

ПОЧВОВЕДЕНИЕ

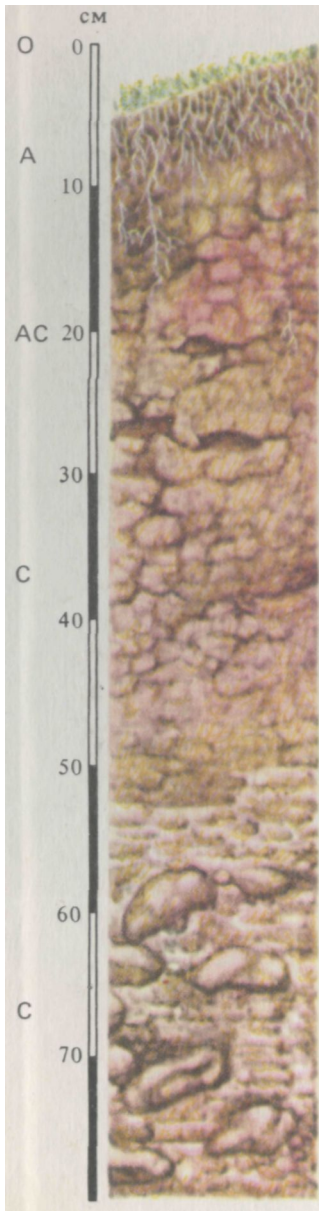
Почва и почвообразование



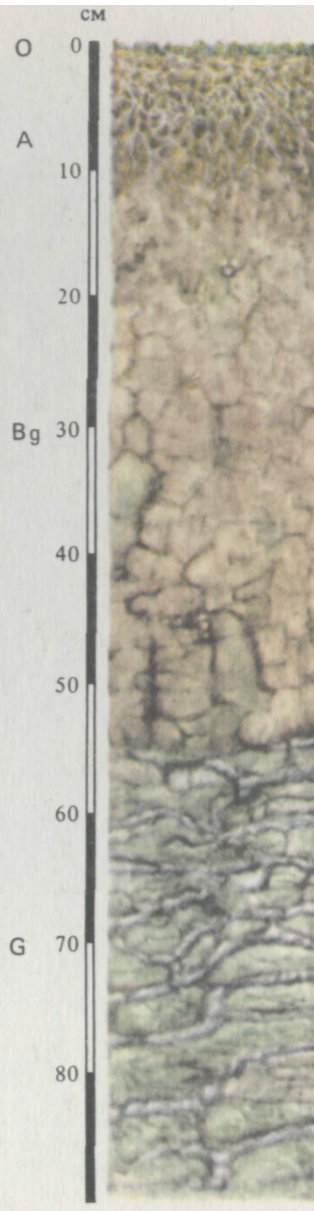
1

часть

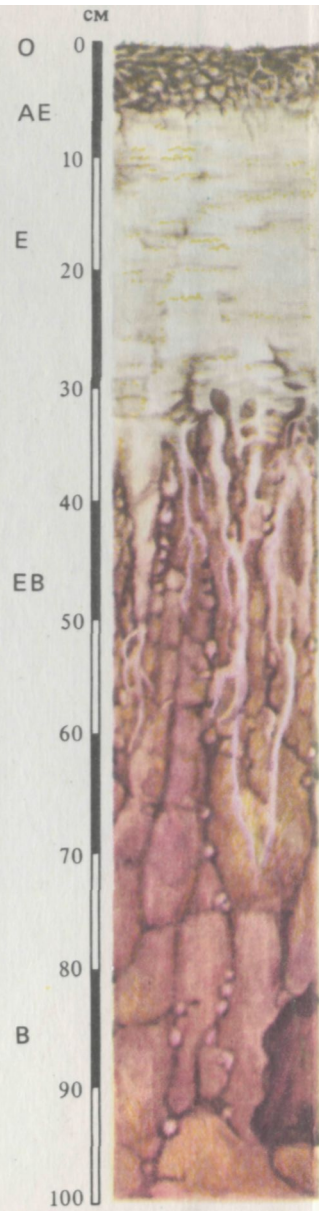
Типичная
арктическая
почва



Тундровая
глеявая
типичная
почва



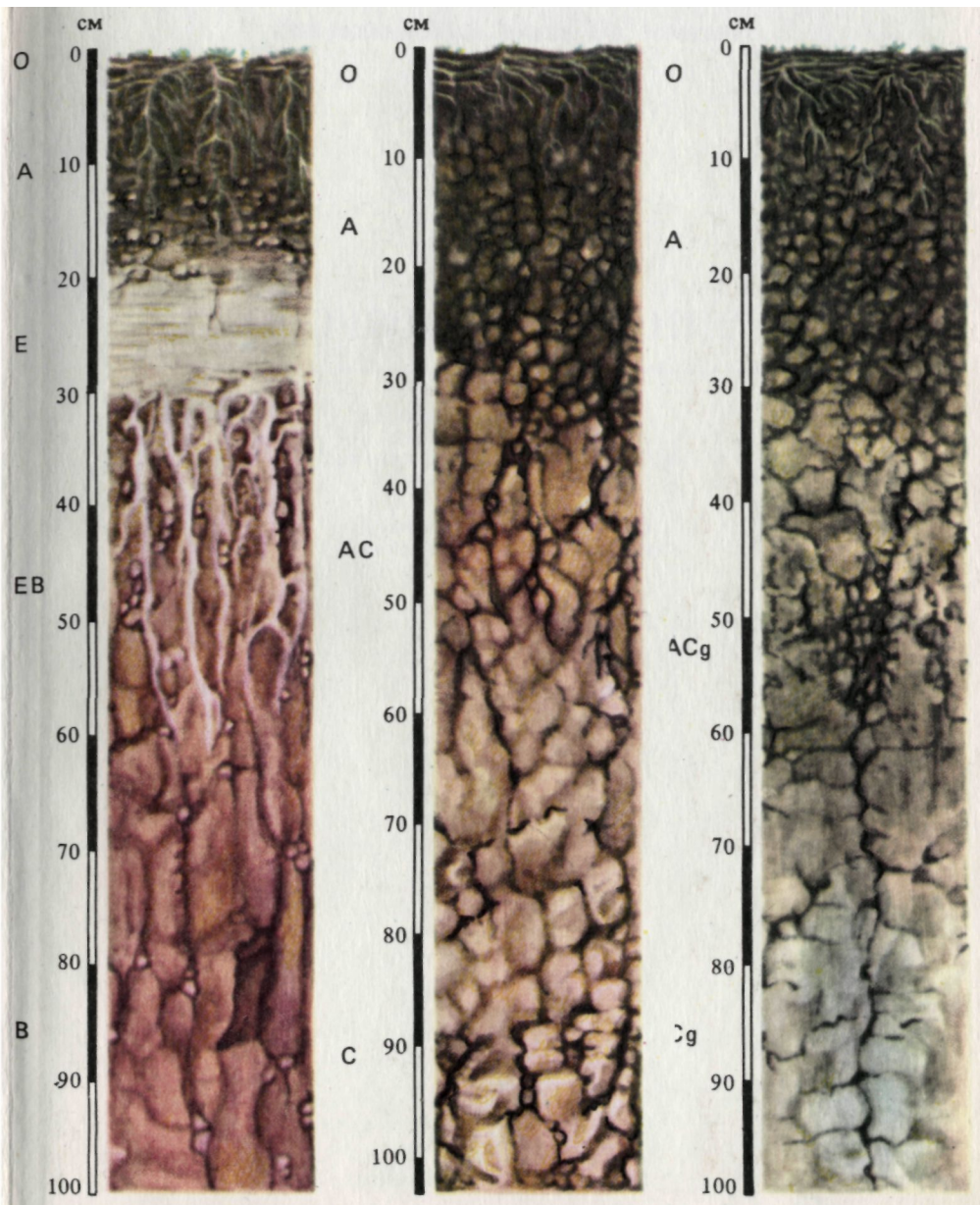
Подзолистая
почва



Дерново-
подзолистая
почва

Дерново-
карбонатная
выщелоченная
почва
(таежно-лесных
областей)

Дерново-
грунтово-
глееватая
почва



ПОЧВОВЕДЕНИЕ

В 2 ЧАСТЯХ

Под редакцией В.А. Ковды, Б.Г. Розанова



Часть 1

Почва И почвообразование

Допущено Министерством
высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебника
для студентов
почвенных и географических
специальностей университетов



МОСКВА
«ВЫСШАЯ ШКОЛА» 1988

ББК 40.3

П 65

УДК 631.4

Авторы

Белицина Галина Дмитриевна, Васильевская Вера Дмитриевна,
Гришина Леонора Александровна, Евдокимова Татьяна Ивановна,
Зборищук Наталья Григорьевна, Иванов Валерий Васильевич
Левин Федор Иванович

Николаева Светлана Александровна, Розанов Борис Георгиевич,
Самойлова Елена Максимовна, Тихомиров Федор Анатольевич

Рецензенты:

кафедра почвоведения Ленинградского ордена Ленина
государственного университета им. А. А. Жданова
(зав. кафедрой доц. В. П. Цыпленков);
проф. А. М. Ивлев (зав. кафедрой почвоведения и агрохимии
Дальневосточного государственного университета)

Почвоведение. Учеб. для ун-тов. В 2 ч./Под
П65 ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова. Ч. 1. Почва и поч-
вообразование/Г. Д. Белицина, В. Д. Васильевская,
Л. А. Гришина и др. — М.: Высш. шк., 1988. —
400 с : ил.

ISBN 5—06—001159—3

Изложены основы общего почвоведения, вопросы генезиса
и эволюции почвы, ее роль и функции в биосфере Земли. Дана
характеристика физических, химических, биологических свойств
главнейших типов почв мира. Раскрыты основы учения о фак-
торах почвообразования, зонах природы; показана роль кругово-
рота веществ в почвообразовании.

П 3802ГС0000(4309000000)-35в '97-88
001(01)—88

ББК 40.3
631.4

Учебное издание

Почвоведение, в 2 ч.

Ч. 1. Почва и почвообразование

Редактор М. М. Пенкина. Младшие редакторы Е. В. Бурова, Е. И. Попова.
Художник В. Н. Хомяков. Художественный редактор Т. А. Коленкова. Техни-
ческий редактор Л. А. Муравьева. Корректор С. К. Завьялова

ИБ № 6445

Изд. № Е-502. Сдано в набор 24.07.87. Подп. в печать 31.05.88. Т-08769.
Формат 60х90/16. Бум. кн.-жури. Гарнитура литературная. Печать офсетная.
Объем 25,0 усл. печ. л. +0,25 усл. печ. л. форзацы. 26,0 усл. кр.-отт.
27,51 уч.-изд. л. +0,36 уч.-изд. л. форзацы. Тираж 15000 экз. Зак. № 817.
Цена 1 р. 30 к.

Издательство «Высшая школа», 101430, Москва, ГСП-4, Неглинная ул.,
д. 29/14.

Ярославский полиграфкомбинат Союзполиграфпрома при Го^сударственном
комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
150014, Ярославль, ул. Свободы, 97.

ISBN 5—06—001159—3

© Издательство «Высшая школа», 1988

ПРЕДИСЛОВИЕ

Почвоведение на современном этапе играет особенно значительную роль как фундаментальная естественно-историческая наука, обеспечивающая нужды сельского, лесного, водного, коммунального хозяйства и других отраслей экономики. Важнейшее место занимает почвоведение в решении вопросов устойчивости биосферы в эпоху прогрессивного роста антропогенной нагрузки на природные экосистемы, поскольку стабильное развитие биосферы планеты непосредственно связано с устойчивостью ее почвенного покрова.

Существенна роль почвоведения в выполнении разработанной в нашей стране программы интенсификации и повышения эффективности народного хозяйства, в ускоренном развитии экономики на базе научно-технического прогресса. Почвоведом предстоит разработать научные основы, технологий управления почвенными процессами, почвенным плодородием в целях обеспечения растущих потребностей страны в биологической продукции. Решение этих задач требует углубленного изучения теоретических основ науки почвоведения. Цель данной книги - помочь будущим молодым специалистам — почвоведом и агрохимикам — овладеть этими знаниями.

Учебник создан коллективом кафедры Общего почвоведения факультета почвоведения Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова на основе читаемых многие годы лекций по данному предмету. Он составлен с учетом того, что после освоения основного курса общего почвоведения студенты углубленно изучают такие его разделы, как физика, биология, химия, география, мелиорация, эрозия почв в соответствующих курсах, а также агрохимию, растениеводство и земледелие. Изучению почвоведения предшествуют курсы геологии, минералогии и петрографии, ботаники и геоботаники.

Материал в данной книге излагается в соответствии с новой программой университетского курса почвоведения. В соответствии с учебным планом подготовки почвоведов и агрохимиков в университетах настоящий учебник существенно отличается от

учебника «Почвоведение» под редакцией И. С. Кауричева (1983), рекомендованного для сельскохозяйственных вузов, где совершенно иной профиль подготовки специалистов. В предлагаемом учебнике обобщены современные знания о почвах и теоретические положения почвоведения с учетом новейших данных. В нем отражены методические концепции советской научной школы и роль русских и советских ученых в становлении и развитии современного генетического почвоведения.

Рисунки, помещенные на форзацы, взяты из книги Т. В. Афанасьевой, В. И. Василенко, Т. В. Тершиной, Б. В. Шеремета «Почвы СССР» (М., Мысль, 1979).

В написании первой части этой книги приняли участие следующие сотрудники кафедры Общего почвоведения МГУ: чл.-кор. АН СССР В. А. Ковда (общая редакция); проф. Б. Г. Розанов (общая редакция, Введение, гл. 1, 17, 18, 21); проф. Л.А.Гришина (гл. 5), проф. Е.М.Самойлова (гл. 19, 20); проф. Ф. А. Тихомиров (гл. 12); д-р биол. наук В. Д. Васильевская (гл. 7); д-р биол. наук Ф. И. Левин! (гл. 15); доц. Т. И. Евдокимова (гл. 16); канд. биол. наук Г. Д. Белицина (гл. 9, 10); канд. биол. наук В.В.Иванов (гл. 2, 3, 4); канд. биол. наук С.А.Николаева (гл. 6, 11); канд. биол. наук Н. Г. Зборищук (гл. 8, 13, 14, 19).

Авторы и редакторы заранее благодарят всех читателей учебника, которые возьмут на себя труд сделать критические замечания, направленные на улучшение учебника в будущем, а также рецензентов учебника за замечания, позволившие его существенно улучшить.

В. А. Ковда, Б. Г. Розанов

ВВЕДЕНИЕ

Почвоведение — наука о почве, ее строении, составе, свойствах и географическом распространении, закономерностях ее происхождения, развития, функционирования и роли в природе, путях и методах ее мелиорации, охраны и рационального использования в хозяйственной деятельности человека.

Учение о почве как о самостоятельном естественно-историческом теле природы было создано в конце XIX столетия великим русским естествоиспытателем Василием Васильевичем Докучаевым (1846—1903) и развито блестящей плеядой его учеников и последователей. Оно сформировалось в начале нашего века в новую отрасль естествознания — современное генетическое почвоведение (генетическое потому, что в его основе лежит учение о генезисе — происхождении, развитии и эволюции — почв).

Что такое почва?

С появлением земледелия человек ввел в свой обиход представление о *почве* как об относительно рыхлом земляном слое, в котором укореняются наземные растения и который служит предметом земледельческой обработки; бытовавшее до этого понятие отождествляло почву с *землей* — участком поверхности, на которой обитает человек.

Простое представление о почве вполне удовлетворяло человечество в течение нескольких тысячелетий исторического развития, так как человек еще не сталкивался вплотную с теми проблемами земледелия, перед которыми он был поставлен в последние столетия, — проблемами голода, малоземелья, катастрофической эрозии, опустынивания, падения плодородия, необходимости получения все большей продукции со все меньшей площади. Решение этих общих задач привело к зарождению новой науки на рубеже XX в. — почвоведения. Важно, что эта наука развивалась не как чисто описательная и умозрительная дисциплина, а сформировалась в ответ на практические запросы бурно развивающегося земледелия индустриальной эры.

Существовавшие ранее определения стали непригодны, поскольку не характеризовали всю специфику почвы как природного тела и не отражали ее наиболее характерные особенности. Тройственное отношение человека к почве — как к **природному телу, предмету труда и продукту труда** — усложнило выбор наиболее точного научного определения почвы.

К середине прошлого века в трудах агрономов, агрогеологов, агрохимиков сложилось определение почвы, отождествляющее ее с пахотным слоем, который служит непосредственным предметом обработки и в котором сосредоточена главная масса корней растений, причем основное внимание обращалось на вещественный состав этого верхнего слоя земной коры (смесь минеральных и органических элементов). Такое субстанционное определение почвы было распространено вплоть до появления работ В. В. Докучаева, показавшего его научную несостоятельность и давшего новое определение почвы, совершившее переворот в науке.

Первую формулировку нового определения почвы В. В. Докучаев дал в докладе о принципах естественной классификации почв на заседании Отделения геологии и минералогии Санкт-Петербургского общества естествоиспытателей 14 апреля 1879 г., где он сказал: «Если изучать почву по ее наиболее типичным, наиболее распространенным и наиболее естественным представителям (чернозем и северные сухопутно-растительные почвы), тогда неизбежно придется сделать такое определение ее: это суть поверхностно лежащие минерально-органические образования, которые всегда более или менее сильно окрашены гумусом и постоянно являются результатом взаимной деятельности следующих агентов: живых и отживающих организмов (как растений, так и животных), материнской горной породы, климата и рельефа местности». На протяжении двадцати лет он оттачивал это определение, стремясь сделать его наиболее научно точным. В своей последней крупной работе «Лекции о почвоведении» (1901) В.В.Докучаев написал, что почва «есть функция (результат) от материнской породы (грунта), климата и организмов, помноженная на время».

Самое главное в докучаевском определении почвы, сыгравшем столь выдающуюся роль в развитии новой науки, — это то, что оно, во-первых, ставит почву в ряд самостоятельных природных тел, качественно отличающихся от всех иных тел природы. Во-вторых, согласно докучаевскому определению, почва — это явление историческое, имеющее свой возраст и историю образования. Наконец, третье — это подчеркнуто в самом определении наличие функциональных связей между почвой и всеми другими природными телами и явлениями.

Одновременно с докучаевским направлением, в котором почва рассматривалась прежде всего как самостоятельное природное тело в его функциональной зависимости от других природных тел и явлений, в русской науке развивалось и другое направле-

ние, связанное с именами П. А. Костычева (1845—1895) и В. Р. Вильямса (1863—1939). Эти ученые обращали внимание в первую очередь не на «входящие» функции почвы, а на «выходящие», на отношение к почве произрастающих на ней растений. Соответственно и даваемое ими определение почвы подчеркивало совершенно другую ее сторону.

Развивая идеи П. А. Костычева о почве как среде произрастания растений, академик В. Р. Вильямс дал такое определение почвы в своем учебнике почвоведения: «Когда мы говорим о почве, мы разумеем рыхлый поверхностный горизонт суши земного шара, способный производить урожай растений. Понятие о почве и ее плодородии неразделимо. Плодородие — существенное свойство, качественный признак почвы, независимо от степени его количественного проявления. Понятие о плодородной почве мы противопоставляем понятию о бесплодном камне, или другими словами, понятию о массивной горной породе».

Подходы В. В. Докучаева и П. А. Костычева — В. Р. Вильямса взаимно дополняют и обогащают друг друга, характеризуя в целом русскую почвенно-генетическую школу. Поэтому *вполне* оправданным служит объединение этих двух направлений генетического почвоведения в едином определении почвы. Соответственно, в современном почвоведении принято такое определение: *почва — это обладающая плодородием сложная полифункциональная и поликомпонентная открытая многофазная структурная система в поверхностном слое коры выветривания горных пород, являющаяся комплексной функцией горной породы, организмов, климата, рельефа и времени.*

Необходимо подчеркнуть, что данное определение почвы является субстанционно-функционально-атрибутивным. В нем имеются указания на вещественное содержание объекта, на его функциональные связи с другими объектами природы и, наконец, на его главные качества. В тех или иных конкретных формулировках оно сейчас является общепринятым в науке и надежно определяет почву как предмет почвоведения, с одной стороны, и как самостоятельное природное тело, с другой.

Почва — особое тело природы

Если классифицировать все природные физические тела Земли на живые (живущие организмы) и косные (горные породы и минералы, магма), то почва среди них занимает особое промежуточное положение, являясь, по выражению академика В. И. Вернадского (1863—1945), *биокожным телом природы.*

Особое положение почвы определяется тем, что, во-первых, в ее составе участвуют как минеральные, так и органические вещества и, что особенно важно, большая группа специфических органических и органоминеральных соединений — почвенный гумус. Кроме того, неотъемлемую часть почвы — ее живую фазу — составляют живые организмы: *корневые системы растений, почвооби-*

тающие животные разного размера вплоть до одноклеточных Protozoa, огромное разнообразие микроорганизмов. Именно поэтому почва является многофазной системой, включая твердую, жидкую, газообразную и живую фазы в отличие от других природных тел. Даже аналитически невозможно отделить почвенные микроорганизмы от почвенного гумуса, что выражается в их суммарном определении общего содержания органического вещества в почве.

Всякая природная почва состоит из последовательно сменяющих друг друга вниз от поверхности слоев генетических горизонтов, образовавшихся в результате изменения исходной горной породы в процессе почвообразования. Вертикальная последовательность горизонтов образует *почвенный профиль*.

Почвенный индивидуум

Почва — природное тело, имеющее определенную протяженность в трех измерениях пространства. Как всякое природное тело, она имеет свое положение в пространстве, объем и границы.

Нижняя граница почвы определяется, согласно П. С. Косовичу (1862—1915), глубиной, на которую произошло изменение исходной горной породы в ходе почвообразования. Однако для решения этого вопроса на практике в истории почвоведения были предложены разные критерии.

В. В. Докучаев предложил принимать за нижнюю границу почвы максимальную глубину ее прокрашивания гумусом, т. е. включал в толщу собственно почвы только горизонты А и В, понимая под горизонтом А гумусовый слой и под горизонтом В — слой, переходный по гумусированности (в настоящее время под горизонтом В понимается слой иллювиально-метаморфического преобразования породы); нижележащий же горизонт С — материнскую породу — он относил к подпочве. П. А. Костычев считал, что нижняя граница почвы определяется глубиной проникновения основной массы корней растений. Академик К. Д. Глинка (1867—1927) отождествлял нижнюю границу почвы с нижней границей коры выветривания, хотя и подчеркивал принципиальное различие между ними. Г. Н. Высоцкий (1863—1939) определял нижнюю границу почвы глубиной ее ежегодного промачивания атмосферными осадками.

Таким образом, вопрос о нижней границе почвы решается сложно и часто неоднозначно, в зависимости от того, в каких целях он рассматривается: при изучении почвы как естественного-исторического природного тела, как среды обитания растений или как объекта инженерно-технической мелиорации.

В настоящее время в почвоведении принято включать в состав почвы горизонты О, А, В и их дериваты (Т, Е, G), а нижележащие горизонты С, D, R относить к подпочве в соответствии

с принципом Докучаева—Коссовича (определение почвенных горизонтов см. ниже в соответствующем разделе учебника).

Верхняя граница почвы — это поверхность раздела между почвой и атмосферой, т. е. поверхность суши Земли, либо между почвой и гидросферой для подводных почв (плавневые, маршевые, мангровые, затопленные рисовые почвы и т. п.).

Что же касается *боковых границ* почвенного тела, то, поскольку почвенный покров суши Земли является сплошным и почвы переходят одна в другую обычно постепенно, без резко выраженных границ раздела, граница между двумя разными почвами становится диффузной и трудно выделяется в природе. Однако это не значит, что границы нет: диффузная граница — это тоже граница, но имеющая некоторые пределы неопределенности. В почвоведении принято определение боковых границ почвы как вертикальных поверхностей раздела между соседствующими почвенными индивидуумами.

Поскольку почва является сложной структурной системой, она всегда имеет какую-то степень неоднородности. Отсюда задача определения почвенного индивидуума сводится к отысканию тех пределов почвенной неоднородности, которые позволяют говорить о самостоятельном природном теле, отличном от окружающих тел. Соответственно *почвенный индивидуум (педон — по терминологии современной школы США, почвенная особь, элементарная единица почвы)* — это минимальный объем почвы, горизонтальные размеры которого достаточно большие, чтобы иметь полный спектр варибельности соотношений генетических горизонтов, соответствующий минимальной горизонтальной неоднородности почвы по диагностическим признакам (рис. 1).

В зависимости от типа почвы и ее строения горизонтальные размеры почвенного индивидуума могут колебаться в широких пределах от долей до десятков и сотен квадратных метров. По измерениям Ф.И. Козловского (1972), площади почвенных индивидуумов (в м²) для дерново-подзолистой почвы на покровном суглинке Подмосковья составили от 1,75 до 28, для типичного чернозема на лессовидном суглинке Курской области — 28 и для лугово-каштановой почвы на элювии шоколадных глин Сарпинской низменности — 7. В плане реальная форма почвенного индивидуума может быть весьма разнообразной — гексагональной, округлой, овальной, вытянутой по какой-то

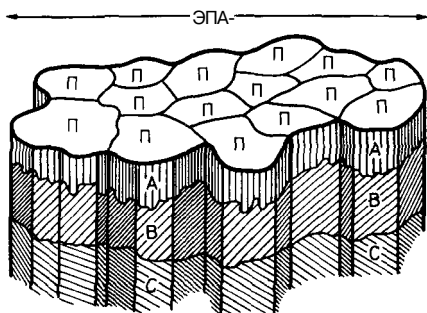


Рис. 1 Схема расположения почвенных индивидуумов - педонов (П) в пределах элементарного почвенного ареала — полипедона (ЭПА)

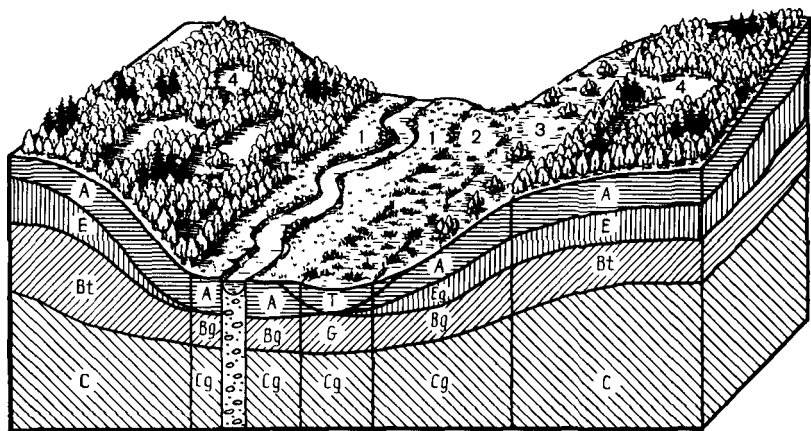


Рис 2 Блок-схема комбинации линейно-вытянутых элементарных почвенных ареалов в речной долине таежной зоны:
 1 — аллювиальная луговая почва, 2 — болотная почва, 3 — болотно-подзолистая почва, 4 — подзолистая почва

одной оси, амёбовидной, ветвистой — в зависимости от микро-рельефа, строения и характера горных пород, гидрогеологических условий.

Ряд одинаковых почвенных индивидуумов в своем совместном простирании по площади дают *элементарный почвенный ареал* (рис. 2), под которым понимается *единица почвенного покрова, относящаяся к одной классификационной единице наиболее низкого таксономического ранга, занимающая пространство, со всех сторон ограниченное другими элементарными почвенными ареалами или непочвенными образованиями* (В. М. Фридланд, 1965). Аналогичными понятию элементарного почвенного ареала (не синонимами, но в принципе соответствующими друг другу) являются следующие понятия, в разное время введенные в науку. *полипедон* — школа США, 1960; *педотоп* — Э. Эвальд, 1966; *женон* — Ж. Булей, 1969.

Место и роль почвы в природе

Располагаясь на границе соприкосновения и взаимодействия планетарных оболочек — литосферы, атмосферы, гидросферы — и развиваясь в результате их взаимодействия, трансформированного через активную (при жизни) и пассивную (после отмирания) деятельность наземных организмов, почва играет специфическую роль в этой сложной системе земных геосфер, формируя особую геосферу — *педосферу, или почвенный покров Земли* (рис. 3).

Одновременно почва является компонентом биосферы — области распространения жизни на Земле, по определению академика В. И. Вернадского.

Глобальные функции почвы многогранны, их несколько. **Первая и главная из них — это обеспечение существования жизни на Земле.** Именно из почвы растения, а через них и животные, и человек получают элементы минерального питания и воду для создания своей биомассы. В почве аккумулируются необходимые организмам биофильные элементы в доступных для них формах химических соединений. В почве укореняются наземные растения, в ней обитает огромная масса почвообитающих животных, она плотно населена микроорганизмами. Без почвы существование природных ассоциаций живых организмов на Земле невозможно. Важно при этом подчеркнуть диалектическое единство биосферных процессов: **почва — это следствие жизни и одновременно условие ее существования.**

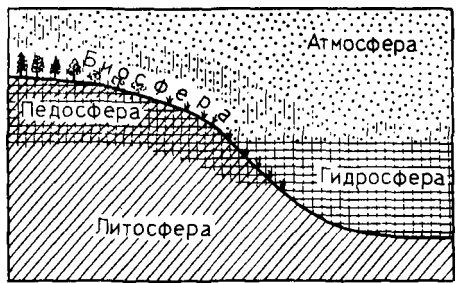


Рис. 3. Педосфера в системе земных геосфер

Вторая важнейшая глобальная функция почвы — это обеспечение постоянного взаимодействия большого геологического и малого биологического круговоротов (циклов) веществ на земной поверхности.

Попадая на поверхность земли (при формировании земной коры, вулканизме, излияниях в разломах), первичные горные породы подвергаются выветриванию. В верхней части коры выветривания формируется почва, аккумулирующая элементы питания живых организмов. Эти элементы захватываются из почвы растениями и через ряд промежуточных трофических циклов (растения — животные — микроорганизмы) возвращаются назад в почву, что и составляет малый биологический круговорот веществ. Из почвы элементы частично выносятся атмосферными осадками в гидрографическую сеть, в зоны аккумуляции и в конечном итоге в Мировой океан, где дают начало образованию осадочных горных пород, которые в геологической истории Земли могут либо выйти опять на поверхность, либо вначале подвергнуться глубинному метаморфизму. Это большой геологический круговорот веществ. Почва является связующим звеном и регулятором взаимодействия двух этих циклов вещества на земной поверхности.

Третья глобальная функция почвы — регулирование химического состава атмосферы и гидросферы. Почвенное «дыхание» вместе с фотосинтезом и дыханием живых организмов играет определяющую роль в создании и поддержании состава приземного слоя атмосферного воздуха, а через него и атмосферы в целом. В геологической истории Земли, вероятно, почва сыграла немаловажную роль в создании современной атмосферы.

С другой стороны, именно почвенный покров определяет состав тех веществ, которые поступают в гидросферу на континентальной ветви глобального круговорота воды.

Четвертая глобальная функция почвы — регулирование биосферных процессов, в частности плотности жизни на Земле, путем динамичного воспроизводства почвенного плодородия, в чем опять-таки рельефно проявляется диалектика природы, поскольку почва имеет свойства, обеспечивающие жизнь растений, и лимитирующие ее факторы. Распределение живых организмов на суше Земли и их плотность в значительной степени определяются географической неоднородностью почвы и ее плодородием наряду с климатическими факторами.

Наконец, **пятая глобальная функция почвы — это аккумуляция активного органического вещества и связанной с ним химической энергии на земной поверхности.**

В конкретном проявлении биосферы на Земле почва является неотъемлемым компонентом природных экосистем или биогеоценозов по терминологии академика В.Н.Сукачева (1880—1968), из которых состоит биосфера, входя в них в качестве особой подсистемы, связанной с другими подсистемами данной экосистемы и окружающих экосистем многочисленными прямыми и обратными функциональными связями (схема 1).

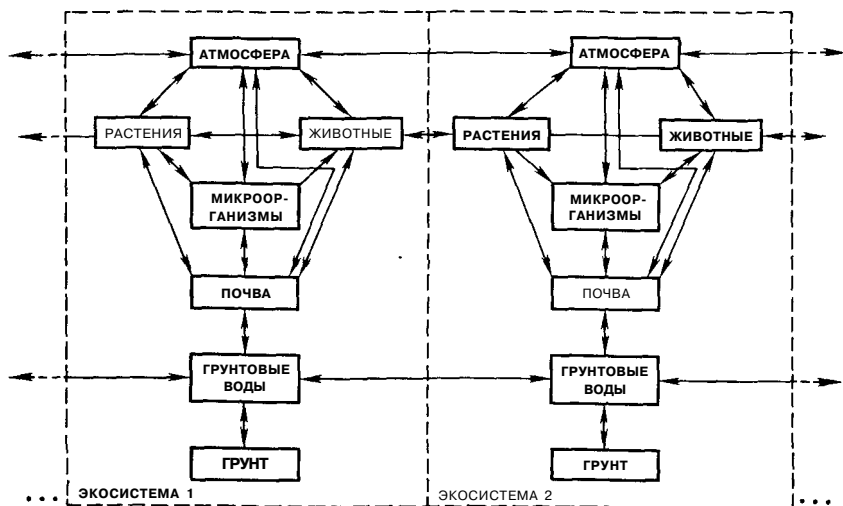


Схема 1. Структура природных наземных экосистем и их связей в ландшафтах через атмосферу, организмы и грунтовые воды

Место и роль почвы в жизни и деятельности человека

В экосфере, т. е. природной среде обитания человека, почве принадлежит существенная роль, поскольку именно благодаря почве обеспечивается главная масса получаемой им пищи. **Почва — это основное средство сельскохозяйственного произ-**

водства, относящееся к категории невозобновимых природных ресурсов.

Характеризуя роль почвы в человеческом обществе, К. Маркс говорил о ней «...как общей вечной собственности, неотчуждаемого условия существования и воспроизводства постоянно сменяющих друг друга человеческих поколений...»*

Почва по отношению к человеческому обществу имеет двойственную природу: с одной стороны, это физическая среда, Жизненное пространство существования людей, а с другой — это экономическая основа, средство производства.

Все крупные международные декларации и соглашения последнего времени по проблемам природопользования (Всемирная стратегия охраны природы, Всемирная почвенная хартия, Основы мировой почвенной политики) подчеркивают значение почвы как всеобщего достояния человечества, рационально использовать и охранять которое должны все люди Земли для современного и грядущих поколений.

Вопросы землепользования человеком затрагивают большой и сложный комплекс социально-экономических аспектов, в частности вопросы земельной собственности, земельного законодательства, земельного права, экономической оценки земли и др. Неслучайно одним из первых декретов Советской власти, ознаменовавших рождение нового социалистического общества на планете, был Декрет о земле (1917 г.), провозгласивший отмену частной собственности *на землю* и передачу ее в собственность всего народа.

Понятия «почва» и «земля» (греч. *pedon* — *chton*, лат. *solum* — *terra*, англ. *soil* — *land*, фран. *sol* -- *terrain*, нем. *Boden* — *Land*, исп. *suelo* — *tierra*, румынск. *sol* — *teren*, хинди *meetti* — *darti*, китайск. *touzhan* -- *toudn*, арабск. *tourba* — *ared*) не являются синонимами. Их различают все народы мира. Различны они и в науке.

Почва согласно данному выше определению — это понятие естественно-историческое, относящееся к природному телу. *Земля* — это сложное естественно-историческое и одновременно социально-экономическое понятие, относящееся к природному ресурсу и включающее не только почву как таковую, но определенную часть земной поверхности, ее положение в географическом пространстве, ее социально-экономический потенциал. Есть и еще одно понимание термина «земля» — это природный материал «землистой» консистенции. Ну и, конечно, Земля — это название одной из планет солнечной системы, на которой мы живем.

Методология почвоведения

Становлению почвоведения как науки в значительной мере способствовала общая прогрессивная научная атмосфера среди-

* Маркс К. Капитал. Т. 3, ч I, 1970. С. 883

ны XIX — начала XX в. Этот период в истории науки вообще, и естествознания в особенности, характеризовался как период бурного и прогрессивного развития. Естествознание было пронизано эволюционными идеями Ч. Лайеля в геологии и Ч. Дарвина в биологии. С другой стороны, достижения естествознания способствовали разработке материалистической диалектики, основы которой были заложены К. Марксом и Ф. Энгельсом

Классики русского почвоведения В. В. Докучаев, Н. М. Сибирцев, П. А. Костычев, П. С. Коссович, К. Д. Глинка, а также их зарубежные коллеги — Е. Гильгард в США, Э. Раманн в Германии, А. Зигмонд и П. Трейц в Венгрии, Г. Мургочи в Румынии, И. Копецкий в Чехословакии — на протяжении «золотого тридцатилетия» (1880—1910) разработали ряд главных положений генетического почвоведения, составляющих теоретический фундамент современных методологических подходов.

Главные методологические принципы генетического почвоведения включают следующие концепции:

— *почвы как самостоятельного естественно-исторического тела природы*, формирующегося во времени на поверхности Земли из горных пород под воздействием факторов почвообразования, среди которых ведущую роль играют живые организмы;

— *единства природного почвенного тела* и связанную с ней концепцию почвенного профиля и профильного метода почвенных исследований, которые исходят из понятия о почве как неразрывной совокупности генетических почвенных горизонтов;

— *факторов почвообразования* как взаимосвязанного и взаимозависимого комплекса природных и антропогенных явлений, под одновременным и интегрированным воздействием которых формируются, развиваются, эволюционируют и преобразуются почвы;

— *почвообразовательного процесса* как сложного комплекса «элементарных» почвенных процессов, являющихся результатом взаимодействия трансформации (синтеза и разложения) и миграции (вертикальной и горизонтальной) органических и минеральных веществ;

— *историзма почвообразования и сукцессии* (последовательных смен) стадий почвообразования и эволюции почв;

— *типов почв и типов почвообразования* как стадий на длительном пути развития почвообразовательного процесса;

— *современного почвенного покрова* как стадии в истории развития земной поверхности;

— *типа почвы* как главной формы существования почвенных тел;

— *почвенных режимов* как главной формы динамики почвообразовательного процесса и функционирования почвы;

— *почвенных зон и зональных типов почв (ассоциаций типов почв)* как основной формы организации почвенного покрова Земли, отражающей структуру и историю эволюции земной поверхности при постоянном взаимодействии геосфер (литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы);

— *систематики и классификации почв* как отражения реально существующих в природе генетических и географических связей и различий между различными почвами;

— *непрерывности почвенного покрова*, в котором нет резких Границ между отдельными почвенными образованиями и характерны постепенные переходы и диффузные границы между разными почвами;

— *почвенного индивидуума* как реально существующего природного тела в трехмерном пространстве;

— *плодородия почвы* как ее исторически формирующейся главной функции, обеспечивающей жизнь на Земле и являющейся результатом жизни;

— *педосферы* как специфической геосферы, через которую осуществляется взаимодействие других геосфер планеты.

Нетрудно видеть непосредственную связь главных методологических концепций генетического почвоведения с основополагающими принципами материалистической диалектики, на которых они по существу базируются. Почвоведение как одна из естественно-исторических наук о Земле играет важнейшую мировоззренческую роль в развитии диалектического и материалистического понимания природы. Все докучаевское учение пронизано идеей о всеобщей взаимосвязи и взаимозависимости явлений природы, их причинной обусловленности и непрерывной эволюции.

Концептуальные подходы в почвоведении

Конкретизацией диалектико-материалистической методологии явилась разработка системного подхода и его применения в почвоведении. Современное генетическое почвоведение исходит из понятия о **почве** как об очень **сложной системе**, т. е. о системе с бесконечно большим разнообразием внутренних и внешних функциональных связей, имеющих очень сложную многоуровневую структурную организацию.

Долгое время в науке о почве и особенно в практике земледелия господствовало представление о том, что, воздействуя на какой-то единственный фактор, можно управлять процессами почвенного плодородия. Сейчас такой подход признается принципиально недопустимым, так как он не применим к очень сложным системам, «которые не допускают изменения только одного фактора за один раз, ибо эти системы столь динамичны и внутренне связаны, что изменение одного фактора служит непосредственной причиной изменения других, иногда очень многих факторов» (У. Р. Эшби, 1959).

На базе нового системного подхода было сформулировано *представление об иерархических уровнях структурной организации почвы*, имеющее важное методологическое и методическое значение. Было показано, что при исследовании почвы как природного тела необходимо различать, иерархическую серию после-

довательных уровней ее структурной организации, каждый из которых требует специфических методов и подходов исследования, контроля и управления

Наиболее низким, имеющим значение для почвы как целого, структурно-организационным уровнем является **атомарный**, с которым имеет дело исследователь при изучении естественной и искусственной радиоактивности почв. Материальными элементами этого уровня служат радиоактивные изотопы, присутствующие в почве или внесенные в нее.

В качестве следующего уровня структурной организации почвы выделяется **кристалломолекулярный**, или **молекулярно-ионный**, в качестве элементов которого выступают молекулы и ионы в почвенном растворе и воздухе, а также на поверхности твердых почвенных частиц

Третий уровень структурной организации почвы — уровень **элементарных почвенных частиц**. Элементами этого уровня служат так называемые «элементарные почвенные частицы», выделяемые из почвы при гранулометрическом анализе в виде фракций разного размера. Группа этих частиц весьма неоднородна и включает как чистые мономинеральные зерна, так и полиминеральные образования, органоминеральные комплексы, органические глобулы разного состава и происхождения.

Агрегатное состояние почв, почвенные агрегаты — четвертый структурный уровень организации почвы, включающий микро- и макроагрегаты, ее структурные отдельности. В понятие почвенных агрегатов включаются и специфические почвенные новообразования: конкреции, стяжения, натёки, пленки, орштейны, новообразования солей, гипса, извести, не образующие сплошных горизонтов, плит, панцирей, а встречающиеся изолированно в почвенной массе.

Следующий, пятый структурный уровень в почве обнаруживается при переходе от почвенного агрегата к горизонту. Благодаря трудам В. В. Докучаева понятие о **почвенном горизонте** прочно вошло в науку и является фундаментальным в почвоведении, поскольку все свойства и параметры почвы приурочены в своих различных количественных проявлениях именно к определенным генетическим горизонтам в пределах почвенного профиля. Закономерные сочетания отдельных почвенных горизонтов дают **почвенный профиль** (почвенный индивидуум) или собственно почву как особое природное тело. Но поскольку это именно сочетание, живое и неразрывное, только в таком сочетании и проявляющее свою специфику единого целого, а не просто арифметическая сумма горизонтов, это и составляет новый структурный уровень почвенной организации

Дальнейший анализ показывает, что разные почвы в природе постепенно сменяют друг друга, образуя различные комбинации и взаимодействуя друг с другом посредством агентов горизонтального переноса веществ (водные и воздушные потоки, сила тяжести на склонах, животные). Прихотливая мозаика почв

составляет следующий, седьмой структурный уровень почвенной организации — уровень **почвенного покрова**.

Важное методологическое значение имеет разработанная В. В. Докучаевым *концепция почвы как зеркала ландшафта*, основанная на представлении о том, что почва есть результат развития из материнской горной породы под совокупным воздействием вполне определенного сочетания факторов почвообразования в каждом конкретном случае, что фиксируется в строении, составе и свойствах существующих почв.

В современных почвах сочетаются признаки и свойства: а) унаследованные от материнской горной породы; б) унаследованные от прошлых периодов и стадий почвообразования; в) являющиеся результатом длительного развития в продолжении всей истории образования данной почвы; г) являющиеся результатом действия современного почвообразования при современном сочетании факторов почвообразования. Соответственно генетический анализ почвы без исторического анализа факторов почвообразования ошибочен. Почва отражает не только современный комплекс факторов почвообразования, но и их прошлое состояние, не только современное состояние ландшафта, но и его историю. Докучаевский генетический метод позволяет на основе анализа современной почвы вскрыть историю ее развития и предсказать пути ее дальнейшей эволюции, пользуясь положением о почве как зеркале ландшафта. При этом консервативные признаки почвы необходимо сопоставлять с факторами почвообразования в их историческом развитии, в то время как современные сочетания факторов почвообразования обуславливают современные почвенные режимы и соответствующие им лабильные почвенные свойства и признаки. Соответственно на современном почвенном научном языке и в современном понимании почва — это не просто «зеркало ландшафта», а закодированная запись истории ландшафта и его современного состояния.

Большое теоретическое и методологическое значение имеет *концепция почвы как компонента биосферы*, развитая В. А. Ковдой и его школой. Согласно этой концепции почва рассматривается диалектически как элемент почвенного покрова — специфической оболочки Земли, педосферы, как компонент биосферы — области сосредоточения жизни — и как подсистема в природных и антропогенных экосистемах. Такой тройственный подход к почве позволил особенно плодотворно развивать направление исследований, связанных с проблемами биологической продуктивности суши земного шара и создания управляемых экосистем.

Развивая и углубляя идеи В. И. Вернадского о биосфере и ноосфере, советские почвоведы на основании этой концепции внесли существенный вклад в исследование и теоретическое обобщение новейших проблем биосферы. В частности, накоплен огромный фактический материал по биологическому круговороту

элементов в экосистемах биосферы (Б. Б. Польшов, Н. П. Ремезов, В. А. Ковда, С. В. Зонн, Н. И. Базилевич, Т. И. Евдокимова и многие другие). Вскрыты циклы особенно важных биофилов и их изменения под влиянием хозяйственной деятельности человека. Эти исследования явились основой как для понимания механизмов функционирования природных экосистем, так и для управления антропогенными экосистемами. Было показано, что биологическая продуктивность планеты опирается на нормальное гармоническое функционирование организмов и почвенного покрова в биосфере и прежде всего на исторически сложившиеся циклы химических элементов и потоки энергии.

Методы почвоведения

В почвоведении используется широкий комплекс методов исследования почвы, адекватных ее специфике как природного тела.

Профильный метод, разработанный В. В. Докучаевым, лежит в основе всех почвенных исследований. Он требует обязательного изучения почвы с поверхности на всю глубину ее толщи последовательно по генетическим горизонтам вплоть до материнской породы и сопоставления изучаемых свойств или параметров почвенного профиля. Метод адекватно отражает природные закономерности вертикальной анизотропности почвы, развития почвообразовательного процесса и почвенных режимов.

Морфологический метод изучения строения почвенного профиля, разработанный также В. В. Докучаевым, является базисным при проведении полевых почвенных исследований и составляет основу полевой диагностики почв. В почвоведении используются широко все три вида морфологического анализа: макроморфологический при изучении почвы невооруженным глазом, мезоморфологический с применением лупы и бинокля, микроморфологический с помощью микроскопов вплоть до электронного. Морфологический анализ почвы является начальным этапом всех почвенных исследований.

Сравнительно-географический метод, основанный на сопоставлении почв и соответствующих факторов почвообразования в их историческом развитии и пространственном распространении, позволяет делать обоснованные заключения о генезисе почв и закономерностях их географии.

Сравнительно-исторический метод, базирующийся на принципе актуализма, дает возможность исследовать прошлое почв и почвенного покрова на основании изучения современной ситуации. Детальное изучение погребенных почв и почвенных горизонтов, реликтовых признаков почв и их сопоставление с современными процессами лежат в основе палеопочвоведения — науки о прошлых почвах и о признаках прошлых эпох в современном почвенном покрове.

Метод почвенных ключей, основанный на детальном генетико-

географическом анализе небольших репрезентативных участков-ключей и интерполяции полученных таким путем заключений на крупные территории с однотипной структурой почвенного покрова, позволяет познать большие территориальные единицы с экономией средств и ресурсов.

Метод почвенных монолитов базируется на принципе физического моделирования почвенных процессов (передвижения влаги, солей, обмена ионов и т. д.) на почвенных колонках (монолитах) ненарушенного строения, взятых особым образом из почвенного разреза.

Метод почвенных лизиметров широко используется для изучения процессов вертикальной миграции веществ в природных почвах. При этом почвенный монолит того или иного объема, в зависимости от целей исследования, погруженный в водонепроницаемую оболочку, помещается на свое место в природную почву, а исследованию подвергаются вытекающие из его нижней части растворы. Существуют разные модификации этого метода, разработанные для изучения разных процессов в разных условиях. Расширенным вариантом лизиметрического метода служит *метод стоковых площадок*: площадка определенного размера окружается до некоторой глубины, желательно до относительно водоупорного горизонта, водонепроницаемой стенкой в траншее. На стоковых площадках изучают поверхностный и внутрипочвенный горизонтальный сток, эрозию почвы.

Метод почвенно-режимных наблюдений применяется для исследования кинетики современного почвообразования на основе измерения тех или иных параметров (влажность, температура, содержание солей, гумуса, азота, других элементов минерального питания и т. п.) в одной и той же почве в течение длительного времени (вегетационный сезон, год, несколько лет) через заданные временные промежутки. Этот метод лежит в основе биосферного мониторинга.

Балансовый метод служит также для изучения кинетики почвообразования. В его основе лежит тот факт, что наблюдаемый в данный момент времени в почве запас какого-то вещества (воды, солей, азота и т. п.) или энергии является результатом изменения его исходного запаса за счет прихода и расхода в единице объема почвы за определенный промежуток времени.

Метод почвенных вытяжек основан на гипотезе о том, что каждый растворитель (вода, растворы разных кислот, щелочей или солей разной концентрации, органические растворители — спирт, ацетон, бензол и т. п.) экстрагирует из почвы при контролируемых условиях взаимодействия какую-то определенную группу соединений интересующего исследователя элемента. Метод особенно широко используется для изучения доступных растениям элементов питания, фракционного состава почвенного гумуса, подвижных соединений в почвах, процессов их миграции и аккумуляции, различных химических соединений тех или иных элементов.

Аэрокосмические методы в почвоведении включают, с одной стороны, инструментальное или визуальное изучение фотографий земной поверхности, полученных в разных диапазонах спектра и с разной высоты, а с другой стороны — прямое исследование с самолетов и космических аппаратов спектральной отражательной или поглотительной способности почвы также в разных областях спектра. Этими методами исследуется не только география почв, но и динамика ряда их важных параметров — влажность, плотность, солесодержание, гумусность.

Радиоизотопные методы в почвоведении применяются для изучения процессов миграции тех или иных элементов и их соединений в почвах и в экосистемах на основе меченых атомов (радиоактивных изотопов). Соотношение различных изотопов в почвах, например ^{12}C : ^{14}C , используется для определения возраста почв.

Для анализа вещественного (гранулометрического, минералогического, химического) состава почв в почвоведении используется весь современный арсенал имеющихся в распоряжении науки *физических, физико-химических, химических и биологических аналитических методов*.

Наконец, необходимо отметить широкое распространение биогеоценологического или экосистемного метода, при котором проводится сопряженное одновременное изучение всех компонентов биогеоценоза: почвы, растений, животных, микроорганизмов, атмосферы, природных вод в определенных условиях географической среды. Важно подчеркнуть, что этот метод был разработан и впервые широко применен именно почвоведом на основе докучаевской теории почвообразования.

Полевые почвенные исследования включают *экспедиционные и стационарные методы* изучения почв: рекогносцировочные маршрутные почвенные обследования; картирование почвенного покрова в заданном масштабе; многолетние режимные наблюдения на специально подобранных и оборудованных стационарах, в том числе особенно в заповедниках природы и на опытных станциях; определение параметров тех или иных свойств почв в ненарушенном природном состоянии; эксперименты по мелиорации и трансформации почв, в том числе в производственных условиях; изучение отдельных типов почв по их репрезентативным разрезам; модельные эксперименты в природных условиях, в том числе с использованием лизиметров и стоковых площадок.

При лабораторных почвенных исследованиях проводят анализ вещественного состава почв, изучают их микроморфологию, различные физические и химические свойства, осуществляют физическое и математическое моделирование почвенных процессов, инструментальную обработку данных полевых работ.

В заключение надо подчеркнуть широкое использование в почвоведении *системного методического подхода*, при котором почва рассматривается, с одной стороны, как целостная система, состоящая из множества взаимодействующих подсистем-блоков, а с другой — как подсистема в экосистемах биосферы или экосферы.

Связь почвоведения с другими науками

В познании почв и почвенного покрова планеты почвоведение тесно связано с другими естественными науками и широко использует их методические подходы и достижения (схема 2).

Современное генетическое почвоведение развилось из геологии и до сих пор сохраняет с ней методические и методологические связи. Изучение геологического строения и геологической истории земной поверхности в целом или отдельной местности позволяет правильно понять генезис почв и почвенного покрова, пространственную дифференциацию почв. Петрография, минералогия, кристаллография дают почвоведцам методические основы исследования минералогического состава почв и закономерностей его формирования и трансформации. Гидрогеология помогает решать вопросы формирования и функционирования водного режима почв. Для познания генезиса и эволюции почв необходимы данные и методы динамической геологии, в частности таких ее разделов, как тектоника, вулканология, сейсмология. Геоморфология помогает понять и оценить роль рельефа в почвообра-

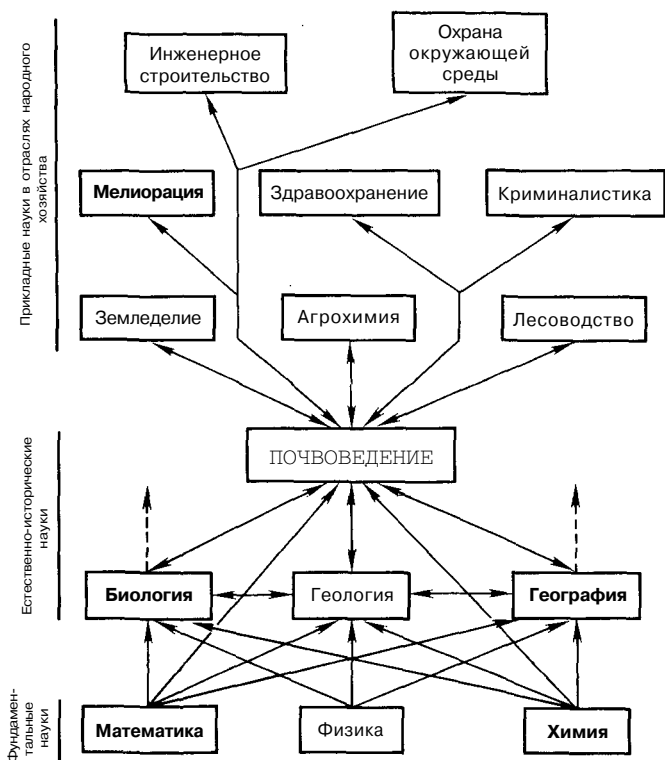


Схема 2. Место почвоведения в системе наук

зовании и географии почв. Составить правильно почвенную карту нельзя без знания геодезии и картографии и без использования их специфических методов. Почвоведение тесно связано с геохимией, в частности с биогеохимией и гидрохимией, в вопросах изучения процессов и закономерностей миграции и трансформации веществ на поверхности Земли. Климатология и метеорология помогают почвооведам оценивать роль климата и атмосферных факторов в почвообразовании, в создании и поддержании почвенных режимов, в частности водного и теплового режимов почв, а также в географическом распространении почв на земной поверхности.

Ряд наук биологического цикла особенно важен в изучении плодородия почвы и вопросов почвенного питания растений. Почвоведение широко использует методы и подходы микробиологии, биохимии, физиологии растений. Тесно связаны почвоведы с ботаниками (генезис и география почв), с зоологами (почвенная зоология). Необходимы почвооведам и знания экологии растений и животных. Ряд разделов почвоведения непосредственно является научными дисциплинами биологического цикла: биология почв с ее подразделами почвенной энтомологии, протрзоологии, микробиологии, энзимологии. Изучение почвенного гумуса невозможно без использования подходов и методов биохимии.

Вся химия почв связана с использованием подходов и методов наук химического цикла: аналитической химии, органической химии, физической химии, коллоидной химии, а изучение физики почв основано на приложении к почве законов общей физики.

Наконец, надо подчеркнуть и связь почвоведения с математикой. С одной стороны, это широкое использование статистических и вероятностных подходов для оценки почвенной неоднородности разных уровней и оценки почвенного плодородия (бонитировка почв); с другой — математическое описание тех или иных физических и химических процессов в почвах; с третьей — имитационное математическое моделирование почвенных процессов, таких, как передвижение воды или солей в почвах.

Такое широкое применение подходов и методов разных наук в почвоведении связано с особенностями почвы как природного тела — ее формированием и существованием на границе взаимодействия геосфер Земли, изучаемых разными циклами наук.

С другой стороны, созданная В. В. Докучаевым теория и методология генетического почвоведения явилась плодотворной основой формирования ряда новых наук — ландшафтоведения, биогеохимии, лесоведения, агролесомелиорации, геохимии ландшафтов, геоботаники, биогеоценологии. На базе докучаевской методологии его ученик и последователь академик В. И. Вернадский заложил основы современного учения о биосфере и ноосфере. Существенную роль докучаевские концепции сыграли в развитии современной экологии и учения об окружающей среде. Принятый сейчас во многих науках так называемый **«экологический подход» — это не что иное, как классический докучаевский подход**

к изучению природных явлений, сформулированный еще в конце прошлого века в учении о зонах и единстве почвы и факторов почвообразования.

Главные направления и разделы почвоведения

Как всякая наука, почвоведение в своем историческом развитии дифференцировалось на ряд специализированных разделов в соответствии с теми или иными аспектами и методами изучения почвы (схема. 3).



Схема 3. Основные научные направления в системе почвоведения

Фундаментальное, или общее, почвоведение, которое иногда называют *педологией* (от греч. *pedon* — почва), направлено на изучение всех особенностей почвы как природного тела. *Прикладное, или частное, почвоведение* состоит в изучении различных аспектов использования почвы человеком. Хотя деление почвоведения на фундаментальное и прикладное является довольно относительным и безусловным, оно удобно для понимания структуры науки и ее исторической дифференциации.

В фундаментальном почвоведении обособилось несколько научных направлений в зависимости от различных аспектов рассмотрения почвы и методов ее изучения.

Первое из них, которое можно назвать *педогностика*, связано с изучением вещественного состава, строения и свойств почвы. В этом направлении выделились такие разделы почвоведения, как *морфология почв, химия почв, физика почв, минералогия почв, биология почв*. Изучение почвы ведется в соответствии с иерархическими уровнями ее структурной организации при примате почвенного профиля или, вернее, почвенного индивидуума как главного объекта исследования.

Вторым важнейшим направлением, которое условно можно назвать *педографией*, служит изучение пространственного распространения и природного разнообразия почв на земной поверхности в связи с общей географией природной среды. В этом направлении обособились такие разделы почвоведения, как *география почв, картография почв, систематика почв, экология почв, оценка почв, почвенная информатика*.

Третье направление общего почвоведения — это *историческое почвоведение*, связанное с изучением генезиса (происхождения, развития) и эволюции почв в контексте общей истории развития земной поверхности. Свои особые подходы и методы имеют здесь *генетика почв и палеопочвоведение*.

Четвертое направление можно определить как *динамическое почвоведение*, включающее исследования процессов почвообразования и современных почвенных режимов. Все перечисленные выше разделы почвоведения участвуют в развитии этого научного направления, каждый на основе своих особых подходов и методов. Изучаются взаимодействие биологического и геологического круговоротов веществ при почвообразовании, водный и тепловой режимы почвы, трансформация минералогического состава горных пород при почвообразовании и минеральные новообразования в почвах, процессы синтеза и разрушения почвенного гумуса, динамика окислительно-восстановительных и иных химических процессов в почвах, динамика состава почвенного воздуха, динамика доступных растениям соединений биофильных элементов и т. д. На основе достижений в этом научном направлении строится система управления почвенным плодородием. Именно на базе динамического почвоведения развиваются многие его прикладные аспекты. Особенно интенсивно в последние годы в рамках этого направления развивается моделирование

почвенных процессов, как физическое, так и имитационное математическое.

Пятое научное направление — это *региональное почвоведение*, связанное с изучением особенностей почв и почвенного покрова крупных регионов (природных или административных) Земли. В рамках общего природоведения региональные монографии о почвах всегда имеют огромную научную ценность, являясь основой рационального природопользования, которое всегда регионально. Человек использует природные ресурсы именно там, где он живет, и он должен знать детально ресурсы именно своего региона. Поэтому в истории почвоведения региональным работам и обзорам всегда уделялось и уделяется очень большое внимание.

Наконец, шестое научное направление в общем почвоведении — это *история и методология науки* как часть общего науковедения, получившего особенно интенсивное развитие в последнее время в связи с возросшей ролью науки в производственной деятельности человека, когда она стала непосредственной производительной силой общества. В ряде стран это научное направление развивается как особый раздел почвоведения — *эпистемология почвоведения*, что в нашей терминологии соответствует методологии науки.

Прикладное почвоведение также дифференцируется в зависимости от области использования почвы в хозяйственной деятельности человека.

Естественно, в наибольшей степени почвоведение связано с сельским хозяйством и прежде всего земледелием. Отсюда *сельскохозяйственное почвоведение*, или *агрочесоведение*, — это наиболее обширная прикладная отрасль науки о почве. Сельскохозяйственные аспекты почвоведения включают в себя очень широкий круг вопросов: наиболее рациональный способ использования тех или иных почв, в том числе рациональную организацию территории и наиболее продуктивный и экономически целесообразный севооборот; выбор почв, наиболее пригодных для тех или иных культур и севооборотов; определение способов механической обработки каждого вида почвы и в каждом севообороте; выбор путей и методов повышения плодородия почв и поддержания его на достаточно высоком уровне для обеспечения оптимальной биологической продуктивности; выбор путей и методов защиты почв от загрязнений и деградационных процессов; постоянное управление почвенными процессами и режимами для поддержания оптимального состояния почв; определение приложимости технологий, разработанных в одних почвенных условиях, к другим территориям и т. д.

Мелиоративное почвоведение служит теоретической основой комплексной мелиорации почв инженерно-техническими, химическими, биологическими и агротехническими методами. *Лесное почвоведение* вместе с лесоведением является научной основой повышения продуктивности лесов, создания наиболее продуктив-

ных и экологически и экономически целесообразных лесных искусственных насаждений, лесомелиоративных мероприятий, в том числе агролесомелиорации. *Санитарное почвоведение* также имеет большой круг задач в связи с проблемой обезвреживания различных промышленных, бытовых и сельскохозяйственных отходов; с проблемой географии болезней растений, животных и человека, включая эндемические болезни и патологии; с проблемой борьбы с патогенными и векторными организмами (переносчики инфекций), значительное число которых является почвообитающими; с проблемой защиты растений, животных и человека от радиационного заражения и поражения. *Инженерное почвоведение* смыкается по своим задачам и методам с грунтоведением и инженерной геологией, рассматривая почву как основание для сооружений и коммуникаций или как строительный материал.

Есть и другие отрасли человеческой деятельности, в которых использование почвы имеет свои особенности и где требуются особые подходы и методы исследования, например в криминалистике, военном деле и т. д. Однако важно подчеркнуть, что в любом случае все прикладные аспекты науки опираются на фундаментальное почвоведение, и почвоведы исходят из его теоретических научных положений при решении любых вопросов прикладного характера.

История почвоведения

Несомненно, корни научных знаний о почве уходят в глубокую древность и связаны с зарождением и постепенным развитием земледелия как одной из основных отраслей человеческой деятельности. В то же время, как и у всех наук, многие тысячелетия развития человечества были лишь периодом накопления разрозненных фактов, наблюдений, гипотез, передававшихся разными способами из поколения в поколение. Знание становится наукой лишь тогда, когда формулируются в определенной системе законы природы, адекватно отражающие окружающую действительность и служащие инструментом управления ею, когда формулируется парадигма (основная теоретическая концепция) данной отрасли знания.

Соответственно историческое развитие почвоведения можно рассматривать по-разному: можно начать с самого раннего периода первичного накопления фактов и элементарных эмпирических наблюдений с зарождением земледелия где-то около десяти тысяч лет до новой эры и далее детально проследить в веках постепенное становление науки через древние цивилизации Месопотамии, Египта, Греции, Рима, через Средневековье, эпоху Возрождения, эпоху Промышленной революции вплоть до наших дней, через всю звонкую цепь имен от вавилонского царя Хаммурапи (1792—1750 до н.э. — первый земельный кодекс) до современных академиков и президентов Международного общества

почвоведов; а можно поступить и иначе. Можно начать с того дня, когда выдающийся русский естествоиспытатель В. В. Докучаев после длительных и бурных дебатов блестяще защитил в Петербургском университете свою докторскую диссертацию «Русский чернозем», совершив революцию в знаниях о почве и положив начало современному генетическому почвоведению как самостоятельной естественно-исторической науки. Это случилось **10 декабря 1883 г. — официальная дата рождения современного почвоведения.** Предлагалось, правда, перенести день рождения почвоведения на девять лет раньше, на декабрь 1874 г., когда молодой геолог В. В. Докучаев сделал сообщение «О подзоле Смоленской губернии» на заседании Санкт-Петербургского общества естествоиспытателей, но все-таки главные теоретические концепции новой науки были сформулированы именно в «Русском черноземе» и развиты им в последующих работах.

Согласно «Истории почвоведения» И. А. Крупеникова (1981) — наиболее капитальному исследованию истории науки, к которому читатель может обратиться для детального изучения этого вопроса, в длительном историческом процессе накопления и систематизации знаний о почвах выделяется несколько четко очерченных периодов, связанных с общим развитием естествознания в истории человечества.

1. Период первичного накопления разрозненных фактов о свойствах почв, их плодородии и способах обработки связан с зарождением и постепенным совершенствованием земледелия в глубине веков неолита и бронзы, где-то 11-10 тыс. лет до новой эры. Поскольку к этому периоду относятся первые следы земледельческой культуры, можно представить себе, что человек начал уже сопоставлять почвы по их плодородию (отличая, скажем, песок от суглинка и болото от сухого места) и изобретать разные способы обработки разных почв, осознав представление о почве как среде обитания растений и предмете обработки.

2. Период обособления знаний о почвах и введения первичного земельного кадастра, продолжавшийся несколько тысяч лет до новой эры, совпадает с развитием рабовладельческого общества и связанной с ним земледельческой цивилизации. Поскольку в этот период человек постепенно становится уже опытным земледельцем, создает орошаемое земледение, сложные оросительные и осушительные системы, то знания о почвах, естественно, становятся более полными. Самое основное достижение этого периода — осознание разнообразия почв и необходимости их дифференцированного использования в земледелии и дифференцированного налогообложения. Из наиболее выдающихся письменных памятников этого времени необходимо отметить египетские папирусы и стелы с описанием качества земли («Палермский камень», «Бруклинский папирус» — 3500—3000 гг. до н. э.) и, конечно же, знаменитый «Кодекс Хаммурапи» — первое известное земельно-водное законодательство вавилонского

царя Хаммурапи, регламентирующее землепользование и водопользование. Большой интерес представляют и сделанные древними вавилонянами на глиняных табличках планы землеустройства и схемы оросительных систем.

3. Период первичной систематизации знаний о почвах связан с Греко-Римской цивилизацией и охватывает тысячелетие с VIII в. до н. э. по III в. н. э. В этот период в связи с развитием земледелия, наук и искусств знания о почвах получили форму некоторых обобщений и концепций в рамках философии. Была накоплена масса отдельных фактов и наблюдений, зафиксированных в трактатах греческих и римских философов. Было дано описание почв разных мест, их особенностей в связи с теми или иными системами земледелия. Были даны первые классификации (перечни) почв по их свойствам и ценности, разрабатывались рекомендации по земледельческому использованию тех или иных почв. Если греческие философы, начиная с Гесиода и вплоть до Феофраста и Эратосфена, на протяжении шести веков пытались наряду с констатацией многочисленных фактов о почве постичь и ее существо как природного явления, то римские ученые были более склонны к практицизму и на протяжении двух веков создали довольно стройную систему знаний о почвах и их земледельческом использовании. Особенную известность получили в этом отношении трактаты Катона, Варрона, Вергилия и Колумеллы. Колумелла, которого иногда называют «Докучаевым античного мира», прославился обширностью сведений о земледелии и почвах, собранных в трактате «О сельском хозяйстве» — первой в мире сельскохозяйственной энциклопедии, в которой можно найти самые разнообразные сведения о почвах разных мест, их плодородии, классификации, обработке, удобрении.

4. Период интенсивных земельно-кадастровых работ эпохи феодализма охватывает 15—17 веков новой эры и связан с развитием почвенно-оценочных работ в целях феодального налогообложения. В это время мало было сделано по сравнению с антиками для познания почв и их свойств, но очень много было собрано описаний почв разных территорий при их сравнительной качественной оценке. Официальный земельный кадастр был введен в большинстве стран в те или иные периоды этого времени. Наиболее известными трудами по земледелию в этот период стали трактаты Альберта Великого (Германия) и Петра Кресценция (Италия), написанные в XIII в. В этих книгах были воскрешены знания и рекомендации древних римлян, особенно Колумеллы. К концу периода появились и новые идеи о почвах наряду с пересказыванием известных фактов и рекомендаций, в частности, появились рассуждения о водном питании растений (Френсис Бекон), о потреблении растениями солей из почвы (Бернар Палисси во Франции и Френсис Бекон в Англии), о круговороте веществ в природе (Леонардо да Винчи).

5. Период интенсивного экспериментального и географического изучения почв и их плодородия в связи с развитием экстен-

сивного земледелия характеризует XVIII в. Большое влияние в этот период оказала «Книга о плодородии почвы» немецкого ученого Н. А. Кюльбея (1740), где обоснована гипотеза водного питания растений, а в экономической оценке земли популярными стали идеи французских физиократов, в частности А. Тюрго, выступившего с обоснованием закона убывающего плодородия почв (1766). Получили развитие и экспериментальные работы: Н. Валериус в Швеции исследовал гумус почв и выдвинул гипотезу гумусового питания растений (1761), а Ф. Ахард в Германии извлек щелочью перегнойные вещества из торфа и осадил их серной кислотой (1786), определив 200 лет назад тот принцип исследования гумусовых веществ, который используется и до сего времени. Появились и новые идеи о происхождении почв, особенно в трудах русских ученых — академиков М. В. Ломоносова (1763), П. С. Палласа (1773), И. А. Гюльденштедта (1791).

6. Период развития агрогеологии и агрокультуры химии совпадает с бурным распространением капиталистического производства в земледелии Европы в XIX в. Этот период предшествовал непосредственно становлению почвоведения как науки. Самыми известными в этот период стали работы основателей агрохимии М. Э. Вольни, А. Д. Теера, Г. Дэви, М. Г. Павлова, Я. Берцелиуса, Ю. Либиха, Ж. Б. Буссенго, сформулировавших основные принципы агрокультуры химии. Второе научное направление связано с именами немецких агрогеологов К. Шпренгеля и Ф. А. Фаллу. В 1837 г. появилась книга, где впервые было использовано слово «почвоведение», — это монография К. Шпренгеля «Почвоведение или наука о почве». Составлялись и первые почвенные карты крупных территорий, в частности в России первая карта была составлена в 1851 г. под руководством К. С. Веселовского, а вторая — в 1879 г. под руководством В. И. Чаславского. Однако ни агрокультуры химии, ни агрогеологи не смогли подняться еще до создания новой науки, оставаясь на позициях старых представлений о почве как косной среде произрастания растений.

7. Период создания современного генетического почвоведения в конце XIX — начале XX в. связан с именем русского естествоиспытателя В. В. Докучаева. Именно ему выпала честь быть основателем новой науки, ему и блестящей плеяде докучаевцев. В чем существо научной революции, совершенной Докучаевым?

Самое главное, В. В. Докучаев показал, что почва — это самостоятельное естественно-историческое тело природы, отличное от всех других природных тел, развивающееся исторически из горных пород во времени под влиянием одновременной и совокупной деятельности воды, воздуха и организмов. Как всякое природное тело, почва имеет свое строение и специфические свойства, «живет» своей особой «почвенной жизнью», имеет свой возраст и закономерное распространение на поверхности Земли.

Заслугой В. В. Докучаева является формулирование основных теоретических концепций современного генетического



почвоведения, о которых говорилось выше, — учения о почве как самостоятельном теле природы, учения о факторах почвообразования, учения о зональности почвенного покрова. Им разработаны и основные методы почвенных исследований — профильно-морфологический, сравнительно-морфологический, заложены основы современной картографии почв.

Важно подчеркнуть, что В. В. Докучаев не был ученым-одиночкой. Наоборот, вокруг него и в созданных им крупных экспедициях сгруппировалась и выросла школа почвоведов России, с име-

Василий Васильевич Докучаев (1846—1903)

нами которых связаны многие важные почвенные исследования этого времени. Уже в работах Нижегородской экспедиции (1882—1886) участвовали ученики В. В. Докучаева: Н. М. Сибирицев (впоследствии профессор, создатель первого учебника генетического почвоведения), А. Р. Ферхмин (историограф докучаевского периода почвоведения), В. П. Амалицкий, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (впоследствии академик, основатель петрографии), И. К. Кытманов, П. А. Земятченский, П. Ф. Бараков, Н. Н. Бурмачевский, А. Н. Краснов (географ, ботаник, почвовед, основатель Батумского ботанического сада). В Полтавской экспедиции (1888—1894) к ним присоединились В. И. Вернадский (впоследствии академик, основатель биогеохимии и современного учения о биосфере и ноосфере), ботаники Г. Н. Танфильев и Г. Н. Высоцкий (впоследствии профессора, основатели агролесомелиорации). В особой экспедиции по борьбе с засухой (1892—1897) начали работать К. Д. Глинка (впоследствии академик, первый русский президент Международного общества почвоведов), П. В. Отоцкий (первый редактор журнала «Почвоведение», основанного в 1899 г.), Г. Н. Адамов. Учениками В. В. Докучаева были профессора С. А. Захаров, Н. А. Димо, Г. Ф. Морозов (основатель современного учения о лесе), академики Л. И. Прасолов и Б. Б. Полюнов. Это была поистине блестящая плеяда учеников и последователей.

Докучаевские идеи буквально всколыхнули ученых России. В Москве формируется московская школа почвоведов под руководством А. Н. Сабанина (1847—1920), с 1900 г. начавшего читать курс почвоведения в Московском университете. В Казани свою школу основывает Р. В. Ризположенский. В Лесном инсти-

туте в Петербурге генетические концепции в химию почв привнес профессор П. С. Коссович. Ведутся большие почвенно-картографические работы в различных областях России на основе нового докучаевского метода.

Важно также подчеркнуть, что труды Докучаева очень быстро стали известны за рубежом. Его первое исследование о черноземе было опубликовано на французском языке в Петербурге в 1879 г. Уже в 1886 г. немецкий ученый Э. Брюкнер ссылаясь на работы Докучаева о черноземе. Особый успех работы Докучаева (коллекции почв и почвенных карт) получили на Международных промышленных выставках в Чикаго в 1893 г. и в Париже в 1899 и 1900 гг.

Хотя бесспорный приоритет в создании генетического почвоведения принадлежит Докучаеву, нельзя сказать, что ничего не было сделано в других странах мира в этот период.

В развитии почвоведения в США большую роль сыграли работы Е. В. Гильгарда (1833—1916) и М. Уитни (1860—1927). Первый известен как основатель почвенной школы США (его первая работа по классификации почв, основанная на близких к докучаевским новых идеях, вышла в 1893 г), а второй — как организатор почвенной службы США и автор первой систематики американских почв. Однако в обеих работах было еще очень много от старых агрогеологических позиций.

Интенсивное развитие почвоведения в этот период в Европе связано с именами М. Э. Вольни (1846—1901) и Э. Раманна в Германии, Ю. Шлезинга (1824—1919) во Франции, Г. М. Мургочи (1872—1925) в Румынии, Н. П. Пушкарова (1847—1943) в Болгарии, П. Трейца (1866—1935) и А. Зигмонда (1873—1939) в Венгрии, С. Миклашевского (1874—1949) в Польше, И. Конецкого в Чехословакии, Б. Аарнио и Б. Фростеруса в Финляндии.

Конец этого периода характеризовался Первой (1909 г. в Будапеште) и Второй (1910 г. в Стокгольме) Международными агрогеологическими конференциями, в которых участвовали и русские почвоведы. Агрогеологи еще господствовали в мировой науке, но уже постепенно сдавали свои позиции под напором докучаевских идей. В 1905 г. был опубликован учебник почвоведения Э. Раманна, а в 1908 г. — учебник К. Д- Глинки, сыгравшие особенно большую роль в распространении докучаевских идей в мировом почвоведении. Если в России к началу нового века докучаевское направление в почвоведении стало господствующим, большинство ученых Европы и Америки стояли на старых агрогеологических позициях.

8. Период развития докучаевского почвоведения и становления новой науки охватывает время между двумя мировыми войнами (1916—1941). Именно в этот период был собран огромный фактический материал по химической, физической, минералогической характеристике почв разных стран. Были сформулированы основные концепции по физике, химии, биологии почв. В целом шла интенсивная дифференциация науки и оформление

специализированных направлений в ней. Интенсивно развивались почвенно-картографические исследования.

В этот период было создано Международное общество почвоведов (в 1924 г. на Четвертой Международной педологической конференции в Риме), проведены три Международных конгресса почвоведов (Первый в Вашингтоне в 1927 г., Второй в Ленинграде в 1930 г. и Третий в Оксфорде в 1935 г.).

В СССР важнейшими организационными событиями этого периода явились: создание Почвенного института им. В. В. Докучаева в системе Академии наук СССР (1927), первой университетской кафедры почвоведения в Московском университете в 1922 г. и Всесоюзного общества почвоведов в 1939 г.

Докучаевские идеи генетического почвоведения окончательно завоевали признание в мировой науке, особенно благодаря выступлениям советских почвоведов на двух первых международных конгрессах и переводу ряда русских работ на иностранные языки. Почвоведение оформилось в самостоятельную отрасль естествознания, имея собственные предмет и методы исследования, а географические концепции почвоведов, основанные на докучаевских идеях, стали широко использоваться в смежных науках. В почвоведении выделились самостоятельные разделы и направления: химия, физика, география, минералогия, биология почв; интенсивно развивалось сельскохозяйственное почвоведение. Русская школа почвоведения получила статус лидирующей в мировой науке.

9. Период интенсивной инвентаризации почвенного покрова мира и развития международного сотрудничества в почвоведении характеризует тридцатилетие после окончания второй мировой войны. Пожалуй, главной чертой этого периода явилось интенсивное исследование почвенного покрова бывших колониальных и полуколониальных территорий Азии, Африки и Латинской Америки и создание в развивающихся странах мира национальных кадров почвоведов путем организации широкой международной помощи в рамках организаций системы ООН (ФАО, ЮНЕСКО, ВМО и др.) и путем двустороннего сотрудничества. Сотни европейских и североамериканских почвоведов побывали в странах тропиков и субтропиков, о которых ранее почвоведы судили в основном лишь по косвенным данным.

Новый фактический материал дал реальную основу для более строгого анализа мировой географии и систематики почв. Впервые в истории науки по инициативе и при непосредственном участии советских почвоведов был организован при посредстве ФАО и ЮНЕСКО международный проект создания почвенной карты мира. Работы по ее составлению были начаты в 1960 г., после Седьмого Международного конгресса почвоведов, и закончены в 1978 г., когда были опубликованы последние листы карты масштаба 1:5 000 000. Однако это выдающееся научное достижение было не единственным результатом международного сотрудничества: проведены десятки международных конференций и

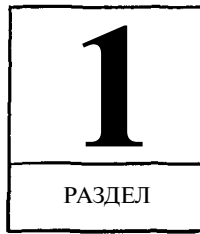
координационных совещаний-экскурсий по разным проблемам почвоведения, создан Международный почвенный музей в Амстердаме с богатой коллекцией эталонов почв мира, опубликовано большое количество переводов работ на всех языках по разным аспектам почвоведения. Все это привело к созданию новых представлений о генезисе и географии почв мира, их классификации, о процессах почвообразования; пересмотрены представления об уже известных типах почв и описано много новых типов.

10. Период интенсификации работ по охране и рациональному использованию почвенного покрова характеризует уже наши дни и связан с осознанием в глобальном масштабе экологических проблем, с которыми столкнулось человечество во второй половине XX в. в результате кумулятивного эффекта природопользования предыдущих эпох и современного интенсивного социально-экономического и научно-технического развития. Не последнее место среди этих проблем принадлежит и состоянию почвенного покрова планеты, пораженного многими деградационными процессами и подверженного относительному (вследствие роста населения) и, что самое страшное, абсолютному (вследствие разрушения и отчуждений) сокращению. Именно этим проблемам были посвящены последние международные конгрессы почвоведов, начиная с Десятого (1974 г. в Москве), Стокгольмское воззвание по проблемам окружающей среды (1972), Самаркандское воззвание по вопросам земельных ресурсов мира (1976), Всемирный план действия по борьбе с опустыниванием (1977), Всемирная почвенная хартия (1981), Основы мировой почвенной политики (1982). Разрабатывается большое число международных проектов в организациях системы ООН: карта деградации почв мира (ФАО), социально-экономические аспекты потерь почв (ИФИАС, ЮНЕП, СКОПЕ), классификация почв мира (ЮНЕП, ЮНЕСКО, МОП), методы оценки и картирования опустынивания (ФАО, ЮНЕП), ряд проектов оказания помощи развивающимся странам в охране и рациональном использовании почвенного покрова.

В приведенном кратком очерке истории развития почвоведения намечена лишь общая схема развития науки. В ней не упомянуты имена еще многих исследователей, благодаря трудам которых почвоведение обязано своим современным состоянием. В какой-то степени этот существенный пробел будет восполнен в дальнейших разделах учебника, посвященных тем или иным аспектам почвоведения.

Почвоведение — наука живая и интенсивно развивающаяся. Она все более на наших глазах превращается из науки описательной в науку инструментальную, из науки инвентаризации природы в науку управления природой. На протяжении всей своей истории почвоведение развивалось на основе производственных задач, возникавших перед человеком, особенно перед земледельцем, в те или иные периоды развития человечества.

Сейчас на повестку дня поставлена новая задача — обеспечить сохранность почвенного покрова планеты для грядущих поколений и передать его им не в ухудшенном, а в улучшенном состоянии; обеспечить получение максимальной биологической продукции с минимальной площади для удовлетворения все растущих потребностей развивающегося человечества. Решение этой задачи требует огромных усилий, в основе которых должно лежать знание того, что такое почва, чему и посвящена данная книга.



Почва и ее свойства

Глава первая

МОРФОЛОГИЯ ПОЧВ

1.1. Фазовый состав почв

Почва — это многофазное природное тело, вещество которого представлено следующими физическими фазами: твердая, жидкая, газовая и живое вещество населяющих почву организмов (рис. 4).

Твердая фаза почвы — это ее основа, матрица, формирующаяся в процессе почвообразования из материнской горной породы и в значительной степени унаследующая состав и свойства последней. Это полидисперсная и поликомпонентная органоминеральная система, образующая твердый каркас почвенного тела. Она состоит из остаточных минералов или обломков горной породы и вторичных продуктов почвообразования — растительных остатков, продуктов их частичного разложения, гумуса, вторичных глинистых минералов, простых солей и оксидов элементов, освобожденных при выветривании породы на месте или принесенных со стороны агентами геохимической миграции, различных почвенных новообразований.

Твердая фаза почвы характеризуется гранулометрическим (механическим), минералогическим и химическим составом, с одной стороны, и сложением, структурой и порозностью — с другой.

Жидкая фаза почвы — это вода в почве, почвенный раствор, исключительно динамичная по объему и составу часть почвы, заполняющая ее поровое пространство. Содержание и свойства почвенного раствора зависят от водно-физических свойств почвы и от ее состояния в данный момент в соответствии с условиями грунтового и атмосферного увлажнения при данном состоянии

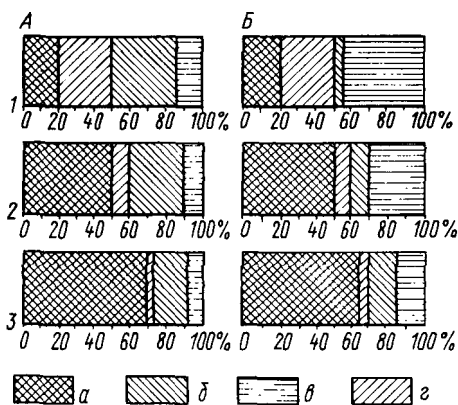


Рис 4 Объемное соотношение между твердой (а) жидкой (б) газовой (в) и живой (г) фазами в дерновом горизонте луговой почвы (1) в гумусовом горизонте чернозема (2) и в солонцовом горизонте солонца (3) во влажном состоянии при наименьшей влажности (А) и в воздушно сухом состоянии (Б)

погоды В районах с низкими зимними температурами в холодный сезон жидкая фаза почвы переходит в твердое состояние (замерзает), превращаясь в лед, при повышении температуры часть почвенной воды может испариться, перейдя в газовую фазу почвы Жидкая фаза — это «кровь» почвенного тела, служащая основным фактором дифференциации почвенного профиля, так как главным образом путем вертикального и латерального передвижения воды в почве происходит в ней перемещение тех или иных веществ в виде суспензий или растворов, истинных либо коллоидных

Газовая фаза почвы —

это воздух, заполняющий в почве поры, свободные от воды, состав которого существенно отличается от атмосферного и очень динамичен во времени В сухой почве воздуха больше, во влажной — меньше, поскольку вода и воздух в почве являются антагонистами, взаимно замещая друг друга в общем объеме почвенной порозности в зависимости от состояния почвы в тот или иной момент (см рис 4)

Живая фаза почвы — это населяющие ее организмы, непосредственно участвующие в процессе почвообразования К ним относятся многочисленные микроорганизмы (бактерии, актиномицеты, грибы, водоросли), представители почвенной микро- и мезофауны (простейшие, насекомые, черви и пр) и, наконец, корневые системы растений

Природная почва существует и функционирует в единстве своих фаз как единое физическое тело

1.2. Морфологическое строение почвы

Почва представляет собой иерархически построенную природную систему, состоящую из морфологических элементов разного уровня, под которыми понимаются любые естественные внутрипочвенные тела, образования либо включения, с четкими или диффузными границами, отличающиеся от соседних по своей форме и внешним свойствам — морфологическим признакам Морфологическую организацию почвы не надо путать со структурной организацией почвы, о которой шла речь во «Введении»

Морфологические элементы почвы — это ее генетические горизонты, структурные отдельности, новообразования, включения и поры (пустоты, заполненные водой или воздухом). Морфологические признаки почвы, отличающие морфологические элементы один от другого, — это форма элементов, характер их границ, окраска при определенной влажности, гранулометрический состав (механический состав, текстура), сложение, характер поверхности, плотность и твердость, некоторые определяемые без специальных приборов физические свойства (липкость, пластичность).

Всякая почва представляет собой систему последовательно сменяющих друг друга по вертикали *генетических горизонтов* — слоев, на которые дифференцируется исходная *материнская горная порода (почвообразующая порода)* в процессе почвообразования. Эта вертикальная последовательность горизонтов получила название *почвенного профиля*. Почвенный профиль представляет первый уровень морфологической организации почвы как природного тела, почвенный горизонт — второй.

Почвенный горизонт, в свою очередь, также не является однородным и состоит из морфологических элементов третьего уровня — *морфонов*, под которыми понимаются внутригоризонтные морфологические элементы, исключая структурные отдельности, — морфологически обособленные участки (объемы) почвы внутри генетического горизонта. С одной стороны, это могут быть разделенные трещинами или затеками материала вышележащих горизонтов блоки, состоящие из структурных отдельностей; с другой стороны — это различные включения и новообразования. Однородный почвенный горизонт может представлять собой единый морфон, разделяющийся лишь на структурные отдельности, так что выделение морфонов в пределах генетических горизонтов возможно не во всех почвах и не во всех горизонтах.

На четвертом уровне морфологической организации выделяются *почвенные агрегаты (структурные отдельности, комки, педы)*, на которые естественно распадается почва в пределах генетических горизонтов либо их морфонов. Почвенные структурные отдельности могут быть разных порядков. Например, большие тумбовидные глыбы могут состоять из крупных призм, а последние — из мелких ореховатых отдельностей. Однако все структурные отдельности разного порядка (разного размера) составляют один морфологический уровень.

Почвенные агрегаты тоже построены очень сложно. Они состоят из микроагрегатов (минеральных, органоминеральных, органических), первичных «механических элементов», включая отдельные минеральные зерна, микроконкреций, стяжений и других сложных новообразований микроскопического размера.

Следующий, пятый уровень морфологической организации почвы можно обнаружить уже только с помощью микроскопа. Это микростроение почвы, изучаемое в рамках микроморфологии почв.

Рассматривая почву как природное тело, необходимо различать следующие основные понятия

Строение почвы — специфическое для каждого почвенного типа сочетание генетических горизонтов, внутригоризонтных и внегоризонтных образований, составляющее в целом почвенный профиль

Сложение почвы — физическое состояние почвенного материала (в профиле почвы в целом или в ее отдельном горизонте), обусловленное взаимным расположением и соотношением в пространстве твердых частиц и связанных с ними пор (геометрия пространства, занятого почвенным материалом)

Структурность почвы — способность почвы распадаться в естественном состоянии при механическом воздействии (выкапывании или вспашке) на агрегаты (структурные отдельности, комки, педы) определенного размера и формы

Структура почвы — взаимное расположение в почвенном теле структурных отдельностей (агрегатов, педов) определенной формы и размеров

Состав почвы — соотношение (массовое или объемное) компонентов почвенного материала, выражаемое в процентах его общей массы или объема, либо в долях единицы. Различаются фазовый, агрегатный (структурный), микроагрегатный, гранулометрический (механический, текстура), минералогический и химический состав почвы

1.3. Почвенный профиль

Почвенным профилем называется определенная вертикальная последовательность генетических горизонтов в пределах почвенного индивидуума, специфическая для каждого типа почвообразования

Профиль почвы характеризует изменение ее свойств по вертикали, связанное с воздействием почвообразовательного процесса на материнскую горную породу (рис 5). Наблюдается закономерное, зависящее от типа почвообразования изменение гранулометрического, минералогического, химического состава, физических, химических и биологических свойств почвенного тела от поверхности почвы вглубь до незатронутой почвообразованием материнской породы. Это изменение может быть постепенным, что отражается плавным ходом соответствующих кривых на графиках распределения, характеризующих те или иные параметры почвы, например содержание гумуса, илстых частиц, полуторных оксидов. С другой стороны, кривые могут иметь ряд минимумов и максимумов, что отражает горизонты выноса и аккумуляции тех или иных веществ, резкие различия в составе и свойствах горизонтов профиля.

Главные факторы образования почвенного профиля, т. е. дифференциации исходной почвообразующей породы на генети-

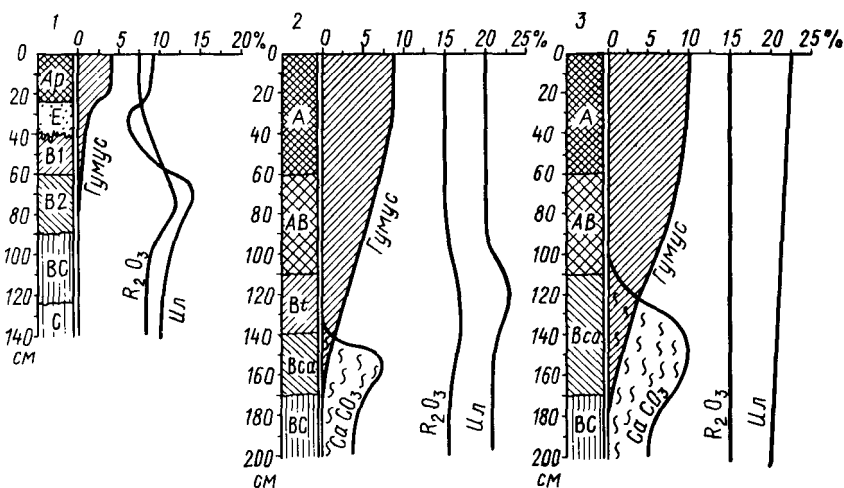


Рис. 5. Строение профиля дерново-сильнопodzолистой пахотной почвы на покровном суглинке Смоленской области (1), лессивированного (выщелоченного) мощного чернозема на лессе Курской области (2) и типичного мощного чернозема на лессовидном суглинке Ульяновской области (3)

ческие горизонты, — это, во-первых, вертикальные потоки вещества и энергии (нисходящие или восходящие в зависимости от типа почвообразования и его годовой, сезонной или многолетней цикличности) и, во-вторых, вертикальное распределение живого вещества (корневые системы растений, микроорганизмы, почвообитающие животные).

Строение почвенного профиля, т. е. характер и последовательность составляющих его генетических горизонтов, специфично для каждого типа почвы и служит его основной диагностической характеристикой. При этом имеется в виду, что все горизонты в профиле взаимно связаны и обусловлены. И хотя в разных типах почв отдельные горизонты могут иметь близкие признаки и свойства и быть аналогичными или однотипными в генетическом плане, как, например, гумусовый или глеевый горизонты в разных почвах, тем не менее для каждой конкретной почвы всегда имеется комплекс взаимосвязанных горизонтов, составляющих ее характерный профиль, а не их простая сумма. Генетическая целостность, единство почвенного профиля — основное свойство почвенного тела, почвы как таковой, формирующейся в процессе почвообразования из исходной материнской породы как единое целое и развивающейся во времени в единстве составляющих ее генетических горизонтов.

1.4. Почвенные горизонты

Генетические почвенные горизонты — это формирующиеся в процессе почвообразования однородные, обычно параллельные

земной поверхности слою почвы, составляющие почвенный профиль и различающиеся между собой по морфологическим признакам, составу и свойствам. Генетическими они называются потому, что образуются в процессе генезиса почв.

Генетические горизонты в почвенном профиле выступают как важнейшие однородные составные части почвенного тела, причем их однородность подразумевается только в масштабе рассмотрения почвенного профиля. При ином, более детальном масштабе рассмотрения почвенные горизонты оказываются весьма неоднородными, устроенными очень сложно.

На заре развития почвоведения Докучаев выделил в почве всего три генетических горизонта: А — поверхностный гумусо-аккумулятивный; В — переходный к материнской породе; С — материнская горная порода, подпочва.

Последующее развитие почвоведения привело к выделению довольно большого разнообразия генетических горизонтов различных почв, обозначаемых различными символами. До сих пор у почвоведов разных научных школ нет единства в диагностике и символике различных почвенных горизонтов, что создает немалые трудности в науке. Ниже приводится наиболее поздняя система выделения основных видов почвенных горизонтов, представляющая собой синтез различных научных представлений, которая, надо надеяться, станет общепринятой и узаконенной в виде некоего стандарта. В этой системе символов, номенклатуры и диагностики почвенных горизонтов приняты во внимание новейшие достижения теории почвоведения, полученные разными научными школами.

Поверхностные органогенные горизонты. Т — торфяной горизонт, формирующийся на поверхности в условиях постоянного избыточного увлажнения, но встречающийся иногда и в толще профиля при полициклическом почвообразовании, например в поймах рек, и характеризующийся специфической консервацией органического вещества растительных остатков без превращения его в гумус или сгорания. Торф по составу может быть древесным, травяным (тростниковый, осоковый), моховым (зеленомоховой, сфагновый), листовенным, лишайниковым либо смешанным. Содержание органического вещества в торфе более 35% по массе (более 70% по объему): Т^o — олиготрофный (верховой) торф, Т^r — эутрофный (низинный) торф.

Т1 — торфяной неразложившийся — растительные остатки не разложены или только слабо разложены и почти полностью сохранили свою исходную форму (фибрист — Fibrist — в США и Канаде).

Т2 — торфяной среднеразложившийся — растительные остатки лишь частично сохранили свою форму в виде обрывков тканей (хемист — Nemist — в США и Канаде). Т3 — торфяной разложившийся — сплошная органическая мажущаяся масса без видимых следов растительных остатков (саприст — Saprist — в США и Канаде). ТА (Т3 по системе УССР) — торфяной

минерализованный — пахотный торфяной горизонт, измененный осушением и обработкой.

О (Аоили АО по старой системе) — *лесная подстилка* (H_n по системе УСССР) или *степной войлок* (H_c по системе УСССР) — маломощный (до 20 см) поверхностный слой разлагающегося (разные подгоризонты находятся на разных стадиях разложения) органического вещества, частично, особенно в нижней части, перемешанного с минеральными компонентами (преимущественно механически); содержит более 35% по массе (более 70% по объему) органического вещества. О1 — свежий или слабо разложившийся опад, в котором растительные остатки почти полностью сохранили свою исходную форму — *слой опада* L.O2 — растительные остатки лишь частично сохранили свою форму в виде обрывков тканей — *слой ферментации* F.O3 — сплошная органоминеральная масса без видимых следов растительных остатков — *слой гумификации* H.

Aa1 — *водорослевая корочка* — поверхностная хорошо отслаивающаяся от нижележащей почвы корочка водорослей и их остатков, черная в сухом состоянии и зеленеющая при увлажнении, с большой примесью минеральных частиц в нижней части, мощностью в несколько миллиметров, характерная для сухостепных, полупустынных и пустынных почв.

Ad — *дернина* — органоминеральный гумусо-аккумулятивный поверхностный горизонт почв, формирующийся под травянистой растительностью, особенно луговой, и состоящий по крайней мере на половину по объему из корней растений.

AT (ТН по системе УСССР) — *перегнойный горизонт* — гумусо-аккумулятивный горизонт, содержащий от 15 до 35% по массе органического вещества, иловатый, черный, мажущийся, творожистой структуры или бесструктурный, постоянно или периодически насыщенный водой.

A (A_n или A1 по старой системе, H по системе УСССР) — *гумусовый горизонт* — поверхностный или лежащий под горизонтами O, Aa1, Ad, Ap, темноокрашенный (наиболее темный в профиле) гумусо-аккумулятивный горизонт с содержанием органического вещества до 15% по массе.

Ap (A_n или $A_{\text{пах}}$ по старой системе, H_n по системе УСССР) — *пахотный горизонт* — поверхностный гумусовый горизонт почв, преобразованный периодической обработкой в земледелии.

Поверхностные неорганические горизонты. K — *корковый горизонт* — светлая хрупкая ячеистая корочка мощностью до 5 см на поверхности почвы, часто с полигональным растрескиванием, легко отделяющаяся от нижележащей почвы, относительно обогащенная кремнеземом и лишенная солей, причем кварцевые зерна и зерна других первичных минералов лишены оксидных пленок и не соединяются цементирующими мостиками, за исключением случайных карбонатных («сухарный горизонт», «корка», «ноздреватый горизонт»).

Q — *подкорковый горизонт*, находящийся обычно под корковым горизонтом, светлоокрашенный, сильнопористый, чешуйчатый или слоеватый горизонт сухостепных, полупустынных или пустынных почв («слоеватый горизонт»), часто выходящий на поверхность.

S — *солевая корка* — белая корка солей или обильные цветы солей на поверхности почвы.

Подповерхностные горизонты. E (A_2 или A2 по старой системе) — *элювиальный горизонт* — осветленный, обычно белесый (палево-белесый, серо-белесый, сизо-белесый, белый), располагающийся под каким-либо из органогенных горизонтов и подстилаемый обычно иллювиальным горизонтом; по происхождению может быть *подзолистый* (кислотный гидролиз минералов и вынос продуктов разрушения), *лессивированный* или *псевдоподзолистый* (вынос пылеватых или илистых частиц без их разрушения), *отбеленный* или *сегрегированный* (снятие и вынос или сегрегация полутораоксидных пленок с минеральных зерен), *осолоделый* (щелочной гидролиз минералов и вынос продуктов разрушения), *глево-элювиальный* или *псевдоглеевый* (разрушение и вынос в переменнo-восстановительной среде на контакте с подстилающим водоупорным горизонтом).

V — минеральный внутрипочвенный горизонт, лежащий в средней части профиля и отличающийся по своим свойствам от любого поверхностного горизонта, а также от горизонтов E, G, C, D, R. Горизонт V в почвоведении — это очень сложное и сборное понятие. С одной стороны, он включает *иллювиальные горизонты* (I по системе УССР), среди которых выделяются глинисто-иллювиальные (Vt), железисто-иллювиальные (Vf), гумусо-иллювиальные (Vh), солонцовые (Vpa), карбонатные (Vca), солевые (Vsa), гипсовые (Vcs) или смешанные (Vth, Vfh и т. п.), а с другой — *метаморфические горизонты*, образованные при трансформации минералогического состава на месте: сиалитно-метаморфический (Vm), ферралитно-метаморфический (Vox). Иллювиальный горизонт называют обычно «V текстурный», а метаморфический — «V структурный». В случае неясного состава и генезиса символ V употребляется без дополнительного индекса.

G (G_1 по системе УССР) — *глеевый горизонт* — минеральный горизонт, формирующийся в условиях постоянного избыточного увлажнения, характеризующийся преобладанием тусклой голубоватой, сизой, оливковой окраски, иногда с ржавыми пятнами.

Грунтовое оглеение подчеркивается снизу (G), а поверхностное — сверху (\bar{G}). *Глееватые горизонты* имеют в дополнение к основному символу малый индекс g, например Ag, Bg, Cg, когда степень оглеения недостаточна для выделения самостоятельного глевого горизонта.

Подпочвенные горизонты. C (P по системе УССР) — *материнская горная порода*, а точнее горизонт, лежащий под любым из

описанных выше почвенных горизонтов, сходный с ними литологически и не имеющий их признаков (предположительно материнская порода).

D — *подстилающая порода* — рыхлая горная порода, лежащая под горизонтом С и отличающаяся от него в литологическом отношении.

R — плотная (массивно-кристаллическая) почвообразующая или подстилающая порода.

В случае выделения в пределах генетического горизонта подгоризонтов они обозначаются по порядку сверху вниз дополнительными индексами, причем для горизонтов T, AT, A и Ap используются штрихи, например T1', T1" или A', A", A"', а для других горизонтов используется цифровой индекс, например B1, B2, B3 и т. д.

Переходные горизонты, обладающие свойствами как вышележащего, так и нижележащего, при постепенной смене одного другим обозначаются смешанными символами, например AE, AB, EB, BC и т. п. Смешанные горизонты, включающие в себя морфологически оформленные участки вышележащего и нижележащего горизонтов, также получают комбинированные символы, но обозначаемые иначе: A/E, A/B, E/B, B/C и т. д. Погребенные горизонты выделяются квадратными скобками [A]. В случае литологической смены в пределах почвенного профиля соответствующие слои обозначаются сверху вниз порядковыми римскими номерами, например IA, IIa, IIIb, IIIc... .

Кроме указанных основных почвенных горизонтов, встречающихся в разных конкретных проявлениях и сочетаниях в большинстве почв, есть и несколько специфических внутрипочвенных горизонтов, характеризующих определенные типы почв. К ним относятся:

L — *латерит* — очень твердый сплошной железистый горизонт (панцирь) ячеистого (вермикулярный, ячеистый латерит — Lpl) или конкреционного (пизолистый, гороховый латерит — Ln) строения, состоящий преимущественно из оксидов железа и алюминия с примесью кварца и каолинита; образуется за счет необратимой дегидратации и кристаллизации оксидов железа при механическом разрушении и выносе каолинитового материала из железистой матрицы при формировании из вышедшего на поверхность плинтита под воздействием атмосферных агентов либо путем аллохтонного накопления железа из грунтовых вод при их латеральном перемещении.

P1 — *плинтит* — внутрипочвенный уплотненный, но свободно режущийся лопатой горизонт, имеющий ферраллитную (каолинитовую) основу, вторично-гидрогенно обогащенную оксидами железа; имеет пеструю окраску при чередовании белесовато-желтых и красных пятен; иногда в нем обильны железистые конкреции диаметром 0,5—1,0 см; при выходе на поверхность необратимо отвердевает, превращаясь в латерит.

F — *фраджипэн* — очень твердый и хрупкий глинистый гори-

зонт с резкой верхней и диффузной нижней границами, разделяющийся на неправильные многогранники (полигоны на вертикальном срезе) белесыми прожилками; при увлажнении не размягчается, как обычная глина, а сразу распадается на мелкие отделимости; формируется иногда в нижней части иллювиального горизонта некоторых типов почв бореального пояса.

P — *плотная внутрипочвенная кора* — очень твердый, «каменный» горизонт, цементированный, какими-либо соединениями в результате их гидрогенного поступления и отложения внутри почвенной толщи вплоть до образования почти чистого слоя этих соединений; *солевая кора* (петросолевой горизонт) — Psa, *гипсовая кора* (петрогипсовый горизонт) — Pcs, *известковая кора* (петрокальциевый горизонт) — Pca, *кремневая кора* (дурипэн, силкрит) — Psi.

M — *мягкая внутрипочвенная кора* — мягкий, мучнистый горизонт, сформированный какими-либо соединениями в результате их гидрогенного поступления и отложения внутри почвенной толщи вплоть до образования почти чистого слоя этих соединений: Mca — *калише*, прослой мучнистого карбоната кальция; Mcs — *гажа* («шестоватый гипс») прослой мучнистого гипса.

N — *конкреционный горизонт* — рыхлый внутрипочвенный горизонт, содержащий более 50% объема различных конкреционных новообразований: N_r — *орштейн* (содержит железистые конкреции); Nca — *канкар* (содержит известковые конкреции); **Z** — *ортзанд* — сплошной или состоящий из отдельных волнистых тонких прослоек (*псевдофибр*), цементированный оксидами железа песчаный горизонт.

При обозначении генетических почвенных горизонтов наряду с указанными основными символами широко используются дополнительные обозначения малыми буквами латинского алфавита, которые становятся справа от основного символа горизонта, с тем чтобы подчеркнуть его специфику:

ca — наличие карбонатов кальция; cs — наличие гипса (в этом случае не отмечается наличия карбонатов); sa — присутствие легкорастворимых солей (в этом случае не отмечается наличие ни гипса, ни карбонатов); t — присутствие иллювирированной глины; h — наличие иллювирированного гумуса; pa — присутствие солончатости; m — сиаллитная метаморфизация; f — наличие признаков аккумуляции железа; ox — ферраллитная метаморфизация; g — присутствие признаков оглеения (глеватость); n — присутствие конкреций; p — распаиваемый горизонт; e — наличие признаков элювиирования; v — признаки слитости; z — существенная перерывность почвенной фауны; y — признаки тиксотропности; st — признаки криотурбаций; x — признаки самумульчирования; ag — устойчивое присутствие воды (\overline{ag} — атмосферной, \underline{ag} — грунтовой).

Особым значком впереди символа горизонта обозначается наличие мерзлоты в почве: знак \perp обозначает мерзлые водопорные цементированные льдом горизонты (льдистая мерзлота);

знак ↓ используется для обозначения неводоупорных мерзлых горизонтов (сухая мерзлота).

Указанная символика генетических горизонтов позволяет записывать строение почвенного профиля соответствующим образом, например:

O-E-EВ-B1-B2-BC-C — подзолистая почва;

Ap-E-EВ-B1-Bg-BCg-Cg — дерново-подзолистая пахотная глубинно-глееватая почва;

A-AB-Bt-Bca-BCca-Cca — выщелоченный чернозем;

A-AB-Bca-BCca-Cca — типичный чернозем;

A-AB-Bnca-BCca-Cca — обыкновенный чернозем;

A-AB-Bca-Bcs-Cca — южный чернозем;

T1-T2-G — торфяно-глеевая почва;

AT'-AT''-G — перегнойно-глеевая почва;

Ad-A-Bg-G — дерново-глеевая почва.

В современной систематике почв США наряду с указанной общей системой генетических почвенных горизонтов используется и концепция так называемых *диагностических горизонтов* почв, под которыми понимаются такие специфические генетические почвенные горизонты, общие для ряда типов почв, которые могут быть использованы для их диагностики. Эти горизонты определяются комплексом качественно-количественных параметров, например определенной мощностью, содержанием гумуса, насыщенностью основаниями и т. д.

Эта концепция и соответствующая номенклатура диагностических горизонтов получили широкое распространение в мировом почвоведении и используются в ряде стран, хотя и с некоторыми оговорками. Дополнительно при этом введено понятие *эпипедона*, под которым понимаются прокрашенные гумусом поверхностные горизонты почв.

Выделяются следующие диагностические горизонты, точная количественная спецификация которых может быть найдена в соответствующих руководствах, а ниже даются лишь обобщенные характеристики, достаточные для понимания общей концепции.

Моллевый эпипедон (Mollic от лат. mollis — мягкий) — мощный, темный, многогумусный, структурный (комковатый или зернистый), насыщенный основаниями (> 50%).

Антропогенный эпипедон (Anthropic от греч. anthropos — человек) — сходный по всем признакам с моллевым, но содержащий более 250 ppm P_2O_5 .

Темный эпипедон (Umbric от лат. umbra — тень) — сходный с моллевым по мощности, окраске, гумусированности, но отличающийся по структурности (бесструктурный или с массивной структурой) и насыщенности основаниями « 50 % »).

Торфяной эпипедон (Histic от греч. histos — ткань) — поверхностный горизонт с содержанием органического вещества более 30% при глинистом и более 20% при песчаном субстрате.

Плаггеновый эпипедон (Plaggen от нем. Plaggen — дерн) — поверхностный горизонт, сформированный в результате длительного унавоживания почв на приусадебных участках, имеющий мощность более 50 см и обычно содержащий включения кирпича, осколков и пр.

Светлый эпипедон (Ochric от греч. ochros — бледный) — гумусовый горизонт, имеющий либо светлую окраску, либо малую мощность, либо малую гумусированность и по этим показателям не отвечающий спецификациям иных эпипедонов.

Аргилловый горизонт (Argillic от греч. argillos — глина) — глинисто-иллювиальный горизонт В.

Подплужный горизонт (Agris от лат. ager — поле) — иллювиальный горизонт, сформированный под пахотным в результате ежегодной вспашки на одну и ту же глубину (плужная подошва).

Натриевый горизонт (Natric от лат. natrium - натрий) — глинисто-иллювиальный горизонт В, который в дополнение к характеристикам аргиллового горизонта имеет столбчатую или призматическую структуру и содержание обменного натрия более 15% емкости катионного обмена (ЕК.О) либо сумму обменных натрия и магния более 50% ЕКО.

Сомбровый горизонт fSombric от исп. sombra — тень) — внутрипочвенный гумусо-иллювиальный горизонт, не располагающийся непосредственно под элювиальным горизонтом Е.

Сподовый горизонт (Spodic от греч. spodos — зола) — гумусо-иллювиальный горизонт, располагающийся непосредственно под элювиальным горизонтом Е или под лесной подстилкой О и содержащий иллювируемый гумус, связанный с алюминием (аморфное железо может быть, а может и отсутствовать).

Слоеватый горизонт (Placic от лат. plax — плоский камень) — тонкая черная до темно-красной прослойка, сцементированная железом, железом и марганцем либо железом и гумусом.

Камбиевый горизонт (Cambic от лат. cambiare — изменять) — глинисто-аккумулятивный сиаллитно-метаморфический горизонт В.

Окисный горизонт (Oxic от греч. oxys—кислый) —глинисто-аккумулятивный ферраллитно-метаморфический горизонт В.

Дурипан (Duripan от лат. durus — твердый) — внутрипочвенный горизонт, сцементированный кремнеземом.

Фраджиан (Fragipan от лат. fragilis — хрупкий) — специфический глинистый полиэдрически-структурный горизонт.

Белесый горизонт (Albic от лат. albus — белый) — элювиальный горизонт, из которого глина и свободное железо были удалены или в котором оксиды железа были сегрегированы до такой степени, что окраска горизонта определяется цветом первичных песчаных или пылевых частиц, а не пленками на этих частицах.

Кальцевый горизонт (Calcic от лат. calcium — кальций) — горизонт вторичной аккумуляции карбоната кальция.

Петрокальцевый горизонт fPetrocalcic от греч. petros — камень) — горизонт, сцементированный CaCO_3 в каменную массу.

Гипсовый горизонт (Gypsic от греч. gypsos -- гипс) — горизонт вторичной аккумуляции гипса.

Петрогипсовый горизонт (Petrogypsic от греч. petros — камень) — горизонт, сцементированный гипсом в каменную массу.

Солевой горизонт (Salic от лат. sal — соль) — горизонт аккумуляции водорастворимых солей.

Серный горизонт (Sulfuric от лат. sulfur -- сера) — горизонт окисления сульфидов с $\text{pH} < 3,5$ и пятнами отложения ярозита соломенно-желтого цвета

Подобная система диагностических горизонтов использовалась ФАО при разработке диагностики почв к легенде международной Почвенной карты мира масштаба 1:5 000 000, правда, с несколько иной количественной характеристикой и не в полном перечне.

Большинство из перечисленных диагностических горизонтов имеют вполне определенный генетический смысл, но их содержание в ряде случаев искусственно ограничено «диагностическими» количественными критериями

1.5. Типы строения почвенного профиля

В соответствии с характером соотношения различных горизонтов в большом разнообразии строения почвенного профиля можно выделить несколько типов, которые, вообще говоря, связаны с определенными типами почвообразования, возрастом почв и их нарушенностью природными или техногенными педотурбациями.

Простое строение профиля включает в себя следующие пять типов: 1) *примитивный профиль* с маломощным горизонтом А либо АС, лежащим непосредственно на материнской породе;

2) *неполноразвитый профиль*, имеющий полный набор всех генетических горизонтов, характерных для данного типа почвы, но укороченных, с малой мощностью каждого горизонта; 3) *нормальный профиль*, имеющий **ПОЛНЫЙ** набор всех генетических горизонтов, характерных для данного типа почвы, с мощностью, типичной для незродированных почв плакоров; 4) *слабодифференцированный профиль*, в котором генетические горизонты выделяются с трудом и очень постепенно сменяют друг друга; 5) *нарушенный (эродированный) профиль*, в котором часть верхних горизонтов уничтожена эрозией.

Сложное строение почвенного профиля также характеризуется пятью типами; 1) *реликтовый профиль*, в котором присутствуют погребенные горизонты или погребенные профили палеопочв; с другой стороны, в профиле могут присутствовать не погребенные, а реликтовые горизонты, являющиеся следами древнего почвообразования, идущего сейчас по иному типу; 2) *многочленный профиль* формируется в случае литологических смен в пределах почвенной толщи; 3) *полициклический профиль* образуется в условиях периодического отложения почвообразующего материала (речной аллювий, вулканический пепел, эоловый нанос); 4) *нарушенный (перевернутый) профиль* с искусственно (деятельностью человека) или природно (например, при ветровалах в лесу) перемещенными на поверхность нижележащими горизонтами; 5) *мозаичный профиль*, в котором генетические горизонты образуют не последовательную по глубине серию горизонтальных слоев, а прихотливую мозаику, сменяя друг друга пятнами на небольшом протяжении.

Систематика типов строения почвенного профиля может быть построена и по иному принципу, т. е. не на основе соотношения тех или иных генетических почвенных горизонтов, как приведенная выше, а на основе анализа распределения вещественного состава почвы по ее вертикальному профилю. При этом может рассматриваться какое-то одно вещество или одна группа веществ (например гумус, известь, гипс, водорастворимые соли, глинистые минералы, полуторные оксиды), либо совокупность педохимически сопряженных веществ. Это распределение также определенным образом отражается и в морфологии почвы, например в окраске почвы и ее плотности, в характере и распределении новообразований. В указанном отношении почвенные профили могут быть разделены на следующие типы:

— *аккумулятивный профиль* с максимумом накопления тех или иных веществ с поверхности при их постепенном падении с глубиной, причем кривая распределения вещества, например гумуса, может иметь *регрессивно-аккумулятивный* (вогнутая), *прогрессивно-аккумулятивный* (выпуклая) или *равномерно-аккумулятивный* характер;

— *элювиальный профиль* с минимумом вещества на поверхности при постепенном увеличении его содержания с глубиной, причем опять-таки кривая распределения вещества, например

карбоната кальция, может иметь *регрессивно-элювиальный* (вогнутая), *прогрессивно-элювиальный* (выпуклая) или *равномерно-элювиальный* характер;

— *грунтово-аккумулятивный профиль*, характеризующий накопление веществ из грунтовых вод в нижней и средней части профиля;

— *элювиально-иллювиальный профиль* с минимумом вещества в верхней части и максимумом в средней или нижней;

— *недифференцированный профиль* с равномерным содержанием вещества по всей почвенной толще.

Академик Б. Б. Полынов делил все морфологические признаки почвы на три группы: 1) свойственные отдельным горизонтам и определяющие их; 2) рассеянные по всему почвенному профилю; 3) свойственные только части профиля, границы которой не совпадают с основными генетическими горизонтами. Все эти признаки далее могут быть объединены в две другие группы — горизонтные (например, окраска) и внегоризонтные (например, трещиноватость). Связано это, по мнению Б. Б. Полынова, с тем, что почвообразование складывается из нескольких более или менее независимых частных процессов, каждый из которых дает свой собственный профиль распределения веществ в почве по ее глубине; при этом горизонты, сформированные одними процессами, могут не совпадать с другими горизонтами, сформированными иными процессами, например гумусово-аккумулятивные и карбонатно-аккумулятивные горизонты. Это приводит к тому, что в одной и той же почве обычно сочетаются разные профили распределения для разных групп веществ. Например, в дерново-подзолистой почве имеет место сочетание аккумулятивного (регрессивно-аккумулятивного, резко убывающего) профиля гумуса, элювиально-иллювиального профиля глинистых минералов и полуторных оксидов, элювиального профиля щелочных и щелочно-земельных металлов.

Сочетания указанных типов строения профиля и типов распределения веществ в профиле дают немногочисленные, но весьма характеристические для тех или иных проявлений почвообразования генетические формы почвенных профилей, среди которых выделяются следующие.

Недифференцированный (примитивный) профиль, характеризующий первые стадии почвообразования либо почвы на песках; в профиле выделяются лишь горизонты А и С (R), либо он может иметь зачатки иных горизонтов, с трудом выделяемые в толще материнской породы.

Изогумусовый профиль, имеющий сильно выраженную с поверхности аккумуляцию гумуса при постепенном падении его содержания с глубиной и возможную дифференциацию по водорастворимым солям, гипсу, карбонатам, но не имеющий дифференциации по более стабильным компонентам (глинистые минералы, R_2O_3 , SiO_2 , первичные минералы); гумусовый горизонт отличается большой мощностью.

Метаморфический профиль слабо или сильно дифференцирован по глине и характеризуется процессом оглинивания *in situ* во всем профиле или в какой-то его части без элювиально-иллювиального перераспределения веществ, особенно глинистого материала.

Элювиально-иллювиально-дифференцированный профиль (текстурно-дифференцированный профиль) — профиль почв с четко выраженными элювиальными и соответствующими им иллювиальными горизонтами.

Гидрогенно-дифференцированный профиль, сформировавшийся под влиянием гидрогенной аккумуляции каких-то веществ в условиях древнего или современного гидроморфизма и характеризующийся их аккумуляцией в определенной части; обычно это аккумуляция солей, гипса, карбоната кальция, гидроксидов железа, SiO_2 .

Криогенно-дифференцированный профиль, фактором специфической дифференциации и педотурбаций в котором служит присутствующая на некоторой глубине многолетняя льдистая мерзлота.

Антропогенно-дифференцированный (искусственный) профиль создается человеком, например при плантажной вспашке, рекультивации нарушенных земель, трансплантации почв на каменистых склонах, кольматировании понижений рельефа и их последующем дренировании.

Каждая конкретная почва может быть охарактеризована с той или иной долей приближения одним из перечисленных генетических типов профиля, что имеет непосредственное диагностическое значение.

1.6. Переходы между горизонтами в профиле

Характер перехода между почвенными горизонтами в профиле имеет диагностическое значение и может служить в ряде случаев критерием интенсивности почвообразования, его направления и даже возраста. При этом необходимо обратить внимание как на форму границ между горизонтами, так и на их выраженность в профиле.

По своей форме граница между двумя горизонтами может быть *ровной, волнистой, карманной, языковатой, затечной, размытой, пильчатой, полисадной*. По степени выраженности, ясности границ переход между горизонтами может быть *резким, ясным, заметным* или *постепенным*.

Границы между горизонтами в профиле обычно выделяются по ряду морфологических признаков, но наиболее часто и в первую очередь по окраске, изменения которой всегда отражают изменения состава почвы. Однако переход к другому горизонту или подгоризонту не всегда сопровождается изменением окраски; иногда его можно определить лишь по структуре, сложению,

плотности, характеру и обилию новообразований, наличию тех или иных включений

Выделение переходных горизонтов АВ, ВС предполагает очень постепенные переходы между горизонтами А, В и С. Наличие большого количества подгоризонтов, например В1, В2, В3, также предполагает постепенность переходов в профиле. С другой стороны, границы горизонта Е всегда более или менее четкие, а их форма может иметь диагностическое значение. Ровные границы характерны для изогумусового, метаморфического, гидрогенно-дифференцированного профилей, в то время как переход от элювиальной к иллювиальной части в текстурно-дифференцированном профиле всегда характеризуется более или менее неровной границей, за исключением некоторых специфических случаев, когда образование горизонта Е связано с процессами оглеения или отбеливания.

Постепенные переходы между горизонтами характерны как для молодых слаборазвитых почв на рыхлых породах, так и для очень древних почв на мощных корах выветривания, хотя причины этой постепенности разные: первичная гомогенность материнской породы и вторичная гомогенизация почвы уже на фоне совсем иного минералогического и химического состава. Чем более дифференцирован профиль на генетические горизонты, тем более четко выражены переходы между ними.

1.7. Окраска почв

Горизонты в пределах почвенного профиля различаются между собой обычно по окраске, изменения которой определенным образом отражают изменения состава почвы и ряда других ее свойств, поскольку окраска почвы в первую очередь зависит от ее химического и минералогического состава, что было отмечено еще на заре почвоведения, а в качественном отношении и в древности. Действительно, опытный почвовед по одной только окраске может вынести вполне достоверные сведения о многих свойствах почвы и ее плодородии в целом.

Окраска почвы частично наследуется от почвообразующей породы, особенно в нижних горизонтах, но в основном является результатом почвообразования.

Черная (темно-серая, темно-бурая) окраска почвы обычно связана с содержанием в ней гумуса — специфического почвенного органического вещества. Вообще говоря, чем больше гумуса в почве, тем она темнее окрашена. Однако это правило не является абсолютным и действует только в пределах конкретных типов почв. Во-первых, не всякий гумус придает почве черную окраску. Он может быть светлоокрашенным, как в некоторых тундровых, лесных или пустынных почвах. Горизонт А дерново-подзолистой почвы имеет светло-серую окраску, а южного чернозема — черную при одном и том же содержании гумуса около 3,5%. Черная окраска появляется в том случае, если в почве накапливается высокополимеризованный гуматный гумус. Фульватный гумус дает светлую

окраску почв (серую, бурую, желтоватую). Особенно интенсивный черный цвет имеют почвы с монтмориллонитовым составом глинистой фракции. Если в почве много монтмориллонитовых глин, то черная окраска может быть и при малом содержании гумуса вследствие образования особых гумусо-глинистых комплексов: темные вертисоли имеют близкую к черной окраску при содержании гумуса 1—2%. Так что полной корреляции между содержанием гумуса и интенсивностью черной окраски в почвах нет, если рассматривать это явление в общем масштабе; в пределах же какого-то конкретного типа почвы, например типа серых лесных почв, может быть найдена и прямая корреляция.

Наряду с гумусом черную окраску имеют такие компоненты почв, как некоторые сульфиды, гидроксиды железа и марганца, темные первичные минералы, древесный и каменный уголь. Темная окраска некоторых почв может быть связана иногда со спецификой почвообразующей породы.

Белая окраска и соответственно светлые тона других окрасок вызваны в почве преимущественно присутствием в ее составе таких компонентов, как кварц, каолинит, известь, водорастворимые соли, гипс. Светлую окраску придают почве и некоторые первичные минералы, например полевые шпаты.

Красная окраска обусловлена накоплением в почве оксидов железа, в основном в форме гематита или турьита. Чем более дренирована, т. е. чем более окислена и менее гидратирована богатая оксидами железа почва, тем более яркую красную окраску она имеет.

Желтая окраска определяется наличием гидроксидов железа, прежде всего лимонита. Яркую соломенно-желтую окраску дает ярозит — сульфат железа в осушенных маршевых почвах.

Бурую окраску имеют почвы с высоким содержанием иллита, слюдистых минералов, смеси в разной степени гидратированных оксидов железа.

Пурпурную и фиолетовую окраску почвам иногда придают оксиды марганца.

Синеватые, голубоватые, зеленоватые, оливковые, сизые тона окраски связаны с наличием в почве соединений железа (II) вследствие преобладания анаэробнобиозиса в условиях избыточного увлажнения.

Описанные окраски редко существуют в почвах в чистом виде, значительно чаще — в виде переходных или смешанных окрасок, что отражает соответствующие соотношения компонентов в составе почвенной массы. Это смешение было специально исследовано С. И. Тюремновым и С. А. Захаровым в 1927 г., которые пришли к заключению, что все разнообразие окрасок почв образуется при смешении в разных пропорциях трех компонентов: $Fe_2O_3 \times nH_2O$ (красный цвет); SiO_2 , Al_2O_3 , $CaCO_3$ (белый цвет) и гумуса (черный цвет).

Необходимо иметь в виду, что красящие компоненты почвы — это в значительной степени пленки каких-то веществ, обволаки-

вающие зерна первичных минералов. Снятие железистых или гумусовых пленок, например, в природном процессе отбеливания или каким-то приемом в лаборатории, приводит к существенному осветлению почвенной массы, которая обычно при этом становится белой вследствие преобладания кварцевых зерен в большинстве почв.

Часто в почвах встречается неоднородная, пятнистая окраска, что имеет определенное диагностическое значение и является, как правило, следствием какого-то чередования процессов, например окисления и восстановления, как во времени, так и в пространстве почвенного тела.

