

МЕЛИОРАТИВНОЕ ПОЧВОВЕДЕНИЕ



**С. Т. ВОЗНЮК, П. К. КУЗЬМИЧ, В. Г. КРЫШТОФ,
Т. Н. КИРИЕНКО, В. А. ОЛИНЕВИЧ**

МЕЛИОРАТИВНОЕ ПОЧВОВЕДЕНИЕ с основами гидрологии

**Под редакцией д-ра с.-х. наук проф. С. Т. Вознюка
и канд. с.-х. наук доц. П. К. Кузьмича**

*Допущено Министерством высшего и среднего
специального образования УССР
в качестве учебного пособия для студентов вузов,
обучающихся по специальности «Гидрометеорология»*

Л ь в о в
**Издательство при Львовском государственном университете
издательского объединения „Вища школа“**
1984

Мелиоративное почвоведение с основами гидрологии / Под ред. С. Т. Вознюка и П. К. Кузьмича. — Львов: Вища школа. Изд-во при Львов. ун-те, 1984. — 264. с.

В учебном пособии изложены теория и прикладные аспекты водно-физических (гидрологических) свойств почвы (формы воды в почве, доступность ее для растений, понятие влагоемкости, водопроницаемости, капиллярные свойства почв, явления водоотдачи, вододерживающей способности, потенциала почвенной влаги, аэрации). Описаны режимы почвы, методы и задачи управления ими при гидротехнической мелиорации, пути формирования и поддержания высокого уровня плодородия мелиорированных почв.

Нормативные материалы приведены по состоянию на 1 июля 1983 года.

Для студентов, обучающихся по специальности «Гидротехническая мелиорация». Может быть использовано специалистами проектных и научно-исследовательских учреждений водохозяйственного профиля. Табл. 39. Ил. 60. Библиогр.: 35 назв.

Рецензенты д-р с.-х. наук, проф. Н. И. Лактионов (зав. каф. почвоведения Харьк. с.-х. ин-та), д-р с.-х. наук, проф. Л. Л. Щетинина (зав. каф. почвоведения и агрохимии Житомир. с.-х. ин-та)

Редакция природоведческой литературы

Зав. редакцией Т. К. Гулида

Так называемые мелиоративные работы продолжительного действия, которые изменяют физические, отчасти и химические свойства почвы посредством операций, стоящих затраты капитала, ... почти все сводятся к тому, чтобы ...почве ... придать такие свойства, которыми другая почва, зачастую расположенная совсем близко, обладает от природы.

К. Маркс

ОТ АВТОРОВ

Земля — главное средство производства в сельском хозяйстве. Почва — компонент земли, она незаменима в производственных масштабах и ограничена в пространстве. Это обуславливает необходимость использования в земледелии площадей не только с лучшими, более плодородными почвами, но и с худшими, менее плодородными.

Наука о происхождении и свойствах почв — генетическое почвоведение и его отрасль — мелиоративное почвоведение призваны помочь практике поднять производительность осушенных и орошаемых почв путем их быстрого окультуривания с целью повышения эффективного плодородия.

Специалисты-мелиораторы и агрономы должны владеть суммой теоретических знаний о почвах и их агромелиоративных свойствах, чтобы успешно применять эти знания на практике. Почва — объект мелиораций, поэтому как агроному, так и гидротехнику-мелиоратору необходимо знать ее природные особенности и возможности их изменения под влиянием целенаправленного регулирования водно-воздушного режима и других факторов плодородия.

В СССР площади мелиорируемых почв (осушенных и орошаемых) постоянно расширяются и достигли уже 30 млн. га. Благодаря управляемым водно-воздушному, пищевому и тепловому режимам на них получают не только высокие, но и устойчивые программированные урожаи, меньше зависящие от погодных условий.

На майском (1966 г.) Пленуме ЦК КПСС развитие мелиорации земель в нашей стране в перспективе рассматривалось как целевая программа в области сельского хозяйства, рассчитанная на длительный срок и требующая огромных усилий и больших капитальных вложений. Она основана на данных науки и практики, на реальных возможностях, которыми располагает в настоящее время отечественная экономика. Реализация этих планов — мелиорации, осуществляемые в Нечерноземной зоне РСФСР, на юге УССР, в Поволжье и республиках Средней Азии, на Дальнем Востоке и в других районах страны.

В соответствии с решениями ноябрьского (1982 г.) Пленума ЦК КПСС, освоение мелиорированных земель и в будущем явится важным фактором развития сельского хозяйства. Продовольственная программа СССР предусматривает дальнейшее повышение роли мелиорации земель в увеличении производства продукции сельского хозяйства. Площади орошаемых земель намечено довести к 1985 году до 20,8 млн. га и к 1990 году — до 23...25 млн. га, а осушенных — соответственно до 15,5 и 18...19 млн. га.

Основная задача мелиоративного почвоведения — познание свойств почвы для управления факторами и условиями ее плодородия в соответствии с требованиями возделываемых на ней растений.

Работая длительное время в Украинском ордена Дружбы народов институте инженеров водного хозяйства в области мелиоративного почвоведения и подготовки специалистов мелиоративного профиля, авторы данного пособия пришли к выводу о необходимости того, чтобы гидротехники-мелиораторы владели знаниями не только в области мелиоративного почвоведения, но также и гидрологии почв. Авторы стремились с учетом требований учебной программы описать почвы — объекты мелиораций.

Первая часть пособия, состоящая из 12 глав, написана д-ром с.-х. наук, проф. С. Т. Вознюком и канд. с.-х. наук, доц. П. К. Кузьмичем, за исключением глав 2 и 11, написанных канд. с.-х. наук, доц. В. Г. Крыштофом.

Материал второй части пособия распределен следующим образом: глава 13 написана д-ром с.-х. наук, проф. С. Т. Вознюком и канд. с.-х. наук, доц. В. Г. Крыштофом, главы 14, 15, 25, 26 — канд. с.-х. наук, доц. В. Г. Крыштофом, главы 16, 17, 18, 22, 23 — канд. с.-х. наук, доц. В. А. Олиновичем, главы 19, 20, 21, 24 — канд. с.-х. наук, доц. Т. Н. Кириенко.

Часть I. ПРОИСХОЖДЕНИЕ, СОСТАВ, СВОЙСТВА И РЕЖИМЫ ПОЧВ—ОБЪЕКТОВ МЕЛИОРАЦИЙ

Существует немало публикаций, посвященных истории отдельных проблем и разделов почвоведения, его развитию в разных странах, оценке вклада тех или иных ученых в накопление знаний о почве. Одни из них пестрят иностранными именами, другие, верно подчеркивая мысль о решающей роли русских ученых в создании современного теоретического почвоведения, обособливают его.

В целом в литературе по истории почвоведения преобладают публикации научно-биографического плана и оно, как одна из фундаментальных наук о Земле, до сих пор по существу не имеет полной истории своего становления и развития. И только в последнее время монография И. А. Крупенникова «История почвоведения» (1981) в значительной мере восполнила этот пробел. Подчеркивая краткость собственно исторического периода и длительность предыстории, автор выделяет следующие главные этапы становления и развития науки о почве:

1 — накопление разрозненных факторов о свойствах почв, их плодородии и способах обработки (неолит, бронзовый век);

2 — примитивный свод (кадастр) сведений о почвах в Древнем Египте, Месопотамии, Китае, Центральной Америке, появление способов борьбы с засолением почв;

3 — первичная систематизация сведений о почвах: Теофраст (372—287 до н. э.), Катон (234—149), Плиний (62—114); попытка их классификации (Колумелла, I в. до н. э.); первые приемы удобрения почв (Варрон, 116—27). В произведениях Геродота (490—425) содержатся сведения о географии почв. Философские обобщения о почвах — в сочинениях римского поэта и философа Лукреция Кара (I в. до н. э.);

4 — описание почв как земельных угодий для установления феодальных повинностей и привилегий: Китай, Византия («Геопоники»), землеоценочные акты в Германии, Англии, Франции, «Писцовые книги» в России, оценка почв в Литве, Белоруссии, на Украине (VI—XVI вв.);

5 — продолжение представлений о почве Абу Ибн Сины (Авиценны) (980—1037), Леонардо да Винчи (1452—1519) об образо-

вании почв под воздействием растений; первые мысли о роли солей почвы в питании растений;

6 — зарождение современных воззрений на плодородие почв и их связь с горными породами (М. В. Ломоносов, 1711—1765). Споры о почве лишь как «опоре» для растений (Бэкон, 1561—1626) или как источнике питания растений солями; возрастание показателя роли почвы в агрономических сочинениях, использование сведений о ней в экономике;

7 — расширение и углубление исследований почв и появление теоретических обобщений о них; гумусовая теория питания растений (Тэер, 1752—1828), торжество открытия Либиха (1803—1873) об использовании растениями солей почвы; начало дискуссии о происхождении чернозема; первые почвенные и агрогеологические карты; геологическое почвоведение в Германии и других странах. Учение о плодородии почв и его трактовка К. Марксом и Ф. Энгельсом (конец XVIII—середина XIX вв.);

8 — создание теоретического почвоведения, доказательство важнейших его концепций: почва — самостоятельное тело природы, плодородие — ее определяющее качество; учение о почвенных типах, их генезисе и эволюции; классификация почв; почва и ландшафт; законы зональности почв (В. В. Докучаев, 1846—1903; Н. М. Сибирцев, 1866—1900; П. А. Костычев, 1845—1895; В. Р. Вильямс, 1863—1939);

9 — завоевание докучаевским почвоведением лидирующего положения в мире, дифференциация почвоведения на ряд дочерних дисциплин (география почв, физика почв, химия почв и др.); первые мировые почвенные карты (К. Д. Глинка, 1868—1927; Л. И. Прасолов, 1875—1954); учение о поглотительной способности почв (Гедройц, 1872—1932); перестройка агрономического почвоведения на новых теоретических основах (Рассел, 1872—1965; Митчерлих, 1874—1956; А. Н. Соколовский, 1884—1959);

10 — современный период: использование новейших методов, моделирование почвенных процессов; разработка капитальных методов мелиорации и охраны почв; изучение почвенных ресурсов мира с целью решения продовольственных проблем.

Основываясь на достижениях науки о почве на всех этапах ее становления, рассмотрение программных вопросов в данном учебном пособии ведется с позиций современных представлений о генезисе, свойствах и путях повышения плодородия почв — объектов сельскохозяйственных мелиораций.

Как самостоятельное естественноисторическое тело природы почва возникла в результате воздействия на горные породы (преимущественно осадочные четвертичного периода) живых и мертвых организмов и природных вод в различных условиях климата и рельефа в гравитационном поле Земли.

В отличие от горной осадочной породы, состоящей из слоев, почва включает слагающие ее профиль генетические горизонты с особыми у каждого из них морфологией, химическим составом, физическими и биологическими свойствами. Ей присущ специфич-

ный характер процессов превращения и перемещения веществ — продуктов почвообразования и энергии. Отличительное свойство почвы — плодородие, т. е. способность обеспечивать возделываемые растения земными факторами и условиями жизни. Использование почвы в качестве средства производства в сельском хозяйстве обуславливает изменение ее состава, свойств и режимов.

Сложность почвы как объекта исследования и использования заключается в том, что она является многофазной системой и включает совокупность входящих в ее состав материальных комплексов: твердой, жидкой, газовой и живой фаз.

Твердая фаза почвы, в свою очередь, неоднородна. Она представлена минеральной и органической частями, образовавшимися от двух начал природы — минерального и органического, т. е. живого. Частицы, слагающие твердую фазу почвы, по размерам различны, поэтому почва не только многофазная, но также и полидисперсная система.

Изучение путей происхождения фаз почвы, их характеристик — важное и обязательное условие правильного понимания ее свойств, в том числе как объекта мелиорации и сельскохозяйственного использования.

Глава 1. ТВЕРДАЯ ФАЗА ПОЧВЫ

Минеральная часть твердой фазы почвы образовалась из горных пород и породообразующих минералов, разрушение (выветривание) которых происходило и происходит в настоящее время под влиянием различных агентов (факторов): температуры, воды, ветра, минеральных и органических кислот, живых организмов.

1.1. Происхождение и состав минеральной части твердой фазы почвы

Из курса геологии известно, что горные породы, слагающие фундамент Земли, ее «кору», по происхождению подразделяются на три группы — магматические, осадочные и метаморфические.

По содержанию SiO_2 магматические породы бывают: кислые (75...65% SiO_2), средние (65...52%), основные (52...45%) и ультраосновные ($\text{SiO}_2 < 45\%$).

Большинство почв образовалось на осадочных породах, появившихся на земной поверхности в результате выветривания (разрушения) и переотложения продуктов выветривания магматических и метаморфических пород или из отложений остатков различных организмов. Их состав и свойства во многом зависят от состава и свойств горных пород.

Метаморфические породы образуются из осадочных и магматических в глубоких слоях земной коры под воздействием вы-

соких температур и большого давления. К ним относятся гнейсы, различные сланцы (глинистые, слюдяные, кремнистые) и мраморы, образующиеся из известняков.

Осадочные породы делят на три группы: 1) обломочные; 2) глинистые; 3) породы химического и органогенного происхождения.

Обломочные, или кластические породы, — продукты физического разрушения различных, в первую очередь магматических.

Глинистые породы (пелиты) — это группа осадочных пород, состоящая преимущественно (до 75%) из частиц диаметром до 0,01 мм, причем преобладают частицы, диаметр которых меньше 0,001 мм.

Среди осадочных пород химического и органического происхождения выделяют: карбонатные, кремнистые (диатомиты, трепелы, опоки и кремневые конкреции), серно-кислые и галлоидные (гипс, каменная соль и др.), железистые, фосфоритные и каустобиолиты — органогенные горючие породы (торф, угли, нефть и др.). Из осадочных пород в формировании почвообразующих пород важную роль играют карбонатные отложения (известняки, мергели, доломиты и мел).

Магматические и метаморфические породы, составляя более 95% литосферы (твёрдой поверхности земли), имеют, однако, ограниченное распространение в качестве почвообразующих пород и служат ими главным образом в горных областях.

1.2. Выветривание горных пород

Выветривание горных пород — сложный процесс их измельчения и изменения химического состава под влиянием колебаний температуры, расклинивающего действия попавшей в образовавшиеся трещины задерживающей воды (льда), химического взаимодействия составных частей пород — минералов — с углекислотой, водой и образование при этом новых вторичных (в том числе глинистых) минералов, водорастворимых солей, свободного кремнезема и других соединений.

В зависимости от преобладания тех или иных факторов в разных климатических зонах различают три типа выветривания: физическое, химическое и биологическое.

1.2.1. Физическое выветривание горных пород и минералов и его факторы

Физическое выветривание — это механическое раздробление горных пород и минералов без изменения их химического состава. Основные факторы физического выветривания, вызывающие разрушение (крошение) магматических пород и их измельчение, — колебание температуры, обуславливающее нагревание и охлаждение пород и минералов, расклинивающее действие воды и кристаллов солей, действие морских волн (в прибрежной зоне), движение воды, ветра и ледников.

Горные породы состоят из минералов. Например, гранит включает кварц, слюды и полевые шпаты. Разные минералы обладают неодинаковыми коэффициентами объемного расширения или уменьшения объема при попеременном их нагревании—охлаждении. От этого породы растрескиваются и превращаются в обломки — рухляк выветривания.

Переход воды из жидкого в твердое состояние при замерзании сопровождается увеличением ее объема (до $1/10$ начального). В результате вода, попавшая в трещины, оказывает давление на



Рис. 1.1 Ледниковый рельеф.

стенки трещин (до $15,1 \cdot 10^7 \dots 19,6 \cdot 10^7$ Па) и тем самым создает сильное расклинивающее действие. К образовавшемуся в трещинах льду, согласно известным законам, поступает жидкая вода. Кристаллы льда увеличиваются и усиливают расклинивающее действие. Подобное действие оказывают также соли, выкристаллизовавшиеся из растворов в трещинах. Так, ангидрид (CaSO_4), присоединяя воду, увеличивает объем на 33%.

Продукты выветривания горных пород и минералов, как правило, не остаются на месте и перемещаются на различные расстояния (ледниками, водой и ветром).

В горных областях выше снеговой линии в процессе формирования ледника лед под действием нарастающего давления приобретает пластичность и начинает двигаться по склону местности, унося с собой образовавшийся в результате физического выветривания измельченный материал, истирая и измельчая его в пути. В процессе переноса продуктов выветривания ледник их не сорти-

рует. После отступления ледников поверхность Земли покрывалась (и покрывается сейчас) своеобразным несортированным материалом (мореной). При этом формируется также ледниковый рельеф (озы, друмлины, камы) (рис. 1.1).

В жидком состоянии вода с водоразделов по склонам движется в понижения рельефа и уносит с собой различные по массе и размерам частицы — продукты выветривания. Ее несущая (транспортирующая) способность выражается известным уравнением механики mv^2 , т. е. зависит от массы движущейся воды и ее скорости. В отличие от льда вода в жидком состоянии сортирует продукты переноса: с уменьшением скорости крупные частицы (камни, песок) оседают на дно потока, мелкие (илистые) уносятся дальше и выпадают из воды при почти полной потере скорости ее движения.

Как и вода, ветер тоже частично разрушает и транспортирует продукты выветривания. Отлагаемый ветром на поверхности земли материал (песок, пыль, глинистые частицы) называют эоловыми отложениями (от древнегреч. эол — бог ветров). Механическое действие ветра на поверхность скал или почв также приводит к частичному разрушению последних (абразии, эрозии).

Из перемещаемых ветром и водой песков образуются дюны, барханы, арены приморских пляжей, песчаные отложения речных террас. Частицы мелкой пыли и ила могут переноситься на большие расстояния и оседать в местах, далеких от мест их образования. В местах осаждения они образуют так называемые лессовые отложения, мощность которых иногда достигает 300 м и более.

В отличие от исходных горных пород продукты их физического выветривания способны пропускать сквозь себя воду и частично удерживать ее.

1.2.2. Химическое выветривание горных пород и их минералов

При изучении данного вопроса полезными станут сведения, полученные в курсе химии, в частности, о реакциях между соединениями.

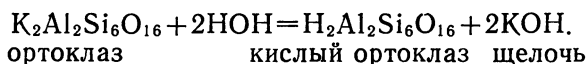
Химическое выветривание — это различные изменения химического состава горных пород и минералов. Они происходят при взаимодействии пород и минералов с водой, углекислотой, кислотом или растворенными в воде минеральными и органическими соединениями. Последние являются продуктами жизнедеятельности бактерий, грибов, водорослей. Интенсивность и направление процессов химического выветривания зависят от влажности (осадков) и температурных условий.

В процессе химического выветривания пород и породообразующих минералов происходит высвобождение щелочных элементов, в первую очередь натрия и частично калия, которые с другими элементами (Ca, Mg) вовлекаются водой в большой геологический круговорот между сушей и морем.

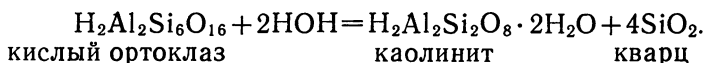
Химическое выветривание протекает в результате следующих процессов и реакций:

Растворение и гидролиз. Большинство минералов труднорастворимы в воде (например, карбонаты, сульфаты кальция). Однако при растворении в воде даже силикатов и алюмосиликатов, кроме их электролитной диссоциации (растворения), наблюдается так называемое гидролитическое действие воды на эти минералы, при котором ионы водорода замещают катионы в гидролизующихся соединениях.

Примером гидролиза может служить процесс каолинизации (образования каолинита — глинистого минерала) из полевого шпата (ортоклаза) — составной части гранита в гумидном (влажном) климате умеренной зоны земного шара:

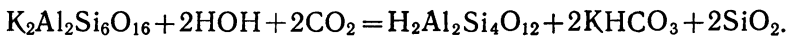


Дальнейшее взаимодействие кислого ортоклаза с водой приводит к образованию каолинита и выделению свободной кремнекислоты:



Кремнекислота, кварц — основная составная часть песчаных частиц почвы и почвообразующих пород.

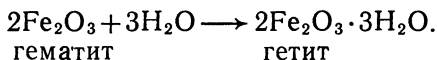
В жарком тропическом климате химическое выветривание алюмосиликатов идет по типу десиликатизации, когда из ортоклаза образуется пироксилит, бикарбонат калия и кремнекислота:



ортоклаз пироксилит

Пироксилит $\text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}$ переходит далее в минерал диаспор и свободную кремнекислоту $\text{Al}_2\text{O}_3(\text{OH})_3 + 4\text{SiO}_2$.

Если минерал содержит железо, гематит, то в процессе гидратации он превращается в гетит:

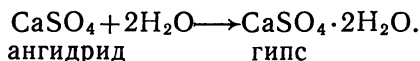


Гетит — красно-бурый минерал, придающий осадочным породам и образующимся на них ферралитным (латеритным) почвам в тропическом климате красно-бурую окраску.

Гидратация (обводнение). Образующаяся из минералов гетита и лепидокрокита порода — лимонит — может накапливаться в дренажных трубках, вызывать их закупоривание и, как следствие, — иногда полное прекращение действия дренажных труб в мелиорируемых почвах.

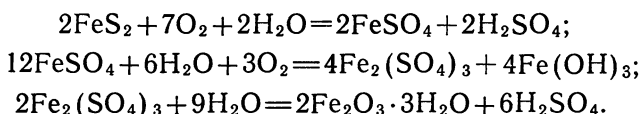
Молекулы воды как диполи обладают свойством проникновения в кристаллическую решетку минералов, особенно по ее гра-

ням и ребрам. В результате этого меняются свойства последних или даже возникают новые минералы. Так образуется из ангидрида гипс:



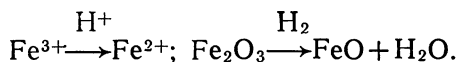
Гипс — ценное кальцийсодержащее соединение, употребляемое при химической мелиорации солонцовых почв.

Окисление. Процесс окисления наблюдается в породах и почвах по всей зоне аэрации — глубине проникновения в них воздуха. Кислород диффундирует в почвенный воздух и почвенные растворы и, вступая во взаимодействие с твердой фазой почвы, окисляет ее составные части. Например, пирит (FeS_2), образовавшийся в болотных почвах после их осушения, взаимодействуя с кислородом и водой, превращается в сернокислородное железо, серную кислоту и другие соединения железа:



В таких случаях серная кислота может сильно подкислять почву после ее осушения. Окисленные соединения железа придают породам и почвам окраску желтую, бурую или красных тонов.

Восстановление. Происходит при участии населяющих породы и почвы микроорганизмов. В результате этого процесса некоторые химические элементы, входящие в состав соединений, образующих твердую фазу почвы, приобретают меньшую степень окисления:



Для растений восстановленные формы элементов токсичны.

Карбонатизация. Процесс, связанный с образованием в почвах и породах карбонатов или бикарбонатов. Различные катионы, соединяясь с уголекислотой, образуют карбонаты. Избыток CO_2 , действуя на карбонаты, переводит их в бикарбонаты, растворимость которых многократно превосходит растворимость карбонатов:



В определенных условиях бикарбонаты могут разлагаться и переходить в нерастворимые карбонаты, образуя при этом карбонатные конкреции в почве:



Поглощение (сорбция). Глинистые минералы вследствие наличия на их поверхности частиц неуккомпенсированной энергии могут поглощать и удерживать молекулы газов и другие мик-

рочастицы с противоположным знаком заряда. Сущность и значение этих процессов в почвообразовании и практике регулирования плодородия почв подробно рассматривается в разделе о поглощительной способности почв.

Таким образом, в результате химического выветривания изменяется физическое состояние и химический состав минералов. Породы, обогащенные новыми (вторичными) минералами, приобретает связность, влагоемкость, поглощительную способность по отношению к воде, газам (воздуху), ионам.

1.2.3. Биологическое выветривание

Все живые организмы, корневые системы высших растений выделяют в окружающую среду (почву, породу) органические кислоты и углекислоту, оказывающие на составные части твердой фазы почвы растворяющее, разрушающее и преобразующее действие. Классическим в этом отношении является действие выделений ризоидов мхов и лишайников на субстрат (место их прикрепления) — горные породы, скалы.

Биологическое выветривание проявляется и в разрушающем (расклинивающем) действии корней высших растений, «ищущих» ходов и проникающих в трещины породы (почвы). Корни некоторых растений оказывают давление на стенки трещин, равное $12,8 \times 10^5 \dots 14,7 \cdot 10^5$ Па.

Роль землеройных животных в процессах выветривания сводится в основном к рыхлению, перемещению и перемешиванию рыхлых пород и почв в пространстве.

Из отмирающих остатков организмов (растительных и животных) образуется гумус. Превращение растительных остатков и гумуса сопровождается выделением углекислоты, органических кислот, образованием органоминеральных соединений, которые существенно влияют на интенсивность и направление процессов выветривания горных пород и минералов.

1.2.4. Первичные и вторичные (глинистые) минералы

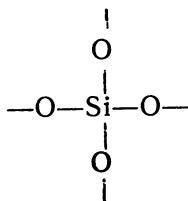
Первичные минералы. Наиболее распространенные первичные минералы в породах и почвах — полевые шпаты, кварц, амфиболы, пироксены и слюды, о чем свидетельствуют данные по среднему минералогическому составу магматических пород (по Ф. У. Қларку):

Минералы	Содержание, %
Полевые шпаты $\text{Na} \rightarrow \text{K}-\text{Ca} \rightarrow (\text{AlSi}_{2-3}\text{O}_8)$	52,5
Кварц SiO_2	12,0
Амфиболы и пироксены $(\text{Si}_4\text{O}_{10})^{-6}; \text{Mg} \rightarrow \text{Fe}(\text{Si}_2\text{O}_6)$	6,8
Слюды	3,8
Прочие	7,9

Это минералы со структурой ионного типа, образованные противоположно заряженными ионами. Ионы в кристаллах минера-

лов расположены в виде геометрически правильной пространственной кристаллической решетки.

Главный элемент структуры самых распространенных в почве кислородных соединений кремния — кислородный тетраэдр $(\text{SiO}_4)^{4-}$, в вершинах которого располагаются четыре иона кислорода, а в центре — ион кремния:



Кремнекислородный тетраэдр имеет свободные валентные связи, которые могут быть компенсированы присоединением ионов

или, что очень важно, соединением с другими кремнекислородными тетраэдрами.

Если кремнекислородные тетраэдры соединяются между собой через кислородные ионы, они могут образовывать различные типы или сочетания структуры: цепочные, островные, ленточные, слоистые, каркасные (рис. 1, 2.).

Цепочная структура характерна для первичных минералов пироксеновой группы, сдвоенные цепочки или ленты — для амфиболов и др.

В каркасных структурах ион кремния (Si^{4+}) может быть замещен ионом алюминия (Al^{3+}) с образованием комплексной алюмокремниевой группы, которая лежит в основе структурного строения полевых шпатов. Свободная валентность при этом (Si^{4+} замещается Al^{3+}) может компенсироваться другими ионами.

При компенсации свободной валентности калием формула соответствует ортоклазу, натрием — альбиту, кальцием — плагиоклазам.

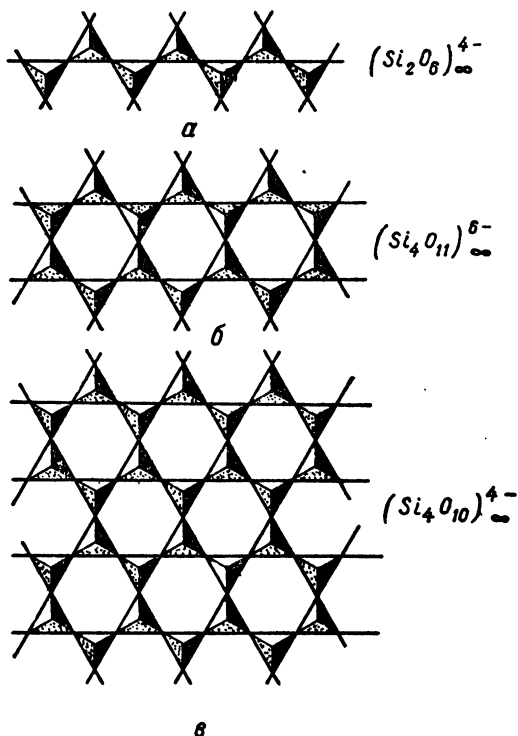


Рис. 1.2. Кремнекислородные радикалы:
а — цепные; б — ленточные; в — листовые.

Ион алюминия, в свою очередь, может частично замещаться кислородом и тогда образуются алюмо-кислородно-гидроксильные структуры, характерные уже для вторичных минералов.

Вторичные минералы. Это минералы, образованные в процессе химического выветривания первичных. От исходных они отличаются химическим составом и, что самое главное, находятся в тонкораспыленном состоянии. Вторичные минералы — основная составная часть глинистой тонкодисперсной фракции почвы, вследствие чего их называют также глинистыми.

В почвах содержатся такие группы вторичных минералов: кремнезема (опал, халцедон, кварц); алюмо- и феррисиликатов (каолинит, галлуазит, монтмориллонит, нонтронит); гидроокиси алюминия (гидраргиллит, диаспор); гидроокиси железа (лимонит, гетит, гидрогетит, турьвит); двуокиси марганца (вад, псиломелан, пиролюзит); минералы простых солей (карбонаты, сульфаты, хлориды и др.). Наиболее распространенными в почвах глинистыми минералами являются монтмориллонит, каолинит, гидрослюда.

