосистемы; инерционность изменения; способность к восстановлению состава структуры и функционирования после возмущения исходного состава (Хитров Н.Б., 2002).

Понятие устойчивости в каждом конкретном случае отражает целостные (эмерджентные) свойства объекта, то есть устойчивость системы не является простой суммой устойчивости отдельных её компонентов: для каждого иерархического уровня строения педосферы присущи особые механизмы, обеспечивающие устойчивость объектов к внешним воздействиям.

Универсальная оценка устойчивости почвы без указания характера, интенсивности и длительности воздействия на почву невозможна.

Об устойчивости объекта предложено говорить только по отношению к относительно слабым воздействиям на него. По отношению к сильным воздействиям предложено использовать понятие сенсорность (чувствительность) отдельных компонентов и системы в целом, а также характер, направление, величину изменения и возможность возникновения устойчивого состояния в другом качестве.

1.2. Критерии оценки устойчивости почв

Критерии оценки устойчивости почв включают:

- критические значения воздействий, вызывающие разрушение системы или перевод её в необратимо неустойчивое или другое устойчивое состояние;
- параметры системы (инвариант), остающиеся неизменными при различных возмущениях системы;
- параметры динамики основных характеристик;
- критерии устойчивости по Ляпунову, орбитальной, асимптотической и структурной устойчивости на основе математических моделей изучаемых систем;
- критерии, основанные на отборе наиболее чувствительных характеристик почвы к данному виду воздействия;
- критерии, основанные на относительном изменении какого-либо свойства или характеристики почвы.

1.3. Механизм устойчивости почв

Механизмы, обеспечивающие устойчивость почв к внешним воздействиям, включают:

- многообразие компонентов почвы (разнообразие минеральных компонентов; гумусовых веществ и продуктов их взаимодействия, биоразнообразие внутрипочвенного ценоза), обеспечивающее возможность замены одного компонента другим для выполнения одной и той же функции почвы;
- механическая прочность, упругость, эластичность твердофазных компонентов почвы и структурных связей между ними;
- способность к поглощению веществ и энергии, обеспечиваемая совокупностью физических, химических и биологических явлений (адсорбция, ионный обмен, низкая растворимость многих соединений, активное удержание живыми организмами и др.), которые, в свою очередь, обусловлены гетерополидисперсностью твердых фаз, наличием живых организмов и сложностью порового пространства в почве;
- способность к радиальному и латеральному сбросу и/или транслокации легкорастворимых компонентов;
- возможность сохранения внешних условий, обеспечивающих активное существование почвенных процессов, поддерживающих и способствующих периодическому обновлению состава, свойств и строения почв.

1.4. Экологическая устойчивость ландшафтов

Под устойчивостью природных ландшафтов понимается способность сохранять саморегулирующееся функционирование в пределах естественного колебания их параметров в рамках определенных инвариантов под воздействием внешних факторов (Кирюшин В.И., 2002). Параметрами устойчивости ландшафтов являются структура, функция, режимы, интенсивность и сбалансированность биогеохимического круговорота, биологическая продуктивность.

Устойчивость агроландшафтов представляется как способность поддерживать заданные производственные и социальные функции, сохраняя биосферные функции.

В отличие от устойчивости многих природных ландшафтов, не имеющей агрономического смысла (солонцовых, солончаковых, заболоченных и т.д.), устойчивость их аналогов, трансформированных в агроландшафты путем различных мелиоративных мероприятий, связана с поддержанием заданных параметров функционирования ценой определенных усилий, тем большей, чем сильнее различаются требования сельскохозяйственных культур от агроэкологических условий ландшафта.

Количество контрольных параметров экологической устойчивости агроландшафтов сильно различается в зависимости от их категории, уровня интенсификации производства, характера и степени внешних воздействий.

В основе классификаций экологической устойчивости агроландшафтов выделяются виды физической, биологической и геохимической устойчивости с дальнейшим разделением на подвиды на различных уровнях их организации в зависимости от степени антропогенного воздействия.

1.5. Потенциальная устойчивость почв

Потенциальная устойчивость почвы природно-антропогенным воздействиям определяется её свойствами и зависит от положения почвы в рельефе. Она имеет комплексный, многокомпонентный характер, а между различными компонентами устойчивости как правило существуют функциональные зависимости.

В реальных условиях потенциальная устойчивость почвы всегда проявляется через её фактическую устойчивость, которая зависит от трех основных факторов:

- а) потенциальной устойчивости;
- б) состояния почвы в данный отрезок времени и в конкретных условиях;
- в) характера и интенсивности воздействий на почву.

В конкретных условиях устойчивость почв как к отдельным природным воздействиям, так и их совокупности может быть полной.

1.6. Некоторые дефиниции к понятиям деградации и устойчивости почв

С точки зрения охраны природы или конкретной хозяйственной задачи, деградация почв – это результат негативных изменений строения, состава и элементов функционирования почв, вызванных антропогенными процессами. Факт нарушения естественного профиля не следует рассматривать как его деградацию в случаях, когда он является необходимым элементом целенаправленного антропогенного преобразования почв. Исходя из этого, целесообразным считается по-разному оценивать деградацию естественных и агрогенно-преобразованных почв. В первом случае, деградация – это негативное смещение комплекса свойств почв по отношению к естественной почве, во втором - к заданной оптимальной модели. В связи с этим, устойчивость почв к деградации должна рассматриваться дифференцированно применительно к естественным и агрогенно-преобразованным почвам: понятие устойчивости должно характеризовать способность почв противостоять негативным воздействиям, а для агрогенно-преобразованных почв ввести понятие стабильности, то есть способности почв сохранять приобретенные в результате агропедогенеза позитивные свойства и противостоять процессам восстановления естественных свойств, которые в большинстве случаев расцениваются как негативные. Максимальной стабильностью обладают почвы наиболее близкие к заданной оптимальной модели. Способность почв восстанавливать свое естественное состояние предлагается определять как регенеративную способность почв, которая определяется характерным временем формирования их профиля и может быть позитивной или негативной с позиций утилитарной оценки. Деградированные агропочвы не способны к регенерации своего «преддеградационного» профиля. Его восстановление возможно только путем

повторного окультуривания. Способность почв преодолевать последствия негативных сдвигов в химических свойствах (загрязнение, засоление и др.) можно определить как упругость почв.

1.7. Резистентная и регенерационная устойчивость почв

Составной частью моделей развития и эволюции является характеристика устойчивости почв к антропогенным воздействиям, то есть способность почв сохранять длительное время свои свойства и функции при продолжающемся внешнем воздействии определенного вида и/или восстанавливать свои свойства и функции после его прекращения. В соответствии с этим признается целесообразным выделять два вида устойчивости: резистентную и регенерационную.

Резистентная устойчивость – это способность почвы сохранять свойства при воздействии на них, обусловленная механизмами сопротивления или компенсации имеющегося воздействия (буферность, прочность компонентов и связей между ними, низкая растворимость соединений и т.д.).

Регенерационная устойчивость – это способность почв восстанавливать свойства после прекращения воздействия на них, обусловленная «механизмами самовосстановления, которыми являются активные формы почвенных процессов, существовавшие в почве до антропогенного воздействия, сохраняющиеся во время действия последнего и/или активизирующиеся после его прекращения» (Хитров Н.Б., 2002). Проявление обеих видов устойчивости почв возможно только при восстановлении исходного природного сочетания факторов почвообразования. При отсутствии этого условия имеет место очередной этап изменения направления развития (эволюции) почвы.

1.8. Быстротекущие процессы при агрогенезе

Особенностью функционирования агрогенных почв является цикличность процессов, ритм которых, в отличие от природных почв, характеризует-

ся другими временными промежутками и самим содержанием этих циклов. Совершенно очевидно существенное увеличение скоростей многих процессов при агрогенезе. В некоторых случаях скорости многих процессов при агрогенезе возрастают на порядки. Это, в первую очередь, касается земель, которые при агрогенезе подвергаются наиболее интенсивному направленному воздействию для повышения плодородия почв и урожайности возделываемых на них растений (кислотность; щелочность; водорастворимые соли; состав поглощающего комплекса; содержание органического вещества, гумуса и их состав; плотность сложения; пористость общая, межагрегатная, капиллярная; структура; окислительно-восстановительные процессы, подвижные оксиды; конкреционность; карбонаты; лессиваж; слитость; морфологические признаки почв, включая хроматические и морфометрические характеристики).

Контрольные вопросы:

1. Каковы критерии оценки устойчивости почв к внешним воздействиям?
2. Что такое «экологическая устойчивость ландшафтов»?
3. Что такое «резистентная устойчивость почв»?
4. Что такое регенерационная устойчивость почв?
5. Какие процессы могут быть отнесены к «быстротекущим»?

Лекция 2

2.1. Внешние воздействия и типы устойчивости почв

Разделение внешних воздействий на почвы проводится, прежде всего, по их географическим масштабам на локальные, региональные и глобальные, включающие механические, гидрологические, химические, тепловые и биологические типы. Следующими нисходящими иерархическими ступенями внешних воздействий являются амплитуда (сильное, умеренное, слабое), периодичность (кратковременное, периодическое, долговременное) и природа (происхождение) их (естественное, антропогенное).

В соответствии с основными типами воздействий предложено выделение пяти типов устойчивости почв:

- устойчивость к механическим воздействиям;
- к гидрологическим воздействиям;
- к химическим и радиохимическим воздействиям;
- к тепловым воздействиям;
- к биологическим воздействиям.

В контексте с изложенным, под устойчивостью понимается свойство почвы как компонента экосистемы сохранять собственные свойства, параметры режимов, соотношение фаз и структурную организацию, зависящее от других компонентов экосистемы (факторов почвообразования).

Способность почвы накапливать результаты внешних воздействий, не изменяя при этом кардинально свою структурно-функциональную организацию и экологические функции в экосистеме характеризуются понятием пластичность, являющейся одним из механизмов реализации её устойчивости.

Вторым механизмом реализации устойчивости почв является их упругость, характеризующее свойство почвы полностью возвращаться в исходное состояние после прекращения внешнего воздействия.

2.2. Устойчивость почв к антропогенным воздействиям

В настоящее время на основе многолетних исследований, проведенных в различных природных зонах, разработана концепция устойчивости почв к антропогенным воздействиям (Федоров А.С., 2002).

В предложенной концепции под устойчивостью почвы понимается «проявление её протекторной функции, обусловленной как генетическими свойствами, так и материалами, веществами и приемами, используемыми человеком, для сохранения целостности, восстановления взаимосвязей и нормального функционирования в пространстве и во времени биокосной систе-

мы и входящих в неё структур различных иерархических уровней» (Федоров А.С., 2002).

Устойчивость почв различных природных зон к антропогенным воздействиям в соответствии с концепцией определяется рядом прямых и косвенных факторов.

Прямые факторы, определяющиеся достаточно стабильными параметрами (гранулометрический состав, минералогический состав, запасы и тип гумуса, средообразующая биота), характеризуются показателями, связанными с процессами почвообразования, свойствами почв и антропогенной деятельностью

Динамичность природных процессов (кислотность, щелочность, карбонатность, окислительно-восстановительные процессы, содержание подвижных форм элементов и т.д.) определяется прямыми функциональными факторами, к которым принадлежат также и кратковременные и длительные воздействия человека на почву, изменяющие устойчивость почв к внешним воздействиям путем внесения удобрений, материалов, обладающих высокой сорбционной способностью, повышающих буферные свойства, биологическую активность и плодородие почв.

К косвенным факторам устойчивости почв в концепции отнесены климат, рельеф и время.

Синтез представлений о факторах и параметрах устойчивости почв к антропогенным воздействиям позволил разработать количественные показатели уровней устойчивости.

2.3. Устойчивость структур почвенного покрова

Устойчивость структур почвенного покрова непосредственно связана с воздействием природных и антропогенных факторов.

Известно, что почвенный покров той или иной природной зоны имеет различную внутреннюю и внешнюю степень устойчивости. Скорость изме-

нений в структуре почвенного покрова определяет внутреннюю устойчивость, а способность СПП сохранять свое строение при существующих изменениях факторов – внешнюю устойчивость.

Естественная, природная устойчивость, связана с различными изменениями природных факторов и, как правило, стремится к гетерогенизации компонентного состава почвенного покрова. Она приводит к усилению сложности и контрастности, формированию разнообразных структур почвенного покрова.

Ассоциации почв в СПП тропического пояса весьма многочисленны и изменчивы как по компонентному составу, так и долевого участию каждого компонента. Структуры почвенного покрова на разных уровнях организации обусловлены изменчивостью факторов дифференциации почвенного покрова и разнообразием их комбинаций в пространстве.

Типичным примером могут служить модельные исследования почвенного покрова территории Юго-Восточной Гвинеи Африки, позволившие установить следующие почвенные неоднородности:

1. Ассоциация ферраллитных почв с контурами различной конфигурации и размеров гидроморфных почв переменного уровня гидроморфности и контуров каменистых почв на коллювии различных пород.

2. Ассоциация ферраллитных почв с контурами каменистых почв, обнажений кислых пород, контуров железистых панцирей и гидроморфных почв переменной гидроморфности.

3. Ассоциация ферраллитных гравийных почв с пятнами выходов на поверхность кислых пород, литогенных осадочных образований на латеритных панцирях и на кислых породах, с контурами гидроморфных почв переменной гидроморфности.

4. Ассоциация ферраллитных гравийных почв и контуров различных каменистых почв, образовавшихся на литогенных породах и латеритном панцире.

5. Ассоциация каменистых почв с контурами склоновых осыпей различных пород и ферраллитных гравийных почв.

6. Ассоциация ферраллитных гравийных плинтитовых почв и контуров каменистых почв, образовавшихся на поверхности литогенного панциря.

7. Ассоциация каменистых почв на элювии кислых пород и каменистых почв на их панцире.

8. Ассоциация ферраллитных и гумусово-ферраллитных почв.

9. Ассоциация ферраллитных гравийных и ферраллитных модальных (типичных) почв.

10. Ассоциация ферраллитных модальных почв и каменистых почв обнаженных панцирных участков кислых пород.

11. Ассоциация ферраллитных гравийных почв, почв на склоновых осыпях кислых пород, гидроморфных почв различной степени гидроморфности.

Унификация ассоциативных понятий, принятых в наших исследованиях, и соотнесение их с классами почвенных комбинаций Фридланда В.М. (1984), требуют дальнейших исследований в условиях Лесной Гвинеи.

Ферраллитные почвы Лесной Гвинеи, являющиеся определяющими компонентами выделенных ассоциаций, на более низких таксономических уровнях характеризуются очень большим разнообразием. В пределах ассоциаций ферраллитные почвы представлены модальными (типичными), гравийными, гравийными плинтитовыми и гумусово-ферраллитными профилями. Они сформированы на различных элементах рельефа и корях выветривания, изменяющихся в пространстве, характеризуются различным содержанием конкреций и обломков латеритов.

При интегрировании материалов полевых и химических исследований почв и структуры почвенного покрова в тропическом поясе оправдана упрощенная схема агропроизводственной группировки ферраллитных почв, в основу которой кладутся параметры, играющие первостепенную роль при агрономической оценке земель: гранулометрический состав, содержание желе-

зоконкреций, глубина залегания латеритов, мощность их слоев и физическое состояние.

В практике картографических и бонитировочных работ оправдывается методический подход к агропроизводственной дифференциации земель, допускающей вариативность их использования в земледелии, пастбищном и лесном хозяйствах:

- 1) модальные (типичные) ферраллитные почвы легкого гранулометрического состава;
- 2) модальные (типичные) ферраллитные почвы тяжелого гранулометрического состава;
- 3) конкреционные ферраллитные почвы с мелкоземом легкого гранулометрического состава;
- 4) конкреционные ферраллитные почвы с мелкоземом тяжелого гранулометрического состава;
- 5) конкреционные ферраллитные почвы с латеритным слоем, залегающим на глубине менее 0,3 м от дневной поверхности;
- 6) конкреционные ферраллитные почвы с латеритным слоем, залегающим на глубине от 0,3 до 0,6 м от дневной поверхности;
- 7) модальные и конкреционные ферраллитные почвы с латеритным слоем, залегающим глубже 1 м от дневной поверхности.

Техногенная устойчивость, вызванная антропогенными воздействиями на почвенный покров, существенно меняет роль времени как фактора природной устойчивости СПП. Агрогенез, например, приводит к гомогенизации почвенного покрова, особенно на микроуровнях его строения (трансформация комплексов в пятнистости; трансформация сочетаний в вариации и т.д.). При этом степень внутренней устойчивости СПП резко падает и определяется буферностью отдельных её компонентов на фоне общей трансформации почвенного покрова. В то же время внешняя устойчивость СПП при воздействии антропогенных прессингов обуславливается способностью регенерации как отдельных компонентов, так и структур в целом. Таким образом,

признается факт, что не только характер природных и антропогенных воздействий или внешней устойчивости СПП. Во многом это обуславливается свойствами самих почв, формирующих СПП, их способностью сопротивляться внешним воздействиям и быстро восстанавливаться.

В.П. Белобров отмечает, что такую особенность имеют структуры литогенного генезиса (мозаики и ташеты), которым присуща не только наибольшая устойчивость, но и её возрастание при усилении литогенной пятнистости (Белобров В.П., 2002).

2.4. Изменение минералогического состава почв как показатель их устойчивости к антропогенным воздействиям

При характеристике устойчивости почв как открытой системы приходится признавать факт неоднозначного понимания сущностной стороны вопроса в области их минералогии. С одной стороны, сохранение минеральных компонент твердой фазы на уровне природного статуса рассматривается показателем устойчивости минеральной системы. С другой стороны, предполагается, что минеральные компоненты по определению должны выполнять функции донора элементов питания растений. Последняя роль может проявляться только при трансформационных превращениях минералов.

Компромиссное решение, сформулированное Чижиковой Н.П. (2002), определяет, что: «разработка концепции устойчивости минералов почв затрагивает проблемы деградации почв при их сельскохозяйственном использовании, поскольку именно изменения минералогического состава почв приводят к ряду негативных явлений в почвах...» (Чижикова Н.П., 2002). Систематические исследования этой проблемы в широкой географической сети наблюдений позволили Н.П. Чижиковой заключить, что тонкодисперсные минеральные компоненты почв активно реагируют на различные виды антропогенных воздействий, но наибольшее влияние оказывают изменение режима

функционирования почв и реакции среды. Изменения минеральной основы почв относятся к категории необратимых.

2.5. Устойчивость структурного состояния почв к антропогенным воздействиям

Совершенно очевидно, что каждая почва в той или иной природной зоне имеет свой порог критических значений показателей физических свойств. Устойчивость структурного состояния почв реализуется за счет взаимодействия различных специфических почвенных механизмов (набухание – усадка, замораживание – оттаивание, обработка почвы и внесение органических веществ, воздействие корневых систем растений, жизнедеятельность почвенных организмов, динамика природы и состояния коллоидных систем и их соотношения в формировании полисорбентных свойств и т.д.), определяющих переагрегацию механических элементов и прочность агрегатов и относительную стабильность порового пространства.

Посредством определенного набора агротехнологических приемов для каждого конкретного случая можно создать условия для восстановления структурного состояния. Время, необходимое для восстановления, а также вид и объем приемов могут различаться в зависимости от гранулометрического и минералогического состава, количества и качества гумуса, количества и соотношения коллоидов ацидоидной, базоидной или амфолитоидной природы и т.д.

Контрольные вопросы:

1. Назовите главные типы устойчивости почв.
2. Каковы критерии устойчивости структур почвенного покрова?
3. Каковы критерии устойчивости минералогического состава почв к антропогенным воздействиям?
4. Каковы критерии устойчивости структурного состояния почв к антропогенным воздействиям?

РАЗДЕЛ 2

КРИТЕРИИ, МЕТОДЫ И ИНДИКАТОРЫ ОЦЕНКИ УСТОЙЧИВОСТИ ПОЧВ К ВНЕШНИМ ВОЗДЕЙСТВИЯМ

Лекция 3

3.1. Устойчивость почв экосистем

Основополагающим принципом в оценке устойчивости почв от агрогенных воздействий различной природы является ее полифункциональность. В связи с этим предлагается выделение 3 видов функциональной устойчивости почв: барьерной, продуктивной, среды обитания.

Устойчивость R почвы как системы, определяемая соотношением нагрузки X и отклика Y , является величиной, обратной первой производной dY/dX . Вследствие большого интервала возможных значений устойчивости (R $0 - \infty$), трудности, а зачастую, и невозможности нахождения функциональной зависимости отклика (Y) от нагрузки (X) – $Y_{(X)}$ устойчивость предлагается выражать через логарифмический показатель $pR = \lg R$ на определенном отрезке значений нагрузки X .

Устойчивость барьерной функции почвы является производной коэффициента атмогидрохимического круговорота и определяется изменением соотношений потоков привнесения элементов и их выноса. При этом устойчивость и буферность B почвы как геохимического барьера связаны уравнением: $B = 1/R - 1$.

Для оценки устойчивости барьерной функции почвы Мирошниченко Н.Н. (2002) предлагается десятичная классификация, ранжирующая барьерные функции почв. ведущие механизмы абиотические: сорбционный и осадительный, сочетание которых определяет параметры устойчивости, к како-

вым относятся буферная емкость, форма зависимости отклика Y на нагрузки $X - Y_{(x)}$, точки экстремума.

«В устойчивости продуктивной функции почвы как компонента агро-системы можно различать транслокационную R_t , равную отношению привнесения элемента к увеличению его выноса растением, и продукционную R_p , равную отношению увеличения модуля техногенной нагрузки к изменению продуктивности растений... Транслокационная и продукционная устойчивость характеризуют реакцию растения на изменение химического состава почвы ... Оценку токсического действия полиэлементного загрязнения предлагается проводить по суммарному показателю фитотоксичности, равному аддитивной сумме превышения концентраций элементов над их порогом токсичности» (Мирошниченко Н.Н., 2002).

3.2. Агрохимические критерии устойчивости почв в агроландшафте

Устойчивость почв к внешним воздействиям находится в зависимости от их буферной способности и величины антропогенной нагрузки.

Буферность в определенных пределах контролирует равновесное состояние системы: почва – удобрение – растение – окружающая среда на естественном или близком к природному уровне. Её нарушение ведет к возникновению комплекса негативных обратных связей, характер и механизм действия которых полностью не изучен. Среди них указывается на возрастание риска потерь удобрений и других средств химизации при повышенных нормах внесения и, наоборот, на истощение почвы при пониженных. В этой связи, контролируемые параметры системы должны быть оптимизированы относительно агрохимических свойств почвы, применения удобрений и урожая, то есть быть экологически сбалансированы.

Экологически сбалансированная система удобрений – это система, при которой баланс элементов поддерживается на оптимальном уровне, разнообразные процессы в агроценозе находятся в состоянии устойчивого динамиче-

ского равновесия, а почва обладает высоким плодородием и буферностью, или устойчивостью к внешним воздействиям.

Для оценки экологической сбалансированности используются расчетные параметры баланса элементов в почве, удобрениях, растениях и окружающей среде. Ежегодный и кумулятивный баланс макроэлементов в системе рассчитывают как разность между суммой остаточных количеств элементов в почве и ежегодной нормой внесения этих элементов и ежегодным выносом элемента с урожаем.

При балансовых расчетах азота необходимо учитывать количество симбиотически фиксированного азота.

3.3. Критерий оценки устойчивости почв к антропогенному воздействию

Одним из критериев оценки устойчивости почв к антропогенному воздействию является показатель биогенности. Критерий определяется количеством микробной биомассы, приходящейся на единицу органического вещества почвы с учетом обогащенности его азотом. Количественный показатель биогенности получают как произведение соотношений микробной массы к массе органического вещества и массы азота органических соединений к их массе. По этому критерию почвы различных природных зон могут быть разделены на три группы (Евдокимова Г.А., Переверзев В.Н., 2002):

- почвы с низкой биогенностью при показателе биогенности < 2 ;
- почвы со средней биогенностью $2 - 8$;
- почвы с высокой биогенностью > 8 .

3.4. Метод оценки устойчивости почв к загрязнению тяжелыми металлами

Недостатки существующих групп методов количественной оценки устойчивости почв к различным видам антропогенной нагрузки определяются,

во-первых, трудностями создания адекватной действительности модели изучаемого объекта и, во-вторых, невозможностью нахождения абсолютной характеристики почвы, соответственно реагирующей на все типы возмущений.

Апробированный расчетный метод количественной оценки устойчивости почв к загрязнению тяжелыми металлами с использованием данных имитационных моделей опытов (Фатеев А.И., Бындыч Т.Ю., 2002) позволяет получить информацию о механизмах и регуляторах, сохраняющих свойства почв, так как «Сдвиги» их отдельных показателей характеризуют механизмы стабилизации состояния, структуры и функционирования почвы (инерция, положительная, отрицательная и конкурентные обратные связи и т.д.).

В основе апробированного расчетного метода количественной оценки устойчивости почв лежит концепция устойчивости теории управления систем, в которой устойчивость (S) определяется как соотношение между изменениями характеристик системы (ΔY) и величиной вызвавшего его воздействия (ΔV): $\Delta V/\Delta Y$.

Если при анализе поведения системы фиксируются только изменения показателей, безотносительно к величине воздействия, то предполагается использовать понятие стабильности (St): $St = 1/\Delta Y$. Эти отношения предлагается использовать для расчета устойчивости комплекса показателей почв, так как они более эффективны по сравнению с использованием одного, даже ее интегративного параметра. При этом, изменения показателей почв (или их сдвиг) при расчете выражаются в процентах от значений контрольного варианта, а интенсивность воздействия – в превышении содержания тяжелых металлов, выраженное в кларках.

Контрольные вопросы:

1. Каковы критерии устойчивости почв экосистем?
2. Каковы критерии агрохимической устойчивости почв?
3. Каковы недостатки существующих методов оценки устойчивости почв к антропогенным нагрузкам?

Лекция 4

4.1. Определение устойчивости почв к радиоактивному загрязнению

Метод определения устойчивости почв к радиоактивному загрязнению базируется на сопоставлении интегральных показателей состояния почвы до и после возбуждающих воздействий. В качестве интегрального показателя состояния почвы используется почвенно-экологический индекс (ПЭИ). Для почв, загрязненных радиоактивным цезием, в дополнительные свойства алгоритма расчета ПЭИ рекомендуется вводить коэффициент на радиоактивное загрязнение – $R = (100-r)/100$, где r – плотность загрязнения территории ^{137}Cs , Ки/км² (Просьянников Е.В., 2002).

Оценка устойчивости почв к радиоактивному загрязнению производится на основании отношения разности почвенно-экологических индексов одной и той же почвы до и после загрязнения к ПЭИ незагрязненной почвы. Физический смысл полученного отношения показывает, что по мере удаления безразмерной величины от нуля и приближения его к единице устойчивость почвы к радиоактивному загрязнению снижается.

4.2. Оценка устойчивости почвенного плодородия при технической эксплуатации гидромелиоративных систем

Прогноз допустимого срока эксплуатации почв (Т) гидромелиоративных систем, характеризующего в конкретной природной зоне устойчивость почвенного плодородия, является важным звеном в разработке полномасштабных проектов по снижению отрицательного влияния природных и антропогенных факторов на состояние окружающей среды.

В практике мелиоративных воздействий на природные и антропогенные ландшафты допустимый срок эксплуатации почв определяется периодом от момента контроля до наступления кризисного состояния, после которого восстановление плодородия невозможно:

$$T = 1 / a \ln F_{\min} / F_{(t_0)},$$

где a – коэффициент монотонного снижения плодородия в момент времени t_0 ;

$F_{(t_0)}$ – почвенное плодородие в начальный момент контроля;

F_{\min} – предельное состояние почвенного плодородия (Мирицхулава, 1995).

Исследования последующих лет позволили определять параметры приведенной выше формулы на основе эмпирической зависимости снижения продуктивности сельскохозяйственных культур в результате деградации почвенного плодородия на землях гидромелиоративных систем (Юрченко И.Ф., 2002):

$$T = [\ln P_{\min} / P_{(t_0)}] / \ln K_{\text{дег}},$$

где $K_{\text{дег}}$ – коэффициент снижения плодородия почв, выражаемый через отношение ежегодных потерь продуктивности ($P_{\text{пот}}$) на участках, не включенных в план реабилитации плодородия почв к среднемноголетней продуктивности сельскохозяйственных культур на этих землях ($P_{\text{ср.г}}$):

$$K_{\text{дег}} = P_{\text{пот}} / P_{\text{ср.г}}.$$

Плодородие почв в начальный момент контроля ($P_{(t_0)}$) рассчитывается по прогнозируемой продуктивности сельскохозяйственных культур после реабилитации почвенного плодородия. Допустимая величина снижения продуктивности (P_{\min}) определяется экспертным путем как доля от среднемноголетней продуктивности сельскохозяйственных культур на нереабилитированных землях системы.

Оптимальный вариант эксплуатации земель гидромелиоративных систем включает объекты, реабилитация которых обеспечивает максимальное значение допустимого срока эксплуатации почв.

4.3. Устойчивость почв как системы соединений химических элементов

С химической точки зрения почва представляет собой природную систему соединений химических элементов, создающих структуру почвенной

системы и определяющих её функционирование. Количественной мерой структуры почвенной системы является число компонентов системы и уровни их содержания (Мотузова Г.В., 2002). Взаимодействие элементов между собой в пределах системы и взаимодействие всей системы как единого целого с внешней средой является сутью функционирования почвенной системы, мерой которого служит изменение показателей структуры системы во времени (Мотузова Г.В., 2002).

Система соединений химических элементов почвы рассматривается как уровень системы более высокого уровня структурной организации почвы (элементарных почвенных частиц, агрегатов, горизонта, профиля, педона, ландшафта, биосферы) со специфическими потоками веществ, различающимися по природе равновесия, скорости и дальности переноса.

Количественной мерой устойчивости каждого уровня служит изменение содержания его компонентов в ответ на внешнее воздействие.

4.4. Формы соединений тяжелых металлов как критерии экологического состояния почвенной системы

Почва, являясь по своей природе поликомпонентным, полифункциональным сорбентом, способна связывать тяжелые металлы (ТМ) в малоподвижные и малодоступные для живых организмов формы. Многочисленными исследованиями показано, что в зависимости от свойств и динамики почвенных процессов в различных природных зонах, попадающие в почву ТМ образуют слабоподвижные соединения, накапливаются или выносятся за пределы почвенного профиля, теряя токсичность или, наоборот, накапливаются в доступных формах, превращаясь в более токсичные соединения.

Определение форм соединений металлов, их присутствие в составе различных почвенных компонентов, селективный учет всех форм в почве является базовым для изучения малых геохимических циклов элементов в ландшафтах техногенных зон, выявления диагностической группы соедине-

ний металлов при определении уровня негативного влияния на окружающую среду и оценке устойчивости почвенной системы.

Для изучения и оценки характера распределения ТМ между твердой фазой и почвенным раствором, определения их подвижности в почве используются методы последовательных экстракций, которые позволяют определять различные формы ТМ: легкорастворимые; связанные с карбонатами; связанные с органическим веществом; связанные с амфотерными гидроксидами и оксидами железа и марганца. Получение информации о процессах миграции и аккумуляции ТМ в почвах и ландшафтах, о сложных механизмах почвенно-геохимических процессов при использовании в аналитической практике атомно-абсорбционный метод анализа. Полученная информация является базой для разработки рекомендаций по обоснованию мероприятий (детоксикация, деконтаминация и восстановление плодородия почв) в целях рационального использования и охраны почв.

Контрольные вопросы:

1. На основании каких расчетов производится оценка устойчивости почв к радиоактивному загрязнению?
2. Каковы критерии устойчивости почвенного плодородия при эксплуатации гидромелиоративных систем?
3. Что является количественной мерой устойчивости системы соединений химических элементов?

Лекция 5

5.1. Гумусообразование как критерий оценки устойчивости почв к техногенному загрязнению

Органическое вещество, поступающее на поверхность почвы (подстилка) и внутрь почвы, является исходным материалом для образования сложной гетерогенной, динамической системы гумусовых веществ. Гумусовые вещества определяют многие генетические и агрономические свойства почв

различных природных зон, а также их эколого-биогеохимические функции. В этой связи особую актуальность приобретает изучение влияния компонентов гумуса на устойчивость различных типов почв к техногенным нагрузкам.

5.2. Продукты органо-минерального взаимодействия как критерий устойчивости почв к деградации

Несколько лет назад Травникова Л.С. (2002) предприняла попытку сформулировать понятие об устойчивости почв к деградации, исходя из представления о почве как органо-минеральной системе, основными фундаментальными переменными которой являются три качественно и количественно различные группы органического вещества (ОВ) и продуктов органо-минерального взаимодействия: легкоразлагаемое ОВ, продукты гумификации компонентов опада, включающие в качестве конечного члена ряда трансформационных преобразований гумус гуматного типа и органо-глинистые комплексы.

Два последних продукта являются основными компонентами поглощающего комплекса почв. Исследованиями Травниковой Л.С. было установлено наличие функциональной зависимости между уровнем аккумуляции, составом и свойствами этих частиц, с одной стороны, и физическими, химическими и физико-химическими параметрами плодородия почв, с другой. Это дало ей основание считать, что именно ППК, осознаваемый как система органо-минеральных частиц, является ключевым звеном в определении устойчивости почв к деградации.

С учетом сказанного, Травникова Л.С. считает, что «эволюция почв может быть определена как постепенная обратимая однонаправленная трансформация свойств ОВ, слагающего ЛФ и ил, а также глинистых минералов. Деградация почв – скачкообразное, необратимое ухудшение обменных функций почвы вследствие минерализации органической и последующего гидролиза минеральной фаз и/или лессиважа тонкодисперсных фракций.

Следствием этого является ухудшение показателей плодородия почвы и/или ее экологических функций. В соответствии с этим устойчивость почв к деградации может быть оценена как способность к сохранению уровня накопления и свойств органо-минеральных слагаемых почв в рамках инварианта под воздействием изменившихся природных и антропогенных факторов. Устойчивость почв определяется содержанием углерода ЛФ и гумусированностью ила, что существенно влияет на устойчивость тонкодисперсной минеральной массы гумусовых горизонтов». Поэтому эти показатели Травникова Л.С. считает целесообразным «использовать в качестве основополагающих критериев устойчивости почв. Основными показателями, позволяющими контролировать необратимость деградационной трансформации почв, являются количество ила и/или смектитовой (вермикулитовой) компоненты в поверхностных горизонтах» (Травникова Л.С., 2002).

5.3. Соотношение относительно трудно разлагаемых (стабильных) и легко разлагаемых (лабильных) форм органических соединений как критерий устойчивости почв к естественным и антропогенным воздействиям

Исследования Попова А.И. (2002) хемодеструкционного фракционирования органического вещества почв позволили заключить, что одним из интегральных показателей, который достаточно полно характеризует трансформационные процессы, является соотношение стабильных и лабильных форм органических соединений. Для количественной оценки этих форм предложен метод хемодеструкционного фракционирования, основанный на измерении различных по устойчивости к действию окислителя компонентов органического вещества почв.

Исследованиями было выявлено три основные разновидности органического вещества почв гумусово-аккумулятивных горизонтов и пахотных слоев:

– с преобладанием легко разлагаемого органического материала, при доле стабильных форм меньше 30%; эта разновидность представляет собой неустойчивую и несбалансированную систему (встречается в почвах переувлажненных территорий, а также в пахотных переунавоженных почвах, при этом любая интенсификация окислительных процессов может привести к резкому снижению содержания лабильных соединений в составе органического вещества почв);

– органическое вещество почв с равновеликим содержанием стабильных и лабильных органических соединений, при доле трудно окисляемых веществ 30-70%; эта разновидность представляет собой устойчивую и сбалансированную систему (встречается в целинных почвах разных типов и в небольшой части пахотных почв; эти почвы обладают достаточной устойчивостью к внешним воздействиям);

– органическое вещество почв с преобладанием трудно окисляемых веществ (>70%) – устойчивая и несбалансированная система (встречается в большинстве пахотных почв и в погребенных гумусовых горизонтах; органическое вещество таких почв устойчиво к внешним воздействиям, хотя и мало функционально) (Попов А.И., 2002).

5.4. Групповой состав и динамика гумусовых веществ как критерий устойчивости почв к антропогенному воздействию

Исследования Куваева Ю.В. (2002) показали, что применение органических удобрений в сочетании с минеральными позволяет стабилизировать гумусовое состояние и микроструктуру агро-дерново-подзолистых средне-суглинистых почв. Содержание углерода в пахотном горизонте устанавливается на 0,3-0,4% выше, чем на неудобряемых почвах. Прибавка углерода на 70-100% обеспечена углеродом не экстрагируемого остатка, что свидетельствует о закреплении гумусовых веществ в почве. В этом же случае, устанавливается также более высокое содержание гуминовых кислот (от массы поч-

вы), снижается доля фульвокислот в углероде почвы. В этих почвах выше содержание и вклад в углерод почвы фракций средней пыли (5-10 мкм), содержащих зрелые гумусовые вещества в виде металлогуматов, которые выполняют функции склеивания при образовании агрегатов высоких порядков.

5.5. Критерии устойчивости гумусовых веществ почв

Проблема устойчивости гумусовых веществ и разработка адекватных критериев её оценки является одним из приоритетных вопросов современной химии почв. трансформация морт-массы органических остатков в почвенном профиле, накопление и консервация углерода и азота в гумусовых веществах, с одной стороны, и разрушение и минерализация последних, с другой, составляют важнейшие статьи баланса углерода в наземных экосистемах.

В процессе деградации гумусовых веществ почвы, приводящем к их трансформации и минерализации, важнейшую роль играют как биотические, так и абиотические факторы внешней среды. И если в вопросе суммарного антропогенного влияния на структурно-функциональные параметры гумусовых веществ достигнуты обнадеживающие ответы, то в вопросе механизмов дифференцированного вклада биотических и абиотических факторов ясности совершенно недостаточно. Такое состояние проблемы не приближает к корректному выбору критериев устойчивости гумусовых веществ почв.

5.6. Критерии оценки и структурные параметры трансформации гумусовых веществ почв агроландшафтов

Использование методов пиролитической масс-спектрометрии и сканирующей электронной микроскопии для получения структурно-диагностических параметров макроструктуры гумусовых кислот, их комплекса с симазином и их комплекса с симазином в культуре *Nocardia asteroides* 0795 позволило Раскатову В.А. (2002) установить, что:

- при взаимодействии симазина и гуминовых кислот образуются прочные хемосорбционные связи;
- одновременное с этим «разрыхление» структуры препарата вследствие пространственного высвобождения нестабильных фрагментов;
- изменение стабильности структуры гуминовой кислоты, превращение листовидных структур в волокнисто-спутанную сеть губчатого строения;
- наложение микробиологического процесса обуславливает быструю деструкцию препарата, изменяется толщина сетчатых волокон, а узловые участки волокон меняют свою ориентационную способность к образованию компактных структур на всей поверхности препарата;
- возможные критерии оценки «ароматичности» и «конденсированности» молекул гумусовых продуктов;
- наличие существенных трансформационных преобразований, ведущих к деградации гумусовых веществ.

Контрольные вопросы:

1. Объясните сущность оценки устойчивости почв к техногенному загрязнению посредством использования критерия «гумусообразование»?
2. Можно ли в качестве критерия устойчивости почв к деградации использовать продукты органо-минерального взаимодействия?
3. Можно ли в качестве критерия устойчивости почв к антропогенным воздействиям использовать соотношение стабильных и лабильных форм органических соединений?
4. В чем состоит сущность использования в качестве критерия устойчивости почв грунтового состав гумуса?
5. Каковы критерии оценки трансформации гумусовых веществ почв?

Лекция 6

Устойчивость и деградация фосфатов в ферраллитных почвах влажных тропиков

Фундаментальными исследованиями установлено, что превращение фосфора в почвах и формы его соединения определяются минералогическим составом, содержанием и формами соединений группы полутороксиадов, реакцией почвенной среды, содержанием и составом обменных катионов, наличием свободных карбонатов содержанием и особенностями превращения в почвах органического вещества.

Исключения могут составлять карбонатные почвы при невысокой степени их ферраллитизации.

Отмеченные особенности состава и свойств ферраллитных почв объясняют главные черты фракционного состава их фосфатов: низкое содержание легкоомобилизуемых растениями форм, высокая доля фосфатов, связанных с полутороксиадами Fe и Al, значительное содержание органического фосфора.

Данные о валовом содержании фосфора и формах его соединений, определенных по методике Чанга – Джексона, представлены в таблицах 6.1 и 6.2.

Валовое содержание фосфора в пахотных ферраллитных почвах невысокое и колеблется в пределе 100-150 мг на 100 г почвы для пахотного слоя, за исключением красно-желтых ферраллитных гумусовых лессивированных легкосуглинистых иловато-песчаных почв на супесях (разр. К-3), (приморская равнина). В большинстве случаев выявляется отчетливая аккумуляция фосфора в верхнем горизонте, обусловленная, с одной стороны, его биогенным накоплением, а с другой, очевидно, антропогенным воздействием в процессе сельскохозяйственного использования почв.

Таблица 6.1

**Состав фосфатов в целинных аллювиальных и ферраллитных почвах
приморской равнины и нагорного плато Фута-Джаллон**

№ Разреза	Глубина, см	Вых. P ₂ O ₅ , мг на 100 г	Фосфаты алюминия, мг/100 г почвы			Фосфаты железа, мг/100 г почвы			Фосфаты кальция мг/100 г	Валовой фосфор, %
			Общий	Минер	Орган	Общий	Минер	Орган		
	0-28	1,70	20,50	14,70	5,80	17,00	9,40	7,60	1,90	0,071
	28-52	1,60	14,00	13,20	0,80	14,00	18,30	3,70	1,80	0,070
	52-82	1,70	27,50	15,80	11,70	17,50	10,00	7,50	2,20	0,049
Д-	82-110	1,95	71,50	14,90	56,60	20,50	10,20	10,30	1,65	0,062
29a	110-158	1,80	14,45	10,50	3,95	21,50	12,30	9,20	2,50	0,052
	158-188	2,10	13,50	9,90	3,60	24,00	14,20	9,80	2,55	0,069
	0-19	1,65	13,50	11,20	2,30	26,50	11,20	15,30	6,40	0,113
Д-	19-53	1,60	15,50	10,20	5,30	19,00	13,00	6,00	1,80	0,103
30a	53-90	2,30	14,00	13,40	0,60	51,00	17,70	33,30	2,50	0,111
	0-9	2,00	27,00	14,60	12,40	31,70	24,00	7,70	2,60	0,192
	9-27	1,95	20,00	12,00	8,00	51,50	27,30	24,20	2,70	0,101
Д-	27-39	1,70	18,00	9,40	8,60	50,50	16,10	34,40	2,20	0,077
33a	39-54	1,80	14,00	14,00	0,00	100,00	17,80	82,20	1,95	0,095
	54-92	1,80	17,50	10,90	6,60	72,50	18,20	54,30	2,00	0,088
	92-154	1,40	12,00	12,00	0,00	75,50	37,60	37,90	3,90	0,118
	0-14	2,00	19,00	12,30	6,70	72,00	20,70	54,30	1,70	0,097
	14-47	3,80	24,50	15,50	9,00	12,40	13,30	110,70	9,00	0,081
К-	47-77	1,10	29,50	21,70	7,80	31,50	14,10	17,40	3,20	0,071
1a	77-110	0,80	23,50	13,90	9,60	30,00	20,00	10,00	3,10	0,108
	110-150	1,00	17,50	12,30	5,20	27,50	14,90	12,60	3,20	0,107
	0-33	2,00	52,00	23,80	28,20	30,00	17,10	12,90	3,50	0,101
К-	33-54	1,10	30,00	15,10	14,90	31,00	18,30	12,70	4,70	0,068
2a	54-105	1,10	28,50	14,50	14,00	25,00	18,90	16,10	13,10	0,071
	105-142	0,90	25,00	16,80	8,20	53,50	21,40	32,10	6,90	0,065

Таблица 6.2

**Состав фосфатов в целинных аллювиальных и ферраллитных почвах приморской равнины
и нагорного плато Фута-Джаллон, используемых для выращивания сельскохозяйственных культур**

№ Ра зр.	Глубина, см	Вых. P ₂ O ₅ , мг/100 г почвы	Фосфаты алюминия, мг/100 г почвы			Фосфаты железа, мг/100 г почвы			Фосфаты кальция, мг/100 г	Валовой фосфор, %
			Общий	Минер	Орган.	Общий	Минер.	Орган.		
Д-29	0-15	0,85	10,25	7,35	2,90	23,75	14,00	9,75	5,90	0,1022
	18-76	0,80	7,00	6,60	0,40	13,25	12,00	0,35	5,60	0,477
	76-149	0,98	35,75	7,45	28,30	18,25	13,75	4,50	3,90	0,0811
	149-177	0,80	15,50	5,60	9,90	37,25	6,05	31,20	2,30	0,024
Д-30	0-25	0,83	6,75	5,60	1,15	13,25	5,10	8,15	3,20	0,1110
	25-50	0,80	7,75	5,60	2,15	9,50	6,50	3,00	0,90	0,1016
Д-33	50-100	1,15	7,00	6,70	0,30	25,50	8,85	16,65	1,15	0,1176
	0-20	0,98	10,00	6,00	4,00	25,75	13,30	12,45	2,35	0,1572
	20-55	0,85	9,00	4,70	4,30	25,25	8,05	17,20	1,10	0,1063
	55-85	0,90	8,75	5,45	3,30	36,25	9,10	27,15	1,00	0,0861
К-1	100-120	0,70	6,00	6,00	0,00	37,75	18,80	18,95	1,95	0,0895
	0-25	1,00	12,00	6,15	5,85	36,00	25,65	10,35	0,85	0,1004
	25-60	0,55	14,75	10,85	3,90	15,75	7,50	8,25	1,60	0,1102
	60-100	0,40	11,75	6,95	4,80	15,00	10,00	5,00	1,50	0,0993
К-2	100-120	0,50	8,75	6,15	2,60	13,75	7,45	6,30	1,60	0,1025
	0-35	1,00	26,00	11,90	14,10	15,00	8,55	6,45	1,75	0,0905
	35-58	0,55	15,00	7,50	7,50	15,50	9,15	6,35	2,35	0,0822
	58-90	0,55	14,25	7,25	7,00	12,50	9,45	3,05	1,55	0,0501
К-3	90-138	0,45	12,50	8,40	4,10	26,75	10,70	16,05	3,45	0,0476
	0-35	0,40	54,25	19,55	34,70	49,50	18,00	31,50	9,10	0,2095
	35-85	0,50	57,75	19,60	38,15	22,75	14,70	8,05	9,20	0,1594
	85-120	0,55	33,50	17,35	16,15	22,00	14,10	7,90	5,30	0,0420
120-140	0,60	17,25	16,60	0,65	17,00	11,85	5,15	3,80	-	

Вниз по профилю общее содержание фосфора заметно снижается и в ряде разрезов достигает 40-50 мг/100г почвы. Низкое валовое содержание фосфора типично для ферраллитных почв, об этом свидетельствуют и наши данные по почвам целинных участков. В то же время эти показатели в пахотных почвах указывают на относительно невысокий уровень накопления фосфатов в пахотном слое и в результате процессов окультуривания.

Нам не удалось получить сведений о масштабах применения фосфорсодержащих удобрений, но установлено, что они ограничивались лишь внесением различных форм органических удобрений нерегулярно и невысокими дозами.

Можно также отметить для верхних горизонтов определенную прямую зависимость содержания общего фосфора с количеством гумуса, что также подтверждает высказанное выше предположение о его биогенном накоплении в этой части почвенного профиля.

Рассматривая данные фракционного состава фосфатов, можно отметить следующие наиболее важные его особенности.

Все исследованные почвы как пахотные, так и целинные характеризуются весьма низким содержанием рыхлосвязанных фосфатов и фосфатов кальция. Как указывалось выше, при анализе литературных данных, эта особенность состава фосфатов ферраллитных почв отмечается всеми исследователями.

Содержание рыхлосвязанных фосфатов по нашим данным по всем почвам, по всем генетическим горизонтам их профиля колеблется в пределах 0,40-1,15 мг/100 г почвы в пахотных почвах, повышаясь до 1,5-2,0 мг/100 г в целинных.

Количество фосфатов, связанных с кальцием, несколько выше, но и оно в большинстве случаев не превышает 2-3 мг/100 г почвы, и лишь в отдельных горизонтах достигает 5-9 мг/100 г. Это исключение составляют почвы, характеризующиеся более высоким содержанием органического вещества (разр. К-3, Д-29). Данное отклонение свойственно только пахотным почвам, что сви-

детельствует об определенном качественном сдвиге показателей фракционного состава фосфатов ферраллитных почв под воздействием приемов их сельскохозяйственного использования.

Второй общей особенностью состава фосфатов ферраллитных почв является высокая доля фосфора остатка, представленного органическими соединениями и в виде окклюдированных фосфатов. В верхних горизонтах пахотных почв доля органического фосфора составляет, как правило, более 50% валового фосфора, а в отдельных разрезах даже около 75%. Эта особенность состава фосфатов сохраняется почти во всех горизонтах исследуемых почв и нарушается только в горизонтах красно-желтых почв приморской равнины (разр. К-2 и К-3), где содержание органического фосфора резко снижается.

Как отмечалось выше, такое распределение минеральных и органических форм соединений фосфора вообще характерная черта состава фосфатов ферраллитных почв.

Эта группа фосфатов определена нами по разности между валовым содержанием фосфора и суммой его минеральных форм, извлекаемых вытяжками по методу Мера-Джексона. Мы донимаем условность принятия этой разницы за фракцию органического фосфора и окклюдированных его соединений.

В исследуемых нами почвах выявляется хорошее общее соответствие содержания органического фосфора с распределением гумуса по почвенному профилю. Это подтверждается, во-первых, тем, что у всех почв максимум органических форм фосфатов приурочен к верхним горизонтам, наиболее обогащенные гумусом. Во-вторых, наибольший процент органических фосфатов свойственен почвам нагорного плато, которые характеризуются более высоким содержанием гумуса.

В отдельных случаях, преимущественно для ферраллитных почв с конкреционными образованиями в их профиле, отмечается резкое увеличение доли органического фосфора в конкреционных горизонтах (разр. Д-33а), что

мы связываем с его аккумуляцией в форме железо-фульватно-фосфорных соединений.

Наблюдаемые также факта повышенного содержания органических форм фосфатов в нижних горизонтах ферраллитных почв могут быть объяснены возможными явлениями миграционного перемещения фосфора из верхних горизонтов в форме таких соединений. Подобные процессы хорошо изучены в работах кафедры почвоведения и прикладной атомной физики ТСХА.

Третьей общей особенностью состава фосфатов является абсолютное преобладание в составе фракций выделяемых по методу Чанга – Джексона, фосфатов алюминия и железа. Как отмечалось выше, это вообще закономерно для ферраллитных почв и объясняется высоким содержанием несиликатных соединений железа, выступающих активными реагентами в связывании фосфат-ионов в условиях господствующей в этих почвах кислой реакции.

В подавляющем большинстве образцов изучаемых почв, независимо от глубины их взятия по генетическому профилю, заметно преобладают фосфаты железа, по сравнению с фосфатами алюминия. При этом наиболее высокое содержание фосфатов железа преимущественно отмечается для верхних горизонтов, которые характеризуются в большинстве случаев более высоким содержанием несиликатного железа и в его составе аморфных форм. Это обстоятельство подчеркивает особую роль свободных форм железа в формировании фракционного состава фосфатов ферраллитных почв.

Из результатов исследования следуют выводы о том, что ферраллитные почвы различного таксономического уровня и современного состояния (лес, саванна, пашня) содержат невысокое количество валового фосфора. В его радиальном распределении выявляется отчетливое распределение биогенно-антропогенное накопление в верхнем горизонте. Состав фосфатов характеризуется высокой долей органических и окклюдированных форм. В составе минеральных фосфатов абсолютно преобладают фосфаты железа и алюминия, составляющие во всех горизонтах более 85%. Содержание рыхлосвязанных

фосфатов колеблется в пределах 0,5-1,0 мг/100 г почвы в почвах пашен и 1,0-3,0 мг/100 г в почвах саванн и лесных угодий. Количество фосфатов кальция невысокое (от 2-3 мг до 5-6 мг/100 г почвы). Наибольшее их содержание отмечается в почвах, обладающих большей гумусированностью.

Контрольные вопросы:

1. Каковы критерии устойчивости фосфатов в ферраллитных почвах влажных тропиков?
2. Каковы критерии деградации фосфатов в ферраллитных почвах влажных тропиков?
3. Какова роль конкреционных образований в профиле ферраллитных почв в трансформации фосфатов?
4. Какова роль несиликатных соединений железа и алюминия в трансформации фосфатов?

Лекция 7

7.1. О критериях подобию физико-механических свойств почв

Устойчивость почв против внешних воздействий определяется ее физико-механическими свойствами. Резкое различие в физических свойствах компонентов трехфазной системы, каковой выступает почва (твердая фаза – скелет; жидкая фаза – почвенный раствор; газовая фаза, заполняющая объем порового пространства, свободный от жидкой фазы), позволяет судить о напряженном состоянии почвы путем дифференцированного рассмотрения процесса передачи внутренних сил твердой и жидкой фазами. Из теории физики почв известна существенная значимость некоторых параметров, среди которых выделяют:

- плотность сложения почвы (d_n);
- плотность твердой фазы почвы (γ_s);
- почвенная влага ($\sigma_{пв}$);

- диэлектрическая проницаемость почвенного раствора (D);
- динамическая вязкость почвенной влаги (η);
- потенциал почвенного раствора ($\mu_{пв}$);
- химический потенциал в граничном сольватном слое почвенного раствора (μ_c);
- молярный объем почвенного раствора (V_m);
- скорость сдвига почвенного слоя (U_n);
- пульсационная составляющая внешних воздействий (U^1);
- характерные линейные размеры почвенного скелета: средний диаметр агрегатов (D_{cp}) и эффективный диаметр пор ($D_{эф}$);
- удельная поверхность почвы (Ω).

На современном уровне развития теории число безразмерных комплексов, составленных из этих параметров – пять (Усков И.Б., 2002):

1. Критерий подобия по механическим свойствам почв:

$$K_1 = dn / \gamma_c \cdot (1 + D_{эф}/D_{cp})^2.$$
2. Критерий подобия по динамическим свойствам системы:

$$K_2 = U_n / U^1.$$
3. Критерий подобия по взаимодействию почвенных агрегатов и почвенной влаги: $K_3 = \eta^2 (1/\Omega^2) \cdot 1/\sigma_{пв} \cdot V_m / \delta.$
4. Критерий подобия почвенных растворов: $K_4 = \mu_{пв} / \mu_c \cdot (\Delta/\delta),$
5. $K_5 = D \cdot \mu_{пв} \cdot \mu_c / \Delta^2 \cdot \delta / \sigma_{пв},$ где Δ – толщина сольватного слоя, δ – толщина пленок почвенного раствора.
6. Критерии оценки физического состояния набухающих почв.

Набухающие почвы, известные в современной литературе как вертисолы, имеют значительное распространение во многих природных зонах. Резко выраженное оглинение всей толщи профиля, или его средней части, является характерной чертой почв и других таксономических групп в структуре почвенного покрова субтропической зоны.

Вертисолы как важный резерв земельных ресурсов тропического и субтропического поясов мира являются очень сложным объектом земледельче-

ского использования в виду неблагоприятных физических свойств, обусловленных высоким содержанием в их субстантивной части сильнонабухающих минералов группы смектитов. На пашнях, сформированных на вертисолях, плохо растут картофель, табак, маланта, плодовые культуры в силу их глыбистости, наличия пустот, широких и глубоких трещин, разрывающих корневые системы растений и увеличивающих испаряющую поверхность почвы. Это способствует сильному иссушению почвенного профиля в бездождные сезоны года. К этим почвам хорошо адаптированы бананы и сахарный тростник.

Вертисоли – это предельно пластичные (пластичность >17) и липкие, предельно вязкие ($>15\text{мг/см}^2$) и сильно набухающие ($> 150\%$) почвы во влажном состоянии, обладающие высокой влагоемкостью и склонностью к проявлению анаэробнозиса. В сухом состоянии вертисоли характеризуются высокой усадкой, связностью, твердостью ($150\text{-}180\text{ кг/см}^2$) и удельным сопротивлением.

Несмотря на эти лимитирующие факторы, при высокой культуре земледелия на этих потенциально плодородных почвах можно достигнуть хороших результатов.

Что для этого необходимо:

- улучшать водный режим и физические свойства путем внесения больших доз органических удобрений и мульчирования;
- в местах развития водной эрозии – применять комплекс противоэрозионных мероприятий;
- для обработки этих тяжелых почв с их высоким удельным сопротивлением необходимо применять мощные почвообрабатывающие орудия на тракторной тяге;
- система обработки вертисолей должна обеспечить максимальную инфильтрацию влаги в течение дождливого периода и создать на этих слабо водопроницаемых почвах сток излишка воды во время сезона дождей, так

как она впитывается в почву только по трещинам и лишь в первые часы выпадения ливней;

- при использовании удобрений следует точно выбрать момент и наилучший способ их внесения, учитывая слабую инфильтрационную способность почв, неравномерность выпадения и ливневый характер осадков, а самое главное, рационально сбалансировать вносимые удобрения в оптимальных для возделываемых культур пропорциях;

- избегать внесения подщелачивающих удобрений, чтобы не увеличивать их нейтральную или слабощелочную реакцию, отрицательно действующую на усвоение растениями фосфора и калия.

Соблюдение этих условий создает предпосылки для получения на них устойчивых и высоких урожаев с/х культур, как при орошении (2-3 урожая), так и без орошения (как правило, 1 урожай), например, хлопчатника, сахарного тростника, кормовых культур (при животноводческом направлении хозяйства).

Коричневые почвы – это насыщенные нейтральные почвы с сильно оглиненным, иногда карбонатным в средней и нижней частях профиля. По оценкам экспертов, география их распространения совпадает с ареалами, где господствует климат средиземноморского типа, как в субтропиках, так и в тропиках: жаркое, длительное сухое лето и относительно прохладная короткая влажная зима с температурой самого холодного месяца от +10 до -3⁰С. Годовая сумма осадков варьируется от 400 до 800 мм.

Наиболее характерные черты коричневых почв:

- резко выраженное оглинение всей толщи профиля и особенно средней его части, обусловленное высоким содержанием ила метаморфической природы;

- наибольшая роль в глинообразовании принадлежит смектитам;
- высокая плотность, переходящая в слитость, трещиноватость и глыбистость оглиненных горизонтов в сухом состоянии как следствие смектитовой глинистости;

- карбонатность минеральной части, степень которой и глубина залегания карбонатов зависят от стадии развития почв (карбонатные, типичные, выщелоченные), глубины и интенсивности промачивания атмосферными осадками;

- повышенное содержание оксидов железа в поверхностном горизонте на фоне обогащенности почв CaO и MgO.

Высокая глинистость и содержание CaO и MgO определяют богатство почв обменными Ca^{++} и Mg^{++} и высокую емкость поглощения (40-53 мг-экв на 100 г почвы).

Коричневые почвы широко используются под различные сельскохозяйственные культуры: виноградная лоза, плодовые, включая инжир, цитрусовые, сахарный тростник, батат, маниок, овощи, твердая пшеница и др.

Эколого-эдафические факторы, лимитирующие земледельческое использование коричневых почв субтропических и тропических сухих лесов и кустарников:

- дефицит увлажнения;
- сложность рельефа, создающая опасность проявления эрозии;
- сильное уплотнение, переходящее в слитость, как следствие смектизации *in situ*;

- трещиноватость в сухом состоянии;
- глыбистость в сухом состоянии;
- высокое содержание ила в метровой толще профиля;
- неудовлетворительные физические и водные свойства;
- часто встречающаяся в почвах щелочная реакция и высокая карбонатность;

- дефицит доступного фосфора;
- дефицит легкогидролизуемого азота.

Серо-коричневые почвы – это почвы сухих субтропических степей, ксерофитных лесов и кустарников. Это переходные почвы от полупустынных сероземов к коричневым почвам сухих лесов и кустарников.

Серо-коричневые почвы распространены в пределах равнин, предгорий и низкогорий. Формируются на карбонатных породах в условиях субтропического климата с очень короткой и влажной зимой и с длительным сухим летом. Сумма температур, превышающих 10°C , составляет $4000-4200^{\circ}\text{C}$, количество осадков – $200-500$ мм, коэффициент увлажнения (КУ) изменяется в диапазоне величин $0,2-0,5$.

Для серо-коричневых почв характерно низкое содержание гумуса, энергичное внутрипрофильное выветривание минералов, накопление слабо-растворимых продуктов выветривания, оглиненность средней части профиля, сравнительно большая мощность гумусовых горизонтов, ореховато-комковатая структура в нижней части горизонта A_1 и переходного горизонта. В почвах отчетливо выражены иллювиальный, карбонатный горизонт и карбонатность с самой дневной поверхности.