Окраска почвы в сильной степени зависит от ее увлажнения (влажная почва всегда темнее, чем сухая), степени агрегированности. Обычно окраска внутренних частей структурных отдельных почв существенно отличается от окраски их поверхностных слоев, отражая соответствующие различия в составе и строении почвенной массы.

1.8. Структура почв

Каждый почвенный горизонт имеет определенную структуру, т. е. состоит из структурных отдельных (агрегатов, комков, педов) того или иного размера, формы, той или иной прочности и какого-то количества внеструктурной (апедальной) массы. Выделяются три группы структурных отдельных в почвах (мм):

микроагрегаты	< 0,25
мезоагрегаты	0,25—7 (10)
макроагрегаты	> 7 (10)

Согласно Н. А. Качинскому, *почвенная структура* — это совокупность агрегатов различной величины, формы, порозности, механической прочности и водопрочности, характерных для каждой почвы и ее горизонтов. При этом под агрегатами понимается совокупность механических элементов или элементарных почвенных частиц, взаимно удерживающихся в силу коагуляции коллоидов, склеивания, слипания их в результате действия сил Ван-дер-Ваальса, остаточных валентностей и водородных связей, адсорбционных и капиллярных явлений в жидкой фазе, а также с помощью корневых тяжей, гифов грибов и слизи микроорганизмов.

Учение о почвенной структуре создано трудами П. А. Костычева, В. Р. Вильямса, А. Г. Дояренко, М. Пигулевского, Н. А. Качинского, П. В. Вершинина, Л. Д. Бэвера, И. Н. Антипова-Каратаева; морфологией почвенной структуры специально занимались С. А. Захаров, С. С. Никифоров, Ф. Дюшофур, В. Кубиена, Р. Брюэр, Е. Мюккенхаузен, И. Либерот.

Надо заметить, что с агрофизической и морфолого-генетической точек зрения почвенная структура — это разные понятия. С агрономической точки зрения структурной почвой называется

лишь та, в которой преобладают мезоагрегаты — «агрономически ценные агрегаты», т. е. отдельности размером от 0,25 до 7 (10) мм. Все иные почвы при этом считаются бесструктурными. Соответственно введено представление о *коэффициенте структурности почвы K*:

$$K = a/b, \quad (1)$$

где *a* — количество мезоагрегатов; *b* — сумма макро- и микроагрегатов в почве.

Кроме того, с агрономической точки зрения различаются *истинные* и *ложные агрегаты (псевдоагрегаты)*. Истинные агрегаты имеют большую пористость и водопрочность, а псевдоагрегаты малопористые, плотны и нестойки в воде либо, наоборот, абсолютно водостойки вследствие цементации.

С морфолого-генетической точки зрения структура почвы — это, прежде всего, форма физического проявления ее сложения, т. е. естественной организации твердых компонентов почвы и промежутков между ними. Структура почвы характеризует наличие и взаимное расположение в почвенном теле агрегатов определенной формы и размеров. Если в почве имеются естественные агрегаты какой-то формы, она называется *структурной*. Если почва не распадается на естественные структурные отдельности, а имеет сыпучее состояние, как песок или пыль, то она называется *бесструктурной раздельно-частичной*; если же почва не распадается на агрегаты, а выламывается большими бесформенными массами, то она будет характеризоваться как *бесструктурная массивная*.

В почвах редко присутствуют агрегаты какого-то только одного размера, особенно в верхних горизонтах. Все почвы полиагрегатны. Речь может идти лишь о преобладании каких-то форм и размеров. Распределение структурных агрегатов в массе почвы в соответствии с их размерами (эффективными диаметрами) называется *структурным составом почвы*, который может быть определен простым ситовым анализом (табл. 1).

Таблица 1. Структурный состав обыкновенного чернозема на лессе Одесской области, %

Почва	Глубина, см	Размер агрегатов, мм							K	
		макроагрегаты > 10	мезоагрегаты					микроагрегаты < 0,25		
			10—5	5—3	3—2	2—1	1—0,25			сумма
Неорошаемая	0—26	6,1	22,8	10,7	17,7	9,4	27,2	88,1	5,8	7,4
	32—39	3,5	21,8	24,6	17,6	12,2	17,5	92,8	3,7	12,9
	44—55	8,2	28,3	20,5	12,2	8,7	17,2	86,3	5,5	6,3
После 12 лет орошения	0—20	30,9	14,3	9,0	7,2	7,2	21,6	59,7	9,4	1,5
	30—40	10,2	30,0	25,6	13,9	7,2	10,7	87,1	2,7	6,8
	45—55	17,9	21,6	18,1	11,2	7,2	15,7	74,6	7,5	2,9

Форма и размеры структурных агрегатов почвы имеют диагностическое значение, а потому систематизированы определенным образом (табл. 2). В СССР принята классификация почвенной структуры, основы которой были заложены С. А. Захаровым, в которой выделяются три типа (по развитию осей) и несколько родов (по форме) и видов (по размеру):

I. *Округло-кубовидная* структура при более или менее равномерном развитии по трем осям, характерная для верхних гумусовых горизонтов почв; в пределах этого типа выделяется 7 родов структуры:

— *глыбистая* — неправильная форма и неровная поверхность агрегатов, характерна для глеевых, слитых, выпаханных горизонтов, а также на переходе к горизонту С на рыхлых породах;

— *комковатая* — округлая форма с шероховатой поверхностью без выраженных ребер и граней, характерна для гумусовых и метаморфических горизонтов;

— *пылеватая* — мельчайшие микроагрегаты, форма которых неразличима невооруженным глазом, характерна для выпаханных и элювиальных горизонтов;

— *ореховатая* — более или менее правильные остросереберные агрегаты, напоминающие буковые орешки, характерна для верхней части иллювиального горизонта и метаморфических горизонтов,

— *зернистая* — более или менее правильная форма с выраженными гранями и ребрами, напоминающая гречневую крупу, характерна для гумусовых горизонтов лугово-степных почв, особенно черноземов;

— *конкреционная* — сплошное скопление рыхло располагающихся или частично сцементированных округлых конкреций, как в ортштейне, канкаре или пизолитовом латерите;

— *икряная* — мелкие разной формы, но хорошо оформленные округлые агрегаты образуют сплошную массу.

II. *Призмовидная структура* при выраженном развитии по вертикальной оси, характерная для иллювиальных горизонтов и суглинистых почвообразующих пород; выделяются три рода этой структуры:

— *столбовидная* — правильной формы отдельности с хорошо выраженными вертикальными гранями, округлой «головкой» и неровным основанием, характерна для солонцовых и слитых горизонтов;

— *призмовидная* — вертикально вытянутые отдельности слабо оформлены, с неровными скорлуповатыми гранями и острыми вершинами, округленными ребрами, характерна для нижней части иллювиальных горизонтов и суглинистых почвообразующих пород;

— *призматическая* — грани и ребра вертикальных призм четко выражены, характерна для иллювиальных горизонтов.

III. *Плитовидная структура* при развитии по горизонталь-

ным осям, характерна для элювиальных горизонтов почв; выделяются два рода этой структуры:

— *плитчатая* — при более или менее четко развитых горизонтальных поверхностях спайности;

— *чешуйчатая* — при небольших, несколько изогнутых поверхностях спайности.

Во многих случаях почвы имеют смешанную структуру: комковато-зернистую, ореховато-комковатую, комковато-глыбистую, ореховато-призмовидную и т. п., что означает преобладание в том или ином горизонте структурных отдельностей разной формы и размеров.

Тип структуры определяется характером почвообразования, причем обычно имеет место закономерная смена структуры в почвенном профиле. Характерным примером в этом отношении может быть профиль дерново-подзолистой почвы, где в горизонте А структура комковатая, в Е — пластинчатая, В1 — ореховатая, а в В2 — призматическая. Для черноземов характерна зернистая структура в горизонтах Л и АВ и призматическая в В. Для солонцов характерна столбчатая структура горизонта В.

В образовании почвенной структуры различаются две стадии, обычно протекающие одновременно: во-первых механическое разделение почвенной массы на агрегаты того или иного размера и различной формы и, во-вторых, упрочнение этих агре-

Таблица 2. Размеры структурных агрегатов в почвах, мм

Типы и виды структуры	Размеры агрегатов*	Типы и виды структуры	Размеры агрегатов*
<i>Округло-кубовидная</i>		<i>Мелкостолбчатая</i>	< 30
Крупноглыбистая	> 200	Крупнопризмовидная	> 50
Глыбистая	200—100	Мелкопризмовидная	< 50
Мелкоглыбистая	100 - 10	Карандашная	< 10 - > 50
Крупнокомковатая	10—3	Крупнопризматическая	> 50
Комковатая	3—1	Призматическая	50—10
Мелкокомковатая	1—0,25	Мелкопризматическая	10—5
Пылеватая	< 0,25	Гонкопризматическая	< 5
Крупноореховатая	> 10	<i>Плитовидная</i>	
Ореховатая	10—7	Крупноплитчатая	> 5
Мелкоореховатая	7—5	Плитчатая	5—3
Крупнозернистая	5—3	Пластинчатая	3—1
Зернистая	3-1	Листоватая	< 1
Мелкозернистая (порошистая)	1—0,25	Скорлуповатая	> 3
		Грубочешуйчатая	3—1
		Мелкочешуйчатая	< 1
<i>Призмовидная</i>			
Тумбовидная	> 100		
Крупностолбчатая	100—30		

* Для округло-кубовидной и призмовидной структуры измеряются диаметры отдельностей, для плитовидной — высота (толщина) плиток

готов и приобретение ими оределенного внутреннего строения. В механическом разделении почвы на агрегаты главную роль играют противоположно направленные процессы увлажнения — иссушения, замерзания — оттаивания, нагревания — охлаждения, а также деятельность корневых систем растений и почвенной фауны.

Интенсивно оструктуриванию почвы способствуют корневые системы растений, особенно густые корни дерновинных злаков. Пронизывая почву во всех направлениях в пределах корнеобитаемого слоя, они разрыхляют ее, уплотняют образующиеся агрегаты, оставляют трубчатые ветвистые пустоты после отмирания и разложения. Аналогично действует и почвенная фауна, особенно дождевые черви. Корневая система травянистых растений — это главный фактор образования водопрочной комковатой или зернистой структуры гумусовых горизонтов почв.

Упрочнение структурных агрегатов и приобретение ими внутреннего строения связано с воздействием специфических частных почвенных процессов. При этом большую роль играют как физические адгезионные явления слипания частиц между собой вследствие наличия-поверхностных сил взаимодействия, так и цементация при импрегнировании различными химическими соединениями — клеящими веществами и цементами.

В качестве структурных клеев или цементов в почвах обычно выступают гумус, глинистое вещество, гидроксиды железа и алюминия, карбонат кальция. Гумус действует обычно в виде гуматов металлов: особенно устойчивую структуру дает гумат кальция. Гуматы натрия, обладая большой лиофильностью и подвижностью, пептизируют почвенную массу во влажном состоянии, способствуя при высыхании ее слитости и растрескиванию на грубые столбчатые отдельности. Гуматы железа и алюминия способствуют упрочнению комковатой или ореховатой структуры лесных почв, как и призматической структуры иллювиальных горизонтов. На первых стадиях агрегирования элементарных почвенных частиц большую клеящую роль могут иметь живые клетки населяющих почву микроорганизмов, а также продукты их метаболизма. Бактериальные клетки, как показал Д. Г. Звягинцев, интенсивно адсорбируются почвенными частицами, образуя микроконгломераты, а наиболее мелкие минеральные частицы, наоборот, могут адсорбироваться на бактериальных клетках.

В зависимости от характера почвенных агрегатов, их формы и размера, а также от характера их упаковки в объеме почвы формируется почвенная порозность — весьма важное свойство почвы, в значительной степени определяющее ее плодородие.

1.9. Порозность почв

Поскольку любая почва всегда обладает определенной порозностью вследствие своей структурности, приходится различать два показателя плотности ее сложения:

— *плотность почвы* (объемный вес почвы, объемная масса почвы, кажущийся удельный вес почвы, удельный вес скелета почвы — все это устаревшие синонимы, употребляющиеся в литературе) — масса сухого вещества почвы (M) в единице ее объема ненарушенного естественного сложения (V), выраженная в г/см^3 или т/м^3 :

$$d_v = M/V; \quad (2)$$

— *плотность твердой фазы почвы* (син.: удельный вес почв) — средняя плотность почвенных частиц — масса сухого вещества почвы (M) в единице его истинного объема (V_s), т. е. в единице объема твердой фазы почвы, выраженная также в г/см^3 или т/м^3 :

$$d = M/V_s. \quad (3)$$

Поскольку порозность почвы определяется соотношением и взаимным расположением почвенных частиц или их агрегатов и пустот между ними, общая порозность почвы (в %) может быть определена путем сопоставления плотности почвы и плотности ее твердой фазы согласно уравнению

$$P = (d - d_v)/d \cdot 100, \quad (4)$$

получаемому из простого представления о том, что объем почвенных пор $V_p = V - V_s$, а порозность (в %) $P = (V - V_s)/V \cdot 100$.

Порозность почвы, а соответственно и ее плотность — величины динамичные и могут существенно меняться в зависимости от состояния почвы. В частности, сильное воздействие на эти параметры оказывают машинная обработка почв (вспашка, культивация, прикатывание), орошение, проезд машин по поверхности. Динамичны они и в процессе почвообразования. Поэтому, говоря о плотности какой-то почвы, скажем $1,2 \text{ г/см}^3$, имеют в виду либо ее значение в данный момент, либо некоторую равновесную плотность.

Общая порозность почвы складывается из порозности ее агрегатов и пор между агрегатами. Порозность отдельного агрегата ($P_{\text{арп}}$, %) определяется по формуле

$$P_{\text{арп}} = (1 - M_{\text{арп}}/V_{\text{арп}} d) \cdot 100 \quad (5)$$

где $M_{\text{арп}}$ — масса сухого агрегата, г; $V_{\text{арп}}$ — его объем, см^3 . Соответственно порозность всех агрегатов почвы (в%) может быть определена как

$$P_{\Sigma \text{арп}} = (P_{\text{арп}}(100 - P))/(100 - P_{\text{арп}}). \quad (6)$$

Межагрегатная порозность (в%) тогда определится из уравнения

$$P_{\text{агр}} = P - P_{\Sigma \text{агр}} \quad (7)$$

Приведенные уравнения для агрегатной и межагрегатной порозности справедливы лишь в том случае, если вся почва хорошо и полностью агрегирована; если имеется в почве распыленная неагрегированная часть, приходится вносить поправку на содержание агрегатов в общем объеме почвы, что можно сделать на основе данных структурного анализа.

Поскольку вода и воздух в почвенных порах являются антагонистами (чем больше воды в почвенных порах при их неизменном объеме, тем меньше воздуха, и наоборот), важно знать соотношение пор, занятых водой и воздухом в тот или иной момент или в том или ином состоянии, которое определяется влажностью почвы.

Относительный объем пор, занимаемых прочносвязанной водой (в %):

$$P_{\text{мг}} = (W_{\text{мг}} \cdot d_v) / 1,5, \quad (8)$$

где $W_{\text{мг}}$ — максимальная гигроскопичность почвы, % по массе; 1,5 — плотность прочносвязанной воды.

Относительный объем пор, занятых рыхлосвязанной водой (в %):

$$P_{\text{р св}} = (0,5 W_{\text{мг}} d_v) / 1,25 = (W_{\text{зав}} - W_{\text{мг}}) d_v / 1,25, \quad (9)$$

где $W_{\text{зав}}$ — влажность завядания, % по массе; 1,25 — плотность рыхлосвязанной воды.

Наконец, относительный объем пор, занятых капиллярной водой (в %):

$$P_{\text{кап}} = (W_{\text{нв}} - 1,5 W_{\text{мг}}) d_v = (W_{\text{нв}} - W_{\text{зав}}) d_v, \quad (10)$$

где $W_{\text{нв}}$ — наименьшая влагоемкость почвы (см. гл. 6), % по массе.

Общая порозность, занятая разными категориями воды или при различной влажности почвы (в %), соответственно составит:

$$P_w = P_{\text{мг}} + P_{\text{р св}} + P_{\text{кап}} \quad (11)$$

Тогда порозность аэрации (в %) будет равна:

$$P_{\text{аэр}} = P - P_w \quad (12)$$

Описанное соотношение различной порозности почв было разработано Н. А. Качинским под названием *дифференциальной порозности почвы*.

Почвы довольно существенно различаются между собой по порозности; различна порозность почв и в разных горизонтах профиля (табл. 3).

В общем случае можно сказать, что чем больше в почвах органического вещества, чем лучше они оструктурены, тем выше их общая порозность, а следовательно, тем лучше их водно-

физические и воздушно-физические свойства, определяющие плодородие. Однако существенные поправки в это общее положение может внести соотношение между внутри- и межагрегатной порозностью, крупными и тонкими порами. Важное значение имеет и реальная конфигурация почвенных пор, связанных с их происхождением в почвенной массе:

- *плоскопараллельные трещины* (поры растрескивания, упаковки) — это крупные поры с относительно параллельными стенками, вытянутые в одном направлении, формирующиеся в результате сжатия (усадки) почвенной массы в процессах увлажнения — обсыхания, нагревания — охлаждения, замерзания — оттаивания, просадки. Они могут быть ориентированы вертикально, горизонтально, косо или образовывать сеть разной густоты; трещины составляют основной объем межагрегатной порозности;
- *нерегулярные поры* (поры растрескивания, упаковки) — вытянутые или компактные пустоты неопределенной формы, открытые или замкнутые, внутри агрегатов или между ними;
- *камерные поры* (поры упаковки, выщелачивания, газовой выделения) — округлые относительно крупные поры внутри агрегатов;
- *пузырьковые поры* (поры выщелачивания, газовой выделения) — округлые очень мелкие поры внутри агрегатов, имеющие форму сфер или эллипсоидов;
- *трубчатые поры* (норы-ходы) — более или менее цилиндрические, вытянутые в одном направлении поры, простые или дендритовые, закрытые или открытые, ориентированные в разных направлениях.

Общая характеристика почвенных пор была дана Н. А. Качинским, который выделял: *микropopы* диаметром до 0,01 мм; *тонкие капиллярные поры* внутри комков диаметром более 0,01 мм.

Таблица 3. Общая порозность (скважность) разных типов почв

Глубина, см	Дерново-подзолистая супесчаная почва Архангельской области		Дерново-подзолистая суглинистая почва Московской области		Торфяная почва Мурманской области		Обыкновенный суглинистый чернозем Воронежской области		Южный суглинистый чернозем Одесской области	
	горизонт	порозность, %	горизонт	морозность, %	горизонт	порозность, %	горизонт	порозность, %	горизонт	порозность, %
0—10	A	54,6	Ap	48,9	T'	90,5	Ap	62,8	Ap	57,3
10—20	E	47,9	»	48,9	»	90,5	»	61,7	»	52,1
20—30	»	41,4	E	41,8	T''	88,6	A	63,0	A	51,6
30—40	B1	42,9	»	41,8	»	88,6	»	58,9	»	50,8
40—50	B2	41,0	B1	39,4	T'''	91,2	AB	59,4	AB	49,6
50—60	»	39,6	»	39,4	»	91,2	»	52,7	»	46,7

занятые водой и воздухом; *средние поры* в комках — ячейки, каналы, которые при увлажнении наполняются водой, а после высыхания — воздухом; *капиллярные поры на стыке комков*, большей частью заполненные водой в естественных условиях; *крупные поры между комками*, почти всегда заполненные воздухом (в незатопленных почвах).

Стенки пор могут быть построены из различного почвенного материала: неизменной основы, зерен скелета, плазменного материала (глинистое вещество, гумус, гидроксиды и т. д.), солей, осажденных из растворов на стенке в поре или выделенных в пору основой.

Обычно в каждом элементарном объеме почвы имеется комбинация пор всех форм, размеров и генезиса, дающая в целом очень сложную суммарную характеристику общей порозности.

1.10. Микросложение почв

Под *микросложением почв* (микростроение по Е. И. Парфеновой и Е. А. Яриловой, 1977) понимается то сложение почвенного материала, характеристическое для разных почвообразующих пород, почв и специфических почвенных горизонтов, которое наблюдается с помощью микроскопа в тонких шлифах почв ненарушенного строения. Обычно это сложение почвенных агрегатов, включая особенности их поверхности. Микросложение почв изучается в разделе почвоведения — *микроморфологии почв*.

Развитие микроморфологии почв как раздела почвоведения связано с именем австрийского почвовед Вальтера Кубиены, опубликовавшего в 1938 г. книгу «Микропочвоведение», где он систематически изложил новые представления о микросложении почв и ввел соответствующую терминологию. Большой вклад в развитие микроморфологии почв внесли И. И. Феофарова, Е. И. Парфенова, Е. А. Ярилова, Н. Г. Минашина, Г. Альтемюллер, А. И. Ромашкевич, Р. Брюэр, А. Йонгериус, В. В. Добровольский, Г. В. Добровольский, С. А. Шоба, М. И. Герасимова.

Микросложение почвы в принципе повторяет ее макросложение, однако имеет и некоторые специфические особенности, не видимые невооруженным глазом. Это та же структурная многофазная система, основа которой или матрица представлена твердой фазой почвы, включающей почвенную плазму и зерна скелета.

Матрица почвы — это ее каркас, состоящий из твердых частиц почвы или их микроагрегатов с пустотами (порами) между ними. Представление о почвенной матрице, плазме и скелете, резко различающихся по своей роли в почвообразовании, было введено В. Кубиеной (1938).

Плазма почвенного материала — это та его часть, которая способна к перемещению, реорганизации и (или) концентрации в процессе почвообразования; она включает весь материал коллоидного размера, минеральный или органический, и относитель-

но растворимый материал, не связанный в зернах скелета. Часто используемыми синонимами понятия «плазма» являются «тонкодисперсная часть (масса) почвы» и «глинистая масса». Плазма почвы представлена в основном глинистыми минералами, свободными полуроторными оксидами, гумусом.

Скелетные зерна почвенного материала — это индивидуальные зерна, исключая морфологически выраженные отдельности новообразований (см. ниже), относительно устойчивые и нелегко перемещаемые, концентрируемые или реорганизуемые в процессе почвообразования; они включают минеральные зерна и устойчивые кремниевые либо органические компоненты (элементарные почвенные частицы) крупнее коллоидного размера.

Таким образом, *микросложение почвы* — это пространственное соотношение (форма, размеры, расположение) матрицы, включающей скелет, плазму и поры, и почвенных микроновообразований (рис. 6).

Для большинства почв характерна *микроразнональность сложения*: неоднородность окраски всей почвенной массы или отдельных ее частей, различия в агрегированности, зоны повышенной или пониженной концентрации тех или иных компонентов, различия в соотношении между скелетом, плазмой и новообразованиями. Микроразнональность может проявиться и по какому-то одному компоненту, например по гумусу, соединениями железа, гипсу, кальциту, соевым выделениям. Согласно А. И. Ромашкевич и М. И. Герасимовой (1982), можно выделить следующие проявления микроразнональности в микросложении почв.

1. Микроразнональность в распределении оксидов и гидроксидов железа, проявляющаяся как при автоморфном почвообразовании на породах с неоднородным распределением железосодержащих минералов, так и, особенно, при гидроморфном почвообразовании при оглеении и псевдооглеении, в результате которых имеет место сегрегация соединений железа.

2. Микроразнональность в распределении глинистого вещества, часто унаследованная от осадочных почвообразующих пород или



Рис. 6. Микросложение почвы, наблюдаемое под микроскопом в шлифе ненарушенного строения:

1 — плазма, 2 — зерна скелета, 3 — поры, 4 — микроконкреция

появляющаяся при неоднородном распределении в исходных породах легковыветривающихся минералов. Обычным случаем такой микрозональности служит образование натечков тонкодисперсного материала в иллювиальных горизонтах.

3. Микрозональность по гумусу наблюдается в большинстве почв, отражая локальную концентрацию органических остатков в почве на разных стадиях гумификации. Она может быть связана с наличием в почве копролитов (экскрементов почвенной фауны).

4. Микрозональность, связанная с миграцией солей в порах: максимальная концентрация солей на стенках пор и минимальная внутри микроагрегатов.

5. Микрозональность переорганизации почвенной массы, связанная обычно с изменением условий почвообразования, часто при антропогенных воздействиях.

Микрозональность в почвах четко выражена и с точки зрения биологической активности, что объясняется локализацией живого вещества в почвах — корневых систем растений, ходов и жилищ почвенной фауны и особенно колоний микроорганизмов. Последние концентрируются на стенках пор, на гумусовых сгустках, на частицах разлагающихся растительных и животных остатков, адсорбируются на поверхности глинистых минералов.

Микрозональность сложения почвы формируется уже на самых начальных стадиях почвообразования на скальных горных породах, поскольку преобразование породы в почву происходит не фронтально, а по микрозонам. На осадочных породах на начальных этапах почвообразования происходит микрозональная переориентация глинистого вещества.

В общем можно сказать, что чем моложе почва, тем более контрастно выражена в ней микрозональность сложения. С развитием почвообразования имеет место гомогенизация почвенного материала и его микросложения. Однако на этот общий процесс гомогенизации накладываются частные почвенные процессы, приводящие к новой микрозональности. Даже в наиболее гомогенных гумусовых горизонтах А черноземов наблюдается микрозональность в формах выделения гумуса, степени гумусированности, характере ориентации глинистого вещества. На стадии развитого почвообразования таким образом приобретенная при первичном почвообразовании микрозональность может сохраниться, уменьшиться вплоть до исчезновения или, наоборот, усилиться, *либо* приобрести новый характер.

Следующий пример микрозональности в профиле дерново-подзолистой глееватой почвы дает представление об общем характере микрозональности почв:

в горизонте А — микрозоны гумусонакопления с концентрацией сгустков органического вещества; элювиальные микрозоны, отмытые от тонкодисперсного материала;

в горизонте Е — элювиальные микрозоны, отмытые от тонкодисперсного материала; микрозоны иллювиирования с натечками

глинистого материала, особенно обильные в нижней части; микрозоны сегрегации железистых соединений;

в горизонте В — микрозоны, сохранившие сложение материнской породы; микрозоны иллювиирования с натеками глинистого материала; элювиальные микрозоны, отмытые от тонкодисперсного материала;

в горизонте Вg — микрозоны горизонта В плюс четко выраженные микрозоны концентрации гидроксидов железа (микрозоны окисления) и микрозоны осветления (микрозоны восстановления).

А. И. Ромашкевич и М. И. Герасимова (1982) привели пример микрозонального горизонта АЕ серой лесной почвы, в котором выделяются следующие микроучастки: 1) вымывания тонкодисперсного материала; 2) вмывания тонкодисперсного материала; 3) аккумулятивные со значительным количеством глинисто-гумусовых образований; 4) стяжения гидроксидов железа в виде микроконкреций и диффузных колец-оболочек.

Микрозональность сложения почв имеет крайне важное значение для их плодородия, ибо с ней связаны процессы корневого питания растений. Соответственно, задача земледельца — добиться как можно более гомогенного корнеобитаемого слоя для культурных растений.

При рассмотрении микросложения почв основное внимание обращается на взаимное расположение скелета, плазмы и пор в матрице. По этому показателю В. Кубиена (1938) и затем Р. Брюэр (1964) выделили 4 типа «основной структуры» почвы, а Е. И. Парфенова и Е. А. Ярилова (1977) — 7 типов «Элементарного микростроения» (рис. 7).

Песчаное (гранулярное) — в шлифах видны соприкасающиеся или близко расположенные зерна скелета крупнее 0,1 мм; плазма отсутствует или ее очень мало, в виде пленок на минеральных зернах или в небольшом количестве между зернами; характерны поры упаковки (зернистая основная структура по Кубиене — Брюэру) (рис. 7, а).

Плазменно-песчаное (агломератное) — рыхло расположенные песчаные зерна крупнее 0,1 мм, между которыми находится скоагулированная плазма в виде сгустков (агломероплазмовая основная структура по Кубиене — Брюэру) (рис. 7, б).

Песчано-пылеватое — песчаные зерна крупнее 0,1 мм беспорядочно расположены в плотной пылеватой массе с малым количеством плазмы (рис. 7, в).

Песчано-плазменное (порфиоровидное) — характеризуется присутствием материала в основном двух размерных категорий: плазмы (часто глинистой или включающей пылеватые частицы), которая может быть как неагрегированной, так и агрегированной, и рассеянных в ней песчаных зерен крупнее 0,1 мм (порфироскелетная основная структура по Кубиене — Брюэру) (рис. 7, г).

Плазменно-пылеватое — скелет состоит в основном из зерен

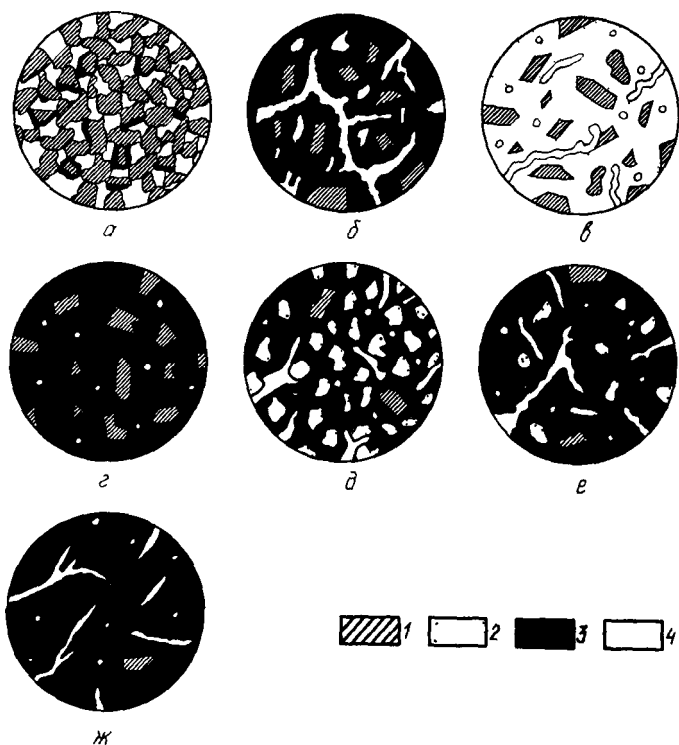


Рис 7 Схемы типов элементарного микростроения почвы (типы матрицы микростроения)
а — песчаное (гранулярное), *б* — плазменно песчаное (агломератное), *в* — песчано пылеватое, *г* — песчано-плазменное (порфиридовидное), *д* — плазменно-пылеватое *е* — пылевато-плазменное, *ж* — плазменное, 1 — песчаные зерна скелета, 2 — пылеватые зерна скелета пылеватая масса, 3 — плазма, 4 — поры

размера пыли (0,05—0,005 мм), густо расположенных в плазме; возможны вкрапления песчаных зерен; плазма бывает агрегированной и неагрегированной (рис 7, *д*)

Пылевато-плазменное — зерна скелета размера пыли (0,05—0,005 мм) редко рассеяны в агрегированной или неагрегированной (плотной) плазме (рис. 7, *е*)

Плазменное — скелет почти полностью отсутствует или его может быть очень мало; плазма преимущественно плотная (рис. 7, *ж*)

В понятие элементарного микростроения почвы включается также характер агрегированности материала. Соответственно выделяется несколько типов микроструктур почвы: поровая микроструктура с изолированными порами; губчатая, с обособленными агрегатами; микроструктура растрескивания с изолированными

трещинами, с редкими пересекающимися трещинами, с обособленными блоками; неагрегированная масса без пор и трещин.

Характеристическим для разных типов почв и почвенных горизонтов служит также строение тонкодисперсного материала — плазмы. При этом введено понятие о *псевдокристалле* как агрегате глинистых частиц, под которым понимается объединение или ориентация групп глинистых частиц под влиянием сил притяжения водных пленок на их поверхности. Псевдокристаллы обнаруживают оптические свойства, как и индивидуальные кристаллы.

В почвах обычно встречаются две формы глинистых псевдокристаллов: чешуйка и волоконце, различие между которыми сводится к степени удлиненности по одной из осей. Встречается иногда и зернистая форма псевдокристаллов в виде разного размера овальных образований.

Типы микростроения плазмы создаются ориентацией псевдокристаллов глинистой массы, среди которых выделяются чешуйчатое, спутанно-волоконистое или спутанно-полосчатое, перекрестно-волоконистое, параллельное, кольцевое и натечное (Т. Д. Морозова, 1965) либо чешуйчатое (тонкочешуйчатое, крупночешуйчатое, рыхлочешуйчатое, связночешуйчатое), волоконистое (беспорядочно-волоконистое, параллельно-волоконистое, перпендикулярно-волоконистое или сетчатое, спутанно-волоконистое) и зернистое строение (А. И. Ромашкевич и М. И. Герасимова, 1982).

Глинистые частицы обладают ярко выраженной способностью ориентироваться определенным образом в отношении друг друга, что и приводит к образованию их агрегатов (псевдокристаллов), создающих то или иное микростроение почвенной плазмы. Такие образования в почвах получили название ориентированных или оптически ориентированных глин.

Плазма, состоящая преимущественно из органических (гумусовых) веществ или гумусо-минеральных комплексов, также имеет специфические особенности строения, типология которых детально разработана в микроморфологии почв.

В микроморфологии органического вещества почвы выделяются следующие компоненты: 1) растительные остатки разной степени разложения; 2) аморфный гумус — хлопьевидные сгустки; 3) гумоны — округлые полупрозрачные и непрозрачные плотные тела с более или менее четкими границами размером 5—8 мк; 4) тонкодисперсный подвижный гумус в виде темно-бурых полос или натеков; 5) гумусо-глинистая плазма плотного строения.

1.11. Новообразования в почве

Под *новообразованиями* в почвах понимаются *морфологически оформленные выделения и скопления вещества в почвенном материале, отличающиеся от вмещающего их почвенного материала по составу и сложению и являющиеся следствием*

почвообразовательного процесса. Новообразования могут находиться как внутри почвенных агрегатов (структурных отдельных частей), так и на их поверхности или между ними в порах и трещинах.

Характеристика почвенных новообразований была разработана С. А. Захаровым (1930) и затем постепенно дополнялась Р. Брюэром (1964), А. В. Македоновым (1966), В. А. Ковдой (1973), Б. Г. Розановым (1976, 1983). С одной стороны, почвенные новообразования, включая их макро-, мезо- и микроформы, классифицируются по составу, с другой — по форме. Были попытки классифицировать почвенные новообразования и по их происхождению.

Первую систематику макроформ почвенных новообразований дал С. А. Захаров (1930), разделивший их на две большие группы: химического и биологического происхождения. К первой группе им были отнесены налеты, выпцветы, примазки, натёки, корочки, прожилки, трубочки, конкреции, стяжения, прослойки, состоящие из легкорастворимых солей, гипса, карбоната кальция, полуторных оксидов, соединений железа (II), кремнезема, гумусовых веществ. Ко второй группе он отнес червороины, коп-ролиты, дендриты, кротовины, корневины.

Весьма полная морфологическая система почвенных новообразований, включая микроформы, была предложена Р. Брюэром (1964), который выделил следующие их виды.

Кутаны — изменения текстуры или сложения на природных поверхностях в почвенном материале вследствие концентрации каких-либо компонентов почвы либо модификации плазмы *in situ*. По тем поверхностям, на которых они образованы, они делятся на кутаны зерен, агрегатов, каналов, поверхностей агрегатов и пор. По минералогическому составу они делятся на аргилланы — глинистые пленки; сескваны — пленки из полуторных оксидов; манганы — пленки оксидов марганца; солюаны — налеты водорастворимых солей, карбоната кальция, гипса; силаны — кремнеземистые пленки; скелетаны — налеты из скелетных зерен; сложные кутаны, состоящие из комплекса различных соединений, например железогумусовые, глинисто-гумусовые. Генетически кутаны могут быть иллювиальными, диффузионными, стрессовыми и комплексными. Четко слоистые, представленные слоистыми глинами струйчатого строения кутаны выделяются под названием *стриан*.

Педотубулы — новообразования, состоящие из почвенного материала и имеющие трубчатую внешнюю форму в виде простых или ветвящихся трубок с относительно резкими внешними границами. Среди них выделяются гранотубулы — зернистого сложения благодаря обилию зерен скелета; агротубулы — микроагрегатного сложения при равном участии скелета и плазмы; изотубулы — порфиривидного сложения при равном участии скелета и плазмы; стритотубулы — струйчатого сложения при равном участии скелета и плазмы; сложные педотубулы — обладаю-

щие порозностью и имеющие кутаны на поверхности или в порах. По составу трубки могут быть органическими (корневины, червоины, корневые чехлики), полутораоксидными, кремневыми, кальцитовыми, гипсовыми, солевыми. По происхождению материала трубки делятся на: ортотубулы, состоящие из материала вмещающего горизонта; метатубулы, состоящие из материала других горизонтов; паратубулы, состоящие из материала, иного по отношению к материалу почвенного профиля.

Глобулы — новообразования округлой формы, отличающиеся концентрацией какого-то материала и строением от вмещающего материала и отделяющиеся четкими границами. По своему строению они могут быть недифференцированными, концентрическими, слоистыми, ориентированными и пористыми. По составу глобулы могут быть полутораоксидными, марганцевыми, карбонатными, гипсовыми, кремневыми, глинистыми. По форме они классифицируются на желваки (нодули) — плотные с недифференцированным внутренним строением, округлой неправильной формой и резкими границами; конкреции — с концентрическим строением вокруг точечного центра; септарии — с нерегулярной серией радиальных и сферических трещин десквамации; педоды — пустотелые глобулы; глобулярные облака — диффузная аккумуляция материала вокруг точечного центра; папулы — слоисто-глинистые глобулы с резкими границами.

Кристаллярии — одиночные кристаллы или скопления кристаллов вне почвенной матрицы, по форме сопоставимые с теми порами, в которых они образуются. Они делятся на кристаллические трубки, кристаллические камеры, кристаллические прослой и включенные кристаллы.

Субкутаные новообразования — различимые по текстуре, структуре и сложению от матрицы образования, имеющие вещественную связь с вмещающим материалом и образующиеся близ поверхностей агрегатов, но не непосредственно на поверхностях в отличие от кутан. Они делятся на некутаны — аналогичные кутанам образования, возникающие в поверхностных слоях агрегатов, но не натечные пленки, а уплотнения материала самого агрегата, и квазикутаны — аналогичные некутанам образования, но не непосредственно у поверхности.

Фекальные таблетки — экскременты почвенной фауны, копролиты, одиночные или сложные (кучками).

Новообразования в почвах — это всегда результат почвообразования, какого-то элементарного или общего почвенного процесса, характерный для определенного типа почвы. Поэтому они имеют важное диагностическое значение. В соответствии с происхождением можно выделить следующие группы почвенных новообразований.

Элювиальные новообразования — кремнеземистая присыпка, скелетаны, белесые пятна кремнезема.

Иллювиальные новообразования — известковые, марганцевые, железистые, кремнеземистые, глинистые, гумусовые или

сложные налеты, выцветы, примазки, натеки, корочки, прожилки, конкреции, стяжения, прослой самых разнообразных форм.

Гидрогенные новообразования — все новообразования легко-растворимых солей, ангидрита, гипса, извести, полуторных оксидов, кремнезема разной формы и строения, связанные в своем генезисе с грунтовыми водами, особенно внутрисочвенные коры и прослой.

Диффузионные (сегрегационные) новообразования — железистые конкреции и желваки

Стрессовые новообразования — неокутаны и квазикутаны, сликкенсайды (поверхности скольжения).

Метаморфические новообразования — пятна и глазки ярозита, глеевые пятна, фраджипэн, плинтит.

Прикорневые новообразования — прикорневые сидеритовые, известково-гипсовые или кремниевые конкреции, трубки разного состава, корневые чехлики, корневины, «глинистые корни».

Биогенные новообразования — червороины, кротовины, коп-ролиты.

Унаследованные новообразования — новообразования, которые сформировались в почвообразующей породе при ее образовании или отложении.

Реликтовые новообразования — новообразования древних стадий почвообразования, не связанные с современными почвенными процессами.

Почвенные новообразования весьма специфичны. Каждый тип почвы характеризуется своим особым набором и соотношением новообразований, их специфическим положением в профиле, приуроченностью к определенным генетическим горизонтам. Имеет место и природная география, зональность, геохимическая провинциальность почвенных новообразований.

1.12. Включения в почве

Включения в почве — это случайные органические или минеральные тела или предметы, генетически не связанные с почвенными процессами. Они группируются в четыре группы по своему происхождению.

Литоморфы — обломки камней, галька, валуны, случайно рассеянные в почве и являющиеся частью почвообразующей породы (угловатые, окатанные в разной степени).

Криоморфы — различные формы льда, связанные с сезонным или многолетним промерзанием почвы: конкреции, линзы, прожилки, прослой.

Антропоморфы — обломки кирпича, осколки стекла или фарфора, черепки, остатки захоронений, построек, металлические предметы и пр., связанные с деятельностью человека.

Биоморфы — а) фитоциты (фитолитарии) и зоолиты — правильные кристаллы либо их обломки или сростки, представленные кварцем (кристоалит), оксалатом или карбонатом каль-

ция, а также аморфные опаловые образования, сформированные в тканях растений или животных и после их отмирания попадающие в почву; б) кости животных, естественно захороненные в почве; в) раковины моллюсков; г) захороненные остатки корней, стеблей, стволов растений; д) окремненные, обызвесткованные, загипсованные или ожелезненные остатки растений — окаменелости.

Глава вторая

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОЧВ

2.1. Формирование гранулометрического состава почв

Подавляющая часть почв, исключая примитивные и слабобразованные почвы на скальных породах и некоторые специфические типы почв преимущественно в горных районах, формируется на рыхлых отложениях, которые являются продуктами выветривания, т. е. разрушения, преобразования и переотложения исходных плотных пород, и представляют собой смесь минеральных частиц различной крупности, называемых *механическими элементами*. При этом соотношение частиц разного размера может быть весьма различным в зависимости от характера исходной породы, направления (типа), интенсивности и длительности выветривания, определяя тот или иной гранулометрический (механический) состав отложений или элювия породы и соответственно, формирующихся на них почв.

Гранулометрическим (механическим) составом почвы называется массовое соотношение (относительное содержание в процентах) в ее составе твердых частиц (механических элементов) разной крупности, выделяемых в пределах непрерывного ряда определенных условных групп крупности (гранулометрических фракций). При этом имеется в виду, что механические элементы почв представлены мономинеральными или полиминеральными (если это обломки соответствующей плотной породы) зернами и органическими и (или) органоминеральными гранулами, свободно суспендируемыми в воде после разрушения клеящих материалов; существование и целостность механических элементов определяется силами молекулярных взаимодействий.

Гранулометрический состав почв в значительной степени унаследован от соответствующих почвообразующих (материнских) горных пород и в своих основных чертах мало меняется в процессе почвообразования.

При почвообразовании на плотных скальных горных породах протекающее одновременно с ним выветривание приводит к физическому дроблению породы на механические элементы разной крупности. Гранулометрический состав продуктов выветри-

вания (элювия) плотных пород тесно связан с их минералогическим составом: кислые, богатые кварцем породы дают при выветривании много крупнодисперсного песчаного материала; элювий основных, богатых легковыветривающимися минералами пород обогащен тонкодисперсными глинистыми частицами. Элювий известняков, мергелей обычно имеет глинистый состав.

Гранулометрический состав рыхлых почвообразующих пород обуславливается их происхождением и характером исходного материала. В процессе разрушения, транспортировки водными, ветровыми или склоновыми гравитационными потоками и переотложения продуктов выветривания горных пород происходят их сортировка и разделение в пространстве на грубообломочные, песчаные, пылеватые или глинистые поверхностные отложения. *Аллювиальные* и эоловые отложения при этом обычно становятся относительно гомогенными, хорошо отсортированными, разделяющимися в пространстве по крупности преобладающих в них частиц на пески, суглинки, глины. Гляциальные, флювиогляциальные и делювиальные наносы обычно плохо сортированы. Имеется закономерное изменение степени сортированности и дисперсности материала по направлению движения потока, поскольку грубые частицы оседают ближе к источникам материала, а тонкодисперсные дальше.

Частицы разной крупности имеют обычно различный минералогический, а следовательно, и химический состав. Крупные частицы большей частью представлены кварцем, пылеватые — кварцем и полевыми шпатами, тонкодисперсные — вторичными глинистыми минералами.

В почвах механические элементы не только унаследуются от исходной материнской породы, хотя основная их часть имеет именно такое происхождение, но образуются и в процессе почвообразования. Поэтому механические элементы почв могут быть минеральными, органическими или органоминеральными. Соответственно почвенные механические элементы могут быть первичными (унаследованными) либо вторичными (новообразованными).

2.2. Классификация механических элементов почв

Как правило, почвы бывают не монодисперсными, а представляют собой смесь механических элементов самых различных размеров. На основе различий в водно-физических и химико-минералогических свойствах механические элементы сгруппированы в пределах определенных размерных интервалов — гранулометрических фракций. В советском почвоведении приняты номенклатура и подразделение гранулометрических фракций, в основе разработанные А. Н. Сабаниным и В. Р. Вильямсом и впоследствии уточненные Н. А. Качинским. Ниже приведена классификация механических элементов (Н. А. Качинский, 1965):

Фракции		Размер, мм	Фракции		Размер, мм
Камни.		> 3	Пыль		
Гравий.		3—1	крупная		0,05—0,01
Песок			средняя		0,01—0,005
крупный.		1—0,5	мелкая		0,005—0,001
средний.		0,5—0,25	Ил		
мелкий.		0,25—0,05	глинистый (гру- бый).	(гру- бый).	0,001—0,0005
			коллоидный (тон- кий).	(тон- кий).	0,0005—0,0001
			Коллоиды.		< 0,0001

Н. М. Сибирцевым были введены широко используемые и сейчас понятия *физическая глина* (сумма частиц мельче 0,01 мм) и *физический песок* (сумма частиц крупнее 0,01 мм), которые выделяются в пределах фракции *мелкозема*, под которым понимается сумма частиц мельче 1 мм. Частицы, включающие камни и гравий, т. е. имеющие размер крупнее 1 мм, называются *скелетом*. Сумма частиц мельче 0,001 мм называется *илистой* или *тонкодисперсной* фракцией. Фракцию крупной пыли (0,05—0,01 мм) иногда называют *лессовидной*, поскольку она составляет основную массу в лессах.

В грунтоведении и инженерной геологии применяется номенклатура механических элементов В. В. Охотина (1933), несколько отличающаяся в деталях от рассмотренной по Н. А. Качинскому

Фракции		Размер, мм	Фракции		Размер, мм
Хрящ и гравий			Песок		
крупный.		> 20	мелкий		0,5—0,25
средний.		20—10	пылеватый		0,25—0,05
мелкий.....10—7		Пыль			0,05—0,01
очень мелкий		7—3	Ил		0,01—0,005
Песок			Глина		
крупный.		3—1	грубая		0,005—0,0002
средний.		1—0,5	тонкая		< 0,0002

В зарубежной научной литературе используется так называемая международная классификация, одобренная Первым международным конгрессом почвоведов в 1927 г.:

Фракции		Размер, мм	Фракции		Размер, мм
Камни, булыжник		> 20	Пыль		
Гравий			песчаная (грубая)		0,06—0,02
грубый.		20—6	средняя		0,02—0,006
мелкий (тонкий)		6—2	мелкая (тонкая)		0,006—0,002
Песок			Глина		< 0,002
грубый.		2—0,6	Коллоиды		< 0,0002
мелкий (тонкий)		0,6—0,2			
очень мелкий					
(очень тонкий)		0,2—0,06			

Несмотря на некоторую условность границ гранулометрических фракций, в целом они отражают реально существующие различия в их свойствах (физических, химико-минералогиче-

ских), что, в свою очередь, обуславливает наличие определенных свойств почв в зависимости от степени участия тех или иных фракций в формировании их гранулометрического состава.

Наглядное представление о различиях в удельной поверхности частиц в зависимости от их размера дают приведенные ниже данные:

<i>Размер фракций, мм</i>	<i>Число кубических частиц в 1 г</i>	<i>Удельная поверхность куб. частиц, см²/г</i>
2—0,2	$5 \cdot 10^2$	20
0,2—0,02	$5 \cdot 10^5$	200
0,02—0,002	$5 \cdot 10^8$	2 000
0,002—0,0002	$5 \cdot 10^{11}$	20 000

Наиболее существенные отличия в свойствах фракций лежат на границе около 0,001 мм. У частиц мельче этого размера, т. е. частиц илистых и, в особенности, коллоидных, в силу высокой дисперсности и особого химико-минералогического состава (преобладание в их составе глинистых минералов, а также гумуса) ярко выражена поглотительная способность: вся емкость поглощения почв, как правило, обусловлена содержанием этих фракций. У частиц менее 0,001 мм хорошо выражена способность к коагуляции с образованием агрегатов, включающих и более крупные частицы, что способствует созданию благоприятных физических свойств почв в целом; вместе с тем при существовании в почве преимущественно вне агрегатов илистые частицы резко снижают ее воздухо- и водопроницаемость.

Во фракциях крупнее 0,001 мм поглотительная способность практически не выражена, так как они представлены преимущественно обломками первичных минералов и содержат ничтожное количество органического вещества (за исключением фракции 0,005—0,001 мм, содержащей некоторую примесь глинистых минералов и гумуса в силу ее переходного к илу характера). Фракция пыли в интервале 0,05—0,005 мм обуславливает способность почв к распылению в сухом состоянии и к сплыванию во влажном, создавая при значительном содержании вне агрегатов неблагоприятные водно-физические свойства почв. Фракции песка (1—0,05 мм), целиком представленные обломками пород и минералов, совершенно лишены поглотительной способности, однако при значительном содержании они обеспечивают хорошую воздухо- и водопроницаемость почв.

2.3. Классификация почв по гранулометрическому составу

Существует несколько классификационных схем для определения гранулометрического состава почв и грунтов в зависимости от соотношения фракций механических элементов. В советском почвоведении принята разработанная Н. М. Сибирцевым и впоследствии уточненная Н. А. Качинским очень удобная для поль-

Таблица 4. Классификация почв по гранулометрическому составу (Н. А. Качинский, 1965)

Содержание физической глины (частиц < 0,01 мм), %			Краткое название почвы по гранулометрическому составу
Почвы подзоли- стого типа почво- образования	Почвы степного типа почвооб- разования	Солонцы и силь- носолонцеватые почвы	
0—5	0—5	0—5	Песок рыхлый » связный Супесь Суглинок легкий » средний » тяжелый Глина легкая » средняя » тяжелая
5—10	5—10	5—10	
10—20	10—20	10—15	
20—30	20—30	15—20	
30—40	30—45	20—30	
40—50	45—60	30—40	
50—65	60—75	40—50	
65—80	75—85	50—65	
> 80	> 85	> 65	

зования классификация почв по гранулометрическому составу, основанная на соотношении физической глины и физического песка (табл. 4).

«Легкими» называются почвы, в гранулометрическом составе которых преобладают крупные фракции. К легким относятся песчаные и супесчаные почвы. «Тяжелые» почвы характеризуются преобладанием в их составе тонких фракций, особенно ила. К тяжелым относятся тяжелосуглинистые и глинистые почвы.

При более детальной характеристике гранулометрического состава в название почвы, взятое в табл. 4, дополнительно вводится преобладающая из трех основных групп фракций (ил, пыль, песок), что позволяет выделить всего 18 групп почв по гранулометрическому составу (табл. 5).

Таблица 5. Детальная классификация почв по гранулометрическому составу (Н. А. Качинский, 1965)

Основное название	Содержание физической глины, %	Название дополнительное	Преобладающие фракции, мм
Глины тяжелые	> 80	Иловатые	< 0,001
		Пылеватые	0,01—0,001
» средние и легкие	60—80	Иловатые	< 0,001
		Пылеватые	0,01—0,001
Суглинки тяжелые	40—60	Круннопылеватые	0,05—0,001
		Иловатые	< 0,001
		Пылеватые	0,01—0,001
		Круннопылеватые	0,05—0,01
» средние	30—40	Иловатые	< 0,001
		Пылеватые	0,01—0,001
		Круннопылеватые	0,05—0,01
» легкие	20—30	Иловатые	< 0,001
		Пылеватые	0,01—0,001
		Круннопылеватые	0,05—0,01
Пески	0—10	Песчаные	> 0,05
		Круннопылеватые	0,05—0,01
		Рыхлые Круннопылеватые	> 0,05 0,05—0,01

Таблица 6. Классификация грунтов по гранулометрическому составу
(В. В. Охотин, 1933)

Название грунта	Содержание частиц, %		
	глина < 0,005 мм	пыль 0,005—0,25 мм	песок 0,25— 2 мм
Глина тяжелая	> 60	—*	—
Глина	60-30	—	Больше, чем пылеватых
Глина пылеватая	> 30	Более, чем каждой из остальных групп порознь	—
Суглинок тяжелый	30-20	—	Больше, чем пылеватых
пылеватый	30-20	Больше, чем	—
тяжелый	20-15	песчаных	—
средний	20-15	—	Больше, чем пылеватых
пылеватый	20-15	Больше, чем	—
средний	15-10	песчаных	—
легкий	15-10	—	Больше, чем пылеватых
пылеватый	15-10	Больше, чем	—
легкий	15-10	песчаных	—
Супесь тяжелая	10-6	—	Больше, чем пылеватых
пылеватая	10-6	Больше, чем	—
тяжелая	10-6	песчаных	—
легкая	6-3	—	Больше, чем пылеватых
пылеватая	6-3	Больше, чем	—
легкая	6-3	песчаных	—
Песок	< 3	< 20	—
Песок пылеватый	< 3	20-50	—
Пыль	< 3	> 50	—

* Прочерк означает, что содержание фракции в расчет не принимается

В грунтоведении и инженерной геологии широко используется классификация, предложенная В. В. Охотиным (табл. 6), в которой учитывается соотношение трех фракций: глины (<0,005 мм), пыли (0,005—0,25 мм) и песка (0,25—2,0 мм).

При полевом описании почв, как правило, приходится проводить определение их гранулометрического состава до проведения лабораторного анализа. С этой целью разработан ряд приемов. Особенно широкое применение в полевой практике находит прием, при котором почва увлажняется до состояния густой пасты и хорошо перемешанная и размятая в руках раскатывается в

Таблица 7. Определение гранулометрического состава почв полевым методом раскатывания шнура (А. Ф. Валюнина, З. А. Корчагина, 1973)

Группа почв по механическому составу	Поведение шнура при раскатывании и свертывании в кольцо
Песок Супесь	Почва не скатывается При скатывании почва распадается на мелкие кусочки и не дает шнура
Легкий суглинок	При раскатывании формируется легко распадающийся на дольки шнур
Средний суглинок	При раскатывании формируется сплошной шнур, который при свертывании в кольцо распадается на дольки
Тяжелый суглинок	При раскатывании легко образуется шнур, который свертывается в кольцо с трещинами
Глина	Шнур легко свертывается в нерастрескивающееся кольцо

шнур толщиной около 3 мм, а затем свертывается в кольцо. В зависимости от поведения шнура при свертывании в кольцо производится классификация почв по гранулометрическому составу по нижеследующим критериям (табл. 7).

2.4.Выражение результатов гранулометрического состава почв

При характеристике гранулометрического состава, как правило, анализируется только мелкоземистая часть, т. е. фракции менее 1 мм, и расчет ведется на мелкозем (содержание скелета обычно незначительно и в расчет не принимается). При этом могут быть утеряны более крупные частицы и (что особенно важно) различные прочные новообразования; их надо учитывать отдельно. При исследованиях каменистых, особенно горных, почв целесообразно производить расчет не только на мелкозем, но и на почву в целом, включая каменистую часть. Подобный пересчет позволяет более рельефно выделить проявление дифференциации профиля в процессе выветривания и почвообразования, в частности процесс оглинивания верхней части профиля. Пример такого пересчета приведен в табл. 8.

При изучении генезиса некоторых типов почв нередко возникает необходимость вычислить содержание только минерального ила, в особенности в органоаккумулятивных горизонтах. Для этого в таблице гранулометрического состава наряду с содержанием общего ила приводятся данные по содержанию ила, обработанного H_2O_2 (с целью удаления органической части ила), что может заметно изменить результаты анализа.

В естественных УСЛОВИЯХ механические элементы в почве практически всегда (исключая горизонты, образованные рыхлыми песками) в той или иной мере скреплены в микроагрегаты, под которыми понимаются агрегаты размером $<0,25$ мм. Содержа-

Таблица 8. Гранулометрический состав подзолистой гумусо-иллювиальной почвы при расчете в процентах на массу почвы в целом (числитель) и на массу мелкозема (знаменатель) (В. О. Таргульян, 1971)

Горизонт и глубина, см	Размер фракций, мм			
	> 1	1 — 0,01	< 0,01	< 0,001
E 14—23	45	$\frac{34}{60}$	$\frac{21}{40}$	$\frac{9}{17}$
Bh1 24—34	40	$\frac{37}{60}$	$\frac{23}{40}$	$\frac{10}{16}$
B2 42—52	60	$\frac{24}{58}$	$\frac{16}{42}$	$\frac{6}{17}$
BC1 62—72	70	$\frac{19}{61}$	$\frac{11}{39}$	$\frac{4}{14}$
BC2 70—100	80	$\frac{12}{59}$	$\frac{8}{41}$	$\frac{3}{16}$

ние в почве различных микроагрегатов, их водопрочность, принадлежит к числу очень важных характеристик почвы.

Сопоставление данных гранулометрического и микроагрегатного анализа позволяет вычислить *фактор дисперсности K*, характеризующий степень разрушения микроагрегатов в воде; вычисляется он по формуле: $K = (a/b) \cdot 100$, где *a* — ил по данным микроагрегатного и *b* — гранулометрического анализ (в %). Чем выше фактор дисперсности, тем менее прочны микроагрегаты, и наоборот. Так, эта величина составляет около 10% для черноземов, а в солонцах может достигать 80%. Образование водопрочных микроагрегатов может быть связано с различными причинами: в почвах степного и аридного почвообразования — с наличием гуматов кальция, карбонатностью почв; в более гумидных почвах — с присутствием полуторных оксидов.

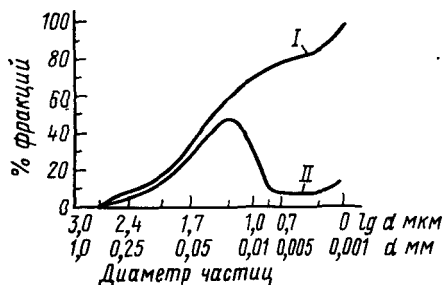


Рис. 8. Выражение результатов анализа гранулометрического состава почвы с помощью интегральной (кумулятивной) кривой — I или дифференциальной кривой — II (А. Ф. Вадюнина, З. А. Корчагина, 1973)

Пример соотношения различных фракций по данным гранулометрического и микроагрегатного анализа для тундровых глеевых почв приведен в табл. 9.

Существуют различные способы выражения результатов гранулометрического анализа почв. Один из наиболее распространенных приведен в табл. 8 и 9. Одна-

ко в ряде случаев для большей наглядности пользуются различного рода графическими способами выражения

Интегральная кривая (рис 8, I) По оси абсцисс откладывают значения диаметра частиц или их логарифмы, по оси ординат в начале откладывают процентное содержание самой крупной фракции, затем сумму процентного содержания каждой последующей и предыдущей фракции

Дифференциальная кривая (рис 8, II) По оси абсцисс откладывают значения диаметра частиц или их логарифмы, по оси ординат — процентное содержание фракций

Профильная диаграмма (рис 9). Составляется при наличии данных гранулометрического анализа по глубинам или горизонтам почвы По оси ординат наносится глубина, а по оси абсцисс — процентное содержание фракций, при этом каждое последующее значение откладывается от предыдущего

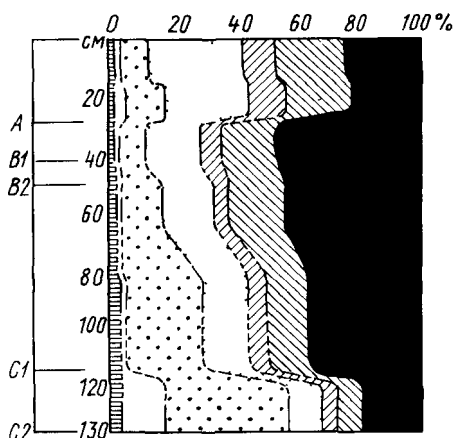


Рис 9 Выражение результатов гранулометрического состава почвы с помощью профильной диаграммы (А. Ф. Вадюнина, З. А. Корчагина, 1973) слева направо потеря от обработки HCl фракции песка среднего и мелкого, пыли крупной, средней и мелкой, ила

Таблица 9. Гранулометрический (в числителе) и микроагрегатный (в знаменателе) состав (в %) тундровой глеевой почвы Таймыра (В. В. Иванов, 1976)

Горизонт и глубина, см	Размер фракций, мм						
	1—0,25	0,25 0,05	0,05— 0,01	0,01 — 0,005	0,005— 0,001	< 0,001	< 0,01
ОА 10—15	10	6	38	10	19	17	46
	12	23	42	5	9	4	18
В 15—25	3	10	26	11	22	28	61
	3	19	38	20	14	6	40

Циклограмма. Процентное содержание фракций различного размера вписывается в круг, принимая длину окружности за 100%, а длину дуги, отвечающей углу 3,6°, соответственно за 1%

2.5. Значение гранулометрического состава почв

Гранулометрический состав почвы является одной из важнейших ее характеристик. В первую очередь, несомненно, нужно отметить большое агрономическое значение этого показателя. Такие важные свойства почв, как фильтрационная и водоудерживающая способность, определяются главным образом гранулометрическим составом, в связи с чем учет последнего играет существенную роль при регулировании водного режима почв и проведении оросительных и осушительных мелиораций. Гранулометрический состав оказывает значительное влияние на скорость просыхания почв, определяет различное сопротивление почв воздействию почвообрабатывающих орудий в связи с неодинаковой липкостью и плотностью у песчаных и глинистых почв. Существенную роль гранулометрический состав играет в тепловом режиме почв: как правило, легкие почвы (пески, супеси) оказываются более «теплыми», т. е. быстрее оттаивают и прогреваются солнцем, что приобретает большое значение на северной границе распространения земледелия. С другой стороны, богатые илистыми частицами суглинистые и глинистые почвы более обеспечены элементами питания по сравнению с супесчаными и песчаными. Ряд сельскохозяйственных культур, в силу их физиологических особенностей, для оптимального развития нуждается в почвах определенного гранулометрического состава. Так, виноградная лоза дает наиболее высококачественную продукцию на щебнистых почвах, табачный лист — на почвах относительно легкого состава. Культуры картофеля, бахчевых и большинства овощей наиболее хорошо произрастают на супесчаных и легкосуглинистых почвах. Почвы легкого гранулометрического состава имеют свободный внутренний дренаж (если не подстилаются более тяжелыми или уплотненными слоями и находятся вне капиллярной каймы грунтовых вод). В тяжелых почвах дренаж более затруднен, они более склонны к развитию восстановительных процессов и внутрипочвенному оглеению даже при отсутствии близких к поверхности грунтовых вод. Особенно существенна роль этих факторов в холодных гумидных районах, где гранулометрический состав часто играет решающую роль в формировании профиля почв по подзолистому или глее-элювиальному типу.

Глава третья

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОЧВ

Основную долю вещественного состава рыхлых почвообразующих пород и почв, за исключением торфяных, образуют минеральные частицы. В зависимости от происхождения и размеров они могут быть разделены на две основные группы. Одну из них составляют зерна первичных минералов, перешедших в мелкозем

из разрушенных плотных изверженных, метаморфических или осадочных пород, другую — тонкодисперсные частицы вторичных, *главным образом глинистых минералов*, которые представляют собой продукт трансформации первичных минералов или новообразованы в ходе выветривания и почвообразования.

3.1. Первичные минералы почв

Первичные минералы почти целиком сосредоточены в гранулометрических фракциях размером более 0,001 мм, так называемой *крупной* фракции почв, что определяется исходными преобладающими размерами минеральных зерен в плотных породах, а также максимальными пределами их дробления при механических и температурных воздействиях.

По соотношению содержания главнейших групп породообразующих минералов *рыхлые почвообразующие породы* (и соответственно формирующиеся на них почвы) существенно отличаются от плотных пород: по сравнению с магматическими породами они характеризуются резким уменьшением содержания полевых шпатов, пироксенов, амфиболов, а по сравнению с плотными метаморфическими и осадочными породами, кроме того, уменьшением количества слюд, карбонатов на фоне абсолютного доминирования в составе первичных минералов кварца. Обусловлено это тем, что рыхлые почвообразующие породы, за исключением элювия, образованного из изверженных пород *in situ*, представляют собой продукт многократного переотложения и длительного изменения материала плотных пород под действием физических и биохимических агентов, что приводит к относительному накоплению более устойчивого к выветриванию кварца. В свою очередь в зависимости от гранулометрии рыхлых почвообразующих пород участие первичных минералов в формировании их *состава весьма различно*: первичные минералы составляют 90—98% массы мелкозема песков, 50—80% суглинков и 10—12% глин. Наглядное представление о соотношении главнейших групп породообразующих минералов и общей доле участия первичных минералов в составе различных типов почвообразующих плотных и рыхлых пород дают диаграммы, приведенные на рис. 10.

Несмотря на то что первичные минералы не обладают в отличие от тонкодисперсных глинистых минералов таким важнейшим свойством, как поглотительная способность, их влияние на формирование ряда свойств почв и даже на их генезис может быть весьма значительным, хотя роль отдельных групп первичных минералов в зависимости от устойчивости к выветриванию, *количественного содержания, распространенности* в почвах очень неравноценна.

Следующие группы породообразующих минералов и отдельные минеральные виды имеют особо важное значение при выветривании и почвообразовании, составляя основную массу исход-

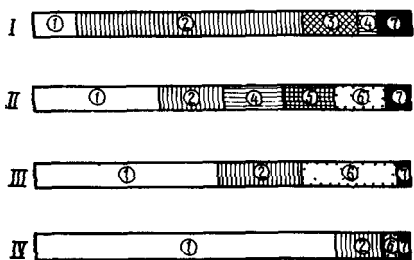


Рис 10 Минералогический состав различных типов почвообразующих пород (I — плотных магматических, II — плотных осадочных, III — рыхлых суглинистых, IV — рыхлых песчаных), 1 — кварц, 2 — полевые шпаты, 3 — пироксены и амфиболы, 4 — слюды, 5 — карбонаты, 6 — глинистые минералы, 7 — прочие минералы (при содержании менее 1% пироксены, амфиболы, слюды, карбонаты, глинистые минералы включаются в эту группу)

плаггиоклазы кислые (альбит, олигоклаз), калиево-натриевые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин), апатит.

Из перечисленных групп в связи с большей неустойчивостью к выветриванию сравнительно редко и в небольших количествах встречаются оливин, ромбические пироксены, средние и основные плаггиоклазы

Исключение составляют те случаи, когда почвы формируются на относительно молодом элювии плотных пород, содержащих в своем составе эти минералы.

Роль неустойчивых к выветриванию первичных минералов может быть многосторонней. Некоторые из минералов этой группы служат источником ряда элементов питания: фосфором богат апатит, калием — биотит и калиевые полевые шпаты, кальцием — наряду с карбонатами средние и основные плаггиоклазы. Присутствие в почвах в значительных количествах таких железосодержащих минералов, как пироксены, биотит, хлорит, обеспечивающих при выветривании непрерывное поступление в почву железа в подвижных формах, может затушевывать проявление осветленных горизонтов Е в почвах. Наличие в мелкозем неветрелого материала карбонатных пород обычно тормозит проявление подзолообразования в благоприятной для него биоклиматической обстановке, создавая условия для формирования дерново-карбонатных почв.

К группе устойчивых к выветриванию породообразующих минералов относится ряд каркасных и кольцевых силикатов, а также минералов оксидов железа и титана и некоторых других их групп: кварц, анатаз, гранаты, ильменит, магнетит, монацит, мусковит, рутил, ставролит, сфен, турмалин, шпинель, циркон

ного материала для вторичного минералообразования (в скобках указаны наиболее часто встречающиеся их представители). Группы минералов при этом даются в порядке примерного возрастания устойчивости к выветриванию, хотя положение отдельных групп по отношению друг к другу не является абсолютно твердо установленным: карбонаты (кальцит, доломит), оливин, пироксены моноклинные (авгит, диопсид) и ромбические (гиперстен, энстатит), амфиболы (роговая обманка, реже актинолит и тремолит), биотит, хлориты, эпидоты (клиноциозит, эпидот), плаггиоклазы средние и основные (анортит, Лабрадор, битовнит),

Минералы этой группы, за исключением кварца, содержатся в почве в очень небольших количествах, *однако диагностическая* их роль довольно существенна. Так, видовой набор устойчивых к выветриванию акцессорных минералов и их содержание в почве используется в качестве одного из критериев для суждения о литологической однородности отложений в пределах почвенного профиля или в различных разрезах, когда данные гранулометрического состава с этой точки зрения вызывают сомнения.

Содержание минералов этой группы служит для вычисления различных коэффициентов, позволяющих в обобщенной форме судить о степени выветривания первичных минералов в профиле почв. Наиболее часто применяются *коэффициенты устойчивости*, представляющие собой отношение суммы устойчивых минералов (или отдельных их видов, например циркона) к неустойчивым. Набор сравниваемых минералов определяется их конкретным наличием в почве, а также задачами исследования. При этом кварц и полевые шпаты в рассматриваемые группы не включаются, а их содержание служит для вычисления *кварц-полевошпатового коэффициента* (отношение содержания кварца к суммарному количеству полевых шпатов).

Следует учитывать, что принятое в геологической литературе, в частности в осадочной петрографии, разделение минералов на группы по устойчивости произведено главным образом с учетом условий чисто химического выветривания. Однако применительно к условиям внутрипочвенного выветривания общепринятые схемы устойчивости в ряде случаев требуют существенной корректировки, так как не учитывают такого мощного, но в то же время чрезвычайно мало изученного фактора, как биогенный. В частности, это касается таких обычно относимых к устойчивым минералов, как микроклин, ортоклаз, кислые плагиоклазы, которые в почве нередко обнаруживают признаки вторичного педогенного изменения и в той или иной мере, видимо, могут быть источниками поступления в почву и растения элементов питания.

В связи со сменой кислотно-щелочных условий в почвах различных зон положение отдельных минералов в ряду устойчивости также может меняться. Так, например, в кислых подзолистых почвах наиболее устойчив к выветриванию кварц (хотя и он растворим в некоторой степени), тогда как в засоленных почвах со щелочной реакцией более устойчивыми оказываются калиево-натриевые полевые шпаты (Т. А. Соколова, В. Н. Симонов, 1982). В условиях внутрипочвенного выветривания не является бесспорным отнесение к группе устойчивых таких минералов, как магнетит, гранат, ставролит, мусковит; с другой стороны, очень мало данных, свидетельствующих о выветривании в почве эпидота, относимого к неустойчивым минералам. Особенности выветривания первичных минералов в профиле почв различных типов еще очень слабо изучены, в связи с чем исследования в этом направлении могут дать новый материал для познания процесса выветривания в целом.

3.2. Способы изучения первичных минералов почв

Основным способом изучения первичных минералов почв является их оптическая диагностика с помощью поляризационного микроскопа и бинокулярной лупы (иммерсионный и шлифовый методы, заимствованные из практики геологических исследований) Диагностика преобладающих первичных минералов во всей массе почвенного образца может быть проведена в шлифах, изготавливаемых для микроморфологического изучения почв. Однако ввиду резкого преобладания в составе первичных минералов кварца и полевых шпатов, а также присутствия глинистых минералов, особенно значительного в тяжелых по гранулометрическому составу почвах, диагностика и тем более количественный подсчет первичных минералов, содержащихся в небольших количествах, во всей массе мелкозема затруднены и не всегда достоверны В связи с этим прибегают к дополнительному способу подготовки образцов к анализу Он состоит в том, что выделенные отмучиванием отдельные гранулометрические фракции (чаще всего в интервалах 0,25—0,05 и 0,05—0,01 мм как наиболее богатые минеральными видами и оптимальные для изучения под микроскопом) разделяются с помощью жидкости большой плотности (например, бромформа с плотностью 2,8—2,9) еще на две фракции В одной из них оказываются кварц, полевые шпаты, карбонаты, часть слюд и хлоритов — так называемые легкие минералы или легкая фракция (плотность < 2,8), в другой — все остальные минералы в виде концентрата, так называемые тяжелые минералы или тяжелая фракция (плотность > 2,8— 2,9) Содержание тяжелых минералов в % от массы отдельных гранулометрических фракций или почвы в целом характеризует минералогическое богатство почв, в особенности бедных глинистым материалом песчаных, и является важным диагностическим показателем (величина эта в зависимости от минералогического богатства может колебаться от десятых долей процента до 5—10% и более)

Распределение первичных минералов по отдельным гранулометрическим фракциям неравномерно, что определяется первоначальным размером их зерен в породах (рис 11) Обломки пород главным образом сосредоточены во фракциях размером крупнее

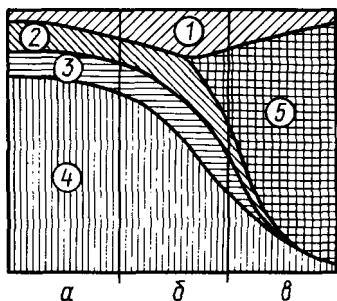


Рис 11 Изменение минералогического состава механических элементов почв по мере их измельчения (по Д Шредеру, 1978)

а — песчаная фракция, *б* — пылеватая фракция, *в* — илистая фракция 1 — минералы гидроксидов железа, 2 — первичные силикаты, исключая слюды, 3 — слюды, 4 — кварц, 5 — глинистые минералы

0,25 мм. Содержание кварца максимально во фракции крупнее 0,25 мм, тогда как полевых шпатов во фракциях размером 0,25—0,05 и 0,05—0,01 мм (во фракциях мельче 0,01 мм содержание полевых шпатов нередко вновь уменьшается в связи с их меньшей устойчивостью к выветриванию в мелких зернах). Тяжелые минералы также в наибольшем количестве содержатся во фракциях 0,25—0,05 и 0,05—0,01 мм, и поэтому последние чаще всего используются при характеристике состава первичных минералов почв.

3.3. Минералогический состав почвообразующих пород

Первичные минералы целиком наследуются почвами от почвообразующих пород, в связи с чем наблюдается значительное соответствие их минералогического состава. При этом наибольшие различия в составе минералов имеются между почвами на рыхлых породах и на элювии плотных пород.

Среди рыхлых почвообразующих пород, характерных для равнинных территорий северного полушария, наиболее широким распространением пользуются моренные отложения, лессы, покровные и лессовидные суглинки, флювиогляциальные пески и супеси. При общности состава первичных минералов перечисленных типов почвообразующих пород, проявляющейся в доминировании кварца и полевых шпатов при пониженном содержании тяжелых минералов, между ними наблюдается ряд отличий в содержании отдельных групп минералов, обусловленных различиями в генезисе пород. Как правило, содержание тяжелых минералов уменьшается от морен к покровным и лессовидным суглинкам, а от последних к флювиогляциальным пескам и супесям, что обусловлено особенностями сортированности и гранулометрического состава этих отложений (табл. 10).

В относительно минералогически богатых рыхлых песчаных отложениях, например озерно-аллювиального генезиса, содержание тяжелых минералов может повышаться до 3—4%.

В составе первичных минералов различных типов почвообразующих пород равнинных территорий и, соответственно, формирующихся из них почв могут наблюдаться и региональные отличия в содержании отдельных компонентов тяжелой и легкой фракций. Так, для рыхлых ледниковых отложений разных частей европейской территории СССР намечаются значительные отличия в составе тяжелой фракции: в западной половине преобладают роговые обманки и биотит, в восточной — эпидот, что отражает влияние минералогического состава пород, являющихся источником сноса материала (Балтийский щит и Северный Урал соответственно) (В. В. Добровольский, 1964). При продвижении с севера на юг Русской равнины в почвообразующих породах и почвах заметно уменьшается содержание полевых шпатов и неустойчивых к выветриванию тяжелых минералов,

Т а б л и ц а 10. Минералогический состав мелкозема подзолистых почв на морене, покровных суглинках и флювиогляциальных песках, % на весь мелкозем (М. М. Шукевич, 1948; Д. М. Плакхina и В. М. Фридланд, 1978)

Горизонт и глубина, см	Тяжелая фракция	Кварц	Полевые шпаты	Биотит	Амфиболы	Эпидот
<i>Морена</i>						
OE 0—5	6,5	81,5	9,2	0,1	4,3	0,5
B 5—15	4,9	75,1	9,4		3,3	0,2
BC 15—25	8,3	46,8	36,1	0,1	6,1	0,4
C 50—60	7,9	49,1	36,4	0,8	4,9	0,5
<i>Покровные суглинки</i>						
A 5-10	2,2	75,0	6,5	0,1	0,9	0,1
EB 10—15	4,7	81,3	6,0	0,3	1,6	0,2
B 20—30	3,0	63,2	18,7	0,6	0,9	0,1
C 30—40	4,7	67,4	15,3	0,7	1,6	0,2
<i>Флювиогляциальные пески</i>						
A 2—10	0,4	75,2	18,9	0,1	0,1	0,1
E 15—25	0,5	77,3	18,2	Единичные зерна	0,2	0,1
B 50—60	0,6	73,7	20,5	0,1	0,2	0,1
BC 70—80	1,0	76,5	17,4	Единичные зерна	0,4	0,1

что обусловлено увеличением степени выветрелости отложений в указанном направлении

Почвы на элювии плотных пород в отличие от рассмотренных выше характеризуются присутствием в составе первичных минералов значительного количества полевых шпатов и других породообразующих минералов при пониженной по отношению к ним доле кварца В почвах на элювии плотных пород основного состава (базальтов, долеритов, туфов) в составе первичных минералов преобладают средние основные плагиоклазы, пироксены, вулканические стекла (табл. 11)

В почвах на элювии магматических кислых пород (гранитов, гранодиоритов) в составе первичных минералов преобладают полевые шпаты, кварц, биотит, роговая обманка (табл. 12)

В почвах на элювии кристаллических сланцев в составе первичных минералов часто преобладают слюды и хлориты, в почвах на элювии карбонатных пород (известняков, мергелей) — тонкообломочный материал карбонатных пород, а также кальцит и доломит при высокой доле (50—80% от мелкозема) тонкодисперсных гидрослюд и глинистых минералов

На фоне общего соответствия состава первичных минералов в почвообразующих породах и почвах отмечается дифференциация в их содержании по горизонтам, обусловленная почвообразованием и проявляющаяся в обеднении первичными неустойчивы-

Таблица П. Минералогический состав фракции 0,1—0,05 мм горно-луговой почвы на эловии базальтов, % от фракции (А. Д. Мягкова, 1980)

Горизонт и глубина, см	Кварц	Основные плагиоклазы	Вулканическое стекло	Пироксены ромбические	Роговая обманка	Прочие
А 3—15	21,1	41,1	20,4	10,9	0,3	6,2
В 35—90	10,9	44,0	25,2	13,5	1,0	5,4

Таблица 12. Минералогический состав мелкозема горно-подзолистой почвы на эловии гранитов, % на весь мелкозем > 0,005 мм (Т. А. Соколова, 1964)

Горизонт и глубина, см	Кварц	Полевые шпаты	Роговая обманка	Биотит	Прочие
Е 10—20	23,3	42,0	1,4	1,3	32,0
В1 20—30	13,8	41,0	2,4	7,3	35,5
В2 40—50	10,4	35,6	3,0	9,3	41,7

ми к выветриванию легкими и тяжелыми минералами верхней части профиля почв, более заметно выраженном в почвах подзолистого типа, где воздействие агентов выветривания в поверхностных горизонтах наиболее активно (табл. 10 и 12). Специфика состава первичных минералов почв, особенно их поверхностных горизонтов, состоит, кроме того, в значительном содержании сильно измененных выветриванием зерен полевых шпатов, слюд и других минералов, нередко трудно диагностируемых, но вместе с тем представляющих наибольший интерес с точки зрения учета особенностей внутрпочвенного выветривания первичных минералов, а также вклада почвообразовательного процесса в общий процесс их выветривания.

3.4. Вторичные минералы почв

Вторичные минералы практически целиком сосредоточены в тонкодисперсных гранулометрических фракциях размером <0,001 мм и представлены глинистыми минералами, минералами оксидов железа и алюминия, аллофанами, а также минералами-солями.

Глинистые минералы, как правило, составляют основную часть вторичных минералов. Названы они так в связи с тем, что преимущественно определяют минералогический состав глин. Важнейшая роль глинистых минералов состоит в том, что в силу присущей им поглощательной способности они определяют емкость поглощения почв и наряду с гумусом являются основным источником поступления минеральных элементов в растения. К главнейшим глинистым минералам относятся минералы групп каолинита, гидрослюды, монтмориллонита, смешаннослойных

минералов, хлорита. Несмотря на наличие общих для всех глинистых минералов свойств (слоистое кристаллическое строение, высокая дисперсность, поглонительная способность), отдельные их группы за счет различия в своем строении и свойствах при значительном содержании могут существенно влиять на свойства почв.

Минералы группы каолинита относятся к диоктаэдрическим слоистым алюмосиликатам, имеющим жесткую кристаллическую решетку. Емкость поглощения каолинита не превышает 25 мг-экв на 100 г; минерал не впитывает воду в межпакетное пространство и поэтому не обладает способностью к набуханию. В связи с этим почвы, содержащие в значительном количестве каолинит, характеризуются общей низкой емкостью поглощения, однако в связи с низкой набухаемостью имеют хорошую водопроницаемость и небольшую липкость. Содержание каолинита в почве обычно незначительно, за исключением почв субтропической и тропической зон, а также почв на древних корках выветривания. К группе каолинита относится минерал галлуазит, отличающийся от него значительным содержанием межслоевой воды, а также большей емкостью поглощения (40—60 мг-экв на 100 г).

Минералы группы гидрослюд или, как их часто называют, минералы группы иллита представляют собой трехслойные алюмосиликаты с нерасширяющейся решеткой. Емкость поглощения гидрослюд составляет 45—50 мг-экв на 100 г. Гидрослюды содержат значительное количество калия (до 6—8% K_2O), частично усвояемого растениями. Минералы этой группы широко распространены в осадочных породах и в различных количествах присутствуют почти во всех почвах, особенно часто в подзолистых и сероземах. К гидрослюдам близок минерал вермикулит, характеризующийся расширяющейся кристаллической решеткой и большей емкостью поглощения (до 100 мг-экв и более).

Минералы монтмориллонитовой группы или, как их нередко называют, минералы группы смектита характеризуются трехслойным строением с сильно расширяющейся при увлажнении кристаллической решеткой, в связи с чем они способны к поглощению воды и значительному набуханию. Гидрофильность минералов этой группы обусловлена не только особенностями строения подвижной кристаллической решетки, но и их высокой дисперсностью (содержание фракций менее 0,2—0,3 мкм достигает 40—50% от общего количества частиц менее 0,001 мм). В связи с особенностями структуры и дисперсностью емкость поглощения монтмориллонита составляет 80—120 мг-экв на 100 г. Для минералов этой группы характерны разнообразные изоморфные замещения. Так, для одного из часто встречающихся представителей этой группы минералов — *бейделлита* — характерно замещение части кремния на алюминий, для другого представителя этой группы — *нонтронита* — замещение части алюминия на железо. Минералы группы монтмориллонита чаще свойственны почвам, имеющим нейтральную и слабощелочную реакцию, —

черноземного, каштанового типов, солонцам, реже почвам других типов. Монтмориллонита обычно много в слитых почвах.

Группа смешаннослойных минералов является одной из наиболее распространенных в почвах умеренного и холодного гумидного, а также арктического поясов, где глинистые минералы на 30—80% представлены этой группой (Б. П. Градусов, 1976) Смешаннослойные минералы состоят из слоев различных индивидуальных минералов, в связи с чем обозначаются составными названиями, например: гидрослюда-монтмориллонит, хлорит-вермикулит. В зависимости от характера переслаивания и доли участия индивидуальных минералов смешаннослойные образования могут иметь довольно различные характеристики с точки зрения химических, физических свойств, емкости поглощения.

Глинистые минералы *группы хлорита*, нередко встречающиеся в почве, могут быть по своему происхождению как первичными, так и вторичными. Кристаллическая решетка последних состоит из чередования слоев слюдяного и бруситового типов.

В последнее время получены данные, свидетельствующие о том, что с присутствием в почве так называемых почвенных хлоритов, представляющих собой слоистые силикаты, содержащие в межслоевых промежутках полимерные ионы гидроксида алюминия, может быть в значительной мере связана гидролитическая кислотность почв (Т. А. Соколова, 1982).

Основными методами изучения глинистых минералов в отличие от первичных являются рентгендифрактометрический, термический, электронно-микроскопический.

Абсолютно строгой приуроченности различных видов глинистых минералов к определенным типам почв и даже почвообразующих пород нет, в каждой почве можно обнаружить присутствие нескольких групп глинистых минералов, хотя намечается их четкая связь с гранулометрическим составом почв (рис. 12). Объясняется это чрезвычайно сложным их генезисом, включающим в себя процессы новообразования и трансформации на фоне унаследованности от почвообразующих пород, как рыхлых, так и плотных осадочных и даже магматических.

Можно наметить два основных пути гипергенного образования глинистых минералов. Первый из них представляет собой постепенное стадийное изменение первичных минералов в глинистые с унаследованием их кристаллической структуры, он характерен для слоистых силикатов — слюд и хлоритов. Второй обнаруживается при выветривании полевых шпатов, ортосиликатов, вулканических стекол, где глинообразование происходит путем полного разрушения исходных минералов и последующего синтеза новых минералов из образовавшихся продуктов при их взаимодействии и кристаллизации.

Характер и скорость разрушения первичных и синтеза вторичных глинистых минералов в большей мере зависят от увлажнения и температурных условий. В условиях холодных гумидных областей в продуктах выветривания основных пород преоблада-

ют аморфные гидроксиды и органоминеральные соединения при отсутствии вновь образованных глинистых минералов (В. О. Таргульян, 1971). В тропических почвах глинистые минералы могут образовываться за сравнительно короткий срок. Так, например, глинистые минералы группы гидрослюды и монтмориллонита были обнаружены, хотя и в небольшом количестве, в почвах на элювии лавы вулканов тропической зоны 300- и 1000-летнего возраста (Н. И. Горбунов, 1974).

Влияние условий среды на формирование глинистых минералов четко может быть прослежено только при образовании почв на элювии изверженных пород. Однако подавляющая часть почв формируется на дериватах плотных осадочных пород и рыхлых почвообразующих породах, в которых глинистые минералы могли образоваться еще до наложения современного почвообразования.

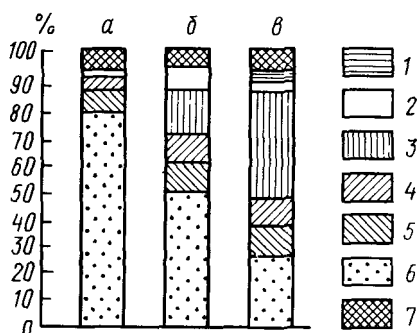


Рис. 12. Минералогический состав почв разного гранулометрического состава (по Д. Шредеру, 1978):

а — песчаная почва на донных песках
б — суглинистая почва на лессе; *в* — глинистая почва на аллювии; 1 — каолинит, 2 — монтмориллонит, 3 — иллит и переходные минералы, 4 — слюды, 5 — полевые шпаты; 6 — кварц, 7 — прочие минералы

Кроме того, и в случае почвообразования на элювии магматических пород глинистые минералы могли образоваться в процессе поствулканической гидротермальной переработки исходных пород, переходя в мелкозем при их разрушении (В. Н. Разумова, 1977, Б. П. Градусов, В. В. Иванов, 1983).

Определенные трудности в изучении распространенности отдельных групп глинистых минералов по различным типам почв и профилю почвы создаются отсутствием точных методов количественного учета содержания глинистых минералов, по мере совершенствования этих методов могут вскрыться и отличия в содержании этих минералов в зависимости от типа почвообразования и различных почвенных процессов.

Минералы гидроксидов железа и алюминия. Из них наибольшее значение имеют гематит и гетит из минералов группы железа и гиббсит из минералов группы алюминия. Минералы этих групп встречаются в иллювиальных горизонтах подзолистых почв, желтоземах и красноземах; в значительных количествах гетит и гиббсит присутствуют в ферраллитных и железистых почвах, где они образуются из аморфных гидратов оксидов железа и алюминия при их кристаллизации. Присутствие пленок из тонкодисперсных минералов гидроксидов железа на поверхности почвен-

ных агрегатов делает их более влагоемкими, минералы этой группы могут связывать в малоподвижных формах значительное количество фосфорной кислоты. Для диагностики минералов гидроксидов железа и алюминия основным методом является термический

Аллофаны. Они образуют самостоятельную группу вторичных минералов. Формирование этих минералов в почвах может быть обусловлено взаимодействием кремнекислоты и гидроксидов алюминия, высвободившихся при разрушении первичных и вторичных минералов, а также из золы растительных остатков. Присутствие в почве аллофанов повышает емкость ее поглощения, но увеличивает гидрофильность, липкость, набухаемость почв.

Минералы-соли встречаются в виде примесей к глинистым минералам главным образом в почвах аридных и семиаридных зон. (Следует учитывать, однако, что иногда в почвах могут присутствовать минералы-соли, являющиеся по своему происхождению первичными.) Значительная часть минералов-солей при высокой влажности почвы растворяется, насыщая почвенный раствор, а при высыхании они опять выпадают в осадок, формируя твердую фазу почв

Наиболее широко распространенными минералами-солями в почвах являются карбонаты: кальцит, люблинит, арагонит — CaCO_3 ; доломит — $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$; сода — $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$; трона — $\text{NaHCO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Среди сульфатов наиболее распространены гипс — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, полугидрат — $\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$, ангидрит — CaSO_4 , мирабиллит — $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, тенардит — Na_2SO_4 . Среди хлоридов в почвах преобладает галит — NaCl , хотя встречаются и CaCl_2 и MgCl_2 . Большое количество солей характерно для соленосных почвообразующих пород (приморские отложения, древние морские осадки) и засоленных почв. В постоянно переувлажненных болотных и маршевых почвах могут присутствовать сульфиды железа и других тяжелых металлов, которые после дренирования и окисления переходят в сульфаты и карбонаты.

3.5. Общая оценка минералогического состава почв

В отношении общей оценки минералогического состава почв в почвоведении существует две точки зрения.

Согласно одной из них, наиболее старой, «классической», каждый «зональный» тип почвы характеризуется своим особым минералогическим составом, особенно составом вторичных глинистых минералов. Согласно другой, более современной точке зрения, строгой приуроченности специфического минералогического состава к определенным типам почв, а тем более к природным зонам не существует. Особо резкий спор идет, естественно, в отношении вторичных, прежде всего глинистых минералов.

Аргументов, как фактических, так и концептуальных, много как в пользу первой точки зрения, так и второй. Пока этот спор нельзя считать однозначно решенным из-за отсутствия надежных методов идентификации и количественного определения почвенных минералов, особенно глинистых.

Дело в том, что на минералогический состав почв оказывает влияние очень большое количество факторов: минералогический и химический состав исходной почвообразующей породы, биоклиматическая обстановка почвообразования, соотношение рН и окислительно-восстановительного потенциала среды, условия дренажа, присутствие катионов в среде, возраст выветривания и почвообразования, присутствие хелатирующих органических компонентов в среде. Разнообразие их сочетаний дает соответствующее разнообразие минеральных ассоциаций в почвах и в отдельных горизонтах почвенного профиля. К этому добавляется и перемещение минералов в пределах профиля и в сопряженных почвенно-геохимических ландшафтах с водными и эоловыми потоками, а в почвенном профиле потоки могут быть как нисходящими, так и восходящими. Соответственно, практически во всех почвах можно обнаружить почти все группы глинистых минералов, хотя в разных соотношениях.

Есть определенные типы почв, характеризующиеся специфическим минералогическим составом: в вулканических почвах (андосолях) имеется большое количество первичного вулканического стекла и вторичных аллофанов; в илистой фракции вертисолей преобладает монтмориллонит; ферраллитные почвы, в частности красные, состоят почти нацело из трех компонентов — кварца, каолинита и минералов группы оксидов железа и алюминия; в болотных почвах преобладают вивианит и оксиды железа, в окисленных маршевых и мангровых почвах преобладает ярозит; для ряда типов почв характерна вторичная аккумуляция карбонатов и гипса; в солончаках характерны те или иные соли, состав которых определяется типом засоления.

Некоторые минералоги считают, что весь минералогический состав почв унаследован от почвообразующих пород и в процессе почвообразования вторичное минералообразование не имеет места, а лишь происходит перераспределение тех или иных минеральных ассоциаций в пределах почвенного профиля. С этой ортодоксальной точкой зрения едва ли можно согласиться, имея в виду, во-первых, перечисленные выше некоторые типы почв со специфической минералогией и, во-вторых, развитие почв на коренных породах, когда выветривание и почвообразование протекают одновременно и физически совпадают в единой толще коры выветривания (элювия) породы. Есть основания считать, что неосинтез минералов в почвах имеет место, но пока вопрос остается открытым. Нужны модельные эксперименты, необходимо точное знание условий образования почвы.

Что же касается роли минералогического состава почв в определении их свойств, то она никак не может недооцениваться.

От него зависят практически все свойства почвы и особенно специфические свойства почв, определяющие их плодородие: резерв питательных элементов, водно-физические свойства, плотительная способность во всех видах, наличие доступных элементов питания растений и т. д.

Глава четвертая

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПОЧВ

4.1. Общий химический состав почв

Почва является самой верхней частью коры выветривания литосферы и поэтому в общих чертах наследует ее химический состав. Однако, представляя собой одновременно продукт воздействия на литосферу живого вещества, почва в содержании ряда элементов приобретает существенные отличия. Как видно из приведенных в табл. 13 данных, в литосфере и в почве около половины составляет кислород; второе место занимает кремний (приходится почти четвертая часть); следующую по порядку содержания группу, примерно десятую часть, образуют алюминий и железо; еще меньшую долю, всего лишь несколько процентов, составляют кальций, магний, натрий, калий и, наконец, на все остальные элементы, исключая углерод, приходится менее одного процента. В природной «живой» почве, кроме того, представлены всегда органическое вещество, вода, газы. К числу наиболее ярких отличий химического состава почвы относится резкое возрастание в ней содержания углерода (в 20 раз) и азота (в 10 раз), обусловленное влиянием биогенных факторов. Поэтому же при сохранении общего порядка содержания элементов заметно возрастает количество кислорода и водорода, как элементов воды, на фоне уменьшения содержания алюминия, железа, калия, кальция, магния.

Если представить себе в общем виде почву как систему атомов химических элементов, то эта система окажется состоящей практически полностью из атомов кислорода и кремния, среди массы которых, концентрируясь в тех или иных точках и давая определенные минеральные и органические соединения, изредка встречаются атомы других элементов. Поскольку основная часть почвенной массы (за исключением гумуса и органических остатков) представлена минеральными частицами, валовой химический состав почвы в преобладающей мере определяется составом и количественным соотношением формирующих ее минералов. Как было показано в предыдущем разделе, основную долю крупных фракций почвы составляют кварц и полевые шпаты, а тон-

Таблица 13. Среднее содержание химических элементов в литосфере и почвах в % по массе (А. П. Виноградов, 1950)

Элементы	Литосфера	Почва	Элементы	Литосфера	Почва
O	47,20	49,00	C	0,10	2,00
Si	27,60	33,00	S	0,09	0,085
Al	8,80	7,13	Mn	0,09	0,085
Fe	5,10	3,80	P	0,08	0,08
Ca	3,60	1,37	N	0,01	0,10
Na	2,64	0,63	Cu	0,01	0,002
K	2,60	1,36	Zn	0,005	0,005
Mg	2,10	0,60	Co	0,003	0,0008
Ti	0,60	0,46	B	0,0003	0,001
H	0,15	?	Mo	0,0003	0,0003

кодисперсных фракций — глинистые алюмосиликаты при значительно меньшем содержании остальных минералов.

В соответствии с этим в валовом химическом составе почв преобладают кислород и кремний, в меньшей мере алюминий, и в очень небольшом количестве присутствуют железо, титан, кальций, магний, калий, натрий: другие элементы присутствуют в микроколичествах.

4.2. Химический состав гранулометрических фракций почвы

Распределение химических элементов по отдельным гранулометрическим фракциям также неравномерно в соответствии с различиями в их минералогическом составе. Наиболее высокое

Таблица 14. Валовой состав гранулометрических фракций песчаного подзола севера Русской равнины, % на прокаленную почву (В. Д. Тонконогов, 1971)

Размер фракций, мм	Глубина, см	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	K ₂ O
1—0,25	2—10	96,87	1,66	0,25	0,00	0,48
	20—30	93,79	3,54	0,49	0,00	0,83
	170—180	94,63	3,12	0,39	0,20	0,71
0,25-0,1	2—10	92,95	4,68	0,39	0,00	1,25
	20—30	88,88	6,57	0,68	0,00	1,55
	170—180	89,58	6,99	0,59	0,00	1,83
0,1—0,01	2—10	87,66	7,90	1,18	0,00	1,54
	20—30	88,86	6,43	0,88	0,40	1,95
	170—180	83,48	10,62	1,58	0,10	2,10
0,01-0,001	2—10	74,13	17,58	1,43	0,10	3,41
	20—30	58,46	26,80	9,13	1,59	1,69
	170—180	63,77	22,45	7,33	2,20	1,92
< 0,001	2—10	61,33	27,42	3,46	0,52	3,56
	20—30	47,57	33,40	13,11	1,72	1,61
	170—180	50,79	28,95	12,54	2,52	2,57

содержание кремния в обогащенных обломочным кварцем фракциях размером более 0,25 мм; в более тонких фракциях увеличивается участие полевых шпатов и других первичных, в особенности железосодержащих, минералов и в связи с этим растет содержание алюминия, железа и других элементов.

Резкая смена минералогического состава в илистой и отчасти тонкопылеватых фракциях, где преобладают относительно богатые алюминием и железом глинистые минералы, соответственно отражается и на валовом химическом составе этих фракций. Сказанное иллюстрируется данными валового химического состава различных гранулометрических фракций песчаного подзола (табл. 14).

Как видно из приведенных данных, содержание SiO_2 закономерно падает по мере уменьшения размеров фракций при соответственном увеличении содержания Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Очевидно, что в зависимости от гранулометрического состава почвообразующих пород и почв будет соответственно меняться и их валовой химический состав. Последний, таким образом, в значительной мере является функцией гранулометрического, а в итоге минералогического состава, что отчетливо видно из приведенных в табл. 15 данных по валовому химическому составу различных рыхлых почвообразующих пород.

4.3. Изменение химического состава по профилю почвы

Различия в валовом химическом составе отдельных горизонтов почвенного профиля, при однородной почвообразующей породе, используются для суждений о химических преобразованиях породы и дифференциации профиля в процессе почвообразования. Существенные различия в составе горизонтов характерны для почв с элювиально-иллювиально дифференцированным профилем: относительное обеднение элювиальной части Al_2O_3 и Fe_2O_3 с соответствующим обогащением SiO_2 ; в иллювиальной части профиля наблюдается обратная картина (см. табл. 14). Однако сами по себе данные химического состава не дают оснований для суждения о характере процесса, приводящего к профильной дифференциации валового состава. В частности, одноканальный химический профиль почвы может образоваться в результате оподзоливания (разрушение минералов в кислой среде сверху и вынос продуктов разрушения в иллювиальную часть или за пределы профиля), обезиливания (иллимеризации, партлювации, лессивирования) (вынос тонких частиц в иллювиальную часть без их разрушения), отбеливания (снятие железистых пленок с крупных частиц сверху и вынос соединений железа в иллювиальную часть), осолодения (разрушение минералов в щелочной среде сверху и вынос продуктов разрушения в иллювиальную часть), глее-элювиального процесса (разрушение

минералов в восстановительных условиях сверху и вынос продуктов разрушения в иллювиальную часть) или в результате совместного действия нескольких из перечисленных процессов. Для разделения этих процессов и соответственно почв, сформированных ими, приходится привлекать данные других анализов почвенного профиля, в частности гранулометрического, минералогического и ряда специфических анализов различных вытяжек

Таблица 15. Содержание основных химических компонентов в разных литологических типах морен Белорусского Полесья, % на прокаленную породу (В. И. Лукашев, 1966)

Литологический тип морены	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O
Глина	73,3	3,8	11,3	0,8	3,8
Супесь	83,7	2,5	7,2	0,3	2,2
Песок	94,2	0,5	4,0	сл	0,1

Таблица 16. Валовое содержание кремнезема и полуторных оксидов в элювиально-иллювиально дифференцированной почве Московской области и ее отдельных фракциях (по данным Ф. Р. Зайдельмана, 1974)

Горизонт и глубина, см	% на прокаленную навеску			Молекулярные отношения	
	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂ /Fe ₂ O ₃	SiO ₂ /Al ₂ O ₃
<i>Почва в целом</i>					
Ap 0—10	80,3	2,8	10,5	77,4	13,0
E 29—35	80,1	2,9	11,1	73,5	12,2
B 70—80	74,2	4,9	14,5	40,6	8,7
C 160—170	75,8	4,7	14,0	43,1	9,2
<i>Фракция ила (< 0,001 мм)</i>					
Ap 0—10	50,8	11,8	29,0	11,4	3,0
E 29—35	51,8	11,8	28,9	11,6	3,0
B 70—80	52,9	12,4	27,5	11,4	3,3
C 160—170	53,3	12,2	27,0	11,7	3,4
<i>Крупная фракция (1-0,001 мм) — данные расчетные</i>					
Ap 0—10	85,2	1,2	7,5	185,0	19,4
E 29—35	84,6	1,4	8,3	153,6	17,3
B 70—80	84,7	1,2	8,0	193,3	18,9
C 160—170	86,5	1,1	7,9	200,9	18,6

В качестве примера можно отметить, что данные для почвы в табл. 14 свидетельствуют о вероятном образовании ее в процессе оподзоливания (элювиально-иллювиальная дифференциация состава по профилю, разный состав ила в элювиальном и иллювиальном горизонтах, причем отличный от состава ила породы)

Однако в этой почве процесс оподзоливания сопровождается отбеливанием, о чем свидетельствует существенно большая дифференциация по железу, чем по алюминию. С другой стороны, данные табл. 16 не дают оснований для однозначных суждений: здесь более вероятно развитие процессов лессивирования наряду с некоторым отбеливанием при отсутствии оподзоливания.

Некоторую помощь в интерпретации данных анализа валового состава почв могут оказать критерии, перечисленные в табл. 17, но и они отнюдь не всегда оказываются достаточными.

Различия в составе отдельных гранулометрических фракций значительно затрудняют использование результатов валового химического анализа для оценки педогенных изменений в профиле исходно гранулометрически неоднородных почв, например, на двучленных или слоистых отложениях.

При элювиальной или элювиально-иллювиальной дифференциации профиля почв по содержанию ила в связи с почвообразованием, например в подзолистых и лессированных, изменения в общем валовом химическом составе по горизонтам могут быть обусловлены только перераспределением относительно богатого полуторными оксидами ила и не позволяют еще сами по себе делать выводы о характере химических изменений в минеральных составляющих почвенной массы. Наиболее достоверно об этом можно судить на основе валового химического анализа каждой из гранулометрических фракций, однако этот способ очень трудоемок и применяется лишь при специальных углубленных исследованиях генезиса почв.

Для суждения об изменении в профиле почвы валового химического состава суммы фракций крупнее 0,001 мм, представленных почти целиком первичными минералами, может быть применен расчетный метод с использованием данных по валовому составу почв в целом и илистой фракции, а также гранулометрическому составу, пример которого приведен в табл. 16. Для расчетов можно воспользоваться формулой, предложенной И. А. Соколовым (по В. О. Таргульяну, 1971):

$$R_x = (1-d/100) \cdot CR_0 / (100-B), \quad (14)$$

где R_x — валовое содержание оксида, приходящегося на долю ила, % на прокаленную почву в целом; d — потеря при прокаливании ила, % к илу; C — содержание ила, % к мелкозему; R_0 — валовое содержание оксида в иле, % на прокаленную навеску ила; B — потеря при прокаливании почвы, % к мелкозему.

Вычитая из общего содержания оксида в мелкоземе значение R_x , получим содержание оксида, приходящееся на долю крупных фракций. С учетом процентного содержания крупной фракции производится расчет на 100 г крупной фракции, что позволяет сравнивать между собой валовый состав крупной фракции раз-

личных горизонтов. Это значительно расширяет информативность имеющихся данных по валовому составу почв и ила.

При содержании в почве значительных количеств несиликатных соединений железа и алюминия для суждения об изменениях минеральной части почв на основе данных валового химического состава, необходимо рассчитывать валовое содержание силикатных соединений этих элементов путем вычитания содержания их несиликатных соединений, определенных каким-либо химическим методом, из их валового содержания. В особенности целесообразным это может быть для характеристики наиболее богатой свободными оксидами илистой фракции.

4.4. Выражение результатов анализа валового химического состава почв

Валовой состав минеральной части почв чаще выражают в виде процентного содержания различных оксидов. Подобный способ удобен тем, что позволяет проверить точность анализа простым их сложением, исходя из того, что в сумме оксиды должны составить величину, близкую к 100% (при 5% точности анализа). Однако конкретные формы соединений в почве более разнообразны, а для элементов с переменной валентностью (железо, марганец, сера), кроме того, не всегда известно, в каких они присутствуют формах, поэтому такой способ выражения очень условен.

Более достоверно выражать валовой химический состав в процентном содержании элементов, а не в оксидах. Для такого пересчета процентное содержание оксида умножается на соответствующий коэффициент, представляющий собой частное от деления атомной массы определенного элемента на молекулярную массу соответствующего оксида. Так, для кремния необходимый коэффициент вычисляется по формуле:

$(\text{мол масса Si})/(\text{мол масса SiO}_2)=28,09/60,06=0,468$, тогда содержание 77,85% SiO_2 соответствует содержанию 36,43% Si ($77,85 \times 0,468$).

При выражении результатов валового анализа часто возникает необходимость в различных пересчетах, в частности на безуглекислую, бескарбонатную, а также прокаленную почву. Последний из названных способов включает одновременно и два предыдущих и широко применяемых в практике. Он наиболее целесообразен при сопоставлении валового состава органоаккумулятивных и минеральных горизонтов почвы, особенно для илистой фракции, богатой органическим веществом и прочносвязанными формами воды. При этом более точное представление о перераспределении того или иного элемента по профилю в процессе почвообразования дают данные не о его процентном содержании,

а сопоставление запасов в определенных слоях с учетом объемной массы. Особенно эффективен этот способ выражения результатов валового состава почвы при резких отличиях в объемной массе по горизонтам почвенного профиля.

При вычислении запаса того или иного элемента его процентное содержание должно выражаться на сухую, а не на прокаленную почву. Для расчета запаса элемента можно использовать формулу: $A = aHd_v \cdot 100$, где A — запас элемента, г/м², в слое мощностью H , см; a — содержание элемента в этом слое, % на сухую почву; d_v — плотность почвы в данном слое, г/см³. Этот вид расчета также относится к выражению содержания элементов в виде оксидов.

4.5 Химические элементы и их соединения в почвах

Для понимания причин формирования того или иного валового химического состава почвы и его варьирования по профилю всегда необходимо учитывать, что содержание отдельных элементов определяется присутствием их в почве в составе разнообразных конкретных минеральных и органических соединений.

Кремний. Содержание этого элемента определяется главным образом присутствием в почве кварца и в меньшей мере первичных и вторичных силикатов и алюмосиликатов. В ряде случаев может присутствовать, в том числе и в больших количествах, аморфный кремнезем в виде опала или халцедона, генезис и накопление которых в почве связаны с биогенными (опаловые фитолитарии, спикулы губок, скелеты диатомей и т. п.) или гидрогенными (окремнение почв) процессами. Валовое содержание SiO_2 в почве колеблется от 40—70% в глинистых почвах, до 90—98% в песчаных, тогда как в ферралитных почвах тропиков может быть и много ниже.

Алюминий. Содержание алюминия в почвах обусловлено главным образом присутствием полевых шпатов и глинистых минералов и отчасти некоторых других богатых алюминием первичных минералов, например слюд, эпидотов, граната, корунда. Может присутствовать и свободный глинозем в виде разнообразных гидроксидов алюминия (диаспор, бемит, гидраргиллит) в аморфной или кристаллической форме. Валовое содержание Al_2O_3 в почвах обычно колеблется от 1—2 до 15—20%, а в ферралитных почвах тропиков и бокситах может превысить 40%.

Железо. Этот элемент присутствует в почвах в составе как первичных, так и вторичных минералов, являясь компонентом магнетита, гематита, титаномагнетита, глауконита, роговых обманок, пироксенов, биотита, хлоритов, глинистых минералов, минералов группы оксидов железа. Много в почвах содержится и аморфных соединений железа, особенно разнообразных гидроксидов (гетит, гидрогетит и др.). Общее содержание в почве Fe_2O_3 колеблется в очень широких пределах (в %): от 0,5—1,0 в кварцево-песчаных почвах и 3—5 в почвах на лессах, до 8—

Т а б л и ц а 17. Критерии различных профилеобразующих процессов в элювиально-иллювиально дифференцированных почвах

Признак	Опоздо- ливание	Лессиви- рование	Отбели- вание	Осоло- дение	Глее-элю- виальный процесс
Элювиально-иллювиальная дифференциация по соотношению SiO_2 , AlO_3 и Fe_2O_3	+	+	+	+	+
Кислая реакция среды	+	+	+	—	+
Нейтральная или слабощелочная реакция среды				+	+
Различный состав ила в элювиальном и иллювиальном горизонтах	+		+	+	+
Одинаковый состав ила в элювиальном и иллювиальном горизонтах		+			
Существенно большая дифференциация по алюминию, чем по железу	+			+	
Существенно большая дифференциация по железу, чем по алюминию	—	—	+	—	+

—10 в почвах на элювии плотных ферромагнезиальных пород и до 20—50 в ферраллитных почвах и латеритах тропиков. В почвах также часто наблюдаются железистые конкреции и прослои.

Согласно С. В. Зонну (1982), соединения железа в почвах представлены следующими формами, соотношение которых показано в табл. 18: 1) *силикатное железо*, входящее в состав кристаллических решеток: а) первичных минералов; б) вторичных (глинистых) минералов; 2) *несиликатное (свободное) железо*: а) окристаллизованное (слабо или сильно) оксидов и гидроксидов; б) аморфных соединений (железистых и гумус-железистых); в) подвижных соединений (обменных и водно-растворимых).

Кальций. Содержание CaO в бескарбонатных суглинистых почвах составляет 1—3% и определяется главным образом присутствием глинистых минералов тонкодисперсных фракций, а также гумусом и органическими остатками, в связи с чем наблюдается тенденция к биогенному обогащению кальцием верхней оргоаноаккумулятивной части профиля. Однако в ряде случаев его повышенное валовое содержание может быть обусловлено присутствием в крупных фракциях обломков карбонатных пород и первичных кальцийсодержащих минералов (кальцита, гипса, основных плагиоклазов и др.). В почвах сухостепной и аридной зон повышенное валовое содержание кальция может быть обусловлено образованием и накоплением вторичного кальцита или гипса в процессе почвообразования. Много кальция может накопиться в почве гидрогенным путем, вплоть до образования известковых или гипсовых кор.

Таблица 18. Соотношение групп соединений железа в различных почвах, % от валового (С. В. Зонн, 1982)

Почвы	Железо	
	силикатное	несиликатное
<i>Ферралитные</i>		
Красная, Шри Ланка	24—28	72—76
Красно-желтая, Бирма	12—19	81—86
Желтая аллитная, Бирма	16—44	56—84
Латеритная, Бирма	44—56	44—56
<i>Ферсиаллитные</i>		
Краснозем, Грузия	23—40	60—77
Бурая лесная, Югославия	50—55	45—50
Коричневая, Дагестан	59—63	37—41
Бурая лесная, Япония	18—50	50—82
<i>Сиаллитные</i>		
Дерново-подзолистая, Подмоскowie	56—60	40—44
Серая лесная, Орловская обл.	54—67	37—46
Чернозем типичный, Воронежская обл.	69—72	28—31
Серозем типичный, Узбекистан	70—83	17—30

Магний. Валовое содержание MgO в почве обычно близко к содержанию CaO и обусловлено главным образом присутствием глинистых минералов, особенно монтмориллонита, вермикулита, хлорита. В крупной фракции магний содержится в обломках доломитов, оливине, роговых обманках, пироксенах; в почвах аридной зоны много магния аккумулируется при засолении почв в виде хлоридов и сульфатов.

Калий. Содержание K₂O составляет в почвах 2—3%. Присутствует калий чаще в глинистых минералах тонкодисперсных фракций, особенно в гидрослюдах, а также в составе таких первичных минералов крупной фракции, как биотит, мусковит, калиевые полевые шпаты. Наряду с кальцием калий относится к числу органогенов, необходимых для развития растений; в ряде случаев калий может быть в дефиците, в связи с чем его внесение в почву положительно сказывается на плодородии.

Натрий. Валовое содержание в почве Na₂O обычно около 1—3%. В почве натрий главным образом присутствует в составе первичных минералов, преимущественно в натрийсодержащих полевых шпатах; содержание Na₂O в отдельных составляющих крупной фракции может достигать 5—6%, тогда как в илистой фракции не превышает 0,5—1%. В засоленных почвах сухостепной и аридных зон в значительных количествах может присутствовать в виде хлоридов или входить в поглощающий комплекс почв, в связи с чем содержание Na₂O в этом случае возрастает до нескольких процентов. В почве дефицита этого элемента

обычно не наблюдается; присутствие натрия в повышенных количествах в составе подвижных соединений обуславливает наличие у почв неблагоприятных физических и химических свойств.

Титан. Содержание в почве TiO_2 обычно не превышает нескольких десятых процента. Присутствует этот элемент в почве в составе первичных устойчивых к выветриванию титансодержащих минералов (ильменита, рутила, сфена), в связи с чем при выветривании наблюдается его относительное накопление, в некоторых случаях наблюдается заметное накопление титана (до 1%) в составе илистой фракции.

Марганец. Содержание MnO составляет в почве лишь несколько десятых или даже сотых долей процента и обусловлено присутствием марганцовистых конкреций, образовавшихся в результате микробиологической деятельности. В рассеянном виде марганец может входить в состав некоторых первичных минералов (оливинов, пироксенов, эпидота).

Сера. Содержание SO_3 в почве обычно не превышает нескольких десятых процента. Присутствует сера в почве главным образом в составе различных органических соединений как растительного, так и животного происхождения; в засоленных почвах при наличии значительных количеств сульфатов валовое содержание SO_3 может возрасти до нескольких процентов. Повышенное содержание серы в виде подвижных соединений может наблюдаться при загрязнении почв промышленными отходами (выпадение с осадками газообразных выбросов соединений серы). В крупных фракциях почвы сера присутствует в составе сульфидов (пирит), гипса, вторичных соединений железа (II), образующихся при болотном процессе.

Углерод, азот, фосфор. Эти элементы принадлежат к числу важнейших органоенов. Присутствие их в почве (первых двух практически целиком) обязано воздействию живого вещества и процессам почвообразования.

Углерод. В почве он содержится главным образом в составе гумуса, а также органических остатков. Много углерода может находиться в составе карбонатов. Содержание углерода в почве колеблется от долей процента в бедных органическим веществом песчаных почвах, до 3—5 и даже 10% в богатых гумусом черноземах (в торфянистых и торфяных горизонтах до десятков процентов). Значительная часть почв, используемых в земледелии, нуждается во внесении углерода в виде органического вещества.

Азот. Так же, как и углерод, азот почти целиком связан в почве с ее органической частью — гумусом — и составляет $\frac{1}{10}$ — $\frac{1}{20}$ от содержания углерода. Несмотря на небольшое количество (не более 0,3—0,4, часто 0,1 и менее процента), азот играет чрезвычайно важную роль в плодородии почв, так как жизненно необходим растениям, для которых он доступен только в форме нитратного и аммонийного ионов. Большинство культурных почв нуждается в систематическом внесении этого элемента. В естественных условиях пополнение в почве резервов

азота в доступных для растений формах осуществляется азотофиксирующими бактериями.

Фосфор. Присутствует в почве в очень незначительных количествах: валовое содержание P_2O_5 составляет не более 0,1 — 0,2%. Фосфор жизненно важен для растений, но в большинстве почв, особенно песчаных, находится в резком дефиците, в связи с чем необходимо систематическое внесение фосфора в почву, особенно при их интенсивном использовании в сельскохозяйственном производстве. В почве фосфор присутствует в составе гумуса, органических остатков, в минеральной части почв в составе апатита, вторичного болотного минерала — вивианита.

Наряду с перечисленными макроэлементами в почве в очень небольших количествах (тысячные доли процента, см. табл. 13) присутствуют рассеянные элементы и микроэлементы, чрезвычайно, однако, важные для жизнедеятельности растений. Валовое содержание этих элементов в преобладающей мере связано с содержанием в почве первичных минералов, отчасти глинистых минералов и органического вещества.

Наблюдается следующая приуроченность важнейших микроэлементов и рассеянных элементов к первичным минералам: Ni, Co, Zn — авгит, биотит, ильменит, магнетит, роговая обманка; Cu — авгит, апатит, биотит, гранаты, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы; V — авгит, биотит, ильменит, мусковит, роговая обманка, сфен; Pb — авгит, апатит, биотит, калиевые полевые шпаты, мусковит; Li — авгит, биотит, роговая обманка, турмалин; B — турмалин; Zr — циркон; редкоземельные элементы — эпидот, монацит.

Носителями микроэлементов и рассеянных элементов в крупной фракции почв могут быть также зерна кварца и обломков содержащих кварц пород, так как в них нередко встречаются субмикроскопические вкрапления перечисленных первичных минералов.

Химический состав почв оказывает чрезвычайно большое влияние на их плодородие, как непосредственно, так и определяя те или иные свойства почвы, имеющие решающее значение в жизни растений. С одной стороны, это может быть дефицит тех или иных элементов питания растений, например фосфора, азота, калия, железа, некоторых микроэлементов; с другой — токсичный для растений избыток, как в случае засоления почв.

В процессе почвообразования происходят весьма существенные преобразования химического *состава* исходных почвообразующих пород, связанные с целой серией общих почвенных процессов: 1) переход химических элементов из одних соединений в другие в связи с минеральными преобразованиями; 2) поступление элементов из атмосферы с осадками и импัลверизацией; 3) вынос элементов нисходящим движением воды в грунтовые воды и далее в гидрографическую сеть, в конечном счете в океан; 4) принос элементов с грунтовыми водами; 5) циклическое вовле-

чение элементов в биологический круговорот веществ Поэтому профиль почв всегда дифференцирован в той или иной степени по химическому составу в отличие от исходных однородных почвообразующих пород Особой спецификой состава отличаются верхние гумусоаккумулятивные горизонты, а также гидrogenно-аккумулятивные горизонты разных почв

Химические процессы, протекающие в почвах, весьма сложны и многообразны Их изучением занимается особый раздел почвоведения — химия почв

Глава пятая

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ПОЧВ

Органическое вещество почв — это совокупность живой биомассы и органических остатков растений, животных, микроорганизмов, продуктов их метаболизма и специфических новообразованных органических веществ почвы — гумуса В органическом веществе почв всегда присутствует какое-то количество остатков отмерших организмов, находящихся на разных стадиях разложения, живые клетки микроорганизмов, почвенная фауна (рис 13)

5.1. Источники почвенного гумуса

Потенциальными источниками органического вещества почв можно считать все компоненты биоценоза, которые попадают на поверхность почв или в толщу почвенного профиля и участвуют в процессах почвообразования

Запасы биомассы биоценозов, ее структура и динамика неодинаковы в разных природных зонах В абсолютном большинстве наземных биоценозов зеленые растения (автотрофы) имеют наибольшую биомассу и годичный прирост (первичную продукцию), превышающую биомассу беспозвоночных животных и микроорганизмов в несколько десятков или сотен раз, а позвоночных животных в несколько тысяч раз Поэтому надземный и корневой опад и продукты метаболизма высших растений дают основной материал, из которого формируется органическое вещество почв Однако специфический химический состав животных и микроорганизмов, высокое содержание в них белков определяют заметную их роль в обогащении органического вещества почв азотсодержащими компонентами

Запасы фитомассы в различных ландшафтах тундровой зоны изменяются от 150 до 2500 г/м², причем корневая масса превышает надземную в 3—4 раза Биомасса микроорганизмов составляет 10—15 г/м², почвенных беспозвоночных животных — 1—3, а наземных позвоночных животных — около 0,01 г/м²

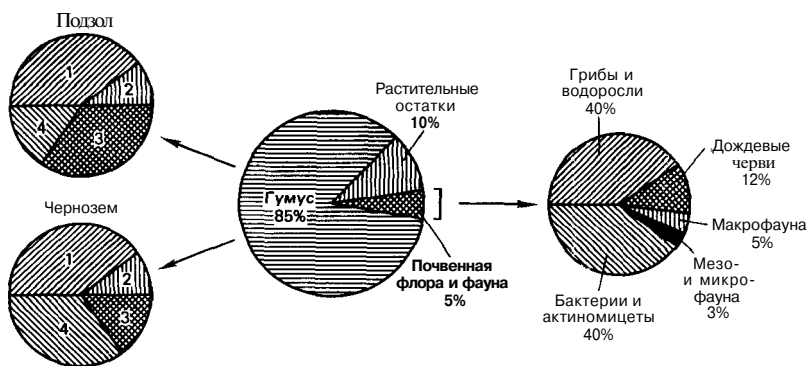


Рис. 13. Средний состав органического вещества почвы (по Д. Шредеру, 1978, с дополнениями):
 в составе гумуса: 1 — нерастворимый остаток (гумин); 2 — неспецифические вещества; 3 — фульвокислоты; 4 — гуминовые кислоты

В таежно-лесной зоне запасы фитомассы полновозрастных высокобонитетных лесов возрастают до 25—40 тыс. г/м², причем корневая масса меньше надземной в 3—5 раз. Биомасса микроорганизмов в лесных почвах доходит до 30 г/м²; среди них доминируют грибы. Биомасса беспозвоночных животных (в г/м²) в подзолистых почвах составляет 2—3, в дерново-подзолистых — 7—12, в серых лесных почвах достигает 90.

Травянистая растительность степной зоны накапливает меньшую, чем леса, фитомассу, от 1200 до 2500 г/м², причем корневая масса превышает надземную в 3—6 раз. Микрофлора степных почв имеет более разнообразный видовой состав: доля грибов снижается, возрастает численность спорообразующих бактерий и актиномицетов. Количество беспозвоночных животных также несколько снижается, до 12—16 г/м², среди них доминируют по биомассе дождевые черви. Беспозвоночные животные в степной зоне составляют 98% от общей зоомассы.

В пустынной зоне запасы фитомассы резко уменьшаются, причем доля корней в ее составе возрастает и соотношение надземной и подземной массы становится 1:8—1:9. Уменьшается общий уровень и биологической активности почв. Однако в короткие периоды поступления влаги биологическая активность почв может быть высокой.

Химический состав биомассы в значительной мере определяет все последующие этапы новообразования гумуса. В формировании молекул гумусовых кислот принимают участие любые структурные химические единицы органического вещества, освобождающиеся в процессе трансформации отпада и опада. В биогеоценозах разных природных зон неодинаковые запасы и состав фитомассы определяют различия в поступлении в почву белков, углеводов, липидов, и ароматических соединений (рис. 14).

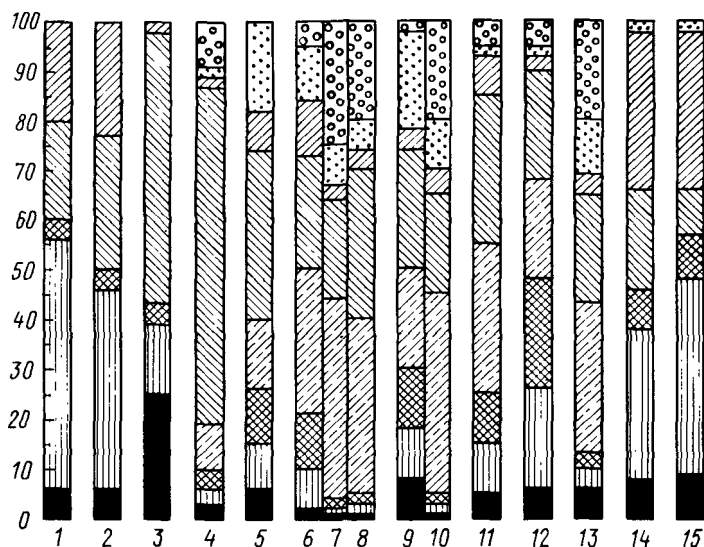


Рис. 14. Средний химический состав организмов (% на сухое вещество):

1 — бактерии; 2 — грибы; 3 — водоросли; 4 — лишайники, 5 — мхи; 6 — хвоя деревьев; 7 — древесина хвойных деревьев; 8 — корни хвойных деревьев; 9 — листья деревьев; 10 — древесина лиственных деревьев; 11 — злаковые травы; 12 — бобовые травы; 13 — корни трав; 14 — беспозвоночные животные; 15 — позвоночные животные; а — зола; б — белки и другие азотсодержащие соединения; в — моно- и олигосахариды; г — целлюлоза; д — другие углеводы; е — липиды; ж — танины и флавоноиды; з — лигнин

5.2. Разложение органических остатков в почве

Исследования процессов распада органических остатков в почвах с целью познания путей формирования гумуса развивались по трем основным направлениям. В первом главное внимание уделяли изменению химизма растительных остатков как главного источника органического вещества (И. В. Тюрин, 1937; С. Ваксман, 1937; М. М. Кононова, 1951, 1964, Л. Н. Александрова, 1980; А. Д. Фокин, 1981). Во втором — исследовали морфологию и скорость трансформации опада и подстилок, главным образом лесных (Р. Е. Мюллер, 1897; Е. Раманн, 1905; Г. Ф. Морозов, 1912; Н. П. Ремезов, 1958; А. Ф. Соколов, 1959; А. Ф. Чертов, 1977; В. С. Шумаков, 1941). В третьем — выявляли организмы, участвующие в разложении растительных остатков, и изучали их сукцессии (П. А. Костычев, 1886; В. Я. Частухин и др., 1948, 1953, 1964; Т. Г. Мирчинк, 1976; Н. М. Чернова, 1977; Б. Р. Стрианова, 1980).