Минералы каолинит и монтмориллонит — главнейшая составная часть глин, минеральной части твердой фазы почвы. При этом каолинит преобладает в кислых подзолистых почвах таежной зоны, а монтмориллонит — в черноземных, каштановых и солонцовых почвах лесостепной и степной зон.

Благодаря структурному строению вторичных (глинистых) минералов твердой фазы почвы, их слоистости и высокой степени дисперсности почва приобретает такие свойства, как способность удерживать воду, поглощать (удерживать) частицы противоположного знака заряда.

1.2.5. Интенсивность и характер выветривания в различных климатических зонах

Рассмотренные типы выветривания горных пород и слагающих их минералов по-разному проявляются при разрушении пород и минералов в зависимости от климатических условий, что достаточно полно описано в литературе (Б. Б. Полюнов (1934), В. А. Ковда).

В арктическом (холодном) климате преобладает физическое разрушение пород и минералов, а также под действием воды (льда).

В умеренно влажном (гумидном) климате наблюдается физическое, химическое и биологическое выветривание с преобладанием химико-биологического воздействия. В условиях промывного водного режима продукты выветривания интенсивно вымываются, в результате чего остающиеся на месте сильно выщелочены (содержат мало легкорастворимых солей) и состоят в основном из труднорастворимых соединений.

В умеренно континентальном климате направление выветривания близко к характеру этих процессов во влажном климате, однако выщелачивающее действие воды здесь значительно слабее, и в

продуктах выветривания накапливается большое количество карбонатов кальция и магния. В условиях сухого полупустынного климата преобладает физическое выветривание, при котором могут накапливаться легкорастворимые соли и гипс.

В жарком (тропическом и субтропическом) климате доминируют процессы химического выветривания с резким преобладанием свободной кремнекислоты. Возникающие при этом плотные горизонты, обогащенные и сцементированные железом, иногда марганцем (пласты породы — латерита), как и рыхлые продукты тропического выветривания, богаты вторичными кислородными минералами.

1.3. Почвообразующие породы

Почвообразующими, или материнскими, породами называют поверхностные горизонты выветренных горных пород, из которых образуются почвы.

По генезису почвообразующие породы разделяют на следующие основные группы (отложения): элювиальные, делювиальные, пролювиальные, аллювиальные, озерные, ледниковые, эоловые, морские.

Элювиальными (от лат. *eluo* — вымываю) породами, или элювием, называют продукты выветривания исходных горных пород, залегающие на местах образования. Элювиальные породы наиболее развиты на плоских водораздельных пространствах, там, где денудационные процессы не наблюдаются или сильно ослаблены. На склонах элювий либо отсутствует, либо крайне слабо развит. Характерные признаки элювия — тесная генетическая связь продуктов выветривания с исходной породой и постепенность перехода к ней при наблюдении на вертикальном разрезе.

Делювиальными (от лат. *deluo* — смываю) отложениями, или делювием, называют наносы, образующиеся на нижних частях склонов в результате смыывания дождевыми и снеговыми водами продуктов разрушения пород с верхних частей склонов и частично водоразделов. Признак делювиальных отложений — слоистость и некоторая сортированность слагающих его механических частиц: более крупные оседают выше по склону, мелкие — у подножья склона. Однако может встречаться делювий неслоистый и несортированный.

Во всех случаях делювий более мелкозернистый, чем исходная порода.

Пролувиальными (от лат. *proluo* — сношу), или пролювием, называют отложения, образуемые временными селевыми потоками. Сформировавшись в горных областях, где селевые потоки большой силы, они вместе с мелкоземом сносят значительное количество несортированного крупнообломочного материала и отлагают его у подножий гор, в межгорных долинах, в устьях речных долин и овражно-балочных систем, образуя характерные «конусы» или «веера» выносов.

Делювиальные и пролювиальные отложения широко распространены в горных и предгорных областях, в районах с мелкосопочным рельефом (Казахский мелкосопочник и др.) и служат материнской породой для различных почв.

Аллювиальные (от лат. *alluvio* — намываю) отложения представляют собой осадки от проточных вод или пойменные наносы, отлагаемые при разливе рек. К аллювиальным также относят донные отложения проточных озер и дельтовые отложения рек.

Все разновидности аллювия различного механического состава отличаются заметной, часто хорошей сортировкой материала по крупности частиц. Нередко среди этих отложений встречаются линзы торфа, включения остатков растительных и животных организмов, пресноводных и наземных моллюсков, иногда кости позвоночных. Аллювиальные отложения отличаются горизонтальной или ко-сой слоистостью, связанной с периодичностью отложения наносов. В толще аллювия обычно наблюдаются ржаво-охристые, коричневые, сизые и другие прожилки либо целые прослойки оглеенных или оруденелых горизонтов.

Различают несколько типов аллювия: русловый, пойменный, старичный. Они проявляются по-разному в зависимости от гидрологического характера водного потока. В реках равнинных территорий развиты все типы аллювия, в горных реках — русловый аллювий.

Аллювиальные наносы служат материнской породой для различных пойменных почв, обычно обладающих высоким плодородием.

Озерные отложения заполняют понижения древнего рельефа и отличаются тяжелым механическим составом и большим содержанием илистой фракции. Обычно они имеют горизонтальную или слегка волнистую тонкую пластинчатую слоистость. В озерных отложениях постоянно наблюдаются органогенные прослойки (линзы сапропелита и торфа). В некоторых озерах осадки бывают засоленными, оглееными и т. д. Характер озерных образований тесно связан с физико-географическими условиями зоны, в которой расположены озера.

Ледниковые отложения представлены моренами, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми осадками.

Моренами называют отложения рыхлого обломочного материала, перенесенные движущимся ледником и оставшиеся на поверхности земли после его таяния. Морены отличаются неоднородным составом и включают смесь глинистых частиц, песка, гравия, щебня и валунов различного размера.

Морена, как правило, образовалась из кислых (по содержанию SiO_2) горных пород и является бескарбонатной породой.

Окраска морены зависит от коренных пород и типа их выветривания и почвообразования. Для таежно-лесной зоны характерна красно-бурая и желто-бурая окраска, в лесостепной зоне она становится буро-желтой с заметными белесыми пятнами и других цветов в зависимости от состава местных пород. В качестве

почвообразующей породы преобладает в таежно-лесной зоне европейской части СССР.

Водно-ледниковые, или флювиогляциальные, наносы отлагались и отлагаются в краевой зоне бывших ледников из текущих ледниковых вод. Состав их различен (чаще песчаный) и зависит от состава морены и условий отложения. Вертикальный профиль этих отложений характеризуется косой, или диагональной, слоистостью (двучленные или многочленные наносы).

Озерно-ледниковые отложения представлены ленточными глинами и супесями. Они образовались в приледниковых озерах, заполнявших плоские, часто весьма обширные понижения рельефа. Их отличает горизонтальная слоистость с ритмическим чередованием тонких и более мощных глинистых прослоев.

Эоловыми породами называют наносы, образовавшиеся вследствие отложения частиц, принесенных ветром. В песчаных эоловых отложениях преобладают хорошо отсортированные частицы размером 0,05...0,25 мм. Встречаются и слабо отсортированные пески, характеризующиеся неоднородным механическим составом, содержащие до 8...10% частиц крупнее 0,25 мм. Минералогический состав отсортированных песков однороден на больших пространствах: в них преобладает кварц. Минералы, неустойчивые к дроблению и истиранию, представлены в небольшом количестве. Эоловые пески слагают особые формы рельефа (дюны, барханы, бугры).

Наиболее характерная почвообразующая порода эолового происхождения — лесс. Это карбонатная, пористая, просадочная порода, распространенная в степной и лесостепной зонах СССР. Благодаря хорошо выраженной пористости и карбонатности лесс после увлажнения склонен к уменьшению объема — проседанию. Лесс является наиболее ценной почвообразующей породой и на территории нашей страны выступает обширной протянувшейся с запада на восток полосой в лесостепной и степной зонах, на которой сформировались черноземные и каштановые почвы.

Морские четвертичные отложения характеризуются ясной горизонтальной слоистостью и хорошей послойной отсортированностью. Механический состав их разнообразен, что связано с условиями отложения в воде. Морские отложения отличаются сильным засолением (например, «шоколадные глины» отложения Хвалынской трансгрессии Каспийского моря). Они встречаются по побережью Северного Ледовитого океана, в юго-восточных областях СССР (окрестности Аральского и Каспийского морей); местами выходят на поверхность и на них образуются засоленные почвы.

Большое распространение и важное значение в качестве почвообразующих пород имеют покровные суглинки и глины, а также лессы и лессовидные породы.

Покровные суглинки широко распространены в зоне ледниковых отложений, покрывая морену на водоразделах слоем мощностью в несколько метров. Они не содержат валунов, не слоисты.

Почвообразующие породы оказывают большое решающее влияние на формирование состава и свойств почв, их водно-воздушного режима. Последний в значительной мере зависит от сложения почвообразующей породы, ее однородности или слоистости, что необходимо учитывать при проектировании и осуществлении мелиоративных мероприятий.

1.4. Происхождение и состав органической части твердой фазы почвы

Источниками органических веществ твердой фазы почвы являются отмершие растительные и животные остатки, продукты жизнедеятельности почвенных микроорганизмов и животных, выделения корневых систем.

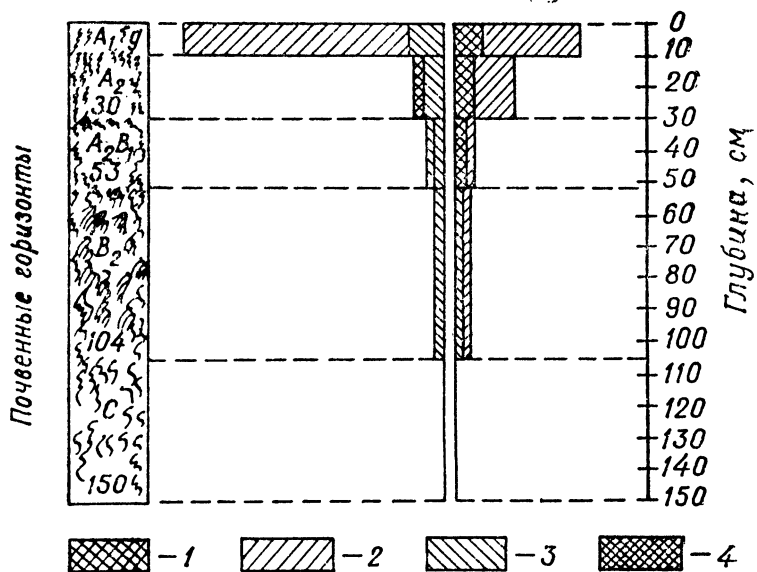
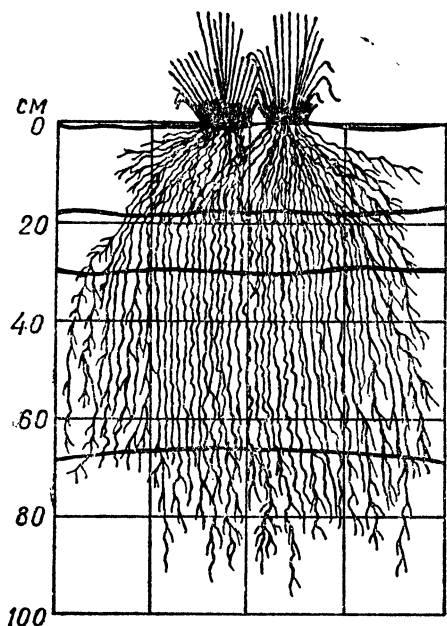


Рис. 1.3. Распределение корней ели и сосны (г/м²) по генетическим горизонтам дерново-сильнопodzolistой почвы в 27-летней елово-сосновой культуре. Пушкинский лесхоз Московской обл. (по И. Н. Рахтеенко):

1 — крупные корни ели; 2 — крупные корни сосны; 3 — мелкие корни ели; 4 — мелкие корни сосны.

В лесах, целинной степи и на некошенных лугах основная масса надземной части растений скапливается у поверхности почвы (рис. 1.3). На обрабатываемых угодьях они частично попадают в почву в виде пожнивных остатков. Так как надземную часть растений ежегодно собирают и увозят с полей в виде урожая, то здесь основной источник органического вещества — корневые остатки растений (рис. 1.4). Данные о количестве надземных и оста-



1.1. Количество растительных остатков, т/га

Почва и тип растительности	Наземная часть	Корни
Луговая степь, черноземы	7	25
Клевер, дерново-подзолистая почва	6	6—7
Хвойный лес	4—7	Данных нет
Однолетние культурные растения	4—6	3—4
Поливная люцерна на сероземе	—	12
Пустынная степь серозем	1	15

Рис. 1.4. Корневая система белоуса (*Nardus stricta*) на торфяно-подзолисто-глеевой почве влажного луга. Довбышский район Житомирской обл. УССР (по М. С. Шалыту).

ющихся в почве органических остатков разных типов растительности на различных почвах приведены в табл. 1.1.

1.4.1. Источники, условия, процессы и продукты превращения растительных остатков в почвах

Попавшие в почву исходные растительные остатки — гумусообразователи — содержат много воды (75...90%). Их сухое вещество состоит из углеводов, белков, соединений типа лигнина, липидов, воска, смол, дубильных и других веществ. Примерное содержание этих соединений в исходных гумусообразователях приведено в табл. 1.2.

Растительные подземные и надземные (после запахивания) остатки в почве в зависимости от их состава, степени увлажнения, температуры почвы могут претерпевать различные изменения.

В аэробных условиях они почти полностью минерализуются, образуя при этом окисленные продукты: CO_2 , H_2O , анионы SO_4^{2-} , PO_4^{2-} , NO_3^- и др.

При недостатке кислорода в почве растительные остатки подвергаются гниению. В анаэробных условиях при разложении растительных остатков кроме CO_2 и H_2O выделяются также метан (CH_4), сероводород (H_2S), аммиак (NH_3), фосфоний (PH_3) и другие восстановленные соединения. При резко выраженном анаэробно-биозисе, например на дне водоемов и в болотных почвах, происходит консервация растительных остатков, их частичное «обугли-

вание» (дегидрация) и превращение в торф. Трудно поддаются разложению воски, смолы, дубильные вещества.

Однако не эти продукты минерализации или консервации органических остатков являются характерными для органического вещества твердой фазы нормальных почв. В его составе преобла-

1.2. Состав высших и низших растений (в % к сухому веществу)

Органич.	Зола	Белковые вещества	Целлюлоза	Лигнины	Липиды, дубильные вещества
Многолетние травы:					
злаковые	5—10	5—12	25—40	15—20	2—10
бобовые	5—10	10—20	25—30	15—20	2—10
Хвойные:					
древесина	0,1—1	0,5—1	45—50	25—30	2—12
хвоя	2—5	3—8	15—20	20—30	15—20
Лиственные:					
древесина	0,1—1	0,5—1	40—50	20—30	5—15
листья	3—8	4—10	15—25	20—30	5—15
Мхи	3—10	5—10	15—25	--	5—10
Лишайники	2—6	3—5	5—10	8—10	1—3
Водоросли	20—30	10—15	5—10	0	1—3
Бактерии	2—10	40—70	Нет	0	1—40

дает специфический вид органического вещества — гумус. Образуется он в результате разложения и синтеза органических веществ в почве при участии, как и в процессах минерализации, специфических групп почвенных микроорганизмов (рис. 1.5).

Ученые-исследователи П. А. Костычев, И. В. Тюрин, М. М. Кононова изучали пути образования гумуса из растительных остатков, его элементарный и групповой составы и установили, что гумус состоит из специфических гуминовых, ульминовых и фульвокислот и их солей с металлами (гуматов, фульватов, ульматов), битумов.

Как и органическая часть растительных остатков, гумус включает те же органогенные элементы: углерод, водород, кислород и азот. И хотя известны химические формулы состава органических кислот — гуминовой, ульминовой, креновой и др., процентное содержание органогенных элементов в них свидетельствует о непостоянном химическом составе гумуса, так как в природе существует не один, а множество гумусов, в зависимости от исходного материала, стадии и условий их образования (А. Н. Соколовский, Н. К. Крупский, Н. И. Лактионов). Бесспорно одно, что по элементарному составу гумус сложнее растительных остатков, из которых он образуется (табл. 1.3). Следовательно, он является не только продуктом разложения, но и вторичного синтеза органических веществ.

Из табл. 1.3 видно, что по содержанию углерода гуминовая кислота, например, занимает промежуточное положение между исходными растениями и торфом. Водорода и кислорода гумус содержит меньше, чем исходные гумусообразователи.

При этом необходимо подчеркнуть, что процессы разложения органических остатков и вторичного синтеза осуществляются в почве как при участии микроорганизмов, так и химически, т. е. за счет полимеризации, конденсации и дегидратации соединений, участвующих в гумусообразовании. Гумус — стойкая форма существо-

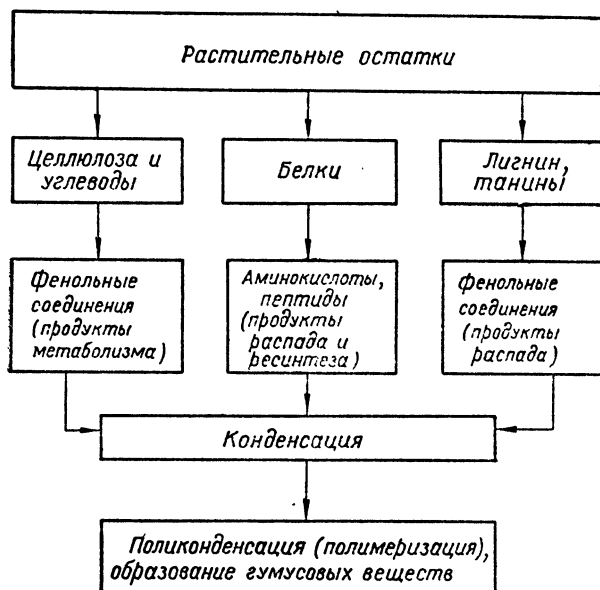


Рис. 1.5. Основные пути образования гумусовых веществ почвы (по М. М. Кононовой, 1967)

вания органического вещества в почве. Его минерализация происходит в основном при участии микроорганизмов.

Как видно из схемы, представленной на рис. 1.5., образование гумуса из растительных остатков происходит как путем распада на составляющие их углеводы, белки, фенолы, так и образования

1.3. Элементарный состав растительных остатков различной степени разложения % (П. С. Коссович, по А. Н. Соколовскому)

Элемент	Целлюлоза	Древесина дуба				Гуминовая кислота	Торф			Уголь		
		свежая	разложив- шаяся		бурый поверхностный		Черный		лигнит-бурый уголь	битуминозный	Антрацит	
			светло-ко- ричневая	темно-ко- ричневая			с глубины 2,1 м	с глубины 4,2 м				
Углерод	49,4	50,6	53,6	56,2	56,1—59,0	57,8	62,0	64,1	69,5	84,2	94,8	
Водород	6,2	6,0	5,2	4,9	4,4—5,3	5,4	5,2	5,0	5,9	5,8	2,6	
Кислород	41,4	42,1	—	—	32,5—36,0	36,0	30,7	26,8	24,0	8,8	—	
Азот	—	1,3	41,2	38,9	2,8—6,1	0,8	2,1	4,1	0,6	1,2	2,6	

продуктов ресинтеза, конденсации и полимеризации. Молекулярно растворимые органические вещества (танины, дубильные соединения) вместе с водой пропитывают почвенную толщу и после окисления окрашивают в темные тона.

Гумус образуется при поочередной смене аэробных и анаэробных условий разложения растительных остатков в почве. Продук-

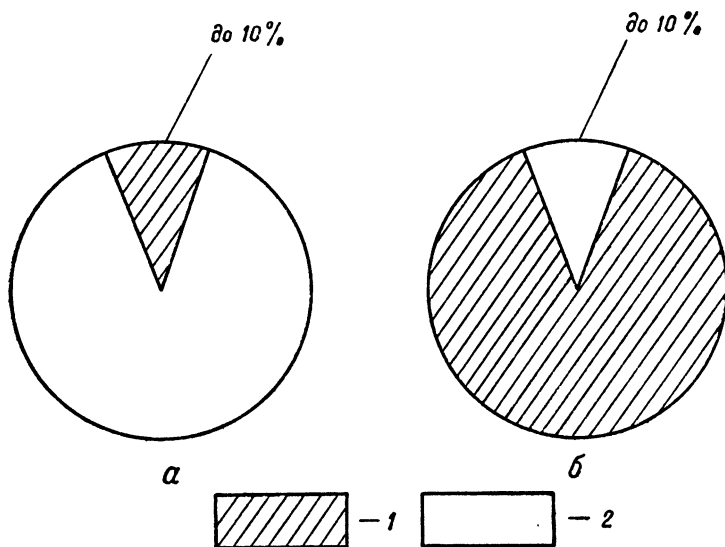


Рис. 1.6. Циклограмма соотношения органической (1) и минеральной (2) частей в почвах:
а — минеральных; б — органогенных.

ты анаэробного разложения (анаэробный гумус) молекулярно растворимы, подвижны, пропитывают почвенную толщу, как и продукты гидролиза (выщелачивания). С наступлением аэробных условий, при подсыхании почвы, молекулярно растворимые соединения (продукты гидролиза и анаэробный гумус) окисляются, становятся более темными, а самое главное — частицы их увеличиваются в размерах, от чего выпадают в осадок, теряя способность перемещаться по профилю почвы, закрепляются в ней.

В условиях избыточного увлажнения в почве, как и при зарастании водоемов, накапливается особая форма органического вещества — торф. Некоторая часть растительных остатков в нем, хотя и подвергалась уже разложению, все же в значительной степени сохранила свое первичное анатомическое строение.

По соотношению органической (в целом, а не только гумуса) и минеральной частей в составе твердой фазы все существующие в природе почвы можно разделить на две группы — минеральные и органогенные (рис. 1.6). В составе твердой фазы первых преобладает минеральная часть (до 90% и более), вторых — органическая (до 90...95 %).

Как будет показано ниже, такое различие твердой фазы этих групп почв обуславливает и особенности их химического состава, физических и водно-физических свойств, а также пути управления водным режимом и агротехникой возделывания сельскохозяйственных культур.

После осушения торфяной залежи или верхней ее части — торфяной почвы, в ней могут активизироваться процессы разложения, гумификации растительных остатков — торфообразователей, что приводит к накоплению аморфного гумуса, по свойствам и составу сходного с гумусом минеральных почв водораздельных незаболоченных территорий. Этими процессами необходимо управлять в соответствии с потребностями возделываемых растений и задачами сохранения почв.

1.4.2. Содержание гумуса в почвах и его роль в почвообразовании и формировании свойств почвы

Содержание гумуса в минеральных почвах колеблется в пределах 1...10 % и более и зависит от почвенно-климатической зоны, почвообразующей породы, на которой образовалась почва, физико-химических свойств почв, а также от длительности их обработки и сельскохозяйственного использования. В табл. 1.4. приведены данные о запасах гумуса и содержащихся в нем углерода и азота (по Н. И. Болотиной).

Общие запасы гумуса (табл. 1.4) возрастают от дерново-подзолистых (100...200 т/га) до черноземных (около 700 т/га) почв, что соответствует наличию 7...35 т/га азота. В органогенных (торфяных) почвах количество органического вещества достигает 500...1500 т и более в метровой толще одного гектара почвы, а азота — от 15...20 до 25...40 т и более.

Богатство органогенных, особенно низинных торфяных, почв азотом позволяет считать их плодородие по этому элементу исключительно высоким, а сам торф — ценным исходным сырьем для приготовления из него органических удобрений — компостов.

Приведенный в табл. 1.4 показатель отношения С к N в гумусе является важным при оценке податливости органического вещества к разложению — минерализации. Чем меньше это соотношение, тем гумус более устойчив и тем дальше в нем зашли процессы полимеризации, конденсации, уплотнения углеродных соединений органического вещества.

В хорошо аэрируемых и водопроницаемых почвах происходит интенсивное разложение органических веществ. В то же время гумус — устойчивая форма органического вещества почвы. Эта стойкость против разрушения связана со структурой гуминовой кислоты, в основе которой лежат замкнутые ароматические группировки, производные фенолов и хинонов, кислород- и азотсодержащие гетероциклы, периферические группы — карбоксильные, спиртовые и др.

1.4. Запасы гумуса, углерода и азота в почвах СССР
(в слое 1 м в тоннах на 1 га)

Тип и подтип почв	Гумус	Углерод	Азот	Отношение C : N	Содержание гумуса в верхнем слое почвы, %
Минеральные					
Среднеподзолистые	94	54	6,4	8,7	3—4
Слабоподзолистые	104	60	7,2	8,1	2—3
Серые лесные	175	100	9,4	10,2	2—3
Темно-серые лесные	296	173	14,0	12,0	4—6
Черноземы выщелоченные	549	318	26,5	12,2	7—8
Черноземы мощные	709	411	35,8	12,2	до 10 и более
Черноземы обыкновенные	426	247	24,0	10,7	7—8
Черноземы южные	312	181	—	—	4,5—5,5
Черноземы предкавказские	391	201	17	8,3	4—6
Темно-каштановые	229	131	—	—	3—4
Каштановые и светло-каштановые	156	90	—	—	1,5—20
Сероземы темные	128	74	11,8	6,3	4—6
Сероземы типичные	83	48	7,5	5,7	1—2
Сероземы светлые	67	39	6,4	5,4	0,5—1,5
Красноземы	282	163	10,5	16,4	4—6
Органогенные	Органич. вещество				Органич. вещество
Торфяники низинные	1500	600—800	20—40	25	75—93
Торфяники верховые	300—600	150—250	5—15	40	50—95
Торфяники переходные	800	300—400	10—25	30	55—80

Умеренное увлажнение приостанавливает разложение и способствует гумификации. В определенных условиях между разложением и накоплением органических веществ в почве наступает равновесное состояние (А. М. Гринченко, О. А. Чесняк, Г. Я. Чесняк, 1968). Значительное влияние на процессы гумификации в почве оказывает наличие в ней кальция.

Роль гумуса в жизни почвы чрезвычайно разнообразна. Он содержит в себе практически весь азот почвы, часть фосфора, серы, железа, меди и другие макро- и микроэлементы питания растений, значение которых еще недостаточно изучено. Содержание гумуса в почве — в определенной степени показатель ее плодородия. Велика роль гумуса и в проявлении поглотительной способности почвы, создании и сохранении ее структуры, а следовательно, в формировании водно-физических, воздушных и тепловых свойств почвы. Гумус изменяет окраску почвы, способствует более сильному нагреванию ее солнечными лучами, но в то же время понижает теплоемкость и теплопроводность. Гумус, связанный с катионами, облада-

ет высокой буферностью, противостоит изменению реакции среды. Он увеличивает связность и влагоемкость легких песчаных почв и делает более рыхлыми и водопроницаемыми тяжелые глинистые.

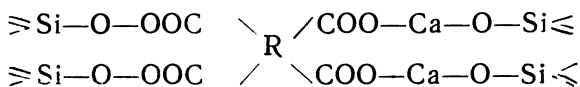
Выполненные с учетом свойств почвы гидротехнические приемы по регулированию ее водно-воздушного режима создают благоприятные условия для гумусообразования.

Однако мелиорация почв может по-разному влиять на запасы гумуса. Пересушка почв ведет к минерализации органических веществ почвы, а избыточное увлажнение — к заболачиванию, накоплению неразложившихся органических остатков в почве, связыванию в них элементов питания растений.

1.4.3. Органоминеральные соединения твердой фазы почвы

Образование почвы, ее профиля, формирование структурных отделенностей и генетических горизонтов, закрепление минеральных и органических веществ в ней было бы невозможным без взаимодействия минеральной и органической частей почвы и возникновения при этом органоминеральных соединений.

О формах связи между кристаллической решеткой глинистых минералов с гумусовыми веществами единого мнения нет (В. А. Ковда, 1973). На разных этапах развития учения о химическом составе и структуре органических и минеральных веществ почвы взаимодействие их представляли по-разному: А. Ф. Тюлин (1938) видел его как адсорбцию гуминовых веществ положительно заряженными коллоидными частицами алюминия и железа, Е. Н. Гапон (1933) допускал возможность химической связи, полагая при этом, что взаимодействие гуминовых кислот с минеральной частью осуществляется через катионы:



Если связь происходит через катион кальция, почвенные агрегаты противостоят размывающему действию воды и, наоборот, при замене в данном соединении кальция натрием оно превращается в водорастворимый гумат — силикат натрия.

Л. Н. Александрова (1954, 1958) с соавторами считают, что взаимодействие гумусовых веществ с катионами — обменная реакция между функциональными группами гумусовых веществ и обменными катионами глинистых минералов. Она, как и И. Н. Антипов-Каратаев (1948), придает большое значение полуторным окислам железа, которые также могут быть «мостиком» между гумусовыми веществами и кристаллической решеткой глинистых минералов.

Показано существование в почвах внутрикомплексных соединений органических веществ с железом, алюминием, марганцем, медью — так называемых хелатов (от англ. *chilate* — захватывать,

клешня). Установлена возможность образования органоомтморилонитовых, а принудительным путем — органокаолинитовых комплексов (К. Г. Куковский, 1966).

Перевод органического вещества в органоминеральные соединения (комплексы) очень важен для понимания генезиса и процессов окультуривания почв. Такие комплексы — «резервуар», из которого растения могут постоянно извлекать необходимые им элементы питания. Но для образования максимального количества таких соединений требуются определенные условия.