По химическим и физико-химическим свойствам серо-коричневые почвы подразделяются на темные, обыкновенные и светлые.

Темные серо-коричневые почвы содержат $3-4,5\%$ гумуса, в котором гумитновые кислоты преобладают над фульвокислотами. Средневзвешенная мощность горизонтов A_1+B_1 составляет $0,5$ м. Карбонатный горизонт B_{CaCO_3} залегает на глубине $0,6-0,8$ м. Содержание легкорастворимых солей не превышает $0,1\%$. В верхнем горизонте этих почв pH равно $7,7$, вниз по профилю щелочность увеличивается. Емкость поглощения в гумусовом горизонте достигает 30мг-экв на 100 г почвы. В составе катионов преобладает Ca^{++} ($70-75\%$), на долю Mg^{++} приходится $15-20\%$, а натрия – $5-6\%$. Средняя часть профиля характеризуется значительным уплотнением.

Обыкновенные и светлые серо-коричневые почвы, в отличие от темных, характеризуются значительно меньшей мощностью горизонтов A_1+B_1 , более низким содержанием гумуса и более низкой сорбционной способностью. Самый низкий агрономический бонитень характерен для светлых серо-коричневых почв, характеризующихся укороченным гумусовым горизонтом, более сильной карбонатностью, возрастающим содержанием легкораствори-

мых солей и обменного натрия в составе обменных катионов. Они представляют собой центральный образ ксероморфных серо-коричневых почв.

Следствием изменения физического состояния почвенной среды при набухании и усадке вертисолей и вертисолеподобных почв и/или отдельных горизонтов является частичная или полная утрата свободной пористости почвы. Среди приемов регулирования этого параметра широкое распространение получило глубокое рыхление, физической сущностью которого является создание почвенной среды с нарушенными капиллярными связями, способными реагировать на изменение физического состояния почв и нейтрализации эффекта набухания.

В качестве критериев оценки эффективности мелиоративных сдвиговых и химических вмешательств в горизонты набухающих почв предложены показатели:

- рыхленности почвы;
- коэффициент реальной пористости;
- коэффициент относительной устойчивости скорости воды в межагрегатной и внутриагрегатной среды.

Результаты исследований этих параметров в условиях различных природных зон, показывают широкий диапазон их изменений, что в определенной мере ограничивает разработку корректного алгоритма управления их плодородием.

7.2. Агрофизические критерии оценок почв

Создание целостной концепции воспроизводства почвенного плодородия и систем управления плодородием почв предопределяет выбор критериев и определение их количественных параметров. В области агрофизики почв номенклатура критериев включает:

- плотность почв;
- содержание коллоидной фракции;

- природа коллоидной фракции;
- состояние коллоидной фракции;
- сорбционную емкость коллоидной фракции ацидоидов, базоидов и амфолитоидов;

- содержание водопрочных агрегатов;
- влагоемкость почв;
- водопроницаемость почв;
- удельная поверхность почв;
- общая и внутриагрегатная пористость и т.д.

Совокупность этих параметров при наличии обоснованных количественных лимитов может стать источником построения логико-математических моделей рационального управления плодородием почв в различных природных зонах мира.

7.3. Микроморфологические критерии устойчивости почв

По мнению Турсиной Т.В. (2002), микроморфология может контролировать и предсказывать самые ранние изменения в строении почв, когда другие методы еще не в состоянии фиксировать эти изменения. Устойчивость различных типов почв должна оцениваться по трем главным характеристикам:

1. Характер гумуса – соотношение микроформ гумуса, являющееся результирующей в основном двух факторов – растительности и климата, в меньшей степени – рельефа и породы.
2. Наличие химических (CaCO_3 , CaSO_4 , Fe, некоторые соли) и биологических (клеящие вещества, вырабатываемые почвенной мезофауной) структуров, где главную роль играют почвообразующие породы, а второстепенную – климат и растительность.
3. Условия внутрипрофильного дренажа, включающих в себя устойчивость структуры (макро- и микроагрегированность) почвообразую-

щего материала, его водопроницаемость и отсутствие литологических водоупоров. Главная роль здесь принадлежит почвообразующим породам и рельефу.

Автор этой концепции отмечает, что необходимо оценивать устойчивость не только положительных, но и отрицательных, вернее, лимитирующих плодородие почв, свойств. Известно, что усилия на пептизацию глинистой плазмы значительно ниже, чем те, которые необходимы для её агрегации.

Профиль солонцов целинной степи характеризуется следующим строением и морфологическими показателями.

A₁ 0-15 см. Элювиально-гумусовый, белесовато-серый, местами белесый и шоколадно-бурый, суглинок легкий по хорошо гумусированным зонам горизонта, а также белесым пятнам, средний суглинок – по шоколадно-бурым пятнам; рыхлый сухой, редкая корневая система, практически бесструктурный в основной массе или чешуйчато-листоватый, достаточно обильная присыпка SiO₂. Переход резкий по окраске.

A₂ 15-21 см. Элювиальный, не имеет сплошного пространственного простиранья, осолоделый, преимущественно белесый или чередующийся: белесый и серый, пористый, обилие SiO₂, сухой, несколько уплотненный легкий суглинок, чешуйчато-листоватый, переход ясный по окраске и структуре.

Микроморфология горизонта. Неоднороден по гранулометрическому составу - порфирированный, состоит из приблизительно равных количеств крупных песчаных зерен, пыли и плазмы. Песчаные зерна окатанные, хорошо окатанные, редко - угловатые; местами образуют скопления в основной массе и тогда лишены пленок(зоны обеднения микро массой), при том, что вне подобных зон обеднения имеют обрывки слабоанизотропных пленок по граням. Плазма гумусово-глинистая, распределена неравномерно, также и гумусирована неравномерно, местами черноватая на фоне грязно-бурой. Плазма почти изотропна, местами слабо заметно чешуйчатое строение; исключение представляют «включенные» изометричные агрегаты с высокоанизотропной глинистой плазмой волокнистого, чешуйчатого и вокруг скелетного строения,

папулами, крупными окатанными песчаными зернами. Они (исходно блоковые) ассимилируются основной массой, и от них остаются глинистые элементы: папулы и микрозоны с волокнистым строением глины.

Неагрегирован, единично-копрогенные агрегаты, пересечен каналом, биопоры, в некоторых из них - корневые остатки, в т.ч. со следами выедания и сильно разложившиеся. Однако преобладают волокнистые растительные остатки.

V_1 21-35 см. Типичный солонцовый горизонт, призмovidный, местами неясной призмovidной структуры, шоколадной окраски, раскалывается на ореховатые отдельности (агрегаты), по трещинам и с поверхности призм обильная белесая присыпка SiO_2 и обильные белые дендриты корней, сухой, очень плотный суглинок, переход по окраске заметный.

Микроморфология горизонта. Равномерной бурой окраски, коагуляционные первичные агрегаты, но слабо выражены более высокие уровни - местами неясные округленные блоки. Биопоры, камеры, ходы с заполнениями, немного тонких трещин с извилистыми (благодаря первичной агрегированности) стенками. Пылевато-песчано-плазменный (плазмы больше, чем в предыдущем), песчинки окатанные и хорошо окатанные. Как и в предыдущем, есть скопления «раздетых» песчинок, песчинки, выступающие в порах, также не имеют пленок, как и часть песчинок основной массы, встречаются и обрывки тонких пленок; пленки лучше выражены на пылеватых зернах. Плазма анизотропна: чешуйчатое строение, вокругскелетное, околопоровое и «короткосетчатое», что создает определенное своеобразие, редко - волокнистое. Двупреломление плазмы и степень ее ориентации ниже, чем во «включенных» агрегатах горизонта A_2 .

В микроморфологии описываемых солонцов характерна значительная микрозональность, для горизонта A_2 в том числе за счет элювиирования (осолодения). Типичность V_i не относится к кутанам, которые отсутствуют, что либо естественно для солонцов за счет усыхания-набухания, либо они опущены ниже. Лучшая агрегированность солевого горизонта может быть

связана с солями. Не обнаружен гипс. В горизонте выше подвижность глин, чем в В₂.

В результате рисосеяния солонцы утрачивают нативные черты, о чем свидетельствуют материалы полевых исследований, приводимые ниже.

Дифференциация и морфология профиля почвы характеризуются следующими чертами:

Апах, g 0-7 см. Верхняя часть пахотного слоя, сизовато-серый с обильной сеткой ржавых новообразований форм железа, мокрый, липкий, с отчетливыми признаками слитости, несмотря на густое переплетение корнями, суглинок средний, переход ясный и ровный по сложению.

Микроморфология слоя. Светлый, буроватый (без серого оттенка), бескарбонатный, слабо агрегирован: различимы простые агрегаты, но сравнительно компактный. Крупные биопоры-каналы без заполнений. Песчано-пылевато-плазменный; крупные хорошо окатанные песчаные зерна, бедный минералогический состав. Среднее количество волокнистых растительных остатков, остатков клеточных стенок, а также много измельченных, находящихся на разных стадиях разложения, рассеянных в основной массе. Незначительная часть остатков приурочена к порам. Плазма почти изотропна, хотя местами проявляются элементы (слитно) чешуйчатого строения; более высокое двупреломление (тоже крупночешуйчатое строение) свойственно редким «включенным» агрегатам, сильно биогенно преобразованным – округленным.

Апах, g 7-15 см. Средняя часть пахотного слоя, сизовато-серый, мокрый, суглинистый, хорошо развита псевдозернистая структура, обильно пропитанная ржавыми новообразованиями железа, переход ясный по окраске.

Микроморфология слоя. Агрегированность выражена слабо – первичные агрегаты развиты локально и имеют нечеткие очертания, т.е. агрегированность несколько хуже, чем в предыдущем слое, бескарбонатный, компактный с биогенной порой-каналом. Мелкие растительные остатки разного вида и степени разложенности, единично-обугленные. Изотропен. Имеются новообразования железа.

Апах, g 15-24 см. Нижняя часть пахотного слоя, наиболее интенсивно оглеенная, суглинок, сизовато-серый с белесым фоном, представляет собой своеобразный экранированный иллювиальный слой, обогащенный гумусом и новообразованными формами железа и кажущейся сухостью, переход ясный по окраске.

В микроморфологическом отношении этот слой похож на верхний слой (0-7 см) – песчано-плазменный с пылеватыми зернами; песчаные зерна – крупные, хорошо окатанные; бескарбонатный. Агрегированность на уровне первичных агрегатов выражена нечетливо, компактный. Среднее количество растительных остатков – срез через «рисовый» корешок, бурые волокнистые с различными волокнами (как щетка) и мелкие волокнистые, рассеянные в основной массе, как и немногочисленные мелкие черноватые (обугленные). Единичны хлопьевидные сегрегации железа и отдельные его хлопья в микромассе. Почти изотропен – слабо выраженное чешуйчатое строение, более отчетливое (и крупнее чешуйки, приближаются к папулам) в единичных «включенных» агрегатах, почти утративших исходные очертания.

Слой IV 24-47 см. Бывший солонцовый горизонт, полностью утративший структуру солонца, но сохранивший шоколадную окраску и приобретший слабую пятнистую белесоватость и сизоватость, влажный, тонкие корешки, суглинок средний или тяжелый, переход ясный по окраске.

По микроморфологии горизонт заметно различается по агрегированности и явно бурому оттенку. Бескарбонатный. Агрегаты первого порядка коагуляционного типа хорошо выражены повсеместно, имеются и округлые агрегаты 2 порядка, помимо копролитов, крупный, с расплывчатыми границами блоковый агрегат. Поровое пространство заметно больше за счет пор упаковки, а также и биопор.

Песчано-плазменный, но несколько больше плазмы, чем в предыдущем слое (15-24 см): песчаные зерна местами образуют неопределенные скопления из 5-8 элементов, хотя в основном распределены в основной массе беспорядочно; то же касается и пылеватых частиц, которых немного. Местами

они ориентированы – образуют «полоски» из 6-10 зерен, не привязанных к каким-либо элементам строения (периферия агрегатов). Плазма слабоанизотропна: слабо-умеренно выраженное (слитно) чешуйчатое строение, редкие вокругскелетные тонкие прерывистые обособления.

Таким образом, микроморфологические исследования выявили контраст между тремя верхними субслоями пахотного горизонта и двумя нижними подпахотными слоями по агрегированности. Выделяется более оглеенный слой 15-24.

Элементарное микросложение однообразно по всем субслоям разреза, но вверху возможна педогенная переориентация песчинок. «Полоски» пыли могут свидетельствовать о засыпках. Слой IV (24-47 см) – посткарбонатный, ниже него отмечены начальная стадия декарбонатизации и подвижки глины с осаждением на барьере. Перемешивание по профилю слабое (или не заметно за счет малых исходных различий).

Контрольные вопросы:

1. Каковы критерии оценки физического состояния набухающих почв?
2. Вследствие каких причин происходит утрата свободной пористости набухающими почвами?
3. Каковы агрофизические критерии оценки устойчивости почв?
4. Каковы микроморфологические критерии устойчивости почв?

Лекция 8

Геохимические предпосылки устойчивости и деградации ферраллитных почв влажных и переменнo влажных тропиков

Формирование почвенного покрова в тропиках происходит на продуктах выветривания различных пород, представляющих собой разнообразные по составу коры выветривания.

Основные положения, важные для характеристики кор выветривания влажных и переменно влажных тропиков, можно сформулировать следующим образом.

- Продукты выветривания во влажных тропиках резко обеднены щелочами и щелочными землями, а также кремнеземом, что обуславливает их относительное обогащение железом и алюминием. Высокое содержание железа, преимущественно в виде различных оксидов, является причиной красной и желтой окраски этих продуктов выветривания.

- Железо в корях выветривания влажнотропических районов более мобильно, чем алюминий, т.к. восстановленные соединения железа весьма подвижны, а кроме того, содержащиеся железо первичные минералы выветриваются особенно легко.

- Наличие минералов – оксидов алюминия, главным образом гидрагиллита, является важной характеристикой кор выветривания влажных тропиков.

- Присутствие минералов-оксидов алюминия обнаруживается в валовом химическом составе бескварцевой части коры выветривания отношением, меньшим 2, т.е. меньшим, чем в минералах группы каолинита, представляющих собой основной компонент глинистых минералов кор выветривания влажных тропиков.

- Преобладание в составе кор выветривания минералов группы каолинита и оксидов Al и Fe обуславливает их преимущественно тяжелый гранулометрический состав, низкую катионную и высокую анионную обменную способность.

- Весьма существенной характеристикой процессов выветривания во влажных тропиках является более высокая интенсивность химического выветривания по сравнению с физическим. Факторы химического выветривания (количество атмосферных осадков, температура, наличие в водах минеральных и органических реагентов и т.д.) в тропиках обладают значительно большей энергией. Факторы физического выветривания (колебания темпера-

туры и др.) во влажных тропиках выражены значительно слабее. Во влажных тропиках, без всякого физического разрушения породы (нередко сохраняется структура и сложение исходной породы) её химико-минералогический состав полностью изменяется.

- Для обозначения продуктов влажнотропического выветривания существует очень разнообразная номенклатура. Одна группа наименований строится на термине «латерит» («латерит», «латеритные коры выветривания»), применение которых не всегда оправдано, т.к. они применялись для обозначений не только кор выветривания, но и специфических форм аккумуляций железа, впервые описанных в 1807 г. под названием «латерит». Другая группа наименований строится на терминах, отражающих содержание в корках выветривания железа и алюминия.

- Наиболее старыми из терминов, отражающих состав пород, являются «аллит», предложенный в 1926 г. для кор выветривания, состоящих из свободных оксидов алюминия, и «сиаллит», в которых алюминий связан в алюмосиликатах. Термин «ферраллит», предложенный в 1949 г., по существу был синонимом термина «аллит», относивший к «аллитам» все образования, в которых преобладают оксиды алюминия и железа и связанная вода и которые весьма обеднены основаниями.

Обер Ж. (1955) придал термину «ферраллит» более определенные границы. Герасимов И.П. (1961) предложил различать термины «ферраллиты» и «альферриты» для отражения соотношения алюминия и железа (первый обозначает преобладание алюминия, второй – железа).

Фридланд В.М. (1964) предложил следующую номенклатурную схему для тропических ферраллитных кор выветривания, главными составными частями которых являются минералы группы каолинита, минералы-оксиды железа и оксиды алюминия;

- 1) аллиты – коры с резким преобладанием оксидов алюминия над оксидами железа;

2) ферраллиты – коры, в которых не выявляется резкое преобладание оксидов железа или оксидов алюминия;

3) альферриты – коры, в которых резко преобладают оксиды железа, а оксиды алюминия содержатся в ничтожных количествах.

Кроме того выделяются Фридландом В.М. сиаллитные (кислые, насыщенные, засоленные); сиаллитно-ферритные (преимущественно аккумулятивные), состоящие главным образом из первичных минералов и ферралитизированные коры выветривания.

Для сиаллитно-ферритных кор характерно наличие четко выраженных железистых пленок на минералах и других признаков, свидетельствующих о начальных стадиях ферраллитизации.

Ферраллитизированные коры выветривания образуют переход от сиаллитно-ферраллитных к ферраллитным (в широком смысле). Ферраллитизированные коры выветривания содержат значительные количества как потенциальных (легко выветривающихся в геохимических условиях формирования коры выветривания, например, полевые шпаты, роговые обманки, слюды и т.д.), так и глинистых минералов и минералов – полуторных оксидов. Выделяются такие инертные минералы, относительно устойчивые и не обладающие поверхностной активностью – кварц, рутил и др. и поверхностно-активные минералы, относительно устойчивые, но активно участвующие в сорбционных, обменных и др. реакциях – каолинит, гетит и др.

Во всех выделенных крупных группах кор выветривания (в т.ч. и в аллитных, ферраллитных и альферритных, сформированных на кварцсодержащих породах) предложено отделять в качестве самостоятельных кварцевые группы кор выветривания, а также коры с конкрециями и с горизонтами латерита.

Дальнейшее разделение этих крупных групп кор выветривания Фридланд В.М. предложил вести по их минералогическому составу, например, галлуазитово-гетитовые ферраллиты, гидраргиллитно-каолинитовые аллиты, кварцево-слюдисто-каолинитовые сиаллиты).

Среди кор выветривания любой названной группы выделяются два типа профилей:

1 – относительно монотонные профили, в которых основные изменения состава осуществляются на переходе от свежей породы к коре выветривания (происходит обеднение кремнеземом, щелочами и щелочными землями и относительное обогащение полуторными оксидами), а в верхней почвенной массе (части) некоторое обеднение полуторными оксидами;

2 – профили обладают резкой дифференциацией, для которых характерна следующая последовательность смены горизонтов (снизу вверх): исходная порода; зона разложения и выноса (очень осветленная, нередко сохраняющая структуру исходной породы); пятнистая зона, в которой чередуются пятна, подобные зоне разложения и пятна, обогащенные железом; красная зона накопления оксидов железа (в виде конкреций или латерита) и выше неё – горизонты, интенсивно измененные органическими факторами (корневыми системами и т.д.)

Именно второй профиль, впервые описанный более 100 лет назад, очень часто считают типичным профилем коры выветривания влажных тропиков.

Ферраллитные коры выветривания коренных кислых пород обычно характеризуются красно-желтыми продуктами выветривания. Для каждой из кислых пород присущи некоторые особенности, относящиеся как к процессам, так и к продуктам выветривания. Здесь важно отметить, что в зонах непосредственного распада пород и минералов даже у кислых пород господствует нейтральная или слабощелочная реакция. Причина возникновения такой реакции заключается в высоком темпе распада первичных минералов, соизмеримом с темпом промывания коры выветривания циркулирующими в ней водами, несмотря даже на очень большое количество осадков. Результаты анализов вод из кор выветривания (Фридланд В.М., 1964) кислых пород подтверждают это положение. Для всех вод характерна низкая минерализованность и реакция от слабощелочной до слабокислой (рН от 6,0 до 7,6). Содерж-

жание SiO_2 в составе вод довольно значительное (26 мг/л). Содержание железа и алюминия примерно в 10 раз меньше содержания кремнезема и колеблется от 6 до 0 мг Fe и от 2 до 0 Al.

Анализ валового состава обнаруживает, что кора выветривания, состоит в основном из 4 оксидов Al, Fe, Si и Ti. Содержание всех остальных элементов ничтожно. Отношение растворимых в трехкислотной вытяжке кремнезема к алюминию имеет величину меньше 2, что свидетельствует о наличии свободных оксидов алюминия. Эти отношения снизу вверх в общем растут, т.е. максимальное количество свободных гидратированных оксидов отмечено в нижних горизонтах коры выветривания. Это свидетельствует об их формировании за счет первичных минералов уже на первых стадиях выветривания.

Уменьшение содержания полторных оксидов в верхней части коры выветривания (в том числе и почве) связано с подкислением этой части профиля продуктами распада органических веществ. Таким образом, процессы, протекающие в почве и в подпочвенной части коры выветривания, противоположны явлениям ферраллитизации, идущим в нижней части профиля, а не представляют собой их дальнейшее развитие, как считают многие авторы.

Фридланд В.М. (1964), анализируя кору выветривания Северного Вьетнама, отмечает, что для всей толщи коры выветривания характерен принципиально однородный минералогический состав с преобладанием каолинита, гетита и гиббсита – типичных минералов ферраллитных кор выветривания и подчеркивает некоторые закономерные изменения минералогического состава по профилю. В нижнем, наименее выветрелом слое содержится наибольшее количество полевых шпатов и хлорита. В вышележащих горизонтах их содержание меняется мало. Количество гиббсита в нижней половине разреза (с глубины 350 см) более высокое. Сходные, но выраженные менее резко закономерности наблюдаются также и для гетита. В верхней части толщи, где содержание гиббсита и гетита уменьшается, повышается содержание каоли-

нита, кварца и рутила, что еще раз подтверждает высокую устойчивость трех последних минералов (Фридланд В.М., 1964).

В заключении необходимо отметить разнообразие остаточных ферраллитных кор выветривания и различных их дериватов, что существенно влияет на характер формирующихся на них почв.

Андезиты, базальты, порфириты, мраморовидные известняки при выветривании дают сходные продукты. Они отличаются темно-красным цветом, хорошей зернистой структурой, большой-порозностью, низкой объемной массой, довольно резкой границей между выветривающейся породой и продуктами выветривания, а также ничтожным содержанием кварца и большим количеством оксидов алюминия и железа.

Анализ вод кор выветривания основных и средних пород показал, что их состав не имеет существенных различий от вод из кор выветривания кислых пород. Главные закономерности состава грунтовых вод и вод ручьев определяются общими биоклиматическими условиями (Фридланд В.М., 1964).

Следует также подчеркнуть, что коры выветривания основных и средних пород по сравнению с корами выветривания кислых пород обогащены минералами-оксидами железа и обеднены гипбситом и кварцем. Их можно было бы рассматривать как альферритные коры выветривания. Обычно в них содержится несколько повышенное количество полевых шпатов.

По данным Шварцева С.Л. (1976) аллитные (ферраллитные) коры выветривания, среди которых резко преобладают бокситы, практически покрывают всю территорию Гвинеи сплошным чехлом, мощность которого иногда превышает 100 м.

В разрезе коры выветривания на ультраосновных породах (дунит) по обобщенным материалам Шварцева С.Л. (1976), четко выделяются 4 зоны (снизу вверх):

1. Материнские (коренные) породы – дуниты.
2. Зона выщелачивания – осветленные выщелоченные дуниты мощностью до 1м, полностью сохраняющие первичные минералы породы и вклю-

чающие небольшое количество вторичных минералов – бурых оксидов железа, хлорита, иногда монтмориллонита.

3. Зона структурных охр – желтые, мягкие глинистые породы, сохраняющие структуру дунитов и представленные, в основном, оксидами и гидрооксидами железа, среди которых резко преобладает гетит (90%). Мощность зоны местами достигает 100-120 м, но чаще 30-40 м.

4. Кираса – железистые темно-коричневые породы кавернозного, с поверхности колломорфного сложения, отличающиеся шлаковидной или конкреционной структурой. Минералогически кираса представлена в основном оксидами и гидрооксидами железа – лимонитом, гетитом, гематитом (до 20%), встречаются также в небольшом количестве магнетит, лепидокрокит и гиббсит. Морфология кирасы однозначно свидетельствует о привносе со стороны значительного количества железа и алюминия, цементирующих отдельные куски породы, часто разнородные по составу.

Этот разрез типичен как для водораздельных, хорошо цомываемых участков, так и для долин ручьев. Отличие заключается лишь в том, что в местах понижения рельефа мощность кирасы заметно уменьшается, а мощность зоны выщелачивания увеличивается главным образом за счет большого распространения монтмориллонита и нонтронита. В долинах же крупных рек кора выветривания практически полностью представлена глинами, состоящими из этих минералов.

Результаты исследований химического состава пород всех четырех зон разреза коры выветривания, выполненные французскими и советскими учеными, позволили Шварцеву С.Л. (1976) сделать заключение, что в процессе выветривания происходит не только вынос легкомигрирующих элементов типа магния, но и привнос малоподвижных элементов типа железа и алюминия, то есть латеритизация пород состоит не только в относительном обогащении породы малоподвижными элементами за счет выноса легкоподвижных, но и в абсолютном накоплении первых. Этот факт пока еще не получил достаточного освещения в научной литературе.

На стадии образования кирасы балансовые расчеты фиксируют отсутствие выноса основных породообразующих элементов, так как они практически полностью выщелочены ранее. Наоборот, наблюдается резкое увеличение привноса железа и алюминия, что ведет к резкому обогащению кирасы этими элементами (Шварцев С.Л., 1976).

Кора выветривания на нефелиновых сиенитах отличается от коры выветривания на дунитах меньшей мощностью и большим разнообразием, что, вероятно, по Шварцеву С.Л. (1976), объясняется более дифференцированным характером водообмена в условиях холмистого рельефа и большей механической эрозии.

В начальные стадии выветривания порода осветляется, превращается в пепельно-серую, более пористую массу, полностью сохраняющую первоначальную структуру. Местами появляются пятна бурых оксидов железа. Это зона выщелачивания сиенитов; она обычно маломощная, всего несколько десятков сантиметров.

Постепенно изменения равномерно захватывают всю массу породы, что выражается либо в ее полном осветлении, либо в некотором покраснении, а местами появляется даже фиолетовая окраска. При этом порода становится более легкой и пористой. В составе вторичных минералов на этой стадии выветривания преобладает каолинит (50%).

Выше по разрезу зона каолиновых глин резко переходит в бурую, коричнево-бурую, иногда кирпично-красную зону бокситов, представленных в основном гиббситом. Каолинит в этой зоне практически исчезает, но увеличивается содержание гетита. Здесь наблюдаются уже признаки образования мелких стяжений, конкреций, бобовин. Мощность зоны 5-10 см.

Каолинитовая зона приурочена большей частью к подножию склонов, где ее мощность составляет 0,5-1,0 м. На водораздельной части эта зона практически отсутствует и заменяется гиббситной, в пределах которой гиббсит составляет 80-90% породы. Мощность ее также невелика, обычно меньше 1 м. В этой зоне первоначальная структура породы полностью со-

храняется. Следовательно, и здесь наблюдается некоторая зависимость состава коры выветривания от геоморфологических условий.

Завершается разрез прочным монолитным панцирем – кирасой мощностью 3-5 м. Минералогически кираса представлена гиббситом, гетитом, гематитом, частично титаномагнетитом (Шварцев С.Л., 1976).

Результаты исследований химического состава пород всех четырех зон разреза коры выветривания на нефелиновых сиенитах свидетельствуют не только об относительном, но и абсолютном накоплении железа и алюминия, причем основная роль в абсолютном накоплении принадлежит не железу, как в корах выветривания дунитов, а алюминию. Значительное увеличение абсолютного содержания алюминия в профиле выветривания происходит еще на стадии, когда сохраняется структура материнской породы (на 5,9%). Максимальный привнос алюминия (62,9%) происходит на стадии образования гиббситовой зоны» тогда как на стадии образования кирасы он незначителен (14,3%) (Шварцев С.Л., 1976).

В процессе образования кирасы идет в основном привнес не алюминия, а железа, то есть наблюдается картина, обратная той, которая характерна для дунитов: железистая кираса как бы разбавляется алюминием, а алюминиевая – железом (Шварцев С.Л., 1976).

На стадии образования кирасы вынос элементов полностью прекращается и происходит их привнос. Хотя величина привноса здесь меньше, чем при выветривании дунитов, тем из менее это следует иметь в виду при изучении процессов латеритизации,

Кора выветривания гранито-гнейсов в Гвинее обнаруживается по пониженным участкам рельефа.

В первую стадию выветривания граниты и гранито-гнейсы распадаются на отдельные куски различного размера. Постепенно полевые шпаты замещаются каолинитом, биотит покрывается гидроксидами железа, кварц, расщеливаясь, как бы погружается в глинистую массу. Такая выветрелая порода, представленная в основном каолинитом с примесью слюды, серицита,

гидрослюды, кварца, местами гидрооксидов железа и некоторых других минералов, в том числе первичных, образует горизонты мощностью в несколько метров. Кверху степень выветрелости пород увеличивается, иногда здесь образуются горизонты чистого каолинита, местами с примесью гиббсита. Самые верхние горизонты обычно окрашены гидрооксидами и оксидами железа в бурый цвет. Заканчивается такой разрез иногда слабо выраженным горизонтом пизолитов или мелких стяжений, представленных гидрооксидами железа и алюминия (Шварцев С.Л., 1976).

Химические анализы показывают, что такие коры выветривания характеризуются достаточно интенсивным выносом щелочных и щелочноземельных элементов, заметным выносом кремнезема и практически пассивным накоплением алюминия и железа, несмотря на некоторое перераспределение их в профиле выветривания, не приводящего к каким-либо принципиальным изменениям в их поведении. Только в самых верхних горизонтах иногда наблюдается значительный принос алюминия и железа.

Этот тип коры выветривания отличается прежде всего развитием мощной зоны глинистых продуктов выветривания и практически отсутствием зоны, представленной свободными оксидами и гидрооксидами, отсутствием кирасы и значительного привноса малоподвижных элементов. Как правило, выветривание гранитов и гранито-гнейсов приводит к формированию каолиновой коры выветривания, и только на водоразделах, в условиях интенсивного промывания, вместо каолинита развивается гиббсит (Шварцев С.Л., 1976).

Кора выветривания на серицит-хлоритовых известковистых сланцах формируется на пенепленизированных пространствах Гвинеи и имеет мощность 30-50-100 м. Типичный разрез такой коры выветривания, по описанию Шварцева С.Л. (1976), следующий (снизу вверх):

1. Коренные породы – метаморфические сланцы.
2. Зона выщелачивания.

3. Зона глин, оранжевых, серых, желтых, представленных большей частью каолинитом и хлоритом.

4. Зона бокситовых глин, в которой наряду с каолинитом появляется гиббсит, структура породы еще сохраняется.

5. Зона конкреционных бокситов, характеризующаяся наличием алюможелезистых бобовин, погруженных в коллоидную массу гиббсита. Структура материнской породы разрушается.

6. Кираса различной мощности.

Контрольные вопросы:

1. Перечислите геохимические предпосылки устойчивости ферраллитных почв.
2. Перечислите геохимические предпосылки деградации ферраллитных почв.
3. Объясните причины разнообразия остаточных ферраллитных кор выветривания и их дериватов в тропической зоне.
4. В чем состоит взаимосвязь устойчивости и деградации ферраллитных почв с разнообразием кор выветривания в тропической зоне?

Лекция 9

Устойчивость химического состава минеральной фазы почв различных природных зон в антропогенных условиях

Валовой состав почв является важнейшим показателем почвообразования. Как известно, содержание валового кремнезема, алюминия и железа и их соотношение характеризуют наиболее четко направление почвообразовательных процессов. В связи с этим возникает необходимость изучения содержания этих важнейших компонентов для выявления процессов, связанных с изменением свойств почв при длительном воздействии на них затопления.

Данные валовых анализов выявили неодинаковое количество кремнезема и полуторных оксидов и их соотношение в зависимости от типа изучаемых почв. Максимальное содержание общего кремнезема было обнаружено в кварцаллитных почвах (85%), тогда как содержание его в каштановых, черноземах и сероземах составляло соответственно 75%, 61%, 53%.

Данные таблицы показывают, что по сравнению с целинными аналогами содержание кремнезема или практически не изменяется или наблюдается некоторое уменьшение его. Обеднение почв рисовых полей кремнеземом объясняется, по-видимому, возможностью растворения геля кремнекислоты при продолжительном действии фактора. Однако, в солонцовых почвах рисовых падей, по сравнению с целинными отмечается накопление кремнезема, что объясняется особенностями генезиса этих почв. В солонцовых почвах верхние горизонты обеднены полуторными оксидами и относительно обогащены кремнеземом. Условия затопления ускоряют процесс миграция полуторных окислов и, в первую очередь железа, что вызывает относительное накопление SiO_2 .

Изучение валового железа показало, что тенденция его содержания в пахотных слоях ирригационно-глеевых почв идет в сторону накопления его в первые годы освоения почв под рис, что объясняется процессом разрушения минеральной части и освобождением подвижных форм железа, алюминия и кремнезема. Сначала аэробные условия способствуют восстановлению Fe_2O_3 и переходу его в более подвижные закисные формы: параллельно идет процесс расщепления органических остатков и переход высокомолекулярных органических веществ в низкомолекулярные. При этом железо, вступая в реакцию с последними, образует комплексы типа хелатов, которое способны к миграции в нижележащие горизонты. На этой стадии прекращается процесс накапливания и начинается миграция. Другая причина накопления железа в почвах рисовых полей в первые годы возделывания риса вызвана тем, что анаэробные условия при затоплении способствуют восстановлению сульфатов до O_3 и H_2 . Сероводород является очень токсичным продуктом для куль-

туры риса. Двухвалентное железо уменьшает токсичность сероводорода, вступает с ним в реакцию, образует сернистое железо, которое выпадает в осадок.

Наибольшее содержание валового алюминия обнаруживается в черноземах (23,13%) и светло-каштановых луговых почвах (23,09%), а наименьшее – в желтых кварцаллитных почвах (10,77%). Во всех изученных почвах валовой алюминий преобладает над железом. Содержание Al_2O_3 в почвах рисовых полей целинных аналогов почти одинаковое, хотя в некоторых случаях и отмечено незначительное обеднение Al_2O_3 почв рисовых полей, что видимо связано с миграцией алюминия с фильтрационной водой. Аналогичные изменения в содержании основных оксидов при процессах оглеения были отмечены Зайдельманом Ф.Р. и Оглезневым А.К. при изучении процесса оглеения в дерново-подзолистых почвах. Эти авторы обнаружили, что оглеение оказывает определенное влияние не только на судьбу элементов, валентности которых изменяются при резкой смене окислительно-восстановительных процессов (Fe и Mn), но и на значительное число других компонентов. Они считают, что оглеение вызывает постепенное ослабление элювиальных процессов. Накопление кремнезема четко выражено в почвах, формирующихся в автоморфных условиях, и заметно ослаблено в гидроморфных. В глеевых почвах наблюдается равномерное распределение SiO_2 по профилю, а полуторные окислы, в стадии интенсивного заболачивания, имеют четко выраженный максимум в аккумулятивном горизонте.

Таким образом, полученные данные позволяют утверждать, что почвы рисовых полей сходны с глеевыми почвами на начальной стадии заболачивания.

Интересно отметить, что в слитых черноземах рисовых полей происходят аналогичные изменения, что и в черноземно-луговых глеевых почвах, которое не были использованы под рисом, а находились в условиях длительного переувлажнения. Это свидетельствует о том, что процессы, происходящие в рисовых полях, тождественны с процессами оглеения.

Интересно обратить внимание на тот факт, что луговые почвы проявили себя иначе, чем зональные светло-каштановые почвы, что связано с выраженной начальной стадией заболачивания первых в естественных условиях формирования. Использование этих почв под культурой риса усугубляет процесс оглеения. При нарастании процесса оглеения наблюдается миграция Fe_2O_3 по почвенному профилю, накопление кремнезема с одновременным выносом алюминия.

9.1. Валовой состав илистой фракции

В валовом составе ила всех изученных почв отмечается уменьшение содержания SiO_2 и увеличение Al_2O_3 и Fe_2O_3 по сравнению с валовым составом почв. Особый интерес представляют желтые кварц-аллитные почвы, в которых содержание SiO_2 в илистой фракции уменьшается почти на 30% по сравнению с почвой. Это объясняется генетическими особенностями данных почв, которые формируются в тропических условиях в результате текстурной дифференциации почвенного профиля под влиянием процесса лессивирования.

В валовом составе желтых кварц-аллитных почв отмечается высокое содержание SiO_2 (до 85%), а молекулярные отношения SiO_2 к R_2O_3 и O_2 к Al_2O_3 составляет 12-13, т.е. подобные почвы формально можно отнести к сиаллитным. Однако, это тот пример, когда почва обогащена «балластным» кварцем и именно он обуславливает такие высокие молекулярные отношения. Содержание тех же окислов существенно изменяется в иле; так количество полуторных окислов повышается, что резко сказывается на значениях молекулярных отношений. Величина молекулярных отношений уменьшается в 5-6 раз, что подчеркивает аллитную природу почв, а не сиаллитную, как казалось в результате анализа данных валового состава почвы. В иле Al_2O_3 преобладает над железом в 4 и более раза, что указывает на высокую каолинизацию и малое содержание лимонита.

В иле содержание Fe_2O_3 несколько повышается по сравнению с почвой. Самое высокое его содержание наблюдалось в светло-каштановых (9,59 %) и черноземно-луговых (8,75%), а самое низкое в кварц-аллитных тропических почвах. Содержание Al_2O_3 в иле очень высокое в кварц-аллитных тропических почвах (38%). Такое резкое увеличение содержания алюминия в иле раскрывает глубокие и качественные изменения, которые происходят в этих почвах; в этом случае почвообразовательный процесс направлен на синтез минералов, содержащих алюминий типа каолинита, а синтез железосодержащих минералов затормаживается. Содержание валового калия в почве и в иле в изученных почвах изменяется одинаково: как правило, наблюдается увеличение его содержания в рисовых полях по сравнению с целинными аналогами. Это объясняется увеличением содержания гидрослюдов в условиях затопления, что также подтверждается расчетами содержания гидрослюдов.

Таким образом, в илистой фракции мы не обнаружили тех закономерностей в распределении важнейших окислов, которые были подчеркнуты для почв. Это свидетельствует о том, что процессы, протекающие в рисовых полях, в первые годы мало затрагивают вторичные минералы, входящие в состав илистой фракции.

9.2. Сравнительное изучение содержания несиликатных форм минеральных соединений в почвах рисовых плантаций

Содержание несиликатных форм свободных соединений кремниевой кислоты и полуторных оксидов железа и алюминия, а также их распределение по почвенному профилю характеризует почвообразовательный процесс. Поэтому определение этих соединений, наряду с валовым анализом, считается основным методом исследования некоторых типов почв, например, для характеристики элювиального и иллювиального процессов подзолистых почв, солонцов и солодей важным показателем является соотношение подвижных форм полуторных оксидов и кремниевой кислоты в разных горизонтах этих почв.

Различают силикатные, входящие в состав минералов и горных пород, и несиликатные, находящиеся в свободном состоянии, формы соединений кремнекислоты и полуторных окислов. Эти окислы могут быть кристаллическими и аморфными.

Общепринятым методом определения кремнекислоты в практике почвенных исследований является метод Гедройца, несмотря на то, что некоторые авторы относятся к этому методу критически и считают, что 5% раствор КОН извлекает из почвы не только подвижные формы, но даже затрагивает кристаллическую решетку.

Несиликатные формы (или активные) полуторных оксидов рекомендуется определять по методу Мера и Джексона (дитионит натрия), а аморфные формы (самые подвижные) реактивом оксалата натрия (реактив Тамма). Реактив Мера и Джексона растворяет не только аморфные, но и частично кристаллические несиликатные полуторные оксиды, поэтому он пригоден для определения общих активных форм. Реактив Тамма менее агрессивный и удаляет преимущественно аморфные полуторные оксиды. Объектом исследований несиликатных форм минеральных соединений являлись почвы рисовых плантаций и их целинные аналоги различных почвенно-климатических зон.

Количественное определение аморфной кремнекислоты в гумусовой слое (0-20 см) почв показало, что во всех изученных почвах рисовых полей содержание аморфной кремнекислоты выше, чем в целинных аналогах. Выявленная закономерность находится в соответствии с выводами других исследователей, установивших, что аморфная кремнекислота в почвах болотного типа почвообразования максимально накапливается в верхних горизонтах и предоставлена биогенными формами.

На накопление и миграцию кремнекислоты влияют гранулометрический состав и реакция среды. В почвах тяжелого гранулометрического состава накапливается больше аморфной кремнекислоты, а в условиях щелочной среды увеличивается ее подвижность. Поэтому не случайно отмечено

уменьшение содержания аморфной SiO_2 в светло-каштановых почвах рисовых полей, которые характеризуются более щелочной средой по сравнению с целинными.

Результаты определения свободных форм железа по Меру и Джексону показали, что самое высокое содержание Fe_2O_3 наблюдается в черноземах (1,31%) и самое низкое в сероземах (0,85%). По отношению к валовому самый высокий уровень обнаруживается в кварц-аллитных почвах (53,5%), а самый низкий – в сероземах (20,9%). В тропических кварц-аллитных почвах высокое содержание свободных форм железа объясняется интенсивностью процессов почвообразования.

Определение аморфных соединений по Тамму дает более яркую картину состояния полуторных оксидов в почвах рисовых полей и их целинных аналогов. Наибольшее содержание железа наблюдается в черноземах слитых (0,56%), а наименьшее в сероземах (0,19%). По отношению к валовому железу самый высокий процент обнаруживается в кварц-аллитных почвах (29,5%), а наименьший – в целинных светло-каштановых почвах (3,8%). Интересно отметить, что во всех изученных почвах, кроме черноземов, наблюдается увеличение Fe_2O_3 в рисовых почвах по сравнению с целинными аналогами. Накопление этих форм железа обуславливается тем, что под действием затопления идет процесс «расшатывания» минералов и накопление оксидов железа, алюминия и кремнекислоты.

Уменьшение содержания активных форм железа в черноземах обуславливается, очевидно, обогащением этих почв органическими веществами, которые, разлагаясь в низкомолекулярные соединения, способствуют образованию большого количества железосложных соединений, хорошо мигрирующих в нижележащие горизонты. Этот процесс ускоряется в глеевых почвах, где затопление существует уже давно.

Интересно отметить, что в желтых кварц-аллитных почвах содержание несиликатных форм железа, переходящих в вытяжку Мера и Джексона, дос-

тигает 50% от валового количества, что объясняется высокой напряженностью процесса почвообразования в тропических условиях.

Содержание несиликатных форм алюминия очень низкое и составляет от 0,2 до 0,4% от валового содержания, что объясняется, вероятно, селективностью реактива Мера и Джексона, обеспечивающей извлечение в основном железа и значительно меньше Al_2O_3 и SiO_2 .

Результаты определений активных форм железа и алюминия в илистой фракции соответствующих почв методами Мера и Джексона показали меньшее содержание этих форм по сравнению с содержанием их в почве. Максимальное содержание активных форм железа в илистой фракций почв наблюдалось в слитых черноземах, а минимально – в сероземах.

Содержание несиликатных форм Fe_2O_3 в илистой фракции может составлять более половины валового содержания (до 63%). Содержание несиликатных форм алюминия в илистой фракции почв колеблется около 1%, что составляет 2-5% валового содержания алюминия.

Таким образом, количественный анализ свободных форм минеральных соединений почв и ила выявляет существенные различия в их содержании в зависимости от типа почв и направленности процессов, обуславливаемых свойствами почв и характером их использования.

Контрольные вопросы:

1. Какова роль антропогенного прессинга в устойчивости химического состава минеральной фазы почв различных природных зон?
2. Какова сущность ускоренной деградации почв рисовых плантаций?
3. В чем состоит сущность геохимической деградации почв рисовых плантаций?

Лекция 10

Противоэрозионная стабилизация ландшафтов тропиков

Результатом соотнесения теоретических концепций с реальной ситуацией стал блок сформулированных ограничений в проблеме природопользования острова Пинос (Куба). Главными составляющими его стали следующие подходы (Ларешин В.Г., 2006).

1. На осваиваемых и планируемых к освоению землях большее внимание должно быть уделено вопросам организации территории. Организация территории должна базироваться на строгом учете рельефа, а принципы определения границ полей, расположения защитных лесонасаждений, оросительной и дорожной сети должны отличаться от принципов, применяемых в равнинных условиях. Проектирование участков прямоугольной формы допустимо практиковать лишь на односкатных склонах. На местных же водосборах со сложным рельефом и пестрым почвенным покровом следует выделять рабочие участки даже в пределах одного поля. Границы рабочих участков, вдоль которых будет проводиться обработка междурядий, должны располагаться по горизонталям или под небольшим углом к ним.

2. В целях сохранения почвенного плодородия и повышения эффективности использования земельных и водных ресурсов необходим более критический подход к выбору земель и совершенствование технологии их освоения и обработки почв. Сложные разносторонние склоны, изрезанные ложбинами стока, и участки, прилегающие к элементам гидрографической сети (ложбинам, лощинам, балкам, долинам ручьев и рек, оврагам), целесообразно исключать из фонда земель первоочередного освоения и сохранять на них естественную травянистую и древесную растительность.

При освоении земель, занятых древесной растительностью, следует отказаться от сплошной бульдозерной корчевки, вызывающей срезку гумусового слоя и обнажение бесплодных горизонтов коры выветривания и внедрять в

производство более совершенные технологические приемы, обеспечивающие сохранность почвенного покрова (например, выдергивание пней и т.д.).

Проведению всех видов строительных и мелиоративных работ должна предшествовать срезка и сгребание плодородных слоев почв с целью использования их в дальнейшем для равномерного покрытия участков срезки, засыпанных оврагов, откосов дорог и т.д.

Очень важное значение имеет соблюдение определенной очередности проведения работ. Сплошной вырубке и корчевке леса должны предшествовать выбор участка с оценкой пригодности земель под цитрусовые культуры, составление картограмм категорий земель и разработка проекта землеустройства.

3. На участках с бедными, эродированными и плотными почвами целесообразно внедрять агротехнические приемы обработки и содержания их, направленные на увеличение водопоглотительной способности и противоэрозионной устойчивости поверхности. Этим целям отвечают известные в практике сельского хозяйства методы плантажной обработки почв при закладке плодовых и цитрусовых насаждений и глубокая безотвальная обработка междурядий.

Этот способ подготовки почвы будет отвечать целям регулирования поверхностного стока.

На участках со сложным рельефом, где всякая обработка междурядий может вызвать смыв почвы, необходимо проводить сплошное залужение или создавать буферные полосы из культурных многолетних трав. Наши наблюдения показывают, что при отсутствии междурядных обработок площади цитрусовых насаждений со сравнительно плодородными почвами быстро заселяются дикорастущими и сорными травами. Эрозионные процессы на этих участках значительно ослабевают, но осложняется проблема борьбы с сорной растительностью. На бедных, сильноэродированных почвах зарастание дикорастущими травами протекает очень медленно, намного медленней, чем прогрессирующий эрозионный процесс. В связи с этим залужению таких участ-

ков, действующих водотоков и всех мест с нарушенным почвенным покровом должно быть уделено большое внимание.

4. На землях, разрушаемых овражной эрозией, для регулирования склонового стока необходимо широко использовать простейшие гидротехнические сооружения, обеспечивающие своевременный и безопасный сброс ливневого стока. Применение их должно базироваться на учете размеров и физико-географических особенностей местных водосборов.

Намеченные принципиальные пути предотвращения причин эрозии и ликвидации ее следствий в дальнейшем легли в основу проекта противоэрозионных мероприятий, разработанного нами для типичного в эрозионном отношении водосбора водохранилища «Енласе».

Эродированные почвы восстанавливают производительный потенциал «естественным путем очень медленно – сотни лет, а их искусственное восстановление сложно и дорого и не под силу многим развивающимся странам, которым эрозия и дефляция причиняют самый большой ущерб» (Рябчиков А.М., 1981). Эрозия почв особенно усиливается в условиях интенсификации сельскохозяйственного производства и освоения новых земель под плантационные культуры (сахарный тростник, кофейное дерево, цитрусовые и т.д.).

Обобщение материалов наших полевых исследований показало, что разрушение земель значительно ускоряется вследствие сплошной обработки почв (26,7%), срезки гумусового горизонта почв при освоении земель и производстве строительных работ (40,8%), проезда транспорта (16%), отсутствия водопропусков через насыпи дорог в местах концентрации поверхностного стока (14,4%), а также засоренности естественной гидрографической сети стволами выкорчеванных деревьев, пнями и т.д. (2,3%).

Определение морфологических параметров эрозионных размывов (промоины, овраги, оползневые смещения) выявило, что средняя густота современной эрозионной сети достигает 710 м на 1 км² площади водосборов. Частная длина промоин и оврагов колеблется от 10 до 660 м при средневысших показателях ширины от 0,25 до 30 м, глубины 0,2-1,5 м, местного ба-

зиса эрозии 1-18 м, уклона дна – 0,001-0,1, откосов – 77-90°, площади водосборов – 0,2-19,3 га (в отдельных случаях 63-127 га). Объем поверхностного стока воды, рассчитанный по Рамсеру, в зависимости от размера водосбора, хозяйственного использования, почвенных и рельефных условий характеризуется величинами, минимальная и максимальная значимость которых соответственно равна 0,163 и 24,20 м /с.

Объем и состав противоэрозионных мероприятий в каждом конкретном случае определяются на основе анализа факторов эрозии, а эрозионные размывы ликвидируются посредством заравнивания почвообрабатывающими орудиями, вертикальной планировки и засыпки привозным грунтом.

Эрозионные размывы, глубина которых не превышает 0,3-0,4 м засыпаются почвообрабатывающими орудиями при обработке почв.

Закрепление поверхности засыпанных промоин и оврагов осуществляется покрытием контуров засыпки пятисантиметровым слоем почвы, транспортируемой из других мест и заготавливаемой в пределах рабочих участков, а также посевом трав, облесением по горизонталям с созданием залуженных полос между рядами древесной растительности и облесением по типовой технологии.

С целью быстрого создания по контурам засыпок травяного покрова, стабилизирующего поверхность и предохраняющего ее от эрозии, становится необходимым внесение азотных удобрений, обеспечивающих бурное развитие растений, накопление растительных остатков и гумусообразование.

В citrusовых насаждениях с интенсивным проявлением линейной эрозии агротехнические мероприятия не в состоянии выполнять защитные функции. Становится очевидным внедрение более эффективных приемов регулирования поверхностного стока по всему склону системой широких каналов. Форма каналов максимально приближена к форме естественных понижений – ложбин, с углами откосов от 1:4 до 1:10, с уклонами дна 0,001-0,006. Строительная глубина этих каналов, предназначенных для перехвата и сброса поверхностного стока, не превышает 0,4 м, глубина наполнения водой –

0,3 м, расчетная скорость воды – 0,5-0,9 м/с. Площадь водосбора каждого канала имеет функциональную связь с максимальным объемом стока и пропускной способностью канала, изменяясь в пределах 0,5-1,5 га.

Строительство каналов осуществляется плугом при 4-8 проходах вразвал и правкой откосов волокушей, поставленной под углом 40-60° к оси прохода трактора. Обеспечение надежности работы гарантируется быстрым залужением всего строительного параметра канала.

Несмотря на относительно низкую удельную протяженность регулирующей сети (25,2 м/га) в условиях переменного-влажных тропиков Кубы она полностью обеспечивает безопасный сброс воды и предотвращает катастрофическое разрушение земель.

Каналы регулирующей сети выполняются в полусферической форме и имеют ряд весьма существенных преимуществ перед «классическими» гидротехническими сооружениями (земляные валы, водозадерживающие канавы и т.д.) в силу следующих причин:

1. Форма полусферических каналов приближена к равновесной природной форме гидрографической сети, что исключает размыв откосов (берегов) дна.

2. Конструктивные параметры каналов не препятствуют работе сельскохозяйственных машин. При обработке почв и уходе за цитрусовыми насаждениями сельскохозяйственные машины всех типов беспрепятственно пересекают каналы в продольном и поперечном направлениях.

3. Каналы практически не требуют отчуждения земель под свои основания – коэффициент использования земли не уменьшается.

4. Строительство каналов пропашными плугами не способствует резкому ухудшению состояния почв в междурядьях цитрусовых насаждений и не требует приобретения специальных машин с высоким тяговым усилием и специальной землеройной техники.

5. Конструктивные параметры каналов не препятствуют полной механизации работ по закреплению откосов и дна, обеспечивают простоту ухода, сводя перечень необходимых операций к посеву и скашиванию трав.

Как известно, строительство «классических» земляных валов и водозадерживающих канав не обеспечивает сохранность земель, отвалы бесплодной земли засоряют поля и обедняют почвы, валы и канавы становятся непреодолимым препятствием для сельскохозяйственной техники, откосы и русла их неустойчивы и требуют искусственных дорогостоящих креплений и проведения специальных мероприятий по уничтожению сорной растительности.

Сброс воды из каналов регулирующей сети осуществляется в естественные понижения или в искусственно созданные коллекторные каналы, расположенные преимущественно за пределами границ полей.

Залогом успешной работы каналов этого типа является быстрое залужение, гарантирующее их сохранность. Без залужения всего строительного периметра канала добиться надежной устойчивости их в натуре в условиях ливневого характера осадков не представляется возможным, даже при наличии дорогостоящих капитальных гидротехнических сооружений из бетона и железобетона.

Контрольные вопросы:

1. В чем состоит сущность противоэрозионной стабилизации ландшафтов тропической зоны?
2. Каковы критерии выбора земель для сельскохозяйственного освоения?
3. На основе каких факторов эрозии определяется объем и состав противоэрозионных мероприятий?
4. Какова специфика выбора и внедрения противоэрозионных мероприятий для защиты почв и ландшафтов от разрушения во влажных и переменно влажных тропиках?

РАЗДЕЛ 3

МЕХАНИЗМЫ И ФАКТОРЫ УСТОЙЧИВОСТИ ПОЧВ К ВНЕШНИМ ВОЗДЕЙСТВИЯМ

Лекция 11

11.1. Устойчивость динамических биокосных систем

Неотъемлемым компонентом организации сложных динамических систем, каковыми являются биокосные единства, являются нелинейные структурные связи, наличие которых обуславливает разнообразие режимов функционирования таких объектов, их устойчивость и реакцию на внешнее воздействие, способность к самоорганизации за пределами равновесных состояний (Смагин А.В., 2002).

Наиболее яркое проявление самоорганизации биокосных систем связано с динамикой органического вещества. Биогенная аккумуляция органического вещества в верхних слоях почвы способствует организации минерального субстрата, формированию биогенного плодородия, которое, в свою очередь, влияет на рост и развитие биоценоза, то есть замыкает петлю обратной связи в биокосном единстве. При этом обратная связь между факторами плодородия почвы и скоростью роста биомассы организмов, как правило, не линейна. Такой характер связи приводит к появлению в динамических системах триггерных режимов функционирования, описывающих потенциальные переходы из одного стационарного состояния в другое (бифуркации) в зависимости от контролирующего фактора (уровня плодородия).

11.2. Состояние органического вещества ферраллитных почв тропиков как показатель устойчивости их к деградации

Специфические гидротермические условия тропиков, характеризующиеся господством высоких температур, а во влажных областях и обильным

атмосферным увлажнением, обуславливают интенсивную минерализацию органических остатков и образующегося гумуса. Это обстоятельство ослабляло внимание исследователей к изучению процессов превращения органического вещества в почвах тропиков и их гумусового состояния. Однако за последние годы интерес к этой проблеме заметно возрос. Проведенные исследования и обобщения не только подтвердили и для условий тропиков общетеоретические положения советской школы почвоведов о важнейшей роли процессов превращения органических веществ в генезисе и плодородии почв, тесной их связи с общеизвестными факторами гумусообразования (гидротермическими и другими условиями, литологией пород и почв, масштабами и составом поступающего опада и др.), но и показали необходимость углубленного изучения состава, свойств и процессов превращения органического вещества для понимания генезиса и свойств тропических почв и управления их плодородием.

Результаты исследований вещественного состава тропических почв и обобщения имеющихся данных показали, что на фоне специфических общих биоклиматических условий гумусообразования существенную роль в накоплении гумуса, формировании его состава в тропиках играют поверхностная эрозия почв, особенности кор выветривания (состав и свойства почвообразующих пород) и гидрологии конкретных территорий (глубина почвенно-грунтовых вод и их состав). Именно этим объясняется наличие в тропиках почв с широким диапазоном содержания, запасов и качественного состава гумуса. Вместе с тем так же, как и для других регионов, показано, что на гумусовое состояние почв тропиков сильно влияют антропогенные факторы (приемы использования почв, частые пожары, уничтожающие естественную растительность, процессы эрозии и др.).

Систематических исследований гумусового состояния ферралитных почв тропической Африки не проводилось. Можно отметить лишь единичные работы, в которых рассматриваются некоторые стороны данной проблемы.

Нами исследовались ферраллитные почвы двух типичных геоморфологических областей Гвинеи — приморской равнины (провинция Коба) и нагорного плато Фута-Джаллон (провинция Дабойя). Почвенный покров этих территорий представлен красными и красно-желтыми ферраллитными почвами. Красные ферраллитные почвы являются наиболее распространенными на территории приморской равнины, где с ними тесно ассоциированы красно-желтые почвы. Последние составляют основной фон ферраллитных почв нагорного плато (Кауричев И.С., Ларешин В.Г., Набе И.А., 1989).

Климат приморской равнины относится к подтипу субгвинеяского климата и характеризуется следующими среднегодовыми показателями: осадки 4-5 тыс. мм, температура 26,1°C, продолжительность сухого периода 150 дней; на плато Фута-Джаллон — соответственно 1,9-2,5 тыс. мм, 27°C, 210 дней.

Почвы развиты на глубоко выветренных аллитных корках выветривания.

Для морфологической характеристики профилей почв ниже даются описания типичных разрезов на целине и пахотных угодьях.

Разрез 30а. Красная ферраллитная конкреционная с латеритным слоем. Нагорное плато.

Растительность: девственный дождевой лес.

Строение и морфология профиля:

0-3 см — лесная подстилка;

3-19 см — в сухом состоянии окраска 10 YR 4/3 (темно-коричневая); во влажном — 10 YR 3/1 (темно-серовато-коричневая); средний суглинок зернистой структуры, рыхлый, пористый; много крупных корней и почвенной фауны — червей, муравьев; с глубины 5 см встречается железистый гравий (15% объема горизонта); переход постепенный;

19-53 см — в сухом состоянии окраска 10 TR 4/4 (темно-желтовато-коричневая), во влажном — 10 YR 3/3 (темно-коричневая); тяжелый суглинок со слабо выраженной структурой, рыхлый; крупные корни и разлагаю-

щиеся растительные остатки; содержание гравия достигает 80%, размер — до 5 см; в нижней части горизонта встречаются крупные латеритные блоки; переход постепенный.

53-90 см — в сухом состоянии окраска 10 YR 4/6 (темно-желтовато-коричневая), во влажном — 10 YR 4/4; тяжелый суглинок с невыраженной структурой, слабопористый; мелкие корни; горизонт представлен смесью железистого гравия, валунов и крупных латеритных блоков; на глубине 90 см залегает сплошной плотный латеритный панцирь.

Разрез 30. Красная ферраллитная с латеритным слоем. Нагорное плато.

Растительность: отдельные кустарники на старом арахисовом поле.

Строение и морфология профиля:

0-25 см — в сухом состоянии окраска 10 YR 4/3 (темно-коричневая), во влажном — 10 YR 3/1 (темно-серовато-коричневая); легкий суглинок зернистой структуры, с глубины 9 см появляется гравий железистый, размер и количество которого увеличиваются с глубиной; содержание гравия — 15-20% объема почвы; мелкозем рыхлый, пористый; много корней; переход постепенный.

25-50 см — в сухом состоянии окраска 10 YR 4/4 (темно-желтовато-коричневая), во влажном — 10 YR 3/3 (темно-коричневая); легкий суглинок зернистой структуры; горизонт представлен смесью мелкозема, железистым гравием и валунами; содержание гравия достигает 80 % объема горизонта, размер 0,1-5 см; корней мало; переход постепенный.

50-100 см — в сухом состоянии окраска 10 YR 4/6 (желтовато-коричневая), во влажном — 10 YR 4/4 (темно-желтовато-коричневая); средний суглинок зернистой структуры, слабопористый, отдельные мелкие корни; горизонт представлен на 20% латеритными блоками и на 60% — железистым гравием и валунами; вниз, по профилю размер гравия увеличивается; на глубине 100 см залегает сплошной плотный латеритный панцирь.

Разрез 33а. Красно-желтая ферраллитная типичная. Нагорное плато.