Распад органического вещества — это процесс частичного или полного превращения сложноорганизованных структур и молекул в более простые, в том числе и в продукты полной минерализации (CO_2 , NH_3 , H_2O и др.). Распад органических компонентов — сложный и длительный процесс. Он включает механическое или

физическое разрушение, биологическую или биохимическую трансформацию и химические процессы.

Роль разных групп организмов в процессах трансформации органического вещества в почве. Бактерии активно участвуют в трансформации органического вещества во всех почвах. Они способны разлагать почти все органические соединения. Эти микроорганизмы с помощью своих экзоферментов как источник пищи и энергии активно используют белок, простые сахара, крахмал, органические кислоты, спирты, альдегиды, разлагают клетчатку и имеют преимущество в разложении углеводов. Бактерии имеют узкий спектр ферментов, как бы специализируются в области узкого процесса и разрушение ведут с большой скоростью. Например, целлюлозу разлагают различные виды бактерий родов *Cytophaga*, *Clostridium*, *Celvibrio* и др., которые синтезируют ферменты целлюлазу и целлобиазу; крахмал — бактерии видов *Clostridium acetobutilicum*, *Bacillus subtilis*, *Bac. mesentericus* и др., которые выделяют ферменты амилазу и глюкозидазу.

Актиномицеты, как и бактерии, — в основном почвенные организмы, активно участвующие в разложении органического вещества. Они могут использовать любые углеводы, в том числе активно разрушают маннаны, ксиланы, пектиновые вещества, целлюлозу, кератин, хитин, могут разрывать длинные цепи жирных кислот и углеводов. Актиномицеты рода *Nocardia* с помощью фермента фенолоксидазы разлагают гумус с утилизацией азота гетероциклов.

Актиномицеты — многочисленная группа микроорганизмов, но менее конкурентоспособная, чем бактерии и грибы. Они существуют в почве длительное время как покоящиеся споры и растут тогда, когда появляются доступная пища, необходимый уровень температуры (5—10°C) и влажности (91,5—99%). Особенно большую роль они играют в трансформации органического вещества черноземов.

Грибы обладают большим спектром ферментов, способны совершать многие процессы трансформации органического вещества, но, как правило, с меньшей скоростью, чем бактерии. В то же время разложение ароматических соединений грибы ведут активнее, чем бактерии; расщепление лигнина и танинов в природе идет преимущественно под их воздействием. Грибы осуществляют и разложение гумуса. Функции грибов определяются стадией сукцессии, стадией изменения видового состава микробиоценоза, зависящей от способности организмов, его составляющих, к переработке и использованию тех или иных компонентов субстрата. Грибы-сахаролитики обычно выступают пионерами в процессе распада органического вещества. За ними следуют грибы, разрушающие флоэму растительных клеток (первичные сапрофиты). Вторичные сапрофиты разрушают эпидермис клеток. Медленнее всего происходит разрушение целлюлозы и особенно лигнина.

Почвообитающие водоросли — автотрофы; они участвуют

в создании органического вещества почв. Запасы органического вещества, созданного водорослями, составляют от 0,05 до 0,2% от его общего запаса в верхнем почвенном горизонте. Основная масса водорослей обитает на поверхности или в самых верхних слоях почвы. На глубине 10—20 см количество водорослей становится ничтожным. Клетки водорослей, как и других микроорганизмов, активно поедаются амебами, инфузориями, клещами, нематодами. Прижизненные выделения водорослей, их слизевые чехлы становятся пищей грибов и бактерий. Водоросли выделяют биологически активные вещества.

Почвенные беспозвоночные животные выполняют серию сложных функций в разложении органического вещества, осуществляя физическое (механическое) раздробление и измельчение растительных остатков, увеличивая в сотни и тысячи раз их поверхность, делая их доступными для дальнейшего разрушения грибами и бактериями. В их ротовой полости идет мацерация растительных тканей, что вызывает распад клеточных структур. Беспозвоночные затаскивают растительные остатки в глубь почвы и способствуют ее оструктурированию и аэрации, гомогенизации и образованию органоминеральных соединений.

Беспозвоночные животные разлагают почти все химические компоненты растительных остатков благодаря симбиозу с микроорганизмами и широкому спектру ферментов в пищеварительном тракте, что ускоряет процесс трансформации органического вещества.

Экскременты беспозвоночных образуют локусы повышенной биологической активности, где процессы в почвах идут быстрее и многообразнее, так как в них участвуют бактерии, актиномицеты, грибы, плотность которых в десятки раз выше, чем в окружающей почве (Козловская, 1978).

Позвоночные животные составляют не более 2% от общей зоомассы, но продукты их метаболизма могут играть заметную роль в биологическом круговороте веществ, а обитающие в почве виды оказывают воздействие на физические свойства почв и перемещение почвенной массы.

5.3. Почвенные ферменты

Процессы трансформации органического вещества в почве идут при активном участии ферментов. По своей природе ферменты — самый крупный и высокоспецифичный класс белковых молекул с молекулярной массой от 10 000 до нескольких миллионов. Ферменты — структурированные белки, несущие множество функциональных групп, осуществляющих катализ. Главным свойством ферментов, отличающим их от других катализаторов, является специфичность реакций.

Источником почвенных ферментов являются живые организмы, населяющие почву: бактерии, актиномицеты, беспозвоноч-

ные животные и растения. Почвенные ферменты активно участвуют в процессах трансформации органических остатков как в процессе жизни, так и после отмирания создавших их организмов. Выполняя роль катализаторов, они в миллионы раз ускоряют течение химических реакций распада и синтеза органических веществ. Ферментативная активность почв обусловлена всем комплексом ферментов, находящихся в почве.

Действие экологических факторов на почвенные организмы конечно определяет поступление ферментов в почву. Ферментативная активность почв уменьшается вглубь по профилю, а в верхних горизонтах — пропорциональна уровню биологической активности почв. Поступив в почву, часть ферментов разрушается, часть стабилизируется (иммобилизуется) в результате связывания с почвенными минералами и органическим веществом путем образования ионных, водородных и ковалентных связей. По современным представлениям основная масса ферментного фонда находится в связанном состоянии. Сорбция ферментов ведет к понижению скорости каталитических реакций, но она остается более высокой, чем химические реакции.

5.4. Разложение химических компонентов в почве

Белки остатков микроорганизмов, животных и растений активно распадаются на составляющие их аминокислоты при участии ферментов протеаз. Часть их усваивается микроорганизмами, а часть дезаминируется. Белки отмирающих организмов служат одним из основных источников азота в почве.

Растительные остатки содержат обычно около 1% азота и отношение в них углерода к азоту (C:N) может достигать 50. По мере трансформации органических остатков органическое вещество почвы обогащается азотом и отношение C:N суживается до 1:10—1:12. Поэтому отношение C:N служит косвенным показателем степени гумификации органического вещества. Наряду с органическими остатками источником азота в почве служат атмосферные осадки, с которыми в почву в среднем поступает 8—10 кг/(га • год) азота.

Третьим источником азота в органическом веществе почв служат микроорганизмы-азотофиксаторы. По последним данным, многие микроорганизмы ризосферы растений способны усваивать атмосферный азот. Количество фиксируемого ими азота за сезон может достигать (в кг/га) в лесу 25, на лугу более 50, на злаковом поле 30—40 (М. М. Умаров, 1983). Клубеньковые бактерии, развивающиеся на корнях растений семейства бобовых, также обогащают почву азотом атмосферы. На поле, засеянном клевером, связывание атмосферного азота может достигать, по Д. Н. Прянишникову, 150 кг/га.

Отщепление азота от аминокислот в форме аммиака называют аммонификацией. В почве аммиак соединяется с имеющимися

кислотами, например угольной, уксусной и др., образуя их соли аммония. Ион аммония может поглощаться почвой, растениями и микроорганизмами.

Частично аммиак окисляется с образованием иона азотистой кислоты, а затем — азотной. Этот процесс, открытый С. Н. Виноградским, называют нитрификацией. Первая стадия окисления аммиака до азотистой кислоты идет при участии бактерий рода *Nitrosomonas*, дальнейшее образование азотной кислоты идет при участии *Nitrobacter*. Источником углерода для этих бактерий служит CO_2 . Энергию для расщепления молекулы CO_2 они получают при реакции окисления аммиака.

Ионы NO_3 азотной кислоты усваивают микроорганизмы и высшие растения для синтеза белков. Но при определенных условиях, когда затруднен доступ воздуха в почву, аэробные микроорганизмы начинают использовать кислород окисленных азотных соединений. Азотная кислота при этом восстанавливается с выделением свободного газообразного азота или монооксида (N_xO). Этот процесс называется денитрификацией.

Так совершается круговорот азота в почве. В различных типах почвы и под различными типами растительности азотное питание может складываться по-разному: оно может быть аммиачным, как в заболоченных почвах, нитратно-аммиачным, как в почвах хвойных лесов, и нитратным, как в почвах луговых степей и других хорошо аэрированных почвах.

Исследования *моно- и дисахаридов* последовательно в живом растительном материале, затем в опаде и подстилке показали изменение их содержания соответственно от 4—9% до десятых долей процента. Уровень содержания дисахаридов более высокий, чем моносахаридов. Перепад содержания Сахаров по мере трансформации растительных остатков связан с постоянной утилизацией этих компонентов дрожжами и другими микроорганизмами.

Белки и сахара наиболее быстро разлагаются в почве.

Зерна *крахмала* в растениях структурированы, имеют оболочку из белка, иногда с присутствием целлюлозы. Гидролиз крахмала осуществляется при участии фермента амилазы. По мере трансформации растительных остатков идет быстрое и резкое уменьшение содержания крахмала.

Целлюлозу могут разлагать лишь около 5% микроорганизмов, синтезирующих ферменты — целлюлазы. Молекула целлюлозы структурирована Фибрилла, в которую она скручена, покрыта оболочкой из пектина и воска, которые составляют лишь 4%, но понижают скорость разложения на 2 порядка.

В тундровой зоне процесс разложения целлюлозы заторможен. В течение года потери целлюлозы (в % по массе) на тундровых глеевых почвах составили около 5, на тундровых почвах пятен — 2—3, на болотно-тундровых — 0,5. Для минерализации целлюлозы растительных остатков требуется в тундровых почвах пятен — от 30 до 50 лет, в тундровой глеевой — от 20 до 30, в

болотно-тундровой — около 200 лет. В хвойных лесах на подзолистых почвах полная минерализация целлюлозы протекает в течение 5—6 лет, на дерново-подзолистых — 3—4, в злаковых степях на типичных черноземах — 2 лет.

Липиды разлагаются медленнее белков, сахаридов и крахмала. Со временем скорость их трансформации замедляется и становится меньше, чем растительных остатков в целом. Происходит относительное накопление липидов. Картина осложняется нарастанием биомассы грибов, участвующих в разложении опада, так как клетки грибов содержат до 20% липидов.

Ароматические соединения разлагаются преимущественно под воздействием грибов. В расщеплении лигнина принимают участие ферменты оксидоредуктазы, лиазы, эстеразы, лакказы. Исследование скорости трансформации лигнина в растительном опаде хвойных лесов показало, что, в то время как идет утилизация белков и углеводов, лигнин, как наиболее устойчивое в силу своей структуры соединение, относительно накапливается в разлагающемся материале.

5.5. Органические вещества почвы индивидуальной (неспецифической) природы

В процессе трансформации остатков растений, животных и микроорганизмов, а также при поступлении в почву продуктов их метаболизма органическое вещество почвы обогащается веществами индивидуальной неспецифической природы. Они составляют 10—15% от органического вещества почвы. Среди них обычно выделяют следующие группы.

Азотсодержащие вещества представлены белками и аминокислотами. Белки — компоненты всех живых существ. Это полимеры, состоящие из аминокислотных остатков, соединенных амидной связью. В элементном составе белков кроме углерода, водорода и кислорода содержатся (в %) азот (15—19), сера (0,3—2,4) и часто фосфор (0,5—0,8). При разложении белковых веществ в почве образуются аминокислоты — карбокислоты, содержащие по крайней мере одну аминогруппу. Наиболее обычны в почве глицин, аланин, серии, цистеин, треонин, валин, метионин.

Углеводы — один из важнейших источников энергии для микроорганизмов и беспозвоночных животных, которые активно их разлагают, — обширная группа органических соединений, включающая собственно углеводы и соединения, близкородственные им. Собственно углеводы представлены моносахаридами (глюкоза, фруктоза, манноза, галактоза, арабиноза, рибоза, ксилоза и др.), состоящими из одного сахарного звена; олигосахаридами, состоящими из 2—4, но всегда до 10 моносахаридных звеньев; полисахаридами — полимерами, состоящими из 11 и более моносахаридных звеньев. К полисахаридам, содержащим одинаковые молекулы, относятся пентозаны (полимеры пентоз)

и гексозаны (полимеры гексоз). Пентозаны представлены ксиланами и арабанами. К гексозанам (полимерная единица глюкозы) относятся крахмал, изолихенин, целлюлоза, полифруктозаны, полигалактаны, полиманнаны.

Гетерополисахариды — сополимеры различных сахаридов. К ним относятся арабиногалактаны, гемицеллюлозы, галактоманнаны, глюкоманнаны и арабиноксиланы.

Среди соединений, близкородственных углеводам, следует назвать полиурониды, состоящие из звеньев углеводов и уроновых кислот. К ним относятся камеди, слизи и пектиновые вещества. Родственными углеводам считают и мукополисахариды, в их числе хитин (структурный компонент стенок грибов и внешнего скелета членистоногих) и тейхоевые кислоты (компонент клеточных стенок бактерий).

Липиды — большая группа органических соединений, которую делят на омыляемые и неомыляемые липиды. К омыляемым относятся нейтральные жиры (эфиры глицерина и жирных кислот) и фосфолипиды (эфиры глицерина, жирных и фосфорной кислот). К неомыляемым липидам относят жирные кислоты, стероиды, изопреноиды, каратиноиды. К липидам часто относят также те соединения, которые при исследованиях не отделяются от липидов. Это алифатические и циклические углеводороды и их полимеры в смеси со спиртами, альдегидами и оксикислотами. Среди них следует назвать такие вещества, как воск, кутин, суберин, спорополленин.

Ароматические соединения и их производные включают моноциклические арены и их полимеры. К моноциклическим аренам относят ароматические кислоты, которые содержат одно бензольное кольцо и одну карбоксильную группу или более. Сюда относятся соединения типа C_6-C_1 (протокатеховая, ванилиновая, сиреневая кислоты) и соединения типа C_6-C_3 (паракумаровая, кофейная, феруловая и другие кислоты), а также кумарины и флавоноиды (соединения типа $C_6-C_3-C_6$).

К полимерам аренов относят танины (дубильные вещества) и лигнин (полимер, состоящий из нескольких типов фенилпропановых единиц). Стойкость лигнина против разложения и его ароматическое строение дали основание ряду исследователей считать лигнин основным компонентом почвенного гумуса, унаследованным при разложении растительных остатков без существенных изменений. Одна из таких гипотез была высказана С. Ваксманом (1937) и сравнительно недавно поддержана В. Фляйгом (1964)

Зольные элементы. В процессе разложения растительности в почву поступают поглощенные растениями зольные элементы, состав которых, по выражению В. И. Вернадского, охватывает всю таблицу элементов Менделеева. В процессе гумификации в конституционной части молекул органических веществ частично сохраняются сера и фосфор.

Ежегодно в почву поступают свежие порции неспецифических

органических компонентов, которые частично минерализуются до CO_2 , H_2O , NH_3 , N_2 , частично мигрируют за пределы почвенной толщи, а частично служат источником почвенного гумуса.

Органические вещества индивидуальной природы, особенно низкомолекулярные и ароматические кислоты, а также углеводы и фенолы, играют активную роль в процессах почвообразования как источники энергии и компоненты, способствующие перемещению по профилю многих минеральных компонентов.

5.6. Образование специфических органических веществ в почве (гумусообразование)

Наряду с процессами распада органических остатков и редукции сложных органических молекул в почве протекает процесс синтеза гумусовых веществ. Они образуются из «обломков» биологических макромолекул или их мономеров, которые оказываются в почве благодаря метаболизму ее живого населения и деятельности экзоферментов.

Пути и механизмы образования гумусовых кислот издавна интересуют исследователей. Познание гумусовых веществ началось с их химического анализа. К концу XIX в. наряду с анализом стали освещаться вопросы возможного синтеза гумуса почв. Зачинателем биологического направления в теории гумусообразования можно считать М. В. Ломоносова, который писал в 1761 г. в работе «О происхождении перегноя», что почвы произошли «от согнития животных и растущих тел со временем». Большая заслуга в развитии этого направления принадлежит П. А. Костычеву, который экспериментально показал, что почвенное органическое вещество является продуктом жизнедеятельности животных и растительных организмов и в особенности почвенных микроорганизмов.

Прямым развитием этих работ были исследования С. П. Кравкова и его ученика А. Г. Трусова. Трусов полагал, что легкоусвояемые органические кислоты являются косвенным источником гумусовых веществ, так как предварительно превращаются в плазму микроорганизмов. Трудноусвояемые органические вещества — лигнин, дубильные вещества и другие вещества сложной ароматической природы — являются прямым источником гумусовых веществ. Продукты их распада окисляются, конденсируются и превращаются в темноокрашенные сложные гумусовые вещества. Темноокрашенные гумусоподобные продукты получил Л. С. Майард (1912, 1917), соединив аминокислоты с углеводами. В. Р. Вильямс (1897, 1914, 1939) образование гумуса рассматривал как процесс перемежающего синтеза органического вещества в высших организмах и разложения его микроорганизмами после отмирания, что и ведет к гумусообразованию. Направленность биохимических процессов и особенность химизма почвенного гумуса, по Вильямсу, определяется типом биологических группировок зеленых и бесхлорофилловых растений: древесная расти-

тельность и связанные с ней грибы, актиномицеты и анаэробные бактерии способствуют синтезу *креповых кислот (фульвокислот)*, растворимых в воде, способствующих подзолообразованию; луговая травянистая растительность и ассоциирующиеся с ней аэробные и анаэробные микроорганизмы обуславливают синтез *ульминовых кислот (бурых гуминовых)*; стенная травянистая растительность в комплексе с аэробными микроорганизмами обеспечивают формирование *гуминовых кислот*. В. Р. Вильямс предложил очень обобщенную схему гумусообразования. Но он обратил внимание на комплекс факторов гумусообразования и среди них на источники органического вещества, «разлагатели» и условия гумусообразования. Ошибочным было представление В. Р. Вильямса о том, что гумусовые кислоты представляют собой экзоэнзимы.

Комплексному биохимическому подходу противостояло представление исследователей химии угля и торфа (Ж. Фишер и Г. Шрадер, 1921, 1922; В. Фукс, 1931, 1936), которые полагали, что лигнин растительных остатков, почти не изменяясь, составляет основу почвенного перегноя. В дальнейшем С. Ваксман (1937) развил эти представления, создав теорию образования гумуса как лигнино-протеинового комплекса. Согласно этой гипотезе взаимодействие лигнина с протеином протекает в результате химической конденсации по типу шиффовых оснований. Следовательно, по Ваксману, гумус не представляет собой ничего специфического.

Советская школа исследователей органического вещества во главе с И. В. Тюриным внесла решающий вклад в изучение состава, свойств и путей образования органического вещества в различных типах почв СССР. Тюрин рассматривал гумусообразование как сочетание ряда противоречивых процессов: растительные и животные остатки разлагаются под влиянием почвенных животных, микроорганизмов и абиотических факторов; продукты разложения — соединения циклического характера и синтезированная микроорганизмами плазма — в результате окисления и полимеризации с участием катализаторов дают устойчивые специфические гумусовые соединения.

Эти позиции разделяла М. М. Кононова, которая рассматривала гумусовые вещества как продукт конденсации мономеров ароматических соединений фенольного типа с аминокислотами и протеинами: фенолы окисляются через семихиноны до хинонов и последние взаимодействуют с аминокислотами при участии ферментов типа фенолоксидаз. Кононова предложила схему процессов гумификации, из которой следует, что все растительные остатки в процессе гумификации проходят стадию ассимиляции микроорганизмами.

Большое внимание процессам гумификации и связи их с почвообразованием уделили французские исследователи Ф. Дюшофур, Ф. Жакен, Веди и др. Ф. Дюшофур (1972) предложил под процессом гумификации понимать совокупность процессов, веду-

щих к образованию коллоидного комплекса, трансформированного биохимическим путем из растительных остатков и связанного физико-химическими узлами с минеральными коллоидами. Процесс гумификации, по Дюшофуру, имеет две фазы. Первая — биологическая, относительно короткая, в которой господствуют микроорганизмы и их ферменты, завершается образованием «молодого гумуса» с незрелыми связями с минеральной частью почвы. Вторая — фаза созревания — климатическая, более продолжительная и обусловленная сезонными контрастами климата, завершается формированием зрелого гумуса и упрочением связей с минеральной частью почвы. По мнению Дюшофура, лишь карбонаты и вторичные минералы почвы оказывают стабилизирующее действие на гумус, а климат (особенно в сухой период), способствует усилению процесса полимеризации, что приводит к доминированию серых гумусовых кислот над бурыми. Полимеризация и стабилизация гумусовых кислот, по мнению Дюшофура, обусловлены процессом дегидратации.

Большой вклад в изучение процессов гумификации внесла Л. Н. Александрова со своими учениками. Л. Н. Александровой разработана схема гумусообразования, включающая процессы распада органических остатков, микробный синтез, гумификацию, взаимодействие с минеральной частью почвы и, с другой стороны, процесс минерализации и вовлечения минеральных компонентов в биологический круговорот (схема 4).

Рассматривая эту схему, следует продукты микробного синтеза также считать источником гумусовых кислот, соединить эти блоки процессом гумификации и показать, что продукты полураспада могут взаимодействовать с минеральной частью почвы и вымываться за пределы почвенного профиля.

Под руководством Л. Н. Александровой была проведена серия целенаправленных работ по изучению динамики процесса гумификации различных растительных остатков в условиях модельных экспериментов. В понятии Л. Н. Александровой *гумификация — сложный биофизико-химический процесс трансформации промежуточных высокомолекулярных продуктов разложения органических остатков в особый класс органические соединения — гумусовые кислоты.*

Л. Н. Александрова (1970) ранее Ф. Дюшофура (1972) выделила ряд этапов процесса гумификации. Начальный этап, по Л. Н. Александровой, — биохимическое окислительное кислотообразование, т. е. формирование системы гумусовых кислот, подвергающихся в дальнейшем длительным и сложным процессам трансформации. В это же время формируется азотистая часть молекулы гумусовых кислот. На первом этапе происходит и фракционирование образующихся гумусовых кислот по степени растворимости на группу гуминовых и фульвокислот. В результате взаимодействия с минеральной частью почвы образуются органоминеральные соединения.

Вторая стадия выражается в постепенном нарастании арома-

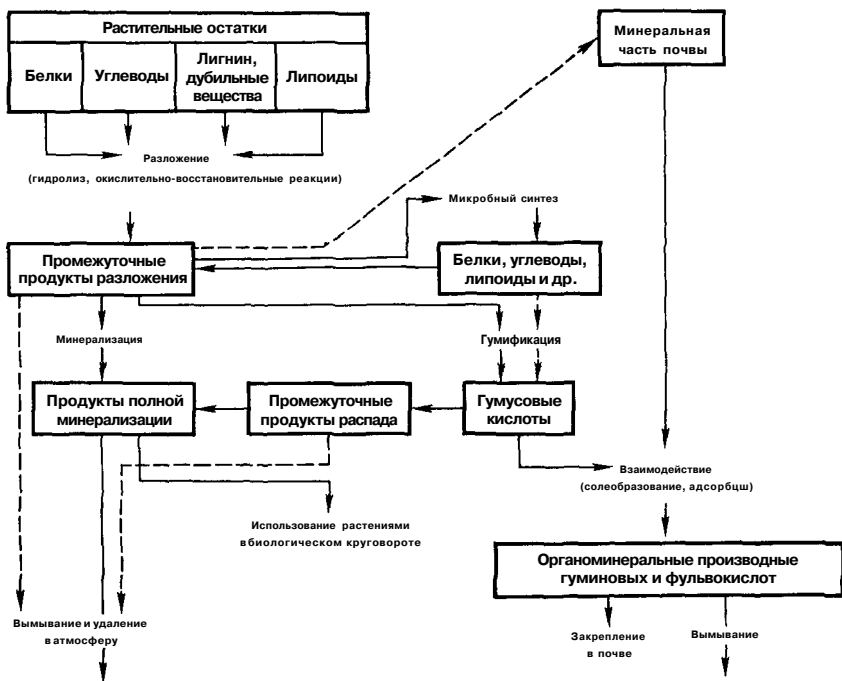


Схема 4. Процесс гумусообразования в почве
(Л. Н. Александрова, 1980)

тизации вследствие частичной деструкции алифатических цепей, путем гидролиза и процессов окисления при участии окислительных ферментов. Стадия минерализации гумусовых веществ завершает процесс их трансформации.

Скорость и характер гумификации зависят от ряда факторов, среди которых Л. Н. Александрова называет количество и характер поступления растительных остатков, их химический состав, режим влажности и аэрации, реакцию среды и окислительно-восстановительные условия, интенсивность микробиологической деятельности и групповой состав микроорганизмов, а также гранулометрический, минералогический и химический состав минеральной части почвы. Анализ этих факторов в их взаимодействии позволил Л. Н. Александровой охарактеризовать основные типы гумификации органических остатков в почве: *фульватный*, *гуматно-фульватный*, *фульватно-гуматный* и *гуматный*.

Д.С. Орлов (1977) ввел понятие *глубины гумификации* (H), характеризующее процесс гумификации в разных типах почв: $H = f(Q, I, t)$, где Q — общая масса ежегодно поступающих в почву и подвергающихся гумификации растительных остатков; I — интенсивность их трансформации, пропорциональная биохимической активности почв; t — биологически активное время (близкое к длительности вегетационного периода).

5.7. Органическое вещество почв специфической природы

Гумусовые вещества как специфический продукт гумификации представляют собой гетерогенную полидисперсную систему высокомолекулярных азотсодержащих ароматических соединений кислотной природы. Они представлены гуминовыми кислотами, фульвокислотами и негидролизуемым остатком или гумином. Деление гумусовых веществ на эти группы было основано на способе выделения их из почвы. Исследованиями И. В. Тюрина, М. М. Кононовой, С. С. Драгунова, Л. Н. Александровой, Д. С. Орлова и других были выявлены их специфические качества.

Гумусовые кислоты — особый класс соединений с переменным составом. В пределах этой общей группы гуминовые кислоты и фульвокислоты сохраняют общий принцип строения. Их высокомолекулярный характер обуславливает практическую независимость основных физических и химических свойств от небольшого изменения состава.

Гуминовые кислоты (ГК) хорошо растворяются в щелочных растворах, слабо растворяются в воде и не растворяются в кислотах. Из растворов ГК легко осаждаются водородом минеральных кислот и двух- и трехвалентными катионами (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+}). Гуминовые кислоты, выделенные из почвы в виде сухого препарата, имеют темно-коричневый или черный цвет, среднюю плотность $1,6 \text{ г/см}^3$.

Элементный состав гуминовых кислот в процентах по массе составляет: С — 50—62; Н — 2,8—6,6; О — 31—40; N — 2—6. Содержание зольных элементов зависит от степени очистки препарата. Содержание углерода в составе гуминовых кислот максимално в черноземах, а от них уменьшается в сторону более гумидных и более аридных почв. Если же выразить элементный состав ГК в атомных процентах (табл. 19), что дает более правильное представление о роли отдельных элементов в построении вещества, то стройного зонального ряда ГК не получается. Углерод, выражаемый в процентах, подчеркивает дифференциацию ГК на две большие группы. В первую группу (*серых* или *черных* ГК) входят ГК с количеством углерода 40—42%. Во вторую (*бурых* ГК) — кислоты с количеством углерода 37—38%. При гумификации нарастает степень окисленности ГК.

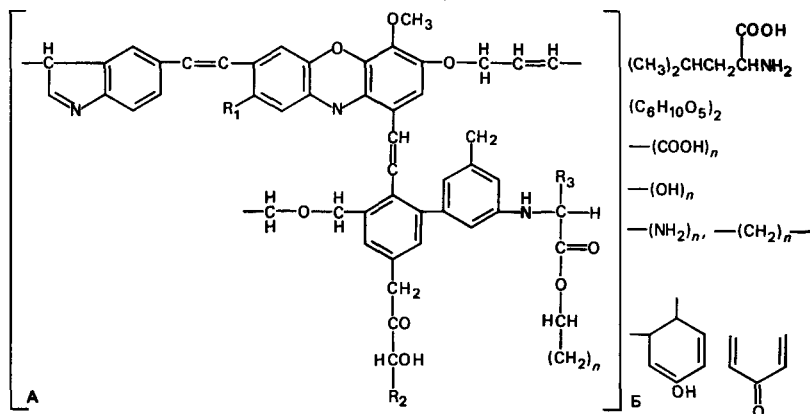
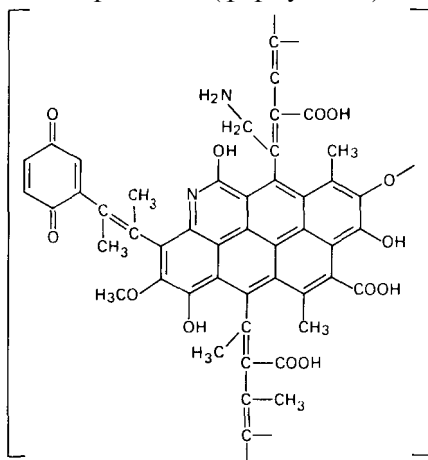
Молекула ГК имеет сложное строение. Ядро молекулы составляет бензолполикарбоновые кислоты, ароматические и гетероциклические кольца типа бензола, фурана, пиридина, индола и др. Эти ароматические компоненты соединены непосредственно через углерод ($-\text{C}-\text{C}-$, $-\text{C}=\text{C}-$) или мостиками ($-\text{O}-$, $-\text{N}-$, $-\text{H}-$, $-\text{CH}_2-$) в рыхлую сетку. Степень уплотненности ароматических компонентов нарастает в процессе гумификации и по мере зрелости ГК, что ведет к уменьшению их подвижности.

Периферию молекул ГК составляют цепи боковых радикалов,

как правило, неароматического строения, в состав которых входят углеводные, аминокислотные и углеводородные компоненты. Рыхлое «губчатое» строение молекул ГК, наличие множества пор обуславливает их способность к набуханию и адсорбции. Интересно, что ядро этих молекул обладает гидрофобными свойствами, а периферические цепочки — гидрофильными. Степень выраженности этих частей молекул обуславливает гидрофобность или гидрофильность ГК.

Важной частью молекулы ГК являются функциональные группы: карбоксильные, фенолгидроксильные, метоксильные, карбонильные, амидные. Кислотные свойства, емкость поглощения, способность образовывать органоминеральные соединения обусловлены наличием этих функциональных групп. Емкость поглощения ГК возрастает в условиях щелочной среды за счет ионов водорода фенольных гидроксидов.

Вероятные схемы строения структурной ячейки ГК, которые отражают современные представления о компонентах ГК, предложены И.Д.Комиссаровым (формула 1) и Д.С.Орловым (формула 2):



Ароматические и гетероциклические компоненты ГК составляют 50—60%, углеводные компоненты — 25—30, функциональные группы — 10—25%.

Таблица 19. Средний элементный состав гуминовых кислот
(Д. С. Орлов, 1974; А. А. Гришина, 1982)

Почвы	Проценты				Атомные отношения		Степень окисленности*, ω
	С	N	N	Q	H : C	C : N	
Болотно-тундровые	36,9	47,3	2,1	15,5	1,3	18	- 0,4
Подзолистые и дерново-подзолистые	37,5	39,8	2,4	20,3	1,1	16	0
Серые лесные	38,1	40,3	2,4	19,2	1,0	16	0
Черноземы	42,5	35,2	2,4	19,9	0,8	18	+ 0,13
Луговые аллювиальные	44,6	34,2	2,3	18,9	0,8	19	+ 0,1
Каштановые	37,7	42,1	2,8	17,4	1,1	14	- 0,2
Красноземы	42,1	33,4	2,7	21,8	0,5	16	+ 0,2

* Степень окисленности гумусовых кислот вычисляется по уравнению $\omega = (2Q_o - Q_h)/Q_c$, где Q_o , Q_h и Q_c — число молей кислорода, водорода и углерода соответственно.

Фульвокислоты (ФК) — группа гумусовых кислот, остающаяся в растворе после осаждения гуминовых кислот. Они так же, как и ГК, представляют собой высокомолекулярные азотсодержащие органические кислоты. От гуминовых кислот отличаются светлой окраской, более низким содержанием углерода, растворимостью в кислотах, большей гидрофильностью и способностью к кислотному гидролизу. Плотность фульвокислот по имеющимся немногочисленным данным равна 1,43—1,61 г/см³. Элементный состав фульвокислот (в % по массе) составляет: С — 41—46, Н — 4—5, N — 3—4. Содержание кислорода зависит от

Таблица 20. Средний элементный состав фульвокислот
(Д. С. Орлов, 1974; Л. А. Гришина, 1982)

Почвы	Атомные проценты			Атомные соотношения			Степень окисленности, ω
	С	H	O	N	H : C	C : N	
Тундровые глеевые типичные	33,8	39,1	24,9	2,2	1,2	15,0	+ 0,30
Болотно-тундровые	33,4	39,5	24,6	2,5	1,2	13,0	+ 0,30
Подзолистые и дерново-подзолистые	33,4	39,3	25,3	2,0	1,18	16,6	+ 0,34
Серые лесные	31,9	40,9	25,3	1,9	1,28	17,0	+ 0,32
Черноземы, каштановые	30,9	40,6	26,3	2,2	1,31	14,3	+ 0,34
Луговые аллювиальные	31,9	41,2	24,4	2,5	1,27	12,8	+ 0,30
Красноземы	36,6	33,4	27,9	2,1	0,91	17,6	+ 0,65

количества углерода; его больше, чем в ГК. Фульвокислоты различных типов имеют большое сходство. Элементный состав фульвокислот в процентах (табл. 20) показывает повышенное содержание углерода в дерново-подзолистых, серых лесных *почвах* и красноземах, пониженное — в черноземах, сероземах и аллювиальных луговых почвах. В почвах с пониженным содержанием углерода отмечены более узкое отношение C:N и большая степень окисленности.

Состав фульвокислот меняется по профилю почв. В дерново-подзолистых почвах в более глубокие горизонты мигрируют менее обуглероженные и наименее окисленные фракции. В профиле чернозема и серозема элементный состав фульвокислот более однороден.

Строение молекулы ФК имеет принципиально однотипную природу с ГК. В их составе также найдены ароматические и гетероциклические кольца, аминокислотные, углеводные и углеводородные компоненты. Но в отличие от ГК в молекуле ФК доминируют алифатические структуры, аминокислотные и углеводные компоненты. Выход бензолполикарбонновых кислот из ароматического ядра ФК в 2 раза меньше, чем у ГК, а гидролизуемая часть молекулы ФК значительно больше, чем у ГК. Это относится и к азотсодержащим компонентам. Если у ГК их гидролизует 40—60%, то у ФК — 70—75% (преимущественно аминокислотные и пептидные группировки). В молекуле ФК аминокислотные и аммонийные формы азота составляют до 70% всего азота.

Лучшая выраженность периферических структур в молекуле ФК обуславливает большую их гидрофильность по сравнению с ГК.

Фульвокислоты имеют те же функциональные группы, что и ГК. Реактивную способность ФК обуславливают кислые функциональные группы, карбоксильные и фенолгидроксильные, водород которых может диссоциировать и участвовать в реакциях обмена. Емкость поглощения ФК, обусловленная этими функциональными группами, больше, чем ГК, и составляет 800—1250 мг-экв/100 г ФК. В состав фульвокислот входят также карбонильные, метоксильные, хинонные группы и спиртовые гидроксилы.

Гумусовым кислотам свойственна гетерогенность и полидисперсность. Как гуминовые кислоты, так и фульвокислоты любого типа почв можно разделить на ряд фракций различной молекулярной массы, элементного и компонентного состава, но сохраняющих принцип строения и функциональные группы гумусовых кислот.

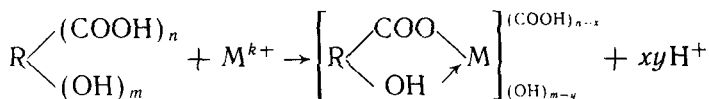
Наряду с ГК и ФК в групповом составе гумуса выделяют *негидролизуемый остаток*, ранее называвшийся гумином. Современные исследования показали, что гумин представляет собой совокупность гуминовых и фульвокислот, прочно связанных с минеральной частью почвы, а также трудноразалагаемых компонентов остатков растений: целлюлозы, лигнина, углистых частиц.

5.8. Органоминеральные соединения в почвах

Органические вещества активно взаимодействуют с минеральной частью почвы. По характеру взаимодействия можно выделить три группы органоминеральных соединений.

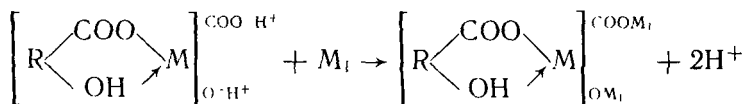
Первую группу составляют соли органических неспецифических кислот (щавелевая, муравьиная, лимонная, уксусная и др.) и гумусовых специфических кислот с катионами щелочных и щелочно-земельных металлов. Механизм образования гуматов заключается в обменной реакции между водородом кислых функциональных групп гумусовых кислот, способных к обменным реакциям в условиях данной реакции почв, и катионами. Обменная реакция протекает в эквивалентных количествах и обратима. Емкость обменной сорбции гумусовыми кислотами зависит от реакции среды и природы гумусовых кислот. По мере ослабления кислотности среды до pH 7 возрастает степень диссоциации карбоксильных групп, при дальнейшем подщелачивании среды в реакцию обменного солеобразования вступают фенольные гидроксилы. Гуминовые кислоты имеют емкость обменной сорбции от 300 до 700 мг-экв/100 г ГК в кислом интервале pH и до 1000 мг-экв/100 г ГК в щелочном. В образовании гуматов принимают участие зольные элементы растений, освобождающиеся при разложении, простые соли, находящиеся в почвенном растворе, обменные катионы диффузного слоя почвенных коллоидов и основания, входящие в состав кристаллических решеток первичных и вторичных минералов и способные к обмену.

Вторую группу образуют комплексные соли, которые синтезируются при взаимодействии неспецифических органических кислот и гумусовых кислот с поливалентными металлами (железом, алюминием, медью, цинком, никелем). Металл в комплексных солях входит в состав анионной части молекул и не способен к обменным реакциям:



где $M - Fe(OH)_2^+, Fe(OH)_2^{2+}, Al(OH)_2^+, Al(OH)_2^{2+}$.

Оставшиеся свободными карбоксильные и фенолгидроксильные группы способны к обменным реакциям с катионами щелочных и щелочно-земельных металлов:



где $M_1 - Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+, Al^{3+}$.

Полученные соединения называют комплексно-гетерополярными солями. Емкость связывания железа в комплексно-гетерополярные соли гуминовых кислот колеблется от 50 до 150 мг/г ГК, алюминия — от 27 до 55 мг/г ГК. Фульвокислоты имеют большую емкость. Они связывают в комплекс до 250 мг Fe/г ФК и до 140 мг Al/г ФК.

Третью группу составляют адсорбционные органоминеральные соединения: алюмо- и железогумусовые комплексы, глинисто-гумусовые комплексы.

Алюмо- и железогумусовые сорбционные комплексы. Гумусовые кислоты могут сорбироваться гелями полуторных оксидов, образующими сгустки, пленки и конкреции в почвах. С другой стороны, гели гуминовых кислот могут адсорбировать на своей поверхности золи полуторных оксидов. Золи полуторных оксидов и золи гумусовых кислот могут выпадать в осадок, коагулировать в процессе взаимодействия. Гидратированные железогумусовые гели с невысоким содержанием железа пептизируются водой при насыщении свободных функциональных групп ГК щелочными катионами.

Глинисто-гумусовые комплексы. Минеральная часть почвы имеет огромную суммарную поверхность, на которой протекают многие адсорбционные процессы. Взаимодействие гумусовых кислот или гуматов с обменными катионами Ca^{2+} и Mg^{2+} глинистых минералов носит обменный характер. Образующийся вновь гумат не связан с кристаллической решеткой минералов, а лишь выпадает в осадок на ее поверхности. Глинисто-гумусовые комплексы образуются не через главные валентности, а в процессе склеивания (адгезии) поверхностей при дегидратации компонентов. Процесс склеивания осуществляется за счет межмолекулярных сил. В таком случае закрепление гумуса пропорционально поверхности минеральных частиц. Оно максимально на коллоидной фракции и для всех почв равно $3,5-5 \cdot 10^{-7}$ г/см². Вопрос о проникновении гумусовых кислот в межслоевое пространство глинистых минералов остается дискуссионным: Л. Н. Александрова отрицает такую возможность, Д. С. Орлов указывает на возможность проникновения фульвокислот в межплоскостное пространство монтмориллонита в условиях резко кислой реакции (рН 2,5). При взаимодействии с минеральной частью наиболее активно поглощаются низкомолекулярные фракции, т. е. происходит их фракционирование.

Образование органоминеральных соединений может сопровождаться их миграцией в почвенном профиле или аккумуляцией на месте образования. Гуматы щелочных металлов и алюминия хорошо растворимы в воде и легко передвигаются в почвенном профиле. Гуматы кальция плохо растворимы, гуматы магния более подвижны и могут передвигаться по профилю в форме гидратированного золя. Фульваты щелочных и щелочно-земельных оснований хорошо растворимы в воде и могут легко мигрировать по профилю. Гумусовые кислоты при взаимодейст-

вии с гидроксидами железа и алюминия способны частично переводить их в раствор в форме комплексных зольей. При нисходящем токе влаги эти золи мигрируют по профилю и при повышении концентрации кальция переходят в состояние геля, выпадают в осадок. То же может происходить и при восходящих капиллярных токах.

В зависимости от гидротермического режима, минералогического состава почв прочность связи гумусовых кислот с минералами меняется. Процесс дегидратации, обогащенность почв солями кальция и минералами группы монтмориллонита способствуют образованию устойчивых малоподвижных органоминеральных соединений. Повышенное увлажнение или обогащенность почв солями щелочных металлов (особенно карбонатами натрия) ведет к пептизации органоминеральных соединений и повышает их мобильность в почвенном профиле.

5.9. Гумусное состояние почв

Гумусное состояние почв — совокупность морфологических признаков, общих запасов, свойств органического вещества и процессов его создания, трансформации и миграции в почвенном профиле.

Система показателей, оценивающих гумусное состояние почв, включая уровни содержания и запасов органического вещества почв, его профильное распределение, обогащенность азотом, степень гумификации, типы гумусовых кислот и их особые признаки, предложена Л. А. Гришиной и Д. С. Орловым (1977).

Гумусное состояние тундровых почв характеризуется слабой степенью гумификации органического вещества, средними его запасами в профиле, резко убывающим характером распределения его по профилю, гуматно-фульватным типом гумуса, очень низкой оптической плотностью ГК, низким содержанием азота и низкой активностью «дыхания» почв.

Гумусное состояние разных типов тундровых почв различается по наличию или отсутствию подстилки, по содержанию гумуса, по содержанию различных фракций гумусовых кислот (табл. 21).

Гумусное состояние ненарушенных подзолистых лесных почв характеризуется наличием мощной подстилки, отчетливой выраженностью трех подгоризонтов подстилки, очень низким содержанием гумуса и его запасом, средней степенью гумификации органического вещества, бимодальным распределением его по профилю, средней обогащенностью азотом, фульватным и гуматно-фульватным типом гумуса, высоким содержанием свободных гумусовых кислот, низким содержанием фракций, связанных с Са и прочносвязанных. Оптическая плотность гумусовых кислот средняя, активность «дыхания» почв — средняя.

Дерново-подзолистые лесные почвы характеризуются наличием среднемошной подстилки, низким содержанием гумуса и его

Таблица 21. Показатели гумусного состояния почв

Признак	Почвы					
	тундровые глеевые типичные	подзолистые	дерново-подзолистые	окультуренные дерново-подзолистые	черноземы типичные	черноземно-луговые
Мощность подстилки, см	Мощная, 8	Мощная, 6	Среднемощная, 4	Нет	Нет	Нет
Масса подстилки, т • га ⁻¹	Низкая, 6,5	Высокая, 33	Средняя, 17	»	»	»
Содержание гумуса, %	Очень высокое, 18—20	Очень низкое, 0,5	Низкое, 3,2	Среднее, 5,8	Высокое, 8,6	Очень высокое, 10,6
Запасы органического вещества, т • га, в слое $\frac{0-20 \text{ см}}{0-100 \text{ см}}$	Низкие, $\frac{69}{154}$	Низкие, $\frac{65}{83}$	Низкие, $\frac{77}{107}$	Средние, $\frac{150}{260}$	Высокие, $\frac{179}{658}$	Высокие, $\frac{180}{559}$
Профильное распределение гумуса	Резко убывает	Бимодальное	Резко убывает	Переходное к постепенному	Постепенно убывающее	Постепенно убывающее
Обогащенность азотом, С : N	Очень низкая, 20—30	Средняя, 9	Средняя, 8	Средняя, 10	Средняя, 11	Средняя, 11
Степень гумификации, % $C_{ГК}:C_{Фк} \cdot 100$	Средняя, 70	Средняя, 20	Средняя, 23	Высокая, 34	Очень высокая, 50	Очень высокая, 46
Тип гумуса, $C_{ГК}:C_{Фк}$	Гуматно-фульватный, 0,9	Фульватный, 0,5	Гуматно-фульватный, 0,8	Фульватно-гуматный, 1,3	Гуматный, 1,7	Гуматный, 2,0
Содержание свободных ГК, % к сумме ГК	Очень низкое, 8	Очень высокое, 87	Очень высокое, 83	Среднее, 48.	Низкое, 27	Среднее, 48
Содержание ГК, связанных с Са, % к сумме ГК	Высокое, 64	Очень низкое, 7	Очень низкое, 10	Среднее, 42	Высокое, 64	Среднее, 44
Содержание негидролизуемого остатка, % к $C_{\text{общ}}$	Среднее, 44	Среднее, 46	Низкое, 30	То же	Низкое, 25	Низкое, 33
Оптическая плотность ГК, «Дыхание» почв, кг • га ⁻¹ • ч ⁻¹	Очень низкая, 0,04	Средняя, 0,06	Средняя, 0,07	Средняя, 0,06	Очень высокая, 0,27	Очень высокая, 0,26
	Низкое, 2	Низкое, 5	Среднее, 7	Среднее, 9	Высокое, 10	Не определялось

запасом, средней степенью гумификации, резко убывающим характером распределения органического вещества, средней обогащенностью его азотом, гуматно-фульватным типом гумуса, очень высоким содержанием свободных гумусовых кислот, очень низким содержанием фракций, связанных с кальцием и прочносвязанных с минеральной частью почвы. Оптическая плотность гумусовых кислот средняя, интенсивность «дыхания» почв — средняя.

При окультуривании подзолистых и дерново-подзолистых почв содержанием гумуса в пахотном горизонте повышается от низкого до среднего уровня, возрастают запасы гумуса, резко убывающий характер профильного распределения органического вещества сменяется более постепенным, обогащенность азотом возрастает до среднего уровня, в составе гумусовых кислот увеличивается доля гуминовых кислот и тип гумуса становится фульватно-гуматным. Уменьшается до среднего уровня содержание свободных гумусовых кислот, возрастает от очень низкого до среднего уровня содержание гуминовых кислот, связанных с кальцием. Оптическая плотность увеличивается. Интенсивность дыхания также возрастает.

Гумусное состояние черноземов типичных пахотных характеризуется высоким содержанием органического вещества и его большим запасом, постепенно убывающим характером распределения его по профилю, средней обогащенностью азотом, очень высокой степенью гумификации, фульватно-гуматным и гуматными типами гумуса, низким содержанием свободных гуминовых кислот, высоким содержанием кислот, связанных с Са, очень низкими содержаниями прочносвязанных ГК. и негидролизуемого остатка, очень высокой оптической плотностью и высоким уровнем «дыхания» почв.

Черноземно-луговые почвы имеют много общих черт в гумусном состоянии с черноземами типичными. Их отличают меньшие запасы гумуса в метровом слое, более резкое убывание гумуса в нижней части профиля, немного меньшая степень гумификации, более высокий уровень содержания свободных гуминовых кислот, более низкое содержание гуминовых кислот, связанных с кальцием.

Мощность гумусных горизонтов в черноземных почвах составляет не менее 1—1,5 м, а в черноземах Украины и Кубани достигает 2 м и больше. К югу и северу от черноземов содержание гумуса и мощность органофиля сокращаются. Количество гумуса в сероземах очень небольшое, распределение его резко убывающее, мощность гумусовых горизонтов не превышает 30—40 см. Органическое вещество почв пустынь и полупустынь характеризуется высокой степенью гумификации, высокой обогащенностью азотом и фульватно-гуматным типом гумуса.

Поскольку одним из основных показателей гумусного состояния почв служит содержание органического вещества в их поверхностном горизонте, этот параметр особенно часто исполь-

зуется при оценке почвенного плодородия. По содержанию гумуса (общее содержание органического вещества в почве, %) все почвы условно делятся на:

безгумусные.	< 1
очень низкогумусные.	1—2
низкогумусные.	2—4
среднегумусные.	4—6
высокогумусные.	6—10
очень высокогумусные (тучные)	10—15
перегнойные.	15—30
торфяные.	30

Приведенные градации гумусности почв условные. Для ряда типов почв принимаются свои локальные градации, несколько отличающиеся от приведенных, но границы 15% (ранее принималось 12%) и 30% являются стандартными.

5.10. Экологическая роль гумуса

Развивая учение В. И. Вернадского о биосфере, В. А. Ковда подчеркивает общепланетарную роль почв, в частности, как аккумулятора органического вещества и связанной с ним энергии, способствующих устойчивости биосферы. Он предложил считать гумусовый слой почв планеты особой энергетической оболочкой — *гумосферой*. Растительные остатки, поступаая в почву, несут ~17—21 кДж энергии на 1 г сухого вещества. По данным С. А. Алиева, 1 г гуминовой кислоты содержит от ~18 до 22 кДж, 1 г фульвокислоты содержит ~19 кДж, 1 г липидов ~35,5 кДж. Почвы, содержащие среднее количество органического вещества (4—6%) и имеющие средние запасы гумуса (200—400 т/га), накапливают на 1 га столько энергии, сколько дают 20—30 т антрацита. Болгарскими учеными подсчитано, что почти все природные энергетические ресурсы их страны сосредоточены в гумосфере.

Энергия органического вещества почв используется микроорганизмами и беспозвоночными животными для своей жизнедеятельности, для фиксации азота, а также для многих внутрипочвенных процессов преобразования почвенной массы, для воспроизводства и поддержания почвенного плодородия. Поддержание запасов органического вещества почвы означает сохранение ее энергетического потенциала. Однако в последние десятилетия было обнаружено, что экстенсивное ведение сельского хозяйства без заботы о поддержании запасов гумуса в почве привело к заметному их сокращению.

В почвах Великих равнин США за последние 30—40 лет содержание гумуса и азота сократилось на 30%. Такое же уменьшение количества гумуса обнаружено и в наших черноземах, где не применялось травосеяние и внесение органических удобрений, при сравнении с данными, полученными В. В. Доку-

чаевым 100 лет тому назад. Вопрос стабилизации и увеличения запасов гумуса в почвах — актуальный вопрос современного земледелия. Важность этой задачи определена многосторонней ролью органического вещества в устойчивости плодородия почв.

Физические свойства почв тесно связаны с процентным содержанием и запасами органического вещества. По данным И. В. Кузнецовой, повышение содержания гумуса в дерново-подзолистых почвах от 2,5—3 до 5—6% приводит к увеличению водопрочных агрегатов в пахотном слое до 50%, общей порозности до 55—60%, наименьшей влагоемкости до 43—44%, диапазона активной влаги до 20—25%.

Почвы с высоким содержанием гумуса быстрее просыхают весной и раньше пригодны к обработке, требуют меньше затрат на механическую обработку. Эксплуатационные расходы на высокогумусных почвах сокращаются при возрастании производительности почвообрабатывающих агрегатов. Увеличение содержания органического вещества ведет к снижению равновесной плотности почв, что создает условия для минимализации обработок при повышении их интенсивности.

Физико-химические свойства почв, такие, как емкость поглощения, буферность, находятся в тесной корреляции с содержанием органического вещества: по данным А. М. Лыкова, коэффициент корреляции между этими свойствами (r) составляет 0,64.

Органическое вещество является источником многих питательных компонентов и прежде всего азота: 50% азота растения берут из почвенных запасов. Одновременно оно служит основой создания оптимальных условий для эффективного использования высоких доз минеральных удобрений. По данным Т. Н. Кулаковской (1978), повышение гумусированности пахотных почв БССР от 1 до 2,2% повысило эффективность минеральных удобрений в 3 раза. Увеличение содержания гумуса с 1,5 до 4,5—5% повысило коэффициент использования фосфора более чем в 10 раз (с 2,3 до 24—26%). Органическое вещество почв снижает побочное отрицательное действие химических удобрений, способствует закреплению их излишка и нейтрализации вредных примесей.

Органическое вещество почв содержит большое количество физиологически активных веществ. Это подтверждено работами А. В. Благовещенского и Л. А. Христовой (СССР), С. Прата (ЧССР), П. Гуминского (ПНР), П. Декока (Шотландия), Р. Шаминада (Франция), В. Фляйга (ФРГ).

Биологическая активность почв находится в тесной прямой корреляции с органическим веществом почвы. В более гумусированных почвах разнообразнее видовой состав микроорганизмов и беспозвоночных животных и выше их численность. Ферментативная активность почв также возрастает при нарастании количества гумуса. Содержание органического вещества, особенно подвижной его части, определяет интенсивность поступления CO_2 в приземный слой воздуха, что позволяет наращивать интен-

сивность фотосинтеза растений. Почвы с высокой биологической активностью, как правило, способны производить более высокий урожай зерновых культур.

Оптимизация гумусного состояния почв предполагает разработку таких приемов хозяйственной деятельности, которые могут создать условия для получения высокого и устойчивого урожая без деградации почвенного плодородия. С этих позиций органическое вещество почвы делят на *мобильное*, обеспечивающее эффективное плодородие, высокий текущий урожай культур, их отзывчивость на агромероприятия, и *стабильное*, обуславливающее устойчивость плодородия почв, урожаев и свойств почв в многолетнем цикле. К первой группе относят свежий опад растений, растительные остатки, вещества индивидуальной природы, легкоминерализующиеся части гумусовых веществ. Ко второй группе — специфические гумусовые вещества.

Оптимальное гумусовое состояние почв определяется комплексом показателей. Важнейшим являются следующие: содержание органического вещества, его запасы, обогащенность его азотом ($C:N$), обогащенность кальцием, тип гумуса ($C_{ГК}:C_{ФК}$), уровень варьирования этих показателей.

Гумусное состояние служит важным показателем плодородия почв и их устойчивости как компонента биосферы. Отдельные его параметры служат объектом мониторинга окружающей среды.

Глава шестая

ВОДА В ПОЧВЕ

Роль воды в почве определяется ее особым двойственным положением в природе: с одной стороны, вода — это особая физико-химическая весьма активная система, обеспечивающая многие физические и химические процессы в природе, с другой — это мощная транспортная геохимическая система, обеспечивающая перемещение веществ в пространстве. Воде принадлежит главенствующая роль в почвообразовании: процессы выветривания и новообразования минералов, гумусообразование и химические реакции совершаются только в водной среде; формирование генетических горизонтов почвенного профиля, динамика протекающих в почве процессов также связаны с водой. Вода в почве выступает и как терморегулирующий фактор, определяя в значительной степени тепловой баланс почвы и ее температурный режим. Исключительно велика ее роль в плодородии почвы, в обеспечении условий жизни растений, поскольку почва является главным, а во многих случаях и единственным источником воды для произрастающих на ней растений.

Состояние воды в почве, законы ее передвижения и доступность растениям, процессы водопотребления растениями, водно-

физические свойства почв и их водный режим явились предметом изучения многих исследователей, создавших учение о почвенной гидрологии и гидрофизике, среди которых особенно большой научный вклад внесли А. А. Измаильский (1851—1914), Г. Н. Высоцкий (1865—1940), А. Ф. Лебедев (1882—1936), А. Г. Дояренко (1874—1958), С. И. Долгов (1905—1977), Н. А. Качинский (1894—1976), А. А. Роде (1897—1979).

6.1. Категории (формы) и состояния почвенной воды

Вода в почвах неоднородна. Разные ее порции имеют разные физические свойства (термодинамический потенциал, теплоемкость, плотность, вязкость, удельный объем, химический состав, подвижность молекул, осмотическое давление и т. д.), обусловленные характером взаимного расположения и взаимодействия молекул воды между собой и с другими фазами почвы — твердой, газовой, жидкой. Порции почвенной воды, обладающие одинаковыми свойствами, получили название *категорий* или *форм почвенной воды*.

В истории почвоведения было предложено много классификаций категорий воды, содержащейся в почве. Наиболее современной и полной является классификация, разработанная А. А. Роде (1965), которая приводится ниже. Согласно этой классификации в почвах можно различать следующие пять категорий (форм) почвенной воды.

Твердая вода — лед. Твердая вода в почве — это лед, являющийся потенциальным источником жидкой и парообразной воды, в которую он переходит в результате таяния и испарения. Появление воды в форме льда может иметь сезонный (сезонное промерзание почвы) или многолетний («вечная» мерзлота) характер. Поскольку почвенная вода — это всегда раствор, температура замерзания воды в почве ниже 0°С.

Химически связанная вода (включает конституционную и кристаллизационную). Первая из них представлена гидроксильной группой ОН химических соединений (гидроксиды железа, алюминия, марганца; органические и органоминеральные соединения; глинистые минералы); вторая — целыми водными молекулами кристаллогидратов, преимущественно солей (полугидрат — $\text{CaSO}_4 \cdot \frac{1}{2} \text{H}_2\text{O}$, гипс — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, мирабилит — $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$). Конституционную и кристаллизационную воду иногда объединяют общим понятием *гидратной* или *кристаллогидратной* воды.

Эта вода входит в состав твердой фазы почвы и не является самостоятельным физическим телом, не передвигается и не обладает свойствами растворителя.

Парообразная вода. Эта вода содержится в почвенном воздухе порового пространства в форме водяного пара. Одна и та

же почва может поглощать различное количество паров воды из атмосферного воздуха, что зависит от упругости пара: чем она больше, т. е. чем ближе припочвенный воздух к состоянию насыщения водяным паром, тем больше количество парообразно поглощенной воды в почве. Вообще говоря, почвенный воздух практически всегда близок к насыщению парами воды, а небольшое понижение температуры почвы приводит к его насыщению и конденсации пара, в результате чего парообразная вода переходит в жидкую; при повышении температуры имеет место обратный процесс. Парообразная вода в почве передвигается в ее поровом пространстве от участков с высокой упругостью водяного пара к участкам с более низкой упругостью (активное движение), а также вместе с током воздуха (пассивное движение).

Физически связанная, или сорбированная, вода. К этой категории относится вода, сорбированная на поверхности почвенных частиц, обладающих определенной поверхностной энергией за счет сил притяжения, имеющих различную природу. При соприкосновении почвенных частиц с молекулами воды последние притягиваются этими частицами, образуя вокруг них пленку. Удержание молекул воды происходит в данном случае силами сорбции.

Молекулы воды могут сорбироваться почвой как из парообразного, так и из жидкого состояния. Благодаря тому, что молекулы воды не являются энергетически нейтральными, а

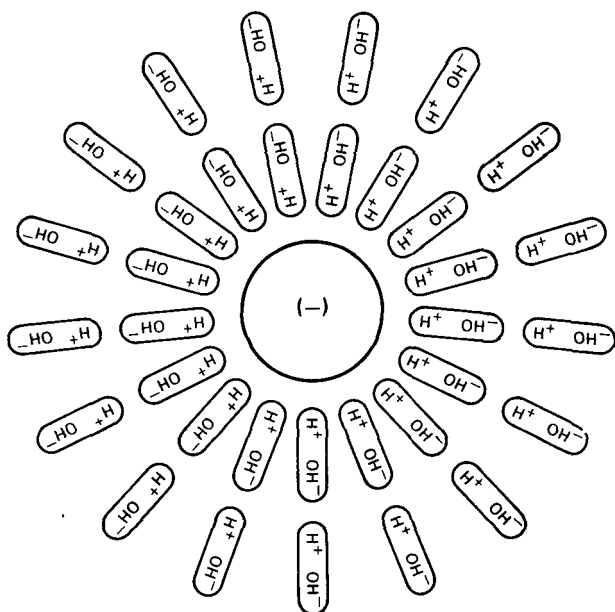


Рис. 15. Ориентированные диполи воды вокруг гидратированной частицы

представляют собой диполи, т. е. частицы с двумя полюсами, несущими заряды противоположного знака, они обладают способностью притягиваться не только поверхностью почвенных частиц, но и вступать в связь друг с другом, притягиваясь полюсами противоположного знака. Все молекулы сорбированной воды находятся, таким образом, в строго ориентированном положении (рис. 15). При этом прочность фиксации их наибольшая вблизи поверхности почвенных частиц, по мере удаления от них она постепенно убывает. В зависимости от прочности удержания воды сорбционными силами физически связанную воду подразделяют на прочносвязанную и рыхлосвязанную.

Прочносвязанная вода. Прочносвязанная вода — это вода, поглощенная почвой из парообразного состояния. Свойство почвы сорбировать парообразную воду называют гигроскопичностью почв, а поглощенную таким образом воду — гигроскопической (Г). Таким образом, прочносвязанная вода — это вода гигроскопическая. Она удерживается у поверхности почвенных частиц очень высоким давлением — порядка $(1 \div 2) \cdot 10^9$ Па, образуя вокруг почвенных частиц тончайшие пленки. Высокая прочность удержания обуславливает полную неподвижность гигроскопической воды. По физическим свойствам прочносвязанная (гигроскопическая) вода приближается к твердым телам. Плотность ее достигает $1,5-1,8$ г/см³, она не замерзает, не растворяет электролиты, отличается повышенной вязкостью и не доступна растениям.

Количество водяного пара, сорбируемого почвой, находится в тесной зависимости от относительной влажности воздуха, с которым соприкасается почва (рис. 16). Чем она больше, тем большее количество воды сорбируется почвой. При низкой относительной влажности воздуха (порядка 20—40%) имеет место сорбция воды непосредственно почвенными частицами с образованием моно — бимолекулярного слоя. Дальнейшее увеличение относительной влажности воздуха обуславливает возрастание толщины водной пленки. Предельное количество воды, которое может быть поглощено почвой из парообразного состояния при относительной влажности воздуха, близкой к 100% (94—98%), называют *максимальной гигроскопической водой* (МГ). При влажности почвы, равной МГ, толщина пленки из молекул воды

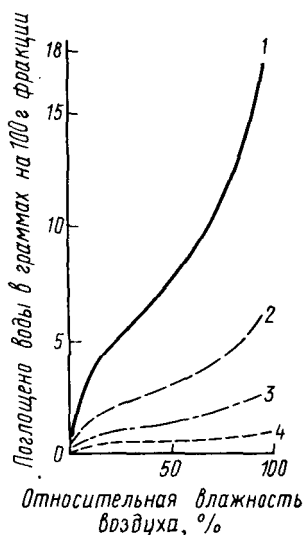


Рис. 16. Зависимость сорбции водяного пара почвой от относительной влажности воздуха и размера частиц:

1 — < 0,002 мм; 2 — 0,002—0,006 мм; 3 — 0,006—0,002 мм; 4 — < 0,02 мм

достигает 3—4 слоев. На гигроскопичность почв и МГ оказывают существенное влияние свойства твердой фазы почв, и в первую очередь те из них, с которыми связана удельная поверхность почвенных частиц (гранулометрический и минералогический состав почв, степень их гумусированности). Чем выше в почве содержание илистой и особенно коллоидной фракции, тем выше будет гигроскопичность почв и МГ. Ниже приведена максимальная гигроскопичность различных фракций покровных глин (по П. Ф. Мельникову, 1949):

Размер частиц, мм	МГ, %
0,01—0,005	0,4
0,005—0,004	1,1
0,004—0,003	1,5
0,003—0,002	1,9
0,002—0,001	5,1
0,001—0,0005	25,4

Гумус также увеличивает гигроскопичность почвы. Поэтому почвы с более высоким содержанием гумуса при одном и том же гранулометрическом составе всегда характеризуются большим значением МГ. В почвах минеральных максимальная гигроскопичность колеблется от 0,5—1% в слабогумусированных песках и супесях до 15—16% в сильногумусированных суглинках и глинах, а в торфах может достигать 30—50% (табл. 22).

Рыхлосвязанная (пленочная) вода. Сорбционные силы поверхности почвенных частиц не насыщаются полностью даже в том случае, если влажность почвы достигнет МГ. Почва не может поглощать парообразную воду сверх МГ, но жидкую воду может сорбировать и в большем количестве. *Вода, удерживаемая в почве сорбционными силами сверх МГ, — это вода рыхлосвязанная, или пленочная.* Сила, с которой она удерживается в почве, измеряется значительно меньшим давлением (по сравнению с водой прочносвязанной)—порядка $(14 \div 10) \cdot 10^5$ Па.

Рыхлосвязанная вода также представлена пленкой, образовавшейся вокруг почвенной частицы, но пленкой полимолекулярной. Толщина ее может достигать нескольких десятков и даже сотен диаметров молекул воды. По физическому состоянию рыхлосвязанная вода очень неоднородна, что обусловлено различной прочностью связи молекул различных слоев. Поэтому можно сказать, что она находится в вязкожидкой форме, т. е. занимает промежуточное положение между водой прочносвязанной и свободной. Рыхлосвязанная (пленочная) вода в отличие от прочносвязанной может передвигаться в жидкой форме от почвенных частиц с более толстыми водяными пленками к частицам, у которых она тоньше (рис. 17), т. е. передвижение этой воды возможно при наличии некоторого градиента влажности и происходит оно очень медленно, со скоростью несколько десятков сантиметров в год. Содержание пленочной воды в почве определяется теми же свойствами почв, что и содержание максимальной гигроско-

Таблица 22. Максимальная гигроскопичность различных почв, %
(по А. В. Процерову, 1953)

Почва	Глубина, см									
	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—80	80—90	90—100
Дерново-подзолистая супесчаная Архангельской области	1,1	1,2	1,2	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	
Дерново-подзолистая суглинистая Архангельской области	4,0	3,3	2,7	2,6	2,1	1,6	4,7	4,7	4,7	4,7
Дерново-подзолистая суглинистая Коми АССР	3,9	3,9	4,0	4,0	5,1	6,2	6,2	6,2	6,2	6,2
Торфяная низинная Мурманской области	39,0	39,0	32,0	32,0	36,0					
Торфяная верховая Мурманской области	53,0	53,0	38,0	38,0	37,0					
Чернозем тяжелосуглинистый Татарской АССР	16,0	16,0	15,4	15,4	10,7	3,1	4,2	4,2	4,2	6,3
Чернозем глинистый Пензенской области	11,3	12,9	13,3	12,3	11,7	11,4	11,7	12,1	11,8	12,6
Чернозем суглинистый Саратовской области	12,8	12,7	11,9	11,7	11,6	11,3	10,8	10,4	9,8	9,8

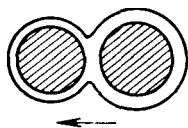


Рис. 17. Передвижение пленочной (рыхлосвязанной) воды (по А Ф Лебедеву)

пической. В среднем для большинства почв оно составляет 7—15%, иногда в глинистых почвах достигает 30—35 и падает в песчаных до 3-5%.

Свободная вода. Вода, которая содержится в почве сверх рыхлосвязанной, находится уже вне области действия сил притяжения со стороны почвенных частиц (сорбционных) и является свободной. Отличительным признаком этой категории воды является отсутствие ориентировки молекул воды около почвенных

частиц. В почвах свободная вода присутствует в капиллярной и гравитационной формах.

Капиллярная вода. Она удерживается в почве в порах малого диаметра — капиллярах, под действием капиллярных или, как их еще называют, менисковых сил. Возникновение этих сил обусловлено следующими явлениями. Поверхностный слой жидкости по своим свойствам отличается от ее внутренних слоев. Если на каждую молекулу воды внутри жидкости равномерно действуют силы притяжения и отталкивания со стороны окружающих молекул, то молекулы, находящиеся в поверхностном слое жидкости, испытывают одностороннее, направленное вниз притяжение только со стороны молекул, лежащих ниже поверхности раздела вода — воздух. Силы, действующие вне жидкости, относительно малы и ими можно пренебречь. Таким образом, поверхностные молекулы жидкости находятся под действием сил, стремящихся втянуть их внутрь жидкости. По этой причине поверхность любой жидкости стремится к сокращению. Наличие у поверхностных молекул жидкости, ненасыщенных, неиспользованных сил сцепления является источником избыточной поверхностной энергии, которая также стремится к уменьшению. Это влечет за собой образование на поверхности жидкости как бы пленки, которая обладает *поверхностным натяжением, или поверхностным давлением* (давлением Лапласа), которое представляет собой разницу между атмосферным давлением и давлением жидкости.

Значение поверхностного натяжения зависит от формы поверхности жидкости и радиуса капилляра. Поверхностное давление, развивающееся иод плоской поверхностью жидкости, называется нормальным. Для воды оно равно $1,07 \cdot 10^9$ Па. Давление уменьшается, если поверхность жидкости вогнутая, и увеличивается, в случае поверхности выпуклой.

Согласно уравнению Лапласа, когда давление жидкости меньше атмосферного и поверхность имеет вид вогнутого мениска, поверхностное давление (P_1) будет меньше нормального (P_0) и равно:

$$P_1 = P_0 - \alpha(1/R_1 + 1/R_2), \quad (15)$$

где α — поверхностное натяжение, равное для воды $75,6 \cdot 10^{-3}$ Н/м при 0°C ; R_1 и R_2 — радиусы кривизны поверхности жидкости.

В противоположном случае, т. е. при давлении жидкости больше атмосферного и выпуклой поверхности жидкости,

$$P_1 = P_0 + \alpha(1/R_1 + 1/R_2) . \quad (16)$$

Как видно из приведенных формул, поверхностное давление жидкости зависит от радиуса искривленной поверхности жидкости. Чем он меньше, т. е. чем уже почвенные капилляры, тем давление больше. В капиллярах с вогнутым мениском как бы возникает вакуум, который и поднимает за пленкой столбик воды в капилляре.

Вода обладает свойством хорошо смачивать твердые тела. Поэтому при соприкосновении воды с почвенными частицами в порах-капиллярах образуются мениски тем большей кривизны, чем меньше диаметр пор. Явление смачивания обуславливает образование в почвах только вогнутых менисков.

В почвах менисковые (капиллярные) силы начинают проявляться в порах с диаметром менее 8 мм, но особенно велика их сила в порах с диаметром от 100 до 3 мкм. В порах крупнее 8 мм капиллярные свойства не выражены, так как сплошной вогнутый мениск здесь не образуется; большая часть поверхности остается плоской, искривление ее наблюдается только у стенок. Поры же мельче 3 мкм заполнены в основном связанной водой, и мениски здесь также не образуются.

Система пор, имеющих в почвах, представляет собой сложную мозаику капилляров самого разного сочетания и размеров, в которых образуются мениски различной кривизны. В результате этого в почвах существует разность давлений не только под мениском и плоской поверхностью пленки натяжения, но и между поверхностью менисков разной кривизны. Разность поверхностных давлений называют *отрицательным капиллярным давлением*.

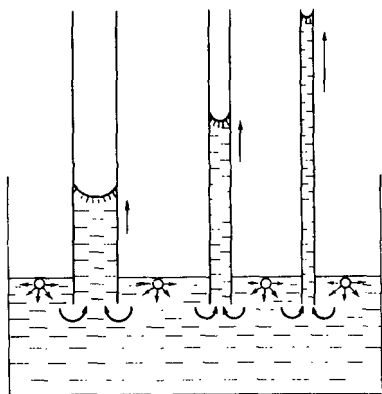


Рис 18. Схема развития отрицательного давления под вогнутыми менисками в капиллярах (по В. А. Ковде, 1973)

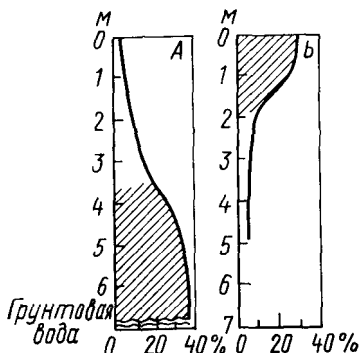


Рис 19. Схема распределения капиллярно-подпертой (А) и капиллярно-подвешенной (Б) воды в почве (по В. А. Ковде, 1973)

С появлением этого давления связывают способность почв удерживать определенное количество влаги в почве и подъем воды в капиллярных порах (рис. 18).

Капиллярная вода по физическому состоянию жидкая. Она высокоподвижна, способна обеспечить восполнение запасов воды в поверхностном горизонте почвы при интенсивном потреблении ее растениями или при испарении, свободно растворяет вещества и перемещает растворимые соли, коллоиды, тонкие суспензии. Все мероприятия, направленные на сохранение воды в почве или пополнение ее запасов (при орошении), связаны с созданием в почве запасов именно капиллярной воды с уменьшением ее расхода на физическое испарение.

Капиллярная вода подразделяется на несколько видов: капиллярно-подвешенную, капиллярно-подпертую, капиллярно-посаженную.

Капиллярно-подвешенная вода заполняет капиллярные поры при увлажнении почв сверху (после дождя или полива). При этом под промоченным слоем всегда имеется сухой слой, т. е. гидростатическая связь увлажненного горизонта с постоянным или временным горизонтом подпочвенных вод отсутствует. Вода, находящаяся в промоченном слое, как бы «висит», не стекая, в почвенной толще над сухим слоем. Поэтому она и получила название подвешенной.

В природных условиях в распределении капиллярно-подвешенной воды по профилю почв всегда наблюдается постепенное уменьшение влажности с глубиной (рис. 19).

Подвешенная вода удерживается в почвах достаточно прочно, но до определенного предела, обусловленного разностью давлений, создаваемой в менисках верхней и нижней поверхностей водного слоя. Если этот предел разницы давлений превышен, начинается стекание воды. Капиллярно-подвешенная вода может передвигаться как в нисходящем направлении, так и вверх, в направлении испаряющейся поверхности. При активном восходящем движении воды в почвах близ поверхности происходит накопление веществ, содержащихся в растворенном виде в почвенном растворе. Засоление почв в поверхностных горизонтах обязано во многом данному явлению. Происходит это в том случае, если в почвах в пределах промачиваемого с поверхности

Таблица 23. Распределение капиллярно-подвешенной воды в однородных по гранулометрическому составу грунтах (С. В. Астапов, 1958)

Грунт	Влажность (%) на различной глубине (см)								
	0 - 10	10—20	20—30	30 - 40	40—50	50-60	60—70	70—80	80—90
Тяжелый суглинок	40	39	35	34	33	32	31	30	29
Средний суглинок	30	28	28	28	28	27	26	25	25
Супесь	24	23	22	21	20	17	15	13	—

слоя имеется горизонт скопления легкорастворимых солей или если полив почв осуществляется минерализованными водами.

В суглинистых почвах количество капиллярно-подвешенной воды и глубина промачивания почвы за счет этой формы воды могут достигать значительных величин (табл. 23). В песчаных почвах эти показатели значительно ниже.

Капиллярно-подвешенная вода в почвах сохраняется длительное время, являясь доступной для растений. Поэтому эта форма воды с экологической точки зрения представляет особую ценность. Скорость передвижения капиллярно-подвешенной воды к поверхности и, следовательно, скорость ее испарения, т. е. потери воды из почвы, определяются главным образом структурой почв. В структурных почвах этот процесс идет медленнее и вода дольше сохраняется в почве.

Одной из разновидностей капиллярно-подвешенной воды, встречающейся главным образом в песчаных почвах, является вода *стыковая капиллярно-подвешенная* (рис. 20). Возникновение ее в почвах легкого механического состава обязано тому, что в этих почвах преобладают поры, размер которых превышает размер капилляров. В данном случае вода присутствует в почвах в виде разобщенных скоплений в местах соприкосновения — стыка — твердых частиц в форме двояковогнутых линз («манжеты»), удерживаемых капиллярными силами.

Капиллярно-подпертая вода образуется в почвах при подъеме воды снизу от горизонта грунтовых вод по капиллярам на некоторую высоту, т. е. это вода, которая содержится в слое почвы непосредственно над водоносным горизонтом и гидравлически с ним связана, подпираемая водами этого горизонта.

Капиллярно-подпертая вода встречается в почвенно-грунтовой толще любого гранулометрического состава. Слой почвы или грунта, содержащий капиллярно-подпертую воду непосредственно над водоносным горизонтом, называют *капиллярной каймой*. В почвах тяжелого механического состава она обычно больше (от 2 до 6 м), чем в почвах песчаных (40—60 см). Содержание воды в кайме уменьшается снизу вверх. Изменение влажности в песчаных почвах при этом происходит более резко. Мощность капиллярной каймы при равновесном состоянии воды в ней характеризует водоподъемную способность почвы.

Капиллярно-посаженная вода (подперто-подвешенная) образуется в слоистой почвенно-грунтовой толще, в мелкозернистом слое при подстилании его слоем более крупнозернистым, над границей смены этих слоев. В слоистой толще из-за изменения размеров капилляров на поверхности раздела тонко- и грубодисперсных горизонтов возникают дополнительные нижние мениски, что способствует удержанию некоторого количества капиллярной воды, которая как бы «посажена» на эти мениски.

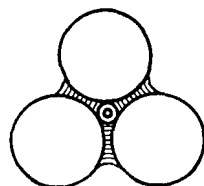


Рис.20. Водная манжета (стыковая вода) между шарообразными частицами

Поэтому в слоистой толще распределение капиллярной воды имеет свои особенности. Так, на контакте слоев различного гранулометрического состава наблюдается повышение влажности, в то время как в однородных почвогрунтах влажность равномерно убывает либо вниз по профилю (при капиллярно-подвешенной воде), либо вверх по профилю (при капиллярно-подпертой воде). Влажность слоистой почвенно-грунтовой толщи при прочих равных условиях всегда выше влажности толщи однородной.

Гравитационная вода. Основным признаком свободной гравитационной воды является передвижение ее под действием силы тяжести, т. е. она находится вне влияния сорбционных и капиллярных сил почвы. Для нее характерны жидкое состояние, высокая растворяющая способность и возможность переносить в растворенном состоянии соли, коллоидные растворы, тонкие суспензии. Гравитационную воду делят на просачивающуюся гравитационную и воду водоносных горизонтов (подпертая гравитационная вода).

Просачивающаяся гравитационная вода передвигается по порам и трещинам почвы сверху вниз. Появление ее связано с накоплением в почве воды, превышающей удерживающую силу менисков в капиллярах.

Вода водоносных горизонтов — это грунтовые, почвенно-грунтовые и почвенные воды (почвенная верховодка), насыщающие почвенно-грунтовую толщу до состояния, когда все поры и промежутки в почве заполнены водой (за исключением пор с заземленным воздухом). Эти воды могут быть либо застойными, либо, при наличии разности гидравлических напоров, стекающими в направлении уклона водоупорного горизонта. Удерживаются они в почве и грунте вследствие малой водопроницаемости подстилающих грунтов.

Присутствие значительных количеств свободной гравитационной воды в почве — явление неблагоприятное, свидетельствующее о временном или постоянном избыточном увлажнении, что способствует созданию в почвах анаэробной обстановки и развитию глеевого процесса. Осушительные мелиорации направлены, как правило, на уменьшение запасов свободной гравитационной воды в почвах.

Разграничивая содержащуюся в почве воду на отдельные категории или формы в зависимости от ее фазового состояния и природы сил, удерживающих ее в почве (сорбционные, капиллярные, сила тяжести), необходимо оговориться, что любое разделение воды является условным, так как вода в почве практически находится одновременно под действием нескольких сил с преобладающим влиянием силы какого-либо одного вида, и, говоря о действии на воду сил той или иной природы, имеют в виду их преобладающее влияние.

6.2. Водоудерживающая способность и влагоемкость ПОЧВЫ

Водными (водно-физическими, гидрофизическими) свойствами называют совокупность свойств почвы, которые определяют поведение почвенной воды в ее толще. Наиболее важными водными свойствами являются: водоудерживающая способность почвы, ее влагоемкость, водоподъемная способность, потенциал почвенной влаги, водопроницаемость. *Водоудерживающая способность* — способность почвы удерживать содержащуюся в ней воду от стекания под влиянием силы тяжести. Количественной характеристикой водоудерживающей способности почвы является ее влагоемкость.

Влагоемкость почвы — способность поглощать и удерживать определенное количество воды. В зависимости от сил, удерживающих воду в почве, и условий ее удержания выделяют следующие виды влагоемкости, которые соответствуют определенным формам воды: максимальную адсорбционную, максимальную молекулярную, капиллярную, наименьшую или полевую и полную.

Максимальная адсорбционная влагоемкость (МAB) — наибольшее количество воды, которое может быть удержано сорбционными силами на поверхности почвенных частиц. Соответствует прочносвязанной (адсорбированной) воде, содержащейся в почве.

Максимальная молекулярная влагоемкость (ММВ) (по А. Ф. Лебедеву) — характеризует верхний предел содержания в почвах рыхлосвязанной (пленочной) воды, т. е. воды, удерживаемой силами молекулярного притяжения на поверхности почвенных частиц. ММВ определяется в основном гранулометрическим составом почв. В глинистых почвах она может достигать 25—30%, в песчаных — не превышает 5—7%. Увеличение запасов воды в почве сверх максимальной молекулярной влагоемкости сопровождается появлением подвижной капиллярной или даже гравитационной воды.

Максимальная молекулярная влагоемкость является важной почвенно-гидрологической характеристикой. Сопоставление фактической влажности почвы с максимальной молекулярной влагоемкостью дает возможность установить присутствие в почве запаса доступной для растений воды (в случае превышения фактической влажности над ММВ) или отсутствие таковой (при примерном совпадении этих величин), поскольку при влажности, соответствующей ММВ, запасы доступной растениям воды в почве настолько малы, что они не могут удовлетворить потребность растений в ней.

Капиллярная влагоемкость (KB) — наибольшее количество капиллярно-подпертой воды, которое может удерживаться в слое почвы, находящемся в пределах капиллярной каймы. Определяется она в основном скважностью почв и грунтов. Кроме того, она зависит и от того, на каком расстоянии слой насыщенной

влаги находится от зеркала грунтовых вод. Чем больше это расстояние, тем меньше КВ. При близком залегании грунтовых вод (1,5—2,0 м), когда капиллярная кайма смачивает толщу до поверхности, капиллярная влагоемкость наибольшая (для 1,5 м слоя среднесуглинистых почв 30—40%). КВ не постоянна, так как находится в зависимости от уровня грунтовых вод.

Наименьшая влагоемкость (НВ) — наибольшее количество капиллярно-подвешенной влаги, которое может удерживать почва после стекания избытка влаги при глубоком залегании грунтовых вод. Термину наименьшая влагоемкость соответствуют термины полевая влагоемкость (ПВ), общая влагоемкость (ОВ) и предельная полевая влагоемкость (ППВ). Последний термин особенно широко используется в агрономической практике и в мелиорации; термин полевая влагоемкость широко распространен в иностранной литературе, особенно американской.

Наименьшая влагоемкость зависит главным образом от гранулометрического состава почв, от их оструктуренности и плотности (сложения). В почвах тяжелых по гранулометрическому составу, хорошо оструктуренных НВ почвы составляет 30—35%, в почвах песчаных она не превышает 10—15%.

Наименьшая влагоемкость почв является очень важной гидрологической характеристикой почвы. С ней связано понятие о дефиците влаги в почве, по НВ рассчитываются поливные нормы.

Дефицит влаги в почве представляет собой величину, равную разности между наименьшей влагоемкостью и фактической влажностью почвы.

Оптимальной влажностью считается влажность почвы, составляющая 70—100% наименьшей влагоемкости.

Полная влагоемкость (ПВ) — наибольшее количество влаги, которое может содержаться в почве при условии заполнения ею всех пор, за исключением пор с заземленным воздухом, которые составляют, как правило, не более 5—8% от общей порозности. Следовательно, ПВ почвы численно соответствует порозности (скважности) почвы.

При влажности, равной ПВ, в почве содержатся максимально возможные количества всех видов воды: связанной (прочно и рыхло) и свободной (капиллярной и гравитационной). Можно сказать, что ПВ характеризует водовместимость почв. Поэтому эту величину называют также *полной водовместимостью*. Зависит она, как и *наименьшая влагоемкость*, не только от гранулометрического состава, но и от структурности и порозности почв. Полная влагоемкость колеблется в пределах 40—50%, в отдельных случаях она может возрасти до 80 или опуститься до 30%. Состояние полного насыщения водой характерно для горизонтов грунтовых вод.

6.3. Почвенно-гидрологические константы

Несмотря на то что разделение почвенной воды на категории (формы) условно и ни одна из них не обладает абсолютной

значимостью, можно выделить определенные интервалы влажности, в пределах которых какая-то часть влаги обладает одинаковыми свойствами и степенью доступности ее для растений

Граничные значения влажности, при которых количественные изменения в подвижности воды переходят в качественные отличия, называют почвенно-гидрологическими константами (рис 21) Основными почвенно-гидрологическими константами являются максимальная гигроскопичность, влажность завядания, влажность разрыва капилляров, наименьшая влагоемкость, полная влагоемкость Почвенно-гидрологические константы широко используются в агрономической и мелиоративной практике, характеризуя запасы воды в почве и обеспеченность растений влагой

Максимальная гигроскопичность (МГ) — характеризует предельно возможное количество парообразной воды, которое почва может поглощать из воздуха, почти насыщенного водяным паром Характеристика этого вида воды была дана выше Максимальная гигроскопичность почв является важной почвенно-гидрологической характеристикой, величиной, достаточно постоянной

Вода, находящаяся в почве в состоянии максимальной гигроскопичности, не доступна растениям Это «мертвый запас влаги» По максимальной гигроскопичности приблизительно рассчитывают коэффициент завядания растений — нижнюю границу физиологически доступной для растений воды

Влажность устойчивого завядания, или влажность завядания (ВЗ), — влажность, при которой растения проявляют признаки устойчивого завядания, т е такого завядания, когда его признаки не исчезают даже после помещения растения в благоприятные условия Численно ВЗ равна примерно 1,5 максимальной гигроскопичности Эту величину называют также коэффициентом завядания

Содержание воды в почве, соответствующее влажности завядания, является нижним пределом доступной для растений влаги

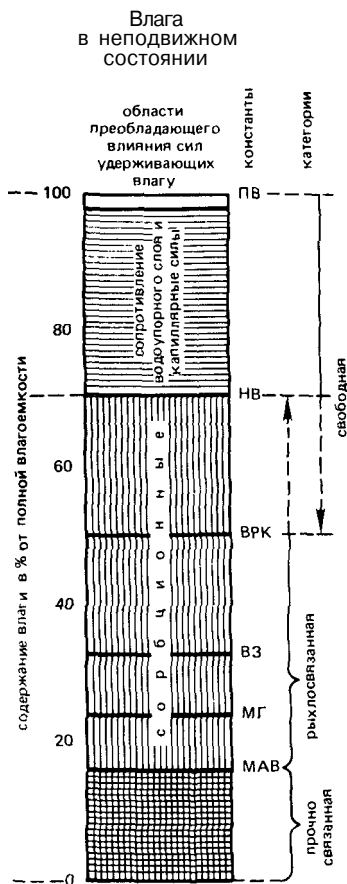


Рис 21 Категории почвенной воды и почвенно гидрологические константы (по А. А. Роде 1965)

Влажность завядания определяется как свойствами почв, так и характером растений. В глинистых почвах она всегда выше, чем в песчаных. Заметно возрастает она и в почвах засоленных и содержащих большое количество органических веществ, особенно неразложившихся, растительных остатков (торфянистые горизонты почв). Так, в глинах ВЗ составляет 20—30%, в суглинках— 10—12, в песках— 1—3, у торфов — до 60—80%. Засухоустойчивые растения завядают при меньшей влажности, чем влаголюбивые.

Влажность разрыва капилляров (ВРК). Капиллярно-подвешенная вода при испарении передвигается в жидкой форме к испаряющей поверхности в пределах всей промоченной толщи по капиллярам, сплошь заполненным водой. Но при определенном снижении влажности, характерном для каждой почвы, восходящее передвижение этой воды прекращается или резко затормаживается. Потеря способности к такому передвижению объясняется тем, что в почве при испарении исчезает сплошность заполнения капилляров водой, т. е. в ней не остается систем пор, сплошь заполненных влагой и пронизывающих промоченную часть почвенной толщи. Эту критическую величину влажности М. М. Абрамова назвала влажностью разрыва капиллярной связи (ВРК).

Таким образом, влажность разрыва капилляров — это влажность, при которой подвижность капиллярной воды в процессе снижения влажности резко уменьшается. Вода, однако, остается в мельчайших порах, в углах стыка частиц (мениски стыковой влаги). Эта влага неподвижна, но физиологически доступна корешкам растений.

ВРК называют также *критической влажностью*, так как при влажности ниже ВРК рост растений замедляется и их продуктивность снижается. В почвах и грунтах эта величина варьирует довольно сильно, составляя в среднем около 50—60% от наименьшей влагоемкости почв. На содержание воды, соответствующей ВРК, помимо гранулометрического состава почв, существенное влияние оказывает их структурное состояние. В бесструктурных почвах запасы воды расходуются на испарение значительно быстрее, чем в почвах с агрономически ценной структурой. Поэтому в них влажность будет быстрее достигать ВРК, т. е. обеспеченность влагой растений снижаться будет быстрее.

Почвенно-гидрологические константы, как и влагоемкость почв, выражаются в процентах от массы или объема почв

6.4. Водопроницаемость почв

Водопроницаемость почв — способность почв и грунтов впитывать и пропускать через себя воду, поступающую с поверхности. В процессе поступления воды в почву и дальнейшего передвижения ее можно выделить 2 этапа: 1) поглощение воды

почвой и прохождение ее от слоя к слою в ненасыщенной водой почве, 2) фильтрацию воды сквозь толщу насыщенную водой почвы. При этом первый этап представляет собой впитывание почвы и характеризуется *коэффициентом впитывания*. Второй этап — это собственно фильтрация. Интенсивность прохождения воды в почвенно-грунтовой толще насыщенной водой, характеризуется *коэффициентом фильтрации* (рис 22)

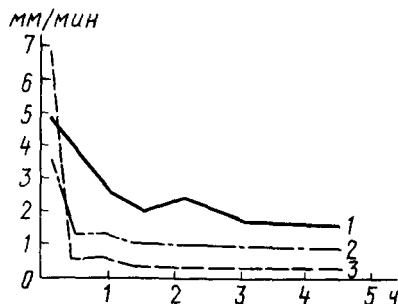


Рис 22 Изменение водопроницаемости почвы во времени
1 — чернозем обыкновенный, 2 — дерново-подзолистая почва, 3 — солонец

В природных условиях четко выделить отдельные этапы водопроницаемости практически невозможно. Значительно чаще при этом идет впитывание воды почвой, фильтрация же имеет место только в случае выпадения большого количества осадков, при орошении большими нормами и при снеготаянии. Границей между впитыванием почв и фильтрацией считают момент установления постоянной скорости фильтрации.

Водопроницаемость почв находится в тесной зависимости от их гранулометрического состава и химических свойств почв, их структурного состояния, плотности, порозности, влажности и длительности увлажнения. В почвах тяжелого гранулометрического состава она всегда (при прочих равных условиях) меньше, чем в легких. Сильно снижает водопроницаемость почв присутствие набухающих коллоидов, особенно насыщенных Na^+ или Mg^{2+} , поскольку при увлажнении такие почвы быстро набухают и становятся практически водонепроницаемыми. Почвы оструктуренные, рыхлые характеризуются большими коэффициентами впитывания и фильтрации.

Водопроницаемость почв измеряется объемом воды, который проходит через единицу площади поперечного сечения в единицу времени. Величина эта очень динамичная и сильно варьирует как по профилю почв, так и пространственно. Оценить водопроницаемость почв тяжелого механического состава можно по шкале, предложенной Н. А. Качинским (1970).

Водопроницаемость (в Па) в 1-й час впитывания при напоре 5 см и температуре воды 10°C		Оценка
Свыше 1000		Провальная
1000—500		Излишне высокая
500—100,	выровненная по всей площади	Наилучшая
100—70		Хорошая
70—30		Удовлетворительная
< 30		Неудовлетворительная

В ненасыщенных водой почвах для количественной характеристики водопроницаемости почв пользуются *коэффициентом водопроводимости, или влагопроводности*. Он определяется как *коэффициент пропорциональности между скоростью потока воды и градиентом сил, вызывающих передвижение воды* (давление, гидравлический напор и т. п.). Коэффициент влагопроводности зависит от влажности почв: увеличивается с увеличением ее влажности и достигает максимума во влагонасыщенной почве. В этом случае его и называют коэффициентом фильтрации. Можно сказать, что коэффициент влагопроводности аналогичен коэффициенту фильтрации, но применяется он для ненасыщенных водой почв.

6.5. Водоподъемная способность почв

Водоподъемная способность почв — свойство почвы вызывать восходящее передвижение содержащейся в ней воды за счет капиллярных сил.

Высота подъема воды в почвах и скорость ее передвижения определяются в основном гранулометрическим и структурным составом почв, их порозностью. Чем почвы тяжелее и менее структурны, тем больше потенциальная высота подъема воды, а скорость подъема ее меньше (рис. 23). Ниже приведена водоподъемная способность грунтов и почв в зависимости от гранулометрического состава (В. А. Ковда, 1973):

Гранулометрический состав	Водо-подъемная способность, м	Гранулометрический состав	Водо-подъемная способность, м
Крупный песок	0,5	Суглинок средний	2,5—3,0
Средний песок	0,5—0,8	Суглинок тяжелый	3,0—3,5
Супесь	1,0—1,5	Глина тяжелая	4,0—6,0
Пылеватая супесь	1,5—2,0	Лессы	4,0—5,0

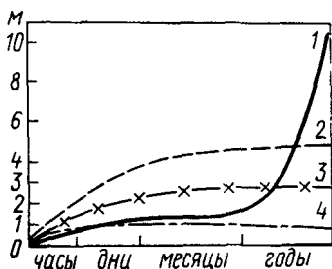


Рис. 23. Общая схема высоты и скорости капиллярного поднятия воды в почвах (по В. А. Ковде, 1973):
1 — глины, 2 — лессы, 3 — суглинки, 4 — супеси и пески

В почвах опесчаненных высота капиллярного подъема снижается, но скорость движения воды велика. Однако это общее правило, характеризующее водоподъемную способность капилляров, выведенное из формул Дж. Жюрена и Ж. Л. М. Пуазейля, в глинистых бесструктурных почвах и грунтах нарушается. Согласно названным формулам в однородных грунтах не исключается подъем на значительно большую высоту, чем это наблюдается в природе, — на 75 и более метров.

Так, в почвах при утяжелении их гранулометрического состава водоподъемная сила будет сначала расти до определенного предела, а затем она начнет уменьшаться.

Объясняется это тем, что капиллярная вода передвигается не во всем объеме пор, а лишь в действующем их просвете (рис. 24). В любых порах по мере уменьшения их радиуса капиллярные силы сначала будут расти в связи с увеличивающейся кривизной менисков, но в дальнейшем начнут падать. При малом размере пор (1 мкм и менее) весь их внутренний просвет (или большая его часть) заполнен связанной пленочной водой и активные действующие поры либо совсем исчезают, либо просвет их становится настолько мал, что всасывающая сила мениска компенсируется силами трения движущейся капиллярной воды о стенки пленок жидкости, сорбированной почвой, и передвижение капиллярной воды, а следовательно, и капиллярного подъема происходить не может. Вода в таких порах может передвигаться только как пленочная, т. е. очень медленно. На скорость подъема воды оказывает влияние также степень минерализации грунтовых вод. Высокоминерализованные воды характеризуются меньшей высотой и скоростью подъема. Однако близкое к поверхности залегание минерализованных грунтовых вод (1—1,5 м) создает опасность быстрого засоления почв.

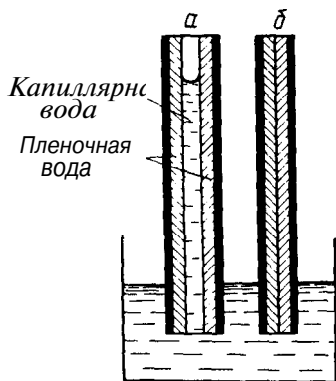


Рис. 24. Капиллярные трубки (по А. А. Роде и В. Н. Смирнову, 1972):

а — со свободной водой; б — полностью заполненная связанной водой

6.6. Поведение и состояние воды в почве

Поведение воды в почве, ее физическое состояние, передвижение в профиле по вертикали и горизонтали, ее доступность растениям, вообще говоря, подчиняются очень сложным закономерностям статистического (вероятностного) характера и могут быть описаны в терминах различных методологических подходов: *водобалансового* — изменения водозапасов почвы и приходо-расходных статей водного баланса; *гидродинамического* — скорости и плотности водных потоков в почве; *термодинамического* — изменения термодинамических потенциалов почвенной воды.

Первый из указанных подходов наиболее широко используется в почвоведении и является традиционным в почвенных исследованиях, будучи основанным на периодических измерениях почвенной влажности; второй больше всего принят в почвенно-

мелиоративных работах, когда инженеры имеют дело с потоками подаваемой в почву или отводимой из почвы воды. Термодинамический подход интенсивно разрабатывается в последнее время и сейчас рассматривается как наиболее перспективный и теоретически обоснованный, поскольку он не только позволяет описывать состояние и поведение воды в почве в данный момент времени в наиболее обобщенном виде на базе фундаментальной физической теории, рассматривая весь водообмен природных экосистем в единых терминах, но и допускает количественный прогноз водообменных процессов, что особенно важно для суждений о водообеспеченности и водопотреблении растений. На основе этого подхода возможно автоматизированное управление водным режимом почв в условиях искусственного увлажнения (орошения) или осушения (дренажа). В разработку этого подхода особенно большой вклад внесли такие ученые, как Л. А. Ричардс, В. Р. Гарднер, Т. Дж. Маршалл, С. А. Тейлор, Р. Слейчер, И. И. Судницын, А. М. Глобус, Э. Чайлдс, Ж.-И. Парланг, А. Д. Воронин.

Существо термодинамического подхода сводится к использованию понятий полного и частных термодинамических потенциалов почвенной воды, поддающихся инструментальному измерению, т. е. количественной энергетической оценке сил взаимодействия между водой и вмещающей ее твердой фазой почвы.

6.7. Потенциал почвенной воды

Поскольку вода в почве находится под одновременным сложным воздействием нескольких силовых полей — адсорбционных, капиллярных, осмотических, гравитационных, — для характеристики их суммарного действия и оценки энергетического состояния воды в почве введено понятие термодинамического, или полного, потенциала почвенной воды.

Полный потенциал почвенной воды (ψ) — это количество работы, $\text{Дж} \cdot \text{кг}^{-1}$, которую необходимо затратить, чтобы перенести единицу свободной чистой воды обратимо и изотермически из стандартного состояния S_0 в то состояние S_n , в котором она находится в рассматриваемой точке почвы. Иными словами, эта величина выражает способность воды в почве производить большую или меньшую работу по сравнению с чистой свободной водой. За стандартное состояние S_0 при этом принимается резервуар с чистой (без солей, т. е. с осмотическим давлением $\Pi = 0$) свободной (т. е. не подверженной влиянию адсорбционных и капиллярных сил) водой при температуре T_0 , высоте h_0 и давлении P_0 . Потенциал почвенной воды — величина отрицательная, поскольку необходима работа (положительного знака) по его преодолению. Вместо понятия «потенциал» в почвоведении принято использовать понятие «давление почвенной воды», которое измеряется в паскалях [$\text{Па} = \text{кг}/\text{с}^2 \cdot \text{м}$].

Полный, или термодинамический, потенциал почвенной воды равен сумме частных потенциалов, связанных с разными силовыми полями:

$$\psi_t = \varphi_a + \varphi_k + \varphi_o + \varphi_g = \varphi_p + \varphi_o + \varphi_g = g_0 S^z dz + V_{H_2O} [{}_0S^p dP + {}_0S^\pi dP],$$

где φ_a — адсорбционный потенциал; φ_k — капиллярный потенциал; φ_o — осмотический потенциал; φ_g — гравитационный потенциал; φ_p — потенциал тензометрического давления; z — вертикальное расстояние; g — сила гравитации на единицу массы воды; V_{H_2O} — парциальный удельный объем воды в почвенном растворе; P — давление воды; π — осмотическое давление.

Адсорбционный потенциал почвенной воды (φ_a), или адсорбционное давление (расклинивающее давление, по Б. В. Дерягину), возникает в процессе взаимодействия молекул воды с поверхностью твердой фазы почвы, в результате которого вода сорбируется твердыми почвенными частицами в виде тонкой пленки. Возникающий при этом потенциал прямо пропорционален работе десорбции воды (dA_a) и обратно пропорционален поверхности твердой фазы (S) и толщине адсорбированного слоя (dh):

$$-\varphi_a = dA_a / Sdh = dA_a / dV. \quad (18)$$

Капиллярный потенциал почвенной воды (φ_k), или ее капиллярное давление, возникает на поверхности раздела между твердой, жидкой и газовой фазами почвы в тонких капиллярах; он пропорционален работе по «отсасыванию» капиллярной воды (dA_k) и обратно пропорционален изменению ее объема (dV):

$$-\varphi_k = dA_k / dV. \quad (19)$$

Осмотический потенциал почвенной воды (φ_o), или ее осмотическое давление, возникающий вследствие наличия в воде растворенных веществ, пропорционален работе (dA_o) по удалению воды из раствора (например, через полупроницаемую мембрану, при помощи электродиализа) и обратно пропорционален изменению ее объема (dV):

$$-\varphi_o = dA_o / dV. \quad (20)$$

Гравитационный потенциал почвенной воды (φ_g), или гравитационное давление, возникающий в почве под влиянием сил земного тяготения, пропорционален работе вертикального перемещения воды (dA_g) и опять-таки обратно пропорционален изменению объема воды (dV):

$$-\varphi_g = dA_g / dV. \quad (21)$$

Все перечисленные потенциалы могут быть оценены теми или иными методами, разработанными в физике почв, однако их непосредственное измерение встречает существенные трудности. С целью преодоления экспериментальных трудностей введено понятие о потенциале тензиометрического давления (φ_p), который

можно непосредственно измерять с помощью тензиометров или иным методом (криоскопическим, психрометрическим, гигроскопическим).

Потенциал тензиометрического давления (φ_p), или *потенциал давления* почвенной воды, возникающий в результате совместного действия силовых полей в почве на заключенную в ней воду, не считая гравитационное и осмотическое поля, зависит от геометрии жидкой фазы (кривизны менисковых поверхностей), давления в газовой фазе, геометрии твердой фазы (ее удельной поверхности) или матрицы, содержания воды в почве. Этот потенциал можно выразить в единицах экспериментально измеренного тензиометрического давления жидкой фазы почвы (P) согласно уравнению

$$-\varphi_p = \int_0^P S^p V_{H_2O} dP. \quad (22)$$

Потенциал тензиометрического давления является суммарной величиной и включает в себя два потенциала: пневматический и капиллярно-сорбционный ($\varphi_p = \varphi_p^a + \varphi_p^m$).

Пневматический потенциал почвенной воды (φ_p^a) — это приращение потенциала давления (φ_p) в результате избытка давления (ΔP_a) в газовой фазе относительно стандартного газового давления P_0 .

Капиллярно-сорбционный потенциал почвенной воды (φ_p^m), или матричный потенциал (связанный с геометрией почвенной матрицы), — потенциал давления (φ_p) в почвенном образце при данной влажности W и данном механическом давлении ограничивающей его поверхности (P_e) при стандартном газовом давлении P_0 , т. е. при $\Delta P_a = 0$. Для набухающих почв капиллярно-сорбционный потенциал включает в себя потенциал давления ограничивающей поверхности (φ_p^e) — приращение потенциала давления (φ_p) в результате механического давления поверхности на почвенный образец — и потенциал влажности (φ_p) — потенциал давления (φ_p) в почвенном образце с данной влажностью W при $P_e = 0$ и $P_0 = 0$.

Потенциал или давление почвенной воды в сильной степени зависит от водосодержания почвы, причем каждая почва в зависимости от своего гранулометрического, минералогического и химического состава и сложения имеет свою собственную характеристическую кривую зависимости давления почвенной воды от влажности почвы, которая получила название *кривой вододерживания*. Кривая вододерживания $\varphi = f(W)$ считается основной гидрофизической характеристикой почвы (рис. 25). Часто эту кривую берут в форме $h = f(\Theta)$ или $pF = f(\Theta)$, где h — соcущая сила почвы (см. ниже); pF — десятичный логарифм h ; Θ — объемная влажность почвы.

Чем меньше воды в почве, тем сильнее она удерживается твердой фазой, тем ниже ее потенциал (больше абсолютное

значение отрицательного давления (воды). Кривые водоудерживания показывают очень быстрый рост водного потенциала от крайне низких отрицательных значений давления вплоть до нуля в полностью насыщенной водой почве.

Наименьший полный потенциал почвенной влаги (наибольшее абсолютное значение отрицательного давления порядка $(2 \div 5) \cdot 10^8$ Па) отмечается для мономолекулярных слоев адсорбированной воды (прочно связанная вода, «нерастворяющийся объем» — часть гигроскопической воды). При давлении почвенной воды ниже $-2 \cdot 10^7$ Па, согласно И. И. Судницину, вода

в почве практически полностью представлена двойным электрическим слоем мономолекулярной, биомолекулярной толщины, описываемым теорией Гельмгольца, а количество адсорбированной воды определяется удельной поверхностью почвенных частиц при весьма слабой роли обменных катионов.

В диапазоне полного давления почвенной влаги от $-4 \cdot 10^6 \div -10^5$ до $-20 \cdot 10^7$ Па весьма резко проявляется влияние обменных катионов на его зависимость от влажности почвы. При этом поведение системы описывается уравнением Больцмана для концентрации катионов в растворе на различных расстояниях от отрицательно заряженной поверхности твердой фазы в зависимости от влажности. В этих условиях почвенная вода является вместилищем диффузного слоя обменных катионов.

При давлениях выше $-2 \cdot 10^6$ (-10^6) Па кривые водоудерживания начинают выполаживаться, отклоняются в сторону большей влажности. По мнению И. И. Судницина, это вызвано тем, что при этих значениях полного давления вода уже находится за пределами диффузного слоя обменных катионов в электронейтральном «свободном» объеме почвенного раствора, давление которого в основном определяется суммой осмотического и капиллярного потенциалов.

При дальнейшем росте влажности почвы все большую роль играет капиллярный потенциал (φ_k). И. И. Судницин рас-

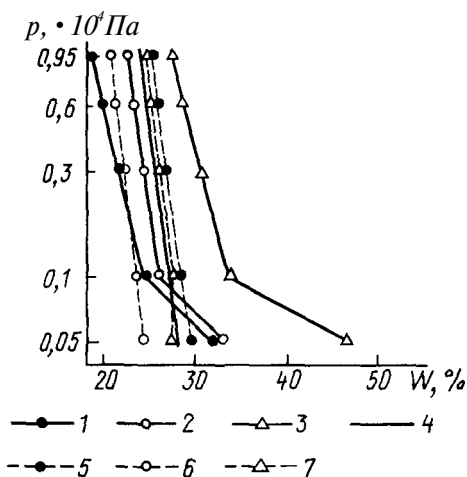


Рис. 25. Зависимость давления почвенной воды (P) от влажности почвы (W) (Зайдельман, 1983):

- 1—горизонт Ар неоглеенной; 2—глеевой;
3—глеевой дерново-подзолистых почв; 4—
горизонт В1 неоглеенной; 6 — глеевой;
7—глеевой почв

считал по формуле Жюрена следующую зависимость капиллярного давления воды от диаметра капилляров:

диаметр пор, мкм . . .	0,03	0,06	0,15	0,30	0,60	3,0
давление, Па . . .	-10^7	$-5 \cdot 10^6$	$-2 \cdot 10^6$	-10^6	$-5 \cdot 10^5$	-10^5

Приведенные расчеты показывают, что с увеличением диаметра почвенных пор находящаяся в них вода теряет капиллярное давление и все больше испытывает воздействие гравитационных сил.

Таким образом, относительный вклад частных термодинамических потенциалов почвенной воды в ее полный потенциал существенно меняется с изменением влажности почвы: чем суше почва, тем больше роль адсорбционных и осмотических сил; чем она влажнее, тем больше относительная роль капиллярных и затем гравитационных явлений и тем меньше значение давления, показанного тензиометром.

Кривые водоудерживания почв обычно имеют четко выраженную гистерезисную петлю, т. е. имеют несколько различную форму при иссушении и увлажнении одной и той же почвы, что может быть, в частности, связано с различием в последовательности заполнения пор разного размера водой при увлажнении почвы и их освобождения от воды при иссушении: заполняются вначале мелкие поры, а освобождаются от воды первыми крупные.

Невыровненность потенциалов почвенной воды в разных точках является непосредственной причиной движения воды в почвах: вода перемещается в сторону наиболее низкого потенциала, в общем случае из более влажных участков в более сухие. Однако вследствие наличия сопротивления среды движению воды движущей силой перемещения почвенной воды служит не разность потенциалов (давлений) воды между двумя точками ΔP , а градиент $\Delta P/\Delta l$ вдоль направления движения, что было установлено еще в середине прошлого века в известном законе Дарси для плотности установившегося водного потока в пористой среде.

Существует определенная связь почвенно-гидрологических констант с давлением почвенной воды. Например, наименьшей влагоемкости почвы соответствует давление от -10^4 до -3×10^4 Па, а влажности завядания от $-6 \cdot 10^5$ до $-2,5 \cdot 10^6$ Па. С изменениями давления почвенной воды в зависимости от влажности меняется и коэффициент влагопроводности почв K в уравнении потока воды в почве ($i = -K \Delta P/\Delta l$); при изменении влажности почвы от наименьшей влагоемкости до влажности завядания K уменьшается на два порядка (сухая почва обладает худшей влагопроводностью, чем влажная).

Установлены эмпирические зависимости водопотребления растений от давления воды в почве, но они весьма сложные и подвержены воздействию множества самых разнообразных факторов, действующих в системе почва — растение — атмосфера. Од-

нако моделирование процессов водопотребления с использованием термодинамической концепции поведения воды в почве представляется весьма перспективным и может быть использовано для управления водным режимом почв.

6.8. Сосущая сила почвы

В почве, насыщенной влагой и не содержащей солей, давление почвенной влаги равно нулю. При снижении влажности почвы оно приобретает все большие по абсолютной величине отрицательные значения. По мере иссушения у почвы появляется способность при соприкосновении с водой поглощать ее. Такая способность почв получила название сосущей силы почвы. Впервые она была установлена В. Г. Корневым (1924). Величина, характеризующая эту силу, получила название всасывающего давления почвы. *Всасывающее давление (сосущая сила) почвы численно равно давлению почвенной воды, но выражается положительной величиной.*

Всасывающее давление почвы измеряется при любых влажностях, начиная от полного насыщения почвы и кончая почти сухой почвой, специальными приборами. Чаще всего для этой цели используют тензиометры и капилляриметры. Выражается всасывающее давление, как и давление почвенной воды, в Паскалях, атмосферах, сантиметрах водного столба или в барах ($1 \text{ Па} = 10^{-5} \text{ бар} = 9,87 \cdot 10^{-6} \text{ атм} = 7,5 \cdot 10^{-3} \text{ мм рт. ст.} = 0,102 \text{ мм вод. ст.}$).

Всасывающее давление сухой почвы приближается к 10^7 см вод. ст., или 10^9 Па. Оперировать с величинами такого порядка неудобно и Р. К. Скофилд (1935) предложил выражать всасывающее давление почвы не числом сантиметров водного столба, а десяти тысячным логарифмом этого числа rF . Тогда у почвы, почти полностью насыщенной пресной влагой, при давлении, равном 10^3 Па, $rF = 1$, давлению в 10^5 Па будет соответствовать $rF = 3$, а в сухой почве, когда давление приближается к 10^9 Па, rF приближается к своему верхнему пределу, равному 7. Скофилд показал, что между значениями влажности, подвижности и доступности почвенной влаги для растений и всасывающим давлением существует довольно тесная зависимость (табл. 24).

Позже неоднократно предпринимались попытки связать формы воды в почве, почвенно-гидрологические константы и другие водно-физические характеристики с rF (С. И. Долгов, 1948; А. Конке, 1968; Л. А. Ричардс, Л. Р. Уивер, 1944; А. Д. Воронин, В. Г. Витязев, 1976, и др.).

В настоящее время считают, что определенным водно-физическим характеристикам и формам воды соответствуют следующие значения rF : максимальная гигроскопическая вода — 4,5; влажность завядания — 4,2; наименьшая влагоемкость для почв: тяжелого механического состава — 2,7—3,0; среднесуглинистых — 2,5; песчаных — 2,0; вода прочносвязанная — 5,0—7,0;

Таблица 24. Зависимость между всасывающим давлением и доступностью влаги

Форма влаги	Всасывающее давление pF	Значение для растений
Свободная (гравитационная)	—	Доступна
Капиллярная	< 3	»
Пленочная (рыхлосвязанная)	3—4	Доступность понижена
Прочносвязанная	4,1—4,2	Устойчивое завядание
Гигроскопическая	4,6—7,0	Недоступна
Сухая почва	7,0	»

вода капиллярная связанная — 3,5—5,0; свободная — 1,75—3,50; вода гравитационная — 1,75.

Оценка физического состояния почвенной воды по потенциалу или по всасывающему давлению является более правильной, нежели по абсолютному содержанию воды. Обусловлено это тем, что по значениям pF можно произвести объективную сравнительную качественную оценку состояния воды в почве с различными физико-механическими и водно-физическими свойствами. Почвы, обладающие одинаковыми pF , можно считать эквивалентно влажными, т. е. близкими по содержанию воды той или иной категории физиологической доступности, хотя абсолютное содержание воды в почве при этом может быть различным (табл. 25).

Таблица 25. Водно-физические свойства почв и отвечающие им значения pF (по А. А. Роде, 1965)

Почвы	Наименьшая влагоемкость		Влажность завядания	
	влажность, %	pF	влажность, %	pF
Легкий пылеватый покровный суглинок	18,9	2,41	4,2	4,30
Лессовидный суглинок	21,2	2,69	7,4	4,19
Тучный глинистый чернозем, гор. 0—22 см	40,7	2,60	23,8	4,33
Темно-каштановая	31,0	2,65	12,6	4,10

6.9. Доступность почвенной воды для растений

Доступность различных форм почвенной воды растениям является исключительно важной характеристикой, определяющей в значительной степени плодородие почв. Растения в процессе жизни потребляют очень большое количество воды, расходуя главную ее массу на транспирацию и лишь небольшую долю на создание биомассы.

Расход воды из почвы растениями характеризуется двумя показателями: во-первых, транспирационным коэффициентом — отно-

шением количества воды, израсходованной растением, к общему приросту сухого вещества за определенный промежуток времени; во-вторых, *относительной транспирацией* — отношением фактической транспирации при данной водообеспеченности к потенциальной транспирации при свободном доступе воды. Для большинства культурных растений транспирационный коэффициент (при потенциальной, т. е. обеспеченной свободным доступом воды транспирации) колеблется в пределах 400—600, достигая иногда 1000; т. е. на создание 1 т сухого органического вещества биомассы расходуется 400—600 т и более воды из почвы (при условии наличия доступной воды в почве)

Доступность почвенной воды растениям определяется в основном двумя гидрофизическими характеристиками почвы: потенциалом (давлением) почвенной воды и способностью почвы проводить поток воды, т. е. коэффициентом влагопроводности. Интенсивность потока влаги к корням растений (а это и есть количественное выражение доступности воды) будет тем больше, чем больше разность потенциалов воды в корне и почве и чем выше коэффициент влагопроводности.

По отношению к доступности растениям почвенная вода может быть подразделена на следующие категории (по А. А. Роде).

1. *Недоступная для растений.* Это вся прочио связанная вода, составляющая в почве так называемый мертвый запас воды. Недоступность этой воды объясняется тем, что всасывающая сила корней намного меньше сил, которые удерживают эту воду на поверхности почвенных частиц, иначе говоря, всасывающего давления почвенной воды. Мертвый запас воды в почвах соответствует приблизительно максимальной адсорбционной влагоемкости или немного превышает ее.

2. *Весьма труднодоступная для растений.* Эта категория представлена в основном рыхлосвязанной (пленочной) водой. Трудная доступность ее обусловлена низкой подвижностью этой воды (низким коэффициентом влагопроводности), в силу чего вода не успевает подтекать к точкам ее потребления, т. е. к корневым волоскам. Количество весьма труднодоступной воды в почвах характеризуется диапазоном влажности от максимальной адсорбционной влагоемкости до влажности завядания. Содержание воды в почве, соответствующее влажности завядания, является нижним пределом продуктивной влаги.

2. *Труднодоступная вода* лежит в пределах между влажностью завядания и влажностью разрыва капилляров. В этом интервале влажности растения могут существовать, но продуктивность их снижается. Уменьшение доступности воды отражается в первую очередь не на внешнем состоянии растений (завядание), а на снижении их продуктивности.

4. *Среднедоступная вода* отвечает диапазону влажности от влажности разрыва капилляров до наименьшей влагоемкости. В этом интервале вода обладает значительной подвижностью, и растения поэтому могут бесперебойно снабжаться ею. Продук-

тивность растений с переходом влажности от ВРК и приближении ее к НВ резко возрастает. Разность между наименьшей влагоемкостью и влажностью завядания — это диапазон физиологически активной воды в почве.

5. *Легкодоступная, переходящая в избыточную вода* отвечает диапазону влажности от наименьшей влагоемкости до полной влагоемкости. Заполнение водой большей части пор затрудняет поступление в почву воздуха и может быть причиной затрудненного дыхания и изменения окислительно-восстановительных условий в сторону преимущественного развития восстановительных процессов и создания в почве анаэробной обстановки. Поэтому воду, содержащуюся в почве (за исключением песчаных почв) сверх значения наименьшей влагоемкости, следует считать избыточной.

Глава седьмая

ПОЧВЕННЫЙ РАСТВОР

Почвенный раствор можно определить как жидкую фазу почв, включающую почвенную воду, содержащую растворенные соли органоминеральные и органические соединения, газы и тончайшие коллоидные золи. В. И. Вернадский считал почвенные растворы одной из важнейших категорий природных вод, «основным субстратом жизни», «основным элементом механизма биосферы». К. К. Гедройц, А. Г. Дояренко, А. А. Шмук, С. А. Захаров, А. А. Роде, П. А. Крюков, Н. А. Комарова, Е. И. Шилова внесли существенный вклад в разработку методов выделения и особенно в изучение состава и динамики почвенных растворов.

Наиболее существенным источником почвенных растворов являются атмосферные осадки. Грунтовые воды также могут участвовать в их формировании. В зависимости от типа водного режима почвы участие грунтовых вод может быть систематическим (выпотной или застойный водный режим) и периодическим (периодически выпотной водный режим). При орошении дополнительным резервом влаги для почвенных растворов становятся поливные воды.

Атмосферные осадки, поверхностные воды, росы, грунтовые воды, попадая в почву и переходя в категорию жидкой ее фазы, изменяют свой состав при взаимодействии с твердой и газообразной фазами почвы, с корневыми системами растений и живыми организмами, населяющими почву. Образующийся почвенный раствор в свою очередь играет огромную роль в динамике почв, питании растений и микроорганизмов, принимает активное участие в процессах преобразования минеральных и органических соединений в почвах, в их передвижении по профилю.

Содержание влаги в почвах, а следовательно, и количество почвенного раствора могут колебаться в очень широких пределах, от десятков процентов (вода занимает практически всю порозность

почвы) до единиц или долей процентов, когда в почве находится лишь адсорбированная вода. Физически прочносвязанная вода (гигроскопическая и отчасти максимальная гигроскопическая) представляет собой так называемый нерастворяющийся объем почвенной воды, поэтому она не входит в состав почвенного раствора как такового. Не успевают стать специфически почвенным раствором и гравитационные воды, быстро просачивающиеся через почвенные горизонты по крупным трещинам и ходам корней. Таким образом, почвенный раствор включает все формы капиллярной, рыхло- и относительно прочносвязанной воды почвы.

7.1. Методы выделения почвенных растворов

Для выделения и изучения почвенных растворов в зависимости от условий и задач исследования применяются различные методы.

I группа методов: выделение и изучение почвенного раствора при помощи водных вытяжек, т. е. извлечение раствора добавлением к почве воды в количестве, значительно превышающем навеску почвы (наиболее часто применяемое соотношение почва: вода = 1:5). Составы почвенных растворов и водных вытяжек весьма сильно различаются между собой, как это показал В. А. Ковда (1946, 1947). Поэтому в настоящее время водные вытяжки используются в основном для характеристики содержания в почвах легкорастворимых солей и иногда для определения ряда легко доступных растениям питательных элементов.

II группа методов: выделение раствора из почвы в сравнительно неизменном виде. Для выделения почвенного раствора из образца почвы, предварительно отобранного из почвенного профиля, необходимо преодолеть силу взаимодействия твердой и жидкой фаз почвы. Поэтому все методы основываются на применении внешней силы: 1) давление, создаваемое прессом; 2) давление сжатого газа; 3) центробежная сила; 4) вытесняющая способность различных жидкостей. Практически в современных почвенных

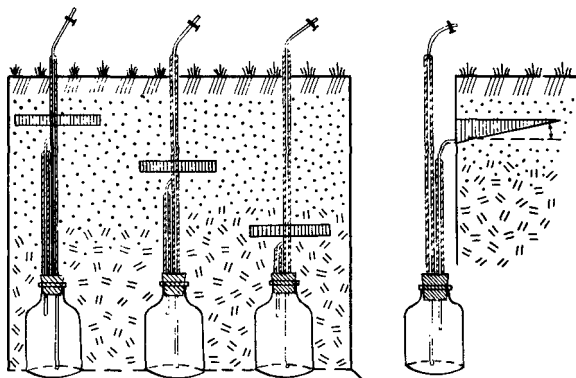


Рис. 26. Схема устройства лизиметров конструкции Е. И. Шиловой

исследованиях наиболее часто применяются первый и последний методы, т. е. отпрессовывание раствора или вытеснение замещающей жидкостью.

III группа методов: так называемые лизиметрические методы, действующие по принципу замещения и вытеснения почвенных растворов тальми и дождевыми водами. Для количественного учета и изучения состава просачивающихся сквозь почву растворов применяют лизиметры различного устройства: лизиметры-контейнеры с бетонированными стенками и дном, лизиметры-монолиты, лизиметры-воронки, плоские лизиметры закрытого типа, в наименьшей степени нарушающие естественное залегание почвы, лизиметрические хроматографические колонки. Большой вклад в изучение жидкой фазы почв с применением лизиметров внесли исследования советских ученых В. В. Геммерлинга, И. Н. Скрынниковой, В. В. Пономаренко, Е. И. Шиловой, И. С. Кауричева. На рис. 26 представлен образец врезанного в почву и изолированного от сообщения с наружным воздухом лизиметрического устройства, предложенного Е.И.Шиловой (1955). Этот тип лизиметра наиболее широко используется в практике почвенных исследований.

IV группа методов: непосредственные исследования водной фазы почв в почве естественного залегания (измерения *in situ*) в полевых условиях. Первые опыты с применением электродов, погружаемых в почву, для определения влажности и электропроводности почв (учет запаса солей) были проведены еще в конце XIX в. Долгое время в почвах определяли лишь активность ионов водорода и окислительно-восстановительный потенциал. В последние годы развитие потенциометрических и, в частности, ионометрических методов позволяет более широко проводить эти исследования, определять широкий набор ионов (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , NO_3^- , Cl^- и др.), измеряя их активность в почве.