Основное из них — наличие необходимых количеств органического вещества в минеральных почвах и, наоборот, минеральных веществ в органогенных почвах. Кроме того, нужен хороший контакт между минеральной и органической частями, который приводит к адсорбционному и даже химическому взаимодействию, причем осуществляется он лучше, когда раздробленность (дисперсность) этих веществ находится в интервале коллоидных и близких к ним частиц. Гумусовые вещества имеют такую дисперсность, а при внесении в органогенные (торфяные) почвы минеральных веществ надо стремиться к максимальной тонине их помола.

Второе важное условие, способствующее взаимодействию глинистой и гумусовой частей почвы, — наличие в ней активного кальция или железа. Даже песчаные минеральные частицы могут соединяться с гумусом с помощью ионов кальция и железа. Обработка почвы, активное перемешивание при этом частиц ее твердой фазы увеличивает вероятность их контактирования и взаимодействия.

Глава 2. ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНОМ ПРОЦЕССЕ

Первое научное определение понятия почва было дано основателем науки о почве В. В. Докучаевым. По В. В. Докучаеву, *почва — дневные, или наружные, горизонты горных пород (все равно каких), естественно измененные совместным воздействием воды, воздуха и различного рода организмов: живых и мертвых.* Оно лежит в основе и современных определений почвы.

Образование почвы из материнской (горной) породы происходит под влиянием совместного действия факторов и условий почвообразования: растительности, климата, рельефа местности и, наконец, в результате производственной деятельности человека.

Почвообразование — сложный и многофакторный процесс. После В. В. Докучаева его теорию разрабатывали и продолжают разрабатывать ряд выдающихся отечественных ученых: П. А. Костычев, Н. М. Сибирцев, В. Р. Вильямс, П. С. Коссович, К. Д. Глинка, К. К. Гедройц, Б. Б. Полынов, И. В. Тюрин, А. А. Роде, А. Н. Соколовский, М. М. Годлин, И. П. Герасимов, В. А. Ковда и др. Результаты их работ и последние данные фундаментальных наук, на которых базируется наука о почве, в первую очередь физики, хи-

мии, микробиологии, прикладной математики, гидравлики, гидрологии и других отраслей знаний, позволили существенно расширить и углубить определение почвы, данное В. В. Докучаевым.

Процесс почвообразования с точки зрения марксистско-ленинской материалистической диалектики по сложности и разносторонности — классическое проявление действия законов единства и борьбы противоположностей, перехода количественных изменений в качественные, закона отрицания-отрицания и др. Для лучшего понимания роли отдельных факторов и условий в почвообразовательном процессе необходимо иметь целостное представление о его сущности.

2.1. Общая схема почвообразовательного процесса

Почвы образуются на почвообразующих, преимущественно осадочных породах четвертичного (реже третичного) возраста: моренах (отложениях ледников), лессах и лессовидных породах ветрового (эолового) происхождения, на речных, озерных, морских и других породах.

В отличие от почвы почвообразующие породы не обладают или почти не обладают плодородием — способностью обеспечивать потребности растений в земных факторах их роста и развития. Этим они и отличаются от почвы. Кроме того, порода состоит из слоев, почва же — из генетических горизонтов, составляющих ее профиль.

Превращение горной породы в почву (образование на ней почвы и ее развитие) происходит вследствие двух одновременно протекающих процессов: выветривания (разрушения) почвообразующей породы и почвообразования.

При выветривании монолитная горная порода превращается вначале в рухляк выветривания, а затем в материнскую почвообразующую породу, которая отличается более благоприятными условиями для поселения низших и высших растений и животных организмов.

При этом в материнской породе определенная часть ее минерального состава растворяется, становится доступной для растений и может усваиваться ими. Однако большинство растворенных элементов вместе с поверхностным и грунтовым стоком выносятся в реки, моря и океаны, где откладывается в виде осадочных пород.

Дно Мирового океана в результате тектонических процессов, протекающих в недрах Земли, через определенные геологические периоды может стать снова сушей и вновь подвергнуться выветриванию. Такой круговорот веществ, происходящий между сушей и океаном, является большим, или геологическим, круговоротом веществ. По своей направленности этот круговорот ведет к обеднению верхней части земной коры (пород и почв) элементами зольного питания растений и не может способствовать накоплению в них одного из важнейших элементов питания растений — азота.

Следовательно, одни процессы выветривания (физического дробления и химического превращения пород, составляющих их мине-

ралов) не создают из горной породы почву, они только подготавливают развитие на ней почвообразовательного процесса. Иначе говоря, выветривание — предварительная фаза превращения горной породы в почву. Оно разрушает породу, делает ее рыхлой, водопроницаемой и влагоемкой, создает минеральную часть почвенного тела.

Почва возникает тогда, когда на продуктах выветривания — почвообразующих породах — поселяются живые организмы и начинается синтез и разрушение органического вещества, в результате чего в породе происходит концентрация элементов зольного и органического питания растений. С этого и начинается почвообразовательный процесс.

Почвообразование складывается из многих частных взаимнообусловленных и противоречивых процессов, приводящих к формированию профиля почвы и имеющих биологическую, физическую, химическую и физико-химическую природу. По современным представлениям (А. А. Роде), наиболее важные из них следующие: синтез органического вещества и его разложение, синтез органоминеральных соединений и их разрушение, распад первичных минералов и образование вторичных, аккумуляция органических и минеральных веществ и их вынос, поступление воды в почву и ее испарение, поглощение солнечной энергии почвой и ее излучение и др.

Будущую роль в большинстве этих процессов играет живое и отмершее органическое вещество (биомасса) организмов, главным образом растений (фитомасса). Растения в период своего роста и развития потребляют (аккумулируют) углерод, азот, фосфор, калий и другие химические элементы, которые высвобождаются после отмирания и разложения растительного органического вещества. Это способствует накоплению указанных элементов, а следовательно, созданию плодородия почв.

В результате постоянного синтеза и разложения органического вещества происходит круговорот углерода, азота и зольных элементов в системе почва—растения—почва, который принято называть малым, или биологическим, круговоротом. Он как бы сдерживает большой (геологический) круговорот веществ в природе.

Сбор урожая и вывоз его за пределы поля существенно изменяет естественный биологический круговорот веществ, поскольку с урожаем из почвы отчуждается часть химических элементов, которые в природных условиях накапливаются в верхних ее горизонтах.

2.2. Факторы и условия почвообразования

В. В. Докучаев первый установил функциональную связь между свойствами почв и условиями их образования. Эту связь он представил в виде выражения $P=f(K, O, G, R)T$, где P — почва; K — климат; O — организмы; G — горные породы; R — рельеф; T — время. Решить это выражение трудно даже с помощью совре-

менного математического аппарата, так как его составляющие — сложно взаимосвязанные и взаимозависимые динамические системы. Однако это выражение можно успешно использовать при изучении почвенного покрова земного шара для выявления возможных типов почв на необследованных территориях.

Климат как фактор почвообразования имеет космическое происхождение и его составляющие (температура, осадки) зависят в первую очередь от солнечной радиации и ее распределения по поверхности земного шара. Роль климата в почвообразовании очень велика, о чем свидетельствует зональное размещение почв, как и климатических поясов на поверхности Земли.

От климата зависят среднегодовые температуры, продолжительность сезона года, количество осадков, а следовательно, набор и разнообразие населяющих почву организмов. С этой точки зрения важно знать классификацию климатов по зонам земного шара.

Наиболее распространена классификация климатов по термическим условиям и увлажнению поверхности суши. Термические условия закономерно изменяются от полярных областей к экватору и, следовательно, зависят от широты местности. Показатели этих условий — среднегодовая температура и сумма активных температур ($t > 10^{\circ}\text{C}$) за год. По этим показателям выделяют главные термические группы климатов:

Климат	Среднегодовая температура, $^{\circ}\text{C}$	Сумма активных температур ($t > 10^{\circ}\text{C}$)
Холодный (полярный)	-15	< 600
Умеренно холодный (бореальный)	- 4	600—2000
Умеренно теплый (суббореальный)	+10	2000—3800
Теплый (субтропический)	+15	3800—8000
Жаркий (тропический)	+32	- -

Степень увлажнения территории характеризуется коэффициентом увлажнения, т. е. отношением количества осадков к испаряемости. По значению коэффициента увлажнения выделяют следующие группы климатов (по Высоцкому—Иванову):

Климат	Коэффициент увлажнения
Очень влажный (экстрагумидный)	> 3
Влажный (гумидный)	3—1
Полувлажный (семигумидный)	1—0,5
Полусухой (семиаридный)	0,5—0,3
Сухой (аридный)	0,3—0,1
Очень сухой (экстрааридный)	< 0,1

От условий увлажнения зависит формирование водного режима почвы. В первых двух группах будет преобладать промывной водный режим, сопровождающийся процессами промывания (выщелачивания) почв, в последних трех — выпотной, при котором будет преобладать привнос солей в почву, ее засоление. В полувлажном климате эти процессы чередуются.

Кроме того, гидротермические условия влияют на растительность, ее биологическую продуктивность, образование и накопле-

ние гумуса в почве. Однако роль климата в почвообразовании изучена еще недостаточно.

Как отмечено выше, почвообразование идет только при участии живых организмов — низших и высших. Микроорганизмы первыми поселяются на почвообразующей (горной) породе. Их роль весьма разнообразна: одни разлагают растительные остатки до гумуса и минеральных солей, другие усваивают азот воздуха, делая его доступным для растений, разлагают минералы, освобождая зольные элементы, участвуют в химических, главным образом окислительно-восстановительных, процессах.

Очень важную роль в почвообразовании играют зеленые растения. В процессе роста и развития их корневые системы извлекают из толщи почвы (и даже почвообразующей породы) элементы питания и концентрируют их в своих организмах в форме сложных органических соединений (происходит так называемая биологическая аккумуляция химических элементов в почве). После отмирания растений эти соединения возвращаются в верхние горизонты почвы и в процессе минерализации опять становятся доступными для минерального питания растений. Выделения корневых систем усиливают выветривание материнской породы. Кроме того, растения активно участвуют в формировании водного и теплового режимов и защищают почву от эрозии (смыва водой, выдувания ее ветром).

Специфическую роль в почвообразовании играют виды растительных ассоциаций. Древесная растительность многолетняя, и ежегодно отмирает незначительная часть ее биомассы. Хвойные леса расположены в зоне избыточного увлажнения, их опад, лесная подстилка разлагаются преимущественно грибной микрофлорой. При этом образуется много водорастворимых органических кислот, которые в условиях промывного водного режима энергично разрушают минеральную часть почвы. Под пологом лиственного леса этот процесс развивается значительно слабее. У травянистой растительности ежегодно отмирает большая часть биомассы, накопление и разложение которой происходит в толще почвы, что благоприятствует обогащению ее органическим веществом и зольными элементами.

Мхи, благодаря своей влагоемкости и способности расти на неразложившихся растительных остатках, способствуют развитию процессов переувлажнения, заболачивания почв и накоплению в них или на них неразложившегося органического вещества — торфа.

Животные, населяющие почву, разрыхляют ее и принимают участие в процессе разложения растительных остатков.

Материнские породы определяют механический (соотношение частиц различного размера в твердой фазе почвы) и химический (элементарный) ее состав. На материнской породе легкого механического состава (с преобладанием в ней песчаных и пылеватых частиц) в одних и тех же условиях формируются почвы, существенно отличающиеся от почв, образовавшихся на породах тяже-

лого (глинистого) механического состава. От материнской породы зависит наличие в почве карбонатов кальция, солей натрия, гипса и т. д., что влияет на физические свойства почв, их реакцию, процессы засоления и др.

Время как фактор почвообразования влияет по-особому на развитие этого процесса. Во времени проявляется влияние остальных факторов почвообразования и их развитие. Учет этого фактора позволяет рассматривать почву как эволюционирующую систему. Каждая почва имеет свою историю развития и возраст. Самыми молодыми считают аллювиальные почвы, образующиеся на молодых отложениях в долинах рек, возраст которых исчисляется иногда несколькими годами. Наиболее старыми являются почвы, сохранившиеся с третичного периода, т. е. сформировавшиеся десятки миллионов лет назад. В своем развитии почва проходит определенные стадии, начиная с выветривания породы и зачаточного почвообразования, до формирования типичного для нее профиля. В дальнейшем она эволюционирует и может весьма существенно изменяться, поскольку со временем изменяются факторы и условия почвообразования.

Следует различать абсолютный и относительный возрасты почв. Абсолютный возраст — период существования почвы с начала почвообразования; относительный — стадия развития, в которой находится почва. Быстрее развивающиеся почвы будут отличаться большим относительным возрастом. Почвы большего относительного возраста содержат больше гумуса, структурнее, с хорошей выраженностью генетических горизонтов.

Рельеф — условие почвообразования. Он в значительной мере влияет на перераспределение элементов климата, что хорошо заметно в горных районах и долинах рек. От ориентации склонов зависят термический и водный режимы: южные склоны нагреваются сильнее, а увлажняются меньше, чем северные. Кроме того, экспозиция склона влияет на интенсивность развития эрозионных процессов, перераспределение осадков и грунтовых вод.

Грунтовые воды при глубине залегания 5... 7 м и глубже менее существенно воздействуют на почвообразование, так как глубоко залегающие грунтовые воды практически не принимают участия в почвообразовании.

В последние 50... 100 лет особое значение по влиянию на почвы приобрел антропогенный фактор — деятельность человека. До недавнего времени влияние его было стихийным. Распашка степей, раскорчевка лесов вели к изменению условий почвообразования, зачастую ухудшая их. Пример планового, целенаправленного воздействия на почвы — научно обоснованная и правильно осуществляемая их мелиорация. Осушение останавливает болотный и глеевый почвообразовательные процессы, орошение делает почвы сухих территорий похожими на плодородные почвы оазисов, при помощи химических мелиораций удается бороться с кислотностью почв и проводить коренное улучшение солонцов.

2.3. Элементарные почвообразовательные процессы

Как видим, образование почв — процесс многофакторный и очень сложный, однако в нем можно выделить целый ряд более простых, знание которых уже в самом начале курса будет способствовать лучшему пониманию сущности формирования свойств почв, путей управления ими. Условно эти процессы можно назвать элементарными. Опишем главные из них.

Гумусообразование — превращение исходных растительных и животных остатков в почве, сопровождающееся образованием новых специфической природы гумусовых веществ. Накопление в почвенной толще гумуса, формирование гумусно-аккумулятивного горизонта происходит в том случае, если в почву растительных остатков поступает больше, чем их минерализуется.

Опodzоливание — почвенный процесс, заключающийся в разрушении первичных и вторичных минералов под действием микроорганизмов, органических кислот, образующихся при разложении органических остатков и выносе продуктов разрушения в нижнюю часть почвенного профиля или за его пределы. Этот процесс приводит к формированию осветленного (элювиального) горизонта и протекает при сочетании факторов почвообразования в условиях промывного или периодически промывного водного режимов почвы.

Лессиваж — перемещение нисходящим водным потоком илистых и коллоидных частиц из верхнего горизонта почвы в нижние без их химического разрушения. Преобладает в переувлажненных почвах после закладки дренажа, но развивается и в естественных условиях.

Заболачивание — образование в почве анаэробных условий, вызываемое переувлажнением и сопровождаемое восстановительными процессами, накоплением закисных, а иногда и органических веществ.

Оглеение — следствие заболачивания и развития восстановительных процессов, в результате которых разрушаются минеральные вещества почвы и образуется вязкий глеевый горизонт сизо-голубого цвета.

Торфонакопление — следующий за оглеением этап развития заболачивания, заключающийся в накоплении на поверхности почвы или в заростающих водоемах полуразложившихся растительных остатков — торфа. Подробно описан в главе «Болотные почвы».

Ожелезнение — процесс, развивающийся в почвах с близким к поверхности почвы залеганием грунтовых вод. Происходит в том случае, если почвенный раствор богат восстановленными соединениями железа и марганца. Поднимаясь вверх по капиллярам почвы, раствор контактирует с воздухом. Вследствие окисления гидроокислы железа и других металлов выпадают в осадок. При этом формируется болотная железная руда, образующая рудяковые горизонты.

Засоление — обогащение почвы легкорастворимыми солями в результате постоянного или периодически восходящего тока минерализованных грунтовых вод.

Осолонцевание — процесс, который наступает при промывке натриевых солончаков и солончаковатых почв (естественной или при орошении). При этом катион натрия остается в поглощающем коллоидном комплексе почвы и вызывает диспергацию твердой фазы, увеличивает ее подвижность, ухудшает физические свойства.

Осолодение — деградация почв (солонцов), при которой интенсивно разрушаются минеральные коллоиды твердой фазы почвы в условиях промывания почв пресными или слабоминерализованными водами. Сопровождается накоплением аморфного кремнезема.

Последние три процесса подробнее освещены в главе «Засоленные почвы».

Оглинивание — образование глины в той или иной части почвенного профиля (на месте) как следствие почвообразования.

Латеритизация — образование латерита — плотной или затвердевающей при выходе на дневную поверхность породы, обогащенной и сцементированной окислами железа, иногда марганца. Этот процесс преобладает в корках выветривания тропических областей.

Кроме перечисленных, к элементарным почвенным процессам относятся также такие, как накопление в почве карбонатов, гипса, мергеля, рассоление и ряд процессов первичного почвообразования, описанных далее, понимание которых не вызывает затруднений.

Глава 3. ТВЕРДАЯ ФАЗА ПОЧВЫ — ДИСПЕРСНАЯ СИСТЕМА

3.1. Дисперсность — признак, определяющий свойства твердой фазы почвы

Части твердой фазы почвы отличаются не только составом (органическая и минеральная). Они состоят из элементов разной степени дисперсности (измельчения). В ней содержатся песчаные, пылеватые, илистые и коллоидные частицы, по-разному взаимодействующие с жидкой и газовой фазами и отличающиеся химическим составом.

Поэтому при изучении свойств твердой фазы почвы необходимо определить, из каких по размерам частиц она состоит и сколько их имеется в данной почве. Эти показатели характеризуют механический состав почвы, который позволяет судить об ее физических, физико-механических, химических и физико-химических свойствах.

3.1.1. Механический состав твердой фазы почвы

Отдельные первичные частицы, из которых состоит твердая фаза почвы, называют механическими элементами. В природных условиях первичные механические элементы образуют микроагрегаты ($<0,25$ мм), которые, в свою очередь, формируют агрегаты, или структурные отдельности. Почвенный агрегат включает первичные механические элементы — песчинки, пыль, соединенные коллоидными частицами — гумусом, глиной (почвенным илом). Если разрушить почвенный комок путем кипячения с химическими диспергаторами (NH_4 , HCl или др.), то можно разъединить слагающие его механические элементы, а затем определить их количество по размерам.

Близкие по размерам механические элементы объединяют в группы, называемые механическими фракциями. Основание для объединения механических элементов в ту или иную фракцию — их свойства, в первую очередь физические и водно-физические. Фракции песка, пыли и ила проявляют такие свойства (по В. В. Охотину);

песчаная фракция. Высокая водопроницаемость. Капиллярное поднятие очень мало (менее 33 см). Не пластична и не липка. В воде не набухает. При высушивании не дает усадки. В сухом состоянии сыпуча;

пылеватая фракция. Водопроницаемость незначительная. Капиллярное поднятие большое. Слабо пластична. В воде не набухает или слабо набухает. Слабо прилипает. В сухом состоянии плотна;

иловатая фракция. Практически водонепроницаемая. Капиллярное поднятие очень велико. Пластичность высокая. В воде сильно набухает, а при высушивании дает большую усадку. Во влажном состоянии образует вязкую, сильно прилипающую, а в сухом — твердую компактную массу.

Придавая большое значение свойствам почвы, проявляемым ею в зависимости от содержания тех или иных механических фракций, специалисты и практики давно интересовались механическим составом почв. Вначале различали только две фракции — глину и песок. Позже было введено подразделение механических элементов на четыре фракции (Э. Б. Шене, 1868). В 1893 г. В. Р. Вильямс предложил более детальную классификацию, объединив механические элементы в такие фракции, как камни (>10 мм), хрящ ($10...3$ мм), песок ($3...0,01$ мм), пыль ($0,01...0,001$ мм) и ил ($>0,001$ мм).

Группировку частиц (фракций) по размерам называют классификацией механических элементов почвы. Общепризнана в СССР классификация механических элементов (фракций) по Н. А. Качинскому (1942) (табл. 3.1).

В УССР механические элементы классифицируют по М. М. Годлину. Обе эти классификации являются усовершенствованными классификациями В. Р. Вильямса и А. Н. Сабинина. В США об-

щепринята классификация Уорингтона, в ЧССР — Копецкого. В ПНР обязательна классификация, принятая польским обществом почвоведов. Существует также Международная классификация, которая основывается на классификации механических элементов почв Аттеберга.

Такое разнообразие классификаций механических элементов (фракций) обусловлено употреблением различных названий для

3.1. Классификация механических элементов почв и пород (по Н. А. Качинскому)

Механический элемент	Размер, мм	Механический элемент	Размер, мм
Камни	>3	Пыль крупная	0,05—0,01
Гравий	3—1	Пыль средняя	0,01—0,005
Песок крупный	1—0,5	Пыль мелкая	0,005—0,001
Песок средний	0,5—0,25	Ил грубый	0,001—0,0005
Песок мелкий	0,25—0,05	Ил тонкий	0,0005—0,0001
		Коллоиды	<0,0001

близких по свойствам фракций, а также граничными значениями свойств элементов и отнесением их к той или иной фракции.

Относительное содержание в почве и породе механических элементов (фракций) называют механическим составом почвы (породы).

Сумму всех механических элементов размером <0,01 мм называют физической глиной, а сумму частиц >0,01 мм — физическим песком. Кроме того, выделяют мелкозем — сумму частиц <1 мм и почвенный скелет — сумму частиц >1 мм.

Как было отмечено выше, химический состав отдельных групп механических элементов почв и пород также неодинаков.

Данные табл. 3.2 свидетельствуют, что с уменьшением размера механических элементов снижается содержание кремнезема и увеличивается содержание полуторных окислов (железа, алюминия), а также кальция, магния и др.

Пылеватые и песчаные фракции поверхностно пассивны. Илстая фракция играет большую роль в создании почвенного плодородия: в ней сосредоточены гумус и элементы зольного питания растений. Коллоидная часть этой фракции является как бы «цементом» при образовании структурных отдельностей почвы.

3.1.2. Классификация почв по механическому составу

Все многообразие почв и пород по механическому составу объединяют в несколько групп с характерными физическими и химическими свойствами. Различные группы механических элементов имеют неодинаковые свойства. Поэтому и почвы, и породы также будут обладать неодинаковыми свойствами в зависимости от содержания в них тех или иных механических элементов.

3.2. Химический состав механических элементов почв и почвообразующих пород (в % на сухую почву)

Почва, почвообразующая порода	Размер механических элементов, мм	Окислы				Примечание
		SiO ₂	R ₂ O ₃	CaO	MgO	
Подзолистая	Не расчленена	85,2	8,8	1,4	1,0	По Качинскому
	0,01—0,005	79,1	12,3	1,2	—	
	0,005—0,001	63,2	24,3	2,7	1,8	
	<0,001	53,7	23,2	3,4	2,3	
Лесс южно-русский	Не расчленен	61,3	15,9	8,7	1,8	По Мазуренко
	0,25—0,05	84,3	8,3	3,2	0,6	
	0,05—0,01	79,7	10,3	3,3	0,6	
	0,01—0,005	62,2	17,3	7,6	2,0	
	0,005—0,001	42,7	24,6	12,7	3,1	
	<0,001	39,0	29,9	14,1	5,1	

Одну из первых научных классификаций почв по механическому составу дал Н. М. Сибирцев. Она основана на отношении физической глины к физическому песку. Классификации, в которых учитываются две группы механических элементов, называют двухчленными.

В настоящее время в почвоведении пользуются более совершенной классификацией механического состава почв и пород, предложенной Н. А. Качинским (табл. 3.3).

В этой классификации основное разделение проведено по содержанию физической глины и физического песка и дополнительное — с учетом преобладающих механических фракций: гравелистой (3...1 мм), песчаной (1,00... 0,05 мм), крупнопылевой (0,05... 0,01 мм), пылевой (0,01...0,001) и илистой (<0,001 мм). Все многообразие пород и почв по механическому составу объединено в девять групп с характерными для каждой группы физическими, физико-химическими и химическими свойствами.

Пользуясь этой классификацией, можно давать как краткое, так и подробное определение почвы по механическому составу. Краткое определение проводится по шкале (табл. 3.3) с учетом содержания физической глины и физического песка. При подробном определении учитываются, кроме того, преобладающие фракции. Например, если чернозем типичный содержит физической глины 80% (в том числе ила — 45%, пыли (средней и мелкой) — 35%) и физического песка 20% (в том числе пыли крупной 10%, песка 10%), то по содержанию физической глины этот чернозем относится к средней глине; первой преобладающей фракцией в нем будет ил, второй — пыль (средняя и мелкая), третьей — пыль крупная и песок. С учетом указанных фракций этот чернозем по механическому составу называют среднесуглинистым, пылевато-

3.3. Классификация почв и пород по механическому составу (по Н. А. Качинскому)

Название по механическому составу	Содержание физической глины (<0,01 мм), %			Содержание физического песка (>0,01 мм), %		
	в почвах подзолистого типа почвообразования	в почвах степного типа почвообразования, а также красноземы и желтоземы	в солонцах и сильносолонцеватых почвах	в почвах подзолистого типа почвообразования	в почвах степного типа почвообразования, а также красноземы и желтоземы	в солонцах и сильносолонцеватых
Песок рыхлый	0—5	0—5	0—5	100—95	100—95	100—95
Песок связный	5—10	5—10	5—10	95—90	95—90	95—90
Супесь	10—20	10—20	10—15	90—80	90—80	90—85
Суглинок легкий	20—30	20—30	15—20	80—70	80—70	85—80
Суглинок средний	30—40	30—45	20—30	70—60	70—55	80—70
Суглинок тяжелый	40—50	45—60	30—40	60—50	55—40	70—60
Глина легкая	50—65	60—75	40—50	50—35	40—25	60—50
Глина средняя	65—80	75—85	50—65	35—20	25—15	50—35
Глина тяжелая	>80	>85	>65	<20	<15	<35

иловатым. Как видно из примера, при подробном определении механического состава в терминологии оттеняются две фракции — преобладающая и сопутствующая, причем преобладающая фракция ставится на последнее место, что подчеркивает ее определяющее значение.

3.1.3. Значение механического состава почв

Механический состав почв и пород оказывает большое влияние на почвообразование и мелиоративные свойства почв. От механического состава почвообразующих пород и почв в значительной степени зависит интенсивность многих почвообразовательных процессов, связанных с превращением, перемещением и накоплением веществ (разрушение и синтез органических и минеральных веществ, их аккумуляция, вымывание и т. д.), в результате чего в одних и тех же природных условиях на породах различного механического состава формируются почвы с разными свойствами. От механического состава почвы зависят физические, физико-механические и водные свойства почвы: объемная масса, пористость, влагоемкость, водопроницаемость, водоподъемная способность, структурность, воздушный и тепловой режимы и др.

С механическим составом связано также содержание в почве зольных элементов и азота, необходимых для питания растений.

Таким образом, знание механического состава позволяет в какой-то мере характеризовать свойства почв и их плодородие. Поч-

вы легкого механического состава — песчаные и супесчаные — легко поддаются обработке, обладают хорошей водопроницаемостью и благоприятным воздушным режимом, но бедны гумусом, элементами питания и имеют низкую влагоемкость.

Почвы суглинистые и глинистые отличаются от песчаных и супесчаных более высокой связностью и влагоемкостью, меньшей водопроницаемостью. Обработка суглинистых и глинистых почв

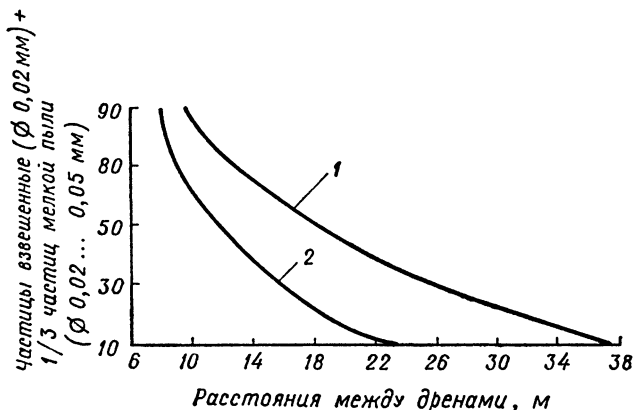


Рис. 3.1. Номограмма распределения частиц и расстояний между дренами в зависимости от содержания частиц пыли в минеральных почвах при годовой норме осадков до 600 мм (по Ч. Свенцицкому, 1960):

1 — многолетние травы; 2 — пашня.

требует больших энергетических затрат, поэтому их принято называть тяжелыми почвами, а песчаные и супесчаные — легкими.

В бесструктурном состоянии тяжелые почвы заплывают, образуют корку, труднопроницаемую для воды и воздуха, воздушный и тепловой режимы у них неблагоприятные, но в то же время тяжелые почвы обычно лучше обеспечены элементами питания растений, чем почвы легкого механического состава.

При оценке мелиоративных свойств почв механический состав почв и почвообразующих пород является исходным условием для расчета расстояний между открытыми каналами и дренами (при проектировании осушительных или оросительных мелиоративных систем).