Растительность: естественный кустарник и травы. Строение и морфология профиля:

0-9 см — в сухом состоянии окраска 10 YR 4/3 (темно-коричневая), во влажном — 10 YR 3/1 (темно-серовато-коричневая); легкая глина мелкокомковатой структуры, рыхлый, пористый; много крупных корней, червей, муравьев; переход постепенный.

9-27 см — в сухом состоянии окраска 10 YR 5/3 (коричневая), во влажном — 10 YR 3/2 (темно-серовато-коричневая); легкая глина комковатой структуры, пористый, рыхлый; много крупных корней, растительных остатков, червей, муравьев; переход постепенный.

27-39 см — в сухом состоянии окраска 10 YR 4/4 (темно-желтовато-коричневая), во влажном — 10 YR 3/3 (темно-коричневая); легкая глина комковатой структуры, уплотненный; корней мало, но много растительных остатков; переход постепенный.

39-54 см — в сухом состоянии окраска 10 YR 4/6 (темно-желтовато-коричневая), во влажном — 10 YR 3/2 (темно-серовато-коричневая); легкая глина ореховатой структуры, плотный, пористый; корней и почвенной фауны мало; в горизонте появляются пятна R_2O_3 в местах разрушения железистых конкреций; размер конкреции — 1-3 мм; переход постепенный.

54-92 см — в сухом состоянии окраска 10 YR 5/8 (коричнево-желтая), во влажном — 10 YR 5/6 (темновато-коричневая); легкая глина ореховато-зернистой структуры, плотный, слабопористый; корней и почвенной фауны не встречено; количество и размер пятен R_2O_3 и железистых конкреций увеличиваются с глубиной.

92-154 см — в сухом состоянии окраска 10 YR 6/6 (коричнево-желтая), во влажном — 10 YR 5/5 (желтовато-коричневая); легкая глина, комковатой структуры, уплотненный, слабопористый; количество и размер пятен R_2O_3 и железистых конкреций увеличиваются.

Разрез 33. Красно-желтая ферраллитная лессивированная. Нагорное плато.

Растительность: ананас. Строение и морфология профиля:

0-17 см — в сухом состоянии окраска 10 YR 6/3 (коричневая), во влажном — 10 YR 3/2 (темно-серовато-коричневая); средний суглинок комковато-зернистой структуры, слабо уплотненный, пористый; много мелких корней; переход постепенный.

17-69 см — в сухом состоянии окраска 10 YR 4/4 (темно-коричневая с желтоватым оттенком), во влажном — 10 YR 3/3 (темно-коричневая); среднесуглинистый, комковатая структура, уплотненный, без пятен R_2O_3 , отсутствуют крупные плотные элементы (конкреции); много мелких корней, встречаются растительные остатки; переход постепенный.

69-122 см — в сухом состоянии окраска 10 YR 5/8 (коричнево-желтая), во влажном — 10 YR 3/6 (желтовато-коричневая); средний суглинок комковатой структуры, уплотненный, слабопористый; с глубины 64 см появляются слабо выраженные пятна R_2O_3 , отдельные мелкие корни растений; переход постепенный.

122-140 см — в сухом состоянии окраска 10 YR 6/6 (коричнево-желтая), во влажном — 10 YR 5/5 (желтовато-коричневая); легкий суглинок ореховато-зернистой структуры, очень плотный, слабопористый; количество и размер пятен R_2O_3 увеличиваются с глубиной; с глубины 100 см встречаются конкреции.

Среди почв, различающихся по гранулометрическому составу, преобладают среднесуглинистые, хотя наряду с ними широко распространены супесчаные, легкосуглинистые и глинистые. Для многих из них характерно наличие на различной глубине железистых конкреций и даже латеритных слоев.

Для минералогического состава характерно широкое участие первичных (кварц, полевые шпаты) минералов. В составе вторичных преобладают каолинит, гиббсит, гематит и гетит.

По данным валового химического анализа, исследованные почвы Гвинеи относятся к аллитным, для них характерны низкое отношение $SiO_2 : R_2O_3$ ($< 2,0$) в иле, высокое содержание оксида титана, и почти полный вынос кальция и магния из мелкоземистой части. Распределение ила, кремнезема и

оксидов железа и алюминия по профилю красных и красно-желтых почв дает основание предположить присутствие среди этих почв лессивированных подтипов.

Определение содержания общего углерода гумуса в изучаемых почвах проводилось по методу Тюрина в модификации Симакова. Анализ качественного состава гумуса выполнен по методике Пономаревой.

В пределах приморской равнины высокое содержание гумуса и растянутость гумусового профиля отмечены в красных ферралитных почвах разреза К.-1а: в верхнем горизонте (0-14 см) – до 3,83%, а в пределах первого метра — до 1,48%. В результате этого запасы гумуса в слое 0-100 см почвы достигают 260 т/га (табл. 2).

В красно-желтой почве разреза К-2а содержание гумуса не превышает 46-49% количества его в красных ферралитных почвах разреза К-1а. Несмотря на это, запасы гумуса в слое 0-100 см здесь оказываются ниже, чем в красных, только на 38%.

Более низкие содержание и запасы гумуса характерны для красных (разрез К-1) и красно-желтых (разрез К-2) легкосуглинистых и среднесуглинистых почв пахотных угодий: соответственно 2,15 и 2,38%, 97 и 102 т/га. Объясняется это, видимо, меньшим, чем в саваннах, объемом ежегодного поступления в почву органических остатков агроценозов и более интенсивным их разложением.

В ферралитных почвах нагорного плато складывается аналогичная ситуация. Более высоким содержанием гумуса в метровом слое отличаются как красные (разрез Д-30а), так и красно-желтые (разрез Д-33а) почвы целинных угодий (девственный лес): запасы гумуса соответственно 312 и 306 т/га. Однако в красно-желтых целинных почвах разреза Д-29а содержание и запасы гумуса были на 30 % меньше.

В пахотных почвах нагорного плато значения этих показателей ниже, чем в целинных, на 30-65 %.

Таким образом, природные факторы гумусообразования и гумусонакопления в ферраллитных почвах имеют существенные черты различий, обусловленные различиями общей биогеохимической обстановки.

Рельеф приморской равнины (5-20 м над уровнем моря) плоских очертаний, расчлененность поверхности слабая. Нагорное плато Фута-Джаллон (300-400 м над уровнем моря) представляет собой волнисто-холмистый массив с сильно расчлененной поверхностью.

Как отмечено выше, плато Фута-Джаллон относится к зоне переменновлажных тропиков; осадки (<2500 мм в год) преимущественно выпадают в период июнь — октябрь, сухой сезон продолжается с ноября до мая; в это время территория находится под влиянием горячего и сухого ветра харматтан, дующего из пустыни Сахары.

Приморская равнина также входит в указанную зону, но осадков здесь почти в 2 раза больше и выпадают они преимущественно в период апрель — ноябрь, причем часто в виде дождей ливневого характера; продолжительность сухого периода значительно меньше — до 4 мес. В целом приморская равнина в отличие от нагорного плато находится под влиянием муссонов, приходящих с Атлантики и приносящих обильную влагу.

Основные черты почвообразования в условиях нагорного плато Фута-Джаллон — это широкое проявление процессов ферраллитизации, ожелезнения, латеритизации, кирасообразования, водной эрозии, определяющих скелетность почв и маломощность мелкоземистого профиля.

Равнинный плоский рельеф приморской равнины благоприятствует формированию мощных профилей почв, хорошо прокрашенных на большую глубину гумусом. Отчетливо выраженные черты дернового процесса почвообразования, маскирующего или ослабляющего проявление процессов аллитизации и ферраллитизации. В этом нам видится своеобразие почвообразования в условиях ландшафтов приморской равнины.

Красные ферраллитные почвы разреза К-1а и красно-желтые ферраллитные почвы разреза К-2а, находящиеся под целинными саваннами при-

морской равнины, различаются между собой не только по содержанию и запасам гумуса, но и по его составу.

Во-первых, в верхнем полуметре почв разреза К-1а на 25-70% ниже экстрагируемость гумусовых веществ, что свидетельствует о более прочной связи их с минеральной частью почвы. Во-вторых, в составе экстрагируемых гумусовых веществ доля гуминовых кислот в этих почвах (слой 0-47 см) значительно ниже, чем в почвах (слой 0-54 см) разреза К-2а. Вследствие этого значения $C_{ГК}:C_{ФК}$ у первых лежат в граничном минимуме гуматно-фульватного типа гумуса (слой 0-14 см), а у последних — в граничном максимуме этого типа гумуса (слой 0-33 см).

Различия в фракционном составе гуминовых кислот и фульвокислот хотя в отдельных горизонтах исследованных почв и обнаруживаются, тем не менее они не имеют закономерного характера.

Общие черты ферраллитных почв целинных угодий нагорного плато Фута-Джаллон характеризуются весьма резкими различиями в составе гумуса как по значению $ГК : ФК$, так и по соотношению фракций этих кислот и их распределению по профилю.

Красно-желтые ферраллитные почвы разреза Д-29а характеризуются ярко выраженным фульватным составом гумуса по всему профилю, о чем свидетельствуют значения $ГК : ФК$, изменяющиеся в узком интервале: от 0,26 до 0,42. При этом экстрагируемость гумусовых веществ из разных горизонтов, за исключением горизонта на глубине 28-52 см, превышает 82% общего их содержания.

В составе гуминовых кислот до глубины 82 см доминирует фракция 1 (гумусовые вещества, свободные и связанные с подвижными оксидами железа, алюминия, фосфора), тогда как в более глубоких горизонтах (82-110 и 158-188 см) начинает преобладать фракция 2 (гумусовые вещества, связанные в основном с кальцием). В целом же экстрагируемость фракций гуминовых кислот максимальная (30,3- 31,6%) в горизонтах, лежащих глубже 100 см, а минимальная на глубине 28-52 см.

В составе фульвокислот в пределах всего профиля рассматриваемой почвы преобладает фракция 1а (свободная и связанная с подвижными полуторными оксидами); доля фракции 3 (фульвокислоты, связанные с глинистыми минералами и неподвижными формами полуторных оксидов) в пределах полутораметровой толщи почвы не превышает 8,8% общего углерода (2,0-8,8%). Содержание и распределение фракций 1 и 2 фульвокислот свидетельствуют о различиях в характере связей с минеральной частью почвы: в верхнем полуметровом слое фракция 1 преобладает над фракцией 2, а в нижележащей метровой толще, наоборот, содержание фракции 2 в 2-2,6 раза выше, чем фракций 1 и 3.

Красные ферраллитные почвы разреза Д-30а в отличие от красно-желтых ферраллитных почв разреза Д-29а характеризуются значительно более высоким содержанием в составе экстрагируемого гумуса гуминовых кислот. Вследствие этого значения ГК : ФК в верхнем полуметровом слое свидетельствуют о гуматно-фульватном типе гумуса (0,61-0,90); во втором полуметре, вплоть до латеритного слоя, гумус характеризуется резко фульватным составом.

В составе экстрагируемых гуминовых кислот, как и в предыдущих почвах, большую долю составляет фракция 1. Содержание и распределение по профилю экстрагируемого углерода фульвокислот почв разреза Д-30а имеют существенное отличие от почв разреза Д-29а, что в их составе наряду с фракцией 1а по всему профилю преобладает и фракция 2.

Своеобразен состав гумуса в красно-желтых ферраллитных почвах разреза Д-33а. Прежде всего здесь профиль резко дифференцируется на 3 толщи, для каждой из которых характерен свой тип гумуса. В верхней части (0-9 и 9-27 см) гумус характеризуется гуматным составом (ГК : ФК 2,03-2,81), в средней (27-92 см) — гуматно-фульватным (ГК : ФК 0,62-0,69), в нижней (92-154 см) — фульватным. Второй чертой, подчеркивающей своеобразие гумусового состояния этих почв, является в целом меньшая, чем в описанных выше почвах, экстрагируемость гумусовых веществ. Это может быть сви-

детельством более прочной связи их с минеральной частью, что в целом согласуется с глинистым гранулометрическим составом данных почв.

Наконец, особенностью гумусового состояния красно-желтых почв разреза Д-33а следует признать меньшую роль в составе гумуса фракции фульвокислот 1а. Такое состояние можно рассматривать как следствие диагностируемых различий в характере гумусообразования и гумусонакопления в целом в различных ферраллитных почвах девственных лесов нагорного плато Фута-Джаллон.

Распашка красных и красно-желтых ферраллитных почв приморской равнины и нагорного плато Фута-Джаллон (разрезы К-1, К-2, К-3, Д-29, Д-30, Д-33) сопровождается не только резким снижением содержания и запасов гумуса, но и существенными изменениями в его составе.

Во-первых, во всех исследованных почвах пахотных угодий меньше, чем в почвах саванн и лесов, содержание экстрагируемых гумусовых веществ, а доля гуминов (нерастворимый остаток почвы, характеризующий прочность закрепления гумусовых веществ с глинистой фракцией) возрастает в несколько раз.

Во-вторых, в составе экстрагируемых гуминовых кислот в пахотных почвах, по существу, полностью отсутствует фракция 2 (гуминовые кислоты, связанные в основном с кальцием).

В-третьих, в составе экстрагируемых гумусовых веществ в пахотных почвах в целом уменьшается содержание фульвокислот, а в их составе — преимущественно фракции 1а, фульвокислот, свободных и связанных с подвижными полуторными оксидами.

В-четвертых, в абсолютном большинстве исследованных почв пахотных угодий (в одних в большей, в других — в меньшей степени) проявляется тенденция или выявляются явные черты эволюции типа гумуса в направлении усиления его фульватной природы.

Таким образом, гумусовое состояние исследованных ферраллитных почв Гвинеи определяется конкретным проявлением факторов, характерных

для процессов гумусообразования и гумусонакопления во всех почвах: масштабами и составом поступающего опада, гидротермическими и, литологическими условиями его превращения и закрепления образующихся продуктов гумификации.

Содержание и запасы гумуса существенно варьируют в зависимости от генетического типа почв и их гранулометрического состава. Наиболее высокие эти показатели в целинных среднесуглинистых и глинистых почвах, наиболее низкие — в легкосуглинистых и супесчаных почвах.

Для всех исследуемых пахотных почв характерно заметное падение содержания и запасов гумуса по сравнению с целинными аналогами.

Гумус большинства почв характеризуется фульватным или гуматно-фульватным составом в верхней части профиля и устойчиво фульватным в нижних горизонтах (с глубины 50 см). Исключение составляют верхние горизонты (0-27 см) целинных красно-желтых ферраллитных глинистых почв, имеющих гуматный тип гумуса.

У пахотных почв более низкое отношение ГК : ФК, чем у целинных.

Преобладающими в составе гумусовых кислот целинных и пахотных почв являются наиболее подвижные фракции (фракции 1а и 1 фульвокислот и фракция 1 гуминовых кислот).

Обогащенность гумуса азотом в основном низкая, о чем свидетельствуют значения С : N. Не выявлены устойчивые связи этого показателя с условиями формирования, строения и использования почв.

Контрольные вопросы:

1. Что такое «устойчивость динамических биокосных систем»?
2. Каковы критерии оценки состояния органического вещества почв тропической зоны?
3. В чем состоит сущность критерия состояния органического вещества ферраллитных почв как показателя устойчивости к деградации?

Лекция 12

12.1. Состояние форм соединений железа как отражение устойчивости и деградации ферраллитных почв тропиков

Содержание и превращение железа в почвах являются важными показателями направленности почвообразовательного процесса. Они во многом определяют формирование физико-химических, физических и биохимических свойств почвы и в целом ее плодородия. Взаимодействие железосодержащих минералов с компонентами твердой, жидкой, газообразной и живой фаз почвы включает большое разнообразие физико-химических, химических, биохимических явлений — гидратацию, гидролиз, сорбционно-десорбционные процессы, реакции окисления-восстановления, осадкообразования, ионный обмен и др. Их проявление и соотношение во многом зависят от конкретных элементарных почвенных процессов и экологических условий их развития. Именно поэтому содержание и формы соединений железа широко используются в диагностике почв.

Сказанное определяет повышенный интерес исследователей к изучению содержания и превращения железа в почвах. Для ферраллитных почв тропического пояса эта проблема имеет особое значение, поскольку именно трансформация соединений железа, соотношение его различных форм представляют наиболее яркую сторону тропического почвообразования.

За последние 10-15 лет появился ряд работ, посвященных изучению форм соединений железа в ферраллитных почвах тропиков. Часть опубликованных данных обобщена в монографии Зонна С.В. «Железо в почвах». Однако эта сторона почвообразования в тропиках исследована недостаточно, если принять во внимание ее масштабы и значимость в понимании генезиса и плодородия почв тропического пояса.

В имеющихся публикациях по почвам тропической зоны, как правило, отсутствует полная информация о формах соединений железа. В качестве исключения можно указать работу Маунг Вин Хтина, в которой приводятся данные о содержании и соотношении в профиле почв Бирмы всех форм соединений железа согласно их градации по Зонну С.В. и др. В других сообщениях акцентируется внимание или на подвижных, или на свободных формах соединений железа.

Зонн С.В., обобщая литературу по этому вопросу и результаты своих исследований, отмечает следующие главные особенности распределения по профилю форм соединений железа в ферраллитных почвах тропиков:

- 1) преобладание несиликатных форм;
- 2) в составе несиликатных соединений возможно различное соотношение окристаллизованных и неокристаллизованных форм, что зависит от гидротермических условий и, в частности, длительности сухого и жаркого периода;
- 3) соотношение форм соединений железа зависит от химико-минералогического состава исходных пород;
- 4) для перераспределения форм соединений железа характерно увеличение аморфного железа вниз по профилю;
- 5) в распределении железа по профилю значительную роль играют процессы лессиважа.

Для ферраллитных почв Гвинеи отсутствуют данные о формах соединений железа. Ферраллитный характер господствующих кор выветривания, развитие процессов латеритизации, конкрециообразования, оглеения и лессиважа являются характерными чертами почвообразования в этих почвах. Отмеченные особенности почвообразования свидетельствуют, с одной стороны, об очевидном наличии как общих, свойственных всем ферраллитным почвам закономерностей, с другой — о возможном значительном разнообразии в содержании и распределении по профилю почв форм соединений железа. Эти обстоятельства свидетельствуют о целесообразности изучения ука-

занной особенности состава ферралитных почв типичных геоморфологических областей Гвинеи — приморской равнины (провинция Коба) и нагорного плато Фута-Джаллон (провинция Дабойя).

Ниже рассматриваются экспериментальные данные, полученные при изучении красных и красно-желтых ферралитных почв этих регионов. Краткая общая характеристика рассматриваемых почв приведена в предыдущей лекции.

Длительное выветривание сильно сгладило различия в химическом составе почв и почвообразующих пород данных регионов, тем не менее остались определенные различия в соотношении силикатных и несиликатных соединений железа и его основных форм (сильно-, слабоокристаллизованное, аморфное), что подчеркивает их определенное своеобразие и самобытность.

Так, исследованные почвы нагорного плато Фута-Джаллон, используемые для выращивания сельскохозяйственных культур (разрезы: Д-29 — красно-желтые ферралитные типичные легкоглинистые песчано-иловатые на глинах, подстилаемых средними суглинками; Д-30 — красные ферралитные легкосуглинистые иловато-песчаные конкреционные на средних суглинках с латеритным слоем на глубине 100 см; Д-33 — красно-желтые ферралитные лессивированные среднесуглинистые иловато-песчаные на конкреционных средних суглинках), в отличие от почв пахотных угодий приморской равнины (разрезы: К-1 — красные ферралитные лессивированные легкосуглинистые иловато-песчаные на однородных средних суглинках; К-2 — красно-желтые ферралитные типичные среднесуглинистые иловато-песчаные на однородных средних суглинках) в целом характеризуются значительно большим резервом силикатного железа. Минимальным резервом силикатного железа обладают красные ферралитные лессивированные легкосуглинистые почвы приморской равнины (разрез К-1), в которых доля свободного железа в верхней полуметровой толще составляет 81,3-96,4% его валового содержания.

Типы распределения несиликатного железа по профилю исследованных почв существенно варьируют, отражая в целом их генетическую самостоятельность. В частности, красно-желтые почвы разреза Д-29 характеризуются равномерно-элювиальным типом распределения несиликатного железа, а красные разрезов Д-30, К-3 — ярко выраженным аккумулятивно-иллювиальным типом его распределения, красно-желтые разреза Д-33 — аккумулятивно-элювиально-иллювиальным типом. В более резкой форме аккумуляция и элювирование несиликатного железа в слое 0-35 см выражены в красно-желтых почвах разреза К-2, которые в целом также отличаются аккумулятивно-элювиальным типом распределения железа. Для красных почв разреза К-1 характерен прогрессивно-аккумулятивный тип его распределения.

Форма кривых на для всех изученных почв свидетельствует об аккумулятивном типе распределения несиликатного железа, осложняемом в каждом конкретном случае, вероятно, в зависимости от гранулометрического состава почв и почвообразующих пород, условий водного питания (поверхностное, замкнутое, грунтовое, приточное поч-венно-грунтовое, смешанное) и водообмена (поверхностный и внутри-почвенный боковой отток, вертикальный нисходящий — фильтрация — и вертикальный восходящий — испарение — потоки влаги), процессов элювирования — иллювирования, проявляемых в более или менее резких формах.

Как известно, тип водного питания и характер водообмена играют вообще большую роль в процессах выветривания и почвообразования во всех биоклиматических зонах. Но в условиях влажных и переменнo-влажных тропических регионов эти факторы определяют геохимию всех элементов, освобождающихся в процессе выветривания и почвообразования, в гипертрофированных масштабах.

В связи с этим мы считаем необходимым подчеркнуть определенную условность терминов, использованных нами для описания основных типов распределения несиликатного железа в профиле изученных почв. Условность

состоит в том, что, следуя в этой части группировке основных типов распределения веществ в профиле почв, предложенной Розановым Б.Г.(1983), мы оставались на позициях поверхностно-наземного (почвенного) цикла геохимии несиликатного железа. Но мы не упускали из виду и иной, водородный (грунтово-водородный) цикл, связанный с испарением в сухие сезоны года почвенных растворов и сопровождаемый аккумуляцией несиликатного железа в тех или иных горизонтах профиля почв. Следующий этап, наступающий в дождливые сезоны, характеризуется нисходящим перераспределением (элювиирование – иллювиирование) водородно-эвапоритовых аккумуляций железа.

В составе несиликатных соединений железа абсолютно во всех почвах преобладают слабокристаллизованные формы железа, хотя в ряде почв, в частности в почвах разрезов К-3, Д-33 и К-2, значительная доля (6,96-25,04% валового содержания) приходится на аморфное железо. Характерно, что распределение последнего в профиле всех исследованных нами почв характеризуется прогрессивно-аккумулятивным типом (максимальное содержание в верхней части профиля и относительно постепенное уменьшение его вниз по профилю). Исключением из этого правила являются красно-желтые почвы разреза К-3, для которых характерно максимальное (до 25,04% валового содержания) содержание аморфного железа на глубине 85-105 см (табл. 1).

В связи с отмеченным выше уместно выделить ряд моментов:

1. Более высокое содержание аморфного железа в верхней части профиля всех почв, за исключением почвы разреза К-3, может быть следствием воздействия биогенного фактора.

2. В почвах легкого гранулометрического состава (разрез К-3) создаются условия для сохранения, миграции и накопления аморфного железа в нижней части профиля.

3. В почвах средне- и тяжелосуглинистого, а также глинистого гранулометрического состава миграция аморфного железа вниз по профилю

может быть затруднена и сопровождаться его окристаллизовыванием, механизм которого остается неясным.

Замечательной особенностью ферраллитных почв целинных угодий, резко отличающей их от соответствующих почв пахотных земель, является высокий резерв силикатного железа — 63-75,25% валового его содержания. Второй особенностью целинных почв является преобладание недифференцированных профилей в перечне типов распределения несиликатного железа. К наиболее распространенным типам распределения несиликатного железа в профиле относится аккумулятивно-иллювиальный. Природа иллювиального пика еще не установлена: является ли данный феномен следствием гидрогенно-эвапорационной аккумуляции несиликатного железа или следствием лессиважа? Можно ли зоны накопления несиликатного железа в профиле почв рассматривать как следствие гидротермических и (или) геохимических барьеров? Дать ответы на поставленные вопросы в настоящее время мы не можем.

Третьей особенностью почв целинных угодий являются приблизительно равные, за небольшим исключением, количества сильно- и слабоокристаллизованного несиликатного железа при низком и очень низком содержании его аморфных форм.

Наконец, важно подчеркнуть, что генетическая самобытность почв, отмеченная для пахотных земель, в условиях целинных угодий не диагностируется (за исключением разреза К-2а) с позиций соотношений основных групп и форм соединений железа.

Данные о формах соединений железа в изучаемых ферраллитных почвах получены нами с помощью мессбауэровской спектроскопии (ЯГРС) на Fe-57 и магнитных измерений. Косвенной целью данного раздела исследований было установление факта, что в условиях влажных тропиков железистые минералы ферраллитных кор выветривания не претерпевают существенного изменения. Последнее положение важно потому, что, как показано рядом исследователей, красный (бурый, охристый) цвет почвы определяется содержа-

нием таких железистых минералов, как гематит, ферригидрит, аморфные гидроксиды. Желтый цвет почвы связывается с присутствием в ней гетита. Поэтому проблема установления генезиса ферраллитных почв неразрывно связана с выявлением форм соединений железа в почвах.

Диагностирование форм и определение количественных соотношений различных железистых соединений проводились после математической обработки мессбауэровских спектров на микроЭВМ Р-666. Ошибка расчетов не превышала 2% общего содержания железа.

Анализировались почвы пахотных угодий разрезов К-1, К-2, К-3, Д-29, Д-33 и Д-30. Для всех почв характерно высокое содержание валового Fe_2O_3 (6-10%). При этом максимальное количество железа, превышающее 10%, наблюдалось в красных ферраллитных почвах приморской равнины и нагорного плато (разрезы К-1 и Д-30), несколько меньше (7,91-9,39%) его содержалось в красно-желтой ферраллитной типичной легкоглинистой почве (разрез Д-29). В той же последовательности изменяются и значения намагниченности насыщения I_s почв, которые в верхнем слое красной ферраллитной почвы достигали довольно высоких значений — 0,156 ед. СГСМ. Тем не менее сравнение значений I_s почв с I_s чистых магнитных минералов — оксидов железа (например, магнетита и маггемита, у которых $I_s = 90$ ед. СГСМ) свидетельствует о крайне незначительном (менее 0,1%) содержании последних в исследованных почвах. С другой стороны, подобные значения намагниченности могут быть обусловлены весьма распространенным магнетиком — гематитом, обладающим слабым ферримагнетизмом при комнатной температуре. Значения парамагнитной восприимчивости p в целом повторяют распределение железа в почвах. Относительно низкие значения p в красной ферраллитной почве при довольно высоком содержании валового железа легко может быть объяснено тем, что основная его часть представлена крупнодисперсным гематитом, который не дает вклад в p .

Почти все мессбауэровские спектры изученных почв, снятые при комнатной температуре, представляют собой суперпозицию сверхтонкой маг-

нитной компоненты (секстет линий) и парамагнитного дублета. При этом по совокупности параметров секстета магнитоупорядоченный минерал идентифицируется как гематит. Количество гематита в разных почвах широко варьирует и следует изменению значений намагниченности насыщения. Парамагнитная фракция железистых минералов (дублет в мессбауэровском спектре и вклад в ρ в магнитных измерениях) в изученных почвах разная не только количественно, но и по составу входящих в нее соединений. Особенно очевидно это становится при анализе спектров почв, снятых при температуре жидкого азота (рис. 3). В красной ферраллитной почве наблюдается значительное содержание мелкодисперсного (>15 нм) гематита, при этом общая доля гематита (по Fe) в массе железосодержащих минералов составляет не менее 80%. В красно-желтых ферраллитных почвах кроме гематита обнаружен высокодисперсный гетит. По-видимому, в этих почвах условия не позволяют образовываться крупнодисперсным частицам гетита. Оценить отношение гематит : гетит в этих почвах количественно затруднительно из-за сложности спектров, однако можно судить, что оно не превышает единицы. В изучаемых почвах наблюдается значительная доля силикатного железа, что предполагает иной, менее выветрелый состав материнской породы.

Таким образом, единственным цветоопределяющим фактором из ряда железистых минералов в красной ферраллитной почве является гематит; окраска красно-желтых почв определяется конкуренцией между гематитом и гетитом и их абсолютным содержанием.

Вопрос о термодинамическом равновесии системы гетит — гематит — почва в определенных почвенно-климатических условиях изучен еще крайне недостаточно. Термодинамические свойства гематита и гетита приводят к тому, что при температуре 50°C и более весь гетит переходит в гематит. С другой стороны, крупные частицы гематита устойчивы и при температурах ниже 50°C к гидратации и переходу в гетит. Однако тонкодисперсный гематит в условиях повышенного увлажнения переходит в гетит. При этом могут образоваться тонкодисперсный гетит, аморфные гидроксиды. Незначитель-

ное изменение средних температур при условии достаточного увлажнения, видимо, может содействовать образованию гетита из гематита. Но вполне возможно, что если красноземы, красные почвы, латериты и связаны с гидротермальной активностью, то желтоземные представляют собой итог собственно выветривания пород в условиях тропиков и субтропиков. Именно поэтому красные ферраллитные почвы сохраняют и свой габитус, и свои свойства, несмотря на то, что в них идут те же процессы десиликации, которые свойственны красно-желтым почвам. Высказанные соображения нуждаются в проверке и в первую очередь во внимательном анализе условий образования и залегания данных почв, включая увлажнение и температуру.

Таким образом, валовое содержание железа и формы его соединений в ферраллитных почвах Гвинеи заметно различаются в связи с особенностями генезиса и использования последних. Все исследованные почвы характеризуются относительно невысоким содержанием валового железа (3-14%), что обусловлено значительной их опесчаненностью и аллитизацией исходных кор выветривания (преобладанием Al_2O_3 над Fe_2O_3). В целинных почвах преобладают силикатные формы; в пахотных — несиликатные.

Тип распределения несиликатного железа по профилю исследуемых почв неодинаковый, что обусловлено различной степенью проявления процессов его аккумуляции и элюирования в различных частях профиля, связанных с развитием лессиважа, элювиально-глеевого процесса, гидрогенной аккумуляции и латеритизации.

В составе несиликатных соединений железа во всех исследуемых почвах преобладают слабокристаллизованные формы. Для красно-желтых почв характерно также и относительно повышенное содержание аморфного железа (7-25% от валового) с прогрессивно-аккумулятивным типом его распределения по профилю.

Данные мессбауэровской спектроскопии и магнитных измерений позволили установить: а) преобладание в составе несиликатных железосодержащих минералов мелкодисперсного гематита при заметном содер-

жании высокодисперсного гетита; б) значительную долю силикатного железа в целинных почвах; в) абсолютно господствующую (среди железосодержащих минералов) роль гематита как цветоопределяющего фактора в красных ферраллитных почвах и значительную роль различного соотношения гематита и гетита и их абсолютного содержания в определении окраски красно-желтых почв.

12.2. Биогеохимия несиликатных соединений кремния в условиях интенсивного землепользования

Состав и динамика подвижных форм соединений кремниевой кислоты в затопляемых почвах под культурой риса

Предваряя изложение результатов исследований отметим, что материалы были апробированы и опубликованы в печати в середине 80-х и начале 90-х годов.

Одной из основных причин снижения продуктивности риса является быстрое наступление «усталости» почвы. Природа данного явления по современным, еще далеко неполным, представлениям объясняется резким дефицитом ряда химических элементов и органо-минеральных соединений, возникающим в результате сложных химических и биохимических реакций, сопровождающихся превращением, переходом в другие состояния и (или) удалением их из почвы инфильтрационным потоком оросительной воды. Тем не менее, в научной отечественной литературе данные о содержании и формах соединений кремния в почвах рисовых полей практически отсутствуют. Отдельные работы, содержащие материалы о большой физиологической роли этого элемента в жизни растений, не затрагивают этой проблемы. В настоящее время можно считать общепризнанным, что по мере роста вегетативной массы рисовому растению необходимо все большее количество кремния наряду с такими элементами питания как азот, фосфор, калий, железо, цинк, марганец и т.д. Особенно большое внимание вопросам кремниевого

питания растений риса уделяют в Японии, где установлено, что кремний незаменим для получения высоких урожаев риса. Аналитический обзор литературы по обсуждаемой проблеме дан нами в статье: «Формы соединений кремния в почвах и их роль в жизни растений риса».

Наши исследования проводились на землях Украинского научно-исследовательского института орошаемого земледелия, территориально расположенного в пределах Ингулецкого орошаемого массива, эколого-географические условия которого охарактеризованы нами в работе: «Динамика микрофлоры в затопляемых почвах под культурой риса». В дополнение отметим, что схема полного опыта включала не только варианты с внесением шламов Южного горно-обогатительного комбината (ЮГОК), но и с внесением раствора метасиликата натрия в почвы, бесценно находящиеся под культурой риса 18 лет:

Варианты	Фон питания
Контроль	N150P90
Контроль	N150P90 + навоз, 40 т/га
Шламы ЮГОК, 5 т/га	N150P90
Шламы ЮГОК, 5 т/га	N150P90 + навоз, 40 т/га
Метасиликат натрия, 310 кг/га	N150P90
Метасиликат натрия, 310 кг/га	N150P90 + навоз, 40 т/га
Метасиликат натрия, 310 кг/га + железный купорос, 360 кг/га	N150P90
Метасиликат натрия, 310 кг/га + железный купорос, 360 кг/га	N150P90 + навоз, 40 т/га

С целью снижения подщелачивающего действия метасиликата натрия, в схему опыта вводились варианты его совместного применения с железным купоросом, имеющим кислую реакцию. Доза железного купороса устанавливалась по порогу коагуляции раствора метасиликата натрия в лабораторных условиях. Динамические наблюдения выполнялись по фазам роста и развития риса. Определялись следующие формы кремния в почве рисового поля: аморфная кремниевая кислота в вытяжке Тамма, согласно методике Беляевой

Н.И., кислотнорастворимая (потенциально-подвижная) - в вытяжке 0,1 н H_2SO_4 , и недиссоциированная (водорастворимая) – в водной вытяжке. Содержание гидросиликата иона было определено по значению рН водной вытяжки, как это описано у Крапивиной С.С. Коллоидная кремниевая кислота найдена расчетным путем.

Состав соединений кремниевой кислоты в темно-каштановых почвах богарных агроландшафтов и элювиально-глеевых почвах под бессменной монокультурой риса

Количественное распределение кремния по почвенному профилю служит одним из важнейших показателей типа протекающих процессов. Для выяснения роли кремния в почвообразовании важно выявлять долю участия всех форм кремния в процессах миграции и аккумуляции в профиле почв, а также формы и закономерности освобождения SiO_2 из органических остатков растений и минералов. В почве кремний находится в виде диоксида кремния, сложных силикатов, глинистых и органических минералов и в основном представлен неусвояемой растениями формой. В почвенном растворе кремний содержится в виде силикат-ионов, мономеров $Si(OH)_4$ и димеров $2SiO_2 \cdot 2H_2O$ ортокремниевой кислоты, а также в коллоидной форме в виде гидрозоля кремнекислоты.

Результаты проведенных анализов (табл. 12.1) показывают, что темно-каштановая почва богарного участка характеризуется высоким содержанием всех фракций SiO_2 в верхних горизонтах. Вниз по почвенному профилю их содержание постепенно снижается, достигая минимальных значений в горизонте В/С (143-153 см). Исключение составляет содержание гидросиликат-иона, который отсутствует в слое почвы 0-32 см и появляется по мере увеличения величины рН с глубиной.

Под влиянием затопления темно-каштановые почвы по содержанию, передвижению и накоплению всех выделяемых нами форм соединений кремниевой кислоты претерпели существенные изменения по почвенному профилю.

**Состав соединений кремниевой кислоты в темно-каштановых почвах
богарных агроландшафтов и элювиально-глеевых почвах рисовых полей
Северного Причерноморья Украины, мг SiO₂ на 100 г почвы**

Горизонт и глубина, см	Аморфные	Потенциально подвижные	Колло- идные	Гидросили- катные	Недиссоции- рованные
Темно-каштановые богарных ландшафтов (контроль)					
A'1 0-22	42,93	47,72	36,44	-	6,49
A1"22-30	45,85	46,51	39,61	-	6,24
A'''1 42-54	42,30	57,79	38,14	0,52	3,64
AB 57-66	36,87	20,77	32,16	1,51	3,20
B _к 66-106	37,90	20,87	31,50	3,25	3,16
BC 143-153	29,89	20,76	22,10	4,70	3,09
Почвы рисовых полей					
A' _g 0-6	30,54	31,87	27,12	-	3,42
A" _g 6-21	30,24	37,59	26,62	-	3,62
A" _g ,22-32	32,50	36,14	29,20	-	3,30
AB _(g) 35-45	39,20	53,89	35,91	0,09	3,20
AB _(g) 45-53	56,53	46,01	53,07	0,42	3,04
B _к 75-85	52,74	21,35	47,25	2,95	2,54
BC 110-120	63,68	20,83	56,91	3,56	3,21

Из данных таблицы видно, что в результате воздействия длительной монокультуры риса содержание аморфной кремниевой кислоты в слое почвы 0-30 см снизилось на 29,9% по сравнению с содержанием в почве богарного участка. Наряду с этим наблюдается накопление аморфных соединений кремниевой кислоты в нижележащих горизонтах, что свидетельствует о ее миграции вниз по профилю с аккумуляцией в нижних горизонтах.

Значения, отражающие среднее содержание аморфной кремниевой кислоты всего почвенного профиля изученных участков, показали, что почвы затопляемого участка, несмотря на значительные потери SiO₂ в верхних горизонтах, превосходят по содержанию аморфной кремниевой кислоты почвы участка богары примерно на 35,1%. Это является показателем разрушительного действия воды на минеральную часть почвы с освобождением при этом

Si из кристаллических решеток минералов с их последующим вымыванием вниз по профилю.

Содержание потенциально-подвижной кремниевой кислоты в слое почвы 0-30 см богарного участка составляет в среднем 47,1 мг на 100 г почвы. В почвах затопляемого участка ее содержание равно 35,2 мг на 100 г почвы, что на 25,2% ниже, чем в почве богарного участка. Наибольшее накопление потенциально-подвижной кремниевой кислоты наблюдается в горизонте A1" (42-54 см) богарного участка, а в почвах затопляемого участка в горизонте A/B (q) на глубине 35-53 см. В карбонатном Bк и в переходном B/C горизонтах содержание кислотнорастворимой кремниевой кислоты резко снижается и колеблется от 19,48 до 21,35 мг на 100 г почвы, при этом существенных различий в ее содержании между участками не выявлено.

Уменьшение содержания кислотнорастворимой кремниевой кислоты в верхних горизонтах и отсутствие ее аккумуляции в нижних горизонтах позволяет нам утверждать, что данная форма кремниевой кислоты, являясь потенциально растворимой, служит источником более подвижных и доступных форм SiO₂, которые легко могут вымываться из почвенного профиля нисходящим током воды или же использоваться сельскохозяйственными культурами, или стать резервом для неосинтеза глинных минералов. Подтверждением второго предположения является факт уменьшения содержания кислотнорастворимого SiO₂ в слое почвы 0-30 см, в котором в основном развивается корневая система рисового растения.

Закономерность распределения коллоидных форм кремниевой кислоты по почвенному профилю в условиях затопления согласуется с содержанием аморфной кремниевой кислоты и носит ярко выраженный элювиально-иллювиальный характер.

В почве рисового поля по сравнению с почвой богары происходит уменьшение содержания коллоидной кремниевой кислоты в слое почвы 0-30 см на 27,3%. Кроме того, происходит интенсивное ее накопление в нижележащих горизонтах. Максимум содержания коллоидного SiO₂ отмечается в

горизонтах А/В (45-55 см), Вк (75-85см) и В/С (110-120 см) почвы рисового поля и составляет 53,07, 47,25 и 56,91 мг на 100 г почвы соответственно.

Так как содержание гидросиликат-иона находится в тесной зависимости от величины рН, то следует отметить, что в верхних горизонтах изученных почв он отсутствует. Однако с увеличением щелочности почв с глубиной он появляется в незначительных количествах только в горизонте А1^{'''} почв богарного участка и в переходном А/В (д) горизонте почвы рисового поля. Наибольшим содержанием гидросиликат-иона характеризовалась почва богарного участка, причем содержание его составляло 1,51 мг в горизонте А/В 3,25 мг в горизонте Вк и 4,70 мг на 100 г почвы в горизонте В/С, что на 1,09, 0,30, 1,14 мг больше, чем при затоплении соответственно.

Данные по содержанию недиссоциированной (водорастворимой) кремниевой кислоты показывают, что в результате создания постоянного слоя воды при возделывании культуры затопляемого риса ее количество в слое 0-30 см сократилось почти в 2 раза по сравнению с почвой богарного участка. Вниз по профилю также наблюдается незначительное уменьшение ее содержания, что позволяет заключить, что обеднение верхних слоев почвы рисового поля водорастворимыми формами кремниевой кислоты является следствием не только интенсивного выноса их растениями риса, но и вымывания из почвенного профиля оросительной водой.

Итак, под влиянием затопления в почвах юга Украины произошли существенные изменения. Это, прежде всего, касается процессов передвижения, трансформации и аккумуляции аморфных и коллоидных форм соединений кремниевой кислоты, характеризующихся элювиально-иллювиальным типом распределения SiO₂ по почвенному профилю. В этих же условиях происходит значительное уменьшение потенциально-подвижной кремниевой кислоты, особенно в верхних слоях почвы. Отмечается также уменьшение в содержании гидросиликат-иона, существующего лишь при значениях рН выше 6,1. Возделывание бессменной культуры затопляемого риса способствовало

снижению содержания недиссоциированной (водорастворимой) кремниевой кислоты почти в два раза.

Динамика потенциально-подвижной (кислотно-растворимой) кремниевой кислоты в элювиально-глеевых почвах рисовых полей

Характеризуя динамику кислотно-растворимых форм SiO_2 , извлекаемых 0,1 н H_2SO_4 в свежееотобранных образцах почвы, следует отметить, что в 1984 году до затопления чека водой субслои почвы 0-10, 10-20 и 20-30 см четко дифференцированы по содержанию данной формы кремниевой кислоты. Максимальное ее количество обнаружено в верхнем слое 0-10 см. Среднее содержание кислотно-растворимой кремниевой кислоты для слоя почв 0-30 см всех контролируемых вариантов опыта колебалось от 42,31 до 44,50 мг на 100 г почвы. При этом существенных различий между вариантами не выявлено.

Всходовывзывающие поливы способствовали повышению содержания кислотно-растворимой кремниевой кислоты в почвах всех вариантов опыта по сравнению с их исходным содержанием. Кроме того, наблюдается некоторое накопление SiO_2 , составляющее 27,9-32,8%, в почве вариантов с внесением метасиликата натрия как в отдельности, так и совместно с навозом или в сочетании с железным купоросом. В вариантах с внесением шлама с навозом также происходит незначительное увеличение содержания потенциально-подвижной кремниевой кислоты, но не столь существенно, как в вышеуказанных вариантах.

В фазу кущения риса, когда почвы всех изучаемых вариантов характеризуются устойчивыми восстановительными условиями и повышением значений pH в сторону подщелачивания, содержание кислотно-растворимого SiO_2 резко снижается, составляя в среднем 18,36 мг на 100 г почвы в слое почвы 0-30 см контрольного варианта. В почвах остальных вариантов его содержание незначительно превышает контроль. Тем не менее в почве варианта с внесением шлама ЮГОК в сочетании с навозом содержание потенциально-

подвижной кремниевой кислоты высокое и составляет 25,02 мг на 100 г почвы в среднем для слоя 0-30 см.

В период выметывания метелок риса наблюдается некоторая тенденция к стабилизации содержания кислотнорастворимого SiO_2 . В этот период его содержание увеличивалось на контроле до 28,36 мг на 100 г почвы. Несколько меньшее количество (23,96 и 26,54 мг/100 г почвы) отмечается в вариантах с внесением навоза и шлама совместно с навозом. В остальных вариантах содержание кислотнорастворимой кремниевой кислоты выше, чем на контроле примерно на 15,8-29,9%; при этом наибольшее его содержание (34,11-36,85 мг на 100 г почвы) в слое почвы 0-30 см обнаружено в вариантах с внесением метасиликата натрия в сочетании с железным купоросом как с навозом так и без него.

Дальнейшее увеличение содержания SiO_2 , растворимого в 0,1 н H_2SO_4 вытяжке, происходит в период созревания зерна риса. Самым высоким его содержанием характеризовались почвы вариантов с внесением метасиликата в отдельности и в сочетании с навозом, достигающим 49,49 и 44,18 мг на 100 г почвы, что на 17,59 и 12,28 мг соответственно выше, чем в почве контрольного варианта. Содержание данной формы кремниевой кислоты в почве вариантов с внесением шлама ЮГОК, шлама с навозом, метасиликата в сочетании с железным купоросом без навоза и с навозом была также выше контрольного варианта на 6,22, 3,35, 9,63 и 9,22 мг на 100 г почвы соответственно.

В период после уборки урожая риса среднее количество потенциально подвижного SiO_2 колебалось в почвах всех вариантов опыта от 34,27 до 41,53 мг на 100 г почвы. Максимальное его накопление обнаруживается в почве варианта, где вносили метасиликат натрия совместно с навозом. Высокое содержание SiO_2 отмечается также в вариантах с внесением метасиликата в сочетании с железным купоросом и шлама совместно с навозом.

В 1985 году, еще перед затоплением чека водой, почвы всех контролируемых нами вариантов различались друг от друга по содержанию кислотнорастворимой кремниевой кислоты.

растворимой кремниевой кислоты в слое 0-30 см. Интересно отметить, что в этот период содержание SiO_2 в почвах мелиорируемых вариантов было значительно выше, чем в почве контрольного варианта. Так, например, в почвах вариантов с внесением навоза, шлама ЮГОК, метасиликата натрия и метасиликата натрия в сочетании с железным купоросом оно составило соответственно 69,61, 58,20, 73,50 и 70,75 мг, а в почве вариантов с внесением выше-названных мелиорантов совместно с навозом 73,04, 78,05 и 85,89 мг на фоне 44,21 мг на 100 г почвы в контрольном варианте.

После серии всходо-вызывающих поливов происходит увеличение количества потенциально-подвижной кремниевой кислоты в почвах всех вариантов опыта. Внесение кремнесодержащих мелиорантов способствовало повышению содержания SiO_2 на 15,1-43,9% по сравнению с контролем. Наибольшее содержание SiO_2 , в частности, было отмечено в почве с внесением метасиликата натрия.

Почва изучаемых вариантов в фазу кущения растений риса характеризовалась несколько пониженным содержанием SiO_2 по сравнению с фазой всходов. Однако, это было не существенно выражено, как в 1984 году. В этот период достаточно высокое (76,05-83,32 мг/100 г почвы) содержание кислотно-растворимого SiO_2 в слое почвы 0-30 см наблюдается в почве всех вариантов с внесением метасиликата натрия. Оно несколько ниже в вариантах с внесением шлама ЮГОК и шлама совместно с навозом. В дальнейшем (фаза выметывания) происходит постепенное снижение SiO_2 в слое почвы 0-30 см, при этом, все мелиорируемые варианты сохраняют свое преимущество относительно контроля, за исключением варианта, где вносили метасиликат в сочетании с железным купоросом и навозом.

К концу вегетации риса (фаза созревания) и в период после уборки урожая количество кислотно-растворимой кремниевой кислоты не претерпевает существенных изменений по вариантам опыта и все же остается высоким в почве мелиорируемых вариантов по сравнению с контролем.

Динамика недиссоциированной (водорастворимой) кремниевой кислоты в элювиально-глеевых почвах рисовых полей

Рис поглощает кремний в форме ортокремниевой кислоты H_2SiO_4 . Поэтому особенно важное значение приобретает знание о динамике накопления, трансформации и передвижения кремний в почве при выращивании культуры затопляемого риса. Особая значимость данных такого рода проявляется в случае необходимости пополнять созданный дефицит путем внесения разного вида кремнийсодержащих мелиорантов.

Результаты наших исследований показали, что в почвах рисовых полей содержание недиссоциированной кремниевой кислоты после периода затопления резко снижается. В частности, немелиорируемых почвах ее содержание уменьшилось в слое 0-10 см на 53%, в слое 10-20 см на 35 и в слое 20-30 см на 46%. Соответствующие показатели для мелиорированных почв составили (табл. 12.2):

- 1) в вариантах с внесением навоза: 48, 40 и 41%;
- 2) в вариантах с внесением шламов ЮГОК: 38, 45 и 45%;
- 3) в вариантах с внесением шламов с навозом: 29, 32 и 27%;
- 4) в вариантах с внесением метасиликата натрия: 29, 25 и 24%;
- 5) в вариантах с внесением метасиликата и навоза: 36, 27 и 16%;
- 6) в вариантах с внесением метасиликата и железного купороса: 36, 12 и 5%.
- 7) в вариантах с внесением метасиликата, железного купороса и навоза: 30, 18 и 0%.

Приведенный ряд цифр показывает различный эффект гидроморфного цикла превращений недиссоциированной кремниевой кислоты. В наиболее яркой форме он проявляется в немелиорируемых почвах. Внесение навоза не изменяет направленность реакций превращений. Наоборот, внесение шламов и метасиликата, как в чистом виде, так и в слое с навозом и железным купоросом, значительно стабилизирует содержание этой формы кремниевой кислоты. Очевидное представление об этом дает ряд цифр, характеризующий

относительное содержание недиссоциированной кремниевой кислоты в почве под рисом в осенний период, в год внесения шламов, метасиликата, навоза и железного купороса, по сравнению с немелиорируемыми почвами:

1) в вариантах с внесением навоза, соответственно по слоям 0-10, 10-20 и 20-30 см: 96, 110 и 81%;

2) в вариантах с внесением шламов: 138, 120 и 102%;

3) в вариантах с внесением шламов и навоза: 130, 126 и 107%;

4) в вариантах с внесением метасиликата: 146, 146 и 112%;

5) в вариантах с внесением метасиликата и навоза: 127, 136 и 115%;

6) в вариантах с внесением метасиликата и железного купороса: 155, 179 и 152%;

7) в вариантах с внесением метасиликата, железного купороса и навоза: 130, 153 и 144%.

Таблица 12.2

Динамика недиссоциированной кремниевой кислоты в элювиально-глеевых почвах под рисом, мг SiO₂ на 100 г почвы

Вариант	Слой почвы, см	Дата отбора образцов			
		05.V.84	08.X.84	05.V.85	08.X.85
1	2	3	4	5	6
Без мелиоранта (контроль)	0-10	4,72	2,20	2,18	2,21
	10-20	3,70	2,42	2,82	2,48
	20-30	5,27	2,86	2,32	3,45
	40-50	4,19	-	-	3,63
	50-60	3,20	-	-	1,66
	70-80	3,47	-	-	2,32
Навоз, 40 т/га	0-10	4,01	2,10	2,26	2,26
	10-20	4,49	2,65	2,75	2,26
	20-30	3,91	2,32	2,95	3,09
	40-50	3,71	-	-	3,09
	50-60	2,71	-	-	2,06
	70-80	2,86	-	-	2,84
Шлам ЮГОК, 5 т/га	0-10	4,92	3,04	2,59	3,30
	10-20	5,36	2,92	2,96	3,62
	20-30	5,37	2,93	3,19	4,56
	40-50	4,02	-	-	3,58
	50-60	3,09	-	-	2,43
	70-80	3,10	-	-	2,96

Продолжение табл. 12.2

1	2	3	4	5	6
Шлам ЮГОК, 5 т/га + навоз, 40 т/га	0-10	4,01	2,85	2,51	3,42
	10-20	4,49	3,04	2,75	3,95
	20-30	4,19	3,05	3,36	3,82
	40-50	3,71	-	-	4,26
	50-60	2,43	-	-	2,53
	70-80	2,75	-	-	3,92
Метасиликат натрия, 310 кг/га	0-10	4,49	3,21	2,49	3,52
	10-20	4,72	3,52	3,07	3,90
	20-30	4,19	3,19	3,09	4,60
	40-50	3,30	-	-	4,12
	50-60	2,23	-	-	2,43
	70-80	2,42	-	-	3,07
Метасиликат натрия, 310 кг/га + навоз, 40 т/га	0-10	4,39	2,80	2,66	3,62
	10-20	4,39	3,29	3,19	4,11
	20-30	3,91	3,30	3,19	4,12
	40-50	2,86	-	-	4,12
	50-60	2,23	-	-	2,43
	70-80	2,52	-	-	3,07
Метасиликат натрия, 310 кг/га + железный купорос, 360 кг/га	0-10	5,35	3,41	3,19	2,64
	10-20	4,93	4,34	3,52	3,90
	20-30	4,55	4,34	3,86	3,46
	40-50	3,71	-	-	3,39
	50-60	2,81	-	-	2,16
	70-80	3,29	-	-	2,70
Метасиликат натрия, 310 кг/га + железный купорос, 360 кг/га + навоз, 40 т/га	0-10	4,11	2,86	3,00	2,26
	10-20	4,49	3,70	3,19	2,75
	20-30	4,15	4,12	3,20	3,30
	40-50	3,39			2,81
	50-60	2,43			2,30
	70-80	3,00			2,96

Таким образом, все мелиорирующие добавки, кроме навоза, повышают содержание недиссоциированной кремниевой кислоты в слое 0-10 см на 27-55%; в слое 10-20 см – на 10-79%, включая вариант с внесением навоза; в слое 20-30 см – на 2-52%. При этом, максимальное количество ее обнаруживается в почвах с внесением метасиликата с железным купоросом. Добавка к ним навоза обуславливает снижение содержания недиссоциированной кремниевой кислоты по соответствующим слоям на 25%, 26% и 8%, вероятно в силу связывания и образования органо-кремниевых комплексов.

За осенне-зимний период, вероятно, не происходит значимых изменений в режиме почв, а содержание недиссоциированной кремниевой кислоты в почвах всех вариантов опыта в целом несколько не отличается от установленного ее содержания осенью 1984 г. Количество SiO_2 растворенного в воде в среднем для слоя почвы 0-30 см превышало контроль на 8,6% в варианте с внесением навоза, на 19,3 и 17,6% в вариантах с внесением шлама и шлама совместно с навозом, на 18,0 и 23,4% в почве вариантов с внесением метасиликата натрия и метасиликата в сочетании с навозом и на 44,3 и 28,3% в вариантах с внесением метасиликата и железного купороса как без внесения навоза, так и совместно с навозом.

В конце первого года после действия метасиликата (осенью 1985) по содержанию водорастворимого кремния почвы вариантов с внесением шлама и шлама совместно с навозом превышают контроль на 1,11 и 1,02 мг на 100 г почвы или на 40,9 и 37,6% в слое почвы 0-30 см. Варианты, где был внесен метасиликат натрия как в отдельности, так и в сочетании с навозом отмечено также высокое содержание водорастворимого SiO_2 , превышающее контроль на 47,6 и 45,7%.

В более нижних слоях почвы (40-80 см) содержание водорастворимой кремниевой кислоты в разной мере (от 2,3 до 37,3%) превышало контроль во всех мелиорируемых вариантах. Особенно отчетливо это проявлялось в вариантах опыта с внесением в почву шлама, шлама совместно с навозом, метасиликата натрия и метасиликата в сочетании с навозом.

Динамика аморфной кремниевой кислоты в элювиально-глеевых почвах рисовых полей.

Определение содержания аморфной кремниевой кислоты в почвах всех изучаемых вариантов опыта были приурочены: к периоду перед внесением мелиорантов (май 1984 г.); к фазе выметывания (господство в почве восстановительных условий) риса как в год внесения мелиорантов, так и в год их последствий; к периоду посева риса (май 1985 г.) и к концу эксперимента

(октябрь 1985 г.). Наблюдения велись в основном по слоям почвы 0-10, 10-20, 20-30, 40-50, 50-60 и 70-80 см, однако промежуточные определения (в фазу выметывания) проводились лишь в верхних (0-10, 10-20 и 20-30 см) слоях (табл. 12.3).

Как видно из таблицы перед внесением мелиорантов содержание аморфной кремнекислоты в слое почвы 0-30 см контрольного варианта колебалось от 32,78 до 32,93 мг на 100 г почвы с постепенным увеличением ее количества с глубиной. Остальные варианты по содержанию аморфного существенно не отличались от контрольного.

Таблица 12.3

Динамика аморфной кремниевой кислоты в элювиально-глеевых почвах под рисом, мг на SiO₂ на 100 г почвы

Вариант	Слой почвы, см	Дата отбора образцов				
		05.V.84	17.VIII.84	05.V.85	17.VIII.85	08.X.85
1	2	3	4	5	6	7
Без мелиоранта (контроль)	0-10	32,78	41,71	39,43	56,70	38,61
	10-20	32,78	42,34	38,82	54,56	45,70
	20-30	32,93	46,72	40,90	55,53	52,02
	40-50	33,35	-	44,86	-	43,97
	50-60	43,83	-	48,54	-	50,93
	70-80	34,91	-	50,35	-	48,17
Навоз, 40 т/га	0-10	32,36	40,26	38,49	55,71	47,40
	10-20	32,37	42,72	39,77	58,11	41,54
	20-30	29,91	40,26	37,42	57,21	53,41
	40-50	36,87	-	36,32	-	47,52
	50-60	33,34	-	34,71	-	52,71
	70-80	40,48	-	40,33	-	42,24
Шлам ЮГОК, 5 т/га	0-10	30,72	54,56	39,43	73,15	59,25
	10-20	32,45	64,64	47,90	67,05	47,46
	20-30	33,36	59,67	53,85	61,97	59,28
	40-50	32,85	-	54,49	-	44,79
	50-60	36,86	-	53,39	-	51,06
	70-80	32,91	-	51,78	-	61,74
Шлам ЮГОК, 5 т/га + навоз, 40 т/га	0-10	31,46	51,46	45,23	61,71	54,46
	10-20	34,33	77,87	53,99	64,02	41,47
	20-30	31,63	56,23	50,20	58,74	55,87
	40-50	36,87	-	51,00	-	53,53
	50-60	35,92	-	53,39	-	52,84
	70-80	33,85	-	54,17	-	56,28

1	2	3	4	5	6	7
Метасиликат натрия, 310 кг/га	0-10	31,67	43,92	45,77	49,04	45,49
	10-20	32,90	42,41	34,90	65,66	42,22
	20-30	35,00	42,23	36,14	62,43	52,86
	40-50	36,54	-	34,99	-	43,42
	50-60	38,83	-	38,91	-	52,84
	70-80	34,34	-	42,93	-	40,93
Метасиликат натрия, 310 кг/га + навоз, 40 т/га	0-10	31,13	44,73	36,26	58,59	33,26
	10-20	29,17	40,46	44,75	61,71	42,09
	20-30	29,25	47,54	51,23	61,88	52,87
	40-50	30,72	-	48,46	-	44,92
	50-60	34,98	-	44,84	-	48,74
	70-80	32,46	-	58,73	-	42,11
Метасиликат натрия, 310 кг/га+ железный купорос, 360 кг/га	0-10	32,44	40,45	29,83	58,57	34,90
	10-20	31,60	42,29	40,08	64,98	53,94
	20-30	32,02	40,57	38,11	54,22	49,18
	40-50	34,41	-	38,39	-	41,38
	50-60	30,14	-	46,04	-	52,16
	70-80	32,43	-	51,92	-	51,65
Метасиликат натрия, 310 кг/га + железный купорос, 360 кг/га + навоз, 40 т/га	0-10	28,52	43,31	42,08	64,98	38,82
	10-20	31,46	43,92	50,21	64,98	42,91
	20-30	33,49	40,03	45,76	72,70	58,87
	40-50	38,64	-	43,97	-	47,52
	50-60	38,63	-	45,74	-	55,88
	70-80	35,97	-	39,71	-	48,65

В фазу выметывания, когда почва находилась под слоем воды, содержание аморфной кремниевой кислоты в слое почвы 0-30 см контрольного варианта возросло до 41,71-46,72 мг на 100 г почвы. К этому же периоду из всех исследуемых нами кремнийсодержащих мелиорантов только шлам ЮГОК, внесенный как в отдельности, так и в сочетании с навозом, обуславливает значительное увеличение содержания аморфной кремнекислоты. При этом количество ее в вариантах опыта с внесением в почву шлама было выше контроля на 38,8%, 52,7% и 27,7%, соответственно в слоях почвы 0-10, 10-20 и 20-30 см, а в варианте с внесением шлама совместно с навозом на 23,4%, 83,9% и 20,4%.