7.2. Химический состав почвенных растворов

Формирование состава почвенных растворов — сложный процесс, который обуславливается и регулируется как абиотическими, так и биотическими факторами и компонентами почвы и экосистемы в целом. Состав почвенных растворов зависит от количества и качества атмосферных осадков, от состава твердой фазы почвы, от количества и качественного состава живого и мертвого растительного материала в надземных и подземных ярусах биогеоценоза, от жизнедеятельности мезофауны и микроорганизмов. Состав почвенных растворов постоянно находится под влиянием жизнедеятельности высших растений — изъятие из него корнями определенных ионов и соединений и, наоборот, поступление веществ с корневыми выделениями.

Минеральные, органические и органоминеральные вещества, входящие в состав жидкой фазы почв, могут иметь форму истинно

растворенных или коллоидно-растворимых соединений. Коллоидно-растворимые вещества представлены золями кремнекислоты и полутороксидов железа и алюминия, органическими и органоминеральными соединениями. По данным К. К. Гедройца, коллоиды составляют от 1/10 до 1/4 от общего количества веществ, находящихся в почвенном растворе.

К важнейшим катионам почвенного раствора относятся Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , NH_4^+ , H^+ , Al^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} . Среди анионов преобладают HCO_3^- , CO_3^{2-} , NO_3^- , NO_2^- , Cl^- , SO_4^{2-} , H_2PO_4^- , HPO_4^{2-} .

Железо, алюминий и многие микроэлементы (Cu, Ni, V, Cr и др.) в почвенных растворах содержатся главным образом в виде комплексных органоминеральных соединений, где органическая часть комплексов представлена гумусовыми и низкомолекулярными органическими кислотами, полифенолами и другими органическими веществами.

Концентрация почвенных растворов невелика и в разных типах почв колеблется от десятков миллиграммов до нескольких граммов вещества на литр раствора. Только в засоленных почвах содержание растворенных веществ может достигать десятков и даже сотен граммов на литр.

Наличие в почвенном растворе свободных кислот и оснований, кислых и основных солей определяют одно из важнейших для жизнедеятельности растений и процессов почвообразования его свойство — актуальную реакцию почвенного раствора. Реакция почвенного раствора определяется активностью свободных водородных (H^+) и гидроксильных ионов (OH^-) и измеряется рН — отрицательным логарифмом активности водородных ионов. рН почвенного раствора разных типов почв колеблется от 2,5 (кислые сульфатные почвы) до 8—9 и выше (карбонатные и засоленные почвы), достигая максимума в щелочных солонцах и содовых солончаках (10—11).

Наиболее низкими концентрациями и кислой реакцией характеризуются почвенные растворы подзолистых и болотных почв таежной зоны (табл. 26). Концентрация их составляет несколько десятков миллиграммов на 1 л раствора при рН от 5 до 6. Содержание основных катионов и анионов измеряется единицами или десятками мг/л. Примерно такие же количества главных компонентов почвенного раствора характерны и для сильно выщелоченных почв влажных тропиков и субтропиков. Содержание органического углерода в почвенных растворах таежной зоны достигает нескольких десятков миллиграммов на 1 л; под хвойными лесами это растворенное органическое вещество в основном представлено фульвокислотами. С глубиной количество органического вещества в жидкой фазе почвы постепенно уменьшается, что говорит о закреплении мигрирующих воднорастворимых веществ в почвенном профиле. Вместе с органическим веществом мигрирует и железо (в двух- и трехвалентной форме). Железоорганические комплексы присутствуют в почвенных растворах в широ-

Таблица 26. Химический состав почвенных растворов различных типов суглинистых почв, мг/л (средние данные за вегетационный период по материалам ряда работ)

Почва	Горизонт, глубина см		рН	Сумма ионов	С	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	
Тундровая глеевая (Таймыр)	OA	0—10	6,4	162	23	24	10	10	10	74	84	10	
	G	20—40	6,6	242	54	39	19	10	10	121	31	18	
Сильнопodzолистая (Московская область)	OA/E	0—35	5,0	51	39	12	3	6	5	21	4	Не определ- лялось	
	EB	35—55	5,2	36	18	10	2	3	4	17			
Дерново-подзолистая (Ленинградская область)	A	5—15	5,8	87	—	16	4	4	(Сумма)	25	12	26	
	E	25—35	6,2	84	—	10	5	11		»	20	13	25
	B	80—90	5,9	99	—	10	5	15		»	12	15	42
Серая лесная (Тульская область)	A	0,5	6,8	292	29	56	16	16	»	3	151	11	39
	AE	10—20	6,0	136	39	36	10	3	4	29	11	43	
Чернозем обыкновенный (Приазовье)	B	30—40	5,7	92	2	18	6	1	3	14	10	40	
	A	0—10	8,1	846	194	165	36	29	8	469	71	68	
Солодь (Тамбовская область)	AB	40—50	8,2	585	91	115	25	2	5	286	41	110	
	A	0—10	6,4	498	1070	72	38	5	46	91	59	187	
Луговой солонец (Тамбовская область)	E	15—25	6,8	275	41	32	11	2	39	37	63	91	
	B	35—45	7,0	315	48	38	18	1	46	49	67	96	
	AE	0—6	7,8	1 224	110	52	25	31	299	293	106	418	
Корковый солончак (Голодная степь)	B1	7—15	8,3	3 025	1180	52	36	12	805	1318	89	701	
	B2	35—45	9,2	4 481	690	40	46	5	1 242	2544	Не определ- лялось	432	
Корковый солончак (Голодная степь)	A	0—5	7,9	167 000		840	3790	3660	47 430	3350	45 860	55 380	

Таблица 27. Содержание различных форм железа в почвенном растворе сильноподзолистой почвы под ельником Московской области (И. С. Кауричев, Е. М. Ноздрунова, 1964): у—весной, х — осенью

Горизонт, глубина, см	рН		Железо, мг/л					
	у	х	общее	минеральное		связанное с органическим веществом		
				у	х	у	х	у
ОА' 0—2	5,2	5,0	14,4	35,2	Нет	18	14,4	33,9
ОА" 2—4	5,4	4,8	10,6	13,2	0,1	1,1	10,5	12,1
Е 15—25	6,8	6,0	30,8	3,0	0,1	0,2	30,7	2,8
В1 45—55	6,6	7,3	12,4	4,0	Следы	Следы	12,3	4,0

ком диапазоне рН. В почвенных растворах примерно 80—95% железа прочно связано в органоминеральные комплексы. Это хорошо иллюстрируется данными табл. 27, где показано, что и весной, и осенью в почвенных растворах подзолистой почвы явно доминирует железо, связанное с органическим веществом.

В степных почвах (черноземах, солонцах и др.) концентрация почвенных растворов существенно выше, чем в подзолистых и болотных почвах (не десятки, а сотни миллиграммов 1—3 г/л). В связи с более высокой биологической активностью этих почв в них существенно повышается содержание гидрокарбонатного иона, реакция становится нейтральной или слабощелочной. Более высокое поступление химических элементов с высокозольным опадом травянистых степных растений обеспечивает повышение концентрации и других катионов и анионов (кальция, магния, хлора, сульфат-иона). В солодах и особенно в солонцах резко возрастает количество иона натрия, появляется ион CO_3^{2-} , что обеспечивает в солонцах, в частности, щелочную реакцию почвенных растворов. Максимальное содержание солей (до десятков и сотен граммов на 1л) наблюдается в почвенных растворах солончаков. Концентрация солей в почвенных растворах солончаков в несколько раз превышает их содержание в морской воде.

Если для большинства почв характерен гидрокарбонатно-кальциевый состав почвенных растворов (преобладание этих двух ионов), то в почвенных растворах засоленных почв преобладающая доля принадлежит хлоридам и сульфатам магния и натрия.

Для характеристики степени и характера засоления почв широко применяется анализ водной вытяжки. Этот вид анализа дает возможность проводить массовые определения и в то же время позволяет выделять из почвы максимальные количества солей, находящихся в том числе и в виде осадка в твердой фазе почвы. Водная вытяжка (отношение воды к почве 5:1) раство-

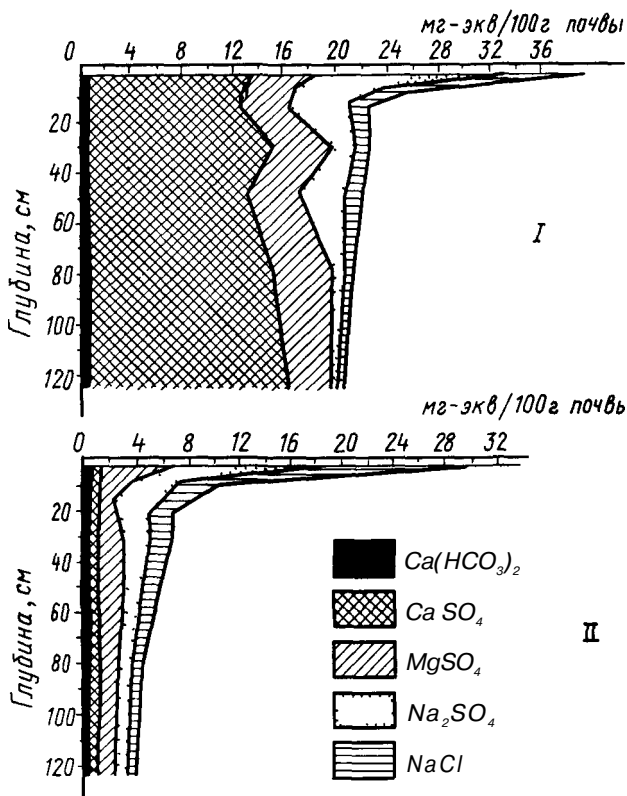


Рис 27 Солевой профиль солончакового серозема (П. И. Шаврыгин, 1947)
 I — по данным анализа водной вытяжки, II — по данным анализа почвенного раствора

ряет все легкорастворимые соли, часть труднорастворимых солей и часть солей, образовавшихся в результате обмена катионов труднорастворимых солей с Na и Mg поглощающего комплекса (Н Г Минашина, 1970, 1978)

Весьма тщательные исследования соотношения солей, извлекаемых водными вытяжками и находящихся в почвенных растворах, были проведены П. И. Шаврыгиным. Рис. 27 позволяет наглядно судить о количестве и соотношении ионов в этих системах. Из исследований вытекает, что общая сумма воднорастворимых веществ в водных вытяжках выше, чем в почвенных растворах, эти различия тем выше, чем меньше растворимость солей. Так, например, содержание сульфата кальция в почвенных растворах не превышает 8—12% от его количества в водной вытяжке, а содержание сульфата магния составляет уже 85—90% от его количества в водной вытяжке. Различия в составе солей почвенных растворов и водных вытяжек больше всего относятся к кальциевым солям и в малой мере к хлорид-иону.

Метод водных вытяжек, оставаясь основным для контроля

солевого состояния почв, одновременно позволяет также путем расчетов получить и данные по концентрации почвенных растворов, характеризующие истинные условия существования растений в данной почве (Н. Г. Минашина, 1970). Расчет концентрации солей по данным анализа водной вытяжки удобно производить относительно влажности почвы, соответствующей наименьшей влагоемкости (НВ). Н. Г. Минашиной предложена следующая формула расчета концентрации почвенного раствора по данным анализа водной вытяжки:

$$C = S \cdot 1000 / V, \quad (23)$$

где C — концентрация суммы токсичных солей в почвенном растворе; г/л; S — % токсичных солей на сухую почву по данным анализа водной вытяжки; V — НВ в процентах по массе за вычетом гигроскопической воды (растворяющий соли объем).

Расчетные и истинные концентрации почвенного раствора для почв Мургабского оазиса Средней Азии, полученные Н. Г. Минашиной, оказались довольно близкими. Исключение составили почвы с высоким содержанием гипса, где расчетные концентрации по водной вытяжке были выше, чем истинная концентрация почвенных растворов.

7.3. Динамика концентрации почвенного раствора

Тесная связь состава почвенных растворов с изменениями температуры и влажности почвы, интенсивностью деятельности микрофлоры и микрофауны почв, метаболизмом высших растений, процессами разложения органических остатков в почве определяют четко выраженную его суточную и сезонную динамику.

Для большинства типов почв характерно постепенное, иногда весьма значительное возрастание концентрации почвенных растворов, особенно в верхних горизонтах, от весны к лету. Это связано с концентрированием почвенной влаги за счет испарения и транспирации, увеличением интенсивности разложения органических остатков в теплое время года. Эта общая закономерность нарушается в ряде случаев из-за своеобразия режимов отдельных типов почв. Так, например, в тундровых мерзлотных почвах наиболее существенное возрастание концентрации почвенных растворов наблюдается в верхних горизонтах почв в конце зимы за счет криогенного подтягивания растворов из нижних горизонтов почвы к более холодному фронту. Таяние снега и летние дожди вызывают некоторое промывание почвы и разбавление растворов.

Степень динамичности состава почвенных растворов различных генетических горизонтов почв неодинакова. Содержание микроорганизмов, а следовательно, и интенсивность биохимических процессов наиболее высоки в подстилке и гумусоаккумуля-

тивном горизонте. В этих же горизонтах и наиболее контрастны температурные условия и режим увлажнения. В соответствии с этим химический состав почвенных растворов верхних горизонтов наиболее динамичен.

Исследования, выполненные Т.Л.Быстрицкой и сотр. (1981) на обыкновенных черноземах, показали, что сезонная динамика общей концентрации почвенных растворов черноземов не имеет четко выраженных закономерностей; максимумы концентрации могут наблюдаться в разные моменты вегетационного периода. Было отмечено, что причины повышения концентрации почвенного раствора могут быть принципиально разными. Наиболее очевидной причиной является испарительное концентрирование, наблюдаемое в наиболее жаркие и сухие периоды года. Однако концентрация почвенных растворов может повышаться и в весенне-раннелетний период, когда происходит бурный прирост фитомассы степной растительности, в раствор поступают обильные корневые выделения и разнообразные продукты разложения органического опада. Общая концентрация почвенного раствора в этот период может возрасти до 2 г/л.

Сопряженное изучение состава и динамики почвенных растворов с динамикой процессов прироста фитомассы и разложения опада в степях и широколиственных лесах показало, что решающее влияние на состав почвенных растворов теплого периода года оказывает биологический фактор. Физико-химические процессы испарительного концентрирования или разбавления играют в это время второстепенную роль

Своеобразна динамика солей в почвенных растворах засоленных почв (В. А. Ковда, 1946) В весенний период по мере повышения температуры воздуха и почвы начинается постепенное испарение почвенной влаги Соответственно повышается концентрация всех растворенных в почве солей. Этот процесс достигает своего максимального выражения с наступлением летней жары и сильного иссушения почвы В этот период концентрация легко-растворимых солей $MgCl_2$, Na_2SO_4 , $MgSO_4$ гидрокарбонатов и сульфатов кальция близка к точке насыщения ими раствора. Концентрация почвенных растворов солончаков может достигать в этот период 350—400 г/л. Эта фаза сезонного цикла солевого режима может быть названа *фазой соленаккумуляции*.

В период осенне-зимних дождей атмосферные осадки разбавляют почвенный раствор и растворяют часть солей, выпавших летом из раствора в твердую фазу почвы, — наступает фаза разбавления почвенных растворов. Когда под влиянием атмосферных осадков влажность почвы начинает превышать наименьшую влагоемкость, почвенный раствор перемещается вниз. При этом он сильно разбавляется в верхних горизонтах почвы, а нижние горизонты почвы и верхние слои грунтовых вод приобретают повышенную минерализацию. Эту третью фазу солевого режима можно назвать *фазой выщелачивания и опреснения* почвенного профиля.

Изменения концентрации почвенного раствора засоленных почв в годовом цикле могут быть иллюстрированы следующими показателями (данные П. И. Шаврыгина, 1948): в гор. 0—5 см средnezасоленного светлого серозема концентрация от зимы к лету возрастает от 7 до 150 г/л, в пухлом солончаке — от 16 до 410 г/л соответственно. В условиях орошения солевой режим почвенных растворов осложняется, хотя общий ход годового режима сохраняется. Каждый полив в слабой степени создает условия для наступления фазы выщелачивания и опреснения. По окончании полива вследствие интенсивного испарения почвенно-грунтовых вод начинается процесс повышения концентрации солей в почвенном растворе.

Использование новых методов исследования почвенных растворов с помощью ионоселективных электродов позволило в последние годы получить данные о суточной динамике ряда ионов в почвенных растворах. Исследования на черноземах показали, что особенно резкому колебанию подвержена активность ионов кальция (Т. Л. Быстрицкая и др., 1981). Максимум концентрации ионов кальция приходится на дневные часы, минимум — на ночные. Это связано с более активным выделением днем углекислоты почвенной биотой, смещением гидрокарбонатно-кальциевого равновесия в сторону растворения кальция и вытеснения его из почвенного поглощающего комплекса (рис. 28). Суточная

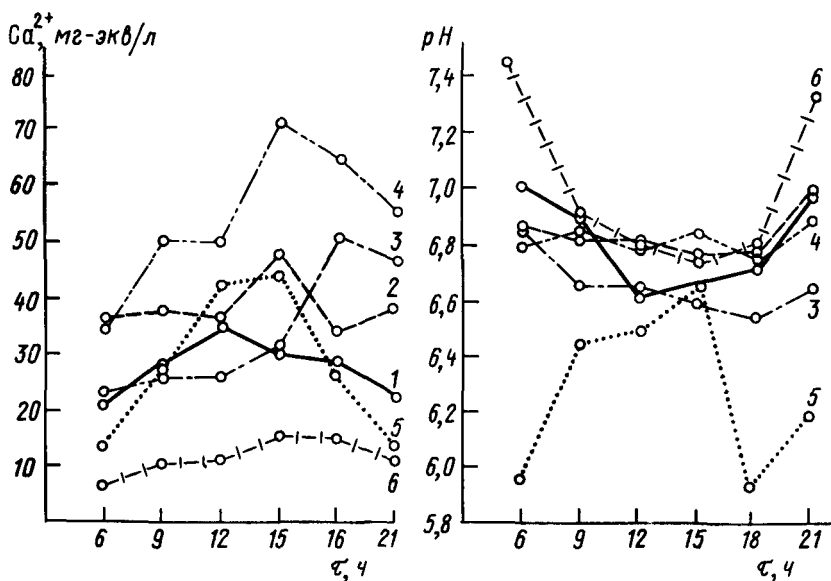


Рис. 28. Суточная динамика концентрации ионов Са (по данным ионометрии) и рН почвенного раствора обыкновенного чернозема. Средние значения по данным за 3—5 дней наблюдений (Т. Л. Быстрицкая, 1981):

1 — 2—8 апреля 1977; 2 — 9—15 мая 1977; 3 — 23—29 июня 1977; 4 — 26 июля—4 августа 1977; 5 — 18—22 ноября 1977; 6 — 18—25 апреля 1978

динамика нитрат-иона в поверхностном горизонте целинного чернозема противоположна динамике кальция. Наибольшая концентрация нитратов наблюдается в ночные часы, ранним утром и вечером; днем, в период интенсивной фотосинтетической деятельности высших растений, она минимальна. Эти два примера показывают, насколько вариабелен состав почвенного раствора в суточном цикле и как тесно связан он с функционированием всей экосистемы в целом.

7.4. Роль почвенных растворов в продукционном процессе

Почвенные растворы служат непосредственным источником питания растений. К. К. Гедройц еще в 1906 г. писал, что дальнейшие успехи агрономии зависят от развития исследований почвенных растворов ввиду той важной роли, которую они играют и в почвообразовании, и в жизни растений. Изменение концентрации и состава растворов ведет к изменению режима водного и минерального питания растений, что, естественно, непосредственно отражается на их развитии и продуктивности. Поэтому человек своими разнообразными воздействиями на почву в процессе сельскохозяйственного производства по существу всегда стремился и стремится регулировать тем или иным способом состав почвенного раствора, сделать его состав оптимальным для получения наиболее высокой продуктивности агроценозов.

Орошение и осушение почв наряду с созданием благоприятного водного режима и режима аэрации позволяют в одном случае разбавить слишком концентрированные растворы, в другом — понизить концентрацию оксидных соединений железа (II) и других элементов, токсичных для растений. Внесение удобрений способствует оптимальному содержанию в почвенных растворах элементов — биофилов. Успех этих мероприятий в значительной мере определяется правильностью и точностью инженерных и агрономических приемов и соответственно функционированием агроценоза в целом.

Для питания растений большую роль играет осмотическое давление почвенного раствора. Если осмотическое давление почвенного раствора равно осмотическому давлению клеточного сока растений или выше его, то поступление воды в растения прекращается. Сосущая сила корней большинства сельскохозяйственных растений не превышает 100—120 МПа.

Осмотическое давление зависит от концентрации почвенного раствора и степени диссоциации растворенных веществ. В незаселенных почвах осмотическое давление составляет не более 10 МПа; большие дозы удобрений могут повысить его до 15—20 МПа. Осмотическое давление сильно изменяется при изменении влажности почвы, так как концентрация почвенного раствора при этом сильно варьирует. При уменьшении влажности

от НВ до ВЗ (Влага завядания) концентрация раствора изменяется в 5—6 раз и соответственно возрастает осмотическое давление. При повышении осмотического давления почвенного раствора нарушается нормальное развитие сельскохозяйственных культур. У пшеницы, например, наблюдается задержка кущения, но ускоряются колошение, цветение и созревание, уменьшается урожайность, но увеличивается содержание белка в зерне.

Наиболее высоким осмотическим давлением характеризуются засоленные почвы. В почвенных растворах средnezасоленных почв оно составляет 30—40 МПа, в сильнозасоленных — 50—60 МПа. При концентрации почвенного раствора 20—50 г/л осмотическое давление может возрастать до 150—260 МПа. На предельные значения осмотического давления, при которых влага перестает поступать в растения, существенное влияние оказывает состав растворов. Так, в песчаных почвах при сульфатном засолении предельное осмотическое давление, при котором растения начинают ощущать острый дефицит влаги, составляет 150 МПа, а при хлоридном засолении — 260 МПа (Г. А. Кочеткова, Н. Г. Минашина, 1983).

Влияние засоления почв на культурные растения хорошо прослеживается на примере хлопчатника. Исследования в Средней Азии показали, что всходы хлопчатника переносят концентрацию почвенного раствора, не превышающую 5—8 г/л. Нормальное развитие хлопчатника в последующие фазы развития требует, чтобы общая концентрация солей почвенного раствора в пахотном горизонте не превышала 10—12 г/л. В. А. Ковда отметил два переломных момента в реакции растений на повыше-

Таблица 28. Зависимость урожая хлопчатника от концентрации солей и осмотического давления в почвенном растворе (С. Н. Рыжов, 1970)

Поле	Участок	Урожай, ц/га	Почвенные растворы при наименьшей влагоемкости			
			концентрация, г/л			осмотическое давление, Па
			сухой остаток	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	
1	1	35,5	3,53	0,33	1,45	9,5 • 10 ⁴
	2	35,4	3,21	0,29	1,25	1,16 • 10 ⁵
	3	31,9	5,03	0,36	1,91	1,66 • 10 ⁵
2	1	22,1	8,40	0,69	3,76	3,74 • 10 ⁶
	2	17,5	13,50	1,32	6,90	4,76 • 10 ⁵
	3	16,5	18,61	1,45	11,15	6,91 • 10 ⁵
3	1	1,3	27,15	2,42	9,41	1,1 • 10 ⁶
	2	0,6	30,10	2,46	10,35	9,15 • 10 ⁵
	3	0,0	38,90	4,38	17,40	1,2 • 10 ⁶

ние концентрации почвенного раствора. При хлоридно-сульфатном засолении до концентрации 12 г/л почвенные растворы не токсичны для хлопчатника, при концентрации раствора от 12 до 25 г/л растения испытывают заметное угнетение, а при концентрации более 25 г/л хлопчатник гибнет. В табл. 28 представлены данные С. Н. Рыжова, показывающие роль концентрации солей в почвенном растворе и значений осмотического давления в снижении урожайности хлопчатника. Крайний предел концентрации почвенного раствора, когда растение хлопчатника уже гибнет, 30 г/л (в этих опытах почвенные растворы выделялись прессом при давлении 1530 МПа и влажности, равной НВ).

Для сельскохозяйственных растений весьма неблагоприятны также щелочная реакция почвенного раствора и высокое содержание в нем соды (Na_2CO_3). Такие условия создаются, в частности, на засоленных луговых почвах. Почвенный раствор столбчатого горизонта солонца содержит до 2 г/л соды при рН 8,6, а раствор подсолонцового горизонта имеет 4 г/л соды при рН 9,1—10,0. Эти количества, безусловно, токсичны для сельскохозяйственных культур. Почвы этого типа нуждаются в химических мелиорациях.

Глава восьмая ПОЧВЕННЫЙ ВОЗДУХ

Почва — пористая система, в которой практически всегда в том или ином количестве присутствует воздух, состоящий из смеси газов, заполняющих свободное от воды поровое пространство почвы. Воздушная фаза — важная и наиболее мобильная составная часть почв, изменчивость которой отражает биологические и биохимические ритмы почвообразования. Количество и состав почвенного воздуха оказывают существенное влияние на развитие и функционирование растений и микроорганизмов, на растворимость и миграцию химических соединений в почвенном профиле, на интенсивность и направленность почвенных процессов. Кроме того, почва является поглотителем, сорбирующим токсичные промышленные выбросы газов и очищающим атмосферу от техногенного загрязнения. Поэтому естественно то большое внимание, которое уделяется детальному изучению газовой фазы почв.

8.1. Формы почвенного воздуха

Газы и летучие органические соединения находятся в почве в нескольких физических состояниях: собственно почвенный воздух — свободный и заземленный, адсорбированные и растворенные газы.

Свободный почвенный воздух — это смесь газов и летучих органических соединений, свободно перемещающихся по систе-

мам почвенных пор и сообщающихся с воздухом атмосферы. Свободный почвенный воздух обеспечивает аэрацию почв и газообмен между почвой и атмосферой.

Защемленный почвенный воздух — воздух, находящийся в порах, со всех сторон изолированных водными пробками. Чем более тонкодисперсна почвенная масса и компактней ее упаковка, тем большее количество защемленного воздуха она может иметь. В суглинистых почвах содержание защемленного воздуха достигает более 12% от общего объема почвы или более четвертой части всего ее порового пространства. Защемленный воздух неподвижен, практически не участвует в газообмене между почвой и атмосферой, существенно препятствует фильтрации воды в почве, может вызывать разрушение почвенной структуры при колебаниях температуры, атмосферного давления, влажности.

Адсорбированный почвенный воздух — газы и летучие органические соединения, адсорбированные почвенными частицами на их поверхности. Чем более дисперсна почва, тем больше содержит она адсорбированных газов при данной температуре. Количество сорбированного воздуха зависит от минералогического состава почв, от содержания органического вещества, влажности. Песок поглощает воздуха в 10 раз меньше, чем тяжелый суглинок: соответственно $0,75 \pm 0,20$ и $6,99 \pm 0,08$ см³/г. Мелкодисперсный кварц сорбирует СО₂ в 100 раз меньше, чем гумус: соответственно 12 и 1264 см³/г. Количество адсорбированных газовых компонентов (Γ) можно рассчитать, используя уравнение изотермы адсорбции Ленгмюра:

$$\Gamma = \Gamma_{\infty} \frac{C}{k + C} \quad (\text{при } T = \text{const}), \quad (24)$$

где Γ_{∞} — предельное значение адсорбции насыщения на единицу поверхности адсорбента, мг; C — равновесная концентрация газа в системе, мг/л; k — эмпирический коэффициент.

Растворенный воздух — газы, растворенные в почвенной воде. Растворенный воздух ограниченно участвует в аэрации почвы, так как диффузия газов в водной среде затруднена. Однако растворенные газы играют большую роль в обеспечении физиологических потребностей растений, микроорганизмов, почвенной фауны, а также в физико-химических процессах, протекающих в почвах. Количество растворенных газов подчиняется закону фазового равновесия Генри:

$$C = \lambda p / 10,2, \quad (25)$$

где C — массовая концентрация газа, растворенного в воде, мг/л; p — парциальное давление газа в почвенном воздухе, МПа; 10,2 — нормальное атмосферное давление, МПа; λ — коэффициент растворимости газа в воде, мг/л.

Все четыре почвенные фазы — твердая, жидкая, газообразная и живая — тесно связаны между собой и находятся в слож-

ном взаимодействии. Процессы сорбции — десорбции, растворения — дегазации в условиях изменяющихся концентраций газов, температур, давлений, влажности протекают постоянно. Система находится в состоянии подвижного равновесия, определяемого изменчивостью термодинамических условий и биологической активности. Благодаря этим явлениям почвенный воздух, раствор и поглощающий комплекс почвы образуют взаимосвязанную систему, создают свойственную почвам буферность.

8.2. Воздушно-физические свойства почв

Совокупность ряда физических свойств почв, определяющих состояние и поведение почвенного воздуха в профиле, называется *воздушно-физическими свойствами почв*. Наиболее важными из них являются воздухоемкость, воздухосодержание, воздухопроницаемость, аэрация.

Общей воздухоемкостью почв называют максимально возможное количество воздуха, выраженное в процентах по объему, которое содержится в воздушно-сухой почве ненарушенного строения при нормальных условиях. Общую воздухоемкость ($P_{ов}$) можно определить по формуле

$$P_{ов} = P_{общ} - P_r, \quad (26)$$

где $P_{общ}$ — общая порозность почвы, %; P_r — объем гигроскопической влаги, %.

Воздухоемкость почв зависит от их гранулометрического состава, сложения, степени оструктуренности. По характеру влияния на состояние почвенного воздуха следует различать капиллярную и некапиллярную воздухоемкость. Почвенный воздух, размещенный в капиллярных порах малого диаметра, характеризует капиллярную воздухоемкость почв. Высокий процент капиллярной воздухоемкости указывает на малую подвижность почвенного воздуха, затрудненную транспортировку газов в пределах почвенного профиля, высокое содержание заземленного и сорбированного воздуха. Преобладание капиллярной воздухоемкости характерно для тяжелоглинистых, бесструктурных, плотных, набухающих почв. При высоких уровнях увлажнения капиллярная воздухоемкость не обеспечивает аэрацию почв, создает анаэробные зоны и благоприятствует развитию внутрипочвенного оглеения.

Существенное значение для обеспечения нормальной аэрации почв имеет некапиллярная воздухоемкость, или порозность аэрации, т. е. воздухоемкость межагрегатных пор, трещин и камер. Она включает крупные поры, межструктурные полости, ходы корней и червей в почвенной толще и связана в основном со свободным почвенным воздухом. Некапиллярная воздухоемкость (P_a — порозность аэрации) определяет количество воздуха, суще-

ствующего в почвах при их капиллярном **насыщении влагой**. Она вычисляется по уравнению

$$P_a = P_{\text{общ}} - P_k, \quad (27)$$

где P_k — объем капиллярной порозности, %.

Наибольших значений (25—30%) некапиллярная воздухоемкость достигает в хорошо оструктуренных, слабоуплотненных почвах.

Количество воздуха, содержащегося в почве при определенном уровне естественного увлажнения, называют *воздухосодержанием*. Определяется воздухосодержание (P_v) по формуле

$$P_v = P_{\text{общ}} - P_{\omega}, \quad (28)$$

где P_{ω} — объемная влажность почв, %.

Вода и воздух в почвах антагонисты. Поэтому существует четкая отрицательная корреляция между влаго- и воздухосодержанием. Воздухосодержание колеблется в различных почвах и в различные сезоны от 0 (на переувлажненных или затапливаемых территориях) до 80—90% (на переосушенных торфяниках). Во всех типах почв воздухосодержание имеет четко выраженную сезонную динамику (рис. 29). Для расчетов воздухозапасов, так же как и влагозапасов в почве, практикуют расчет воздухосодержания в м³/га.

Воздухопроницаемостью (газопроницаемостью) называют способность почвы пропускать через себя воздух. Воздухопроницаемость определяет скорость газообмена между почвой и атмосферой. Она зависит от гранулометрического состава почвы и ее оструктуренности, от объема и строения (конфигурации) порового пространства. Воздухопроницаемость определяется главным образом некапиллярной порозностью. Особое внимание при исследовании воздухопроницаемости следует обращать на состояние поверхности почвы, ее разрыхленность, наличие корок, трещин. Воздухопроницаемость в естественных условиях изменяется в широких пределах от 0 до 1 л/с и выше.

8.3. Воздухообмен почвы

Обмен газами между почвенным *воздухом* и атмосферой называется *воздухообменом* (газообменом) почвы. Воздухообмен определяется большим количеством факторов, как непосредственно почвенных, так и внешних по отношению к ней. Наибольшее значение имеют:

1) атмосферные условия —

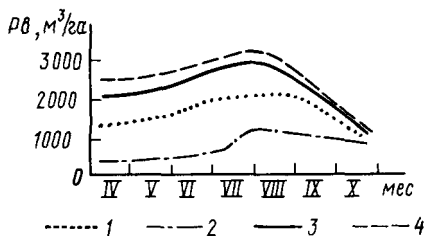


Рис 29 Сезонная динамика воздухосодержания в метровой толще почв. 1—дерново-подзолистые, 2—лугово-болотные, 3—южные черноземы, 4—каштановые

Таблица 29. Значения коэффициентов диффузии CO_2 в зависимости от воздухо содержания почвы (данные Н. П. Поясова)

Почва	$P_B, \%$	$D_s, \text{см}^2 \cdot \text{с}$	$D_{s_1}, \text{см}^2 \cdot \text{с}$
Чернозем обыкновенный	61,6	0,161	0,0473
То же	37,3	0,160	0,0239
»	21,7	0,160	0,0160
Дерново-подзолистая	26,9	0,157	0,0123
То же	21,7	0,159	0,0160
»	6,7	0,158	0,0009

суточная и сезонная амплитуды колебаний температур воздуха, суточная и сезонная амплитуды колебаний атмосферного давления, температурные градиенты на поверхности раздела почва — атмосфера, турбулентность атмосферного воздуха, количество осадков и характер их распределения, интенсивность и объем испарения и транспирации воды;

2) физические свойства почвы - гранулометрический состав, структура, состояние поверхности, плотность, количество и качество пор аэрации, температурный режим почв и режим их влажности;

3) физические свойства газов — скорость диффузии, градиенты концентраций газов в почвенном профиле и на границе раздела почва — атмосфера, гравитационный перенос газов под действием силы тяжести, способность к сорбции — десорбции на твердой фазе, растворение в почвенных растворах и дегазация;

4) физико-химические реакции в почвах — обменные реакции между почвенным поглощающим комплексом — почвенным раствором — газовой фазой, реакции окисления — восстановления.

Основным механизмом массопереноса газов в почве, а также газообмена между почвой и атмосферой является диффузия — перемещение газов под действием градиента концентраций. Остальные факторы тем или иным путем связаны с ней, либо изменяя градиенты концентраций газов, либо изменяя свойства среды, через которую идет диффузия. Конвективный (под действием температурных градиентов), гравитационный (под действием силы тяжести) газопереносы, а также перенос газов при изменениях атмосферного давления имеют подчиненное значение.

Поток газообразного вещества (Q_s), протекающего через единицу площади почвенной пористой среды за единицу времени, можно рассчитать, используя уравнение молекулярной диффузии (первый закон Фика):

$$Q_s = D_s \frac{\partial c}{\partial z}, \quad (29)$$

где D — коэффициент диффузии газа в почве, $\text{см}^2 \cdot \text{с}$; c — концентрация газа в почвенном воздухе, $\text{мг}/\text{см}^3$; z — глубина слоя, см .

Коэффициент диффузии газа в атмосфере (D_a) существенно выше, чем в почвах (табл. 29). Разработано уравнение, связывающее коэффициенты почвенной и атмосферной диффузии с порозностью аэрации:

$$D/D_a = aP_a^b, \quad (30)$$

где a и b - эмпирические константы, характеризующие сложение среды, через которую идет диффузия. При расчетах скорости диффузии необходимо вносить поправки на температуру, которые в каждом конкретном случае имеют индивидуальные значения.

8.4. Состав почвенного воздуха

Современный состав земной атмосферы, по мнению В. И. Вернадского, имеет биогенную природу, причем огромную роль в формировании атмосферы играет газообмен между ее приземным слоем и почвой. Атмосферный воздух представляет собой смесь газов, основную массу которой создают три — азот, кислород, аргон; остальные газы присутствуют в незначительных количествах. Ниже приведен состав атмосферного воздуха (по М. А. Другову, А. В. Березкиной, 1981).

Попадая в почву, атмосферный воздух претерпевает значительные изменения. Например, парциальное давление диоксида углерода (CO_2) увеличивается в десятки, сотни и более раз и становится более динамичным, чем в атмосферном воздухе (табл. 30).

Таблица 30. Пределы изменений основных газов в почвенном воздухе пахотных горизонтов в периоды активной вегетации

Почва	O_2 , %	CO_2 , %
Иловато-болотная	11,9—19,4	1,1 — 8,1
Торфяно-глебовая	13,5—19,5	0,8—4,5
Дерново-подзолистая	18,9—20,4	0,2—1,0
Серая лесная	19,2—21,0	0,2—0,6
Чернозем обыкновенный	19,5—20,8	0,3—0,8
Чернозем южный	19,5—20,9	0,05—0,6
Каштановая	19,8 — 20,9	0,05—0,5
Серозем	20,1—21,0	0,05—0,3

Изменение состава почвенного воздуха происходит главным образом вследствие процессов жизнедеятельности микроорганизмов, дыхания корней растений и почвенной фауны, а также в результате окисления органического вещества почв. Трансформация атмосферного воздуха в почве тем интенсивнее, чем выше ее

энергетический потенциал, биологическая активность, а также чем более затруднительно удаление газов за пределы почвенного профиля. Имеющиеся данные о динамике состава почвенного воздуха дали возможность представить зависимость интенсивности поглощения кислорода почвой из атмосферы (S_{O_2}) как функцию многих факторов (В. Д. Федоров, Т. Г. Гильманов, 1980):

$$S_{O_2} = F (C_{O_2}, T_s, W, R_s, F_s, M_s, H_s \dots), \quad (31)$$

где C_{O_2} — концентрация кислорода в почвенном воздухе; T_s — температура почвы; W — влажность почвы; R_s — содержание в почве корней; F_s — дыхание почвенных животных; M_s — активность почвенных микроорганизмов; H_s — содержание органического вещества в почве.

В настоящее время задача идентификации этой функции в целом не решена, хотя частные решения отклика S_{O_2} на отдельные факторы найдены. Составление теоретической модели трансформации и передвижения газов в пределах почвенного профиля требует многофакторного анализа, многие параметры которого в настоящее время не разработаны.

Макрогазы почвенного воздуха. К ним относятся азот, кислород, диоксид углерода.

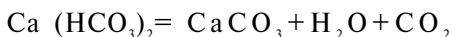
Азот. Прямых определений содержания молекулярного азота в почвенном воздухе недостаточно для того, чтобы судить о характере его поведения в почвенном профиле. Это связано с тем, что методы его определения сложны и точность их низка. Судя по определяемым концентрациям O_2 и CO_2 , содержание азота в почвенном воздухе не на много отличается от атмосферного: и в почве азот является значительно преобладающим газом. Исследования динамики содержания молекулярного азота важны при изучении процессов азотфиксации, нитрификации и денитрификации. Поэтому особый интерес представляет динамика сопутствующих ему микрогазов — N_2O , NO_2 . Диоксид азота (IV), являясь промежуточным продуктом денитрификации, эфемерен. Наиболее важным представляется изучение содержания в почвенном воздухе и эманаций с поверхности почв оксида азота (I), образование которого связывают с процессами денитрификации. Этот интерес связан с тем, что в научной литературе существует мнение о фотохимическом влиянии оксида азота (I) на озоновый пояс Земли.

Кислород. Огромная роль кислорода в биосфере в целом и в почвенном воздухе в частности общеизвестна. Достаточное содержание кислорода обеспечивает необходимый уровень микробиологической деятельности, дыхания корней растений и почвенных животных, при этом в почве преобладают аэробные процессы окисления. Дефицит кислорода угнетает развитие корневых волосков, вызывает массовую гибель всходов растений, провоцирует развитие болезнетворных микроорганизмов, вызы-

вающих корневую гниль. Полный анаэробный процесс, согласно И. П. Гречину, начинается при снижении содержания кислорода до 2,5%, однако длительное сохранение концентрации O_2 порядка 10—15% уже угнетает воздухолюбивые культуры. Содержание кислорода в почвенном воздухе контролирует окислительно-восстановительный режим почв. Концентрации кислорода в почвенном воздухе различных почв в разные сезоны колеблются в широких пределах от десятых долей процента до 21,0%.

Диоксид углерода (CO_2). Существует мнение, что диоксид углерода атмосферы на 90% имеет почвенное происхождение. Процессы дыхания и разложения, непрерывно протекающие в почвах, постоянно пополняют атмосферные запасы CO_2 . Биологическое значение этого газа многосторонне. С одной стороны, он обеспечивает ассимиляционный процесс растений (искусственное повышение концентрации CO_2 в атмосфере теплиц вызывает увеличение скорости фотосинтеза и дает 50—100%-ный прирост урожая). В то же время избыток CO_2 в составе почвенного воздуха (более 3%) угнетает развитие растений, замедляет прорастание семян, сокращает интенсивность поступления воды в растительные клетки. Таким образом, оптимальные уровни концентраций CO_2 в составе почвенного воздуха колеблются в пределах 0,3—3,0%. Однако конкретные сельскохозяйственные культуры имеют, по-видимому, свои критические величины. Установление граничных значений концентрации CO_2 для различных сельскохозяйственных культур с целью создания оптимальных условий аэрации почв — важная научная проблема.

Велика почвенно-химическая и геохимическая роль диоксида углерода. Вода, насыщенная CO_2 , растворяет многие труднорастворимые соединения — кальцит $CaCO_3$, доломит $CaCO_3 \cdot MgCO_3$, магнезит $MgCO_3$, сидерит $FeCO_3$. Это вызывает миграцию карбонатов в почвенном профиле и в сопряженных геохимических ландшафтах. Вынос (выщелачивание) карбонатов под действием увеличивающейся концентрации CO_2 в почвенном воздухе и в почвенном растворе называется процессом декарбонизации, который обусловлен сдвигом влево равновесия



Этот процесс в настоящее время приобрел широкое распространение в почвах активного орошения.

Концентрация CO_2 в почвенном воздухе колеблется обычно от 0,05 до 10—12%. Однако в литературных источниках есть сведения о накоплении диоксида углерода в почвенном воздухе до 15—20% и более.

В процессах, характеризующихся *нормальным кислородным дыханием* (Дк), происходит эквивалентный обмен O_2 на CO_2 :

$$Дк = C_{CO_2} / C_{O_2} = 1. \quad (32)$$

Однако существует целый ряд процессов, вызывающих отклоне-

ние в ту или иную сторону от нормального обмена. Так, при разложении жиров и белков коэффициент дыхания существенно ниже (0,7—0,8). Растворение CO_2 и связывание его в гидрокарбонаты могут снизить D_k в некоторых условиях до 0,2—0,3. Разложение веществ, богатых кислородом, вызывает повышение $D_k > 1$. Возникновение очаговых анаэробных зон, в которых продуцирование CO_2 может происходить без поглощения O_2 , дегазация почвенных растворов и грунтовых вод, разложение гидрокарбонатов также вызывают увеличение коэффициента. Все эти процессы в ту или иную сторону смещают коэффициент дыхания, и в почвах он редко равен 1, хотя и близок к ней. Детальные исследования кинетики превращений газов в пределах почвенного профиля позволяют уточнить модель физико-химических и биохимических процессов трансформации органического вещества в почвах.

Существует высокоинформативный показатель биологической активности почв, так называемое «дыхание почв», которое характеризуется скоростью выделения CO_2 за единицу времени с единицы поверхности. Интенсивность «дыхания почв» колеблется от 0,01 до 1,5 г/(м²·ч) и зависит не только от почвенных и погодных условий, но и от физиологических особенностей растительных и микробиологических ассоциаций, фенофазы, густоты растительного покрова. «Почвенное дыхание» характеризует биологическую активность экосистемы в каждый конкретный период времени, и резкие отклонения от стандартных параметров дыхания могут дать экологическую оценку процессам, вызывающим эти отклонения.

Микрогазы. В научной литературе существуют немногочисленные сведения о содержании в почвенном воздухе таких компонентов, как N_2O , NO_2 , CO , предельные и непредельные углеводороды (этилен, ацетилен, метан), водород, сероводород, аммиак, меркаптаны, терпены, фосфин, спирты, эфиры, пары органических и неорганических кислот. Происхождение микрогазов связывают с непосредственным метаболизмом микроорганизмов, с реакциями разложения и новообразования органических веществ в почве, с трансформацией в ней удобрений и гербицидов, с поступлением их в почву с продуктами техногенного загрязнения атмосферы. Концентрации микрогазов и летучих компонентов зачастую не превышают $1 \cdot 10^{-9} - 10^{-12} \%$. Однако этого может быть вполне достаточно для ингибирующего действия на почвенные микроорганизмы и для снижения биологической активности почв.

Состав почвенного воздуха имеет вертикальную стратификацию, определяемую продуцированием и кинетикой газов в пределах почвенного профиля. В поверхностных горизонтах, вследствие активного газообмена с атмосферой, отличия компонентного состава почвенного воздуха от атмосферного выражены менее заметно, чем в нижележащих. Для большинства почв характерен рост концентрации CO_2 в почвенном воздухе с глуби-

ной (рис. 30, а). Изолинии концентрации O_2 имеют обратный тип распределения (рис. 30, б). При затрудненном газообмене с поверхности в биогенных горизонтах почв могут наблюдаться избыточные концентрации CO_2 (рис. 30, в). В последнем случае диффузия газов происходит по обе стороны от зоны максимального продуцирования и почвенная толща активно насыщается CO_2 .

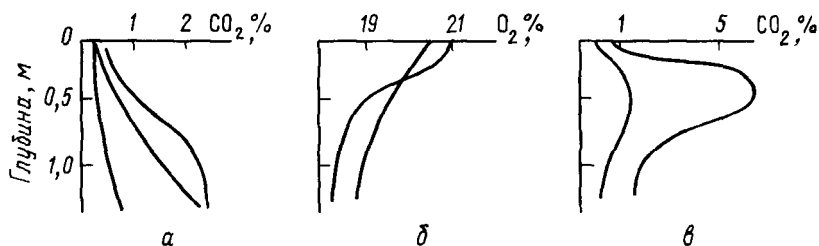


Рис. 30. Типы вертикального распределения концентраций CO_2 (а) и O_2 (б) в почвенном воздухе при нормальном газообмене и CO_2 при затрудненном газообмене (в)

Газообмен и концентрации газов в почвенном воздухе существенным образом зависят от режима влажности и мощности зоны аэрации (толщи почвы и грунта, расположенной выше уровня грунтовых вод). Концентрации CO_2 и O_2 достигают экстремальных значений в зоне капиллярной каймы грунтовых вод: максимальная CO_2 и минимальная O_2 . При выходе капиллярной каймы на поверхность корнеобитаемая биологическая активная зона насыщается водой. При этом отмечаются острый дефицит воздуха в почве, высокие концентрации CO_2 , низкие O_2 . Грунтовые воды, расположенные ниже 2,5 м, не оказывают заметного влияния на состав почвенного воздуха.

8.5. Динамика почвенного воздуха

Динамика почвенного воздуха определяется совокупностью всех явлений поступления, передвижения и трансформации газов в пределах почвенного профиля, а также взаимодействием газовой фазы с твердой, жидкой и живой фазами почвы. Так как газовая фаза почвы весьма лабильна, динамика почвенного воздуха имеет суточный и сезонный (годовой) ход. Кроме того, почвенный воздух резко откликается на дополнительное поступление влаги в почву. Поэтому в орошаемых почвах наблюдается специфическая динамика содержания и состава почвенного воздуха в связи с режимом орошения.

Суточная динамика определяется суточным ходом атмосферного давления, температур, освещенности, изменениями скорости фотосинтеза. Эти параметры контролируют интенсивность диффузии (D_s), дыхания корней (R_s), микробиологической ак-

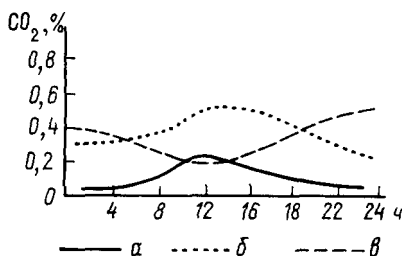


Рис. 31 Суточная динамика выделения CO_2 с поверхности различных почв, $\text{г}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч})$

а — буряя псевдоподзолистая, *б* — чернозем южный, *в* — буряя пустынно-степная

0,3%. Наиболее существенно в течение суток изменяется интенсивность почвенного дыхания (рис. 31).

Сезонная (годовая) динамика определяется годовым ходом атмосферного давления, температур и осадков и тесно связанными с ними вегетационными ритмами развития растительности и микробиологической деятельности. Годовой воздушный режим включает в себя динамику воздухозапасов, воздухопроницаемости, состава почвенного воздуха, растворения и сорбции газов, почвенного дыхания.

Динамика воздухозапасов (воздухосодержания) тесно связана обратной корреляционной связью с динамикой влажности почв, и можно считать, что она является функцией распределения осадков. Динамика воздухопроницаемости определяется также изменениями состояния поверхности почв от пахоты до уборки и следующей пахоты

Сезонная динамика состава почвенного воздуха отражает биологические ритмы. Концентрация диоксида углерода имеет в верхней толще четко выраженный максимум в период наивысшей биологической активности (рис. 32). В это время происходит насыщение почвенной толщи углекислотой. По мере затухания биологической деятельности происходит отток CO_2 за пределы почвенного профиля. Концентрации кислорода имеют обратную зависимость.

Этим же закономерностям подчинена и сезонная динамика дыхания почв (рис. 33).

Поливы, резко изменяя термодинамические условия почвы, вызывают существенные изменения воздухосодержания и состава воздуха, а также интенсивности дыхания почв. Характер и амплитуда изменений тесно связаны с нормой поливов.

Поливы дождеванием нормой до $250\text{—}300 \text{ м}^3/\text{га}$ вызывают слабые изменения в составе почвенного воздуха. Через 2—3 сут система приходит в состояние динамического равновесия, прису-

тивности (M_s), интенсивность сорбции и десорбции ($G_{l,s}$), растворения и дегазации (S_s). Таким образом, концентрация газов в составе почвенного воздуха определяется как

$$C_l = F(D_s, R_s, M_s, G_{l,s}, S_s, \dots). \quad (33)$$

Суточные колебания состава почвенного воздуха затрагивают, как правило, лишь верхнюю полуметровую толщу почвы. Амплитуда этих изменений для кислорода и диоксида углерода не превышает 0,1—

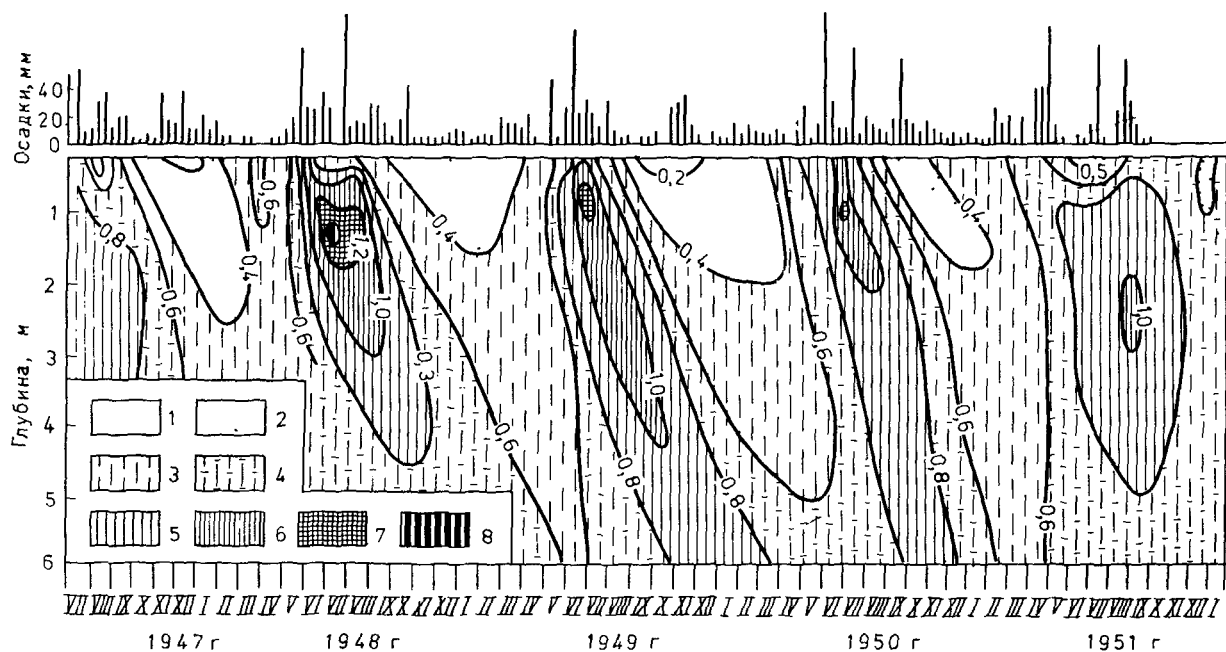


Рис 32 Многолетняя динамика содержания CO_2 (%) в почвенном воздухе типичного мощного чернозема ЦЧЗ им. Ахеева (по В. Б. Мацкевич)
 1 — $< 0,2$, 2 — $0,2-0,4$, 3 — $0,4-0,6$, 4 — $0,6-0,8$, 5 — $0,8-1,0$, 6 — $1,0-1,2$, 7 — $1,2-1,4$, 8 — $> 1,4$

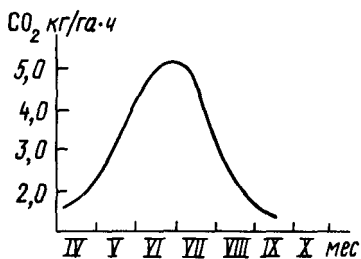


Рис 33 Сезонная динамика интенсивности выделения CO₂ южным черноземом, кг/(га·ч)

хололюбивых культур (овощи, плодовые). При этом снижается в 5—10 раз скорость выделения CO₂ поверхностью почвы, т.е. ассимиляционный аппарат растений работает в дефиците диоксида углерода.

Особенно резко изменяет компонентный состав почвенного воздуха полив дождеванием с нормой около 1000 м³/га в условиях активной вегетационной деятельности на почвах тяжелого механического состава. В этих условиях концентрации O₂ уменьшается до 10,0% и ниже, а CO₂ накапливается до 5—7%. В почве образуются микрозоны анаэробнозиса, и в почвенном воздухе появляются аналитически уловимые концентрации микрогазов: сероводород, метан, этилен, которые являются токсичными.

Кроме того, повышенные концентрации диоксида углерода в прикорневых зонах вызывают снижение интенсивности поглощения воды корневыми волосками, т. е. снижается интенсивность транспирации воды при высоком уровне физического испарения влаги с поверхности почв. Все это уменьшает эффективность поливов и требует разработки мероприятий, направленных на оптимизацию водно-воздушного режима почв при орошении.

Глава девятая

ПОГЛОТИТЕЛЬНАЯ СПОСОБНОСТЬ ПОЧВ

Поглотительной способностью почвы называется ее свойство обменно либо необменно поглощать различные твердые, жидкие и газообразные вещества или увеличивать их концентрацию у поверхности содержащихся в почве коллоидных частиц.

Учение о поглотительной способности почв разработано в трудах К. К. Гедройца, Г. Вигнера, С. Матсона, Е. Н. Гапона, Б. П. Никольского, Н. П. Ремезова, И. Н. Антипова-Каратаева, Н. И. Горбунова. Наиболее полно характеристика поглотительной способности почв изложена в работах К. К. Гедройца, который выделил пять ее видов.

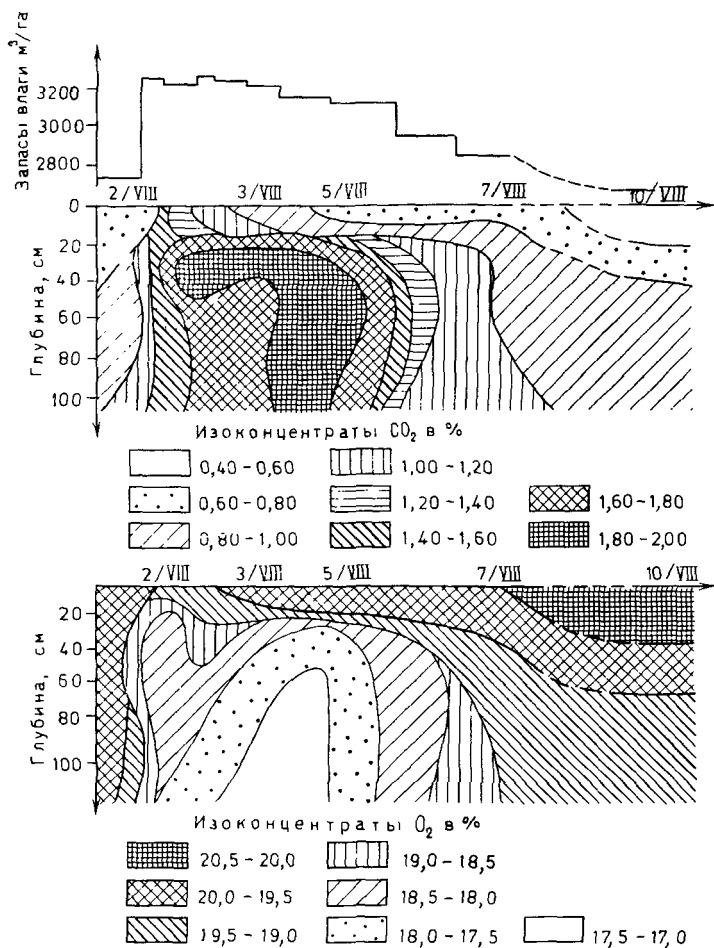


Рис. 34. Динамика состава почвенного воздуха южного чернозема при **поливе** дождеванием нормой 500 м³/га

9.1. Виды поглотительной способности почв

1. *Механическая поглотительная способность* — это свойство почв поглощать поступающие с водным или воздушным потоком твердые частицы, размеры которых превышают размеры почвенных пор. От размера и формы пор зависят крупность задерживаемых частиц и глубина их проникновения в почву. Вода, проходя сквозь почвенную толщу, очищается от взвесей, что позволяет использовать это свойство почв и рыхлых пород для очистки питьевых и сточных вод. При строительстве оросительных систем свойство почв поглощать твердые частицы используется для заиливания дна и стенок каналов в целях уменьшения потерь воды на фильтрацию (кольматирование каналов, водохранилищ).

2. *Химическая поглотительная способность* обусловлена образованием в результате происходящих в почве химических реакций труднорастворимых соединений, выпадающих из раствора в осадок. Поступающие в почву в составе атмосферных, грунтовых поливных вод катионы и анионы могут образовывать с солями почвенного раствора нерастворимые или труднорастворимые соединения. Например:

- 1) $[\text{ППК}^{2-}] \text{Ca}^{2+} + \text{NaSO}_4 \rightarrow [\text{ППК}^{2-}] 2\text{Na} + \downarrow \text{CaSO}_4$
- 2) $[\text{ППК}^{2-}] \text{Ca}^{2+} + 2\text{NaHCO}_3 \rightarrow [\text{ППК}^{2-}] 2\text{Na} + \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$
 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 - \text{H}_2\text{O} \rightarrow \downarrow \text{CaCO}_3 + \text{CO}_2$
- 3) $\text{Al}(\text{OH})_3 + \text{H}_3\text{PO}_4 \rightarrow \downarrow \text{AlPO}_4 + 3\text{H}_2\text{O}$
- 4) $\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{CaSO}_4 \rightarrow \downarrow \text{CaCO}_3 + \text{Na}_2\text{SO}_4$

3. *Биологическое поглощение* вызвано способностью живых почвообитающих организмов (корни растений, микроорганизмы) поглощать различные элементы. Биологическая поглотительная способность характеризуется большой избирательностью поглощения, обусловленной специфической для каждого вида потребностью живых организмов в элементах питания.

4. *Физическая поглотительная способность* — способность почвы увеличивать концентрацию молекул различных веществ у поверхности тонкодисперсных частиц. Поверхностная энергия таких частиц, измеряющаяся произведением поверхностного натяжения, возникающего на границе соприкосновения дисперсной фазы с дисперсионной средой, на суммарную поверхность частиц дисперсной фазы, стремится, вообще говоря, к наибольшему сокращению. Это реализуется или уменьшением поверхности твердой фазы (укрупнение частиц), или понижением поверхностного натяжения путем адсорбции на поверхности частиц некоторых веществ. Вещества, понижающие поверхностное натяжение, называются поверхностно-активными (органические кислоты, алкалоиды, многие высокомолекулярные органические соединения). Они притягиваются к поверхности тонкодисперсных частиц, т. е. испытывают положительную физическую адсорбцию. Многие минеральные соли, кислоты, щелочи, некоторые органические соединения повышают поверхностное натяжение воды, вызывая явление отрицательной физической адсорбции, при которой концентрация данных веществ уменьшается по мере приближения к поверхности частицы. Понижение поверхностного натяжения достигается в данном случае избирательной адсорбцией молекул воды, а не растворенных в ней веществ.

5. *Физико-химическая, или обменная, поглотительная способность* — способность почвы поглощать и обменивать ионы, находящиеся на поверхности коллоидных частиц, на эквивалентное количество ионов раствора, взаимодействующего с твердой фазой почвы. Это свойство почвы обусловлено наличием в ее составе так называемого почвенного поглощающего комплекса (ППК), связанного с почвенными коллоидами.

9.2. Почвенный поглощающий комплекс (ППК). Почвенные коллоиды

Обменная поглотительная способность почв обусловлена наличием в ней почвенного поглощающего комплекса. *Почвенный поглощающий комплекс* (ППК) — это совокупность минеральных, органических и органоминеральных соединений высокой степени дисперсности, нерастворимых в воде и способных поглощать и обменивать поглощенные ионы.

Почва относится к гетерогенным полидисперсным образованиям, для которых коллоидное состояние вещества имеет большое значение. Поглотительной способностью обладают как коллоидные частицы (0,2—0,001 мкм), так и предколлоидная фракция (0,2—1 мкм). Диаметр частиц в 1 мкм представляет собой грань, отделяющую механические элементы с резко выраженной поглотительной способностью.

Почвенные коллоиды образуются в процессе выветривания и почвообразования в результате дробления крупных частиц или путем соединения молекулярно раздробленных веществ и, вообще говоря, подчиняются законам, установленным для таких систем в физической и коллоидной химии. В почве хорошо развита поверхность раздела между твердой (дисперсная фаза), жидкой и газообразной (дисперсионная среда) фазами. Между ними постоянно происходят процессы взаимодействия, устанавливается динамическое равновесие.

Характерной особенностью почвенных коллоидов является наличие большой суммарной и удельной (поверхность почвенных частиц в м² или см² в единице массы или объема почвы) поверхности. Представление о поверхности коллоидов можно получить при подсчете площади всех сторон кубиков, образованных при дроблении 1 см³ твердого тела (табл. 31).

Т а б л и ц а 31. Площадь поверхностей
граней кубиков (по К. К. Гедройцу)

Длина ребра, см	Число кубиков	Общая поверхность граней, см ²
1	1	6
0,1	10 ³	60
0,01	10 ⁶	600
0,001	10 ⁹	6 000
0,000 0001	10 ²¹	60 000 000

Как видно из таблицы, при делении 1 см³ вещества таким образом, что каждое ребро нового кубика равно 0,0000001 см, общая поверхность всех кубиков составляет 60 000 000 см², или 0,6 га.

**Таблица 32. Состав и свойства поверхности наиболее обычных коллоидов почв
(E. Bresler, B. L. Mc Neal, D. L. Carter, 1982)**

Коллоид	Типичный состав	Удельная поверхность, м ² /г	ЕКО, мг-экв на 100 г
Гумус	50-60% С (ср. 58%); 3-5% Н; 35-45% О; 0,5-1% Р; 0,3-0,5% S	500—1000	80—100 (pH4) 150—200 (pH6) 200—300 (pH 8)
Смектиты: монтмориллонит нонtronит бейделлит	$(Al_{0,3}Si_{7,7})(Al_{2,6}F_{0,9}Mg_{0,5})O_{20}(OH)_4 \cdot nH_2O$ $(Al_{0,7}Si_{7,3})Fe_{3,6}^{3+}O_{20}(OH)_4 \cdot nH_2O$ $(Al_{0,7}Si_{7,3})Al_4O_{20}(OH)_4 \cdot nH_2O$	600—800	80—120
Слюды и гидрослюды: мусковит биотит «иллит»	$K_2Al_2Si_6Al_4O_{20}(OH)_4$ $K_2Al_2Si_6(Fe^{2+}, Mg)_6O_{20}(OH)_4$	100—200	20—40
Вермикулит	$(Al_{2,3}Si_{5,7})(Al_3Fe_{1,2}^{3+}Mg_{0,3})O_{20}(OH)_4 \cdot nH_2O$	600—800	150—175
Хлорит	$(Al_2Si_6)Al_2Mg_{10}O_{20}(OH)_{16}$	100—200	20—40
1 : 1 минералы: каолинит	$Si_4Al_4O_{10}(OH)_8$	30—50	3—6
галлуазит	$Si_4Al_4O_{10}(OH)_8 \cdot 4H_2O$	40—80	10—20
Гидроксиды «Аллофан»	Fe—Al—O—OH—OH ₂ гели Si—Al—Fe—O—OH—OH ₂ гель	500—1000	2—3 80—150
Аттапульгит	$Si_8Mg_5(OH)_4O_{20}(OH)_2 \cdot 4H_2O$		20—40

Удельная поверхность является одним из параметров, определяющих химическую активность почв, так как с увеличением дисперсности частиц их химическая активность возрастает.

Удельная поверхность (в м²/г) коллоидов гумусового горизонта различных суглинистых почв составляет:

дерново-подзолистые	29
серые лесные	33
черноземы	48

Особенности поглотительной способности различных почв в значительной степени обусловлены составом почвенного поглощающего комплекса, составом и строением почвенных коллоидов (табл. 32)

9.3. Строение и заряд почвенных коллоидов

В почвах всегда присутствуют минеральные, органические и органоминеральные коллоиды, состав и количественное соотношение которых зависит от характера почвообразующих пород и типа почвообразования.

Основу коллоидной частицы, называемой, по предложению Г. Вигнера, коллоидной мицеллой, составляет ее ядро, природой которого во многом определяется поведение почвенных коллоидов. Ядро коллоидной мицеллы представляет собой сложное соединение аморфного или кристаллического строения различного химического состава (табл. 32). Обобщенная схема строения коллоидной мицеллы, которой для наглядности придана шарообразная форма, представлена на рис. 35.

На поверхности ядра расположен прочно удерживаемый слой ионов, несущий заряд, — слой потенциалопределяющих ионов. Ядро мицеллы вместе со слоем потенциалопределяющих ионов называется гранулой. Между гранулой и раствором, окружающим коллоид, возникает термодинамический потенциал (рис. 36), под влиянием которого из раствора притягиваются ионы противоположного знака (компенсирующие ионы). Так, вокруг ядра коллоидной мицеллы образуется двойной электрический слой, состоящий из слоя потенциалопределяющих и слоя компенсирующих ионов.

Компенсирующие ионы, в свою очередь, располагаются вокруг гранулы двумя слоями. Один — неподвижный слой, прочно удерживаемый электростатическими силами потенциалопределяющих ионов (слой Гельмгольца). Гранула вместе с неподвижным слоем компенсирующих ионов называется коллоидной частицей. Между коллоидной частицей и окружающим раствором возникает электростатический потенциал (дзета-потенциал), под влиянием которого находится второй (диффузный) слой компенсирующих ионов, обладающих способностью к эквивалентному обмену на ионы того же знака заряда из окружающего раствора.

Распределение обменных катионов в почвенном растворе в

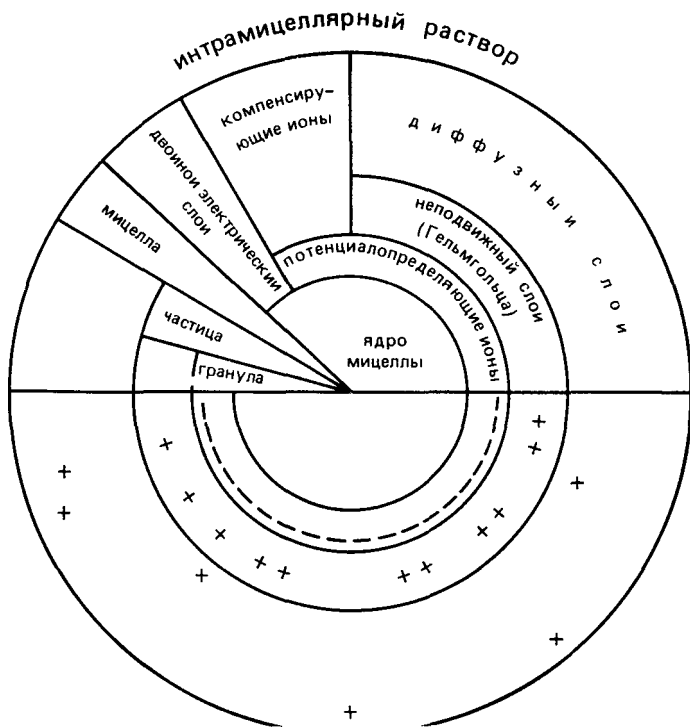


Рис 35 Схема строения мицеллы ацидоидного коллоида (Н И Горбунов)

пределах диффузного слоя около поверхности твердой фазы ППК. определяется, согласно теории Гуна и Чэпмена, двумя противоположно направленными силами. Электростатические силы отрицательно заряженной поверхности твердой фазы притягивают катионы и отталкивают анионы, создавая градиент концентрации катионов в пределах диффузного слоя с максимумом близ поверхности. Однако этому препятствует тепловое движение ионов, стремящееся выровнять их концентрацию во всем объеме раствора. Устанавливаемое под влиянием этих противоположно направленных силовых полей равновесие характеризуется состоянием, при котором избыток катионов, находящихся около поверхности твердой фазы, по мере увеличения расстояния от границы раздела фаз по направлению внутрь почвенного раствора в пределах диффузного слоя уменьшается по закону, выражаемому уравнением Больцмана

$$C_z^+ = C_\infty^+ e^{-F\psi/RT} \quad (34)$$

где C_z^+ — концентрация катиона на расстоянии z от поверхности твердой фазы, C_∞^+ — концентрация того же катиона на бесконечно большом расстоянии от заряженной поверхности, т. е. в свобод-

ном растворе; F — заряд катиона; R — газовая постоянная; T — абсолютная температура; ϕ — потенциал на уровне z , определяемый из формулы:

$$d\phi/dz = -4\pi n/D, \quad (35)$$

где n — заряд на поверхности твердой фазы; D — диэлектрическая постоянная внутри двойного слоя зарядов на границе между твердой и жидкой фазами.

Коллоидная мицелла электронеутральна. Основная масса ее принадлежит грануле, поэтому заряд последней рассматривается как заряд всего коллоида. Возникновение заряда у различных коллоидов связано с особенностями их химического состава и структуры. Отрицательный заряд приобретают коллоиды за счет разрыва связей и облома пакетов глинистых минералов, различных форм почвенных кальцитов, несиликатных соединений железа и алюминия (их оксидов и гидроксидов) и освобождения валентностей краевых ионов кислорода, при изоморфном замещении в кремнекислородных тетраэдрах минералов группы монтмориллонита четырехвалентного кремния трехвалентным алюминием, алюминия — двухвалентными катионами — железом, магнием. Заряды у коллоидов органической природы (например, гуминовая кислота) возникают за счет диссоциации водородных ионов карбоксильных (COOH) и фенолгидроксильных (OH) групп. Наибольшей способностью к диссоциации обладает водород карбоксильной группы. В коллоидной кремнекислоте электрический потенциал создается благодаря диссоциации ионов водорода.

Коллоиды, имеющие в потенциалоопределяющем слое отрицательно заряженные ионы и диссоциирующие в раствор Н-ионы, называются *ацидоидами* (кислотоподобными). Ясно выраженными кислотными свойствами в условиях преобладающих в почве значений рН обладают кремнекислота и гуминовая кислота. Коллоиды, имеющие в потенциалоопределяющем слое положительно заряженные ионы и посылающие в раствор ионы ОН, называют *базоидами*. Коллоиды гидроксидов железа, алюминия, протеины в зависимости от реакции среды ведут себя то как кислоты (ацидоиды), то как основания (базоиды). Коллоиды с такой двойственной функцией называются *амфотерными коллоидами*, или *амфолитоидами*. Так, в условиях кислой реакции среды высокая концентрация в растворе водородных ионов подавляет диссоциацию гидроксида алюминия как кислоты и делает возможным диссоциацию его по основному типу с посылкой в раствор ОН-ионов:

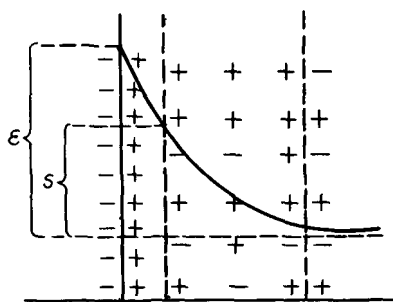
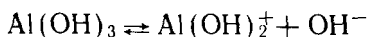


Рис. 36. Схематическое изображение возникновения электрокинетического потенциала:

E — термодинамический потенциал; S — электрокинетический потенциал



При щелочной реакции гидроксид алюминия ведет себя как кислота и коллоид приобретает отрицательный знак заряда:



С подкислением реакции среды усиливается базоидная диссоциация амфотерных коллоидов, с подщелачиванием — ацидоидная. При некотором значении рН, которое называется *изоэлектрической точкой* или изоэлектрическим рН, коллоид посылает в окружающий раствор одинаковое количество катионов и анионов и становится электронейтральным. Изоэлектрический рН характеризует степень выраженности ацидоидно-базоидных свойств. Амфотерные соединения обладают двумя видами констант диссоциации — кислотной и основной. Эти константы малы, обычно ниже констант диссоциации воды, т. е. амфотерные соединения являются очень слабыми кислотами и основаниями

9.4. Сорбционные процессы в почвах

Основным механизмом физико-химической, или обменной, поглотительной способности почв является процесс сорбции.

Неспецифическая, или обменная, сорбция катионов — способность катионов диффузного слоя почвенных коллоидов обмениваться на эквивалентное количество катионов соприкасающегося с ним раствора. Обменные катионы составляют небольшую часть от их общего содержания в почве. В обменном состоянии в почвах обычно находятся Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , NH_4^+ , Na^+ , Mn^{2+} , Fe^{2+} , F^{3+} , H^+ , Al^{3+} . В незначительных количествах могут встречаться и иные катионы (Li^+ , Sr^{2+} и др.) Основными закономерностями обменной сорбции катионов являются:

1) эквивалентность обмена между поглощенными катионами почвы и катионами взаимодействующего раствора. Термодинамическая константа полностью обратимого (равновесного) обмена двух одинаково заряженных катионов А и В должна быть равна 1:

$$K_{A/B} = \frac{a_{A \text{ погл}} a_{B \text{ раст}}}{a_{A \text{ раст}} a_{B \text{ погл}}} = 1, \quad (36)$$

где a_A и a_B — активности катионов в поглощенном состоянии и в равновесном окружающем растворе;

2) в ряду равновалентных ионов энергия поглощения возрастает с увеличением валентности иона: $\text{Li}^+ < \text{Na}^+ < \text{K}^+ < \text{NH}_4^+ < \text{Cs}^+ \ll \text{Mg}^{2+} < \text{Ca}^{2+} \ll \text{Al}^{3+} < \text{Fe}^{3+}$. Под энергией поглощения понимается относительное количество поглощения катионов почвами при одинаковой их концентрации в растворе;

3) энергия поглощения определяется радиусом негидратиро-

Таблица 33. Диаметр катионов без гидратационных оболочек и в гидратированном состоянии

Катионы	Диаметр, нм			Гидратация (в молях воды на 1 моль катиона)
	негидратированных (В М Гольдшмит, 1926-1927)	гидратированных		
		(Х Пальман, 1933)	(Г Йенни, 1935)	
Li ⁺	0,078	0,73	1,003	11—13
Na ⁺	0,098	0,56	0,790	9—11
K ⁺	0,133	0,38	0,532	5—6
NH ⁺ ₄	0,143		0,537	2—3
Rb ⁺	0,149	0,36	0,509	—
Cs ⁺	0,165	0,36	0,505	—
Mg ²⁺	0,078	1,08	—	20—23
Ca ²⁺	0,106	0,96	—	19—20
Str ²⁺	0,127	0,96	—	—
Ba ²⁺	0,143	0,88	—	18—20
Al ³⁺	0,057	—	—	—
H ₃ O (оксоний)	—	0,135	—	—

ванного иона: чем меньше радиус, тем слабее связывается ион. Это объясняется большей плотностью заряда, а следовательно, и большей гидратированностью иона (табл. 33). Гидратационные оболочки изменяют свойства ионов: уменьшают их чувствительность к электростатическому притяжению, изменяют соотношение между размерами ионов;

4) внутри рядов ионов одной валентности энергия поглощения возрастает с увеличением атомной массы, атомного номера.

В соответствии с указанными общими закономерностями имеются следующие ряды поглощения ионов: одновалентные: ${}^7\text{Li} < {}^{23}\text{Na} < {}^{18}(\text{NH}_4) < {}^{39}\text{K} < {}^{89}\text{Rb}$; двухвалентные: ${}^{27}\text{Mg} < {}^{40}\text{Ca} < {}^{59}\text{Co} < {}^{112}\text{Cd}$; трехвалентные: ${}^{27}\text{Al} < {}^{56}\text{Fe}$.

Ион H^+ или H_3O^+ (оксоний) сорбируется аномально прочно, что обусловлено его малым размером и способностью давать со многими анионами слабодиссоциированные соединения. Постоянного положения в ряду поглощения H не имеет, так как его поглощение во многом зависит от состава твердой фазы (сорбента).

Процесс обмена иона электролита с ионом сорбента проходит через пять последовательных стадий (Р. Гельферих, 1968): 1) перемещение вытесняющего иона из раствора к поверхности твердой фазы 2) перемещение вытесняющего иона внутри твердой фазы к точке обмена; 3) химическая реакция двойного обмена; 4) перемещение вытесняемого иона внутри твердой фазы от точки обмена к поверхности; 5) перемещение вытесняемого иона от поверхности в раствор.

Скорость катионного обмена в почвах определяется главным об-

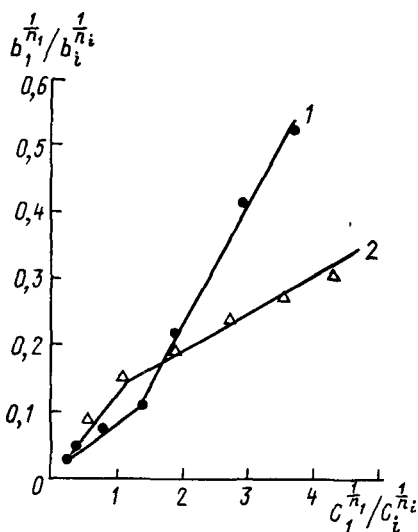
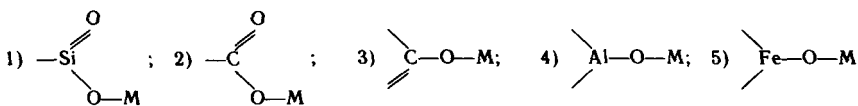


Рис. 37. Изотермы поликатионного обмена Ca^{2+} , Mg^{2+} и Na^+ в обыкновенном черноземе в статистических условиях: 1 — $\text{Ca}^{2+} + \text{Na}^+$; 2 — $\text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+$ (М. Б. Минкин, 1975):

$b_i^{1/n_i} / b_1^{1/n_1}$ — отношение концентраций катионов в твердой фазе; $C_i^{1/n_i} / C_1^{1/n_1}$ — отношение концентраций катионов в растворе



Так как 3, 4 и 5-я группы проявляют активность при $\text{pH} > 7$, большинство почв в широком интервале концентраций десорбируемых ионов ведут себя как адсорбенты с двумя группами активных мест. Излом прямой линии изотермы ионообменной сорбции (рис. 37) обусловлен тем, что одна группа катионов связана с органической частью поглощающего комплекса, в которой при $\text{pH} 6,5\text{—}7,5$ отсутствуют разнородные активные центры, другая — с минеральной частью. Минеральная часть почвы может иметь несколько энергетически неравноценных центров. 70—80% обменных катионов глинистых минералов связаны с поверхностью базальных граней кристаллов и легче обмениваются, чем катионы, удерживаемые активными центрами сколов кристаллов.

Для характеристики количественных закономерностей ионообменной сорбции предложено значительное число эмпирических и теоретических выведенных уравнений, отражающих функциональную зависимость поглощения катионов от их равновесной концентрации в растворе. Большинство из этих уравнений может

разом внутридиффузионными процессами. Катионы, обладающие большей энергией поглощения, прочнее удерживаются в поглощенном состоянии и труднее замещаются. 75—85% поглощенных катионов десорбируется за первые 3—5 мин, затем обмен резко замедляется и продолжается до двух-трех суток. Это связано с неоднородностью состава почвенного поглощающего комплекса, с наличием энергетически неравноценных центров, со строением поверхности коллоидных частиц, изменением состава почвенного поглощающего комплекса в процессе поглощения катионов, его агрегатного состояния.

По П. Н. Гапону, почва представляет собой сорбент с 5 группами активных мест:

Таблица 34. Состав почвенного поглощающего комплекса

Минералы, химические соединения	Ёмкость поглощения, мг-экв/100 г	Гидрофильность коллоидов	Знак заряда коллоида	Схематическая формула мицеллы	Физическое состояние в почве
Глинистые минералы группы каолинита	3-20	Гидрофобные	Ацидоид		Гели
Глинистые минералы группы монтмориллонита	80—120	Гидрофильные	Ацидоид		Легко обратимые гели
Гумусовые кислоты и их соли	200- 300	Гидрофильные	Ацидоид	$nR_{\text{гум}} \begin{cases} (\text{COOH}) \text{COO}^- \\ (\text{OH}) \dots \text{O}^- \end{cases}$	Легко обратимые гели, пленки на более крупных фракциях
Гидроксид алюминия	2—3	Гидрофобные	Ацидоид при $\text{pH} > 8,1$	$[(\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}) \dots \text{Al}(\text{OH})_2\text{O}^-] \text{H}^+$	Трудно обратимые гели, пленки на более крупных фракциях
			Базоид при $\text{pH} < 8,1$	$[\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O} \dots \text{Al}(\text{OH})_2^+] \text{OH}^-$	
Гидроксид железа	2-3	Гидрофобные	Ацидоид при $\text{pH} > 7$	$[\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O} \dots \text{Fe}(\text{OH})_2\text{O}^-] \text{H}^+$	Трудно обратимые гели, пленки на более крупных фракциях
			Базоид при $\text{pH} < 7,1$	$[(\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}) \dots \text{Fe}(\text{OH})_2^+] \text{OH}^-$	
Белковые вещества	Не определялось	Гидрофильные	Ацидоид при $\text{pH} > 7$	$[(R_{\text{бел}} - \text{COOH} \cdot \text{NH}_3) \dots \text{COO}^-] \text{H}^+$	Гели
			Базоид при $\text{pH} < 7$	$[(R_{\text{бел}} - \text{COOH} \cdot \text{NH}_3) \dots \text{NH}_2\text{H}^+] \text{Cl}^-$	
Гидроксид кремния	0	Гидрофильные	Ацидоид	$[(\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}) \dots \text{SiO}_2^-] 2\text{H}^+$	В щелочной среде золи

Таблица 35. Обменные катионы и емкость поглощения (ЕКО) основных типов почв, мг-экв/100 г (Н. И. Горбунов, 1978)

Почва	Горизонт и глубина, см		Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺ +Al ³⁺	ЕКО
	Дерново-среднеподзолистая	A	1—5	28,1	6,6	Нет	Нет	10,5
E		20—30	1,9	1,4	»	»	1,2	4,4
B		50—60	6,2	2,1	»	»	6,5	14,8
C		180—190	4,4	2,9	»	»	1,0	8,3
Темно-серая лесная	A	0—7	35,4	3,5	Следы	«	Нет	38,9
	AE	20—30	14,3	2,0	»	»	»	16,3
	B	70—80	11,9	3,0	»	»	1,0	15,9
	BC	170—180	14,9	3,0	»	»	0,8	18,7
Чернозем типичный	A	0—10	43,9	9,6	0,2	0,1	Нет	53,7
	AB	70—80	27,8	9,6	0,1	0,05	»	37,5
	C	160—170	27,6	9,5	0,1	0,05	»	37,2
Солонец степной	A	0—5	10,3	5,1	1,5	0,5	»	17,2
	Впа	18—23	16,1	9,3	1,3	2,4	»	29,1
	B2	45—50	17,1	8,0	1,4	2,5	»	29,4
	C	95—100	14,0	6,5	1,5	2,7	»	24,7
Солонец осолоделый	A	0—10	11,5	2,5	1,6	0,4	»	16,0
	E	20—25	7,4	2,0	0,8	0,4	»	10,6
	BC	50—60	17,5	5,7	2,3	0,9	»	26,4
	C	100—110	18,0	8,9	2,5	0,9	»	30,3
Серозем	A	0—5	7,8	0,4	0,1	0,2	»	8,5
	AB	20—25	6,8	0,9	0,1	0,2	»	8,0
	C	70—75	4,1	4,2	0,1	0,2	»	8,6
Желтозем	A	0—8	7,2	4,7	Нет	Нет	0,2	12,1
	B	45—55	6,6	2,5	»	»	4,4	13,5
	C	120—130	6,5	3,0	»	»	7,3	16,8
Краснозем	A	0—10	2,4	1,7	»	»	7,2	11,4
	B	30—40	2,8	1,3	»	»	5,1	9,3
	C	150—200	0,3	0,9	»	»	10,8	12,0

быть приведено к виду уравнения закона действующих масс. В одних случаях было установлено строгое подчинение ионообменных реакций этому закону, в других — коэффициенты ионного обмена являлись величинами переменными. Наилучшее совпадение с экспериментальными данными обнаружено при использовании логарифмической изотермы сорбции.

Общее количество всех поглощенных (обменных) катионов, которые могут быть вытеснены из почвы, называется *емкостью поглощения* или *емкостью катионного обмена* (ЕКО) (понятие введено К. К. Гедройцем) и выражается в миллиграмм-эквивалентах на 100 г почвы. ЕКО зависит от содержания в почве коллоидной и предколлоидной фракций, строения их поверхностей, природы почвенного поглощающего комплекса, реакции среды (табл. 34 и 35). При увеличении степени дисперсности входящих в состав поглощающего комплекса коллоидных и предколлоидных частиц емкость поглощения катионов возрастает. Органическая часть почвенного поглощающего комплекса обладает значительно большей емкостью поглощения, чем минеральная. Высокая емкость поглощения минералов монтмориллонито-

вой группы обусловлена расширением при увлажнении межплоскостных пространств и обменом расположенных в межплоскостных пространствах катионов на катионы взаимодействующих растворов (табл.34).

С ростом рН возрастает ионизация функциональных групп гумусовых кислот, глинистых минералов, уменьшается положительный заряд полуторных оксидов и возрастает ЕКО (рис. 38). Соответственно определение ЕКО почв должно проводиться при определенном стандартном рН.

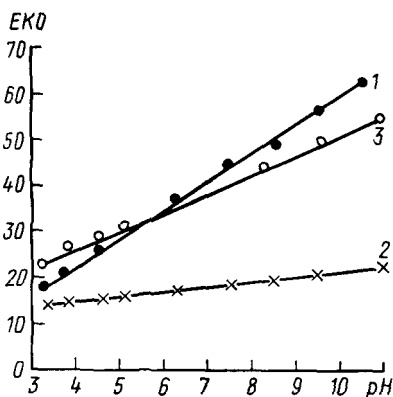


Рис. 38. Зависимость ЕКО от рН равновесного раствора (М. Б. Минкин и др., 1981):

1—чернозем обыкновенный (0—20 см);
2 — солонец степной средний (0—12 см);
3—солонец степной средний (13—21 см)

9.5. Сорбция анионов почвами

Сорбция анионов зависит от заряда, строения и химических свойств почвенного поглощающего комплекса. По способности сорбироваться на почвенных частицах анионы располагаются в следующий ряд:



По мере увеличения в почвенном поглощающем комплексе содержания алюминия и железа и наличия сколов почвенных минералов, а также при понижении рН среды сорбция анионов возрастает. Так как анионы менее гидратированы, чем катионы, они характеризуются высокой селективностью поглощения.

Анионы Cl^- и NO_3^- практически не поглощаются почвой. Известна отрицательная сорбция Cl^- и NO_3^- , которая впервые была описана К. К. Гедройцем как отрицательное поглощение веществ. Отрицательная сорбция этих анионов обусловлена снижением их концентрации во внутренней части сорбционной пленки, за счет чего концентрация анионов в более рыхло связанных, а следовательно, и в более подвижных слоях водной пленки возрастает. Отрицательная адсорбция нитратов усиливает процессы вымывания их из почвы, что приводит к обеднению почв соединениями азота. Отрицательная адсорбция хлоридов благоприятствует быстрой промывке почв при хлоридном засолении.

В поглощении анионов большую роль играют процессы солеобразования. При взаимодействии растворимых солей образуются новые, нерастворимые в воде соли (сульфаты, карбонаты, фосфаты), переходящие в твердую фазу почвы. Таким -путем

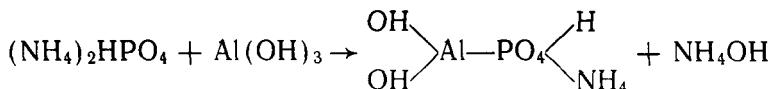
интенсивно поглощаются почвой ионы H_2PO_4^- , HPO_4^{2-} , PO_4^{3-} . Однако механизм поглощения фосфат-ионов почвами сложен и разнообразен. Можно выделить следующие виды поглощения почвой фосфат-ионов:

1) образование малорастворимых фосфатов в результате взаимодействия внесенных в почву растворимых фосфатов с солями почвенного раствора (химическое поглощение). Такой вид поглощения возможен во многих почвах при наличии ионов кальция, алюминия, железа при нейтральной или щелочной реакции среды;

2) образование слаборастворимых фосфатов с катионами поглощающего комплекса после вытеснения их катионами раствора;

3) поглощение фосфат-ионов при взаимодействии их с минералами-солями; гипсом, кальцитом, доломитом. Часть фосфат-иона связывается с кальцием, перешедшим в раствор. Возможно поглощение фосфат-иона на поверхности минералов без вытеснения кальция, частичное окклюдование фосфата в минерале;

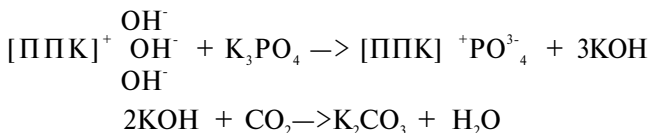
4) хемосорбция фосфат-ионов гидроксидами алюминия и железа. Связь осуществляется с твердой фазой на внешней поверхности коллоида. Одна из схем реакции:



При этом поглощение фосфат-ионов сильно зависит от дисперсности. Свежеосажденные оксиды поглощают фосфаты в большом количестве (P_2O_5 составляет 10—15% от массы поглотителя). При кристаллизации полуторных оксидов (уменьшении внешней поверхности) поглощение фосфатов уменьшается в 10 раз,

5) поглощение фосфат-ионов глинистыми и неглинистыми алюмо- и ферросиликатными минералами. На внешней, иногда на внутренней поверхности минералов происходит необменное поглощение фосфат-иона. При этом фосфат-ион адсорбируется в потенциалопределяющем слое отрицательных коллоидов, притягиваясь к Al кристаллической решетки;

6) возможна обменная сорбция анионов на положительно заряженных участках коллоидной мицеллы:



7) аморфный кремнезем поглощает фосфаты путем механического захвата — окклюдования

Органические вещества, насыщенные основаниями, также поглощают фосфаты, но значительно меньше, чем полуторные оксиды и глинистые минералы (табл 36). Поглощение фосфатов

Т а б л и ц а 36. Поглощение фосфат-иона различными минеральными сорбентами из раствора $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$, содержащего 600 мг/л P_2O_5

Сорбент	Поглощено P_2O_5 , мг/100г	Сорбент	Поглощено P_2O_5 , мг/100 г
Гель гидроксида алюминия	1700	Хлорит	600
Гель гидроксида железа	1100	Монтмориллонит нат- риевый	197
Окристаллизованная форма гидроксида железа (гематит)	760	Монтмориллонит каль- циевый	300
Кварц	0	Каолинит	127
Кварц, покрытый пленкой $\text{Fe}(\text{OH})_3$	296	Гипс	249
Аморфный кремнезем	46	Кальцит	165
		Гидрослюда	170

приводит к накоплению фосфора в почве, но снижает степень доступности его растениям. Уменьшение поглощения фосфатов может происходить за счет образования комплексных алюмо- и железогумусовых соединений.

9.6. Физическое состояние почвенных коллоидов

Коллоиды в почве находятся главным образом в форме *гелей*, в которых частицы сцепляются между собой и образуют пространственную структурную сетку, в ячейках которой удерживается вода. Во влажной почве небольшое количество коллоидов может находиться в состоянии золя (частицы разделены водной фазой). Раздельное существование коллоидных частиц в состоянии золя связано с наличием электрокинетического потенциала и водной (гидратационной) оболочки на поверхности частиц. Одноименно заряженные частицы отталкиваются друг от друга, могут долго находиться в суспензии, не образуя осадка.

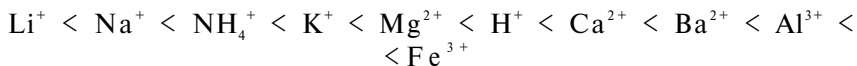
При падении электрокинетического потенциала и уменьшении заряда частиц разноименно заряженные коллоиды, сталкиваясь друг с другом при хаотическом движении, склеиваются, увеличиваются в размерах и выпадают в осадок. Процесс соединения коллоидных частиц и образования геля из золя называется *коагуляцией*, дальнейшее осаждение — *седиментацией*. Переход коллоида из состояния геля в состояние золя называется *пептизацией*. Коллоиды, которые могут легко переходить из золя в гель и обратно, называются обратимыми. В почве много коллоидов, трудно переходящих в состояние золя и составляющих группу необратимых коллоидов.

Взаимодействию и соединению коллоидных частиц мешают водные пленки, которые удерживаются на их поверхности. По количеству воды, удерживаемой коллоидами, они разделяются на *гидрофильные* и *гидрофобные*. Гидрофильные коллоиды сильно гидратированы, труднее коагулируют. К ним относятся некоторые органические вещества, встречающиеся в почвах, минера-

лы монтмориллонитовой группы. Гидрофобные коллоиды содержат небольшое количество воды. Это — гидроксид железа, минералы каолиновой группы. Деление коллоидов на гидрофильные и гидрофобные несколько условно, поскольку при измельчении твердых коллоидных частиц степень гидратации их возрастает.

Физическое состояние коллоидов в значительной степени зависит от состава поглощенных катионов. Чем больше валентность поглощенных ионов, больше их заряд, тем меньше будет диссоциация их от коллоидной частицы, меньше электрокинетический потенциал частицы, тем легче идет процесс коагуляции.

К. К. Гедройц расположил все катионы по их коагулирующей способности в ряд, который он назвал *лиотропным*:



Коллоиды, насыщенные одновалентными катионами, находятся в основном в состоянии золя; при замене одновалентных катионов двух- и трехвалентными они переходят в гель. Так, насыщение почвенного поглощающего комплекса натрием способствует образованию золя, распылению почвы, увеличению

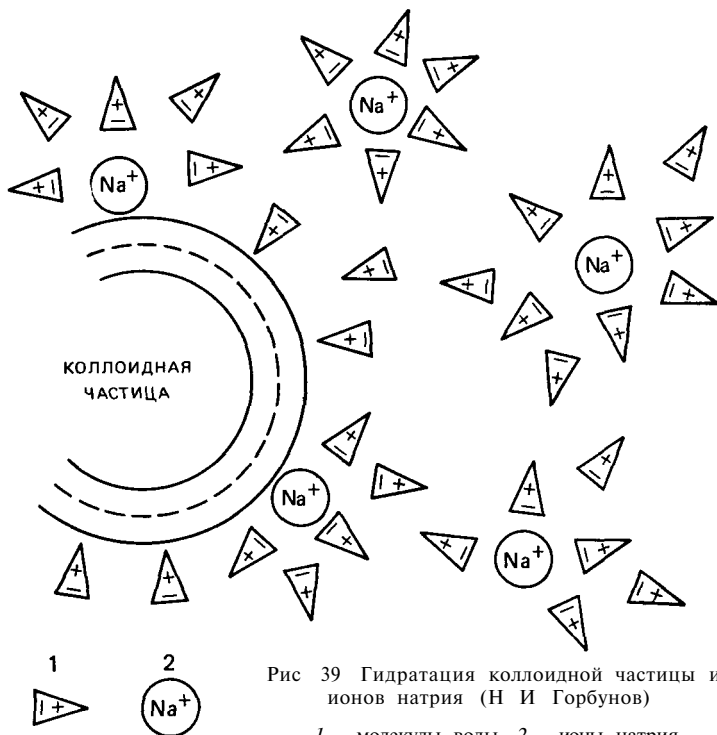


Рис 39 Гидратация коллоидной частицы и ионов натрия (Н И Горбунов)

1 — молекулы воды, 2 — ионы натрия

заряда почвенных коллоидов и их гидратации (рис. 39). Замещение натрия кальцием способствует коагуляции и образованию водопрочной структуры.

Реакция почвы также влияет на состояние коллоидов. Кислая реакция способствует растворению некоторых коллоидов, например гидроксида алюминия; щелочная реакция стимулирует выпадение в осадок коллоидов полуторных оксидов и переход в состояние золя органических и некоторых минеральных коллоидов.

Часть коллоидов в почве находится в свободном состоянии, часть образует пленки на поверхности более крупных гранулометрических фракций путем *адгезии*, под которой понимается слипание (склеивание) поверхностей каких-либо веществ различного химического состава, соприкасающихся друг с другом. *Таким путем в почве при периодическом высушивании*, приводящем к дегидратации коллоидов, происходит закрепление гумусовых кислот и их солей на поверхности коллоидных частиц, а минеральных, органических и органоминеральных коллоидов — на поверхности частиц пылеватых и песчаных гранулометрических фракций

Особым явлением представляется процесс *тиксотропии* коллоидов. Она имеет две особенности: 1) образующийся из золя гель не отделяется от дисперсной среды, а застудневает вместе с ней; 2) полученный гель обратим и может быть переведен в золь путем механического воздействия (встряхивания, помешивания), по прекращению которого золь снова с течением времени переходит в гель. В почвах результатом тиксотропии является возникновение особого рода коагуляционно-тиксотропной микроструктуры, которая характеризуется образованием рыхлого каркаса из коллоидных частичек в основном удлиненной формы, внутри которого находится почвенный раствор. Тиксотропия особенно развита в криогенных почвах, вызывая их плавунность. Тиксотропные почвы плохо проницаемы для воды и воздуха, в них часто развиваются восстановительные процессы.

В почве под влиянием различных факторов — периодическое высушивание, нагревание, увлажнение, промораживание, изменение реакции среды и др. — происходит изменение вновь образующихся при выветривании и почвообразовании органических и минеральных коллоидов. Одним из таких изменений является процесс *старения коллоидов*, под которым понимается самопроизвольное уменьшение их свободной поверхностной энергии. Старение обычно не сопровождается изменением химического и минералогического состава коллоидов, но при этом резко изменяются их свойства: они становятся более гидрофобными, уменьшается их сорбционная способность, связь с дисперсионной средой, может произойти частичная кристаллизация гелей. Для некоторых коллоидов причиной старения является окисление кислородом воздуха, например переход оксида Fe (II) в оксид Fe (III). Свет, особенно ультрафиолетовое излучение, ускоряет старение коллоидов.

9.7. Экологическое значение поглотительной способности

Поглотительная способность почвы — одно из ее важнейших свойств, в значительной степени определяющее плодородие почвы и характер процессов почвообразования. Она обеспечивает и регулирует питательный режим почвы, способствует накоплению многих элементов минерального питания растений, регулирует реакцию почвы, ее водно-физические свойства.

На свойства почвы и условия произрастания растений большое влияние оказывает состав обменных катионов. Так, у почв, насыщенных кальцием, реакция близка к нейтральной; коллоиды находятся в состоянии необратимых гелей и не подвергаются пептизации при избытке влаги; почвы хорошо оструктурены, обладают благоприятными физическими свойствами. Черноземы являются примером таких почв. Почвы, у которых в составе обменных катионов в значительном количестве ионы натрия, имеют щелочную реакцию, отрицательно влияющую на состояние коллоидов и рост растений. Насыщенные натрием коллоиды легко пептизируются; содержащие их почвы плохо оструктурены, имеют неблагоприятные водно-физические свойства: повышенную плотность, плохую водопроницаемость, слабую водоотдачу, низкую доступность почвенной влаги (солонцы, солонцеватые почвы).

При наличии в почвенном поглощающем комплексе в составе обменных катионов значительного количества H^+ и Al^{3+} коллоиды легко разрушаются в результате кислотного гидролиза, почвы плохо оструктурены.

Глава десятая

КИСЛОТНОСТЬ И ЩЕЛОЧНОСТЬ ПОЧВ

10.1. Кислотно-основная характеристика почвы

Реакция почвы обусловлена наличием и соотношением в почвенном растворе водородных (H^+) и гидроксильных (OH^-) ионов и характеризуется pH — отрицательным логарифмом активности водородных ионов в растворе. В зависимости от состава растворенных веществ и характера их взаимодействия с твердой фазой почв, определяющих соотношение между концентрациями водородных и гидроксильных ионов в почвенном растворе, почвы могут иметь нейтральную ($pH \approx 7$), кислую ($pH < 7$) или щелочную ($pH > 7$) реакцию.

Реакция почвы зависит от совокупного действия ряда факторов: химического и минералогического состава минеральной части почвы, наличия свободных солей, содержания и качества

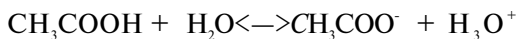
органического вещества, состава почвенного воздуха, влажности почвы, жизнедеятельности организмов. Важнейшим регулятором реакции *почвы являются* находящиеся в ней соли. Нейтральные, кислые, щелочные соли, переходя из твердой фазы в раствор при увлажнении и обратно при иссушении, оказывают соответствующее влияние на характер реакции почвенного раствора, что отзывается и на плодородии почв.

Одной из наиболее распространенных в почве минеральных кислот является угольная кислота. В зависимости от термодинамических условий и биологической активности она может поддерживать рН почвы в пределах 3,9—4,5—5,7. Режим углекислоты в почвах тесно связан с суточно-сезонными ритмами погоды, с активностью микроорганизмов.

При окислении сернистых металлов (сульфидов) в почвах и почвообразующих породах может образоваться серная кислота, которая вызывает сильное подкисление почв (при осушении мангровых или маршевых почв их рН может упасть с 7—8 до 2—3). Значительное подкисление почвенного раствора могут вызывать ненасыщенные катионами гуминовые кислоты и фульвокислоты (рН может снижаться до 3—3,5). Малоразложившиеся остатки органического вещества лесной подстилки имеют рН 3,5—5, мхов — 2,5—3. В результате жизнедеятельности грибов и бактерий, разложения растительного опада, выделения корнями или насекомыми в почве могут присутствовать свободные органические кислоты типа уксусной, щавелевой, лимонной и др.

В процессе своей жизнедеятельности растения, потребляя из почвы в различных пропорциях анионы и катионы, выделяя в почву эквивалентное количество ионов H^+ , OH^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , могут вызывать сдвиг реакции почвенного раствора в ту или иную сторону. Значительная роль в регулировании реакции почвенного раствора принадлежит микроорганизмам. Деятельность нитрификаторов может вызвать появление на короткое время в почвенном растворе азотной и азотистой кислот и снизить рН на 0,5—2,0. При разложении белков под воздействием микроорганизмов происходит поступление в раствор небольшого количества серной кислоты.

Кислотно-основные свойства любого соединения (кислота, основание или соль) оцениваются исходя из теории кислот и оснований Бренстеда—Лоури. Согласно этой теории кислотой считается любое вещество, способное отдавать протон (H^+), переходя при этом в сопряженное с ней основание. Основание — вещество, которое может присоединять протон, превращаясь в сопряженную с ним кислоту. В водных растворах кислоты отдают протоны воде, основания принимают протон от воды:



Отдавая протон воде, уксусная кислота превращается в основание CH_3COO^- ; вода, играя роль основания и принимая протон от CH_3COOH , переходит в кислоту H_3O^+ .

Кислотные и основные свойства могут проявить молекулярные соединения (HCl — кислота, NH_3 — основание), катионы [$\text{Pb}(\text{H}_2\text{O})_4^{2+}$ — кислота, $\text{Pb}(\text{H}_2\text{O})_3\text{OH}^+$ — основание] и анионы [HCO_3^- — кислота, CO_3^{2-} — основание].

Сила кислот и оснований количественно оценивается константой равновесия реакции переноса протона между компонентами кислотно-основных пар. В состав одного из них входит изучаемое соединение, в состав второго — молекула растворителя (H_2O). Константу, характеризующую перенос протона от кислоты к молекуле воды, обозначают символом K_a (acid — кислота);

$$K_a = \frac{[\text{CH}_3\text{COO}^-] [\text{H}_3\text{O}^+]}{[\text{CH}_3\text{COOH}]} . \quad (37)$$

Обратный процесс переноса протона от воды к основанию характеризует константа равновесия K_b (base — основание):

$$K_b = \frac{[\text{CH}_3\text{COOH}] [\text{OH}^-]}{[\text{CH}_3\text{COO}^-]} . \quad (38)$$

Произведение констант K_a и K_b любой сопряженной кислотно-основной пары равно ионному произведению растворителя (воды):

$$K_a K_b = [\text{H}_3\text{O}^+] [\text{OH}^-] = [\text{H}^+] [\text{OH}^-] = K_{\text{H}_2\text{O}} = 10^{-14} . \quad (39)$$

10.2. Кислотность почв

Различают актуальную (активную) и потенциальную кислотность почв в зависимости от того, при каком взаимодействии она проявляется и измеряется.

Актуальная кислотность почвы обусловлена наличием водородных ионов (протонов) в почвенном растворе, активность которых зависит от свойств (ионной силы) раствора, влияющих на коэффициент активности иона. Актуальная кислотность почвы измеряется при взаимодействии почвы с дистиллированной водой [водный рН, рН_{н.о.}, рН (H_2O)] при разбавлении 1:2,5 либо в пасте. Иногда рН почвы измеряют непосредственно в почве при естественной влажности, но для этого она должна быть достаточно увлажненной и гомогенной для обеспечения надежного контакта с измерительным электродом. Можно актуальную кислотность почвы измерять и колориметрически или путем титрования.

Потенциальная кислотность — способность почвы при взаимодействии с растворами солей проявлять себя как слабая кислота. Потенциальная кислотность определяется свойствами твердой

фазы почвы, обуславливающей появление дополнительного количества протонов в растворе при взаимодействиях с удобрениями или химикатами.

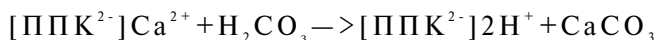
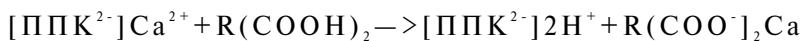
Кислая реакция солевых вытяжек из почв объясняется появлением в растворе ионов водорода (гидроксония H_3O^+) в результате вытеснения из почвенного поглощающего комплекса, а также взаимодействия с водой молекулярных кислот и гидратированных катионов. Гидратированные катионы при этом можно рассматривать как кислоты (Бренстед — Лоури). Наиболее сильные кислотные свойства в воде проявляют двух- и особенно трехзарядные катионы металлов:

pK_a		pK_a
5,0	$\text{Al}(\text{H}_2\text{O})_6^{3+} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Al}(\text{H}_2\text{O})_5\text{OH}^{2+} + \text{H}_3\text{O}^+$	9,0
3,8	$\text{Cr}(\text{H}_2\text{O})_6^{3+} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Cr}(\text{H}_2\text{O})_5\text{OH}^{2+} + \text{H}_3\text{O}^+$	10,2
2,2	$\text{Fe}(\text{H}_2\text{O})_6^{3+} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Fe}(\text{H}_2\text{O})_5\text{OH}^{2+} + \text{H}_3\text{O}^+$	11,8

В зависимости от характера взаимодействующего с почвой раствора различают две формы потенциальной кислотности почв — обменную и гидролитическую, характеризующиеся как последовательные этапы выделения в раствор дополнительных количеств протонов из твердой фазы.

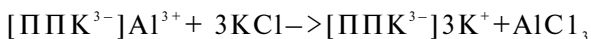
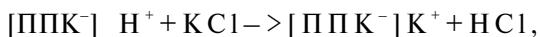
Обменная кислотность обнаруживается при взаимодействии с почвой растворов нейтральных солей. При этом происходит эквивалентный обмен катиона нейтральной соли на ионы водорода, алюминия и другие, находящиеся в *поглощающем комплексе*. Обычно для определения обменной кислотности почв используют 1 н. раствор KCl (рН около 6,0).

Природа обменной кислотности зависит от состава и свойств почвенных коллоидов. Кислотность органических почвенных коллоидов (гумусовые кислоты) обусловлена главным образом обменным водородом, причем непосредственным источником обменного водорода служат органические кислоты, включая гумусовые, и угольная кислота. При взаимодействии с коллоидами водород этих кислот внедряется в их диффузный слой, занимая место оснований, которые выщелачиваются или выпадают в осадок:

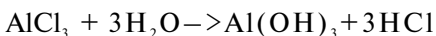


Кислотность минеральных коллоидов связана с наличием в почвенном поглощающем комплексе обменных ионов водорода, алюминия или железа. Источником обменных алюминия и железа служат ионы кристаллической решетки глинистых минералов и гидроксидов, мобилизуемые органическими кислотами или присутствующие в почвенном растворе и также внедряющиеся в диффузный слой почвенных коллоидов.

При взаимодействии кислой почвы с раствором хлорида калия в результате обмена калия на водород в растворе появляется соляная кислота, а при обмене на алюминий — хлорид алюминия (III)



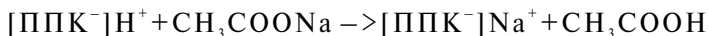
AlCl_3 — это соль слабого основания и сильной кислоты, гидролитически расщепляющаяся с образованием соляной кислоты и гидроксида алюминия



Образующаяся в растворе кислота оттитровывается щелочью (кислотность выражается в мг-экв/100 г) или определяется по рН раствора, который в данном случае характеризуется как солевой рН, рН_{кCl}, рН(KCl). По значениям рН можно ориентировочно определить роль различных ионов в образовании кислотности. При рН меньше 4,0 кислотность обусловлена главным образом обменным водородом, при рН от 4,0 до 5,5 — обменным алюминием.

В кислых почвах (подзолистые, серые лесные, красноземы) солевой рН всегда меньше, чем водный рН, поскольку в этих почвах имеется обменный водород и (или) алюминий. Для насыщенных оснований почв солевой рН не определяется.

Гидролитическая кислотность обнаруживается при воздействии на почву раствора гидролитически щелочной соли сильного основания и слабой кислоты, при котором происходит более полное вытеснение поглощенного водорода и других кислотных ионов. Для определения гидролитической кислотности обычно используют 1 и раствор CH_3COONa с рН 8,2. При взаимодействии уксуснокислого натрия с почвой могут происходить реакции в зависимости от содержания в ней алюминия или водорода, аналогичные приведенным выше.



Количество образующейся уксусной кислоты, определяемое титрованием, характеризует гидролитическую кислотность почвы.

При наличии в почве обменного алюминия образующийся в результате обменной реакции уксуснокислый алюминий распадается на гидроксид алюминия и уксусную кислоту.

Так как нейтральная соль вытесняет лишь часть поглощенного водорода, а гидролитически щелочная соль — почти весь, то гидролитическая кислотность обычно больше обменной. Иногда гидролитическая кислотность оказывается меньше обменной за счет поглощения почвой анионов уксусной кислоты и вытес-

нения ионов OH^- , в результате чего уменьшается кислотность вытяжек.

Наличие потенциальной кислотности характерно для почв, обедненных основаниями (Ca^{2+} , Mg^{2+} и др.). Чем больше почва обеднена основаниями, тем резче проявляет она кислотные свойства.

В природе распространение кислых почв связано с определенными условиями почвообразования (подзолистые, бурые лесные, красноземы, желтоземы). Большое значение в образовании почв с той или иной реакцией имеет характер почвообразующей породы. Подзолистые почвы, бедные основаниями, в основном приурочены к выщелоченным, бескарбонатным породам. Характер почвообразовательного процесса откладывает существенный отпечаток на формирование реакции почв. В одних случаях этот процесс приводит к потере оснований и подкислению (подзолистый процесс), в других — наблюдается постепенное обогащение почвы основаниями (дерновый процесс). Большое значение в формировании кислых почв имеют климатические условия. Промывной характер водного режима приводит к выносу солей из почвы, способствует выходу в раствор поглощенных Ca^{2+} , Mg^{2+} в обмен на водородные ионы и их последующему выщелачиванию. Растительность также оказывает влияние на характер почвенной реакции. Хвойные леса и сфагнум способствуют усилению кислотности благодаря кислым свойствам их органических остатков; лиственные леса и травянистая растительность благоприятствуют накоплению оснований.

Сельскохозяйственная деятельность человека вызывает изменение почвенной реакции. Само отчуждение урожаев с полей приводит к постепенному обеднению почв элементами, входящими в состав растений, в том числе и основаниями. Длительная обработка почвы в условиях зоны подзолистых почв способствует обеднению ее Ca^{2+} и Mg^{2+} . Снизить рН почвы может и внесение физиологически кислых минеральных удобрений.

Кислая реакция почв неблагоприятна для большинства культурных растений и полезных микроорганизмов. Кислые почвы обладают плохими физическими свойствами. Из-за недостатка оснований органическое вещество в этих почвах не закрепляется, почвы обеднены питательными веществами. Степень отрицательного влияния кислой реакции почв на растения зависит от того, какой элемент является причиной почвенной кислотности — водород или алюминий. Алюминий оказывает на растения более сильное токсическое действие, чем водород. Так, при повышении содержания обменного алюминия до 10—12 мг/100 г наблюдается выпадение клевера в посевах. Опытами Н. С. Авдониной показано, что наличие в кислых почвах обменного алюминия служит причиной гибели посевов озимых зерновых культур при перезимовке.

Доля участия в почвенном поглощающем комплексе обменных катионов водорода и алюминия, определяемых как обменная

или гидролитическая кислотность, характеризует ненасыщенность почв основаниями

Степень насыщенности почв основаниями — это количество обменных оснований (обычно $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$), выраженные в процентах от емкости поглощения

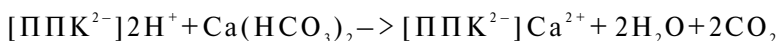
$$V = S/E \cdot 100 = S/(S+H) \cdot 100, \quad (40)$$

где V — степень насыщенности основаниями, %, S — сумма обменных оснований, мг-экв/100 г, E — емкость поглощения, мг-экв/100 г, H — гидролитическая кислотность, мг-экв/100 г

Таким образом, ненасыщенность почв основаниями характеризуется разностью между емкостью поглощения при избранном значении рН и содержанием в почве обменных оснований

Основным методом повышения продуктивности кислых почв, снижения их кислотности служит известкование

При внесении извести CaCO_3 при наличии избытка углекислоты переходит в растворимый $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, который взаимодействует с почвой по следующей схеме



Почвы с высокой степенью насыщенности не нуждаются в известковании. Путем сопоставления степени насыщенности почв с отзывчивостью на известкование в полевых опытах установлена следующая примерная шкала

<i>Величина степени насыщенности основаниями %</i>	<i>Нуждаемость в известковании</i>
Ниже 50	сильно нуждаются в извести
От 55 до 70	средне » » »
» 70 до 80	слабо » » »
Более 80	не нуждаются в извести

Обычно доза извести рассчитывается по гидролитической кислотности пахотного слоя почвы

При плотности почвы $1,3 \text{ г/см}^3$ ее масса в 20-сантиметровом пахотном слое на 1 га составляет 2600 т. При этом каждый 1 мг-экв гидролитической кислотности на 100 г почвы требует для нейтрализации 1,3 т CaCO_3 на 1 га. Однако обычно используется не полная доза извести, рассчитанная по гидролитической кислотности, а лишь какая-то часть ее, определяемая в соответствии со свойствами выращиваемых культур

Дозу CaCO_3 для известкования кислых почв определяют и по обменной кислотности, показателем которой служит солевой рН, в соответствии со следующими критериями, приведенными в табл. 37

Таблица 37. Дозы извести в зависимости от рН солевой суспензии и гранулометрического состава почвы (в т/га)

Гранулометрический состав почвы	рН солевой суспензии					
	4,5 и ниже	4,6	4,8	5,0	5,2	5,4–5,5
Супеси и легкие суглинки	4,0	3,5	3,0	2,5	2,0	2,0
Средние и тяжелые суглинки	6,0	5,5	5,0	4,5	4,0	3,5

10.3. Щелочность почв

Щелочная реакция почвенных растворов и водных вытяжек может быть обусловлена различными по составу соединениями: карбонатами и гидрокарбонатами щелочных и щелочно-земельных элементов, силикатами, алюминатами, гуматами натрия. Щелочная реакция, согласно теории кислот и оснований Бренстеда — Лоури, может быть обусловлена анионами слабых кислот, которые переходят из твердой фазы почв в почвенные растворы и водные вытяжки и могут проявлять основные свойства. Роль оснований-анионов будет тем выше, чем большей константой K_b они будут характеризоваться. Так, карбонат-ион — более сильное основание, чем гидрокарбонат-ион, так как константа равновесия процесса

$$K_b = [\text{HCO}_3^-][\text{OH}^-]/[\text{CO}_3^{2-}] = 10^{14}/K_{a2} = 2.14 \cdot 10^{-4}, \quad (41)$$

тогда как константа равновесия процесса $\text{HCO}_3^- + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}_2\text{CO}_3 + \text{OH}^-$

$$K_b = [\text{H}_2\text{CO}_3][\text{OH}^-]/[\text{HCO}_3^-] = 10^{-14}/K_{a1} = 10^{-14}/4.5 \cdot 10^{-7} = 2.24 \cdot 10^{-8}, \quad (42)$$

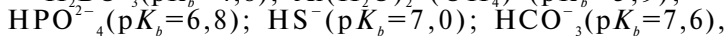
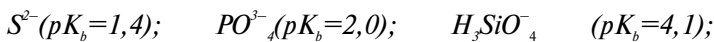
что свидетельствует о том, что ион HCO_3^- — более слабое основание, чем ион CO_3^{2-} . В создании щелочной реакции почвенных растворов и вытяжек принимают участие и другие анионы:

pK_b		pKa
1.4	$\text{S}^{2-} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{HS} + \text{OH}^-$	12.6
2.0	$\text{PO}_4^{3-} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{HPO}_4^{2-} + \text{OH}^-$	12.0
4.1	$\text{H}_3\text{SiO}_4^- + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}_4\text{SiO}_4 + \text{OH}^-$	9.9
4.8	$\text{H}_2\text{BO}_3^- + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}_3\text{BO}_3 + \text{OH}^-$	9.2

Определяющим моментом в создании щелочной реакции является присутствие в почве гидролитически щелочных солей слабых кислот и оснований: карбонатов натрия и калия, гидрокарбонатов натрия и калия, карбонатов кальция и магния, гидрокарбоната кальция и др. Так же себя ведут гуматы и фульваты щелочей.

Поскольку с кислотой может взаимодействовать любое ве-

щество, способное присоединять протон, то общую щелочность можно рассматривать как меру дефицита протонов по отношению к условно принятому его нулевому уровню. При этом акцепторами протонов считаются основания с константами диссоциации K_b равными или превышающими $10^{-9.5}$ ($pK_b = 9,5$). Согласно последним данным (Л. А. Воробьева, С. П. Замана, 1984) щелочность почв может быть обусловлена следующими анионами:



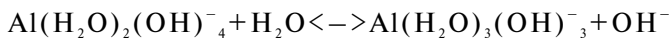
анионы различных органических кислот, pK_b которых равны или меньше 9,5. Свойствами оснований с $pK_b \leq 9,5$ обладают анионы кислот, константы диссоциации которых K_a равны или меньше $10^{-4.5}$.

Соответственно, определяемая в почвах общая щелочность всегда является комплексной, отличается большим разнообразием существующих в почвах химических соединений и протекающих в ней химических реакций. Для суждения о ее природе всегда необходимы детальные исследования. В частности, надежные данные о природе щелочности почвы могут быть получены на основании потенциометрического метода с получением кривых титрования.

Различают актуальную (активную) и потенциальную щелочность почвы.

Актуальная щелочность обусловлена наличием в почвенном растворе гидролитически щелочных солей, при диссоциации которых образуется в значительных количествах гидроксильный ион. При характеристике актуальной щелочности природных вод и почвенных растворов различают общую щелочность, щелочность от нормальных карбонатов и щелочность от гидрокарбонатов. Эти виды щелочности различаются по граничным значениям pH. Щелочность почвы определяется путем титрования водной вытяжки или почвенного раствора кислотой в присутствии различных индикаторов и выражается в миллиграмм-эквивалентах на 100 г почвы. Общая щелочность определяется титрованием по индикатору метиловому оранжевому. Кроме общего содержания гидролитически щелочных солей на общую щелочность будут влиять и анионы — основания. Щелочность от нормальных карбонатов является результатом обменных реакций почв, содержащих поглощенный натрий. Она появляется также в результате жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий, восстанавливающих в анаэробных условиях и в присутствии органического вещества сернокислые соли натрия с образованием соды. Определяется щелочность от нормальных карбонатов титрованием в присутствии фенолфталеина. При этом на результаты анализа будут влиять и наличие анионов-оснований с ярко выраженными основными свойствами: сульфид- и фосфат-ионов, анионов кремниевой и борной кислот; а также гидроксоком-

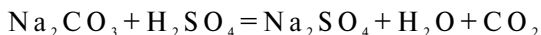
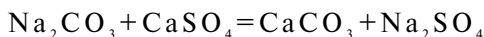
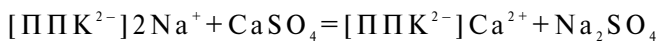
плексов некоторых металлов, например $\text{Al}(\text{H}_2\text{O})_2(\text{OH})^-_4$:



Потенциальная щелочность проявляется у почв, содержащих поглощенный натрий. При взаимодействии почвы с углекислотой поглощенный натрий в почвенном поглощающем комплексе замещается водородом и появляется сода, которая подщелачивает раствор: $[\text{ППК}^{2-}]2\text{Na}^+ + \text{H}_2\text{CO}_3 \leftrightarrow [\text{ППК}^{2-}]2\text{H}^+ + \text{Na}_2\text{CO}_3$.

Сильнощелочная реакция неблагоприятна для большинства растений. Высокая щелочность обуславливает низкое плодородие многих почв, неблагоприятные физические и химические их свойства. При pH около 9—10 почвы отличаются большой вязкостью, липкостью, водонепроницаемостью во влажном состоянии, значительной твердостью, цементированностью и бесструктурностью в сухом состоянии.

Для химической мелиорации щелочных содово-засоленных почв необходимы замещение обменного натрия на кальций и нейтрализация свободной соды:



Химическая мелиорация щелочных почв производится путем внесения гипса, нитратов кальция или материалов, содержащих гипс, серную кислоту, сульфат железа, пиритовые огарки или серу. Сера, окисляясь до серной кислоты, взаимодействует с карбонатом кальция почв, образуя сернокислый кальций, который действует на соду и поглощенный натрий. Мелиорация злостных содовых солончаков производится методом кислования серной кислотой с последующими промывками при искусственном дренаже.

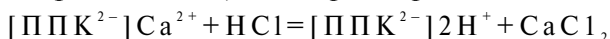
10.4. Буферность почвы

Буферность называется способность почвы противостоять изменению ее актуальной реакции под воздействием различных факторов.

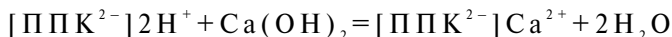
Различают буферность почв против кислотных и буферность против щелочных агентов. Буферные свойства почв связаны с поглощением и вытеснением ионов, с процессами перехода соединений в молекулярные или ионные формы, с нейтрализацией и выпадением в осадок образующихся в почве соединений. Буферность почвы определяется свойствами ее твердой фазы, главным образом почвенных коллоидов. Кислота или щелочь, появляющиеся в почвенном растворе, вступают во взаимодействие с почвенными коллоидами, что ослабляет сдвиг реакции.

При взаимодействии почвы с кислотой происходит реакция

обмена между обменными катионами и водородным ионом кислоты, в результате чего водородный ион оказывается связанным с твердой фазой почвы, а в растворе появляются катионы:



Если в почве появляется щелочь, водород или алюминий поглощающего комплекса обмениваются с катионами щелочи, которая нейтрализуется:



Кроме почвенных коллоидов твердая фаза почв может содержать другие факторы буферности — малорастворимые простые соли основного или кислотного характера, которые могут взаимодействовать с растворами и ослаблять сдвиг реакции.