Так, для определения расстояний между дренами в минеральных почвах при среднегодовом количестве осадков около 650 мм мелиораторы-проектировщики пользуются номограммой (рис. 3.1), которой установлены зависимости (в процентах) между содержанием в почве частиц диаметром $<0,01$ мм.

Определение расстояний между регулируемыми элементами (дренами, открытыми осушителями) производят также по теоретическим формулам, одни из которых включают коэффициент филь-

трации, а другие — коэффициент, зависящий от свойств почвы.

Почва — не насыпная колонна. Как будет показано ниже, каждый генетический тип и даже вид почвы состоит из профиля, в котором закономерно сочетаются свойственные только ему генетические горизонты. Каждый горизонт отличается от другого, выше или ниже лежащего, не только по цвету и сложению, но и по механическому составу, структуре.

Игнорирование этими свойствами почвы, начиная от выбора объекта мелиорации и кончая определением расстояний и глубин заложения элементов мелиоративной сети, удорожает ее строительство, приводит к неудовлетворительной работе мелиоративной системы в целом.

3.1.4. Принципы определения и расчета механического состава почв и почвообразующих пород

Количественное определение содержания в почве (грунте, породе) механических фракций называют механическим анализом почв. К настоящему времени разработано много методов механического анализа почв. Среди них есть такие, как просеивание через сита, седиментация (отмучивания путем осаждения в стоячей воде), промывка (отмучивание в поднимающемся вверх токе воды), центрифугирование, отвеивание.

Механический анализ почв, основанный на принципах падения частиц в воде, в зависимости от применяемой аппаратуры включает дополнительно следующие методы: декантации, отмучивания, метод пипетки, получения непрерывных кривых падения частиц, ареометрические, волюметрические.

В настоящее время применяют механический анализ почв: седиментацию в стоячей воде, отмучивание в стоячей воде, отмучивание в восходящем токе воды, центрифугирование (для выделения илистой фракции твердой фазы почвы).

Методы седиментации в стоячей воде и отмучивания в восходящем токе воды основаны на принципе разделения частиц путем использования неодинаковой скорости падения частиц в воде, зависящей от их размеров и массы.

По закону Стокса скорость падения частицы в жидкой среде описывается уравнением

$$v = \frac{2}{9} g r^2 \frac{d - d_1}{\eta},$$

где v — скорость падения частицы, см/с; g — ускорение свободного падения; r — радиус частицы; d — плотность частицы; d_1 — плотность жидкой среды; η — коэффициент вязкости жидкости.

Данное уравнение можно записать также в форме

$$v = K r^2,$$

где $K = \frac{2}{9} g \frac{d-d_1}{\eta}$; K — константа, зависящая от природы жидкости и частицы.

Следовательно, скорость падения частиц в жидкой среде можно считать пропорциональной квадрату их радиуса.

При использовании уравнения Стокса для определения содержания фракций механических элементов в почве принимают ряд допущений: среда падения (вода в цилиндре) — однородна, сама среда — неограничена, частицы имеют шарообразную форму, влияние конвекционных токов отсутствует и т. д.

Описанные выше методы определения механического состава почв: седиментации в стоячей воде с использованием для отбора проб специальной конструкции пипетки; в восходящем токе воды; центрифугирования дают возможность получать вполне объективные и удовлетворительные для практики результаты. Методики определения механического состава почв приведены в соответствующих руководствах к лабораторному анализу почв.

3.2. Почвенные коллоиды

Важнейшие в мелиоративном и агрономическом отношениях свойства почвы — строение ее профиля, структурность, физические, физико-механические, водные, воздушные и в конечном итоге ее плодородие в большой мере зависят от наличия в ней наиболее мелкой фракции в составе твердой фазы, т. е. почвенных коллоидов.

Поскольку твердая фаза почвы состоит из минеральной, органической и органоминеральной частей, коллоиды почв тоже по своему происхождению и составу бывают минеральными, органическими и органоминеральными. Минеральные коллоиды — составная часть глинистых первичных и вторичных минералов, органические — гумус, органоминеральные — комплексные (хелатные) соединения смешанного состава и происхождения.

Из курса химии известно, что системы, состоящие из нескольких (двух и более) фаз, называют дисперсными. Почвенная масса, пронизанная порами и пустотами, содержащими в различных соотношениях воду и воздух, — это не только многофазная, но также дисперсная система.

3.2.1. Классификация и свойства дисперсных систем

Любая дисперсная система состоит из дисперсионной среды, в которой распределяется вещество, и дисперсной фазы — вещества, распределенного в дисперсионной среде.

В зависимости от степени измельчения дисперсной фазы дисперсные системы бывают в виде суспензий (эмульсий), когда диаметр частиц дисперсной фазы больше 0,1 мк, коллоидных систем, когда диаметр частиц дисперсной фазы находится в интерва-

ле 0,1...0,001 мк (10^{-4} ... 10^{-6} мм), и истинных растворов, когда частицы дисперсной фазы меньше 0,001 мк. В почвоведении условно к коллоидам относят частицы меньшие 0,001 мм.

С раздроблением вещества (при постоянной его массе) в дисперсных системах происходит резкое увеличение общей и удельной

3.4. Увеличение поверхности тела при его дроблении (по А. Н. Соколовскому)

Длина ребра куба	Количество кубиков	Общая поверхность	Удельная поверхность	Периметр (P), см
1 см	1	6	6	12
1 мм	10^3	60	$6 \cdot 10$	$12 \cdot 10^2$
100 м	10^6	600	$6 \cdot 10^2$	$12 \cdot 10^4$
10 м	10^9	6000	$6 \cdot 10^3$	$12 \cdot 10^6$
1 м	10^{12}	60000 м^2 —6га	$6 \cdot 10^4$	$12 \cdot 10^8$
0,1 м	10^{15}	60 м^2	$6 \cdot 10^5$	$12 \cdot 10^{10}$
0,1 мм	10^{24}	60000 м^2 —6га	$6 \cdot 10^8$	$12 \cdot 10^{16}$

поверхности его частиц, что видно из данных, приведенных в табл. 3. 4.

Большая удельная поверхность и ее способность взаимодействовать с внешней средой — самое существенное свойство коллоидных частиц почвы. На их поверхности имеется значительно больше, чем на поверхности более крупных частиц, активных молекул, атомов и ионов.

Принимая во внимание большую поверхность почвенных коллоидов, следует также помнить, что кроме внешней поверхности, таким специфическим коллоидным веществом почв, как гумус и вторичные глинистые минералы, присущи и так называемые внутренние поверхности межпакетных пространств. Последние значительно увеличивают общую поверхность вторичных минералов. В результате у 1 г каолинита, например, она достигает 80 м^2 , а у монтмориллонита — 800 м^2 .

В настоящее время представления о природе свободной энергии на поверхности коллоидных частиц, характере их взаимодействия с дисперсионной средой значительно расширились. Для их объяснения Н. И. Горбунов предложил физическую модель строения коллоидной частицы вместе с ионами дисперсионной среды, с которыми она взаимодействует за счет создающихся на ее поверхности электрических сил.

3.2.2. Строение коллоидной мицеллы

Условно предполагают, что коллоидная мицелла состоит из трех сферических зон: ядра, внутреннего, прочно связанного с ядром, слоя ионов и внешнего слоя компенсирующих ионов (рис. 3.2). Ядро — носитель ее химического состава.

Ядро частицы благодаря силам, происхождение которых связано с неукомпенсированными валентностями атомов на гранях и ребрах частицы, притягивает, сорбирует ионы дисперсионной среды, образующие на его поверхности потенциалопределяющий слой иона *. Ядро вместе с ионами потенциалопределяющего слоя называют **гранулой**. В зависимости от знака заряда ионов, сорбированных ядром в потенциалопределяющем слое, гранула может иметь положительный или отрицательный заряд. Первая гранула будет притягивать и окружать себя отрицательными, вторая — положительными ионами.

Ионы, расположенные к периферии от потенциалопределяющего слоя, имеют проти-

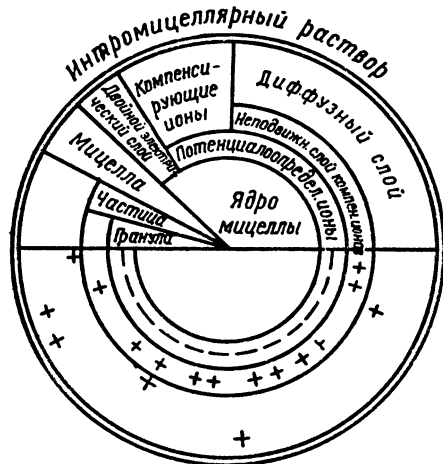


Рис. 3.2. Схема строения коллоидной мицеллы (по Н. И. Горбунову).

воположный ему заряд и образуют слой компенсирующих ионов, или слой противоионов.

Слои потенциалопределяющих ионов и противоионов вместе образуют двойной электрический слой. Противоионы, расположенные в непосредственной близости к ионам потенциалопределяющего слоя, образуют непо-

* Двойной электрический слой на поверхности ядра образуется также с помощью внешних молекул самого ядра и путем поглощения внешних ионов из дисперсионной среды.

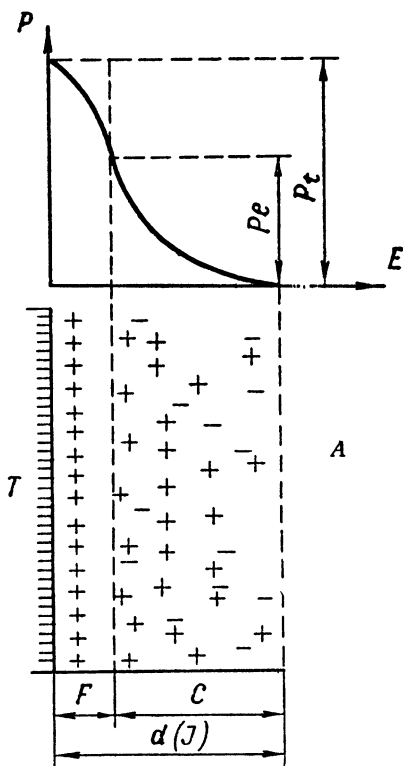


Рис. 3.3. Схема распределения электрокинетического потенциала в коллоидной частице (по Стерну):

T — поверхность частицы; F — плотнoсвязанный внутренний слой; C — свободно связанный внешний слой и слой диффузионных ионов; d — двойной диффузионный слой; A — внешний раствор; E — расстояние от поверхности частицы; P_e — электрический потенциал (дзета-потенциал); P_t — термодинамический потенциал.

движный слой, за которым лежит диффузный слой ионов, постепенно переходящий в интермицеллярный раствор.

Гранула вместе со слоем противоионов образует коллоидную частицу, которую вместе с окружающим ее диффузным слоем ионов называют коллоидной мицеллой.

Таким образом, гранула и коллоидная частица обладают зарядами противоположного знака. В то же время коллоидная мицелла является в целом электронейтральной. Однако под влиянием теплового движения или при изменении концентрации ионов в диффузном слое последний постоянно смещается по отношению к менее подвижной грануле.

При смещении более подвижного диффузного слоя по отношению к неподвижно связанному слою ионов коллоидной частицы на поверхности раздела твердой и жидкой фаз фактически возникает разность потенциалов, часть которой измеряется величиной так называемого дзета-потенциала (в милливольтках).

Ионы диффузного слоя подвижны и вступают в обменные реакции с ионами почвенного межмицеллярного раствора. На этой способности основаны методы химической мелиорации почв, о которых будет идти речь ниже.

3.2.3. Устойчивость коллоидных систем

В дисперсионной среде коллоидной системы частицы дисперсной фазы находятся во взвешенном состоянии, называемом состоянием золя.

Устойчивость коллоидной системы зависит от электрокинетического потенциала частиц и от их гидратированности: чем выше электрокинетический потенциал коллоидных частиц, тем более устойчива коллоидная система.

Как описано выше, значение дзета-потенциала зависит от концентрации электролита, окружающего коллоидные частицы, и от валентности ионов в его растворе. В очень слабых растворах происходит постепенное падение потенциала (рис. 3.3). Кривая $P-E$ имеет очень слабый наклон. Повышение концентрации данного катиона в растворе или замена его катионом более высокой валентности уменьшает толщину диффузного слоя, а следовательно, понижает устойчивость коллоидной системы.

В результате броуновского движения коллоидные частицы могут соприкасаться друг с другом и вследствие действия электрических сил притяжения соединяться между собой. Однако при этом коллоидные частицы должны подойти на столь близкое расстояние, при котором силы притяжения будут сильнее сил отталкивания частиц. Диффузный слой ионов, а также водный гидратный являются препятствием для движущихся частиц, не дают им возможности подойти близко друг к другу. Для достаточной эффективности соударения (и слипания) частиц толщина диффузного слоя должна быть резко уменьшена.

Степень гидратации неорганических отрицательно заряженных почвенных коллоидов обусловлена также видом катионов, находящихся на их поверхности.

Гидратированность ионов, в свою очередь, в значительной степени зависит от их диаметра и валентности. При одинаковой валентности из двух ионов более гидратирован будет тот, диаметр которого меньше.

Двухвалентные катионы, будучи более гидратированными, в то же время слабее диссоциируют от почвенных частиц, чем одновалентные катионы.

На гидратированность органических коллоидов влияет наличие в них гидрофильных или гидрофобных радикалов. Гидрофильные — это радикалы $\text{OH}-\text{CONH}_2=\text{CO}-\text{COOH}$, $-\text{H}_2-\text{NCO}-$; гидрофобные $-\text{CH}=\text{CH}_2$, $-\text{CH}_3-\text{CH}_2-\text{C}_6\text{H}_5$. Большинство органических коллоидов обладает устойчивостью зольей благодаря гидратированности их частиц. В процессе естественного или термического старения органические золи теряют гидратационные свойства.

В состоянии золя (псевдораствора) почвенные коллоиды, гумус, глина, влекомые токами воды, могут передвигаться по профилю почвы, равномерно окрашивать его, а после осаждения (коагуляции) аккумулироваться в определенных зонах, образуя горизонты почвенного профиля с присущими для них водно-физическими и другими свойствами.

3.2.4. Коагуляция почвенных коллоидов

Частицы дисперсной фазы коллоидных систем до тех пор могут находиться во взвешенном состоянии в дисперсионной среде — жидкости, пока не начнут объединяться в более крупные сгустки, хлопья или агрегаты. Условие такого слипания, укрупнения размеров частиц — понижение дзета-потенциала и гидратированности частиц. После этого коллоидная система из состояния золя переходит в состояние геля (осадка). Процесс перехода называют коагуляцией. Образование агрегатов и выпадение хлопьев в осадок при коагуляции можно наблюдать невооруженным глазом.

В естественных условиях коагуляция почвенных коллоидов происходит вследствие повышения концентрации ионов в межмембранном растворе и диффузном слое при поступлении в почву дополнительных количеств солей из грунтовых вод или из атмосферы (электролитная коагуляция), при высыхании и замерзании почвы. При действии на коллоидные частицы ионов электролитов (солей, кислот, оснований) отрицательно заряженные коллоидные частицы (гумус, глина) коагулируют под действием катионов, а положительно заряженные — под влиянием анионов.

Коагулирующее действие катионов прямо пропорционально их диаметру и валентности и обратно пропорционально степени их обводненности (гидратированности).

Процесс электролитной коагуляции начинается при достижении определенной концентрации электролита. Эту концентрацию называют порогом коагуляции. Чем выше валентность катиона электролита, тем ниже значение порога коагуляции.

В большинстве почв, насыщенных двухвалентными катионами, главным коагулятором выступает ион кальция. Присутствие катиона кальция всегда усиливает состояние геля (способствует устойчивости коллоидного осадка).

Коагуляция почвенных коллоидов (гумуса и глины) может наступать не только при уменьшении дзета-потенциала системы под действием катионов противоположного знака заряда, находящихся в межмицеллярном растворе электролитов, но также и при взаимодействии частиц противоположного знака заряда (взаимная коагуляция).

3.2.5. Пептизация почвенных коллоидов

Это явление противоположно коагуляции. При пептизации происходит не укрупнение, а, наоборот, раздробление, распад и как бы повторное измельчение частиц дисперсной фазы.

Отрицательно заряженные коллоиды пептизируют под влиянием —ОН-групп. Катионы К и Na (одновалентные) в низких концентрациях усиливают пептизацию, а катионы Ca^{2+} при высоких и низких концентрациях полностью устраняют пептизирующее действие ОН-ионов. Очень сильное пептизирующее действие на почвенные коллоиды гумуса и глины оказывает сода (Na_2CO_3 и NaHCO_3). Пептизация коллоидов глины усиливается защитным действием гидрофильных коллоидов гумуса, которые «обволакивают» их частицы.

В почвах преобладают коллоиды в состоянии геля, и меньше их содержится в состоянии псевдораствора — золя, так как при низком электрокинетическом потенциале мицелл почвенных коллоидов последние постоянно переходят из состояния золя в гель.

3.2.6. Виды почвенных коллоидов и их значение в формировании свойств почвы

Почвенные коллоиды могут иметь положительный и отрицательный заряды. К отрицательно заряженным коллоидам большинства почв умеренных широт относят гумус и коллоиды глиняных минералов. Положительный заряд имеют коллоиды окислов железа, алюминия, трифосфаты кальция и белковые соединения.

В зависимости от знака заряда, а также от того, какую реакцию среды обуславливают коллоиды, их делят на ацидоиды, базоиды и амфолитоиды.

К ацидоидам относят коллоиды гумуса и кремнекислот, диссоциирующие в раствор катион H^+ , в результате чего раствор приобретает слабокислую реакцию.

К базоидам относят коллоидные растворы окислов железа и алюминия, содержащие в диффузном слое анионы OH^- и придающие ему слабощелочную реакцию.

К амфолитоидам принадлежат коллоиды, ионогенные группы которых, выступающие на поверхности частиц, проявляют в зависимости от реакции среды амфолитоидные свойства. Это гидроокись алюминия, железа, белковые соединения почвы, комплексные соединения.

По отношению к воде почвенные коллоиды делят на гидрофильные и гидрофобные. Коллоиды кремнекислот, гумуса и вторичных глинных минералов хорошо смачиваются и окружают себя несколькими слоями молекул воды. Гидрофильность зависит не только от химического состава, но также от состава поглощенных катионов, выступающих на поверхности коллоидных частиц. Почвы, содержащие гумус, монтмориллонит и относительно повышенное количество поглощенного натрия, проявляют большую гидрофильность. Такие коллоиды более устойчивы против коагулирующих факторов. Скоагулированные гидрофильные коллоиды могут обратно диспергировать, поэтому их называют обратимыми коллоидами.

Скоагулированный кальцием гумус образует гумат кальция: при этом он почти теряет свойства обратимого коллоида и, выступая в качестве вещества, склеивающего структурные агрегаты, обуславливает их водопрочность, например в черноземных почвах.

Такие коллоиды, как $\text{Fe}(\text{OH})_3$, $\text{Al}(\text{OH})_3$ и коллоидный раствор CaCO_3 , характеризуются слабой гидратированностью и относятся к гидрофобным. После коагуляции они почти не пептизируют и являются необратимыми. Эти коллоиды обуславливают прочность комковатой структуры в иллювиальных горизонтах подзолистых почв.

По отношению к гидрофобным гидрофильные коллоиды могут проявлять защитное действие. Сущность его заключается в том, что гидрофильные окруженные водными пленками коллоиды обволакивают гидрофобные коллоидные частицы.

В качестве защитных коллоидов могут выступать коллоидные растворы гумуса, а «защищать» они могут окислы железа, алюминия, а также глинистые минералы.

По выражению А. Н. Соколовского коллоиды — «кровь» почвы, ее живая плоть. Такое образное сравнение как нельзя лучше подчеркивает их роль в формировании свойств почвы и ее главного свойства — плодородия.

Глава 4. ЖИДКАЯ ФАЗА ПОЧВЫ — ПОЧВЕННЫЙ РАСТВОР

В почве всегда находится определенное количество воды, однако вода в ней не может оставаться химически чистым веществом. Взаимодействуя с твердой и газообразной фазами почвы, она оказывает на них растворяющее действие, т. е. представляет собой активный реагент и среду, в которой распределяются растворенные

соли, органические вещества, газы почвенного воздуха, в первую очередь кислород, углекислота, аммиак и др. Поэтому жидкая фаза почвы — не просто чистая вода, как химическое соединение, а почвенный раствор.

Почвенный раствор, как сложная система, является динамичной и активной жидкой фазой почвы. Именно она участвует непосредственно в почвообразовательных процессах, в биохимических и химических реакциях, в питании растений.

Почвенный раствор, как и любая система, характеризуется определенными свойствами, а именно: концентрацией, а следовательно, осмотическим давлением, реакцией, буферностью и окислительно-восстановительным потенциалом.

4.1. Состав и концентрация почвенного раствора

Эти характеристики почвенного раствора зависят от интенсивности взаимодействия между твердой, жидкой и газообразной фазами почвы и от составных частей этих фаз, а также участия в этих процессах живущих в почве организмов, в том числе корневых систем растений.

В зависимости от того, как протекают в почве процессы растворения водой твердой фазы (минеральной и органической ее частей), газов почвенного воздуха, как идут обменные реакции между раствором и коллоидным поглощающим комплексом, как осуществляется взаимодействие корней растений с твердой и жидкой фазами при поступлении элементов питания из почвы в растения и продуктов обмена из растений в почву — химический состав почвенного раствора, количество и состояние растворенных в нем веществ сильно меняется, а следовательно, меняется его осмотическое давление.

Водорастворимые соли могут поступать в почву, будучи уже растворенными в грунтовой воде. В свою очередь, в грунтовые воды они попадают из почвообразующих пород или даже из подземных (пластовых) вод, если последние на своем пути контактируют с отложениями водорастворимых солей (например, хлоридов натрия или сульфатов).

В почвенном растворе болотных и подзолистых почв, солонцовых горизонтов солонцовых почв преобладает органическая часть — растворы коллоидов гумуса, органические кислоты, а в черноземных и других почвах, содержащих карбонаты кальция, — минеральные соединения.

Из растворенных солей в значительных количествах могут присутствовать хлориды, карбонаты, нитраты, нитриты, сульфаты — соли натрия, кальция, калия, аммония, магния и других катионов.

При низких концентрациях (от 0,001...0,1%) в зависимости от токсичности аниона или катиона все соли усваиваются растениями как элементы питания, особенно соли, содержащие азот, фосфор, калий, кальций, магний, серу и другие элементы.

В случае более высоких содержаний главным образом солей натрия — соды, хлоридов, сульфатов, они становятся токсичными для растений.

Почвы, на которых культурные растения не могут нормально расти и развиваться из-за повышенного содержания токсичных солей, преимущественно натриевых, относят к засоленным.

Растворимость органических и минеральных веществ в воде колеблется в широких пределах и в значительной мере зависит от температуры почвы и реакции среды. В определенном интервале рН (4—7) соли железа, алюминия и марганца более растворимы, чем при ином его значении.

Растворимость газов почвенного воздуха в жидкой фазе почвы прямо пропорциональна парциальному давлению газа и обратно пропорциональна температуре. Почвенный раствор богаче, чем воздух, кислородом, а также углекислотой вследствие ее высокого парциального давления в почвенном воздухе.

Почвенный раствор в большинстве случаев — это разбавленный раствор, в котором молекулы электролитов диссоциированы на гидратированные ионы. Как разбавленный, он обнаруживает основные свойства разбавленных растворов — понижение давления пара, температуры замерзания и осмотического давления.

4.2. Реакция почвенного раствора

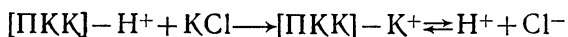
Реакция почвенного раствора характеризуется концентрацией водородных H^+ и гидроксильных OH^- ионов. Она выражается символом рН, показывающим концентрацию ионов H^+ в почвенном растворе, выраженную десятичным логарифмом с отрицательным знаком. Реакция может быть кислой при $pH < 7$, нейтральной при $pH = 7$ и щелочной при $pH > 7$. Кислая среда обуславливается протоном водорода, а щелочная — гидроксильными ионами. В зависимости от того, в каком состоянии (свободном или поглощенном) находятся в почве ионы водорода, различают активную (актуальную) и пассивную (потенциальную) скрытую кислотность почвы.

Активная кислотность обуславливается ионом H^+ , находящимся в почвенном растворе в свободном состоянии. Она выражается показателем рН. Источником этих водородных ионов в почвенном растворе могут быть органические и минеральные кислоты и их соли.

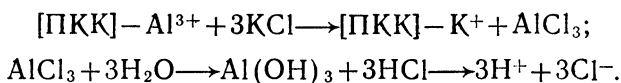
Активная реакция почвенного раствора зависит также от содержания в нем углекислоты CO_2 и наличия в почве карбонатов кальция. С увеличением содержания углекислоты в растворе увеличивается растворение $CaCO_3$ с образованием $Ca(HCO_3)_2$ и вместе с тем понижается значение рН (возрастает концентрация водородных ионов). Это связано с тем, что бикарбонат кальция может содержаться в растворе только при известном избытке свободной CO_2 , создающей в растворе концентрацию водородных ионов $H_2CO_3 \rightleftharpoons H^+ + HCO_3^-$.

Однако кроме активной кислотности, проявляющейся в данный момент, в почве существует скрытая пассивная, или потенциальная, кислотность. Она обуславливается наличием в поглощенном состоянии и переходом при определенных условиях в почвенный раствор ионов H^+ , Al . Потенциальная кислотность может проявиться в почве в обменной и гидролитической формах.

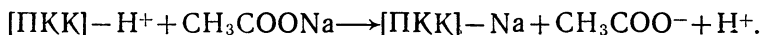
Обменная кислотность обнаруживается при взаимодействии почвы с растворами нейтральных солей (например KCl , $BaCl_2$ и другими хлоридами). Обменная реакция протекает по схеме



или же при наличии в поглощенном состоянии в почве катиона алюминия или оксиалюминия. При этом может возникнуть дополнительное подкисление раствора по схеме



Гидролитическая кислотность проявляется, если почву обработать раствором гидролитически расщепляющейся соли, например, уксуснокислого натрия (CH_3COONa). В этом случае кислотность может быть большей, чем после нейтральной соли:



А. М. Гринченко (1946) показал, что, обрабатывая почву растворами солей, содержащих различные катионы-вытеснители, можно вытеснить, перевести в раствор прямо или опосредствованно различные количества (порции) иона водорода. Степень его вытеснения зависит также и от pH раствора, т. е. при его возрастании вытеснение увеличивается.

Таким образом, в зависимости от методов определения почвенную кислотность можно представить в двух видах: как активную — проявляющуюся в данное время и выражаемую показателем pH ; и как пассивную (потенциальную), выступающую в двух формах — обменной и гидролитической. Они выражаются в миллиграмм-эквивалентах на 100 г сухой почвы.

В зависимости от свойств почвы в ней может наблюдаться одна из этих форм кислотности, а другая отсутствовать.

По значению pH почвенного раствора почвы бывают сильнокислые (pH 3—4), кислые (4—5), слабокислые (5—6), нейтральные (6—7), щелочные (7—8) и сильнощелочные (8—9).

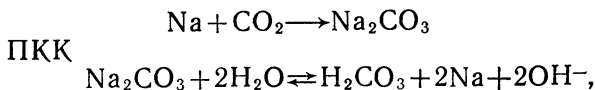
Нейтральная реакция свойственна черноземам, кислую реакцию имеют подзолистые почвы, щелочную — каштановые и сероземы, сильнощелочную — содовые солончаки и солонцы.

Щелочная реакция, как было отмечено, обуславливается ионом OH^- . Он может присутствовать уже в почвенном растворе вслед-

ствие диссоциации в нем гидролитически щелочных солей (Na_2CO_3 , NaHCO_3):

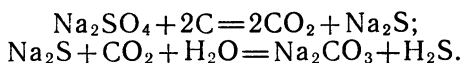


что свидетельствует об активной щелочности почвы. Когда же щелочность почвенного раствора возникает в результате взаимодействия обменно поглощенного натрия с водой и углекислотой почвенного раствора



почва обладает потенциальной (пассивной) щелочностью.

Различают общую щелочность, щелочность от нормальных карбонатов и бикарбонатов. Щелочность от нормальных карбонатов проявляется в результате обменных реакций почв, содержащих обменный натрий, или вследствие жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий, восстанавливающих сернокислый натрий до соды в анаэробных условиях:



Если актуальная щелочность выражается показателем pH, то потенциальная — в миллиграмм-эквивалентах на 100 г почвы.

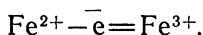
4.3. Буферность почвенного раствора и почв

Буферностью называют способность почв противостоять резкому изменению активной реакции среды при прибавлении кислых или щелочных веществ (например, при воздействии химических веществ, имеющих кислую (суперфосфат) или щелочную (калийная соль) реакцию).

Буферность почвенного раствора (почвы) определяется в основном составом твердой фазы почвы, наличием карбонатов и коллоидов. Она проявляется тем сильнее, чем выше емкость поглощения почвы и чем больше в ее составе поглощенных катионов кальция.

4.4. Окислительно-восстановительные процессы в почвах

Окисление в широком смысле слова — процесс, при котором окисляющееся вещество (атом, ион) лишается одного или нескольких электронов:



При этом повышается положительная валентность элемента. При окислении вещества выделяется энергия.

Восстановление — химическая реакция, противоположная окислению. Сущность его состоит в присоединении электронов восстанавливающимся веществом. В этом случае понижается валентность элемента. Большая часть этих реакций имеет биохимическую природу и связана с микробиологическими процессами в почвах.