Весной 1985 года, перед посевом риса, содержание аморфного SiO_2 в слое почвы 0-30 см контрольного варианта колебалось от 38,82 до 40,90 мг на 100 г почвы. В почве варианта с внесением шлама ЮГОК ее содержание пре-

высило контроль на 23,4% в слое 10-20 и на 31,7% в слое 20-30, а в варианте с совместным внесением шлама и навоза на 14,7%, 39,1% и 22,7% в слоях 0-10, 10-20 и 20-30 см соответственно. Некоторое увеличение (на 11,0% и 15,9%) содержания аморфной кремниевой кислоты отмечается в слое почвы 0-30 см вариантов с внесением метасиликата натрия совместно с навозом и метасиликата в сочетании с железным купоросом и навозом. В почвах остальных вариантов существенных отклонений от контрольного не обнаружено.

В более глубоких слоях (40-50, 50-60, 70-80 см) почв в вариантах опыта с внесением шлама и шлама совместно с навозом наблюдается незначительное накопление аморфного SiO_2 , составляющее по отношению к контролю 10,3-11,1% в среднем для слоя почвы 40-80 см.

В 1985 году, в период выметывания метелок растений риса, как и в предыдущий год, отмечается увеличение содержания аморфной кремниевой кислоты в почвах всех вариантов опыта по сравнению с исходным (до затопления) содержанием. Следует обратить внимание на тот факт, что уже в этот период почвы всех мелиорируемых вариантов опыта в разной степени (от 2,5% до 21,2%) по содержанию аморфного SiO_2 в слое почвы 0-30 см превышают контроль. При этом наибольшее его содержание (67,39 мг на 100 г почвы) отмечено в почве варианта с внесением шлама ЮГОК.

К периоду после уборки урожая риса количество аморфной кремниевой кислоты в почвах всех вариантов уменьшается. Однако содержащие ее в почве вариантов с внесением шлама ЮГОК как в отдельности, так и в сочетании с навозом продолжает оставаться достаточно высоким, превышая контроль, соответственно на 21,8% и 11,4% в среднем для слоя почвы 0-30 см. Незначительное увеличение аморфного SiO_2 наблюдается и в более нижних слоях почв.

Таким образом, в почвах рисовых полей сухостепной подзоны Северного Причерноморья Украины процессы передвижения, трансформации и аккумуляции аморфных и коллоидных форм кремниевых соединений носят ярко выраженный элювиально-иллювиальный характер. Отмечается существ-

венное уменьшение содержания потенциально-подвижных, недиссоциированных и гидросиликатных форм кремниевой кислоты.

Согласно полученным данным при разовом внесении кремнийсодержащих шламов и метасиликата натрия наблюдается тенденция увеличения содержания подвижных форм кремниевой кислоты. Внесение метасиликата натрия способствовало повышению содержания потенциально-подвижной кремниевой кислоты на 27-32% в год внесения и на 15-40% в первый год последствия. Содержание мономолекулярной кремниевой кислоты $\text{Si}(\text{OH})_4$ увеличивалось в мелиорируемых почвах на 18,8-61,8%, а аморфных форм соединений – на 28-53%, при этом влияние внесенного метасиликата натрия на количество аморфной кремниевой кислоты в почве рисового поля практически не проявлялось.

Контрольные вопросы:

1. В чем состоит сущность понятия «состояние форм соединений железа как отражение устойчивости ферраллитных почв тропиков»?
2. Каковы критерии устойчивости форм соединений железа в ферраллитных почвах к антропогенным воздействиям?
3. Каковы критерии деградации форм соединений железа в ферраллитных почвах тропической зоны?
4. В чем состоит сущность биогеохимии несиликатных соединений в условиях интенсивного землепользования в сухой подзоне Причерноморья?

Лекция 13

Кинетика и статика сорбции фосфатов как отражение устойчивости и деградации ферраллитных почв тропиков

К настоящему времени, благодаря экспериментально-теоретическим работам российских и зарубежных исследователей, установлено, что процессы сорбции фосфатов в почвах имеют сложный характер. Известно, что взаимо-

действие фосфатов с почвой не происходит мгновенно; сорбционное равновесие устанавливается с различной скоростью в зависимости от рН, формы и концентраций вносимого фосфата, состава почвы, соотношения почва:раствор, температурных условий. Кинетика сорбции, изучающая это явление в зависимости от времени сорбционного процесса, определяется многими физическими и химическими факторами. Принято различать диффузионную и химическую кинетику сорбции.

Диффузионная кинетика сорбции связывает процесс поглощения с временем диффузии сорбируемых частиц к местам сорбции. При этом различают: а) внешнедиффузионную кинетику, когда лимитирующей стадией процесса является процесс внешней диффузии из раствора к частицам сорбента, и б) внутридиффузную кинетику, обусловленную процессами диффузии сорбируемых частиц внутрь зерен сорбента.

Химическая кинетика сорбции предполагает зависимость времени сорбции от природы чисто химических процессов взаимодействия сорбируемых частиц с сорбентом, без учета времени диффузии.

В специальной литературе подробно рассматриваются обе указанные формы проявления кинетики сорбции. Не ставя перед собой задачи детального изучения процессов сорбции фосфатов ферраллитными почвами Гвинеи, мы не даем здесь и обзора литературы, посвященной кинетике сорбции фосфатов почвами, а лишь отметим, что имеющиеся в этой области исследования, позволяют предполагать, что в почвах осуществляются соизмеримые по скорости стадии химической и диффузной кинетики сорбции фосфатов.

Следует также отметить некоторые общие особенности сорбционных процессов фосфатов в ферраллитных почвах. К ним прежде всего необходимо отнести значительную базоидность данных почв, что предопределяет высокую их сорбцию в отношении фосфат-ионов. Так, по данным Шишова Л.Л. (1976), для кислых красных ферраллитных почв Кубы сорбция достигала 800 мг на 100 г почвы; для желтых кварцево-аллитных – до 400 мг/100 г почвы.

Величина сорбции в прочность сорбированных фосфатов зависит от состава и свойств почвы: форм соединений железа и особенно содержания аморфных его форм; количества органического вещества (гумуса); минералогического состава и реакции. Высокое содержание аморфных и слабокристаллизованных полутораоксидов способствует более активной сорбции фосфат-ионов. В отношении органического вещества нет однозначного мнения. На почвах с высокой степенью ферраллитизации органическое вещество снижает сорбцию фосфатов, что связано с покрытием защитной пленкой органического вещества активных поверхностей базидов полутораоксидов. В то же время отмечается, что почвы слабо ферраллитизированные увеличивают свою сорбционную способность к фосфат-ионам с повышением их гумусированности (Сойба Д., 1987).

Изучение кинетики сорбции фосфатов нами проводилось по методике, разработанной Фокиным А.Д. (1964). В колонку подавался раствор меченого фосфата $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$ с концентрацией 2,0 мг P_2O_5 в литре. Подобная концентрация имеет такой же порядок и в почвенных растворах. Активность фосфата в слое почвы возрастала пропорционально сорбции. Величина сорбции выражалась в мг P_2O_5 на массу почвы.

При анализе кинетических сорбционных кривых для 3 почв приморской равнины выявлена следующая общая особенность: в верхних горизонтах в выбранном диапазоне времени взаимодействия (200-240 минут) не достигается истинное сорбционное равновесие.

При этом существует следующая тенденция и закономерности: чем выше сорбционная способность почвы по отношению к фосфатам, тем дальше система от равновесного состояния. Об этом свидетельствует крутизна наклона кривой сорбции для верхних горизонтов на заключительной стадии эксперимента: более наклонный ход кривой имеет верхний горизонт красно-желтой ферраллитной лессивированной легкосуглинистой почвы, который и выделяется максимальными показателями сорбции.

Во всех почвах наибольшую сорбционную способность имеют верхние горизонты и по мере углубления по профилю количественные показатели сорбции фосфатов снижаются.

Исследуемые почва имеют и различия в кинетике сорбционных процессов.

В красной и красно-жёлтой ферраллитных лессивированных (разр. К-1, К-3) почвах кривые сорбции идут в начале эксперимента резко вверх и затем плавной линией без ступенчатых переходов выходят почти на плато, что свидетельствует об одном типе сорбции на этом отрезке кривой. Наибольшая интенсивность сорбции фосфатов (по количеству поглощенных фосфат-ионов) наблюдается в красно-желтой почве (разр. К-3). Поглощение фосфат-ионов имеет плавный характер во всех горизонтах, но интенсивность сорбции резко снижается по профилю.

В красном ферраллитной почве (разр. К-1) кривая сорбции в начале имеет резкий подъем, а затем стабилизируется постепенно. Вид кривых для отдельных горизонтов профиля для этой почвы почти одинаковый.

Различия в интенсивности сорбции фосфатов между этими двумя почвами можно объяснить тем, что в красно-желтых ферраллитных почвах (разр. К-3) меньшая степень ферраллитизации и большее содержание гумуса. Гумусовые вещества и их железо- и алюмоорганические производные способны активно связывать и удерживать фосфат-ионы в почве, особенно в гор.А.

Для красно-желтой ферраллитной типичной среднесуглинистой почвы наблюдается ступенчатая форма кривых поглощения. Можно полагать, что в процессе опыта под действием вносимых растворов фосфатов возрастает сорбционная способность этих почв в связи с возможным разрушением устойчивых микроагрегатных элементов и мелких конкреций (разр. К-2). В ряде работ указывается, что конкреционные формы сегрегации железа и марганца обладают высокой способностью к поглощению фосфат-ионов и их прочному закреплению.

В ферраллитных почвах, как отмечалось выше, важнейшим компонентом, их состава, выступающим активным сорбентом фосфат-ионов, являются несиликатные формы соединений железа и алюминия. Сопоставление данных по поглощению фосфат-ионов с данными по содержанию и распределению по профилю почв несиликатного железа позволяет отметить следующее.

В красной ферраллитной слаболессивированной почве (разр. К-1) поглощение фосфат-ионов связано с содержанием аморфных форм соединений железа, о чем свидетельствует уменьшение интенсивности сорбции при снижении количества аморфного железа и увеличении сильно окристаллизованных его форм.

В красно-желтой ферраллитной типичной почве (разрез К-2) также отчетливо прослеживается общая закономерность увеличения поглощения фосфат-ионов в зависимости от распределения валового железа по профилю. Наблюдается также и тесная связь поглощения фосфат-ионов с содержанием несиликатных форм соединений железа.

В красно-желтой ферраллитной гумусовой лессивированной почве (разр.К-3) отчетливо выражена корреляция между количеством общего железа и аморфных его форм соединений и интенсивностью поглощения фосфат-ионов: при снижении количества общего и аморфного железа по профилю наблюдается заметное уменьшение поглощения фосфат-ионов.

Статистика сорбции фосфатов ферраллитными почвами Гвинеи изучалась по методике, описанной ниже.

Экспериментальные изотермы получали обработкой почвы растворами фосфата калия с концентрациями 0,05м, 0,1м, 0,25м, 0,5м, 0,75м и 1м меченого по фосфору (^{32}P).

Соотношение почва: раствор = 1:5. Почва с раствором оставлялась на 3 суток при ежедневном встряхивании на ротаторе.

Равновесные концентрации фосфора в растворе рассчитывали по формуле:

$$C_p = C_0 (A/A_0) \text{ (мг/мл),}$$

где A_0 – исходная активность раствора KH_2PO_4 , мг/мл;
 A – равновесная активность раствора KH_2PO_4 , мг/мл;
 C_0 – исходная концентрация раствора KH_2PO_4 , мг/мл;
 C_p – равновесная концентрация раствора KH_2PO_4 , мг/мл.

Равновесные концентрации фосфора в почве рассчитывали по формуле:

$$S_p = \frac{V}{m}(C_0 - C_p) \text{ (мг P / 1 г почвы),}$$

где V – объем раствора KH_2PO_4 , (5 мл);
 m – масса почвы, 1 г;
 S_p – равновесные концентрации KH_2PO_4 (мг P / г).

Опыт проводился в трехкратной повторности.

Исследование степени сорбции фосфатов в интервале исходных концентраций от 0,05 м до 1 м раствора KH_2PO_4 показало, что коэффициенты распределения фосфора в системе почва-раствор изменяются от 0,68 до 3,47. Это согласуется с данными, полученными при изучении сорбции фосфат-ионов красными ферраллитными почвами, для которых K_r составил около 2,0.

В исследованном интервале концентрация фосфора полученные выпуклые изотермы, что указывает на благоприятные условия сорбции фосфора изучаемыми почвами.

Применение графико-математического способа разложения изотерм сорбции показало возможность использования уравнения Фрейндлиха для определения межфазного распределения фосфора. При этом коэффициент K изменяется в пределах от 0,6 до 4,68, а коэффициент m от 0,5 до 0,83, что хорошо совпадает с имеющимися литературными данными (Карпухин А.И., Гасанов А.М., 1975).

Максимальная емкость сорбции фосфатов исследуемыми почвами изменяется от 18,7 мг/г до 63,5 мг/г. При этом S_{max} , как правило, выше в верхних горизонтах (A_1 и $A_{\text{пах}}$) по сравнению с почвообразующей породой.

В наибольшей степени сорбционная способность почв по отношению к фосфат-ионам коррелирует с содержанием ила и аморфных и слабокристаллизованных форм железа. Во всех почвах аморфные соединения железа в наибольшем количестве содержатся в верхних горизонтах. Однако, количество сорбируемых фосфатов почвы этих горизонтов не пропорционально содержанию в них аморфного железа. По-видимому, блокирование активных сорбционных мест гумусовыми веществами с образованием при этом железогумусовых соединений существенно снижает сорбционную способность аморфных форм железа по отношению к фосфат-ионам.

Результаты исследований сорбционной способности показывают, что ферраллитные почвы влажных тропиков характеризуются высокой способностью к поглощению фосфат-ионов. Наибольшая сорбция свойственна почвам и горизонтам с повышенным содержанием аморфных форм соединений железа.

Контрольные вопросы:

1. Каковы общие особенности сорбционных процессов фосфатов в ферраллитных почвах?
2. От каких факторов зависит величина сорбции и прочность сорбированных фосфатов в ферраллитных почвах?
3. Можно ли величину сорбции и прочность сорбированных фосфатов использовать в качестве критериев устойчивости почв к деградации?
4. Каковы тенденция и закономерности сорбционной способности ферраллитных почв по отношению к фосфатам?

РАЗДЕЛ 5

УСТОЙЧИВОСТЬ И ИЗМЕНЧИВОСТЬ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА, ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ И ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОЧВ ПРИ ЕСТЕСТВЕННЫХ И АНТРОПОГЕННЫХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ

Лекция 14

Деградация субстантивной части почв

Первостепенная роль в устойчивости почв от деградации принадлежит, наряду с органическим веществом и гумусом, илистой фракции. Поэтому мониторинг стабильности или динамики (статики и кинетики) илистой фракции является первостепенной задачей в проблеме выработки текущих и перспективных прогнозов о «судьбе» почв рисовых полей.

Анализ опубликованных в печати материалов по преобразованию вещественного (минералогического) состава почв в результате возделывания затопляемой культуры риса позволяет констатировать неоднозначность направления его трансформации.

Исследование преобразования илистой фракции почв под культурой риса методами рентгендифрактометрического и термогравиметрического анализа позволило получить фактические материалы по масштабам и направленности ее трансформации.

Исходя из количеств тонкодисперсных фракций, выделенных по методу Горбунова Н.И., можно сказать, что по профилям всех исследованных почв илистая фракция распределена по элювиально-иллювиальному типу с максимумом в горизонте В₁. Однако в «рисовых» почвах в этом горизонте ее со-

держание выше, чем в целинных (47-49% против 34-37%). Разрушение микроагрегатов в результате «растворения» при оглеении оксидного и органического клеев (Зайдельман Ф.Р., 1992) подтверждается также данными гранулометрического анализа по Качинскому Н.А.

Фракция менее 1 мкм, выделенная из всех исследованных почв, характеризуется однотипным составом индивидуальных глинистых минералов и смешанослойных образований. Рентгеновские дифракционные спектры позволяют идентифицировать наличие ди- и триоктаэдрических гидрослюд, смектитового компонента, каолинита и хлорита, которым сопутствуют аморфные соединения и тонко дисперсный кварц (Ларешин В.Г., Журавлев А.Е., Чижикова Н.П., 1997).

Тонкодисперсный кварц, представленный в составе илистых фракций всех исследованных почв в качестве примеси к основной массе глинистых минералов, достаточно надежно диагностируется по рефлексам при 4.26 и 3.33 Å. Последний совпадает с d_{003} гидрослюды при 3.34 Å.

Величины интенсивностей рефлексов, их соотношения и корреляции между некоторыми физико-химическими показателями в почвах рисовых полей Прикаспия представлены в табл.14.1.

Судя по коэффициенту корреляции между содержанием магния и железа ($r=-0.65$), в рисовниках на корнях солонца железо частично замещает магний в октаэдрических позициях (табл.14.2).

В остальных почвах обратной корреляции между этими элементами не наблюдается. Хотя, вероятнее всего, поглощаемое железо размещается в октаэдрической сетке 2:1 минералов, а отсутствие обратной корреляции между содержанием магния и железа в решетке объясняется межпакетной фиксацией замещаемого магния, что подтверждается увеличением содержания последнего в составе обменных катионов. Не исключено также, что часть железа заполняет вакантные позиции октаэдрической сетки.

Таблица 14.1

Соотношение интенсивностей рефлексов d_{001} (Å) основных глинистых минералов и рефлекса 4.4 Å (степень текстурной упорядоченности)

Горизонт	Глубина, см	d_{001}/d_{002} гидрослюд	14.0/4.4	10.0/4.4	7.15/4.4	
«Рисовая» глееватая почва на корнях солонца (разрез RII-2/l)						
A _{пах} , g	0-24	2,7	3,0	6,3	2,7	1,5
B ₂	31-41	2,9	6,8	9,8	7,7	2,6
«Рисовая» глееватая почва на корнях светлокаштановой почвы (разрез RII2/1)						
A _{пах} , g	0-20	2,9	9,2	19,4	10,2	4,6
AB	20-32	2,1	7,1	10,9	8,6	2,8
B ₁ , ca	32-53	3,5	2,9	12,6	6,0	2,1
BC, ca	155-165	2,0	9,7	12,4	10,9	3,7
«Рисовая» глеевая (разрез RII-12.4)						
A _{пах} , g	0-21	1,9	6,9	8,3	7,4	2,7
B _{ca} , g	21-40	2,3	6,9	8,7	7,2	3,3
B _{cs} , g	40-57	2,6	8,3	12,0	10,5	4,0
BC _{cs} , g	57-76	3,1	8,8	12,8	6,6	2,7
BC _{cs} , g	76-88	4,1	3,0	10,6	5,6	1,5
Светло- каштановая среднесолонцеватая солончаковатая почва (разрез SV-1985)						
A ₁ A ₂	0-15	3,4	1,6	9,8	4,0	2,1
B ₁	10-20	3,1	2,3	5,5	2,3	1,4
B ₁	20-30	4,6	5,5	18,4	7,6	2,2
B ₁	30-40	4,2	6,2	7,8	4,4	1,6
D, cs	120-130	3,2	3,2	11,6	4,4	0,9
Солонец светло-каштановый солончаковатый (разрез SV-1885)						
A ₁ A ₂	6-14	4,2	2,4	6,9	2,9	1,4
B _{1t}	22-30	4,3	3,2	12,2	5,4	2,1
B ₂	30-40	3,1	1,9	5,6	2,6	1,0

Таблица 14.2

Коэффициенты корреляции между некоторыми физико-химическими показателями илстой фракции почв рисовников и их природных аналогов

1 7.15Å	1 4.74 Å	Разрез PII-2/1	Разрез RII-2/2	Разрез RII-12.4	Разрез SV-1985	Разрез SV-1885	Все почвы
		-	-0,99	-0,04	0,02	0,71	0,081
K ₂ O	Содержание	0,75	-0,01	-0,94	0,85	0,64	0,57
K ₂ O	pH	-0,93	-0,14	-0,97	-0,97	-0,58	0,01
K ₂ O	Fe ₂ O ₃	-0,73	0,85	-1,00	0,83	-0,85	0,51
Fe ₂ O ₃	MgO	-0,65	0,82	0,69	0,70	0,47	0,56
Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	-0,48	0,90	0,21	0,92	0,95	0,68
Fe ₂ O ₃	SiO ₂	-0,46	0,59	-0,53	0,83	-0,67	0,32
Al ₂ O ₃	MgO	-0,35	0,62	0,85	0,51	0,60	0,46
Al ₂ O ₃	SiO ₂	-	0,31	0,72	0,98	-0,63	0,61
MgO	SiO ₂	-0,38	0,94	0,25	0,39	-0,87	0,16

Алюминий октаэдров не участвует в описываемом процессе, обратной его корреляции с железом не установлено.

Содержание оксида магния в илистой фракции исследованных почв довольно высокое (4,07-5,60%) и при возделывании риса существенно не изменяется, по крайней мере, за исследованный отрезок времени. Существенной связи содержания магния с содержанием других элементов кристаллической решетки не обнаружено по вышеуказанным причинам.

Мониторинг не выявляет различий между почвами рисовников и их природными аналогами по содержанию в их илистой фракции оксида алюминия и кремнезема. Соотношение алюминия и магния в тонкодисперсных фракциях обуславливается комплексом факторов, главными из которых являются изоморфизм в октаэдрической сетке и различное участие в заполнении межпакетного пространства. Это определяет невысокую корреляционную связь между этими элементами и сложность интерпретации полученных данных. Содержание кремнезема и оксида алюминия связаны прямой корреляцией по всем почвам ($r = 0.61$), из чего следует, что существенных изменений в изоморфном замещении кремния алюминием в тетраэдрах не происходит. Сколько-нибудь существенной связи кремнезема с другими элементами не обнаружено.

Таким образом, фактические материалы исследований свидетельствуют, что почвы рисовников отличаются от своих целинных аналогов следующими илисто-минералогическими показателями:

1. Пахотные горизонты почв рисовников содержат большее количество тонкодисперсного вещества, чем верхние горизонты их естественных аналогов.
2. Для почв рисовников дифференциация фракции менее 1 мкм по профилю не однозначна, но в целом превосходит природные аналоги, особенно в рисовниках на корнях светло-каштановой почвы.
3. Минералогический состав фракции менее 1 мкм и характер распределения основных компонентов по профилю также отличен в почвах рисовников:

а) отмечается более высокое содержание смектитового компонента в иле пахотных горизонтов, количество которого одинаково во всех трех исследованных профилях почв;

б) максимальная интенсивность рефлексов характерна для пахотных горизонтов почв рисовников;

в) глеевая почва рисовника отличается наибольшим количеством в иле тонкодисперсного кварца, уступая по этому показателю лишь горизонту A[A₂ солонца светло-каштанового (разрез SV-1885). Одновременно здесь также отмечается наибольший процент каолинита по сравнению как с природными аналогами, так и с пахотными горизонтами ранее охарактеризованных почв рисовников.

Термографический анализ позволил определить потери массы от разложения активной и инертной составляющих органического вещества в почве и в составе илистой фракции (табл. 14.3 и 14.4).

Таким образом, на основании проведенных исследований установлено, что минералогический состав фракций менее 1 мкм почв рисовых полей Калмыцко-Астраханской рисовой оросительной системы и их природные аналоги - светло-каштановой почвы и солонцы – представлен сложной ассоциацией глинистых минералов, среди которых доминируют три- и диоктаэдрические гидрослюды и неупорядоченные смешаннослойные слюдо-смектитовые образования с низким содержанием смектитовых пакетов (<50%), а также каолинитом и хлоритом, которым сопутствуют аморфные соединения и тонкодисперсный кварц.

Гомогенизированная почвенная масса рисовников подвержена наибольшей трансформации в глеевой почве на корнях солонца (разрез RII-12.4), в илистом веществе которой отмечаются самые высокие показатели по содержанию кварца и каолинита. В данном случае, вероятно, произошло активное разрушение и вынос слоистых силикатов, и остаточное накопление тонкодисперсного кварца, фиксируемые как процесс осолодения почвенной массы. По распределению смектитовой фазы в верхней части профиля можно предположить передвижение тонкодисперсного вещества из пахотных горизонтов с формированием иллювиальных по смектиту горизонтов.

Данные термографического анализа почв солонцового комплекса целинной степи раннехвалынской террасы и почв рисовников Северного Прикаспия (навеска 400 мг)

Горизонт или слой почвы	Глубина взятия образца, см	Общая потеря массы				Потеря массы в интервале температур в градусах Цельсия, в % от навески почвы			
		мг	% от навески	20-220	220-400	400-460	460-670	670-770	770-1000
Светло-каштановая среднесолонцоватая солончаковатая (разрез SV-1985)									
A1A2	0-15	34,0	8,5	3,1	2,4	0,9	1,6	0,3	0,3
B1	10-20	27,1	6,8	2,5	2,0	0,6	1,3	0,1	0,2
B1	20-30	32,3	8,0	3,6	1,6	0,8	1,7	0,1	0,3
B1	30-40	28,5	7,0	3,2	1,3	0,9	1,4	0,2	0,2
Dcs	120-130	31,0	7,8	2,2	0,7	0,6	2,3	1,9	0,1
Солонец светло-каштановый солончаковатый глубоко-карбонатный глубоко-гипсовый среднестолбчатый остаточно-натриевый сульфатно-хлоридный (разрез SV-1885)									
A1A2	0-6	30,5	9,6	-	-	-	-	-	-
A1A2	6-14	31,3	7,8	3,3	1,8	0,8	1,6	0,2	0,3
B1	22-20	38,2	9,5	4,6	1,6	0,9	2,0	0,3	0,3
B2	30-40	33,0	8,3	3,7	1,7	0,8	1,6	0,2	0,3
Глееватые почвы рисовников на корнях солонца (разрез RII-2/1)									
Aпax,g	0-24	41,5	10,5	4,:	1,6	0,8	2,8	0,3	0,4
Blt,cs	24-31	44,0	11,0	7,8	1,4	1,0	2,8	0,8	0,5
B2	31-41	52,0	13,0	4,0	1,0	0,8	4,5	2,4	0,4
Глееватые почвы рисовников на корнях светло-каштановой почвы (разрез RII-2/2)									
Aпax,g	0-20	28,2	7,0	2,9	1,6	1,0	1,3	0,2	0,2
AB	20-32	39,5	9,9	3,9	1,5	0,5	2,6	1,0	0,4
B1Ca	32-53	47,0	11,8	5,0	1,3	1,0	3,1	1,1	0,25
BCca	155-165	52,2	13,0	3,3	0,5	0,6	1,8	6,9	0,1
Глеевые почвы рисовников на корнях солонца (разрез RII-12.4)									
Aпax,G	0-21	38,8	9,8	2,8	0,9	0,6	3,4	1,8	0,3
nca,g	21-40	40,0	10,0	3,3	1,0	0,5	3,3	1,6	0,4
IIIcs, g	40-57	40,2	10,0	3,9	0,6	0,8	2,8	1,5	0,6
IYCSG	57-76	40,0	10,0	1,7	0,8	0,8	2,3	1,5	0,5
V, G	78-88	42,5	10,8	5,1	0,6	1,1	2,4	1,0	0,4
VI, G	88-124	27,0	6,6	2,1	0,5	0,5	1,6	1,6	0,4

**Данные термографического анализа фракции менее 1 мкм, выделенной из почв солонцового комплекса целинной степи
раннехвалынской террасы и почв рисовников Северного Прикаспия (навеска 300 мг)**

Горизонт или слой почвы	Глубина взятия образца, см	Общая потеря массы		Потеря массы в интервале температур в градусах Цельсия, в % от навески почвы				
		Мг	% от навески	20-220	220-320	320-440	440-670	610-1000
Глееватые почвы рисовников на корнях солонца (разрез РП-2/1)								
Anax,g	0-24	45,0	15,2	7,7	1,5	2,5	3,0	0,5
Blt,cs	24-31	46,5	15,5	8,0	1,3	1,7	3,5	1,0
B2	31-41	42,0	14,0	6,7	1,3	1,7	3,7	0,7
Глееватые почвы рисовников на корнях светло-каштановой почвы (разрез РП-2/2)								
Anax,g	0-20	55,0	18,3	8,5	2,7	1,8	4,3	1,0
AB	20-32	56,0	18,7	10,3	1,7	1,7	4,0	1,0
B,Ca	32-53	46,7	15,6	8,0	1,7	1,3	4,0	0,6
BCca	155-165	46,0	15,3	8,0	1,0	1,3	4,0	1,0
Глеевые почвы рисовников на корнях солонца (разрез РП-12.4)								
Anax,G	0-21	46,3	15,4	7,7	1,7	1,2	4,2	0,8
Пса,g	21-40	42,5	14,2	6,7	1,5	1,2	4,2	0,7
Шсs, g	40-57	44,5	14,8	7,5	0,8	1,0	4,3	1,1
IV/csG	57-76	43,3	14,8	7,7	0,8	1,2	3,8	0,9
V,G	78-88	41,5	13,8	7,0	1,0	1,3	3,7	0,8
VI, G	88-124	45,0	15,0	8,0	1,0	0,3	4,0	0,7
Светло-каштановая среднесолонцеватая солончаковатая (разрез SV-1985)								
A1A2	0-15	55,8	18,6	7,5	3,2	2,7	4,3	0,9
B1	10-20	50,7	16,9	7,5	2,2	2,2	4,2	0,9
B1	20-30	52,2	17,4	8,0	2,3	1,5	4,5	1,1
B1	30-40	-	-	-	-	-	-	-
D _{cs}	120-130	42,3	14,1	7,0	1,2	1,3	3,8	0,8
Солонец светло-каштановый солончаковатый глубоко-карбонатный глубоко-гипсовый среднесолончатый остаточно-натриевый сульфатно-хлоридный (разрез SV-1885)								
A1A2	0-6	-	-	-	-	-	-	-
A1A2	6-14	51,0	17,0	7,7	1,2	1,8	4,3	1,0
B1	22-20	-	-	-	-	-	-	-
B2	30-40	53,0	17,7	8,2	1,7	1,8	5,0	1,0

Исследования в Причерноморской низменности Украины выявили более отчетливые черты трансформации илистой фракции почв солонцового комплексов (Ларешин В.Г., Чижикова Н.П., Луков А.Н., 1999).

Зональные почвы солонцовых комплексов Причерноморской низменности Украины характеризуются текстурно-дифференцированными профилями глинистого материала как по количеству фракций менее 1 мкм, так и по составу ее компонентов. Профили илистого материала почв, трансформированных под влиянием многолетней затопляемой культуры риса, существенно отличаются от своих естественных аналогов отсутствием резкой дифференциации и исчезновением хлорита, относительным накоплением в илистых фракциях кварца и каолинита.

В частности, профиль глинистого материала солонца темно-каштанового Скадовского земельного массива, развитого на лессовидных отложениях, имеет ярко выраженный элювиально-иллювиальный характер, как по распределению фракции менее 1 мкм (табл. 14.5), так и по составу ее основных компонентов. Наименьшее количество (9,4%) фракции отмечается в горизонте A_2 увеличиваясь в иллювиальных горизонтах.

По структурно-текстурному состоянию слоистых силикатов илистых фракций основных генетических горизонтов профиль солонца темно-каштанового представляет собой типичную картину для почв солонцового профиля.

Валовой химический состав фракции менее 1 мкм (табл.14.6) представлен ферри-алюмо-кремнеземистым составом, с некоторым увеличением содержания оксида кремния в верхней части профиля. Как по составу минералов, определенных рентгендифрактометрически, так и по максимальному содержанию оксидов кремния, алюминия, титана, калия выделяется горизонт A_2 . Здесь отмечается наименьшее количество железа, магния, что также подтверждает разрушение хлорита и смешаннослойных образований и вынос продуктов разрушения из этого горизонта.

Таблица 14.5

Минералогический состав фракции менее 1 мкм солонца темно-каштанового и почвы рисовников на контурах солонцов Скадовского земельного массива Краснознаменной оросительной системы Причерноморья

Характер использования земель. Название почвы и шифр разреза	Генетический горизонт или слой почвы и глубина в см	Содержание (%) фракции менее 1 мкм по Горбунову	Минеральная фаза, % от почвы			Минеральная фаза, % от фракции менее 1 мкм		
			Каолинит + хлорит	Гидрослюда	Смектит	Каолинит + хлорит	Гидрослюда	Смектит
Пастбище. Солонец темно-каштановый, разрез SvU-5	A1 0-15	14.3	1.5	10.5	2.3	10.5	73.4	16.1
	A2 15-21	9.4	1.5	7.3	0.5	16.3	77.9	5.8
	B _{Na} 21-35	26.7	5.6	15.2	5.9	20.9	57.0	22.1
	Bca 37-47	21.8	2.6	12.5	6.7	12.1	57.1	30.8
	Bca 50-60	16.9	3.1	8.6	5.12	18.5	51.2	30.3
	A _{max,g} 0-7	12.0	1.4	9.2	1.5	11.5	76.4	12.1
Рисовая оросительная, система с 1965 г. Ирригационно-глеевая на «корнях» солонца, разрез RsU-8	A _{max,g} 7-15	15.5	2.0	11.5	2.0	13.0	74.0	13.0
	A _{max,g} 15-24	17.5	3.6	10.8	3.1	20.6	61.8	17.6
	B1g 50-60	15.0	1.9	8.6	4.5	12.5	57.2	30.3
	B _{Ca,g} 50-60	17.2	3.8	7.24	6.1	22.4	42.1	35.5

Таблица 14.6

Валовой химический состав фракций менее 1 мкм, выделенных из солонцов темно-каштановых и элювиально-глеевых почв рисовых полей Скадовского земельного массива Краснознаменской оросительной системы Причерноморья

Показатели	Единицы измерения	Солонцы целинных ландшафтов. Разрез SvU-5					Элювиально-глеевые почвы рисовых полей. Разрез RsU-8					
		Горизонты почв, см					Слой почв, см					
		A1 0-15	A2 15-20	B _{Na} 21-35	B _{Ca} 37-47	A _{пах} ,g 0-7	A _{пах} ,g 15-24	B1, g 30-40	B ₂ ,g 51-60			
SiO ₂	%от массы сухой, безгумусовой и безкарбонатной почвы	60,61	61,00	59,71	59,87	60,79	60,26	59,07	59,24			
Al ₂ O ₃		20,32	20,44	21,12	20,99	21,43	21,42	21,91	21,06			
Fe ₂ O ₃		10,23	9,80	10,75	10,85	9,45	9,93	10,75	10,54			
TiO ₂		0,98	1,08	0,80	0,87	0,90	0,86	0,83	0,88			
MnO		0,07	0,07	0,06	0,06	0,05	0,06	0,07	0,07			
CaO		0,17	0,24	0,24	0,22	0,17	0,16	0,25	1,55			
MgO		3,12	2,85	3,30	3,24	2,96	3,11	3,34	2,99			
K ₂ O		3,51	3,52	3,01	2,90	3,25	3,20	2,77	2,67			
Na ₂ O		0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50			
SiO: Al ₂ O ₃		5,07	5,09	4,80	4,84	4,81	4,77	4,58	4,77			
SiO ₂ : Fe ₂ O ₃		15,76	16,55	14,77	14,67	17,10	16,13	14,61	14,94			
SiO ₂ : R2O3		3,83	3,88	3,62	3,64	3,76	3,68	3,48	3,62			
Na ₂ O+ K ₂ O MgO+ CaO		0,56	0,61	0,46	0,46	0,56	0,53	0,43	0,36			

Таблица 14.7

Соотношение основных минеральных фаз фракции менее 1 мкм, выделенной из каштановой солонцеватой тяжелосуглинистой почвы (раз. SvU-9) и элювиально-глеевых почв (разр. RsU-12) рисовых полей Каланчакского земельного массива Краснознаменной оросительной системы Причерноморья

Разрез и почва	Горизонт (слой) и глубина взятия образца, см	Содержание фракции <1 мкм, %	Минеральная фаза					
			Каолинит + хлорит	Гидрослоды	Смектиты	Каолинит + хлорит	Гидрослоды	Смектиты
			% от массы почвы			% от массы фракции		
SvU-9, каштановая солонцеватая тяжелосуглинистая целинной степи	A1 0-28	25,6	4,1	17,3	4,12	16,1	67,8	16,1
	AB 28-52	31,4	3,6	22,3	5,5	11,6	71,2	17,2
	B1 55-65	57,0	1,5	33,5	22,3	20,7	41,4	37,9
	A _{max,g} 0-18	29,0	3,5	22,6	3,2	12,0	77,0	11,0
	A1g 18-35	33,0	5,6	22,8	4,6	17,0	69,0	14,0
	AB _g 35-52	33,1	7,3	20,5	5,3	22,0	62,0	16,0
B1g 55-65	59,5	5,4	15,3	8,8	18,0	52,0	30,0	
RsU-12, элювиально-глеевая рисовой оросительной системы								

Соотношение основных минеральных фаз фракции менее 1 мкм, выделенной из солонца каштанового глубокого целинных ландшафтов (раз. SvU-13) и элювиально-глеевых почв (разр. RsU-16) рисовых полей Каланчакского земельного массива Краснознаменской оросительной системы Причерноморья

Разрез и почва	Горизонт (слой) и глубина взятия образца, см	Содержание фракций < 1 мкм, % от массы почвы	Минеральная фаза				Смектиты	Смектиты		
			Каолинит + хлорит	Гидрослоды	Смектиты	Каолинит + хлорит			Гидрослоды	Смектиты
			% от массы почвы						% от массы фракции < 1 мкм	
SvU-13, солонец каштановый глубокий целинной степи	A ₁ A ₂ 2-13	23,0	3,5	19,5	Нет	15,0	85	нет		
	A ₂ 13-23	20,2	4,2	16,0	Нет	21,0	79	нет		
	B _{Na} 25-35	47,5	9,5	29,0	9,0	20,0	61	19		
	B _{Na} /B _{SO₄} 50-60	37,5	5,2	15,4	16,9	14,0	41	45		
	A'пах, g 0-6	31,3	2,8	18,2	10,3	9,0	58,0	33		
RsU-16, элювиально-глеевая рисовой оросительной системы	A''пах, g6-16	41,4	4,6	21,5	15,3	11,0	52,0	37		
	A'''пах, g16-21	22,4	2,0	12,1	8,3	9,0	54	37		
	Bg 25-35	33,5	4,0	13,4	16,0	12,0	42	46		
	B _{Ca} /SO ₄ , 50-60	4,6	0,6	19,3	20,7	13,0	42	45		

Содержание ила и минералогический состав илистой фракции «глеевых солодей» Украины. Разрез RsU-17. Каланчакский земельный массив. Рисовый севооборот.

Горизонт и глубина взятия образца	Содержание фракции < 1 мкм, % от массы почвы	Минеральная фаза					
		в % от массы почвы			в % от массы ила		
		Каолинит + хлорит	Гидрослоды	Смектиты	Каолинит + хлорит	Гидрослоды	Смектиты
A _{пах} G 0-15	21,8	2,4	19,4	нет	11,0	89	нет
A _{пах} G 15-21	21,8	2,2	19,6	нет	10,0	90	нет
AG 21-34	59,0	1,8	57,2	нет	3,0	97	нет
G 38-48	24,4	2,4	21,9	нет	10,0	90	нет
G 59-70	25,0	3,5	20,7	0,7	14,0	83	3,0
G 1 38-150	18,8	2,8	15,9	нет	15,0	85	нет

Отношения молекулярных масс SiO₂, Al₂O₃ и Fe₂O₃ в «глеевых солодах» под культурой затопляемого риса Каланчакского земельного массива Северного Причерноморья Украины

№ разреза	Слой (горизонт) и глубина взятия образца, см	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / Fe ₂ O ₃	SiO ₂ / R ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ / Fe ₂ O ₃
RU-17 Почва	A _{пах} , G 0 - 8	11,81	59,66	9,86	^05
	A _{пах} , G 8-15	11,94	60,72	9,98	5,09
	A _{пах} , G 15-21	12,58	64,73	10,53	5,12
	AG 21 -34	6,31	21,02	4,85	3,34
	G 38-46	8,09	29,08	6,33	3,58
	G 59 - 70	8,47	30,41	6,62	3,59
RU-17 Ил	G 138-150	8,39	27,92	6,46	3,35
	A _{пах} , G 0 - 8	4,98	16,46	3,83	3,30
	A _{пах} , G 8-15	5,04	16,61	3,87	3,29
	A, G 21 -34	4,63	13,65	3,46	2,81
	G 138-150	4,71	15,12	3,59	3,06

Рефлекторность и сенсорность почв рисовых полей различных природных зон

Природная зона	Тип почвы	Антропогенный прессинг	Группа типов трансформированных почв (сенсорность почв)
Умеренно теплые области России	1. Светло-каштановые почвы полупустынь Северного Прикаспия/ 2. Светло-каштановые солон-цы полупустынь Северного Прикаспия 3. Темноцветные почвы запа-дин полупустынь Северного Прикаспия 4. Черноземы слитые Кубани 5. Черноземовидные почвы Кубани	Строительные и эксплуатацион-ные планировки поверхности по-лей; обработка почв и внесение органических и минеральных удобрений; четырёхмесячное затопление полей водой; межве-гетационное просушивание полей	Глееватые осолоделые, глеевые, элювиально-глеевые Черноземы слитые и черноземовид-ные почвы различной степени оглее-ния
Умеренно теплые зоны Украины	1. Каштановые и темно-каштановые почвы су-хих степей 2. Каштановые и темно-каштановые солонцы сухих степей		Глееватые, глеевые, элювиально-глеевые, глеесолонды, глеесолон-цы
Умеренно влаж-ные муссонные субтропики Индии	1. Красно-бурые феррсиаллит-ные почвы са-ванн 2. Аллювиальные почвы долины Ганг		«Рисовые» псевдо-оглеенные почвы «Рисовые» подзолы, элювиально-глеевые почвы, планосоли
Влажные тропики Западной Африки	Кварцево-аллитные почвы высокотравных са-ванн	Нерегулированное затопление полей	Кварцево-аллитные лессивированные и псевдо-оглеенные почвы

По илито-минералогическим показателям профиль глинистого материала вновь созданных профилей почв рисовых полей в значительной мере отличается от своих природных аналогов (табл. 14.5 и 14.6).

Распределение фракции менее 1 мкм имеет более равномерный характер. Отмечается более высокое содержание ее (12-17%) в верхней части профиля. Состав фракции аналогичен природному аналогу – солонцу, то есть преобладают ди-триоктаэдрические гидрослюды, смешаннослойные слюда-сметитовые образования с различным сочетанием смектитовых и слюди-стых пакетов в кристаллитах. Во всех горизонтах присутствует каолинит с примесью хлорита, тонкодисперсный кварц.

В отличие от профиля глинистого материала солонца темно-каштанового (разр. SvU-5) в элювиально-глеевой почве на «корнях» солонца (разр. RsU-8) отмечается более равномерное распределение всех минеральных фаз. Здесь отсутствует резкое обеднение слоистыми силикатами той части профиля, позиции которой в солонцах целинных ландшафтов были приурочены к элювиальному горизонту. Это, в первую очередь, относится к смектитовой фазе, количество которой постепенно увеличивается от 12% в верхней трети пахотного слоя до 17,6% в нижней трети его, возрастая до 35% в подпахотной толще, позиции которой ранее, до «рисового» земледелия, занимали солонцовый и подсолонцовый горизонты. При этом необходимо отметить, что как по количеству фракции, так и по составу в ней минералов, нижние горизонты солонцов темно-каштановых целинной степи (разр. SvU-5) и элювиально-глеевой почвы на «корнях» солонца (разр. RsU-8) идентичны. Различается кристаллохимия смешаннослойных слюда-сметитов в верхних слоях, элювиально-глеевых почв, где доминируют образования с низким содержанием смектитовых пакетов; в нижней же части профиля преобладают слюда-сметиты с высоким количеством смектитовых пакетов. В верхних слоях профиля в этих почвах фактически отсутствует хлорит, четко диагностируемый на глубине 50-60 см. По поведению рефлекса 0.46 нм можно

предположить некоторое увеличение тонкодисперсного кварца в иле верхних слоев почвы.

Таким образом, восемнадцатилетняя культура затопляемого риса, возделываемая в люцерново-рисовом севообороте, обусловила ряд изменений илисто-минералогических показателей нативных темно-каштановых солонцов. Во-первых, отмечается гомогенизация минералогического состава верхних, ранее резко дифференцированных, горизонтов. Во-вторых, фиксируется постепенное изменение содержания смектитовой фазы в пределах профиля. В-третьих, верхняя, вовлеченная в ежегодную обработку, толща почвенного профиля представляет собой усредненный продукт, отличный от нижележащих горизонтов по кристаллохимии смешаннослойных образований и отсутствию хлорита, некоторым увеличением содержания каолинита и тонкодисперсного кварца.

По валовому химическому составу элювиально-глеевые почвы на «корнях» солонца имеют отличительные черты от своих генетических предшественников, выражающиеся в усреднении содержания оксидов кремния, алюминия и железа в верхней части профиля (табл. 14.6). Причем различия в содержании названных оксидов в верхних горизонтах солонца и в верхнем слое элювиально-глеевой почвы диагностируются более низким уровнем железа и магния и, наоборот, более высоким уровнем алюминия в последних почвах. Такое состояние может свидетельствовать о разрушении хлорита и слюдасмектитов и относительном накоплении каолинита в пахотном слое элювиально-глеевых почв на «корнях» темно-каштанового солонца.

Близкие результаты были получены при исследовании профиля глинистого материала каштановой солонцеватой тяжелосуглинистой почвы (раз. SvU-9), солонца целинного ландшафта (разр. SvU-13) и элювиально-глеевых почв (разр. RsU-12, RsU-16) Каланчакского земельного массива (табл.14.7 и 14.8), сформированных на отложениях, глинистая минералогия которых представлена смешаннослойными образованиями с преобладанием смектитовых пакетов (32% от суммы компонентов ила), гидрослюдами три-

диоктаэдрического типа (47% от суммы компонентов ила), хлоритом магнетитом-железистого типа с примесью каолинита.

Глинистые минералы элювиально-глеевых почв под влиянием изменения окислительно-восстановительных условий при чередующихся циклах затопления - просушивания подверглись активному разрушению и на большую глубину. Об этом свидетельствуют результаты исследований состава компонентов, их структурного и текстурного состояния.

Результаты исследований показывают, что профиль глинистого материала элювиально-глеевых почв рисового поля резко отличается от такового исходных почв.

Крайнюю степень деградации почв рисовых полей Украины иллюстрируют результаты, представленные в табл.14.9, из которой видно, что минералогический состав ила «глеевых солодей» фактически является двухкомпонентным: доминируют гидрослюды триоктаэдрического типа (83-97%) и каолинит со следами хлорита (3-15%). Количество хлорита увеличивается вниз по профилю. Можно констатировать различия по текстурному состоянию илистого материала верхних субслоев, являющихся составной частью пахотного слоя, для которых характерна максимальная интенсивность рефлексов слоистых силикатов и повышенное количество тонкодисперсного кварца, и иллювиальной толщи с высоким рентгеноаморфным фоном.

Профиль глинистого материала «глеевых» солодей Каланчакского земельного массива Украины (разрез RsU-17) резко текстурно-дифференцирован по содержанию фракции менее 1 мкм. В верхних слоях в пределах 20 см содержание фракции колеблется в пределах 22%. В подпахотном слое (плужная подошва?) отмечается резкое трехкратное увеличение содержания этой фракции. Вниз по профилю количество фракции вновь снижается с 59 до 24-25%, и в почвообразующей породе составляет всего 18,8% (табл.14.9).

В валовом химическом составе почвы четко фиксируется наивысшее содержание оксида кремния в верхних субслоях пахотного горизонта, количество которого в почвообразующей породе составляет только 53,7%. По со-

держанию оксидов других элементов образцы из верхних субслоев абсолютно идентичны и в значительной мере отличаются от иллювиальной прослойки или горизонта с глубины 21-34 см, содержащей наибольшее количество оксидов алюминия, железа, магния и калия. Можно предположить, что эта прослойка (горизонт) представляет собой геохимический барьер для продуктов разрушения минералов из верхних слоев (табл.14.10).

Нижележащая толща резко отличается от верхней увеличением количества оксида кальция (от 13,9 до 24,5% в почвообразующей породе).

В илистой фракции, выделенной из образцов этого почвенного профиля, отмечаются менее сильные различия в содержании ряда оксидов по субслоям и горизонтам, чем в образцах почв в целом. Однако даже для илистой фракции наибольшее количество оксида кремния отмечается в двух верхних субслоях пахотного горизонта. Одновременно здесь же уменьшается количество оксида алюминия и железа. Таким образом подтверждаются данные рентген-дифрактометрического анализа, свидетельствующее о разрушении слоистых силикатов и относительном обогащении илистых фракций кварцем.

Исследование почв рисовых систем различных природных зон показало, что по совокупности данных (строение, макро- и микроморфология, физические, физико-химические свойства и соответствующие режимы) зональные типы почв, прошедшие гидроморфный прессинг, трансформируются в экопочвы вследствие развития элювиально-глеевых процессов. Темпы и масштабы антропогенной трансформации зональных почв находятся в зависимости от длительности «рисового» земледелия, конструктивных особенностей систем, агротехнических, агрохимических и агромелиоративных приемов.

Результаты анализа устойчивости почв различных природных зон к гидроморфному антропогенному прессингу в условиях рисового земледелия представлены в табл.14.11.

Таким образом, исследование минералогического состава почв показало:

1. Гидроморфное почвообразование, обусловленное возделыванием культуры риса, орошаемого затоплением, приводит в действие механизмы преобразования главной составляющей компоненты почв — глинных минералов. Масштабы изменений определяются длительностью привнесенного гидроморфизма и генетически исходными свойствами почв.

2. Профили илистого материала элювиально-глеевых почв, сформированных под влиянием культуры риса, орошаемой затоплением, коренным образом отличаются от своих естественных аналогов рядом показателей:

а) отсутствует резкая дифференциация профиля почв по элювиально-иллювиальному типу; верхняя часть профиля, регулярно вовлекаемая в обработку и подвергаемая экстремальному гидроморфизму, сильно гомогенизирована как по количеству фракции, так и по составу компонентов в ней;

б) изменение водного режима обуславливает не только переменный характер окислительно-восстановительных реакций, но и приводит к относительному увеличению в илистых фракциях кварца, каолинита и исчезновению хлорита.

3. Солонцовый процесс, приведший к щелочному гидролизу слоистых силикатов и резкой дифференциации профилей по элювиально-иллювиальному типу, при возделывании затопляемой культуры риса ликвидируется. Замена солонцового процесса глеевым на первых этапах функционирования нового профиля почв не оказывает столь разрушающего действия на глинистые минералы.

4. Эволюционная трансформация качественного и количественного составов илистых фракций элювиально-глеевых почв рисовников в дальнейшем может определяться потенциальной возможностью минералов крупных фракций поставлять материал для формирования профиля почв.

Таким образом, возделывание затопляемой культуры риса, обуславливающее коренное изменение направленности почвообразовательных процессов, определяет однотипность диагностических показателей трансформации нативных почв различных биоклиматических зон мира.

Различия, связанные с типовыми особенностями почв и длительностью «рисового» земледелия, проявляются в масштабах поверхностного оглеения и сопутствующих ему процессов внутрипрофильного перераспределения гумуса, ила, легкорастворимых солей, подвижных продуктов гидроморфного почвообразования, преобразования минеральной основы их.

Нативные почвы плакорных ландшафтов различных биоклиматических зон мира в результате гидроморфного почвообразования под культурой затопляемого риса полностью утрачивают присущие им черты строения, а также многие характерные «типовые» показатели физических, физико-химических, биохимических, химических и минералогических свойств и приобретают комплекс показателей, которые являются устойчивыми и характерными для диагностики элювиально-глеевого и глеевого процессов и почв, формирующихся в результате их проявления.

Эволюция строения профиля, состава и свойств почв рисовых полей ксеро- и галоморфных ландшафтов умеренных, субтропических и тропических широт может рассматриваться как последовательная смена целого ряда почв, последний компонент которого будет представлять собой классическую глее-солодь.

Эволюция почв «бессолевых» ландшафтов направлена на проявление разноуровневых таксономических рядов дерново-глеевых, оглеенных в различной степени ферраллитных лессивированных, конкреционных, латеритных, кварц-алитных конкреционно-латеритных в высокой степени деградированных почв.

Контрольные вопросы:

1. Какие методы анализа являются наиболее информативными по выявлению устойчивости субстантивной части почв?
2. Какие критерии могут свидетельствовать о масштабах трансформации субстантивной части почв?
3. Какие критерии могут свидетельствовать о направленности трансформации субстантивной части почв?

РАЗДЕЛ 6

УСТОЙЧИВОСТЬ ГУМУСОВОГО СОСТОЯНИЯ ПОЧВ ПРИ ЕСТЕСТВЕННЫХ И АНТРОПОГЕННЫХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ

Лекция 15

Преобразование гумуса в почвах рисовых полей различных природных зон

Специфика химизма почвообразования в экстремальных условиях водно-теплового режима рисовых полей накладывает свой отпечаток на режим гумуса и его качественный состав. То, что длительное рисосеяние способствует обеднению почв органическим веществом, отмечалось многими исследователями. Однако, конкретных материалов, характеризующих изменение качественного состава гумуса почв рисовых полей в литературе крайне мало, а для многих агроландшафтов такие материалы не известны вообще.

Если же гидротермический режим рисовых почв рассматривать с точки зрения допустимой аналогии с гидротермическим режимом почв временного избыточного увлажнения, то общим положением следует признать образование и накопление в таких почвах органического вещества с повышенным содержанием фульвокислот и в их составе наиболее активных фракций.

Изучение качественного состава гумуса, проведенное нами в объединенных образцах почв солонцового комплекса Калмыкии отобранных из горизонта А, показало определенную зависимость изменения качественного состава гумусовых веществ не только от генетических особенностей исходных почв, но и от условий развития анаэробных процессов: в рисовом поле (открытая система) и в стеклянных сосудах (закрытая система).

Состав гумуса целинных почв имеет фульватно-гуматную природу: отношение С_{гк} : С_{фк} как в светло-каштановой почве, так и в солонце больше единицы. Различия между ними усматриваются только в некоторых деталях, что обуславливается солонцеватостью светло-каштановых почв (табл.15.1).

В светло-каштановых почвах гуматная часть гумусовых веществ в целом (сумма гуминовых кислот) почти не испытывает влияния анаэробнобиозиса. Консерватизм гуминовых кислот, связанных с кальцием и подвижными формами полуторных оксидов, проявляется весьма отчетливо. Содержание же гуминовых кислот, прочно связанных с минеральной частью почвы, предположительно с силикатными формами полуторных оксидов, имеет явную тенденцию к снижению в восстановительных условиях. Такое положение вполне объяснимо, если принять во внимание отмеченное рядом исследователей ускоренное разрушение почвенных минералов в восстановительных условиях. Вероятно, разрушение почвенных минералов обуславливает разрыв связей между гуминовыми кислотами и минеральной частью почвы.

Вставая на точку зрения формальной логики, следует полагать, что в специфических условиях водного режима рисового поля (открытая система), II фракция гуминовых кислот может служить резервом для пополнения их I-й фракции. Но данные анализов качественного состава гумуса образцов почв, находящихся в анаэробных условиях в замкнутой системе (стеклянные сосуды) не позволяют сделать такого вывода относительно светло-каштановых почв.

Гуматная часть гумусовых веществ солонцов в целом (сумма гуминовых кислот) при развитии восстановительных процессов более динамична, по сравнению с гуматной частью светло-каштановых почв. При этом, в замкнутой системе содержание гуминовых кислот в анаэробных условиях заметно увеличивается, а в открытой, наоборот, уменьшается.

Нужно полагать, что отмеченная динамичность гуматной части солонцов обуславливается не только превращениями внутри группы, но и связана с превращениями других частей гумусовых веществ. Так, увеличение общего

содержания гуминовых кислот в замкнутой системе происходит за счет резкого увеличения фракции гуминовых кислот, связанных с кальцием и подвижными формами полуторных оксидов. Хотя и наблюдается некоторое уменьшение содержания II фракции, но это изменение не компенсирует столь резкое возрастание гуминовых кислот I фракции.

Уменьшение общего содержания гуминовых кислот в открытой системе (рисовое поле) происходит, в основном, за счет фракции гуминовых кислот, прочно связанных с минеральной частью почвы.

Все вышеизложенное (различие между гуматными частями светло-каштановых почв и солонцов в закрытой и открытой системами) лишний раз подчеркивает влияние генетических особенностей свойств почв и условий превращения гумусовых веществ на качественный состав гумуса.

Фульватная часть гумусовых веществ, как светло-каштановых почв, так и солонцов в анаэробных условиях подвержена более глубоким изменениям по сравнению с гуматной частью. Прежде всего отмечается значительное увеличение фульвокислот, вследствие чего соотношение Сгк: Сфк снижается, особенно резко в открытой системе.

Содержание фульвокислот в закрытой системе исследуемых почв увеличилось весьма незначительно. Этот факт позволяет считать, что накопление их в рисовом поле происходит за счет разложения и превращения корневых и пожнивных остатков риса и сорняков, водорослей, микроорганизмов и органических веществ, содержащих в поливной воде.

Увеличение доли фульвокислот в составе гумусовых веществ светло-каштановых почв рисового поля (открытая система) произошло во второй фракции - фульвокислоты прочно связанные с силикатной частью почвы. Первая фракция фульвокислот также как и в случае гуминовых кислот, обладает высокой консервативностью. В фульватной части солонцов динамичны обе фракции, доля первой фракции фульвокислот увеличивается в два и более раза, второй – сокращается, но не пропорционально увеличению первой.

В связи с этим, необходимо отметить важное обстоятельство, имеющее непосредственное отношение к рассматриваемому вопросу.

Экспериментальное исследование ряда авторов свидетельствует о возможном переходе гуминовых кислот в фульвокислоты и обратно. Значит, накопление фульвокислот в составе гумусовых веществ может происходить вследствие расщепления гуминовых кислот. Отмеченная выше стабильность первой и незначительная динамичность второй фракций гуминовых кислот при затоплении не позволяет сделать такого вывода относительно светло-каштановых почв. Возможность такого превращения можно отчасти допустить только в солонцах после трех лет возделывания риса.

С развитием восстановительных условий в исследуемых почвах, как в полевых, так и в лабораторных опытах, отчетливо проявляется тенденция к повышению содержания в составе гумуса веществ индивидуальной природы при резком уменьшении негидролизуемого остатка, представляющего собой гуминовые кислоты наиболее прочно связанные с глинистыми минералами монтмориллонитовой группы.

Резкое уменьшение негидролизуемого остатка в экстремальных условиях рисового поля, а также в лабораторных опытах, свидетельствует о разрушении связей гумусовых веществ с минеральной частью почвы. Вероятно, отмеченная выше стабильность гуминовых кислот обуславливается не только их устойчивостью, сколько возможностью пополнения их содержания освобождающимися гуминовыми кислотами из негидролизуемого остатка.

Определение содержания в почвах фракции свободных подвижных гуминовых кислот (обработка почвы 0.1 н. щелочью без декальцирования) показало, что основная часть гуминовых кислот в светло-каштановых почвах связана с кальцием, а в солонцах около 24% их находится в свободном состоянии. Динамика рассматриваемой фракции в затопленных почвах выражена весьма слабо. Некоторая тенденция повышения ее содержания по сравнению с целинными почвами намечается как в светло-каштановых почвах, так и в солонцах (табл.15.1).

Данные по оптической плотности позволяют констатировать изменения химического строения гумусовых веществ исследуемых почв (табл.15.2). Как известно, чем больше коэффициент Вельте (отношение экстинкций при длинах волн 465 и 665 нм), тем меньше конденсированность ароматической сетки углеродных атомов и больше боковых цепей.

Таблица 15.1

Динамика свободных и подвижных форм гуминовых кислот в почвах солонцового комплекса (0.1 н. NaOH - вытяжка без декальцирования. В числителе в % от общего количества гуминовых кислот, выделяемых из декальцированной почвы; в знаменателе в % от общего углерода почвы)

Почва	Целинная	800-дневная анаэробная инкубация (закрытая система)	3 года под рисом (открытая система)
Светло-каштановая	3.43	5.62	6.17
	1,60	2,20	2,60
Солонец	24.37	21.54	27.50
	9,70	10,50	9,80

Оптические свойства гуминовых кислот, характеризующиеся коэффициентом Вельте $Q_{4/6}$ приводятся в таблице 15.2. Как видно из таблицы, гуминовые кислоты целинных светло-каштановых почв и солонцов имеют равные значения коэффициента Вельте, т.е. степень конденсированности ароматической сетки углеродных атомов гуминовых кислот исследуемых почв одинакова.

Таблица 15.2

**Оптические свойства гумусовых веществ
светло-каштановых почв и солонцов**

Состояние анализируемого образца	Коэффициент Вельте гуминовых кислот	
	I фракция	II фракция
Светло-каштановые почвы		
Целинный	3,7	3,6
800 дней анаэробной инкубации	3,8	3,5
3 года под рисом	4,1	3,6
Солонец		
Целинный	3,7	3,5
800 дней анаэробной инкубации	3,9	3,0
3 года под рисом	4,3	3,8

Обнаруживаемое сходство отмечается и в дальнейшем, но коэффициент Вельте возрастает в рядах почв, находящихся в различных условиях гидротермического режима: целинные – анаэробная инкубация (лабораторный вариант) – три года под культурой риса.