Буферность почвы зависит от: 1) количества почвенных коллоидов (чем больше коллоидов в почве, тем выше ее буферность; песчаные почвы почти не обладают буферностью); 2) состава почвенных коллоидов (чем выше в почвах содержание гумуса, монтмориллонита и почвенных коллоидов с широким отношением кремнезема к глинозему, тем выше их буферность по отношению к изменениям реакции как в кислом, так и в щелочном интервале; буферность возрастает параллельно увеличению емкости поглощения почв); 3) состава обменных катионов (наличие большого количества катионов Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^{2+} и других оснований создает значительную буферность в кислую

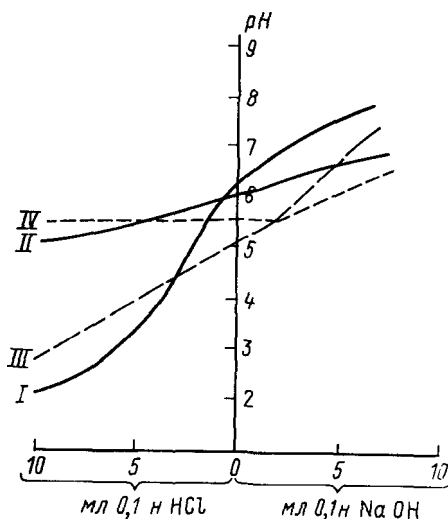


Рис. 40 Кривые буферности почв (А. Е. Возбуждая, 1968).

I — дерново-подзолистая супесчаная почва, II — оподзоленный чернозем, III — дерново-сильноподзолистая почва, IV — выщелоченный чернозем

сторону; почвы, имеющие в составе обменных катионов H^+ или Al^{3+} и способные поглощать щелочь, обнаруживают буферность в щелочную сторону).

Буферность почв и почвенных растворов определяется путем их титрования: 1) по отношению к кислотам — растворами кислот; 2) по отношению к щелочам — растворами едких щелочей; 3) по отношению к соде — растворами соды.

При добавлении небольших порций реактива (кислоты или щелочи) производится измерение pH почвенного раствора и строится кривая титрования, описывающая буферную способность почв. Для почв высокой буферности кривая изменения pH при

Таблица 38. Сравнительная буферность почв СССР относительно песка (В. А. Ковда, 1973)

Почвы	Буферность против кислот	Буферность против щелочей
Подзолы и красноземы	1—2	10
Слабоподзолистые	2—3	5—8
Черноземы и серые лесные	5—8	2—3
Каштановые	8—10	2
Солонцеватые	10	1
Пески	1	1

титровании отличается постепенностью изменений, в то время как для почв малой буферности она характеризуется резкостью переходов (рис. 40).

Высокой буферностью в отношении кислот и низкой — против щелочей — отличаются гумусированные маловыщелоченные, богатые улекислыми солями почвы степных, полупустынных и пустынных областей. Высокой буферностью против щелочных агентов обладают глинистые почвы, содержащие значительные количества обменных H^+ и Al^{3+} и кислых гумусовых соединений (табл. 38).

Буферная способность является одним из элементов почвенного плодородия. Она позволяет сохранять благоприятные для растений свойства почв. Буферность почвы необходимо учитывать при проведении химической мелиорации (при известковании и гипсовании), так как при повышенной кислотности или щелочности почва, обладающая буферностью, сопротивляется изменению реакции, что требует внесения повышенных доз химических мелиорантов.

Глава одиннадцатая

ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ПОЧВАХ

11.1. Окислительно-восстановительные реакции и процессы

Почва — это сложная окислительно-восстановительная система. В ней присутствует большое количество разнообразных веществ минеральной и органической природы, способных вступать в реакции окисления и восстановления, благодаря чему в ней активно протекают окислительно-восстановительные процессы, оказывающие существенное влияние на ход почвообразования. С окислительными реакциями связаны процессы гумификации растительных остатков; с реакциями как окисления, так и восстановления — изменение степени окисленности железа, марганца, азота, серы и других элементов.

Реакции окисления и восстановления всегда протекают одновременно. В них участвуют два или несколько веществ, одни из которых теряют электроны и окисляются (реакция окисления), другие приобретают электроны и восстанавливаются (реакция восстановления). Донор электронов называется восстановителем (он окисляется), а акцептор — окислителем (он восстанавливается). В общем виде реакцию окисления-восстановления можно представить следующим образом:



где Ox — окислитель; Red — восстановитель; e^- — электроны; n — число электронов, участвующих в реакции.

Направление окислительно-восстановительной реакции определяется степенью легкости отдачи электронов восстановителем и прочности их связывания окислителем. Часть протекающих в почве окислительно-восстановительных реакций имеет обратимый характер, но большинство из них идет необратимо. Примером обратимых реакций могут служить реакции окисления и восстановления железа и марганца; необратимые реакции — это в основном реакции окисления органических веществ, некоторые реакции, связанные с превращением соединений азота и серы

11.2. Окислительно-восстановительный потенциал ПОЧВЫ

Для количественной характеристики окислительно-восстановительных реакций, протекающих в почве, установления их направленности и интенсивности, что определяет окислительно-восстановительное состояние или окислительно-восстановительную обстановку почв, пользуются понятием окислительно-восстановительного потенциала

Окислительно-восстановительным потенциалом почвы (ОВП) называют разность потенциалов, возникающую между почвенным раствором и электродом из инертного металла (платины), помещенным в почву. Измеряется ОВП при помощи потенциометра. В качестве электрода сравнения используют каломельный электрод. Выражается ОВП, как правило, в милливольтгах. ОВП обозначают символом Eh (ОВП по отношению к водороду) и выражают отношением активностей окисленной (Ox) и восстановленной (Red) форм соединений. Если в системе имеет место равновесие (43), то потенциал такой системы равен:

$$Eh = E_0 + (RT/nF) \cdot \ln(a_{\text{Ox}}/a_{\text{Red}}), \quad (44)$$

где R — универсальная газовая постоянная, Дж; T — абсолютная температура, К; F — постоянная Фарадея, Кл; n — число электронов, принимающих участие в окислительно-восстановительной реакции, a_{Ox} и a_{Red} — активности окисленной (Ox) и восстановленной (Red) форм соединений; E_0 — стандартный потен-

циал данной окислительно-восстановительной системы, определяемый условием $a_{\text{Ox}} \cdot a_{\text{Red}} = 1$.

В основе уравнения (44) лежит уравнение Нернста, связывающее потенциал электрода (E) с составом равновесного раствора:

$$E = E_0 + RT/nF \ln a_M, \quad (45)$$

где a_M — активность катиона металла M в равновесном растворе; E_0 — потенциал стандартного электрода, т. е. электрода, находящегося в равновесии с раствором, для которого $a_M = 1$.

В уравнение Нернста входит коэффициент, учитывающий зависимость потенциала от температуры: $V = RT/F$. При замене натуральных логарифмов на десятичные и подстановке числовых значений RT и F он при 20°C равен 0,0581, при 25°C — 0,0591 (т. е. при изменении температуры на 1°C V меняется на 0,2 мВ). Подставив в уравнение (44) значение коэффициента V для температуры 20°C , получим уравнение

$$Eh = E_0 + 0.0581/n \lg(a_{\text{Ox}}/a_{\text{Red}}). \quad (46)$$

В уравнении (46) Eh выражается в вольтах. Так как ОВП дается обычно в милливольтгах, в окончательном виде уравнение для расчета ОВП имеет следующий вид:

$$Eh = E_0 + 58/n \lg(a_{\text{Ox}}/a_{\text{Red}}). \quad (47)$$

Уравнение (47) показывает, что ОВП почвы зависит от отношения активностей окислителя и восстановителя, а не от их абсолютных значений. Если активности окислителя и восстановителя равны, то отношение $a_{\text{Ox}}/a_{\text{Red}} = 1$ и тогда $Eh = E_0$.

В табл. 39 приведены стандартные потенциалы окислительно-восстановительных систем, наиболее часто встречающихся в почвах и представляющих интерес для почвоведов.

Чем больше стандартный потенциал системы, тем более сильным окислителем является ее окисленная форма и тем более слабым восстановителем — восстановленная форма. Так, в почве сильными окислителями являются O_2 , Cl_2 , MnO_4^- (в кислой среде); Fe^{3+} , NO_3^- — окислители более слабые. К сильным восстановителям относятся Na^+ , Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Fe^{2+} . Как видно из табл. 46, различные соединения железа, азота, серы в зависимости от условий, в которых идут реакции, могут выступать либо как окислители, либо как восстановители. Однако при этом необходимо учитывать, что в почвах многие элементы редко находятся в виде простых ионов. В большинстве случаев они находятся в виде комплексных соединений. Поэтому стандартные потенциалы ряда таких пар, как $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$; $\text{Mn}^{4+}/\text{Mn}^{2+}$; $\text{NO}_3^-/\text{NO}_2^-$ и некоторых других, отличаются от табличных значений для простых ионов.

ОВП почв (Eh) указывает на окислительно-восстановитель-

Таблица 39. Стандартные окислительно-восстановительные потенциалы E_0 (по отношению к потенциалу нормального водородного электрода при 25°C)

Элемент	Высшая степень окисления	+ ne^-	Нижняя степень окисления	E_0 , В
O	$O_2 \uparrow + 4H^+$	+ $4e^-$	$2H_2O$	+ 1,23
	$H_2O_2 + 2H^+$	+ $2e^-$	$2H_2O$	+ 1,77
Mn	$MnO_4^- + 4H^+$	+ $3e^-$	$MnO_2 \downarrow + 2H_2O$	+ 1,69
	$MnO_2 \downarrow + 4H^+$	+ $2e^-$	$Mn^{2+} + 2H_2O$	+ 1,23
	$MnO_4^{2-} + 4H^+$	+ $2e^-$	$MnO_2 \downarrow + 2H_2O$	+ 2,26
	$MnO_4^- + 2H_2O$	+ $3e^-$	$MnO_2 \downarrow + 4OH^-$	+ 0,60
Cl	$Cl_2 \uparrow$	+ $2e^-$	$2Cl^-$	+ 1,36
N	$HNO_2 + H^+$	+ e^-	$NO \uparrow + H_2O$	+ 0,98
	$NO_3^- + 3H^+$	+ $2e^-$	$HNO_2 + H_2O$	+ 0,94
	$NO_3^- + 2H^+$	+ e^-	$NO_2 \uparrow + H_2O$	+ 0,80
	$NO_3^- + H_2O$	+ e^-	$NO_2 \uparrow + 2OH^-$	- 0,86
Fe	Fe^{3+}	+ e^-	Fe^{2+}	+ 0,77
	$Fe_3O_4 \downarrow + 8H^+$	+ $2e^-$	$3Fe^{2+} + 4H_2O$	+ 1,21
	$Fe(OH)_3$	+ e^-	$Fe(OH)_2 \downarrow + OH^-$	- 0,56
	Fe^{2+}	+ $2e^-$	Fe	- 0,44
H	$2H^+$	+ $2e^-$	$H_2 \uparrow$	0,00
S	$SO_4^{2-} + 4H^+$	+ $2e^-$	$H_2SO_3 + H_2O$	+ 0,17
	$SO_4^{2-} + H_2O$	+ $2e^-$	$SO_3^{2-} + 2OH^-$	- 0,93
	$SO_4^{2-} + 10H^+$	+ $8e^-$	$H_2S + 4H_2O$	+ 0,31
Na	Na^+	+ e^-	Na	- 2,71
Ca	Ca^{2+}	+ $2e^-$	Ca	- 2,87

ное состояние почвы и во многих случаях позволяет судить о том, какие окислители и восстановители имеются в почве и каково примерно их соотношение.

В зависимости от задачи исследования определения ОВП проводят в полевых или лабораторных условиях. Более правильные представления о ОВП почвы получают в результате прямых измерений, выполняемых непосредственно в природной обстановке, так как только в этом случае не будет нарушено сложившееся в почвах равновесие. В лабораторных условиях обычно наблюдают за динамикой ОВП в модельных опытах.

11.3. Окислительно-восстановительные системы почв

В почвах обычно имеется не одна, а несколько окислительно-восстановительных систем (ОВ), неорганических и органических, так как в почвах одновременно содержатся окисленные и восстановленные формы различных соединений, составляющих определенные системы. Наиболее часто в почвах встречаются следующие окислительно-восстановительные системы: $O_2 - O^{2-}$; $Fe^{3+} - Fe^{2+}$; $Mn^{4+} - Mn^{3+} - Mn^{2+}$; $NO_3^- - NO_2^-$; $H_2 - 2H^+$; $SO_4^{2-} - H_2S$; $CO_2 - CH_4$. Присутствуют в почвах также и органические ОВ системы.

Окислительно-восстановительный потенциал почвы (Eh) — это некоторое среднее значение Eh отдельных систем, причем оно ближе к Eh той системы, окисленные или восстановленные формы которой содержатся в почве в наибольшем количестве. Эта система носит название потенциалопределяющей системы.

Основным окислителем в почве является молекулярный кислород почвенного воздуха и почвенного раствора. Проникая в почву из атмосферы, кислород вступает во взаимодействие с различными компонентами почвенной среды, окисляя их. Окислителями могут выступать также Fe^{3+} , Mn^{4+} , S^{6+} , но поскольку присутствие их в почвенном растворе невелико, то и роль их в процессах окисления мала. Создание восстановительной обстановки в почвах обусловлено в основном накоплением в них продуктов анаэробного распада органического вещества и жизнедеятельности микроорганизмов и в меньшей степени соединения железа (II), серы и некоторых других металлов, присутствовавших в почвах, но в небольшом количестве (подобно соединениям железа (III), марганца и др.).

Большая часть окислительно-восстановительных реакций имеет биохимическую природу и самым тесным образом связана с микробиологическими процессами, протекающими в почвах.

Микроорганизмы в процессе своей жизнедеятельности поглощают кислород почвенного воздуха и связанный кислород, переводя минеральные соединения в восстановленные формы, выделяют в почву восстановленные продукты и диоксид углерода. Интенсивность микробиологических процессов оказывает непосредственное влияние на характер и степень развития окислительно-восстановительных процессов.

В почвах потенциалопределяющей системой в большинстве случаев являются кислород, растворенный в почвенном растворе (он находится в равновесии с кислородом почвенного воздуха), и продукты жизнедеятельности почвенных микроорганизмов.

При этом содержание кислорода в почвенном растворе определяет верхний предел возможных значений Eh в почвах (до $+600 \div +700$ мВ), а накопление восстановленных соединений, в том числе водорода, в результате микробиологической деятельности — нижний предел (до $+100 \div -100$ мВ и в редких случаях ниже).

11.4. Окислительно-восстановительная емкость и буферность почв

Для характеристики окислительно-восстановительного состояния почв используется также понятие об окислительно-восстановительной емкости и буферности почв (С. П. Янков, 1961; И. С. Кауричев, 1965; И. С. Кауричев, Д. С. Орлов, 1982). Эти показатели важны для решения вопроса о доминирующей ОВ-системе в почве и для составления прогнозных характеристик

поведения почвы при различных условиях увлажнения и аэрации *Окислительно-восстановительная емкость почвы* отвечает максимальному количеству восстановителя (окислителя), которое может быть связано с почвой. Поскольку для почвы трудно обеспечить полное превращение окисленных (восстановленных) компонентов в восстановленную (окисленную) форму, было предложено вести фракционное определение ОВ емкости (К Драман, В. И. Савич, А В. Колыманова, 1978). При этом почва приводится во взаимодействие с окислителями (восстановителями), различными по концентрации или нормальному окислительному потенциалу. В результате представляется возможным составить представление о количественном содержании и соотношении в почве компонентов, различающихся по устойчивости к действию окислителей и восстановителей (табл 40).

**Т а б л и ц а 40. Фракционный состав
ОВ-систем в почвах по реакциям
с $KMnO_4$ и $K_2Cr_2O_7$
(по К. Драман, 1979)**

Реагент при 20°C	Окислительно восстанови тельная емкость, мг экв на 100 г почвы	
	дерново под чолистая почва	чернозем
$KMnO_4$ 1 н 0,5 н 0,1 н		466
	52	316
	33	50
$K_2Cr_2O_7$ 1 н 0,5 н 0,1 н.	445	574
	138	307
	23	66

Под *окислительно-восстановительной буферностью* понимается способность почв противостоять изменению ОВП при действии различных факторов, нарушающих сложившееся ОВ-равновесие. Почвы, различающиеся по генетическим свойствам, при одних и тех же условиях увлажнения, аэрации, температуры обладают различной «податливостью» к изменению ОВП, к развитию восстановительных процессов.

Так, в дерново-подзолистых почвах при избыточном увлажнении восстановительные процессы развиваются быстрее, чем в черноземных и каштановых почвах, которые более устойчивы к изменению их ОВ состояния при избыточном увлажнении, и, наоборот, они быстро восстанавливают потенциал до его первоначального значения при последующем постепенном высушивании. Различная ОВ-буферность почв обусловлена главным образом различиями в содержании гумуса и его качественном составе, а также различиями в содержании несиликатных форм железа и степени их гидратации.

Невысокая гумусность дерново-подзолистых почв, фульватный характер гумуса, накопление несиликатных соединений железа являются причиной низкой буферности данных почв к изменению ОВП при избыточном увлажнении. Для черноземов и каштановых почв характерен гуматный тип малоподвижного гумуса, консервативность минеральных форм железа. Поэтому при их переувлажнении ОВП изменяется медленно, т. е. они обладают повышенной буферностью к развитию восстановительных процессов.

11.5. Зависимость Eh от рН почвы

Многие окислительно-восстановительные реакции в почвах идут с участием ионов водорода, поэтому Eh зависит от рН раствора. Как правило, в кислой среде окисление идет при более высоких значениях Eh по сравнению с щелочными условиями, т. е. чем выше рН почвы, тем меньше при прочих равных условиях будет содержание в почве восстановленных форм соединений различных элементов. Подкисление почвы должно вызывать обратную реакцию — накопление соединений, характеризующихся наименьшей степенью окисления.

Длительное время в почвоведении и агрохимии существовало представление, что изменение рН почвы на единицу вызывает сдвиг ОВП на 58 мВ (при 20°C). При этом считалось, что возрастание рН вызывает снижение потенциала почвы. В настоящее время установлено, что между рН и ОВП почвы существуют более сложные связи и вывести единую количественную зависимость между рН и ОВП для всех почв не представляется возможным.

Для получения приближенно-оценочных данных по окислительно-восстановительным условиям в средах с различным значением рН нередко используют понятие водородного потенциала ($гН_2$), учитывая его условность:

$$гН_2 = Eh/29 + 2рН. \quad (48)$$

Предложено оно У. М. Кларком и представляет собой отрицательный логарифм концентрации молекулярного водорода. $гН_2$ выше 27 характеризует преобладание окислительных процессов. При создании в почвах восстановительной обстановки $гН_2$ колеблется в пределах 22—25; при интенсивном развитии восстановительных процессов падает ниже 20.

11.6. Окислительно-восстановительное состояние почв

Eh в разных типах почв и почвенных горизонтах укладываются обычно в пределах 100—750 мВ, опускаясь иногда до отрицательных значений. По ОВ состоянию почвы подразделяют-

ся на две большие группы: 1) с преобладанием окислительных и 2) с преобладанием восстановительных условий.

К первой группе относится большинство типов автоморфных почв, E_h которых колеблется в довольно узких пределах. Для почв этой группы, находящихся в обычном для них режиме увлажнения, характерны следующие средние значения E_h , мВ; для дерново-подзолистых и подзолистых почв 450—600; для серых лесных, черноземов и сероземов 500—650. Общей тенденцией для этих почв в условиях оптимального увлажнения являются несколько более высокие показатели E_h в горизонтах В по сравнению с гумусовым горизонтом (на 20—50 мВ). Но эта общая закономерность профильного распределения ОВП сильно зависит от конкретных погодных условий. Поэтому она часто нарушается. Так, в периоды избыточной влажности потенциал этих почв, особенно их гумусовых горизонтов, может снизиться до 350—250 мВ. В орошаемых черноземах при обычных вегетационных поливах также может иметь место снижение ОВП (с 600—650 до 400—300 мВ), но оно кратковременно и в течение нескольких часов или 1—2 сут после полива E_h почвы практически достигает прежних значений.

Вторая группа включает почвы полугидроморфные и гидроморфные, т. е. почвы с близким залеганием грунтовых вод (луговые, пойменные, болотные и почвы, подтопленные водохранилищами, орошаемые методом затопления под культуру риса). В луговых и пойменных почвах отмечаются колебания ОВП от 450 до 300 мВ. Наиболее низкие показатели ОВП свойственны нижним оглеенным горизонтам и горизонтам грунтовых вод (+100 ÷ -100 мВ). Болотные почвы чаще характеризуются стабильными низкими показателями $E_h = -200$ мВ и ниже. Резкие изменения ОВП характерны для почв рисовых полей. Здесь перепады ОВП в органогенных горизонтах могут достигать 600—700 мВ и в отдельных случаях более (с 400—600 до -100 ÷ -150 мВ в затопленных почвах). В этих почвах окислительная обстановка предполивного периода после затопления в течение 5—10 сут меняется на резко восстановительную. Для почв 2-й группы характерна гетерогенность ОВ условий на фоне господства в целом в почве восстановительной обстановки. Особенно четко эта неоднородность проявляется в гумусированных горизонтах почв.

Установлено, что снижение E_h до 350—450 мВ служит обычно показателем среды, в которой окислительные условия меняются на восстановительные (Д. С. Орлов, Б. Г. Розанов, С. Г. Саакян, 1970). ОВП порядка 200 мВ и ниже свидетельствуют об интенсивном развитии в почвах восстановительных процессов с типичными признаками глееобразования.

11.7. Зависимость ОВП почвы от ее состояния

ОВП почв чрезвычайно динамичен. Зависит он не от какого-либо одного или нескольких факторов, а от совокупности всех свойств почв и динамики протекающих в ней процессов. Главным условием, определяющим интенсивность и направленность окислительно-восстановительных процессов, являются режимы влажности и аэрации и интенсивность микробиологической деятельности.

Увлажнение почвы, особенно чрезмерное орошение, ухудшение аэрации, внесение свежего органического вещества приводят к снижению ОВП. При этом ОВП почв может снизиться с 500—600 до 200—300 мВ, а в отдельных случаях (при затоплении почв в условиях рисосеяния) до — 100÷ —200 мВ. И, наоборот, при высушивании почв, улучшении газообмена потенциал почв повышается. Главная особенность влияния степени увлажнения почвы на ее ОВ состояние определяется тем, что динамика влажности почв тесно связана с условиями ее аэрации, т. е. с динамикой важнейшего фактора, определяющего развитие ОВ процессов, — концентрацией свободного кислорода в почвенном воздухе и растворе. Вместе с тем содержание влаги в почве оказывает непосредственное влияние на интенсивность микробиологических процессов, определяющих скорость потребления кислорода. Кроме того, повышение влажности почвы способствует переходу в мобильное состояние различных компонентов органической и минеральной частей почвы, прямо или косвенно влияющих на ее ОВП.

В опытах И. П. Сердобольского (1940) было показано, что в дерново-подзолистых почвах, в гумусовом горизонте почв (содержание гумуса 3,5—4,0%) повышение влажности от 10 до 60% полной влагоемкости почв (ПВ) приводит к очень незначительным изменениям ОВП (рис. 41); при увлажнении же почвы до 90% ПВ и выше в этих почвах отмечается резкое падение ОВП: на 200—300 мВ уже через 4 сут компостирования образца, т. е. переувлажнение обуславливает создание в гумусовых горизонтах почв в короткий срок устойчивой восстановительной обстановки. В безгумусных же образцах породы потенциал почвы практически не изменился при увеличении влажности от 60 до 90% ПВ. Связано это с подавленностью здесь микробиологических процессов в отсутствие органического энергетического

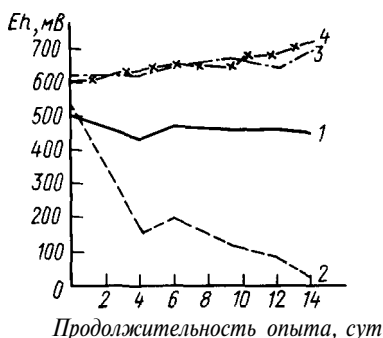


Рис. 41. Изменение величины E_h в дерново-подзолистой почве в зависимости от ее увлажненности: 1, 2 — горизонт А, влажность соответственно 60 и 90% от полной влагоемкости; 3, 4 — горизонт С, влажность соответственно 60 и 90% от полной влагоемкости

материала. Позднее аналогичные результаты были получены многими исследователями.

Однако не всякое избыточное увлажнение вызывает в почве резкое снижение ОВ потенциала. Если увлажняющие почву воды (атмосферные осадки или грунтовые воды) обогащены растворенным кислородом (9—13 мг/л) и существуют условия для непрерывного поступления их в почву и оттока из почвы (что может быть в период частых дождей на хорошо дренированной почве), то, несмотря на высокую степень увлажнения, в почвах устойчиво сохраняются окислительные условия.

Ухудшение аэрации в результате повышения влажности почвы или ее уплотнения, образования на поверхности корки и других причин, нарушающих нормальный газообмен почвенного воздуха с атмосферным, также ведет к снижению ОВП почв. Воздухообмен в почвах определяется главным образом порозностью аэрации. Нормальный воздухообмен, при котором ОВП не подвергается существенным изменениям, обеспечивается при порозности аэрации порядка 20%. Снижение порозности аэрации до 10% и более резко нарушает поступление кислорода в почву, замедляет скорость его диффузии, что вызывает быстрое падение ОВП. Ориентировочно за рубеж перехода от окислительного состояния к восстановленному для гумусовых горизонтов почв принимают содержание кислорода в почвенном воздухе 2,5—5,0%.

Температурный показатель наряду с непосредственным влиянием на ОВП почв в большей степени воздействует на него косвенным путем, усиливая или замедляя интенсивность биологических процессов. Снижение ОВП наблюдается обычно в гумусовых горизонтах почв при повышенных температурах (20—30°C) и в интервале влажности почвы от наименьшей до полной влагоемкости. В этих условиях имеет место повышение микробиологической активности, что сопровождается нарастанием поглощения кислорода и накоплением продуктов жизнедеятельности микроорганизмов — восстановленных соединений.

11.8. Роль ОВ процессов в почвообразовании и плодородии почв

Окислительно-восстановительные процессы оказывают большое влияние на почвообразование и на плодородие почв. С ними тесно связаны процессы трансформации растительных остатков, темпы накопления и состав образующихся органических веществ и особенно гумуса. Избыточное увлажнение и устойчивая восстановительная обстановка замедляют разложение растительных остатков, обуславливают возрастание в составе гумуса доли как наиболее подвижных органических кислот (фульвокислоты), так и малоактивных гумусовых кислот и негидролизуемого остат-

ка. Периодическая смена режимов (окислительного на восстановительный и наоборот), особенно резко выраженная в поймах или при затоплении почв на рисовых полях, способствует активизации процессов разложения растительных остатков, что является одной из причин нарушения углеродного баланса этих почв, их дегумификации.

Окислительно-восстановительный режим почв оказывает также решающее влияние на соотношение в почве элементов различной степени окисления. Это обстоятельство играет существенную роль в питании растений, в формировании почвенного профиля. При восстановлении соединений железа и марганца повышается их растворимость, создаются условия для миграции этих соединений в пределах почвенного профиля и выноса за его пределы.

С восстановительными явлениями связано развитие в сезонно избыточно увлажненных почвах элювиально-глеевого процесса, формирование элювиальных горизонтов в почвах. При смене восстановительных условий окислительными происходит сегрегация гидроксидов железа и марганца и образование различного рода железисто-марганцовистых новообразований (ортштейны, бобовины, трубковидные выделения, пленки и др.). При реакциях восстановления сульфатов образуются сероводород и сульфиды железа, придающие почвам темную, часто неоднородную окраску.

Питательный режим почв складывается для растений неблагоприятно как при резко окислительной, так и при глубоко восстановительной обстановке. Господство в почве аэробной обстановки с E_h порядка 700—750 мВ способствует утрате подвижности и недоступности растениям железа, марганца и отчасти азота. Результатом этого является развитие у растений хлороза (дефицит железа) и «серной немочи» (дефицит марганца), что нередко вызывает гибель растений. Снижение E_h до 250 мВ и ниже обуславливает накопление восстановленных соединений железа, марганца, ртути в количествах, токсичных для растений, что также вызывает их угнетение, а порой и гибель. Кроме того, анаэробноз способствует появлению в почвах таких соединений, как сероводород, сода, этилен и фосфин, также угнетающе действующих на растения.

Самым тесным образом с окислительно-восстановительным состоянием почвы связаны процессы превращения соединений азота (нитрификация и денитрификация). Процесс нитрификации наиболее интенсивно протекает при хорошей аэрации почв (оптимальное значение E_h 550—600 мВ). При затрудненной аэрации и развитии восстановительных процессов господствующим в почве становится процесс денитрификации, с которым связаны основные потери азота из почвы (при переходе из воднорастворимых форм нитратов и нитритов в газовую фазу в виде оксидов азота, молекулярного азота и аммиака).

И. П. Сердобольский (1949) наметил следующие границы

ОВ (в мВ) условий для процессов превращения азотных соединений:

Более 480	нитриты	340—220	нитриты
480—340	нитраты, нитриты	Ниже 220	оксид азота, молекулярный азот

В работах других авторов (Н. Пирсол, 1950) указываются более высокие значения ОВП почв, при которых нитраты переходят в нитриты (450—400), а нитриты — в аммиак (400—350 мВ). Различие показателей Eh, характеризующих рубеж процессов нитрификации и денитрификации, связано с ярко выраженной микрizonaльностью, биологической очаговостью почвенных горизонтов.

И. П. Сердобольским предложена также схема граничных условий нормального питания высших растений марганцем, железом и нитратами в зависимости от Eh и pH. На графике (рис. 42) прямоугольник ABCD охватывает условия, обычные для большинства культурных почв. Прямая RS ограничивает область нормального снабжения растений марганцем. Если Eh и pH таковы, что условия питания попадают в область, расположенную выше и правей прямой RS, то растения могут испытывать марганцевое голодание. Аналогично, прямая KL ограничивает область нормального обеспечения железом. Линия MN, проведенная на уровне 340 мВ, отделяет область усиленной денитрификации. Таким образом, наиболее благоприятные для питания Mn и Fe условия ограничиваются заштрихованной площадью, а с учетом денитрификационных процессов — площадью, отмеченной двойной штриховкой.

Подавляющее большинство сельскохозяйственных культур испытывают угнетение при возникновении в почвах устойчивой восстановительной обстановки. Но не редки случаи, когда даже кратковременное создание анаэробной обстановки крайне неблагоприятно отражается на состоянии растений.

Для создания оптимальных для развития растений условий возникает необходимость регулирования ОВ процессов в почвах.

Основные приемы регулирования связаны в первую очередь с регулированием их структурного состояния, водного и воздушного режимов. Осуществляется это с помощью агротехнических приемов (вспашка, рыхление, прикатывание), полива и дренирования почв.

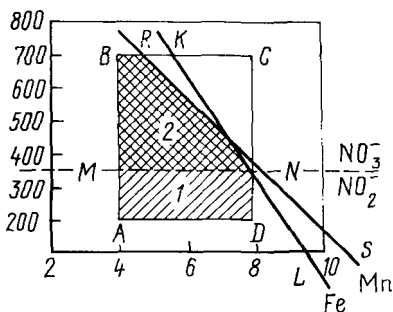


Рис. 42. Граничные условия нормального питания растений (по И. П. Сердобольскому):

1 — область нормального снабжения растений железом и марганцем, 2 — область нормального снабжения растений железом, марганцем и нитратами

РАДИОАКТИВНОСТЬ ПОЧВ

Радиоактивность почв обусловлена присутствием в них широкого набора радиоактивных элементов естественного и антропогенного происхождения. Она выражается количеством ядерных превращений (распадов) в единицу времени. В качестве единицы измерения количества радиоактивности применяется в системе СИ—беккерель (1 Бк = 1 распад/с) или используется специальная единица активности — кюри (1 Ки = $3,7 \cdot 10^{10}$ Бк).

Основная часть радиоактивности почв связана с естественными радиоактивными элементами (ЕРЭ), которые подразделяются на 2 группы — первичные (т. е. перешедшие в почву из почвообразующей породы или с геохимическим потоком) и космогенные — попадающие в почву из атмосферы, где они возникают в результате взаимодействия космического излучения с ядрами стабильных элементов. Среднемировые значения концентраций ЕРЭ в почвах создают активность около 1000 Бк/кг ($25 \cdot 10^{-9}$ Ки/кг), но сами концентрации варьируют в очень широких пределах (не менее чем в 100 раз) в зависимости от содержания ЕРЭ в почвообразующих породах

12.1. Естественные радиоактивные изотопы в почвах

Значительная часть естественной радиоактивности почв связана с радиоизотопами (радионуклидами) тяжелых элементов с порядковыми номерами $z \gg 82$, которые образуют три радиоактивных семейства — урана (родоначальник ^{238}U ; период полураспада $T_{1/2} = 4,5 \cdot 10^9$ лет), актиния (родоначальник ^{235}U ; $T_{1/2} = 7,1 \cdot 10^8$ лет) и тория (родоначальник ^{232}Th ; $T_{1/2} = 1,4 \times 10^{10}$ лет) Эти семейства включают соответственно 17, 14 и 12 радиоактивных изотопов, распадающихся в основном с испусканием альфа-частиц (ядер гелия); некоторые из членов семейств относятся к бета- и гамма-излучателям.

Конечные продукты распада в этих трех семействах представлены стабильными изотопами свинца — ^{206}Pb ; ^{207}Pb ; ^{208}Pb . Большая часть промежуточных продуктов распада — короткоживущие изотопы, а их наличие в среде обусловлено постоянным пополнением в процессе распада материнских радиоизотопов.

В ненарушенных горных породах в каждом радиоактивном семействе наблюдается состояние радиоактивного равновесия, при котором количество радиоактивности каждого члена данного семейства одинаково. В почвах радиоактивное равновесие нарушено вследствие разной миграционной подвижности различных элементов, образующих радиоактивные семейства. В частности, в каждом из семейств одним из промежуточных продуктов рас-

Таблица 41. Концентрация основных естественных радиоизотопов в почвообразующих породах

Породы	Концентрация, Бк/кг		
	⁴⁰ K	²³² Th	²³⁸ U
Изверженные:			
кислые	1100	1000	70
средние	900	40	30
мафические	300	15	15
ультраосновные	180	30	5
Осадочные			
известняки	110	9	35
карбонаты		10	32
песчаники	450	14	23
сланцы	900	55	55

пада является газообразный радон, значительная часть которого может улетучиваться из почвы в атмосферу.

Уран. Природный уран состоит из изотопов ²³⁴U (0,0058%), ²³⁵U (0,71%) и ²³⁸U (99,28%). Уран входит в состав многих горных пород и постоянно присутствует в почвах. Особенно высоко его содержание в фосфатных породах (до $1,2 \cdot 10^{-4}$ г/г), что определяет высокую концентрацию урана в фосфорных удобрениях и в почвах, формирующихся на богатых фосфатами породах.

Радий. Из промежуточных продуктов распада ²³⁸U следует выделить присутствующий в почвах в следовых (по массе) количествах ²²⁶Ra ($T_{1/2}=1600$ лет), который относится к группе щелочно-земельных элементов, т. е. является химическим аналогом элементов-биофилов Ca и Mg.

Торий. Содержание тория в горных породах варьирует более чем в 10 раз (табл. 41). Сам торий химически относительно мало подвижен в почвах и в системе почва — растения, но этот элемент представляет интерес при изучении радиоактивности почвы, если рассматривать его совместно с дочерними продуктами распада.

Актиниды — торий и уран сходны по многим химическим свойствам, например по размерам ионов. Поэтому они приурочены к одним и тем же родственным минералам. По меньшей мере $2/3$ урана и тория в литосфере содержится в виде минеральных зерен с размерами в несколько десятков микрометров в таких минералах, как циркон $ZrSiO_4$ и монацит (в основном $CePO_4$). Эти минералы отличаются повышенной устойчивостью к процессам выветривания и могут относительно накапливаться в продуктах выветривания горных пород и почвах.

Калий-40 и рубидий-87. Существенный вклад (до 50%) в естественную радиоактивность почв вносят долгоживущий радиоактивный изотоп ⁴⁰K ($T_{1/2}=1,3 \cdot 10^9$ лет), распадающийся с ис-

пусканьем бета-частиц и гамма-излучения, и, отчасти, ^{87}Rb ($T_{1/2} = 5 \cdot 10^{10}$ лет), не являющиеся членами радиоактивных семейств. Концентрацию ^{40}K в почвах легко определить, если известно содержание в них общего калия (^{40}K составляет 0,0119% общей массы калия); кларковое содержание этого радиозотопа в литосфере составляет $3 \cdot 10^{-6}$ г/г. Рубидий-87 наиболее распространен в литосфере из всех природных радиоактивных ядер (кларк равен $75 \cdot 10^{-6}$ г/г). Однако вследствие большого периода полураспада и наличия только бета-излучения его вклад в суммарную радиоактивность мал.

Углерод-14 и тритий — космогенные радиоизотопы. Из сравнительно короткоживущих естественных радиоизотопов, присутствующих в почвах, интерес для почвоведения представляют радиоуглерод ^{14}C ($T_{1/2} = 5760$ лет) и тритий — сверхтяжелый изотоп водорода ($T_{1/2} = 12,3$ лет), образующиеся в атмосфере при взаимодействии нейтронов космического излучения с ядрами азота (^{14}N) и поступающие в почву из атмосферы, благодаря чему их содержание поддерживается примерно на постоянном уровне.

12.2. Распределение ЕРЭ в почвах

В целом обнаруживается корреляция между содержанием долгоживущих ЕРЭ в почвах (табл. 42) и почвообразующих горных породах (табл. 41). В наиболее распространенных породах литосферы — гранитах и глинах — содержится $(11 - 18) \cdot 10^{-6}$ г/г Th, $75 \cdot 10^{-6}$ г/г ^{87}Rb , $3 \cdot 10^{-6}$ г/г ^{40}K , $(3-4) \cdot 10^{-6}$ г/г U и 10^{-12} г/г Ra. Эти концентрации близки к кларковым значениям для всей доступной части литосферы, поскольку распространенность других горных пород сравнительно мала.

Другой важный фактор, от которого зависит содержание ЕРЭ в почвах, — степень изменения материнской горной породы в процессе почвообразования. Например, в почвах, образованных на элювии карбонатных пород, концентрация ЕРЭ в несколько раз выше, чем в почвообразующих породах: выветривание карбонатов в процессе почвообразования приводит к относительному накоплению ЕРЭ в почвах. Еще более выраженное несоответствие между содержанием ЕРЭ в почвах и породах наблюдается в тех случаях, когда почвы по составу резко отличаются от подстилающих пород, например торфянистые почвы.

Вертикальное распределение ЕРЭ по глубине почвенного профиля определяется спецификой почвообразовательного процесса. Карбонатные почвы на остаточной коре выветривания имеют наибольшие концентрации ЕРЭ в верхнем гумусовом горизонте с убыванием в более глубоких слоях. Оподзоливание, лессивирование, осолонцевание, осолодение и оглеение сопровождаются выносом ЕРЭ из элювиальных горизонтов и накоплением в иллювиальном и глеевом горизонтах, где концентрация ЕРЭ повышается в 1,5—3 раза. Слабо дифференцировано распределение ЕРЭ по профилю серых лесных, черноземных, каштановых, полупустынь-

Таблица 42. Концентрация основных естественных радиоизотопов в почвах

Почвы	Концентрация, Бк/кг		
	⁴⁰ K	²³⁸ U	²³² Th
Болотные	110	8	8
Подзолистые	180	11	15
Дерново-подзолистые	360	18	27
Серые лесные	450	22	32
Черноземы	500	26	44
Каштановые	700	32	45
Серо-коричневые	860	34	50
Сероземы	810	38	60
Среднемировое значение для почвенного покрова	450	32	32

ных и пустынных почв. В целом в распределении ЕРЭ по профилю почв проявляется тесная корреляция с распределением глинистых частиц и полуторных оксидов.

Определенная дифференциация наблюдается и в пространственном распределении ЕРЭ в системе сопряженных ландшафтов, что обусловлено различиями в миграционной подвижности этих элементов. По интенсивности водной миграции тяжелые ЕРЭ в окислительных условиях образуют ряд: $^{238}\text{U} > ^{226}\text{Ra} > ^{232}\text{Th}$. В окислительных условиях уран находится преимущественно в форме U(VI), которая характеризуется относительно высокой миграционной способностью, выражаемой через коэффициент водной миграции K_x . В этих условиях ^{238}U относится к сильным мигрантам ($K_x = 4-16$); Ra — средний ($K_x = 0,5-0,1$); Th — очень слабый водный мигрант ($K_x = 0,02-0,002$).

Вследствие разной миграционной подвижности естественных радиоактивных элементов наблюдается перераспределение этих элементов между сопряженными ландшафтами. Так, U(VI) выносятся из элювиальных ландшафтов и концентрируются на восстановительных геохимических барьерах (в пойменных, болотных и заболоченных почвах), где он восстанавливается до относительно малоподвижного U(IV). В гумидных элювиальных и трансэлювиальных ландшафтах почвы обеднены ураном в пользу радия по сравнению с их равновесным соотношением. Гидроморфные почвы аккумулятивных ландшафтов обогащены ураном. В аллювиальных русловых наносах концентрации U и Ra низкие вследствие их выщелачивания и выноса водами, отношение Ra/U в них высокое, поскольку U более подвижен; в водах преобладает уран. Сдвиг радиоизотопных отношений в почвах сопряженных ландшафтов наблюдается и для Th/U и Th/Ra, поскольку торий характеризуется гораздо меньшей миграционной подвижностью по сравнению с U и Ra.

12.3. О возможной роли ЕРЭ в почвообразовательном процессе

В научной литературе рассматривалась возможность использования в качестве показателей почвообразовательного процесса отношение в почвах радия к урану и тория к урану. Они могут служить в качестве характеристики почвообразовательного процесса лишь для гидроморфных и палеогидроморфных почв. На других почвах оба показателя не обнаруживают достоверных изменений, обусловленных характером почвообразования, что затрудняет их рекомендацию в качестве индикаторов почвообразовательного процесса.

Высказывалось также предположение о том, что ядерные излучения ЕРЭ в почвах могут играть важную роль в почвообразовательном процессе, якобы вызывая полимеризацию органических макромолекул и способствуя улучшению структуры почвы. Фактором, обуславливающим эти процессы, считались так называемые свободные радикалы, возникающие при взаимодействии ионизирующих излучений со многими веществами и характеризующиеся высокой реакционной способностью. Сейчас установлено, что возможность улучшения структуры почвы таким способом представляется невероятной, так как доза, создаваемая излучениями естественных радиоактивных элементов, недостаточна для образования свободных радикалов в заметных концентрациях.

12.4. Определение возраста почвообразующих пород и почв с помощью радиоактивных изотопов

Явление естественной радиоактивности используется в геохронологии для определения возраста горных пород и почв. Датирование основано на измерении отношения содержания в образцах отдельных радиоизотопов к содержанию конечных стабильных продуктов их распада или соответствующих радиоактивных и стабильных изотопных аналогов. Значения этих отношений однозначно связаны с возрастом образцов.

Из имеющихся радиоактивных методов измерения возраста (урано-свинцовый, калиево-аргоновый, рубидиево-стронцевый, радиоуглеродный) лишь последний находит применение в определении возраста почв. Остальные могут быть использованы для датирования почвообразующих горных пород, так как нижнее предельное значение возраста, устанавливаемое этими методами, исчисляется десятками миллионов лет, что на много порядков превышает фактический возраст любой почвы.

Урано-свинцовый метод. В результате радиоактивного распада ^{238}U , ^{235}U и ^{232}Th образуются конечные стабильные изотопы ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb . Отношение содержания любого из исходных нуклидов к содержанию соответствующего стабильного конечного изотопа является функцией возраста образца:

$$\frac{^{206}\text{N}}{^{238}\text{N}} = e^{\lambda_{238}t} - 1 = e^{0,1534 \cdot 10^{-9}t} - 1, \quad (49)$$

$$\frac{^{207}\text{N}}{^{235}\text{N}} = e^{\lambda_{235}t} - 1 = e^{0,9802 \cdot 10^{-9}t} - 1, \quad (50)$$

$$\frac{^{208}\text{N}}{^{232}\text{N}} = e^{\lambda_{232}t} - 1 = e^{0,4986 \cdot 10^{-10}t} - 1, \quad (51)$$

где t — возраст, лет; N — число атомов соответствующего изотопа, определяемое экспериментально; % — постоянная радиоактивного распада, равная $0,693/T_{1/2}$.

Калиево-аргоновый метод. ^{40}K распадается двумя способами — путем β -распада с образованием стабильного ^{40}Ca (постоянная радиоактивного распада $\lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$) и K -захвата с образованием ^{40}Ar ($\lambda_{\kappa} = 0,585 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$). Значение возраста t рассчитывается из соотношения

$$t = (2,303/(\lambda_{\beta} - \lambda_{\kappa})) \cdot \lg(1 + (\lambda_{\beta} + \lambda_{\kappa})/\lambda_{\kappa}) \cdot ^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K} \quad (52)$$

Основное требование к образцам — отсутствие утечек газообразного ^{40}Ar .

Рубидиево-стронциевый метод. При распаде ^{87}Rb образуется ^{87}Sr , что позволяет использовать эту пару изотопов в качестве геохронометра. Период полураспада ^{87}Rb составляет $47 \cdot 10^9$ лет. Определение возраста основано на измерении в образцах содержания ^{87}Rb и ^{87}Sr и расчете их соотношения аналогично другим парам изотопов.

Радиоуглеродный метод. Радиоуглерод ^{14}C образуется в атмосфере под действием нейтронов космического излучения по реакции $^{14}\text{N} + n \rightarrow ^{14}\text{C} + \text{протон}$. Радиоуглерод в воздухе относительно быстро окисляется до $^{14}\text{CO}_2$, который поглощается растениями и ассимилируется ими примерно в том же отношении со стабильным ^{12}C , в котором они находятся в атмосфере. С момента гибели организма концентрация ^{14}C в его останках уменьшается в соответствии с периодом полураспада. На этом и основано определение возраста веществ органического происхождения. Отношение $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ в образце, определяемое по интенсивности бета-излучения ^{14}C , в сравнении с равновесным отношением этих изотопов в современном образце однозначно связано с возрастом.

Максимальное значение возраста, которое можно определить этим методом даже при самых совершенных условиях эксперимента, не выше 70 000 лет; минимальное составляет около 100 лет.

Наилучшая точность достигается при измерении возраста в диапазоне 3000—8000 лет.

Основной источник возможных ошибок метода — это загрязнение образца атмосферным углеродом в процессе его отбора и предварительной подготовки к анализу. Существенную роль может играть также изотопное фракционирование ^{14}C по отношению к ^{12}C в процессах химической обработки образцов (что дает ошибку ± 50 лет в определении возраста), а также в процессе фотосинтеза и при разложении растительных остатков в почве в результате жизнедеятельности животных и микроорганизмов. В частности, ^{14}C как более тяжелый изотоп по сравнению с ^{12}C включается в фотосинтез в меньшем отношении к ^{12}C по сравнению с соотношением этих изотопов в атмосфере. Поэтому при разложении растительных остатков гумус оказывается обедненным радиоуглеродом, что вносит искажение в измеряемый возраст. Постоянство измеренной поправки позволяет принять ее для всех образцов гумуса равной +115 лет, не прибегая каждый раз к дорогостоящим масс-спектрометрическим измерениям.

Возможны и другие ошибки радиоуглеродного метода датирования, обусловленные поступлением в атмосферу больших количеств так называемого радиологически мертвого углерода при сжигании ископаемого топлива — угля, нефти, газа. Загрязнение атмосферы этим углеродом и включение его в процесс фотосинтеза приводит к завышению результатов измерений возраста. Другой источник ошибок связан с поступлением в атмосферу C при испытании термоядерного оружия и загрязнением им анализируемых образцов, что дает ошибку другого знака, т. е. приводит к омоложению образца. Однако указанные ошибки невелики и не приводят к существенному снижению возраста исследуемых образцов.

Особого внимания заслуживает вопрос интерпретации данных о возрасте гумуса и его отдельных фракций, измеряемых радиоуглеродным методом. Современные почвы — это природные образования, в которых происходит непрерывное обновление углерода за счет разложения старого органического вещества и притока свежего в процессе ежегодного поступления и разложения растительных остатков. В полностью сформировавшихся почвах реализуется состояние динамического равновесия, при котором приток свежего органического вещества компенсируется утечкой и распадом части гумусовых веществ почвы в результате биогенных, химических и физических процессов, протекающих в ней. Поэтому, когда говорят о возрасте современных почв, измеренном радиоуглеродным методом (относительный возраст), под ним понимают среднее время жизни молекул гумуса, которое пропорционально продолжительности периода, требуемого для завершения процесса гумусонакопления. Абсолютный же возраст определяется этим методом лишь для погребенных почв, лишенных притока органических веществ из верхних горизонтов в нижние.

В настоящее время опубликовано значительное число работ

как в нашей стране, так и за рубежом по измерению абсолютного возраста погребенных почв и относительного возраста современных почв. К ним относятся, в частности, работы И. П. Герасимова, Г. В. Добровольского, А. П. Виноградова и их сотрудников и др. Измерения возраста погребенных почв дали результаты, совпадающие с датировкой другими методами, что указывает на их надежность для палеогеографических реконструкций.

Относительный возраст современных почв варьирует от нескольких сотен лет (для подзолов) до нескольких тысяч лет (для черноземов). Это указывает на то, что круговорот углерода в подзолистых почвах и, соответственно, процесс почвообразования происходят значительно быстрее, чем в черноземах. Эти различия связывают с тем, что в подзолах преобладает биологически активный и менее стойкий гумус, в черноземах — биологически инертный, который защищен от биологических агентов более выраженной степенью конденсированности и связями с минеральной частью почвы. Биологически активный гумус является показателем относительного возраста почв, биологически инертный — абсолютного, т. е. древних этапов почвообразования, запечатленных в почвенной толще.

Обнаружено также, что измеряемый возраст почв возрастает от верхних горизонтов к нижним, что обусловлено эффектом постепенной изоляции нижних горизонтов от притока молодого углерода по мере роста гумусированного слоя почвы вверх. Так, на трех разных типах почв Венесуэлы выявлена линейная зависимость между измеренным радиоуглеродным методом возрастом фракций органического вещества, остающегося в почве после ее обработки NaOH , и глубиной отбора образца. Предполагается, что радиоуглерод этих устойчивых к разложению фракций почвы не загрязнен молодым органическим веществом и его содержание в большей мере характеризует абсолютный возраст почв; радиоуглерод фракции, экстрагируемой NaOH , — современного происхождения. Обработка полученных экспериментальных данных по этой модели дала значение абсолютного возраста 15 000 лет, что соответствует окончанию последнего ледникового периода, т. е. отражает истинный возраст почв. Возраст фракции, извлекаемой NaOH , в верхних горизонтах дает даже отрицательные значения, что объясняется загрязнением гумуса радиоуглеродом, образовавшимся в атмосфере при ядерных испытаниях.

12.5. Радиоактивное загрязнение почвенного покрова

Опасность радиоактивного загрязнения почвенного покрова была осознана в 50-х годах нашего столетия, когда повсеместно наблюдались радиоактивные выпадения из атмосферы от испытаний ядерного оружия. На современном этапе число потенциальных источников радиоактивных загрязнений существенно пополни-

пилося и, прежде всего, с расширением сферы использования ядерной энергии не только в военных, но и в мирных целях. К ним относятся атомные электростанции и другие предприятия, обеспечивающие полный ядерно-энергетический цикл, урановые шахты и обогатительные фабрики, рудники, заводы по разделению изотопов и переработке облученного ядерного топлива, хранилища радиоактивных отходов; Важную роль в повышении радиационного фона почвенного покрова могут играть также тепловые электростанции, работающие на угле и горючих сланцах. Их зольные выбросы содержат такие радиоактивные элементы, как полоний, радий, торий, уран в концентрациях, иногда многократно превышающих их естественный фоновый уровень.

Следует отметить, что, несмотря на большое разнообразие антропогенных источников загрязнения почвенного покрова, их вклад в общую дозовую нагрузку мал по сравнению с естественным радиационным фоном, что видно на примере средних доз облучения населения СССР от разных источников (табл. 43).

Таблица 43. Средние индивидуальные дозы облучения населения СССР в 1980—1981 гг. от различных источников. (Ядерная энергетика, человек и окружающая среда, 1984)

Источник облучения	Эффективная эквивалентная доза, мкЗв/год	Источник облучения	Эффективная эквивалентная доза, мкЗв/год
Природные источники	1000	Угольные электростанции	2
Стройматериалы (здания)	1050	Атомные электростанции	0,17
Рентгениагностика	1400	Удобрения	0,14
Глобальные выпадения от ядерных испытаний	23	Остальные	1,6
		Сумма воздействий	3500

Однако проявляется четко выраженная тенденция локального увеличения роли антропогенного радиационного фактора с течением времени, которую следует учитывать при разработке мер охраны почв от радиоактивного загрязнения.

Характерная особенность радиоактивного загрязнения почвенного покрова состоит в том, что в среднем по массе количество радиоактивных примесей чрезвычайно мало и они не вызывают изменений основных свойств почвы — ее рН, соотношения элементов минерального питания, уровня плодородия. Лимитирующими факторами в этом случае являются, как правило, рекомендуемые пределы концентраций радиоактивных веществ, поступающих из почвы в продукцию растениеводства.

С этих позиций наиболее важными характеристиками являются концентрация радиоактивных веществ в почве, их биологическая доступность растениям, распределение в почвенном профиле и скорость самоочищения корнеобитаемого слоя почвы. В условиях непрерывного поступления загрязняющих веществ

при постоянной его интенсивности динамика их содержания в почвенном профиле может быть описана уравнением баланса

$$d\sigma_s/dt = V_s C_a + r C_r - (w C_w + g C_g + m_v C_v + \Psi_a + \lambda \sigma_s), \quad (53)$$

где σ_s — плотность загрязнения (количество вещества на единицу площади, $\text{г}/\text{м}^2$, или $\text{Бк}/\text{м}^2$), C_a, C_r, C_w, C_g, C_v — концентрация загрязняющего вещества в воздухе (в 1 м^3), в атмосферных осадках (в 1 л), в водах поверхностного и грунтового стока (в 1 л) и в надземной отчуждаемой фитомассе (в 1 кг) соответственно, γ — интенсивность атмосферных осадков ($\text{л}/\text{м}^2$ в сутки), w — поверхностный водный сток ($\text{л}/\text{м}^2$ в сутки), g — грунтовый сток ($\text{л}/\text{м}^2$ в сутки), V_s — скорость сухого осаждения загрязняющего вещества на поверхность почвы ($\text{м}/\text{сут}$), m_v — отчуждаемая надземная фитомасса ($\text{кг}/\text{м}^2$ в сутки), Ψ_a — интенсивность обратного переноса вещества из почвы в атмосферу ($\text{г}/\text{м}^2$ или $\text{Бк}/\text{м}^2$ в сутки), λ — постоянная радиоактивного распада (сут^{-1})

Первый и второй члены правой части уравнения характеризуют ежесуточный приток радионуклида в почву в единицу времени, третий и четвертый члены — его суточный вынос за пределы почвенного профиля с поверхностными и грунтовыми водами, пятый — отчуждение с урожаем, шестой и седьмой — суточную убыль, обусловленную процессами обратного переноса (в атмосферу) и радиоактивного распада

Для приближенного решения уравнения (53) можно предположить, что концентрация радионуклида в поверхностных и грунтовых водах и в урожае, а также интенсивность его обратного перехода из почвы в атмосферу прямо пропорциональны его содержанию в почве, т. е. $C = K_w \sigma_s$, $C_g = K_g \sigma_s$, $C_v = K_v \sigma_s$, $\Psi_a = K_a \sigma_s$, где K_w, K_g, K_v, K_a — соответствующие коэффициенты пропорциональности

В первом приближении концентрации радионуклида в воздухе (C_a) и в атмосферных осадках (C_r) также можно принять постоянными, приравняв их среднегодовым значениям. Тогда решение уравнения (53) имеет вид

$$\sigma_s = ((V_s C_a + r C_r) / (w K_w + g K_g + m_v K_v + K_a + \lambda)) \cdot [1 - e^{-(w K_w + g K_g + m_v K_v + K_a + \lambda)t}] \quad (54)$$

В обобщенном виде соотношение (54) можно выразить в более простой форме

$$\sigma_s = \frac{P}{\lambda_{\text{эфф}}} (1 - e^{-\lambda_{\text{эфф}} t}), \quad (55)$$

где P — количество радиоактивных веществ, поступающих в почву на единицу площади в единицу времени, $\lambda_{\text{эфф}}$ — доля

радиоактивных веществ, удаляемая с единицы площади в единицу времени. Соотношение (55) справедливо при любом способе поступления радиоактивных веществ в почву. При $t \rightarrow \infty$ выражение в скобках стремится к 1 и σ_s достигает равновесного значения, численно равного сомножителю перед скобками. В случае, если по истечении периода t_1 источник загрязнения ликвидируется, плотность загрязнения почвы как функция времени в последующий период, т. е. при $t > t_1$, будет убывать в соответствии с соотношением

$$\sigma_s = P/\lambda_{эфф} (1 - e^{-\lambda_{эфф} t_1}) e^{-\lambda_{эфф} (t - t_1)}. \quad (56)$$

Таким образом, максимальное (равновесное) значение равно отношению интенсивности прихода и расхода загрязняющего вещества в корнеобитаемом слое почвы, т.е. $P/\lambda_{эфф}$, а время, в течение которого σ_s практически достигает этого значения, и скорость очищения почвы после прекращения действия источника загрязнения определяются лишь $\lambda_{эфф}$. В ряде случаев сведения о $\lambda_{эфф}$ оказываются достаточными для оценки опасности загрязнения почв тем или иным токсикантом. Например, в условиях выпадения из атмосферы короткоживущих (в почве) загрязняющих веществ лимитирующим фактором оказывается не содержание их в почве, а непосредственное осаждение на наземную часть растений.

В отношении загрязнения почвенного покрова опасность могут представлять лишь долгоживущие антропогенные радионуклиды, которые характеризуются достаточно продолжительным временем их пребывания в почве, такие, как ^{90}Sr , ^{106}Ru , ^{129}I , ^{137}Cs , ^{144}Ce , ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{238}U , ^{239}Pu .

По степени подвижности в почвах долгоживущие антропогенные радионуклиды образуют ряд $^{90}\text{Sr} > ^{106}\text{Ru} > ^{137}\text{Cs} > ^{144}\text{Ce}$, $^{129}\text{I} > ^{239}\text{Pu}$. Скорость самоочищения почв от радионуклидов определяется скоростями их радиоактивного распада, вертикальной и горизонтальной миграции.

Поскольку антропогенные радионуклиды поступают, как правило, на поверхность почвенного покрова, их распределение в целинных почвах характеризуется резко выраженной неоднородностью по профилю. В районах с умеренным количеством атмосферных осадков на почвах, относительно тяжелых по механическому составу, основная часть наиболее значимых антропогенных радионуклидов в течение многих лет остается в верхнем 10-сантиметровом слое целинных почв, а в пахотных — в пахотном слое. Скорость вертикальной миграции в таких почвах описывается уравнением диффузии с обобщенным (кажущимся) коэффициентом диффузии D , численные значения которого, например, для ^{90}Sr в зависимости от почвенных свойств варьируют в диапазоне $10^{-7} - 10^{-8}$ см²/с, при этом среднеквадратичное

смещение X радионуклидов вниз по профилю определяется из соотношения $X = (2Dt)^{0.5}$.

На легких (песчаных) почвах, особенно с промывным режимом, важную роль наряду с диффузией играет водный конвективный массоперенос. В таких почвах значительная часть многих радиоактивных веществ за 10—15 лет проникает до 40—50 см и может достичь уровня грунтовых вод, с которыми возможен горизонтальный перенос радионуклидов и поступление их в речную сеть.

Аккумуляция антропогенных радионуклидов преимущественно в поверхностном слое почвы способствует повышенной их миграции и выносу за пределы загрязненных ландшафтов с поверхностным водным стоком. В равнинных ландшафтах гумидной зоны годовой поверхностный и грунтовый сток Sr составляет по многолетним данным 0,4% общего его запаса в почвенном покрове, при этом от 40 до 90% годового выноса приходится на период паводков. В горных районах ежегодный сток ^{90}Sr достигает 5% общего запаса. Вынос в реки ^{137}Cs составляет 0,05—0,25%. Однако для некоторых специфических почвенно-климатических условий приведенная последовательность может оказаться нарушенной: в легких песчаных почвах ^{137}Cs оказывается иногда более активным мигрантом, чем ^{90}Sr . В целом, для большей части почв скорость выноса ^{90}Sr и ^{137}Cs из пахотного горизонта сопоставима со скоростью их радиоактивного распада. Период полуочищения пахотного слоя с учетом радиоактивного распада составляет примерно 0,4—0,7 периода полураспада этих радионуклидов, т. е. равен 10—20 лет. Время пребывания в почвенном профиле других долгоживущих радионуклидов, таких, как ^{14}C и ^{129}I (после их включения в состав гумуса), ^{239}Pu составляет сотни лет.

Научно обоснованное нормирование содержания радиоактивных веществ в почвах требует учета почвенных свойств — способности почв к закреплению радионуклидов и их разбавлению в почвенном растворе, что в равной мере относится и к другим загрязняющим веществам. В этом плане к наиболее важным свойствам почвы следует отнести емкость поглощения и состав обменных катионов, а также pH, Eh, содержание гумуса, минералогический состав.

Поскольку тяжелые почвы характеризуются обычно большей емкостью поглощения, более высокими концентрациями ионов в почвенном растворе и содержанием гумуса *по сравнению с* легкими, в таких почвах радиоактивные вещества фиксируются более прочно почвенным поглощающим комплексом, а в почвенном растворе ионы радионуклидов в большей степени разбавляются ионами других химических элементов, из которых наиболее существенны ионы элементов, являющихся химическими аналогами радионуклидов. Прочная сорбция радионуклидов и повышенная конкуренция с ними ионов других элементов, и прежде всего элементов-аналогов за места сорбции на поверхности кор-

ней, приводят к снижению их поступления в фитомассу, т. е. в продукции растениеводства. Таким образом, тяжелые почвы по сравнению с легкими, с одной стороны, характеризуются повышенной буферностью к загрязняющим веществам и меньшим поступлением этих веществ в урожай, а с другой — повышенной способностью к их аккумуляции в верхней толще почвы. Иначе говоря, чем выше уровень плодородия почв, тем более высокие нагрузки радиоактивных и других загрязняющих веществ допустимы на такие почвы без превышения установленных предельно допустимых концентраций (ПДК) токсикантов в продукции растениеводства. Но зато эти почвы через какой-то период непрерывного действия источника загрязнения могут оказаться значительно более загрязненными по сравнению с менее плодородными почвами.

Глава тринадцатая

ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА ПОЧВ

13.1. Роль температуры в почвенных процессах

Колебания температуры — важный компонент почвенного микроклимата. Следуя годичным циклам изменения температуры воздуха, температура почвы оказывает существенное влияние на многие протекающие в ней процессы. С тепловым режимом почв тесно связаны начало и конец вегетационного периода, пространственное размещение растений, характер распространения корневых систем, скорость поступления к корням питательных элементов. Температура почвы влияет на скорость поступления воды в корни растений, на транспирацию, на продуктивность растительности. Температурный режим почв регулирует численность микроорганизмов и их активность, минеральные преобразования и процессы разложения органических остатков и трансформации почвенного гумуса. Температура почв контролирует фазовые переходы в системе почва — почвенный раствор — почвенный воздух, процессы растворения солей и газов, скорость выветривания минералов. Образование цементационных структур в тропиках под влиянием избыточного перегрева и фрагментарных структур в северных широтах (под действием переохлаждения) также обусловлены особенностями температурного режима почв. Таким образом, исследования тепловых свойств почв и особенностей годовой динамики их температур необходимы при детальном исследовании всех процессов, протекающих в почвах, при количественных расчетах соле-, водо- и газопереносов.

13.2. Поступление теплоты в почву

Тепловая энергия в почве имеет несколько источников: 1) лучистая энергия солнца; 2) атмосферная радиация; 3) внутренняя теплота земного шара; 4) энергия биохимических процессов разло-

жения органических остатков; 5) радиоактивный распад. Вклад двух последних источников ничтожно мал и обычно не принимается во внимание в балансовых расчетах. Внутренняя теплота земного шара также незначительна [$4,19 \cdot 10^{-4}$ Дж/(см² • мин)]. Вклад этого источника в тепловой поток велик лишь в районах активной вулканической деятельности. Атмосферная радиация приобретает существенное значение в балансе теплоты в районах с неустойчивой атмосферной деятельностью, в периоды вторжения теплых или холодных воздушных масс. Таким образом, главным источником теплоты в почве является лучистая энергия солнца.

Среднее количество теплоты, поступающей к верхней границе атмосферы Земли от Солнца (солнечная постоянная), равно 8,296 Дж/(см² • мин). Приход теплоты к земной поверхности меньше вследствие рассеивания ее в атмосфере. Кроме того, реальное количество поступающей в почву солнечной тепловой энергии существенным образом коррелируется географической широтой, временем года, состоянием атмосферы, экспозицией склонов, т. е. углом падения солнечных лучей на поверхность, характером растительного покрова, а также тепловыми свойствами самой почвы.

13.3. Тепловая характеристика почвы

Совокупность свойств, обуславливающих способность почв поглощать и перемещать в своей толще тепловую энергию, называется *тепловыми свойствами*. К ним относятся: теплопоглощительная (теплоотражательная) способность почв, теплоемкость, теплопроводность, теплоусвояемость.

Теплопоглощительная (отражательная) способность почв, или способность почв поглощать (отражать) определенную долю падающей на ее поверхность солнечной радиации, характеризуется значением альбедо (A) — долей коротковолновой солнечной радиации, отражаемой их поверхностью ($Q_{\text{отр}}$), выраженной в процентах от общей солнечной радиации ($Q_{\text{общ}}$):

$$A = Q_{\text{отр}} / Q_{\text{общ}} \cdot 100, \quad (57)$$

где $Q_{\text{общ}}$ и $Q_{\text{отр}}$ выражаются в Дж/(см² • мин).

Альбедо зависит от очень многих свойств почв — их цвета, количества и качественного состава органического вещества, гранулометрического состава, оструктуренности, состояния поверхности, влажности. Диапазон отражения лучистой энергии поверхностью почв колеблется от 8—10 до 30% (табл. 44). Естественное варьирование величины альбедо в ландшафтах усиливается характером растительного и снежного покрова. Теплопоглощительная способность почв одного и того же региона обуславливает разделение почв на холодные и теплые: темноцветные

Т а б л и ц а 44. Альbedo некоторых почв, растительных ассоциаций и ландшафтов

Объект	А, %	Объект	А, %
Чернозем сухой	14	Пшеница	10—25
» влажный	8—9	Травы	19—26
Серозем сухой	25—30	Водная поверхность	10
» влажный	10—12	Хлопчатник	20—22
Песок серый	9—18	Тундра	18
» белый	30—40	Хвойный лес	14
Глина сухая	23	Лиственный лес	18
> влажная	16	Песчаная пустыня	30

почвы более теплые, чем светлые; оструктуренные почвы с шероховатой поверхностью более теплые, чем бесструктурные.

Свойство почв поглощать тепловую энергию называется *теплоемкостью* (C) и выражается через приращение теплоты (ΔQ) в почве при изменении ее температуры (ΔT):

$$C = \Delta Q / \Delta T, \quad (58)$$

где C — теплоемкость почв, Дж/(г · град); Q — количество теплоты в почве, Дж/г; T — температура почв, °С.

Различают три вида теплоемкости почв — удельную, объемную и эффективную.

Удельная теплоемкость почвы (C) характеризуется количеством теплоты, необходимым для нагревания или выделяемым при охлаждении единицы массы (1 г) абсолютно сухой почвы на 1°С в интервале температур от 14,5 до 15,5°С.

Объемная теплоемкость почвы (C_v) численно равна количеству теплоты, необходимому для нагревания или выделяемого при охлаждении единицы объема (1 см³) сухой почвы на 1° в том же интервале температур. Пересчет удельной теплоемкости в объемную необходим при исследовании процессов поступления и перераспределения тепловой энергии в пределах почвенного профиля. Так как сложение почв в целом и различных генетических горизонтов разное, то и соотношение между C и C_v существенно изменяется. В рыхлых, хорошо оструктуренных почвах удельная теплоемкость выше объемной; в плотных, слитых почвах C_v значительно больше C . Удельная и объемная теплоемкости связаны между собой отношением

$$C_v = C \zeta, \quad (59)$$

где ζ — плотность почвы, г/см³.

Удельная и объемная теплоемкости характеризуют физические свойства почв в стандартных, жестко ограниченных состояниях и определяются минералогическим и гранулометрическим составом почв, содержанием органического вещества, характером их сложения и оструктуренности. Ниже приведена теплоем-

кость некоторых **ТИПОВ ПОЧВ** и их **ОСНОВНЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ ЧАСТЕЙ**, Дж/(г • град):

Объект	C	Объект	C
Песок кварцевый	0,82—0,83	Вода связанная	2,93—4,12
Глина	0,96—0,98	Вода свободная	4,12
Воздух	1,02	Чернозем	0,96
Торф	1,99—2,09	Серозем	0,91
Лед	2,09	Краснозем	1,04

В естественных условиях теплоемкость почв существенным образом отличается от стандартных параметров, что связано с различиями в уровнях увлажнения. Изменение теплоемкости почв в зависимости от влажности рассчитывается по формуле, предложенной П. И. Андриановым (1936):

$$C = 0,2x + 0,7y + (W - y), \quad (60)$$

где x — содержание минеральных частиц, %; y — содержание прочно связанной воды, %; W — влажность почвы, %.

Теплоемкость почвы, характеризующаяся суммарным количеством теплоты, идущим на изменение температуры единицы массы почвы и фазовые превращения (испарение и конденсация влаги, кристаллизация и таяние льда, сорбция и десорбция газов, т. е. процессы, сопровождающиеся выделением или поглощением теплоты), называется *эффeктивной теплоемкостью*.

По характеру теплоемкости почв их можно подразделить на почвы холодные и теплые. Глинистые почвы более теплоемки, нагреваются медленнее и считаются холодными, песчаные — теплыми. Почвы, богатые органикой, более теплоемки и холоднее минеральных. Хорошо оструктуренные почвы с высоким содержанием почвенного воздуха холоднее слитых. Влажные почвы более теплоемки и холоднее, чем сухие.

Теплота, поступающая на поверхность почв, под действием создаваемого градиента температур перераспределяется в почвенном профиле. Процесс переноса теплоты называется *теплообменом*, а свойство почв передавать энергию путем теплового взаимодействия соприкасающихся между собой твердых, жидких и газообразных частиц называется *теплопроводностью*.

Теплообмен рассчитывается по уравнению термодиффузии:

$$dQ = -\lambda \quad dT/dz \quad Sdt, \quad (61)$$

где Q — поток тепловой энергии, Дж, через площадь сечения S , см²; t — время, с; T — температура различных слоев почвы, град; z — глубина слоев почвы, см; λ — коэффициент теплопроводности, Дж/(см • с • град). Знак «минус» означает перенос теплоты в сторону убывания температуры.

Теплопроводность почв оценивается коэффициентом тепло-

проводности, который является эмпирической величиной, характерной для каждой почвенной разности и каждого генетического горизонта. Так как теплопроводность составных частей почвы колеблется в широких пределах, коэффициент теплопроводности их является интегральной, динамичной величиной. Ниже приведен коэффициент теплопроводности некоторых составных частей почв, Дж/(см • с • град):

<i>Вещество</i>	<i>Теплопроводность</i>	<i>Вещество</i>	<i>Теплопроводность</i>
Воздух	0,000210	Кварц	0,00984
Торф.	0,001107	Базальт	0,02132
Вода	0,005866	Гранит	0,03362
Лед	0,020950		

Наименьшую теплопроводность имеет почвенный воздух, наибольшую — минеральные частицы. Компактные, плотные почвы имеют большую теплопроводность, чем рыхлые, хорошо оструктуренные. Накопление значительного количества органического вещества в поверхностных горизонтах препятствует передвижению теплоты, поэтому сильно заторфованные почвы северных широт способствуют подъему уровня вечной мерзлоты и продвижению ее в более южные широты. В то же время некоторые мероприятия, направленные на регулирование температурного режима почв (снегозадержание, мульчирование), снижают теплопроводность и предохраняют посевы от вымерзания.

Коэффициент теплопроводности (λ) почв увеличивается по мере их увлажнения, так как теплопроводность воздуха в 30 раз меньше теплопроводности воды и подчиняется закону насыщения:

$$\lambda = a e^{bW} + C, \quad (62)$$

где a , b , c — эмпирические коэффициенты, различные для разных типов почв; W — влажность почв, %; e — основание натурального логарифма.

Рост теплопроводности с увлажнением почв особенно заметен в диапазоне низкого влагосодержания. В дальнейшем, по мере увеличения содержания воды, нарастание λ снижается и в диапазоне влажности, соответствующей общей влагоемкости, изменяется мало. Этот факт очень важен для создания оптимального температурного режима, так как сухие поверхностные слои почв южных территорий страны (температура поверхности южных черноземов летом в полуденные часы достигает 40—50°C, а поверхность песков в Каракумах — 70—80°C) являются своеобразным экраном, предохраняющим внутренние слои почвы от перегрева.

Интенсивность изменения температуры почв характеризуется коэффициентом температуропроводности, частным от деления коэффициента теплопроводности на объемную теплоемкость:

$$k = \lambda / C_v \quad \text{или} \quad k = \lambda / C_s \quad (63)$$

Коэффициент температуропроводности представляет собой изменение температуры 1 см^3 почвы, вызванное поступлением в него некоторого количества теплоты, протекающего за 1 с через поперечное сечение 1 см^2 при градиенте температур $1^\circ/1 \text{ см}$, и выражается в $\text{см}^2/\text{с}$.

Температуропроводность зависит от структуры и сложения почв и определяет глубину суточных и годовых колебаний температуры в них.

Степень аккумуляции теплоты почвой характеризуется *теплоусвояемостью почвы* (β), которая находится расчетным путем по формуле, предложенной А. Ф. Чудновским (1959):

$$\beta = (\lambda C_p)^{0.5}. \quad (64)$$

13.4. Тепловой баланс почвы

В почве постоянно существуют градиенты температур, поэтому всегда идет теплообмен как с атмосферой, так и с нижележащими слоями. Летом и днем температурный поток направлен в глубь почвенного профиля, осуществляется нагревание почв; зимой и ночью — к поверхности — охлаждение. Совокупность всех видов поступления и расхода теплоты в почвах в их количественном выражении за определенный промежуток времени записывается в форме уравнения теплового баланса. В общем виде это уравнение выглядит так:

$$A = B + F, \quad (65)$$

где A — теплообмен почвы с деятельной поверхностью по вертикали; F — теплообмен с окружающим пространством по горизонтали; B — алгебраическая сумма изменения теплосодержания за данный период времени и затрат теплоты на фазовые переходы.

Так как для среднего многолетнего периода приход и расход теплоты в почве равны между собой, а F можно пренебречь, то $A = B$.

Тепловой баланс собственно почв можно рассчитывать лишь на полях, не занятых растительностью. На естественных ценозах и полях, занятых сельскохозяйственными культурами, определяют тепловой баланс деятельной поверхности, под которой понимается поверхность, где происходит трансформация лучистой энергии солнца.

Уравнение теплового баланса деятельной поверхности имеет вид

$$R = LE + G + A, \quad (66)$$

где R — радиационный баланс, т. е. сумма поступающей к поверхности почв солнечной энергии — прямая, рассеянная и длинноволновая радиация — и оттекающей — отраженная и из-

лученная; LE — затраты теплоты на эвапотранспирацию (L — скрытая теплота испарения; E — интенсивность эвапотранспирации); G — затраты теплоты на турбулентный обмен в атмосфере; A — теплообмен между деятельной поверхностью и нижележащими слоями.

Баланс считается положительным, если он характеризует приход теплоты к деятельной поверхности, при

этом все остальные величины характеризуют расход теплоты. Радиационный баланс имеет суточный и годовой ход. Наибольшая часть поступающей в экосистему энергии расходуется на транспирацию и испарение воды из почвы (рис. 43). Кроме постоянно действующих статей теплового баланса существуют статьи, эпизодически действующие. Например, температура осадков или поливных вод отличается от температуры поверхности почв и вносит коррективы в балансовые расчеты. Так же изменяют характер распределения элементов теплового баланса фазовые переходы (испарение, замерзание воды, растворение, дегазация и сорбция газов).

В вегетационном цикле изменения элементов теплового баланса максимальная доля энергии приходится на поток теплоты в почву (A) и на затраты на эвапотранспирацию (LE).

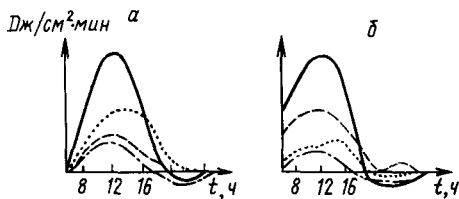


Рис. 43. Суточный ход элементов теплового баланса типичного чернозема Каменной Степи на паровом поле (а) и поле озимой пшеницы (б) (по И. Б. Ревуту, 1972):

—— R; - - - LE; - · - · A; · · · · G

Глава четырнадцатая

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВ

Ряд процессов, протекающих в почвах, определяется их физико-механическими свойствами, которые проявляются при воздействии внешних нагрузок и подразделяются на деформационные, прочностные и реологические.

Деформационные свойства характеризуют поведение почв при нагрузках, не приводящих к их механическому разрушению. К ним относятся сжимаемость, просадочность, консолидация (уплотнение).

Прочностные свойства характеризуют поведение почв при нагрузках, вызывающих их разрушение - сдвиг, разрыв.

Реологические свойства характеризуют поведение почвы под давлением во времени. К ним относятся вязкость, пластичность, тиксотропность.

Понятие «физико-механические свойства» в почвоведении имеет более широкий диапазон применения, чем в механике,

геологии, грунтоведении Соответственно к физико-механическим свойствам в почвоведении относят также набухание, усадку, липкость, т. е. свойства высокодисперсных систем, проявляющиеся без механических воздействий со стороны

Изучение физико механических свойств почв важно не только с позиций понимания механизмов физических процессов, протекающих в них, но имеет большое прикладное значение для сельского хозяйства Физико-механические свойства определяют условия обработки почв, дают возможность получить количественные оценки энергетических затрат на их обработку и выбрать оптимальные сроки полевых работ, при которых в наименьшей степени деформируются почвы и обработка производится с наименьшими затратами горючего

14.1. Деформационные свойства почв

Сжимаемость почв под нагрузкой происходит при их механической обработке Особенно остро необходимость изучения этого вопроса стоит в настоящее время, когда на полях используется тяжелая сельскохозяйственная техника и происходит активное уплотнение поверхностных горизонтов почв Сжимаемость почв определяется их минералогическим и гранулометрическим составом, характером порозности и трещиноватости, оструктуренностью почв и прочностью структуры, сложением и ориентацией глинистых частиц, их размером и формой, влажностью почв и гидрофильностью коллоидной фракции Присутствие в почвах минералов монтмориллонитовой группы и высокое содержание органических веществ обуславливают возможность их значительного уплотнения при внешних нагрузках Высокая исходная пористость почв служит показателем возможности достаточно большого уплотнения почв при обработке ее тяжелой техникой

Сжимаемость почв приводит к уменьшению общей порозности, изменениям размеров и форм пор, размеров и форм структурных отдельностей Опытами установлено, что сжимаемость вызывает переориентацию тонкодисперсных минеральных частиц, в результате чего они приобретают более совершенную ориентацию В И Муравьевым в 1962 г был предложен показатель ориентированности, который определяется по уравнению (в %)

$$c = (1 - I_{\min} / I_{\max}) \cdot 100, \quad (67)$$

где I_{\min} — световой поток при угасании кристаллов, I_{\max} — световой поток при их просветлении $C = 100\%$ для совершенной ориентации частиц, $C = 0$ для хаотической Наиболее совершенную ориентацию, даже при малых давлениях, приобретает каолинит

Сжимаемость характеризуется коэффициентом уплотнения

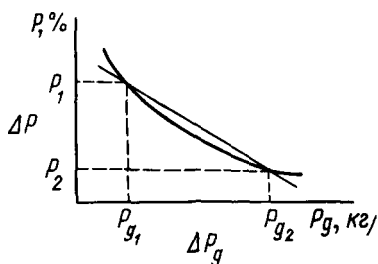


Рис. 44. Коэффициент уплотнения для спрямленного участка компрессионной кривой (обозначения в тексте)

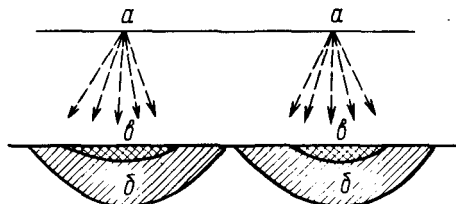


Рис. 45. Просадка почвы на орошаемых полях:

a — разбрызгиватели оросительных агрегатов; *б* — зона увлажнения; *в* — зона просадки

(a_k), $\text{см}^2/\text{кг}$, который в зоне невысоких давлений, отмечаемых в почвенных горизонтах, равен тангенсу наклона компрессионной кривой (рис. 44) и выражается как

$$a_k = \text{tg} a = \Delta P / \Delta P_g, \quad (68)$$

где P — коэффициент пористости, %; P_g — давление нагрузки, $\text{кг}/\text{см}^2$.

Сжимаемость почвы — не полностью обратимая деформация. При многократных нагрузках компрессионная кривая имеет вид петли, что обусловлено разрушением структурных связей и накоплением остаточной деформации. Максимальная остаточная деформация будет соответствовать особенностям физических и химических свойств конкретных почв и дает возможность прогнозировать минимальную порозность при различных обработках в реальных условиях, т. е. максимально возможное уплотнение их.

Частным случаем проявления сжимаемости почв и грунтов является просадочность. *Просадкой* называется понижение поверхности почв в результате уменьшения их пористости и растворения содержащихся в них солей при замачивании. С этим явлением связывают такие формы рельефа, как степные блюдца, поды. Особенно существенны просадки на лёссовых почвогрунтах при введении их в орошаемое земледелие, что объясняется высокой пористостью пород, малой гидрофильностью, выносом легкорастворимых солей, являющихся «клеющими» веществами для их структуры. Просадочность почв и грунтов может в некоторых случаях создавать значительную ирригационную пестроту микрорельефа на орошаемых массивах (рис. 45), что вызывает перераспределение поливных вод на поверхности поля, создает мозаику увлажнения и может привести к формированию комплексности почвенного покрова. Все это усложняет обработку почв и сельскохозяйственную эксплуатацию орошаемых площадей, создает пестроту посевов, снижает эффективность орошения.

14.2. Прочностные свойства

Связность характеризует способность почвы оказывать сопротивление разрывающему усилию, стремящемуся разъединить механические элементы, т. е. определяет свойство взаимного сцепления частиц почв. Выражается она в $\text{кг}/\text{см}^2$. Связность необходимо учитывать при оценке таких важных производственных характеристик почвы, как удельное сопротивление, сцепление. Этот показатель характеризует прочность структуры, что также важно знать при оценке мелиоративных характеристик почв.

Связность зависит от гранулометрического и минералогического состава почв, количества и состава клеящих компонентов, обменных оснований, содержания органического вещества, влажности. Обусловлена она явлениями адсорбции, когезии, цементации. Наибольшей связностью обладают почвы, имеющие в своей основе монтмориллонитовые глины. По мере облегчения гранулометрического состава почв и увеличения доли в них каолинита прочность структурных связей снижается, уменьшается и их связность. Оструктурирование почв, увеличивая прочность отдельных агрегатов, в целом уменьшает связность почв, облегчает их обработку, оптимизирует развитие корневых систем. Увеличение концентрации электролитов в почвенном растворе способствует коагуляции и снижает связность почв. В то же время присутствие соды и увеличение доли натрия в почвенном поглощающем комплексе способствуют пептизации частиц и увеличению связности почв. Этим обусловлена высокая связность солонцов и многих слитых почв.

В наибольшей степени на связность почв оказывает влияние содержание в них воды. Монтмориллонитовые почвы при естественной влажности имеют связность порядка $10\text{--}50 \text{ кг}/\text{см}^2$, при сильном иссушении она увеличивается до $200\text{--}250 \text{ кг}/\text{см}^2$. Таким образом, максимальная связность характерна для сухих слитых почв. Связность в них определяется явлениями *когезии* — слипанием однородных по своей химической природе частиц за счет непосредственного взаимодействия их поверхностей, обусловленного энергией поверхностного натяжения при дегидратации.

Влияние органического вещества на связность почв двояко. Гумус увеличивает связность песчаных почв и снижает у глинистых за счет увеличения их агрегированности и снижения площади соприкосновения.

С прочностью сцепления почвенных частиц тесно связана твердость почв. *Твердостью* называется свойство почвы в естественном залегании сопротивляться сжатию и расклиниванию. Измеряется твердость при помощи твердомеров и выражается в $\text{кг}/\text{см}^2$. При одной и той же плотности твердость ненабухающих почв в зависимости от влажности может существенно меняться. Твердость почв обусловлена теми же характеристиками, что и связность (минералогией, дисперсностью, наличием электроли-

тов, составом обменных оснований, содержанием гумуса, влажностью). Она оценивается уже при полевом описании. При этом выделяются следующие градации: рыхлая, рыхловатая, уплотненная, твердая, очень твердая почва. Твердость почв изменяется в очень широких пределах: от 5 до 60 кг/см² и выше (табл. 45). Самой большой твердостью в сухом состоянии характеризуются слитые почвы и солонцы. Оценивая твердость генетических горизонтов как наиболее твердые, можно выделить солонцовые, слитые, иллювиальные горизонты, плужную подошву, почвенные коры.

Таблица 45. Твердость различных почв

Почва	Гранулометрический состав	Влажность, %	Твердость, кг/см ²
Серая лесная	Супесь	7—10	25—20
Дерново-подзол истая	Легкий суглинок	20—30	18—13
Чернозем типичный	Суглинок	20—25	25—20
Чернозем обыкновенный	Тяжелый суглинок	20—25	40—30
» »	»	13—16	65—60
Солонец	Легкая глина	6,2	87,3

Твердость почв определяет тяговое усилие сельскохозяйственных орудий. Сила тяги, отнесенная к единице рабочей площади обрабатывающего орудия, называется *удельным сопротивлением*. Удельное сопротивление определяется как

$$K = P/ab, (69)$$

где P — сила тяги, кг; a — глубина пахоты, см; b — ширина захвата плуга, см.

Удельное сопротивление почв резко повышается с уменьшением и увеличением их влажности, становясь минимальным в некотором оптимальном диапазоне влажности, характерном для каждой почвы (рис. 46). При снижении влажности резко увеличивается твердость почв, растет их удельное сопротивление, увеличиваются энергетические затраты на обработку. При увеличении влажности увеличивается липкость почв, растет сила сцепления почвенных частиц с поверхностью обрабатывающих орудий, что также приводит к увеличению удельного сопротивления. При повышенной влажности не происходит крошения почвы и образования агрономических ценных агрегатов, происходит заглибление почв. Обработка сухих почв распыляет почву, что снижает их противозерозионную стойкость и существенно ухудшает поверхностные свойства. Удельное сопротивление черноземов в диапазоне оптимальной влажности, по данным А. Ф. Пронина, колеблется в пределах 0,25—0,64 кг/см² (табл. 46). Удельное сопротивление почв в естественных условиях имеет диапазон от 0,2 до 1,2 кг/см².

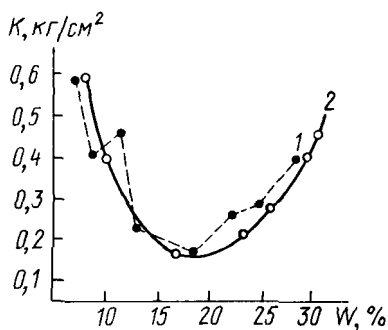


Рис 46 Зависимость удельного сопротивления дерново-подзолистой почвы от ее влажности (по П. У. Бактину)

1 — экспериментальная кривая 2 — расчетная кривая

Удельное сопротивление почв в диапазоне влажности 30—70% от общей влагоемкости находится в прямой зависимости от их твердости. Это позволяет в расчетах использовать показатели твердости почв, так как определение удельного сопротивления довольно сложный процесс.

14.3. Реологические свойства

Одним из главных реологических свойств почв является их пластичность. Пластичностью называется способность почв менять свою форму (деформироваться) под действием внешних сил (без разрывов и трещин) и сохранять полученную форму после прекращения механического воздействия. Пластичность определяет *консистенцию* почвы — степень подвижности слагающих почву частиц под влиянием механического воздействия при различной влажности. Выделяют несколько форм консистенции: а) твердая — почва имеет свойства твердого тела, не пластична; б) полутвердая — переходное состояние между твердым и пластичным телом; в) вязкопластичная — почва обладает пластичностью, но не прилипает к другим телам; г) липкопластичная — почва обладает пластичностью и прилипает к другим телам; д) вязкотекучая — почва в состоянии растекаться толстым слоем; е) жидкотекучая — почва может растекаться тонким слоем. В обычных условиях для почв характерны четыре первые формы консистенции. Однако в некоторых почвах с сильным переувлажнением в отдельные периоды наблюдаются и текучие состояния. Они определяют подвижность (ползучесть) почв — способность ее в переувлажненном состоянии течь под влиянием собственной массы. Текучесть почв активно проявляется в тундре, а также на склонах в зонах выклинивания грунтовых вод. При этом создаются специфические солифлюкционные формы рельефа. Частный случай текучести — тиксотропность, когда переувлажненные почвы приобретают текучесть при механическом воздействии и снова переходят в твердое состояние в покое. Подобное явление обуславливает высокую уязвимость тундровых ландшафтов, когда даже при небольших механических воздействиях происходит сползание тиксотропных масс по водоупорам и на поверхность выходят мерзлые неплодородные грунты. Определенное влияние оказывает текучесть (ползучесть) и на развитие эрозионных процессов на склонах.

Условными характеристиками консистенции почв являются

константы Амтерберга: 1) верхний предел пластичности, или предел текучести, — массовая влажность почв, при которой стандартный конус под действием собственной массы (76 г) погружается в почвенный образец на 10 см; 2) нижний предел пластичности — граница между полутвердым и пластичным состоянием почвы — массовая влажность, при которой образец можно раскатать в жгут диаметром в 3 мм без образования разрывов и трещин; 3) число пластичности — разность между числовым выражением верхнего и нижнего пределов пластичности. Число

Таблица 46. Удельное сопротивление черноземов

Гранулометрический состав почв	Число определений	Варьирование влажности, %	Удельное сопротивление, кг/см ²
Супесчаные	94	7—22	0,30
Легкосуглинистые	152	12—22	0,33
Среднесуглинистые	190	14—23	0,36
Тяжелосуглинистые	140	15—26	0,50
Глинистые	74	16—26	0,64

пластичности показывает диапазон влажности, в котором проявляются пластичные свойства почв.

Пластичность определяется гранулометрическим составом и формой слагающих почву частиц. Пластичность глин вдвое больше пластичности суглинков и втрое больше пластичности супесей. Пески практически непластичны. Числа пластичности для них соответственно равны 35—40, 10—20, 5—10 и 0. Наибольшей пластичностью обладают набухающие частицы пластинчатой и чешуйчатой формы. При прочих равных условиях почвы, имеющие в илистой фракции монтмориллонитовые минералы, всегда будут более пластичны, чем почвы с преобладанием каолинита.

Пластичность зависит от состава поглощенных оснований, так как они определяют степень гидратации почв. Увеличение содержания солей в почвенном растворе уменьшает толщину диффузионного слоя, снижает число пластичности. Таким образом, показатели консистенции почв могут дать информацию о гидрофильности глинистой фракции, которая определяется как

$$K_n = W_c / M_c, \quad (70)$$

где K_n — коэффициент гидрофильности; W_c — верхний предел пластичности, %; M_c — содержание илистой фракции в почве, %.

Кроме того, Ф. Скелптоном (1953) предложен показатель коллоидной активности (K_p), равный:

$$K_p = M_p / M_c, \quad (71)$$

где M_p — нижний предел пластичности.

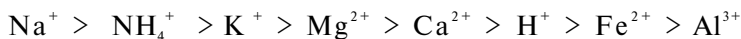
Оба эти показателя приобретают особую ценность при изучении изменений свойств почв в процессе сельскохозяйственной деятельности, так как они отражают суммарный эффект изменения их дисперсности, минералогии, степени засоления, состава обменных оснований, агрегированности, гидрофильности.

С пластичностью почв связана их вязкость — внутреннее трение, возникающее при «течении» почвы. Вязкость почв следует изучать при исследовании эрозионных процессов, а также при расчетах производственных характеристик, связанных с обработкой почв.

Липкость — свойство дисперсионных систем прилипать к поверхности различных тел. Липкость почв количественно характеризуется усилием в ньютонах, необходимым для отрыва металлической пластинки от поверхности почвы, и выражается в Н/см². Проявляется липкость лишь во влажном состоянии, что обусловлено силами молекулярного сцепления, возникающими на границах раздела между минеральными частицами, тонким слоем воды и поверхностью соприкасающегося предмета. Таким образом, решающая роль в проявлении липкости принадлежит слабосвязанной воде, и это свойство называется адгезией, а слой воды называется адгезионным слоем.

Свойства адгезионного слоя, его мощность и химический состав в значительной мере обуславливают характер и интенсивность поверхностных явлений, определяющих липкость почв. Большое влияние на формирование адгезионного слоя оказывает минералогический состав почв, так как он определяет количество связанной воды. Например, липкость смектитов при равной степени дисперсации вдвое выше липкости гидрослюды и в пять раз выше липкости каолинита. Также повышает липкость почв высокое содержание органических веществ (липкость черноземов).

Резко изменяет адгезионные свойства почв состав обменных оснований. Внедрение в почвенный поглощающий комплекс одновалентных катионов вызывает диспергацию коллоидных частиц и значительно увеличивает липкость почв. При исследовании влияния различных катионов на липкость каштановых почв П. И. Шаврыгиным был получен следующий убывающий ряд:



Увеличение в почвах веществ с положительной адсорбцией (коагулянтов) уменьшает их липкость, с отрицательной — увеличивает.

Липкость почв тесно связана с гранулометрическим составом, оструктуренностью почв, их сложением. Все это определяет характер и свойства поверхности раздела почва — плоскость предмета. Диспергирование на любом уровне увеличивает площадь внутренней поверхности, усиливает гидрофильность почв, вызывает рост ее липкости. Так, липкость (в Н/см²) песков и супесей (при прочих равных условиях) равна 0,2—0,3, покровных суг-

линков — 0,6, глин 5—6, минеральных частиц менее 1 мкм — 10—11. Обесструктурирование почв, нарушение их сложения также увеличивают липкость.

Липкость почв в наибольшей степени определяется их влажностью, поэтому основными показателями липкости являются: а) влажность начального прилипания (W_0); б) влажность максимального прилипания (W_{\max}); в) влажность максимальной липкости (L). Кривые зависимости липкости от влажности имеют определенный вид (рис. 47), однако значения V_0 , W_{\max} и L для разных почв различны. Липкость, обуславливая связь между отдельными почвенными частицами, играет важнейшую роль в образовании макроструктуры.

Липкость определяет такое важное производственное свойство почв, как их физическая спелость. *Физическая спелость* почв определяется уровнем увлажнения, при котором исчезает способность почвенных частиц прилипать к сельскохозяйственным орудиям, но возникает способность самоагрегироваться. Нижний предел физической спелости для разных почв различен, следовательно, липкость почв определяет оптимальные сроки и условия проведения полевых работ на конкретных почвенных разностях. Раньше всех достигают состояния физической спелости почвы легкого гранулометрического состава и гумусированные черноземы.

Большое значение для характеристики липкости почв имеют такие внешние по отношению к ним факторы, как мощность и масса сельскохозяйственных орудий, быстрота их движения на поле, состояние их поверхности, материал, из которого изготовлены режущие части. Учет почвенных и внешних факторов, определяющих прилипание почв, является важным резервом экономии энергетических ресурсов при планировании и проведении полевых сельскохозяйственных работ.

Набухание — это увеличение объема почвы или ее отдельных структурных элементов при увлажнении. В основе набухания лежит свойство коллоидов сорбировать воду и образовывать гидратные оболочки вокруг минеральных и органических частиц, раздвигая их. Чем больше внутренняя поверхность почвенной массы, чем больше водоудерживающая способность почвенных частиц, тем более мощную пленку они могут создавать вокруг себя, тем больше набухаемость такой системы. Однако основная роль в набухании почв принадлежит не столько дисперсности минеральной основы, сколько ее минералогическому составу.

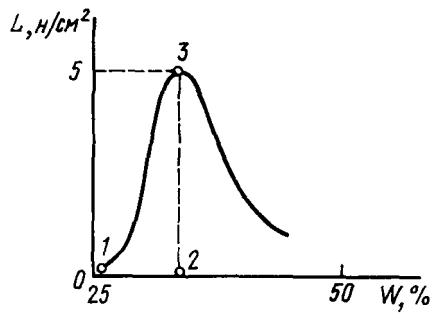


Рис. 47. Зависимость липкости почвы от влажности:

- / — влажность начального прилипания;
- 2 — влажность максимального прилипания;
- 3 — максимальное прилипании

Трехслойные минералы с подвижной кристаллической решеткой обуславливают не только поверхностную сорбцию воды, но и поступление ее в межпакетные пространства. При этом расстояние между пакетами может увеличиваться от 0,96 до 2,14 мкм, т. е. объем может возрасть вдвое.

Процесс, обратный набуханию, называется *усадкой*. Он характеризуется уменьшением объема почв при их высыхании и дегидратации.

Способность почв к набуханию (усадке) характеризуется следующими параметрами:

1) *степенью набухания (усадки)*, измеряемой по изменению объема образца почвы при увлажнении (высыхании) и выражаемой в процентах от исходного объема:

$$V_{\text{наб}} = (V_1 - V_2) / V_2 \cdot 100; \quad V_{\text{ус}} = (V_1 - V_2) / V_1 \cdot 100, \quad (72)$$

где V_1 — объем влажной почвы; V_2 — объем сухой почвы;

2) *влажностью набухания* — влажность в процентах, при которой прекращается набухание. Влажность набухания зависит от исходной влажности почвы, чем она ниже, тем выше влажность набухания, тем больше степень набухания. Следовательно, переосушение почв увеличивает амплитуду объемных изменений, связанных с набуханием и усадкой, что вызывает увеличение давления набухания;

3) *давлением набухания*, которое появляется в почве при невозможности или ограниченности объемных деформаций внутри почвенного профиля. Оно может быть измерено с помощью внешней нагрузки и равно силе, при которой не будет происходить изменения объема при увлажнении. Между степенью и давлением набухания существует прямая зависимость;

4) *деформационными напряжениями*, возникающими в почве при иссушении и способствующими образованию трещин на поверхности почв и структурных отдельностей.

Набухание и усадка в той или иной степени наблюдаются во всех почвах, но в наибольшей степени они характерны для слитых почв и солонцов, что и определяет их крайне неблагоприятные физические свойства. Высокая набухаемость слитых смектитовых почв является диагностическим признаком и создает их специфический облик и структуру. Высокие давления, появляющиеся внутри почвы при их увлажнении и набухании, приводят к выпячиванию массы почв и образованию кочковатого микро рельефа — гильгаи. При высыхании напряжения разрывают вызывают растрескивание почв и образование массивных слитых тумб и глыб, очень плотных и твердых. Глубокая трещиноватость способствует перемешиванию почвенной массы (частицы с поверхности падают в трещины) и приводит к формированию мощного, но недифференцированного профиля.

Дисперсность и высокое содержание в почвах гидрофильных смектитовых коллоидов, насыщенных натрием, отмечаемые в со-

лонцах и солонцовых горизонтах, вызывают те же эффекты набухания и усадки и обуславливают образование плотной, глыбистой, трещиноватой структуры. Коллоидные частицы, насыщенные натрием, по данным К. К. Гедройца, могут поглощать воды до 1000%. Набухание почв увеличивается и с увеличением емкости катионного обмена в щелочной среде. Насыщение почвенного поглощающего комплекса двух- и трехвалентными катионами снижает набухаемость (усадку) и улучшает физические свойства почв.

Набухание (усадка) связано также с содержанием в почвах солей. Увеличение количества электролитов способствует коагуляции коллоидов и снижает набухаемость почв, вымывание солей диспергирует почву и повышает их набухаемость.

Органическое вещество играет двоякую роль в процессах набухания — усадки. Сами по себе гумусовые кислоты — очень гидрофильные коллоиды, следовательно, они должны обуславливать высокую набухаемость почв. Это и наблюдается в том случае, если они диспергированы и насыщены натрием. В других почвах, там, где хорошо развита агрегированность почв, гумусовые вещества, обволакивая структурные отдельности, препятствуют проникновению воды в агрегаты и тем самым препятствуют набуханию минеральной основы.

В процессе почвообразования очень важны циклы набухания и усадки, связанные с циклами увлажнения — иссушения. Однако в зависимости от амплитуды процесса они играют двоякую роль. При малых амплитудах они способствуют формированию мелкокомковатой структуры, вызывая растрескивание почв по мере их иссушения, способствуют самомульчированию поверхности почв, разрушают почвенные корки, способствуя улучшению водно-воздушных свойств почв. При больших амплитудах увлажнения циклы набухания и усадки, многократно повторяемые в естественных условиях и при орошении, способствуют разрушению структуры почв. Это связано с переориентацией и переупаковкой частичек минеральной основы, которая становится более упорядоченной, более плотной. Кроме того, большая амплитуда циклов набухания и усадки, разрушая структурные связи, увеличивает степень набухания почв и давление набухания. По данным Д. С. Горячевой, после многократного увлажнения — иссушения набухаемость глин увеличилась с 8 до 16%, а давление набухания возросло с 5 до 10 Н/см².

Физико-механические свойства почвы важно учитывать при различных видах использования почв и почвенного покрова: при механической обработке почвы в земледелии, при использовании почв в качестве основания для сооружений, при дорожном и аэродромном строительстве, при использовании почвы в качестве строительного материала, в гидротехнике при строительстве каналов и водохранилищ, при гидротехнической мелиорации почв (ирригация и дренаж) и т. д. Благоприятные физико-механические свойства способствуют удешевлению всех видов ис-

пользования почв, в то время как неблагоприятные могут существенно удорожить его и в ряде случаев сделать невозможным. Их необходимо учитывать при проектировании и производстве сельскохозяйственных машин, дорожно-строительных машин и другой техники. Изучением физико-механических свойств занимается особый раздел почвоведения — механика почв; изучаются они и в грунтоведении и инженерной геологии.

Глава пятнадцатая

ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

15.1. Понятие о почвенном плодородии

Неотъемлемым специфическим свойством почвы как природного тела является ее плодородие. От него зависит жизнь на Земле растений и животных, а также человека. Неудивительно, что в древние времена плодородие почвы люди обожествляли как солнце, огонь и воду: в Древнем Египте богиней плодородия почвы была Изида, а в Древнем Риме — Прозерпина. Еще в IV в. до н. э. в Китае выделяли почвы с разными свойствами («белые», «синие», «желтые»), обладающие «высоким», «средним» и «низким» уровнем плодородия. О плодородии почв писали трактаты философы, писатели и поэты античной Греции и Рима (Аристотель, Феофраст, Лукреций, Вергилий, Колумелла, Плиний и др.) Делались попытки определить истоки плодородия почвы, обсуждались вопросы «старения» и «истощения» земли, давались советы, какие почвы как лучше использовать. Различия в уровне плодородия разных почв учитывались при исчислении земельных налогов и податей, при продаже и оценке земли, особенно в эпоху феодализма и капитализма. В XVIII—XX вв. социально-экономическое значение плодородия почвы стало предметом особого внимания ряда ученых экономистов и социологов.

По мере накопления сведений о почве и развития естествознания и агрономии менялось и представление о том, чем обусловлено плодородие почвы. В самые древние времена его объясняли наличием в почве особого «жира» или «растительных масел», «солей», порождающих все «растительное и животное» на Земле, затем — наличием в почве воды, перегноя (гумуса) или элементов минерального питания и, наконец, плодородие почвы стали связывать со всей совокупностью свойств почвы в понимании генетического докучаевского почвоведения. Менялось и определение самого понятия «плодородие почвы». В то время, когда была распространена «гумусовая» теория питания растений (А. Теер, 1830), под плодородием почвы понимали способность ее обеспечивать растения перегноем, а несколько позже сторонники минерального питания растений (Ю. Либих,

1840) — способность почвы обеспечивать растения всеми минеральными элементами.

В современной научной литературе широко распространено определение плодородия почвы, данное академиком В. Р. Вильямсом (1936). Согласно В. Р. Вильямсу, под плодородием почвы понимается ее способность непрерывно обеспечивать растения одновременно водой и элементами питания. Тепло и свет, необходимые растениям, рассматриваются им как космические факторы. Однако в настоящее время плодородие почвы понимается шире. Рыхлые горные породы тоже способны удерживать влагу и содержат элементы питания растений, но семена растений, попавшие на обнаженную породу, так же как и в воду, если и прорастают, то не образуют нормально развитого растения и его популяций.

Растения кроме воды и элементов корневого питания нуждаются в свете, тепле и кислороде, а зеленым частям растений необходима еще и углекислота. Почва — биокосное тело природы, в состав которого входят многочисленные живые микроорганизмы. Они играют важную роль в мобилизации элементов питания растений и в снабжении их углекислотой, а продукты жизнедеятельности микроорганизмов, кроме того, оказывают непосредственное угнетающее или стимулирующее действие на растения — влияют на плодородие почвы. Солнечное тепло определяет тепловой режим почвы, т. е. один из важнейших факторов роста растений и элемент плодородия почвы, влияет на процессы испарения почвенной влаги, на скорость и направление сложных химических и физико-химических реакций на молекулярном уровне. Солнечный свет определяет возникновение и интенсивность фотохимических реакций в почве, причем наблюдается высокая фотохимическая активность солнечного излучения по отношению к почвенному гумусу. Установлена тесная зависимость накопления в почве ряда аминокислот от прямой солнечной радиации.

Таким образом, почва как материнский организм использует энергию солнца, вещества и элементы питания окружающей среды, трансформирует их в процессе сложных био-физико-химических процессов и обеспечивает растения всем необходимым. Соответственно *под плодородием почвы понимают способность почвы обеспечивать рост и воспроизводство растений всеми необходимыми им условиями* (а не только водой и элементами питания).

15.2. Категории почвенного плодородия

К. Маркс в «Капитале» различал три категории плодородия почвы: естественное, или природное, искусственное, или эффективное, и экономическое.

Естественное, или природное, плодородие определяется свой-

ствами природных почв, формирующимися в процессе их развития и эволюции под влиянием природных факторов почвообразования.

Эффективное, или искусственное, плодородие свойственно пахотным почвам, используемым в сельскохозяйственном производстве, и проявляется в виде их способности поддерживать тот или иной уровень урожая культурных растений. Оно зависит от уровня развития науки и техники, от возможности наиболее полно использовать природное плодородие почвы для получения урожая культур.

Понятие экономического плодородия связано с разной оценкой участков почв в зависимости от их расположения, удаленности и удобства использования. Почвы с благоприятными для растений природными свойствами и богатые питательными веществами, но расположенные далеко, экономически могут расцениваться ниже бедных почв, но удобно расположенных. Точно так же почвы, особенно благоприятные для возделывания какой-либо одной культуры с особыми биологическими требованиями (цитрусовые, табак, чай, картофель и др.) в районах возделывания этих культур, могут оцениваться выше других почв, даже если последние обладают лучшими свойствами.

В литературе часто используются различные синонимы категорий плодородия почв. Естественное или природное плодородие рассматривается как «потенциальное» в смысле возможного использования его для получения урожая культурных растений, а искусственное — как «действительное» или «относительное». Очевидно, «потенциальным» может быть не только естественное, но и искусственное плодородие почвы. Оно тоже характеризует возможность получения урожая определенного уровня, которая не всегда полностью реализуется. Точно так же и эффективное плодородие может складываться из естественного и искусственного, реализуясь в конкретном урожае данного года.

Целесообразно пользоваться следующими понятиями, относящимися к почвенному плодородию.

Естественное (природное) плодородие — то плодородие, которым обладает почва в природном состоянии без вмешательства человека.

Искусственное плодородие — плодородие, которым обладает почва в результате воздействия на нее целенаправленной человеческой деятельности (распашка, периодическая механическая обработка, мелиорации, применение удобрений и т.д.).

Потенциальное плодородие — суммарное плодородие почвы, определяемое ее свойствами, как приобретенными в процессе почвообразования, так и созданными или измененными человеком.

Эффективное плодородие — та часть потенциального плодородия, которая реализуется в виде урожая растений при данных климатических (погодных) и технико-экономических (агротехнологических) условиях.

Относительное плодородие — плодородие почвы в отношении к какой-то определенной группе или виду растений (плодородная для одних растений почва может быть бесплодной для других).

Экономическое плодородие — экономическая оценка почвы в связи с ее потенциальным плодородием и экономическими характеристиками земельного участка.

Воспроизводство плодородия — совокупность природных почвенных процессов или система целенаправленных мелиоративных и агротехнических воздействий для поддержания эффективного почвенного плодородия на уровне, приближающемся к потенциальному плодородию.

15.3. Относительный характер плодородия почв

В природных биогеоценозах почва и растения тесно связаны и взаимно обуславливают друг друга. Рост и продуктивность растений зависят от плодородия почвы и влияющих на него почвенных свойств, а растения, определяя во многом объем и характер биологического круговорота веществ, в свою очередь оказывают большое воздействие на свойства почвы. Поэтому пространственная смена почвенных условий всегда сопровождается сменой естественного растительного покрова, а смене растительности сопутствует смена почв.

В результате длительного естественного отбора в природных биогеоценозах устанавливается динамическое равновесие, при котором свойства почвы экологически соответствуют биологическим свойствам ее растительного покрова, даже если почва имеет очень кислую или щелочную реакцию, заболочена, засолена, опустынена, имеет мерзлотный режим. И такие почвы, обладающие, казалось бы, весьма неблагоприятными свойствами, используются растительностью, но специфической, биологические свойства которой соответствуют свойствам почвы; например, болотной растительностью на болотных почвах, лесной — на кислых подзолистых почвах, солеустойчивой и солянками на солонцах и солончаках и т. д. Из этого следует, что все почвы, каковы бы ни были их свойства, обладают разным уровнем естественного плодородия, но плодородия не вообще, а относительно — по отношению к определенным видам растений и растительным ассоциациям. Одна и та же почва может быть плодородной для одних растений и мало плодородной или совсем бесплодной для других. Болотные почвы, например, высокоплодородны по отношению к болотным растениям, но на них не могут расти степные или другие виды растений; кислые, малогумусные подзолы плодородны в отношении лесной растительности, которая сама по себе без особых мелиорации не произрастает даже на богатых гумусом черноземах, высокоплодородных в отношении лугово-степной растительности и т. д. При этом необходимо иметь в виду, что разные почвы обладают разным уровнем потенциального и эффективного плодородия в отношении различных видов растений и развитых растительных ассоциаций.

15.4. Элементы, или факторы, плодородия почв

Как специфическое свойство почвы, ее плодородие формируется в процессе образования самой почвы и определяется не каким-либо одним или двумя свойствами, например содержанием элементов питания, гумуса или физическими свойствами, а всей совокупностью свойств почвы. При этом важно иметь в виду и то положение, что плодородие почвы определяется не только корнеобитаемым верхним слоем, а зависит существенно от строения ее профиля и характера подстилающей толщи или подпочвы, что особенно сказывается на многолетних растениях с глубокой корневой системой. Ошибкой земледелия прошлого было отождествление почвы только с ее верхним гумусированным или пахотным слоем, в то время как на потребление растениями воды и питательных элементов большое влияние оказывают и более глубокие почвенные горизонты и находящиеся на глубине грунтовые воды. Плодородие почвы определяется характером и особенностями всего ее профиля.

Имея в виду обеспечение растений всеми факторами жизни, к элементам плодородия почвы следует отнести весь комплекс физических, биологических и химических свойств почвы и их годовую динамику. Из них важнейшие, определяющие ряд соподчиненных свойств, следующие.

Гранулометрический состав почвы. От него зависит тепловой и водный режим, водно-воздушные свойства и пищевой режим почвы. Легкие супесчаные и песчаные почвы прогреваются раньше тяжелых, и их относят к «теплым» почвам. Они имеют высокую воздухо- и водопроницаемость. В результате высокой аэрации органическое вещество растительных остатков и удобрений в таких почвах быстро минерализуется, а процессы гумификации, наоборот, ослаблены. Малая влагоемкость препятствует накоплению в них влаги и приводит к вымыванию элементов питания почвы и удобрений. При небольшом содержании тонких глинистых частиц легкие почвы имеют небольшие запасы элементов питания, низкую поглонительную способность и низкую буферность.

Тяжелосуглинистые и глинистые почвы, наоборот, дольше прогреваются, они «холодные», поскольку тонкие поры их заполнены не воздухом, а очень теплоемкой водой. Они слабо водо- и воздухопроницаемы, плохо впитывают атмосферные осадки. Значительная часть почвенной влаги и запасов элементов питания тяжелых почв не доступны растениям. В периоды сезонного переувлажнения в них недостает воздуха и развиваются глеевые процессы.

Лучшими для роста большинства культурных растений являются почвы суглинистые.

Структурность и водно-физические свойства почвы. Плотность почвы, ее физические свойства и связанные с ними водный, воздушный, тепловой и пищевой режим зависят от ее структурности,

а тем самым от нее зависит и урожай растений (рис. 48). Бесструктурная почва не может обеспечивать растения одновременно водой и воздухом. В чередующиеся влажные и сухие периоды ее тонкие поры заняты либо водой, либо воздухом. В структурных почвах в капиллярных порах удерживается вода, а наличие крупных пор между структурными агрегатами обеспечивает газообмен почвы с атмосферой — удаление из нее избытка углекислоты и снабжение корней растений и микроорганизмов кислородом. Структурность почв обеспечивает одновременное существование в них аэробных и анаэробных микроразнов, что способствует существованию в почвах различных экологических групп микроорганизмов. При этом на поверхности структурных агрегатов усиливаются аэробные процессы мобилизации элементов питания микроорганизмами.

Газообмен почвы с приземным слоем воздуха и эмиссия в него почвенной углекислоты имеет исключительно важное значение для процесса фотосинтеза и роста растений. Недостаток углекислоты лимитирует урожай, так как при содержании CO_2 в атмосферном воздухе около 0,03% интенсивность фотосинтеза очень низкая. Она резко возрастает при увеличении концентрации CO_2 до 0,3% и больше (рис. 49). Например, в периоды интенсивного роста сахарной свеклы ее растения могут потреблять на 1 га до 1000 кг CO_2 в сутки, т.е. в два раза больше единовременного содержания ее в 100-метровой толще атмосферы.

Для плодородия почвы важное значение имеет размер структурных агрегатов и их качество — их водопропускность и порозность. В табл. 47 показана зависимость общей порозности почвы, содержания в ней воздуха и кислорода и образования в этих условиях аэрации легкодоступных растениям нитратов от размера структурных агрегатов.

Тепловые свойства почвы. Способность почвы поглощать и отражать лучистую энергию солнца, про-

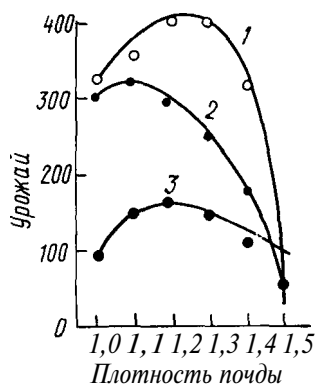


Рис. 48. Влияние плотности почвы (г/см^3) на урожай культур (г/сосуд) (И. Б. Ревут и др., 1971):

1 — кормовые бобы; 2 — подсолнечник; 3 — кормовая капуста

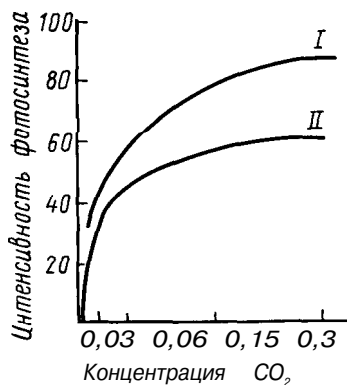


Рис. 49. Зависимость интенсивности фотосинтеза ($\text{мг CO}_2/\text{дм}^2 \cdot \text{ч}$) от концентрации CO_2 в атмосферном воздухе (Б. А. Рубин, 1976):

I — тыква; II — бобы

водить и удерживать тепло во многом непосредственно определяет рост и развитие растений, а также биологические процессы, с которыми связано плодородие почвы. Ее тепловой режим как

Таблица 47. Порозность и аэрация структурной почвы, сложенной агрегатами разных размеров (по А. Доярнко, 1924)

Свойства почвы	Размер агрегатов почвы, мм		
	< 0,5	1-2	3—5
Порозность, %			
общая	47—49	55—59	60—62
капиллярная	45—47	25—27	23—24
аэрации	2—3	30—32	38—39
Содержание воздуха, %	27,7	39,6	38,7
Содержание кислорода, %	0,14	5,71	7,51
Содержание NO ₃ ⁻ , мг/кг	9,0	34,3	45,8

совокупность поступления, отдачи и передачи тепла зависит от цвета и водно-воздушных свойств почвы, от того, насколько ее поры заняты малотеплоемким и малотеплопроводным воздухом или высокотеплоемкой и теплопроводной водой.

Содержание в почве органического вещества. В органическом веществе почвы содержится основная часть запасов азота, около 80% серы и около 60% фосфора. Элементы питания, связанные с органическим веществом, не вымываются из почвы и в то же время могут постепенно использоваться растениями. Органическое вещество почвы является источником энергии для микроорганизмов, мобилизирующих элементы питания для растений из растительных остатков и минеральной части почвы. Установлено, что некоторые органические вещества почвы могут непосредственно усваиваться растениями и содержат стимуляторы роста последних. С количеством и качественным составом органического вещества связано образование водопрочной структуры и формирование благоприятных для растений водно-физических и технологических свойств почвы.

Биологическая активность почвы. Она определяется численностью, составом и активностью почвенных микроорганизмов и почвенной фауны, активностью ферментов, которые непосредственно участвуют в трансформации недоступных растениям элементов питания почвы и растительных остатков в доступные им соединения. С биологической активностью почвы связано образование в ней микробных продуктов, стимулирующих рост растений, или, наоборот, оказывающих на них токсические действия. Микробные метаболиты и отмирающие популяции микробов, масса которых может достигать 6 т/га, играют важную роль в процессах образования гумуса почвы. В биомассе отмирающих

микроорганизмов содержится около 12% азота, 3% фосфора и 2,2% калия. При ее разложении около одной трети азота используется микроорганизмами, а две трети — растениями. Биологическая активность почвы определяет фиксацию атмосферного азота и образование углекислоты, участвующей в процессе фотосинтеза растений.

Поглотительная способность почвы. Она тоже обуславливает ряд жизненно важных для растений свойств почвы — ее пищевой режим, химические и физические свойства. Благодаря ей элементы питания удерживаются почвой и меньше вымываются осадками, оставаясь в то же время легкодоступными для растений. Важную роль при этом играет емкость поглощения почвы. От состава поглощенных катионов зависят реакция почвы, ее дисперсность, способность к агрегированию и устойчивость поглощающего комплекса к разрушающему действию водой в процессе почвообразования. Поглощенный водород, алюминий и особенно поглощенный натрий способствуют разрушению ее поглощающего комплекса, снижают способность почвы удерживать и закреплять гумусовые вещества. Насыщенность поглощающего комплекса кальцием, наоборот, обеспечивает растениям благоприятную, близкую к нейтральной реакцию почвы, предохраняет ее поглощающий комплекс от разрушения, способствует агрегированию почвы и закреплению в ней гумуса. Поэтому *кальций* называют «стражем плодородия почвы».

15.5. Факторы, лимитирующие почвенное плодородие

Как показано выше, элементами (факторами) почвенного плодородия служат практически все физические, химические и биологические свойства почв. Важно иметь в виду, что то или иное свойство почвы может оказывать как положительное, так и отрицательное (лимитирующее) влияние на уровень ее потенциального или эффективного плодородия в зависимости от его качественного и количественного проявления.

В агрономии и агрохимии давно известен «закон минимума», согласно которому урожай растений определяется тем фактором, который находится в минимуме в данный момент: при достаточном количестве азота и фосфора, например, в почве может не хватать калия или, скажем, кальция или железа, а при полной обеспеченности всеми элементами питания может не хватать воды или при оптимуме пищи и воды может недоставать тепла и т. п. При этом уровень эффективного плодородия иллюстрируется известным рисунком бочки из планок разной высоты, уровень воды в которой лимитируется минимальной планкой. Отсюда и второй не менее известный рисунок, обошедший все учебники, иллюстрирующий прогрессивно растущие урожаи по мере постепенного уве-

личения один за одним всех факторов плодородия: сначала, допустим, дается увеличение азота, а когда при оптимуме азота в минимуме оказывается фосфор, то дают увеличение фосфора, затем последовательно так же поступают и с другими факторами плодородия, пока, наконец, не достигается желаемый результат при оптимуме всех факторов. Однако этот красивый и теоретически вроде бы хорошо обоснованный процесс на практике работает отнюдь не всегда, хотя бы в силу того, что не всегда известны все нужные растению факторы и их оптимальные соотношения, а перебирать все возможные варианты можно тысячелетия, что, кстати, человек и делает на протяжении своей истории. Сейчас к этому подключены ЭВМ и математические уравнения «программирования урожая».

В почвоведении принят иной подход. Наряду с задачей обеспечения оптимального состояния почвенных факторов жизни растений или элементов почвенного плодородия ставится и прак-

Таблица 48. Лимитирующие факторы и основные мелиоративные приемы их ликвидации или минимализации

Фактор	Мелиоративные приемы
Избыточная кислотность	Известкование
Избыточная щелочность	Гипсование, кислотование, внесение физиологически кислых удобрений
Избыток солей	Промывка на фоне дренажа сбросных и почвенно-грунтовых вод
Высокая глинистость	Пескование, оструктуривание, глубокое рыхление
Высокая плотность	Оструктуривание, рыхление, травосеяние
Недостаток тепла	Тепловые мелиорации: мульчирование поверхности, снегонакопление, лесополосы, пленочные укрытия
Недостаток воды	Орошение, агротехнологические приемы накопления воды в почве (например, чистый пар) и защиты от испарения
Недостаток минерального питания	Минеральные и органические удобрения
Избыток воды — заболоченность	Дренаж осушительный
Недостаток аэрации	Дренаж, оструктуривание, шелевание
Пестрота микрорельефа	Планировка поверхности
Большой уклон поверхности	Террасирование, полосно-контурная обработка, перемежение культур
Малый корнеобитаемый слой, ограниченный внутрисочвенными прослоями	Постепенное углубление с применением плантажа, глубокого рыхления, взрывных мелиораций
Резко дифференцированный на горизонты профиль	Постепенное углубление корнеобитаемого слоя, ликвидация дифференциации глубокой обработкой
Токсикоз химический	Химические и агротехнологические мелиорации
Токсикоз биологический	Агротехнологические и биологические мелиорации, севооборот, парование

тически решается задача ликвидации или минимализации лимитирующих почвенное плодородие факторов с помощью коренных почвенных мелиорации и агротехнологических приемов. В табл. 48 перечислены основные лимитирующие факторы почв и соответствующие приемы их мелиорации. Ряд почв обладает не одним каким-то лимитирующим фактором, а целым комплексом их. Например, солонцы-солончаки имеют высокую щелочность, высокое солесодержание и крайне неблагоприятные физические свойства. Отсюда необходимость комплексных мелиорации.

15.6. Особенности требований культурных растений к почвам

В отношении требований к почве растения природных фитоценозов и агроценозов существенно различаются. В природных фитоценозах растительный покров представлен растениями разных видов. Они различаются по биологической стойкости, по потреблению воды и элементов питания как в количественном отношении, так и по времени максимального потребления на протяжении годового периода вегетации. Ярусное расположение их надземной и подземной массы позволяет наиболее полно использовать солнечный свет, тепло и плодородие почвы. При установленном динамическом равновесии природный фитоценоз представляет собой устойчивое растительное сообщество, приспособленное к условиям местности и почве.

Агроценоз, за исключением немногих смешанных и совместных посевов, представлен популяцией растений одного вида и сорта. Все они за короткий период вегетации потребляют очень много воды и элементов питания, а периоды максимального потребления по фазам роста у всех растений совпадают во времени. На протяжении длительной истории окультуривания природных растений человек создавал для них наиболее благоприятные условия роста, подбирая и меняя их сорта, «изнежил» их, и они утратили стойкость по отношению к неблагоприятным условиям среды. По сравнению с дикими растениями и сорняками у них ниже способность усваивать элементы питания из труднодоступных соединений, их продуктивность в большей степени подвержена колебаниям экологических условий и особенно погоды. Они без помощи человека не выдерживают конкурентной борьбы с сорной растительностью. По сравнению с природными фитоценозами агроценозы являются менее устойчивой экосистемой и очень требовательны к свойствам почвы.

Культурные растения выращивают в разных природных зонах, используя для этого почвы, обладающие разными свойствами. Можно сказать, что свойства большинства природных почв в резкой степени не соответствуют высоким требованиям современных культурных растений. Хотя у разных культур требо-

вания к почве неодинаковые, среди них можно выделить ряд общих для всех культурных растений.