Вещество, в состав которого входит элемент, присоединяющий электроны и при этом восстанавливающийся, называют **окислителем**, а вещество, содержащее элемент, отдающий электроны и при этом окисляющийся — **восстановителем**. В почве, гетерогенной, динамической и сложной в химическом отношении системе, непрерывно и одновременно протекают процессы восстановления—окисления. Основное восстанавливающее соединение — органическое вещество, а окислитель — кислород почвенного воздуха и раствора.

Интенсивность и направление окислительно-восстановительных процессов характеризует окислительно-восстановительный потенциал (ОВП), измеряемый в милливольтгах, как обратный потенциал гладкого платинового (реже платинированного) или другого индифферентного электрода, погруженного во важную почву.

Значение ОВП характеризует уравнение:

$$E_{ob} = E_o + \frac{RT}{nF} \ln \frac{(\text{окисл.})}{(\text{восст.})}, \text{ мВ,}$$

где R — универсальная газовая постоянная, Дж; T — абсолютная температура, К; F — число Фарадея, Кл; n — число зарядов, переносимых одной частицей (ионом); [окисл.] и [восст.] — концентрации окислителей и восстановителей данной системы.

За нулевое значение принимают потенциал H — нормального водородного электрода.

Ухудшение аэрации почвы в результате повышения ее влажности, уплотнения и образования на поверхности поля корки ведет к снижению окислительно-восстановительного потенциала.

В автоморфных аэрируемых почвах ОВП находится в пределах 300...600 мВ. Заболачивание и оглеение снижает ОВП до 200 мВ и ниже.

ОВП по отношению к водороду называют Eh , значение которого определяется по формуле

$$Eh = E_o + \frac{RT}{nF} \ln \frac{[H^2]}{[H_2]}.$$

Напряженность окислительно-восстановительных процессов в почвах связана в определенной мере с реакцией среды, значением рН. Для получения сравнимых данных по ОВП в средах с различным рН введен показатель rH_2 , который представляет собой отрицательный логарифм давления концентрации молекулярного водорода и вычисляется по формуле

$$rH_2 = \frac{Eh}{30} \text{ 2pH.}$$

Следовательно, количественную характеристику ОВП в почве можно выразить через Eh (в милливольтх) и через условную величину — rH_2 . Значение rH_2 выше 27 свидетельствует о преобладании окислительных процессов. Восстановительным процессам в почвах свойственно значение rH_2 , равное — 22—25. При интенсивном развитии восстановительных процессов оно падает ниже 20.

Проявление окислительно-восстановительных процессов в почве зависит от ее генетических свойств, состояния водно-воздушного и температурного режимов, которые, в свою очередь, тесно связаны с гидротермическими условиями годового цикла развития почвы.

Различные почвы имеют свойственные им значения ОВП. В подзолистых, дерново-подзолистых почвах нормального увлажнения ОВП составляет 550...750, в черноземных — 400...600, в сероземах — 350...450 мВ. Наиболее низкие значения потенциалов наблюдаются на длительно затопляемых землях рисовых полей и на болотных почвах. При падении Eh до 200 мВ и ниже начинается интенсивное глееобразование.

Зная значение ОВП почв, можно судить об общей направленности процесса почвообразования и о необходимости применения мероприятий по регулированию режимов почвы.

4.5. Влияние реакции почвенного раствора на растения

Различные растения по-разному реагируют на реакцию почв. Одни из них могут хорошо расти и развиваться в широких пределах рН, другие, наоборот, очень чувствительны к изменению реакции почвы.

К числу культурных растений, малочувствительных к изменению рН, относятся овес и рожь. Очень чувствительны к кислой реакции почвы пшеница и клевер. Эти растения лучше всего растут и развиваются при рН почвы 6,2—7,5, рожь, наоборот, при рН 5—6. Лен хорошо развивается при слабокислой реакции. Он очень чувствителен как к подкислению, так и к подщелачиванию. Картофель вынослив к кислой среде и может хорошо расти и развиваться при рН 5 и даже ниже. Однако он настолько чувствителен к подщелачиванию почвы, что его не рекомендуют размещать в поле в год известкования кислой почвы. Это может привести к поражению клубней паршой (грибковому заболеванию).

Приведенная характеристика отдельных видов растений, несомненно, относительна.

Физиологическая сущность отрицательного воздействия кислотности почвы на то или иное растение скорее косвенная, чем прямая. При повышенной кислотности оглеенных дерново-подзолистых почв, например, возрастает содержание ионов подвижного алюминия, и он производит угнетающее действие на возделываемые растения (И. И. Назаренко, 1981).

4.6. Химический состав дренажных вод и вынос ими водорастворимых соединений из почвы

Осушаемые почвы периодически промываются нисходящими токами воды, преобразующимися в ней в почвенный раствор, вытекающий по дренам за пределы поля. Вместе с водой из дренированной почвы выносятся перешедшие в раствор вещества. В зависимости от состава почвы в дренажный сток могут попадать элементы питания растений, не успевшие поглотиться ими или закрепиться в почве в виде труднорастворимых соединений. Как подчеркивает Ф. Р. Зайдельман (1981), дренажные системы — огромные лизиметры. В регулирующую сеть осушительной системы поступают почвенные растворы, состав которых свидетельствует о характере почвообразования, протекающего при активном воздействии человека на почву при ее осушении.

Знание химического состава вод дренажного стока необходимо для обоснованного внесения в почву норм удобрений, оценки влияния вод дренажного стока на состав и качество воды водоприемников, на их тиофауну, а также для разработки мероприятий по охране окружающей среды. Наконец, эти сведения определяют конструктивные особенности дренажа. С выносом водорастворимых соединений железа дренажными водами связано такое отрицательное явление, как закупорка дренажа. Наиболее активно из почвы выносятся соединения железа, алюминия, кремнекислоты в виде коллоидных растворов.

При равных условиях интенсивность выноса определяется параметрами дренажа: чем меньше расстояние между дренами, тем больший объем дренажного стока пропускает осушительная система и тем больше вынос. Из подзолистых почв активно выносятся также щелочноземельные металлы, сера, калий. Фосфора поступает в дренажные воды меньше даже при внесении фосфорных удобрений, поскольку ортофосфорная кислота связывается в почве трехвалентными металлами.

В зависимости от влажности года из тяжелосуглинистых оглеенных почв отмечены такие выносы с годовым стоком: кальция — 11...164, магния — 6...56, нитратов — 8...20, фосфатов — 0,3 кг/га (по Ф. Р. Зайдельману, 1981). Умение управлять дренажным стоком из осушенных торфяных (органогенных) почв, в которых после осушения идет минерализация органического вещества, выщелачивание азота из торфа и возможна потеря его соединений (нитратов) с дренажными водами, имеет исключительно большое значение.

4.7. Влияние состава почвенного раствора и грунтовых вод на закупорку дренажа и потребность почв в известковании

Чем больше содержится в почве карбонатов и чем выше степень насыщенности ее двухвалентными катионами, тем устойчивее к выветриванию ее минералы (алюмо- и феррисиликаты), тем ниже содержание в воде дренажного стока кремнезема, железа, алюминия, фосфора, марганца и тем меньше этих веществ вынос из почвы.

Железо, активно мигрирующее в анаэробных условиях как компонент почвенного раствора в ионной или органоминеральной форме с дренажным стоком, достигнув окончания дрены и попав в открытую дренажную сеть или в зону аэрации, превращается вначале в студенистый коллоидный осадок гидроокиси железа, а впоследствии затвердевает и закупоривает дренажные трубки. Естественно, что этот процесс выпадения железа в осадок нельзя считать чисто химическим. Он, несомненно, протекает при участии микроорганизмов, в частности железобактерий.

Для предупреждения этого нежелательного явления необходим всесторонний анализ и оценка природных условий объекта осушения и особенно его почвенного покрова. Реальная опасность закупорки дренажных труб существует в сильноожеелезненных почвах речных пойм, легких по механическому составу (песчаных и супесчаных) с железистыми, так называемыми ортзандовыми, или рудяковыми, горизонтами.

В настоящее время нет еще точных данных о критических концентрациях подвижного железа в почвах, при которых возможно возникновение этого нежелательного явления. Ф. Р. Зайдельман, систематизировав имеющиеся по этому вопросу сведения, считает, что при гончарном дренаже (дрены из гончарных трубок) опасность закупорки дрен отсутствует, если концентрация Fe^{2+} в грунтовых (дренажных) водах не превышает 3 мг/л. Интенсивное охрообразование в дренажных трубках идет при концентрации Fe^{2+} 25... 50 мг/л.

Для профилактики закупорки дренажа увеличивают уклон дрен, применяют безуклонный дренаж, при котором в дрены поступает меньше воздуха, вносят известь в дренажные траншеи, применяют известкование и кротование полей, осуществляют перехват ожеелезненных вод ловчими каналами.

Если пластмассовые дрены изготовлены с объемными фильтрами, то в заводских условиях в фильтры вводят фенольные добавки, в которых фенол выступает как эффективный ингибитор железобактерий. Он надолго защищает дрены от закупорки гидроокисью железа.

Профилактическим приемом, уменьшающим подвижность железа в почве и, следовательно, предупреждающим возможность попадания его в дрены и имеющим исключительно важное значение, является известкование почв на всем поле.

Дренаж почв в таежной зоне усиливает вынос кальция, магния (и вообще катионов) из осушаемых почв и способствует увеличению их кислотности. Этого почти не происходит в почвах пойм, так как будучи осушенными, они периодически все же подтопляются грунтовыми водами, содержащими значительные количества щелочноземельных элементов, в том числе кальция. Такое действие дренажа усугубляется внесением физиологических кислых удобрений, выносом кальция и магния с урожаем. Отрицательное действие дренажа на почвы может быть компенсировано только известкованием. Для осушаемых минеральных почв в зависимости от их механического состава доза извести составляет: при pH от 3,8 до 3,9 — 5...12; при pH 5,2...5,3—2...5,5 т/га.

В торфяных (органогенных) почвах наиболее благоприятные условия для роста и развития многолетних трав, озимой пшеницы, ячменя создаются при pH от 5,0 до 5,5, т. е. немного ниже, чем в минеральных почвах, так как кислотность органогенных почв обусловлена в основном ионом водорода, а не алюминием, создающим дополнительную токсичность, как это наблюдается в оглеенных почвах, особенно в Прикарпатье (И. И. Назаренко, 1981). Поэтому при известковании торфяных почв рекомендуют дозы CaCO_3 , рассчитанные по 1/4 или 1/2 гидролитической кислотности с учетом pH и степени насыщенности почвы основаниями.

Глава 5. ГАЗОВАЯ ФАЗА (почвенный воздух) ПОЧВ

Газовая фаза (почвенный воздух) — важный и незаменимый фактор жизни растений, разнообразных почвенных организмов, а также активный фактор почвообразования.

Особо важная роль в жизни растений, населяющих почву организмов, и в процессах почвообразования принадлежит основным составляющим почвенного воздуха — кислороду, углекислоте и азоту.

Кислород почвенного воздуха необходим для дыхания растений и организмов, в результате которого выделяемая энергия расходуется на такие важные физиологические процессы в них, как передвижение веществ, поглощение минеральных солей и воды, движение протоплазмы и др. Он активно участвует в реакциях окисления минеральных и органических веществ, переводя одни элементы в труднорастворимые формы (железо, марганец), а другие (серу, хром) в легкорастворимые.

Почвенный воздух является важным источником углекислого газа, используемого растениями в процессе фотосинтеза. Углекислый газ, растворяясь в почвенной влаге, способствует растворению таких минералов, как кальцит (CaCO_3), доломит ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$), сидерит (FeCO_3). Следовательно, почвенный воздух находится в постоянной и тесной связи с твердой, жидкой и биофазой почвы.

5.1. Состав почвенного воздуха

Воздух в почве находится в свободном состоянии, занимает свободные от воды поры, в адсорбированном — на поверхности почвенных частиц и в растворенном — в почвенной воде. Количество воздуха в почве зависит от порозности и влажности почвы, т. е. чем больше некапиллярная пористость и меньше влажность почвы, тем больше воздуха содержится в почве и наоборот. Поскольку общая пористость в минеральных почвах достигает 25...80%, а в торфяных и до 90%, то содержание воздуха при сухом состоянии этих почв может быть 25...90% объема почвы. Однако в природных условиях всегда находится определенное количество влаги, а поэтому содержание воздуха будет ниже этих величин.

Почвенный воздух по составу заметно отличается от атмосферного (табл. 5.1).

В почвенном воздухе по сравнению с атмосферным углекислого газа содержится больше, а кислорода — меньше. Содержание азота в нем может уменьшаться — при интенсивном развитии азотфиксирующих и клубеньковых растений — или увеличиваться — вследствие денитрификации азотсодержащих веществ и распада белков. При этом содержание этих основных компонентов почвенного воздуха подвержено значительным колебаниям.

В составе почвенного воздуха могут находиться в незначительных количествах «летучие» органические соединения в виде углеводов, жиров, жирного и ароматического ряда, сложные альдегиды, спирты и др. На болотных и заболоченных почвах в его составе могут быть NH_3 , CH_4 , H_2 , H_2S .

Однако наиболее важная роль для почвы и населяющих ее организмов принадлежит кислороду и углекислому газу, содержание которых зависит от общего количества воздуха в почве, скорости его обмена с атмосферным и от интенсивности прохождения

в ней биохимических процессов. Почвенный воздух находится в постоянном взаимодействии с почвой и ее основными компонентами (фазами), оказывая большое влияние на характер и интенсивность протекающих в ней процессов. Взаимодействие почвенного

5.1. Состав атмосферного и почвенного воздуха, %

Газы	Атмосферный воздух	Почвенный воздух
Азот (N_2)	78,08	78,08—80,24*
Кислород (O_2)	20,95	20,90— 0,0
Углекислый газ (CO_2)	0,03	0,03—20,0
Аргон (Ar)	0,93	—
Другие газы (Ne , He , CH_4 и др.)	0,04	—
Азот+аргон		

5.2. Содержание O_2 и CO_2 в почвенном воздухе, % объема (по И. С. Кауричеву)

Глубина взятия пробы, см	Дерново-подзолистая почва		Дерново-глеевая почва	
	O_2	CO_2	O_2	CO_2
5	20,9	0,1	19,3	1,3
15	20,8	0,3	18,3	2,5
35	20,7	0,3	2,9	16,8
60	20,6	0,5	2,2	19,5

воздуха с твердой, жидкой и биофазой почвы основано на таких явлениях, как: сорбция (сгущение газов на поверхности частиц), адсорбция (диффузия газов в поры), хемосорбция (химическое взаимодействие газов с веществами частиц), капиллярная конденсация (поглощение паров в капиллярных порах вследствие конденса-

5.3. Динамика CO_2 и O_2 в почвенном воздухе в слое почвы 0...15 см, % объема (по И. Б. Ревуту)

Дата проведения анализа	Смесь трав		Озимая пшеница		Пар		Овес	
	CO_2	O_2	CO_2	O_2	CO_2	O_2	CO_2	O_2
20. IV	0,89	20,35	0,89	20,12	2,28	18,46	0,34	20,61
20. VI	0,37	20,58	0,40	20,72	1,16	19,59	0,38	20,63
20. VIII	2,25	18,55	0,23	20,80	0,41	20,50	1,15	19,80

сации) и биохимическое поглощение или выделение газов почвенными организмами.

Содержание и динамика O_2 и CO_2 в почвенном воздухе зависят от типа почвы, ее физических, химических и биологических свойств, от степени ее увлажнения и температуры, а также от вида угодий и возделываемой культуры (табл. 5.2, 5.3).

В верхних горизонтах нормально увлажненной и хорошо оструктуренной почвы содержание кислорода в почвенном воздухе мало отличается от наличия его в атмосферном. В бесструктурных и переувлажненных почвах с плохой воздухопроницаемостью содержание кислорода в почвенном воздухе может снижаться до десятых долей процента, а концентрация углекислоты в нем повышается до 15...20%.

Большое влияние на состав почвенного воздуха оказывает температура почвы. Установлена зависимость между содержанием CO_2 и температурой почвы (сезонное колебание): меньше ранней весной, максимум в весенне-летний период, уменьшение к осени (рис. 5.1).

5.2. Потребность растений в почвенном воздухе

Для нормальной жизнедеятельности культурных растений их корни должны иметь возможность «дышать», т. е. усваивать из почвенного воздуха кислород и выделять в окружающее пространство почвы углекислоту.

Поэтому в почве, в ее порах, должно содержаться достаточное количество воздуха, а в нем — кислорода. Лишь некоторые растения (например, из диких — тростник, из культурных — рис), стебли которых выполнены специфичной тканью — аэренхимой и обладают способностью подавать своим корням атмосферный воздух, кислород. Об этом свидетельствует увеличение содержания окисленных соединений непосредственно в прилегающей к корням

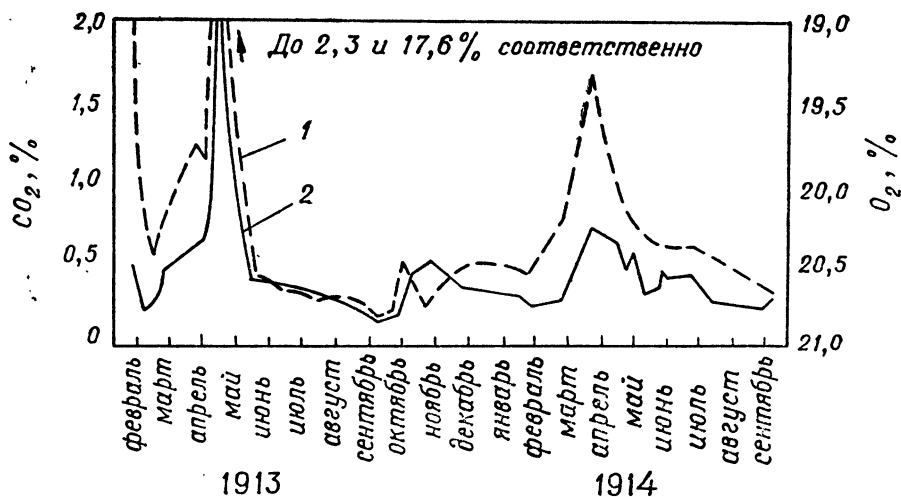


Рис. 5.1. Содержание кислорода и углекислоты в почвенном воздухе на удобренном навозом участке под пшеницей в Бродбалке (по Э. Расселу, 1955): 1 — O₂; 2 — CO₂.

зоне — ризосфере, в которой сосредоточено больше, чем в остальной почве, микроорганизмов. Воздух, кислород и надлежащая аэрация необходимы для жизнедеятельности растений и полезной микрофлоры почвы, участвующей в превращении валовых запасов питательных веществ (азота, фосфора, калия и др.) в окисленные, наиболее усвояемые растениями формы.

Суточная потребность в кислороде корней культурных растений колеблется в пределах 0,35...1,56 мг на 1 г сухого вещества. Особенно нуждаются в кислороде прорастающие семена, а повышенное содержание углекислоты в почвенном воздухе задерживает их прорастание. При недостатке кислорода в почвенном воздухе развиваются анаэробные бактерии, что приводит к накоплению в почве недоокисленных и даже закисных соединений.

Принимая во внимание токсичность большого количества углекислоты для растений, в то же время следует указать на необходимость ее присутствия в почвенном воздухе в оптимальных пределах. Как установлено, корни растений, как и листья, тоже усваивают углекислоту, передающуюся по стеблю к листьям и являющуюся исходным материалом для фотосинтеза. Велика роль выделяемой корнями углекислоты в обменном усвоении ими других элементов питания растений, в первую очередь калия непосредственно из почвенных калийсодержащих минералов.

В литературе описаны опыты, подтверждающие высокую устойчивость некоторых культурных растений, в частности гречихи, к повышенному содержанию в составе воздуха CO₂ и других газов, в том числе азота. Несмотря на наличие таких данных, для большинства возделываемых культурных растений благоприятный воз-

душный режим почвы — важнейшее условие их нормального развития и роста.

Необходимо также учитывать косвенное влияние углекислоты на условия жизни растений и микроорганизмов почвы. В зависимости от условий аэрации существенно меняется состояние некоторых соединений в почве. Такие соединения, как CO_2 , NO_3 , SO_4 , Fe^{3+} , в пересыщенных водой почвах переходят в восстановленные формы: CH_4 , NH_2 , NH_3 , H_2S , Fe^{2+} , Mn^{2+} . Повышенное содержание углекислоты воздействует на pH среды. Почвенный раствор при этом подкисляется, резко меняется растворимость углекислого кальция (0,013 г/л при отсутствии CO_2 и 0,4884 г/л при 10% CO_2).

В кислых почвах фосфорная кислота преобладает в виде H_2PO_4 , а в щелочных — в виде H_3PO_4 , менее доступном для растений.

5.3. Воздушные свойства, воздушный режим почвы и его регулирование

Почва как пористое тело всегда содержит определенное количество воздуха. К воздушным свойствам почвы относят воздухоемкость и воздухопроницаемость. Воздухоемкость — объем почвенных пор, занятых воздухом, при влажности почвы, соответствующей наименьшей влагоемкости.

Воздухопроницаемость — свойство почвы пропускать через себя воздух.

Воздухоемкость и воздухопроницаемость зависят от типа почвы, ее сложения, структурности, пористости и степени увлажнения. Чем почва менее уплотнена, лучше оструктурена, содержит больше некапиллярной пористости и менее увлажнена, тем выше ее воздухоемкость и воздухопроницаемость, тем лучше происходит газообмен между почвенным и атмосферным воздухом. Процессы обмена почвенного воздуха с атмосферным называют аэрацией или газообменом почвы. Аэрация происходит в системе почвенных пор, заполненных воздухом, соединенных между собой и атмосферой под влиянием следующих факторов: диффузии газов, изменения температуры, влажности почвы, барометрического давления, скорости ветра, уровня грунтовых вод, выпадения осадков и испарения. Все эти факторы в природных условиях по-разному влияют на интенсивность газообмена, но их совместное действие на почвах с хорошей воздухопроницаемостью обеспечивает постоянную аэрацию почвы. Чем лучше происходит газообмен, тем больше в почвенном воздухе содержится кислорода и меньше углекислого газа.

Однако на разных типах почв и в различных гидрологических условиях по-разному складывается воздушный режим почвы. Воздушный режим почвы — совокупность всех явлений поступления воздуха в почву, его передвижения, расхода и обмена газами между почвенным и атмосферным воздухом.

В почвах тяжелого механического состава, бесструктурных и переувлажненных, обладающих низкой пористостью аэрации,

воздушный режим складывается неблагоприятно, что отрицательно сказывается на почвенных процессах и урожайности сельскохозяйственных культур.

Оптимальный воздушный режим в почве формируется тогда, когда 20...40% почвенных пор занято воздухом и в его составе содержание кислорода не снижается менее чем на 15%, а концентрация углекислого газа не превышает 1...2%.

Об оптимальности воздушного режима почвы и хорошей обеспеченности растений и почвенных организмов кислородом можно судить по интенсивности прохождения в ней окислительно-восстановительных процессов. При хорошей аэрации и обеспеченности почвы кислородом в ней интенсивно развивается аэробная микрофлора, разлагающая органические вещества до минеральных, что способствует улучшению пищевого режима почвы, в первую очередь азотного. В аэробных условиях железо, марганец, алюминий и другие элементы в результате реакции окисления переходят из закисных в окисные — нетоксичные для растений формы. Напротив, в сильно переувлажненных, слабоаэрируемых, недостаточно обеспеченных кислородом почвах, создаются анаэробные условия, в которых преобладает анаэробная микрофлора. При этом тормозится разложение органических веществ, идут процессы торфонакопления, оглеения, снижается количество доступных для растений питательных элементов, усиливается денитрификация, а также окисные соединения железа, марганца, алюминия переходят в закисные — токсичные для растений формы.

Степень выраженности окислительных или восстановительных процессов в почве можно принять как значение окислительно-восстановительного потенциала или E_h , характеризующего электродвижущую силу, измеряемую потенциалом в милливольтх.

Оптимальный воздушный и водный режимы и окислительно-восстановительные условия почвы складываются при значениях показателя ОВП в пределах 300...500 мВ.

При значениях $ОВП < 200$ мВ в почве преобладают восстановительные процессы над окислительными, что свидетельствует о неблагоприятном воздушном режиме, а при значениях $ОВП > 600$ мВ — о неблагоприятном водном режиме почвы.

Поддержание или создание прочной структуры, обеспечивающей условия для одновременного снабжения растений водой и воздухом, рыхление (обработка) почвы остаются и сейчас основными мероприятиями по поддержанию и улучшению ее воздушного режима. На избыточно увлажненных, болотных и заболоченных почвах эти агротехнические приемы могут быть эффективными только на фоне гидротехнической мелиорации почв, главной задачей которой является регулирование водно-воздушного режима, в том числе и с помощью агромелиоративных приемов: углубления пахотного слоя, глубокого рыхления, кротования, щелевания и др.

В последнее время наука и практика склоняются к мнению, что влияние избыточной увлажненности почв на растения заключается не в прямом отрицательном действии на них воды, содержащейся

в избытке, а в недостатке кислорода. Поэтому, по-видимому, целесообразно регулировать водно-воздушный режим переувлажненных почв не только с помощью гидротехнических мелиоративных систем (осушением — увлажнением), но и путем воздушных (кислородных) мелиораций. Такая мысль, несомненно, заслуживает внимания и требует инженерно-конструкторской проработки.

Глава 6. БИОФАЗА ПОЧВЫ

Наряду с твердой, жидкой и газовой фазами почвы ведущая и определяющая роль в почвообразовании, в свойствах почвы и уровне ее плодородия принадлежит биофазе, представленной самыми разнообразными низшими и высшими растительными организмами, многочисленными микроорганизмами и животным миром. Благодаря биофазе почвообразующая порода постоянно обогащается органическим веществом, включающим как элементы зольного питания, так и аккумулированную солнечную энергию, и в ней происходит биологический круговорот веществ. Последний препятствует выносу с инфильтрационными водами элементов зольного питания и способствует концентрации и закреплению их в верхних горизонтах системы почва—организмы биофазы—почва. Следовательно, *почва — живая, биодинамическая система, в которой ведущая роль в формировании свойств и протекающих процессов принадлежит биофазе.* Вместе с тем следует подчеркнуть, что роль каждой из групп организмов биофазы различна, но совместная их деятельность в значительной степени предопределяет ход и направление почвообразовательного процесса в конкретных климатических и гидрологических условиях.

6.1. Растительные организмы

Растительные организмы представлены в ы с ш и м и в и д а м и — зелеными растениями и н и з ш и м и — мхами, лишайниками и водорослями.

Зеленая растительность — главный источник органического вещества почвы. Обычно ее делят на две группы — древесная и травянистая. Обе как по количеству общей биомассы, ежегодно поступающей в почву, так и по химическому составу, существенным образом отличаются (табл. 6.1.).

Древесная растительность ежегодно оставляет на поверхности почвы большое количество опада в виде ветвей, листьев, хвои, коры и т. п., образующего так называемую л е с н у ю п о д с т и л к у, и незначительное количество корневой биомассы. Однолетняя же и многолетняя травянистая растительность, развивая большую и густую корневую систему, подчас превышающую надземную биомассу, оставляет больше органического вещества в почве, из которого образуется гумус.

**6.1. Биомасса, ежегодный опад и химический
состав основных типов растительности, ц/га
(по Л. Е. Родину и Н. И. Базилевич, 1965)**

Растительные сообщества	Органическое вещество				Зольные элементы и азот			
	общая биомасса	биомасса корней	ежегод- ный прирост	ежегод- ный опад	в биомас- се	ежегодно потребля- ется	ежегодно возвра- щается с опадом	разница потребле- ния и воз- вращения
Ельники южной тайги	3300	735	85	55	27,0	1,55	1,20	—0,35
Сфагновые болота	370	40	34	25	6,1	1,09	0,73	—0,36
Дубравы	4000	960	90	65	58,0	3,40	2,55	—0,85
Луговые	250	170	137	137	11,8	6,82	6,82	0,0
степи	100	85	42	42	3,5	1,61	1,61	0,0
Сухие степи								

Различные сообщества зеленой растительности существенно отличаются не только количеством наземной и подземной массы, но и ее составом, а следовательно, характером и скоростью разложения. Древесная растительность богаче, чем травянистая, лигнином, смолами, восками и дубильными веществами, но значительно беднее углеводами и белками. Поэтому древесный опад разлагается медленнее, чем травяной.

Лесная подстилка, пропитанная дубильными веществами, имеет кислую реакцию среды, а остатки травянистой растительности после их отмирания обретают нейтральную реакцию. Поэтому лесная подстилка разлагается преимущественно грибами, а травянистая — бактериями.

Поверхностные слои переувлажненной почвы, особенно весной, населяют водоросли, представляющие собой мельчайшие организмы, содержащие в клетках хлорофилл и способные к фотосинтезу. Различают три вида водорослей: зеленые, сине-зеленые и диатомовые. Водоросли, содержащие хлорофилл, ассимилируют углекислоту и выделяют кислород, улучшая кислородный режим почвы и усиливая в ней окислительные процессы. Имеются виды водорослей, способные ассимилировать атмосферный азот, улучшая тем самым азотный режим почвы, а также стимулировать деятельность азотофиксирующих бактерий.

Почву населяют также лишайники — симбиотические организмы гриба и водоросли. Водоросль лишайника синтезирует органическое вещество, а гриб с помощью грифа прикрепляется к субстрату, извлекая минеральные вещества. После отмирания лишайники обогащают почву минеральной и азотной пищей, создавая условия для поселения высших зеленых растений.