Возрастание коэффициента Вельте происходит, вероятно, вследствие расшатывания периферической части ароматической сетки углеродных атомов гуминовых кислот.

Рассмотренные материалы позволяют сделать следующие выводы:

1. В светло-каштановых почвах гуматная часть гумусовых веществ в целом почти не испытывает влияния длительного анаэробнозиса, хотя и отмечается явная тенденция к снижению содержания П ф. гуминовых кислот.

2. Гуматная часть гумусовых веществ солонцов в целом при развитии восстановительных процессов более динамична. Динамичность обуславливается не только превращениями внутри группы, но и превращениями других частей гумусовых веществ.

3. Фульватная часть гумусовых веществ, как светло-каштановых почв, так и солонцов, в анаэробных условиях подвержена более глубоким изменениям: отмечается значительное увеличение содержания фульвокислот и снижение отношения $S_{гк} : C_{фк}$.

4. С развитием восстановительных процессов в почвах солонцового комплекса отчетливо проявляется тенденция повышения содержания в составе гумуса веществ индивидуальной природы при резком уменьшении негидролизуемого остатка.

5. Резкое уменьшение негидролизуемого остатка в экстремальных условиях рисового поля, а также в лабораторных опытах, свидетельствует о разрушении связей гумусовых веществ с минеральной частью почвы.

Рассмотрение результатов анализа группового и фракционного состава гумуса почв солонцового комплекса сухостепной зоны Северного Причерноморья позволяет подчеркнуть ряд особенностей, являющихся следствием

специфики почвообразования и характера сельскохозяйственного использования земель.

Гумус генетических горизонтов A_1 почв целинных участков (темно-каштановые, каштановые, солонцы темно-каштановые, солонцы каштановые) характеризуются преимущественно гуматным составом ($C_{гк} : C_{фк} > 1,2$); в последующих горизонтах, расположенных ниже горизонта A_1 , состав гумуса может быть как гуматно-фульватного (например, темно-каштановая почва, солонец каштановый), так и фульватно-гуматного типов (например, каштановая почва, солонец темно-каштановый). Состав гумуса солонцовых горизонтов солонцов характеризуется гуматным типом ($C_{гк} : C_{фк} > 2$).

Экстрагируемость гумусовых веществ из генетических горизонтов A_1 всех изученных почв низкая: негидролизующий остаток составляет 78-86% от общего содержания углерода в почве, что свидетельствует о высокой прочности связи гумусовых веществ с минеральной частью почв. В последующих горизонтах, расположенных ниже горизонта A_1 , прочность связи гумусовых веществ уменьшается, о чем свидетельствуют показатели, характеризующие величину негидролизующего остатка (38-55% от общего содержания углерода в почве). В солонцовых горизонтах солонцов целинных участков прочность связи гумусовых веществ с минеральной массой почвы вновь возрастает, а величина негидролизующего остатка в горизонте B_{Na} солонца темно-каштанового достигает 90%.

Фракционный состав гумусовых веществ, как группы гуминовых кислот, так и фульвокислот, варьирует как по генетическим горизонтам каждой конкретной почвы, так и в пределах генетических типов почв.

Так, в частности, в группе гуминовых кислот темно-каштановых почв целинного участка в гор. A_1 и АВ на долю 3-ей фракции (гуминовые кислоты прочно связанные с глинистыми частицами и устойчивыми полутораоксидами железа и алюминия) приходится более 45% всех экстрагируемых гуминовых кислот, в то время как в верхнем горизонте A_1 они практически отсутствуют. Гуминовые соединения фракций 1 и 2 характеризуются одно-

типностью как в количественном плане, так и в характере их распределения по профилю и в относительной устойчивости отношения ГК1 : ГК2, равном 0,67-0,80.

В группе гуминовых кислот каштановых почв целинного участка в гор. АВ на долю 3-ей фракции приходится только 6,7% всех экстрагируемых гуминовых кислот, в то время как в верхнем горизонте А₁ их доля составляет 33%. Специфичность проявляется также в содержании и соотношении гуминовых кислот фракций 1 и 2. Как видно из таблицы, гуминовые соединения, прочно связанные с кальцием почв (фракция 2), абсолютно преобладают в гор. А₁, а в гор. АВ их содержание и соотношение с фракцией 1 оказываются аналогичными темно-каштановым почвам (ГК1 : ГК2 = 0,75).

Фракционный состав гуминовых соединений солонца темно-каштанового и солонца каштанового в общих чертах однотипный: в верхних надсолонцовых горизонтах А₁, А₂ преобладают (или их количество равно ГК2) гуминовые кислоты, слабо связанные с минеральной частью почвы и свободные и связанные с подвижными полутраоксидами железа и алюминия. В солонцовом горизонте темно-каштанового солонца содержание фракций ГК1, ГК2 и ГК3 приблизительно оказывается равным, в то время как в каштановом солонце большая часть соединений гуминовых кислот попадает во фракцию 3, они прочно связаны с глинистыми частицами и устойчивыми полутораоксидами железа и алюминия; на втором месте – соединения гуминовых кислот связанные с кальцием почвы, а на долю слабосвязанных с минеральной частью почвы гуминовых соединений приходится не более 12% всех экстрагируемых гуминовых кислот.

Особенностью фракционного состава фульвокислот всех изученных нами почв является полное отсутствие фракции 1 а – соединений, находящихся в связи с подвижными полутораоксидами и/или в свободном состоянии.

Фракционный состав фульвокислот темно-каштановых и каштановых почв имеет весьма существенные отличия как в количестве экстрагируемой их массы, так и в характере и прочности связи с различными компонентами почв.

Отчетливо проявляется более прочное закрепление фракций фульвокислот в каштановых почвах, характеризующихся, как было отмечено ранее, тяжело-суглинистым (глинистым) гранулометрическим составом. О более прочной связи фульвокислот в каштановых почвах свидетельствует и отсутствие в их составе фракций ФК1, в то время как в темно-каштановой почве, характеризующейся значительно более легким гранулометрическим составом, фракция ФК1 абсолютно преобладает в составе экстрагируемых фульвокислот.

Фракционный состав фульвокислот изученных нами солонцов свидетельствует не только о специфике гумусообразования и гумусонакопления в этих почвах, в отличие от темно-каштановых и каштановых почв, окружающих пятна (контуры) солонцов, но и о специфике процессов профильной дифференциации гумуса.

Так, в частности, в верхнем горизонте A_1/A_2 солонца каштанового фульвокислоты не обнаруживаются, в то время как в элювиальном и солонцовом горизонтах они содержатся в количествах, превышающих содержание гуминовых кислот, а в их составе преобладают фульвокислоты фракции 2, при значительной доле ФК1 и ФК3.

Фракционный состав фульвокислот солонца темно-каштанового свидетельствует о накоплении в верхнем горизонте A_1 гумусовых соединений фракции 1 и о ее преобладающем содержании в составе экстрагируемых фульвокислот; в элювиальном горизонте A_2 гумусовых соединений этой фракции уже не обнаруживается, зато резко возрастает доля гумусовых соединений прочно связанных с минеральной частью почвы и устойчивыми полутораоксидами железа и алюминия (ФЗК); в солонцовом горизонте содержание экстрагируемых фульвокислот ничтожно.

Эволюция группового и фракционного состава гумуса в связи с распашкой и сельскохозяйственным использованием почв разнонаправлена.

Рассмотрим основные направления эволюции на основе парного сравнения результатов анализа группового и фракционного состава гумуса в целинных почвах и их аналогах, используемых для возделывания культур.

Следует отметить, что наиболее четкая закономерность в направленности изменений просматривается в групповом составе гумусовых веществ в почвах рисовых полей. Так, в частности, парное сравнение результатов анализа почв, охарактеризованных разрезами 1 (целина, темно-каштановая почва) и 4 (рисовый севооборот, вторично-гидроморфная почва) показывает, во-первых, значительное повышение общей экстрагируемости гумусовых веществ, во-вторых, возрастание в их составе фракции фульвокислот и, в-третьих, возрастание в группе гуминовых кислот фракции ГК1.

К аналогичному выводу можно прийти и при анализе результатов исследований каштановых (разрез 9, целина) и элювиально-глеевых (разрез 2, рисовый севооборот) почв.

Здесь следует также отметить, что выявленные изменения в первую очередь наиболее ясно касаются верхней части почвенных профилей. Изменения группового и фракционного состава гумусовых веществ в нижележащих горизонтах и слоях почв не однозначны, часто противоречивы и не поддаются определенной корректной интерпретации.

Направленность изменений в групповом составе гумусовых веществ солонцов в целом аналогична темно-каштановым и каштановым почвам: то есть, в почвах рисовых полей значительно повышается экстрагируемость гумусовых веществ и возрастает в их составе доля фульвокислот по сравнению с солонцами целинных участков.

Гумусовое состояние аллювиальных почв пойменной части долины реки Ганг характеризуются следующими показателями:

1. Очень низкое содержание гумуса, лежащее в два и более раза ниже верхней границы рангового предела, рекомендуемого в работах Гришиной Л.А. и Орлова Д.С. (1978), Гришиной Л.А. (1986), Орлова Д.С. (1985). В верхней части наиболее гумусированных горизонтов, мощность которых варьирует в пределах 8-18 см, содержание гумуса не превышает 1,24%. При среднем содержании гумуса, равном 1,03%, в структуре почвенного покрова пойменной части долины встречаются почвы с содержанием гумуса ниже

0,8%. В связи с этим запас гумуса в слоях 0-20 и 0-100 см характеризуется также очень низким уровнем (ниже 50 и 100 т/га, соответственно).

2. Профильное распределение гумуса в метровой толще или постепенно убывающее, или с элементами бимодальности, свидетельствующее о возможности циклического погребения гумусовых горизонтов «свежими» аллювиальными отложениями. Резко убывающий характер профильного распределения гумуса отмечается в супесчаных и легкоглинистых горизонтах почв и слоях (прослойках) аллювия (табл.).

3. Обогащенность азотом (C:N) верхней части наиболее гумусированных горизонтов почв (от средней до высокой степени).

Обогащенность органического вещества азотом в нижележащих горизонтах почв и слоях аллювия изменяется в очень широком интервале уровней (от высокого до очень низкого), что обуславливается, вероятно, веществом составом аллювиальных отложений.

4. Степень гумификации органического вещества, рассчитанная по прописи Гришиной Л.А. (1986), преимущественно средняя (20%-30%) и относительно стабильная в верхних горизонтах изученных почв.

5. Тип гумуса в изученных почвах долины преимущественно гуматно-фульватный: величина $S_{гк} : S_{фк}$ варьирует в пределах 0,73-0,55.

6. Характерной чертой фракционного состава гумуса является:

а) полное отсутствие «свободных» гуминовых кислот, а также прочно связанных с глинами;

б) довольно стабильное как в пространстве, так и по профилю относительное содержание гуминовых кислот, связанных с кальцием;

с) варьирующий в пространстве и по профилю состав фульвокислот;

д) преобладание в составе фульвокислот фракций, связанных с минеральным субстратом почв;

е) высокая экстрагируемость гумусовых кислот, достигающая максимума (до 84%) в супесчаных горизонтах почв.

Содержание валового азота в горизонте A_1 (Апах) варьирует в пределах 0,067%-0,119%, в горизонтах (слоях) супесчаного и легкосуглинистого состава оно уменьшается в 3-5 раз. Степень обеспеченности азотом в 100% проанализированных профилей аллювиальных почв низкая и умеренно низкая. Наличие почв с узкими и средними величинами отношений $C : N$ свидетельствует о высокой и средней степени обогащенности органического вещества аллювиальных почв азотом.

Обедненность аллювиальных почв гумусом и азотом объясняется низкой биопродуктивностью растительности и быстрой минерализацией органического вещества в ксеротермический период.

По содержанию гумуса элювиально-глеевые почвы относятся к категории малогумусных почв с регрессивно-аккумулятивным типом распределения гумуса в профиле гуматно-фульватной в гумусовом и резко фульватной в элювиальном горизонтах природы.

В фракционном составе гуминовых кислот в гумусовых горизонтах главная роль принадлежит фракции, связанной с кальцием. В элювиальном горизонте эта фракция является единственной, которая обнаруживается в экстрагенте, то есть, в составе гуминовых кислот полностью отсутствуют фракции 1 (свободные формы) и 3 (прочные связанные с глинистыми частицами и устойчивыми R203).

Фракционный состав фульвокислот характеризуется наличием как агрессивных веществ (фракция 1а), так и фракций 1, 2, 3. При этом доля всех фракций в составе фульвокислот значительно возрастает в элювиальном горизонте, по сравнению с верхним гумусовым горизонтом. Последний факт можно рассматривать как результат глее-элювиальной дифференциации гумусовых веществ.

Несмотря на низкое содержание гумуса и фульватную природу, обогащенность его азотом очень высокая (табл.). Степень гумификации органического вещества в гумусовом горизонте средняя (25%), слабая и очень слабая в элювиальном – соответствующие показатели равны 8%-11%.

По содержанию и качественному составу гумуса почвы рисовых полей не выявляют существенных отличительных черт от своих генетических аналогов – элювиально-глеевых почв целины. Однако ряд позиций требует упоминания. В частности: 1) в составе гумуса рисовых полей возрастает доля фульвокислот, вследствие чего гумус имеет резко фульватный состав; 2) в составе гуминовых кислот появляется значительное количество подвижных веществ (фракция 1), отсутствующих в целинных почвах; 3) не обнаруживается в составе гуминовых кислот фракция 3 (прочно связанных веществ с устойчивыми R2O3 и глиной); 4) в составе фульвокислот заметно возрастает доля веществ «агрессивной» природы (фракция 1а), при весьма существенном уменьшении фракции гумуса, связанной с R2O3 и глиной (фракция 3); 5) в составе гумуса возрастает доля фракций, способных к элювиированию, о чем свидетельствуют возрастающие доли их в подпахотном горизонте.

Групповой и фракционный состав гумуса аллювиальных почв пойменных террас верхнего течения Ганга и Ямуна

Полученные нами данные указывают на преимущественно гуматно-фульватный состав гумуса исследованных почв. В составе гуминовых кислот полностью отсутствует фракция 1, свободная и связанная с подвижными полуторными оксидами, извлекаемая 0.1 н. NaOH.

В составе гуминовых кислот преобладает фракция 2, связанная с кальцием, которая составляет в верхних слоях почвенного профиля 21,43-27,03% общего содержания органического углерода. Это характерно как для почвы рисовых полей, так и для целинного участка (23,13-26,20% общего C). Значительно меньшая доля в составе гуминовых кислот приходится на фракцию 3, связанной с глинистыми минералами и устойчивыми полуторными оксидами (12,70-16,10%).

Общее содержание гуминовых кислот в верхних слоях почвы рисовых полей составляет 29,69-43,13% общего содержания углерода в почве, при содержании их на целинном участке 39,35%.

Отчетливой зависимости содержания гуминовых кислот в верхних слоях аллювиальных почв рисовых полей от продолжительности периода возделывания риса не наблюдается.

Среди фульвокислот преобладают фракции, связанные с гуминовыми кислотами и с кальцием. Их относительное содержание составляет 13,15-33,40% общего С на рисовых участках и 15,50-31,18% на целинном участке. При этом наибольшее количество фракции 2 фульвокислот обнаружено на глубине 39-48 см.

Отмечается высокая экстрагируемость гумусовых веществ, достигающая 63,3-89,0% при незначительном количестве нерастворимого остатка. Данное обстоятельство свидетельствует о высокой степени минерализации гумусовых веществ в условиях жаркого климата изучаемой зоны и избыточного увлажнения почв. По-видимому, поступление органического вещества в почву при длительном возделывании риса является недостаточным и требуются специальные мероприятия для улучшения плодородия аллювиальных почв, в частности гумусового состояния.

Групповой и фракционный состав гумуса элювиально-глеевых почв долин Северного Ганга и Ямуна

Качественный состав гумуса свидетельствует о гуматно-фульватной природе гумусовых веществ в верхних горизонтах A_{1g} и фульватной в элювиальных горизонтах A_{2g} . Отмечается отсутствие фракции гуминовых кислот свободной и связанной с подвижными полуторными оксидами (фракция 1). Гуминовые кислоты, связанные с глинистыми минералами (фракция 2) и устойчивыми полуторными оксидами (фракция 3), распределяются в почвенных профилях практически в равных количествах и с одинаковой тенденцией

уменьшения их содержания в горизонте A_{2g} . Содержание этих фракций по мере увеличения продолжительности «рисового» земледелия имеет тенденцию к увеличению.

Фракционный состав фульвокислот характеризуется присутствием как агрессивных компонентов, так и компонентов, связанных с гуминовыми кислотами, с кальцием, с глинистыми минералами и устойчивыми полуторными оксидами. При этом доля фульвокислот в составе органического вещества заметно возрастает в элювиальном горизонте A_{2g} по сравнению с гумусовым горизонтом A_{1g}

Несмотря на невысокое содержание гумуса в почвенном профиле рассматриваемых элювиально-глеевых почв и его фульватный характер, отмечается очень высокая обогащенность его азотом. Степень гумификации органических веществ в гумусовом горизонте A_{1g} находится на среднем уровне.

В почвах рисовых полей степень гумификации органических веществ остается стабильной или имеет тенденцию к повышению по сравнению с целинными аналогами.

Групповой и фракционный состав гумуса почв приводораздельных террас Северной Индии

Результаты определения фракционного состава гумуса указывают на фульватный состав гумусовых веществ. Сумма гуминовых кислот в горизонтах A_1 , B_1 и B_2 на рисовых участках составляет 17,77-20,07%, а фульвокислот – 24,86-37,84%, в то время как в контроле они соответственно равны 23,42% и 36,38%. Следует отметить наибольшее количество гуминовых кислот в контроле (разрез 21), а наибольшее содержание фульвокислот в почве участка длительного использования под рис (10-15 лет) – разрез 32.

Степень гумификации органического веществ находится на уровне средних показателей (20,30%) и в верхних горизонтах практически одинакова. Величина отношений $C_{гк} : C_{фк}$ изменяется в пределах 0,56-0,86 в гори-

зонах A_1 и A_1B и уменьшается в горизонте B_1 . Характерной чертой фракционного состава гумуса является незначительное количество свободных и связанных с подвижными полуторными оксидами гуминовых кислот (2,70-6,0%), практически равное содержание гуминовых кислот, связанных с кальцием (фракция 2), с глинистой фракцией и устойчивыми полуторными оксидами (фракция 3) (5,0-11,0%).

Фульвокислоты по фракциям распределяются примерно одинаково с небольшим преимуществом фракции 3, связанной с глинистыми минералами и устойчивыми полуторными оксидами.

Экстрагируемость гумусовых кислот варьирует в пределах 40,74-75,46% и достигает максимальных значений в горизонте A_1B . В почве рисового участка с длительным периодом возделывания риса (10-15 лет, разрез 32) отмечается более высокое содержание фульвокислот, достигающее 33,3-43,59%

В целом, фракционный состав гумуса в красно-бурых почвах указывает на его подвижность и равномерность распределения в почвенном профиле.

Таким образом, изменившийся групповой и фракционный состав гумуса почв рисовых полей, вписывается в ранее изложенную нами общую концепцию анаэробного почвообразования и может свидетельствовать об усилении элювиально-глеевых процессов в почвах.

Контрольные вопросы:

1. Каковы факторы среды, обуславливающие развитие процессов преобразования гумуса в почвах рисовых полей?
2. От каких факторов (и процессов) зависят изменения качественного состава гумусовых веществ?
3. Каковы главные критерии оценки устойчивости гумусовых веществ почв рисовых полей?
4. Какова роль гумусовых веществ в преобразовании природы зональных почв в антропогенные субстраты?

РАЗДЕЛ 7

ДИАГНОСТИКА УСТОЙЧИВОСТИ БИОЛОГИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ПОЧВ И ЖИВЫХ ОРГАНИЗМОВ В ПОЧВАХ К АНТРОПОГЕННЫМ ВОЗДЕЙСТВИЯМ

Лекция 16

Активность окислительно-восстановительных ферментов в почвах

Методики определения активности окислительно-восстановительных ферментов в почвах и растениях

1. Методика отбора почвенных образцов

При изучении ферментативной активности под различной растительностью образцы почвы берутся из зоны ризосферы и вне ризосферы по фазам развития растений. Следует учесть, что в целинных почвах и под многолетними травами максимальная ферментативная активность обнаруживается в слое 0-7 см, причем она сильно уменьшается в более глубоких слоях. Поэтому этот слой целесообразно брать отдельно. При изучении пахотных почв образцы берут на всю глубину пахотного слоя, предварительно удалив возможно загрязненный верхний слой почвы. Пахотный горизонт можно разделить на 2-3 слоя. При исследовании влияния удобрений и агрохимических приемов на биохимические процессы пробы отбирают несколько раз в течение вегетационного периода по фазам развития растений (Савич В.И., Ларешин В.Г. и др., 2006).

2. Определение активности отдельных ферментов

Определение активности пероксидазы

Методы определения пероксидазной активности основаны на учете количества продуктов окисления полифенолов, используемых в качестве субстрата фермента, путем фотометрических измерений интенсивности их окраски в случае образования окрашенных соединений (например, пуриургаллина), или методом титрования (Савич В.И., Ларешин В.Г. и др., 2006).

Определение активности сульфатредуктазы (метод Галстяна А.Ш.) Метод основан на учете количества сульфат-ионов при анаэробной инкубации раствора сернокислого натрия с почвой.

Определение активности нитратредуктазы (метод Галстяна А.Ш. и Маркосян Л.В.)

Метод определения активности нитратредуктазы в почве основан на учете уменьшения количества нитратного азота при анаэробной инкубации в почве.

Определение активности ферриредуктазы.

Метод Галстяна А.Ш., Оганесяна Н.А. (1973). Основан на определении количества образующегося двухвалентного железа при взаимодействии оксида железа с почвой.

Методика интерпретации данных по активности окислительно-восстановительных ферментов в почве (Савич В.И., Ларешин В.Г. и др., 2006).

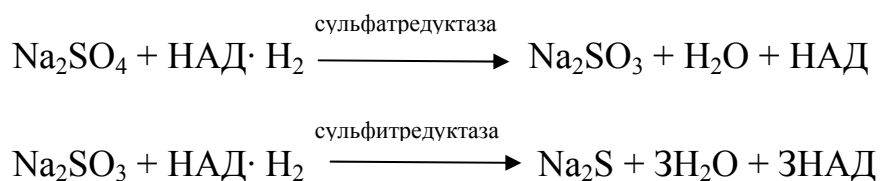
Процессы окисления и восстановления, протекающие в почве, в значительной степени связаны с ферментативными процессами. К ферментам, катализирующим окисление-восстановление, относятся пиридин-нуклеотидные ферменты; фалвин-нуклеотидные ферменты; железопорфириновые ферменты и медьсодержащие ферменты. При участии ферментов электроны передаются от субстрата через серию переносчиков к конечному акцептору – кислороду. Каждый из ферментов и переносчиков функционирует при определенных значениях Eh. При повышении окислительно-восстановительного потенциала последовательно участвуют следующие ферментативные системы: пиридин-

нуклеотидные дегидразы, флавопротеназы, цитохромы. Пиридин-нуклеотидные ферменты отнимают водород и электроны непосредственно от окисляемого вещества или передают водород и электроны на восстанавливаемый ими субстрат. Флавин-нуклеотидные ферменты катализируют такие биохимические реакции, как окислительное дезаминирование аминокислот, дегидрирование оксикислот, окисление восстановленных форм дифосфопиридин-нуклеотида и т.д. Железопорфириновые ферменты, к которым относятся кататаза и пероксидаза, катализируют аэробное окисление. В качестве донаторов электронов, выступают ароматические и алифатические органические вещества, некоторые неорганические вещества. Оба фермента переносят свои электроны только к перекиси водорода или ее производным – метил- и этилперекисям. Дальнейший перенос электронов от пиридин-нуклеотидов и флавопротеидов к цитохром-оксидазе и дальше к молекулярному кислороду осуществляется цитохромами а и в. Ферменты, содержащие медь, переносят электроны от производных: фенола к молекулярному кислороду.

Пероксидазы осуществляют окисление органических веществ почв (фенолов, аминов, некоторых гетероциклических соединений) за счет кислорода перекиси водорода и других органических перекисей, образующихся в почве в результате жизнедеятельности микроорганизмов и действия некоторых оксидаз (например, уратоксидазы). Эти ферменты играют важную роль в процессе образования гумуса.

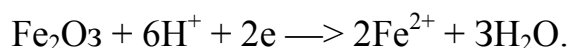
Нитратредуктаза относится к флавин-нуклеотидным ферментам (металл-флавопротеидам). Процессы восстановления нитратного азота в почве до аммиака катализируют ферменты – нитратредуктаза и нитритредуктаза. Нитратредуктаза действует на восстановленный НАД, в качестве донора водорода, и переносит водород к кислороду нитратов. В результате действия нитратредуктазы нитраты превращаются в нитриты. Дальнейшее восстановление нитритов до аммиака катализируют нитритредуктазы и гид-роксил амин-редуктазы.

Сульфатредуктазы осуществляют в почве восстановление сульфатов. В анаэробных условиях кислород сульфатов служит акцептором водорода при дыхании микроорганизмов. Мобилизованный дегидрогеназами водород донора (органические вещества почвы, НАД или ФАД) переносится сульфатредуктазами почвы от дегидрогеназных систем к кислороду сульфатов. В результате сульфаты восстанавливаются до сульфидов с последующим превращением до сульфидов при участии соответствующих ферментов:



Эти ферменты играют важную роль в образовании солонцов в почвах сульфатного засоления.

Ферриредуктазы осуществляют в почве восстановление соединений железа. Восстановление соединений железа характерно для почвообразования в гумидных районах с преобладанием анаэробных условий в почвенном профиле. В этом непосредственное участие принимают многие виды микроорганизмов с помощью своих метаболитов, среди которых биологически активными являются ферменты. При восстановлении железа в почве участвуют дегидрогеназные системы. Эти ферменты назвали ферриредуктазами (Fe_2O_3 -редуктазы). Дегидрогеназы почвы (ферриредуктазы) используют кислород окиси железа, в качестве конечного акцептора электронов в цепи окислительно-восстановительных процессов в почве. При этом окись железа восстанавливается в закисную форму:



Донорами водорода могут служить различные органические соединения почвы.

Определение в почве ферментативной активности позволяет судить о возможности протекания определенных реакций окисления-восстановления. Ферментативная активность коррелирует с величиной Eh и гНг. Значение закономерностей ферментативной активности различных типов почв, ее изменения под влиянием орошения, осушения, затопления и химических мелиорации позволят в будущем подойти к искусственному регулированию такой активности в почве, в зоне ризосферы и в растениях.

Микробиологическая активность почв разной степени гидроморфности.

Методика определения микробиологической активности в почве Окислительно-восстановительное состояние почв тесно связано с микробиологической активностью. С одной стороны, определенные группы микроорганизмов могут развиваться только при определенной величине рН и Eh среды. С другой стороны, микроорганизмы сами участвуют непосредственно в процессах окисления и восстановления почвенных компонентов, а также влияют на содержание и состав соединений, косвенно определяющих протекание ОВ реакции. При изучении ОВ состояния почв, как правило, определяют отдельные физиологические группы микроорганизмов, участвующих в круговороте азота, серы, фосфора, железа, углерода.

Методика изучения микробиологической активности

В первую очередь, представляет интерес изучение аэробных и анаэробных микроорганизмов.

1. Азотфиксаторов: а) аэробных азотфиксаторов – *Azotobacter chroococcum* – при высеве почвенной суспензии, приготовленной по методу серийных разведений на элективную безазотистую среду Этби с маннитом, в качестве источника углерода; б) анаэробных азотфиксаторов – *Clostridium pasteurianum* – при высеве на пептоно-дрожжевой среде (Мишустин, Емцев, 1974) или на среде Виноградского (Бабьева И.П., Агре Н.С., 1971); в) ана-

эробных азотфиксаторов рода *Clostridium acetobutylicum* на кукурузном заборе (Мишусткин, Емцев, 1974).

2. Нитрификаторов – нитрозных бактерий, окисляющих аммиак в азотную кислоту, и нитратных бактерий, окисляющих азотистую кислоту в азотную. Микроскопически они не идентифицируются, а обнаруживаются по изменениям, производимым ими в питательных средах. Для обнаружения нитрификаторов в почве используют среду Виноградского. В первом приближении, о наличии в почве нитрификаторов можно судить по обнаружению в суспензии азотистой и азотной кислоты. По методическому пособию Бабьевой И.П., Агре НС. (1971) реакция обнаружения выполняется в следующей последовательности. Для обнаружения азотной кислоты кристаллик дифениламина растворяют в капле крепкой серной кислоты. Затем наносят каплю жидкости из-под культуры и дают ей стечь. Азотная кислота идентифицируется по синему окрашиванию при соприкосновении капель. Нитриты обнаруживаются по красному окрашиванию с испытуемым раствором реактива Грисса (уксуснокислый раствор смеси сульфаниловой кислоты с α -нафтиламином).

3. Денитрификаторов – бактерий, играющих отрицательную роль в азотном балансе почвы. Они выпускают на воздух ценный для плодородия почвы азот нитратов, восстанавливая последние до свободного азота. Поэтому в почвенной микробиологии большое внимание уделяется процессу денитрификации.

Денитрифицирующие микроорганизмы являются типичными факультативными аэробами. Они могут жить в аэробных и в строго анаэробных условиях. В аэробных условиях они окисляют субстрат кислородом воздуха. Микроорганизмы денитрификаторов являются гетеротрофами. Они используют органическое вещество, как строительный и энергетический материал. При этом, окисление органического вещества может осуществляться связанным кислородом нитратов и нитритов в анаэробных условиях. Денитрификаторы широко распространены в почвах, особенно при плохой аэрации, по-

вышенной влажности, слабощелочной реакции, наличии водорастворимых форм органического вещества. Микроскопически они не идентифицируются, а обнаруживаются по изменениям, производимым ими в питательных средах, например, в среде Тильта с бромтимоловым синим.

4. Аммонификаторов – микроорганизмов, ответственных за разложение азотосодержащих органических веществ с выделением аммиака. Разложение белков в анаэробных условиях сопровождается образованием восстановленных продуктов - сероводорода, биоспиртов меркаптанов, метана, водорода. Для выявления аммонификаторов пользуются мясопептонными средами.

5. Сульфатредуцирующих микроорганизмов, которые ответственны за восстановление сульфатов. Они определяются по жидкой среде Постгейта (Postgate, 1966).

6. Железоредуцирующих микроорганизмов, которые определяются на жидкой среде Бромфильда.

По полученным данным судят о количестве и преобладании тех или иных групп микроорганизмов в почве. Расчет количества микроорганизмов проводят с помощью таблиц Мак-Креди, составленных на основании методов вариационной статистики. При этом, при оценке достоверности разницы в количестве микроорганизмов в различных почвах можно принять разницу на I порядок и 2 ряда случаев при отличии в 2-9 раз. Оценка достоверности менее резких отличий требует специальной статистической обработки.

Интерпретация данных по микробиологической активности почв. Аэробными являются микроорганизмы, которые могут развиваться при доступе кислорода, они нуждаются в нем, как в акцепторе водорода. Этим микроорганизмам необходим и более высокий, по сравнению с анаэробами, окислительно-восстановительный потенциал. В то же время, аэробы избегают и слишком окислительных условий, они, с одной стороны, поглощают растворенный кислород, а с другой, отличаются выделением в среду каких-то неизвестных продуктов обмена с резко выраженными восстановительными свойствами. Анаэробные микроорганизмы успешно растут и развиваются в

анаэробных условиях с $r_{H_2} = 0-5$. В результате многих исследований установлено, что облигатные анаэробы – это группа своеобразных микроорганизмов, которые могут жить лишь при определенных окислительно-восстановительных условиях внешней среды, а именно – в условиях резко восстановительных, в присутствии редуцирующих веществ. Это обусловлено тем, что ряд важнейших ферментов инактивируется в окисленных условиях. Обмен веществ анаэробов осуществляется таким образом, что энергия для жизнедеятельности черпается не из окислительных процессов, как это свойственно подавляющему большинству живых существ, а из процессов сопряженного окисления и восстановления, когда одна часть субстрата окисляется за счет восстановления другой. Таковы все процессы брожения, в которых субстратом являются чаще всего углеводы.

Биологический смысл анаэробноза заключается в том, что облигатные анаэробы, также, как и факультативные, могут использовать органический субстрат в местах, лишенных воздуха, когда субстрат недоступен аэробам. Анаэробные организмы, даже и облигатные анаэробы, вынуждены сами вырабатывать меры защиты против окислительного действия кислорода воздуха. Такой мерой защиты у них является выделение редуцирующих веществ. Они не погибают и даже не впадают в анабиоз в присутствии воздуха. Наоборот, если окислительные условия не чрезмерны и характеризуются $r_{H_2} = 20-22$ или около того, анаэробы проявляют высокую активность обмена веществ. Они выделяют редуцирующие вещества, «нейтрализующие» или «оттитровывающие» кислород.

После того, как среда примет благоприятный для анаэробов низкий r_{H_2} , они начинают активно размножаться. Благодаря этой своей способности, облигатные анаэробы могут развиваться не только без доступа воздуха, но, отчасти, и в его присутствии. В рыхлой почве, пронизанной капиллярными пространствами, заполненными воздухом, могут быть отдельные места – микрозоны, в которых развиваются анаэробы.

По полученным данным делаются выводы о корреляции свойств почв, влажности, температуры и численности микроорганизмов, устанавливаются лимиты свойств почв для оптимального развития отдельных групп микроорганизмов, очередность их развития. Пример определения численности отдельных групп микроорганизмов в почвах рисовых полей приведен в таблице 16.1.

Таблица 16.1

Содержание микроорганизмов в лугово-черноземной почве различной степени увлажнения

Микроорганизмы	Содержание, млн/г							
	под рисом				на целине			
	V	VI	VII	VIII	V	VI	VII	VIII
Аммонифицирующие Анаэробные азотфиксирующие:	11,2	2,2	5,8	1,1	55,7	2,8	12,1	3,3
<i>Cl. pasterianum</i>	1	400	240	30	0	25	22	0
<i>Cl. acetobutylicum</i>	19	14	18	2	1	1	1	0
Сульфатредуцирующие	0,02	1,3	3,2	0,1	-	-	-	-
Железоредацирующие	1,6	30	32,5	556	18,1	13,6	9,0	6,0

Практически важным для сельскохозяйственного производства является вопрос о возможности регулирования развития отдельных групп микроорганизмов за счет органических и неорганических добавок, вносимых в почву. Это позволит усилить развитие процессов, направленных на повышение плодородия почв и снизить развитие процессов, направленных на ухудшение плодородия почв. Подбор определенных групп микроорганизмов и внесение их в почву могут изменить скорость процессов образования аммиака и окислов азота, сероводорода; изменить скорость и направленность минерализации органических веществ и органических остатков. Это открывает перспективу регулирования скорости и направленности отдельных процессов, протекающих в почве, и процесса окультуривания в целом.

Примеры определения и интерпретация данных

Направленность и интенсивность биологических процессов в почве в значительной степени зависят от ее окислительно-восстановительного состояния. В то же время в поддержании и повышении плодородия почвы лежат биохимические механизмы трансформации веществ, в которых участвуют разнообразные представители почвенных микроорганизмов. Таким образом, химические, биохимические и биологические процессы тесно взаимосвязаны друг с другом, с плодородием почв. Поэтому дать наиболее правильную оценку состояния почв, разработать пути оптимизации обстановки можно только, учитывая все многообразие процессов трансформации, миграции и аккумуляции вещества и энергии в системе почва – растение – микроорганизмы (Савич В.И., Ларешин В.Г. и др., 2006).

В настоящее время остаются спорными, по крайней мере, следующие практически важные вопросы изучения микробиологической и ферментативной активности в различных условиях окислительно-восстановительного состояния.

1. Неясен вопрос об экологической нише для многих групп микроорганизмов в пределах почвенного профиля. В случае, если они накапливаются преимущественно в верхней (5 см и 1 см) толще почвы, нежелателен оборот пласта, существенно меняется система обработки почв. Более вероятно, что в разных почвах в зависимости от условий внешней среды, форм и способов применения удобрений экологические ниши находятся, во-первых, на разной глубине почвенного профиля, на поверхности и внутри структурных отдельных частей, в педлах, кутанах и, во-вторых, местоположение этих ниш отличается для разных групп микроорганизмов.

2. Неясна смена определенных групп микроорганизмов при трансформации многих минеральных и органических соединений в почве.

3. Не выяснены оптимальные условия и ПДК для определенных групп микроорганизмов. Очевидно, они относительны и меняются в зависимости

как от сочетания свойств почв и внешних условий, так и от условий питания микроорганизмов, соотношения и активности их видов.

4. Спорным остается вопрос и о природе ряда процессов, протекающих в почве: частично они контролируются микробиологическими процессами, частично микробиологические процессы являются толчком для их развития. В ряде случаев микробиологические процессы позволяют протекать реакциям с большей энергией активации, чем это возможно без них; являются катализаторами процессов, изменяют их скорость. Более вероятно, что эти процессы подчиняются тем же физико-химическим закономерностям, что и остальные процессы, протекающие в почве с учетом селективности, изменения энергетики и кинетики реакций.

Практическая значимость изучения микробиологической активности почв. Рассматривая практическую целесообразность углубленного рассмотрения микробиологических и ферментативных процессов в различных условиях окислительно-восстановительного состояния, можно отметить следующие основные направления исследования (Савич В.И., Ларешин В.Г. и др., 2006).

1. Оценка основных групп микроорганизмов в почве, ответственных за образование, накопление определенных соединений, позволяет разрабатывать пути воздействия на эти группы с целью оптимизации обстановки (устранения токсичного влияния на биоту отдельных продуктов). Так, например, ингибирование сульфатредуцирующих микроорганизмов позволяет устранить или снизить образование H_2S и существенно повысить урожай с/х культур.

2. Оценка закономерностей трансформации вещества, осуществляемой с помощью определенных групп микроорганизмов, позволяет вычленить звенья в цепи трансформации, на которые следует воздействовать с целью получения или преобладания определенного конечного продукта. Так, зная закономерность смены пула микрофлоры и ферментов при трансформации органического вещества, можно, прервав разложение на определенной стадии,

усилив развитие определенных групп микроорганизмов, получить продукт с заданными свойствами: заданной комплексообразующей, структурообразующей способностью, биологической активностью и т.д.

3. Регулируя условия питания микроорганизмов (рН, Eh среды, наличие определенных органических остатков с заданным соотношением C:N, ароматических и алифатических групп, степенью окисленности, долей восков и смол и т.д. при внесении удобрений), можно существенно изменить численность отдельных групп, а, следовательно, опосредованно и химические, физико-химические, физические свойства почв.

4. Знание расположения в почвенном профиле конкретных почв определенных экологических ниш для отдельных групп микроорганизмов позволяет наиболее правильно выбирать систему обработки почв.

5. Изучение условий симбиоза микроорганизмов (грибов, дрожжей) с высшими растениями позволяет определить наиболее перспективные штаммы для повышения плодородия почв и повышения урожая с/х культур.

6. Внесение определенных микроорганизмов в прикорневую зону растений, инъекция ими корней или листьев не только существенно повышают урожай, но и способствуют устойчивости растений к определенным болезням.

7. Регулирование микробиологических процессов в ряде случаев существенно помогает в оптимизации экологической обстановки: при связывании тяжелых металлов, ядохимикатов, радиоактивных элементов, при связывании NO_3 и уменьшении миграции NO_3 в грунтовые воды, при разложении гербицидов, пестицидов, фунгицидов, токсикантов органического происхождения, в том числе и нефти. В то же время денитрификация, выделение в воздух соединений азота, сульфатредукция и образование сероводорода, образование метана, ацетилена, разложение осадков сточных вод и т.д. могут в значительной степени ухудшить экологическое состояние системы.

В конечном итоге микробиологические и ферментативные процессы определяют в значительной степени не только отдельные превращения в

почве органической и минеральной части, но и почвообразовательные процессы, почвенные режимы. В значительной степени микробиологическая активность определяет окислительно-восстановительные режимы почв.

Микробиологическая активность почв и глееобразование

Одним из элементарных почвенных процессов, в значительной степени обусловленных, микробиологической активностью, является глееобразование. Глеевый процесс – это процесс восстановления почвы в условиях избытка влаги и при обязательном наличии органических веществ.

Воздействие микроорганизмов на минералы может быть как прямым, так и косвенным. Примером прямого воздействия может служить, в частности, окисление серы и железа, входящих в состав пирита, некоторыми представителями родов *Thiobacillus*, *Ferrobacillus*, использующих реакцию окисления указанных элементов в качестве источника энергии. Эта реакция имеет ферментативную природу и происходит при непосредственном соприкосновении бактериальной клетки с минералом. Большую роль в разрушении минералов играют микроорганизмы, вызывающие изменения валентности некоторых химических элементов. С изменением валентности железа и марганца изменяется степень их подвижности, и под влиянием микроорганизмов, способных редуцировать трехвалентное железо, происходит разрушение минералов, содержащих этот элемент в окидном состоянии. Установлено также, что определенные группы бактерий и грибов имеют оксидоредуктазные системы, осуществляющие восстановление Fe_2O_3 и MnO_2 .

Разрушение кристаллических решеток минералов при прямом воздействии микроорганизмов может происходить не только ферментативным путем, но и под воздействием слизи бактерий и водорослей. Косвенное воздействие микроорганизмов обусловлено выделением ими в окружающую среду различных продуктов обмена веществ, являющихся сильными химическими реагентами. Под влиянием таких реагентов происходит полное или частичное разрушение минерала, а также преобразование его в другой минерал.

Важное практическое значение имеет микробиологическая трансформация в почве соединений азота, серы, фосфора, железа, марганца, органического вещества. При этом следует учитывать, что одна группа микроорганизмов начинает процесс трансформации и образует определенный конечный продукт. Затем начинает интенсивно развиваться следующая группа. То есть в процессах разложения, трансформации и синтеза соединений, имеющих в почве, происходит закономерная смена одних микробных сообществ другими, и именно не видов организмов или групп, а сообществ. То есть микробиологическая трансформация одних соединений тесно связана с состоянием и трансформацией других соединений. Химические процессы тесно взаимосвязаны с микробиологическими и ферментативными.

Сульфатредуцирующие бактерии и ОВ состояние почв

Количественное содержание сульфатредуцирующих бактерий в почвах мало изучено, хотя некоторые авторы считают, что практически каждый тип почвы содержит представителей этой физиологической группы. Для активного восстановления сульфатов в почве необходимо выполнение следующих условий: отсутствие диффузии кислорода, т.е. создание анаэробных условий; высокое содержание растворимых сульфатов; наличие в почве запасов органического вещества. Большое значение при этом имеет плотность почвы, т.к. в почвах с плохой структурой и высокой плотностью отмечается активное развитие сульфатредуцирующих бактерий.

Особо благоприятные условия для жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий создаются в почвах при выращивании риса, т.к. большую часть вегетационного периода они находятся под слоем воды. В затопленных почвах под рисом можно отметить 2 стадии превращения вещества. Первая стадия – окислительное разложение органического вещества почвы с последующим восстановлением железа, которое используется микроорганизмами в качестве акцептора электронов. Вторая стадия начинается после полного использования окисного железа, значительного снижения ОВ потенциала и по-

вышения рН почвы. При этом отмечается активное развитие бактерий, образующих в анаэробных условиях органические кислоты, сероводород и метан.

Ряд исследований показал, что закисные формы железа появляются в почвенном растворе после снижения ОВ потенциала до 200-220 мВ (рН=5,8-6,8), а сульфиды при $E_h = +30-40$ мВ и ниже. Активные сульфатредуцирующие бактерии могут быть обнаружены в широких пределах колебания окислительно-восстановительных условий, при E_h от -195 до +190 мВ, $g_{H_2} = 7,6-20,8$ и рН = 4,9-7,5. Для начала активного роста и развития сульфатредуцирующих бактерий необходимы низкие значения ОВП, т.е. чтобы E_h среды был ниже -200 мВ или $g_{H_2} < 7$.

Сульфаты редко выступают в качестве лимитирующего фактора для сульфатредуцирующих бактерий, т.к. практически во всех почвах содержится достаточное их количество, в том числе и в почвах основных рисосеющих районов России. Большое количество ионов SO_4^{2-} вносится с сульфатом аммония, являющимся наилучшей формой азотного удобрения для риса, и в виде гипса, основного мелиоранта солонцовых почв.

Необходимым условием развития сульфатредуцирующих бактерий является наличие в почве углеродсодержащих веществ (углерод гумуса, растительных остатков, органических удобрений). Работами ряда авторов установлена положительная связь между содержанием органического вещества и интенсивностью процесса восстановления сульфатов в почве. Отмечается, что растительность, затопляемая вместе с почвой, усиливает образование сероводорода и наблюдаются интенсивные сульфидные пятна в тех местах, где были большие запасы свежих органических остатков люцерны и отмирающих корней риса. Кроме того, было установлено, что сульфатредуцирующие бактерии приурочены к верхнему горизонту, что связано с наличием в нем органического вещества. Часто процесс сульфатредукции проявляется на первой стадии засоления почв, т.к. повышение концентрации солей в почве способствует разрушению гумуса и переходу части его в почвенный раствор. В засоленных почвах сульфатредукция будет идти до тех пор, пока не истощится

запас углерода, или же засоление почвы достигнет такой ступени, при которой жизнедеятельность бактерий будет угнетена.

Результаты исследований показывают, что сразу после затопления почвы количество сульфатредуцирующих бактерий резко возрастает и их численность от фазы всходов до кушения резко увеличивается; наибольшего значения численность сульфатредукторов достигает по мере нарастания анаэробнозиса к периоду созревания риса. По мере просыхания почвы и усиления доступа кислорода количество сульфатредуцирующих бактерий, особенно в верхнем слое, резко снижается. Усилению окислительных процессов способствует и зяблевая вспашка почвы, при этом незначительное количество сульфатредуцирующих бактерий обнаруживается в течение всего периода использования почв под посевами люцерны.

Влияние риса на распространение сульфатредуцирующих бактерий в его ризосфере в литературе освещено недостаточно полно. Нет единого мнения относительно избирательности этих бактерий по отношению к корневой системе риса. Одни исследователи отмечают положительный ризосферный эффект для сульфатредукторов, другие – отрицательный. Например, Дуда В.И. и др. (1976) наблюдали локализацию сульфатредуцирующих бактерий вокруг корней и объясняли это тем, что корни растений выделяют вещества, необходимые для развития различных групп микроорганизмов, в том числе сульфатредуцирующих бактерий, т.к. они являются «вторичными анаэробами» и их развитие зависит от других физиологических групп микроорганизмов, с которыми они связаны симбиотическими или метаболическими отношениями. В корневой зоне были обнаружены и идентифицированы вещества, стимулирующие развитие сульфатредуцирующих бактерий: аминокислоты, алифатические органические кислоты, углеводы.

В спермосфере семян также имеются органические вещества, что способствует размножению сульфатредуцирующих бактерий и повышению их активности, а в конечном итоге, может привести и к гибели проростков. Ко-

личество же этих бактерий в ризоплане значительно ниже, чем в окружающей почве.

В почвах, длительное время используемых под рис, отмечаются различные тенденции в изменении численности сульфатредуцирующих бактерий, увеличение и уменьшение их количества. В первом случае это объясняется накоплением в почве сульфатов за счет внесения минеральных удобрений, а во втором – уменьшением в почве запасов органического вещества. Количество бактерий, восстанавливающих сульфаты в течение вегетационного периода, может изменяться в тысячи раз, что зависит от типа почвы, ее состояния и фазы вегетации риса (Дуда и др., 1976).

Сульфатредуцирующие бактерии являются группой микроорганизмов, определяющих направление почвенных процессов, однако их распространение в различных типах почв изучено не достаточно полно. При изучении распространения сульфатредуцирующих бактерий нами было выяснено, что они встречаются почти во всех типах почв. Наибольшее их количество обнаруживается в почвах, используемых под посевы риса. Численность сульфатредуцирующих бактерий исчисляется тысячами и миллионами на 1 г почвы, что на несколько порядков выше, чем в других почвах. В почвах рисовых полей некоторые исследователи считают сульфатредуцирующие бактерии ведущими в микрофлоре. Сульфатредуцирующая активность почв коррелирует с содержанием в ней сульфидов и сульфатов.

Очевидно, важную роль играют сульфатредуцирующие микроорганизмы и в содообразовании. Существуют различные точки зрения на источник соды в почвах, но с каждым годом все большее признание получает биологическая, в том числе микробиологическая концепция содообразования.

Как известно, в процессе сульфатредукции в присутствии органического вещества сульфат натрия восстанавливается в сульфид натрия. Последний поступает в реакцию с имеющимся в почве растворенным углекислым газом и в результате образуется сода и сероводород. Сульфатредукция не является единственным источником микробиологического пути образования соды в

почве. В качестве возможного пути следует учитывать и денитрификацию, процессы фотосинтеза фотосинтезирующих бактерий и водорослей. Разложение микрофлорой имеющихся в почве солей органических кислот. Учитывая высокое содержание щелочных металлов в опаде растений, обитающих на засоленных почвах, и широко распространенную в мире микроорганизмов способность к минерализации этих соединений, можно предполагать, что именно данный механизм является господствующим в процессе содообразования.

Важное практическое значение имеют масштабы сульфатредукции и скорость протекающего процесса. В естественных плохо дренируемых почвах без внесения органического вещества наблюдается слабое восстановление сульфатов. Внесение неразложившегося органического вещества приводит к полному восстановлению внесенных сульфатов (8 мг-экв/100 г) через 120 дней и к появлению запаха сероводорода через 3 недели. В то же время в донных осадках водоемов, например Воронежской области, интенсивность сульфатредукции столь велика, что происходит полное связывание реакционно-способного железа, и в иловых растворах накапливается свободный сероводород (Ривкина Е.М., 1989). По данным Самаркина В. А. (1989), скорость бактериальной сульфатредукции в верхних горизонтах ила водохранилища составляла 9,5-20,8 мг восстановленной серы в 1 дм³ ила в сутки, что влияло на щелочность вод.

Heath Judy K. (1956) для маршевых почв установлено время круговорота сульфатов в ходе сульфатредукции в несколько суток. Показано, что в отсутствие вторичного окисления в данных почвах произошло бы быстрое снижение содержания сульфатов, что привело бы к ослаблению процесса сульфатредукции. Скорость образования H_2S - $H_2S / \Delta t$, где t – время в сутках и величина зависимости образования H_2S от величины Eh (в интервале Eh , позволяющем протекать этому процессу). $\Delta H_2S / \Delta Eh$ в значительной степени зависит от ОБ буферности почв $\Delta Eh / \Delta t$ мв/сутки. Эти показатели являются необходимыми данными для расчетов в проектах мелиорации. Знание мик-

роорганизмов, осуществляющих сульфатредукцию, и зависимость скорости их развития от удобрений, мелиорантов, свойств почв позволяет найти приемы регулирования величины и темпов образования H_2S .

Органическое вещество и микробная активность аэробов, а затем флуоресцирующих сульфатредукторов, являются главными факторами сульфатредукции с ее характерными чертами, а именно падением Eh, повышением щелочности, понижением содержания сульфатов и двухвалентных растворимых и обменных катионов наряду с увеличением одновалентных обменных катионов. Согласно исследованиям, сульфатредукция происходит особенно интенсивно в присутствии органических остатков, богатых легкоразлагаемыми веществами. Образовавшийся сероводород реагирует с активным Fe^{3+} , распределенным внутри и вокруг органических остатков.

Наряду с процессами восстановления серы, важное практическое значение имеет прогнозирование и процессов ее окисления. Поступающие с минеральными удобрениями восстановленные соединения серы окисляются в почве хемолитотрофными бактериями, а также многими хемоорганотрофными микроорганизмами: грибами, дрожжами, актиномицетами, псевдомопадами и т.д. Растения вовлекают S в обмен лишь в форме сульфатов, поэтому окислительная активность почвенных микроорганизмов совершенно необходима для развития растений. Однако, в почвах часто создается дефицит доступных для растений соединений серы. Практическое значение приобретает проблема интенсификации микробиологического окисления серы.

Окисление S^0 в почвах осуществляют гетеротрофные микроорганизмы. Больше всего микроорганизмов, способных к окислению серы, обнаружено среди грибов, немного меньше – среди бактерий и актиномицетов. Особой активностью в окислении элементарной серы отличались грибы, принадлежащие к родам *Penicillium*, *Aspergillus*, *Humicola*, а также актиномицеты, относящиеся к роду *Streptomyces*. Бактерии, актиномицеты и дрожжи лучше окисляли серу в среде, содержащей углеводы, а грибы были более активными при наличии в среде аминокислот. На основании проведенных исследований

автор предполагает, что в почвах большую роль в окислении серы играют гетеротрофные микроорганизмы, по сравнению с автотрофными.

Микробиологическая трансформация в почве соединений железа и марганца

Большое значение в генезисе и плодородии почв играют процессы микробиологической трансформации в почве соединений железа и марганца и, в частности, окисления и восстановления. Физиологическая роль и механизм редукции железа микроорганизмами пока еще слабо изучены. У бактерий существует два механизма восстановления железа. У факультативно-анаэробных бактерий в восстановлении железа участвуют нитратредуктаза и другие редуктазы, а у облигатно-анаэробных бактерий функционируют, по-видимому, только ферриредуктазы.

Наряду с процессом восстановления железа, в почве идет процесс его биологического окисления, сопровождающийся накоплением гидроокиси железа. Исследователи выделяют две группы микроорганизмов, участвующих в биологическом накоплении железа. К первой группе относятся неспецифические микроорганизмы с гетеротрофным типом питания, которые накапливают железо без изменения его валентности, лишь в результате использования органической части, железо-органических соединений. Анаэробность среды ограничивает возможность развития гетеротрофных бактерий и препятствует сохранению образующейся гидроокиси железа.

Ко второй группе относятся микроорганизмы, обладающие миксотрофным или автотрофным типом питания, накапливающие железо в результате окисления его закисной формы. Им принадлежит основная роль в концентрировании железа и образовании железистых конкреций. В настоящее время стало уже хрестоматийным решающее значение в превращении железа биохимической деятельности микроорганизмов. Основным условием редукции железа служат наличие окисляемого органического вещества и микрофлоры, способной к восстановлению окиси железа.

В то же время неясным остается вопрос об участии в процессах окисления и восстановления отдельных групп микроорганизмов, о химизме процессов, о факторах, определяющих интенсивность и скорость превращений. Микроорганизмы, участвующие в восстановлении железа, практически слабо исследованы в естественном состоянии почвы и при периодическом затоплении ее водой. Многочисленными экспериментами установлено, что в стерильной затопленной почве не происходят восстановительные процессы, а при добавлении в нестерильную почву ингибиторов бактериального роста прекращается образование восстановленных продуктов, таких как закисное железо. Микрофлора, восстанавливающая железо, не представляет собой особой специфической физиологической группы. Среди этих микроорганизмов описаны псевдомонады, клостридии, молочнокислые, сульфат-редуцирующие бактерии. Мощным железом-восстанавливающим аппаратом обладают маслянокислые бактерии и многие другие факультативно-анаэробные бациллы.

Установлено, что своеобразные, необычные по форме, окисляющие железо и марганец микроорганизмы развиваются в природе в сложных экологических условиях, для которых характерны зональность, подток восстановленных веществ из восстановленных горизонтов и обильное отложение оксидов металлов. Микроорганизмы, окисляющие марганец и железо, обычно называют группой *Metallogenium*. К группе *Metallogenium* близка *Calionella*; к железобактериям принадлежит *Piderococcus*.

Согласно полученным данным Балашова ВВ. (1974), железобактерии встречались в природе при рН, близких нейтральным значениям, но не ниже рН = 5,4; Eh от +40 мв до +300 мв; T – от 4 до 27°; Fe²⁺ – от долей мг/л до десятков мг/л сезонно; O₂ – от долей мг/л до единиц мг/л; при разном содержании органического вещества.

Имеющиеся в литературе расчеты показывают, что железобактерии занимают около 20% площади биологической среды. Эта группа микроорганизмов способна использовать органическую часть комплексных соединений

железа, освободившийся при этом ион Fe^{2+} окисляется химически. Этот процесс для микроорганизмов неспецифичен, при наличии других, более ценных органических веществ железо-органические комплексы могут не использоваться. Железобактерии, образующие охру, широко распространены в водах, озерах, морях и т.д. Они также встречаются во всех типах почв. *Calionella* преобладает в переувлажнённых почвах тяжелого гранулометрического состава, а также в заболоченных супесчаных почвах. Известно значительное число микроорганизмов, способных осаждать оксиды железа и марганца на поверхности клеток. В вопросе о том, какие организмы следует причислять к железобактериям или шире – к железоорганизмам, существует много разногласий.

Распространение железобактерий тесно увязано с физико-химической обстановкой окружающей среды. Оптимальные условия для развития этих организмов создаются при одновременном наличии в среде восстановленных форм железа или марганца, растворенных органических веществ, кислорода и кислотности среды, близкой к нейтральной. Эти факторы, определяющие развитие железобактерий, распределены в разных местах обитания весьма неравномерно. Зависимость развития железобактерий от одновременного присутствия кислорода и восстановленных форм железа и марганца определяет область их распространения в особых экологических нишах, характеризующихся неравновесными условиями среды. Указанные условия могут возникать в затопленных почвах при возделывании риса, особенно на корнях растений, где формируются железо-марганцевые новообразования (чехлы).

В настоящее время превалирующей точкой зрения относительно характера формирования подобных образований является окислительная способность корней риса.

Как показали исследования ряда авторов, именно способность корней риса выделять кислород в прикорневую зону (вследствие функционирования специфической воздухоносной системы – аэренхимы) способствует формированию ожелезненных чехлов вокруг корней. В последние годы вопросы

изучения деятельности микроорганизмов, трансформирующих соединения железа и марганца в почвах, получили дальнейшее развитие.

Показано, что исследования микроорганизмы по возрастающей способности восстанавливать окислы Мп образуют следующий ряд: *Penicillium*, *Variable*, *Aspergillus niger*, *Streptomyces exfoliatus*). Восстановление марганца протекает более интенсивно в факультативно-анаэробных условиях. При этом установлена положительная корреляция между железо-марганцевыми микроорганизмами, содержанием гумуса и подвижными формами марганца в почве и установлена возможность окисления Мп в кислых условиях актиномицетами-ацидофилами *Streptomyces* при рН = 5,0-5,5. Если кислые почвы не содержат *Streptomyces*, то Mn^{2+} может накапливаться в токсичных количествах.

При исследовании восстановления Fe^{3+} культурой гриба *Fusarium* sp. штамм 1 показано, что биологический путь восстановления железа имеет первостепенное значение по сравнению с небиологическим. В процессе деструкции растительного опада *Metallogenium* аккумулирует гидроокиси железа и алюминия на поверхности своих клеток. При этом биогенная гидроокись длительное время остается аморфной, а после кристаллизации в условиях сменного режима влажности превращается в гетит. В почве обнаружено действие ферриредуктазы (восстановленной НАД-Ф- Fe_2O_3 -оксидоредуктазы), которая мобилизованный дегидрогеназами водород органических веществ передает кислороду оксида железа, осуществляя реакцию ее восстановления. Кислород оксида железа является акцептором электронов окислительно-восстановительных процессов в почве.

В литературе отмечается наличие двух механизмов восстановления оксидов железа: 1) косвенное воздействие через метаболиты восстанавливающих бактерий или в результате накопления электронов при низких значениях ОВП в отсутствии кислорода; 2) энергетическое воздействие посредством перемещения электронов и протонов через ферриредуктазы на оксиды железа. Железо-редуцирующие бактерии восстанавливаются в последовательности: аморфные оксиды, гетит, гематит, лепидокрит. Согласно исследованиям,

восстановление железа осуществляется специфически в результате непосредственного взаимодействия ферментных систем бактерий с оксидами железа. При этом NO_3^- и MnO_2 подавляли восстановление Fe^{3+} бактериями *Bacillus polymixa*, обладающих нитратредуктазой. Восстановление Fe^{3+} *Clostridium butiricum* подавлялось только MnO_2 . Безусловно, существует и влияние железа и марганца на развитие микроорганизмов.

Микробиологическая трансформация в почве соединений азота

Исключительно важное значение для генезиса и плодородия почв имеет деятельность микроорганизмов, осуществляющих трансформацию в почве соединений азота. Деятельность этих групп микроорганизмов и процессы трансформации азота тесно взаимосвязаны с изменением окислительно-восстановительного состояния почв. В наибольшей степени данные вопросы изучены для почв рисовых полей. При изучении микрофлоры почв рисовников основное внимание уделяется микроорганизмам, участвующим в круговороте азота. Особенно много работ за последние годы посвящено процессам азотфиксации и азотфиксирующим.