Для укоренения проростков и хорошего развития корневой системы культурным растениям нужна почва, обладающая такой умеренной плотностью и порозностью, которая обеспечивает достаточную аэрацию и газообмен с атмосферой без пересушивания почвы и чрезмерной минерализации ее органического вещества. Культурные растения очень чутко реагируют на увеличение плотности почвы и на ухудшение ее аэрации. Для разных культур оптимальная плотность различна, но у многих из них урожай резко снижается, если плотность почвы достигает 1,45—1,60 г/см³. Культурные растения в одновидовых посевах при хорошем росте потребляют очень большое количество элементов питания в легкодоступных формах, особенно в ответственные начальные периоды роста. При рекордно высоких урожаях зерна пшеницы (100 ц/га) и корней сахарной свеклы (1000 ц/га) потребление азота может достигать соответственно 350—510 кг, фосфора 85—100 кг и калия 105—340 кг на площади 1 га.

Таблица 49. Годовой прирост и потребление химических элементов растительностью природных фитоценозов* и в агроценозах

Показатели	Почвы и растительность природных зон			
	подзолистые, хвойные и хвойно-лиственные леса	серые лесные; лиственные и широколиственные леса	черноземы, остепненные луга и луговые степи	каштановые, сероземы, сухие и солянковые степи
Биомасса ежегодного прироста, ц/га:				
природной растительности	55—100	65—110	110—145	50—100
в агроценозах	85—120	110—150	125—160	65—75
Потребление химических элементов, кг/га:				
природной растительностью	85—215	280—415	530—785	295—620
в агроценозах	535—770	675—990	780—1000	415—475
в том числе азота				
природной растительностью	20—75	80—135	130—175	50—110
в агроценозах	110—170	140—190	160—210	85—110
Удерживается многолетней частью природной растительности химических элементов, кг/га	20—50	95—105	50—65	35—70
в том числе азота	5—25	30—45	10—15	8—12
Отчуждается с урожаями в агроценозах химических элементов, кг/га	350—510	440—630	500—630	260—300
в том числе азота	70—90	90—130	100—130	60—80

* Родин Л. Е., Базилевич Н. И., 1965.

В табл. 49 представлены данные о среднем за 5 лет годовом потреблении элементов питания всеми агроценозами в ряде природных зон, рассчитанном с учетом структуры посевных площадей в зоне и урожаев культур на уровне госсортучастков. Как видно из таблицы, в агроценозах за более короткий период вегетации культурные растения потребляют от 415 до 1000 кг/га химических элементов, в том числе от 85 до 210 кг/га азота, в то время как в природных фитоценозах этих зон растения за более продолжительный срок роста в год потребляют элементов от 85 до 785 кг/га (из них азота от 20 до 175 кг/га).

Таблица 50. Зависимость плодородия мощного чернозема от численности почвенных микроорганизмов (А. М. Григченко и др., 1966)

Угодье	Гумус, %	Азот общий, %	Азот гидролизуемый, мг/кг	Микроорганизмы в 1 г почвы				Урожай овса, г на соуд
				актиномицеты, млн	нитрификаторы, тыс колоний	олигонитрофилы, млн	азотобактер, % обрастания колоний	
Целина	8,1	0,50	83	4,39	3000	5,88	Не обнаружены	9,1
Пашня за 12 лет	7,7	0,47	98	5,60	1500	8,30	»	25,4
Пашня за 37 лет	7,3	0,41	92	7,60	2000	7,55	13	22,8

Чтобы обеспечить большую потребность культурных растений в элементах питания, нужно, чтобы пахотная почва обладала высокой биологической активностью — высокой численностью и активностью микроорганизмов, трансформирующих элементы питания почвы в легкодоступные растениям формы. Большое значение биологической активности почвы для ее плодородия показано в табл. 50. При использовании в вегетационном опыте целинного мощного чернозема без предварительного рыхления урожай овса был в 2,5—2,8 раза меньше, чем на окультуренной старопашотной почве с более низким содержанием гумуса и валового азота, но с большей численностью микрофлоры, снабжающей растения доступными элементами питания. Следует отметить, что в целинных почвах численность микробов и бактерий, содержание нитратов и подвижных соединений фосфора и калия часто меньше, чем в почвах пахотных.

Культурные растения предъявляют высокие требования к содержанию в почве органического вещества и его качеству. С ним тесно связаны деятельность микроорганизмов и пищевой режим почвы, ее биологическая активность и водно-физические свойства. У почв малогумусных, например дерново-подзолистых, с увеличением содержания гумуса урожай культур может увеличиться в 1,5—2,5 раза (табл. 51).

Таблица 51. Влияние содержания гумуса на плодородие дерново-подзолистой почвы (Т. Н. Кулаковская, 1966)

Гумус, %	Нитрификационная способность, мг NO ₃ на 100 г почвы	Урожай ячменя, ц/га	Гумус, %	Урожай озимой пшеницы, ц/га, на почвах	
				суглинистых	супесчаных
1,35	1,02	12,8	1,46	18,0	15
1,83	2,12	19,0	1,56	19,7	15—20
2,32	3,53	26,0	1,64	20,4	20—25
2,69	5,75	31,0	1,77	22,2	25
3,08	7,75	36,2	—	—	—

Так как в процессе сельскохозяйственного использования почвы ее гумус постоянно минерализуется, то для сохранения, поддержания и повышения плодородия почвы необходимо постоянное возмещение его потерь. Следует, однако, отметить, что у почв, богатых гумусом, тесной коррелятивной связи между содержанием гумуса и урожаями культур не наблюдается. Большая часть гумуса таких почв оказывает на эффективное плодородие почвы косвенное положительное влияние — через улучшение структурного состояния почвы и ее водно-физических свойств. В этих процессах весьма важную роль играет качественный состав гумуса, в частности содержание в нем гуматов кальция. Как показывают исследования, рост и урожай культурных растений тесно связаны с поступлением в почву свежего органического вещества растительных остатков и органических удобрений и образованием подвижных, постоянно обновляющихся фракций гумуса, которые являются ближайшим источником азота для растений. Минерализация свежего органического вещества и гумуса непрерывно пополняет содержание углекислоты, необходимой для фотосинтеза

Культурные растения очень требовательны и к водному режиму почвы. По сравнению с природными растениями они в процессе роста потребляют много воды, но они мало приспособлены к необходимости регулирования испарения и транспирации воды при ее дефиците. Чтобы обеспечить большую потребность культурных растений в воде, почва должна легко впитывать и удерживать атмосферные осадки, сохраняя при этом условия хорошей аэрации, т. е. должна иметь мощный хорошо оструктуренный пахотный корнеобитаемый слой. Особые условия водного режима требует рис, который растет при затоплении водой.

Культурные растения выращивают на почвах с разной поглощательной способностью и с разным составом обменных катионов и, как следствие, имеющих разную реакцию и буферность. За небольшим исключением, культурные растения в отличие от ряда природных совсем не растут или дают очень низкие урожаи

на почвах кислых или щелочных. Многие из них требуют слабодкислой или нейтральной реакции, а также почв с высокой буферностью, поскольку при внесении больших доз минеральных удобрений реакция почвенных растворов малобуферных почв может смещаться в кислую или щелочную сторону, угнетая растения. Среди почв, используемых под сельскохозяйственные культуры, много кислых, не насыщенных основаниями, а потому малоплодородных. Их низкое плодородие связано с непосредственным неблагоприятным влиянием кислой реакции на физиологические процессы в растениях, а также с сильной токсичностью обменного алюминия и отдельных токсичных микроорганизмов в случае рН меньше 4,5. Из табл. 52 видно, что при снижении насыщенности основаниями почвы и увеличении ее кислотности урожай ячменя резко снижается и что между сравниваемыми величинами существует тесная коррелятивная связь.

Таблица 52. Влияние кислотности подзолистой почвы и насыщенности ее основаниями на урожай ячменя

Кислотность почвы, мг-экв/100 г		Сумма обменных оснований, мг-экв/100 г	Степень насыщенности основаниями, %	Урожай ячменя, ц/га
обменная	гидролитическая			
0,5	3,5	12—15	80—90	25—30
1,0	3—4	8—15	60—90	20—25
1,5—2,0	3—8	6—13	50—60	15—20
2,0	7—8	4—15	50	10—13
2,5	7—8	4—5	50	5—10
3,0	4—5	4—5	40—50	5

Коэффициенты корреляции с урожаем ячменя:

—0,89 | —0,65 | + 0,81 | + 0,85

Для культурных растений, потребляющих много элементов питания в легкодоступной форме, и для предохранения веществ от вымывания нужны почвы с высокой емкостью поглощения. Наиболее благоприятными для них являются почвы, насыщенные кальцием (черноземы, дерново-карбонатные, луговые).

Большие требования культурные растения предъявляют к тепловому режиму почв. Они произрастают в интервале температур гораздо более узких, чем многие природные растения, отдельные представители которых могут переносить очень низкие или, наоборот, очень высокие температуры. С температурой почвы связаны оптимальные сроки посева и тем самым урожай культур.

Учитывая перечисленные общие требования к почве под культурными растениями, можно сказать, что плодородная в отношении культурных полевых растений культурная почва должна обладать мощным, богатым гумусом, структурным и биологически активным пахотным корнеобитаемым слоем с большим запасом

питательных элементов, емким, насыщенным кальцием поглощающим комплексом и благоприятными водно-воздушным, тепловым и пищевым режимами. Преобразование природных почв в культурные, свойства и режимы которых отвечают требованиям к ним культурных растений, называют *процессом окультуривания почвы*, а совокупность почвенных процессов, формирующих эти свойства и режимы под влиянием антропогенных воздействий на почву, — *культурным процессом почвообразования*. Соответственно под окультуренностью почвы понимают степень адекватности свойств и режимов почвы требованиям к ним культурных растений. В зависимости от того, насколько полно свойства и режимы пахотной почвы отвечают требованиям культурных растений, различают почвы слабо-, средне-, и хорошо, или сильно-окультуренные.

15.7. Оценка плодородия почв

В природных биогеоценозах при максимально возможной густоте стояния растений, их ярусности и продолжительности роста в течение всего теплого периода года нередко при смене одних видов другими с разными сроками и периодами вегетации плодородие почвы используется растениями максимально полно и о нем судят по биомассе или ее приросту для растений всего фитоценоза, которые, однако, определяются всем комплексом факторов жизни растений в биогеоценозе, что необходимо учитывать во всех оценках.

Эффективное плодородие пахотных почв оценивается с разных сторон. При проведении земельного кадастра дают оценку земель по их продуктивности в отношении сельскохозяйственных растений, о которой судят по данным урожайности. Так как урожаи культур зависят не только от плодородия почвы, но и от многих других причин — качества семян, технологии их возделывания, погодных условий и т. д., то они, вообще говоря, не могут служить единственной мерой плодородия почвы.

Как уже отмечалось, плодородие почвы растет вместе с прогрессом науки и техники и носит относительный характер. Поэтому оно не может быть выражено какой-либо одной стабильной величиной. Рассматривая окультуренность почвы как степень соответствия свойств и режимов почвы требованиям к ним культурных растений, можно принять, что **параметры свойств почв разной степени окультуренности одновременно являются мерой уровня плодородия почвы на данной степени развития науки и техники**. В этой связи стоит задача определения конкретных параметров свойств почв разной степени окультуренности на двух уровнях: по отношению к общим для всех культурных растений требованиям к почве, рассмотренным выше, а затем по отношению к требованиям тех их видов, которые предъявляют к почве свои особые требования (зерновые культуры, рис, технические культуры, виноград и т. д.).

Параметры свойств почв разной степени окультуренности и их диагностические признаки определяются отдельно для каждого типа почв и их разновидностей по гранулометрическому составу (легких и тяжелых), поскольку они значительно различаются по свойствам. Если, например, реакция почвы для почв подзолистого типа является одной из очень важных характеристик степени ее окультуренности и плодородия, то для почв, насыщенных основаниями, она не имеет такого большого значения.

Хотя плодородие почв определяется всей совокупностью их свойств, в качестве диагностических показателей степени окультуренности используют основные, интегральные свойства почвы, с которыми соподчиненно связаны все остальные. О гумусовом состоянии почв, например, судят по содержанию и запасу гумуса и отношению $C_{гк}:C_{фк}$, о структурности и порозности — по плотности почвы и т. д. Для установления параметров диагностических признаков почв разной степени окультуренности требуется большой фактический материал, накоплением которого заняты многие научные учреждения. Установлены параметры диагностических показателей для слабоокультуренных (освоенных), окультуренных и сильноокультуренных дерново-подзолистых почв и для слабоокультуренных (освоенных) и окультуренных светло-серых и серых лесных почв (табл. 53).

Для разделения почв по уровню плодородия (окультуренности) предлагаются, кроме того, показатели отдельных почвенных свойств или обращенные показатели свойств, которые коррелируют с урожаями культур. Например, черноземы низкого,

Таблица 53. Диагностические показатели степени окультуренности почв (Г. И. Григорьев, 1980)

Показатели (в пахотном слое)	Почвы						
	дерново-подзолистые			светло-серые лесные		серые лесные	
	освоен- ные	окуль- турен- ные	сильно окуль- турен- ные	освоен- ные	окуль- турен- ные	освоен- ные	окуль- турен- ные
Гумус, %	1,5—2,5	2,5—3,5	3,0—5,0	1,5—2,5	3,5—5,0	2,5—3,0	3,0—4,0
Групповой состав гумуса:							
$C_{гк}:C_{фк}$	0,5—0,6	0,7—0,9	1,0—1,3	0,7—0,9	1,4—1,5	1,2—1,3	1,3—1,4
pH (KCl)	4,4—5,0	4,7—5,5	5,5—6,5	4,7—5,5	6,0—6,5	4,7—5,5	4,9—5,7
Обменный водо- род, % от суммы обменных катионов	10—40	10	1—5	5—10	0—1	2—10	0—1
Степень насы- щенности основа- ниями, %	40—60	60—80	> 80	60—70	80—95	60—70	80—90

среднего и высокого уровня плодородия выделяют по нитрификационной способности почвы, которая коррелирует с урожаями ячменя. Низкий, средний, выше среднего и высокий уровень плодородия супесчаной подзолистой почвы выделяют по комплексному агрохимическому баллу, в котором учитываются показатели кислотности почвы, содержания в ней гумуса и подвижных соединений азота, фосфора и калия (Т. Н. Кулаковская и др., 1980).

Параметры свойств почв разной степени окультуренности — разного уровня плодородия — используются для построения моделей почвенного плодородия и при программировании урожаев, поэтому определение их имеет большое практическое значение.

15.8. Изменение плодородия почв в процессе их земледельческого использования

После освоения природной почвы под культуру сельскохозяйственных растений ее плодородие изменяется в зависимости от интенсивности мероприятий по окультуриванию почвы. На первой, начальной стадии окультуривания целинной почвы культурный процесс почвообразования выражен слабо и может затрагивать не все почвенные процессы и свойства, совокупность которых определяет плодородие почвы. В этот период в почве преобладает еще не культурный, а природный процесс почвообразования, который в основном определяет свойства и плодородие вновь освоенной почвы. Такие почвы относятся к типу почв природного почвообразования, но выделяются как слабоокультуренные (освоенные). Дальнейшее развитие почвы зависит от того, как ее используют, и ее эволюция может идти в противоположных направлениях: в сторону развития культурного процесса почвообразования и повышения плодородия почвы или, наоборот, в сторону деградации почвы и снижения ее плодородия.

На почву при возделывании культурных растений, не считая коренных мелиорации, всегда воздействуют три основных и непеременных фактора — механическая обработка почвы, удобрения и сами культурные растения. Они создают возможно более благоприятный водно-воздушный и пищевой режимы на период роста растений. Вместе с этим каждый из этих факторов оказывает на почву и негативное влияние. Механическая обработка способствует разрушению структуры и минерализации гумуса, с урожаями из почвы выносятся элементы питания, внесение кислых минеральных удобрений может усилить токсикоз почвы и т. п.

В условиях культурного земледелия, когда учитываются и предупреждаются все негативные стороны воздействия на почву указанных факторов — возмещаются вынос элементов питания и потери гумуса, принимаются меры по оструктуриванию почв, проводится известкование кислых почв и другие мероприятия по окультуриванию почвы, — стадия слабой окультуренности вновь

освоенных почв может быть очень кратковременной, а эффективное плодородие почвы прогрессивно повышается.

В условиях экстенсивного земледелия имеют место случаи, когда почва используется для получения урожаев без соблюдения всех мер по предупреждению и устранению воздействия отрицательных сторон технологии возделывания культур на свойства почвы; стадия слабой окультуренности и низкого уровня плодородия почвы может надолго затянуться во времени и привести к деградации почвы и ее плодородия. У таких деградированных («выпаханных») почв все благоприятные для культурных растений свойства почвы, сформированные природными факторами почвообразования, становятся хуже, чем они были до освоения целинной почвы.

После освоения целинной почвы ее структура, созданная в течение очень длительного времени формирования природной почвы при большом участии почвенной фауны, постепенно разрушается и вместе с тем в пахотном слое происходит образование новой, комковатой структуры, свойственной хорошо окультуренным почвам.

В разрушении и образовании структурных агрегатов большую роль играют механическая обработка почвы и процессы минерализации органического вещества, скрепляющего агрегаты. Сильно разрушает структуру обработка сухой почвы — во время летнего лущения стерни сразу после уборки урожая, при подготовке почвы под посев озимых, при летней обработке черных паров и др. Однако если обрабатывают «спелую» почву после дождей или весной при влажности, соответствующей «оптимальной влажности структурообразования» (около 60% НВ), то механическая обработка почвы не разрушает, а, наоборот, образует структурные агрегаты путем крошения глыб и агрегирования пылеватых частиц. Их прочность невелика, но она нарастает при подсыхании почвы и развитии корней растений. У распыленных и природно малоструктурных почв структура, образованная в результате механической обработки оптимально влажной почвы, является основным фактором создания благоприятного для

Таблица 54. Влияние числа проходов трактора (МТЗ-50) на плотность почвы и урожай растений (П. И. Крогере и др., 1969)

Число проходов трактора	Плотность почвы, г/см ³ , на глубине, см			Урожай зеленой массы вико-овса	
	0—10	10—20	20—30	ц/га	%
0 (контроль)	1,02	1,13	1,39	218,2	100
1	1,20	1,25	1,41	179,8	82
3	1,32	1,34	1,43	150,3	69
5	1,49	1,50	1,52	117,0	54

культурных растений сложения пахотного слоя на весь период их вегетации.

В условиях осенне-зимнего переувлажнения почвы ее структура разрушается механически при расширении объема замерзающей воды в порах почвы. Очень сильное разрушение структуры и уплотнение почвы происходит под влиянием давления на почву сельскохозяйственных машин, орудий и тракторов, в результате чего снижается и урожай растений (табл. 54).

Разрушение структуры приводит к усилению водной эрозии, тем более, что на пахотных угодьях при возделывании однолетних (особенно пропашных) культур почвы длительное время находятся без растительного покрова. В результате смыва почвы ее плодородие, как и при сильном уплотнении, значительно снижается (табл. 55).

Таблица 55. Снижение плодородия дерново-подзолистой почвы в результате усиления смыва почвы (Н. И. Смеян, 1980)

Степень смывости почвы	Урожай культур					
	озимая рожь		ячмень		картофель	
	ц/га	%	ц/га	%	ц/га	%
Несмытая	25,8	100	19,1	100	245	100
Слабосмытая	19,0	73,6	13,3	69,3	231	99,2
Среднесмытая	15,9	61,6	9,3	48,5	167	68,0
Сильносмытая	10,8	41,8	8,8	46,1	150	61,0

В образовании структурных агрегатов и придании им прочности и пористости большое значение имеют гумусовые вещества, особенно гуматы кальция, мицелий микроскопических грибов и бактериальные слизи. Исключительно важную роль в образовании структуры играют растения, особенно многолетние травы. Их корни расчлняют уплотняющуюся почву на агрегаты и скрепляют их сетью мелких корешков, продуктами гумификации прижизненного корнепада и органических корневых выделений. На фоне удобрений при хорошем росте растений и увеличении численности микроорганизмов их оструктурирующая роль увеличивается (табл. 56).

Чем большее время почва находится под покровом возделываемых растений, особенно трав, тем лучше ее структура и выше ее противозерозионная стойкость.

В условиях достаточного увлажнения и на поливных землях структура пахотных почв может быть улучшена органическими удобрениями и химическими препаратами — структураторами.

В первые годы освоения целины усиленно минерализуется органический детрит, накопленный за длительный период формирования природной почвы, а затем, в процессе земледельческого

**Таблица 56. Влияние растений и удобрений на структуру почвы
(Г. Г. Воробьев и др., 1977)**

Культуры	Количество водопрочных агрегатов, %		
	без удобрений	NPK	навоз
Пар	1,9	3,0	9,2
Картофель	18,5	20,2	27,4
Овес	27,5	30,1	38,7
Рожь	27,5	31,6	40,2
Клевер	39,2	42,7	50,4
Клевер в севообороте	45,8	48,8	55,1

ее использования, минерализуется и часть специфических гумусовых веществ. Скорость их минерализации зависит от климатических условий и системы обработки почвы, которая в значительной мере определяет водно-воздушный и тепловой режимы ее пахотного слоя. Нежудно в зависимости от условий минерализуется от 1—2 до 3 т/га гумуса, что приводит к ухудшению свойств почвы и снижению ее плодородия. Для поддержания положительного гумусового баланса и улучшения гумусового состояния почвы его потери должны постоянно возмещаться внесением органических удобрений и за счет увеличения поступления в почву растительных остатков, путем посева сидеральных и промежуточных культур.

Еще при жизни растений в процессе их роста в почву поступает много органического вещества прижизненного корнепада и корневых выделений, а также микробной массы постоянно отмирающих популяций ризосферных микроорганизмов. Поэтому под покровом живых растений наблюдается образование подвижных гумусовых веществ. Многолетние травы, сидеральные и промежуточные культуры не только дают много растительных остатков, поступающих в почву после их уборки, но и обогащают почву органическим веществом в процессе роста.

С урожаями культурных растений из почвы выносятся много элементов питания и тем больше, чем выше урожай. Кроме того, большое количество элементов питания теряется в результате вымывания осадками, выделения летучих форм азота в атмосферу, за счет эрозии почвы. Истощение запаса элементов минерального питания растений, особенно в формах соединений, которые могут служить в качестве ближних резервов элементов питания, приводит к снижению плодородия почвы. Для поддержания уровня плодородия почвы и его повышения отчуждение элементов питания с урожаями необходимо возмещать удобрениями. Следует при этом подчеркнуть, что увеличение потребления элементов питания растущими урожаями, при условии возмещения их выноса удобрениями, нужно рассматривать как фактор постоянного повышения плодородия почвы. С ростом урожаев в биологический круговорот вовлекается все больше

зольных элементов из нижних горизонтов почвы, углерода и азота атмосферы в процессе несимбиотической, а под бобовыми растениями и симбиотической азотфиксации. В этом отношении посев промежуточных культур и получение в год двух урожаев на одном поле является одним из приемов расширенного воспроизводства плодородия почвы.

Кроме истощения запасов элементов питания растений, деградация пахотных почв и их плодородия бывают связаны с неправильным, часто односторонним использованием минеральных удобрений. Длительное систематическое применение неусредненных кислых минеральных удобрений даже на почвах, насыщенных основаниями, таких, как чернозем, подкисляет почву, приводит к замене обменного кальция на водородный ион, уменьшает емкость поглощения и отрицательно сказывается на биологических свойствах почвы и ее структуре. На слабокультуренных подзолистых почвах сильное ухудшение их свойств наблюдается уже в первые годы после внесения средних доз кислых минеральных удобрений. В результате этого прибавки урожаев от удобрений с каждым годом уменьшаются и со временем урожаи культур по фону удобрений становятся ниже, чем на контроле без удобрений. Известны случаи на легких малобуферных почвах, где применение кислых форм минеральных удобрений в течение 10 лет привело к полному выпадению посевов и образованию «мертвых» пятен. Обязательное внесение извести является средством предупреждения этой антропогенной кислотности. На известкованной и хорошо окультуренной почве отрицательное действие минеральных удобрений не проявляется и они повышают урожай культур. Их эффективность повышается при совместном внесении с органическими удобрениями.

Деградация и снижение плодородия слабокультуренных почв часто связаны с развитием биогенной токсичности почвы, т. е. при монокультуре накоплением в ней веществ, токсичных для культурных растений. Накапливаются в почвах также минеральные токсичные подвижные соединения марганца и оксида железа (II) (в кислых почвах), сероводород и метан в переувлажненных, богатых органическим веществом почвах, токсичные соли при неправильном режиме орошения.

В почвах слабокультуренных и кислых, особенно при внесении кислых минеральных удобрений, увеличивается численность и активность токсичных бактерий и грибов, которые резко отрицательно влияют на всхожесть семян, рост и урожай культурных растений. Усиливается при этом и токсическое влияние соединений ртути, цинка, хрома промышленного происхождения.

Каждая культура оставляет после себя почву с измененными ею свойствами. Эти изменения могут быть незначительными, но культуры последующих посевов на них очень чутко реагируют и даже при благоприятных условиях возделывания могут снижать урожай. Потерю или сильное снижение плодородия почвы при повторном или с небольшим перерывом выращивании неко-

торых культур называют *почвоутомлением*. К таким почвоутомляющим культурам относятся лен, клевер, люцерна, сахарная свекла. Есть культуры самосовместимые, например рожь, кукуруза, фасоль, которые можно выращивать на одном поле в течение нескольких лет без снижения урожая.

Причины почвоутомления могут быть разные — односторонний вынос и недостаток элементов питания, в том числе отдельных микроэлементов, сопутствующая сорная растительность и др. Но главные из них — это развитие фотопатогенной микрофлоры, микроорганизмов, выделяющих токсические вещества, а также токсины (колины), выделяемые самими растениями. Они действуют на растения непосредственно (непосредственная аллелопатия) или косвенно (косвенная аллелопатия), стимулируя развитие токсичных микроорганизмов. Корни льна, например, выделяют в почву токсичные ароматические вещества, корни люцерны — алкалоиды, которые являются, в частности, причиной снижения урожая хлопчатника первого года по пласту 4-летней люцерны.

Основными мерами борьбы с токсикозом почвы и с почвоутомлением являются обязательный плодосменный севооборот, известкование кислых почв и внесение органических удобрений, в том числе зеленых, которые оказывают большое влияние на стимулирование полезных и подавление токсичных микроорганизмов в почве.

Таким образом, приемы возделывания культурных растений наряду с созданием благоприятных условий для роста растений и урожая могут усиливать процессы, которые приводят к ухудшению свойств почвы, снижению ее плодородия и застою урожая (при монокультуре).

В условиях интенсивного земледелия, где учитываются и предупреждаются негативные стороны влияния технологии возделывания культур на почву и осуществляется весь комплекс мероприятий по окультуриванию почвы, в ней развивается культурный процесс почвообразования, а свойства почвы улучшаются и повышается ее плодородие.

Свойства почв разных природных зон различны и, соответственно, различны системы мер по их окультуриванию. Кроме общих для всех почв мероприятий по созданию мощного структурного пахотного слоя и возмещению потерь гумуса и элементов питания, в системе мер по окультуриванию подзолистых и серых лесных почв важное значение имеют известкование, постепенное уничтожение подзолистого горизонта, борьба с сезонным переувлажнением почвы; для черноземов — мероприятия по сохранению запасов гумуса и накоплению влаги; для солонцеватых почв сухих степей, кроме того, — замена обменного натрия на кальций.

В процессе интенсивного окультуривания почв изменяется отчасти и значение природных факторов почвообразования. Например, снегозадержание, регулирование стока воды при-

емами вспашки, террасирования, осушение и орошение меняют значение климата и рельефа в формировании водного и теплового режима почв; известкование, гипсование, внесение песка или глины влияют на роль в формировании свойств почвы такого, казалось бы, незыблемого фактора, как материнская порода. Однако, несмотря на эти изменения роли факторов почвообразования, они не утрачивают своего значения и придают культурным почвам особые, зональные черты. При ослаблении или прекращении мероприятий по окультуриванию почвы они могут усилить развитие в почве тех опасных процессов, которые формируют неблагоприятные для культурных растений свойства почвы. Поэтому мероприятия по окультуриванию и охране почвы должны начинаться с момента освоения целины и продолжаться непрерывно из ротации в ротацию.

15.9. Социально-экономические аспекты плодородия почв

Почва — это основное и незаменимое средство сельскохозяйственного производства, обеспечивающее существование сменяющихся поколений человечества. Поэтому вопросы плодородия почв имеют важное социально-экономическое значение и им всегда уделялось большое внимание.

В связи с проблемой земельной ренты К. Маркс детально изучал вопросы мелиорации, агрохимии и земледелия, статистические материалы, касающиеся этих разделов науки. Он показал, что плодородие почвы зависит не только от ее естественных свойств, но и от технических средств и труда, вложенных в земледелие для получения высоких урожаев. К. Маркс в «Капитале» показал, что плодородие почв нельзя рассматривать вне определенных социально-экономических отношений. Всякий прогресс капиталистического земледелия означает, по К. Марксу, не только прогресс в искусстве грабить рабочего, но и в искусстве грабить природные ресурсы, что в капиталистическом обществе имеет место хищническая эксплуатация и расхищение плодородия почвы. Вместе с этим К. Маркс показал, что земля, если с нею правильно обращаться, постоянно улучшается и что при последовательных затратах капитала на ее улучшение она дает прибыль без всякой потери предыдущих затрат. В этом отношении почва, как средство сельскохозяйственного производства, принципиально отличается от средств производства промышленности — машин, которые со временем изнашиваются, а затраты на них, в случае замены их на новые, полностью не возмещаются.

Еще в XVIII в. французский экономист А. Тюрго в книге «Размышления о создании и распределении богатств» (1766) сформулировал так называемый «закон убывающего плодородия почвы», согласно которому каждое добавочное вложение труда и средств на одном и том же участке земли дает все меньший и меньший прирост урожая. Этот закон был использован англий-

ским социологом Мальтусом и его буржуазными последователями неомальтузианцами, а затем и фашизмом для «теории перенаселения», утверждавшей, что население Земли растет быстрее средств к существованию, «теории», которая призывает к насильственному уничтожению людей, сокращению рождаемости, войнам и внушает трудящимся, что их бедственное положение в буржуазном обществе объясняется не его классово-антагонистической сущностью, а неуклонным снижением плодородия почв.

В. И. Ленин в труде «Аграрный вопрос и «критики» Маркса» подверг резкой критике использование закона убывающего плодородия почвы в социологии, показал буржуазную реакционную сущность мальтузианства. В. И. Ленин показал, что закон убывающего плодородия почвы имеет весьма относительное и условное применение к тем случаям, когда техника остается неизменной, когда не учитывается и не используется самое главное — уровень развития техники и состояние производительных сил.

Развитие туковой промышленности в первой половине двадцатого века позволило резко поднять плодородие почв и, соответственно, урожаи, но уже сейчас не редки случаи, когда при высокой обеспеченности растений элементами питания путем внесения удобрений прибавки от дополнительного внесения удобрений снижаются. В этих случаях лимитирует урожай уже не пищевой режим почвы, а другой, или другие новые факторы, часто водно-физические и биологические свойства почвы. Если растения обеспечивать одновременно и во все возрастающем количестве всеми факторами жизни растений — светом, водой, теплом, необходимыми элементами питания, то вместо убывания плодородия почвы будет иметь место его увеличение.

Непрерывный рост науки и техники открывает все новые и новые возможности положительного воздействия человека на свойства почвы и способствует непрерывному росту плодородия почвы. Фактические данные показывают, что в XIX и XX вв. рост продукции сельского хозяйства опережал рост населения. Совершенствование приемов мелиорации почв, индустриальной технологии возделывания культур, производство пестицидов и стимуляторов роста, создание высокопродуктивных сортов и увеличение интенсивности фотосинтеза уже сейчас способствуют получению высоких урожаев и, как свидетельствуют статистические данные ФАО, темпы роста сборов зерна, например, опережают среднемировой прирост населения Земли. Недостаточная обеспеченность всех слоев населения Земли продуктами питания связана не с убывающим плодородием почв, а с неправильным использованием почв и с социально-экономическими причинами.

2

РАЗДЕЛ

Почвообразование

Глава шестнадцатая

УЧЕНИЕ О ФАКТОРАХ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

16.1. Понятие о факторах почвообразования

Под факторами почвообразования понимаются внешние по отношению к почве компоненты природной среды, под воздействием и при участии которых формируется почвенный покров земной поверхности.

Основатель генетического почвоведения В. В. Докучаев положил начало учению о факторах почвообразования. Он впервые установил, что формирование почвенного покрова теснейшим образом связано с физико-географической средой и историей ее развития, а также дал определение понятия «почва»: «Почвы — это поверхностные минерально-органические образования, которые всегда имеют свое собственное происхождение; они всегда и всюду являются результатом совокупной деятельности материнской горной породы, живых и отживших организмов (как растений, так и животных), климата, возраста страны и рельефа местности...». Функциональную взаимосвязь между почвенным покровом и главнейшими факторами почвообразования В. В. Докучаев выразил формулой $P=f(K, O, G, R)T$ где P — почва; K — климат; O — организм; G — горные породы; R — рельеф; T — время.

Климат, материнские горные породы, живые и отмершие организмы и рельеф рассматриваются В. В. Докучаевым как элементы внешней среды, возраст территории отражает развитие почв во времени.

Перечисленные факторы в их разнообразном сочетании по

лику земного шара создают великое множество типов почв, их комбинаций, сочетаний и комплексов, неповторимую мозаику почвенного покрова.

В. В. Докучаев считал все факторы равнозначными и незаменимыми. Оценивая роль факторов в процессах формирования почв, он писал: «Все эти агенты почвообразователи суть совершенно равнозначные величины и принимают равноправное участие в образовании почв» («К учению о зонах природы», 1899).

Однако, наблюдая значительную вариабельность в характере почвенного покрова в различных регионах *страны* и *его* зависимость от совокупности конкретных природных условий, В. В. Докучаев допускал возможность в тех или иных условиях направляющего действия на процесс почвообразования одного какого-либо из факторов. Полемизируя с климатологом А. И. Воейковым, он писал: «... и прежде и теперь я утверждаю, что в одном случае мог играть наиболее выдающуюся роль один фактор, в другом — другой, в одном явлении из жизни и особенностей почв рельефно высказывается один почвообразователь, в другом другой, но несомненно они все действовали и участвовали в образовании почв» (1896).

После В. В. Докучаева, по мере накопления фактического материала о генезисе почв, о разнообразии почвенных типов и путей их формирования в учении о факторах почвообразования наметилась тенденция к различной оценке их роли в процессах почвообразования.

К. Д. Глинка особенно подчеркивал среди факторов почвообразования роль климата и растительности. В учебнике «Почвоведение» (1931) он писал: «Для нас в настоящее время до очевидности ясно, что наиболее надежным руководителем в деле характеристики и классификации почв является способ их происхождения, что материал, из которого образовались почвы, в большинстве случаев имеет гораздо меньшее значение, а в некоторых случаях его значение может быть сведено даже к нулю, по сравнению с тем мощным влиянием, которое оказывают в процессах почвообразования факторы климата и растительная формация». Как временные образования К. Д. Глинка рассматривает такие почвы, в которых химизм материнских пород как бы доминирует над климатическими явлениями (эндодинамогенные почвы, например рендзины). Однако эти почвы и их особенности существуют лишь до тех пор, пока не изменился химизм материнских пород.

С. А. Захаров (1927) предложил разделить все факторы на активные и пассивные. К активным им были отнесены биосфера, атмосфера и гидросфера, к пассивным — материнские породы, которые, по его мнению, служат только источником минеральной массы, но не являются источником энергии, а также рельеф местности. А. А. Роде (1947) считал, что такое противопоставление факторов едва ли является правильным, но вместе с тем,

несомненно, их роль неодинакова. Развивая учение В. В. Докучаева, А. А. Роде предложил дополнять перечень факторов еще двумя — земным тяготением и влиянием грунтовых, почвенных и поверхностных вод.

Наиболее острая дискуссия по поводу роли отдельных факторов в процессах почвообразования и выделения ведущего фактора возникла в 30-х и конце 40-х годов настоящего столетия. В связи с дальнейшим развитием теоретических основ почвоведения и разработкой философской концепции о сущности почвообразовательного процесса возник вопрос о движущих началах почвообразования и выделения главного, ведущего фактора в процессах почвообразования.

Всеобщее признание получила точка зрения о ведущей роли в процессах почвообразования биологического фактора (высших зеленых растений, животных и микроорганизмов).

Исторически первым русским ученым, высказавшим мысль о ведущей роли организмов в почвообразовании, был Р. В. Ризположенский. Он считал, что почва сформирована жизнедеятельностью организмов при их взаимодействии с материнской породой и что всякая почва служит вернейшим отражением того успеха, которого достигли организмы в захвате и подготовке питательного материала (из неорганической среды) для своих будущих генераций. Климат и рельеф, по мнению Р. В. Ризположенского, играют лишь опосредованное значение.

Наиболее полная научная концепция о ведущем значении биологического фактора в процессах почвообразования была разработана В. Р. Вильямсом. Вся сущность почвообразовательного процесса рассматривается им как диалектическое единство процессов взаимодействия между организмами и средой. Развитие и направление почвообразовательного процесса В. Р. Вильямс ставит в зависимость от типа и характера сообществ зеленых растений.

Докучаевское учение о факторах почвообразования, как основополагающее в учении о генезисе почв, получило свое дальнейшее развитие в трудах его учеников и последователей — К. Д. Глинки, С. А. Захарова, Б. Б. Полынова, А. А. Роде, И. П. Герасимова, В. А. Ковды, В. Р. Волобуева и многих других русских ученых.

Среди иностранных ученых необходимо назвать американского почвоведом Ганса Йенни. Он опубликовал работу, посвященную специальному исследованию факторов почвообразования, в которой, исходя из формулы В. В. Докучаева, попытался впервые количественно оценить вклад тех или иных факторов в совокупное их влияние на результирующее почвообразование. В этой книге дан большой фактический материал о зависимости различных свойств почв и почвообразования в целом от количественных характеристик как отдельных факторов, так и их разнообразных сочетаний.

В процессе формирования почвы все факторы являются

равнозначными и незаменимыми. Отсутствие одного из них исключает возможность почвообразовательного процесса. На определенных стадиях или в специфических условиях развития почвы в качестве определяющего может выступать какой-либо один из факторов.

16.2. Климат как фактор почвообразования

Климат — статистический многолетний режим погоды, одна из основных географических характеристик той или иной местности — главный количественный показатель состояния атмосферы и воздействующих на почву атмосферных процессов, прежде всего поступления в почву тепла и воды. Поэтому, когда говорят о климате как факторе почвообразования, имеют в виду определенную часть атмосферы данной местности, характеризующуюся тем или иным климатическим режимом. Физическим телом природы при этом выступает атмосфера со всем комплексом протекающих в ней процессов и явлений, а климат служит статистическим отражением этих процессов.

В аспекте геологического времени климат — явление переменное. С изменением климата тесно связана история развития органического мира, а следовательно, и история развития почвенного покрова Земли. Климат играет важнейшую роль в закономерном размещении типов почв по лику земного шара, ему принадлежит огромная роль в установлении определенных циклов динамики почвообразовательных процессов, их специфике и направленности. С климатическими условиями связана энергетика почвообразования.

По определению С. В. Калесника, климат Земли есть результат взаимодействия многих природных факторов, главные из которых: а) приход и расход лучистой энергии Солнца; б) атмосферная циркуляция, перераспределяющая тепло и влагу; в) влагооборот, неотделимый от атмосферной циркуляции. Каждый из перечисленных факторов зависит от географического положения местности (широты, высоты над уровнем моря и т. д.).

Ведущим фактором «общеземного» климата является солнечная радиация, количество которой сильно различается в зависимости от местоположения данной территории. Общий приток тепла к земной поверхности измеряется радиационным балансом R , кДж/(см²·год):

$$R=(Q+q)(I-A)-E. \quad (73)$$

где Q — прямая радиация; q — рассеянная радиация; A — альбедо (в долях единицы); E — эффективное излучение поверхности.

Радиационным балансом, или остаточной радиацией подстилающей поверхности, принято называть разность между радиа-

цией поглощенной земной поверхностью и эффективным излучением.

Космический приток солнечной энергии (солнечная постоянная) на верхней границе атмосферы составляет около $8,4 \text{ кДж}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$. Однако поверхности Земли достигает не более 50% солнечной энергии, так как примерно 30% ее отражается от атмосферы в Космос, 20% поглощается парами воды и пылью в атмосфере и остаток достигает поверхности Земли в виде рассеянной радиации. Наблюдается закономерное нарастание поступления солнечной энергии от полюсов к экватору.

Радиационный баланс зависит от многих факторов — от широты местности, характера подстилающей поверхности, степени увлажненности территории. В пределах тропических, умеренных и частично полярных широт радиационный баланс имеет положительное значение, но в Центральной Арктике годовой радиационный баланс отрицательный и равен $-11 \text{ кДж}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$, а во внутренних районах Антарктиды он достигает $-42 \text{ кДж}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$. Максимальный радиационный баланс на материках не превышает $336-339 \text{ кДж}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$.

В соответствии с поступлением тепла на поверхности Земли формируются термические пояса планеты (табл. 57).

Важнейшим компонентом земной атмосферы является вода. Вода «всеюдна», она есть непрерывное условие формирования всех природных экосистем, условием возникновения большинства процессов, протекающих на поверхности Земли и в ее недрах. «Картина видимой природы определяется водой», — так писал В. И. Вернадский (1933).

Таблица 57. Планетарные термические пояса

Пояс	Среднегодовая температура, °С	Радиационный баланс, кДж/(см ² •год)	Сумма активных температур, °С, за год на южной (северной в Южном полушарии) границе поясов
Полярный	- 23 — 15	21—42	400—500
Бореальный	- 4 + 4	42—84	2 400
Суббореальный	+ 10	84—210	4 000
Субтропический	+ 15	210—252	6 000—8 000
Тропический	+ 32	252—336	8 000—10 000

В мировой круговорот ежегодно вовлекается около 577 тыс. км^3 воды (505 тыс. км^3 испарение с поверхности океана и 72 тыс. км^3 с поверхности суши), из которых около 119 тыс. км^3 ежегодно выпадает на сушу в виде осадков.

Количество выпадающей из атмосферы воды в различных природных зонах сильно варьирует. В целом поступление атмосферных осадков резко нарастает от полюса к экватору. Однако внутри континентов наблюдаются значительные отклонения

от этой общей закономерности в связи с особенностями атмосферной циркуляции, размером и строением материков, наличием горных цепей и низменностей, близостью расположения местности от побережья морей и океанов, наличием холодных или теплых морских течений. В силу тех или иных географических причин на конкретной территории складывается определенный тип теплового и водного режимов, значительно нарушающих правильность широтных поясов.

Впервые способ характеристики климата как фактора водного режима почв был введен в практику почвоведения Г. Н. Высоцким. Им было введено понятие о коэффициенте увлажнения территории (K) как о величине, показывающей отношение суммы осадков (Q , мм) к испаряемости (V , мм) за тот же период ($K = Q/V$). По его подсчетам эта величина для лесной зоны равна 1,38, для лесостепной — 1,0, для степной черноземной — 0,67 и для зоны сухих степей — 0,33.

В дальнейшем понятие о коэффициенте увлажнения было детально разработано Б. Г. Ивановым (1948) для каждой почвенно-географической зоны, а коэффициент стал называться *коэффициентом Высоцкого — Иванова* (КУ).

По обеспеченности суши водой и особенностям почвообразования на земном шаре можно выделить следующие области (М. И. Будыко, 1968)

<i>Климатические области</i>	<i>Среднегодовое количество осадков, мм</i>	<i>Коэффициент увлажнения (КУ)</i>
Исключительно сухие (супераридные)	10—20	0,2—0,1
Засушливые (аридные)	50—150	0,5—0,3
Умеренно сухие (семиаридные)	200—400	0,7—0,5
Влажные (гумидные)	50—800	1,0
Избыточно влажные	1500—2000	1,2—1,5
Особенно влажные (супергумидные)	3000—5000	1,5—2,0—3,0

В соответствии с поступлением влаги и ее дальнейшим перераспределением каждый природный регион характеризуется показателем радиационного индекса сухости $K = R/ar$, где R — радиационный баланс, кДж/(см²·год), r — количество осадков в год, мм, a — скрытая теплота фазовых преобразований воды, Дж/г. Радиационный индекс сухости показывает, какая доля радиационного баланса тратится на испарение осадков. Изолинии индекса сухости в северном полушарии в общем совпадают с распространением природных зон. Ниже приведены значения радиационного индекса сухости для различных природных зон Северного полушария (по А. А. Григорьеву и М. И. Будыко, 1965)

<i>Зоны и подзоны</i>	<i>R/ar</i>	<i>Зоны и подзоны</i>	<i>R/ar</i>
Северная тундра	0,37—0,40	Широколиственные леса	0,85—1,00
Южная тундра	0,40—0,55	Лесостепь	1,00—1,30
Лесотундра	0,55—0,56	Степи	1,30—2,50

Северная тайга	0,56—0,60	Северные полупустыни	2,50—4,00
Средняя тайга	0,60—0,75	Южные полупустыни и	
Южная тайга	0,75—0,85	пустыни	3,00—15,00

Установлено, что при избытке годовых осадков и низком значении радиационного баланса индекс сухости лежит в пределах значений меньше единицы. При избытке тепла и недостатке годовых осадков радиационный индекс сухости значительно выше единицы.

Учет радиационного баланса и радиационного индекса сухости позволил выявить географические закономерности годичной биологической продукции (а также запасов фитомассы) в теснейшей связи с особенностями климата. Работами Н. И. Базилевич и Л. Е. Родина (1970) показано, что при значении $R < 147-168$ кДж/(см²·год) на повышении продукции особенно сказывается увеличение тепловых ресурсов. При значениях $R > 147-168$ кДж/(см²·год) основная роль принадлежит воде. Таким образом, если ресурсы тепла достаточно велики, дополнительное увлажнение приводит к увеличению продукции, при недостатке тепла — к ее снижению.

Исключительно большая роль климата в процессах почвообразования заставила на основе учета термических параметров произвести выделение в каждом почвенном типе фациальных подтипов, для которых вводятся номенклатурные обозначения, связанные с их термическим режимом: жаркие, теплые, умеренно теплые, холодные, умеренно холодные, промерзающие, непромерзающие почвы и т. д. Например, дается такое определение: чернозем обыкновенный очень теплый, периодически промерзающий (встречается в Молдавии, на юге Украины, в Предкавказье), или — дерново-подзолистые умеренно холодные длительно промерзающие почвы (южно-таежные леса).

Таким образом, общепланетарное значение климата сказывается прежде всего в распределении по лику земного шара почвенно-биоклиматических поясов, зон и областей. На основании соотношений поступления тепла и воды на земную поверхность и в соответствии с их относительной ролью в почвообразовании выделяются гидротермические ряды почв (В. Р. Волобуев, 1972).

Помимо «общеземного» климата, определяющего главные особенности закономерного размещения почв на земной поверхности, в процессах почвообразования большую роль играет местный климат, получивший название «микrokлимата». Возникновение того или иного типа «микrokлимата» определяется в основном формами рельефа, экспозицией склонов и характером растительного покрова.

В. Р. Волобуев (1983) к области микrokлимата относит приземный слой воздуха на высоте до 2 м от поверхности Земли и его сопряжение с поверхностными слоями почвы с соответствующими климатическими параметрами.

Для оценки взаимодействия между приземным слоем атмо-

сферы и почвой берется сопряженность среднегодовой температуры воздуха на уровне 2 м от поверхности Земли и среднегодовой температуры почвы на глубине 20 см от поверхности Земли. Между этими величинами существует строгая связь, позволяющая установить наиболее общие количественные соотношения, носящие в общем прямолинейный характер как по среднегодовым, так и по сезонным показателям.

Аналогичные закономерности были установлены и по водному режиму почв. Показано наличие тесной связи влажности почв (в расчетном слое 0,4 м) с климатическими показателями увлажненности — относительной влажностью воздуха и коэффициентом увлажненности КУ.

Чередование в рельефе положительных (водоразделы, склоны) и отрицательных (впадины, межсклоновые долины, долины рек) элементов рельефа способствует перераспределению по территории влаги атмосферных осадков и созданию контрастных водных режимов почв возвышенных и пониженных участков. На террасах и поймах при этом сказывается влияние близкого уровня грунтовых вод и паводков.

На равнинных территориях перераспределителем тепла и влаги служит микрорельеф. Микрозападины являются местными аккумуляторами поверхностных вод и играют значительную роль в создании местного микроклимата.

Не меньшая роль в создании микроклимата принадлежит растительности. При одинаковом строении рельефа создаются большие различия в водно-тепловом режиме почв на участках, занятых лесной растительностью и открытым полем или лугом.

16.3. Роль биологического фактора в процессах почвообразования

Наиболее могущественным фактором, оказывающим влияние на направление почвообразовательного процесса, являются живые организмы. По словам В. И. Вернадского, «... на земной поверхности нет химической силы более постоянно действующей, а поэтому и более могущественной по своим конечным последствиям, чем живые организмы, взятые в целом». Начало почвообразования всегда связано с поселением организмов на минеральном субстрате. В почве обитают представители всех четырех царств живой природы — растения, животные, грибы, прокариоты. Пионерами в освоении и преобразовании косного минерального вещества в почве являются различные виды микроорганизмов, лишайники, водоросли. Они еще не создают почву, они готовят биогенный мелкозем — субстрат для поселения высших растений — основных продуцентов органического вещества. Именно им, высшим растениям, как главным накопителям вещества и энергии в биосфере, и принадлежит ведущая роль в процессах почвообразования.

Первые ориентировочные подсчеты массы живого вещества на Земле были произведены В. И. Вернадским. Он нашел, что вся биомасса на суше составляет $n \cdot 10^{12}$ т. По подсчетам В. А. Ковды (1973) биомасса, создаваемая всеми видами организмов на суше, равна примерно $3 \cdot 10^{12} - 1 \cdot 10^{13}$ т, в том числе: леса — $n \cdot 10^{11} - n \cdot 10^{12}$; травы — $n \cdot 10^{10} - p \cdot 10^{11}$; животные — $n \cdot 10^9$; микроорганизмы — $n \cdot 10^{8-9}$.

Фиксированная солнечная энергия, содержащаяся в биомассе суши, составляет $n \cdot 10^{19}$ кДж. Фитомасса, создаваемая высшими растениями, сильно варьирует в зависимости от типа растительности и конкретных условий ее формирования. Биомасса и годичная продуктивность древесной растительности значительно увеличивается в направлении от высоких широт к более низким, а травянистой растительности лугов и степей заметно снижается от лесостепи к сухим степям и полупустыням (табл. 58).

Т а б л и ц а 58. Биологическая продуктивность основных типов растительности, ц/га
(по Л. Е. Родину и Н. И. Базилевич, 1965)

Тип растительности	Биомасса		При- рост	Опад	Лесная под- стилка или степной войлок
	общая	корни			
Арктические тундры	50	35	10	10	35
Кустарничковые тундры	280	231	25	24	835
Ельники северной тайги	1000	220	45	35	300
Ельники средней тайги	2600	598	70	50	450
Ельники южной тайги	3300	735	85	55	350
Дубравы	4000	960	90	65	150
Степи луговые	250	205	137	137	120
Степи сухие	100	42	42	42	15
Пустыни полукустарничковые	43	38	12,2	12	—
Субтропические лиственные леса	4100	820	245	210	100
Саванны	666	39	120	114	13
Влажные тропические леса	5000	900	325	250	20

Растительность, местный климат, почвы, животные и микроорганизмы, населяющие почвы, локальные условия рельефа, горные породы, поверхностные и грунтовые воды всякой местности (ландшафта) развиваются совместно, образуют сложную взаимосвязанную экологическую систему.

Экологические системы называют также *биогеоценозами*. Они разнообразны и многочисленны, но их географическое распределение на суше тесно связано с распределением почв. Почвы и являются важнейшими компонентами биогеоценозов.

Потоки энергии и вещества и обмен ими идет непрерывно в системе живое вещество - почва. По мере усложнения и разрастания пищевых цепей в биогеоценозах растет и объем этого потока.

Через опад и отпад органическое вещество, созданное растениями, попадает на почву и в почву и под воздействием живых организмов, населяющих почву (огромного числа видов беспозвоночных животных и микроорганизмов), подвергается процессам трансформации и либо минерализуется до некоторых простых соединений — углекислоты, воды, газов и простых солей, либо преобразуется в новые сложные соединения — почвенный гумус. В гумусовой оболочке Земли сосредоточено такое же количество энергии ($n \cdot 10^{19} - n \cdot 10^{20}$ кДж), как и во всей биомассе суши (В. А. Ковда, 1973).

Роль древесной и травянистой, лесной и степной или луговой растительности в процессах почвообразования существенно различна.

Под лесом опад, являющийся главным источником гумуса, поступает преимущественно на поверхность почвы. В меньшей степени в гумусообразовании участвуют корни древесной растительности.

В хвойном лесу опад, в силу специфики его химического состава и большой механической прочности, очень медленно подвергается процессам разложения. Лесной опад вместе с грубым гумусом образует подстилку типа «мор» той или иной мощности. Процесс разложения в подстилке осуществляется преимущественно грибами; гумус имеет фульватный характер. Процесс почвообразования при промывном водном режиме под лесами чаще идет по типу подзолообразования. Формирующиеся почвы характеризуются высокой кислотностью, ненасыщенностью основаниями, малой гумусностью, низким содержанием питательных элементов, особенно азота, пониженной биологической активностью и низким уровнем плодородия.

Биологический круговорот химических элементов под пологом хвойных лесов существенно отличается от круговорота в хвойно-широколиственных и широколиственных лесах. По сравнению с хвойными широколиственные леса вовлекают в круговорот вдвое-втрое больше кальция и магния, а также азота, фосфора и других элементов питания. Поэтому различия в количестве вовлеченных питательных веществ между хвойными и широколиственными лесами весьма существенны. С опадом липняков и дубняков ежегодно поступает вчетверо-впятеро больше кальция, магния и других элементов по сравнению с опадом хвойных пород (табл. 59).

В смешанных и, особенно, в широколиственных лесах лиственный опад более мягкий, содержит в своем составе высокое количество оснований, богат азотом. Процесс минерализации ежегодного опада в основном совершается в течение годового цикла. В лесах подобного типа в гумусообразовании принимает большое участие опад травянистой растительности. Освобождающиеся при минерализации опада основания нейтрализуют кислые продукты почвообразования, синтезируется более насыщенный кальцием гумус гуматно-фульватного типа. Формируются

Т а б л и ц а 59. Потребление (числитель) и возврат (знаменатель) элементов питания различными типами леса, кг/га (по Н. П. Ремезову, 1956)

Элементы питания	Сосняк — брусничник	Ельник зелено-мощно-кисличниковый	Липняк снытево-осоковый	Дубняк осоково-снытевый
Al + Fe	<u>2,1—9,3</u> 2—5	<u>3,4—16,7</u> 0,2—4	<u>4,6—6,4</u> 2,6—4,2	<u>4,2—7,8</u> 3,6—6,6
Ca	<u>13,5—43,9</u> 12—23	<u>14,7—52,0</u> 18—24	<u>77,0—115,0</u> 53—95	<u>85,0—135,0</u> 67—80
Mg	<u>2,5—8,3</u> 2—4	<u>1,8—9,8</u> 0,3—3	<u>10,0—17,0</u> 6—15	<u>9,0—17,0</u> 10—13
K	<u>4,6—19,8</u> 3—6	<u>7,6—37,8</u> 3—8	<u>30,0—50,0</u> 17—36	<u>20,0—42,0</u> 17—26

серые лесные или бурые лесные почвы с менее кислой реакцией, нежели у подзолистых почв, возрастает степень насыщенности почв основаниями, повышается содержание азота, усиливается биологическая активность почв. Соответственно повышается уровень естественного плодородия почв.

Иной характер поступления органических остатков и химических элементов в почву наблюдается под пологом травянистой степной или луговой растительности. Основным источником образования гумуса является масса отмирающих корневых систем и в значительно меньшей степени надземная масса (степной войлок, семена растений и т. д.). Это объясняется тем, что биомасса корней у травянистой растительности (в отличие от древесной) обычно значительно преобладает над надземной биомассой. Опад травянистой растительности в отличие от опада древесных пород характеризуется более тонкой структурой, меньшей механической прочностью, высокой зольностью, богатством азотом и основаниями. Гидротермические условия степной зоны способствуют быстрому разложению органических остатков. Гумификация и гумусообразование протекают в более коротком цикле. Формируется «мягкий» насыщенный кальцием гумус типа «мюль» преимущественно гуматного состава.

Почвообразовательный процесс, протекающий под влиянием травянистой растительности, носит название *дернового процесса*.

Под пологом степной растительности сформировались почвы черноземные с высоким запасом гумуса и отличающиеся от всех известных почвенных типов своим исключительно высоким естественным плодородием. Под покровом травянистой растительности пойменных террас формируются различные луговые, лугово-дерновые и дерновые почвы, также отличающиеся высоким природным плодородием.

Тип растительной ассоциации определяет скорость, объем, характер и химизм биологического круговорота элементов. На-

пример, емкость биологического круговорота в травянистых ценозах ниже, нежели в лесных сообществах, однако интенсивность круговорота в первых значительно выше, ? следовательно, быстрее и скорость обращения отдельных элементов в цикле биологического круговорота.

В зависимости от химического состава минерализующихся остатков создается определенный тип биологического круговорота в различных растительных ассоциациях. Так, для еловых насаждений он определяется как кальциево-азотный, для широколиственных лесов — как азотно-кальциевый, для злаковых лугов — как азотно-калиевый, а для галофитной растительности — как хлоридно-натриевый.

Взаимосвязь между растительными формациями, направлением почвообразовательного процесса и закономерностью пространственного распределения почвенного покрова отчетливо прослеживается на самых различных уровнях, начиная с зонального аспекта и кончая микробиогеоценозом элементарной западины. Эта связь взаимообусловлена. Растительность, влияя на направление почвообразовательного процесса, сама является весьма четким индикатором изменений почвенных условий. Часто по смене растительных ассоциаций исследователь может довольно точно установить границы почвенных ареалов. Так, распространение ареала влаголюбивой растительности совпадает с границами контура почв гидроморфного или полугидроморфного ряда. В засушливых степях и полупустынях комплексность и пестрота растительного покрова указывают на столь же высокую комплексность почвенного покрова; присутствие здесь галофитов говорит о засоленности почв.

Нарушение человеком естественных фитоценозов приводит к образованию новых вторичных растительных ассоциаций. Однако полное соответствие между типом фитоценозов и почвенным типом наступает через довольно длительное время. Изменение характера растительного покрова происходит значительно быстрее, нежели изменение почвы.

Наряду с высшей растительностью большое влияние на процессы почвообразования оказывают многочисленные представители почвенной фауны — беспозвоночные и позвоночные, населяющие различные горизонты почвы и живущие на ее поверхности.

По размерам особей представителей почвенной фауны можно разделить на четыре группы (G. Vachelier, 1963):

а) *микрoфауна* — организмы, размер которых менее 0,2 мм; это главным образом протозоа, нематоды, ризоподы, эхинококки, живущие во влажной почвенной среде;

б) *мезофауна* — животные размером от 0,2 до 4 мм; это микроартроподы, мельчайшие насекомые, некоторые мириаподы и специфические черви, приспособленные к жизни в почве, имеющей достаточно влажный воздух;

в) *макрофауна* — состоит из животных размером от 4 до

80 мм; это земляные черви, моллюски, насекомые (муравьи, термиты и др.);

г) *мегафауна* — размер животных более 80 мм — крупные насекомые, крабы, скорпионы, кроты, змеи, черепахи, мелкие и крупные грызуны, лисы, барсуки и другие животные, роющие в почвах ходы и норы.

Среди почвенных животных абсолютно преобладают беспозвоночные. Их суммарная биомасса в 1000 раз больше общей биомассы позвоночных. Функции беспозвоночных и позвоночных животных важны и разнообразны; одна из них — разрушение, измельчение и поедание органических остатков на поверхности почвы и внутри ее.

Примером необычайно интенсивного воздействия на почву служит работа дождевых червей. Более 100 лет тому назад Ч. Дарвин (1882), указывая на огромную работу червей, писал: «... вряд ли найдутся другие животные, которые играли бы столь большую роль в истории мира, как дождевые черви». Очень образную и глубокую характеристику деятельности земляных червей дал русский почвовед Н. А. Димо (1938), писавший, что под воздействием червей из года в год, из тысячелетия в тысячелетие накапливаются в почвах черты биогенного сложения и структуры, специфические биохимические свойства, невоспроизводимые никаким другим агентом природы.

На площади в 1 га черви ежегодно пропускают через свой кишечник в разных почвенно-климатических зонах от 50 до 600 т мелкозема. Вместе с минеральной массой при этом поглощается и перерабатывается огромное количество органических остатков. В среднем экскременты червей (копролиты) составляют до 25 т/га • год. При этом осуществляется работа по перераспределению переработанного органического вещества не только в профиле почв, но и по их поверхности.

Столь же большая работа производится насекомыми, их личинками и другими животными.

Вторая функция почвенных животных выражается в накоплении в их телах элементов питания и главным образом в синтезе азотсодержащих соединений белкового характера. После завершения жизненного цикла животного наступает распад тканей и возврат в почву накопленных в телах животных веществ и энергии.

Переработанное почвенной фауной органическое вещество является прекрасной средой для поселения почвенной микрофлоры. Особенно охотно поселяются микроорганизмы на обогащенных питательными веществами экскрементах животных.

Деятельность роющих животных оказывает большое влияние на перемещение масс грунта и почвы, на формирование своеобразного микро- и нанорельефа. В некоторых случаях перерывность почв и выбросы на поверхность достигают таких размеров, что возникает необходимость введения в номенклатуру почв специальных определений (например, карбонатный перерывный черно-

зем). Профиль таких почв имеет рыхлое, кавернозное строение, почвенные горизонты часто перемещены и трансформированы.

Совершенно своеобразную и исключительно важную роль в процессах почвообразования играют микроорганизмы. Если вышние растения являются главными продуцентами биологической массы, то микроорганизмам принадлежит основная роль в глубоком и полном разрушении органических веществ. Особенность почвенных микроорганизмов состоит в способности их разлагать сложнейшие высокомолекулярные соединения до простых конечных продуктов: газов (углекислота, аммиак и др.), воды и простых минеральных соединений.

Каждому типу почв, каждой почвенной разности свойственно свое, специфическое профильное распределение микроорганизмов. При этом численность микроорганизмов и их видовой состав отражают важнейшие свойства почвы — запасы органического вещества, количество и качество гумуса, содержание питательных элементов, реакцию, влагообеспеченность, степень аэрированности. Из рис. 50 видно, что в черноземной почве, обладающей высокими запасами гумуса и хорошими воздушными и водно-физическими свойствами, численность микроорганизмов значительно превышает их численность в дерново-подзолистой почве.

Главная масса микроорганизмов сосредоточена в пределах верхней 20-сантиметровой толщи почвы, наиболее густо пронизанной корнями и заселенной мезофауной. Биомассу грибов и бактерий в пахотном слое почвы составляет до 5 т/га, численность бактерий достигает миллиардов клеток в 1 г почвы, а длина грибных гиф — до 1000 м в 1 га почвы (И. П. Бабьева, Г. М. Зенова, 1983).

Микроорганизмы принимают самое активное участие в процессе гумусообразования, являющемся по природе своей процессом биохимическим. В то же время определенные группы микроорганизмов относятся к активным деструктурам гумуса. Однако роль почвенных микроорганизмов не ограничивается воздействием только на органическое вещество почвы; прижизненные продукты, выделяемые микроорганизмами во внешнюю среду, оказывают глубокое разрушающее действие на первичные и вторичные минералы, слагающие почвенную массу и материнскую породу. В этих процессах участвуют водоросли, лишайники, грибы, бактерии и актиномицеты.

Необходимо отметить большое влияние микроорганизмов на состав почвенного воздуха. Колебания в содержании таких важнейших компонентов газовой фазы, как кислород и углекислота, почти на 100% регулируются жизнедеятельностью почвенных микроорганизмов.

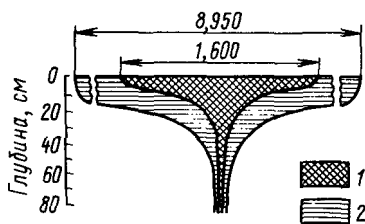


Рис. 50. Распределение микроорганизмов (тыс. г) по профилю дерново-подзолистой почвы (1) и чернозема (2) (Е. Н. Мишустин и др., 1979)

Исключительно велика роль микроорганизмов в циклах превращения азотсодержащих соединений. Азот, являясь важнейшим элементом питания растений, в почве содержится в ограниченных количествах и преимущественно в труднодоступной форме. Источником поступления азота в почву может быть как азот атмосферного воздуха, так и азот, входящий в состав различных органических остатков (опад, подстилка, степной войлок, корни растений, трупы животных).

Органические соединения азота, преимущественно белковые, подвергаясь сложным процессам трансформации, преобразуются в конце цикла в формы соединений, доступные для потребления их высшими зелеными растениями. Значительная часть азота освобождается при биохимических процессах разложения почвенного гумуса.

Одним из важнейших звеньев в циклах превращения азота является фиксация его почвенными микроорганизмами. Общепланетарная продукция микробной фиксации азота составляет от 270 до 330 млн. т/год, из них 160—170 млн. т/год дает суша и 70—160 млн. т/год — океан (И. П. Бабьева, Г. М. Зенова, 1983). Одним из представителей азотфиксирующих микроорганизмов являются клубеньковые бактерии, образующие симбиотическое сообщество с бобовыми растениями. Бобовые обогащают почву азотом и улучшают ее азотный баланс. Они накапливают от 60 до 300 кг азота на гектар в год. При этом $\frac{2}{3}$ усвоенного азота берется из воздуха за счет фиксации его клубеньковыми бактериями.

Некоторая часть молекулярного азота воздуха фиксируется в почве так называемыми свободноживущими азотфиксаторами. Однако их деятельность значительно уступает деятельности симбиотических микроорганизмов. За год несимбиотрофные почвенные микроорганизмы накапливают в почвах средней полосы примерно 10—25 кг N_2 на гектар, а в субтропической и тропической зонах до 50—100 кг/га (И. П. Бабьева, Г. М. Зенова, 1983).

В заключение можно отметить, что вся почвенная биота находится в тесной связи с эколого-географическими закономерностями распределения почв по лику земного шара и отражает специфику взаимоотношений, складывающихся между представителями органического мира и другими факторами почвообразователями.

16.4. Роль материнской породы в почвообразовании

Материнская порода посредством своего вещественного состава оказывает большое влияние на гранулометрический, химический и минералогический состав почв, их физическое и физико-механические свойства, водно-воздушный, тепловой и пищевой режимы. Особенно отчетливо взаимосвязь между свойствами

почв и характером материнской породы проявляется на ранних стадиях почвообразования. На этих стадиях первичная, примитивная почва в максимальной степени отражает свойства, присущие коре выветривания породы, на которой эта почва образуется. Однако и с возрастом почвы, по достижению ею зрелости, эта взаимосвязь не утрачивается полностью, она лишь становится менее отчетливой, завалированной той глубокой трансформацией минеральной части почвы, которая является результатом выветривания и почвообразования.

Состав и свойства почвообразующей породы влияют на скорость почвообразовательного процесса и его направленность. Так, на маломощной коре выветривания очень плотных гранитов и гранитогнейсов Карелии за длительный период времени сформировались примитивные, слабо развитые подзолистые почвы, мощность профиля которых не превышает 10—15 см. В то же время в депрессиях и межсклоновых равнинах той же территории, выполненных продуктами ледниковых отложений — валунными песками, супесями, легкими опесчаненными суглинками, распространены довольно мощные подзолистые почвы с хорошо развитым профилем до 1—1,5 м.

Уровень почвенного плодородия весьма четко коррелирует со свойствами и составом почвообразующей породы. Известно, что при выветривании кислых магматических пород (граниты, гранитогнейсы), а также песчаников на их элювии формируются почвы с низким уровнем природного плодородия. Аналогичная картина наблюдается при развитии почв на песках. В то же время на продуктах выветривания средних (диорит, андезит) и основных (группа габробазальта) пород, богатых питательными элементами и щелочно-земельными катионами, формируются почвы с высоким уровнем природного плодородия — насыщенные основаниями, с нейтральной или слабокислой реакцией, с более высоким содержанием насыщенного гумуса, глинистые и суглинистые по гранулометрическому составу.

При смене в ландшафте только почвообразующей породы и неизменности всех остальных факторов почвообразования формируется литокатена (Г. Йенни, 1948). Йенни определил литокатены как серии почв со свойствами, различающимися только за счет пород при прочих равных условиях. Примеры формирования литокатены можно наблюдать в области ледниковых отложений, где смена почвообразующих пород происходит на сравнительно небольших расстояниях, а также в горах.

Вещественный состав почвообразующей породы и ее физические свойства имеют большое значение в практике орошаемого земледелия и осушительных мелиораций. Так, засоленность материнской породы легкорастворимыми солями в районах орошаемого земледелия может явиться причиной развития таких негативных процессов, как вторичное засоление почв, их осолонцевание и ощелачивание. При тяжелом гранулометрическом составе и неблагоприятных водно-воздушных свойствах почв и пород

(низкая порозность, плохая водопроницаемость, бесструктурность) орошение без сооружения дренажной системы может привести к оглеению и заболачиванию почв

Материнская порода играет большую роль в формировании структуры почвенного покрова. При однородной материнской породе на равнинных слаборасчлененных территориях наблюдается большое однообразие (однотипность) почвенного покрова. В условиях большой пестроты материнских пород и развитых форм рельефа отмечается высокая мезо- и микрокомплексность, контрастность почвенного и растительного покрова.

16.5. Роль рельефа в почвообразовании

Одним из важнейших факторов почвообразования, оказывающих огромное влияние на генезис почв, структуру почвенного покрова, его контрастность и пространственную неоднородность, является рельеф местности.

В. В. Докучаев, разрабатывая первую генетическую классификацию почв и учитывая рельеф, разделил почвы «по способу залегания на нормальные, переходные и аномальные». Его ближайший ученик и последователь Н. М. Сибирцев сформулировал положение о связи топографии почвенного покрова с конкретными ландшафтными условиями. По этому поводу он писал: «Чаще всего почвенные пятна и ленты суть вместе с тем «пятна» (бугры, холмы, котловины) или «ленты» (склоны) рельефа...». В своей классификации он предложил выделять почвы зональные, сформированные на водораздельных равнинных пространствах, интразональные — почвы депрессий и понижений, испытывающих влияние грунтовых вод, и почвы азональные (неполноразвитые, рыхлопесчаные).

Идеи В. В. Докучева и Н. М. Сибирцева о роли рельефа в почвообразовании нашли свое отражение и в классификации П. С. Коссовича, разделившего почвы на «генетически самостоятельные» (почвы плакоров) и «генетически подчиненные» (почвы понижений).

Большой вклад в развитие учения о роли рельефа в почвообразовании внес С. С. Неуструев. Используя терминологию, предложенную С. А. Захаровым, он разработал положение о прямом и косвенном влиянии рельефа на процессы почвообразования. В почвообразовании прямая роль рельефа получает отражение в развитии эрозионных процессов. Косвенная роль рельефа в почвообразовании выражается через перераспределение климатических факторов (тепла, света, воды). Как наиболее яркое проявление косвенной роли рельефа С. С. Неуструев считает существование вертикальной — климатической, почвенной и растительной — зональности в горах. Анализируя состояние почвенного покрова в зависимости от распределения влаги, С. С. Неуструев ввел понятие о почвах автоморфных, сформиро-

ванных в условиях водоразделов, и в почвах гидроморфных, залегающих по понижениям рельефа и испытывающих влияние грунтовых вод. Касаясь вопроса эволюции почв, С. С. Неуструев рассматривал его в прямой связи с эволюцией рельефа.

Идеи о связи почвообразования и типов почв с рельефом нашли отражение в географии почв, в учении о структуре почвенного покрова, начало которому было положено еще в первых почвенно-географических работах Н. М. Сибирцева.

В практике полевых почвенных исследований установилась следующая систематика типов рельефа: а) макрорельеф, б) мезорельеф; в) микрорельеф; г) нанорельеф. Каждый из перечисленных типов рельефа играет определенную роль в процессах почвообразования, т. е. в генезисе почв и географии почв, в формировании структуры почвенного покрова.

Макрорельеф как рельеф, определяющий строение земной поверхности на больших территориях, определяет и отражает, в соответствии с биоклиматическими условиями, зональность почвенного покрова, его структуру и характер макрокомбинаций почв, типичных для данной зоны. *Мезорельеф* определяет структуру почвенного покрова в пределах конкретного ландшафта и характер мезокомбинаций почв, их сочетания. *Микро- и нанорельеф* влияют на пятнистость и комплексность почвенного покрова и определяют характер микрокомбинаций, микрокомплексность.

Оценить роль рельефа в почвообразовании можно только при учете совокупного взаимодействия всех факторов почвообразования в пределах конкретной местности. Так, например, в гумидных и субгумидных регионах при господстве увлажнения над испарением, в пониженных элементах рельефа (депрессии, долины) близкий уровень грунтовых вод всегда способствует образованию почв гидроморфного ряда — болотных, лугово-болотных, дерново-глеевых, болотно-подзолистых и др. По своему морфологическому строению, режимам и химическому составу эти почвы резко отличаются от автоморфных почв, сформированных на водораздельных пространствах. В аридных и семиаридных условиях залегание близкого уровня грунтовых вод в понижениях рельефа приводит к образованию почв засоленного ряда — солончаков и в различной степени засоленных почв зонального ряда, в то время как на водоразделе признаки засоленности почв отсутствуют.

16.6 Роль хозяйственной деятельности человека в почвообразовании

В условиях возрастающей интенсификации сельскохозяйственного производства человек и находящиеся на его вооружении мощные средства воздействия на окружающую среду, в том числе на почву (машины, удобрения, ирригация, осушение, сред-

ства химической защиты растений, загрязнение промышленными отходами и выбросами, техногенные нарушения), приводят к значительному изменению природных экологических систем и нарушению сложившихся в них соотношений.

Природные целинные почвы за время их использования в сельскохозяйственном производстве подверглись таким значительным преобразованиям, что они из объекта и предмета труда все более становятся продуктом труда. Интенсивная обработка почв, глубокое плантажирование, органические и минеральные удобрения приводят не только к изменению химических, физических и биологических свойств почв, но и к изменению их внешнего морфологического облика. Под воздействием процесса окультуривания почв меняются их водный, воздушный, пищевой и другие режимы. Уничтожая сложившиеся устойчивые природные экологические системы (леса, луга, степи, прерии и т. д.) и заменяя их на менее устойчивые и более лабильные агроэкосистемы, человек тем самым способствует изменению почвообразовательного процесса. Деятельность человека направлена на создание культурных, высокоплодородных почв там, где они обладают низким природным плодородием, и на поддержание высокой продуктивности почвы там, где их естественное плодородие велико, но не исчерпаемо.

Большие площади плодородных земель отторгаются из сельскохозяйственного использования при строительстве населенных пунктов, промышленных объектов, при открытых способах добычи полезных ископаемых, при прокладке трубопроводов, при сооружении транспортных магистралей, линий электропередач. Бережное отношение к земле как к ценнейшему национальному богатству требует обязательной рекультивации техногенно нарушенных участков почвенного покрова, воссоздания природных ландшафтов с учетом более рационального использования и организации территории.

16.7. Зональность почвенного покрова

Учение о факторах почвообразования привело к формулированию понятия о почвенных зонах как основной форме организации почвенного покрова планеты. Концепция факторов почвообразования и их закономерной географии на поверхности Земли позволила В. В. Докучаеву выдвинуть положение о том, что почвы распространены на земной поверхности не случайно, а подчиняются общему закону природной широтной зональности, а каждой природной зоне соответствует свой «зональный» тип почвы.

В своей классической работе «К учению о зонах природы» (1899) В. В. Докучаев писал: «... раз все важнейшие почвообразователи располагаются на земной поверхности в виде поясов или зон, вытянутых более или менее параллельно широтам, то неизбежно, что и почвы наши — черноземы, подзолы и пр. —

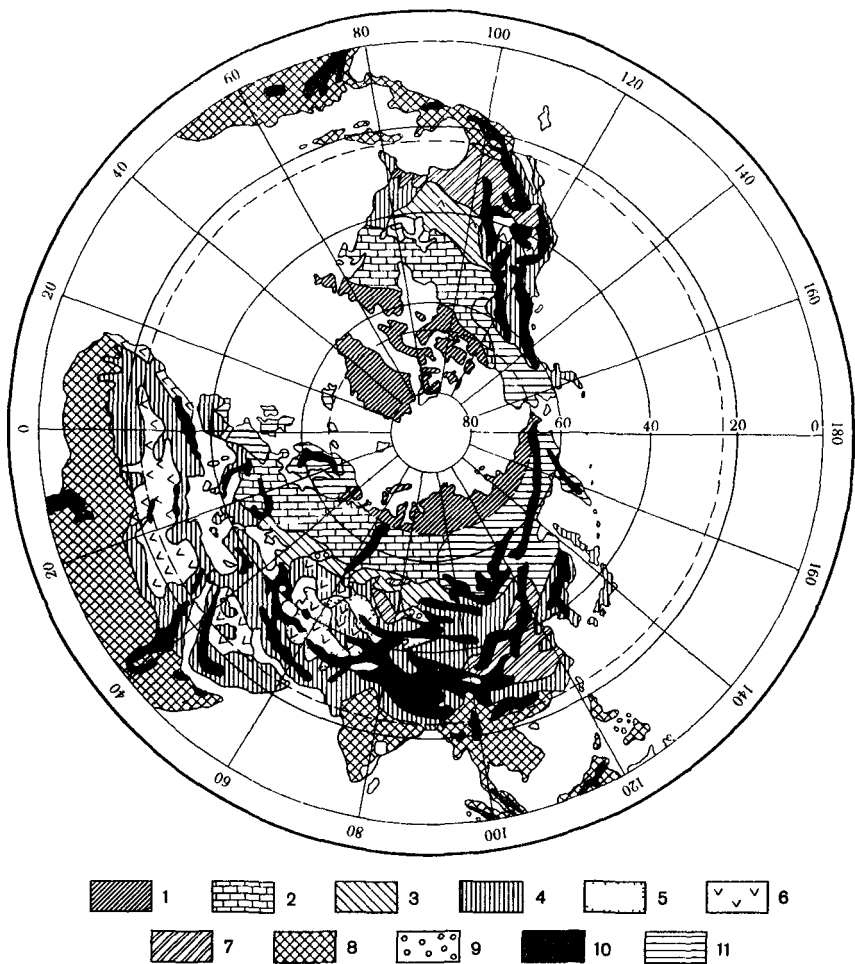


Рис 51 Схемы почвенных зон Северного полушария (В В Докучаев, 1899)
 1 — бореальная (арктическая зона), 2 — лесная зона, 3 — зона черноземных степей
 4 — каменистые почвы азральной зоны, 5 — песчаные почвы азральной зоны, 6 — солон
 чачовые почвы азральной зоны, 7 — лессовые почвы азральной зоны, 8 — зона латерит
 ных почв, 9 — аллювий, 10 — горные цепи, 11 — каменистые лесные пространства

должны располагаться на земной поверхности зонально, в стро
 жайшей зависимости от климата, растительности и пр »

Эти общие закономерности В В Докучаев попытался отобра
 зить на «Схеме почвенных зон Северного полушария», состав
 ленной в масштабе 1 50 000 000 (1899), которая получила миро
 вое признание на Всемирной промышленной выставке в Париже
 Эта схема была чисто дедуктивным произведением, т е карто
 графическим изображением определенных теоретических почвен
 но географических представлений

На схеме В. В. Докучаева (рис. 51) было выделено пять крупных зон: 1 — бореальная (арктическая); 2 — лесная; 3 — зона черноземных степей; 4 — аэральная и 5 — зона латеритных почв. Кроме того, на ней были выделены аллювий, горные цепи, каменные лесные пространства.

Среди всех факторов почвообразования В. В. Докучаевым и его последователями климат принимался как определяющий сложную и многообразную картину географии почв мира. Для каждой широтной зоны выделялся «нормальный», или «зональный», тип почвы. В качестве такого принимался тип почвы, сформированный на плакорных пространствах, не испытывающих влияния сопредельных ландшафтов, и в условиях увлажнения только за счет атмосферных осадков, т. е. в условиях автономного ландшафта.

Будучи стихийным диалектиком, подлинным натуралистом и большим знатоком природы, В. В. Докучаев не ставил закон зональности почв в тесные рамки незыблемого и единственного универсального закона. Он вполне допускал наличие отклонений в природе от нарисованной им схемы идеального широтного распределения природных и почвенных зон. По этому поводу он писал: «Наша планета испещрена горами... и долами, ...материки изрезаны... морями, заливами, озерами, реками и пр., вызывающими иное распределение климата, осадков, теплоты, а вместе с этим и иное местное географическое распределение растительных и животных организмов. Поэтому уже нужно было ожидать, что горизонтальные почвенные и естественно-исторические зоны должны там и здесь претерпевать более или менее существенные отклонения и нарушения их идеальной правильности».

Уже в последодокучаевский период, по мере накопления сведений о географии почв мира и отдельных континентов, было показано, что на каждом континенте существуют свои особые закономерности в размещении почвенных зон, обусловленные не только местными биоклиматическими условиями географического пояса, но и возрастом и орографией, геологическим строением, тектоникой, близостью или удаленностью от морских и океанических бассейнов и т. д. Было также показано, что горизонтальные почвенные зоны не представляют собой неразрывные сплошные ленты, *опоясывающие земной шар*, а могут иметь изолированное, «островное» положение среди других почвенных зон или выпадать полностью.

Учение о широтной или горизонтальной зональности почв было создано на примере обширных пространств великой Русской равнины. Действительно, на территории европейской части СССР, а также в Западной Сибири по мере продвижения от берегов Северного Ледовитого океана на юг наблюдается отчетливая последовательная смена природных и, соответственно, почвенных зон адекватно смене географических поясов.

Так, арктическому поясу соответствует зона арктических пустынных и типичных гумусных почв; в субарктике в пределах

тундровой зоны ее широтные подзоны (арктическая, типичная, южная тундра и лесотундра) выделяются различными сочетаниями тундровых глеевых почв и торфяников. Южнее, в бореальном поясе, зону тайги с подзолистыми, болотно-подзолистыми и болотными почвами сменяет зона смешанных лесов с преобладанием дерново-подзолистых почв. Еще южнее лежит обширный суббореальный пояс, в котором последовательно с севера на юг сменяют друг друга зоны: широколиственные леса с бурыми и серыми лесными почвами; лесостепи с сочетанием оподзоленных и выщелоченных черноземов и серых лесных почв; степи с типичными, обыкновенными и южными черноземами; сухие степи с каштановыми, засоленными и щелочными почвами; полупустыни с бурыми и засоленными почвами; пустыни с серо-бурыми, такыровидными почвами и такырами, чередующимися с массивами разбитых и полузакрепленных песков. Далее, в пределах субтропиков также можно выделить последовательный ряд почвенных зон, но они уже перестают быть широтными, а имеют скорее островной характер.

Поскольку каждая природная зона характеризуется не одним каким-то типом почвы, а определенным набором, подчас очень многочисленных, сопряженных между собой, но генетически не связанных, различных почвенных типов, было введено понятие о *зональных структурах почвенного покрова* (В. М. Фридланд, 1972), под которыми понимаются специфические для каждой зоны сочетания типов почв.

Понятие «почвенная зона» стало более или менее условным, не тождественным первоначальному понятию о широтных зонах, характеризующихся одним «зональным» типом почв.

Согласно Ю. А. Ливеровскому (1965), *почвенная зона* — это ареал определенного типа почвенных сочетаний, в состав которых наряду с одним или несколькими типами плакорных почв входят также сопряженные с ними типы почв, *развивающиеся* в интразональных (геохимически подчиненных) условиях.

Для северного и южного полушариев, за пределами экваториального, тропического и отчасти субтропического поясов наблюдается известная асимметрия в чередовании и последовательности горизонтальных почвенных зон. Например, в южном полушарии бореальная зона, в границах которой расположены океанические острова: Фолклендские (Мальвинские), Южные Сандвичевы, Южная Георгия и др. — безлесна, а зона тундры практически полностью отсутствует.

16.8. Вертикальная зональность почв

Явление вертикальной зональности, или вертикальной поясности, почвенного покрова было открыто и описано В. В. Докучаевым при посещении им Кавказских гор в конце прошлого столетия.

Еще до поездок на Кавказ В. В. Докучаевым была высказана

мысль о том, что почвы в горах, по мере поднятия от подножий к снежным вершинам, должны располагаться в виде последовательных вертикальных зон. В дальнейшем, после ознакомления с реальным расположением природных и почвенных зон в горах Кавказа он писал (1899); «Так как вместе с поднятием местности всегда закономерно изменяется климат, и растительный, и животный мир — эти важнейшие почвообразователи, то само собой разумеется, что так же закономерно должны изменяться и почвы по мере поднятия от подошвы гор... к их снежным вершинам, располагаясь в виде тех же последовательных, но уже не горизонтальных, а вертикальных зон».

Высказанная В. В. Докучаевым мысль об аналогичности широтных и вертикальных почвенных зон нашла широкую поддержку со стороны его учеников и последователей. Так, С. А. Захаров в работе «Главные моменты в почвообразовании горных стран» (1914) писал о том, что закономерность эта (вертикальная зональность) выражается в том, что по мере поднятия вверх, по склонам гор, будут встречаться почвенные образования, которые развиты на равнинах более высоких широт.

Однако по мере накопления фактического материала по исследованию почвенного покрова в различных горных странах выявилось известное несоответствие между схемой вертикальной зональности почв, нарисованной В. В. Докучаевым, и действительным расположением почвенных зон и отдельных почвенных типов в различных горных регионах. Выяснилась картина более сложного, географически специфического строения вертикальных почвенных зон и их неполная адекватность широтным зонам.

К. Д. Глинка (1910) установил, что ряд и последовательность вертикальных почвенных зон прежде всего определяется положением подножия горной системы. С. С. Неуструев (1930), обсуждая вопрос о вертикальных почвенных зонах в классической работе «Элементы географии почв», писал: «Почвенные комбинации вертикальных почвенных зон далеко не сходны с таковыми же зон горизонтальных .. для отрицания такого сходства достаточно климатических различий...». И далее: «Громадное значение в характере вертикальных зон имеют общие свойства климата горной массы. Относительное положение горной страны играет часто решающую роль в ее физиономии. Это положение — изолированность от морей другими горными массивами, нахождение у морского берега или в центре континента — оказывает влияние главным образом на условия влажности горного климата... Благодаря этим различиям на разных склонах одного и того же хребта мы увидим на одной высоте разные зоны». С. С. Неуструев отметил, что большое значение в формировании почвенно-растительных вертикальных зон имеет экспозиция склонов. Так, например, еловые и можжевельниковые леса в Тянь-Шане приурочены к северным склонам, а южные склоны заняты степью и степными почвами.

Работами С. А. Захарова на примере Кавказа и гор Средней

Азии было также показано, что от общей схемы расположения вертикальных почвенных зон имеются существенные отклонения. Им были введены понятия об «интерференции» (выклинивании и выпадении), «инверсии» и «миграции» почвенных зон. Под «интерференцией» С. А. Захаров предложил понимать случаи выпадения отдельных почвенных зон, примером чего может служить отсутствие в горах южного Закавказья горно-лесных почв и горных черноземов между зонами каштановых и горно-луговых почв.

«Инверсия» почвенных зон выражается в обратном распределении почвенных зон, когда нижние зоны располагаются выше, чем это надлежит по аналогии с горизонтальными зонами. Как характерный случай «инверсии» почвенных зон можно привести пример смены в условиях вертикальной зональности пояса горно-лесных подзолистых почв — не тундрой, а субальпийскими и альпийскими лугами на горно-луговых почвах, переходящих выше в горную тундру. Как известно, на равнинах, в условиях горизонтальной зональности, зона лесных подзолистых почв при движении к северу непосредственно через лесотундру переходит в зону тундровых почв.

Под «миграцией» почвенных зон подразумевается проникновение одной зоны в другую (например, по горным долинам).

В 1960 г. Ю. А. Ливеровский и Э. А. Корнблум наряду с концепцией о вертикальной зональности предложили ввести понятие о «горной зональности», относящееся к более обширному комплексу природных явлений, нежели климат, растительность и почвы. Н. Н. Розов и В. М. Фридланд ввели представление о типах структур вертикальной зональности почв, а М. А. Глазковская описала 14 типов горнозональных структур для разных горных систем мира.

Глава семнадцатая

ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС

17.1. Общая схема почвообразования

Почвообразовательный процесс, или почвообразование, — это сложный природный процесс образования почв из слагающих земную поверхность горных порос), их развития, функционирования и эволюции под воздействием комплекса факторов почвообразования в природных или антропогенных экосистемах Земли.

Почвообразование начинается с момента поселения живых организмов на скальных породах или на продуктах их выветривания и переотложения — водноаккумулятивных (флювиальных), гляциальных, эоловых, гравитационных наносах.

На первых стадиях процесса на скальных горных породах,

магматических или осадочных, **первичный почвообразовательный процесс** по существу **совпадает с выветриванием**, и формирующаяся на плотной скальной породе почва физически совмещена с корой выветривания. В дальнейшем на более зрелых стадиях развития земной поверхности выветривание и почвообразование разделяются в пространстве и времени, а почва формируется лишь в самой верхней зоне коры выветривания горных пород, часто после ее образования или переотложения. При этом надо иметь в виду, что в абиотический период развития земной поверхности в далеком геологическом прошлом Земли выветривание протекало без почвообразования и на земной поверхности существовали коры выветривания, но не было почв.

Разделение процессов выветривания и почвообразования и, соответственно, коры выветривания и почвы как разных природных тел имеет принципиальное значение. И хотя факторы (агенты и условия) выветривания и почвообразования одни и те же и протекают эти процессы в одних и тех же термодинамических условиях земной поверхности с их соответствующей глобальной дифференциацией, как сами процессы, так и конечные результаты, продукты этих процессов разные. *Кора выветривания горных пород* — это продукт их разрушения, трансформации минеральных компонентов, потоковой, массоразмерной сортировки и переотложения — гравиградационной седиментации. *Почва* — это результат новообразования специфического биокосного природного тела, отличающегося от коры выветривания наличием гумуса, характеристической морфологией иерархической структурой, глобальными функциями. Подчеркивая принципиальные различия между почвой и корой выветривания, академик Б. Б. Полынов писал (1917): «Очевидно, что почва может возникать и на разрушенном граните и на дне морском, т. е., другими словами, может возникать всюду, где горная порода приходит в соприкосновение с органической жизнью, и в каждый из моментов, в который она может служить средой для развития этой жизни. Очевидно также и то, что если кора выветривания является эпохой в жизни горных пород, то почва есть не что иное, как отдельный момент этой эпохи» Соответственно почвообразование — это один из частных процессов трансформации земного вещества в зоне гипергенеза в специфических условиях педосферы.

Как скальные горные породы (массивные, плотные, массивно-кристаллические, коренные породы) — продукт чисто геологических процессов образования земной коры, так и рыхлые горные породы (рыхлые наносы, отложения, седименты, рухляк выветривания) — продукт выветривания и осадконакопления, также чисто геологических процессов на земной поверхности, формирующих остаточные (элювиальные), транзитные и аккумулятивные коры выветривания, — могут служить *материнской, или почвообразующей, породой*, из которой формируется почва.

В процессе выветривания, транспортировки и переотложения

горные породы приобретают ряд новых свойств, не характерных для исходных плотных пород и имеющих существенное значение для почвообразования: 1) из плотных, массивных образований становятся рыхлыми, раздельночастичными; 2) приобретают порозность, а вместе с нею воздухоемкость и воздухопроницаемость, влагоемкость и водопроницаемость; 3) наряду с первичными породообразующими минералами горные породы коры выветривания содержат вторичные минералы, в том числе глинистые минералы предколлоидного и коллоидного размера, являющиеся продуктом трансформации и неосинтеза и обладающие обменной поглотительной способностью; 4) перераспределяются на земной поверхности по своему гранулометрическому, минералогическому и химическому составу; 5) содержат химические элементы, как биофильные, так и токсичные, в форме доступных живым организмам соединений; 6) имеют литологическую слоистость, формирующуюся в процессах выветривания, перемещения и переотложения материала.

Таким образом, уже в процессе выветривания горные породы приобретают ряд свойств, существенных для формирующихся из них почв. В процессе почвообразования, накладывающегося на выветривание или следующего за ним, эти свойства получают дальнейшее развитие, трансформируясь в почвенные свойства. Рухляк выветривания, оставшийся на месте своего образования (элювий породы) либо переотложенный водными либо ветровыми потоками или силой гравитации, служит благоприятным субстратом для поселения низшей и высшей растительности и связанной с нею фауны и, соответственно, для интенсивного развития почвообразования.

Почвообразование по существу сводится к формированию в пределах выветренной либо выветривающейся толщи исходной породы специфического строения (иерархической почвенной структуры), приобретению новообразованной почвой особых свойств и функций и постоянному динамическому воспроизводству (поддержанию) этих структур, свойств и функций в общей динамике геосферных процессов на земной поверхности.

17.2. Стадийность почвообразования

В процессе почвообразования каждая почва проходит ряд последовательных стадий, направление, длительность и интенсивность которых определяются конкретным комплексом факторов *почвообразования* и их эволюцией в каждой точке земной поверхности (рис. 52).

Стадия начального почвообразования (1 на рис. 52) (на скальных горных породах она носит название *первичного почвообразования*) обычно весьма длительна, поскольку свойства почвенного тела, характерные для развитых почв, еще не сформировались, мала мощность охватываемого почвообразованием субстрата, медленно происходит аккумуляция элементов почвенного

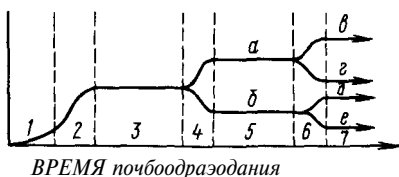


Рис 52 Стадии почвообразования:
 1 — начальное почвообразование, 2 — развитие почвы, 3 — климаксное состояние I, 4 — эволюция почвы по пути а или б, 5 — климаксное состояние II (а или б), 6 — новая эволюция почвы по пути в, г, д или е, 7 — климаксное состояние III (в, г, д или е)

плодородия, профиль лишь в слабой степени дифференцируется на генетические горизонты. Начальное почвообразование сменяется *стадией развития почвы* (2 на рис. 52), которая протекает с нарастающей интенсивностью, охватывая все большую толщу почвообразующей породы вплоть до формирования зрелой почвы с характерным для нее профилем и комплексом свойств. К концу этой стадии процесс постепенно замедляется, вернее, приходит к некоторому равновесному состоянию, определяемому комплексом факторов почвообразования и внутренних почвенных свойств. При этом достигается третья стадия, *стадия равновесия — климаксное состояние* (3 на рис. 52), длящееся неопределенно долго. В климаксном состоянии поддерживается более или менее постоянное динамическое равновесие почвы со средой, т. е. с существующим комплексом факторов почвообразования.

На каком-то этапе климаксная стадия сменяется *эволюцией почвы* (4 на рис. 52) в результате саморазвития экосистемы, в которую она входит в качестве одного из компонентов, либо в результате изменения одного или нескольких факторов почвообразования — климата, растительности, характера грунтового увлажнения, под влиянием распашки территории, орошения или осушения и т. д. Стадия эволюции почвы может быть сопоставлена со стадиями развития и ведет к какому-то новому климаксному состоянию. При этом образуется новая почва с новым профилем и новым комплексом свойств. Примеры эволюции одних типов почв в другие многочисленны и хорошо изучены: формирование луговых почв из болотных при обсыхании территории или каштановых почв и черноземов из луговых при остепнении; переход солончака в солонец при рассолении; оподзоливание буроземов; заболачивание автоморфных почв и т. д. В данном случае почва образуется не непосредственно из почвообразующей породы, а из предшествовавшего какого-то вида почвы. Таких циклов почвообразования на одном и том же субстрате может быть несколько. В профиле таких полигенетических (полициклических) почв обычны унаследованные реликтовые черты и признаки, не связанные с современным этапом почвообразования.

Эволюция почвы может идти в разных направлениях: по пути нарастания мощности почвы или по пути ее уменьшения, по пути засоления почвы или ее рассоления, по пути деградации почвенного плодородия или его нарастания. Все это определяется конкретными природными ситуациями. Очередной этап эволю-

ции — это новая почва или ее новое устойчивое состояние, которые в свою очередь сменяются новыми эволюционными циклами.

Развитие и эволюция почв и почвенного покрова в целом на земной поверхности протекает не случайно, а в соответствии с общей историей ландшафтов, определяемой глобальными геологическими процессами, в частности глобальными климатическими, тектоническими и морфоструктурными процессами. Тектонические поднятия и опускания, широкомасштабные подвижки земной коры, глобальные изменения климата, континентальные оледенения служат мощными факторами эволюции почв.

Оценивая общность и различия в истории почвенного покрова континентов, В. А. Ковда (1965, 1973) пришел к заключению о том, что имеется единый путь эволюции почв и почвенного покрова великих водно-аккумулятивных равнин мира, связанный с их общей геологической эволюцией в направлении постепенного абсолютного или относительного поднятия (формирование морских и речных террас), усиления дренированности и обсыхания, ведущего в зависимости от климатических условий к выщелачиванию, остепнению или опустыниванию почв. Отсюда родилась идея о единой эволюционной цепи почв водно-аккумулятивных равнин, проходящих в своем историческом развитии последовательные стадии гидроаккумулятивного, гидроморфного, мезогидроморфного, палеогидроморфного, протерогидроморфного и неоавтоморфного почвообразования (табл. 60).

Иначе развивается почвообразование на высоких первичных эрозионных равнинах и плато, где на начальных стадиях формируются примитивно-автоморфные, затем развитые автоморфные и, наконец, палеоавтоморфные почвы на мощной коре выветривания, составляющие свою особую эволюционную цепь. Своеобразно развивается и горно-эрозионное почвообразование на склонах высоких горных систем, где действуют свои особые факторы эволюции почв (табл. 60) и для которых характерен в большинстве отрицательный баланс продуктов почвообразования.

17.3. Вынос и аккумуляция при почвообразовании

Почвообразование в определенном смысле можно рассматривать как **соотношение процессов выноса и аккумуляции**, причем выносу из охваченной почвообразованием толщи подвергаются одни вещества, а аккумуляции в ней, относительной или абсолютной, — другие.

Абсолютная аккумуляция веществ при почвообразовании — это поступление веществ в почвообразующую породу из атмосферы или гидросферы и накопление их в формирующейся почве. Таким путем в почвах накапливаются углерод (фотосинтез — создание биомассы — отмирание биомассы — разложение — гумификация — гумусонакопление), азот (азотфиксация — потребление организмами — отмирание биомассы — нитрификация, ам-

**Т а б л и ц а 60. Эволюционные ряды почвообразования
(В. А. Ковда, 1973; Б. Г. Розанов, 1977)**

Эволюционный ряд	Стадия эволюции почв	Выражение баланса веществ при почвообразовании*	Геоморфологические поверхности суши	Примеры типов почв на данных стадиях эволюции
Гидроморфное почвообразование на водно-аккумулятивных равнинах	Гидроаккумулятивная	$S = f(P + Ab + Am + Ag), t$	Морские побережья, дельты, эстуарии	Мангровые, маршевые, плавневые
	Гидроморфная	$S = f(P + Ab + Ag), t$	Депрессии низменности поймы	Аллювиальные дерновые, луговые, лугово-болотные
	Мезогидроморфная	$\underline{S} = f(P + Ab + Ag), t$	Низменности, шлейфы склонов, надпойменные террасы рек	Лугово черноземные, лугово каштановые, лугово сероземные
	Палеогидроморфная	$S = f(P + Ab + Ag' - Ag), t$	Высокие террасы рек приподнятые низменности	Вертисоли, солонцы
	Протерогидроморфная	$S = f(P + Ab + Ag'' - Ag), t$	Слабо расчлененные приподнятые равнины	Черноземы, каштановые, сероземы
Автоморфное почвообразование на денудационных равнинах	Неоавтоморфная	$S = f(P + Ab - Ag), t$	Сильно расчлененные приподнятые равнины	Серые лесные
	Примитивно-автоморфная	$S = f(P + Ab - Am - Ag), t$	Молодые эрозионные равнины, сильно расчлененные плато	Литосоли, регосоли, белосоли
	Автоморфная	$S = f(P + Ab - Ag), t$	Эрозионные равнины и плато	Буроземы
Горно-эрозионное почвообразование на горных склонах	Палеоавтоморфная	$S = f(P + Ab - Ag' - Ag), t$	Древние эрозионные равнины и плато	Красно-желтые ферралитные
	Горная примитивная	$\underline{S} = f(P + Ab + Am + Ag), t$	Скалистые молодые и омоложенные горы	Горные литосоли
	Горная развитая	$\underline{S} = f(P + Ab + Am + Ag), t$	Высокие средневозрастные горы	Рендзины, ранкеры
	Горная зрелая	$\underline{S} = f(P + Ab + Am + Ag), t$	Древние денудированные горные системы	Красноземы

* S — почва, P — почвообразующая порода, Ab — биологическая аккумуляция, Am — механическая аккумуляция, Ag — современная геохимическая аккумуляция, Ag' и Ag'' — древняя геохимическая аккумуляция, t — время почвообразования

монификация), водорастворимые соли, гипс, известь, соединения железа, кремнезем (из грунтовых вод, особенно при их выпотном режиме)

Относительная аккумуляция веществ при почвообразовании — это остаточное накопление в результате выноса каких-то других веществ. Например, в результате выноса из выветривающейся породы соединений щелочных и щелочно-земельных металлов в ней относительно увеличивается содержание кремнезема и полуторных оксидов; вынос щелочей, щелочных земель и кремнезема может относительно обогатить почву оксидами алюминия и т. д. Относительная аккумуляция веществ — это всегда следствие *элювиального процесса*, под которым понимается процесс нисходящего передвижения веществ в почве при промывном режиме и частичного или полного выноса в нижележащую толщу или за ее пределы ряда соединений, особенно солей щелочей и щелочно-земельных металлов; элювиированию могут также подвергаться соединения железа, алюминия, марганца, фосфора, серы и в некоторых случаях кремния (при аллитизации). Элювиированию (партлюации) могут подвергаться и тонкодисперсные минералы.

Вынос и аккумуляция веществ при почвообразовании являются следствием взаимодействия малого биологического и большого геологического круговоротов веществ на земной поверхности, которое развивается противоречно и неоднозначно в разных природных условиях. Результатом биологического круговорота веществ является, прежде всего, биологическая аккумуляция в почвах углерода, азота и ряда других биофилов. Результатом геологического круговорота может быть как обеднение почвы теми или иными элементами (элювиальный процесс), так и обогащение (засоление, корообразование). Биологический круговорот веществ вырывает часть элементов на какой-то период из их геологического круговорота, вовлекая их в биологические циклы, а почва служит при этом промежуточным резервуаром благодаря своим особым свойствам, предохраняя биофилы от выноса.

Вследствие особой важности названных циркуляционных процессов почвообразование в целом часто определяют как *сложный процесс взаимодействия малого биологического и большого геологического круговоротов веществ и потоков энергии в пределах коры выветривания горных пород, ведущий к образованию почвы, ее развитию и эволюции*. Почвообразовательный процесс — *это совокупность явлений превращений и перемещений вещества и энергии в пределах педосферы Земли*.

17.4. Противоположные явления при почвообразовании

Описанное взаимодействием биологического и геологического круговоротов веществ проявляется через серию противоположно направленных процессов и противоречивых явлений, из которых

складывается почвообразование. К ним относятся: 1) разрушение первичных и вторичных минералов — неосинтез минералов; 2) биологическая аккумуляция элементов в почве — потребление элементов организмами из почвы; 3) гидрогенная аккумуляция элементов в почве — геохимический вынос элементов из почвы; 4) разложение органических соединений — синтез новых органических соединений; 5) поглощение ионов из раствора твердой фазой — переход ионов из твердой фазы в раствор; 6) растворение веществ — осаждение веществ; 7) пептизация коллоидов — коагуляция коллоидов; 8) нисходящее движение растворов — восходящее движение растворов; 9) увлажнение — высыхание; 10) набухание — усадка; 11) нагревание — охлаждение; 12) окисление — восстановление; 13) азотфиксация — денитрификация.

Многие из указанных противоположных процессов носят циклический характер, связанный с общей цикличностью природных явлений. Можно выделять суточные, сезонные, годовые, многолетние, вековые циклы почвообразования, формирующие режимы почвообразования, специфичные для каждого типа почвы.

Перечисленные противоположные процессы, из которых складывается почвообразование, А. А. Роде назвал *общими почвообразовательными процессами*, поскольку они имеют место во всех почвах, хотя и в разном качественном и количественном проявлении, в разнообразных сочетаниях.

Специфические проявления общих процессов в зависимости от специфики факторов и условий почвообразования А. А. Роде назвал *частными почвообразовательными процессами*; относятся к ним такие процессы, как гумусообразование или торфообразование, засоление или рассоление, неосинтез каолинита или монтмориллонита и т. д.

Кроме того, А. А. Роде разделил все почвообразовательные процессы на *макропроцессы*, охватывающие весь почвенный профиль в целом, и *микропроцессы*, минеральные и органические преобразования в пределах изолированных участков почвенного профиля.

Разделение почвообразовательных процессов на общие и частные, макро- и микропроцессы полезно в анализе почвообразования в целом, а также в анализе генезиса почв.

17.5. Элементарные почвенные процессы

Частные почвообразовательные макропроцессы академик И. П. Герасимов предложил называть *элементарными почвенными процессами* (1973). Ранее, в работах С. А. Захарова, С. С. Неуструева, Б. Б. Полынова (1930), И. П. Герасимова и М. А. Глазговской (1960) эти процессы назывались элементарными почвообразовательными процессами. Сейчас термин «элементарные почвенные процессы» получил общее признание.

Согласно И. П. Герасимову, элементарные почвенные процес-

сы (ЭПП) составляют в своей совокупности явление почвообразования, присущее только почвам, и при соответствующих естественных сочетаниях друг с другом определяют свойства почв на уровне генетических типов, т. е. прежде всего строение профиля или состав и соотношение системы генетических почвенных горизонтов. В соответствии с этим пониманием каждый генетический тип почвы (ГТП) характеризуется определенным, только ему одному свойственным сочетанием ЭПП, хотя отдельные ЭПП могут и должны встречаться (в разных сочетаниях) в различных ГТП.

С другой стороны, степень развития сочетания ЭПП, свойственного определенному ГТП, а также присоединение к этому основному сочетанию дополнительных ЭПП делают возможным обоснованное разделение ГТП на подтипы, роды и виды почв.

Дополняя эту концепцию, Я. М. Годельман (1977) предложил различать *комплект* и *комплекс ЭПП*, понимая под первым набор всех ЭПП, в той или иной мере составляющих общий процесс почвообразования на данной территории. Разные комплекты ЭПП обуславливают формирование разных почв. Но один и тот же комплект ЭПП тоже может привести к образованию разных почв, если в нем различна интенсивность того или иного ЭПП. *Комплекс ЭПП — это их комплект с определенным соотношением интенсивностей проявления составляющих его ЭПП, обуславливающий формирование одинаковой почвы в пределах ареала своего воздействия.* Соответственно каждому комплексу ЭПП отвечает свой особый почвенный индивидуум.

Концепция элементарных почвенных процессов представляется весьма плодотворной и перспективной с точки зрения генетического анализа почвообразования. Однако ее конкретное содержание нуждается в дальнейшей глубокой проработке, особенно с точки зрения перечня ЭПП, критериев их выделения, диагностики и характеристики. Само понятие «элементарности» должно получить более четкое научное определение, поскольку выделяемые сейчас ЭПП по существу являются весьма сложными процессами, состоящими из большого комплекса общих процессов и микропроцессов. В настоящее время нет оснований говорить о полном перечне ЭПП, поскольку для многих почв их генезис остается пока проблематичным.

Анализ и обобщение концепций А. А. Роде и И. П. Герасимова позволяет заключить, что к элементарным почвенным процессам относятся те природные и антропогенные почвенные процессы, которые: а) специфичны только для почв и не характерны для других природных явлений; б) в своей совокупности составляют явление почвообразования; в) определяют образование в профиле специфических почвенных горизонтов; г) определяют строение профиля почв, т. е. состав и соотношение системы генетических почвенных горизонтов; д) имеют место в нескольких типах почв в различных сочетаниях.

Таким образом, элементарные почвенные процессы — это го-

ризонтообразующие или профилеобразующие процессы, что отделяет их как от общих почвообразовательных процессов, так и от микропроцессов, протекающих в почвах.

В настоящее время выделяются следующие элементарные почвенные процессы (обновленная схема Б. Г. Розанова).

I. Биогенно-аккумулятивные ЭПП. Группа ЭПП, протекающих в почве под непосредственным влиянием живых организмов, при участии продуктов их жизнедеятельности и посмертных остатков и сопровождающихся образованием в профиле биогенных органо-аккумулятивных поверхностных горизонтов.

1. *Подстилкообразование* — формирование на поверхности почвы органического (в нижней части органо-минерального) слоя лесной подстилки или степного войлока, находящегося по вертикальным слоям и во времени (по сезонам года) на различных стадиях разложения растительных остатков.

2. *Торфообразование* — процесс преобразования и консервации органических остатков при их незначительной гумификации, ведущий к образованию поверхностных горизонтов торфа различной степени разложенности: а) *олиготрофное* (дистрофное) торфообразование; б) *эутрофное* торфообразование.

3. *Гумусообразование* — процесс преобразования органических остатков в почвенный гумус и его перемешивания с минеральной частью почвы с формированием гумусовых сгустков (гумонов), обволакивающих пленок, органо-минеральных соединений и глинисто-гумусовых комплексов: а) по механизму гумусонакопления — инситное (от лат. *in situ* — на месте образования), пропиточное (импрегнационное) и потечное; б) по типу гумификации — гуматное, гуматно-фульватное, фульватное, гуминное; в) по реакции среды — в кислой, нейтральной, щелочной среде; г) по характеру связи с минеральной частью и степени гумификации — мюллеобразование, модерообразование, морообразование.

4. *Дерновый процесс* — интенсивное гумусообразование, гумусонакопление и аккумуляция биофильных элементов под воздействием травянистой растительности и особенно корневой массы с образованием изогумусового профиля с поверхностным темным комковатым или зернистым гумусовым (или перегнойным) горизонтом, состоящим по крайней мере на половину по объему из корневых систем растений.

II Гидрогенно-аккумулятивные ЭПП. Группа процессов, связанных с современным или прошлым (палеоаккумулятивные процессы) влиянием грунтовых вод на почвообразование и относящихся, строго говоря, в значительной степени к геохимическим миграционным процессам земной коры. Лишь в той степени, в какой эти процессы охватывают аккумуляцию веществ в почвенном профиле, они могут быть отнесены к почвенным процессам.

1. *Засоление* — процесс накопления водорастворимых солей в почвенном профиле при выпотном (десукционном) водном режиме в условиях минерализованных грунтовых вод.

2. *Загипсовывание* — процесс вторичной аккумуляции гипса в почвенной толще при отложении его из минерализованных грунтовых вод при достижении ими насыщения в отношении сульфата кальция или при обработке известьсодержащего слоя сульфатно-натриевыми водами.

3. *Окарбончивание (обызвестковывание)* — процесс вторичной аккумуляции карбоната кальция в почвенной толще при отложении его из минерализованных грунтовых вод при достижении ими насыщения карбонатом или гидрокарбонатом кальция или при обработке гипсодержащего слоя щелочными содовыми водами.

4. *Оруднение* — процесс гидрогенного накопления оксидов железа и марганца разной степени гидратации в толще почвы с образованием «железистого солончака» или рудякового горизонта, оргштейна, болотной руды.

5. *Окремнение* — процесс гидрогенного накопления кремнезема в толще почвы и цементации им почвенных слоев с образованием дурипэна или силкриты, имеющий место в области циркуляции щелочных растворов.

6. *Латеритизация (латеризация)* — процесс аллохтонного внутрипочвенного ожелезнения с образованием мощных конкреционных или панцирных прослоев разного строения (пизолитового, вермикулярного, шлаковидного).

7. *Плентификация* — гидрогенный процесс преобразования ферраллитизованного материала путем отложения из поднимающихся или сезонно осциллирующих грунтовых вод оксидов железа на каолинитовой матрице.

8. *Олуговение* — аккумулятивный процесс, связанный с воздействием пресных грунтовых вод (их капиллярной каймы) на нижнюю часть профиля при хорошем общем дренаже, что приводит к повышению увлажненности почвы без ее заболачивания, росту гумусированности почвы и обеспеченности элементами питания растений; это дерновый процесс в сочетании с грунтовым увлажнением при хорошем дренаже.

9. *Тирсификация* — процесс в условиях временного гидроморфизма, характерного для слабодренированных депрессий аридных территорий, в результате которого почва чернеет вследствие образования черного гидроморфного гумуса с крупными молекулами, комплексирующими железо, а структура деградирует (Ф. Дюшофур, 1965); процесс представляет собой своеобразное сочетание слабого олуговения и слитизации при возможной монтмориллонитизации либо протекает в условиях аккумуляции монтмориллонитовых глин в почвообразующей породе.

10. *Кольматаж* — гидрогенный процесс накопления взмученного в покрывающей почву воде материала на поверхности почвы и в порах ее верхних слоев, идущий при затоплении почвы водой той или иной мутности; природный кольматаж имеет место при подводном и аллювиальном гидроаккумулятивном почвообразовании, при намыве почв под склонами; некоторые почвы

кольматируются искусственно с целью поднятия их плодородия; постоянно идет кольматаж на орошаемых почвах, особенно при поливах напуском.

III. Метаморфические ЭПП. Группа процессов трансформации породообразующих минералов *in situ* без элювиально-иллювиального перераспределения компонентов в почвенном профиле.

Строго говоря, это процессы коры выветривания, охватываемые явлениями трансформации первичных минералов во вторичные и преобразования горных пород в процессе выветривания. К почвенным процессам они относятся лишь постольку, поскольку имеют место в пределах почвенного профиля; отсюда вводится понятие «внутрипочвенного выветривания» для данной группы процессов, хотя очень трудно сказать с уверенностью, является ли наблюдаемый в данный момент минералогический состав почвы результатом «внутрипочвенного» или «допочвенного» выветривания.

1. *Сиаллитизация* — процесс внутрипочвенного выветривания первичных минералов с образованием и относительным накоплением *in situ* вторичной глины сиаллитного состава. Часто этот процесс также называют оглинением (оглиниванием), внутрипочвенным оглиниванием, метаморфическим оглиниванием.

2. *Монтмориллонитизация* — процесс внутрипочвенного выветривания первичных минералов с образованием и относительным накоплением *in situ* вторичной глины преимущественно монтмориллонитового состава; этот процесс может протекать и путем ресиликации ненабухающих сиаллитных глин при обработке их щелочными водами, содержащими наряду с основаниями кремнезем. С. В. Зонн и другие ученые определили этот процесс как «монтмориллонитовое оглинение», которое «в отличие от метаморфического обуславливается накоплением в составе глин монтмориллонита, что происходит в стадию предшествовавшего избыточного увлажнения минерализованными морскими или континентальными водами; при этом Si и Mg, содержащиеся в водах, создают предпосылки для преобразования ненабухающих в набухающие монтмориллонитовые минералы» (1973). Монтмориллонитизация может также предшествовать стадии каолинизации и аллитизации при ферралитном выветривании, когда в среде выветривающейся породы еще присутствует достаточно кремния и катионов.

3. *Гумуссиаллитизация* — преобразование минеральной массы под воздействием нейтральных и слабокислых гумусовых веществ, способствующих частичному выносу оснований при хорошем дренаже и формированию дернинно-гумусированного глинисто-щебнистого профиля почв; процесс происходит под горно-луговой и горно-лугово-степной растительностью (С. В. Зонн и др., 1973).

4. *Ферраллитизация* — процесс внутрипочвенного выветривания первичных минералов с образованием и относительным накоплением *in situ* вторичной глины ферралитного состава; обычно

ферралитизация сопровождается интенсивной десиликацией без образования вторичного кварца с выносом оснований и избытка кремнекислоты. В составе ферралитизованного материала преобладают кварц, *каолинит* и минералы группы гидроксидов алюминия (гидрагиллит, диаспор) и железа (лимонит, гематит). Частными видами ферралитизации являются каолинизация при преобладании каолинита в продуктах выветривания и аллитизация (бокситизация) при преобладании гидроксидов алюминия.

5. *Ферсиаллитизация* — процесс накопления подвижных соединений железа в виде $\text{Fe}(\text{OH})_3$ и Fe_2O_3 на фоне оглинения (сиаллитизации), обусловленного декарбонатизацией; в первом случае почва приобретает желтые тона окраски, во втором — ярко-красные; процесс наиболее интенсивно проявляется на известняках с хорошим дренажем; на породах с рассеянно-пропитывающей карбонатностью ферсиаллитизация имеет ту же природу, но меньшую степень выраженности; при глинистом составе и плохом дренаже происходит интенсивное пожелтение с появлением сизых пятен, что обуславливается неустойчивостью системы $\text{FeO} - \text{F}(\text{OH})_3$ (С. В. Зонн и др., 1973).

6. *Рубефикация (ферритизация)* — процесс необратимой коагуляции и последующей кристаллизации коллоидных гидроксидов железа в почвенном профиле в результате интенсивного периодического просыхания почвы в сухой и жаркий период года после приноса их и отложения в течение влажного периода.

7. *Ожелезнение* — процесс высвобождения железа из решеток минералов при выветривании и их осаждения *in situ* по порам и трещинам в виде автохтонных кутан зерен и микроагрегатов и сгустков гидроксидов, сопровождающийся побурением или покраснением почвообразующей породы.

8. *Оглеение* — процесс метаморфического преобразования минеральной почвенной массы в результате постоянного или длительного периодического переувлажнения почвы, приводящего к интенсивному развитию восстановительных процессов, иногда (или локально в микрizonaх) сменяемых окислительными; процесс характеризуется восстановлением элементов с переменной валентностью, разрушением первичных минералов, синтезом специфических вторичных минералов, имеющих в своей кристаллической решетке ионы с низкой валентностью, незначительным выносом оснований и иногда аккумуляцией соединений железа, серы, фосфора, кремния.

9. *Оливизация* — согласно Э. А. Корнблюму, это «частный горизонтообразовательный процесс» (1970) или «особый морфогенетический почвообразовательный процесс» (1978), в результате которого масса почвы приобретает оливковую или зеленоватую окраску, устойчивую в окислительной среде, что связано с образованием в условиях периодического чередования переувлажнения и интенсивного просыхания глинистых минералов, содержащих трехвалентное железо в шестерной координации

(ноитронит, глауконит, хлорит); процесс сопровождается слитизацией и обесструктурированием почвы.

10. *Слитизация* — процесс обратной цементации (при высыхании) монтмориллонитово-глинистых почв в условиях периодического чередования интенсивного увлажнения и просыхания, сопровождающийся сменой набухания и усадки с интенсивной вертикальной трещиноватостью.

11. *Оструктурирование* — процесс разделения почвенной массы на агрегаты разного размера и формы и последующего упрочнения их и формирования внутреннего строения структурных отдельностей.

12. *Отвердевание* (петрификация, панциреобразование, кирасообразование, корообразование) — процесс необратимого изменения ожелезненных, окремненных, обызвесткованных или загипсованных поверхностных горизонтов в результате дегидратации и кристаллизации минералов.

13. *Мраморизация* — процесс специфического преобразования морфологического облика почвы в результате действия различных ЭПП: оглеения и сегрегации (ржавые прожилки и пятна на голубовато-или зеленовато-сизом фоне); псевдооглеения, оподзоливания и осолодения (белесые прожилки и пятна на красновато-буром фоне); плитнификация (мозаики красных и белесовато-желтых пятен); засоления (белесые прожилки и крапинки на темном фоне); окарбоначивания или загипсовывания (белые прожилки, крапинки, пятна на желтом, буро-желтом, палевом фоне).

IV. Элювиальные ЭПП. Группа процессов, связанных с разрушением или преобразованием почвенного материала в специфическом элювиальном горизонте с выносом из него продуктов разрушения или трансформации нисходящими либо латеральными (боковыми) токами воды, в результате чего элювиальный горизонт становится обедненным теми или иными соединениями и относительно обогащенным оставшимися на месте соединениями или минералами.

1. *Выщелачивание* — процесс обеднения того или иного горизонта почвы или профиля в целом основаниями (щелочами и щелочными землями) в результате выхода их из кристаллической решетки минералов или из органических соединений, растворения и выноса просачивающейся водой. Выщелачиваемые из верхних горизонтов основания могут быть вынесены за пределы почвенного профиля или аккумулярованы в нижерасположенном иллювиальном горизонте. Частными видами выщелачивания являются декарбонатизация — разрушение и вынос извести из почвы или почвообразующей породы — и рассоление — освобождение почвы или почвообразующей породы от водорастворимых солей.

2. *Оподзоливание* — процесс, в основе которого предполагается кислотный гидролиз глинистых силикатов в условиях гумидного климата и промывного водного режима с остаточной аккумуляцией

муляцией в оподзоленном (подзолистом) горизонте кремнезема и обеднением его илом, алюминием, железом и основаниями. Механизмы этого процесса разными авторами трактуются различно: действие водородного иона, появляющегося при диссоциации угольной кислоты (К. К. Гедройц, 1926) или обменно выделяемого корнями растений (А. А. Роде, 1937); влияние аммонийного иона (Н. П. Ремезов, 1941); действие гумусовых кислот, особенно фульвокислот (В. В. Пономарева, 1964); влияние чередования окислительной и восстановительной обстановки в кислой среде (С. П. Ярков, 1947); непосредственное действие кислых выделений микроорганизмов, особенно грибов (В. Р. Вильяме, 1947; Т. В. Аристовская, 1965).

3. *Лессовирование (лессиваж, обезиливание, иллиммеризация)* — процесс пептизирования, отмывки илистых и тонкопылеватых частиц с поверхности зерен грубозернистого (песчаного и крупнопылеватого) материала или из микроагрегатов и выноса их в неразрушенном состоянии из элювиального горизонта (К. Д. Глинка, 1924; Н. Чернеску, 1934; Ж. Обер, 1938, Ф. Дюшофур, 1948; Е. Мюккенхаузен, 1957; В. М. Фридланд, 1957; И. П. Герасимов, 1960).

4. *Псевдооподзоливание* — процесс образования осветленного элювиального горизонта в результате совместного действия лессивирования и поверхностного оглеения (И. П. Герасимов, 1960, 1972). Ряд почвоведов приравнивают этот процесс к псевдооглеению.

5. *Псевдооглеение* — процесс внутрипочвенного поверхностного или подповерхностного оглеения под воздействием периодического переувлажнения верховодкой при ее сезонном образовании на водоупорном иллювиальном горизонте или первично более тяжелом нижнем слое двучленной почвообразующей породы (Е. Мюккенхаузен, 1957; И. П. Герасимов, 1960). Поскольку переувлажнение здесь не постоянное, сопровождаемое периодическим промыванием этого слоя, образуется своеобразный мраморовидный и сегрегированный элювиальный горизонт, в котором оглеение сочетается с разрушением соединений и выносом части продуктов разрушения.

6. *Осолодение* — предполагаемый процесс разрушения минеральной части почвы под воздействием щелочных растворов (щелочной гидролиз глинистых силикатов) с накоплением остаточного аморфного кремнезема и выносом из элювиального (осолоделого) горизонта аморфных продуктов разрушения (К. Г. Гедройц, 1926; Н. И. Базилевич, 1967). Ряд почвоведов полагают, что как особый почвенный процесс осолодение не существует в природе, а это лишь псевдооглеение в условиях слабощелочной или нейтральной реакции среды.

7. *Сегрегация* — процесс образования осветленного внутрипочвенного горизонта путем стягивания соединений железа и марганца из общей почвенной массы в дискретные центры концентрации без существенного выноса за пределы горизонта.

8. *Отбеливание* — процесс снятия полтораоксидных, органико-минеральных или органических пленок с крупнозернистого материала и выноса этих соединений из элювиального горизонта без разрушения содержащихся в нем минеральных зерен.

9. *Ферролиз (элювиально-глеевый процесс)* — процесс разрушения глинистых силикатов при оглеении с последующим выносом или сегрегацией продуктов разрушения и остаточным накоплением кремнезема; отличается от псевдооглеения отсутствием мраморизации и сегрегации.

10. *Элювиально-гумусовый процесс* — процесс образования и частичного накопления (частичного выноса) гумуса, в составе которого существенную роль играют подвижные соединения, слабо закрепляемые катионами металлов, которых к тому же нехватает для их полного насыщения, в результате формируется так называемый потечно-гумусовый горизонт, часто с иллювиально-гумусовым горизонтом в нижней части.

11. *Al-Fe-гумусовый процесс* — процесс мобилизации железа и алюминия минеральных пленок кислыми гумусовыми веществами и последующего выноса аморфных соединений с образованием элювиального горизонта без глубокого разрушения минеральной части. Согласно концепции ряда почвоведов, преимущественно западных школ, — это истинное оподзоливание.