6.2. Микроорганизмы

Почву населяет огромное количество самых разнообразных микроорганизмов — бактерии, актиномицеты, грибы, простейшие (табл. 6.2), играющих исключительно важную роль в почвообразо-

**6.2. Содержание микроорганизмов в профиле целинных почв
(тыс. на 1 г почвы) (по Е. Н. Мишустину, 1966)**

Почва	Глубина, см	Гумус, %	Общее количество бактерий	Спорообра- зующие бактерии	Актиноми- цеты	Грибы
Дерново-подзо- листая (Московская обл.)	0—5	3,4	1600	180	177	40
	5—10	3,3	780	175	61	18,9
	20—30	1,4	168	59	33	0,9
	40—50	0,4	77	16	9	0,5
	70—80	0,1	20	12	4	0,3
Чернозем (Харьковская обл.)	0—5	9,2	8950	815	835	37,0
	5—10	9,1	6650	945	1015	36,5
	20—30	7,7	835	825	126	19,5
	40—50	4,5	200	169	24	17,2
	70—80	2,7	147	127	13	0,3
Серозем (Узбекистан)	0—5	2,2	1500	505	780	20,0
	5—10	2,1	800	350	750	12,0
	20—30	1,0	560	96	360	2,4
	40—50	0,5	110	69	160	0,4
	70—80	0,3	90	77	150	0,2

вании. Они принимают активное участие в процессах разложения органического вещества почвы и превращения его в гумус, в круговороте азота, углерода, фосфора, серы и других элементов минерального питания. Микроорганизмы выделяют биохимически активные вещества, необходимые для синтеза белков, ферментов, ростовых и других веществ. Некоторые из них способны ассимилировать азот из атмосферы, переводить ряд элементов минерального питания из недоступных форм в растворимые, доступные для растений, что способствует повышению плодородия почвы.

Среди микроорганизмов, населяющих почву, наиболее распространенный вид — это бактерии, общее количество которых может достигать от сотен тысяч до миллиардов в 1 г почвы. Их живая масса в пахотном горизонте колеблется в пределах 3...6 т/га. По способу питания все бактерии можно разделить на две группы: автотрофные и гетеротрофные.

Первые усваивают углерод из углекислого газа, а вторые — углерод органических соединений. Автотрофные бактерии осуществляют ряд важных для почвообразования процессов, таких, как аммонификация, нитрификация, сульфификация, окисление и др. Процесс окисления для них является источником энергии, необходимой для усвоения углерода и синтеза органического вещества. К этой группе относятся нитрифицирующие бактерии, серобактерии и железобактерии.

Гетеротрофные бактерии окисляют органические вещества растительных и животных остатков. Они разлагают углеводы, белки, жиры, кислоты, вызывают брожение углеводов и пектиновых веществ, гниение белков, денитрификацию азота и десульфификацию.

По типу дыхания бактерии делят на аэробные, способные жить при доступе свободного кислорода, и анаэробные, живущие без доступа свободного кислорода.

В почвенных процессах большая роль принадлежит актиномицетам, или плесневым бактериям. Это аэробные организмы, хорошо разлагающие клетчатку, лигнин, парафин, воск и гумусовые вещества почвы и высвобождающие содержащиеся в них питательные элементы для растений.

Актиномицеты предпочитают нейтральную среду, мало требовательны к влажности, а некоторые из них устойчивы к засолению почвы.

В почвах значительное распространение имеют грибы, главным образом плесневые. Они хорошо развиваются в кислой среде, поэтому в почвах с кислой реакцией среды разложение органических остатков осуществляется преимущественно грибами. В наибольшей мере процесс разложения грибами растительных остатков проявляется в подстилке лесных почв.

В аэробных условиях грибы разлагают углеводы, лигнин, клетчатку, белки, жиры и другие органические вещества. Грибы, как и актиномицеты, обладают достаточной засухоустойчивостью, которая объясняется повышенным осмотическим давлением их клеток, позволяющим им развиваться и на засоленных почвах.

Наряду с бактериями и грибами в почве развивается и активно действует большое количество разнообразных простейших одноклеточных организмов в виде инфузорий, амёб, корненожек и др. Причем наиболее интенсивно они действуют при температуре почвы 20...22°C и достаточных запасах влаги в ней. В жаркие и засушливые периоды года они переходят в состояние покоя. Эти организмы преимущественно аэробы и питаются органическим веществом, в том числе и живыми бактериями. Поэтому чем богаче почва органическим веществом, тем интенсивнее развиваются простейшие.

6.3. Животный мир почвы

К животному миру, принимающему активное участие в жизни почвы, относятся как беспозвоночные, так и позвоночные. Беспозвоночные -- это дождевые черви, муравьи, термиты, личинки жуков и различные насекомые. Среди этой группы животного мира почвы особое внимание заслуживают дождевые черви, общее количество которых может достигать от нескольких тысяч до нескольких миллионов особей на гектар.

Перемещаясь в почве, дождевые черви перемешивают ее массу, активно перерабатывают растительные остатки, пронизывают многочисленными ходами, пропуская при этом большую массу почвы через кишечный тракт. Почва, прошедшая через кишечник червей, содержит больше гумуса и поглощенного кальция, обладает мелкозернистой довольно водопрочной структурой. Следовательно, дождевые черви улучшают физические свойства почвы, увеличи-

вают ее скважность, делают ее более рыхлой, воздухо- и водопроницаемой, способствуют более глубокому проникновению корневых систем растений.

Что же касается муравьев, термитов, личинок жуков и насекомых, они также способствуют, хотя и в меньшей степени, улучшению почвы, перемешивая ее и поедая растительные остатки. После отмирания они обогащают почву органическим веществом.

Почва — местообитание различных позвоночных животных — кротов, сусликов, хомяков, мышей и др. Грызуны тоже способствуют перемешиванию значительного количества почвенной массы, лучшему проветриванию почвы и ускорению впитывания атмосферных осадков.

Таким образом, биофаза почвы благодаря ее разнообразному видовому составу, многочисленности организмов, приспособленности их к условиям внешней (почвенной) среды играет большую роль в превращении веществ, круговороте зольных элементов пищи растений, накоплении в почве азота, фосфора и других биогенных элементов питания растений, улучшении основных свойств и режимов почв, определяющих уровень их плодородия.

Биофаза почвы, гумус, минеральная часть и почвенный раствор ее — все это сложная биодинамическая система, постоянно развивающаяся и находящаяся во взаимодействии с окружающей средой.

Глава 7. ПОГЛОТИТЕЛЬНАЯ СПОСОБНОСТЬ ПОЧВЫ И СВЯЗАННЫЕ С НЕЙ ПРОЦЕССЫ

В почве жидкая фаза взаимодействует с твердой. Наиболее активно это взаимодействие происходит между катионами и анионами растворенных солей и твердой фазой почвы. Наличие в составе твердой фазы почвы тонкодисперсных коллоидных частиц, а также пористости, образуемой при сложении различных по размерам частиц, обуславливается способностью почвы задерживать вещества, которые в нее попадают. Это могут быть вещества в молекулярном и ионном состоянии, суспензии и коллоидные растворы, тела микроорганизмов.

Явление поглощения веществ из почвенного раствора, а также паров, газов и находящихся в газах взвешенных частиц, микроорганизмов называют поглотительной способностью почв.

Именно с явлением поглощения в почве связаны особенности почвообразовательных процессов, формирование ее реакции, физические свойства, определяющие специфику и необходимость применения гидротехнических и химических мелиораций и даже агротехнических приемов.

Изучению поглотительной способности почвы уделяли много внимания видные ученые-исследователи своего времени Т. Грем (1805—1869), П. А. Костычев (1845—1895), К. К. Гедройц (1882—

1932), его развили в своих трудах В. Р. Вильямс, И. Н. Антипов-Каратаев (1888—1965), А. Н. Соколовский (1884—1959), Н. И. Горбунов (1978) и другие выдающиеся ученые почвоведы, агрономы, химики и физики.

7.1. Виды поглотительной способности и их природа

В зависимости от характера поглощения веществ почвой К. К. Гедройц (1922) установил пять видов поглотительной способности: механическая, биологическая, физическая, химическая и физико-химическая.

Механическая поглотительная способность связана с пористостью почвы, способностью ее задерживать частицы, взмученные в воде, диаметр которых больше диаметра почвенных пор. Между механическими элементами и агрегатами всегда есть пространства в виде сложной сети пор. Они имеют различную форму и диаметр, нередко прерываются и заканчиваются тупиками. В результате почва задерживает (поглощает) частицы, крупнее диаметра пор. Механическое поглощение усиливается по мере закаливания (кольматации) почвы. При механическом поглощении в мелких почвенных порах задерживаются также отдельные микроорганизмы.

Биологическая поглотительная способность — поглощение и закрепление веществ в телах организмов. Оно осуществляется растениями, микроорганизмами и животными, обитающими в почве, в период их жизни. Особенностью биологического поглощения является его избирательность, т. е. усвоение организмами из растворов наиболее необходимых для них веществ при их минимальном содержании в присутствии больших количеств других соединений. После отмирания организмов в верхних горизонтах почв в гумусе аккумулируются такие биогенные элементы, как азот, фосфор, кальций и др.

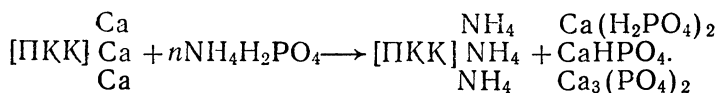
Физическая поглотительная способность (аполярная адсорбция) обусловлена явлениями поверхностного натяжения и выражается в увеличении или уменьшении концентрации молекул растворенного вещества в пограничном слое раствора, окружающем почвенные коллоиды. Степень выраженности ее в почве зависит от наличия коллоидов, их качества, механического состава, присутствия первичных и глинистых минералов органических коллоидов. Физическое поглощение обуславливается свободной поверхностной энергией почвенных частиц.

Согласно законам физики, любая дисперсная система стремится уменьшить свою поверхностную энергию, что осуществляется при укрупнении дисперсной фазы или уменьшении поверхностного натяжения.

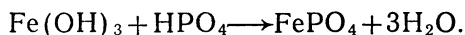
При физической адсорбции происходит поглощение почвой целых молекул. Если при этом поглощаются вещества, повышающие поверхностное натяжение, то в результате возникает явление отрицательной адсорбции, при котором на границе раздела диспер-

сной фазы и дисперсионной среды создается более низкая их концентрация, чем в остальном объеме почвенного раствора. Повышают поверхностное натяжение, например, ионы Cl^- , NO_3^- . При отрицательной адсорбции они уносятся водой, передвигающейся по профилю почвы в более глубокие горизонты и даже за ее пределы. Удаление хлоридов из почвы — положительное явление, так как избыток хлор-иона оказывает токсическое действие на растения. Отрицательная адсорбция и слабое закрепление нитратов в почве в агрономическом отношении — процессы нежелательные. Вынос за пределы корнеобитаемого слоя нитратов понижает урожайность растений.

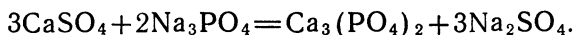
Химическое поглощение — это способность почвы закреплять в форме труднорастворимых соединений ионы, поступающие в почвенный раствор. Закрепление ионов в результате химического поглощения происходит, когда в почвенном растворе содержится соль, образующая с веществами, находящимися в почве, в том числе в поглощенном состоянии, труднорастворимые соединения. Так, в почвах, имеющих нейтральную или слабощелочную реакцию (черноземы, каштановые сероземы), вносимые фосфорные удобрения после обменной реакции между катионом удобрения и поглощенным кальцием закрепляются вследствие образования труднорастворимых соединений — фосфатов кальция:



В красноземах и подзолистых почвах с кислой реакцией вследствие взаимодействия свободных гидратов окислов железа с фосфат-ионом осуществляется химическое поглощение фосфат-иона в результате образования труднорастворимых фосфатов железа:



В солонцовых почвах со щелочной реакцией также возможно закрепление фосфат-иона при внесении в них гипса:

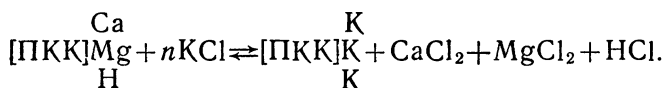


Физико-химическая поглотительная способность почв обуславливается адсорбцией ионов в двойном электрическом слое коллоидов. К. К. Гедройц (1955) называл ее обменной. Если почву обработать раствором соли, то произойдет обменная реакция между катионами растворенной соли и катионами, находящимися в слое компенсирующих ионов коллоидных мицелл. При этом эквивалентные количества катионов меняются местами, т. е. катионы из растворов перейдут в слой компенсирующих ионов, а катионы из слоя компенсирующих ионов — в раствор.

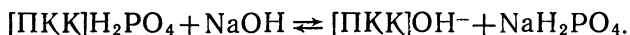
Совокупность коллоидов почвы, способных к реакциям обмена, К. К. Гедройц называл почвенным поглощающим комп-

лексом (ППК). А. Н. Соколовский считал более правильным название почвенный коллоидный комплекс (ПКК), так как поглощение происходит в основном коллоидной частью почвы. Катионы, находящиеся в компенсирующем слое коллоидных мицелл и способные к реакциям обмена, названы поглощенными, или обменными.

Физико-химическая поглотительная способность у почвенных коллоидов, заряженных отрицательно, проявляется по отношению к катионам. Например, реакцию обмена между ПКК почвы с раствором хлористого калия представляют следующей схемой:



Теоретически можно допустить, что в случае положительного заряда коллоидов, поглощаться будут анионы. Так, если подействовать на краснозем, содержащий поглощенный фосфат-ион, раствором едкого натра, то должна произойти реакция



В аридных условиях течение ее существенно осложняется.

7.2. Состав обменных катионов и емкость поглощения почв

Разнообразие условий и факторов почвообразования, особенности почвообразовательного процесса обуславливают различие состава обменных катионов у различных типов почв (табл. 7.1). Преобладающие обменные катионы в черноземах — кальций и магний. Кроме катионов кальция и магния подзолистые и дерново-подзолистые почвы содержат также в поглощенном состоянии водород и алюминий. В солонцах и солонцеватых почвах в составе обменных катионов имеется некоторое количество поглощенного натрия. В красноземных почвах в составе обменных катионов преобладают водород и алюминий, которые могут обуславливать высокую гидролитическую кислотность этих почв.

В зависимости от состава поглощенных катионов К. К. Гедройц (1955) предложил делить все почвы на насыщенные и ненасыщенные основаниями. Насыщенные основаниями почвы почти не содержат поглощенных водорода и алюминия. К ним можно отнести черноземы обыкновенные и южные, каштановые и другие почвы. Почвы ненасыщенные основаниями содержат, наряду с кальцием и магнием, также поглощенные водород и алюминий. Это — подзолистые, дерново-подзолистые, красноземные и другие почвы.

Наилучшими агромелиоративными свойствами обладают почвы, у которых, подобно чернозему, в составе обменных катионов преобладают катионы кальция, а другие катионы занимают подчи-

**7.1. Состав обменных катионов и емкость поглощения
в почвах СССР (в мг-экв на 100 г почвы)**

Почва	Глубина взятия образца, см	Гумус, %	Обменные катионы				Емкость поглощения	Степень насыщенности основаниями, %	Автор
			кальций	магний	водород	натрий			
Дерново-под- золистая лег- косуглинистая	0—10	1,7	2,0	0,3	3,3	Нет	5,6	41	И. С. Станис- лавичуте и А. И. Шведе- дас, 1962
	10—20	1,6	1,7	0,4	3,3	"	5,4	39	
	80—90	0,3	5,8	1,4	2,8	"	10,0	72	
	120—130	Не опред.	4,9	0,8	1,7	"	7,4	77	
Серая лесная среднесуглини- стая	0—10	3,9	19,4	3,1	6,4	Нет	28,9	78	П. Г. Аде- рихин и Е. П. Тихо- ва, 1963
	20—30	3,2	17,9	2,9	6,1	"	26,9	77	
	40—50	2,1	15,0	2,2	4,6	"	21,8	79	
	80—90	0,7	9,6	2,5	2,3	"	14,4	84	
Чернозем ти- пичный гли- нистый	0—10	9,6	46,0	9,1	3,0	Нет	58,1	95	П. Г. Адер- хин и Е. П. Тихо- ва, 1963
	20—30	7,6	44,4	7,5	2,0	"	53,9	96	
	60—70	4,1	36,7	7,0	0,8	"	44,5	98	
	80—90	3,1	36,4	7,0	Нет	"	43,4	100	
Солонец чер- ноземный сред- нестолбчатый тяжелосугли- нистый	2—8	4,6	12,8	4,4	"	2,9	20,1	100	Н. И. Усов, 1948
	10—16	2,8	14,1	11,2	"	10,4	35,7	100	
	74—80	0,2	20,2	6,5	"	7,6	34,3	100	
	100—106	Не опред.	21,4	7,1	"	6,4	34,9	100	
Светло-каш- тановая солон- цеватая	0—15	2,6	24,8	4,8	Нет	1,4	31,0	100	Н. И. Усов, 1948
	22—32	1,9	21,3	8,2	"	1,5	31,0	100	
	72—82	0,7	14,0	8,9	"	5,8	28,7	100	
	110—120	Не опред.	15,0	9,6	"	3,2	27,8	100	
Краснозем суглинистый	3—6	3,0	1,3	0,7	26,3	Нет	28,3	7	И. Д. Гам- крелдзэ, 1955
	17—25	Не опред.	1,2	1,2	44,8	"	47,2	5	
	60—70	"	1,5	1,1	32,0	"	34,6	8	
	120—130	"	1,5	1,1	26,1	"	28,7	9	

ненные места, но их наличие необходимо для питания растений.

Степень насыщенности почвы основаниями — отношение суммы обменных катионов к сумме тех же катионов и гидролитической кислотности почвы. Она определяется формулой

$$v = \frac{S}{S + H},$$

где S — сумма обменных катионов; H — гидролитическая кислотность, мг-экв на 100 г почвы.

Учитывая важную роль кальция в формировании структуры почвы, ее реакции, физических свойств, фиксации гумуса в профиле почвы, А. Н. Соколовский еще в 1919 г. предложил вместо деления почв на насыщенные и ненасыщенные основаниями определять показатель степени насыщенности почвы кальцием.

Степень насыщенности почвы, ее коллоидной части, кальцием получают по формуле

$$S = \frac{A - K}{A} \cdot 100,$$

где S — степень насыщенности почвы, %; A и K — значения поглощения ионов соответственно NH_4 и $\text{Ca}/_2$, мг-экв на 100 г почвы.

Определяя наличие обменных катионов в конкретных почвах, можно управлять их составом и таким путем улучшать свойства почвы по отношению к возделываемым растениям или в других целях.

Приемы, позволяющие практически изменять свойства почв и грунтов в зависимости от целей и направления их использования, — известкование, гипсование, мергелевание, кислование и осолонцевание.

В зависимости от количества поглощенных катионов почвы и отдельные горизонты существенно отличаются. Величину (выраженность) поглотительной способности почв характеризуют суммарное количество оснований и емкость поглощения.

Суммой поглощенных оснований (S) называют общее количество поглощенных оснований (Ca^{+2} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , NH_4^+). Суммарное количество способных к обмену поглощенных катионов называют емкостью поглощения почвы (E). Как сумму поглощенных оснований, так и емкость поглощения выражают в миллиграмм-эквивалентах на 100 г почвы.

Емкость поглощения почв колеблется в широких пределах. Она зависит от механического и минералогического состава, от содержания коллоидов и реакции раствора. Почвы тяжелого механического состава имеют более высокую емкость поглощения, чем легкие.

Состав поглощенных катионов влияет на физико-химические свойства почвы (pH), подвижность органических веществ и степень дисперсности минеральной части почвы.

Состав и соотношение обменных катионов существенно влияют на агрегатность почвы и ее физические свойства. Почвы, насыщенные кальцием, отличаются агрономически ценной водопрочной структурой. Солонцовые почвы, содержащие 10...20% обменного натрия от емкости поглощения, имеют неблагоприятную в агрономическом отношении столбчатую и глыбистую структуру. Они липкие, мажущиеся и вязкие во влажном состоянии, твердые — в сухом. Время, на протяжении которого солонцы наиболее легко поддаются крошению и обработке (спелость почвы), у них намного короче, чем у черноземных, насыщенных кальцием почв.

Знание свойств почвы, обусловленных отдельными катионами, возможность их замены в соответствии с закономерностями физико-химического обменного поглощения — теоретическая основа практических приемов химической мелиорации почв.

7.3. Насыщенные и ненасыщенные кальцием почвы

Как отмечено выше, емкость поглощения и степень насыщенности почв основаниями, — важные показатели, по которым можно судить не только о свойствах почвы в целом, но и о ее плодородии, поскольку эти характеристики находятся, несомненно, в определенной корреляционной зависимости.

Однако, по мнению А. Н. Соколовского (1956), важно знать не насыщенность почвы основаниями вообще, а насыщенность ее катионами, играющими важную роль в создании благоприятных свойств почвы. Таким катионом является в первую очередь катион кальция. Именно он преобладает в черноземах в поглощенном состоянии, в результате чего свойства целинных черноземов до сих пор принимают в качестве эталона соответствия потребностям возделываемых растений.

Но в различных почвах, их генетических горизонтах неодинакова емкость поглощения и вместимость по отношению к поглощаемым катионам. Поэтому с практической точки зрения для оценки потребности конкретной почвы в кальции необходимо принимать во внимание не абсолютное его содержание, а степень насыщенности им.

Не исключая роль других катионов, отметим прямое и косвенное влияние кальция на микробиологические процессы, химизм и физические свойства почвы, его значение для сохранения постоянства самого состава почвы (коагулирует и предохраняет от вымывания ее коллоидную часть). Поэтому насыщенность почв именно кальцием представляет большой интерес с мелиоративной и агрономической точек зрения.

Это дает основание подразделять все почвы не на насыщенные и ненасыщенные основаниями, а на насыщенные и ненасыщенные кальцием. К первым можно отнести подзолистые и близкие к ним почвы, а также солонцовые, ко вторым — черноземы типичные и близкие к ним по происхождению, образовавшиеся на карбонатных, не содержащих в больших количествах натрия лессовых и лессовидных почвообразующих породах.

7.4. Определение и расчет потребности почв в кальции для оптимизации их свойств

Потребность кислых почв в известковании определяется показателем pH. Принято считать, что при pH солевой KCl вытяжки от 7,0 до 5,5 почва не нуждается в известковании, при pH от 5,5 до 5,1 — слабо нуждается, при pH от 5,1 до 4,5 — средне нуждается и при pH ниже 4,5 — очень нуждается.

Кроме реакции почвы мерилем потребности в кальции является ее отношение к этому катиону, «жадность» поглощения ею кальция, поэтому показатель pH в этом отношении лишь приблизительный и условный. Расчет дозы извести для известкования кислых почв проводят по показателю гидролитической кислотности.

Например, при гидролитической кислотности 2мг-экв на 100 г почвы пересчет на 1 га производят по такому принципу:

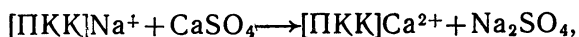
а) для нейтрализации 1 мг-экв H^+ ионов гидролитической кислотности в 100 г почвы необходим 1 мг-экв кальция, а на 2 мг-экв H^+ нужно 2 мг-экв. Ca^{2+} ;

б) граммное значение 1 мг-экв $Ca = 2 \cdot \frac{40(\text{мол. масса})}{(\text{валентность}) 1000(\text{мили})} = \frac{100 \text{ мол. масса}}{1000} = 0,02 \text{ г.}$ Для извести ($CaCO_3$) это будет $2(\text{валентность}) 1000 \times \frac{100}{1000} \cdot (\text{мили}) = 0,05 \text{ г.}$

Если масса пахотного слоя почвы на площади 1 га (глубина пахоты $\times 10000 \text{ м}^2 \times \text{объемную массу почвы}$) равна примерно 3000 т, то необходимое количество извести на 1 га такой почвы

$3000 \text{ т} \times 0,05 \times 2(\text{г}) \times 10000(\text{пересчет на 1 т почвы}) = 3000 \text{ кг.}$

Аналогично, но по содержанию в почве поглощенного натрия, проводят расчет нужного количества гипса ($CaSO_4 \cdot H_2O$) для внесения его в солонцовые почвы при их химической мелиорации:



учитывая при этом, что граммное значение 1 мг-экв гипса — $\frac{136}{2 \cdot 100} = 0,068$.

Более ускоренным является перерасчет для извести путем умножения количества поглотившегося кальция (в мг-экв на 100 г почвы) на коэффициент 1,25, что сразу дает дозу извести на 1 га.

Пересчет для гипса (солонцовые почвы) осуществляют умножением на коэффициент 2,15.

7.5. Использование ненасыщенности почв кальцием в гидротехническом строительстве и земледелии

Ненасыщенность почв кальцием — не всегда отрицательное их свойство.

Если структура почвы (агрегированность) — важнейшее качество плодородной почвы, ее агрометрических свойств, то в гидротехническом отношении она является уже отрицательным фактором. Хорошая водопроницаемость структурной почвы в земледелии весьма желательна, однако она вредна там, где необходимо задержать воду, устроить водохранилище, пруд, построить плотину, дамбу, проложить ирригационные каналы.

В этих случаях почву следует сделать как можно менее проницаемой для воды, устранить возможность ее просачивания, растекания по пути к орошаемым полям. При наличии такой «утечки» воды она не только непроизводительно теряется, но и способствует поднятию уровня грунтовых вод, заболачиванию и засолению орошаемых и прилегающих к каналам и водоемам участков. По причине высокой водопроницаемости песчаные и структурные суглинистые почвы вообще бывают менее пригодными для

орошения, чем почвы более тяжелого механического состава или слабоуструктуренные.

В мелиоративном строительстве для борьбы с фильтрацией воды применяют бетонные, пленочные, глинистые и другие искусственные одежды каналов и дна водоемов.

Часто их применение затруднено из-за высокой стоимости и отсутствия необходимых материалов. Известно и то, что одно лишь уплотнение почв или грунтов для уменьшения фильтрации малоэффективно, так как при наличии факторов структурообразования структура почвы быстро восстанавливается.

Если же в почве (грунте) хотя бы частично заменить поглощенный кальций на ион натрия, обработав ее поваренной солью (NaCl), то такие искусственно осолонцованные почвы (грунты) легче уплотняются и делаются практически водонепроницаемыми.

В лаборатории почвоведения АН УССР в Харькове еще в 30-е годы установлено, что, сочетая осолонцевание и уплотнение, можно в очень короткий срок сделать непроницаемыми для воды не только черноземные суглинистые почвы, но также супеси и глинистые пески при сравнительно небольшом расходе поваренной соли ($1...2 \text{ кг/м}^2$) или ее заменителей (Na_2CO_3 , K_2CO_3 , KCl , K_2SO_4 , NaF и др.). Таким образом, в почве содержатся замечательные «внутренние резервы» для гидротехнического строительства — почвенные коллоиды, как заменители бетона и других искусственных облицовок каналов, водоемов (А. Н. Соколовский, Н. К. Крупский, А. Я. Демидиенко и др.).

Особое значение метод осолонцевания приобретает при строительстве прудов и водоемов в степной и лесостепной частях европейской части СССР, в Туркмении, на Волге, в Прикаспии, на юге Украины, где почвы структурны или легкого механического состава. Это свойство почвенных коллоидов может быть использовано и в других отраслях народного хозяйства.

В земледелии ненасыщенность почв кальцием оказывается их положительным свойством в том случае, когда приходится использовать для удобрения труднорастворимые соединения калия (полевых шпатов, гранитов) или фосфорную кислоту фосфоритов ($\text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$, $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$). При взаимодействии с водородом кислот почвенного раствора трикальцийфосфат переходит в одно- [$\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$] или двузамещенный (CaHPO_4) фосфат кальция, из которых фосфорная кислота более доступна растениям, чем из фосфорита — трикальцийфосфата.

То же самое может проявляться в болотных почвах, содержащих пирит FeS_2 . Как отмечалось выше, после осушения этих почв вследствие окисления двусернистого железа появляется активная кислотность от серной кислоты. Внесение фосфоритной муки в такую почву обеспечивает растения дешевой фосфорной кислотой.

Применение в качестве калийного удобрения полевого шпата имеет важное значение для почв Украинского Полесья, Карельской АССР и других районов, богатых выходами гранита, в составе которого преобладают полевые шпаты.

Глава 8. ФИЗИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВЫ

Почву как полидисперсное, пористое физическое тело и четырехфазную систему характеризуют физические, физико-механические, водные, воздушные и тепловые свойства.

Все эти свойства почвы взаимосвязаны и взаимообусловлены, оказывают большое влияние на физические, физико-химические и биологические процессы, а также на особенности формирования водного, воздушного, теплового и пищевого режимов почвы, на ход и направление почвообразовательного процесса в ней, уровень ее плодородия и в конечном итоге на рост и развитие растений.

Свойства почв зависят не только от типа, но и от разностей почв, поскольку они обусловлены механическим, минералогическим составом, наличием гумуса, степенью насыщенности различными катионами, их структурностью, пористостью, сложением. Они изменяются под влиянием протекающих в почве процессов и особенно в результате производственной деятельности человека, интенсивно воздействующего на почву с помощью мелиораций и агромелиоративных приемов.