Согласно исследованиям, в процессе роста риса при затоплении отмечается тенденция увеличения численности в почве аммонифицирующих, нитратредуцирующих и денитрифицирующих бактерий. Количество аммоний- и нитратокисляющих микроорганизмов заметно возрастало сразу после затопления, а затем резко сокращалось. Численность всех групп бактерий была существенно выше в слое 0-1 см, чем в слое 5-7 см.

Показано, что денитрификация является одной из важнейших причин потерь азота из длительно затопляемых парующих почв; потери достигали 40% внесенного меченого азота, а при поверхностном внесении – 66%. Исследованиями показано, что численность денитрификаторов под пшеницей и ячменем составляла 0,005-0,5, а в ризосфере 0,13-15,1 млн клеток на 1 г. При внесении N_{120} она возросла в ризосфере до 0,4-222 млн/г. При этом установлена положительная корреляция между численностью нитратредукторов и

влажностью. Из выделенных diaзотрофов 90% составляли энтеробактерии, 10% – азоспириллы.

На деятельность денитрификаторов оказывает влияние внесение удобрений, свойства почв, внешние условия. Как показывают исследования, денитрификация возрастает при внесении в почву NO_3 и NO_2 и является незначительной при внесении в почву мочевины и сульфата аммония. Денитрификация в почве падала с увеличением суммарного объема пор, занятых воздухом, при уменьшении влажности менее 50% ПВ; увеличивалась при достижении влажности более 95% ПВ, при большем содержании общего и водорастворимого органического вещества. Согласно исследованиям, существует гистерезис денитрификации в циклах увлажнения и высушивания почвы. Стимуляция денитрификации при увлажнении высушенной почвы объясняется интенсивной минерализацией погибшей вследствие высушивания микробной биомассы.

Для развития денитрификаторов необходима и определенная реакция среды. Так, указывается адаптация денитрифицирующих популяций к низким значениями pH. На участке с pH=4,0 максимум денитрифицирующей активности отмечается при pH = 3,9; в то время как на известкованной почве при pH = 6,3 она была значительно подавлена. В то же время, потеря азота из почв может происходить не только под действием денитрификаторов. Так, на рисовых плантациях может происходить частичная потеря азота мочевины и за счет гидролиза ее ферментами, содержащимися в затопляемых водах. Согласно исследованиям, клубеньковые бактерии способны не только связывать атмосферный азот, но и приводить к значительным денитрификационным потерям азота из почвы.

Одновременно с развитием денитрификации в отдельных очагах почв протекают и процессы азотфиксации, нитрификации. По данным исследований, под посевами риса через 4 недели нитрификация была подавлена. Окислительно-восстановительный потенциал в слое 0-5 см снижался после затопления немедленно, а в слое 0-2 мм – лишь спустя 30 дней. При внесении со-

ломы в почвы рисовых полей отмечается увеличение CO_2 в приземном слое воздуха и увеличение активности фотосинтезирующих азотфиксаторов. При этом в поверхностных слоях почвы доминировали бактерии рода *Rhodopseudomonas*, а также представители цианобактерий родов *Anabae*, *Cylindrospermus*, *Nostoc*, *Calothrix*.

Микробиологическая активность почв рисовых полей

Окислительно-восстановительные свойства почв, взаимосвязанные с их микробиологической и ферментативной активностью, газовым режимом, физическими свойствами и содержанием доступных элементов питания, отличаются не только для отдельных горизонтов, но отдельных слоев почв.

В лугово-болотных почвах Казахстана слой от поверхности до глубины 40 см сильно восстановлен. Наиболее восстановлена почва прикорневой зоны, где ОВП опускается до 100-150 мв. Низкий потенциал (ниже 100 мв) формируется и в самом верхнем (0-0,5 см) горизонте. Восстановительные процессы на рисовых полях Казахстана развиваются нередко до глубины 70-100 см. Однако, в других географических зонах характер развития восстановительных условий иной. Так, например, в Японии (Mitsui S, 1965) и на Дальнем Востоке (Неунылов Е.А., 1961) глубина проникновения восстановительных процессов на рисовых полях ограничивается 30-35 см, а самый верхний слой почвы (0-0,5 см) всегда хорошо окислен (ОВП – 400-600 мв). Существует, однако, мнение, что быстрое падение ОВП происходит в тонком слое почвы. Корни риса, расположенные также в верхнем слое пахотного горизонта, могут поддерживать более высокий ОВП в окружающей зоне, чем потенциал почвы в целом.

На поверхности затопленного рисового поля образуется «биологическая пленка», исключая возможность поступления в почву кислорода из поливной воды. Поскольку в самый верхний слой пахотного горизонта попадает больше кислорода, чем могут использовать почвенные микроорганизмы, в этом слое преимущественно происходят процессы окисления. Толщина

верхнего слоя колеблется в пределах от нескольких миллиметров до сантиметра.

Существует представление, что весь пахотный слой затопленной почвы делится на два горизонта: окисленный 1-сантиметровый верхний и восстановленный – весь остальной пахотный слой. Однако пахотный горизонт более гетерогенен, и почва представляет собой совокупность восстановленных и окисленных зон, располагающихся в мозаичном порядке. Это было неоднократно подтверждено аппликационными методами с применением фотобумаги.

Систематическая аэрация верхнего слоя почвы и воды осуществляется водорослями, которые за счет фотосинтеза выделяют значительное количество свободного кислорода. Толщина верхнего окисленного слоя почвы в условиях затопления колеблется в пределах от нескольких миллиметров до одного сантиметра.

Спорным является вопрос о ризосферной микрофлоре в почвах рисовых полей и остается слабо изученной деятельность типично аэробных форм. Есть основания предполагать, что аэробная микрофлора играет не меньшую роль в затопленной почве, чем анаэробная. На это указывает хотя бы тот факт, что численность аэробной микрофлоры в затопленной почве всегда остается высокой. Основными факторами, способствующими развитию аэробной микрофлоры при затоплении являются: благоприятное воздействие корневой системы риса, наличие, растворенного кислорода в воде и почве, специфичность самих микроорганизмов (микроаэрофильность). В вопросе соотношения аэробов и анаэробов в затопленных почвах отмечается отсутствие четких убедительных данных. Эти противоречия обусловлены, очевидно, различиями в почвенно-климатических и экологических условиях, в которых проводились опыты, а также несовершенством чашечного метода учета микроорганизмов, который является пока еще основным в микробиологии.

Контрольные вопросы:

1. Назовите методы определения активности окислительно-восстановительных ферментов в почвах.
2. На чем основаны методы определения:
 - 2.1.пероксидажной активности?
 - 2.2.активности сульфатредуктазы?
 - 2.3.активности нитратредуктазы?
 - 2.4.активности ферриредуктазы?
3. Какова сущность понятия «микробиологическая активность почвы»?
4. Каковы проблемы в изучении микробиологической и ферментативной активности в различных условиях окислительно-восстановительного состояния?
5. Каково практическое значение оценки микробиологической и ферментативной активности почв?
6. Какова связь глееобразования с микробиологической активностью почв?

Лекция 17

Изменчивость численности и экологических функций микроорганизмов в почвах антропогенно преобразованных ландшафтов

Все биохимические процессы в почве происходят в результате жизнедеятельности микроорганизмов, которые играют большую роль в биологическом кругообороте элементов.

Продуцированные корневой системой кислород и органические вещества дают возможность растениям риса создавать своеобразные симбиотические отношения с почвенной микрофлорой.

В почве рисовых полей, под влиянием затопления слоем воды, происходят существенные изменения направленности микробиологических про-

цессов, что обуславливает изменения зональных черт почвообразования и свойств почв.

Имеющиеся в научной литературе данные о динамике микробиологических процессов в почве рисовых полей как в количественном, так и в качественном отношении противоречивы, что можно объяснить не только различными эколого-географическими условиями рисосеющих зон, но и различием применяемых методов исследований.

По данным ряда исследований после затопления почвы слоем воды количество аэробных бактерий вначале увеличивается, но после использования молекулярного кислорода их место занимают анаэробные микроорганизмы.

В течение вегетационного периода риса численность микроорганизмов в почве подвержена сильным колебаниям.

Одни авторы указывают на то, что после затопления почвы слоем воды общее количество микроорганизмов возрастает; другие отмечают резкое сокращение их количества. Однако большинство авторов едины в том, что максимальная численность микроорганизмов отмечается в фенофазу кущения-цветения и объясняется аэрирующей способностью растений риса.

Нами исследованы почвы рисовых полей в пределах Ингулецкого орошаемого массива, расположенного в зоне сухой степи Причерноморской низменности. Почвенный покров плакорных ландшафтов сформирован южными черноземами и темно-каштановыми солонцеватыми почвами. По данным Херсонской метеостанции средняя суточная температура воздуха в вегетационный период составляет $19,6^{\circ}\text{C}$, сумма активных температур – 2998°C , сумма эффективных температур – 1464°C , количество осадков – 188 мм, относительная влажность воздуха – 66%, продолжительность солнечного освещения – 1440 часов.

С целью изучения динамики почвенных процессов под культурой риса был заложен стационарный двухфакторный мелкоделяночный опыт. Размещение вариантов в опыте проводилось методом рендомизации. Повторность в опыте 6-кратная. Повторения располагались в шести ярусах.

Динамические наблюдения выполнялись по фазам роста и развития риса. Определялись следующие параметры: общее число микроорганизмов, численность аммонификаторов, денитрификаторов, целлюлозоразлагающих микроорганизмов, грибов, актиномицетов, сульфатредуцирующих и силикатных бактерий на фоне измерений окислительно-восстановительного потенциала, кислотности-щелочности условий и определения содержания подвижных соединений железа, марганца, азота, фосфора, алюминия и кремния.

Схема опыта следующая:

Фактор А (мелиорант)	Факторы В (фон питания)
Без мелиоранта (контроль)	$N_{150}P_{90}$
Без мелиоранта	$N_{150}P_{90}$ + навоз, 40т/га
Шлам ЮГОК, 5 т/га	$N_{150}P_{90}$
Шлам ЮГОК, 5 т/га	$N_{150}P_{90}$ + навоз, 40 т/га

Для выполнения микробиологических наблюдений на каждом варианте был отобран средний объединенный образец почвы из трех точек. Объединенные образцы почв отбирались по слоям 0-10, 10-20 и 20-30 см. Образцы помещали в стерильные целлофановые пакетики и отправляли немедленно в лабораторию для анализов, которые выполнялись следующим образом: почвенную суспензию обрабатывали по Звягинцеву Д.Г. (1969); учитывали общее количество микроорганизмов (на почвенном агаре), аммонификаторов (на мясо-пептонном агаре), денитрификаторов (на среде Гильтея), сульфатредуцирующих бактерий (на среде N. Wakaо, T. Fugusaka, 1972), целлюлозоразлагающих бактерий, грибов и актиномицетов (Сеги Йожеф, 1983), и силикатных бактерий по методике Александрова В.Г. (1953).

Агротехника на опытном участке соответствовала рекомендациям по возделыванию этой культуры. Осенью проводилась зяблевая вспашка на глубину 22 см. Весной, когда почва достигала состояния физической спелости, проводили культивацию с целью выравнивания поверхности почвы. Слаборазложившийся навоз крупного рогатого скота вносили за две недели до посева риса. Минеральные удобрения и шлам Южного горного обогатительно-

го комбината (ЮГОК) вносили непосредственно перед посевом. Гранулированный суперфосфат вносили полной дозой из расчета 90 кг д.в. на гектар, сульфат аммония – 2/3 годовой нормы (90 кг д.в. на гектар). Удобрения и шлам ЮГОК заделывались на глубину 10 см фрезой сразу же после их внесения. Первая подкормка растений азотными удобрениями проводилась в фазу двух листьев в дозе 30 кг д.в. на гектар; вторая – в фазу шестого листа в начале кущения в дозе 30 кг д.в. на гектар.

Посев проводили в третьей декаде апреля сеялкой СН-16 рядовым способом, поперек полянок, семена заделывались на глубину 2 см. Норма посева составляла 240 кг на гектар, сорт риса «Спальчик».

Для борьбы с просянкой поле до всходов риса обрабатывали смесью пропанида и сатурна в количестве 4 кг д.в. на гектар. В фазу кущения, с целью полного уничтожения клубнекамыша, проводили вторую химическую обработку посева смесью пропанида и базаргана.

Водный режим поддерживали по типу укороченного затопления. После подкормки растений и обработки поля гербицидами в чеке создавался постоянный слой воды 12-14 см, который поддерживался до начала восковой спелости зерна.

Фактические материалы, полученные в условиях натурального опыта, показали, что после затопления почв рисовых полей общая численность микроорганизмов возрастает. Однако с усилением восстановительных процессов и накопления токсичных продуктов количество их постепенно снижается, при этом максимальная численность микроорганизмов отмечается в период от всходов до появления метелок риса.

В год внесения шлама ЮГОК наибольшее количество микроорганизмов (11,1 -10,8 млн. на г сухой почвы) обнаружено в фазу кущения риса в почве вариантов с внесением шлама ЮГОК и шлама совместно с навозом. В первый год последствия их максимум отмечен в почвах этих же вариантов в фазу выметывания и составил 12,8 и 13,3 млн./г абсолютно сухой почвы, соответственно. Следует отметить, что внесение только навоза в почву спо-

собствовало незначительному увеличению общего числа микроорганизмов лишь во время всходов как в год внесения, так и в последствии.

Аммонифицирующие микроорганизмы. Имеющиеся сведения в литературе указывают, что в почвах рисовых полей процессы аммонификации происходят медленно. Тем не менее 60% поглощаемого азота рис получает в результате деятельности аммонификаторов. Интенсивность процесса аммонификации оценивается величиной 0,22 мг $\text{NH}_4 - \text{N}$ на кг сухой почвы в день.

Большинство аммонифицирующих микроорганизмов относятся к роду *Clostridium*, обладающему протеолитическими ферментами; это облигатные спорообразующие анаэробы, хорошо развивающиеся при температуре 37,0°C.

Численность аммонифицирующих микроорганизмов в год внесения шлама характеризовалась незначительным увеличением их количества в почве вариантов с внесением навоза. В остальных вариантах их количество даже снижалось, что может быть свидетельством преобладания в этот период (фаза всходов) нитратной формы азота, присущей для аэробных условий. Дальнейшее увеличение численности аммонификаторов в период кущения свидетельствует об усилении аммонификации и о смене аэробных условий анаэробными. Самая высокая численность аммонификаторов в эту фазу наблюдается в почвах вариантов с внесением шлама и шлама совместно с навозом и составила 14,2 и 12,2 млн. на г сухой почвы соответственно. Самое низкое их количество (10,0 млн. на г сухой почвы) отмечается в почве контрольного варианта.

Некоторое увеличение числа аммонификаторов обнаружено также и в почве варианта с внесением навоза, что говорит о присутствии азота в органической форме. В период от выметывания до созревания риса количество аммонифицирующих микроорганизмов снижается и достигает своих минимальных значений после уборки урожая, что может указывать на частичное

поступление кислорода воздуха в почву как в результате деятельности корневой системы, так и фотосинтетической активности водорослей.

В первый год последействия мелиоранта после создания слоя воды в чеке численность аммонификаторов в почве возрастает и поддерживается на достаточно высоком уровне вплоть до фазы выметывания, а затем постепенно снижается. Между вариантами опыта существенных различий практически не наблюдается, за исключением почв варианта с совместным внесением шлама и навоза, характеризующихся наименьшей численностью данной группы микроорганизмов в течение всего периода.

Денитрифицирующие микроорганизмы. Известно, что восстановление нитратов до свободного азота денитрифицирующими микроорганизмами особенно ярко проявляется в анаэробных условиях и при наличии достаточного количества органического вещества. При отсутствии таких условий они ассимилируют лишь нитраты, не подвергая их разрушению.

Многими исследователями микробиологии почв рисовых полей отмечается резкое увеличение численности денитрификаторов сразу же после затопления рисового чека водой. Так, в частности, высказывается мнение о том, что в первые дни после затопления денитрификаторы вызывают сильную редукцию нитратов, что ведет к потере доступного азота. В остальное время они ведут себя только как аммонификаторы. Численность денитрификаторов после затопления иногда увеличивается в 20-30 раз и отличается большой неустойчивостью. Особенно много теряется азота в почвах, где денитрификаторы оказываются в более благоприятных условиях.

Наши исследования показали, что динамика численности денитрифицирующих микроорганизмов характеризуется двумя максимумами: в период всходов и в период созревания риса. Промежуточный интервал между фазами кущения и выметывания характеризуется минимальным количеством данной группы микроорганизмов, что свидетельствует об интенсивном поглощении рисом азота в аммиачной форме и значительном исчерпании потенциала субстрата ($\text{NH}_4\text{-N}$) для их жизнедеятельности. В год внесения шла-

ма в фазу массовых всходов риса наблюдается незначительная тенденция к увеличению численности денитрификаторов в почвах вариантов с внесением навоза и шлама ЮГОК. В контрольном варианте и в варианте с внесением шлама совместно с навозом их количество практически остается без изменений. Однако в дальнейшем (фаза кущения-выметывания) число денитрификаторов падает и только в фазу созревания зерна риса возрастает, особенно в вариантах с внесением органических удобрений как в чистом виде, так и в смеси со шламом. После уборки урожая количество денитрифицирующих микроорганизмов вновь снижается.

Увеличение числа денитрификаторов в почве отмечено также и в первый год последействия в период от посева до всходов риса. Максимальное количество денитрификаторов (44,8 тыс. на г сухой почвы) обнаруживается в почве контрольного варианта, а минимальное (26,5 и 26,7 тыс. на г сухой почвы) – в почвах вариантов с внесением шлама как в отдельности, так и в сочетании с навозом. В период кущения-выметывания риса их количество резко снижается во всех вариантах и существенных различий между ними не выявлено. В фазу созревания зерна риса количество денитрификаторов вновь возрастает.

Целлюлозоразлагающие микроорганизмы. Важнейшим компонентом растительных остатков, ежегодно поступающих в почву, является целлюлоза, по интенсивности разложения которой можно судить о биологической активности почвы.

В условиях затопления в почве рисовых полей целлюлозоразлагающие микроорганизмы представлены как анаэробными, так и аэробными видами. Это могут быть различные бактерии, грибы и актиномицеты.

В результате жизнедеятельности целлюлозоразлагающих микроорганизмов образуется глюкоза, которая в аэробных условиях окисляется, а в анаэробных – сбраживается, образуя различные органические кислоты (масляная, уксусная и др.), углекислоту и водород. Исследованиями было установлено, что возделывание культуры риса способствует усилению деятель-

ности целлюлозоразлагающих микроорганизмов. В анаэробных условиях это приводит к более быстрой минерализации органического вещества, а в условиях промывного режима почв приводит к потере питательных веществ, высвободившихся в процессе минерализации органического вещества.

Динамика целлюлозоразлагающих микроорганизмов в наших опытах характеризовалась следующими особенностями. В год внесения шлама ЮГОК в период от посева до всходов растений риса численность микроорганизмов данной группы в почвах контрольного варианта и в варианте с внесением навоза возросла в 1,5-2 раза. В этот же период в почвах вариантов с внесением шлама ЮГОК и шлама с навозом число целлюлозоразлагающих микроорганизмов увеличилось в 3,5-6 раз. Однако в дальнейшем их количество снижается, и к периоду выметывания растений риса целлюлозоразлагающие микроорганизмы практически не обнаруживаются.

Увеличение в почвах численности целлюлозоразлагающих микроорганизмов в фазу всходов было отмечено и в последствии, но в отличие от предыдущего года оно проявляется в меньшей мере, хотя в период от кущения до выметывания метелок риса их количество в почвах контрольного варианта и варианта с внесением навоза возрастает более существенно, составляя соответственно 4,6 и 5,2 тыс. на г сухой почвы. В почвах вариантов с внесением шлама ЮГОК, как в чистом виде, так и в сочетании с навозом, численность этой группы микроорганизмов не превышала 1,4 тыс. на один г сухой почвы. В фазу созревания, наоборот, их количество увеличивается в почве вариантов с внесением шлама ЮГОК и в некоторой степени снижается в почвах остальных вариантов.

Грибы. Большую роль в плодородии почв играют грибы. Они перерабатывают растительные остатки и превращают углеродсодержащие соединения, в том числе трудноусвояемые формы клетчатки и лигнина, образуя органические кислоты, существенно влияющие на ход почвообразовательных процессов. Существует также мнение о том, что грибы могут играть роль активных аммонификаторов, т.е. могут превращать органический азот в минеральный.

В почвах рисовых полей грибы встречаются в течение всего вегетационного периода, причем, минимальная их численность приурочена к наибольшему напряжению восстановительных процессов.

Японские исследователи с увеличением численности грибов связывают явление истощения почв рисовых полей.

Результаты наших исследований показывают, что численность грибов в почвах всех вариантов имеют два пика: первый – в фазу кущения, и второй – в фазу созревания. Сразу же после затопления в почвах всех вариантов происходит резкое сокращение количества грибов, поскольку при повышенной влажности они не образуют споры. После сброса воды из чека с целью обработки посевов гербицидами наблюдается некоторое повышение их количества, особенно в почве варианта с совместным внесением шлама и навоза. В последующие периоды по мере нарастания восстановительных процессов и накопления токсичных веществ, отрицательно действующих на почвенную микрофлору, их количество снижается. Второй максимум численности грибов наблюдается в период созревания; при этом наибольшее количество грибов (31,7 и 34,4 тыс. на г сухой почвы) отмечено в почвах вариантов с внесением органического вещества. Увеличение численности грибов наблюдается также и в варианте с внесением шлама, хотя и в меньшей мере.

В следующий вегетационный год в период от посева до кущения количество грибов увеличивается и, достигнув максимума, начинает постепенно снижаться вплоть до созревания риса. В почве варианта с внесением шлама в сочетании с навозом количество грибов почти в 2 раза превышает контроль.

Актиномицеты представляют собой типичные гетеротрофные организмы, преимущественно аэробы или факультативные анаэробы.

Имеющиеся в литературе данные о численности актиномицетов в почвах рисовых полей весьма противоречивы. По мнению одних авторов, количество актиномицетов после затопления почв слоем воды мало изменяется; по мнению других, численность их увеличивается, особенно во второй половине вегетации риса; третьи считают, что, наоборот, – снижается. В условиях

Приморья установлено, что число актиномицетов имеет два максимума: в июне и в октябре.

Результаты наших исследований показали, что высокая численность актиномицетов в год внесения шлама и навоза наблюдается в слое почвы 0-30 см всех вариантов опыта в фазу выметывания метелок, за исключением варианта с внесением шлама в чистом виде. В год их последействия максимальное количество актиномицетов отмечается в фазу массовых всходов растений риса в вариантах с внесением навоза, шлама и шлама в сочетании с навозом и составляет соответственно 5,6, 6,2 и 8,0 млн. на г сухой почвы, в то время как на контроле их численность равна 3,3 млн. на г сухой почвы. В фазу кущения количество актиномицетов сокращается, особенно в варианте с внесением шлама. В фазу выметывания их количество вновь возрастает, но в меньшей мере, при этом особых расхождений между вариантами не отмечено. При созревании зерна риса их численность падает почти до исходного уровня.

Сульфатредуцирующие бактерии. В затопленных почвах сульфаты восстанавливаются анаэробными бактериями *Desulfovibrio desulfiricans*. Аккумуляция сульфидов в почве увеличивается при значении Eh около 200 мВ. В результате восстановления сульфатов образуется сероводород, который может оказаться вредным для молодых всходов риса. Осаждение сульфидов Fe^{2+} защищает растения риса от вредного действия сероводорода. Однако при наличии достаточного количества органического вещества железо может образовать органо-минеральные комплексы, которые исключают возможность формирования сульфидов металла. В литературе есть сведения, что в ризосфере растений риса развиваются особые бактерии рода *Beggiatoa*, которые окисляют сероводород в свободную серу.

Количество сульфатредуцирующих бактерий увеличивается при внесении органических удобрений и зависит от распределения органических веществ в почве. После периода кущения, когда корневая система риса начинает аэрировать почву, численность сульфатредукторов снижается. Поэтому

сброс воды из чеков с целью предотвращения образования сероводорода во время получения всходов является важным мероприятием по повышению урожайности риса. При бессменной культуре риса количество сульфатредуцирующих бактерий увеличивается, что приводит к большому накоплению в почве восстановленных соединений серы и соды, губительно действующих на растения.

В наших исследованиях было выявлено, что количество сульфатредуцирующих бактерий резко возрастает после затопления чека, достигая максимума в фазу кущения. В этот период уже выявляются существенные различия, заключающиеся в максимальном развитии сульфатредукторов (5,5-6,5 тыс. на г сухой почвы) в почвах контрольного варианта и варианта с внесением навоза, по сравнению с почвами вариантов, где был внесен шлам ЮГОК как в отдельности, так и в сочетании с навозом (4,5 и 3,6 тыс. на г сухой почвы). Это может быть косвенным свидетельством более благоприятных условий окисления в почве в результате внесения в них шлама ЮГОК. Выявленное преимущество сохраняется вплоть до созревания риса. После сброса воды: из чека и уборки урожая наблюдается снижение численности сульфатредукторов в почвах всех вариантов опыта, но оставаясь все-таки на значительно более высоком уровне, чем весной, перед затоплением чеков водой.

В последствии в период от посева до созревания зерна риса в различной степени наблюдается увеличение данной группы микроорганизмов по всем вариантам опыта.

Силикатные бактерии. Известно, что микроорганизмы участвуют в процессах разложения горных пород и алюмосиликатов в почве. В этих процессах большая роль принадлежит силикатным бактериям, которые синтезируют свою биомассу, усваивая углерод и азот из атмосферы, а фосфор и кремний из соответствующих минералов, т.е. из источников питания, недоступных для других микроорганизмов. Весь этот процесс бактерии осуществляют благодаря наличию мощной ферментативной системы, которая интен-

сифицирует разрушение силикатов, приводя кремнезем в растворимое состояние.

Различные микроорганизмы способны разрушать минералы в почве. Особую роль для растворения кремния играют силикатные бактерии *Bacillus musilaginosos* S.N., *Silencens*, *Proteus mirab* и грибы *Aspergillus niger*, которые в процессе своей жизнедеятельности выделяют кислоты (уксусную, глюконовую и др.) и образуют хелатные соединения.

На примере *Proteus mirabilis* установлен механизм поглощения кремния силикатными бактериями и превращения его неорганических соединений в органические, а также возможность вытеснения им фосфора из их организма, отмечая, что 92% связанного кремния находится в теле бактерий в форме соединений, нерастворимых в спиртово-эфировой смеси, часть которых, однако, растворима в воде.

Исключительная способность силикатных бактерий добывать себе элементы питания из воздуха и минералов, содержащих кремний и фосфор, позволяет им успешно размножаться и в водной среде, лишь бы там был апатит и кварцевый песок.

Увеличение количества микроорганизмов при затоплении почв обуславливает разрушение силикатов. В результате повышенной физиологической активности микроорганизмы выделяют различные ферменты, кислоты и другие химические вещества, которые, в свою очередь, разрушая минералы, высвобождают различные макро- и микроэлементы, необходимые растениям риса.

В условиях затопленного рисового чека нами была изучена динамика силикатных бактерий. Анализ полученных материалов свидетельствует о том, что в целом затопление приводит к увеличению численности силикатных бактерий, максимум которых отмечен в фазу кущения. Наибольшее их количество наблюдается в почвах вариантов с внесением шлама и шлама совместно с навозом и составляет соответственно 25,5 и 29,0 тыс. на г сухой почвы, что существенно превышает их численность в почве контрольного

варианта. В дальнейшем (фаза выметывания-созревания) их количество постепенно снижается, достигая уровня их исходного состояния в период после уборки урожая риса, при этом существенных различий между вариантами не обнаружено.

Таким образом, в почве рисовых полей юга Украины широко представлены как аэробные, так и анаэробные микроорганизмы. Внесение кремнийсодержащего шлама как в чистом виде, так и в сочетании с навозом стимулировало развитие микроорганизмов, что проявилось в увеличении численности аммонификаторов, целлюлозоразлагающих микроорганизмов, актиномицетов и грибов. Произошло заметное увеличение количества силикатных бактерий, способствующих разрушению внесенного шлама ЮГОК. Под влиянием внесенного шлама ЮГОК снизилось также количество сульфат редуцирующих бактерий и наметилась тенденция к уменьшению числа денитрифицирующих микроорганизмов за счет лучших условий окисления.

Контрольные вопросы:

1. Какова сезонная и годовая динамика общего числа микроорганизмов в почвах рисовых полей?
2. Какова сезонная и годовая динамика аммонифицирующих микроорганизмов в почвах рисовых полей?
3. Какова сезонная и годовая динамика денитрифицирующих микроорганизмов в почвах рисовых полей?
4. Какова сезонная и годовая динамика целлюлозоразлагающих микроорганизмов в почвах рисовых полей?
5. Какова сезонная и годовая динамика грибов в почвах рисовых полей?
6. Какова сезонная и годовая динамика актиномицетов в почвах рисовых полей?
7. Какова сезонная и годовая динамика сульфатредуцирующих бактерий в почвах рисовых полей?
8. Какова сезонная и годовая динамика силикатных бактерий в почвах рисовых полей?
9. Каковы апробированные технологии, позволяющие управлять (регулировать) экологическими функциями микроорганизмов в почвах антропогенно преобразованных ландшафтов?

РАЗДЕЛ 8

ЛОГИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РАЦИОНАЛЬНОГО ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ В РАЗЛИЧНЫХ ПРИРОДНЫХ ЗОНАХ

Лекция 18

18.1. Алгоритмы взаимосвязей

между окислительно-восстановительным состоянием и другими свойствами почв

Окислительно-восстановительное состояние почв взаимосвязано с другими свойствами почв. Представляет практический интерес оценка зависимостей $\Delta X/\Delta E_h$, где ΔX –изменение емкости поглощения почв, гумуса, содержания подвижных форм соединений элементов питания и токсикантов, изменение физических свойств почв и т.д. Рассматриваемые зависимости могут быть оценены как по данным сезонном динамики E_h и свойств почв, так и, в первом приближении, по материалам модельных опытов. Рассматриваемые зависимости являются характеристическими для отдельных типов почв и более мелких таксономических единиц. Однако, они неодинаковые в разных интервалах ОВП, как по величине, так, в ряде случаев, и по знаку.

Интерпретация данных

Формы соединений элементов питания, их превращения в почвах, доступность растениям тесно связаны с протеканием окислительно-восстановительных процессов. Многосторонность такой связи выявляется из простого перечня тех явлений, которые характеризуют изменение состояния элементов и азотного питания растений. Окислительные процессы биохимической природы лежат в основе процессов минерализации органических веществ почвы (гумус, растительные и животные остатки, органические удоб-

рения) и перехода содержащихся в них элементов питания растений в форму простых минеральных соединений.

С участием окислительно-восстановительных процессов происходит разложение устойчивых первичных и вторичных минералов и высвобождение из кристаллических решеток минеральных элементов питания растений (К, Р, S и т.д.). Участие окислительно-восстановительных процессов в превращениях минералов по этому пути обусловлено несколькими механизмами: образованием активных форм органических веществ при превращении органических остатков, способных к реализации кислотного гидролиза минералов и их хелатизации; изменение реакции среды; образованием восстановленных форм соединений с переменной валентностью и включением их в реакции изоморфного замещения ионов в кристаллических решетках минералов, что приводит к неустойчивости последних. С окислительно-восстановительными процессами связано разнообразное превращение элементов питания в связи с изменением ионного состава почвенного раствора и возможностью образования их новых соединений, различной растворимости и доступности растениям. Такие превращения свойственны многим элементам: фосфору, железу, цинку, меди и др., имеющим большое значение в питании растений.

Существенные изменения условий обеспечения растений элементами питания возникают в результате изменения их состояния и доступности под влиянием превращения элементов переменной валентности при изменении окислительно-восстановительных условий в формы различной степени окисленности или восстановленности. Наиболее ярким примером такого рода превращений являются реакции нитрификации и денитрификации. Перечисленная группа явлений превращения в почвах элементов питания растений характеризует прямое участие окислительно-восстановительных процессов в формировании питательного режима почв.

Окислительно-восстановительные процессы играют большую и косвенную роль в создании условий почвенного питания для растений. Наиболее

существенными сторонами такого косвенного влияния ОВ процессов на питательный режим почв являются образование и накопление в токсичных количествах ряда вредных для растений соединений (H_2S , Mn^{2+} , Al^{3+} и др.); резкое изменение реакции среды в неблагоприятную сторону (например, при образовании соды или окисления сульфатов); нарушение нормального соотношения ионов в почвенном растворе; изменение физических свойств почв (деагрегация, слитизация) и, как следствие, аэрации и плотности почвенных горизонтов. Эта группа явлений может оказывать значительное влияние на поглощение растениями элементов питания, а при применении удобрений на их эффективность.

Превращение фосфатов

Поведение фосфатов в почвах зависит от величины рН, катионного состава почвенного раствора, содержания и соотношения поглощенных катионов, содержания и степени окристаллизованности минералов группы оксидов, в первую очередь железа, от гумусового состояния почв. Все перечисленные показатели связаны с ОВ режимом, и поэтому динамика, подвижность и доступность фосфора растениям также зависит от уровня ОВ потенциалов.

При устойчивом господстве в почвах окислительных процессов превращение фосфатов и формирование фосфатного режима определяются, в основном, такими свойствами почвы, как содержание несиликатных полоторных оксидов и степень их гидратации, реакция среды, содержание и формы соединений щелочно-земельных катионов, минералогический состав, содержание и формы органического вещества, а также интенсивностью и ритмами развития биологических процессов. В условиях постоянной окислительной обстановки главное участие ОВ процессов в превращении фосфатов заключается в биохимическом окислении органических веществ и переходе фосфора из органических соединений в минеральные формы. Все условия (влажность, аэрация, температура, состав органического веществ), благоприятствующие интенсивности минерализации органических веществ, будут

способствовать мобилизации фосфора органических соединений. Дальнейшие его превращения в условиях господства окислительной обстановки непосредственно не связаны с развитием ОВ процессов, а определяются перечисленными выше особенностями состава почвы и ее физико-химических свойств.

Наиболее тесно и разнообразно зависимость фосфатного режима почв от их ОВ состояния проявляется в условиях контрастного ОВ режима с резкой сменой окислительной и восстановительной обстановки. В таких условиях превращениям подвергаются не только непосредственно различные формы соединений фосфора, но и целый ряд факторов, оказывающих большое влияние на темп и направление этих превращений (реакция среды, состояние оксидов железа и др.).

Важнейшим следствием переменного ОВ состояния почв с контрастным ОВ режимом является превращение соединений железа (и алюминия), выражающееся в трансформации труднорастворимых форм этих элементов в более мобильные сильно гидратированные оксиды. Роль последних в превращении фосфат-ионов определяется следующими наиболее важными положениями: 1) несиликатные полуторные окислы связывают легкорастворимые фосфаты в труднорастворимые формы; 2) несиликатные полуторные окислы могут поглощать фосфат-ионы по типу химического и физико-химического поглощения; 3) фиксация фосфат-ионов почвой зависит от количества оксидов железа (алюминия) в почве и степени их гидратации; 4) чем сильнее гидратированы полуторные окислы, тем они более подвижны, и тем резче выражена их способность к связыванию фосфат-ионов.

Превращение фосфора в почвах в связи с превращением оксидов железа при переменном ОВ режиме изучалось многими исследователями, и интерес к этой проблеме не ослабевает до настоящего времени, что свидетельствует о значительной сложности механизмов, лежащих в основе таких превращений и актуальности их познания для практики. Большинство работ в этом направлении выполнено для разнообразных почв (главным образом

дерново-подзолистых) с явлениями сезонного поверхностного оглеения и почв под культурой затопляемого риса.

Анализ многочисленных работ исследователей позволяет отметить следующие главные положения, характеризующие особенности фосфатного режима почв с контрастным окислительно-восстановительным состоянием их верхних горизонтов или всего профиля. При временном избыточном увлажнении и развитии в почвах восстановительных процессов наряду с образованием закисных соединений железа одновременно повышается растворимость фосфатов. При последующей смене анаэробных процессов аэробными, возникающими при постепенном просыхании почв, закисное железо переходит в оксидное, и растворимость фосфатов уменьшается. При дальнейшем развитии процессов аэрации, когда в условиях оптимального увлажнения идет энергичный процесс разложения органического вещества, часть трудно-растворимых фосфатов, связанных с оксидным железом, превращается в более растворимые формы. В результате периодической смены окислительных и восстановительных процессов в таких почвах накапливаются подвижные формы оксидов железа, и отмечается преобладание трудно-растворимых фосфатов оксида железа.

Изменение фосфатного режима при развитии анаэробнозиса

При развитии анаэробнозиса изменение фосфатного режима почв обусловлено, по крайней мере, следующими причинами: 1) восстановлением соединений железа и марганца и уменьшением прочности связи фосфатов в фосфатах железа и марганца; 2) увеличением в почве содержания аморфных соединений Fe, Mn, Al и, следовательно, сорбции фосфатов; 3) увеличением степени базоидности почв при кислой реакции среды и большом количестве гидроокисей железа и алюминия; 4) появлением обменных железа, алюминия, марганца в ППК, что обуславливает частичную сорбцию фосфатов по типу ионного обмена; 5) сегрегацией фосфатов в конкрециях железа и марганца; 6) увеличением илистости почв, что чаще приводит к увеличению поглощения фосфатов по типу ионного обмена и как потенциал-определяющих

ионов в обмен на OH^- ионы у Al-октаэдров вторичных минералов; 7) увеличением фульватности гумуса, появлением большого количества низкомолекулярных органических кислот, склонных к комплексообразованию с поливалентными металлами, что ведет к образованию сложных $\text{Me}^{n+}\text{-H}_2\text{PO}_4^-$ гумусовых комплексов; 8) изменением Eh среды, большей активностью электронов в растворе, что может вести к увеличению степени ацидоидности почв; 9) изменением pH среды при подщелачивании кислых почв – переходом H_2PO_4^- в HPO_4^{2-} и PO_4^{3-} ; увеличением прочности связи фосфатов с твердой фазой почвы (в то же время при этих условиях возникает конкуренция H_3PO_4 и OH^- за связь с железом, алюминием, марганцем).

Указанные процессы неодинаково влияют на подвижность фосфатов в почвах. Суммарный эффект зависит от степени проявления того или иного процесса и последовательности его протекания, по сравнению с другими процессами. Так, например, если в почву, содержащую повышенное количество аморфных гидроксидов железа и алюминия, внести органические удобрения, то происходит образование органо-минеральных комплексов железа и алюминия и уменьшение сорбции вносимых впоследствии фосфорных удобрений. Если же в почву вносятся сначала фосфаты, а затем органические удобрения, то возможны два варианта реакций. В первом случае органические соединения блокируют сорбционные места, занятые Fe, Al- H_2PO_4^- комплексами, и подвижность фосфатов уменьшается. Это происходит тогда, когда комплексы Fe, Al- H_2PO_4^- – ППК более прочные, чем комплекс Fe, Al-гумат, фульват. Во втором случае, если комплексы Fe, Al с вносимым органическим веществом более прочные, чем комплексы Fe, Al- H_2PO_4^- – ППК, то происходит вытеснение железа и алюминия из соединений с фосфатами, и подвижность последних возрастает. Конечный эффект зависит в отдельные моменты времени от кинетики указанных процессов. Аналогичная ситуация происходит и при смене режимов увлажнения – иссушения почв.

Так как оглеение в значительной степени протекает на гранях структурных отдельных частей, то проявление особенностей фосфатного режима почв

разной степени гидроморфности больше проявляется для «живых» почв, наиболее подвижных соединений фосфатов, отличается для педов и кутан, разных слоев и граней структурных отдельностей. Характер протекающих процессов, их интенсивность зависят от наличия избытка воды, восстановительных условий, степени открытости системы (удаляются или остаются на месте продукты реакций, протекающие в почвах разной степени гидроморфности).

Характер протекающих при оглеении процессов в значительной степени зависит от исходных свойств почв. Так, например, если в почвах преобладали фосфаты кальция и магния, то при развитии анаэробного процесса образование фосфатов железа и алюминия приводит к ухудшению фосфатного режима почв. Если в почвах преобладали фосфаты Al^{3+} , Mn^{4+} , Fe^{3+} , то образование при оглеении Fe^{2+} , Mn^{2+} фосфатов увеличит их доступность растениям. При преобладании в почве органических фосфатов оглеение может привести к увеличению фульватности гумуса, усилению его комплексообразующей способности, к образованию большего количества Fe , $Al-H_2PO_4^-$ гуматов и фульватов. При наличии в почве значительного количества потенциально подвижных железа и алюминия оглеение почв приводит к образованию фосфатов железа и алюминия. Если же в песчаных почвах почти нет железа и алюминия, то образования их фосфатов и при оглеении ожидать трудно. Значительное уменьшение подвижности фосфатов происходит при попеременном увлажнении и высушивании, что рассматривалось в предыдущих разделах. Имобилизация фосфора, внесенного в почвы после затопления, обусловлена сорбционными процессами, а внесение до затопления – окклюдированием с гидроксидом железа (Fe-III) или образованием фосфатов

Трансформация фосфатов в почвах протекает различно в отдельных их горизонтах, мезо- и микрозонах, так как ОВ потенциал в этих микрозонах может отличаться больше, чем на 100-200 мВ. Этим обусловлено и стягивание фосфатов в конкреции. Например, при развитии восстановительных условий ($Eh = -150...-250$ мВ) в оподзоленной почве повышается содержание

всех фракций «активных» фосфатов, особенно Са-Р. В переувлажненной почве одновременно протекает и аккумуляция фосфатов в конкрециях, что обусловлено микрогетерогенностью ОВ состояния почвенных горизонтов ($E_h = -250...+475$ мВ). В почвах с резко контрастным окислительно-восстановительным режимом конкреции составляют до 15% в пахотных и до 25% от массы почвы в подпахотных горизонтах, и на долю их приходится около половины валового содержания фосфора. Фосфор конкреций представлен на 60-70% фосфатами железа и недоступен растениям. Осаждение фосфора в конкрециях возникает при развитии анаэробнозиса, когда потенциал на поверхности конкреций остается довольно высоким.

Превращение азота

Азот относится к группе элементов переменной валентности. Он образует соединения с валентностью от +1 - +5 (различные оксиды) до -3 (аммиак и аммонийные соли). В почвах широко представлены соединения азота с различной валентностью. Основная часть почвенного азота содержится в форме органических соединений (до 90-99%). Эти две особенности азота (переменная валентность и преобладание органических форм его соединений) определяют теснейшую зависимость превращения азота в почве от ее ОВ состояния. Об этом свидетельствует и обширная литература, посвященная трансформации соединений азота почвы и вносимых удобрений и его круговорот в системе атмосфера – почва – растение.

Можно считать, что во всех основных звеньях превращения азота: биологическое поглощение – накопление в форме различных соединений – процессы аммонификации, нитрификации и денитрификации – процессы фиксации азота воздуха – в той или иной степени выявляется их связь с ОВ процессами. Наиболее ярко зависимость превращения азота в почве от условий аэрации выявляется при развитии нитрификации и денитрификации. Такая зависимость была отмечена многими исследователями. Сердобольский И.П. (1953) на основании модельных опытов по изучению зависимости процессов нитрификации-денитрификации от ОВ состояния почв в образцах чернозема,

рендзин и подзолистых почв, а также обобщения литературных данных дал следующие параметры ОВ потенциалов, характеризующие стадии развития нитрификации – денитрификации:

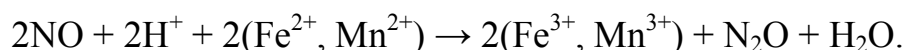
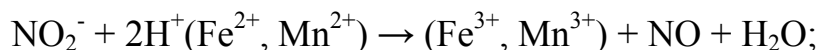
480 мВ – нитраты; 480-340 мВ – нитраты-нитриты; 340-200 мВ – нитриты; ниже 200 мВ – оксиды азота, молекулярный азот.

Последующие работы подтвердили, в основном, предложенные Сердобольским И.П. рубежи ОВ состояния почв, отвечающие различным стадиям превращения азота, при развитии процессов нитрификации и денитрификации. Однако, они выявили и важные особенности такой зависимости.

Было установлено, что величина Eh, характеризующая ОВ состояние почвы, не всегда может достаточно точно отразить ОВ условия в микроразделах почвенного профиля. Поэтому результаты использования традиционных методов определения форм соединений различных элементов переменной валентности (нитраты, нитриты, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mn^{4+} , Mn^{2+} и др.) во многих случаях не соответствовали теоретическим положениям о термодинамической последовательности восстановления различных элементов в зависимости от показателей ОВ потенциалов почвенной среды.

Широкое использование для изучения превращения азота в почвах его изотопа ^{15}N позволило значительно углубить представления о зависимости этих процессов от ОВ состояния почвенной среды. При этом были выявлены важные аспекты проявления как биологической денитрификации, так и «хемоденитрификации». Первая обусловлена деятельностью денитрифицирующих бактерий, вторая – восстановлением нитратов в результате химических реакций. При биологической денитрификации образуются газообразные оксиды азота и молекулярный азот (NO , N_2O , N_2). При хемоденитрификации могут образоваться NO , NO_2 , N_2O , N_2 . Среди различных химических реакций, приводящих к потерям азота (разложение нитритов при кислой реакции в почве с образованием оксида и двуоксида азота; образованием нитрита алюминия с последующим его разложением до N_2 и N_2O и др.) следует особо отметить «возможность восстановления нитритов до NO , N_2O и N_2 при реак-

ции их с почвенным органическим веществом, содержащим фенольные и хинонные группы, а также восстановления их до NO и N₂O при участии ионов некоторых тяжелых металлов» (Смирнов П.М., 1977). Смирнов П.М. приводит следующие схемы реакций восстановления нитритов:



Возникновение в почвах временного анаэробнозиса при избыточном увлажнении способствует образованию больших количеств водорастворимых органических веществ, содержащих фенольные группы, а также двухвалентных форм соединений железа и марганца. Следовательно, падение потенциала до величин, свидетельствующих о развитии в почвах устойчивых восстановительных процессов, будет способствовать активному проявлению «хемоденитрификации». О тесной зависимости превращения азота с изменением аэрации почвы не только во всей массе того или иного горизонта, но и в микроразонах, свидетельствуют опыты по трансформации внесенных в почву нитратных и аммиачных солей и последующего ее компостирования при различном режиме увлажнения (Смирнов П.М., 1977).

Анализ процессов превращения азота в почве в связи с особенностями ОВ режима свидетельствует о необходимости учета ОВ процессов и правильного их регулирования в целях обеспечения наиболее благоприятного для растений баланса азота в почве, а также максимального повышения эффективности азотных удобрений. Для сокращения потерь азота в результате денитрификации, помимо направленного регулирования водно-воздушного, а следовательно, и ОВ режима почв особое значение приобретает выбор форм и сроков внесения азотных удобрений, а также применение ингибиторов нитрификации (Муравин Э.А., 1989).

Окислительно-восстановительные процессы и режим органического вещества почв

Влияние окислительно-восстановительных условий на состояние и режим органического вещества почвы связано, с одной стороны, с изменением условий аэрации в почве и с другой – с изменением состояния (подвижности и активности компонентов минеральной части почвы). Оглеение возникает при создании в почве при избытке влаги анаэробнозиса во всей массе того или иного горизонта почвенного профиля или в его микрizonaх.

Согласно обобщенным данным личных исследований и литературных материалов Кононова М.М. (1963) и Александрова Л.Н. (1962) считаю, что процесс гумификации в своих основных звеньях протекает при окислительной обстановке, а создание анаэробнозиса «способствует не гумификации, а консервации органического вещества» (Кононова М.М., 1963). В естественных почвах режим органического вещества (количество и состав поступающих остатков, интенсивность их превращения) тесно связан с условиями аэрации (гидроморфизма). Об этом свидетельствуют многочисленные данные о содержании, составе и свойствах органического вещества в генетическом ряду почв разной степени гидроморфизма.

С повышением гидроморфизма изменяются условия роста растений, создание ими органической массы и разложения отмирающих остатков. В аридных и полуаридных зонах при переходе от автоморфных почв к полу-гидроморфным (луговым) и гидроморфным (лугово-болотным) нарастает органическая масса развивающейся и отмирающей растительности, затормаживаются процессы ее минерализации. В этих зонах обычно повышение гидроморфизма сопровождается и повышением мобильности катионов Са. Все это в совокупности способствует накоплению гумуса и увеличению в его составе гуминовых кислот.

В гумидных областях нарастание гидроморфизма более быстро сдвигает процесс в сторону собственно заболачивания, что сопровождается увеличением содержания гумуса, уменьшением мощности гумусовых горизонтов, снижением темпов минерализации и круговорота органического вещества.

Направление процесса гумификации и состав образующихся гуминовых веществ в гумидных областях с нарастанием гидроморфизма в большой мере определяется минерализацией (жесткостью) почвенно-грунтовых вод. При мягких (кислых) водах возникновение анаэробно-гнилостного процесса и развитие сопровождающего его оглеения способствует формированию слабо конденсированных форм гуминовых веществ, т.е. фульвокислотному его составу. Переувлажнение жесткими водами благоприятствует образованию гумуса с более высоким содержанием в его составе гуминовых кислот. Влияние оглеения на режим органического вещества в большей степени определяется глубиной и продолжительностью анаэробно-гнилостного процесса. Экспериментальные исследования Кауричева И.С., Орлова Д.С. (1982); Савича В.И. с соавторами (1984) показывают, что умеренное дополнительное увлажнение почв и сдвиг потенциалов до границ не ниже 300-400 мВ при кратковременном (до 5-7 дней) возникновении оглеения преимущественно в отдельных микроразделах гумусовых горизонтов прямо или косвенно способствуют улучшению гумусового состояния почв (накоплению органического вещества, снижению интенсивности минерализации и повышению в составе гумуса доли гуминовых кислот).

Вторая сторона влияния оглеения на режим органического вещества связана с изменением состояния гумусовой его части с восстановлением минеральных компонентов почвы. Восстановление соединений железа, марганца и других элементов переменной валентности снижает устойчивость связей гумусовых веществ с этими элементами, усиливая растворимость органического вещества и понижая способность вновь образующихся гумусовых веществ к закреплению в форме устойчивых органо-минеральных соединений.

Сильное влияние на режим органического вещества некоторых почв оказывает устойчивое развитие периодического оглеения, что проявляется в болотно-подзолистых поверхностно-глеевых почвах (дерново-подзолистых поверхностно-глеевых и перегнойно-подзолистых поверхностно-глеевых), а также в почвах под культурой затопляемого риса. Для последних имеется обширный экспериментальный материал по изменению гумусового состоя-

ния лугово-черноземных, светло-каштановых, лугово-каштановых, солонцовых, дерново-подзолистых и других почв, обобщенный в публикациях отечественных и зарубежных ученых.

Изменение состояния органического вещества почв под влиянием систематического развития интенсивных восстановительных процессов (оглеения) при ежегодном режиме их длительного затопления можно охарактеризовать следующими положениями:

1. В почвах заметно уменьшается (по отношению к исходному содержанию) количество гумуса в связи с резким возрастанием его подвижности (растворимости) за счет разрыва связей с компонентами минеральной части почвы, частичной деструкции наиболее устойчивой части (гумина) и увеличения водорастворимого органического вещества и его миграции в составе сбросных оросительных вод.

2. Происходят значительные изменения качественного состава гумусовых веществ – уменьшается содержание гумусовых веществ группы гумина, II и III фракций гуминовых соединений, увеличивается группа фульвокислот и, как следствие, заметно снижается отношение $C_{г-к}:C_{ф-к}$.

3. В составе водорастворимой части гумуса заметно возрастает содержание органических веществ неспецифической природы.

4. Возрастает реакционная активность органического вещества, усиливаются реакции образования водорастворимых органо-минеральных соединений за счет взаимодействия агрессивных органических веществ с восстановленными соединениями (и ионами) элементов переменной валентности.

5. Отмеченная трансформация органического вещества и повышение ее активности в отношении минеральной основы почвы является важнейшим законом в механизме «деградации» почв рисовых полей.

6. В почвах, используемых под культуру орошаемого риса, особое значение в режиме органического вещества имеют масштабы и качественный состав поступающего в почву свежего органического вещества (органические удобрения, растительные остатки и т.п.), определяющие интенсивность раз-

вития восстановительных процессов в период затопления почв, с которыми тесно связан урожай риса.

Окислительно-восстановительные процессы, водный, воздушный режимы и физические свойства почв

Окислительно-восстановительное состояние почв тесно взаимосвязано с водным и воздушным режимами, физическими свойствами почв. Условия анаэробнозиса отмечаются в основной массе при влажности более 100% полной влагоемкости, но в то же время в отдельных микрizonaх, внутри структурных отдельностей, на пленках органических соединений низкие окислительно-восстановительные потенциалы могут возникать и при оптимальной влажности почвы.

ОВ состояние почв в значительной степени определяется плотностью и влажностью почв, ее аэрацией. Исследователями наглядно показана связь водного и воздушного режимов в орошаемых черноземах, в значительной степени зависящей от плотности почвы.

Окислительно-восстановительное состояние и воздушный режим почв

Окислительно-восстановительное состояние определяет трансформацию органической и минеральной части почвы и, следовательно, в конечном итоге влияет на физические свойства и аэрацию. В то же время в зависимости от Eh изменяется подвижность ионов и, особенно, ионов переменной валентности, что влияет как на протекание химических процессов, так и на ферментативную и микробиологическую активность. Все указанные процессы приводят к изменению воздушного режима почв. Постоянно действует и обратная система связи – изменение воздушного режима действует на подвижность и трансформацию в почве соединений ионов, микробиологическую активность, ОВП.

Содержание кислорода и углекислого газа (%) в основных типах пахотных почв составляет в период активной вегетации следующий порядок величин: иловато-болотная – O_2 – 11,9-19,4%, CO_2 – 1,1-8,1%; торфяно-

глеявая – 13,5-19,5% и 0,8-4,5%; дерново-подзолистая – 18,4-20,4%, 0,2-1,0%; серая лесная почва – 19,2-21,0% и 0,2-0,6%; чернозем обыкновенный – 19,5-20,8%, 0,3-0,8%; каштановая – 19,8-20,9% и 0,05-0,5%; серозем – 20,1-21,0% и 0,05-0,3% (Зборищук Н.Г., 1985).

В то же время содержание газов в почве меняется в широких пределах: азота – от 10 до 95%, метана – от 15 до 75%, углекислого газа – от 1 до 20%, водорода – от 0 до 10% (Ponnamperuma F.N., 1965; 1976). Концентрация газов в почвенном воздухе зависит от состава органической и минеральной части почв, микробиологической активности, влажности, температуры, Eh, ряда других факторов, в т.ч. и от рельефа. Так, отмечается что на микроповышениях осушенного верхового болота концентрация CO₂ в почвенном воздухе была в 2-4 раза меньше по сравнению с относительно ровными местоположениями. В затопляемых почвах газы анаэробного происхождения образуют следующий концентрационный ряд: метан > этан > водород > пропан > окись углерода. При этом переход от аэробного к анаэробному обмену у бактерий происходит при очень низком содержании кислорода (< 1%), причем большее значение имеет скорость диффузии кислорода к бактериям.

Растения выдерживают концентрацию CO₂ в почвенном воздухе в основном до 7%. Более подробные сведения приведены в соответствующем разделе. Важное значение имеет оценка сорбции и выделения углекислого газа почвой. Скорость поглощения почвой CO₂ составляет от 45 мг CO₂ м²/час до 512. Масштаб необратимой сорбции CO₂ воздушно-сухой, дерново-подзолистой почвой составляет 1-10 мг CO₂/100 г почвы. Константа кинетики необратимой сорбции составляет 10⁻⁶ сек⁻¹, что соответствует времени установления равновесия, примерно 50 суток. Приводятся величины выделения углекислого газа из почв: под паром – 413, озимой пшеницей – 532, целиной – 594 мг/м² в час – в холодный влажный год и 257, 452, 612 мг соответственно в теплый год. Органические удобрения, вносимые в затопляемые щелочные почвы, вызывали увеличение содержания CO₂ с 2,5 до 4,5%; H₂ – с 0,06 до 0,42%. По обобщенным данным Заварзина Г.А. с соавт. (1985), торфяно-

глеевые почвы тундры выделяют 0,3 т/га CO₂ в год; подзолистые почвы хвойных лесов – 3,5-30 т/га в год; бурые и серо-бурые почвы широколиственных лесов – 20-60 т/га в год; черноземы степей – 40-70 т/га; красные ферралитные почвы субтропиков и тропиков – 50-90 т/га в год. Выделение углекислого газа складывается из дыхания корней, растений, дыхания мицелиальных организмов, грибов, дыхания аэробных бактерий и выделения углекислоты анаэробами. Для подстилки заметен вклад почвенных животных (Заварзин Г.А., 1985).

Для аэробных условий составлена модель углекислого газа в почвах мира. Установлено, что наилучшей независимой переменной для прогноза pCO₂ является действительная эвапотранспирация (ДЭТ). При приближении ее к нулю pCO₂ приближается к величине ее в атмосферном воздухе ~ 0,33% или pCO₂ = -3,47. Верхним пределом является действительная эвапотранспирация 2000 мм и концентрация CO₂ – 3,5% или pCO₂ = -1,45. Модель имеет следующий вид (Brook, George A., 1983):

$$p\text{CO}_2 = -3,47 + 2,09(1 - e^{-0,00172 \cdot \text{ДЭТ}}).$$

Очень большое значение для формирования плодородия почв и развития с.-х. растений имеет содержание в почве кислорода. По данным зарубежных исследователей уменьшение кислорода в почвенном воздухе не влияло на ОВП до тех пор, пока концентрация O₂ не падала ниже 4%. Критические величины содержания кислорода в почвенном воздухе колеблются от 5 до 0,5% в зависимости от температуры и других условий. Интенсивность потребления кислорода растениями пропорциональна расходу АТФ, то есть потребности в энергии. Увеличение расхода АТФ на процессы обмена приводит к освобождению АДФ. Это, в свою очередь, усиливает дыхание, а затем и сопряженное с ним окислительное фосфорилирование. Факторы, вызывающие усиление процессов синтеза в растении, должны привести к усилению процессов потребления кислорода (хотя аналогичное явление может наблюдаться и в экстремальных условиях). Это позволило предложить исполь-

зование величины интенсивности поглощения кислорода системой почва-растение для оценки действия факторов урожая и разработки новых способов повышения продуктивности растений (Игнатъев Н.Н., 1989).

Следует отметить, что важным в агрономическом отношении является не только содержание кислорода в почвенном воздухе, но и скорость диффузии кислорода. Коэффициент диффузии O_2 варьирует от $7,6 \cdot 10^{-6}$ cm^2/c во влажных почвенных агрегатах до $7,6 \cdot 10^{-6}$ cm^2/c в сухих почвенных агрегатах. Скорость потребления O_2 в почве составляет порядок $2 \cdot 10^{-7}$ $cm^3 O_2 (cm^3/c)$. Для серых лесных почв показана скорость диффузии O_2 $(1,54-0,66) \cdot 10^{-3}$ cm^2/c ; а диоксида углерода – $(1,2-0,44) \cdot 10^{-3}$ cm^2/c . Диффузия кислорода зависит от размера агрегатов и их влажности: в глинистой глееватой и в суглинистой бурой аллювиальной почвах критические условия анаэробнозиса возникали при давлении влаги -200 кПа (радиус агрегатов 13 мм) и в более легкой почве при -100 кПа (радиус агрегатов 18 мм). Резкое возрастание pO_2 обнаружено соответственно при давлениях влаги -600 и -150 кПа (килопаскалей). Коэффициент диффузии O_2 $2,8 \cdot 10^{-3} - 2,9 \cdot 10^{-2}$ и $1,0 \cdot 10^{-3} - 1,5 \cdot 10^{-2}$. Ряд авторов указывает на то, что скорость диффузии кислорода связана с давлением почвенной влаги и концентрацией O_2 квадратичными зависимостями. При высоких концентрациях O_2 ($> 14\%$) ОВП не отражает условий аэрации почв. Скорость диффузии O_2 связана с Eh среды. Так, скорость диффузии O_2 при ОВП - 400 мВ составляла $20 \cdot 10^{-6}$ г/см²/мин.

Диффузия кислорода к корням растений может происходить через почву к поверхности корней и через листья и стебли к корням. Аэренхима достигает для растений гигрофитов (рис, травы) 8-45%, для мезофитов (зерновые, кукуруза) – 2-9%. Коэффициент диффузии кислорода в тканях растений предлагается принять $0,7$ $cm^2/сут$, в песчаной почве – $1,97 \cdot 10^{-5}$ $cm^2/сут$. Величина критического показателя скорости диффузии кислорода в питательной среде 20 $нг/см^2/мин$. Для нормального роста растений кукурузы, сои, пшеницы и гороха скорость диффузии кислорода должна находиться в пределах $20-33 \cdot 10^{-8}$ г/см²/мин.