12. *Коркообразование* — процесс образования поверхностной сильно пористой обогащенной кремнеземом обессоленной корочки в степных, полупустынных и пустынных почвах, которую иногда называют «осолоделой».

V. Иллювиально-аккумулятивные ЭПП. Группа процессов аккумуляции веществ в средней или нижней части профиля элювиально-дифференцированных почв, включающих отложение, трансформацию и закрепление вынесенных из элювиального горизонта соединений. Вообще говоря, каждому элювиальному процессу может соответствовать свой иллювиальный процесс если элювиирование не идет за пределы почвенного профиля.

1. *Глинисто-иллювиальный процесс* — процесс иллювиального накопления илистых частиц, выносимых при лессивировании

2. *Гумусо-иллювиальный процесс* — процесс иллювиального накопления гумуса, выносимого из подстилки или из элювиального горизонта.

3. *Железисто-иллювиальный процесс* — процесс иллювиального накопления соединений (оксидов) железа, выносимого из элювиального горизонта в ионной, коллоидной или связанной с органическим веществом формах.

4. *Алюмогумусо-иллювиальный процесс* — процесс иллювиального накопления аморфных оксидов алюминия вместе с гумусом, вынесенных сверху из элювиального горизонта, описанный для так называемых «криптоподзолистых» почв Центральной Европы в качестве предподзолистой стадии почвообразования (Ph. Duchaufour, B. Souchier, 1968; К. Кирица и др., 1970) при оподзоливании буроземов.

5. *Железистогумусо-иллювиальный процесс* — процесс иллювиального накопления аморфных оксидов железа вместе с гумусом, вынесенных вниз из элювиального горизонта, характерный для песчаных подзолов.

6. *Al-Fe-гумусоиллювиальный процесс* (иллювиально-гумусовый процесс, по Б. Аарнио, Е. Н. Ивановой, В. В. Пономаревой; челювиация или хелювиация, по Ф. Дюшофуру) — антипод Al-Fe-гумусового процесса — процесс иллювиального накопления аморфных оксидов алюминия и железа вместе с гумусом, вынесенных вниз из подстилки или элювиального горизонта, характерный для подзолов.

7. *Подзолисто-иллювиальный процесс* — иллювиальное накопление неразрушенных глинистых частиц и аморфных полуторных оксидов, вынесенных из элювиального подзолистого горизонта.

8. *Карбонатно-иллювиальный процесс* — иллювиальное накопление карбонатов кальция, вынесенных сверху, в средней или нижней части профиля.

9. *Солонцово-иллювиальный процесс* — процесс иллювиального накопления и обратимой коагуляции набухающих глин, насыщенных в значительной степени натрием.

VI. Педотурбационные ЭПП (педотурбации). Смешанная группа процессов механического перемешивания почвенной массы под влиянием разнообразных факторов и сил, как природных, так и антропогенных.

1. *Самомульчирование* — процесс образования маломощного поверхностного рыхлого мелкоглыбистого (ореховатого) горизонта при интенсивном просыхании слитых почв, ясно отделяющегося от расположенной ниже слитой почвенной массы; самомульчированный слой существует лишь в сухом состоянии, полностью сливаясь с нижележащей почвой при увлажнении.

2. *Растрескивание* — процесс интенсивного сжатия почвенной массы при ее обсыхании с образованием вертикальных трещин на ту или иную глубину, ведущий к перемешиванию почвы и ее гомогенизации на глубину растрескивания в одних почвах (например, вертисолях) либо, наоборот, к образованию гетерогенных профилей с разным составом и строением в заполненных трещинах в межтрещинных массах в других почвах (например, в криогенных).

3. *Криотурбация* — процесс морозного механического перемещения одних почвенных масс относительно других в пределах какого-либо горизонта или профиля в целом с образованием специфического криотурбационного строения.

4. *Вспучивание* — формирование крупноглыбистого рыхлого поверхностного слоя солевых кор (себкхов) в пустынях при обсыхании сульфатных солончаков.

5. *Пучение* — излияние на поверхность тиксотропной почвенной массы в условиях криогенеза.

6. *Биотурбация* — перемешивание почвы обитающими в ней животными землероями.

7. *Ветровальная педотурбация* — процесс перемешивания массы различных почвенных горизонтов при ветровальных лесных вывалах, приводящий к существенной гетерогенности и гетерохронности почвенного профиля (Л. О. Карпачевский, 1977, 1980).

8. *Гильгаиобразование (вертисолизация)* — специфический сложный педотурбационный процесс в вертисолях, включающий растрескивание на значительную глубину, поверхностное самомульчирование, перемещение одних почвенных масс относительно других с образованием поверхностей скольжения (сликкенсайдов), образование микрорельефа типа гильгаи.

9. *Агротурбация* — разного типа механическое перемешивание, рыхление или, наоборот, уплотнение почвы сельскохозяйственными орудиями и машинами в практике земледелия.

VII. Деструктивные ЭПП. Это группа процессов, ведущих к разрушению почвы как природного тела и в конечном итоге к уничтожению ее.

1. *Эрозия* — процесс механического разрушения почвы под действием поверхностного стока атмосферных осадков: а) *пло-скостная* эрозия, или эрозия смыва; б) *линейная* эрозия, или эрозия размыва (овражная эрозия); в) *ирригационная* эрозия при неосторожном орошении склоновых почв.

2. *Дефляция* — процесс механического разрушения почвы под действием ветра (ветровая эрозия почвы), который особенно интенсивно проявляется на легких почвах (развеивание песков), но иногда и на суглинках и глинах, особенно при их пылеватом составе (пыльные бури).

3. *Стаскивание* — антропогенный процесс снятия почвы в верхних частях склонов и постепенного перемещения ее в нижние при машинной обработке почвы вдоль склона.

4. *Погребение* — засыпание почвы каким-то материалом, принесенным со стороны, в такой степени, что в ней прекращается почвообразовательный процесс, а новое почвообразование начинается уже с поверхности погребаящего старую почву насоса; погребенная почва становится при этом реликтом.

17.6. Тип почвообразования

Понятие о типе почвообразования как главном направлении развития почвообразовательного процесса в той или иной природной области было введено в науку еще в начале столетия. Однако конкретное содержание его не всеми учеными понималось однозначно.

Ряд ученых полагают, что тип почвы полностью соответствует типу почвообразования. С другой стороны, К. Д. Глинка (1927), С. С. Неуструев (1930), В. Кубиена (1970) и многие другие почвоведы считали, что типов почвообразования значительно меньше,

чем имеющихся на Земле типов почв, многие из которых имеют переходный характер. С. С. Неуструев, следуя К. Д. Глинке, выделял всего пять типов почвообразования (латеритный, подзолистый, солонцовый, степной и болотный) при значительно большем числе типов почв; В. Кубиена выделял девять типов почвообразования, объединяющих множество типов почв. При этом имелось в виду, что типы почвообразования проявляются в разных типах почв, во-первых, в различных количественных сочетаниях и, во-вторых, с различной интенсивностью. Так, сочетание подзолистого и степного почвообразования дает тип серых лесных почв, подзолистого и болотного — тип болотно-подзолистых почв и т. д.

Формирование почвы того или иного типа — это всегда результат действия многих разнокачественных, часто противоположно направленных почвенных процессов, дающих в своей совокупности основное направление почвообразовательного процесса. Для вскрытия его характера более плодотворной представляется концепция элементарных почвенных процессов. Если принять, что общее направление почвообразования, ведущее к формированию почвы того или иного типа, определяется в каждом конкретном случае строго ограниченным комплектом элементарных почвенных процессов, т. е. каждому ГПП соответствует свой комплект ЭПП, то необходимо заключить, что каждому генетическому типу почвы соответствует свой тип почвообразования. Согласно этой концепции тип почвы и почвообразования — понятия одного порядка, которые не должны противопоставляться друг другу.

Концепция элементарных почвенных процессов и комплекта ЭПП как фактора, определяющего направление (тип) почвообразования, не исключает и более широкие генетические обобщения. В почвоведении существуют такие широкие понятия, как подводное, аллювиальное, гидроморфное, автоморфное, горно-эрозионное (горное), криогенное, степное, болотное, лесное, культурное почвообразование, относящиеся к надтиповым почвенным группировкам. Есть такие понятия, как олуговение, остепнение, опустынивание, заболачивание, засоление, связанные с развитием переходных типов почв; некоторые почвоведы используют такие понятия, как Al-Fe-гумусовое, гумус-иллювиальное, изогумусовое, метаморфическое, профиль-дифференцирующее, элювиально-иллювиальное почвообразование и т. д.

В настоящее время понятие типа почвообразования больше всего связывается с наличием или доминированием того или иного профилеобразующего ЭПП, общего для ряда типов почв. В этом отношении можно сказать, что тип почвообразования — это преимущественное развитие какого-то профилеобразующего ЭПП. Однако для сложных полнопрофильных развитых почв, особенно с дифференцированным профилем, часто бывает трудно установить относительную роль того или иного ЭПП. Поэтому понятие «тип почвообразования» и те широкие надтиповые понятия, примеры которых приведены выше, пока используются

в почвоведении не достаточно строго и не единообразно разными исследователями. Более строгими понятиями служат «тип почвы» и связанный с ним комплект ЭПП.

17.7. Возраст почвообразования

Современные почвы — это продукт длительной и сложной геологической истории земной поверхности. Этот основополагающий принцип был сформулирован В. В. Докучаевым на заре развития генетического почвоведения. Развивая его, П. С. Коссович писал в 1911 г.: «Наблюдаемый нами современный почвенный покров земного шара должен быть рассматриваем лишь как одна из стадий в его развитии, а отдельные почвенные образования, с которыми мы имеем дело в настоящее время, в прошлом могли представлять другие формы почвообразования и в будущем могут подвергнуться существенным превращениям даже без изменения внешних условий, и для полного познания всякой почвы необходимо выяснить ее генезис с самого начала ее образования».

Рассматривая *абсолютный возраст* современных почв, необходимо принять во внимание геологический возраст в разных точках земной поверхности, который колеблется в широких пределах, практически от нуля до многих миллионов лет.

Нулевой возраст имеют поверхности суши, только что освобожденные от покрывающей их воды, как, например, прибрежные территории в Прикаспии или Приаралье (в результате морской регрессии) либо искусственно осушаемые земли в дельтах рек (плавни Дуная, Кубани) или по морским побережьям при создании полейдеров. Нулевой возраст имеют поверхности, создаваемые лавовыми или пепловыми покровами современных вулканических извержений. Наконец, нулевой возраст имеют создаваемые человеком свежие срезы пород при горных или строительных работах, карьеры и насыпи.

На морских террасах, для которых точно известен их геологический возраст, четко прослеживается возрастная последовательность формирования почв — *хронокатена*, связанная с постепенным обсыханием и относительным поднятием территории, причем четко прослеживается стадийность почвообразования от гидроаккумулятивного через гидроморфное, мезогидроморфное и палеогидроморфное к неоавтоморфному.

Возраст почвенного покрова равнин северного полушария соответствует концу последнего материкового оледенения где-то около 10 тыс. лет назад. В пределах Русской равнины, в ее северной части, возраст почв определяется постепенным отступлением ледниковых покровов на север в конце ледникового периода, а в южной части — постепенной Каспийско-Черноморской регрессией примерно в то же время. Соответственно возраст черноземов Русской равнины составляет 8—10 тыс. лет, а возраст подзолов Скандинавии — 5—6 тыс. лет.

Возраст почв эрозионных рабнин Африки, где в течение последнего геологического периода не было существенных катастрофических смен, за исключением района Рифтовой долины и вулканических нагорий, насчитывает миллионы лет. Такой же большой возраст имеет почвенный покров денудационных равнин Австралии, плато Юго-Восточной Азии и Южной Америки, хотя возраст почв речных долин здесь значительно моложе, особенно в дельтах рек.

Весьма трудно судить об абсолютном возрасте почв в горах, где происходит постоянное омолаживание поверхности в результате тектонических и денудационных процессов. Геологический возраст горных систем (каледонский, герцинский, альпийский) отнюдь не соответствует возрасту их современного почвенного покрова, который претерпевал в геологическом времени неоднократные циклы обновления и вулканизма.

Для определения абсолютного возраста почв и, соответственно, скорости почвообразования в почвоведении используются разнообразные подходы и методы. Наиболее надежной является, конечно, точная историческая датировка начала почвообразования, использовавшаяся еще В. В. Докучаевым для определения возраста почвы, образовавшейся на стенах Староладожской крепости. Однако такие возможности встречаются довольно редко и являются исключениями, да и не дают представления о возрасте природных почв.

Широко использовался метод определения возраста почвы по соотношению изотопов ^{14}C : ^{12}C в почвенном гумусе. Принимая во внимание все оговорки по поводу того, что возраст гумуса и возраст почвы — это разные понятия, что имеет место постоянное разложение гумуса и его новообразование, перемещение новообразованного гумуса от поверхности в глубь почвы, что сам радиоуглеродный метод дает большую ошибку и т. д., определенный этим методом возраст черноземов Русской равнины можно принять равным 7—8 тыс. лет. Г. В. Шарпензеель (1968) определил этим методом возраст некоторых культурных почв Центральной Европы порядка 1 тыс. лет, а торфяников — 8 тыс. лет. Возраст дерново-подзолистых почв Томского Приобья был определен порядка 7 тыс. лет.

Радиоуглеродный метод использовался не только для установления возраста гумуса, но и возраста почвенных карбонатов. Так, Гай Д. Смит определил возраст карбонатных натечков в пустынной известковой почве штата Нью-Мексико порядка 28 тыс. лет при его постепенном росте от поверхности вглубь. В красной пустынной почве Аризоны максимальный возраст карбонатов оказался 32 тыс. лет (С. Х. Боул, 1965), а в аридной почве Нью-Мексико — 18 тыс. лет (Р. В. Руэ, 1965).

В. А. Ковда и Е. М. Самойлова (1968) рассчитали возраст лугово-черноземной почвы (8,5 тыс. лет) и типичного чернозема (7 тыс. лет) Тамбовской области по скорости накопления CaCO_3 в почве из испаряющихся грунтовых вод. Этим же методом

В. А. Ковда (1946) определил возраст и скорость засоления двух солончаков на второй террасе Сырдарьи в Голодной степи — 50 и 500 лет.

И. И. Синягин (1943) определил возраст серозема в 4 тыс. лет по скорости аккумуляции в верхнем (0—20 см) слое P_2O_5 ; Б. Г. Розановым (1961) был рассчитан возраст красноземов Шанского нагорья Бирмы по относительному остаточному накоплению R_2O_3 и нерастворимого остатка при эволюционном выветривании и почвообразовании на известняках, который оказался равным 2 млн. лет (образование 10-метровой красноземной толщи).

Все перечисленные подходы и методы страдают большой неточностью и исходят из неизменной скорости почвообразования и неизменности его направления в течение всего периода почвообразования, что по крайней мере недоказуемо. Соответственно, все эти оценки должны приниматься с большой осторожностью и лишь как весьма приближенные.

С абсолютным возрастом почв связан и их *относительный возраст*, т. е. степень развития почвенного профиля.

Понятие об относительном возрасте почв, хотя и не является строго определенным и вызывает многочисленные научные дискуссии по каждому конкретному случаю, является весьма важным в генетике почв. Рассматривая хронокатены почв в их теоретической форме (см. табл. 60) либо в конкретном проявлении в природе, например современные хронокатены Прикаспия или Приаралья, можно составить представление об относительной молодости, зрелости или древности почв в соответствии с теми или иными стадиями их развития. В других случаях вопрос решается значительно сложнее. Вообще говоря, об относительной молодости или древности почв принято судить по степени развития их профиля: более мощные, более гумусированные, более выветрелые, более дифференцированные почвы считаются стадийно более зрелыми. Однако какие бы то ни было количественные критерии этих различий отсутствуют.

Об относительном возрасте почв можно судить и по степени их обедненности теми или иными соединениями по сравнению с почвообразующими породами или, наоборот, по степени аккумуляции тех или иных соединений. Примером могут служить почвы Республики Мали, где В. Н. Якушевым описаны: 1) ферраллитные почвы без латеритных железисто-бокситовых панцирей на миоценовых поверхностях с возрастом около 20 млн. лет; 2) почвы с пизолитовым железисто-бокситовым панцирем на олигоценых плато с возрастом около 30 млн. лет и 3) почвы с мощными латеритными железисто-бокситовыми панцирями на верхнемеловых-эоценовых поверхностях с возрастом около 70 млн. лет (рис. 53). Чем старше здесь латеритные панцири, тем более они обогащены железом и алюминием и тем беднее кремнием.

17.8. Гетерогенность и полигенетичность почв

Строение и состав почвы, ее морфологический облик и особенности — это результат длительного исторического процесса почвообразования, результат односторонне направленного превращения исходной горной породы в новое природное тело — почву. С другой стороны, уже существующая почва постоянно находится в процессе эволюции, «живет» своей особой почвенной «жизнью», в ней постоянно происходят какие-то изменения и превращения, в том числе и изменения ее морфологии.

В целом морфологическое строение почвы, ее профиль — это консервативный признак, медленно меняющийся во времени и отражающий ход истории почвообразования, включая его различные циклы, фиксирующий историю развития почвы во времени, своеобразная запись истории почвообразования, которая, вообще говоря, поддается научной расшифровке, если знать «те морфологические элементы и признаки почв, которые изучены с генетической стороны, относительно которых мы знаем, что они значат, чем обусловлены и каких внутренних свойств или процессов, приуроченных к данной почвенной среде, являются они указателями и символами» (Н. М. Сибирцев, 1900).

Вообще говоря, почва меняется медленнее, чем такие лабильные компоненты, ландшафта, как растительность или климат. Например, дерново-подзолистая почва, сформированная под хвойным лесом, после уничтожения леса и длительного использования в качестве пахотного угодья все же по всем основным признакам остается дерново-подзолистой, хотя и с определенными изменениями. Многие почвы аридных районов несут в своем профиле реликтовые признаки прошлой гумидности климата. Практически во всех почвах встречаются признаки современности и древнего почвообразования, что предопределяет возможность историко-генетического анализа почвенного профиля на основе докучаевской концепции о почве как «зеркале» ланд-

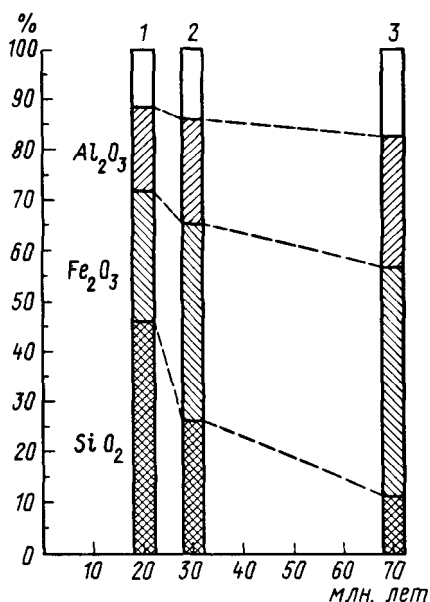


Рис. 53. Изменения состава латеритных покровов в зависимости от их возраста в Республике Мали (В. Н. Якушев, 1970):

- 1 — миоценовые-четвертичные поверхности;
2 — олигоценевые поверхности; 3 — верхнемеловые-эоценовые поверхности

шафта, отражении или, вернее, записи его истории и современного состояния.

Реликтовые признаки почв давно и внимательно изучаются почвоведомы как основа для построения исторических схем почвообразования. Сводка современных знаний по этому вопросу была дана В. А. Ковдой (1973). Позднее И. А. Соколов и В. О. Таргульян (1978) ввели представление о «почве-памяти» и «почве-моменте». В 1984 г. И. А. Соколов модифицировал эти понятия, разделив все почвенные свойства на три категории: «почва—память» — консервативные свойства, возникшие на былых этапах почвообразования; «почва—отражение» — устойчивые свойства, сформировавшиеся на современном этапе почвообразования; «почва-жизнь» — современные динамичные почвенные признаки.

Практически все почвы на земной поверхности, имеющие голоценовый или плейстоценовый возраст, — именно такие почвы составляют до 90% почвенного покрова Земли, — имеют полигенетический характер. Моногенетические почвы, сформировавшиеся при каком-то одном неизменном состоянии факторов почвообразования, являются исключением. Моногенез — это эфемерная стадия в истории почвообразования (рис. 52).

Полигенетичность современных почв, т. е. *прохождение ими* в процессе исторического развития ряда отличающихся по характеру и направлению почвообразования стадий, связана с общим характером геологической и геоморфологической истории современной поверхности суши Земли, которая характеризовалась в четвертичное время и в плейстоцене: 1) неоднократными глобальными климатическими и ландшафтными изменениями (чередования ледниковых эпох и межледниковых, ксеротермических и пльвиальных периодов); 2) неоднократными тектоническими движениями различной амплитуды и направленности (чередования интенсивной денудации и осадконакопления, дренированности и подтопления, литогенеза и педогенеза); 3) периодическими сменами (миграциями) ландшафтов в соответствии с изменениями первых двух факторов; 4) антропогенной перестройкой ландшафтов на значительной части суши.

В современных почвах, как правило, сохраняются те или иные признаки прошлых стадий развития — реликты, свойства, возникшие на былых этапах эволюции при несуществующем ныне сочетании факторов почвообразования в результате действия почвенных процессов, *которые в настоящее время* не идут. Таковы, например, солевые аккумуляции в аридных почвах при отсутствии современной циркуляции растворов и глубоких грунтовых водах. В научном анализе этого явления важно различать, конечно, литореликты — свойства, унаследованные от почвообразующей породы, и педореликты — свойства, унаследованные от прошлых стадий почвообразования. Именно эти реликтовые свойства и признаки почв характеризуются понятием «почва-память».

БИОГЕОХИМИЯ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

18.1. Биогеохимические аспекты почвообразования

В предыдущей главе была рассмотрена общая схема почвообразовательного процесса, движущей силой которого служит взаимодействие малого биологического и большого геологического круговоротов веществ и соответствующих энергетических потоков на земной поверхности. Эти взаимодействия составляют комплекс явлений биогеохимии почвообразования, т. е. миграции и трансформации химических соединений как по вертикали в пределах почвенного профиля и подстилающей толщи горных пород, так и по горизонтали в пределах почвенного покрова планеты в целом.

Биогеохимические аспекты почвообразования определяются законом Вернадского, согласно которому миграция химических элементов на земной поверхности и в биосфере в целом осуществляется или при непосредственном участии живого вещества (биогенная миграция), или же она протекает в среде, геохимические особенности которой (кислород, углекислый газ, сероводород и т. д.) преимущественно обусловлены живым веществом, как тем, которое в настоящее время населяет данную биокосную систему, так и тем, которое действовало на земле в течение всей геологической истории. Введенное в науку в 20-х годах нашего столетия В. И. Вернадским представление о биогеохимических циклах как основе организованности биосферы приложимо и к педосфере, функционирование которой полностью определяется этими циклами.

18.2. Большой геологический круговорот веществ

Если исключить из рассмотрения относительно небольшие по объему массообмен с космосом (приток космической пыли и метеорного вещества около 1 млн. т/год, утечка в космос водорода) и радиоактивный распад изотопов ряда элементов, можно считать, что общее количество атомов всех элементов на Земле постоянное, т. е. конечное. В то же время протекающие на земном шаре глобальные процессы вот уже несколько миллиардов лет существования планеты вовлекают в различные преобразования и перемещения земного вещества огромные массы элементов. Циркуляция элементов и замкнутость их глобальных циклов создают основу для превращения конечного содержания элементов на Земле в бесконечные глобальные миграционно-трансформационные циклы. В ранний абиотический период геологической истории это были *геохимические циклы*; с появлением жизни на Земле они были трансформированы в *биогеохимические циклы*, а с появлением человека и образованием техносферы постепенно трансформировались в *технобиогеохими-*

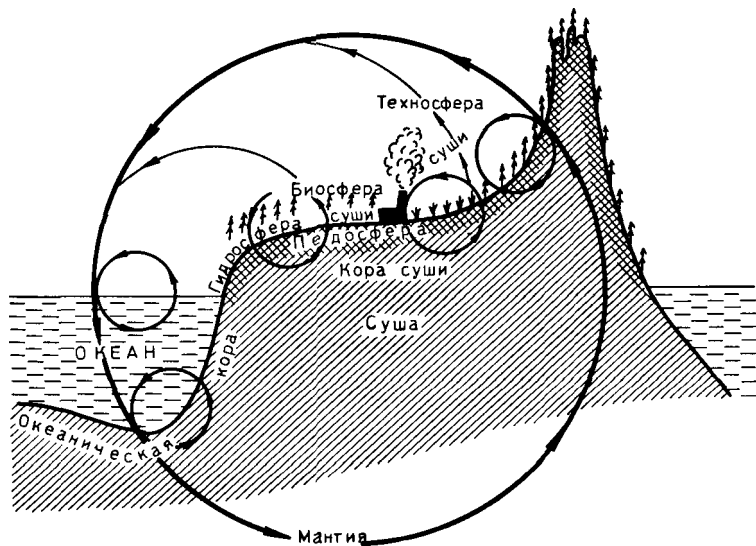


Рис. 54. Общая схема большого геологического круговорота веществ

ческие циклы, играющие все возрастающую роль в глобальной циркуляции веществ. В настоящее время речь идет уже не об отдельных нарушениях природных биогеохимических циклов в техносфере, а о технобиогеохимических циклах вещества и потоках энергии как современной норме природы. Так, глобальные циклы углерода, воды, азота, серы и ряда других элементов и веществ в значительной степени определяются деятельностью человека, ставшей геологическим фактором. При этом надо иметь в виду прогрессивно-ускоренное развитие техносферы Земли, что определяется прогрессирующим ростом населения мира, соответствующим увеличением производства и потребления пищевых продуктов, удвоением энергии мировой индустрии каждые 15 лет (в СССР каждые 7—8 лет) (А. М. Рябчиков, 1980) и ведет к стремительному росту участия техногенных компонентов во всех глобальных циклах. Техногенная перестройка природных биогеохимических циклов затрагивает как их интенсивность, так и направленность в связи с техногенным перераспределением веществ на земной поверхности.

Современное учение о глобальных циклах веществ создано трудами В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, В. М. Гольдшмидта, Б. Б. Польшова, А. П. Виноградова, В. Р. Вильямса. Большой вклад в его разработку на современном этапе внесли В. А. Ковда, А. И. Перельман, С. М. Григорьев, К. И. Лукашев, М. А. Глазовская, В. В. Ковальский, В. В. Добровольский, А. М. Рябчиков, Э. Гольдберг, В. И. Вульфсон, Ф. Дювиньо и многие другие ученые в СССР и за рубежом.

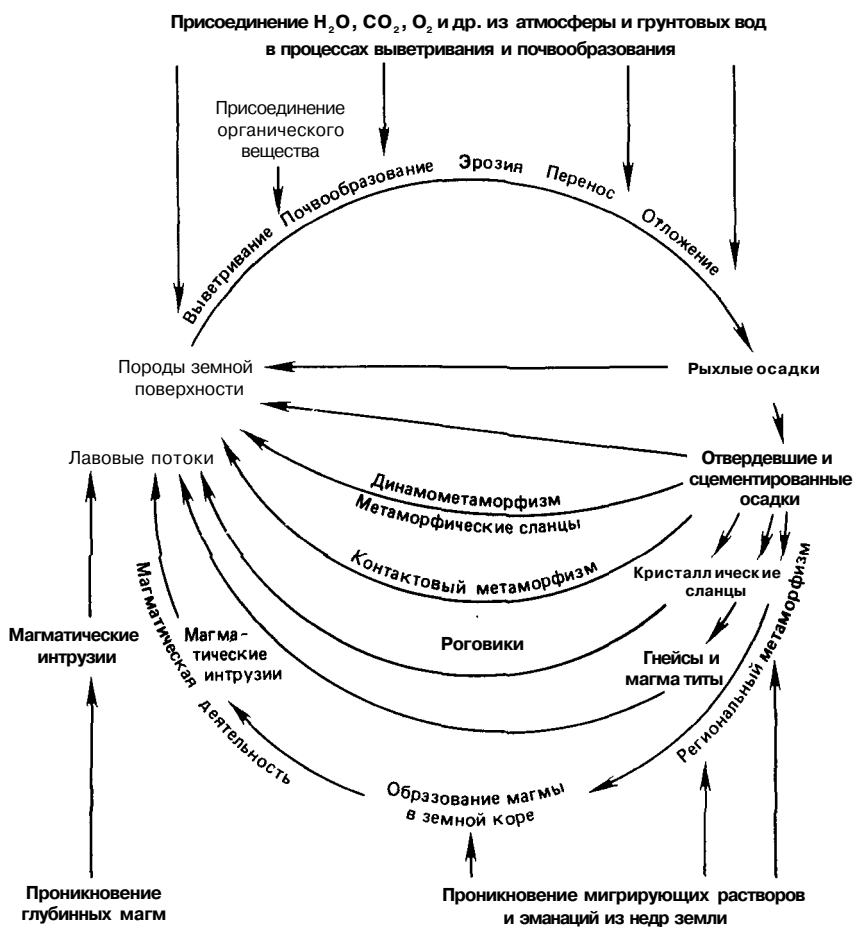


Рис. 55. Большой геологический круговорот веществ (А. Холмс, 1965, с дополнениями)

Общий цикл технобиогеохимического круговорота веществ на Земле состоит из ряда самостоятельных биогенных, абиотических, геологических и техногенных циклов, составляющих большой геологический круговорот веществ (рис. 54), включающий следующие главные циклы (этапы): появление изверженных пород на земной поверхности — выветривание — почвообразование — эрозия и денудация — накопление континентальных и океанических осадков — метаморфизм осадков — выход на поверхность осадочных пород с новым циклом выветривания, почвообразования, денудации и осадконакопления либо их опускание в геосинклинальных областях в мантию и переплавка, после чего опять выход на поверхность в новом цикле вулканизма (рис. 55).

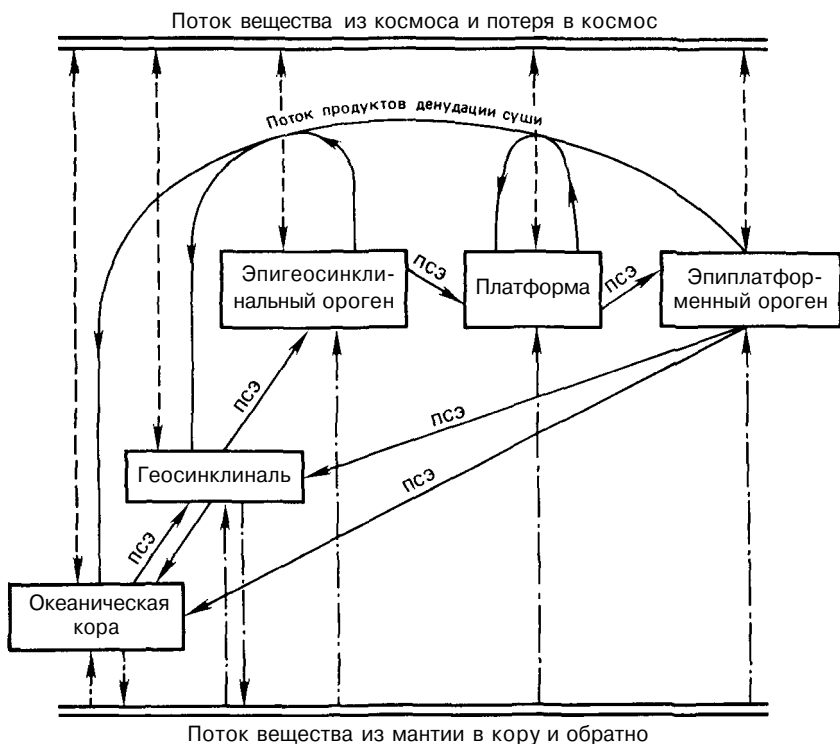


Рис 56 Распределение продуктов денудации суши между геоструктурами земной коры (С. П. Горшков, 1980):
 ПСЭ — путь структурной эволюции земной коры

Эта общая схема большого геологического круговорота веществ Земли существенно осложнена особенностями геоструктур земной коры и тектонических процессов (рис. 56).

Большой геологический круговорот веществ складывается из комплекса элементарных циклов, ряд которых изучен в количественном отношении и представляет существенный интерес с точки зрения их роли в почвообразовании, а также оценки роли почвы в этих циклах. Циклы достаточно сложны и в настоящее время их количественные оценки можно считать лишь приближенными, тем более, что они постоянно изменяются в связи с прогрессирующими изменениями техногенных компонентов всех глобальных циклов. Для примера на рис. 57 и 58 приведены циклы азота и серы, показывающие всю сложность этих явлений и важную роль в них почвенного покрова.

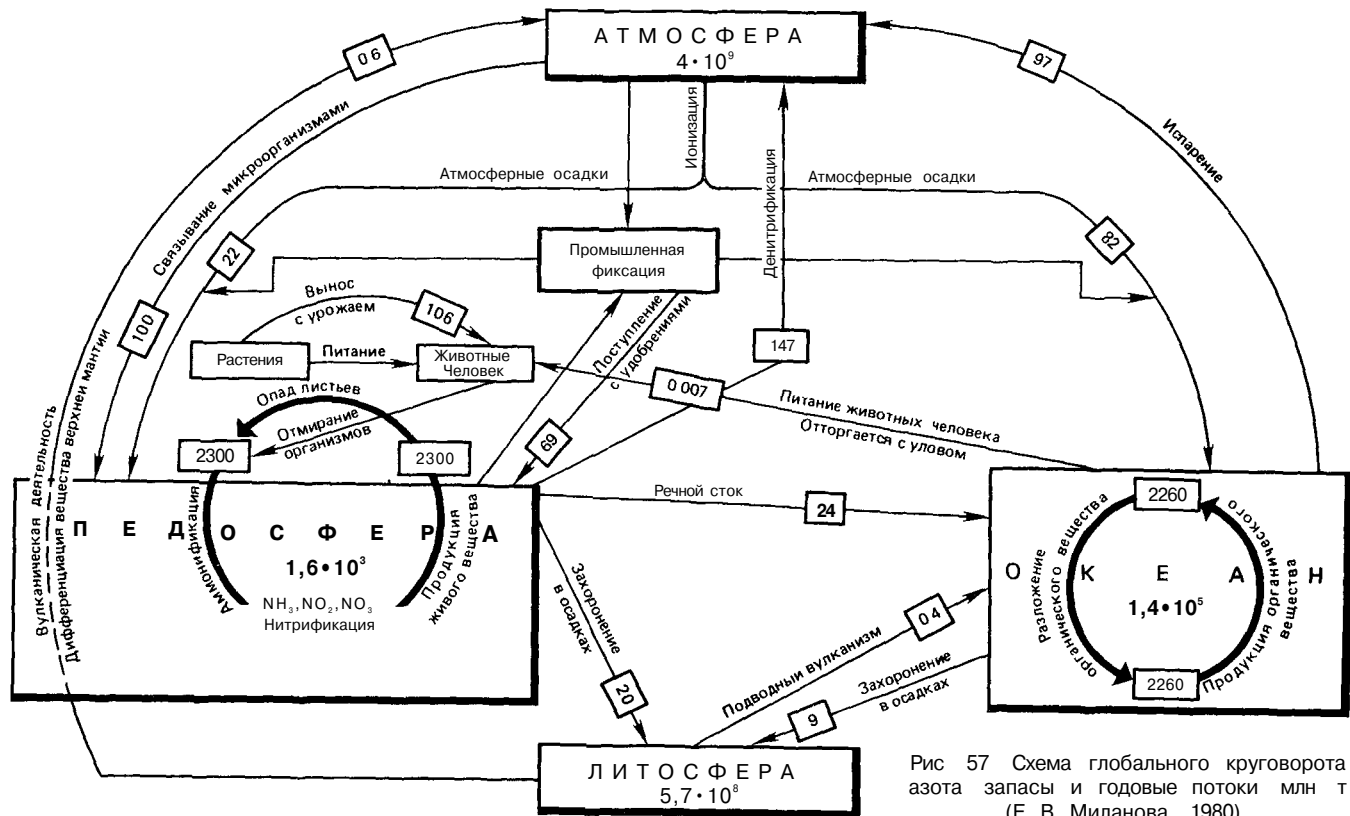
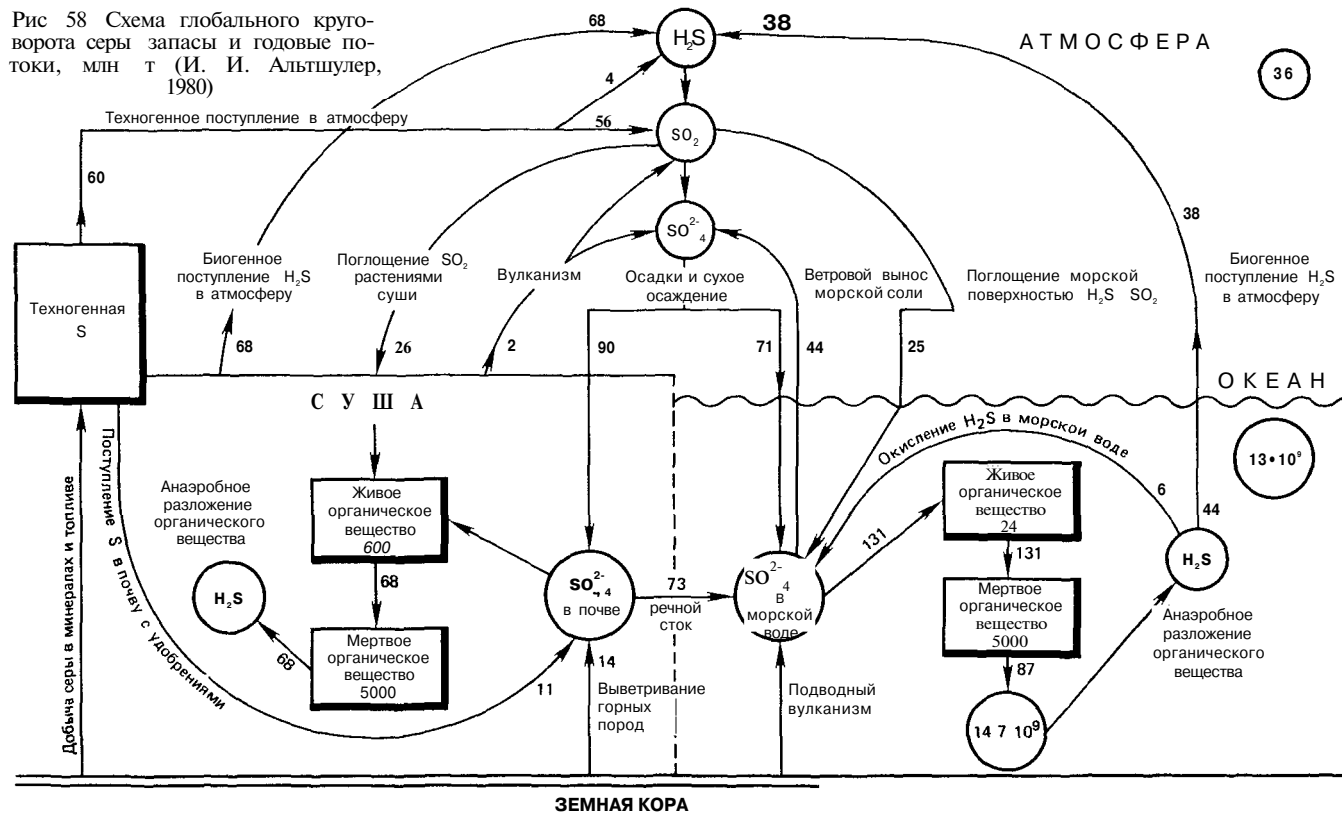


Рис 57 Схема глобального круговорота азота запасы и годовые потоки млн т (Е. В. Миланова 1980)

Рис 58 Схема глобального круговорота серы запасы и годовые потоки, млн т (И. И. Альшулер, 1980)



18.3. Выветривание горных пород

Выветривание горных пород — начальный этап большого геологического круговорота веществ на земной поверхности. Предпосылкой выветривания служит тот факт, что плотные горные породы, как магматические, так и метаморфические и осадочные, формируются в иных термодинамических условиях по сравнению с существующими на земной поверхности, выходя на которую они подвергаются глубоким преобразованиям. *Выветривание* — это совокупность процессов качественного и количественного изменения состава и свойств горных пород и слагающих их минералов под воздействием агентов атмосферы, гидросферы и биосферы, ведущих к трансформации и транслокации вещественного состава поверхностных слоев литосферы и превращению ее в кору выветривания, которая может быть элювиальной (остаточной), транзитной (элювиально-аккумулятивной) и аккумулятивной, а также современной, древней и ископаемой.

Для остаточной, элювиальной, коры выветривания характерно последовательное снизу вверх чередование зон выветривания (И. И. Гинзбург, 1963), так как на первых стадиях выветривания первичных минералов в среду освобождается много катионов, нейтрализующих кислые растворы, а по мере их выщелачивания среда становится все более кислой: 1) нижняя зона — зона начальной гидратации и выщелачивания по трещинам пород, с преобладанием процессов физического выветривания (дезинтеграции); 2) зона гидратации и начального гидролиза по всей массе породы (глубокого выщелачивания); 3) зона гидролиза и конечного выщелачивания; 4) поверхностная зона — юна конечного гидролиза (образования оксидов и гидроксидов элементов гидролизатов).

Установленные зоны выветривания одновременно являются и временными стадиями выветривания, характеризуя его начало (1-я зона) и итог (4-я зона), но полная стадийность выветривания существенно сложнее. Для транзитных и аккумулятивных (переотложенных) кор выветривания подобной вертикальной зональности, естественно, установить не удастся.

Мощность современных элювиальных кор выветривания варьирует от миллиметров на первичных стадиях до многих метров — древние остаточные коры выветривания могут достигать нескольких десятков метров, а ископаемые остаточные и переотложенные коры могут составлять многие сотни метров.

Образование коры выветривания сопровождается потерей мощности континентальной литосферы в результате сопутствующей выветриванию денудации поверхности. Так, по подсчетам Б. Г. Розанова (1961), 10-метровая толща красноцветной коры выветривания в Шанском нагорье Бирмы образовалась из 930-метровой толщи плотных известняков, на что потребовалось около 2 млн. лет при средней скорости денудации около 0,5 мм/год.

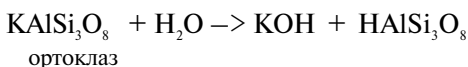
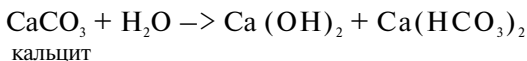
Единый процесс выветривания пород и минералов складывается из ряда элементарных процессов, среди которых выделяются физическое выветривание (дезинтеграция и диспергация), химическое выветривание под действием воды и водных растворов (гидратация, растворение, гидролиз, окисление-восстановление, декарбонатизация-карбонатизация, дебазация, десиликация-ресиликация), биологическое выветривание под действием живых организмов и их метаболитов.

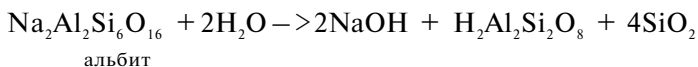
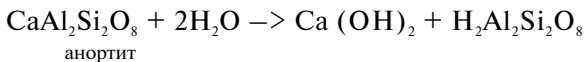
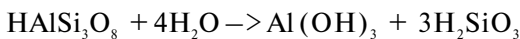
Физическое (механическое) выветривание. Этот процесс протекает под влиянием изменений температуры (тепловое расширение и сжатие минералов), замерзания (расширение) и таяния (сжатие) попадающей в трещины породы воды, механической деятельности ветра, воды, льда, истирания в гравитационном или водном потоке, разрыхляющей деятельности корней растений. В результате монолитная порода с плотностью 2,5—2,6 г/см³ превращается в рухляк выветривания с плотностью 1,2—1,5 г/см³ и порозностью 40—50%. При этом возрастает общая степень дисперсности материала и резко растет его удельная поверхность, подвергающаяся воздействию химических реагентов.

Химическое выветривание. Первостепенная роль в химических процессах выветривания принадлежит растворению в воде, возрастающему с увеличением степени дисперсности породы. Взаимодействие раздробленной породы с водой приводит к переходу в раствор значительных количеств катионов и анионов — на первых стадиях выветривания преимущественно силикатов, алюминатов и карбонатов щелочей и щелочно-земельных металлов, что способствует высокой щелочности растворов на этих стадиях. Постепенно щелочная реакция среды по мере выщелачивания катионов сменяется нейтральной и переходит на зрелых стадиях выветривания в кислую. Смена этих стадий происходит быстрее на бедных основаниями кислых породах, чем на богатых или основных. В результате выветривания путем растворения и выщелачивания граниты могут потерять 30—35% своей массы, базальты — 75—90, а известняк — до 99%.

При гидратации минералов происходит резкое увеличение их объема и растворимости. Так, при гидратации ангидрита объем увеличивается на 50—60%, а растворимость в чистой воде при 20°С возрастает от практического нуля до 2,6 г/л.

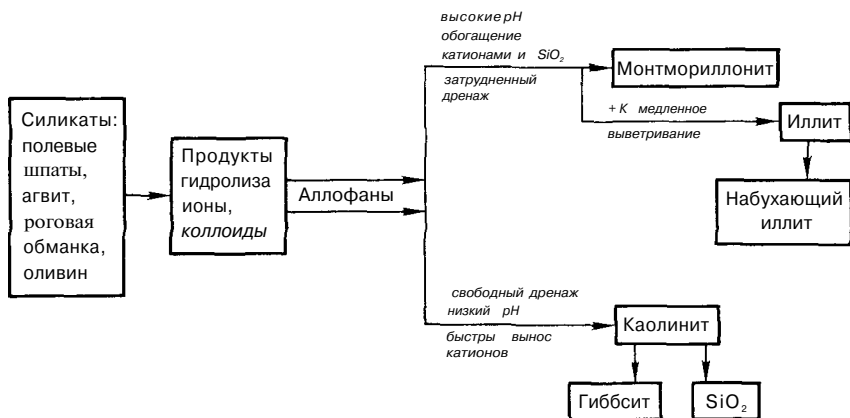
Гидролиз минералов, реагирующих с водой, сопровождается их существенными преобразованиями, например:





Образующиеся при гидролизе первичных минералов растворимые и коллоидные соединения кремния, алюминия и катионы служат исходным материалом для новообразования вторичных глинистых минералов, аккумулирующихся в корках выветривания.

Процессы новообразования глинистых минералов в зависимости от условий дренажа, наличия катионов в растворе и реакции среды будут идти в различном направлении, что иллюстрируется следующей схемой Г. Пагеля (1963), дополненной В. А. Ковдой (1973):



Выветривание слюд и их преобразование в глинистые минералы путем гидролиза и ресинтеза сопровождается прогрессивной потерей калия:

слюда → гидрослюда → иллит → преходные → монтмориллонит, вермикулит

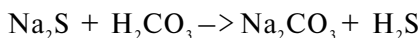
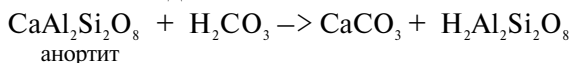
минералы

K, %10 6–8 4–6 3 < 1

Карбонатизация выветривающегося материала является следствием постоянного присутствия CO_2 в среде, взаимодействующего с водой по реакции

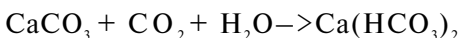


Реакция угольной кислоты с минералами приводит к их разрушению с образованием карбонатов, выпадающих в осадок либо выщелачиваемых водой:

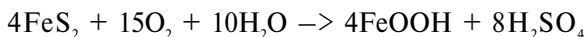
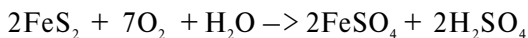
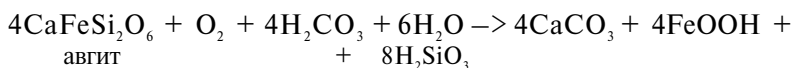


Чем больше растворено углекислоты в воде, тем интенсивнее идут процессы карбонатизации.

Декарбонатизация всегда протекает одновременно с карбонатизацией в условиях достаточно интенсивного промывного режима, поскольку образующиеся карбонаты щелочей и гидрокарбонаты щелочно-земельных металлов обладают высокой растворимостью и интенсивно выносятся. В условиях аридного климата карбонаты аккумулируются в остаточной коре выветривания. Реакции декарбонатизации известняков также идут при посредстве CO_2 :



Окисление является одним из активных процессов выветривания минералов, причем самых разнообразных:



Окислительные процессы ведут обычно к сильному подкислению среды и интенсивному выносу катионов в условиях достаточного увлажнения.

Восстановление играет существенную роль в выветривании минералов, содержащих элементы с переменной валентностью в окисленной форме. Этот процесс часто идет при участии хемотрофных микроорганизмов в условиях дефицита кислорода.

Десиликация пород особенно интенсивна на первых стадиях выветривания, когда освобождающийся при гидролизе силикатов кремний образует растворимые или подвижные коллоидные

соединения, легко мигрирующие в щелочной среде. При достаточной длительности и интенсивности выветривания, как, например, во влажных тропиках или субтропиках, выветривающиеся породы могут потерять до 80—90% исходного содержания кремния, а остаточная кора выветривания будет постоянно обогащаться оксидами алюминия и железа.

Большой агрессивностью по отношению к минералам обладают продуцируемые организмами и выделяемые в среду органические кислоты — щавелевая, яблочная, лимонная и т. д., а также гумусовые кислоты, особенно фульвокислоты. Поскольку, как установил Б. Б. Полюнов, стерильного выветривания в природе не бывает, организмам принадлежит существенная роль во всех трансформациях минералов и образовании подвижных продуктов, выветривания.

Минералы горных пород в различной степени подвергаются процессам выветривания. По своей устойчивости к выветриванию они образуют следующие ряды:

гипс < калиевые полевые шпаты < доломит
 « оливин < анортит < апатит < авгит < роговая обманка < альбит
 < биотит < мусковит < ортоклаз
 « кварц < магнетит < циркон

Для суждения о степени выветрелости породы в коре выветривания было предложено несколько индексов:

1) *индексы Руге:*

кварцево-полевошпатовый (в %):

$$W_{R_1} = \text{кварца/полевых шпатов}; \quad (74)$$

индекс тяжелых минералов (в %):

$$W_{R_h} = \text{циркона} + \text{турмалина} / (\text{амфибилов} + \text{пироксенов}); \quad (75)$$

2) *индексы Гарассовица (молекулярные отношения):*

$$ki = \text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3; \quad (76)$$

$$ba = \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} / \text{Al}_2\text{O}_3; \quad (77)$$

$$ba_1 = \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3; \quad (78)$$

$$ba_2 = \text{CaO} + \text{MgO} / \text{Al}_2\text{O}_3; \quad (79)$$

$$\beta = ba_1 \text{ коры выветривания} / ba_1 \text{ породы}; \quad (80)$$

$$\gamma = ba_2 \text{ коры выветривания} / ba_2 \text{ породы}; \quad (81)$$

3) *элювиально-аккумулятивный коэффициент Роде:*

$$EA_R = R_1 S_0 / R_0 S_1 - 1 \quad (82)$$

(где R_1 — содержание оксида R в коре выветривания, %; R_0 — то же, в породе; S_1 — содержание стабильного оксида — свидетеля в коре выветривания, %; S_0 — то же, в породе).

Есть и более надежные, но весьма трудоемкие способы определения степени выветрелости породы и соответствующей сте-

пени обеднения или обогащения коры выветривания теми или иными компонентами. Однако все они имеют ту или иную долю условности. Наиболее надежные результаты получаются при оперировании не с относительными величинами, а с запасами тех или иных элементов (табл. 61).

Таблица 61. Потери элементов при аллитном выветривании (ферраллитизации) авгит-лабрадоритового порфирита в районе Батуми (Н. А. Лисицына, М. А. Глаголева, 1968)

Элемент		Содержание в исходной породе с $d = 2,61$	Содержание в коре выветривания с $d = 1,13$	Потери от исходной породы
Si	%	21,18	15,23	70,4
	мг/см ³	563,38	166,76	396,62
Ti	%	0,56	1,47	27,8
	мг/см ³	14,90	10,76	4,14
P	%	0,14	0,09	71,6
	мг/см ³	3,56	1,05	2,55
Al	%	9,36	13,9	37,4
	мг/см ³	244,72	153,1	91,62
Fe	%	6,42	11,17	25,9
	мг/см ³	168,9	125,18	43,72
Ca	%	7,0	0,46	97,2
	мг/см ³	181,8	5,15	176,65
Mg	%	3,41	0,66	91,8
	мг/см ³	89,78	7,34	82,44
K	%	1,63	0,21	94,8
	мг/см ³	42,99	2,23	40,76
Na	%	1,63	0,06	48,2
	мг/см ³	42,89	0,77	42,12

Поскольку при выветривании элементарные процессы действуют с неодинаковой скоростью, а подвижность (степень выноса) продуктов выветривания также различна, формирующиеся коры выветривания могут быть расположены в определенные хронологические ряды — *хронокатены*, находящиеся на последовательных стадиях выветривания.

Идея стадийности выветривания нашла свое выражение еще в трудах К. Д. Глинки. Исследовавший подробно этот вопрос Б. Б. Полюнов установил следующие последовательные стадии развития кор выветривания в элювиальном процессе: 1) обломочная; 2) обывесткованная; 3) сиаллитная насыщенная; 4) сиаллитная ненасыщенная (выщелоченная); 5) аллитная. Определенным стадиям выветривания соответствуют и определенные группы и соотношения первичных и вторичных минералов, как это было установлено И. Д. Седлецким. Последующие исследования вскрыли еще более сложную стадийность выветривания, причем разную на разных типах горных пород и в

разных климатических условиях, что подробно описано в специальной литературе по процессам выветривания.

Типы кор выветривания. В соответствии со стадийностью процессов выветривания и геохимическими особенностями выделяются типы кор выветривания, характерные для тех или иных почвенно-геохимических ландшафтов, ассоциаций, формаций. Для целей генетического почвоведения наиболее приемлема следующая обобщенная схема, в которой коры выветривания классифицируются на нескольких уровнях:

по возрасту образования и характеру залегания:

современные (голоценового возраста)

древние (доголоценового возраста)

ископаемые (погребенные или заново вышедшие на поверхность)
переотложенные

по геохимическому типу:

элювиальные (остаточные)

ортоэлювий (на плотных магматических породах)

параэлювий (на плотных осадочных породах)

неоэлювий (на рыхлых четвертичных осадочных породах)

транзитные (элювиально-аккумулятивные)

аккумулятивные

по вещественному составу, отражающему стадийность выветривания:

обломочные (преобладание свежих обломков плотных пород)

засоленные (присутствие водорастворимых солей)

загипсованные (присутствие гипса)

обызвесткованные (присутствие CaCO_3)

доломитизированные [присутствие $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$]

сиалитные насыщенные ($\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3 > 2$; преобладание Ca^{2+} , Mg^{2+} или Na^+ в обменном комплексе)

сиалитные ненасыщенные ($\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3 > 2$; преобладание H^+ или Al^{3+} в обменном комплексе)

ферсиалитные ($\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3 > 2$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{Al}_2\text{O}_3$)

ферритные (ожелезненные) (преобладание Fe_2O_3)

альферритные ($\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3 < 2$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{Al}_2\text{O}_3$)

ферралитные ($\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3 < 2$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 < \text{Al}_2\text{O}_3$)

аллитные (бокситовые) ($\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3 < 2$; преобладание Al_2O_3).

Естественно, как всегда в природе, реальность много сложнее любых схем, поэтому обычно распространены разнообразные переходные или смешанные коры выветривания. Иногда выделяют коры выветривания и по характеру преобладающих (типоморфных) глинистых минералов: иллитовые, монтмориллонитовые, каолинитовые, гиббситовые, отражающие стадийность вторичного минералообразования.

Поскольку коры выветривания служат непосредственным субстратом для почвообразования, определение соотношения в почвах продуктов выветривания и почвообразования имеет крайне важное значение в генетическом анализе почв.

18.4. Денудация суши

О скорости и интенсивности большого геологического круговорота веществ и процессов выветривания можно судить по приблизительным оценкам общей денудации суши. Наиболее детальная оценка общего денудационного потока с суши и экзогенного поступления веществ на сушу была сделана С. П. Горшковым (1980), давшим следующую схему денудационного баланса (в млн. т/год):

<i>Общий снос вещества суши.</i>	52 990
А. Вынос в океан.	27 080
поток твердого вещества речного стока	17 444
поток растворенных веществ речного стока	3 403
поток моренного материала	2 393
поток продуктов абразии	700
поток золотого материала	2 000
поток растворимых веществ подземного стока.	1 000
сбрасывание с кораблей.	140
Б. Улавливание во внутренних водоемах	18 210
аккумуляция в озерах	4 830
аккумуляция в водохранилищах	13 380
В. Высвобождение компонентов атмо- и гидросферы.	7 700
окисление почвенного гумуса	1 000
окисление органики стратисферы при денудации	200
высвобождение воды из минералов и мерзлых пород	100
высвобождение при сжигании топлива	6 400
<i>Общий привнес вещества на сушу (без учета областей современного материкового оледенения)</i>	4 043
поток циклических солей.	580
поток космического вещества	1
связывание компонентов атмо- и гидросферы в минералах	1 862
аккумуляция в торфяниках	100
возобновление почвенного гумуса	1 500
<i>Денудационный баланс суши</i>	— 48 947

Обобщая приведенные данные, можно отметить, что денудационный баланс суши земного шара, составляющий —48,9 млрд. т/год, складывается из экзогенного приноса вещества (4 млрд. т/год) и выноса вещества в океан (27,1 млрд. т/год), во внутренние водоемы (18,2 млрд. т/год) и в атмосферу (7,7 млрд. т/год). При этом надо иметь в виду, что в данных расчетах не учтена эндогенная составляющая большого геологического круговорота, т. е. поступление вещества на поверхность из глубин планеты.

Усредненные значения денудации не дают достаточного представления о ее конкретных проявлениях в разных точках земной поверхности, которые весьма сильно различаются в зависимости от природных условий и антропогенных воздействий. С одной стороны, общий вынос вещества из горных территорий должен был бы втрое превышать вынос с равнин, поскольку скорость природной денудации в горах на порядок выше, чем на равнинах, а соотношение площадей гор и равнин на суше примерно 2:7. С другой стороны, ускоренная антропогенная денудация равнин приводит к тому, что общая денудация суши больше на равни-

нах, чем в горах. По подсчетам С. П. Горшкова (1980) общая антропогенная денудация суши превышает фоновую природную в полтора раза, а локально эти различия возрастают в сотни и тысячи раз.

Если принять, следуя С. П. Горшкову, общий вынос вещества с суши равным $48\,947 \text{ млн} \cdot \text{т/год}$, а общую площадь внеледниковой суши без площади внутриконтинентальных водоемов считать равной $130 \text{ млн} \cdot \text{км}^2$, то общий усредненный модуль денудации суши составит $375,5 \text{ т/км}^2 \cdot \text{год}$, или $3,765 \text{ т/га} \cdot \text{год}$, из которых $150,5 \text{ т/км}^2 \cdot \text{год}$ — средний модуль фоновой денудации, а $226 \text{ т/км}^2 \cdot \text{год}$ — модуль антропогенной денудации. Это сильно усредненная для всей поверхности суши Земли суммарная денудация, включающая как природную фоновую, так и антропогенную. На самом деле интенсивность антропогенной денудации по крайней мере на порядок выше, а фоновой — на два-три порядка ниже, т. е. деятельность человека на земной поверхности уже привела к увеличению геологической денудации суши минимум в 1000 раз по сравнению с дотехногенным периодом на пространствах, затронутых этой деятельностью.

Представления о различиях в скорости денудации в бассейнах различных рек мира дают следующие примеры среднего модуля твердого стока в $\text{т/км}^2 \cdot \text{год}$:

Г.нисей	4	Ганг	1 400
Конго (Заир)	16	Хуанхэ	2 600
Амазонка	60	Чинг (приток Хуанхэ)	7 900
Миссисипи	97	Нианголоко	17000
Колорадо	380		

Очень существенны различия в денудации поверхности, обусловленные антропогенными изменениями растительного покрова. П. Урсик (1965) привел следующие данные для модуля поверхностного твердого стока с водораздельных пространств в северной части штата Миссисипи, США, в $\text{т/км}^2 \cdot \text{год}$:

пахотные земли	5000	истощенный лес	22
пастбищные земли	3600	посадка сосны	4,5
заброшенное поле	29	зрелый сосновый лес	4,5

Природная фоновая денудация суши балансируется вовлечением в процессы выветривания все новых толщ исходных горных пород, что поддерживает квазиравновесную среднюю мощность почвенного покрова планеты, определяя его педосферную устойчивость. При этом поддерживается и его биогеохимическая устойчивость, поскольку в выветривание и почвообразование вовлекаются все новые порции первичных минералов горных пород, обеспечивая, несмотря на постоянно идущий вынос элементов в океан, достаточный их запас для нормального функционирования биосферы.

Развитие антропогенной денудации, в несколько раз превышающей по своей интенсивности природную фоновую, приводит

к двум важным последствиям. Во-первых, выветривание не компенсирует денудационные потери элементов, что снижает устойчивость и продуктивность биосферы в целом. Во-вторых, при антропогенной денудации (эрозии) уничтожаются поверхностные почвенные горизонты, наиболее богатые гумусом, и в наибольшей степени обогащенные элементами — биофилами, что в еще большей степени нарушает функционирование биосферы. В конечном итоге это ведет к антропогенному опустыниванию, которым в настоящее время затронуто минимум 30% суши земного шара, и резкому падению или полному уничтожению биосферного потенциала (И. С. Зонн, 1986).

18.5. Малый биологический круговорот веществ

Важнейшую роль в большом геологическом круговороте веществ играют малые биологические и техносферные циклы, попадая в которые элементы надолго выключаются из глобального геохимического потока, многократно участвуя в бесконечных преобразованиях вещества земной поверхности. Особенно большое значение для почвообразования имеет *малый биологический круговорот веществ*, обеспечивающий циклическую динамику биогеохимии почвообразования.

Что касается зольных элементов, то существо их малого биологического круговорота сводится к потреблению растениями элементов из почвы, их участию в биохимических процессах и возвращению в почву после отмирания растений (часть отчуждается животными организмами и возвращается в почву после их отмирания). Более сложны циклы углерода и азота, затрагивающие и атмосферу. Часть освобождаемых при отмирании организмов элементов возвращаются в большой геологический круговорот через атмосферу и гидросферу, но через посредство выветривания и почвообразования в биологический круговорот вовлекаются новые порции элементов.

Под влиянием хозяйственной деятельности человека резко меняется ход биологического круговорота веществ в результате совместного действия ряда факторов: 1) уничтожение природной биоты и смена ее на: а) культурную биоту сельскохозяйственных полей; б) новую биоту пастбищ и выпасаемых животных; в) новую биоту при лесоразработках, как правило, менее продуктивную; 2) отчуждение и потребление биологической продукции, обычно за пределами той экосистемы, где она получена; 3) внесение искусственных удобрений и других химических веществ; 4) изменение почвенных режимов и биогеохимических условий миграции элементов (рН, Eh, аэрация среды, условия увлажнения).

Различия между биологическими круговоротами в природных и антропогенных экосистемах хорошо иллюстрируются примерами циклов азота на суходольном лугу (рис. 59) и пше-

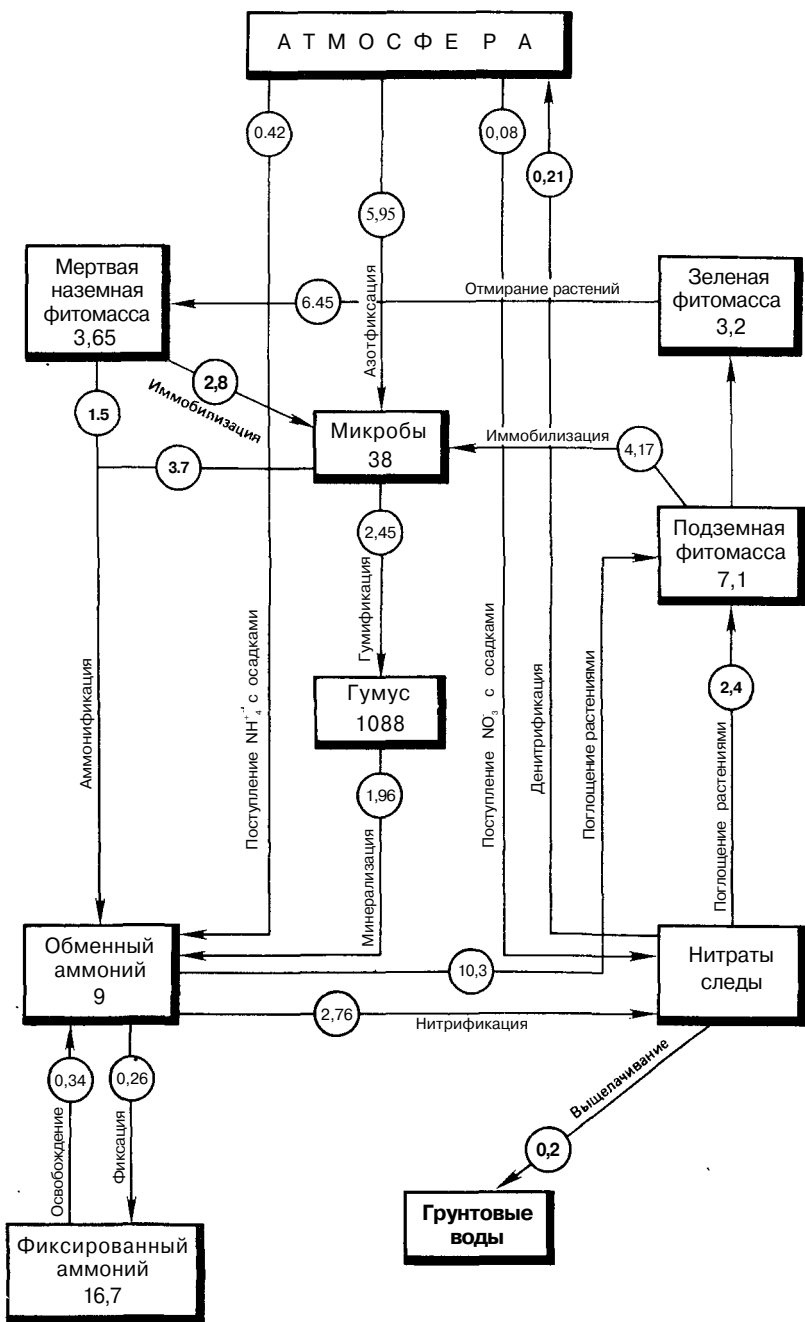


Рис. 59. Годовой цикл азота в экосистеме суходольного луга (И. М. Рыжова, 1973). [Запасы (в блоках) и потоки (кружки на стрелках) N даны для 40 см корнеобитаемого слоя в г/м^2]

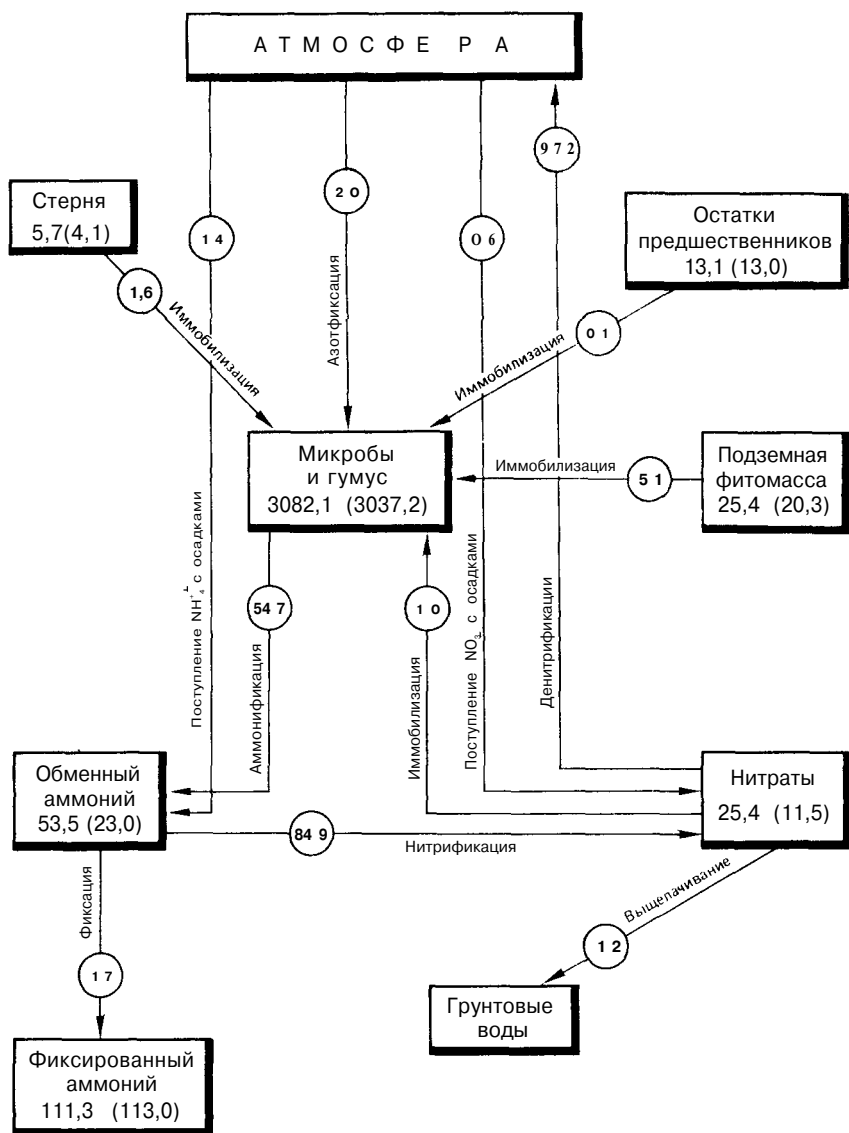


Рис 60 Фрагмент (трехмесячный) цикла азота в агроэcosysteme поля озимой пшеницы после уборки урожая (В. В. Зеленов, 1983) (Запасы (в блоках) N даны в начальный (август) и конечный (октябрь) периоды наблюдения в кг/га, потоки N (в кружках на стрелках) даны в кг/га]

ничном поле (рис. 60). Роль антропогенного фактора в агроэкосистемах четко видна на примере цикла фосфора в хлопколюцерновом севообороте, сопряженном с животноводческим комплексом (рис. 61).

Объем, или «емкость», биологического круговорота в отношении того или иного элемента определяется, во-первых, характером его потребления организмами (степенью *биофильности* элемента) и, во-вторых, запасом его доступных организмам соединений в среде. Различные природные экосистемы довольно существенно различаются между собой по объему биологического круговорота как в целом, так и по отдельным вовлекаемым в него элементам (рис. 62). Существенно различны в этом отношении, например, хвойные и широколиственные леса. На единице площади первые потребляют почти в 4 раза меньше калия, в 2,5 раза меньше кальция, в 3 раза меньше магния, а по потреблению азота, фосфора и серы они близки между собой.

Согласно подсчетам Т. В. Григорьевой (1980) ежегодно на суше в процесс фотосинтеза зеленых растений вовлекаются 35 млрд. т углерода (CO_2) из атмосферы (Б. Болин, 1972)*, из которых 10 млрд. т возвращается в атмосферу в результате дыхания, а 25 млрд. т после их отмирания поступает в почву и используется для гумусообразования. Теоретически, поскольку средний общепланетарный запас гумуса в годовом цикле остается неизменным (квазистабильное равновесное состояние гумусферы), ежегодно из почвы в атмосферу должно также выделяться 25 млрд. т в виде CO_2 . Этот мощный транзитный ежегодный поток углерода через почву (транзитный в глобальном биогеохимическом смысле) сопровождается многочисленными биохимическими и химическими реакциями, осуществляющимися в почве преимущественно при участии населяющих ее организмов. Квазистабильное состояние гумусферы, естественно, имеет место лишь на климаксовой стадии почвообразования. На стадиях развития и эволюции почв идет либо аккумуляция гумуса,

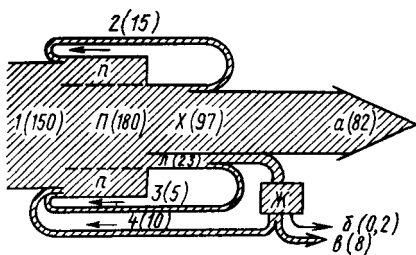


Рис 61 Годовой цикл фосфора в агроэкосистеме Андийканской обл (по данным С А Кудрина, 1947)

поступление 1 — с удобрениями (150 кг/га), потребление X — хлопчатником (97 кг/га), Л — люцерной (23 кг/га), всего 120 кг/ч, л — неиспользованный остаток удобрений (30 кг/га), возвращает ся, 2 — с пожнивными остатками хлопчатника (15 кг/га), 3 — с пожнивными остатками люцерны (5 кг/га), 4 — с навозом (19 кг/га), всего 30 кг/га, отчуждается а — с хлопком (82 кг/га), б — с продукцией животноводства (0,2 кг/га), в — с потерями навоза (8 кг/га), всего 90,2 кг/га, неиспользуемый баланс в почве к концу цикла 60 кг/га — переход в не доступные растениям фосфаты

* По оценке А. А. Ничипоровича (1972) эта величина в млрд. т составляет — 25, по А. И. Перельману (1972) — 20, по В. Шонборну (1972) — 16,7

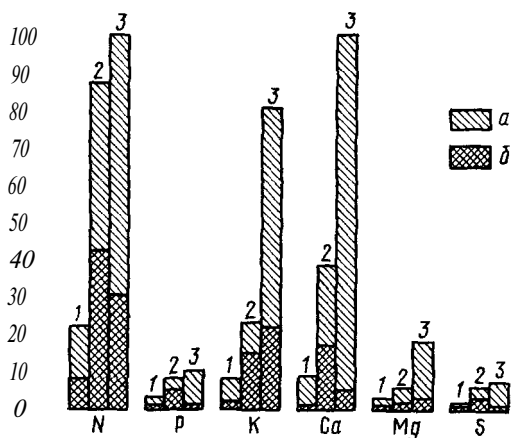


Рис 62 Ежегодный круговорот элементов в природных экосистемах европейской части СССР, кг /га (Т. И. Евдокимова и др., 1976)

1 — тундры и лесотундры, 2 — хвойные леса, 3 — широколиственные леса лесостепи, общая высота колонки — потребление, а — возврат, б — накопление в истинном приросте

преобладание его синтеза над разложением, либо снижение гумусовых запасов при преобладании процессов разложения. И те и другие примеры известны и хорошо изучены. В частности, установлено, что за последнее столетие черноземы потеряли одну треть своих гумусовых запасов в результате интенсивного земледелия без должной заботы о поддержании их гумусового состояния. Значительные потери гумуса имеют место при эрозии почв и антропогенном опустынивании, при вовлечении в земледелие

почв тропических лесов и саванн. Глобальный цикл углерода существенно изменен и в результате сжигания больших количеств ежегодно продуцируемой биомассы в качестве топлива, а также при лесных и степных пожарах. Вероятно, можно сказать, что в общепланетарном масштабе годовой почвенный цикл углерода идет с дефицитом, т.е. идет разрушение гумусферы планеты, что может в конечном итоге сказаться на функционировании и устойчивости биосферы в целом. Видимо, и с этим процессом в какой-то степени связан наблюдающийся рост концентрации CO_2 в атмосфере, а не только с техногенным потоком от сжигания ископаемого топлива.

Для поддержания устойчивости биосферы гумусовый баланс почв в годовом цикле должен быть либо положительным, либо нулевым. Дефицитный годовой баланс гумуса крайне опасен экологически.

В природных экосистемах на гумификацию поступает лишь незначительная доля вовлекаемого в фотосинтез углерода атмосферы (рис. 63). Значительная часть его возвращается в атмосферу при дыхании организмов и при минерализации мертвого органического вещества.

18.6. Миграционные потоки элементов

Поведение того или иного элемента в конкретных экосистемах биосферы и их почвах определяется комплексом миграционных параметров, связанных с химическими свойствами элемента и его

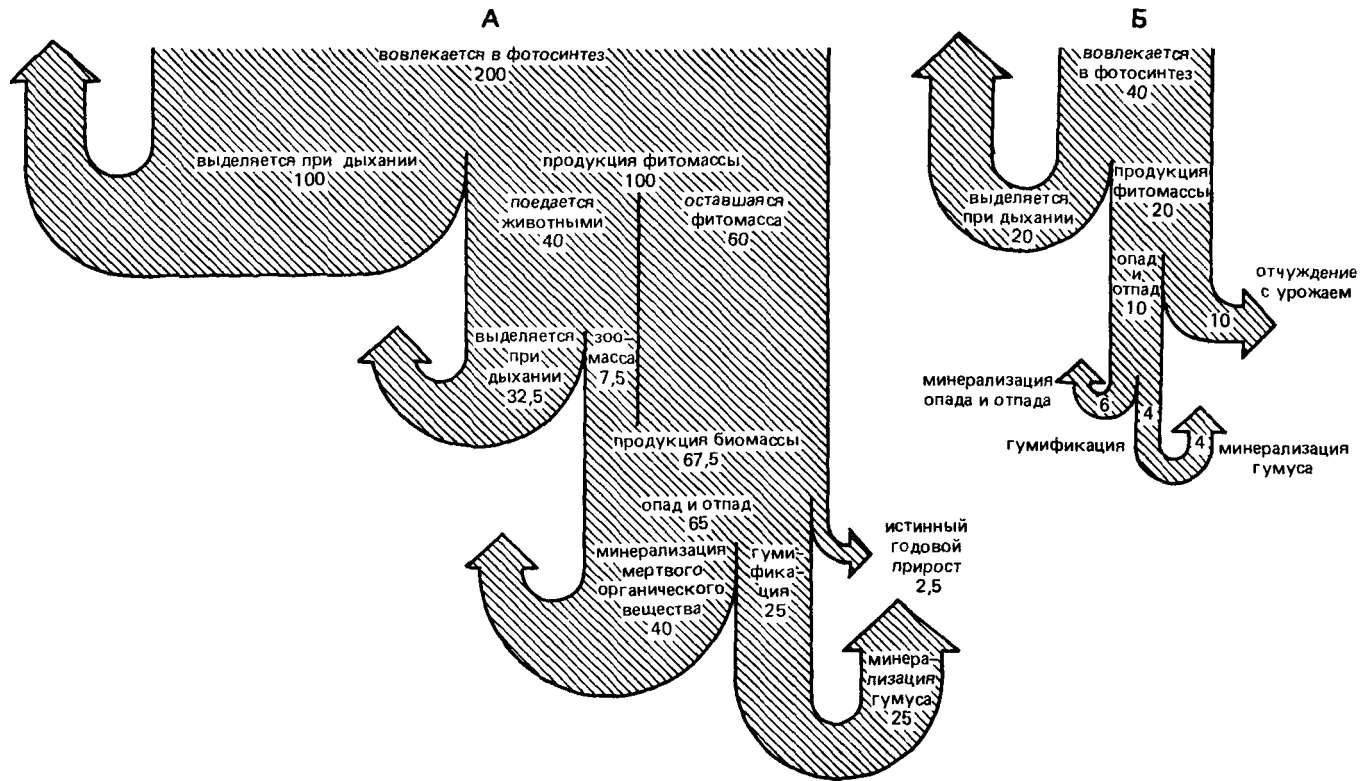


Рис. 63. Годичный биологический цикл углерода, ц/га, при нулевом гумусовом балансе почвы в экосистемах луговой степи (А) и пахотного поля (Б)

соединений, его земным кларком, ролью в технобиогеохимических процессах (биофильность, технофильность, геохимическая активность, миграционная способность в растворах), соотношением между его биологическим, геологическим и техногенным циклами. Баланс элемента в экосистеме может быть как положительным (прогрессивная аккумуляция, абсолютная или относительная, остаточная), так и отрицательным (прогрессивный вынос). Технобиогеохимические потоки приводят к существенному перераспределению вещества на земной поверхности, являясь причиной ее пространственной химической дифференциации. В результате образуются зоны концентрации тех или иных элементов и соединений и, наоборот, зоны обеднения, т. е. различные геохимические провинции, что непосредственно отражается на химизме почв и почвенных процессов.

Под *миграцией веществ* на земной поверхности понимаются все формы их перемещения, разделения (пространственной дифференциации) и накопления (аккумуляции). Дифференциация веществ в географическом пространстве как по вертикали, так и по горизонтали является следствием различий в *миграционной способности веществ* и, следовательно, в скоростях их перемещения. Миграция веществ осуществляется в *миграционных потоках*, связанных с движением масс вещества по склону под влиянием силы тяжести (*гравитационный поток*), с движением воздушных масс (*эоловый поток*), с движением воды в поверхностных, внутрипочвенных, подземных и речных потоках (*водный поток*), с потреблением элементов питания организмами и возвращением их в среду (*биологический циклический поток*), с перемещением организмов по территории (*биогенный поток*), с перемещением больших масс веществ человеком в его хозяйственной и биологической деятельности (*антропогенный, или техногенный, поток*). Соотношения этих потоков на каждой конкретной территории весьма различны в соответствии с разнообразием природных и антропогенных факторов. В целом в биогеохимической дифференциации земной поверхности преобладающее значение имеет водный поток, переносящий вещества в большем объеме и на большие расстояния, чем другие, с одной стороны, и отличающимся большей устойчивостью во времени, в том числе в геологическом времени, — с другой.

Вообще говоря, миграционная способность веществ зависит от степени их дисперсности и растворимости в воде. Чем более дисперсны продукты выветривания и почвообразования, тем на большие расстояния и в большем объеме они способны перемещаться в водных и эоловых потоках.

В принципе чем выше растворимость веществ в воде, тем больше их миграционная способность. Однако сама растворимость веществ осложняется множеством физико-химических факторов среды.

Характеризуя миграционную способность веществ, Б. Б. Полюнов (1947) установил пять групп миграции веществ при

элювиальном выветривании и почвообразовании с относительным значением их *геохимической подвижности* (n):

энергично выносимые (Cl, Br, I, S)	10n
легко выносимые (Ca, Na, K, Mg)	n
подвижные (SiO ₂ , P, Mn)	0,1n
слабо подвижные (Fe, Al, Ti).	0,01n
инертные (SiO ₂ кварца)	0

Близкие, но отличающиеся большим набором элементов и раздельные для окислительной и восстановительной (с H₂S) обстановки ряды миграции установил А. И. Перельман (1955) на основании вычисления *коэффициента водной миграции элементов* K_x :

$$K_x = C/KI, \quad (83)$$

где C — среднее содержание элемента в речной воде, KI — среднее содержание (кларк) этого элемента в литосфере. Коэффициент K_x может быть вычислен и для ограниченного водосбора, если брать не кларк элемента, а его среднее содержание в породах, корах выветривания и почвах дренируемого данным водным потоком бассейна.

Обобщив все имеющиеся материалы по геохимии кор выветривания, почв, гидросферы, В. А. Ковда (1973) установил более полную группировку веществ по их *педогеохимической подвижности* (табл. 62).

Таблица 62. Педогеохимическая подвижность главных продуктов почвообразования (В. А. Ковда, 1973)

Группа подвижности	Степень подвижности	Химические соединения	Относительная подвижность
I	Очень высокая	Нитраты, хлориды, иодиды, бромиды, сульфаты, карбонаты, бораты, силикаты, фосфаты щелочей и частично щелочно-земельных металлов	100
II	Высокая	Гипс, карбонаты кальция и магния, гуматы и алюминаты щелочей, железные и алюминиевые квасцы	10—50
III	Умеренная	Гидрокарбонаты, фульваты и фосфаты марганца и железа, гидрозолы кремнезема и гумуса	0,5—1,0
IV	Низкая	Гидроксиды алюминия, железа, марганца, гуматы тяжелых металлов	0,1—0,001
V	Ничтожная	Кварц, рутил, циркон, гранат, глинистые минералы, сульфиды	< 0,001

Как отметил В. А. Ковда, в природе редко достигается полное геохимическое разделение продуктов выветривания и почвообразования. Обычно они выпадают в осадок или мигрируют

и аккумулируются совместно в виде групп соединений-спутников, в частности групп близкой педогеохимической подвижности. Например, в солончаковых пустынях континентов отмечается совместная аккумуляция нитратов, хлоридов, сульфатов, а также соединений брома, йода и бора. Совместно мигрируют, хотя частично и разделяются в пространстве в соответствии с различиями в скоростях миграции, сульфаты и карбонаты кальция и магния. Гипс и известь являются постоянными спутниками хлоридно-нитратно-сульфатно-натриевых аккумуляций.

Количественная характеристика миграционных потоков достаточно сложна и требует большого объема экспериментальных данных. Однако она может быть дана на основании установленных зависимостей. Так, *плотность распределения* массы мигрирующего вещества M в географическом пространстве ω в зависимости от времени t выражается уравнением

$$dM/d\omega = q(x, y, z, t), \quad (84)$$

где x, y, z — пространственные координаты.

Полная производная плотности распределения $dM/d\omega$ во времени называется *миграционной функцией* вещества:

$$\Phi = dM/d\omega \cdot dM/dt = dq/dt = U \text{grad} q, \quad (85)$$

где U — вектор скорости миграции; q — плотность потока.

Величина потока Q мигрирующего вещества определяется выражением

$$Q = qu, \quad (86)$$

где u — скорость мигрирующего вещества в потоке.

Вектор скорости миграции U можно определить с помощью вектора направления миграционного потока I :

$$U = uI, \quad (87)$$

а миграционную функцию тогда выразить в виде

$$\Phi = \frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial l}. \quad (88)$$

При глубоких грунтовых водах в почвах склонов образуется местами временный боковой внутрипочвенный сток по поверхности какого-то слабоводопроницаемого горизонта при интенсивном увлажнении вышележащей почвенной толщи, например весной после снеготаяния в толще горизонта Е, подстилаемого уплотненным иллювиальным горизонтом. Согласно С. И. Васильеву (1950), такой сток в подзолистых почвах может иметь скорость 66—84 см/сут в поверхностном горизонте, достигая максимума 202 см/сут. Эти внутрипочвенные воды могут в нижних частях склонов сливаться с основным горизонтом грунтовых

вод либо выклиниваться в виде родников, мочажин (мочары Украины и Молдавии). При этом внутрипочвенный поток выносит вниз по склону растворимые соединения, выпадающие в местах изменения скорости потока или изменения рН и (или) Eh среды. Таким образом, образуются аккумуляции солей, гипса, извести, железа и марганца, кремнезема на шлейфах или перегибах склонов.

Прослой болотной руды, луговые мергели в таежно-лесной зоне, «солонцовые поляны» лесных массивов южной лесостепи, известковые коры полупустынь и пустынь, латеритные коры тропиков образуются именно этим путем (рис. 64).

При промывном или периодически промывном водном режиме продукты выветривания и почвообразования уходят за пределы почвенного профиля в грунтовые воды и перемещаются в общем нисходящем грунтовом потоке. За счет этого все грунтовые воды в той или иной степени минерализованы (табл. 63).

Таблица 63. Педохимическая классификация почвенно-грунтовых вод (В. А. Ковда, 1973)

Тип вод	Минерализация, г/л	Преобладающие компоненты
Ультрапресные фульватножелезистые	0,01—0,3	Фульвокислоты, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al^{3+}
Ультрапресные кремнеземистые	0,3—0,5	Подвижный SiO_2 , гидрокарбонаты Ca и Mg
Щелочные (содовые)	0,5—3	Гидрокарбонаты и карбонаты Na, подвижный SiO_2
Опресненные гипсовые нейтральные	0,5—3	Гипс и гидрокарбонат Ca
Слабоминерализованные щелочные	3—7	Гидрокарбонаты и сульфаты Na, иногда хлориды
Минерализованные сульфатные	5—15	Сульфаты Na, Mg и Ca, примесь хлоридов
Сильноминерализованные хлоридные	20—50	Хлориды Na и Mg, сульфаты Mg
Рассолы	70—200	Хлориды Mg и Ca
Крепкие рассолы	300—600	Сульфаты Mg, хлориды

Грунтовый поток медленно (в глинах 1 м/год, в суглинках 1 м/сут, в песках и галечниках 2—5 м/сут) перемещается от возвышенных территорий к понижениям, долинам рек, озерам, морскому побережью либо в бессточные замкнутые понижения.

При глубине 0,5—3 м грунтовые воды через свою капиллярную кайму непосредственно участвуют в почвообразовании. При-

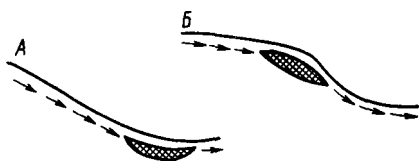


Рис 64 Аккумулятивные образования на шлейфе склона (А) при изменении Eh, рН, концентрации и скорости движения внутрипочвенных временных потоков и на перегибе склона (Б) в результате изменения скорости или выклинивания потока

ближаясь к поверхности в испарительном водном режиме, они испаряются и оставляют в почве принесенные вещества (процесс засоления).

Минерализация грунтовых вод постепенно возрастает в направлении их движения по мере удаления от источника питания. При этом происходят противоречивые процессы: с одной стороны, в воды поступают все новые порции растворенных веществ, а с другой — часть веществ достигает насыщения и начинает выпадать в осадок по пути потока. Постепенно происходит дифференциация компонентного состава по степени растворимости веществ: возрастает концентрация более растворимых компонентов и уменьшается относительная доля менее растворимых. Расходясь на испарение и транспирацию и постепенно трансформируясь по компонентному составу по мере движения, грунтовый поток со временем создает резко выраженную закономерную пространственную дифференциацию веществ в направлении своего движения. При этом создаются последовательные геохимические пояса аккумуляции в пространстве продуктов выветривания и почвообразования, соответствующие месту и времени насыщения потока данным компонентом.

Пространственное перераспределение веществ грунтовыми водами приводит к дифференциации по химическому и минералогическому составу элювиальных, транзитных и аккумулятивных кор выветривания и соответствующих им почв и ландшафтов, почвенно-геохимических провинций и регионов.

Если иметь в виду большой геологический круговорот веществ на земной поверхности в целом, то в нем существенную роль играют и другие миграционные потоки, в частности океанический перенос — водо- и солеобмен между различными океанами планеты. Из океана в океан ежегодно перемещается течениями 21 млн. км³ воды (весь речной сток материков составляет лишь 0,448 млн. км³). С речным стоком, например, в Индийский океан поступает воды 6 тыс. км³/год, а с океаническими течениями — 7283 тыс. км³/год (выносятся из него течениями 7284,6 тыс. км³/год).

Атмосферный перенос — это обмен веществами между разными участками планеты через атмосферу при посредстве ветровых воздушных потоков. Ежегодно с океана на сушу через атмосферу поступает 125 тыс. км³ воды в виде атмосферных осадков, а вместе с нею и 580 млн. т различных солей, около 17% химического стока с суши в океан. Имеет место атмосферный перенос и континентального происхождения, имеющий как глобальное (пыль Сахары обнаружена в Северной Америке, пепел ряда вулканов выпадает постепенно на всех материках), региональное (сера, выбрасываемая заводами Рура, выпадает в Скандинавии, а заводами США — в Канаде), так и локальное (химические выпадения вокруг заводов, солевая импальверизация по берегам морей и вокруг соленых озер, песчаные и пыльные бури) значение.

Существенную и все возрастающую роль в глобальном круговороте веществ играет техногенный перенос — техногенные потоки веществ, совершающиеся при обмене сырья и продуктов производства между различными точками планеты. По расчетам Н. Ф. Глазовского (1976), только с экспортом древесины с территории СССР ежегодно отчуждается (в тыс. т) 1,2—5 фосфора, 6—20 азота, 1,2—6 кремния; миграция этих элементов с древесиной из лесных районов страны в безлесные в 15—20 раз больше. Из Кузбасса в европейскую часть СССР ежегодно поступает с углем 150—220 тыс. т азота и много больше серы. С межгосударственными перевозками зерна в мире ежегодно переносится (в тыс. т) 1700 калия, 170 фосфора, 2400 азота.

Техногенные потоки вещества на планете постоянно возрастают и уже сопоставимы по своей плотности и массопереносу с природными геохимическими потоками. При сжигании угля, например, в атмосферу ежегодно поступает $3 \cdot 10^7$ т азота и примерно столько же изымается из атмосферы для производства азотных удобрений.

Для характеристики техногенных миграционных потоков используют коэффициент технофильности элемента K_t (А. И. Перельман, 1976), характеризующий степень использования элемента относительно его кларка:

$$K_t = Q/Kl, \quad (89)$$

где Q — ежегодная добыча элемента, т; Kl — кларк этого элемента и коэффициент техногенной фиксации вещества K_f (Н. Ф. Глазовский, 1976), характеризующий степень техногенного временного вывода веществ из общих технобиогеохимических потоков:

$$K_f = Q/Q_1, \quad (90)$$

где Q_1 — количество рассеянного за год вещества; Q — то же, что и в формуле Перельмана.

Миграционные потоки на земной поверхности непосредственно связаны с почвенным покровом, ибо через них почва получает и отдает те или иные вещества, а современная почва — это всегда баланс между приходом и расходом вещества.

18.7. Геохимические барьеры и ареалы аккумуляции

Скорость движения веществ, их подвижность в глобальных региональных и локальных технобиогеохимических потоках зависит как от характеристик самих веществ (биофильность, технофильность, геохимическая активность, растворимость), так и от свойств вмещающей среды потоков, т. е. от ее физико-химических (термодинамических) параметров на всем пути потока. Поскольку эти параметры по пути природных потоков исключительно изменчивы в связи с реальным геофизическим разно-

образом земной поверхности, на них возникают участки, где изменение условий миграции приводит к уменьшению подвижности тех или иных веществ или элементов и их накоплению на этих участках, названных А. И. Перельманом (1961) *геохимическими барьерами*.

Важно подчеркнуть, что геохимические барьеры формируются на земной поверхности не хаотически, а образуют закономерную систему, связанную, с одной стороны, с общей географической зональностью природных условий планеты, а с другой — с закономерной геохимической дифференциацией конкретных геосистем. Так, для арктической зоны характерны окислительные и испарительные барьеры; для тундровой — восстановительные и кислые; для мерзлотно-таежной — окислительные, восстановительные и кислые; для хвойно-широколиственно-лесной — окислительные, восстановительные, кислые и адсорбционные; для степной и сухостепной — сульфатные, карбонатные и адсорбционные; для территорий с засоленными и щелочными почвами — сульфатные, карбонатные, щелочные и испарительные; для субтропических и тропических ксерофитных лесов и саванн — окислительные и адсорбционные; для тропических влажных лесов и саванн — окислительные, кислые и адсорбционные. Комплексными геохимическими барьерами являются поймы рек, причем разными в гумидных и аридных областях.

Геохимические барьеры могут иметь как линейный (на границах различных геохимических ландшафтов), так и площадный характер при преобладании последнего. Действием барьеров во многом определяется пространственная дифференциация веществ на земной поверхности и образование *ареалов аккумуляции* различных элементов, их ассоциаций и соединений. При этом необходимо иметь в виду и техногенную природу ряда геохимических барьеров: осушенные или обводненные территории, окисление шахтных вод, восстановление металлов в металлургии и т. п.

Понятие об ареалах аккумуляции продуктов выветривания и почвообразования было сформулировано В. А. Ковдой в 1946 г., под которыми он понимает территории, охватывающие совокупность ландшафтов и природных областей, где происходит образование однотипных вторичных почвенных соединений, их перемещение, осаждение и накопление в почвах, грунтовых водах и коре выветривания. В отличие от геохимических барьеров ареалы аккумуляции характеризуются не только абсолютной (путем приноса со стороны) аккумуляцией веществ, но и их относительной, остаточной аккумуляцией. По своим ареалам аккумуляции продукты выветривания и почвообразования различаются довольно существенно (табл. 64).

18.8. Биогеохимическая дифференциация

По пути водного миграционного потока, а это основной миграционный поток веществ на земной поверхности, вся поверхность Земли может быть разделена на три главных элемента

**Таблица 64. Ареалы аккумуляции продуктов выветривания
и почвообразования на суше
(В. А. Ковда, 1973)**

Ареал	Соединения	Области аккумуляции
Весьма широкий	R_2O_3, SiO_2	Области элювия, делювия, пролювия, пойменного и дельтового аллювия, конечные водоемы
Умеренно широкий	$CaMg(CO_3)_2, CaCO_3, CaSO_4$	Области делювия, пролювия, пойменного и дельтового аллювия, низменности, конечные водоемы
Узкий	$Na_2SO_4, MgSO_4, NaCl, Na_2CO_3$	Области пойменного и дельтового аллювия, низменности., конечные водоемы
Весьма узкий	$MaNO_3, KNO_3, CaCl_2, MgCl_2$	Центральные, наиболее сухие части пустынных низменностей

или геохимические пояса: пояс выноса, пояс транзита и пояс аккумуляции. Это разделение сохраняется при любом масштабе рассмотрения территории: от отдельно взятой возвышенности и прилегающего к ней склона и подножия до речного бассейна, сопряжения горной системы и низменности, всего континента, сопряжения суши и океана в целом. Эти три типа земной поверхности тесно геохимически связаны между собой, образуя *каскадные ландшафтно-геохимические системы* (М. А. Глазовская, 1964), включающие ряд конкретных экосистем (биогеоценозов, элементарных ландшафтно-геохимических систем, элементарных почвенно-геохимических ландшафтов), находящихся на различных гипсометрических уровнях и связанных между собой едиными водно-миграционными потоками вещества от более высоких уровней к более низким (рис. 65). Как показывает схема Глазовской, атмосферный перенос может вносить какие-то коррективы в каскадный геохимический поток, но в целом не может изменить его направленности.

Миграция вещества в каскадных системах подчиняется определенным закономерностям, в частности уже описанным закономерностям миграционных потоков, а аккумуляция веществ в той или иной их части регулируется действием геохимических барьеров, что в конечном итоге за длительное геологическое время приводит к общей геохимической дифференциации суши земного шара (рис. 66).

Соответственно данной общей схеме в области выноса формируются *автономные (автоморфные, элювиальные) геохимически независимые ландшафты*, характеризующиеся выносом наиболее растворимых и подвижных соединений и остаточной аккумуляцией SiO_2, R_2O_3 . В области транзита формируются *геохимически подчиненные транзитные ландшафты*, в которых частично аккумулируются некоторые соединения (карбонаты и сульфаты кальция, соединения железа и кремния), а наиболее растворимые и подвижные продукты выносятся. В поясе аккумуляции

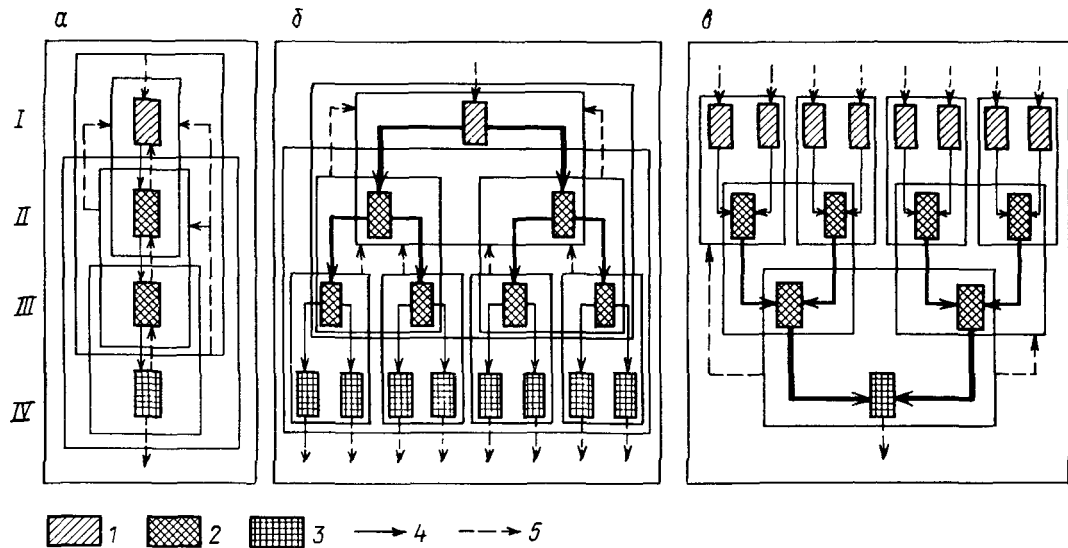


Рис. 65. Каскадные ландшафтно-геохимические системы (М. А. Глазовская, 1976):
a – линейная; *б* – рассеяния (дисперсионная); *в* – концентрации. Блоки каскадных систем: 1 – автономные (элювиальные) ландшафты; 2 – геохимически подчиненные транзитные ландшафты; 3 – геохимически подчиненные аккумулятивные ландшафты. Миграционные потоки веществ: 4 – в водной среде; 5 – в воздушной среде; *I, II, III, IV* – ступени каскадных систем

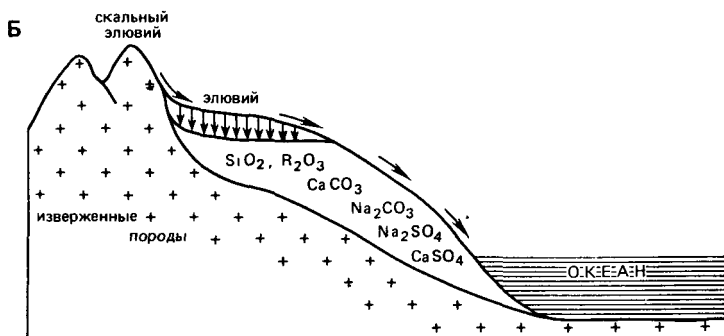
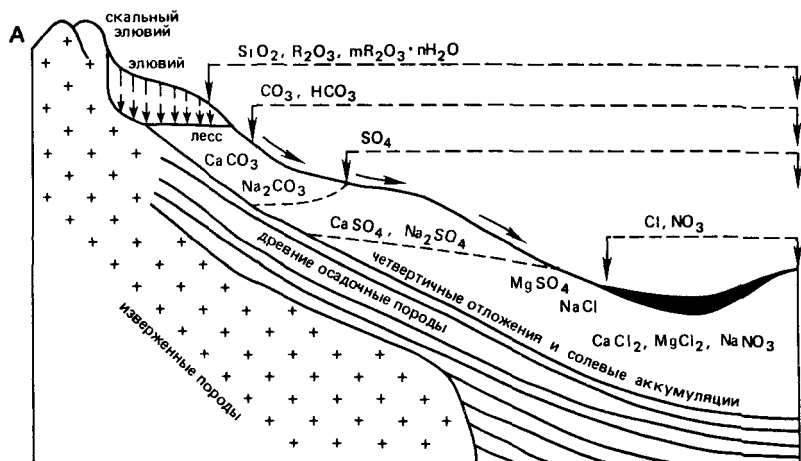


Рис. 66. Схема дифференциации и ареалов аккумуляции соединений в почвах бессточной части (А) и дренированной части (Б) континента (В. А. Ковда, 1973)

формируются *геохимически подчиненные аккумулятивные ландшафты*, для которых характерно накопление наиболее подвижных продуктов выветривания и почвообразования, прежде всего водорастворимых солей.

Результатом действия глобальных, региональных и локальных технобиогеохимических потоков, прежде всего в рамках каскадных ландшафтно-геохимических систем с разнообразием их геохимических барьеров, на поверхности суши является формирование различных *геохимических провинций* (А. П. Виноградов), *биогеохимических провинций* (В. В. Ковальский), *техногенных геохимических аномалий* (А. И. Перельман). Первые и вторые формируются природными биогеохимическими миграционными потоками в каскадных ландшафтно-геохимических системах под влиянием природных геохимических барьеров; вторые — техногенными или технобиогеохимическими потоками, часто вне кас-

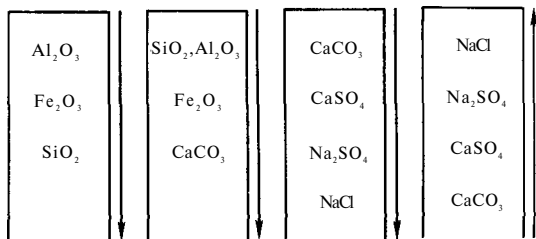


Рис 67 Вертикальная геохимическая дифференциация почвенного профиля при элювиальном ферралитном почвообразовании (1), при элювиальном кислом сиаалитном почвообразовании (2), при прогрессивном расчленении (3), при прогрессивном засолении (4)

кадных ландшафтно-геохимических систем и под влиянием как природных, так и техногенных геохимических барьеров

В данном разделе охарактеризована горизонтальная миграция продуктов выветривания и почвообразования, поскольку именно она приводит к существенной геохимической дифференциации земной поверхности, формирующей *геохимический фон почвообразования (почвенно-геохимические формации суши по В. А. Ковде, почвенно-геохимические ассоциации по М. А. Глазковской)* Однако весьма существенное значение для почвообразования имеют и вертикальные миграционные потоки, формирующие геохимический фон конкретных почвенных профилей разных типов (рис 67)

Вертикальные внутрипочвенные миграционные потоки могут иметь как нисходящий характер (в элювиальном процессе), так и восходящий (например, при засолении), а могут и чередоваться во времени в сезонных циклах водного режима почв. Эти потоки участвуют в формировании генетических горизонтов почвенного профиля, причем существенное значение имеют и биогенные потоки веществ, создаваемые жизнедеятельностью организмов. Поскольку миграционные потоки протекают во времени, степень дифференциации почвенного профиля в целом либо по отдельным компонентам очень сильно зависит от возраста почвообразования или возраста того или иного профилеобразующего процесса: вынос кремнезема из ферралитных почв требует миллионов лет, а засоление почвы хлоридами может произойти в течение одного сезона, т. е. меньше, чем за год

Описанную общую и частную биогеохимическую дифференциацию продуктов выветривания и почвообразования приходится детально исследовать во всех случаях генетического анализа почвенного профиля

Глава девятнадцатая

РЕЖИМЫ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Совокупность суточных, сезонных и годовых циклических изменений состава и состояний компонентов почвы, происходящих в связи с обменом веществом и энергией между почвой и окружающей средой, называется почвенным режимом. Выделяют

водный, тепловой, окислительно-восстановительный, солевой, питательный, воздушный и другие режимы. Тины водного и теплового режима являются важнейшей и наиболее общей причиной различий в характере почвообразования. Это основные режимы почвы, определяющие в значительной степени все остальные, определяющие энергетику и динамику почвообразования.

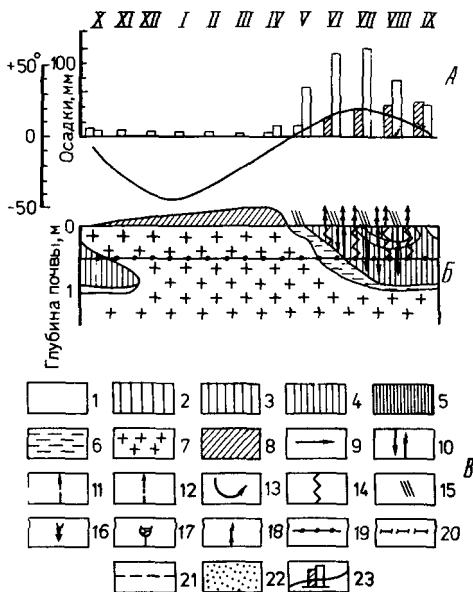
19.1. Водный режим почвы

Водный режим почвы — это совокупность всех явлений поступления влаги в почву, ее передвижения, изменений физического состояния и расхода из почвы. Основы учения о водном режиме почв и его типах были заложены Г. Н. Высоцким (1865—1940). Большой вклад в разработку этого учения внесли русские, советские ученые А. А. Измаильский (1851—1914), А. Ф. Лебедев (1882—1936), Н. А. Качинский (1894—1976), В. А. Ковда. Наибольшую законченность учение о водном режиме и его типах получило в работах А. А. Роде (1896—1979).

К числу явлений — элементов водного режима — относятся впитывание, фильтрация, капиллярный подъем, сток поверхностный, нисходящий и боковой, испарение физическое, десукция, замерзание, разморзание, конденсация воды. В зависимости от количественных соотношений этих явлений определяются преобладающее направление в передвижении влаги в почвенном профиле в годовом и сезонных циклах и пределы колебаний почвенной влажности и почвенных влагозапасов, т. е. определяется тип водного режима.

Рис. 68. Мерзлотный водный режим (А. А. Роде, 1956):

Влажность почвы и грунта; 1 — менее влажности завядания; 2 — от влажности завядания до влажности разрыва капилляров; 3 — от влажности разрыва капилляров до наименьшей влагоемкости; 4 — равная наименьшей влагоемкости; 5 — от наименьшей до полной влагоемкости, равная капиллярной влагоемкости; 6 — равная полной влагоемкости (водоносный горизонт); 7 — мерзлота, 8 — снег; движение воды; 9 — грунтово-почвенный подъем; 10 — капиллярный подъем (справа) и гравитационное промачивание (слева); 11 — пленочно-капиллярное; 12 — пленочное; 13 — почвенный или почвенно-грунтово-грунтовый сток; 14 — десукция; 15 — жидкие осадки; 16 — дополнительное увлажнение; 17 — полив; 18 — испарение или транспирация; почвенные условия; 19 — нижняя граница почвенного профиля; 20 — смена наносов; 21 — наибольшая глубина промачивания; 22 — песчаная прослойка; климатические условия; 23 — средние многолетние осадки (слева); испаряемость (справа); температура (линия)



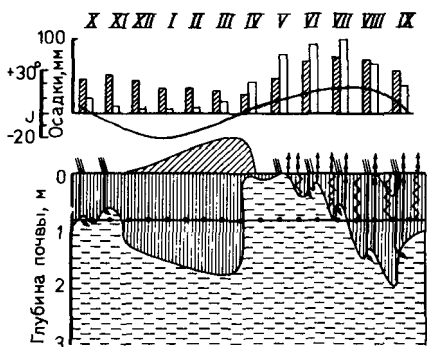


Рис. 69. Водонасыщающий (водозастойный) водный режим почвы (условные обозначения те же, что и на рис 68)

режим устойчиво-льדיстых почв свойствен почвам, формирующимся в области многолетней мерзлоты. В течение большей части года почвенная вода находится в твердой фазе в виде льда. В теплый период почвы оттаивают сверху вниз, и над постоянно мерзлым слоем образуется водоносный горизонт — надмерзлотная верховодка. Содержащаяся в ней влага расходуется на испарение, десукцию и боковой сток. Почва постоянно влажная (рис. 68). В течение большей части вегетационного периода влажность поддерживается на уровне от наименьшей до полной влагоемкости и никогда не опускается ниже влажности завядания.

Водонасыщающий (водозастойный) водный режим характеризует болотные почвы атмосферного увлажнения и некоторые болотные почвы грунтового увлажнения. Влажность почвы сохраняется в течение всего года в пределах полной влагоемкости, лишь иногда в засушливые периоды в отдельные годы опускаясь до наименьшей влагоемкости (рис. 69).

Периодически водонасыщающий (водозастойный) водный режим обычен в болотных почвах грунтового увлажнения. В соответствии с сезонными колебаниями уровня грунтовых вод влажность почвы варьирует от полной до наименьшей влагоемкости, причем поверхностный горизонт в отдельные периоды может просыхать и до влажности значительно ниже наименьшей влагоемкости.

Промывной водный режим свойствен почвам лесных зон — тайги, влажных субтропических и тропических лесов, умеренных широколиственных лесов, — где годовая сумма осадков превышает годовую испаряемость. Типичен он и для высокогорных лугов. Наиболее характерная черта — ежегодное промачивание почвенно-грунтовой толщи до уровня почвенно-грунтовых вод, что обеспечивает вынос продуктов почвообразования за пределы почвенной толщи.

Возникновение и существование того или иного водного режима зависит от многих факторов: положения почвы в рельефе, климатических условий, водных свойств почвы и подпочвы, наличия или отсутствия подпитывания грунтовыми водами, мерзлоты, от характера растительности, влияния человека.

В настоящее время в советской классификационной системе принято выделять 14 типов водного режима.

Мерзлотный водный режим

Почвы промывного водного режима обладают высокой, иногда избыточной влажностью (рис. 70). В нижней части профиля влажность никогда не опускается ниже наименьшей влагоемкости. Так, в подзолистых почвах тайги лишь в течение 3 летних месяцев влажность держится на уровне от влажности завядания до наименьшей влагоемкости; весной почва увлажнена в пределах от наименьшей до полной влагоемкости и на некоторой глубине в ней образуется верховодка.

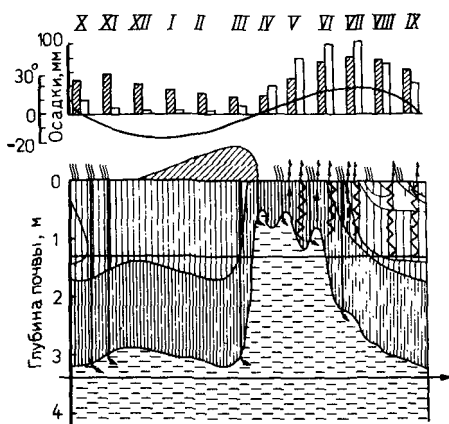


Рис. 70. Промывной водный режим почвы (А. А. Роде, 1956) (условные обозначения те же, что и на рис. 68)

Периодически промывной водный режим характерен для почв, формирующихся в климате, где годовая сумма осадков приблизительно соответствует годовому испарению, например, в зоне лесостепи для выщелоченных и типичных черноземов. Сквозное промачивание почвенно-грунтовой толщи происходит один раз в 10—15 лет. Периодически (не ежегодно) весь профиль насыщается водой до влажности выше наименьшей влагоемкости. В нижней части профиля периодически влажность падает до влажности разрыва капилляров, а в верхней — и до влажности завядания.

Промывной сезонно-сухой водный режим характеризуется наличием двух контрастных сезонов: дождливого с влажностью почвы от полной до наименьшей влагоемкости и засушливого с влажностью почвы от влажности разрыва капилляров до влажности завядания. Такой водный режим характерен для тропических влажных саванн.

Непромывной водный режим господствует в почвах зон, где средняя годовая норма осадков меньше среднегодовой испаряемости (степь, сухая саванна). Почвенная толща промачивается на глубину 0,5—2 м, ниже находится слой с постоянно низкой влажностью. В верхней части профиля в соответствии с режимом осадков влажность колеблется в пределах от полной влагоемкости до влажности завядания, в нижней же находится между влажностью разрыва капилляров и влажностью завядания в течение всего года (рис. 71).

Аридный (сухой) водный режим присущ почвам полупустынь и пустынь. Весь профиль почвы сухой в течение всего года при влажности, близкой к влажности завядания или даже ниже. Спорадически верхние горизонты могут иметь и более высокую влажность.

Выпотной водный режим, как и непромывной или сухой,

складывается в почвах семиаридного и аридного климата, но в таких условиях, когда близко к поверхности подходят грунтовые воды. Их капиллярная кайма периодически поднимается до поверхности, и грунтовые воды испаряются физически, в случае наличия растворенных солей в воде обогащая солями поверхностные горизонты. При этом формируются луговые солончаки и солончаковые почвы, обладающие постоянно высокой влажностью (рис. 72). Выпотной водный режим может быть подразделен на собственно выпотной и периодически-выпотной.

Двуктивно-выпотной водный режим. В отличие от предыдущего случая капиллярная кайма грунтовых вод не выходит на поверхность и испаряется не физически, а через отсос влаги корнями растений. Присутствующие в грунтовой воде соли и другие растворенные вещества выпотевают не на поверхности почвы, а на некоторой глубине в почвенном профиле. Этот водный режим свойствен луговым почвам, а также лугово-черноземным, лугово-каштановым, лугово-коричневым и другим полугидроморфным почвам. Режим увлажнения складывается из двух периодов. После снеготаяния или обильных дождей почвы промачиваются до уровня почвенно-грунтовых вод. В этот период господствует нисходящий ток влаги. По мере подсыхания нисходящий ток сменяется восходящим, господствующим во втором периоде. Капиллярная кайма грунтовых вод достигает корнеоби-таемой толщи и испаряется на большей или меньшей глубине.

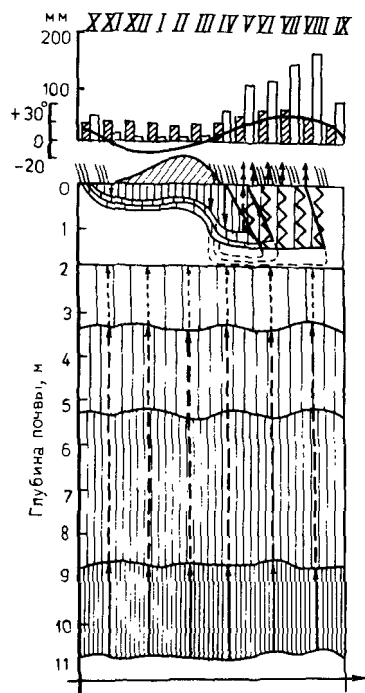


Рис 71 Непромывной водный режим почвы (А. А. Роде, 1956) (условные обозначения те же, что и на рис. 68)

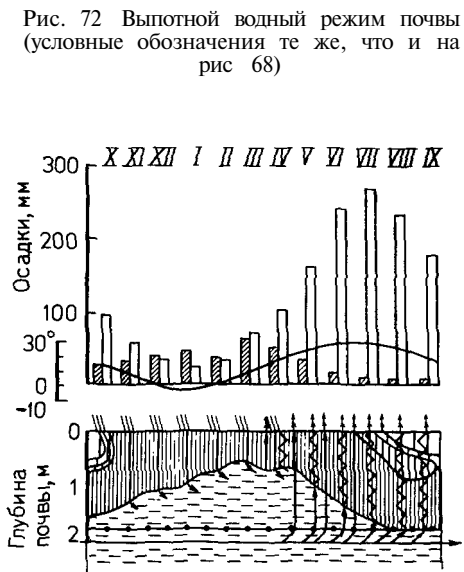


Рис. 72 Выпотной водный режим почвы (условные обозначения те же, что и на рис. 68)

Почвы характеризуются высокой влажностью всего профиля в течение первого периода и высокой влажностью нижней части профиля в течение всего года. Верхняя часть почвенного профиля летом может иссушаться до влажности, меньшей, чем влажность завядания (рис. 73).

Паводковый водный режим характерен для почв, периодически затопливаемых речными, склоновыми, дождевыми или иными водами. В этих условиях периодическое паводковое затопление сменяется в межпаводковый период каким-то иным водным режимом в зависимости от зонального или геоморфологического (пойма реки, шлейф склона) положения почвы и глубины грунтовых вод. В разных частях поймы при этом может складываться разный водный режим, например промывной в приустьевье, десуктивно-выпотной в центральной пойме и водозастойный в притеррасье.

Амфибиальный водный режим формируется в постоянно затопленных маршах и плавнях дельт рек, морских и озерных мелководий либо в периодически затопляемых приливными водами мантрах. Почва постоянно находится в переувлажненном состоянии, хотя поверхностные воды могут на некоторое время и стекать.

Ирригационный водный режим складывается в искусственно орошаемых почвах. В этом типе водного режима можно выделить большое разнообразие конкретных подтипов или видов в зависимости от: 1) типа и интенсивности орошения (дождевание, напуск по бороздам, затопление на рисовых полях, влагозарядковые или вегетационные поливы, дополнительное орошение с нормами $1000-2500 \text{ м}^3/\text{га}$ или основное водоснабжение с нормами $10000-15000 \text{ м}^3/\text{га}$; 2) глубины и характера сезонных колебаний грунтовых вод; 3) наличия и характера искусственного дренажа. При общей оценке водного режима орошаемых территорий характеристика водного режима почв дополняется еще и характеристикой режима грунтовых вод, которая широко используется в мелиоративном почвоведении.

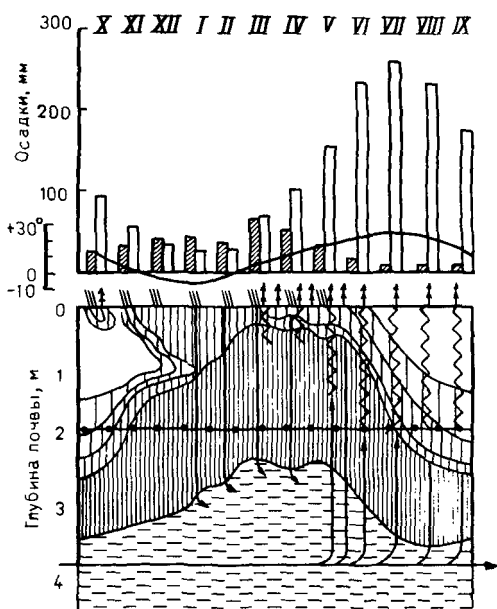


Рис 73. Десуктивно-выпотной водный режим почвы (А. А. Роде, 1956) (условные обозначения те же, что и на рис. 68)

Осушительный водный режим складывается на искусственно осушаемых болотных и заболоченных почвах, причем его конкретный вид также определяется характером дренажа и степенью регулирования.

Описанные 14 типов водного режима лишь обобщенно характеризуют это явление, не показывая всех деталей складывающейся в конкретных почвах ситуации. А. А. Роде в свое время предлагал типы водного режима почв делить на подтипы в зависимости от источника увлажнения (атмосферное, грунтовое, смешанное) и его интенсивности. В пределах подтипов далее предлагалось выделять варианты водного режима в зависимости от особенностей литологического строения почвенно-грунтовой толщи. Однако столь детальная общая классификация водных режимов почв пока не разработана.

Исследования водного режима почв имеют крайне важное теоретическое и практическое значение. Его характеристика позволяет правильно понять генезис почвы или ее отдельных специфических горизонтов (элювиальные, иллювиальные, гидрогенно-аккумулятивные горизонты, внутрипочвенные или поверхностные солевые или железистые прослойки, коры, панцири), а также оценить и прогнозировать направление дальнейшей эволюции современных почв при данном типе водного режима (продолжение выщелачивания или, наоборот, гидрогенной аккумуляции веществ). Практически управление водным режимом почв — основа их рационального использования в земледелии и лесоводстве: в засушливых районах это прежде всего орошение и дренаж, в условиях избыточного увлажнения — осушительные мелиорации. Регулирование водного режима почв достигается не только коренными мелиоративными мероприятиями, но и большим набором агротехнических средств (снегозадержание, прерывистое или сплошное бороздование, глубокое рыхление, щелевание, укрытие пленкой, мульчирование поверхности и т. д.). Зарегулированный, управляемый, оптимальный для данных культур водный режим почвы — основа ее эффективного плодородия.

19.2. Тепловой режим почвы

Под тепловым режимом почвы понимают совокупность и определенную последовательность явлений теплообмена в системе: приземный слой воздуха — растения — почва — подстилающая порода, а также совокупность процессов теплопереноса, теплоаккумуляции и теплорассеивания в самой почве. Тепловой режим изучен значительно слабее, чем водный. Систематически исследован во многих типах почв лишь температурный режим — изменение температуры почв во времени.

Температура почвы — наиболее динамичная величина, она быстрее, чем другие параметры почвы, приходит в равновесие с окружающей средой. Равновесие между температурой атмо-

сферы и поверхностного (0—5 см) слоя почвы устанавливается очень быстро (в течение минут), более глубоких горизонтов — с некоторым запаздыванием, которое тем больше, чем глубже почвенный слой.

Тепловой и водный режимы почв тесно взаимосвязаны и взаимообусловлены, поскольку поведение воды в почве, фазовые переходы, направление и скорость перемещения зависят от температуры почвы; в свою очередь тепловой режим почвы обусловлен степенью ее увлажнения.

Суточная динамика температуры наиболее резко выражена в первом полуметре. Днем тепловой поток направлен сверху вниз; ночью, вследствие активного излучения тепла поверхностью почв, снизу вверх. Максимальные температуры отмечаются на поверхности днем, минимальные — ночью. С глубиной амплитуда колебания температур снижается, и суточная динамика на глубине около 50 см практически полностью затухает (рис. 74). Так как процесс теплопереноса не мгновенный, наблюдается запаздывание нагревания нижележащих слоев.

На суточный режим почв оказывают существенное влияние погодные условия местности, влажность почв, их гранулометрический состав, состояние поверхности, количество органического вещества и окраска. Затемненные растительностью почвы имеют менее выраженный суточный цикл температур, чем открытые участки.

Годовой режим температур почв имеет большую амплитуду колебаний и выражен на большую глубину, чем суточный. Зона активной выраженности сезонной динамики ограничена 3—4-метровой толщей. На глубине 6 м годовая температура колеблется менее чем на 1°C.

Установление максимальной температуры почв несколько отстает от максимума температур воздуха вследствие инерционности теплопереноса в почвенной толще. Максимум температур на глубине 3 м устанавливается на несколько месяцев позже, чем на поверхности.

Каждый почвенный тип в соответствии с зональностью (горизонтальной и вертикальной) поступления солнечной радиации, с турбулентностью атмосферы и распространением растительных ассоциаций характеризуется определенными температурными параметрами (табл. 65).