Поэтому изучение свойств почв, характера их изменений и определение оптимальных параметров — одна из важнейших задач мелиоративного почвоведения. Познание свойств почвы и особенностей изменений позволяет применять такие мелиоративные и агротехнические методы и приемы воздействия на почву, которые способствуют ее улучшению, а следовательно, и повышению уровня плодородия.

8.1. Физические свойства

К физическим свойствам обычно относят: общие физические, физико-механические, водные, воздушные и тепловые.

Общие физические свойства следующие: плотность, объемная масса и пористость, или скважность почвы.

Плотность (удельная масса) — отношение массы единицы объема абсолютно сухой твердой фазы почв к массе воды того же объема при $+4^{\circ}\text{C}$. Для различных почв она неодинакова и колеблется в таких пределах: для минеральных почв 2,4...2,8; для торфяных почв в зависимости от степени разложения и зольности 1,4...1,8. Плотность почвы зависит от минералогического состава и наличия в ней органического вещества, т. е. чем больше в почве содержится тяжелых минералов и меньше органического вещества, тем ее плотность выше, и наоборот (табл. 8.1).

По плотности в определенной степени можно судить о минералогическом составе почвы и наличии в ней органического вещества. Определяется плотность пикнометрическим методом.

Объемная масса — это масса единицы объема абсолютно сухой почвы в естественном сложении, т. е. вместе с порами. Ее рассчитывают по формуле

$$D = a/v,$$

где a — масса абсолютно сухой почвы, г; v — объем почвы, см³; D — объемная масса почвы; г/см³.

Объемная масса почв изменяется в достаточно широких пределах: у минеральных почв — 0,9...1,8, у торфяных — 0,15...0,35 г/см³. Значение объемной массы зависит от механического состава, наличия в почве органического вещества, пористости, структурности и сложения, т. е. чем более легкий механический состав, чем больше в почве гумуса, чем выше ее структурность и чем меньше она уплотнена (взрыхлена), тем ее объемная масса меньше.

8.1. Плотность важнейших минералов и органического вещества почв

Минерал и органическое вещество	Плотность
Гипс	2,30—2,35
Кварц	2,60—2,65
Каолинит	2,58—2,63
Монтмориллонит	2,50—2,65
Мусковит	2,76—3,00
Роговая обманка	3,00—3,50
Гетит	4,00—4,40
Гумус, торф	1,25—1,80

Оптимальная объемная масса для нормального развития корневых систем большинства сельскохозяйственных культур находится в пределах 1,0...1,2 г/см³. Отклонение ее от этих пределов ведет к ухудшению водного и воздушного режимов почвы.

Пористость (скважность) почвы — суммарный объем всех пор и пустот в единице объема почвы.

Пористость выражают в процентах объема почвы и вычисляют по формуле

$$p = \left(1 - \frac{d}{D}\right) \cdot 100,$$

где p — пористость общая, %; d — плотность почвы; D — объемная масса почвы.

Она зависит от механического состава, структурности, сложения почвы и колеблется для минеральных почв в пределах 30...70, а для торфяных — 80...95%. Однако размер, форма и сочетание пор в почве весьма разнообразны и достаточно динамичны, поскольку они обусловлены механическим и агрегатным составами почвы, степенью ее взрыхленности или уплотненности, а также характером и степенью насыщенности почвы различными катионами.

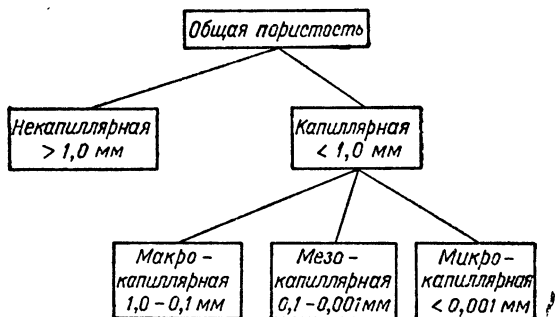
По величине пор (рис. 8.1) общую пористость делят на некапиллярную (диаметр пор >1 мм) и капиллярную (диаметр пор <1 мм). В свою очередь, капиллярная пористость делится на макрокапиллярную (1,0...0,1 мм), мезокапиллярную (0,1...0,001 мм) и микрокапиллярную ($<0,001$ мм).

Разделение общей пористости по диаметрам составляющих ее почвенных капилляров основано на их водоподъемной способности

и водопроницаемости. Кроме того, целесообразно различать ее активную и пассивную части (в основном по водоудерживающей способности).

К активной пористости можно отнести поры в естественных условиях почвы, которые заполняются водой и освобождаются от

Виды пористости



Категории пористости

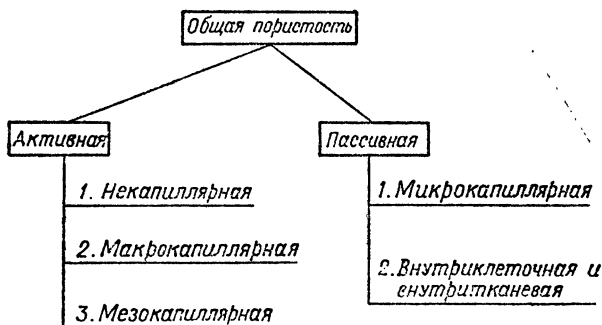


Рис. 8.1. Виды и категории пористости (по П. К. Кузьмичу).

нее в результате гравитации, испарения и потребления растениями. Это некапиллярная, макрокапиллярная и мезокапиллярная пористости (по классификации Н. А. Качинского — межагрегатная, занятая воздухом, и внутриагрегатная пористость, занятая капиллярной и рыхлосвязанной водой).

Пассивной можно считать пористость, которая в естественных условиях заполнена прочносвязанной водой, трудно-или неиспользуемой растениями и не испаряющейся при естественно складывающемся температурном режиме почвы. Условно — это объем пор, отвечающий мертвому запасу воды в почве (см. главу 9).

Как отмечено выше, пористость почвы весьма динамична, особенно в пахотном и корнеобитаемом слоях. Она изменяется в зависимости от видов обработки почвы под влиянием корневых систем растений, замерзания и оттаивания воды в почве, а также заиливания или вымывания водорастворимых веществ из почвы и др. От пористости почвы зависят ее влагоемкость, фильтрация, водоподъемная способность, водоотдача, аэрация и другие свойства, а следовательно, она играет важную роль в формировании водного, воздушного, теплового и косвенно-пищевого режимов почвы.

Оптимальные физические и водные свойства почвы, ее водный и воздушный режимы складываются, когда капиллярная и некапиллярная пористости в ней находятся в соотношении 1:1, причем микрокапиллярная пористость не превышает 8...10% общей.

8.2. Физико-механические свойства

Познать физико-механические свойства почвы можно лишь в комплексе, учитывая ее механический состав, структуру, объемную массу, плотность, влажность, силу трения, прочность и связность. Зная эти свойства, легче характеризовать такие их производные, как пластичность, липкость, сопротивление против растяжения, сжатия, изгиба и кручения, трение, удельное сопротивление почв при обработке органами почвообрабатывающих орудий.

8.2.1. Пластичность почв

Пластичность почвы — одна из форм подвижности ее частиц (консистенции), зависящая от степени увлажнения почвы, а следовательно, от степени проявления связей между частицами.

Таким образом, *пластичность почвы — ее способность изменять свою форму под действием внешних сил и сохранять новую форму неопределенно долго после прекращения действия этих сил.*

В пластичном состоянии, естественно, могут быть лишь почвы, содержащие достаточное количество глинистых частиц, в основном глинистого и суглинистого составов. Супесчаные и особенно песчаные почвы сыпучи, хотя при увлажнении увеличивают связность.

По формам консистенции почва, в зависимости от степени ее увлажнения, бывает жидкотекучая, вязкотекучая, липкопластичная, вязкопластичная, полутвердая и твердая. В липкопластическом и близком к нему состоянии почва прилипает к органам почвообрабатывающих орудий (лемехам плугов, лапам культиваторов и др.), гусеницам тракторов, роющим и другим органам мелиоративных машин. До настоящего времени отсутствует удовлетворительное объяснение природы пластичности почвы.

8.2.2. Липкость почв

Липкость почвы — ее способность прилипать во влажном состоянии к введенным в почву предметам. Это свойство проявляется как отрицательное при обработке почвы. Прилипание почвы к рабочим органам почвообрабатывающих орудий резко увеличивает тяговое сопротивление, ухудшает качество пашни. У почв с хорошо выраженной агрономически ценной структурой липкость проявляется при содержании 60...70% воды. Бесструктурные почвы прилипают уже при содержании в них воды 40...50% массы почвы.

Липкость почвы в значительной степени зависит от наличия в поглощенном состоянии катиона натрия: чем его больше, тем почва более липкая, мажущаяся во влажном состоянии и твердая (связная) в сухом. От липкости зависят такие важные в мелиоративном отношении свойства почвы, как ее набухание и усадка.

8.2.3. Набухание и усадка почв

Набухание почвы — увеличение ее объема при впитывании воды. Обратный процесс, т. е. уменьшение объема почвы при ее высыхании, называют усадкой. Набухание и усадка свойственны и наиболее выражены у почв, богатых глинистыми коллоидными частицами. *Усадка — результат капиллярного давления, увеличивающегося по мере высыхания почвы и роста кривизны менисков в ее капиллярах.*

Набухание—усадку почв можно объяснить также, исходя из коллоидно-химических концепций, в соответствии с которыми набухание — результат гидратации тонкодисперсных частиц почвы и увеличения диффузных оболочек вокруг них, а усадка — это обратный процесс. Набухание почвы может оказывать отрицательное влияние на корневые системы культурных растений и на устойчивость закрытого дренажа в почве, главным образом так называемых кротовых (безматериальных) дренажей.

При гидротехническом строительстве особо необходимо учитывать возможную усадку органогенных почв.

Удаление воды после строительства дренажа вызывает усадку, уплотнение торфа, уменьшение объема крупных пор в нем и мощности залежи в целом. Мощность ее после осушения уменьшается под влиянием трех факторов: 1 — механической усадки торфа, вызванной удалением воды, заполнявшей поры почвы; 2 — биохимического разложения (минерализации); 3 — эрозии торфяной залежи.

В северо-восточных районах СССР, в основных районах Нечерноземной зоны темпы разложения торфа составляют 1...4 см/год. По данным Р. С. Трускавецкого и С. Т. Вознюка, суммарная усадка торфяных почв Полесья и Лесостепи УССР под влиянием осушения гончарным дренажем на фоне двустороннего регулирования уровней грунтовых вод за 1964—1983 годы составила в пойме

реки Цыр (Волинская обл.) одну треть исходной мощности залежи (со 180 до 120 см), а в пойме реки Оржица (Полтавская обл.) — с 210 до 130 см. Сработка залежи была меньшей в бес-
сменных лугово-полевом и луговом севооборотах и большей — при
бессменном использовании почвы в пропашном севообороте. Она
зависела также от степени осушения, глубины залегания уровня
грунтовых вод, от температуры почвы.

Вначале усадка торфяной почвы, т. е. уменьшение ее объема, происходит главным образом под влиянием дренажа и практически без потерь твердой фазы почвы. Верхний горизонт почвы при этом теряет часть заключенной в нем гравитационной воды, вследствие чего влажность его понижается примерно на 20% и более. От потери воды плотность почвы увеличивается, и осушенный горизонт как бы плавает на водопогруженном нижнем слое. После стока воды в осушенном торфянике возникает капиллярное давление по всем направлениям, в том числе и по вертикали. Под влиянием капиллярных сил торф сжимается и происходит его усадка.

Главные факторы, определяющие значения усадки торфяной почвы (А. Д. Брудастов, 1955), следующие:

- 1) количество воды, содержащееся в единице ее объема до осушения, т. е. усадка с увеличением влажности возрастает;
- 2) мощность осушенного слоя торфяной почвы и глубина канала;
- 3) качество слагающего почву торфа, т. е. его ботанический состав, зольность и степень разложения;
- 4) время, истекшее после осушения;
- 5) интенсивность биохимических процессов в торфе после осушения.

Так как обычно естественная плотность торфа увеличивается к минеральному дну, то наибольшая усадка характерна для поверхностных горизонтов почвы. Усадка торфяной почвы происходит в основном в период прокопки траншей или каналов, после чего продолжается, но уже очень медленно, поскольку протекает не под влиянием уменьшения содержания воды, а в результате развивающегося аэробного процесса разложения торфа, которое может достигать 6 т/год на 1 га.

Усадка торфяных почв после их осушения искажает поперечное сечение каналов. Это необходимо учитывать при их проектировании и переносе проекта в натуру.

8.2.4. Спелость почв

Спелость почвы — это такое ее состояние, при котором она наиболее легко поддается обработке, крошится, распадается на более-менее ровные отдельности при наименьшем сопротивлении органам почвообрабатывающих орудий (наименьшем тяговом сопротивлении). Как состояние почвы спелость зависит от ряда условий, а при одинаковом механическом составе — от увлажненности и состава поглощенных катионов.

К сожалению, изучению спелости, этого очень важного в практическом отношении состояния почвы, до сих пор уделялось недостаточно внимания. В работах М. Х. Пигулевского (1936) и В. А. Францессона (1953) было показано, что черноземная почва пребывает в состоянии спелости в интервале влажности — от наименьшей (полевой) влагоемкости до влажности завядания растений (полуторной максимальной гигроскопичности почвы). А. Н. Соколовский (1956) с сотрудиниками обратили внимание на то, что во времени этот интервал у черноземных почв длится две-три недели. Следовательно, весной, после закрытия влаги боронованием, черноземные почвы можно обрабатывать дольше, чем, например, площади, в составе которых преобладают солонцовые комплексы.

Пестрота, пятнистость почв с различной степенью солонцеватости и глубиной залегания плотного солонцового горизонта, а значит, с неодинаковым удельным тяговым сопротивлением являются причиной некачественной обработки почвы и поломок плугов при освоении целинных земель.

Понятия влажность и удельное сопротивление почвы взаимосвязаны. При влажности, соответствующей состоянию спелости, крошение почвы выражено лучше, а прилипание ее к органам почвообрабатывающих орудий и удельное сопротивление обработке меньше.

При обработке почвы происходит трение частиц о металл и друг о друга. Первое называют внешним, второе — внутренним трением почвы. Коэффициент внешнего трения почвы (по В. П. Горячкину, 1956) достигает 0,3...0,8 по сравнению с коэффициентом трения металла о металл.

В случае возникновения в почве сдвигающих усилий сопротивление им происходит в точках контакта между отдельными частицами в форме трения между ними. Для песков, характеризующихся ничтожным внутренним сцеплением, значение сдвигающего усилия выражается формулой Кулона

$$H = f \cdot p,$$

где H — сдвигающее усилие; p — вертикальная нагрузка; f — коэффициент внутреннего трения.

Для определения сопротивления почвы при обработке плугом и установления соответствующей силы тяги обычно пользуются формулой

$$P = K \cdot a \cdot b,$$

где K — удельное сопротивление почвы (отношение затрачиваемого усилия на подрезание пласта, его оборот и трение о рабочую поверхность орудия к площади поперечного сечения пласта), кг/см²; a — глубина пахоты; b — ширина захвата, см. Значение K колеблется в пределах 0,2...0,3 на легких почвах, до 0,9 кг/см² — на тяжелых.

Например, удельное сопротивление тяжелосуглинистого южно-го чернозема на лессе (УССР) составляет 0,52...0,54, обыкновен-

ного чернозема — 0,40, глубокостолбчатого легкосуглинистого солонца — 0,70, среднеподзолистой супесчаной почвы — 0,41, слабо-подзолистой песчаной — 0,29 кг/см² (А. М. Гринченко, Н. К. Крупский).

Данные по сопротивлению почв обработке крайне необходимы и могут быть использованы для конкретизации норм расходования энергоресурсов по хозяйствам и даже в пределах каждого из них в зависимости от физико-механических свойств почвенного покрова.

8.3. Структура (агрегатный состав) почв и почвообразующих пород

В предыдущих разделах упоминалось, что первичные механические элементы твердой фазы почвы за небольшим исключением (например, в сыпучих песках) не находятся в ней в изолированном, не связанном друг с другом состоянии. Под влиянием сложных процессов, имеющих в своей основе физический, химический и физико-химический характер, происходит соединение, агрегирование механических элементов песка, пыли в микро- и макроагрегаты, структурные отдельности. «Цементом», склеивающим веществом в агрегате, являются минеральные и органические коллоиды — гумус и глина (илистые частицы).

Структурой почвы называют отдельности (агрегаты) различной величины и формы, на которые распадается твердая фаза почвы.

Положительная роль структуры почвы в формировании ее благоприятных свойств по отношению к возделываемым культурным растениям настолько несомненна, что понятия структурная почва и окультуренная плодородная почва стали синонимами. Специалисту мелиоратору-гидротехнику необходимо знать агромелиоративное значение структуры, причины ее утраты и практические пути восстановления, а следовательно, факторы и процессы ее образования.

8.3.1. Агромелиоративное значение зернисто-комковатой агрономически ценной структуры почвы

Среди различных генетических форм структурных отдельностей (зернисто-комковатой, ореховатой, пластинчатой, глыбистой, столбчатой, призматической и др.) только зернисто-комковатую структуру можно рассматривать как исходное условие формирования оптимального по отношению к потребностям растений водно-воздушного режима почв.

Почве, обладающей такой структурой, присущ ряд важных в агромелиоративном отношении свойств, влияющих на уровень урожаев возделываемых растений. В структурных почвах, имеющих именно эту ценную структуру, формируются более благо-

приятные условия водного, воздушного, пищевого и теплового режимов.

Современные представления о механизме структурообразования, роли структуры в формировании свойств почвы и ее плодородия, причинах потерь и путях восстановления структурного состояния почвы основаны на работах В. Р. Вильямса, К. К. Гедройца,

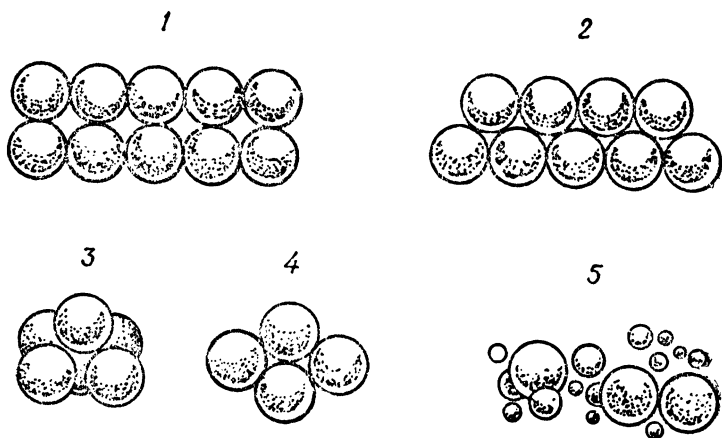


Рис. 8.2. Типы сложения (пористости) почвы (по А. Н. Соколовскому, 1956). Пористость от общего объема почвенной массы:

1 — 25,95%; 2 — 47,64%; 3 — 45,17%; 4 — 61,50%; 5 — 55,70%.

А. Н. Соколовского, Н. А. Качинского, И. Б. Ревута, И. С. Кауричева и других известных ученых.

Из курса физики известно, что в природе существуют два вида упаковки частиц: плотная и рыхлая (рис. 8.2). При плотной упаковке частиц максимально возможный объем порового пространства составляет 25,95, а при рыхлой упаковке — 47,64% объема почвы. В этих пределах и находится порозность бесструктурных тяжелых почв или сыпучих песков, сложенных из микроструктурных агрегатов или даже несвязанных между собой первичных механических элементов (песчаных частиц).

В структурной почве, состоящей из агрегатов, внутри комков преобладают капиллярные промежутки, а между комками — крупные некапиллярные. Даже внутри комков структурной почвы имеется много некапиллярных промежутков — пор аэрации (рис. 8.3).

Если почва состоит из структурных агрегатов зернисто-комковатой формы с размерами структурных отдельностей 0,25...10 мм, то в ней кроме порозности, возникающей в результате упаковки первичных механических элементов и микроагрегатов, дополнительно проявляется порозность, представленная межкомковыми пространствами и порами внутри комков. Вследствие этого об-

щая порозность в почве возрастает при самой плотной упаковке частиц до 45,17, а при рыхлой — до 61,50% (по А. Н. Соколовскому, 1956).

В бесструктурной раздельночастичной почве частицы лежат плотно, капиллярные промежутки между ними небольшие, в них с трудом проникает вода и корневые волоски растений. Здесь проявляются два крайних



Рис. 8.3. Пористость культурной структурной почвы (по Н. А. Качинскому):

1 — тонкие, преимущественно капиллярные поры в комках, при смачивании заполняются водой; 2 — средние поры в комках (ячейки, каналы), при смачивании на короткий период заполняются водой, потом, после рассасывания ее — воздухом; 3 — крупные поры между комками, обычно заполненные воздухом; 4 — капиллярные поры на стыке комков, в сырой почве большей частью заполнены водой.

содержится и в микропорах внутри комков. Таким образом, в оптимальных условиях в структурной почве одновременно могут присутствовать в необходимом для растений количестве вода и воздух, что, в свою очередь, создает условия для оптимального пищевого режима почвы. Комковато-зернистая структура, придавая почве рыхлое сложение, способствует уменьшению энергетических затрат при ее обработке. Бесструктурные почвы, как более связанные, наоборот, оказывают большое удельное сопротивление при их обработке.

В связи с хорошей водопроницаемостью на структурных почвах слабее выражен поверхностный сток, они менее подвержены водной и ветровой эрозии.

являются два крайних состояния увлажнения — избыточное или недостаточное. При избыточном увлажнении большая часть активных пор почвы заполнена водой, почти отсутствует воздух. В этих условиях преобладают анаэробные процессы, растения испытывают недостаток в кислороде. При недостаточном же увлажнении в такой почве, наоборот, имеется много кислорода, а растения испытывают недостаток в воде. Как следствие, в бесструктурной почве содержится меньше доступных для растений питательных веществ.

В структурной почве вода впитывается также внутрь комков, а промежутки между ними заполняются воздухом, который со-

Оценивая роль почвенной структуры, надо принимать во внимание не только ее макро-, но и микроструктуру. Микроструктура (размер частиц 0,25...0,01 мм) тоже улучшает водо- и воздухопроницаемость почвы. Так, сероземы полупустынь, несмотря на почти полное отсутствие в них водопрочной макроструктуры, обладают относительно хорошими водно-физическими свойствами, что в значительной мере обеспечивается наличием у них водопрочной микроструктуры. Однако эти почвы склонны к уплотнению и образованию на их поверхности корки, что ухудшает их водно-воздушные свойства, повышает испарение с поверхности почвы, снижает обмен между атмосферным и почвенным воздухом. Такие почвы сравнительно легче смываются и выдуваются ветром. Одна только микроструктура почвы не обеспечивает оптимальные условия для роста и развития возделываемых культурных растений.

8.3.2. Условия образования агрономически ценной водопрочной структуры почвы

Понятие агрономически ценная структура включает не только сложение твердой фазы почвы из агрегатов зернисто-комковатой формы, но и их водопрочность — свойство противостоять размывающему действию воды.

Чтобы в почве могла образоваться и существовать макроструктура, в ней должны присутствовать песчаная и пылеватая фракции (как скелет), наполнитель структурного агрегата и ил (гумус, глина), склеивающий песчаные и пылеватые частицы (механические элементы) в агрегаты.

Формирование агрономически ценной макроструктуры характеризуется двумя этапами: крошение, или разделение почвенной массы на агрегаты, придание агрегатам способности не размываться водой, т. е. водопрочность.

Разделение почвы на агрегаты происходит главным образом вследствие объемных изменений при попеременном ее подсыхании—увлажнении, замерзании—оттаивании воды, присутствующей в порах почвы, а также в результате давления корней растений, деятельности червей, рыхления почвы при обработке.

Агрегированию почвы содействует ее промораживание, причем агрегирование, т. е. образование комков, происходит лишь тогда, когда промораживается оптимально увлажненная почва. Если же замерзает переувлажненная почва, то, наоборот, кристаллы льда разрушают структурные агрегаты, и после оттаивания почва теряет макроструктуру, которую она имела до промораживания.

Для придания структурному агрегату водопрочности необходимо, чтобы структурные отдельности были скреплены необратимо скоагулированными почвенными коллоидами. Таким коагулятором в основном является двухвалентный катион Ca^{2+} , а иногда трехвалентное железо Fe^{3+} и алюминий Al^{3+} . По А. Н. Соколовскому, кальций — «страж» почвенной структуры и плодородия почвы.

При осаждении почвенных коллоидов одновалентными катионами, натрием, калием они коагулируются обратимо и водопрочность структурным агрегатам в этом случае не придается, т. е. не образуется водопрочная структура.

В формировании водопрочной структуры, кроме катиона кальция, важную роль играет так называемый пассивный гумус, обезвоженный (дегидратированный), т. е. появляющийся в ходе почвообразования (А. Н. Соколовский, 1956, Н. И. Лактионов, 1980).

При образовании водопрочной структуры важна также роль многолетних трав. Травянистая растительность оказывает двойное влияние: во-первых, ее сильноразветвленная корневая система (которой обладают главным образом злаки и некоторые бобовые) обуславливает дальнейшее разделение почвы на комки и уплотнение их (вначале корни сами «ищут» поры, куда проникают); во-вторых, образующийся при разложении корней и надземных частей растений гумус пропитывает комки и, поглощая двух- и трехвалентные катионы, старея и дегидратируясь, необратимо коагулирует, переходит в нерастворимое (пассивное) состояние и прочно цементирует агрегаты.

Давно известна роль червей в структурообразовании и повышении плодородия почв (Ч. Дарвин). Проходя через кишечный тракт дождевых червей, почва уплотняется и выделяется ими в виде небольших очень водопрочных комочков — капролитов. Структура, созданная дождевыми червями, по форме легкоотличима. Поверхность этих агрегатов «оплавлена».

Рыхление почвы способствует ее агрегированию, но не придает водопрочности образовавшимся временным комкам.

Таким образом, на образование структуры почвы и придание ей водопрочности влияют различные природные факторы.

8.3.3. Разрушение и восстановление водопрочной структуры почвы

Если в почве имеются условия для образования агрономически ценной структуры, то в производственных условиях происходит лишь ее частичное разрушение (главным образом под влиянием механических, физико-химических и биологических причин), поскольку одновременно осуществляется процесс восстановления.

Механическое разрушение структуры наблюдается лишь у поверхности почвы и вызывается преимущественно передвигающимися по поверхности почвы орудиями и машинами. Разрушается структура также под влиянием механического воздействия капель естественного или искусственного дождей, особенно при ливневом характере их выпадения на почву.

Разрушение структуры может быть вызвано и одновалентными катионами, попадающими в почву с искусственными удобрениями и высвобождающимися при минерализации органического вещества. Одновалентные катионы приводят к пептизации почвенных коллоидов, что уменьшает водопрочность структуры. Влага ат-

мосферных осадков, просачиваясь в почву, частично увлекает в нижние горизонты ионы кальция. В связи с этим верхние горизонты почвы теряют коагулирующее начало, что также ослабляет их оструктуривание.

Органическое вещество почвы — гумус — важнейший фактор образования водопрочной структуры, но он подвергается воздействию микроорганизмов и постепенно минерализуется до конечных продуктов (CO_2 , H_2O и минеральных солей). С минерализацией гумуса структура утрачивает свою водопрочность. Поскольку основную роль в процессе минерализации органического вещества играют микроорганизмы, эту причину разрушения структуры считают биологической.

Для создания агрономически ценной структуры и придания ей водопрочности в последнее время ведут широкие экспериментальные исследования по искусственному оструктуриванию почв.

Искусственное оструктуривание почв осуществляется путем введения в почву структурообразующих веществ. Это преимущественно органические соединения, битум, торфяной клей и другие, которые, будучи введены в почву, увеличивают ее агрегированность и улучшают водопрочность структуры. Начиная с 50-х годов в СССР и других странах стали применять для этой цели высокомолекулярные соединения — полимеры и сополимеры, состоящие из производных акриловой, метакриловой и малеиновой кислот, получившие собирательное название криллиумы. Внесение сополимера, состоящего из метакриловой кислоты (60%) и метакриламида (40%), всего только в количестве 0,001% массы почвы уже существенно увеличивает водопрочность структуры.

К агротехническим методам оструктуривания почв относится комплекс приемов: посев смесей многолетних бобовых и злаковых трав и однолетних культур, обработка почвы в спелом состоянии, известкование кислых почв, гипсование солонцов и солонцеватых почв, внесение органических и минеральных удобрений. Решающее влияние на оструктуривание почвы в практике земледелия оказывает применение органических удобрений — навоза, торфокомпостов, зеленых удобрений. Минеральные удобрения способствуют улучшению структуры почв косвенно, так как от их применения растения развивают более мощную корневую систему и оставляют в пахотном слое больше корневых и пожнивных остатков, которые, в свою очередь, являются энергетическим материалом для развития микроорганизмов и источником образования гумуса в почве.

Глава 9. ПОЧВЕННАЯ ВЛАГА.

ВОДНЫЕ СВОЙСТВА И ВОДНЫЙ РЕЖИМ ПОЧВЫ

Наличие в почве воды — обязательное условие роста и развития растений, почвенных микроорганизмов. Об этом свидетельствует их состав. Около 90% массы зеленых растений и микроорганизмов составляет вода. Чтобы синтезировалась единица сухого вещества в организме растения, оно расходует и испаряет (транспирирует) через листовую поверхность от 250 до 1000 и более частей воды, поступающей в него в основном из почвы.