Для оценки уровня развития анаэробнозиса часто используют обобщенные показатели аэрации и дыхательный коэффициент. Обобщенным показателем аэрации почвы является отношение концентрации O_2/CO_2 , показывающее степень отличия состава почвенного воздуха от атмосферного и условно названное коэффициентом аэрации. По данным Зборищук Н.Г. (1985), существует следующая градация аэрации почв по этому показателю: избыточная – более 100, избыточная – 100-50, оптимальная – 50-20, затрудненная – 20-10, неэффективная – 10-3, критическая – менее 3. По данным Bridge В.Ј. (1976), критические величины пористости аэрации, выше которых дыхательный коэффициент составлял ~ 1 , а ниже увеличивался до 1,6 - 2,8 и которые служили границей перехода от аэробных условий к анаэробным, составляли для легкосуглинистой и глинистой почв 12,8 и 9,0%. (По литературным данным, минимальные значения, необходимые для роста и развития растений –12-15%). В то же время в литературе указывается на то, что в частично анаэробных условиях дыхательный коэффициент недооценивается вследствие различной растворимости в воде кислорода (0,033 мг/мл) и углекислого газа (0,946 мг/мл). Появление N_2O и N_2 в почве обнаруживается через несколько часов после установления анаэробнозиса, в связи с продолжительной адаптацией микроорганизмов к нитратам. Очевидно, денитрификация имеет место в том случае, если в определенном месте и в определенное время отсутствует O_2 и присутствуют денитрифицирующие бактерии, влага, нитраты и разложившиеся органические соединения. Разложение органического вещества в анаэробных условиях приводит к образованию не только CO_2 , но также летучих жирных кислот и водорода. Последние могут окисляться метанообразующими бактериями с образованием метана. При развитии анаэробнозиса первым исчезает кислород, за ним следуют нитраты, сульфаты, образование метана в почве есть признак достижения ею состояния глубокого анаэробнозиса ($Eh = -200-300$ мв). Синтез метана идет в основном из ацетата.

Основными процессами, ответственными за специфическое газообразование в анаэробных условиях, является брожение безазотистых и азотсодержащих органических соединений и анаэробное дыхание. При аэробном дыхании роль акцептора водорода играет кислород. При брожении отщепляемый от субстрата водород, переносится на органические акцепторы. Выделяются различные типы брожения: спиртовое, молочнокислое (гомоферментативное, гетероферментативное), пропионовокислое, маслянокислое, ацетобутиловое, бутандионовое, метановое, ацетатное. Они отличаются по характеру исходных и конечных продуктов.

Летучими продуктами анаэробного распада клетчатки является этиловый спирт, уксусная, масляная и муравьиная кислоты, углекислый газ и водород. Гниение-брожение белков и продуктов их деструкции ведет к образованию CO_2 , H_2S , NH_3 , H_2 , летучих карбоновых кислот и т.д. Большинство микроорганизмов, осуществляющих брожение, развивается только при отрицательных значениях Eh. В ходе анаэробного дыхания молекулярный водород и органические субстраты окисляются при использовании в качестве акцепторов электронов нитратов, нитритов, сульфатов, сульфитов, трехвалентного железа и ряда других соединений.

Важное агрономическое значение имеет образование при анаэробно-редукции H_2S . Продуцирование H_2S обуславливает формирование в почвах сероводородных геохимических барьеров, токсично действует на корневую систему растений. Сульфатредукция – микробиологическое восстановление сульфатов от SO_4^{2-} до H_2S осуществляется, в основном, представителями родов *Desulfovibrio* и *Desulfotomaculum*. Они интенсивно развиваются при pH = 6-9, $t^\circ = 25-30^\circ$, Eh = 0-350 мВ. Донорами водорода служат углеводы, органические кислоты, спирты, молекулярный водород. По Patrick W.H. and Reddy C.N. (1976), переход $\text{SO}_4^{2-} - \text{S}^{2-}$ осуществляется при Eh = -120 до -180 мВ; $\text{CO}_2 - \text{CH}_4$ при Eh = -200 до -280 мВ. H_2S , в основном, удерживается в почве при образовании сульфидов Fe, Mn, Си, Zn, Co, Pb. Однако при недостатке этих металлов или при разложении на поверхности почвы возможно выделение

H_2S в атмосферу. В почве существует бактериальный фильтр, модифицирующий глубинные газы. Среди летучих органических соединений серы, выделяющихся при разложении в почве растительных материалов, навоза, органических отходов, обнаружены сероуглерод (CS_2), сернистый карбонин (COS), метил-меркаптан (CH_3SH), диметилсульфид [$(CH_3)_2S$], диметилсульфит [$(CH_3)_2S_2$].

Исключительно важное значение для плодородия почв и развития с.-х. растений имеет трансформация соединений азота, в том числе с образованием газообразных продуктов азота. Денитрификацию осуществляют, в основном, псевдомонады, мезофильные и термофильные представители рода *Bacillus*, а также *Micrococcus denitrificans*. Состав газообразных продуктов денитрификации зависит и от преобладающих микроорганизмов. Так, по данным Munch J.C. (1986), в продукте денитрификации под действием естественного микробного сообщества преобладал N_2 ; в опыте с добавлением *Pseudomonas aeruginosa* также N_2 ; в присутствии *Bacillus brevis* – N_2O . Культура *Bacillus licheniformis* образовывала N_2O в количестве 60-80%. Лишь в опыте с *Bacillus polymyxa* среди продуктов был обнаружен NO , хотя, в основном, преобладал N_2O . Существует ряд эмпирических зависимостей для описания активности денитрификации в почве.

Зависимость активности денитрификации (DA) от эко-топических факторов аппроксимируют следующим эмпирическим уравнением: $DA = KWfwfrcN$, где K – кинетическая константа, f_T – эмпирическая функция температуры, W – содержание влаги, C и N – содержание водорастворимых C и NO_3 , fw – функция влажности.

Исследователями также показано наличие гистерезиса денитрификации в циклах увлажнения и высушивания почвы. Стимуляцию денитрификации при увлажнении высушенной почвы объясняют интенсивной минерализацией микробной массы, погибшей вследствие ее высушивания в предыдущий период, а также резким уменьшением уровня O_2 из-за его расхода на аэробное дыхание.

Большое практическое значение имеют потери азота с денитрификацией. По данным Colbourn P. (1984), газообразные потери N в результате денитрификации в пахотных почвах составляли 6-20% от N-удобрений и 0-7% – в луговых почвах. Потери были выше в недренированных почвах, а также при использовании минимальной обработки почвы. Величина потерь зависит от доз азотных удобрений, вида и способа их внесения. Потери азота от денитрификации в песчаной почве составляли с апреля по август на глубине 0-8 см 7 и 19 кг/га при внесении азотных удобрений в дозе 30 и 120 кг/га. Соотношение выделяющихся $(N_2O + N_2)/N_2O$ колебалось от 1,0 до 7,2 (Vinter Finn P., 1984).

Менее изученными вопросами воздушного режима почв являются процессы образования, трансформации, сорбции, выделения летучих углеводов. При внесении органических остатков в затопляемые рисовые почвы образуются CH_4 и CO_2 , промежуточные продукты разложения (жирные и фенольные кислоты, спирты, альдегиды). Обнаружены уксусная, масляная, пропионовая, изовалериановая, п-гидроксibenзойная, ванилиновая, п-кумаровая, феруловая и синаповая кислоты, метанол, этанол, ацетальдегид (Tsutsuki Kiyoshi, 1987). Орошаемые почвы могут быть важным источником углеводов в атмосфере. Эмиссия углеводов обуславливает потерю рисовыми почвами за летний период 220 кг C с 1 га (Минько О.И. с соавт., 1989). Авторами установлено, что в орошаемом напуском черноземе образуется рассеянный углеводородный газ с относительным содержанием метана, этана и пропана, близким к таковому в природном углеводородном газе промышленных залежей.

По данным Czeslaw Swiecicki (1977) содержание CO_2 в псевдоподзолистой почве достигало 0,02-0,94%, а C_2H_4 – 0-0,42% при плотности 1,7-1,8 г/см³. Cleemput O. (1983) указывает на возможную концентрацию CH_4 в газовой фазе почв до 7% в глинистой почве и 0,05% – в песчаной. В глинистой почве была выше концентрация этана, пропана. Важное практическое значение имеет величина эмиссии летучих углеводов из почв. Как показали

исследования Schutz Helmut et.al. (1989), эмиссия CH_4 из почв рисовых полей протекает за счет диффузии, испарения и через газоносные сосуды риса. В полевых условиях эмиссия CH_4 достигала 0,1-0,2 (на глубине 3-5 см) до 0,5-2,0 мкл/час (на глубине 14 см). Максимальная эмиссия достигала 300 мл/м²час. При этом 30-50% CH_4 образовывалось из H_2 и CO_2 , остальное из ацетата. В летний период численность метано-образующих бактерий не менялась, что указывало на неполную эмиссию образовавшегося CH_4 . Часть метана окислялась метанотрофными бактериями в окисленной зоне корневых систем риса.

Cicerone R.J. (1983) указывает на величины эмиссии метана в атмосферу 0,25 г/м²день при максимуме 5 г/м² в день. По данным Moore T.R., Knowles R. (1989), наиболее высокие скорости CH_4 из торфяных почв достигали 28 мг/м²сутки при полном затоплении.

Образование и выделение газообразных продуктов тесно связано с жизнедеятельностью растений. Как показано Holzapfel Pschorn A. et.al. (1986), рис стимулировал метано-образование в почвах (90% метана в почвах под рисом образовано за счет растений), однако в результате одновременного окисления метана в ризосфере в атмосферу поступало лишь 23% образованного метана. Agaragi M. et.al. (1979) показано, что в рисовых почвах на делянках с рисовой соломой образование метана, N_2 , CO_2 происходило на ранней стадии роста риса, N_2 – на поздней. Внесение соломы увеличивало образование метана в 27-63 раза. Пик образования метана приходился на 5-7-ю неделю после внесения соломы.

С практической точки зрения, оценка воздушного режима почв различной степени гидроморфизма позволяет решить следующие задачи: 1) дать оценку критических значений содержания отдельных газов для развития с.-х. культур, для образования осадков, функционирования геохимических барьеров; 2) определить пригодность почв для выращивания конкретных с.-х. культур; 3) оценить возможность аккумуляции токсикантов РЬ и т.д. в отдельных элементах рельефа; 4) дать оценку прогноза изменения воздушного

режима почв при мелиорациях и агротехнических обработках для выбора оптимальных вариантов воздействия на агрофитоценоз; 5) выбрать пути воздействия на воздушный режим почв с целью изменения их микробиологической активности, химических свойств, плодородия; 6) дать оценку отдельных статей баланса N, S, P, C с учетом эмиссии их летучих соединений, выбрать пути оптимизации отдельных статей баланса; 7) подобрать оптимальный состав воздуха и воздушного режима в динамике для повышения урожая видов и сортов с.-х. культур в открытом и закрытом грунтах.

Окислительно-восстановительное состояние и водно-физические свойства почв

Окислительно-восстановительное состояние оказывает существенное влияние на водные и физические свойства почв и в то же время зависит от них. Изменение при анаэробизисе химических свойств почв, гумуса, минералогического состава сопровождается и изменением водоудерживающей способности, сродства к воде, прочности связи воды, степени дисперсности, величины общей и внутренней удельной поверхности. Это приводит к изменению пористости и оструктуренности почв. Однако происходящие при анаэробизисе и оглеении изменения зависят от уровня развития анаэробизиса, свойств почв и не всегда имеют однонаправленный характер.

Длительное использование почв под рис вызывает деструкцию почвенного материала – уменьшение объема водопрочных макропор и увеличение микропор. Они имеют в 3 раза меньшую водоотдачу и высокую водоудерживающую способность по сравнению с незатопляемыми аналогами. В связи с указанным, закрытый дренаж на таких почвах малоэффективен. В исследованиях Зайдельмана Ф.Р. (1981, 1992, 1998), влияние оглеения на структуру иллювиальных и гумусовых горизонтов почв, сформированных на ленточных и покровных глинах, было неоднозначно. В гумусовых горизонтах глеевых почв, по сравнению с неоглеенными, наблюдалось утяжеление гранулометрического состава, увеличение общей удельной поверхности. В иллювиаль-

ных уменьшался фактор дисперсности, и проявлялась тенденция к сокращению общей удельной поверхности.

Зайдельманом Ф.Р. отмечается, что под влиянием глееобразования породы проявляют пластично-вязкие свойства и относятся к группе пород с коагуляционными и коагуляционно-конденсационными связями, наблюдается усиление роли коагуляционного типа структурных связей. Способность почвообразующих пород к тиксотропному восстановлению нарушенной структуры снижается. Глееобразование повышает способность почвообразующих пород к внезапному разжижению. В то же время, в восстановительных условиях сцепление между частицами может ослабевать, но структурные отдельности более стабильны и могут существовать долго, если не разрушаются искусственно. Осушенная тяжелая почва промерзает глубже, чем неосушенная; это способствует ее разрыхлению и повышению проницаемости. Под среднеглубоким снежным покровом разница в глубинах промерзания составляла 10-15 см, а при замерзании открытой поверхности на сильных морозах – 35 см.

В литературе имеются противоречивые данные о влиянии избыточного увлажнения на прочность агрегатов и физические свойства почв. С одной стороны отмечается, что развитие восстановительных процессов под рисом сопровождается образованием Fe^{2+} , пропитывающим агрегаты. При дальнейшем высушивании наблюдается увеличение их прочности и водопрочности при незначительной пористости (40%). С другой – обращается внимание на то, что оглеение гумусовых горизонтов сопровождается накоплением агрегатов 1-0,25 мм.

Глееобразование оказывает глубокое влияние на структурное состояние исходных пород. Выход водопрочных агрегатов в глеевых горизонтах выше, чем в породе. При застойном глееобразовании на кислых и нейтральных породах и при периодически промывном режиме на карбонатных породах увеличивается емкость поглощения. Оглеение глинистых пород сопровождается увеличением показателей пластичности (верхней границы текуче-

сти и числа пластичности), возрастает способность пород к внезапному разжижению. Например, под влиянием оглеения в тяжелых почвах на пермских глинах выявлено снижение порозности агрегатов в зоне активного влагообмена, уменьшение коэффициентов фильтрации всех слоев профиля, увеличение (по сравнению с породой) общей и внешней удельной поверхности, вододерживающей способности.

Изменения оструктуренности происходит и в торфяных почвах. В торфяных почвах в зависимости от природы компонентов и условий внешней среды действуют следующие основные механизмы коагуляции, обеспечивающие образование структуры: 1) электролитические, создающие предпосылки для формирования преимущественно микроагрегатов и мелкозернистых элементов органо-минерального состава; 2) адгезионные, силами которых оформляются крупные макроструктурные отдельные различно состава в зависимости от химического состава субстрата агрегирования; 3) криогенные – в верхних промерзающих слоях, обеспечивающие образование мелких органо-минеральных структур и крупных железистых; 4) капиллярные (менисковые), имеющие универсальное значение. Для минеральных почв отмечается значительное влияние на структуру соединений железа.

Присутствие в почве оксидов Fe и Al повышает микроагрегатность, прочность агрегатов, пористость, проницаемость и влагопроводность. Опытным путем показано, что внесение Fe³⁺ в дозе 0,07% к массе красно-бурой почвы увеличивало количество проводящих пор, повышало всхожесть и скорость роста проростков пшеницы. В связи с этими явлениями на почвах тяжелого гранулометрического состава рекомендуется такая агропроизводственная практика, которая благоприятствует старению оксидов железа, их кристаллизации, что приводит к образованию и сохранению хорошей структуры почв.

Структура, в свою очередь, определяет в значительной степени водный режим почв. Например, для луговых почв показано, что поры размером более 60 мКм, соответствующие давлению -5 кПа, дренируются в течение 7-8 часов

после избыточных осадков или поливов; размером 60-40 мКм, соответствующие давлению -7,5 кПа, в течение 1 суток и размером 40-30 мКм, соответствующие давлению -10 кПа, в течение 2-3 суток. Поры размером менее 30 мКм не участвуют в дренировании почвенной влаги в тяжелых почвах.

Размер структурных отдельностей влияет и на развитие ОВ процессов. Внутри структурных отдельностей ОВ потенциал, как правило, ниже на 100-200 мВ. Диаметр почвенных комков, в которых эпизодически создаются анаэробные условия, 1-2 см (Заварзин Г.А. с соавт., 1985). Таким образом, между ОВ процессами, водным и воздушным режимами, физическими свойствами почв существуют тесные взаимосвязи. В связи с этим их изучение и поиск оптимумов невозможны без проведения комплексных исследований в системе «почва – растение – другие компоненты экосистемы».

18.2. Алгоритмы взаимосвязей между состоянием фосфатов и другими свойствами ферраллитных почв саванн Мали

Фундаментальными исследованиями установлено, что превращение фосфора в почвах и формы его соединений определяются минералогическим составом, содержанием и формами соединений группы полутораоксидов, реакцией почвенной среды, содержанием и составом обменных катионов, наличием свободных карбонатов и особенностями превращения в почвах органического вещества.

Для ферраллитных и аллитных почв тропиков особое значение в превращениях фосфора и формировании фракционного состава его соединений, прежде всего имеет высокое содержание в них полутораоксидов и степень их гидратации. С ростом степени ферраллитизации увеличивается количество фосфатов железа и алюминия и снижается содержание рыхлосвязанных фосфатов. Возможно также появление заметных количеств окклюдированных фосфатов железа и алюминия. Можно предполагать и некоторую прямую за-

зависимость между содержанием этой фракции фосфатов и количеством аморфных форм железа.

На фоне отмеченных особенностей определенное влияние на формирование фракционного состава фосфатов в тропических ферраллитных почвах может оказать реакция почвенной среды и содержание органического вещества. Господство кислой реакции определяет для большинства ферраллитных почв низкое содержание фосфатов кальция и магния, исключение могут составлять карбонатные почвы при невысокой степени их ферраллитизации.

Отмеченные особенности состава и свойств ферраллитных почв и объясняют главные черты фракционного состава их фосфатов: низкое содержание легкооблизуемых растениями форм, высокая доля фосфатов, связанных с полтораоксидами Fe и Al, значительное содержание органического вещества.

Проведенные нами исследования в Гвинее показали, что валовое содержание фосфора в пахотных ферраллитных почвах невысокое и колеблется в пределах 100-150 мг на 100 г почвы для пахотного слоя, за исключением красно-желтых ферраллитных лессивированных легкосуглинистых иловато-песчаных почв на супесях, имеющих широкое распространение на приморской равнине. В большинстве случаев выявляется отчетливая аккумуляция фосфатов в верхнем горизонте, обусловленная, с одной стороны, его биогенным накоплением, а с другой, очевидно, антропогенным воздействием в процессе сельскохозяйственного использования почв.

Вниз по профилю общее содержание фосфора заметно снижается и в ряде разрезов достигает 40-50 мг/100 г почвы. Низкое валовое содержание фосфора типично для ферраллитных почв целинных участков. В то же время эти показатели в пахотных почвах указывают на относительно невысокий уровень накопления фосфатов в пахотном слое в результате процессов окультуривания.

Можно также отметить для верхних горизонтов определенную прямую зависимость содержания общего фосфора с количеством гумуса, что также

подтверждает высказанное выше предположение о его биогенном накоплении в этой части почвенного профиля.

Рассматривая данные фракционного состава следует отметить следующие наиболее важные его особенности.

1. Все исследованные почвы как пахотные, так и целинные характеризуются весьма низким содержанием рыхлосвязанных фосфатов и фосфатов кальция.

* Содержание рыхлосвязанных фосфатов во всех исследованных почвах и по всем генетическим горизонтам их профиля колеблется в пределах 0,40-1,15 мг/100 г почвы в пахотных почвах, повышаясь до 1,5-2,0 - в целинных.

* Количество фосфатов, связанных с кальцием, несколько выше, но и оно в большинстве случаев не превышает 2-3 мг/100 г почвы, и лишь в отдельных горизонтах достигает 5-9 мг. Это исключение составляют почвы, характеризующиеся более высоким содержанием органического вещества.

Данное отклонение свойственно только пахотным почвам, что свидетельствует об определенном качественном сдвиге показателей фракционного состава фосфатов ферраллитных почв под воздействием приемов их сельскохозяйственного использования.

2. Второй общей особенностью состава фосфатов ферраллитных почв является высокая доля остатка фосфора, представленного органическими соединениями, в виде окклюдированных фосфатов. Эта группа фосфатов была определена по разности между валовым содержанием фосфора и суммой его минеральных форм. Извлекаемых вытяжками по методу Мера–Джексона.

В верхних горизонтах пахотных почв доля органического фосфора составляет как правило более 50% валового фосфора, а в отдельных разрезах даже около 75%. Эта особенность состава фосфатов сохраняется почти во всех горизонтах исследованных почв и только в нижних горизонтах красно-желтых почв приморской равнины содержание органического фосфора резко снижается. Такое распределение минеральных и органических форм соеди-

нений фосфора вообще характерная черта состава фосфатов ферраллитных почв.

* В исследованных почвах Гвинеи выявляется хорошее общее соответствие содержания органического фосфора с распределением гумуса по почвенному профилю. Это подтверждается, во-первых, тем, что у всех почв максимум органических форм фосфатов приурочен к верхним горизонтам, наиболее обогащенных гумусом. Во-вторых, наибольший процент органических фосфатов свойственен почвам, которые характеризуются более высоким содержанием гумуса.

* В отдельных случаях, преимущественно для ферраллитных почв с конкреционными образованиями в их профиле, отмечаем резкое увеличение доли органического фосфора в конкреционных горизонтах, что объясняется его аккумуляцией в форме железо-фульватно-фосфорных соединений.

* Наблюдаемые также факты повышенного содержания органических форм фосфатов в нижних горизонтах ферраллитных почв могут быть объяснены возможными явлениями миграционного перемещения фосфора из верхних горизонтов в форме таких соединений.

3. Третьей общей особенностью состава фосфатов является абсолютное преобладание в составе фракций, выделяемых по методу Чанга – Джексона, фосфатов алюминия и железа. Как отмечалось выше, это вообще закономерно для ферраллитных почв и объясняется высоким содержанием несиликатных соединений железа, выступающих активными реагентами в связывании фосфат-ионов в условиях господствующей в этих почвах кислой реакции среды.

* В подавляющем большинстве образцов изученных почв, независимо от глубины их взятия по генетическому профилю, заметно преобладают фосфаты железа, по сравнению с фосфатами алюминия. При этом, наиболее высокое содержание фосфатов железа преимущественно отмечается для верхних горизонтов, которые характеризуются в большинстве случаев более высоким содержанием несиликатного железа и в его составе аморфных форм.

Это обстоятельство подчеркивает особую роль свободных форм железа в формировании фракционного состава фосфатов ферраллитных почв.

Таким образом, детальными исследованиями ферраллитных почв Гвинеи свидетельствует о том, что они содержат невысокое количество валового фосфора, а в его распределении выявляется отчетливое биогенно-антропогенное накопление в верхнем горизонте.

Состав фосфатов характеризуется высокой долей органических и окклюзированных форм. В составе минеральных фосфатов абсолютно преобладают фосфаты железа и алюминия, составляющие во всех горизонтах более 80%.

Содержание рыхлосвязанных фосфатов колеблется в пределах 0,5-1 мг/100 г почвы в пахотных почвах и 1-3,0 мг в целинных.

Количество фосфатов кальция невысокое (от 2-3 мг до 5-6 мг). Наибольшее их содержание отмечено в более гумусированных почвах. Все исследованные ферраллитные почвы характеризуются высокой способностью к поглощению фосфат - ионов. Наибольшая сорбция свойственна почвам и горизонтам с повышенным содержанием аморфных форм железа.

Фосфор в красных ферраллитных почвах саванн Мали

Анализ материалов наших исследований выявляет многие черты сходства с исследованиями других ученых в отношении содержания и распределения форм соединений фосфора в ферраллитных почвах тропической зоны. В частности, для красных ферраллитных почв саванн Мали характерны следующие особенности

Содержание общего фосфора во всех исследованных почвах невысокое и изменяется в пределах 52,6-174,6, мг на 100 г почвы. Максимальное содержание его приходится на иллювиальные горизонты, или на конкреционные слои почвы. Пахотные слои почв и подпахотные горизонты в 2-3 раза меньше содержат валового фосфора. При этом, наиболее обедненными фосфором яв-

ляются верхние слои и горизонты конкреционных почв (разрезы 22, Кита; 1, Колокони). В этом состоит принципиальное отличие красных ферраллитных почв саванн Мали от ферраллитных почв Гвинеи, для которых характерно биогенно-антропогенное накопление фосфора в этих горизонтах.

Следующей особенностью почв саванн Мали является очень низкое содержание подвижных фосфатов.

Почвы тропической зоны отличается от почв других зон не только градициями по обеспеченности элементами питания, но и методами их определения. При потребности в фосфатах под различные культуры на ферраллитных (аллитных) почвах установлено, что в наибольшей степени коррелирует с урожаем содержание фосфора в вытяжках Брея–Куртца.

Мы не исключаем возможности усвоения растениями фосфатов органических соединений, образующихся в результате минерализации органического вещества. Косвенным подтверждением этого может служить их существенная доля в составе валового фосфора, если согласиться с предположением, что фосфор органических соединений представлен разностью между валовым содержанием и суммой экстрагируемых фракций (табл. 18.1).

Из данных таблицы видно, что в пахотном слое красных ферраллитных типичных почв (разрез 19, Махина) доля экстрагируемых фракций фосфора составляет более 83%. При этом, 79,5% приходится на железофосфаты. Кальций и алюмофосфаты в составе валового фосфора составляют весьма низкую долю. Количество алюмофосфатов вниз по профилю значительно возрастает, а количество кальцийфосфатов, наоборот, уменьшается на фоне возрастающей доли окклюдированных оксидами железа фосфатов. В отдельных генетических горизонтах доля «остаточного фосфора» в составе валового содержания увеличивается до 30 и более процентов.

Конкреционные виды красных ферраллитных почв (разрезы 22, Кита; 1, Колокони) отличаются от типичных более низким содержанием в составе валового фосфора фракции железофосфатов, при несколько более значимой окклюдированности.

Содержание и распределение форм соединений фосфора в красных ферраллитных почвах саванн Мали

№ разреза, район	Горизонт, мощность, см			Mг на 100 г почвы			F-P в % от общего окклюдируемый оксидами железа	
	общий P	подвижный P	воднорастворимый P	A1-P	Fe-P	Ca-P		
19, Махина	Aпах. 0-11	72,5	0,45	следы	57,6	1,0	0,0	79,5
	A1 11-21	80,0	0,35	следы	55,2	0,5	0,0	69,0
	B1 21-39	103,0	0,23	следы	54,1	0,9	0,0	52,5
	B2 39-61	87,5	0,42	следы	63,7	0,2	0,0	72,8
	B3 61-82	57,7	0,38	следы	44,0	0,4	0,8	76,5
22, Кита	B4 82-122	174,6	0,14	следы	76,5	0,4	0,6	43,8
	BC 122-155	158,8	0,11	следы	97,5	0,6	0,8	61,4
	Aпах. 0-25	52,8	0,33	следы	26,2	1,2	0,7	49,6
	L1cn 25-42	60,0	0,43	следы	39,5	1,1	0,6	65,8
	L2cn 42-80	108,7	0,24	следы	48,0	1,0	1,2	44,2
1, Колокони	Aпах. 0-20	52,9	0,80	следы	36,0	0,4	1,3	68,1
	B1 20-43	52,6	0,35	следы	35,0	1,9	1,3	66,5
	B2 43-115	157,9	0,23	следы	67,5	0,4	1,8	42,8
	BCcnl 15-120	109,0	0,15	следы	49,0	0,9	1,1	45,0

Исследование связи между содержанием общего фосфора и рядом почвенных признаков методом линейной корреляции и регрессии выявило существенное различие между изученными красными ферраллитными почвами саванн Мали (табл. 18.2).

В типичных почвах округа Махина (разрез 19) отсутствует тесная корреляционная связь между содержанием общего фосфора и исследуемыми признаками (физическая глина, ил), несколько повышаясь с гумусом. В конкреционных видах красных ферраллитных почв округа Кита (разрез 22) обнаруживается сильная корреляция между физической глиной, средняя – между гумусом, и низкая – с илом. В конкреционных почвах округа Колокони (разрез 1) средняя корреляция обнаруживается между всеми исследуемыми признаками.

Не менее существенные различия между почвами обнаруживаются и при исследовании связи между подвижностью фосфатов и названными почвенными признаками (табл. 18.3)

В типичных почвах (разрез 19, Махина), также как и в конкреционных видах (разрезы 22 Кита; 1, Колокони), очень низкая корреляция подвижности фосфатов с илистой фракцией почв, значительно возрастая с физической глиной, что может свидетельствовать о различиях в минералогическом и химическом составе между пылеватой и илистой фракциями всех почв. Наиболее ярко эти различия проявляются в почвах округа Кита, в которых корреляция с физической глиной достигает значительного уровня ($R^2 = 0,52$). Существенные различия между почвами выявляются и при характеристике роли гумуса в подвижности фосфатов: его роль весьма значима в почвах округа Махина и, особенно, в почвах округа Колокони.

Значительную роль в подвижности фосфатов играют алюминий и общий фосфор почв (табл. 18.4). Коэффициенты детерминации между подвижностью фосфатов и общим фосфором в почвах различных округов изменяются от 0,43 до 0,69, а между валовым алюминием возрастают даже до 0,93. При этом обнаружена весьма слабая зависимость подвижности фосфатов от валового содержания железа в почвах и неоднозначная роль его несиликат-

ных форм (табл. 18.5). В красных ферраллитных почвах округа Махина, в которых высока роль валового алюминия в необменной фиксации фосфатов, роль несиликатного, и, особенно, аморфного железа весьма незначительна (табл. 18.6). Наоборот, в конкреционных видах ферраллитных почв округа Кита роль несиликатного железа, как аморфного, так и окристаллизованного, становится определяющей в подвижности фосфатов.

18.4. Фосфор в желтых ферраллитных почвах саванн Мали

Желтые ферраллитные почвы саванн Мали имеют ряд особенностей в содержании и распределении фосфатов и их форм соединений, отличающих их от красных ферраллитных почв (табл. 18.7)

Первой и главной отличительной особенностью желтых ферраллитных почв саванн является более резкая, по сравнению с красными ферраллитными почвами, дифференциация их профилей по содержанию валовых фосфатов. При этом содержание валовых фосфатов в различных генетических горизонтах почв может различаться в 3-4 раза. Следует отметить, что содержание валовых фосфатов сильно варьирует не только в почвах различных округов, но и в пределах одного округа. В частности, отметим относительно высокую концентрацию валового фосфора в почвах, охарактеризованных разрезом 14 в округе Махина, где его содержание составляет 203-245 мг на 100 г почвы. Содержание же валового фосфора в почвах этого же округа, но других местоположений, характеризуется значительно более низким уровнем (разрезы 9 и 16). Сравнительный анализ профильного распределения валового фосфора в почвах разрезов 16 и 14 не исключает предположений о возможности их разнонаправленного формирования и развития. Обращает внимание близость значений концентраций валового фосфора в слое 0-68 см почвы разреза 14 и в толще почвы, лежащей ниже 102 см разреза 16. Этот факт можно соотнести или с делювиальным перекрытием коры выветривания, обогащенной фосфатами (разрез 16) или с эрозионным обнажением ее (разрез 14).

Таблица 18.2

Коэффициенты детерминации (R^2) между содержанием общего фосфора и содержанием физической глины, ила и гумуса в красных ферраллитных почвах саванн Мали

№ разреза, округ	Коэффициенты детерминации			Уравнение регрессии		
	с физической глиной	с илом	с гумусом	с физической глиной	с илом	с гумусом
19, Махина	0,19	0,01	0,34	$y=0,14x+23$	$y=0,03x+22$	$j=0,02x+5,7$
22, Кита	0,95	0,14	0,65	$y=-0,04x+13$	$y=-0,01x+13$	$y=-0,06x+8$
1, Колокони	0,47	0,50	0,54	$y=-0,07x+28$	$y=-0,07x+22$	$y=-0,006x+2,7$

Таблица 18.3

Коэффициенты детерминации (R^2) между содержанием подвижного фосфора и содержанием физической глины, ила и гумуса в красных ферраллитных почвах саванн Мали

№ разреза, округ	Коэффициенты детерминации			Уравнение регрессии		
	с физической глиной	с илом	с гумусом	с физической глиной	с илом	с гумусом
19, Махина	0,21	0,08	0,40	$y=-50x+53$	$y=-25x+33$	$y=7,8+1,03$
22, Кита	0,52	0,08	0,07	$y=-39x+29$	$y=-3,5x+13$	$y=6,6x+1,3$
1, Колокони	0,23	0,02	0,80	$y=8,1x+19$	$y=2,2x+15$	$y=1,5x+1,5$

Таблица 18.4
Коэффициенты детерминации (R^2) между содержанием подвижного фосфора и содержанием общего фосфора, валового железа и алюминия в красных ферраллитных почвах саванн Мали

№ разреза, округ	Коэффициенты детерминации		Уравнение регрессии		
	с общим P_2O_5	с валовым Fe_2O_3 с валовым Al_2O_3	общий фосфор	валовое железо	валовой алюминий
19, Махина	0,69	0,02	$y = -324x + 185$	$y = -6,1x + 9$	$y = -24x + 28$
22, Кита	0,61	0,15	$y = -250x + 157$	$y = -0,9x + 4$	$y = -3,4x + 28$
1, Колокони	0,43	-	$y = -114x + 137$	-	-

Таблица 18.5
Коэффициенты детерминации (R^2) между содержанием подвижного фосфора и несиликатным аморфным железом в красных ферраллитных почвах саванн Мали

№ разреза, округ	Коэффициенты детерминации		Уравнение регрессии	
	с несиликатным железом	с аморфным железом	несиликатное железо	аморфное железо
19, Махина	0,15	0,07	$y = -1,3x + 3,2$	$y = 0,3x + 2$
22, Кита	0,91	0,72	$y = -2,6x + 3,3$	$y = -1,03x + 2,4$
1, Колокони	0,20	0,21	$y = -0,63x + 3$	$y = 0,7x + 1,5$

Таблица 18.6
Коэффициенты детерминации (R^2) между содержанием подвижного фосфора и содержанием Са-Р, Fe-Р и Al-Р в красных ферраллитных почвах саванн Мали

№ разреза, округ	Коэффициенты детерминации			Уравнение регрессии		
	с Са-Р	с Fe-Р	с Al-Р	Са-Р	Fe-Р	Al-Р
19, Махина	0,38	0,22	0,005	$y = 0,01x + 0,6$	$y = -66x + 100$	$y = -1,5x + 5,7$
22, Кита	0,22	0,12	0,42	$y = 0,5x + 0,9$	$y = -41x + 52$	$y = 6,6x + 2$
1, Колокони	0,07	0,35	0,03	$y = -0,6x + 1,14$	$y = -31x + 59$	$y = -0,3x + 3,5$

Второй особенностью желтых ферраллитных почв, в отличие от красных ферраллитных, является более ярко выраженный биогенно-антропогенный характер накопления и распределения подвижных фосфатов. По этому признаку желтые ферраллитные почвы саванн Мали весьма близки ферраллитным почвам Гвинеи.

Третьей особенностью желтых ферраллитных почв является значительно меньшая роль фосфатов железа в составе валовых форм фосфора. Отметим, что во многих горизонтах почв доля фосфатов железа очень низкая (0,86-12,1% от валового фосфора). Учитывая относительно низкую и мало изменяющуюся в пространстве и по профилю почв долю фосфатов алюминия и фосфатов кальция, следует признать более значительную роль фосфора органических соединений и окклюдированных железом форм. Исследование связи между содержанием общего фосфора и рядом почвенных признаков (с содержанием физической глины, ила, гумуса) методом линейной корреляции и регрессии выявило, также как и при анализе соответствующих связей в красных ферраллитных почвах, существенное варьирование коэффициентов детерминации в зависимости от географического положения и таксономии почв (табл. 18.8). Совершенно очевидно отсутствие связи содержания валового фосфора с илистой фракцией желтых ферраллитных почв в разрезах 9, Махина и 5, Колокони. Эта связь усиливается в почвах округов Махина (разрезы 16, 14) и Кита (разрез 24). Следует отметить своеобразие связей в почвах, охарактеризованных разрезом 14, Махина. Мы понимаем, что «своеобразие» корреляционных связей здесь не может отражать своеобразие состава и свойств этих почв. Причина высоких коэффициентов корреляции обуславливается ограниченностью независимых парных наблюдений ($n=2$). В связи с этим в последующих анализах коррелятивных связей мы исключаем ее из рассмотрения.

Относительно высокие и устойчивые в географической сети наблюдений связи выявляются между валовым фосфором и физической глиной, что может косвенно свидетельствовать о возрастающей, по сравнению с илом,

роли фракции пыли. Относительно высокий коэффициент корреляции между валовым фосфором и гумусом выявлен только в высокогумусной легкосуглинистой почве, сформированной на тяжелых суглинках и глинах (разрез 16, Махина). В других исследованных почвах эта связь или отсутствует или выражается слабо.

Исследование связи между подвижностью фосфатов и выше отмеченными почвенными признаками (содержание физической глины, пыли и гумуса) выявило высокую и среднюю корреляции, хотя и существенно варьирующую в географической сети саванн (табл. 18.9). Из таблицы видна высокая корреляция подвижного фосфора с гумусом почв всех географических округов. Высоки коэффициенты корреляции с илом в почвах округа Махина; в почвах округов Кита и Колокони роль ила существенно уменьшается, а коэффициенты детерминации (R^2) составляют 0,41-0,48. Роль физической глины в формировании фонда подвижных фосфатов также варьирует в пространстве, причем ее вклад в одних почвах (разрез 16, Махина; разрез 24, Кита) полностью отсутствует, о чем свидетельствуют равные или близкие значения коэффициентов детерминации между физической глиной и илистой фракцией.

Сильное варьирование в пространстве отмечается также для коэффициентов детерминации между подвижными фосфатами и валовыми фосфатами почв (табл. 18.10). В почвах саванн округа Колокони (разрез 5) и в высокогумусных супесчаных почвах округа Махина (разрез 9) эта связь отсутствует, в то время как в почвах округа Кита (разрез 34) и в высокогумусных легкосуглинистых почвах округа Махина (разрез 16) коэффициенты детерминации соответственно составляют 0,99 и 0,48.

Одновременно в последних почвах существует высокая обратная корреляция между подвижными фосфатами и валовым железом и алюминием. Следует отметить, что по этому признаку желтые ферраллитные почвы резко отличаются от красных ферраллитных почв, в которых подвижность фосфатов не лимитировалась валовым железом.

Несиликатные формы соединений железа, находящихся в окристаллизованном состоянии, в большинстве исследованных желтых ферраллитных почв не оказывают существенного влияния на подвижность фосфатов. Наоборот, аморфное железо играет первостепенную роль в фиксации фосфатов (табл. 18.11).

Исследование связи между подвижностью фосфатов и их различными фракциями (табл. 18.12) показало, что общий характер корреляции, также как и в красных ферраллитных почвах, подвержен весьма существенной изменчивости в пространстве. В частности, в желтых ферраллитных почвах саванн округа Кита очень высока роль фосфатов кальция и фосфатов алюминия, при полном отсутствии корреляции с фосфатами железа. В почвах саванн округа Колокони высокая корреляция существует только с фосфатами алюминия.

В почвах саванн округа Махина отсутствует корреляция с фосфатами кальция, в части их - с фосфатами железа и алюминия. При этом, высокие коэффициенты корреляции обнаруживаются с обменным водородом и обменным алюминием (табл. 18.13). Высокая степень корреляции с обменными катионами водорода и алюминия прослеживается в пределах всей географической сети наблюдений. В почвах саванн округа Кита одновременно выявлена высокая корреляция со всеми физико-химическими свойствами. По этому признаку они отличаются от других почв, в которых один или два почвенных признаков не коррелируют с подвижностью фосфатов.

В частности, в одних почвах саванн Махина отсутствует или слабая корреляция с обменными щелочноземельными катионами кальция и магния; в других – с суммой обменных катионов и в том числе с магнием, при высоком коэффициенте детерминации с обменным кальцием. Почвы саванн округа Колокони характеризуются высоким коэффициентом корреляции между подвижными фосфатами и обменными кальцием, водородом и алюминием. В этих почвах не выявлена связь только с обменным магнием.

Коэффициенты детерминации между содержанием общего фосфора и содержанием физической глины, ила и гумуса в желтых ферраллитных почвах саванн Мали

№ разреза, округ	Коэффициенты детерминации			Уравнение регрессии		
	с физической глиной	с илом	с гумусом	физическая глина	ил	гумус
19, Махина	0,44	0,01	0,01	$y=0,15x+11$	$y=0,005x+15$	$y=-0,01x+4,1$
16, Махина	0,40	0,37	0,64	$y=0,09x+32$	$y=0,07x+24$	$y=-0,01x+4$
14, Махина	1,0	1,0	1,0	$y=0,72x+27$	$y=0,7x+17$	$y=0,8x-0,9$
24, Кита	0,58	0,56	0,01	$y=-0,2x+37$	$y=-0,4x+62$	$y=0,001x+2,4$
5, Колокони	0,10	0,01	0,28	$y=-8,6x+21$	$y=0,01x+16$	$y=-4,3x+4,6$

Коэффициенты детерминации между содержанием подвижного фосфора и содержанием физической глины, ила и гумуса в желтых ферраллитных почвах

№ разреза, округ	Коэффициенты детерминации			Уравнение регрессии		
	с физической глиной	с илом	с гумусом	физическая глина	ил	гумус
19, Махина	0,38	0,75	0,96	$y=-15x+28$	$y=-19x+22$	$y=10,0x+34,1$
16, Махина	0,87	0,89	0,87	$y=-67x+53$	$y=-61x+42$	$y=6,1x+1,9$
14, Махина	1,0	1,0	1,0	$y=2,5x-0,8$	$y=2,7x-0,9$	$y=0,5x-0,1$
24, Кита	0,43	0,41	0,99	$y=-25x+37$	$y=-12x+25$	$y=2,6x+1,3$
5, Колокони	0,92	0,48	0,99	$y=-39x+41$	$y=-21x+26$	$y=6,8x+0,17$

Таблица 18.10

Коэффициенты детерминации между содержанием подвижного фосфора и содержанием общего фосфора, валового железа и алюминия в желтых ферраллитных почвах саванн Мали

№ разреза, округ	Коэффициенты детерминации			Уравнение регрессии		
	с общим P ₂ O ₅	с валовым Fe ₂ O ₃	с валовым Al ₂ O ₃	общий фосфор	валовое железо	валовой алюминий
9, Махина	0,001	-	-	y= 3,9x+74	-	-
16, Махина	0,48	0,83	0,87	y= -365x+168	y= -6,7x+4,5	y= -19x+24
14, Махина	1,0	-	-	y= 0,83x-0,01	-	-
24, Кита	0,99	-	-	y= 40x+90	-	-
5, Колокони	0,05	-	-	y= -49x+90	-	-

Таблица 18.11

Коэффициенты детерминации между содержанием подвижного фосфора и аморфным железом в желтых ферраллитных почвах саванн Мали

№ разреза, округ	Коэффициенты детерминации		Уравнение регрессии	
	с несиликатным железом	с аморфным железом	несиликатное железо	аморфное железо
9, Махина	0,23	0,55	y=-0,3x+2,5	y=0,3x+1,4
16, Махина	0,70	0,82	y= -2,4x+2,9	y= -2,8x+2,8
14, Махина	1,0	1,0	y=1,3x+0,2	y= 1,3x-0,28
24, Кита	0,03	0,96	y= -0,28+2,8	y= 2,5x+0,8
5, Колокони	0,09	0,57	y= 0,47x+2,4	y= 1,1x+1,2

Коэффициенты детерминации между содержанием подвижного фосфора с кальций-, железо- и алюмофосфатами в желтых ферраллитных почвах саванн Мали

№ разреза, округ	Коэффициенты детерминации				Уравнение регрессии		
	с Са-Р	с Fe-Р	с Al-Р	с Са-Р	Fe-Р	Al-Р	
9, Махина	0,001	0,49	0,01	$y = 0,05x + 0,4$	$y = -45x + 39,7$	$y = 1,1x + 7$	
16, Махина	0,02	0,05	0,14	$y = -0,5x + 0,9$	$y = 22x + 28$	$y = -3,4x + 4$	
14, Махина	1,0	1,0	1,0	$y = -0,01x + 0,42$	$y = 1,0x - 0,1$	$y = 0,5x + 0,1$	
24, Кита	0,89	0,001	0,57	$y = -4,3x + 2,6$	$y = -0,7x + 84$	$y = 1,1x + 2,4$	
5, Колокони	0,009	0,05	0,67	$y = -0,08x + 0,13$	$y = -4,3x + 15$	$y = -14x + 9,9$	

Коэффициенты детерминации между содержанием подвижного фосфора и физико-химическими свойствами желтых ферраллитных почв саванн Мали

№ разреза, округ	Коэффициент детерминации				Уравнение регрессии				
	с суммой обменных катионов	с обменными катионами			сумма обменных катионов	Ca ²⁺	Mg ⁺	H ⁺	Al ³⁺
		Ca ²⁺	Mg ⁺	H ⁺					
9, Махина	0,82	0,17	0,10	0,83	0,86	$y = 6,1x + 17$	$y = 1,1x + 2,5$	$y = -4,1x + 5,2$	$y = -3,8x + 7$
16, Махина	0,27	0,70	0,01	0,63	0,70	$y = -14x + 20$	$y = 0,1x + 2,5$	$y = -8,4x + 6$	$y = 6,4x + 2$
14, Махина	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	$y = 1,6x - 0,4$	$y = 1x - 0,1$	$y = 2,4x - 0,8$	$y = 2,1x - 0,6$
24, Кита	0,79	0,89	0,57	1,0	0,57	$y = -17x + 26$	$y = 1,4x + 1,5$	$y = -12x + 12$	$y = -10x + 12$
5, Колокони	0,50	0,93	0,04	0,84	0,80	$y = -7,9x + 19$	$y = 0,3x + 2,5$	$y = -9,2x + 8,2$	$y = -3,5x + 7$

18.5. Фосфор в желтых кварц-аллитных почвах саванн Мали

Желтые кварц-аллитные почвы по валовым запасам почвенных фосфатов и профильному распределению их, также как и подвижных форм фосфора, не имеют принципиальных отличий от желтых ферраллитных почв (табл. 18.14).

По характеру распределения валовых фосфатов желтые кварц-аллитные почвы в географической сети наблюдений характеризуются двумя типами профилей. Наибольшее распространение имеют почвы с прогрессивно-элювиальным типом распределения фосфатов. Совершенно очевидно, что степень выраженности этого типа распределения валовых фосфатов существенно изменяется в географической сети наблюдений. В очень резкой форме это проявляется в почвах, охарактеризованных разрезом 6, Колокони; в умеренной степени – разрезом 3, Колокони, и в очень слабой степени – разрезом 4, Колокони.

Второй тип распределения фосфатов в почвенном профиле относится к прогрессивно-аккумулятивному (разрез 12, Колокони). Следует также отметить, что максимальные концентрации валового фосфора отмечаются в мелкоземно-сильно-концентрированных или латеритных слоях.

Содержание подвижных фосфатов в кварц-аллитных почвах находится на уровне соизмеримом с красными и желтыми ферраллитными почвами, или даже в большем количестве. Тем не менее, по принятым градациям, их содержание редко выходит за лимиты среднего уровня для культур, возделываемых в Суданской саванне. Значительно разнообразие почв также по фракционному составу фосфатов, и особенно по «остаточным» фосфатам. Нам представляется, что по этим признакам желтые кварц-аллитные почвы существенно отличаются как от красных, так и желтых ферраллитных почв. В них значительно меньше доля фосфатов железа, относительно повышено содержание окклюдированных форм фосфатов, а также сильно изменяющееся в пространстве количество фосфатов алюминия. Исследование связи между

содержанием общего фосфора и почвенными признаками выявило среднюю и высокую корреляцию с гумусом (табл. 18.15), а в отдельных почвах (разрез 12) – с физической глиной и илистой фракцией.

Исследование связи между подвижностью фосфатов и почвенными признаками подтвердило значительную роль гумуса, а в ряде почв – и дисперсного мелкозема (табл. 18.16), общего фосфора, валового железа и алюминия (табл. 18.17).

Высокие коэффициенты детерминации обнаруживаются с несиликатными и аморфными формами железа (табл. 18.18). Отсутствует или слабая корреляция с фосфатами кальция, от очень слабой до средней с фосфатами железа и алюминия (табл. 18.19).

Исследование связи между подвижностью фосфатов и физико-химическими свойствами кварц-аллитных почв саванн округа Колокони выявило существенные отличия их от желтых ферраллитных почв. Это, в первую очередь, определяется отсутствием высокой корреляции в географической сети наблюдений между подвижностью фосфатов и обменными катионами водорода и алюминия (табл. 18.20), что было характерно для желтых ферраллитных почв.

Желтые кварц-аллитные почвы по этим показателям очень сильно различаются в географической сети наблюдений. Как видно из представленных материалов (табл. 18.20) мы наблюдаем четыре варианта сочетаний: 1) почвы, в которых высокая корреляция как между обменным водородом, так и обменным алюминием (разрез 6); 2) почвы, в которых слабая корреляция с обоими обменными катионами (разрез 4); 3) почвы с высоким коэффициентом корреляции между подвижными фосфатами и обменным водородом и низким – с обменным алюминием (разрез 3); 4) почвы с высоким коэффициентом корреляции между подвижными фосфатами и обменным водородом, и низким – с обменным водородом (разрез 12).

Содержание и распределение форм соединений фосфора в желтых кварц-аллитных почвах саванн Мали

№ разреза, округ	Горизонт, мощность, см	Общий P	Подвижный P	Вводно-растворимый P	A1-P	Fe-P	Ca-P	Окклюдирован, оксидами железа	Fe-P в % от общего фосфора
12, Колокони	Апах. 0-15	121,0	1,63	следы	7,0	22,0	0	2,7	18,2
	A1 15-29	113,1	1,58	следы	10,5	3,0	0,9	2,6	2,7
	Всн/L 29+	59,5	0,43	следы	12,3	18,0	0,4	1,8	30,3
3, Колокони	Апах. 0-12	79,0	0,47	следы	0,3	49,5	1,3	1,0	62,7
	A1 12-25	76,0	0,34	следы	0,5	49,8	1,3	1,4	65,5
	B125-56	91,0	0,27	следы	3,0	51,7	1,0	0,8	56,8
	B2 56-81	82,5	0,41	следы	0,4	50,5	1,3	9,8	61,2
	B3 81-94	95,0	0,42	следы	0,4	53,8	1,4	3,2	56,3
	BC 94-120	102,0	0,14	следы	0,75	52,8	1,3	0,8	51,8
4, Колокони	Апах. 0-11	104,5	0,55	следы	0,3	57,8	1,9	9,2	55,3
	A1 11-26	98,0	0,49	следы	2,1	54,3	0,9	2,3	55,4
	B1 26-42	112,5	0,48	следы	1,8	78,4	1,8	3,2	69,7
	B2 42-65	99,0	0,43	следы	8,3	93,2	1,9	6,7	94,1
	L 65+	114,0	0	следы	0,8	17,6	2,1	3,3	15,4
	Апах. 0-15	106,9	0,48	следы	3,3	6,5	0,4	3,4	6,1
	B1 15-30	149,1	0,30	следы	3,3	14,0	0	2,6	9,4
	Всн/L 30-51	192,6	0,20	следы	3,4	14,0	1,2	3,8	7,7
L 51-80+	285,3	0,03	следы	3,3	10,5	0,9	1,2	3,7	

Таблица 18.15

Коэффициент детерминации между содержанием общего фосфора и содержанием физической глины, ила и гумуса в желтых кварц-аллитных почвах саванн Мали

№ разреза, округ	Коэффициенты детерминации			Уравнение регрессии		
	с физической глиной	с илом	с гумусом	физическая глина	ил	гумус
12, Колокони	0,93	0,97	0,89	$y = -0,4x + 59$	$y = -0,3x + 50$	$y = 0,06x - 1,8$
3, Колокони	0,21	0,32	0,60	$y = -0,3x + 44$	$y = -0,2x + 30$	$y = -0,09x + 10$
4, Колокони	0,34	0,09	0,49	$y = 0,5x - 33$	$y = -0,2x + 34$	$y = -0,1x + 15$
6, Колокони	0,05	0,01	0,56	$y = -0,04x + 37$	$y = -0,01x + 25$	$y = -0,01x + 5,9$

Таблица 18.16

Коэффициенты детерминации между содержанием подвижного фосфора и содержанием физической глины, ила и гумуса в желтых кварц-аллитных почвах саванн Мали

№ разреза, округ	Коэффициенты детерминации			Уравнение регрессии		
	с физической глиной	с илом	с гумусом	физическая глина	ил	гумус
12, Колокони	0,97	0,99	0,99	$y = -18x + 46$	$y = -17x + 37$	$y = 3,1x + 0,56$
3, Колокони	0,10	0,10	0,14	$y = 15,4x + 14$	$y = 9,2x + 8,9$	$y = 3,5x + 1,1$
4, Колокони	0,79	0,34	0,79	$y = -26x + 32$	$y = 14,8x + 3,9$	$y = 5,1x + 0,8$
6, Колокони	0,002	0,007	0,47	$y = 3,4x + 29$	$y = -4,6x + 24$	$y = 5x + 2,1$

Таблица 18.17

Коэффициенты детерминации между содержанием подвижного фосфора и содержанием общего фосфора, валового железа и алюминия в желтых кварц-аллитных почвах саванн Мали

№ разреза, округ	Коэффициенты детерминации			Уравнение регрессии		
	с общим P_2O_5	с валовым Fe_2O_3	с валовым Al_2O_3	общий фосфор	валовое железо	валовой алюминий
12, Колокони	0,99	не опр.	не опр.	$y = 49x + 38$	не опр.	не опр.
3, Колокони	0,20	0,73	0,20	$y = -6x + 53$	$y = -14,2x + 8,7$	$y = -8,6x + 21$
4, Колокони	0,53	0,95	0,71	$y = 94x + 23$	$y = -71,8x + 39$	$y = -10,9x + 21$
6, Колокони	0,96	не опр.	не опр.	$y = -394x + 282$	не опр.	не опр.

Таблица 18.18

Коэффициенты детерминации между содержанием подвижного фосфора и несиликатным и аморфным железом в желтых кварц-аллитных почвах саванн Мали

№ разреза, округ	Коэффициенты детерминации		Уравнение регрессии	
	с несиликатным железом	с аморфным железом	несиликатное железо	аморфное железо
12, Колокони	0,96	0,87	$y = -0,3x + 2,7$	$y = -0,2x + 1,7$
3, Колокони	0,75	0,64	$y = -1,9x + 3,2$	$y = -1,8x + 2,1$
4, Колокони	0,99	0,94	$y = -2,0x + 5,6$	$y = -6,8x + 5,1$
6, Колокони	0,90	0,14	$y = -17,3x + 9,9$	$y = -0,3x + 1,9$

Таблица 18.19

**Коэффициенты детерминации между содержанием подвижного фосфора с кальций-, железо- и алюмофосфатами
в желтых кварц-аллитных почвах саванн Мали**

№ разреза, округ	Коэффициенты детерминации				Уравнение регрессии			
	с Са-Р	с Fe-Р	с Al-Р	с Al-Р	Са-Р	Fe-Р	Al-Р	Al-Р
12, Колокони	0,001	0,08	0,61	0,61	$y = 0,02x + 0,4$	$y = -4,1x + 19$	$y = -3,1x + 13$	$y = -3,1x + 13$
3, Колокони	0,06	0,75	0,56	0,56	$y = 0,02x + 1,2$	$y = 4,7x + 71$	$y = -1,04x + 0,8$	$y = -1,04x + 0,8$
4, Колокони	0,20	0,34	0,02	0,02	$y = -0,9x + 2,1$	$y = -19,5x + 113$	$y = 2,2x + 1,8$	$y = 2,2x + 1,8$
6, Колокон и	0,32	0,21	0,03	0,03	$y = -1,6x + 1,0$	$y = -8,6x + 13,4$	$y = -0,05x + 3,3$	$y = -0,05x + 3,3$

Таблица 18.20

**Коэффициенты детерминации между содержанием подвижного фосфора и физико-химическими свойствами
желтых кварц-аллитных почв саванн Мали**

№ разреза, округа	Коэффициент детерминации				Уравнение регрессии			
	Сумма обменных катионов	с обменными катионами			сумма обменных катионов	обменные катионы		
Ca ²⁺		Mg ²⁺	H ⁺	Al ³⁺		Ca ²⁺	Mg ²⁺	H ⁺
12, Колокони	0,28	0,10	0,78	0,28	0,10	$y = -0,47x + 4,3$	$y = -4,3x + 4,6$	$y = -3,9x + 11$
3, Колокони	0,26	0,37	0,10	0,10	0,24	$y = 2,6x + 2,9$	$y = -2,2x + 2,9$	$y = 8,1x + 7,5$
4, Колокони	0,01	0,94	0,52	0,29	0,29	$y = -0,36x + 14$	$y = 0,9x + 1,9$	$y = -3,02x + 7,2$
6, Колокони	0,58	0,71	0,99	0,86	0,86	$y = -5,9x + 5,3$	$y = 3,3x + 1,5$	$y = -5,4x + 7,5$

Второй отличительной чертой желтых кварц-аллитных почв является преимущественно высокая корреляция подвижного фосфора с обменными катионами кальция и магния. Напомним, что желтые ферраллитные почвы характеризовались очень низкой корреляцией с магнием. Исключением из этого правила являются почвы разреза 3, в которых коэффициент детерминации менее 0,1. Корреляция между подвижным фосфором и обменным кальцием хотя и подвержена большому варьированию в географической сети наблюдения, но тем не менее она остается весьма существенной в большинстве исследованных желтых кварц-аллитных почв саванн округа Колокони.

Третьей отличительной особенностью желтых кварц-аллитных почв является низкая (за исключением разреза 6), корреляция между подвижным фосфором и суммой обменных катионов. По этому признаку рассматриваемые почвы имеют существенное отличие от ранее рассмотренных желтых ферраллитных почв.

Таким образом, следует подчеркнуть, что по большинству исследованных признаков использованная нами классификация может считаться корректной, отражающей ряд специфических черт в составе и свойстве почв саванн Мали.

Контрольные вопросы:

1. Какова сущность взаимосвязей между окислительно-восстановительным состоянием и превращением фосфатов в почвах?
2. Какова сущность взаимосвязей между окислительно-восстановительным состоянием и превращением азота в почвах?
3. Какова сущность взаимосвязей между окислительно-восстановительными процессами и режимом органического вещества почв?
4. Какова сущность взаимосвязей между окислительно-восстановительным состоянием и воздушным режимом почв?
5. Какова сущность взаимосвязей между окислительно-восстановительным состоянием и водно-физическими свойствами почв?
6. Какова сущность взаимосвязей между состоянием фосфатов и другими свойствами ферраллитных почв саванн Мали?

ЛИТЕРАТУРА

Основная

1. *Александрова Л.Н.* Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. – Л.: Наука, 1980. – 278 с.
2. *Арманд Д.Л.* Учение о ландшафте (основы теории и логико-математические методы). – М.: Мысль, 1975. – 287 с.
3. *Балаян Г.Г., Жарикова Г.Г.* Информационно-логические модели научных исследований. – М.: Наука, 1987.
4. *Воробьёва Л.А.* Теория и методы химического анализа почв. – М.: МГУ, 1995, 132 стр.
5. *Воронин А.Д.* Основы физики почв. – М.: Изд-во Московского университета, 1986. – С. 244.
6. *Герасимова М.И., Строгонова М.Н., Можарова Н.В., Прокофьева Т.В.* Антропогенные почвы: генезис, география рекультивация: Учеб. пособие / Под ред. акад. РАН Г.В. Добровольского. – Смоленск: Ойкумена, 2003. – 268 с.
7. *Глазовская М.А.* Методологические основы оценки эколого-геохимической устойчивости почв к техногенным воздействиям. – М.: Изд-во МГУ, 1997. – 102 с.
8. *Грегори Р.* Двоичное представление информации // Концепция информации и биологические системы / Пер. с англ. – М.: Мир, 1966. – С. 32-37.
9. *Гришина Л.А.* Гумусообразование и гумусное состояние почв. – М.: Изд-во МГУ, 1986. – 244 с.
10. *Дмитриев Е.А.* Выводы из экспериментальных исследований их надёжность и интерпретация // Экология и почвы: Избранные лекции VIII-IX Всероссийских школ (1998–1999). – М., 1999. – Т. III. – С. 295-313.
11. *Дмитриев Е.А.* К методологии исследований в экспериментальном почвоведении // Тезисы докл. II Съезда почвоведов. Кн. 2. – М., 1996. – С. 381-382.