В настоящее время в СССР принимается следующая систематика тепловых режимов почв, основы которой были разработаны В. Н. Димо (1968). Согласно этой системе почвы делятся на:

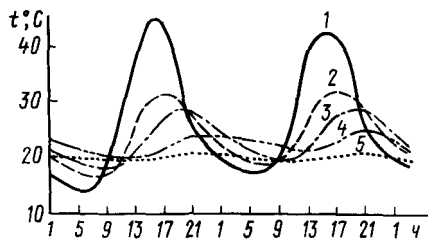


Рис 74 Суточная динамика температуры южного чернозема (18—19 августа 1983 г.):

1 — на поверхности, 2 — на глубине 5 см, 3 — на 10 см, 4 — на 30 см, 5 — на 50 см

- | | |
|--------------------|-----------------------------------|
| I. Промерзающие | 1. Мерзлотные |
| | 2. Длительно-сезонно-промерзающие |
| II. Непромерзающие | 3. Сезонно-промерзающие |
| | 4. Непромерзающие охлаждающиеся |
| | 5. Непромерзающие теплые |
| | 6. Непромерзающие жаркие |

Таблица 65. Колебания температуры почвы (°С) в европейской части СССР на глубине 20 см (по А. М. Шульгину, 1957)

Почвы	Средняя температура за теплый период	Температура самого теплого месяца	Средняя температура за холодный период	Температура самого холодного месяца	Годовая амплитуда температур
Подзолистые	6—10	15—18,5	- 2—0,0	- 3 — 0,6	17—20
Черноземные	11—15	18—22	- 5 — 1,0	- 7 — 1	20—27
Каштановые	14—16	23—26	-2 — +0,5	-3,5 — -1,5	25—26
Бурые лесные	18—20	25,5—27	+5,5 — +7,0	+4 — +5	21—22

Мерзлотные почвы типичны для территорий с многолетней мерзлотой. Среднегодовая температура почв отрицательная, преобладает процесс охлаждения (рис. 75, а). Температура самого теплого месяца на глубине 0,2 м не выше 20°С. Сезонное замерзание и оттаивание прослеживается до верхней границы многолетнемерзлого грунта. Этот тип теплового режима выражен в ряде провинций Евразийской полярной и Восточно-Сибирской мерзлотно-таежных областей.

Длительно-сезонно-промерзающие почвы — преобладает положительная среднегодовая температура профиля, длительность промерзания на менее 5 мес (рис. 75, б). Температура самого теплого месяца на глубине 0,2 м от 10 до 25°С. Глубина промерзания более 1 м, но сезонное промерзание не смыкается с многолетнемерзлыми породами, если они присутствуют.

Сезонно-промерзающие почвы имеют положительную среднегодовую температуру. Длительность промерзания не более 2 мес (рис. 75, в). Подстилающие породы не мерзлые. Температура самого теплого месяца на глубине 0,2 м 20—30°С.

Непромерзающие почвы имеют положительные среднегодовые температуры по профилю, включая температуру самого холодного месяца (рис. 75, г). Промерзания нет. Этот тип температурного режима наблюдается в местностях теплой европейской фации умеренного пояса и в областях субтропических и тропических поясов. *Непромерзающие охлаждающиеся почвы* имеют положительные температуры самого холодного месяца на глубине 0,2 м, но не выше 5°С; температура самого теплого месяца на этой глубине до 35°С. *Непромерзающие теплые почвы* имеют на глубине

**Т а б л и ц а 66. Характеристика подтипов теплового режима почв
(по В. Н. Димо, 1968)**

Почвы	Интервал среднегодовой температуры почвы на глубине 0,2 м, °С	Лето			Зима		
		Сумма температур выше 10°С	Интервал температур почвы на глубине 0,2 м, °С	Глубина проникновения температур более 10°С, м	Сумма температур ниже 0°С	Интервал температур почвы на глубине 0,2 м самого холодного месяца, °С	Глубина проникновения температур ниже 0°С, м
Очень холодные	- 12 — 0	0—500	0—12	1	2000—2500	(- 2 0) ÷ (- 6)	3
Холодные	0—8	500—1500	8—20	1—2	1000—2000	(- 1 6) ÷ (- 4)	2—3
Умеренно холодные	8—12	1500—2500	16—24	1—3	0—1000	- 12 ÷ 0	0—2
Умеренно теплые	12—16	2500—3500	16—28	2—3		0 ÷ 8	
Теплые	16—20	3500—4500	20—28				

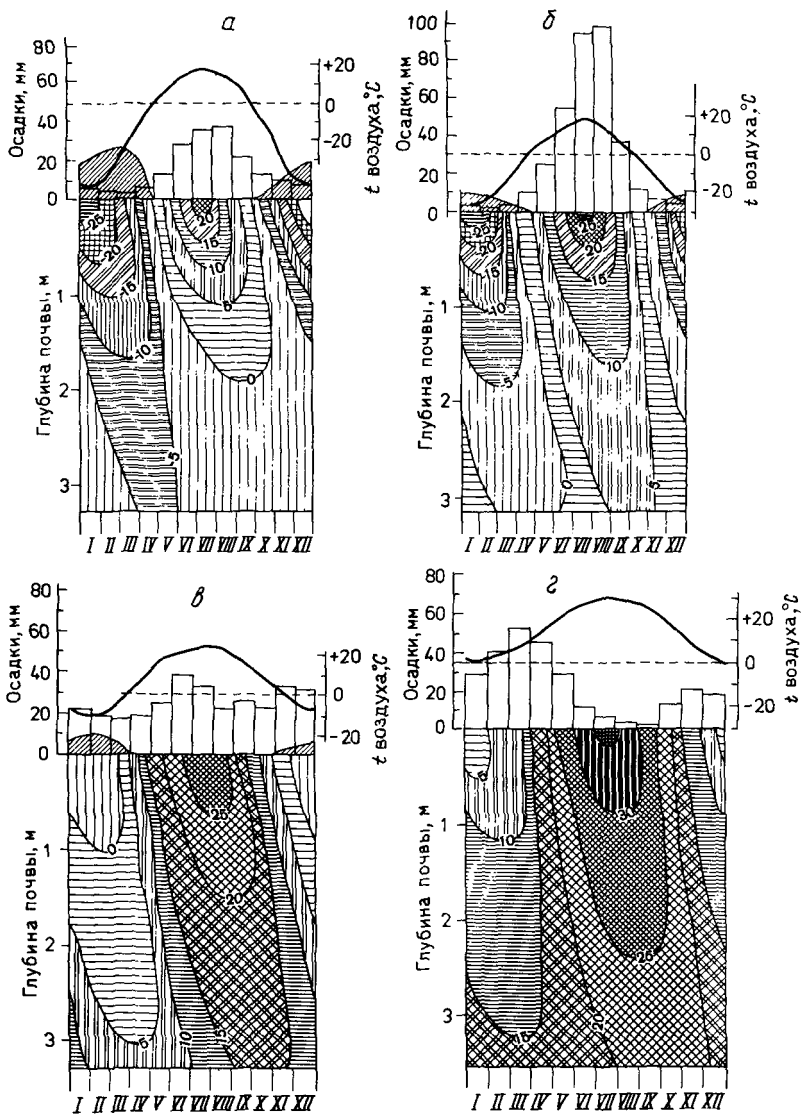


Рис. 75. Годовая динамика температуры в почвах с различным типом теплового режима (по В. Н Димо, 1968):

a — мерзлотная почва (Якутск), *б* — длительно-сезонно-промерзающая почва (Чита), *в* — сезонно-промерзающая почва (Волгоград), *г* — непромерзающая почва (Тбилиси)

0,2 м в самый холодный месяц от 5 до 20°C. *Непромерзающие жаркие* почвы имеют температуру на глубине 0,2 м в течение всего года выше 20°C.

В пределах подклассов (типов) выделяются подтипы (категории) теплового режима почв на основании среднегодовой температуры на глубине 0,2 м, интервалов температур на этой глубине, глубины проникновения температур $> 10^\circ$ для лета и $< 0^\circ$ для зимы, суммы активных температур (табл. 66).

Существенное изменение в характер теплового режима почв вносит их распашка. Температурный режим становится более контрастным. Так, по данным Т. П. Коковиной (1974), на пахотном типичном мощном черноземе без растительного покрова или под пропашными культурами суточная амплитуда температуры поверхности достигает 35—57°, тогда как на целине не более 18—23°C. В холодное полугодие распаханное черноземы охлаждаются быстрее и глубже, чем целинные, а сам период с отрицательной температурой в почве на 20—30 дн длиннее. Максимальная температура почвы на глубине 10 см в степи составляет 18—20, а на пашне 20—30°C. Поверхность почвы в степи прогревается не более чем до 35°C, а на пашне до 40—50°C. Существенным образом различаются по температурному режиму пахотные почвы под разными сельскохозяйственными культурами.

Снегозадержание способствует снижению теплоотдачи почв, предохраняет посевы от вымерзания. К мероприятиям, изменяющим альбедо почв, относятся мульчирование, гребневание, кулисные посевы. Мульчирование светлыми веществами предохраняет почву от перегрева. Применение темных мульчирующих веществ способствует более интенсивному нагреванию холодных почв. Также улучшает тепловой режим северных почв снятие торфяных слоев, препятствующих их глубокому прогреванию.

Все агрометеорологические мероприятия, направленные на изменение водного режима почв, так или иначе изменяют их температурный режим. Дренаж благоприятствует более интенсивному нагреванию почв. Особенно важен быстрый сброс дренажных вод в северных районах весной, так как это способствует более раннему прогреванию почв. Орошение южных территорий предохраняет почву от перегрева. Угрозу вымерзания посевов от внезапных заморозков можно смягчить применением дымовых завес, снижающих теплоотдачу с поверхности. В некоторых районах практикуют прогревание почв весной, пропуская по трубам горячую воду. Особенно эффективен этот способ в районах с гидротермальными источниками.

19.3. Воздушный режим почвы

Воздушный режим почвы — это совокупность всех явлений поступления воздуха в почву, его передвижения в почве и расхода, а также явлений обмена газами между почвенным возду-

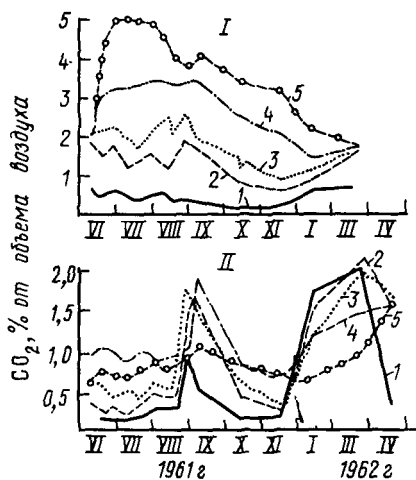


Рис. 76. Годовая динамика концентрации CO_2 в почвенном воздухе дерново-подзолистой почвы в лесу (I) и на поле люцерны (II) (по Б. Н. Макарову, 1966):

1 — на глубине 15 см; 2 — 50 см; 3 — 100 см; 4 — 200 см; 5 — 300 см

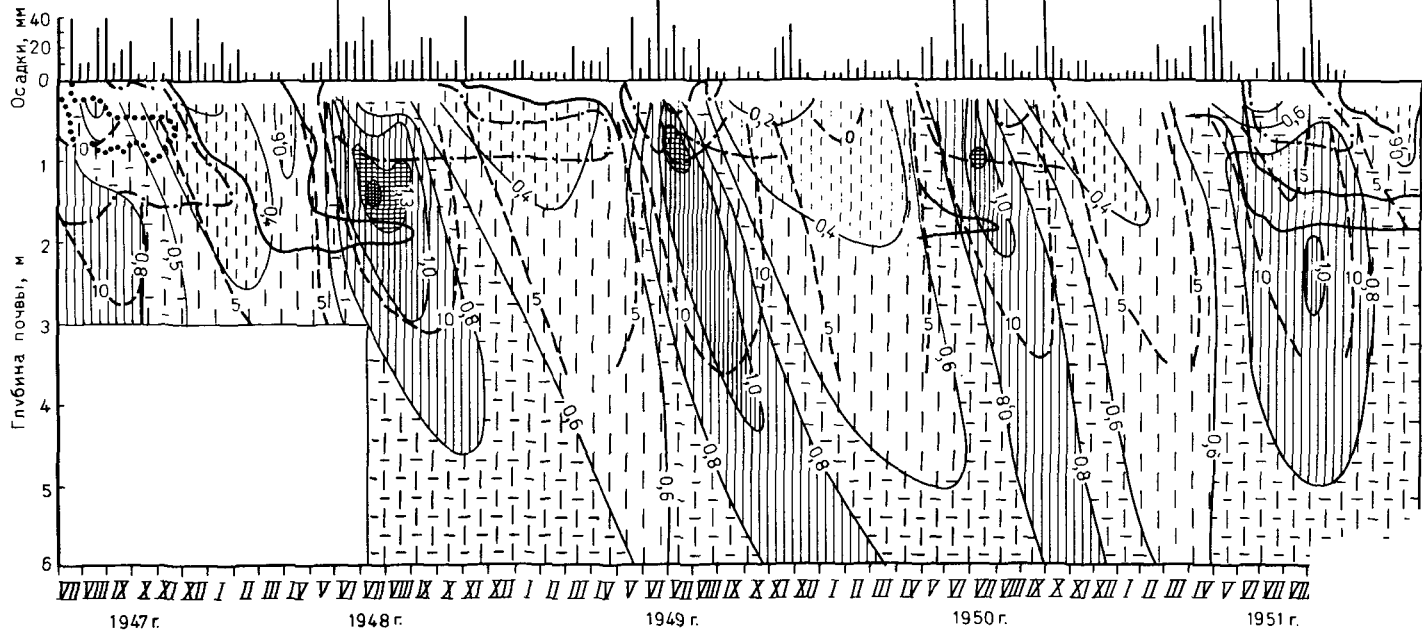
верхней толщ. В торфяных, дерново-подзолистых почвах, в черноземах и почвах полупустынного комплекса наибольшее содержание углекислоты наблюдается в теплый период года, когда CO_2 образуется в результате интенсивной деятельности микроорганизмов, дыхания корней и других биологических процессов. Кроме того, высокие концентрации углекислоты в почвенном воздухе наблюдаются при ее замедленном образовании, но в условиях затрудненного газообмена. Это происходит, например, в период обильного выпадения осадков и насыщения верхних слоев почвы до полной влагоемкости, а также при образовании ледяной корки зимой или ранней весной.

В дерново-подзолистых суглинистых почвах, не подверженных избыточному увлажнению, концентрация CO_2 (в %) в слое 0—50 см обычно колеблется от 0,2 до 3,0, в слое 100—200 см — от 1,2 до 3,4, в более глубоких слоях — от 1,5 до 4—5. Большое влияние на абсолютное содержание диоксида углерода оказывает характер растительности (рис. 76). По данным Б. Н. Макарова (1966), максимально оно было под пологом смешанного леса, более низким в почве под люцерной, еще ниже в почве, засеянной зерновыми, и наиболее низким в почве чистого пара. Так, в почве под люцерной на глубине 15 см в среднем содержалось 1% CO_2 , на глубине 30 см — 1,5% CO_2 , под паром — соответственно 0,2 и 0,3%.

хле, твердой и жидкой фазами, потребления и выделения отдельных газов живым населением почвы. Все эти явления находят отражение в изменении содержания и состава почвенного воздуха во времени.

При изучении воздушного режима почвы обращают внимание на содержание двух газов: диоксида углерода и кислорода. При нормальном газообмене сумма этих газов близка к сумме их в атмосфере (21%), но соотношение между ними существенно меняется во времени, причем различно в разных почвах.

Во всех почвах состав почвенного воздуха подвержен постепенным изменениям в течение года, причем на глубине 4—5 м еще отмечаются колебания в составе воздуха, хотя и более слабые, чем в пределах



Согласно Е. А. Афанасьевой, самые низкие концентрации CO_2 в почвенном воздухе целинного чернозема наблюдаются весной после снеготаяния: 0,4—0,5% от объема во всем почвенном профиле (0—300 см). По мере развития биоты содержание CO_2 к лету возрастает. Наибольшее количество углекислоты продуцируется в поверхностном слое, но значительная ее часть уходит в атмосферу в процессе «дыхания» почвы. Поэтому до глубины 50 см содержание CO_2 в почвенном воздухе не превышает 0,5% даже летом, несколько повышаясь только после дождей. Отток почвенного воздуха с глубины 80—150 см замедлен, поэтому в этих слоях летом концентрация углекислоты возрастает до 1,3% от объема. Осенью и зимой она вновь снижается (рис. 77). По другим данным (С. А. Николаева, 1970), содержание CO_2 в воздухе типичного чернозема более высокое: в период вегетации в слое 0—50 см — 0,3—1,3%, в слое 100—200 см — 0,7—2,0%. Содержание кислорода в черноземах слабо изменяется в течение года, колеблясь в пределах 18—20,5%.

Основные закономерности изменения состава почвенного воздуха в целинном черноземе повторяются в распаханых черноземах различных подтипов. По данным Н. Г. Зборищук (1980), в осенне-зимне-ранневесеннее время концентрация углекислоты в почвенном воздухе южного чернозема невысока: 0,1—0,2% в верхнем горизонте, 0,3—0,6% на глубине 100 см. Концентрация кислорода ближе к 21%. В июне концентрация CO_2 резко возрастает во всем профиле, от 0,8—1% в верхнем горизонте до 1,2—1,8% на глубине 40—100 см. К концу лета содержание углекислоты в почвенном воздухе снова снижается.

Орошение южных черноземов заметно влияет на их воздушный режим. Поливы нормой 250—350 м³/га кратковременно увеличивают содержание CO_2 до 1—1,2%, что не вызывает нарушения дыхания растений. В межполивной период орошение заметно изменяет состав почвенного воздуха только в том случае, когда оно приводит к подъему уровня почвенно-грунтовых вод до глубины 1,5—3 м. При этом даже в межполивной период содержание кислорода понижено, а содержание диоксида углерода повышено по сравнению с содержанием этих же компонентов в неорошаемых почвах. На глубине 30—50 см в начале лета содержание углекислоты достигает 2% и более.

При увеличении поливной нормы до 500 м³/га через 3—4 ч после полива в пахотном горизонте содержание CO_2 возрастает с 0,4—0,6 до 1,6—1,8%, и эта концентрация держится в течение 3—4 дн. При поливе напуском содержание CO_2 через 3 дн после полива достигает 3%, а кислорода снижается до 10%, в почвенном воздухе появляется сероводород. Воздушный режим такого рода резко снижает продуктивность растений.

Болотные торфяные почвы выделяются среди остальных наиболее высокой насыщенностью почвенного воздуха углекислотой. Здесь, на глубине до 0,5 м, концентрация углекислоты во влажные годы достигает 10—12% при таком же или даже более низ-

ком содержании кислорода (С. А. Николаева, 1970). Максимум накопления CO_2 наблюдается летом, минимум — зимой.

Иная динамика содержания CO_2 и O_2 характерна для почв влажных субтропиков — красноземов. По материалам А. Д. Овчаренко (1972), под лесом и на чайной плантации накопление CO_2 в почвенном профиле происходит от зимы к весне—лету—осени, а затем снова уменьшается. Таким образом, максимальное содержание диоксида углерода и минимальное кислорода приурочено не к лету, а к осени. Наибольшее количество углекислоты накапливается на глубине 50—75 см (около 2%). В период особенно обильного увлажнения красноземов газообмен нарушается, при этом на указанной глубине содержание CO_2 повышается до 4,6%; кислорода колеблется в пределах 18—20, иногда опускаясь до 16—17%.

Воздушный режим почвы тесно связан с ее водным режимом и потому регулируется одними и теми же мелиоративными или агротехническими приемами. В то же время в практике земледелия приходится обращать внимание и на самостоятельные приемы регулирования воздушного режима почв, как, например, при периодическом проветривании сезонно затапливаемых рисовых полей. Во всех случаях регулирования почвенных режимов необходимо помнить об антагонизме воды и воздуха в почве. Избыточное увлажнение почв всегда ведет к снижению их аэрации, в то время как засушливые, недостаточно увлажняемые почвы избыточно аэрированы.

19.4. Окислительно-восстановительный режим почв

Окислительно-восстановительный режим почв — это совокупность окислительных и восстановительных процессов, вызывающих изменение во времени окислительно-восстановительного потенциала (ОВП) в профиле почвы. Абсолютные значения и амплитуда колебаний ОВП в разных почвах и даже разных почвенных горизонтах одного профиля весьма различны. ОВП связан прежде всего с температурой и влажностью почвы, но эта связь сложна, так как изменения температуры и влажности вызывают изменения биологической активности почвы, от которой ОВП зависит в сильнейшей степени. Так, повышение температуры приводит к просыханию почвы и обогащению ее кислородом, но одновременно способствует развитию микрофлоры, потребляющей кислород. Поэтому снижение влажности почвы не всегда сопровождается повышением ОВП, так же как увеличение влажности не всегда приводит к понижению ОВП.

Достаточно детальная классификация почв по окислительно-восстановительному режиму разработана И. С. Кауричевым и Д. С. Орловым (1983), главные положения которой приводятся ниже (табл. 67).

Тундровые болотные торфяно-глеевые почвы с постоянным

Таблица 67. Группировка почв по окислительно-восстановительному режиму

Тип ОВ-режима	Почвы
Почвы с абсолютным господством окислительных процессов	Автоморфные почвы степей, полупустынь и пустынь: черноземы, каштановые, серо-коричневые, бурые полупустынные, сероземы, серо-бурые пустынные
Почвы с преобладанием окислительных процессов	Дерново-подзолистые, серые лесные, бурые лесные, красноземы, степные солонцы
Почвы с контрастным ОВ-режимом: почвы с развитием сезонных восстановительных процессов в верхних горизонтах	Болотно-подзолистые, подзолистые, дерново-подзолистые глеевые, серые, лесные глеевые, бурые лесные глеевые, солоды, луговые солонцы, желтоземы
почвы с развитием оглеения в нижних горизонтах (грунтово-оглеенные)	Луговые почвы, орошаемые почвы с близким уровнем залегания грунтовых вод
почвы с развитием устойчивых восстановительных процессов в нижней части профиля	Болотные торфяные мелиорируемые почвы
почвы с контрастной сменой окислительной и восстановительной обстановки по всему профилю	Почвы под культурой затопляемого риса
Почвы с господством восстановительных условий по всему профилю: почвы с господством восстановительной глеевой обстановки	Болотные торфяно-глеевые, иловато-болотные, дерново-глеевые, тундровые глеевые
почвы с господством сероводородной восстановительной обстановки	Солончаки, солончаковые почвы, переувлажненные сильноминерализованными сульфатными грунтовыми водами

избыточным увлажнением характеризуются господством устойчивого восстановительного режима во всем профиле; значение rH_2 летом колеблется в пределах 19,5—24,5 (восстановительные условия наступают при величине $rH_2 < 27$). Сезонная динамика ОВП выражена слабо, от весны к осени несколько возрастает интенсивность окислительных процессов. ОВ-режим в тундровых поверхностно-глеевых почвах более динамичен, в них rH_2 летом колеблется в пределах от 18,6 до 30. В верхней части профиля до глубины 20—25 см преобладают восстановительные условия, а окислительные (с $rH_2 > 27$) наблюдаются в течение не более чем 2—4 недель. Для более глубоких горизонтов характерна окислительная обстановка ($rH_2 = 28—30$).

В сильноподзолистых почвах средней тайги под пологом ельника-черничника минимальные значения ОВП отмечены летом, в период благоприятного для микробов сочетания влаги и тепла. В это время в большинстве случаев rH_2 подзолистого горизонта не превышает 27, что свидетельствует о наличии восстановительной обстановки. В переходном ЕВ и иллювиальном горизонтах сильноподзолистой почвы постоянно господствуют окислительные условия.

Целинные дерново-подзолистые почвы южной тайги, которым

присущи явления сезонного избыточного увлажнения, характеризуются четко выраженной динамикой ОВ-процессов. Наименьшие значения, в противоположность почвам средней тайги, наблюдаются не летом, а в конце апреля — начале мая, когда rH_2 в горизонте А опускается до 23—27. По мере повышения температуры летом улучшается аэрация почвы и ОВП нарастает. Лишь в отдельных очагах, сохраняющих высокую влажность, с повышением температуры продолжают развиваться восстановительные процессы. Устойчивое снижение характерно для осени, но в этот период ОВП все же выше, чем весной. Восстановительные процессы протекают в основном в горизонте А, характеризующемся наибольшей интенсивностью микробиологической деятельности.

При распашке дерново-подзолистых почв ОВП верхнего горизонта повышается и становится значительно менее динамичным. В пахотном горизонте господствует окислительная обстановка. Если пахотные почвы избыточно увлажнены из-за расположения в пониженных элементах рельефа, весной и после обильных дождей летом в пахотном горизонте может временно возникать восстановительная обстановка, ОВП таких участков пашни характеризуется высокой динамичностью.

Черноземы — это почвы устойчивого окислительного режима. Кривая динамики ОВП во всех горизонтах отличается выровненностью и высокими значениями rH_2 (30—50). На общем фоне господства окислительных процессов вероятно развитие локальных восстановительных процессов, например, поздней весной внутри отдельных агрегатов.

Гидроморфные почвы черноземной зоны (черноземно-луговые) также характеризуются окислительной обстановкой, однако при более высокой динамичности ОВП, что обусловлено более контрастным водным режимом. Пониженные значения ОВП (до 400 мВ) характерны для верхнего, наиболее биогенного горизонта в период обильных летних дождей.

Каштановые, бурые полупустынные почвы, сероземы, как и черноземы, характеризуются господством окислительных условий с незначительными колебаниями ОВП по сезонам. Небольшое понижение ОВП возможно весной, когда обилие влаги и тепла стимулирует жизнедеятельность всех организмов, населяющих почвы.

Особенностью окислительно-восстановительного режима солонцов является периодическое кратковременное возникновение восстановительной обстановки в надсолонцовом и солонцовом горизонтах в результате переувлажнения талыми водами или водами летних обильных дождей. Разбухший при увлажнении солонцовый горизонт играет роль водоупора, задерживающего влагу в поверхностном слое почвы. ОВП солонцов периодически опускается в верхних горизонтах до 300—400 и даже 200 мВ, что при слабокислой реакции надсолонцового горизонта соответствует $rH_2 = 21 - 24$. В остальное время года весь профиль

солонцев формируется в окислительном режиме. Контрастность ОВ-режима наиболее велика в луговых солонцах.

ОВ-режим солодей контрастен благодаря периодическому переувлажнению или даже затоплению поверхности почв с последующим иссушением. В период затопления, особенно при высоких температурах, верхние горизонты находятся в восстановительной обстановке, в остальное время господствует окислительная обстановка.

При выращивании культуры риса почвы затопляются и это приводит к возникновению специфических окислительно-восстановительных условий. В почвах рисовников резко выражено чередование периодов господства окислительных и восстановительных процессов. В сухой сезон ОВП поднимается до 600—700 мВ, после затопления резко снижается. Поверхностный слой толщиной в несколько миллиметров остается окисленным (350—450 мВ), ниже идет восстановительная зона, ОВП которой опускается до отрицательных значений.

Исследования последних лет (Т.Л.Быстрицкая и др., 1981) показали, что окислительно-восстановительный почвенный потенциал изменяется не только в годовом, но и в суточном цикле. В частности, в обыкновенном черноземе Приазовья максимальных значений ОВП почва достигает к полудню, минимальных — в ночное время, что связано с изменением фотосинтетической деятельности растений в течение суток.

Циклическим изменениям подвержены не только температура почвы, содержание воды, состав воздуха, окислительно-восстановительный потенциал, но также зависящие от них: состав почвенных растворов, запас солей, содержание питательных веществ в подвижной форме, кислотность и щелочность, количество и состав микрофлоры и фауны, другие компоненты почвы. Поэтому можно говорить о солевом, питательном, биологическом и других режимах почвы. К настоящему времени накоплен большой экспериментальный материал по сезонной динамике состава различных компонентов почвы в разных почвенных типах. Однако этот материал не обобщен, классификация режимов не разработана. Это представляется делом последующих исследований.

Почвенный режим — это характеристика почвы, в максимальной степени соответствующая современному сочетанию факторов почвообразования, при котором существует каждая конкретная почва, особенно современному климату, в то время как другие, более консервативные почвенные признаки и свойства могли сформироваться и при иных условиях почвообразования, в частности в условиях иного климата. Поэтому исследование почвенных режимов имеет крайне важное значение как в установлении генезиса почв, так и в управлении их плодородием.

Глава двадцатая

БАЛАНС ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

20.1. Балансовая концепция почвообразования

Почвообразовательный процесс складывается из четырех компонентов вещественно-энергетического баланса: 1) приток вещества и энергии в почву; 2) превращения веществ и энергии в почве; 3) перемещения веществ и энергии в почве; 4) отток веществ и энергии из почвы.

Все компоненты баланса теснейшим образом связаны между собой и взаимно обусловлены. Определенным количественным и качественным показателям притока и оттока веществ и энергии соответствует определенный характер превращений и перераспределения органических и минеральных компонентов почвы. Указанные четыре компонента образуют единство, определяющее общее направление почвообразовательного процесса, строение, состав и свойства почвы. Основу этого единства составляет **баланс веществ при почвообразовании — соотношение между притоком веществ в почву и их оттоком из нее за определенный отрезок времени.**

При изменениях характера почвообразования смена баланса веществ служит наиболее общим показателем этих изменений. Так, при понижении уровня грунтовых вод и смене выпотного водного режима промывным или периодически промывным развивается процесс рассоления засоленных почв, а положительный баланс солей сменяется отрицательным. Согласно В. А. Ковде, баланс веществ при почвообразовании — это основной суммарный объект эволюции почв.

В. А. Ковда (1946, 1947, 1973) установил несколько форм баланса веществ в зависимости от продолжительности охваченного времени: 1) вековой, имеющий геологическую продолжительность и связанный с формированием геоморфологии местности; 2) периодический (циклический), обычно охватывающий отрезки времени порядка 11—25 лет, по-видимому, связанный с периодичностью активности солнца; 3) годичный, укладываемый в годовой гидрологический цикл территории; 4) на орошаемых территориях выделяется межполивной баланс веществ, формирующийся в короткие отрезки времени между поливами.

Качественно различны балансы органического вещества, азота, воды, минеральных элементов, в том числе легкорастворимых солей. Баланс органического вещества и азота определяется функционированием биоты; абиотические потоки (атмосферные осадки, поверхностный сток и т. п.) вносят небольшой вклад. Водный баланс, как и баланс минеральных элементов, определяется биотическими и абиотическими факторами, причем в формировании водного баланса последним нередко принадлежит преимущественная роль.

20.2. Приходные и расходные статьи баланса

К приходным статьям баланса почвы относятся: 1) приход углерода, азота и зольных элементов с опадом и отпадом растений и животных; 2) приход тех же элементов с корневыми выделениями и «подкроновыми» водами; 3) приход азота из атмосферы за счет деятельности азотфиксирующих микроорганизмов; 4) приток веществ с атмосферными осадками; 5) приход веществ с эоловой пылью; 6) поступление веществ с твердым поверхностным стоком; 7) поступление веществ с жидким по-

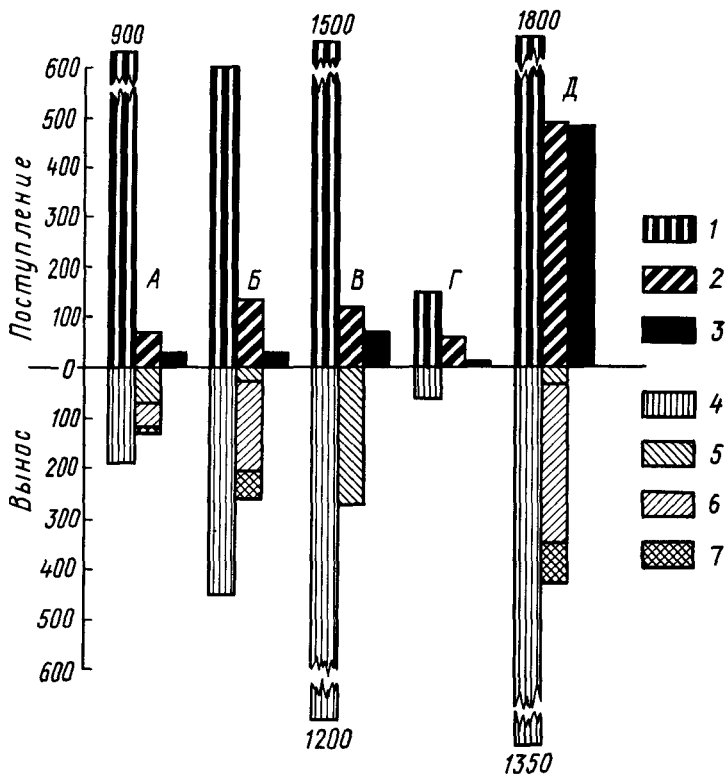


Рис 78 Элементы баланса веществ в тундрово-глеевой (А), дерново-подзолистой почве под ельником (Б), обыкновенном черноземе под степью (В), серо-бурой пустынной почве (Г) и ферраллитной почве под влажно-тропическим лесом (Д) в кг/(га·год) (по данным Н И Базилевич, 1977, 1978, Т И Евдокимовой, и др., 1975, М М Умарова, 1983)

1 — поступление углерода с новообразованным гумусом, 2 — поступление углерода, азота и зольных элементов с корневыми выделениями и «подкроновыми» водами, 3 — приход азота из атмосферы за счет деятельности азотфиксирующих микроорганизмов, 4 — потеря углерода при минерализации гумуса, 5 — вынос С, N и зольных элементов с поверхностным стоком, 6 — вынос С, N и зольных элементов с боковым внутрипочвенным стоком, 7 — вынос С, N и зольных элементов нисходящим потоком воды

верхностным стоком; 8) приток веществ с боковым внутрипочвенным стоком; 9) приток веществ с капиллярной каймой почвенно-грунтовых вод; 10) поступление веществ с удобрениями, мелиорантами, оросительной водой и т. д.

Расходные статьи баланса почвы представляют: 1) вовлечение азота и зольных элементов растениями на создание ежегодного прироста; 2) потеря углерода при минерализации растительного опада и гумуса; 3) потеря азота за счет денитрификации; 4) вымывание вещества нисходящим током воды за пределы почвенного профиля — в почвенно-грунтовые воды; 5) вынос веществ боковым внутрипочвенным током; 6) вынос веществ поверхностным твердым стоком; 7) вынос веществ с поверхностным жидким стоком; 8) потеря веществ за счет дефляции; 9) вынос азота и минеральных элементов с урожаем сельскохозяйственных растений, сеном, древесиной и т. п.

20.3. Роль биоклиматических условий и геохимического сопряжения почв в балансе веществ

Баланс веществ определяется биоклиматическими условиями и положением почв в системе сопряженных геохимических ландшафтов.

Как приходные, так и расходные статьи баланса в почвах разных биоклиматических зон существенно различаются (рис 78). Так, поступление углерода с опадом растений в пустынях составляет менее 1 тыс. кг/га, а в лесах влажнотропического климата — более 14 тыс. кг/га; приход азота путем азотфиксации в различных природных зонах колеблется от 10 до 5000 кг/га, вынос веществ поверхностным стоком — от С до 300 кг/га.

На рис. 78 показана роль живого вещества в балансе веществ при почвообразовании. Количество элементов, захваченных растениями в биологический круговорот и возвращаемых ими почве, в среднем на порядок больше по сравнению с тем количеством химических элементов, которое поступает в почву и удаляется из нее абиогенным путем. Так, в черноземе обыкновенном поступление и вынос биогенного углерода суммарно составляют более 14 тыс. кг/(га•год), а поступление химических элементов с атмосферными осадками, вынос их с поверхностным стоком и т. п. — только 400 кг/(га•год). Для влажнотропического леса эти показатели составляют, соответственно, 25 тыс. кг/(га•год) и 900 кг/(га•год).

Баланс веществ при почвообразовании определяется не только биоклиматическими условиями, но и положением почв в рельефе в соответствии с закономерностями геохимического сопряжения. Баланс веществ в почве зависит от того, в каком элементарном геохимическом ландшафте формируется почва (рис. 79).

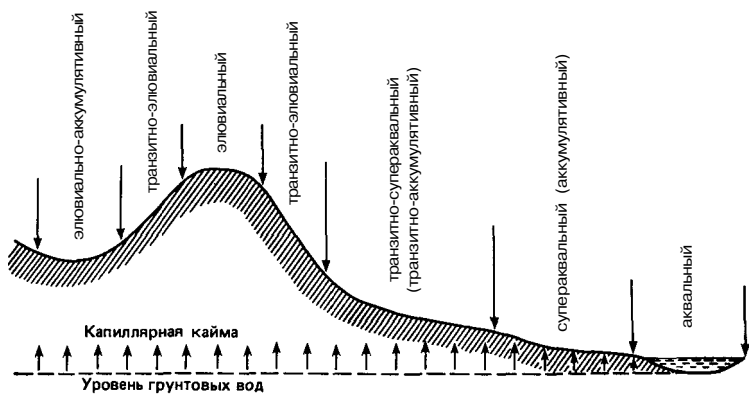


Рис 79 Сопряженные геохимические ландшафты

20.4. Основные виды баланса веществ

Баланс веществ может быть положительным, отрицательным или нулевым, причем по отношению к различным веществам **в одной и той же почве знак баланса может быть различным.**

Положительный баланс приводит к аккумуляции веществ в почве, которая может быть абсолютной, относительной или остаточной.

Всеобщее, глобальное значение имеет абсолютная аккумуляция в почве углерода и азота атмосферы, которая осуществляется в процессе жизнедеятельности зеленых растений и азотфиксирующих микроорганизмов. Нет ни одной почвы, в которой бы не происходила абсолютная аккумуляция С и N. Эти элементы накапливаются главным образом в лесной подстилке или степном войлоке и в гумусовых горизонтах, но в малых количествах их можно обнаружить в любом из горизонтов почвенного профиля.

Абсолютная аккумуляция может быть обусловлена поступлением веществ в почву из грунтовых вод, а также вследствие поверхностного и бокового притока воды. Такого рода аккумуляция характерна и значительна для почв аридных областей. Здесь в результате испарения грунтовых вод в почве накапливаются все вещества, растворенные в них. В гумидном климате, как правило, легкорастворимые компоненты в почвах, подпитываемых грунтовыми водами, не накапливаются, так как их ежегодный вынос атмосферными осадками превышает размер ежегодного притока. Но наименее растворимые компоненты — соединения Si, Al, Fe, Ca в виде CaCO₃, многие микроэлементы накапливаются и в почвах влажного климата, формирующихся под воздействием грунтовых вод.

Абсолютная аккумуляция может быть обусловлена приносом твердых частиц пойменными водами, водами делювиального сто-

ка, ветром, вулканическими извержениями. При этом формируются такие почвы абсолютного аккумулятивного баланса веществ (механическая аккумуляция), как пойменные, намывные вулканические, навейные.

При относительной аккумуляции происходит обогащение верхней части профиля почвы минеральными биофильными элементами вследствие перекачки этих элементов растениями из всей почвенной толщи в верхние горизонты, хотя почва в целом никаких веществ не накапливает. Корни растений берут минеральные элементы из большой массы почвы на разных, иногда больших глубинах (2—3, до 5—10 м). Большая часть этих элементов при отмирании растений поступает на поверхность почвы, накапливаясь в лесной подстилке, в верхних горизонтах. Здесь они удерживаются благодаря закреплению в составе гумуса, микроорганизмов, на поверхности тонких частиц. Относительная аккумуляция веществ обусловлена избирательной способностью растений. О степени относительной аккумуляции различных химических элементов можно судить по коэффициенту биологического поглощения A_x , вычисляемого по формуле

$$A_x = \frac{l_x}{n_x} \quad (91)$$

где l_x — содержание элемента x в золе растений; n_x — содержание элемента x в почве, на которой произрастает растение. Подобный коэффициент можно вычислять и по отношению к кларкам элементов. Наиболее велики коэффициенты биологического поглощения таких минеральных элементов, как P, S(100n), Ca, K, Mg (10n), Mn, Cu, Mo (n). Низкие коэффициенты поглощения у Si, Al, Fe, Ti, V (0,1n—0,001n) (А. И. Перельман, 1975).

При остаточной аккумуляции относительно накапливаются в почве вещества, остающиеся на месте при выносе других, более подвижных компонентов.

Отрицательный баланс веществ обусловлен превышением уровня выноса веществ над их приносом. На земном шаре не существует почв, в которых баланс складывался бы только из расходных статей. Поступление веществ с атмосферными осадками, пылью носит глобальный характер. Положительна всегда и биогенная аккумуляция. Однако в гумидных областях, а особенно на горных эродированных склонах, принос веществ указанными агентами далеко не компенсирует вынос их поверхностным или внутрпочвенным нисходящим током. В этих условиях баланс веществ является отрицательным.

Обеднение почв веществами может быть общепрофильным и частичным. Общепрофильное обеднение обозначает те случаи, когда вся почвенная толща обедняется какими-либо компонентами, как, например, профиль подзолистой почвы катионами. Частичное обеднение — это уменьшение содержания определенных компонентов лишь в верхних горизонтах без обеднения почвенного профиля в целом. Подобный баланс складывается

при нескомпенсированном выносе каких-либо веществ из верхних горизонтов в нижние, как это бывает в аридных почвах при выносе легкорастворимых солей на некоторую глубину

Нулевой баланс свойствен почвам, в которых вынос и приток веществ скомпенсированы.

20.5. Водный баланс почв

Баланс веществ в почве в значительной степени определяется *водным балансом*, поскольку вода — основной агент миграции веществ.

По А. А. Роде, водный баланс почвы за какой-то период выражается в общей форме следующим уравнением:

$$M_1 = M_0 + (R + K + GW) - (T + E + FS + Fl + FG), \quad (92)$$

где M_1 — запас воды в почвенной толще в конце изучаемого периода; M_0 — запас воды в почвенной толще в начале изучаемого периода; R — сумма атмосферных осадков, K — конденсация влаги; GW — количество влаги, поступившее в почву из грунтовых вод (грунтовое питание, грунтовый приток); T — транспирация; E — физическое испарение; FS — поверхностный сток; Fl — внутрипочвенный боковой сток; FG — грунтовый сток; все величины выражены в мм или $m^3/га$.

Водный баланс можно составить для любого периода, но чаще всего пользуются годовым балансом. В зависимости от изменения погоды значения водного баланса из года в год довольно сильно меняются, и запас воды в почве в конце каждого конкретного года может увеличиться или уменьшиться (табл. 68, рис 80).

Таблица 68. Водный баланс подзолистой почвы под ельником (Васильев, 1941) и солончакового солонча под целинной сухой степью (А. А. Роде, М. Н. Польский, 1962), мм

Статьи прихода и расхода	Подзолистая почва 0 85 см		Солонец 0 300 см. среднее за 1950—1960 гг
	1939 г	1940 г	
I Приход			
осадки (за вычетом задержанных кронами)	320	581	244
приток из грунтовых вод	45	32	30
<i>Итого</i>	365	613	274
II Расход			
десукция древесным пологом	197	184	0
испарение и десукция травяно-моховым покровом	71	74	210
поверхностный сток	5	6	56
внутрипочвенный сток	17	107	0
грунтовый сток	85	85	0
<i>Итого</i>	375	456	266
III Дефицит (—) или избыток (+) воды	—10	+ 1 5 7	+ 8

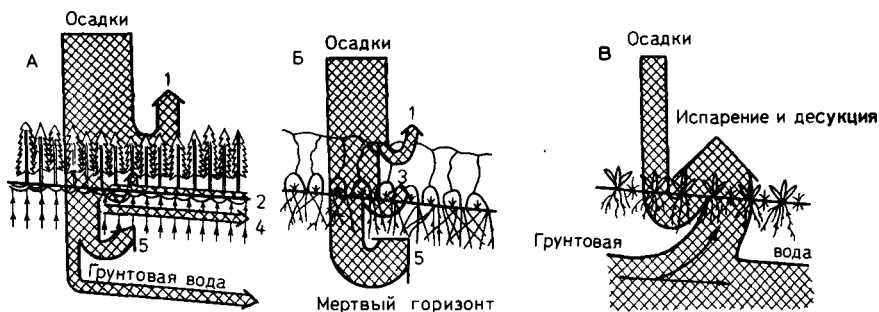


Рис. 80. Схемы водного баланса при промывном (А), непромывном (Б) и выпотном (В) типах водного режима (А. А. Роде, 1965):

1 — испарение с растительной поверхности; 2 — поверхностный сток; 3 — испарение с поверхности почвы; 4 — внутрипочвенный сток, 5 — десукция; 6 — грунтовый сток

В водном балансе почвы большую роль играет баланс грунтовых вод. Учение о водном балансе грунтовых вод получило развитие особенно в связи с тем, что в условиях орошаемого земледелия поддержание определенного водного баланса является задачей первостепенной важности.

Три основных вида баланса грунтовых вод характеризуются следующими простейшими соотношениями:

$$I = Q, \quad I > Q, \quad I < Q,$$

где I — все виды прихода грунтовых вод; Q — все виды их расхода. В первом случае запас и уровень грунтовых вод остается постоянным, во втором он повышается, в третьем — понижается.

Составные элементы питания грунтовых вод в естественных условиях следующие: I_r — питание от атмосферных осадков; I_{in} — инфильтрация из русел рек при разливах; I_{gw} — питание с боковым потоком грунтовых вод; I_{aw} — питание с восходящим током от глубинных артезианских вод.

В условиях орошаемой или осушаемой территории перечисленные элементы питания сохраняют полностью свое значение. К ним добавляются другие компоненты, связанные с ирригацией и (или) дренажем.

Важнейшие составные элементы расхода грунтовых вод следующие: Q_{gw} — боковой отток грунтовых вод; Q_t — транспирация растительностью; Q_e — испарение через почву.

Таким образом, пренебрегая некоторыми малозначимыми статьями прихода и расхода (конденсация, адсорбирование, корневые выделения и др.), баланс грунтовых вод в естественных условиях можно выразить следующим образом:

$$I_r + I_{in} + I_{gw} + I_{aw} = / >, < / Q_{gw} + Q_t + Q_e, \quad (93)$$

где все величины выражаются также в мм или м³/га.

Динамика запасов грунтовых вод зависит от соотношения между приходными и расходными статьями, а динамика их химиз-

ма — от соотношения между значениями оттока, транспирации и испарения.

Определение водного баланса — очень трудоемкая задача. Она решается путем стационарных исследований с установлением абсолютных значений всех членов балансовых уравнений. Зная химический состав вод разных потоков, можно определить баланс веществ, поступающих в почву и теряемых ею в течение некоторого периода времени с током природных вод.

20.6. Типизация баланса веществ в зависимости от водного режима почв

Поскольку водный режим и водный баланс являются регуляторами баланса веществ в почвах, это послужило основой для рассмотрения типов баланса веществ в связи с водным режимом почв (В. А. Ковда, 1973). Соответственно выделяются следующие типы баланса веществ: резкоотрицательный, отрицательный, уравновешенный, переменный, положительный, накопительный.

Резкоотрицательный баланс веществ обеспечивается эрозионно-промывным (по В. А. Ковде, 1973) водным режимом. Этот тип баланса характерен для склонов холмистых и горных районов, для распаханых склонов равнинных территорий, не имеющих противоэрозионной защиты. Баланс веществ этого типа, обусловленный миграцией воды, можно выразить формулой

$$S = S_0 + R - FS_S - FS_M - FL, \quad (94)$$

где S — количество веществ в конце балансового периода; S_0 — количество веществ в начале балансового периода; R — вещества атмосферных осадков; FS_S — поверхностный сток растворенного материала; FS_M — поверхностный сток твердого материала; FL — внутрпочвенный боковой сток. Сухие эоловые выпадения при этом не учитываются, но при необходимости может быть добавлен еще один член уравнения в его приходной части.

Отрицательный баланс обеспечивается промывным водным режимом (рис. 80, А). Абсолютные значения отрицательного баланса меньше, чем в предыдущем случае. Это баланс почв, формирующихся на дренированных плато и равнинах с глубокими грунтовыми водами.

В почвах развивается процесс выщелачивания, выноса более или менее растворимых и геохимически подвижных продуктов выветривания и почвообразования. Процесс выщелачивания тем больше, чем в большей степени при прочих равных условиях (температурный режим, степень дренированности и т. п.) количество осадков преобладает над испаряемостью. Баланс веществ в данном случае выражается формулой

$$S = S_0 + R - FL - I_n - FS_M - FS_S, \quad (95)$$

где I_n — нисходящий сток (инфильтрация).

Если при отрицательном балансе преобладающее значение среди расходных статей имеет вынос веществ нисходящим и боковым, а не поверхностным током влаги, то наблюдаются промывной режим и выщелачивание почв. Под влиянием этого типа баланса веществ под пологом леса сформировались такие почвы, как ферралитные влажных тропиков, красноземы и желтоземы, подзолы и другие типы почв, формирующиеся во влажных климатах всех термических поясов под лесом.

Уравновешенный баланс веществ складывается при непромывном водном режиме. В условиях полуаридного и аридного климатов, когда уровень грунтовых вод лежит глубже 7 м, приходными статьями баланса веществ в почвах, обусловленного миграцией воды, могут быть атмосферные осадки. Вынос веществ из почвы может осуществляться только путем поверхностного и бокового стоков, так как нисходящий ток воды не глубок и выноса веществ за пределы почвенного профиля не происходит. В понижениях рельефа возможен незначительный принос веществ боковым и поверхностным током влаги. Баланс веществ в этом случае можно выразить в виде формулы

$$S - S_0 + R \pm FS_M \pm FS_S \pm FL. \quad (96)$$

В условиях уравновешенного баланса веществ формируются такие почвы, как степные черноземы, каштановые, бурые полупустынные почвы, сероземы.

Переменный баланс веществ складывается в почвах влажного климата, расположенных на равнинах или в понижениях рельефа с близким (1—3 м) уровнем слабоотточных грунтовых вод. В таких почвах в годовом цикле нисходящий ток воды, достигающий весной уровня грунтовых вод, летом сменяется процессом их аккумуляции. В зависимости от конкретного соотношения привнесенных и вынесенных из почвы веществ баланс их может быть нулевым, положительным или отрицательным. Примером такого типа вещественного баланса может быть годовой баланс в черноземно-луговых почвах лесостепи, формирующихся при участии слабоотточных грунтовых вод, залегающих на глубине 1—3 м (табл. 69).

Т а б л и ц а 69. Элементы баланса химических элементов в системе черноземно-луговая почва — природные воды, кг/(га•год)

(Е. М. Самойлова, 1981); I — поступление с атмосферными осадками;

II — поступление с грунтовыми водами, III — вынос с грунтовыми водами)

Статья баланса	Снсо ₃	S	Cl	Ca	Mg	Na	C _{орг}	Si	Al	Fe	K
I	14	18	19	31	8	15	31	2	0	0	6
II	262	18	8	157	62	235	18	14	0	0	8
III	299	5	12	69	94	349	32	?	5	9	8
Баланс	-23	+ 3 1	+ 1 5	+ 1 19	- 2 4	- 9 9	+ 1 7	?	- 5	- 9	+ 6

Из табл. видно, что через почву с нисходящим и восходящим токами воды в течение года проходит большое количество химических элементов, но задерживается в ней суммарно только 34 кг/га, а такие элементы, как Mg, Na, Fe, Al, в современной биоклиматической обстановке ежегодно утрачиваются почвой. Ясно, что изменение климата, меняющее соотношение между восходящим и нисходящим токами воды, вызывает определенное изменение баланса веществ. Можно предложить следующую формулу для выражения баланса веществ при промывном гидрофобном режиме:

$$S = S_0 + R + GW \pm FL \pm FS_s - I_n, \quad (97)$$

где GW — поступление веществ с капиллярной каймой почвенно-грунтовых вод.

Подобный баланс веществ складывается в полуболотных и болотных почвах лесной зоны, луговых и лугово-черноземных почвах лесостепной и степной зон; осуществляется в орошаемых почвах, обеспеченных дренажем, но с большим числом циклов нисходящего-восходящего тока воды.

Положительный баланс обеспечивается намывным режимом. Этот тип баланса складывается в поймах и дельтах рек, в периодически пересыхающих мелководных озерах, шельфов морей и водохранилищ, на полях орошаемого риса. Наиболее характерная специфичная черта почв упомянутых ландшафтов периодическое затопление их паводковыми, приливными, поливными водами, которые приносят взвешенный и растворенный материал, обогащающий почвы. Кроме веществ, приносимых поверхностными паводковыми водами, в приходной части баланса определенную роль играет приток веществ с поверхностным стоком, боковым внутрипочвенным током воды, с испаряющимися через капиллярную кайму близкими к поверхности грунтовыми водами. Расходную часть баланса составляет нисходящий ток воды до уровня грунтовых вод, если эти воды отточны. При отсутствии оттока вещества, вымытые в грунтовые воды, снова возвращаются в почву. Баланс веществ можно выразить формулой

$$S = S_0 + R + FS_M + FS_s + FL + GW + FW + I_n, \quad (98)$$

где FW —поступление веществ, приносимых намывными водами.

Накопительный баланс веществ формируется выпотным водным режимом (рис. 80, В). Этот режим свойствен почвам аридного климата, развивающимся под воздействием близких к поверхности (1—3 м) грунтовых вод. Баланс веществ можно выразить формулой

$$S = S_0 + R + GW + FL_s + FL_M, \quad (99)$$

В этой формуле $GW \gg R \gg FL_M \gg FL_s$. Данный баланс веществ свойствен солончакам.

20.7 Изменение баланса биофильных элементов в почвах под влиянием земледельческого использования

Вовлечение почвы в сельскохозяйственное пользование резко меняет баланс веществ. Особенно велико влияние земледелия. Эти изменения являются результатом следующих слагаемых:

1) изменяются параметры биологического круговорота в результате смены естественных биоценозов агроценозами. Биологический круговорот становится разомкнутым за счет отчуждения и хозяйственного использования части ежегодно синтезируемого органического вещества. В почву поступает значительно меньше углерода, захваченного растениями из атмосферы, из нее выносятся с урожаем большое количество N, P, K, Ca, Mg, S и других биофильных элементов. По подсчетам А. А. Титляповой (1982), в лесных экосистемах холодного и умеренного климата количество опада составляет 8—12 т/га в год, в травяных экосистемах — в среднем 20 т/га, в агроценозах — только 3—8 т/га в год;

2) в почву вводятся биофильные элементы в виде удобрений и мелиорантов, а в случае орошения в виде веществ, растворенных и взвешенных в оросительных водах;

3) распаханнные почвы теряют вещества из-за развития поверхностного стока, плоскостной и линейной эрозии;

4) в первые десятилетия после распашки почва утрачивает значительную часть углерода вследствие минерализации лесных подстилок, степного войлока и гумуса. В атмосферу поступает дополнительное количество углерода в форме CO_2 ;

5) осушение и орошение изменяют водный баланс почв и вместе с тем баланс всех химических элементов.

При распашке степных и лесных экосистем изменения в характере биологического круговорота носят различный характер. Так, при сведении хвойных и широколиственных лесов и введении севооборота при урожаях сельскохозяйственных культур среднего уровня ежегодный синтез органического вещества увеличивается в 1,5-2 раза. При распашке луговой степи вовлечение углерода в круговорот сокращается в 1,5 раза. Поступление же биогенного углерода в почвы с растительными остатками во всех случаях сокращается. Причина этого — отчуждение большей части (60—70%) органического вещества, синтезированного сельскохозяйственными растениями.

Резкое уменьшение приходной статьи в балансе органического вещества черноземов обуславливает обеднение черноземов гумусом. Кроме того, изменение условий разложения и комплекса организмов, ответственных за разложение и гумификацию растительных остатков и минерализацию гумуса, усиление минерализационных процессов также способствуют снижению содержания органического вещества черноземов. Сравнение Карты

изогумусовых полос, составленной В. В. Докучаевым в 1883 г., с современной Карто схемой содержания гумуса в черноземах ЕТС показало резкое обеднение гумусом этих почв за последние 100 лет (табл. 70), а особенно за последние 20 лет в связи с увеличением техногенной нагрузки на черноземы.

Отрицательный баланс гумуса свойствен не только распахи-ваемым черноземам, но и пахотным почвам всех типов, если не применяются соответствующие мероприятия. Так, по данным Н. В. Бугаева и А. В. Осиновой (1968), за 30 лет земледелия потери гумуса в пахотной дерново-подзолистой почве составили 26% от первоначального содержания, или 0,4 т/(га·год). При наименее благоприятном балансе эти потери могут достигать 2—3 т/га, например в посевах пропашных культур.

Потери гумуса обусловлены в значительной мере эрозией почв. Так, на слабоэродированных черноземах запас гумуса снижен на 5—10% по сравнению с почвами, не затронутыми эрозией, на средне- и сильно эродированных снижение составляет 30—40%. В среднем на площади черноземной зоны ежегодные потери гумуса от эрозии могут составлять до 200 кг/га.

Возникла проблема бездефицитного баланса гумуса в окультуренных почвах, т. е. проблема сохранения хотя бы нулевого баланса. Это достигается определенными приемами агротехники, включающими обязательное применение органических удобрений, севообороты с травяным клином, посевы сидератов и промежуточных культур, повышение количества растительных остатков путем увеличения урожайности культур, борьбу с эрозией.

Вместе с отчуждаемой частью выращенной растительной массы с полей вывозится большое количество элементов питания. Если в естественных экосистемах эти элементы рано или поздно с опадом возвращались в почву, то с урожаем сельскохозяйственных культур ежегодно удаляется из почвы 60—70% от потребленного количества элементов питания и тем больше, чем выше урожай. При средних урожаях на разных почвах под разными культурами вынос (в кг/га) азота колеблется от 65 до 285, фосфора (P_2O_5) — от 26 до 67, калия (K_2O) — от 42 до 235. Кроме того, выносятся десятки и сотни килограммов на 1 га таких биофильных элементов, как кальций, магний, сера. Эти потери компенсируются применением минеральных и органических удобрений. Однако, по данным А. В. Петербургского (1979), за счет органических и минеральных удобрений и в меньшей степени других источников в среднем по СССР бездефицитным является лишь баланс фосфора. Баланс двух других питательных элементов сводится с дефицитом (табл. 71). Баланс всех питательных элементов под зерновыми и подсолнечником не скомпенсирован.

Необходимо подчеркнуть, что приведенные показатели некомпенсированности баланса питательных элементов занижены, так как в числе потерь не учтены потери питательных элементов с эрозией. В зоне подзолистых почв ежегодно смывается в сред-

**Таблица 70. Изменение содержания гумуса и его потери в пахотном слое
(0—30 см) черноземов лесостепи ЕТС за 100 лет
(Г. Я. Чесняк, 1983)**

Подтип черноземов	Районы исследований	Содержание и запасы гумуса				Потери гумуса за 100 лет, т/га	Средне- довые по- тери гуиу- са, т/га	Потери гумуса от исходных запасов, %
		1881 г.		1981 г.				
		% к мас- се почвы	т/га	% к мас- се почвы	т/га			
Черноземы типичные	Тамбовская и Воро- нежская области	10—13	300—390	7—10	210—300	90	0,9	23—30
То же	Курская и Харьков- ская области	7—10	221—315	4—7	142—248	67—79	0,7—0,8	21—36
Черноземы выщелочен- ные	Ставропольский край	7—10	231—330	4—7	150—263	67—81	0,7—0,8	20—34
Черноземы обыкно- венные	Воронежская обл.	7—10	221—315	4—7	150—263	52—71	0,5—0,7	17—32
	Молдавская ССР	4—7	126—221	2—4	75—150	51—71	0,5—0,7	32—40
Черноземы типичные	Куйбышевская обл.	13—16	390—480	8—10	240—300	150—180	1,5—1,8	38—39
Черноземы обыкно- венные	Оренбургская обл.	9—11	270—330	6—8	180—240	90	0,9	27—33
Черноземы выщело- ченные	Ульяновская обл.	13—16	390—480	4—7	120—210	270	2,7	56—69

нем с каждого гектара пашни 1 т почвы, в черноземной зоне эта величина возрастает до 4 т. При этом с каждого гектара распаханного чернозема с твердым стоком выносятся в среднем (в кг): N — 20, K — 7, P — 6, Ca — 50, Mg — 25, S — 8.

20.8. Водно-солевой баланс

Осушительные и оросительные мелиорации изменяют водный и солевой баланс территорий и почв. При осушении увеличиваются расходные статьи водного баланса и он становится отрицательным; при орошении резко возрастают приходные статьи баланса и он становится положительным.

Проектирование новых осушительных и оросительных систем и водных мелиораций должно базироваться на знании естественного водно-солевого баланса территории и его прогнозе после орошения и осушения. Переосушка и развеивание гидроморфных почв, вторичное засоление и заболачивание орошаемых почв связаны главным образом с явлениями резкой декомпенсации баланса грунтовых вод и вместе с тем водного баланса почв, вызванными ошибками проектирования и эксплуатации оросительных систем.

Рассмотрим изменение водно-солевого баланса почв при орошении. В числе приходных статей баланса появляются оросительные воды. Как правило, на поля подается больше воды, чем может быть потреблено растениями. Избыток поливной воды стекает вниз по профилю и пополняет грунтовые воды. Этот источник пополнения грунтовых вод — инфильтрацию на поливных и промывных полях обозначим I_{inf} . Кроме того, приходная часть баланса грунтовых вод возрастает за счет инфильтрации в ирригационных каналах (I_{inc}), инфильтрации из водохранилищ (I_{sip}), инфильтрации избыточных сбрасываемых вод (I_w). К статьям расхода на орошаемых полях добавляется лишь отток в дрены —

Таблица 71. Баланс питательных веществ в земледелии СССР (А. В. Петербургский, 1979 год)

Питательные вещества	Поступление в почву, млн. т					Отчуждение урожаями, млн. т	Баланс	
	с органическими удобрениями	с минеральными удобрениями	с посевным материалом	за счет симбиотической фиксации	Всего		млн. т	кг/га пашни
N	2,82	6,53	0,64	0,44	10,43	12,68	- 2,25	- 10,3
P ₂ O ₅	1,27	4,02	0,26	-	5,55	4,36	+ 1,19	+ 5,5
K ₂ O	2,96	4,19	0,27	-	7,42	12,00	- 4,56	- 20,9

O_d , если оборудован искусственный дренаж. Для орошаемых территорий баланс грунтовых вод выражается формулой

$$I_r + I_{inf} + I_{gw} + I_{aw} + I_{inc} + I_{sip} + I_w = />, </Q_{wg} + Q_t + Q_e + Q_d. \quad (100)$$

Если отток от дрены не превышает дополнительных приходных статей, это увеличивает запас грунтовых вод и вызывает подъем их уровня. В связи с изменением баланса грунтовых вод и водного баланса в целом меняется и солевой баланс территории и почв. Однако солевой баланс не является простым отражением элементов и знака водного баланса.

В формировании солевого баланса большую роль играет исходный запас легкорастворимых солей в грунтовой воде и почвенной толще, поскольку эти соли очень легко мобилизуются и перераспределяются в почвенно-грунтовой толще. Вторым важным фактором является концентрация солей в оросительной воде, почвенных растворах и, особенно, грунтовых водах. Принято выделять следующие элементы солевого баланса: 1) суммарный запас легкорастворимых солей; 2) приход солей за определенный период; 3) расход солей за этот же период.

Приходные и расходные статьи баланса совпадают с приходными и расходными статьями водного баланса.

В наиболее общем виде, исключая малозначащие компоненты баланса, уравнение солевого баланса орошаемых почв можно записать в следующем виде (В. А. Ковда, 1966):

$$\Delta S = S_z + S_{uw} - SUW + S_{nw} + S_{ae} - S_v, \quad (101)$$

где ΔS — изменения в суммарном запасе солей; S_z — запас солей в начале балансового периода; S_{uw} — приток солей от грунтовых вод; S_{nw} — приток солей с ирригационными водами; S_{ae} — приток солей из атмосферы; SUW — вынос солей в грунтовые воды; S_v — вынос солей с урожаем.

Выделяют три основных типа солевого баланса при орошении: 1) транзитный, когда содержание солей почвы не меняется и баланс грунтовых вод регулируется в основном их слабым подземным стоком и транспирацией; 2) положительный накопительный баланс — засоление; в этом случае баланс грунтовых вод регулируется в основном испарением; 3) отрицательный баланс — рассолнение; баланс грунтовых вод регулируется в основном подземным оттоком.

При орошении необходимо поддерживать либо транзитный баланс (в случае использования незаселенных почв), либо отрицательный баланс, если орошаются засоленные почвы. Отрицательный баланс достигается с помощью правильно построенной дренажной системы.

ПЕРВИЧНОЕ ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ

21.1. Концепция первичного почвообразовательного процесса

Под *первичным почвообразованием* понимается *развитие почвообразовательного процесса под воздействием литофильных организмов на плотных магматических, метаморфических либо осадочных породах.*

В результате первичного почвообразования на скальных горных породах формируются «эмбриональные» почвы, «препочвы», «почвы-пленки» мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, часто образующие лишь фрагментарный почвенный покров среди выходов скал и каменистых осыпей. Эти специфические природные образования не играют существенной роли в общих биосферных процессах, не могут обеспечить продуктивное развитие растительного покрова и поэтому не рассматриваются в категории продуктивных земельных ресурсов. Однако важность их теоретического изучения несомненна именно как начального этапа почвообразования на земной поверхности. Вероятно, изучая современное почвообразование под литофильными организмами на плотных скальных породах, можно в какой-то степени подойти и к изучению древнего почвообразования на суше Земли, когда только началось ее освоение автотрофными организмами. Особенно много исследований в этом отношении провел академик В. Р. Вильяме, считавший, что жизнь зародилась именно на суше Земли, в рухляке выветривания, и что развитие жизни и развитие почвообразования шло параллельно. Изучение первичного почвообразования действительно имеет существенный теоретический интерес, позволяя, так сказать, в чистом виде вскрыть многие закономерности почвообразования в целом, в частности закономерности взаимодействия биологического и геологического круговоротов веществ, процессов разложения и синтеза, процессов аккумуляции и выноса, баланса почвообразования.

В первичном почвообразовании последовательно сменяют друг друга следующие группировки организмов: микрофлора, преимущественно бактерии — лишайники, сначала эндолитические, затем эпилитические (накипные, листоватые, кустистые) — мхи — древесные и травянистые растения.

21.2. Почвообразование при участии микрофлоры

Естественно, первые поселенцы должны обладать хорошей приспособленностью к суровым экологическим условиям среды на скальных поверхностях, где характерны большие амплитуды

между дневными и ночными, летними и зимними температурами, периодичность увлажнения вплоть до полного обсыхания в связи с отсутствием у субстрата свойства влагоемкости, отсутствие органического вещества и азота, легкодоступных зольных элементов, прямое воздействие солнечной радиации. В этих экстремальных экологических условиях первыми поселенцами являются разнообразные автотрофные микроорганизмы, среди которых преобладают неспорозные бактерии и микобактерии, способные к азотфиксации (табл. 72). Присутствуют в составе микрофлоры и водоросли — диатомовые, зеленые, синезеленые. На более поздних стадиях в группировках микроорганизмов появляются гетеротрофы — аммонификаторы и другие микробы, грибы, актиномицеты, нуждающиеся для своей жизнедеятельности в синтезированном другими организмами органическом веществе.

Таблица 72. Микрофлора примитивных почв на скальных породах, тыс. г (Н. А. Красильников, 1956)

Горная порода и район	Мико- бактерии	Бактерии		Актино- мицеты	Грибы	Всего
		споро- носные	неспоро- носные			
Базальт, Армения	120	30	335	12	3	500
Красный туф, Армения	17	2	40	1	0,1	60
Известняк, Крым	180	40	560	18	2	800

Поскольку большинство микроорганизмов этой стадии — автотрофы, способные создавать биомассу путем хемосинтеза или фотосинтеза, усваивая С, N, и O атмосферы при наличии даже следовых количеств воды в среде, в частности за счет конденсации паров воды на холодной поверхности камня или в микротрещинах, они должны получать из субстрата минеральные элементы. Биомасса бактерий этой стадии почвообразования довольно богата элементами питания, она имеет высокую зольность порядка 7—10%, содержит 10—12% азота. Специфичен состав зольных элементов (%) бактерий: P_2O_5 — 42—52, $K_2O + Na_2O$ — 25—30, $CaO + MgO$ — 15—18, Fe_2O_3 — 1—10, SO_3 — 3—4. Зольность водорослей такая же или даже выше, но в составе золы больше щелочно-земельных элементов, чем щелочных. В золе диатомей существенную роль играет кремнезем.

Присутствие в золе микроорганизмов зольных элементов связано с их поступлением из разрушающихся минералов горной породы, причем поступлением избирательно, не в тех соотношениях, в которых эти элементы содержатся в минералах. Способность многих микроорганизмов разрушать минералы была неоднократно показана прямыми экспериментами. Н. П. Ремезов, Н. Н. Сушкина и Л. Е. Новороссова (1947) показали опытным

путем разрушение многих первичных и вторичных минералов «силикатными» бактериями. Н. Н. Сушкина и И. П. Цюрупа позднее продемонстрировали освобождение более 50% первоначального содержания калия из микроклина, биотита и бентонита после трехмесячного воздействия почвенных бактерий.

Естественно, что одновременно с биологическим выветриванием идет и физическое выветривание породы и слагающих ее минералов. Поскольку устойчивость к выветриванию разных минералов различна, процесс идет неравномерно, отдельными очагами, но постепенно охватывает всю поверхность породы.

В результате под воздействием микроорганизмов образуется незначительное количество мелкозема — органо-минеральной микробной пыли, которая ни в коей мере еще не является почвой, но уже представляет собой субстрат для поселения более требовательных к условиям среды организмов. Этот новообразованный субстрат имеет существенные отличия от исходной породы: в нем содержатся органическое вещество и азот, аккумулярованы биофильные элементы — P, K, Ca, S, Mg и др., а также продукты гидролиза силикатов и алюмосиликатов — гидроксиды Fe, Al, Mn, опаловидный кремнезем, стяжения CaCO_3 , с одной стороны, с другой — вторичные глинистые или глиноподобные переходные минералы с еще не полностью оформленной кристаллической решеткой.

В различных условиях среды образующиеся почвопенки имеют разный состав и характер. В холодных (арктика) и жарких (субтропики, тропики) пустынях образуются карбонатные, солевые, железисто-марганцевые, кремнеземистые налеты, корки типа «пустынного загара» в связи с отсутствием водного оттока продуктов выветривания и интенсивной кристаллизацией вторичных соединений. В гумидных условиях идет выщелачивание подвижных продуктов выветривания и относительное обогащение остатка неподвижными. Во всех случаях имеет место сдувание материала ветром и его накопление в микродепрессиях, трещинах.

На образованном микроорганизмами мелкоземе поселяются лишайники, характерные для второй стадии первичного почвообразования.

21.3. Почвообразование под покровом лишайников

Лишайники относятся к низшим растениям, тело (талом) которых состоит из симбиотического переплетения грибного мицелия и клеток зеленых или желтозеленых, а иногда и сине-зеленых водорослей, способных к фотосинтезу. Для экологии лишайников, которых насчитывается несколько десятков тысяч видов, характерными особенностями служат: а) симбиоз гетеротрофного и фотосинтезирующего автотрофного компонентов в едином организме; б) высокая устойчивость к инсоляции и высушиванию; в) способность поглощать воду из атмосферы при низкой относительной влажности воздуха; г) способность

прочного прикрепления к плотному субстрату путем образования грибных присосок разного вида (гаустории, апрессории, импрессории); д) способность проникать своими гифами в субстрат. Указанные особенности позволяют лишайникам приспособиться к суровым экологическим условиям скальных поверхностей.

Среди лишайников обнаружены свои сукцессии, связанные с последовательным развитием субстрата. Первыми поселенцами являются эндолитические лишайники, обитающие внутри субстрата по микротрещинам. За ними следуют эпилитические лишайники, живущие на поверхности субстрата, среди которых последовательно сменяют друг друга накипные (корковые), листоватые и кустистые. Растут лишайники медленно, но живут долго, от 30 до 80 лет.

Воздействие лишайников на субстрат двойственное, механическое и биохимическое, ведущее к интенсивному выветриванию породы и накоплению продуктов выветривания. Своим талом лишайник защищает новообразованный мелкозем от сдувания и смыва, что способствует его аккумуляции под лишайниковым покровом. Механическое действие лишайника на плотную породу связано с тем, что грибные гифы могут проникать на несколько миллиметров по микротрещинам между минеральными зёрнами в глубь породы, особенно по плоскостям спайности, постепенно разрыхляя субстрат. С другой стороны, прочно прикрепленный своими присосками к плотной породе талом лишайника при чередовании высыхания и набухания (при увлажнении) просто отрывает от монолитного камня небольшие кусочки породы, так же постепенно разрыхляя субстрат.

Отличительной особенностью лишайников служит их способность образовывать и выделять в среду сложные органические кислоты полифенольного ряда, получившие общее название лишайниковых кислот, которые обладают высокой агрессивностью по отношению к порообразующим минералам и ярко выраженной хелатирующей способностью по отношению к катионам, способствуя увеличению геохимической подвижности последних. Исследования Н. А. Красильникова показали, что слоевища лишайников служат местообитанием многочисленных микроорганизмов, включая дрожжевые грибки и бактерии, многие из которых являются олигонитрофилами и азотофиксаторами.

Лишайники потребляют довольно большое количество зольных элементов из субстрата, хотя зольность их обычно не велика по сравнению с бактериями (1—2%). Наибольшая зольность у накипных лишайников, наименьшая — у кустистых. Среди лишайников есть кальцефилы, обитающие на известняках, и кальцефобы, обитающие на силикатных породах; некоторые лишайники весьма специфичны в выборе субстрата, предпочитая либо основные, либо кислые силикатные породы.

Лишайники достаточно сильно воздействуют на плотные породы. Биологическое выветривание на этой стадии первичного почвообразования протекает более интенсивно, чем на предыду-

шей. Под покровом лишайников накапливается уже слой мелкозема мощностью несколько миллиметров или сантиметров, обогащенный гумусом (до 30—40%), азотом, биофильными элементами в доступной растениям форме. Этот мелкозем уже обладает развитой порозностью, погложительной способностью, влагоемкостью, т. е. имеет все свойства почвы, и может, соответственно, быть отнесен к почвенным образованиям. Прimitивные почвы под лишайниками обладают высокой активной и потенциальной кислотностью, в составе их гумуса характерно преобладание фульвокислот над гуминовыми кислотами. В условиях гумидного климата и элювиальных ландшафтов, а почвообразование под лишайниками характерно именно для таких условий (в холодных и жарких пустынях стадия лишайникового почвообразования не наступает, процесс там задерживается на бактериальной стадии), кислая реакция среды способствует прогрессивному выщелачиванию щелочных и щелочно-земельных катионов, хотя возможно и промежуточное окарбоначивание элювия. Мелкозем под лишайниками содержит, как показала Е. И. Парфенова (1950) на Кавказе, до 35% глинистых минералов.

21.4. Почвообразование под моховым покровом

Мхи поселяются на достаточно преобразованном лишайниками субстрате, когда мощность примитивной почвы достигает уже 5—10 см. Мхи — это настоящие фотосинтезирующие автотрофы, нуждающиеся в постоянном наличии в субстрате воды, азота и элементов зольного питания в доступной растениям форме. Их роль в непосредственном биологическом выветривании плотных пород не известна в отличие от двух предыдущих групп организмов. Можно предположить выделение водородного иона в среду ризоидами мхов при обменном поглощении катионов из субстрата, но это лишь предположение самого общего характера. Во всяком случае, для их жизни необходим достаточно развитый почвенный субстрат со всеми атрибутами настоящей почвы.

Главная роль литофильных мхов в первичном почвообразовании — это дальнейшее расширение биологического круговорота вещества и на этой основе аккумулятивной ветви почвообразования. Часто они поселяются вместе с лишайниками, образуя сложный мохово-лишайниковый покров. В составе биоты большую роль продолжают играть многочисленные микроорганизмы, особенно гетеротрофные; интенсивно развивается почвенная фауна.

В мелкоземистом материале на этой стадии существенно уменьшается содержание грубообломочного материала, содержание глинистых материалов достигает до 40%, растет обогащенность органическим веществом вплоть до появления оторфованности. Гумусоаккумулятивный горизонт достигает мощности 10—

20 см, а образующаяся примитивная почва уже имеет профиль, состоящий из генетических горизонтов.

Мхи вовлекают довольно много зольных элементов в биологический круговорот. Зольность их колеблется от 6 до 12%. Особенно концентрируют мхи серу, кальций, калий, фосфор, магний.

Постепенно развивающаяся на этой стадии почва служит субстратом для поселения высших растений, травянистых и древесных. Дальнейшее развитие почвообразовательного процесса будет определяться конкретными сочетаниями факторов почвообразования.

21.5. Роль первичного почвообразования

Образующиеся в процессе первичного почвообразования почвы распространены на поверхности Земли довольно широко, занимая большие площади в каменистых пустынях (холодных и жарких) и в горных странах, особенно на больших высотах. Это царство физического и биологического выветривания, где почвообразование идет одновременно с выветриванием, физически совмещаясь в едином субстрате.

В холодных и жарких пустынях почвообразование неопределенно долго задерживается на стадии почво-пленок пустынного панциря, загара, детрита, покрова, который предохраняет нижележащие слои плотных пород от дальнейшего выветривания; в местах, где покров нарушен, а мелкозем сносится ветром, в выветривание и почвообразование вовлекаются следующие порции породы.

В гумидных условиях результатом первичного почвообразования являются более развитые примитивно-щебнистые почвы с профилем $O - A - R$ либо $A - R$.

В результате первичного почвообразования образуется субстрат для поселения высших растений и создаются условия для расширенного воспроизводства биосферы на суше планеты. Одновременно необходимо отметить грандиозную геологическую роль литофильных организмов и первичного почвообразования в геологическом круговороте веществ.

В зависимости от различий в климатических условиях и составе исходных горных пород почвы первых стадий почвообразования будут различаться между собой, однако эти отличия не будут выходить за рамки единого типа первичного почвообразования. Поэтому формирующиеся в первичном почвообразовании почво-пленки и примитивно-щебнистые почвы практически идентичны (на уровне типа почвы) на всей планете от полярных районов до тропических, хотя скорости их образования, вероятно, существенно разные.

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

К Введению

- Докучаев В. В.* Избранные сочинения. В 3-х томах. - М.: Государственное издательство сельскохозяйственной литературы, 1949.
- Вильямс В. Р.* Почвоведение. - М.: Сельхозгиз, 1947.
- Вернадский В. И.* Биосфера. Избр. соч. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 5.
- Ковда В. А.* Основы учения о почвах. — М.: Наука, 1973. Т. 1 -2.
- Крупеников И. А.* История почвоведения. - М.: Наука, 1981.
- Роде А. А.* Система методов исследования в почвоведении. — Новосибирск: Наука, 1971.
- Розанов Б. Г.* Основы учения об окружающей среде.—М.: Изд-во МГУ, 1984.

К разделу I

- Александрова Л. Н.* Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. — Л.: Наука, 1987.
- Алексахин Р. М.* Ядерная энергия и биосфера. -- М.: Энергоиздат, 1982.
- Алиев С. А.* Экология и энергетика биохимических процессов превращения органического вещества почв. — Баку: ЭЛМ, 1978.
- Быстрицкая Т. Л., Волкова В. В., Снакин В. В.* Почвенные растворы черноземов и серых лесных почв. — М.: Наука, 1981.
- Волобуев В. Р.* Введение в энергетику почвообразования. — М.: Наука, 1974.
- Воронин А. Д.* Структурно-функциональная гидрофизика почв. — М.: Изд-во МГУ, 1984.
- Гедройц К. К.* Избранные сочинения. — М.: Сельхозгиз, 1955. Т. 1.
- Горбунов Н. И.* Минералогия и физическая химия почв. - М.: Наука, 1978.
- Димо В. Н., Роде А. А.* Тепловой и водный режим почв СССР. — М.: Наука, 1968.
- Зонн С. В.* Железо в почвах. — М.; Наука, 1982.
- Кауричев И. С., Орлов Д. С.* Окислительно-восстановительные процессы и их роль в генезисе и плодородии почв. — М.: Колос, 1982.
- Качинский Н. А.* Физика почв. — М.: Высшая школа. 1965. Ч. 1.
- Кононова М. М.* Органическое вещество почвы. — М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Крюков П. А.* Горные, почвенные и иловые растворы. — Новосибирск: Наука, 1971.
- Минкин М. Б., Горбунов Н. И., Садименко П. А.* Актуальные вопросы физической и коллоидной химии почв. -- Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1982.
- Мишустин Е. Н.* Ассоциации почвенных микроорганизмов. — М.: Наука, 1975.
- Орлов Д. С.* Гумусовые кислоты почв. — М.: Изд-во МГУ, 1974.
- Орлов Д. С.* Химия почв. — М.: Изд-во МГУ, 1985.
- Парфенова Е. И., Ярилова Е. А.* Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении. — М.: Наука, 1977.

- Пономарева В. В., Плотникова Т. А.* Гумус и почвообразование. -- Л.: Наука, 1980.
- Рассел Э. Д.* Почвенные условия и рост растений. — М.: ИЛ, 1955.
- Роде А. А.* Основы учения о почвенной влаге. - М.: Наука, 1965. Т. 1.
- Розанов Б. Г.* Морфология почв. - М.: Изд-во МГУ, 1983.
- Чайльдс Э.* Физические основы гидрологии почв. — Л.: Гидрометеиздат, 1973.

К разделу 2

- Боул С, Хоул Ф., Мак-Креккен Р.* Генезис и классификация почв. — М.: Прогресс, 1977.
- Биогеохимические циклы* в биосфере. Материалы VII пленума СКОПЕ. — М.: Наука, 1976.
- Волобуев В. Р.* Экология почв. — Баку: Изд-во АН Аз. ССР, 1963.
- Геохимия ландшафта.* — М.: Наука, 1967.
- Герасимов И. П.* Генетические, географические и исторические проблемы современного почвоведения. — М.: Наука, 1976.
- Добровольский В. В.* География и палеогеография коры выветривания СССР. — М.: Наука, 1969.
- Докучаев В. В.* К учению о зонах природы. Избр. соч. — М.: Сельхозгиз, 1948. Т. 3.
- Дюшофур Ф.* Основы почвоведения. — М.: Прогресс, 1970.
- Ивлев А. М.* Теория почвообразования. — Владивосток: Изд-во Д-В ун-та, 1984.
- Пенни Г.* Факторы почвообразования. — М.: ИЛ, 1948.
- Карпачевский Л. О.* Пестрота почвенного покрова в лесном биогеоценозе. — М.: Изд-во МГУ, 1977.
- Ковда В. А.* Основы учения о почвах. — М.: Наука, 1973. Т. 1—2.
- Ковда В. А.* Геохимия пустынь СССР. — М.: Изд-во АН СССР, 1954.
- Круговорот веществ* в природе и его изменение хозяйственной деятельностью человека.: Изд-во МГУ, 1980.
- Неуструев С. С.* Элементы географии почв. Избр. соч. — М.: Наука, 1977.
- Польнов Б. Б.* Кора выветривания. Избр. труды. — М.: Наука, 1956.
- Роде А. А.* Почвообразовательный процесс и эволюция почв. — М.: Изд-во АН СССР, 1948.
- Родин Л. Е., Базилевич Н. И.* Динамика органического вещества и биологический круговорот в основных типах растительности. — М., Л.: Наука, 1965.

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Аарнио Б. 31, 309
 Абрамова М. М. 140
 Авдонин Н. С. 199
 Адамов Г. Н. 30
 Александрова Л. Н. **104, 113, 115, 120, 387**
 Алексахин Р. М. 387
 Алиев С. А. 124, 387
 Альтемюллер Г, 60
 Альтшуллер И. И. 322
 Амалицкий В. П. 30
 Андрианов П. И. 232
 Антипов-Каратаев И. Н. 52, **176**
 Аристовская Т. В. 307
 Астапов С. В. 134
 Афанасьева Е. А. 361, 362
 Афанасьева Т. В. 4
 Ахард Ф. 29
 Бабьева И. П. 283, 284
 Базилевич Н. И. 18, 256, 275, 276, **307, 368, 388**
 Бараков П. В. 30
 Бахтин П. У. 240
 Белицына Г. Д. 4
 Берцелиус Я. 29
 Благовещенский А. В. 125
 Болин Б. 335
 Боул С. Х. 314
 Брюкнер Э. 31
 Брюэр Р. 52, 60, 63, 66
 Бугаева Н. В. 377
 Будько М. И. 275, 276
 Булен Ж. 10
 Бурмачевский Н. Н. 30
 Буссенго Ж. Б. 29
 Быстрицкая Т. Л. 160, 161, 366, **387**
 Бэвер Л. Д. 52
 Вадюнина А. Ф. 75, 77
 Ваксман С. 104, ПО, 112
 Валериус Н. 29
 Василенко В. И. 4
 Васильев С. И. 340, 373
 Васильевская В. Д. 4
 Вернадский В. И. 7, 10, 17, 22, 30, **НО, 152, 278, 317, 319, 387**
 Веселовский К. С. 29
 Вершинин П. В. 52
 Вигнер Г. 176
 Вильямс В. Р. 7, 52, 70, 111, 112, 247, 272, 307, 319, 381, 387
 Виноградов А. П. 92, 224, 319, 347
 Виноградский С. Н. 108
 Витязев В. Г. 149
 Возбуцкая А. Е. 204
 Волкова В. В. 387
 Волобуев В. Р. 272, 277, 387, 388
 Вольни М. Э. 29, 31
 Воробьев Г. Г. 265
 Воробьева Л. А. 202
 Воронин А. Д. 144, 149, 387
 Вульфсон В. И. 319
 Высоцкий Г. Н. 8, 30, 127, 275, 349
 Гапон Е. Н. 176, 186
 Гарднер В. Р. 144
 Гедройц К. К. 162, 176, 179, 188, 192, 245, 307, 387
 Гельферих Р. 185
 Геммерлинг В. В. 154
 Герасимов И. П. 224, 272, 300, 301, 307, 388
 Герасимова М. И. 60, 61, 63, 65
 Гильгард Е. В. 14, 31
 Гильманов Т. Г. 170
 Гинзбург И. И. 323
 Глаголева М. Н. 328
 Глазовская М. А. 300, 319, 345, 346, 348, 370
 Глазовский Н. Ф. 343
 Глинка К. Д. 8, 14, 30, 271, 292, 307, 310, 328
 Глобус А. М. 144
 Годельман Я. М. 301
 Гольдберг Э. 319
 Гольдшмит В. М. 185, 319
 Горбунов Н. И. 88, 176, 182, **188, 192, 387**
 Горшков С. П. 320, 330, 331
 Горячева Д. С. 245
 Градусов Б. П. 87, 88
 Гречин И. П. 171
 Григорьев А. А. 276
 Григорьев Г. И. 261
 Григорьев С. М. 319
 Григорьева Т. В. 335
 Гриченко А. М. 257
 Гришина Л. А. 4, 117, 121
 Гуминский П. 125
 Гюльденштедт И. А. 29
 Дарвин Ч. 14, 282
 Декок П. 125
 Дерягин Б. В. 145
 Димо В. Н. 356—358, 387
 Димо Н. А. 30, 282
 Добровольский В. В. 60, 83, **319, 388**
 Добровольский Г. В. 60, 224
 Докучаев В. В. 5- 8, И, 14, 16—18, 22, 27, 29, 31, 40, 270, 272, 286, 288, 290, 292, 312, 313, 377, 387, 388
 Долгов С. И. 127, 149
 Дояренко А. Г. 52, 127, 152, 252
 Драгунов С. С. 115

- Драман К 210
 Дэви Г 29
 ДювиньоФ 319
 Дюшофур Ф 52, 112, 114, 303, 307—
 309, 388
 Евдокимова Г И 4, 18, 336, 368
 Жакен Ф 112
 Жюрен Д 142
 Зайдельман Ф Р 94, 147
 Замана С П 202
 Захарове А 30, 51, 52, 54, 66, **152**,
 271, 286, 292, 293, 300
 Зборишук Н Г 4, 362
 Звягинцев Д Г 56
 Зеленев В В 334
 Земятченский П А 30
 Зенова Г М 283, 284
 Зигмонд А 14, 31
 Зонн С В 18, 98, 99, 304, 305, 332, 387
 Иванов Б Г 275
 Иванов В В 4
 Иванова Е Н 309
 Ивлев А М 388
 Исмаильский А А J27, 349
 Йен ни Г 185, 272, 275, 388
 Йонгериус А 60
 Калесник С В 273
 Карпачевский Л О 310, 388
 Кауричев И С 4, 154, 209, 363, 387
 Качинский Н А 52, 58, 59, 70, 73, 127,
 141, 349, 387
 Кирица К 308
 Кларк У М 211
 Ковальский В В 319, 347
 Ковда В А 4, 17, 18, 66, 124, 133, 142
 153, 160, 163, 205, 272, 278, 279, 297,
 298, 314, 316, 319, 325, 339, **341**, 344,
 345, 347, 349, 367, 374, 380, 387, 388
 Козловский Ф И 9
 Коковина Т П 359
 Кольманова А В 210
 Комарова Н Л 152
 Комиссаров И Д 116
 Конке А 149
 Кононова М М 104, 112, 115, 387
 Конецкий И 14, 31
 Корнблум Э А 293, 305
 Корнев В Г 149
 Корчагина З А 75—77
 Коссович П С 8, 14, 31, 286, **312**
 Костычев П А 7, 8, 14, 52, **104**, **111**
 Кравков С П 111
 Красильников Н А 382, 384
 Краснов А Н 30
 Крогере П И 263
 Крупеников И А 27
 Крюков П А 152, 387
 Кубиена В 52, 60, 63, 310
 Кудрин С А 335
 Кузнецова И В 125
 Кулаковская Т Н 125, **258**, **262**
 Кытманов И К 30
 Кюльбель Н А 29
 Лайель Ч 14
 Лебедев А Ф 127, 137, 349
 Левин Ф И 4
 Левинсон-Лессинг Ф Ю 30
 Ленин В И 269
 Либерот И 52
 Либих Ю 29
 Ливеровский Ю А 291
 Лисицына Н А 328
 Ломоносов М В 29, **111**
 Лукашев В И 94
 Лукашев К И 319
 Лыков А М 125
 Майард Л С 111
 Макаров Б Н 360
 Македонов А В 66
 Маршалл Т Дж **144**
 Маркс К 13, 14, 247, **268**
 Маттсон С 176
 Мацкевич В Б 175
 Мельников П Ф 130
 Миклашевский С 31
 Миланова Е В 321
 Минашина Н Г 60, 158
 Минкин М Б 186, 189, 387
 Мирчинк Т Г 104
 Мишустин Е Н 283, 387
 Морозов Г Ф 30, 104
 Морозова Т Д 65
 Муравьев В И 236
 Мургочи Г 14, 31
 Мюккенхаузен Е 52, 307
 Мюллер Р Е 104
 Мягкова А Д 85
 Неуструев С С 286, 287, 292, 300, 310,
 311, 388
 Никифоров С С 52
 Николаева С А 4, 362, 363
 Никольский Б П 176
 Ничипорович А А 335
 Новоросова Л Е 382
 Обер Ж 307
 Овчаренко А Д 363
 Орлов Д С 114, 117, 120, 121, 209, 212,
 363, 387
 Осипова А В 377
 Отоцкий П В 30
 Охотин В В 71, 74
 Павлов М Г 29
 Пагель Г 325
 Паллас П С 29
 Пальман Х 185
 Парланг Ж И 144
 Парфенова Е И 60, 63, 385, 387
 Перельман А И 319, 335, 339, 343, **344**,
 347
 Петербургский А В 377, 381
 Пигулевский М 52

- Пирсол Н. 216
Плакхина Д. М. 84
Плотникова Т. А. 388
Полынов Б. Б. 18, 30, 48, 272, 294, 300,
319, 327, 328, 338, 370, 388
Польский М. Н. 373
Пономаренко В. В. 154
Пономарева В. В. 307, 309, 388
Поясов Н. П. 168
Прасоле в Л. И. 30
Прат С. 125
Пронин А. Ф. 239
Процеров А. В. 131
Прянишников Д. Н. 107
Пуазейль Ж. Л. М. 142
Пушкаров Н. П. 31
Разумова В. Н. 88
Раманн Э. 14, 31, 104
Рассел Э. Д. 388
Ревут И. Б. 235, 251
Ремезов Н. П. 18, 104, 176, 280, 307,
382
Ризположенский Р. В. 30, 272
Ричарде Л. А. 144, 149
Роде А. А. 127, 139, 143, 150, 151, 152,
271, 272, 300, 301, 307, 349, 351, 354,
373, 387, 388
Родин Л. Е. 256, 275, 276, 388
Розанов Б. Г. 4, 66, 212, 298, 302, 314,
324, 387, 388
Ромашкевич А. И. 60, 61, 63, 65
Рубин Б. А. 251
Руэ Р. В. 314
Рыжов С. Н. 164
Рыжова И. М. 333
Рябчиков А. М. 318, 319
Саакян С. Г. 212
Сабанин А. Н. 30, 70
Савич В. И. 210
Садименко П. А. 387
Самойлова Е. М. 4, 314, 375
Седлецкий И. Д. 328
Сердобольский И. П. 215, 216
Сибирцев Н. М. 14, 30, 71, 72, 286, 287,
315
Синягин И. И. 314
Скелптон Ф. 241
Скрынникова И. Н. 154
Слейчер Р. 144
Смеян Н. И. 264
Смирнов В. Н. 143
Смит Гай Д. 314
Снакин В. В. 387
Соколов А. Ф. 104
Соколов И. А. 95, 308, 316
Соколова Т. А. 80, 85, 87
Стриганова Б. Р. 104
Суднищын И. И. 144, 147
Сукачев В. П. 12
Сушкина Н. Н. 382
Танфильев Г. Н. 30
Таргульян В. О. 76, 88, 95, 316
Теер А. Д. 29, 246
Тейлор С. А. 144
Терешина Т. В. 4
Титлянова А. А. 376
Тихомиров Ф. А. 4
Тонконогов В. Д. 92
Трейп П. 14, 31
Трусов А. Г. 111
Тюремнов С. И. 51
Тюрго И. В. 104, 112, 115
Уивер Л. Р. 149
Уитни М. 31
Умаров М. М. 107, 368
Урсик П. 331
Фаллу Ф. А. 29
Феофарова И. И. 60
Ферсман А. Е. 319
Ферхмин А. Р. 30
Федоров В. Д. 170
Фишер Ж. 112
Фляйг В. ПО, 125
Фокин А. Д. 104
Фридланд В. М. 10, 84, 291, 307
Фростерус Б. 31
Фукс В. 112
Холмс А. 319
Христева Л. А. 125
Цюрупа И. П. 382
Чайлдс Э. 144, 388
Чаславский В. И. 29
Частухин В. Я. 104
Чернеску Н. 307
Чернова Н. М. 104
Чертов А. Ф. 104
Чесняк Г. Я. 378
Чудновский А. Ф. 234
Шаврыгин П. И. 158, 242
Шаминад Р. 125
Шарпензеель Г. В. 313
Шермет Б. В. 4
Шитева Е. И. 152
Шлезинг Ю. 31
Шмук А. А. 152
Шоба С. А. 60
Шонборн В. 335
Шпреигель К. 29
Шрадер Т. 112
Шредер Д. 82, 88, 103
Шукевич М. М. 84
Шульгина А. М. 355
Шумаков В. С. 104
Эвальд Э. 10
Энгельс Ф. 14
Эшби У. Р. 15
Якушев В. Н. 315
Ярилова Е. А. 60, 63, 387
Ярков С. П. 209, 307

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абиотические потоки веществ 368
Абсолютная аккумуляция 297
Агрикультурхимия 29
Агрегатное состояние почв 15
Агрегаты почвенные 15, 37
Агрогеология 29
Агрочвоведение 25
Агротурбация 310
Автоморфные почвы 287
Адгезия 193, 242
Азональные почвы 286
Азотфиксация 368
Аккумулятивный профиль 47
Аккумуляция веществ 370, 371
Активная влага 152
Альбедо 230, 231
Al-Fe-гумусовый процесс 308
Al-Fe-иллювиальный процесс 304
Алелопатия 267
Алюмогумусо-иллювиальный процесс 308
Аммонификация 107
Амфолитоид 183
Антропоморфы 68
Ареалы аккумуляции 344
Ацидоид 183
Аэрация почвы 166
Базоид 183
Баланс водный 372, 376, 379
— водно-солевой 379
— грунтовых вод 372, 377, 379
— гумуса 336, 377
— почвообразования 367
Балансовый метод 19
Барьер геохимический 220
Бесструктурная почва 33
Биогенная аккумуляция элементов 371
Биогеохимические провинции 347
Биогеоценоз 278
Биологическая активность почвы 363
Биологический круговорот 279, 280, 281, 332, 376
— фактор 272, 278
Биологическое выветривание 324, 384
Биоморфы 68
Биосфера 271
Биотурбация 310
Биофильные элементы 11, 24, 371, 376, 335
Боковые границы почвы 9
Большой геологический круговорот веществ 11, 320, 330, 342
Вертикальная зональность 291
Вертисолизация 310
Ветровая педотурбация 310
Верхняя граница почвы 9
Верховодка 350, 351
Влагоемкость почвы 137
— адсорбционная максимальная 137
— капиллярная 137
— молекулярная максимальная 137
— наименьшая 137
— полная 138
Влажность набухания 244
Внегоризонтальные признаки 48
Вода почвенная 127
— гигроскопическая 129
— гравитационная 136
— капиллярная 132
— капиллярно-подвешенная 134
— капиллярно-подпертая 135
— капиллярно-посаженная 135
— конституционная 127
— кристаллизационная 127
— пароподобная 127
— прочносвязанная 129
— рыхлосвязанная (пленочная) 130
— свободная 132
— стыковая 135
— твердая 127
Водовместимость полная 138
Водная вытяжка 153
Водопроницаемость 140
Водородный потенциал 211
Водорослевая корочка 41
Воздух почвенный 164, 359, 360
— адсорбированный 165
— заземленный 165
— растворенный 165
— свободный 164
Воздухоёмкость 166
Воздухообмен 167
Воздухопроницаемость 166, 167
Воздухосодержание 166, 167
Всасывающее давление 149
Всемирная почвенная хартия 33
Всемирный план действия по борьбе с опустыниванием 33
Всесоюзное общество почвоведов 32
Вслучивание 309
Вторичные минералы 85
Выветривание 11, 69, 294, 323
Выпаханные почвы 263
Выщелачивание 306, 374
Гажа 44
Газовая фаза почвы 36
Газообмен 167, 215, 360, 363
Газопроницаемость 167
Гель 191
Генезис почв 354, 366
Геохимические ландшафты 345
— провинции 347

- Геохимическое сопряжение 369
 Гигроскопичность максимальная 129, 139
 Гидроморфные почвы 365
 Гидрофильные коллоиды 191
 Гидрофобные коллоиды 192
 Гидротермические ряды 277
 Гильгаи 244, 310
 Глееватый горизонт 42
 Глеевый горизонт 42
 Глеево-элювиальный горизонт 42
 Глее-элювиальный процесс 42
 Глинисто-иллювиальный процесс 38
 Глинистые минералы 85
 Глобальные функции почвы 11
 Глобулы 67
 Горизонт почвенный 16, 37, 39
 Горизонтные признаки 48
 Горная зональность 293
 Границы межгоризонтные 49
 Гуминовые кислоты 115—118, 121 — 123
 — оптическая плотность 122, 123
 — содержание фракций 122, 123
 — строение молекулы 115
 — функциональные группы 116
 — элементный состав 115, 117
 Гумификация 114, 122, 123, 376
 Гумоны 65
 Гумосфера 124
 Гумус 102, 124
 — запасы 121 — 123
 — обогатненность азотом 121, 122, 222
 — профильное распределение 121 — 123
 — содержание 121 — 123
 Гумусное состояние почв 121, 123
 Гумусные показатели 122
 Гумусовый горизонт 41
 — слой 124
 Гумусовые кислоты 115
 Гумусообразование 302
 Гумусо-иллювиальный процесс 308
 Гумуссиаллитизация 304
 Давление набухания 244
 Давление почвенной влаги 144
 Двойной электрический слой 181
 Деградация почв 266
 Деградированные почвы 263, 266
 Денитрификации 108
 Дернина 41
 Дерновый процесс 280, 302
 Десукция 349
 Дефицит влаги 138
 Дефляция 310
 Деформационные свойства 235, 236
 Дзета-потенциал 181
 Диагностические горизонты 45
 Дифференциальная порозность 58
 Дифференцированный профиль 49
 Диффузия газов 168
 Доза извести 200
 Дренаж 353, 354, 359, 372, 379
 Дурипэн 44
 «Дыхание» почвы 11, 172
 Емкость катионного обмена 188
 Железистогумусо-иллювиальный процесс 309
 Железисто-иллювиальный процесс 308
 Женон 10
 Живая фаза почвы 7, 35, 36
 Загрязнение почв радиоактивное 224, 225
 Загипсовывание 303
 Закон минимума 253
 — убывающего плодородия 29, 268
 — Фика 168
 Засоление 302
 Земельный кадастр 28
 Земледелие 5, 27
 Землепользование 13
 Земля 5, 13
 Золь 191
 Зольные элементы 110
 Зона почвенная 14
 Зональная структура почвенного покрова 291
 Зональность 288
 Зональные почвы 286
 Зональный тип почвы 14
 Зоны выветривания 323
 — природы 271
 Изогумусовый профиль 48
 Изозлектрическая точка 184
 Илистая фракция 71
 Иллимеризация 307
 Иллювиальный горизонт 42
 Иллювирование 308
 Инверсия почвенных зон 293
 Интерференция почвенных зон 293
 Интразональные почвы 286
 История почвообразования 14
 Кажущийся удельный вес почвы 57
 Калише 44
 Капиллярная кайма 135, 352
 Капиллярный подъем 349
 Карбонатно-иллювиальный процесс 304
 Каскадные ландшафтно-геохимические системы 345
 Кварцполевошпатовый коэффициент 81
 Кислотность почвы 196
 — актуальная 196
 — гидролитическая 198
 — обменная 197
 — потенциальная 196
 Климат как фактор почвообразования 270—273
 Коагуляция коллоидов 191
 Коллоидная фракция 72
 Кольматаж 303
 Конденсация влаги 349, 372

- Консистенция почвы 240
 Константы Аттерберга 241
 Копролиты 282
 Кора выветривания 7, 8, 11, 285, 294, 323, 329
 Корковый горизонт 41
 Коркообразование 308
 Коэффициент биологического поглощения 371
 — водной миграции 220
 — впитывания 141
 — диффузии 227
 — диффузии газов 169
 — увлажнения 275, 277
 — устойчивости 81
 — фильтрации 141
 Кривая водоудерживания **146**
 Криоморфы 68
 Криотурбация 309
 Кристаллярии 67
 Критическая влажность 140
 Крупная фракция почв 79
 Кутаны 66
 Ландшафт 220
 — аккумулятивный 220
 — трансэлювиальный 220
 — элювиальный 220
 Латерит 43
 Латеритизация 303
 Легкие минералы 82, 83, 85
 — почвы 73
 Лесная подстилка 41
 Лессиваж 307
 Лессивирование 93, 307
 Лессивированный горизонт 42
 Лессовидная фракция 71
 Лизиметрический метод 154
 Лиотропный ряд катионов 192
 Липкость почвы 242
 Литокатена 285
 Литоморфы 68
 Литофильные организмы 380
 Макрорельеф 287
 Макрофауна 281
 Малый биологический круговорот веществ 11
 Материнская порода 37, 42, 284
 Матрица почвы 60
 Мегафауна 282
 Международная классификация механических элементов 71
 Международное общество почвоведов 32
 Международный почвенный музей 33
 Мезорельеф 287
 Мезофауна 281, 283
 Мелкозем 71, 72, 75
 Мертвый запас влаги 151
 Метаморфический горизонт 42
 — профиль 49
 Методы определения возраста почв 221
 — калиево-аргоновый 222
 — радиоуглеродный 222
 — рубидиево-стронциевый 222
 — урано-свинцовый 221
 Метод почвенно-режимных наблюдений 19
 — почвенных вытяжек 19
 — лизиметров 19
 Механические элементы 69
 Миграция вертикальная 227
 — веществ 338
 — почвенных зон 293
 Микрогазы в почве 172
 Микрозональность сложения 61
 Микроклимат 277
 Микроморфология почв 37, 60
 Микрорельеф 277
 Микросложение почвы 37, 60, 61
 Микрофауна 281
 Минерализация 376
 — гумуса 376
 Мозаичный профиль 47
 Монтмориллонитизация 304
 Морфологические признаки 36
 — элементы 36, 37
 Морфологический метод 18
 Морфон 37
 Мраморизация 306
 Набухание почвы 242, 243, 244
 Наименьшая влагоемкость 159
 Нанорельеф 287
 Нарушенный профиль 47
 Негидролизуемый остаток 118
 Недифференцированный профиль 48
 Неполноразвитый профиль 47
 Неспецифические органические вещества 109
 — азотсодержащие 109
 — ароматические соединения 110
 — гетерополисахариды ПО
 — липиды 110
 — углеводы 109
 Нижняя граница почвы 8
 Нитрификация 108
 Нормальное кислородное дыхание 171
 Объемная масса почвы 57
 Объемный вес почвы 57
 Оглеение 305
 Ожелезнение 305
 Обезыливание 307
 Окарибоначивание 303
 Окислительно-восстановительная буферность почв 210
 Окислительно-восстановительные реакции 205, 206, 209
 Окислительно-восстановительный потенциал 206, 208
 — режим 215
 Окремнение 303

- Окультуренность почв 261
Оливизация 305
Олуговение 303
Оподзоливание 306
Оптически ориентированные глины 65
Органическое вещество почв 102, 103, 107, 124, 125
Органо-минеральные соединения 119
Ориентированные глины 65
Орошение 376, 379
Ортзанд 44
Ортштейн 44
Оруднение 303
Осмотическое давление почвенного раствора 162
Основная структура 63
Основы мировой почвенной политики 33
Осолоденис 307
Осолоделый горизонт 42
Оструктуривание 56, 306
Осушение 376, 379
Отбеленный горизонт 42
Отбеливание 308
Отвердевание 306
Относительная аккумуляция 299
Партлюовация 93, 299
Пахотный горизонт 41
Пед 37, 52
Педология 24
Педон 9
Педосфера 10, 15
Педотоп 10
Педотубулы 66
Пептизация коллоидов 191
Первичные минералы 79
Первичный почвообразовательный процесс 294, 296
Переговойный горизонт 41
Переходные горизонты 43
Период полураспада 217
Плазма почвенная 60
Пластичность 235, 240 , ,
Плентит 43
Плентификация 303
Плодородие почвы 7, 15, 246
Плотность почвы 57
Плотность твердой фазы почвы 57
Погребение 310
Поглотительная способность 72
Подзолисто-иллювиальный процесс 301
Подзолистый горизонт 42
Подкорковый горизонт 42
Подстилающая порода 43
Подстилкообразование 302
Полигенетичность 316
Полипедон 9, 10
Полициклический профиль 47
Породы почвообразующие 218
Потенциал почвенной влаги 145, 146
Почва 7
— как биокосное тело 7
— — зеркало ландшафта 17
— — компонент биосферы 10, 17
— — — экосистемы 12
— — многофазное тело 35
— — очень сложная система 15
— — предмет обработки 27
— — — труда 5, 6
— — природное тело 5, 6, 14, 29
— — продукт труда 6
— — следствие жизни 11
— — среда обитания растений 5, 7, 27
— — средство производства 12, 13, 268
— — совокупность горизонтов 14
— — условие жизни 11
Почвенная зона 288, 291
Почвенно-гидрологические константы 139
Почвенные комбинации 271, 287
— комплексы 271, 287
— сочетания 271, 287, 291
— ферменты 106, 107
Почвенный индивидуум 8, 9, 15
Почвенный институт им. В. В. Докучаева 32
— покров 9, 10, 14, 15, 17, 270
— раствор 35
— режим 14
Почвоведение 5, 21, 23, 26, 27
— динамическое 23, 24
— инженерное 23, 26
— историческое 23, 24, 25
— лесное 23, 25
— мелиоративное 23, 25
— общее 23, 24
— прикладное 23, 24
— региональное 23, 24
— санитарное 23, 26
— сельскохозяйственное 23, 25
— фундаментальное 23, 24
— частное 23, 24
Почвообразование 293, 299
Почвообразовательный процесс 14, 273
Почвообразующая порода 37, 43, 294
Почвоотомление 267
Примитивный профиль 46
Продуценты 278, 283
Просадочность 235, 237
Профиль почвы 14, 16, 37, 38
Профильный метод 14
Прочносвязанная вода 153
Прочностные свойства 235, 238
Псевдоагрегаты 53
Псевдоглеевый горизонт 42
Псевдокристалл 65
Псевдоподзоливание 307
Псевдоподзолистый горизонт 42
Псевдофибры 44

- Пучение 309
 Пятнистость 287
 Равновесие радиоактивное 217
 Радиационный баланс 273
 - индекс сухости 276
 Радиоактивность почв 217
 Радионуклиды антропогенные 227
 Распад органического вещества **104**
 Растрескивание 309
 Реликтовые признаки 316
 Реликтовый профиль 47
 Реологические свойства 235
 Рельеф 286
 Рубефикация 305
 Самаркандское воззвание 33
 Самомульчирование 389
 Саприст 40
 Связность 238
 Сдвиг 235
 Сегрегация 307
 Сегрегированный горизонт 42
 Седиментация 191
 Семейства радиоактивные 217
 Сжимаемость 235, 236
 Сиаллитизация 304
 Силкрит 44
 Сквашность почвы 59
 Скелет почвы 61, 75
 Слабодифференцированный профиль
 47
 Слитизация 306
 Сложение почвы 38
 Слой Гельмгольца 181
 Смешаннослойные минералы 87
 Смешанные горизонты 43
 Солевая корка 42
 Солнечная постоянная 277
 Солонцово-иллювиальный процесс
 309
 Спелость почвы 265
 Сравнительно-географический метод

 Сравнительно-исторический метод 18
 Стадии выветривания 323, 328
 -• почвообразования 295, 296
 Стаскивание 310
 Старение коллоидов 193
 Степень насыщенности 200
 Степной войлок 41
 Сток боковой 349, 372, 374
 - внутрипочвенный 372, 374
 делювиальный 271, 370
 — нисходящий 349, 371, 374
 - поверхностный 349, 372, 374, 376
 Стокгольмское воззвание 33
 Строение почвы 38
 Структура почвы 38, 52
 Структурность почвы 38
 Структурные отделимости 37, 52
 Структурный состав почвы 53
 Субкутанные новообразования 67
- Твердая фаза почвы 33
 Твердость 238
 Температуропроводность 233
 Теплоемкость 230, 231
 Теплообмен 232
 Теплоотражательная способность 230
 Теплопоглощительная способность 230
 Теплопроводность 230, 232
 Теплоусвояемость 230
 Термические пояса 274
 Термодиффузия 232
 Техногенные геохимические аномалии
 347
 Техногенная нагрузка 376
 Тиксотропия 193, 235
 Тип почвообразования 14
 — почвы 14, 310
 Тирсификация 303
 Токсикоз почв 267
 Торф 40
 Торфообразование 302
 Торфяной горизонт 40
 Тяжелые минералы 82, 83, 85
 Тяжелые почвы 73
 Углерод 14, 219
 Удельный вес почвы 57
 - скелета почвы 57
 Удельная поверхность частиц 72
 Удельное сопротивление почвы 239
 Уравнение баланса 226
 — - Больцмана 182
 Уровень плодородия почвы 260
 Уровни структурной организации поч-
 вы 15
 Уплотнение 235
 Усадка почвы 243
 Фазы выщелачивания почвенного раст-
 вора 160
 - соленакопления 160
 Факторы почвообразования 270, 271,
 272, 273
 Фекальные таблетки 67
 Ферментативная активность почв 107
 Ферраллитизация 304
 Ферритизация 305
 Ферролиз 308
 Ферсиаллитизация 305
 Физическая глина 71
 Физический песок 71
 Физическое выветривание 324
 Фильтрационная способность 141
 Фильтрация 349
 Фитоценоз 281
 Фраджиэн 43
 Хемист 40
 Химическое выветривание 324
 Хронокатена 328
 Щелочность почвы 202
 - актуальная 202
 — потенциальная 203
 Эволюция почвы 296, 354

Экологический подход	22	Элементы минеральные	371
Экосистема	376	Элювиально глеевый процесс	308
Электрокинетический потенциал	181	Элювиально-иллювиальный профиль	48
Элементарная единица почвы	9	Элювиальный горизонт	42
Элементарное микростроение	63	— профиль	47
Элементарные почвенные процессы	14, 300	— процесс	299
— — частицы	16	Энергетика почвообразования	273
Элементарный геохимический ландшафт	369	Эпипедон	44
— почвенный ареал	9, 10	Эпистемология	25
		Эродированный профиль	47
		Эрозия	310, 376, 377

ОГЛАВЛЕНИЕ

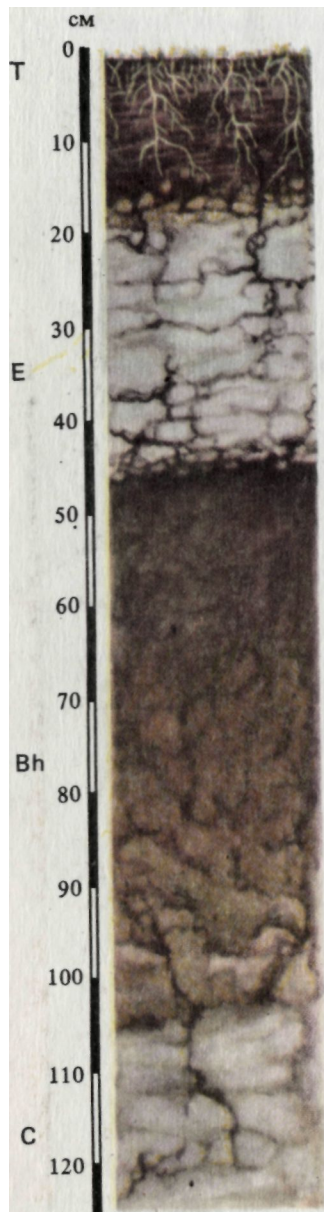
<i>Предисловие.</i>	3
<i>Введение.</i>	5
Раздел 1. Почва и ее свойства	35
<i>Глава 1 Морфология почв</i>	35
1 1 Фазовый состав почв (35)	1 2 Морфологическое строение почвы (36)
1 3 Почвенный профиль (38)	1 4 Почвенные горизонты (39)
1 5 Типы строения почвенного профиля (46)	1 6 Переходы между горизонтами в профиле (49)
1 7 Окраска почв (50)	1 8 Структура почв (52)
1 8 Структура почв (52)	1 9 Порозность почв (56)
1 9 Порозность почв (56)	1 10 Микростроение почв (60)
1 10 Микростроение почв (60)	1 11 Новообразования в почве (65)
1 11 Новообразования в почве (65)	1 12 Включения в почве (68)
1 12 Включения в почве (68)	
<i>Глава 2 Гранулометрический состав почв</i>	69
2 1 Формирование гранулометрического состава почв (69)	2 2 Классификация механических элементов почв (70)
2 2 Классификация механических элементов почв (70)	2 3 Классификация почв по гранулометрическому составу (72)
2 3 Классификация почв по гранулометрическому составу (72)	2 4 Выражение результатов гранулометрического состава почв (75)
2 4 Выражение результатов гранулометрического состава почв (75)	2 5 Значение гранулометрического состава почв (78)
2 5 Значение гранулометрического состава почв (78)	
<i>Глава 3 Минералогический состав почв</i>	78
3 1 Первичные минералы почв (79)	3 2 Способы изучения первичных минералов почв (82)
3 2 Способы изучения первичных минералов почв (82)	3 3 Минералогический состав почвообразующих пород (83)
3 3 Минералогический состав почвообразующих пород (83)	3 4 Вторичные минералы почв (85)
3 4 Вторичные минералы почв (85)	3 5 Общая оценка минералогического состава почв (89)
3 5 Общая оценка минералогического состава почв (89)	
<i>Глава 4 Химический состав минеральной части почв</i>	91
4 1 Общий химический состав почв (91)	4 2 Химический состав гранулометрических фракций почвы (92)
4 2 Химический состав гранулометрических фракций почвы (92)	4 3 Изменение химического состава по профилю почвы (93)
4 3 Изменение химического состава по профилю почвы (93)	4 4 Выражение результатов анализа валового химического состава почв (96)
4 4 Выражение результатов анализа валового химического состава почв (96)	4 5 Химические элементы и их соединения в почвах (97)
4 5 Химические элементы и их соединения в почвах (97)	
<i>Глава 5 Органическое вещество почв</i>	102
5 1 Источники почвенного гумуса (102)	5 2 Разложение органических остатков в почве (104)
5 2 Разложение органических остатков в почве (104)	5 3 Почвенные ферменты (106)
5 3 Почвенные ферменты (106)	5 4 Разложение химических компонентов в почве (107)
5 4 Разложение химических компонентов в почве (107)	5 5 Органические вещества почвы индивидуальной (неспецифической) природы (109)
5 5 Органические вещества почвы индивидуальной (неспецифической) природы (109)	5 6 Образование специфических органических веществ в почве (гумусообразование) (111)
5 6 Образование специфических органических веществ в почве (гумусообразование) (111)	5 7 Органическое вещество почв специфической природы (115)
5 7 Органическое вещество почв специфической природы (115)	5 8 Органоминеральные соединения в почвах (119)
5 8 Органоминеральные соединения в почвах (119)	5 9 Гумусное состояние почв (121)
5 9 Гумусное состояние почв (121)	5 10 Экологическая роль гумуса (124)
5 10 Экологическая роль гумуса (124)	

<i>Глава 6</i>	<i>Вода в почве</i>	126
6 1	Категории (формы) и состояния почвенной воды (127)	
6 2	Водоудерживающая способность и влагоемкость почвы (137)	
6 3	Почвенно гидрологические константы (138)	
6 4	Водопроницаемость почв (140)	
6 5	Водоподъемная способность почв (142)	
6 6	Поведение и состояние воды в почве (143)	
6 7	Потенциал почвенной воды (144)	
6 8	Сосущая сила почвы (149)	
6 9	Доступность почвенной воды для растений (150)	
<i>Глава 7</i>	<i>Почвенный раствор</i>	152
7 1	Методы выделения почвенных растворов (153)	
7 2	Химический состав почвенных растворов (154)	
7 3	Динамика концентрации почвенного раствора (159)	
7 4	Роль почвенных растворов в продукционном процессе (162)	
<i>Глава 8</i>	<i>Почвенный воздух</i>	164
8 1	Формы почвенного воздуха (164)	
8 2	Воздушно физические свойства почв (166)	
8 3	Воздухообмен почвы (167)	
8 4	Состав почвенного воздуха (169)	
8 5	Динамика почвенного воздуха (173)	
<i>Глава 9</i>	<i>Поглотительная способность почв</i>	176
9 1	Виды поглотительной способности почв (177)	
9 2	Почвенный поглощающий комплекс (ППК) Почвенные коллоиды (179)	
9 3	Строение и заряд почвенных коллоидов (181)	
9 4	Сорбционные процессы в почвах (184)	
9 5	Сорбция анионов почвами (189)	
9 6	Физическое состояние почвенных коллоидов (191)	
9 7	Экологическое значение поглотительной способности (194)	
<i>Глава 10</i>	<i>Кислотность и щелочность почв</i>	194
10 1	Кислотно-основная характеристика почвы (194)	
10 2	Кислотность почв (196)	
10 3	Щелочность почв (201)	
10 4	Буферность почвы (203)	
<i>Глава 11</i>	<i>Окислительно восстановительные процессы в почвах</i>	205
11 1	Окислительно восстановительные реакции и процессы (205)	
11 2	Окислительно восстановительный потенциал почвы (206)	
11 3	Окислительно восстановительные системы почв (208)	
11 4	Окислительно восстановительная емкость и буферность почв (209)	
11 5	Зависимость Eh от pH почвы (211)	
11 6	Окислительно восстановительное состояние почв (211)	
11 7	Зависимость ОВП почвы от ее состояния (213)	
11 8	Роль ОВ процессов в почвообразовании и плодородии почв (214)	
<i>Глава 12</i>	<i>Радиоактивность почв</i>	217
12 1	Естественные радиоактивные изотопы в почвах (217)	
12 2	Распределение ЕРЭ в почвах (219)	
12 3	О возможной роли ЕРЭ в почвообразовательном процессе (221)	
12 4	Определение возраста почвообразующих пород и почв с помощью радиоактивных изотопов (221)	
12 5	Радиоактивное загрязнение почвенного покрова (224)	
<i>Глава 13</i>	<i>Тепловые свойства почв</i>	229
13 1	Роль температуры в почвенных процессах (229)	
13 2	Поступление тепла в почву (229)	
13 3	Тепловая характеристика почвы (230)	
13 4	Тепловой баланс почвы (234)	
<i>Глава 14</i>	<i>Физико механические свойства почв</i>	235
14 1	Деформационные свойства почв (236)	
14 2	Прочностные свойства (238)	
14 3	Реологические свойства (240)	
<i>Глава 15</i>	<i>Плодородие почв</i>	246
15 1	Понятие о почвенном плодородии (246)	
15 2	Категории почвенного плодородия (247)	
15 3	Относительный характер плодородия почв (249)	
15 4	Элементы или факторы плодородия почв (250)	
15 5	Факторы лимитирующие почвенное плодородие (253)	
15 6	Особенности требований культурных	

растений к почвам (255) 15.7 Оценка плодородия почв (260) 15.8 Изменение плодородия почв в процессе их сельскохозяйственного использования (262) 15.9. Социально-экономические аспекты плодородия почв (268)

Раздел 2. Почвообразование	270
<i>Глава 16</i> Учение о факторах почвообразования	270
16.1 Понятие о факторах почвообразования (270) 16.2 Климат как фактор почвообразования (273) 16.3 Роль биологического фактора в процессах почвообразования (277) 16.4 Роль материнской породы в почвообразовании (284) 16.5 Роль рельефа в почвообразовании (286) 16.6. Роль хозяйственной деятельности человека в почвообразовании (287) 16.7 Зональность почвенного покрова (288) 16.8 Вертикальная зональность почв (291)	
<i>Глава 17</i> Почвообразовательный процесс	293
17.1 Общая схема почвообразования (293) 17.2. Стадийность почвообразования (295) 17.3 Внос и аккумуляция при почвообразовании (297) 17.4 Противоположные явления при почвообразовании (299) 17.5 Элементарные почвенные процессы (300) 17.6 Тип почвообразования (310) 17.7 Возраст почвообразования (312) 17.8 Гетерогенность и полигенетичность почв (315)	
<i>Глава 18.</i> Биогеохимия почвообразования.	317
18.1 Биогеохимические аспекты почвообразования (317) 18.2. Большой геологический круговорот веществ (317) 18.3 Выветривание горных пород (323) 18.4 Денудация суши (330) 18.5 Малый биологический круговорот веществ (332) 18.6 Миграционные потоки элементов (336) 18.7 Геохимические барьеры и ареалы аккумуляции (343) 18.8 Биогеохимическая дифференциация (344)	
<i>Глава 19.</i> Режимы почвообразования	348
19.1 Водный режим почвы (349) 19.2 Тепловой режим почвы (354) 19.3 Воздушный режим почвы (359) 19.4 Окислительно-восстановительный режим почвы (363)	
<i>Глава 20.</i> Баланс почвообразования	367
20.1 Балансовая концепция почвообразования (367) 20.2 Приходные и расходные статьи баланса (368) 20.3 Роль биоклиматических условий и геохимического сопряжения почв в балансе веществ (369) 20.4 Основные виды баланса веществ (370) 20.5. Водный баланс почв (372) 20.0 Типизация баланса веществ в зависимости от водного режима почв (374) 20.7 Изменение баланса биофильных элементов в почвах под влиянием сельскохозяйственного использования (377) 20.8 Водно-солевой баланс (380)	
<i>Глава 21</i> Первичное почвообразование	382
21.1 Концепция первичного почвообразовательного процесса (382). 21.2 Почвообразование при участии микрофлоры (382) 21.3 Почвообразование под покровом лишайников (384) 21.4 Почвообразование под моховым покровом (386) 21.5 Роль первичного почвообразования (387)	
<i>Рекомендуемая дополнительная литература</i>	388
<i>Именной указатель</i>	390
<i>Предметный указатель</i>	393

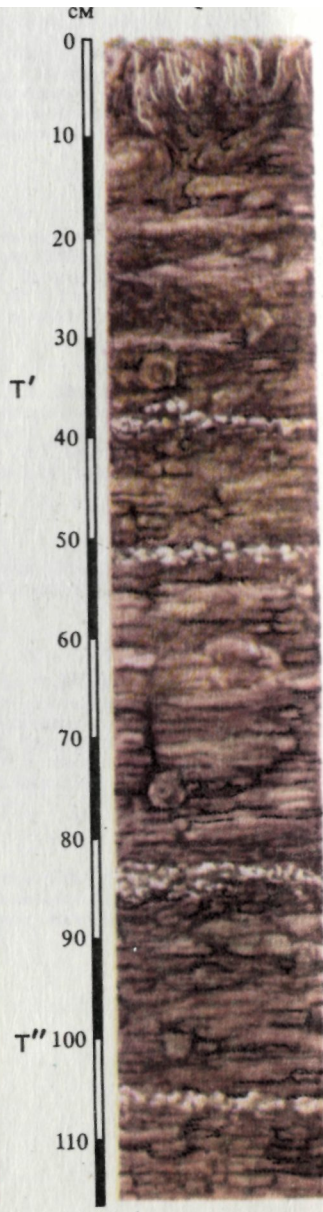
Торфянисто-
подзолистая
грунтово-
оглеенная
почва



Торфяная
болотная
верховая
почва



Болотная
низинная
торфяная
почва



Аллювиальная
дерновая
кислая почва
(центральной
поймы)

Серая
лесная
почва

Темно-
серая
лесная
почва