12. *Дмитриев Е.А.* Математическая статистика в почвоведении. – М.: Изд-во МГУ, 1972. – 292 с.
13. *Дмитриев Е.А.* О понятии случайного и не случайного в почвоведении // Вестник МГУ. – 1998. – № 4. – С. 41-49.
14. *Дмитриев Е.А.* О почве и почвенном покрове // Вестник МГУ, сер. 17, почвоведение, 1988. №2. С. 3-11.
15. *Дмитриев Е.А.* Представление о почвах как функция методов их изучения // Почвоведение, 1999. №1. С. 145-151.
16. *Дмитриев Е.А.* Теоретические и методологические проблемы почвоведения. М.: Изд-во ГЕОС, 2001. 374.
17. *Дмитриев Е.А.* Формулы и таблицы математической статистики. Методическая разработка. М.: Изд-во МГУ, 1993. 45с.
18. *Дмитриев Е.А.* Экологические проблемы земледелия // Научно-технический бюллетень. Вып. 1-2(68-69), ВАСХНИЛ, ВНИИЗ и ЗПЭ. Курск, 1991. – С. 11-18.
19. *Крупеников И.А., Махлин Т.Б., Шилихина И.И.* Математические методы характеристики и диагностики почв // Химия, генезис и картография почв. – М.: Наука, 1968. – С. 35-141.
20. *Линдсей Р.* Теория обработки информации // Концепция информации и биологические системы / Пер. с англ. – М.: Мир, 1966. – С. 38-59.
21. *Мишустин Е.Н.* Микроорганизмы и продуктивность земледелия. – М.: Наука, 1972. – 343 с.
22. Моделирование процессов засоления и осоленцевание почв // Коллективная монография. – М.: Наука, 1980. – 263 с.
23. *Неуймин Я.Г.* Модели в науке и технике. – Л.: Наука, 1984.
24. *Никитин Е.Ф., Шоба С.А., Скворцова Е.Б., Никитина О.Г., Сабодина Е.П.* Функциональная роль почв в устойчивости наземных и водных экосистем и их охрана // Устойчивость почв к естественным и антропогенным воздействиям: Тезисы докладов Всероссийской конференции, 24-25 апреля 2002 г., Москва. -М.: Почвенный институт им. В.В. Докучаева, РАСХН, 2002. – С.339.

25. *Орлов Д.С.* Химия почв. – М.: МГУ, 1985. – 375 с.
26. Программа и методика биогеоценологических исследований. – М.: Наука, 1974. – 403 с.
27. Программное обеспечение в области охраны окружающей среды: Анал. обзор ВНТИЦ. – М., 1990. – 150 с.
28. *Реймерс Н.Ф.* Экология. Теории, законы, правила, принципы и гипотезы. – М.: Россия молодая, 1994. – 367 с.
29. *Роде А.А.* Система методов исследований в почвоведении. – Новосибирск: Наука, 1984.
30. *Рожков В.А.* Почвенная информатика. – М.: Агропромиздат, 1989. – 221 с.
31. *Розанов Б.Г.* Морфология почв. – М.: МГУ, 1983. – 320 с.
32. *Розанов Б.Г.* Основы учения об окружающей среде: Учеб. пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. – 376 с.
33. *Розов Н.Н., Строганова М.Н.* Почвенный покров мира. – М.: Изд-во МГУ, 1979. – 288 с.
34. *Савич В.И., Ларешин В.Г., Дубенок Н.Н., Габбасова И.М., Хесам М.* Мелиоративная и агрономическая оценка окислительно-восстановительного состояния почв: Учеб. пособие. – М.: Изд-во РУДН, 2006. – 482 с.
35. *Самсонова В.П., Мешалкина Ю.Л., Дмитриев Е.А.* Структура пространственной вариабельности агрохимических свойств пахотной дерново-подзолистой почвы // Почвоведение. – 1999. – № 11. – С. 1359-1566.
36. *Седов Е.А.* Эволюция и информация. – М.: Изд-во АН СССР, 1976.
37. *Фридланд В.М.* Структуры почвенного покрова мира. – М.: Мысль, 1984. – 235 с.
38. *Шишов Л.Л., Дурманов Д.Н., Карманов И.И., Ефремов В.В.* Теоретические основы и пути регулирования плодородия почв. – М.: ВО «Агропромиздат», 1991. – 304 с.
39. *Яшин И.М., Шишов Л.Л., Раскатов В.А.* Почвенно-экологические исследования в ландшафтах: Учеб. пособие. – М.: МСХА, 2000. – 560 с.

40. *Clark W.C., Munn R.E.* Sustainable Development of Biosphere. Cambridge University Press. IIASA, 1986. – 491 p.
41. *Dmitriev E.A., Vityazev V.G.* Density of Solid Phase of Soils: Determination and Analysis of Data // Eurasian Soil Science. – 1996. – Vol. 28. – № 1. – Pp. 1-13.
42. *Dmitriev E.A.* Ecological Aspects of Soil Regimes // Eurasian Soil Science. – 1997. – Vol. 30. – № 7. – Pp. 735-741.
43. *Dmitriev E.A.* The Concept of Relief Flexure in Relation to Soil Science // Eurasian Soil Science. – 1998. – Vol. 31. – № 3. – Pp. 338-346.
44. FAO BUL. № 10 «Physical and chemical methods of Soil and Water analysis». Redactor: Dewis J. And Freitas F. Rome, 1970. – 300 p.
45. *Gaucher G.* El saelo y sus características agronomicas // Barcelona: Ed.Omega, 1971. – 647 p.
46. *Hesse P.R.* A textbook of soil chemical analysis. John Murray Ltd. – London, 1971. – 476 p.
47. Munsell soil color charts. – Baltimore, 1954.
48. The International Geosphere – Biosphere Programme: Study of Global Change // The Initial Core Projects. Ideoluck AB. – Stokholm, Sweden, 1990. – 250 p.

Дополнительная

1. Агрохимические методы исследования почв. – М.: Наука, 1975. – 436 с.
2. *Айлер Р.К.* Химия кремнезема / Пер. с англ. – М., 1982. – Т. 1. – 416 с.
3. *Александрова Л.Н.* Современные представления о природе гумусовых веществ и их органо-минеральные производные // Проблемы почвоведения. – М.: Изд-во АН СССР, 1962.
4. *Арманд А.Д.* Самоорганизация и саморегулирование географических систем. – М.: Наука, 1988. – 260 с.
5. *Бабьева И.П., Зенова Г.М.* Биология почв: Учебник. – 2-е изд. – М.: Изд-во МГУ, 1989.

6. *Вернадский В.И.* Живое вещество. – М., 1978.
7. *Водяницкий Ю.Н.* Химия и минералогия почвенного железа. – М.: Почв, ин-т им. В.В. Докучаева, 2002. – 238 с.
8. *Глазовская М.А.* Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. – М.: Высшая школа, 1988. – 324 с.
9. *Гриндель Н.М.* Фотометрические методы в почвенном анализе. – М.: Изд-во МГУ, 1982. – 247 с.
10. *Гришин П.Н.* Методология системного анализа взаимосвязей параметров почвенного плодородия: Автореф. дис. ... докт. – Саратов: Саратовский аграрный ун-т, 1998. – 47 с.
11. *Дуда В.И., Обухов А.И., Чернова Н.И., Чернов Н.М., Гегамян И.О.* Роль анаэробных микроорганизмов в мобилизации и редукции железа, марганца и серы, а также в других почвенных восстановительных процессах при культуре риса // Химия почв рисовых полей. – М.: Наука, 1976. – С. 44-74.
12. *Заварзин Г.А., Звягинцев Д.Г., Карпачевский Л.О., Розанов Б.Г.* Взаимодействие почвы с атмосферой // Взаимодействие почв и атмосферного воздуха. – М.: Изд-во МГУ, 1985. – С. 35-47
13. *Зайдельман Ф.Р.* Мелиорация заболоченных почв Нечерноземной зоны РСФСР. – М.: Колос, 1981. – 168 с.
14. *Зайдельман Ф.Р.* Естественное и антропогенное переувлажнение почв. – СПб.: Гидрометеиздат, 1992. – 288 с.
15. *Зайдельман Ф.Р.* Процесс глееобразования и его роль в формировании почв. – М.: Из-во МГУ, 1998. – 236 с.
16. *Зборищук Н.Г.* Состав и свойства почвенного воздуха // Взаимодействие почв и атмосферного воздуха. – М.: Изд-во МГУ, 1985. –С. 20-35
17. *Звягинцев Д.Г.* Почва и микроорганизмы. – М., 1987.
18. *Зенова Г.М., Степанов А.Л., Лихачёва А.А., Манучарова Н.А.* Практикум по биологии почв. – М.: МГУ, 2002. – 120 с.
19. *Игнатьев Н.Н.* Поглощение кислорода системой почва – растение и разработка новых способов повышения урожая : Автореф. дисс. ... доктора наук. – М.: ТСХА, 1989. –31с.

20. *Исаченко А.Г.* Оптимизация природной среды. Географический аспект. – М., 1980. – 342 с.
21. *Кауричев И.С., Орлов Д.С.* Окислительно-восстановительные процессы и их роль в генезисе и плодородии почв. – М.: Колос, 1982. – 247 с.
22. *Кирюшин В.И.* Экологические основы земледелия. – М.: Колос, 1996. – 367 с.
23. *Кононова М.М.* Органическое вещество почвы. – М.: Изд-во АН СССР, 1963.
24. *Мишустин Е.Н.* Микроорганизмы и продуктивность земледелия. – М.: Наука, 1972. – 343 с.
25. *Мишустин Е.Н., Емцев В.Т.* Микробиология. – М., 1987.
26. *Муравин Э.А.* Ингибиторы нитрификации. – М.: ВО Агропромиздат, 1989. – 248 с.
27. *Неуньлов Б.А.* Повышение плодородия рисовых полей Дальнего Востока. – Владивосток, 1961. – 239 с.
28. *Одум Ю.* Экология. – М., 1986. – Т. 1, 2.
29. Практикум по агрохимии / под ред. Минеева В.Г. – М.: Изд-во МГУ, 2001. – 686 с.
30. Программа и методика биогеоэкологических исследований. – М., Наука, 1974. – 403 с.
31. Проект концепции программы биосферных и экологических исследований АН СССР на период до 2015 г. // Вестник АН СССР. – 1988. – № 11. – С. 2-5.
32. Расширенное воспроизводство плодородия почв в интенсивном земледелии Нечерноземья / Под ред. Н.З. Милащенко. – М.: ВИУА, 1993. – 864 с.
33. *Савич В.И., Сидоренко О.Д., Трубицина Е.В., Улько Н.Г.* Оценка окислительно-восстановительного состояния в системе почва–растение. – М.: ТСХА, 1984. – 92 с.
34. Севооборот в современном земледелии: Сборник докладов Международной научной конференции / Сост. и ред. В.Т. Лошаков. – М.: Изд-во МСХА, 2004. – С. 307.

35. *Сердобольский И.П.* Химия почвы. – М.: Изд-во АН СССР, 1953.
36. *Смирнов П.М.* Вопросы агрохимии азота (в исследованиях с ^{15}N). – М.: ТСХА, 1977. – 72 с.
37. *Соколов И.А.* Теоретические проблемы генетического почвоведения. – Новосибирск: Наука, 1993. – 232 с.
38. *Хитров Н.Б.* Методика оценки влияния сочетания факторов почвообразования на развитие слитогенеза в почве // Раздел 3 в монографии. «Генезис, диагностика, свойства и функционирование глинистых набухающих почв Центрального Предкавказья. – М.: Почвенный институт им. В.В. Докучаева, 2003. – С.430-452.
39. *Яшин И.М., Шишов Л.Л., Раскатов В.А.* Почвенно-экологические исследования в ландшафтах. Учеб. пособие. – М.: МСХА, 2000. – 560 с.
40. *Lareshin V.* Caracteristicas y contenido de los trabajos preparatorios en la elaboracion de las medidas de conservacion de los Suelos. Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA, 1974
41. *Lareshin V.* Las propiedades fisicas de los suelos y terrenos en la Isla de Pinos y la utilizacion de ellos en los calculos tecnicos durante la proyeccion de las medidas antierosivas. Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA, 1974
42. *Lareshin V. Golovchenco I.* Mapa de las medidas agrotecnicas. Proyecto de conservacion de los Suelos para la cuenca «Enlace». Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA, 1974.
43. *Lareshin V., Golovchenco I.* Resumen del Proyecto conservacion de Suelos Cuenca «Enlace». Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA, 1974
44. *Lareshin V., Golovchenco I.* Significado de las medidas de conservacion de los suelos. Habana: Prensa ACC, 1974. – 17 p.
45. *Lareshin V.* Mapa – esquema de la situacion erosional en la cuenca de la presa «Enlace» en Isla de Pinos. Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA, 1974.
46. *Lareshin V.* Mapa de la pendientes y bases de la erosion en la cuenca de la presa «Enlace» en Isla de Pinos. Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA, 1974.
47. *Lareshin V.* Mapa de la red hidro-geografica y cuencas loscales de la presa «Enlace» en Isla de Pinos. Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA, 1974.

48. *Lareshin V.* Mapa de las medidas Hidrotecnicas sencillas. Proyecto de conservacion de suelos para la cuenca «Enlace». Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA, 1974.

49. *Lareshin V.* Mapa de los suelos erosionados en la cuenca de la presa «Enlace» en Isla de Pinos. Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA, 1974.

50. *Lareshin V.* Mapa de los suelos y la situacion erosinal en la cuenca de la presa «Enlace» en Isla de Pinos. Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA, 1974.

51. *Lareshin V.* Programa de clases con los especialistas cubanos que participan en la elaboracion de los proyectos de conservacion de Suelos. Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA, 1974.

52. *Lareshin V., Golovchenco I.* Guia manual de la elaboracion de los proyectos de conservacion de los suelos. Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA, 1974.

53. *Lareshin V., Golovchenco I.* Principios communes, orden y contenido de los trabajos en la elaboracion de las medidas de conservacion de los suelos. Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA, 1974

54. *Lareshin V., Golovchenco I.* Sobre algunas cuestiones importantes de Conservacion de Suelos en Isla de Pinos. Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA, 1974.

55. *Mitsui S.* Dynamic aspects of nutrient up-take. The Mineral Nutrition of the Rice Plant // Sump. IRRI. F. 1964. John Hopkins Press. Baltimore / Meryland, 1965. – p. 53-62.

56. *Ponnamperuma F.N.* Dynamic aspects of flooded soil and the nutrition of rice plant. IRRI. F. 1965. –P.295-328.

57. *Ponnamperuma F.N.* Electrochemical changes in submerged soils and the growth of rice // Soil and rice, 1976. –P.421-441.

58. *Patrick W.H., Reddy C.N.* Chemical changes in rice soil // Soil and rice. – 1976. – P. 361-378.

59. Soil Survey Staff. Keys to Soil Taxonomy. USDA-NRCS, Linkoln, № 8, 1998. – 326 p.

ОПИСАНИЕ КУРСА И ПРОГРАММА

1. Описание курса

Пристальное внимание научной общественности разных стран и международных организаций к почве связано с её ролью в биосфере. Сохранность почвы во многом определяет устойчивость экосистем ко все возрастающим антропогенным нагрузкам, не соответствующим темпам естественных биосферных процессов, что приводит к нарушению их динамического равновесия. Без принятия адекватных мер полное разрушение современной окружающей среды существующей практикой природопользования неизбежно уже в ближайшей перспективе.

В связи с отмеченными позициями назрела необходимость переосмысления методологии научного и прикладного обеспечения АПК, разработки основ новой образовательной политики в подготовке специалистов и системы её реализации.

Традиционная образовательная политика направлена на подготовку высококлассных, но узкопрофильных специалистов. На современном этапе НТП и глобального антропогенного прессинга на окружающую среду нужна подготовка специалистов, обладающих междисциплинарными теоретическими знаниями и навыками системного анализа.

Предлагаемая магистерская программа «Современные методы диагностики и оптимизации физических, физико-химических и химических свойств почв в различных системах земледелия разных климатических зон» призвана интегрировать основы теории и логико-математические методы в области рационального природопользования и охраны окружающей среды.

Каждая сельскохозяйственная культура требует своих определённых условий возделывания, в том числе почвенных. Соответственно плодородие

почвы должно регулироваться по принципу последовательного устранения факторов, ограничивающих возделывание данной культуры.

Именно предлагаемая магистерская программа призвана решить эту сложную проблему, так как устранение факторов, ограничивающих возделывание конкретной(ых) культуры(культур) в условиях квазистабильного состояния окружающей среды предполагает: а) их выявление; б) диагностику; в) оценку стабильности или динамики их функционирования; г) установление внутрисистемных взаимосвязей; д) разработку прогностических моделей состояния системы «почва -растения» и окружающая среда; е) формирование теоретической базы для построения рациональных моделей по реализации мероприятий в практике рационального экологически безопасного и экономически оправданного природопользования.

Реализация принципов, заложенных в предлагаемой магистерской программе, должна проходить в процессе выполнения агротехнологий одновременно с регулированием продукционного процесса растений в агроценозах.

Именно агротехнологии, разработанные на принципах, заложенных в предлагаемую магистерскую программу, как интегрированные системы возделывания сельскохозяйственных культур лежат в основе мирового агропромышленного производства, и они ничего общего не имеют с традиционными затратными и экологически опасными наборами мероприятий, тиражирующих проблемы в природопользовании.

2. Цель курса

Основной целью курса является подготовка специалистов, обладающих междисциплинарными знаниями по проблеме рационального природопользования и охраны окружающей среды. В процессе изучения курса предполагается рассмотреть и изучить современные методы диагностики и оптимизации физических, физико-химических и химических свойств (почв) в различных системах земледелия разных климатических зон и научиться самостоя-

тельно находить оптимальные пути снижения деградации плодородия почв, а также использовать современные технологии для повышения плодородия почв в антропогенных ландшафтах.

3. Задачи курса

В процессе преподавания курса решаются следующие задачи:

1. Прогноз изменений состава, свойств и режимов почв в условиях зональных систем земледелия различных природных зон.
2. Установление и анализ эмпирических закономерностей в системе «почва – растение - агроландшафты».
3. Анализ уровней приближения, при исследовании теоретических зависимостей изменений свойств почв при антропогенном прессинге на ландшафты.
4. Анализ использования полурациональных зависимостей с введением в алгоритмы эмпирических констант, характерных для конкретных почв и ситуаций.
5. Привить обучающимся навыки создавать логико-математические модели устойчивости ландшафтов для конкретных ситуаций.

4. Методическая новизна курса

Программа курса базируется на анализе материалов, опубликованных в мировой литературе по вопросу устойчивого развития биосферы и обобщений исследований, проведённых лично автором предлагаемой магистерской программы, при участии руководимых им сотрудников, аспирантов и студентов, а также работ, выполненных в творческом сотрудничестве с представителями других научных и проектных учреждений и учебных заведений.

Программа прошла апробирование в Университете дружбы народов при подготовке магистров сельского хозяйства (аграрный факультет) в семе-

стромом курсе «Воспроизводство плодородия почв», читаемого в течение 10 лет.

Подобного учебного пособия ранее не было. Курс предназначен для магистров следующих направлений: агропочвоведение, агроэкология, природопользование и мелиорация, рекультивация и охрана почв и др.

Курс состоит из лекций, практических (семинарских) занятий, самостоятельной работы, рефератов и курсовых работ.

Лекции проходят с использованием мультимедийных средств обучения. Практические занятия проводятся с использованием компьютерных технологий, современной приборной базы лабораторного оборудования РУДН, решения практических задач по изучаемым темам, обсуждения индивидуальных докладов студентов. Проводится рубежная и итоговая аттестация.

К материалам курса будет подготовлен для обучающихся четырехязычный (русский, английский, французский, испанский) справочник терминов и «Сборник алгоритмов внутрисистемной и внешней связей».

5. Место курса в системе формируемых инновационных квалификаций

В системе формируемых инновационных квалификаций рассматриваемый курс является новым и должен формировать профессиональный облик специалиста в области рационального экологически безопасного энергосберегающего природопользования. Ранее учебные пособия подобного плана не издавались.

6. Новизна курса

В учебном пособии изложены интегрированная теория и новая методология оценки, анализа, обобщения фактических материалов и построения прогностических моделей в области рационального природопользования.

7. Обязательная литература

1. Александрова Л.Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. –Л.: «Наука», 1980. –278с.
2. Арманд Д.Л. Учение о ландшафте (основы теории и логико-математические методы), М., Мысль, 1975, 287 стр.
3. Балаян Г.Г., Жарикова Г.Г. Информационно-логические модели научных исследований. – М.: Наука, 1987.
4. Воробьёва Л.А. Теория и методы химического анализа почв, М., МГУ, 1995, 132 стр.
5. Воронин А.Д. Основы физики почв. Изд-во Московского университета, М.: 1986. – С. 244.
6. Герасимова М.И., Строгонова М.Н., Можарова Н.В., Прокофьева Т.В. Антропогенные почвы: генезис, география рекультивация. Учебное пособие. /Под ред. Акад. РАН Г.В. Добровольского. Смоленск, «Ойкумена», 2003. –268с.
7. Глазовская М.А. Методологические основы оценки эколого-геохимической устойчивости почв к техногенным воздействиям, М., МГУ, 1997, 102 стр.
8. Грегори Р. Двоичное представление информации. // Концепция информации и биологические системы. Перевод с англ. Изд-во «Мир», М.: 1966. – С.32-37.
9. Гришина Л.А. Гумусообразование и гумусное состояние почв. –М.: МГУ, 1986. –244с.
10. Дмитриев Е.А. Выводы из экспериментальных исследований их надёжность и интерпретация // Экология и почвы. Избранные лекции VIII-IX Всероссийских школ (1998-1999) М. 1999. Т. III. С. 295-313.
11. Дмитриев Е.А. К методологии исследований в экспериментальном почвоведении // Тезисы докл. II Съезда почвоведов. Кн.2. 1996. С. 381-382.
12. Дмитриев Е.А. Математическая статистика в почвоведении. – М.: Изд-во МГУ, 1972. – 292с.

13. Дмитриев Е.А. О понятии случайного и не случайного в почвоведении // Вестник МГУ, 1998. № 4. С. 41-49.
14. Дмитриев Е.А. О почве и почвенном покрове // Вестник МГУ, сер. 17, почвоведение, 1988. №2. С. 3-11.
15. Дмитриев Е.А. Представление о почвах как функция методов их изучения // Почвоведение, 1999. №1. С. 145-151.
16. Дмитриев Е.А. Теоретические и методологические проблемы почвоведения. М.: Изд-во ГЕОС, 2001. 374.
17. Дмитриев Е.А. Формулы и таблицы математической статистики. Методическая разработка. М.: Изд-во МГУ, 1993. 45с.
18. Дмитриев Е.А. Экологические проблемы земледелия // Научно-технический бюллетень. Вып. 1-2(68-69), ВАСХНИЛ, ВНИИЗ и ЗПЭ. Курск, 1991. С. 11-18.
19. Дмитриев Е.А., Пачепский Я.А. Математические методы и моделирование в почвоведении // Почвоведение, 1989. №10. С. 94-101.
20. Добровольский Г.В., Никитин Е.Д. Функция почв в биосфере и экосистемах. – М.: Наука, 1990. –260с.
21. Зальцберг Б. Что такое теория информации? // Концепция информации и биологические системы. Перевод с англ. Изд-во «Мир», М.: 1966. – С.13-31.
22. Заславский М.Н. Эрозия почв. –М., 1979. –248с.
23. Кирюшин В.И. Агроэкологическая классификация земель как основа формирования систем земледелия // Почвоведение. – 1997. – № 1. –С. 79-87.
24. Кирюшин В.И. О методологии оценки и предотвращения деградации почв и агроландшафтов //Антропогенная деградация почвенного покрова и меры ее предотвращения. Тезисы и доклады Всероссийской конференции. Т. 1. – М., 1998. –С. 8-10.
25. Кирюшин В.И. Экологические основы земледелия, М., Колос, 1996, 367 стр.
26. Ковда В.А. Биогеохимия почвенного покрова. –М.: Наука, 1985. – 264с.

27. Ковда В.А. Живое вещество, биосфера и почвенный покров планеты. //Почвоведение. 1991. № 6. – С.5-15.
28. Ковда В.А. Основы учения о почвах. –М.: Наука, 1973, кн. 1. – 446 с., кн.2. – 467с.
29. Ковда В.А. Почвенный покров, его улучшение, использование и охрана. – М.: Наука, 1981. – 184 с.
30. Ковда В.А. Проблемы борьбы с опустыниванием и засолением орошаемых почв. –М.: «Колос», 1984. –304с.
31. Ковда В.А. Управление продуктивностью, стабильностью агроэкосистем. Пушино, 1980. – 23с.
32. Крупеников И.А., Махлин Т. Б., Шилихина И.И. Математические методы характеристики и диагностики почв. // Химия, Генезис и картография почв. – М.: «Наука», 1968. –С.135 – 141.
33. Линдсей Р. Теория обработки информации. // Концепция информации и биологические системы. Перевод с англ. Изд-во «Мир», М.: 1966. – С.38-59.
34. Методические указания по проведению комплексного мониторинга плодородия почв земель сельскохозяйственного назначения, М., ВГНУ «Росинформагротех», 2003, 240 стр.
35. Мишустин Е.Н. Микроорганизмы и продуктивность земледелия // –М.: «Наука», 1972. –343 с.
36. Моделирование процессов засоления и осоленцевание почв. // Коллективная монография. М.: «Наука», 1980. – 263с.
37. Неуймин Я.Г. Модели в науке и технике. – Л.: «Наука», 1984.
38. Никитин Е.Ф., Шоба С.А., Скворцова Е.Б., Никитина О.Г., Сабодина Е.П. Функциональная роль почв в устойчивости наземных и водных экосистем и их охрана. /Устойчивость почв к естественным и антропогенным воздействиям: Тезисы докладов Всероссийской конференции, 24-25 апреля 2002 г., Москва. –М.: Почвенный институт им. В.В. Докучаева, РАСХН, 2002. –С.339.

39. Орлов Д.С. Химия почв. – М.: МГУ. 1985. - 375с.
40. Программа и методика биогеоценологических исследований, М., Наука, 1974, 403 стр.
41. Программное обеспечение в области охраны окружающей среды, Анал. обзор ВНТИЦ, 1990, 150 стр.
42. Реймерс Н.Ф. Экология. Теории, законы, правила, принципы и гипотезы, М., Россия молодая, 1994, 367 стр.
43. Роде А.А. Система методов исследований в почвоведении. – Новосибирск: «Наука», 1984.
44. Рожков В.А. Почвенная информатика. М.: Агропромиздат. 1989. – 221с.
45. Розанов Б.Г. Морфология почв. – М.: МГУ, 1983. – 320с.
46. Розанов Б.Г. Основы учения об окружающей среде: Учебное пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. –376с.
47. Розов Н.Н., Строганова М.Н. Почвенный покров мира. М.: Изд-во МГУ, 1979. -288с.
48. Савич В.И., Ларешин В.Г., Дубенок Н.Н., Габбасова И.М., Хесам М. Мелиоративная и агрономическая оценка окислительно- восстановительного состояния почв: Учебное пособие. – М.: Изд-во РУДН, 2006. – 482с.
49. Самсонова В.П., Ю.Л. Мешалкина, Дмитриев Е.А. Структура пространственной вариабельности агрохимических свойств пахотной дерново-подзолистой почвы // Почвоведение, 1999. № 11. С. 1359-1566.
50. Седов Е.А. Эволюция и информация. - М.: Изд-во АН СССР, 1976.
51. Фридланд В.М. Структуры почвенного покрова мира. М.: Мысль, 1984. – 235 с.
52. Шишов Л.Л., Дурманов Д.Н., Карманов И.И., Ефремов В.В. Теоретические основы и пути регулирования плодородия почв. –М.: ВО «Агропромиздат», 1991. – 304с.
53. Яшин И.М., Шишов Л.Л., Раскатов В.А. Почвенно-экологические исследования в ландшафтах. Учебное пособие. М.: МСХА, 2000. -560с.

54. Clark W.C., Munn R.E. Sustainable Development of Biosphere. Cambridge University Press. IIASA . 1986. –491p.
55. E. A. Dmitriev, V.G. Vityazev. Density of Solid Phase of Soils: Determination and Analysis of Data // Eurasian Soil Science. 1996. Vol. 28, N 1. Pp. 1-13.
56. E. A. Dmitriev. Ecological Aspects of Soil Regimes // Eurasian Soil Science, 1997. Vol. 30, N 7. Pp. 735-741.
57. E. A. Dmitriev. The Concept of Relief Flexure in Relation to Soil Science // Eurasian Soil Science, 1998. Vol. 31, N 3. Pp. 338-346.
58. FAO BUL. № 10 “Physical and chemical methods of Soil and Water analysis”. Redactor: Dewis J. And Freites F. Rome, 1970, 300p.
59. Gaucher G. El saelo y sus características agronomicas.//Barcelona: Ed.Omega,1971. 647 p.
60. Hesse P.R/ A textbook of soil chemical analysis. John Murray Ltd. London, 1971, 476p.p.
61. Munsell soil color charts. Baltimore, 1954.
62. The International Geosphere – Biosphere Programme: Study of Global Change. //The Initial Core Projects. Ideoluck A.B. Stokholm, Sweden, 1990. –250 p.

8. Дополнительная литература

1. Агрохимические методы исследования почв, М., Наука, 1975.
2. Айлер Р.К. Химия кремнезема. –М., 1982, т.1. –416 с. (пер. с англ.).
3. Арманд А.Д. Самоорганизация и саморегулирование географических систем. – М.: Наука, 1988. -260с.
4. Бабьева И.П., Зенова Г.М. «Биология почв»: учебник. – 2-е изд.. М.: Изд-во МГУ, 1989.-336с.
5. Вернадский В.И. «Живое вещество». М., 1978.
6. Водяницкий Ю.Н. Химия и минералогия почвенного железа М., Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2002, 238 стр.
7. Глазовская М.А., Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР,М., Высшая школа, 1988, 324 стр.

8. Гриндель Н.М. Фотометрические методы в почвенном анализе. – М.: МГУ, 1982. – 247 с.
9. Гришин П.Н. Методология системного анализа взаимосвязей параметров почвенного плодородия, Автореф. докт. дисс., Саратовский аграрный ун-т, 1998, 47 стр.
10. Звягинцев Д.Г. «Почва и микроорганизмы». М.: 1987.
11. Зенова Г.М., Степанов А.Л., Лихачёва А.А., Манучарова Н.А. Практикум по биологии почв, М., МГУ, 2002, 120 стр.
12. Исаченко А.Г. Оптимизация природной среды. Географический аспект, М., 1980, 342 стр.
13. Кирюшин В.И. Экологические основы земледелия, М., Колос, 1996, 367 стр.
14. Методические указания по проведению комплексного мониторинга плодородия почв земель сельскохозяйственного назначения, М., ВГНУ «Росинформагротех», 2003, 240 стр.
15. Мишустин Е.Н. Микроорганизмы и продуктивность земледелия // –М.: «Наука», 1972. –343 с.
16. Мишустин Е.Н., Емцев В.Т. «Микробиология». М., 1987.
17. Одум Ю. «Экология». М., 1986. том 1, 2.
18. Практикум по агрохимии, под ред. Минеева В.Г., М., МГУ, 2001, 686 стр.
19. Программа и методика биогеоэкологических исследований, М., Наука, 1974, 403 стр.
20. Программное обеспечение в области охраны окружающей среды, Анал. обзор ВНТИЦ, 1990, 150 стр.
21. Проект концепции программы биосферных и экологических исследований АН СССР на период до 2015 г. //Вестник АН СССР. 1988. №11. – С.2-5.
22. Расширенное воспроизводство плодородия почв в интенсивном земледелии Нечерноземья. / Под ред. Н.З. Милащенко. – М.: ВИУА, 1993. -864С.

23. Севооборот в современном земледелии. Сборник докладов Международной научной конференции. Составитель и редактор Лошаков В.Г. М.: Изд-во МСХА, 2004. – С. 307.

24. Соколов И.А. Теоретические проблемы генетического почвоведения. Новосибирск: Наука, 1993. – 232с.

25. Хитров Н.Б. Методика оценки влияния сочетания факторов почвообразования на развитие слитогенеза в почве. // Раздел 3 в монографии. «Генезис, диагностика, свойства и функционирование глинистых набухающих почв Центрального Предкавказья. – М.: Почвенный институт им. В.В. Докучаева. 2003. – С.430-452.

26. Яшин И.М., Шишов Л.Л., Раскатов В.А. Почвенно-экологические исследования в ландшафтах. Учебное пособие. М.: МСХА, 2000. -560с.

27. Lareshin V. Caracteristicas y contenido de los trabajos preparatorios en la eleboracion de las medidas de conservacion de los Suelos . Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA. 1974

28. Lareshin V. Las propiedades fisicas de los suelos y terrenos en la Isla de Pinos y la utilizacion de ellos en los calculos tecnicos durante la proyeccion de las medidas antierosivas. Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA. 1974

29. Lareshin V. Golovchenco I.. Mapa de las medidas agrotecnicas. Proyecto de conservacion de los Suelos para la cuenca “Enlace”. Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA. 1974

30. Lareshin V. Golovchenco I.. Resumen del Proyecto conservacion de Suelos Cuenca “Enlace”. Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA. 1974

31. Lareshin V. Golovchenco I.. Significado de las medidas de conservacion de los suelos. Habana: Prensa ACC, 1974. –17p.

32. Lareshin V. Mapa – esquema de la situacion erosional en la cuenca de la presa “Enlace” en Isla de Pinos. Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA. 1974

33. Lareshin V. Mapa de la pendientes y bases de la erosion en la cuenca de la presa “Enlace” en Isla de Pinos. Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA. 1974

34. Lareshin V. Mapa de la red hidro-geografica y cuencas loscales de la presa “Enlace” en Isla de Pinos. Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA. 1974

35. Lareshin V. Mapa de las medidas Hidrotecnicas sencillas. Proyecto de conservacion de suelos para la cuenca “Enlace”. Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA. 1974

36. Lareshin V. Mapa de los suelos erosionados en la cuenca de la presa “Enlace” en Isla de Pinos. Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA. 1974

37. Lareshin V. Mapa de los suelos y la situacion erosional en la cuenca de la presa “Enlace” en Isla de Pinos. Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA. 1974

38. Lareshin V. Programa de clases con los especialistas cubanos que participan en la elaboracion de los proyectos de conservacion de Suelos. Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA. 1974

39. Lareshin V., Golovchenco I.. Guia manual de la elaboracion de los proyectos de conservacion de los suelos. Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA. 1974

40. Lareshin V., Golovchenco I.. Principios communes, orden y contenido de los trabajos en la elaboracion de las medidas de conservacion de los suelos. Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA. 1974

41. Lareshin V., Golovchenco I.. Sobre algunas cuestiones importantes de Conservacion de Suelos en Isla de Pinos. Isla de Pinos, Nueva Gerona, INRA. 1974

42. Soil Survey Staff. Keys to Soil Taxonomy. USDA – NRCS, Linkoln, № 8, 1998. -326p

9. Условия и критерии выставления оценок:

От студентов требуется посещение лекций и семинарских занятий, обязательное участие в аттестационных испытаниях. Особо ценится активное участие в семинаре, а также качество контрольных работ.

Для успешной работы в семинаре студент должен освоить предыдущий материал и ознакомиться с заданной преподавателем литературой, активно участвовать при разборе конкретных ситуаций и уметь правильно оформить документацию, а также грамотно изложить основные идеи прочитанной литературы.

Балльная структура оценки:

Посещение занятий – 15 баллов;

Активная работа на семинаре (научные сообщения, самостоятельная работа) - 40 баллов);

Работа с первоисточниками (конспектирование, устные выступления с анализом первоисточника) – 28 баллов;

Активное участие в разборе конкретной ситуации – 25 баллов;

Письменная контрольная работа – 36 баллов;

Всего – 144 балла.

Шкала оценок:

A (5+) – 133-144 балла;

B (5) – 121-133;

C (4) – 97-121;

D (3+) – 85-97;

E (3) – 73-85;

FX (2+) – 49-73;

F (2) – менее 49.

Пояснение оценок:

A – выдающийся ответ;

B – очень хороший ответ;

C – хороший ответ;

D – достаточно удовлетворительный ответ;

E – отвечает минимальным требованиям удовлетворительного ответа;

FX – означает, что студент может добрать баллы только до минимального удовлетворительного ответа;

F – неудовлетворительный ответ (либо повтор курса в установленном порядке, либо основание для отчисления).

Правила выполнения письменных работ (контрольных тестовых работ).

Письменная контрольная работа проводится в середине семестра в сроки, определенные деканатом. Перечень вопросов, выносимых на контрольную работу, дается за неделю до аттестации. Конкретные вопросы, на которые предстоит ответить слушателям, определяются вариантно в день аттестации. Каждый вариант включает в себя один теоретический вопрос и один практический расчет. Студент должен писать работу самостоятельно, не пользуясь дополнительной литературой. Время на написание контрольной работы – 2 академических часа.

Академическая этика.

Все имеющиеся в творческой работе сноски тщательно выверяются и снабжаются «адресами». Не допустимо включать в свою работу выдержки из работ других авторов без указания на это, пересказывать чужую работу близко к тексту без отсылки к ней, использовать чужие идеи без указания первоисточников. Это касается и источников, найденных в Интернете. Необходимо указывать полный адрес сайта. Все случаи плагиата должны быть исключены. В конце работы дается полный список всех использованных источников.

10. Темы лекций и семинарских занятий

Раздел 1. Предмет и методы учебной дисциплины

Неделя 1. Лекция 1.

1. Общие представления и понятие об устойчивости почв к внешним воздействиям.
2. Представления об устойчивости почв к внешним воздействиям.
3. Экологическая устойчивость агроландшафтов и почв: определения и классификации

4. Потенциальная и фактическая устойчивость почв к природно-антропогенным воздействиям.

5. Деградация почв и устойчивость почв к деградации: общие представления и понятия.

6. Резистентная и регенерационная устойчивость почв к внешним воздействиям.

7. Быстротекущие процессы при агрогенезе: подходы к изучению, устойчивость, память.

Неделя 1. Семинар 1.

Методология исследования резистентной и регенерационной устойчивости почв.

Неделя 2. Лекция 2.

1. Внешние воздействия и типы устойчивости почв.

2. Устойчивость почв к антропогенным воздействиям.

3. Устойчивость структур почвенного покрова.

4. Изменение минералогического состава как показатель устойчивости почв к антропогенным воздействиям.

5. Устойчивость структурного состояния почв к антропогенным воздействиям.

Неделя 2. Семинар 2

Методология диагностики устойчивости плодородия почв: концепция, методические принципы, задачи.

Раздел 2. Критерии, методы и индикаторы оценки устойчивости почв к внешним воздействиям.

Неделя 3. Лекция 3.

1. Устойчивость почв экосистем к химическому загрязнению.

2. Механизмы формирования и параметры оценки устойчивости почв к химическому загрязнению.

3. Агрохимические критерии устойчивости почв в агроландшафте.

4. Критерии оценки устойчивости почв к антропогенному воздействию.
5. Метод оценки устойчивости почв к загрязнению тяжёлыми металлами.

6. Оценка степени подверженности экосистем деградиационным процессам.

Неделя 3. Семинар 3.

Методы оценки устойчивости почв к антропогенному воздействию.

Неделя 4. Лекция 4.

1. Определение устойчивости почв к радиоактивному загрязнению.
2. Оценка устойчивости почвенного плодородия при технической эксплуатации гидромелиоративных систем.

3. Устойчивость почвы как системы соединений химических элементов.
4. Формы соединений тяжёлых металлов как критерии экологического состояния почвенной системы.

Неделя 4. Семинар 4.

Методология оценки устойчивости почвы как системы соединений химических элементов.

Неделя 5. Лекция 5.

1. Гумусообразование как критерий оценки устойчивости почв к техногенному загрязнению.

2. Продукты органо-минерального взаимодействия как критерий устойчивости почв к деградации.

3. Соотношение относительно трудно разлагаемых (стабильных) и легко разлагаемых (лабильных) форм органических соединений как критерий устойчивости почв к естественным и антропогенным воздействиям.

4. Групповой состав и динамика гумусовых веществ как критерии устойчивости почв к антропогенному воздействию.

5. Критерии устойчивости гумусовых веществ почвы.

6. Критерии оценки и структурные параметры трансформации гумусовых веществ почв агроландшафтов.

7. Распределение по молекулярным размерам и химической неоднородности гумусовых веществ как критерии устойчивости почв к внешним физико-химическим факторам.

8. Лигнин органического вещества как индикатор устойчивости серых лесных почв к естественным и антропогенным воздействиям.

Неделя 5. Семинар 5

Методология оценки устойчивости органического вещества почв.

Неделя 6. Лекция 6..

1. Критерии выбора показателей устойчивости почв к агроистощению по фосфору и калию.

2. Почвенный раствор как индикатор устойчивости почв к естественным и антропогенным воздействиям.

3. Интегральные критерии оценки устойчивости агроэкосистем.

4. Параметры оценки устойчивости почв к антропогенным воздействиям.

Неделя 6. Семинар 6

Методология оценки устойчивости агроэкосистем .

Неделя 7. Лекция 7.

1. О критериях подобия физико-механических свойств почвы.

2. Критерии оценки физического состояния набухающих почв.

3. Агрофизические критерии оценок почв.

4. Микроморфологические критерии устойчивости почв.

Неделя 7. Семинар 7.

Методология оценки физического состояния почв.

Неделя 8. Лекция 8.

1. «Разбалансированность» содержания химических элементов в растениях как индикатор экологической опасности деградации почв и изменения устойчивости их эффективного плодородия.

2. Оценка и прогноз состояния почвенного покрова и наземных экосистем на основе осуществления почвой экологических функций.

3. Биоиндикаторы в диагностике антропогенных воздействий на почвы.
4. Оценка устойчивости почв к естественным и антропогенным воздействиям по «альгокритериям».

5. К вопросу о возможности оценки биологической активности почв по содержанию в них аденозинтрифосфорной кислоты.

6. Микробиологическая устойчивость почв к природным и антропогенным воздействиям.

7. К вопросу о возможности оценки устойчивости почв к агрогенным воздействиям по эмиссии CO₂ в агросистемах.

8. К вопросу о возможности оценки устойчивости почв к антропогенным воздействиям по объёмам минерализации ЛОВ и иммобилизации-минерализации соединений азота.

Неделя 8. Семинар 8

Методология оценки и прогноза устойчивости почвенного покрова.

Неделя 9. Лекция 9.

1. Оценка загрязнения почв свинцом с использованием биологических тестов.

2. Основные критерии оценки загрязнения почв тяжёлыми металлами.

3. Прогноз устойчивости почв к загрязнению мышьяком на основе фракционирования его соединений.

4. Прогноз устойчивости почв к пестицидному загрязнению по активности ферментно-микробиального комплекса.

5. Биологические индикаторы состояния почвы в различных системах обработки.

6. Устойчивость геосистем к техногенным нагрузкам.

7. Критерии пастбищной дигрессии.

8. Критерии оценки и индикаторы степени антропогенного воздействия на почвы суходольных лугов.

Неделя 9. Семинар 9.

Методология оценки и прогноза устойчивости природных и агроландшафтов.

Неделя 10. Лекция 10.

1. К вопросу об эрозионной стабильности ландшафта.
2. Методы прогноза устойчивости почв к дефляции.
3. Критерии естественной устойчивости почв.
4. Галогенохимическая ёмкость ландшафта как показатель устойчивости почв к засолению.

Неделя 10. Семинар 10.

Методология оценки и прогноза антропогенного опустынивания территории.

Раздел 3. Механизмы и факторы устойчивости почв к внешним воздействиям

Неделя 11. Лекция 11.

1. Устойчивость динамических биокосных систем.
2. Теория нелинейных динамических систем.
3. Устойчивость почв к физическим воздействиям.
4. Устойчивость пористого пространства почв.
5. Устойчивость почвенной структуры.
6. Влагообмен как фактор устойчивости почв.
7. Физические свойства почв как матрица их плодородия.
8. Устойчивость почв к загрязнению тяжёлыми металлами.
9. Молекулярные механизмы устойчивости почв.
10. Модели устойчивости почв к мелиоративным воздействиям.
11. Гумусовые вещества и лесная подстилка как факторы устойчивости почв.
12. Биоразнообразие как фактор устойчивости почв.
13. Устойчивость почв ландшафтов различных природных зон к антропогенному воздействию.

Неделя 11. Семинар 11.

Модели устойчивости почв к физическим воздействиям.

Раздел 4. Устойчивость физического состояния почв при естественных и антропогенных воздействиях

Неделя 12. Лекция 12.

1. Устойчивость физических свойств почв разного генезиса к естественным и антропогенным воздействиям.
2. Устойчивость почв к уплотняющему воздействию сельскохозяйственной техники.
3. Влияние тяжёлой сельскохозяйственной техники на температуропроводность почв.
4. Устойчивость почв к агротехническому пылению.

Неделя 12. Семинар 12.

Физические модели на основе теории подобия.

Неделя 13. Лекция 13.

1. Реальная пористость почв и её роль при водной мелиорации набухающих почв.
2. Параметры, определяющие физический режим почв: геометрические, теплофизические, гидрофизические.
3. Устойчивость структуры почв к антропогенным воздействиям.
4. Агрофизическая деградация почв и пути её снижения.
5. Влияние орошения на морфологические и агрофизические свойства почв.

Неделя 13. Семинар 13.

Модели физических режимов почв.

Раздел 5. Устойчивость и изменчивость минералогического состава, физико-химических и химических свойств почв при естественных и антропогенных воздействиях

Неделя 14. Лекция 14.

1. Влияние естественных и антропогенных факторов на изменение минералов в почве.

2. Роль глинистых минералов в устойчивости почв.
3. Влияние естественных и антропогенных факторов на физико-химические свойства почв.
4. Влияние естественных и антропогенных факторов на химический состав почв.
5. Устойчивость почв к загрязнению тяжёлыми металлами и фторидами.
6. Устойчивость почв к радиоактивному загрязнению.
7. Устойчивость почв к пестицидному прессингу.
8. Самоочищение почв.

Неделя 14. Семинар 14.

Модели химических режимов почв.

Раздел 6. Устойчивость гумусового состояния почв при естественных и антропогенных воздействиях

Неделя 15. Лекция 15.

1. Принципы и методы оценки содержания трансформируемого органического вещества в почвах агроландшафтов.
2. Диагностика процесса дегумификации почв агроландшафтов и пути управления им.
3. Углеродный мониторинг почв: методология и методика исследований.
4. Новые концептуальные положения о процессах гумусообразования.

Неделя 15. Семинар 15.

Новые методы исследований устойчивости органического вещества почв

Раздел 7. Диагностика устойчивости биологической активности почв и живых организмов в почвах к антропогенным воздействиям

Неделя 16. Лекция 16.

1. Устойчивость биологической активности почв, подверженных эрозийным процессам.

2. Оценка микробиологической активности почв с целью диагностики доминирующей экологической стратегии микробного сообщества.

3. Оценка биологической активности почвы на разных таксонах агроландшафта.

4. Оценка динамики ферментативной активности почв в агроландшафтах.

5. Диагностика и оценка метаноокислительной и нитрификационной функции почв.

Неделя 16. Семинар 16.

Биодиагностические тесты деятельности почвенной биоты.

Неделя 17. Лекция 17.

1. Диагностика и оценка копролитов дождевых червей и педокомплексов беспозвоночных и их устойчивости к естественным и антропогенным воздействиям.

2. Диагностика и оценка химической мелиорации почв на симбиотическую азотофиксацию.

3. Диагностика и оценка устойчивости биоты к радиоактивному загрязнению.

4. Диагностика и оценка структурных и функциональных изменений в микробном комплексе техногенно-нарушенных территорий.

Неделя 17. Семинар 17.

Методология оценки биологической активности загрязнённых почв.

Раздел 8. Логико-математические модели рационального природопользования в различных природных зонах.

Неделя 18. Лекция 18.

1. Логико-математические модели рационального природопользования в бореальных областях.

2. Логико-математические модели рационального природопользования в суббореальных областях.

3. Логико-математические модели рационального природопользования в сухих субторпических областях.

4. Логико-математические модели рационального природопользования во влажных субтропических областях.

5. Логико-математические модели рационального природопользования в тропических переменнно-влажных областях.

6. Логико-математические модели рационального природопользования во влажных тропических.

7. Логико-математические модели рационального природопользования в областях климатических пустынь.

8. Неделя 18. *Семинар 18.*

9. Методология формирования логико-математических моделей.

11. Учебно-тематический план

№ п/п	НАИМЕНОВАНИЕ ТЕМ И РАЗДЕЛОВ	Всего (часов, зачетных единиц)	Ауди- торские занятия		Самостоятельная работа (час.)
			лекции	семинары	
1.	<i>Раздел 1.</i> Предмет и методы учебной дисциплины.	16	4	4	8
2.	<i>Раздел 2.</i> Критерии, методы и индикаторы оценки устойчивости почв к внешним воздействиям	64	16	16	32
3.	<i>Раздел 3.</i> Механизмы и факторы устойчивости почв к внешним воздействиям	8	2	2	4
4.	<i>Раздел 4.</i> Устойчивость физического состояния почв при естественных и антропогенных воздействиях.	16	4	4	8

5.	<u>Раздел 5.</u> Устойчивость и изменчивость минералогического состава, физико-химических и химических свойств почв при естественных и антропогенных воздействиях.	8	2	2	4
6.	<u>Раздел 6.</u> Устойчивость гумусового состояния почв при естественных и антропогенных воздействиях.	8	2	2	4
7.	<u>Раздел 7.</u> Диагностика устойчивости биологической активности почв и живых организмов в почвах к антропогенным воздействиям.	16	4	4	8
8.	<u>Раздел 8.</u> Логико-математические модели рационального природопользования в различных природных зонах.	8	2	2	4
Итоговый контроль					
Итого		144	36	36	72

12. Темы рефератов

1. Деградация окружающей среды в разных биогеоклиматических областях мира (по выбору обучающегося).
2. Воспроизводство функций биоты в деградированных ландшафтах разных биогеоклиматических областях мира (по выбору обучающегося).
3. Диагностика и оптимизация физических, физикохимических и химических свойств почв в различных системах земледелия разных биогеоклиматических областях мира (по выбору обучающегося).
4. Мониторинг антропогенных прессингов на ландшафты разных
5. биогеоклиматических областях мира (по выбору обучающегося).
6. Техничко-экономическое обоснование мероприятий природоохранного комплекса биогеоклиматических областях мира (по выбору обучающегося).

14. Самостоятельная работа

7. Почва как полидисперсная гетерогенная система.

8. Пористость почв, как индикатор энергетических условий, влияющих на физическое состояние и поведение почвенного раствора и элементов питания растений, подвижность воды – основного компонента почвы и биосферы в целом.

9. Соотношение между твёрдой и жидкой фазами как фактор (показатель) аэрации почвы, её теплоёмкости, теплопроводности, температуропроводности.

10. Взаимодействия твёрдой и жидкой фаз почв, обуславливающие прочность почв, их деформируемость, пластичность, текучесть, вязкость, липкость и взаимосвязь с технологическими операциями по обработке почв и уходу за посевами.

11. Твёрдая фаза почвы как основа (матрица) её структуры, состава и свойств, взаимодействия с почвенным раствором.

12. Влияние (динамики, статики и кинетики) условий внешней среды (климат, рельеф, растительность) горных и почвообразующих пород на физические свойства почв.

13. Зональные черты формирования и функционирования физических параметров почв: вертикальная анизотропия и латеральная пространственная изменчивость физических свойств почв (проникновение и распределение воды и воздуха в почвах – инфильтрация, водопроницаемость, водоподъёмная способность, воздухопроницаемость, водный, тепловой и воздушный режимы).

14. Имитационное математическое и физическое моделирование как методы исследования в области физики дисперсных систем.

15. Экологическая и технологическая оценка физического состояния почв как основа разработки современных зональных систем обработки почв и ухода за посевами.

16. Физика почв как теоретическая основа их мелиорации.

17. Физика почв в решении проблем разработки и внедрения энерго-сберегающих почвозащитных и промышленных технологий возделывания

сельскохозяйственных культур для различных почвенно-климатических условий.

18. Минералогический состав земной коры, материнских пород и почв.

19. Элементный и вещественный состав почв и основные химические взаимодействия в почве.

20. Активность, диссоциация, растворение, гидролиз веществ и комплексообразование в почвенном растворе.

21. Минеральные, органические, органно-минеральные вещества и их роль в образовании и плодородии почв.

22. Система показателей химического состояния почв.

23. Электрическая проводимость почвенных растворов и электрохимические процессы

24. Поверхностные явления (адсорбция, поверхностное натяжение, смачивание) в почвах.

25. Коллоидные системы. Молекулярно-кинетические, оптические и электрические свойства, устойчивость и коагуляция коллоидов Важнейшие физико-химические показатели плодородия почв (окислительно-восстановительный потенциал и ВО режим, реакция, ёмкость сорбции, состав обменных катионов, насыщенность почв основаниями). Технологические возможности и эколого-экономическая целесообразность их регулирования.

26. Почвенная биота. Участие почвенных микроорганизмов в превращении веществ и энергии в биосфере. Биологические процессы в почвообразовании.

27. Экологические и прикладные аспекты биологии почв. Принципы и концепции экологии. Почва как среда обитания. Закономерности функционирования микробных популяций в почве. Почвенная биота как составная часть биотического сообщества биогеоценозов. Основные принципы биологической индикации и диагностики почв. Методы исследования биоценозов и биологической активности почв.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
РАЗДЕЛ 1. ПРЕДМЕТ И МЕТОДЫ ДИСЦИПЛИНЫ «СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ДИАГНОСТИКИ И ОПТИМИЗАЦИИ ФИЗИЧЕСКИХ, ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ И ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ (ПОЧВ) В РАЗЛИЧНЫХ СИСТЕМАХ ЗЕМЛЕДЕЛИЯ РАЗНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОН»	5
Лекция 1	5
1.1. Общие представления и понятие об устойчивости почв к внешним воздействиям	5
1.2. Критерии оценки устойчивости почв	6
1.3. Механизм устойчивости почв	7
1.4. Экологическая устойчивость ландшафтов	7
1.5. Потенциальная устойчивость почв	8
1.6. Некоторые дефиниции к понятиям деградации и устойчивости почв	9
1.7. Резистентная и регенерационная устойчивость почв	10
1.8. Быстротекущие процессы при агрогенезе	10
Лекция 2	11
2.1. Внешние воздействия и типы устойчивости почв	11
2.2. Устойчивость почв к антропогенным воздействиям	12
2.3. Устойчивость структур почвенного покрова	13
2.4. Изменение минералогического состава почв как показатель их устойчивости к антропогенным воздействиям	17
2.5. Устойчивость структурного состояния почв к антропогенным воздействиям	18
РАЗДЕЛ 2. КРИТЕРИИ, МЕТОДЫ И ИНДИКАТОРЫ ОЦЕНКИ УСТОЙЧИВОСТИ ПОЧВ К ВНЕШНИМ ВОЗДЕЙСТВИЯМ	19
Лекция 3	19
3.1. Устойчивость почв экосистем	19
3.2. Агрохимические критерии устойчивости почв в агроландшафте	20
3.3. Критерий оценки устойчивости почв к антропогенному воздействию	21
3.4. Метод оценки устойчивости почв к загрязнению тяжелыми металлами	21
Лекция 4	23
4.1. Определение устойчивости почв к радиоактивному загрязнению	23
4.2. Оценка устойчивости почвенного плодородия при технической эксплуатации гидромелиоративных систем	23

4.3. Устойчивость почв как системы соединений химических элементов	24
4.4. Формы соединений тяжелых металлов как критерии экологического состояния почвенной системы	25
Лекция 5	26
5.1. Гумусообразование как критерий оценки устойчивости почв к техногенному загрязнению	26
5.2. Продукты органо-минерального взаимодействия как критерий устойчивости почв к деградации	27
5.3. Соотношение относительно трудно разлагаемых (стабильных) и легко разлагаемых (лабильных) форм органических соединений как критерий устойчивости почв к естественным и антропогенным воздействиям ...	28
5.4. Групповой состав и динамика гумусовых веществ как критерий устойчивости почв к антропогенному воздействию	29
5.5. Критерии устойчивости гумусовых веществ почв	30
5.6. Критерии оценки и структурные параметры трансформации гумусовых веществ почв агроландшафтов	30
Лекция 6. УСТОЙЧИВОСТЬ И ДЕГРАДАЦИЯ ФОСФАТОВ В ФЕРРАЛЛИТНЫХ ПОЧВАХ ВЛАЖНЫХ ТРОПИКОВ	32
Лекция 7	38
7.1. О критериях подобия физико-механических свойств почв	38
7.2. Агрофизические критерии оценок почв	44
7.3. Микроморфологические критерии устойчивости почв	45
Лекция 8. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ УСТОЙЧИВОСТИ И ДЕГРАДАЦИИ ФЕРРАЛЛИТНЫХ ПОЧВ ВЛАЖНЫХ И ПЕРЕМЕННО ВЛАЖНЫХ ТРОПИКОВ	50
Лекция 9. УСТОЙЧИВОСТЬ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МИНЕРАЛЬНОЙ ФАЗЫ ПОЧВ РАЗЛИЧНЫХ ПРИРОДНЫХ ЗОН В АНТРОПОГЕННЫХ УСЛОВИЯХ	61
9.1. Валовой состав илистой фракции	64
9.2. Сравнительное изучение содержания несиликатных форм минеральных соединений в почвах рисовых плантаций	65
Лекция 10. ПРОТИВОЭРОЗИОННАЯ СТАБИЛИЗАЦИЯ ЛАНДШАФТОВ ТРОПИКОВ	69
РАЗДЕЛ 3. МЕХАНИЗМЫ И ФАКТОРЫ УСТОЙЧИВОСТИ ПОЧВ К ВНЕШНИМ ВОЗДЕЙСТВИЯМ	75
Лекция 11	75
11.1. Устойчивость динамических биокосных систем	75
11.2. Состояние органического вещества ферраллитных почв тропиков как показатель устойчивости их к деградации	75
РАЗДЕЛ 4	87

Лекция 12	87
12.1. Состояние форм соединений железа как отражение устойчивости и деградации ферраллитных почв тропиков	87
12.2. Биогеохимия несиликатных соединений кремния в условиях интенсивного землепользования	96
Лекция 13. КИНЕТИКА И СТАТИКА СОРБЦИИ ФОСФАТОВ КАК ОТРАЖЕНИЕ УСТОЙЧИВОСТИ И ДЕГРАДАЦИИ ФЕРРАЛИТНЫХ ПОЧВ ТРОПИКОВ	112
РАЗДЕЛ 5. УСТОЙЧИВОСТЬ И ИЗМЕНЧИВОСТЬ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА, ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ И ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОЧВ ПРИ ЕСТЕСТВЕННЫХ И АНТРОПОГЕННЫХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ	119
Лекция 14. ДЕГРАДАЦИЯ СУБСТАНТИВНОЙ ЧАСТИ ПОЧВ	119
РАЗДЕЛ 6. УСТОЙЧИВОСТЬ ГУМУСОВОГО СОСТОЯНИЯ ПОЧВ ПРИ ЕСТЕСТВЕННЫХ И АНТРОПОГЕННЫХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ	139
Лекция 15. ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ГУМУСА В ПОЧВАХ РИСОВЫХ ПОЛЕЙ РАЗЛИЧНЫХ ПРИРОДНЫХ ЗОН	139
РАЗДЕЛ 7. ДИАГНОСТИКА УСТОЙЧИВОСТИ БИОЛОГИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ПОЧВ И ЖИВЫХ ОРГАНИЗМОВ В ПОЧВАХ К АНТРОПОГЕННЫМ ВОЗДЕЙСТВИЯМ	155
Лекция 16. АКТИВНОСТЬ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ ФЕРМЕНТОВ В ПОЧВАХ	155
Лекция 17. ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЧИСЛЕННОСТИ И ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ФУНКЦИЙ МИКРООРГАНИЗМОВ В ПОЧВАХ АНТРОПОГЕННО ПРЕОБРАЗОВАННЫХ ЛАНДШАФТОВ	182
РАЗДЕЛ 8. ЛОГИКО-МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РАЦИОНАЛЬНОГО ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ В РАЗЛИЧНЫХ ПРИРОДНЫХ ЗОНАХ	195
Лекция 18	195
18.1. Алгоритмы взаимосвязей между окислительно-восстановительным состоянием и другими свойствами почв	195
18.2. Алгоритмы взаимосвязей между состоянием фосфатов и другими свойствами ферраллитных почв саванн Мали	220
18.4. Фосфор в желтых ферраллитных почвах саванн Мали	228
18.5. Фосфор в желтых кварц-аллитных почвах саванн Мали	238
ЛИТЕРАТУРА	245
ОПИСАНИЕ КУРСА И ПРОГРАММА	253