При малом количестве осадков главным фактором, лимитирующим урожай, является вода. В то же время для большинства возделываемых культурных растений нежелательны как дефицит, так и избыток воды в почве.

Наряду с тем что вода — обязательный фактор почвенного плодородия и условие жизни живых организмов, она также активный фактор и условие почвообразования. Вода — растворитель и носитель растворенных солей, органических соединений, газов (углекислоты, кислорода), почвенных коллоидов. Благодаря действию воды как переносчику продуктов почвообразования стало возможным формирование генетических горизонтов в почвенном профиле.

Исключительно велика роль воды в почве в качестве фактора гидратации ее частиц, коллоидных веществ и ионов, придающего им при этом особые свойства.

9.1. Строение и энергетика воды

Как известно, молекула воды состоит из двух ионов водорода и одного иона кислорода. По своей форме она является диполем. Диполь в электрическом поле индуцируется: ионы водорода и кислорода располагаются в виде треугольника (рис. 9.1.). Молекулы воды могут соединяться между собой, взаимодействовать с находящимися в растворе ионами, располагаться вокруг них, образовывать соединения типа сольватов и гидратов. Вода и молекулы твердой фазы почвы притягиваются противоположными полюсами (зарядами), что чаще всего бывает у поверхности кристаллических веществ или сорбированных твердой фазой ионов, вокруг которых образуются водные пленки. Так в почве протекает процесс гидратации. Диполи воды, притягивая к себе поверхностные ионы кристаллических решеток минералов, могут отрывать их от частиц твердой фазы. Это способствует разрушению минералов — их выветриванию. Процесс гидратации протекает параллельно окислению, гидролизу, о чем говорилось ранее.

Как известно, при соприкосновении двух фаз (твердой и жидкой, жидкой и газообразной и т. д.) между ними возникает так называемая граничная поверхность, или поверхность раздела.

На поверхности раздела вода—воздух (насыщенного ее парами) в результате различного взаимодействия в соприкасающихся

фазах обнаруживается направленная внутрь жидкой фазы равнодействующая сила (рис. 9.2.). Молекулы граничного слоя как бы вытягиваются внутрь жидкости и за счет этого создается поверхностное натяжение.

Увеличение поверхности граничного слоя требует дополнительного перенесения молекул воды. Для перенесения молекул

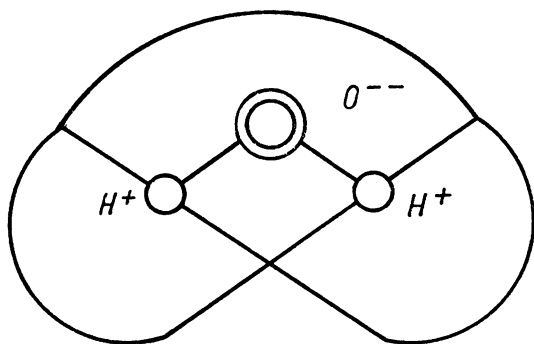


Рис. 9.1. Строение молекулы воды (Паулинг, по Ч. Свенцицкому).

из объема воды в ее поверхностный слой необходимо совершить работу, которая идет на увеличение поверхностной энергии — создание избытка энергии в поверхностном слое: $A - (F_s - F_v) \cdot N$, где F_s — F_v — средняя разность свободной энергии на поверхности F_s и в объеме F_v ; N — количество молекул в поверхностном слое.

Изотермическое увеличение поверхностного слоя за счет молекул, находящихся в ее объеме, требует

совершить работу, идущую на увеличение поверхностной энергии воды. Работа изотермического образования 1 см² поверхности (удельная свободная поверхностная энергия) называется поверхностным натяжением:

$$\sigma = \frac{A}{S} = (F_s - F_v) \frac{N}{S} = (F_s - F_v) \cdot n_1,$$

где $n_1 = \frac{N}{S}$ — число молекул в 1 см² поверхностного слоя; A — свободная поверхностная энергия.

По сравнению с другими жидкостями вода характеризуется большим поверхностным натяжением (табл. 9.1), причем с повышением температуры оно уменьшается, и наоборот.

В естественных условиях любое тело стремится к наименьшей потенциальной энергии. Так, капля воды для этого должна иметь шарообразную форму, при которой определенному объему соответствует наименьшая поверхностная энергия.

Превращение округлой формы капли воды, например в линзоподобную, способствует энергетическому ее обогащению, поскольку одновременно с увеличением поверхности при данном объеме возрастает количество обогащенных энергией поверхностных молекул.

Таким же образом изменяется потенциальная энергия воды при заполнении ею различных по величине и форме почвенных пространств. Если определенное количество воды заполняет пространство округлой (шарообразной) формы, то потенциальная

энергия такой воды меньше, чем тогда, когда такое же количество воды заполнит пространство, предположим, призматической или иной формы. Энергетическое состояние воды — косвенный показатель степени измельченности (диспергированности) твердой фазы и связанных с ней других физических свойств почвы, в том числе ее структуры и связности.

Энергетические перемены в воде протекают в соответствии с общими законами термодинамики, в частности с первым и третьим. При изучении водно-физических свойств почвы исключительно важное термодинамическое понятие — это понятие свободной энергии, сформулированное Гибсом и Гельмгольцем. Оно выражает общий обмен энергии при физических и химических процессах на основе закона термодинамики о поглощении и выделении энергии: $df = dH - TdS$, где df — увеличение или уменьшение свободной энергии; dH — изменение внутренней энергии, например,

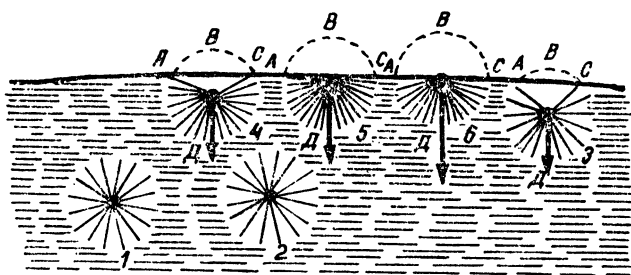


Рис. 9.2. Действие молекулярных сил на молекулу воды в поверхностном и внутреннем слое (по И. И. Плюснину, 1964):

1, 2, 3, 4 — молекулы, расположенные на расстоянии от поверхности, меньшем радиуса молекулярных сил; 5, 6 — молекулы, находящиеся на расстоянии больше радиуса молекулярных сил от поверхности; D — величина и направление равнодействующей силы.

9.1. Поверхностное натяжение разных жидкостей (по Ч. Свенцицкому, 1976)

Поверхностное натяжение при температуре 20° С в насыщенных парах жидкости	Единица измерения мН/м ²	Поверхностное натяжение воды в зависимости от температуры	
		температура, °С	вода—воздух, мН/м ₂
Вода	72,53	0	75,49
Тяжелая вода	67,8	5	74,75
Этиловый эфир	16,49	10	74,01
Бензол	28,17	15	73,26
Ртуть в пустоте	471,6	20	72,53
Ацетон	23,32	25	71,78
Нитробензол	43,35	30	71,03
Уксусная кислота	27,42	40	69,51

выполнение работы, T — абсолютная температура; dS — увеличение энтропии (прибавление или потеря тепла).

Поскольку свободная энергия воды в почве при полном насыщении ее водой в соответствии с таким определением не может превышать нуля, то в случае взаимодействия воды с почвой приходится иметь дело с отрицательными значениями свободной энергии (<0). В случае подсыхания (иссушения) почвы и усиливающейся деформации поверхности воды в отношении к ее объему отрицательные значения ее постоянно возрастают.

9.2. Явления, связанные с изменением свободной энергии воды в почве

Поступающая в почву вода подвержена воздействию различных сил (сорбционных, осмотических, менисковых и гравитационных). Под их действием она может либо передвигаться в различных направлениях, либо удерживаться в почве.

Если капля воды, свободная энергия которой равна нулю, впитывается сухой почвой, то, деформируясь, она расположится в виде тончайшей пленки вокруг твердых частиц; при этом свободная энергия воды значительно увеличится. В пограничном слое между водой и частицами почвы начнут действовать адсорбционные силы Ван-дер-Ваальса. Величина этих сил зависит от характера частиц почвы, их гидрофильности или гидрофобности, а также от степени ее увлажнения, концентрации солей в воде, высоты столба почвы относительно уровня грунтовых вод и т. д.

В зависимости от силы связанности воды с частицами твердой фазы почвы она легче или труднее усваивается растениями.

Проникновение воды через полупроницаемую оболочку называют осмосом. Давление, развивающееся в сосуде с полупроницаемой стенкой, вызывается взаимным притяжением между частицами растворенного вещества и растворителя. В почве оно происходит в двух случаях: когда взаимодействуют вода и обменные катионы и когда почвенный раствор имеет неодинаковую концентрацию на различных участках почвенного профиля. Ричардо (1961), подчеркивая свойство раствора большей концентрации вызывать передвижение к себе воды из раствора меньшей концентрации, предложил называть осмотическое давление всасывающим давлением раствора.

Действие капиллярных (менисковых) сил показано на рис. 9.3 и 9.4. Менисковые, или капиллярные, силы обуславливаются поверхностным натяжением пленки воды, ее давлением на нижележащий (под поверхностной пленкой) объем жидкости и преломлением этих явлений при процессе смачивания водой стенок сосудов (их гидратацией).

Вода хорошо смачивает большинство тел. Явление смачивания способствует искривлению поверхности жидкости у стенок сосуда. В сосудах малого диаметра (капиллярах) искривление по-

верхности у стенок капилляра вызывает образование мениска, имеющего для воды вогнутую форму. Притягиваясь поверхностными молекулами вещества, из которого состоят стенки капилляров, искривляясь, поверхность воды должна сильно увеличиться. Но так как сила поверхностного натяжения стремится к умень-

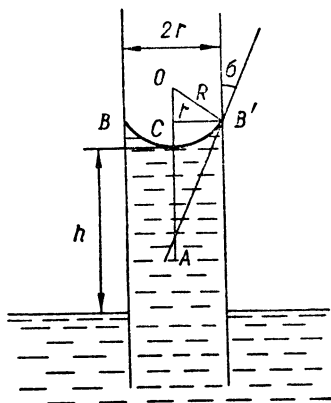


Рис. 9.3. Капиллярные силы (по А. А. Роде):

r — радиус капилляра; σ — угол увлажнения; h — высота капиллярного поднятия; R — радиус мениска.

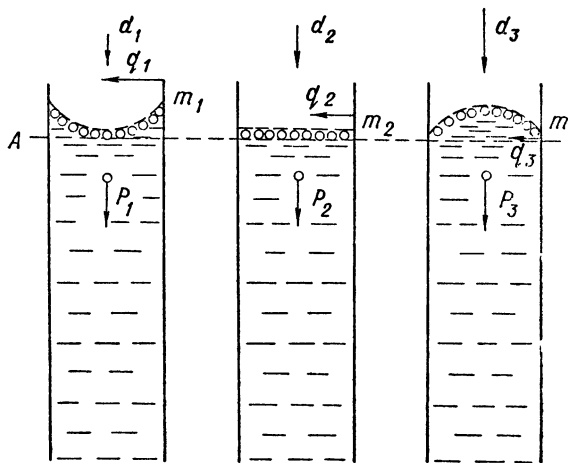


Рис. 9.4. Соотношение значений внутреннего давления и поверхностного натяжения (по И. И. Плюснину):

$P_1 < P_2 < P_3$ — внутреннее давление; $q_1 > q_2 > q_3$ — поверхностное натяжение; $d_1 < d_2 < d_3$ — давление пара; $m_1 > m_2 > m_3$ — количество поверхностных молекул.

шению поверхности, то это приводит к поднятию столбика воды, пока он своей массой не уравнивает этой силы.

Однако, чем более вогнута поверхность жидкости в мениске, тем меньше давление поверхностной пленки молекул воды на низлежащие слои (рис. 9.4). Это также приводит к поднятию воды в капилляре, соприкасающемся с «резервуаром» воды нижним концом, поскольку давление на плоской поверхности воды в сосуде больше, чем над вогнутой в трубке, получается избыток наружного давления, достаточный для того, чтобы жидкость поднялась в капилляре на определенную высоту.

Гравитационные силы влияют главным образом на воду, сосредоточенную в крупных порах почвы.

9.3. Потенциал почвенной влаги

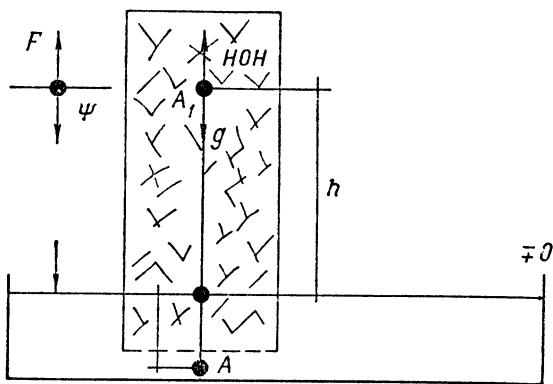
В природных условиях влияние отдельных сил на воду в почве разграничить трудно. Поэтому для характеристики совокупности действия сил различной природы введено понятие потенциала воды в почве.

Полный потенциал ψ воды в почве при температуре T_0 — это полезная работа на единицу массы чистой воды, выраженная в

джоулях на килограмм, которая должна быть затрачена посредством приложенных извне сил, чтобы перенести обратимо и изотермически бесконечно малое количество воды из стандартного состояния S_0 в жидкую фазу почвы в заданной точке.

За стандартное состояние S_0 принят «резервуар» с чистой (без растворенных солей) водой или, другими словами, водой, осмотическое давление P которой равно нулю, а также свободной (неподверженной влиянию твердой фазы почвы) водой при температуре T_0 , высоте слоя h_0 и давлении P_0 .

Полный потенциал воды в почве — это сумма составляющих его частных потенциалов: гравитационного, осмотического, капиллярно-сорбционного, пневматического и по-Рис. 9.5. Капиллярный потенциал (по Ч. Свенцицкому, 1960).



Силы связывания воды в почве могут быть выражены одним капиллярно-сорбционным потенциалом, причем количество воды в почве характеризуется как функция этого потенциала.

По Ч. Свенцицкому (1976), сущность этого потенциала лучше всего видна на опыте с почвенным монолитом, один конец которого погружен под свободную поверхность воды (рис. 9.5). В этом случае происходит насыщение почвы водой. Количество ее в почвенном профиле будет уменьшаться по мере поднятия над уровнем насыщающей монолит воды в сосуде. Когда наступит равновесие в энергетической системе вода—почва в монолите, уравниваются также силы, действующие на определенные частицы воды. Одна из них — сила массы, действие которой направлено в сторону сосуда с водой (резервуара). Одновременно в этой системе на частицу воды должна действовать определенная сила, направленная в противоположную сторону, т. е. вверх. В качестве ее выступают капиллярные силы, определяемые как капиллярный потенциал. Работа, которая должна быть произведена для преодоления этой силы, чтобы переместить 1 г воды от ее ровной поверхности в сосуде (резервуаре) к определенной точке (A_1), соответствует капиллярно-сорбционному потенциалу. Этот потенциал представляет собой размерную величину с отрицательным знаком. Его значение равно работе, необходимой для преодоления ускорения свободного падения, чтобы переместить 1 г воды между теми же двумя уровнями. Эта работа равна также пути, пройденному между двумя уровнями h , умноженному на силу гравита-

ции g , т. е. $h \cdot g$. В уравновешенной системе, как это показано на рис. 9.5, капиллярно-сорбционный потенциал можно представить величиной h , поскольку сила гравитации в данном уравнении есть величина постоянная.

Поэтому на практике капиллярно-сорбционный потенциал считают равным гидростатическому давлению воды в данной почве.

Поскольку данный потенциал в ненасыщенной водой почве — величина отрицательная: $\psi = -gh$, то, изменив знак на положительный, его можно принять за сосущую силу почвы: $\psi = g \cdot h$ (сосущая сила почвы).

9.4. Состояния воды в почве

С физической точки зрения, вода в почве может находиться в трех агрегатных состояниях: твердом, парообразном и жидком. Переход воды из одного состояния в другое обуславливается главным образом изменением температуры воздуха и почвы, причем в довольно узком интервале, т. е. при переходе ее через 0°C в одну или другую сторону. Из этих трех состояний воды наибольший интерес представляет жидкая вода как с точки зрения влияния ее на почвообразовательный процесс, так и на обеспеченность живых организмов почвы влагой. Однако жидкая вода находится в самых разнообразных взаимосвязях с твердой, газовой и биофазой почвы.

Характер взаимосвязей воды с почвой определяется ее внутренними физическими (термодинамическими) свойствами, удельной плотностью, объемом, подвижностью молекул и их взаимодействием, влиянием сорбционных, осмотических, капиллярных и гравитационных сил. Все эти свойства и силы обуславливают степень подвижности воды в почве, ее доступность для растений.

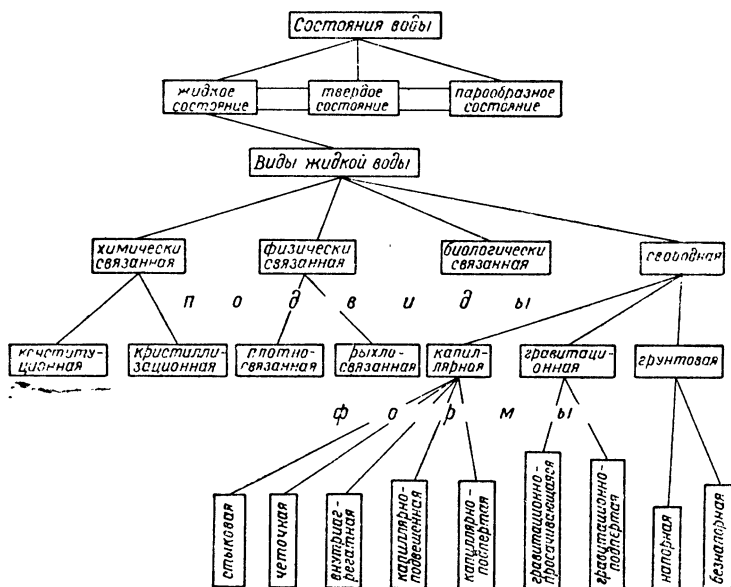
Изучением состояний и свойств, видов и форм и других категорий почвенной влаги занимались многие отечественные и зарубежные ученые (С. И. Долгов, Н. А. Качинский, А. Ф. Лебедев, А. А. Роде, Бекингом, Ричардо, Андерсон, Филипп и др.).

Анализ литературных источников о явлениях и процессах поведения почвенной влаги с физической, физико-химической, гидрологической и мелиоративной точек зрения позволяет предложить следующую классификационную характеристику почвенной влаги (рис. 9.6).

9.4.1. Вода в твердом состоянии в виде льда

Лед — слабоактивное кристаллическое состояние воды. Появляется зимой в большинстве почв умеренного пояса и постоянно в регионе распространения вечной мерзлоты, особенно в широтах, где среднегодовая температура ниже 0°C . При образовании из жидкой формы увеличивается в объеме и оказывает расклинивающее действие на породы и минералы при их физическом выветривании, способствует набуханию и вспучиванию участков почвы в тундре. В зоне вечной мерзлоты после оттаивания почвы

Состояния, виды и формы почвенной влаги



Категории жидкой воды

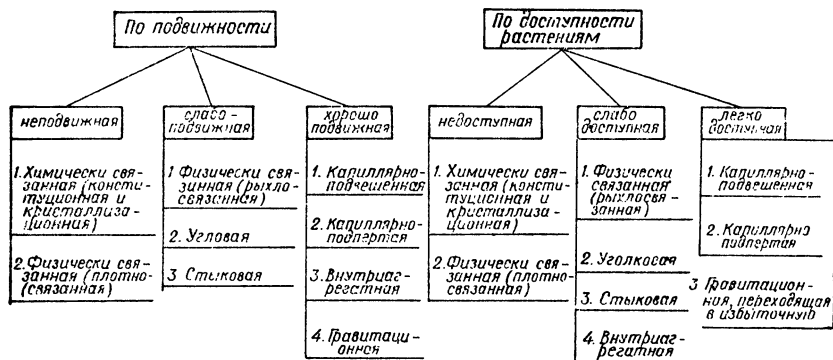


Рис. 9.6. Состояние, виды, формы и категории почвенной влаги (по П. К. Кузьмичу).

на два-три месяца (до глубины 0,5...1,5 м) лед переходит в жидкую фазу — почвенный раствор.

Лед влияет на передвижение жидкой воды в почве, так как участки льда являются центрами кристаллизации жидкой формы воды. Он играет большую роль в формировании свойств почвенного покрова в зоне вечной мерзлоты и в прилегающих к ней подзонах.

9.4.2. Вода в парообразном состоянии

В почвенном воздухе содержится водяных паров больше, чем в атмосферном. Движение водяных паров в почве происходит от участков большей упругости (давления) к участкам меньшей упругости пара; от участков с более высокой температурой к участкам с низшей температурой; от более крупных капилляров к капиллярам меньшего диаметра.

При определенных условиях водяной пар в почве конденсируется.

Конденсация водяных паров играет иногда важную роль в накоплении воды в почве, особенно в верхнем горизонте почвенного профиля. Она происходит на протяжении года и по некоторым данным в слое 0...15 см достигает за год 15 мм, или 150 м³/га.

Замерзание поверхности почвы сопровождается перемещением водяных паров из более глубоких горизонтов к поверхности. По С. И. Лебедеву, в черноземе вблизи Одессы обогащение верхнего горизонта влагой вследствие конденсации водяных паров, поднянутых из более глубоких слоев за период с 26 ноября по 1 марта, составляет около 66,2 мм (600 м³/га).

Наблюдения Ч. Свенцицкого (1976) за движением водяных паров в почвах показали, что при большей упругости водяных паров в почве, чем в атмосферном воздухе, прилегающем к почве, вода испаряется из почвы, и почва подсыхает. Поглощение почвой водяных паров из воздуха наступает, когда упругость водяных паров в атмосферном воздухе выше, чем в почвенном.

9.4.3. Вода в жидком состоянии

Жидкая вода, как отмечено выше, играет исключительно важную роль в почвообразовании. Это прекрасный растворитель и переносчик минеральных и органических веществ, а также газов по почвенному профилю; основной фактор, влияющий на интенсивность протекания в почве физических, химических, физико-химических и биологических процессов, на энерго-массобмен между почвой и подстилающей почвообразующей породой и, наконец, жидкая вода — один из важнейших и незаменимых факторов жизни растительного и животного мира в почве.

9. 5. Виды, подвиды, формы и категории почвенной влаги

Жидкую воду в зависимости от характера связи ее с твердой фазой почвы делят на три вида: химически связанную, физически связанную и свободную (см. рис. 9.6).

9.5.1. Химически связанная вода

В свою очередь, эту воду делят на кристаллизационную и конституционную.

Кристаллизационная вода — составная часть некоторых минералов, например, гипса ($\text{CaSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$), мирабиллита ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \times 10\text{H}_2\text{O}$).

Конституционная вода — компонент химического состава таких минералов, как гетит (FeOOH), каолинит ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5$) $(\text{OH})_4$ и др.

Химически связанная вода не принимает непосредственного участия в увлажнении почвы, но после растворения минералов переходит в активную воду почвенного раствора. Она высвобождается из минералов при нагревании почвы выше 105°C , при достижении характерных для них температурных констант. Поэтому данный вид воды нередко относят к твердому кристаллизационному состоянию. Однако важно подчеркнуть, что химически связанная вода абсолютно неподвижна и недоступна для растений.

9.5.2. Физически связанная вода

Физическое связывание воды твердой фазой почвы происходит при помощи молекулярных сил. По прочности связи молекул воды частицами почвы различают два ее подвида: плотно связанная гигроскопическая и рыхлосвязанная пленочная. Гигроскопическая вода образуется за счет поглощения молекул воды из воздуха и удержания ее вокруг почвенных частиц. Способность почвы поглощать водяные пары из воздуха называют гигроскопичностью. Вода в виде пара сорбируется почвой «охотнее», чем жидкая, поскольку в парах сильнее выражен дипольный характер ее молекул.

Максимальное количество воды, адсорбируемое почвой из воздуха, насыщенного водяными парами (до 98%), называют максимальной гигроскопичностью почвы (МГ). Для определения максимальной гигроскопичности навеску почвы помещают в эксикатор, воздух которого почти на 100% насыщен водяными парами. Такого насыщения можно достигнуть в эксикаторе над растворами 10%-ной H_2SO_4 (по Митчерлиху) или над насыщенным раствором K_2SO_4 (по Николаеву). Почву необходимо выдерживать в эксикаторе несколько суток, пока она не приобретет постоянной массы.

Поскольку максимальная гигроскопичность соответствует максимальному количеству водяных паров, поглощаемых или удерживаемых почвой, то эту величину считают константой.

При максимальной гигроскопичности вокруг почвенных частиц образуется моно- или в несколько десятков молекул слой воды. При диаметре молекулы воды, равном 2,76 Å, толщина слоя гигроскопически связанной воды может достигать 39...145 Å, а количество слоев от 14 до 52.

Связанная вода обладает повышенной плотностью, которая колеблется в пределах 1,13—1,74. Процесс связывания гигроскопической воды почвой сопровождается выделением определенного количества тепла, называемого теплотой смачивания и равного 336 Дж/г связываемой воды.

Связанная вода замерзает при температуре — 78°C, что объясняют пониженной ее электропроводностью.

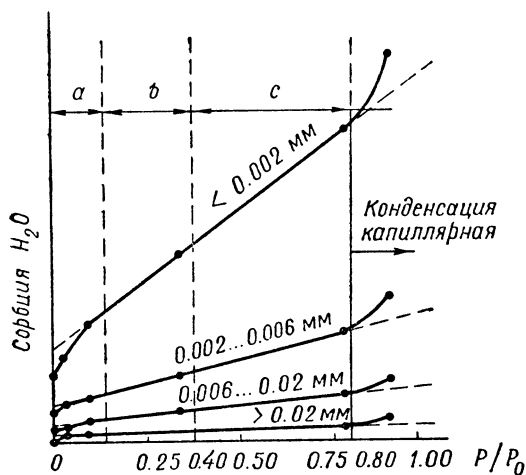


Рис. 9.7. Кривые сорбции воды из водяных паров различными фракциями почвы (по Ч. Свенцицкому, 1960).

Чем тяжелее почва по механическому составу (рис. 9.7), чем она содержит больше гумуса, тем выше ее гигроскопическая емкость, зависящая также от строения коллоидных веществ, особенно от наличия илстых минералов и гумуса. Поэтому максимальная гигроскопичность различных почв составляет: подзолистые — 2...3, черноземные — 6...7, низинные торфяники — 40...50%.

Поглощение (сорбирование) паров воды почвой из воздуха обусловлено также качественным со-

ставом поглощенных катионов и их количеством в почвенном коллоидном комплексе. Одновалентные катионы обуславливают большее оводнение почвенных коллоидов, чем двухвалентные вследствие более сильно выраженной диссоциации их соединений.

Наибольшее количество прочносвязанной почвой воды, которую она может накопить, называют максимальной адсорбционной емкостью.

По различным данным, содержание воды в почве, равное 1,5...3,0 МГ (максимальной гигроскопичности), удерживается почвой с силой до 15 атм ($1,5 \cdot 10^6$ Па). Осмотическое давление клеточного сока у большинства растений составляет 3...5 атм ($3 \cdot 10^5$... $5 \cdot 10^5$ Па), в результате чего прочно связанная почвой вода неподвижна и недоступна для растений.

С увеличением количества связываемой почвенными частицами воды, если насыщенность воздуха водными парами не увеличится, связывание воды почвой становится все более слабым и, в конечном итоге, прекращается. При увеличении насыщенности воздуха водяными парами, например от 94,2 до 100%, влажность почвы возрастает и может достичь полной сорбционной емкости.

Последующие порции воды вокруг почвенных частиц, притягиваемые за счет внешних молекулярных сил и расположенные

вокруг слоев уже гигроскопически сорбированной воды, образуют в почве пленочную воду.

Состояние увлажненности почвы, при котором количество пленочной воды достигает предельного значения, называют максимальной молекулярной влагоемкостью почвы (ММВ). По А. А. Роде и Н. А. Качинскому, эту воду в почве называют рыхлосвязанной. Она обладает меньшей растворяющей способностью, несколько пониженной точкой замерзания. По содержанию эта вода в два—четыре раза превышает максимальную гигроскопичность почвы, и поэтому она является уже частично подвижной и доступной (усвояемой) для растений категорией почвенной влаги.

Пленочная вода может медленно передвигаться в почве от мест с более толстой пленкой к местам с менее толстой, играя роль переносчика солей по профилю почвы. Такое движение происходит очень медленно. Толщина пленки в этой форме воды может достигать нескольких сотен диаметров молекул воды.

9.5.3. Свободная капиллярная вода

К этому виду воды в почве относят воду, заполняющую почвенные капилляры различной величины и формы, в которых силы капиллярного взаимодействия между водой и твердой фазой почвы больше гравитационных.

Грунтовые воды (первый от поверхности постоянный горизонт подземных вод), залегающие на определенной глубине, поднимаются к поверхности по капиллярам. Это поднятие зависит от диаметра капилляров, механического состава (рис. 9.8), структурности, минералогического состава почвы и содержания в ней гумуса. На возможность передвижения (поднятия) воды в почве по капиллярам значительное влияние оказывает строение почвенного профиля, наличие в нем горизонтов с различным механическим составом, в том числе слабоводопроницаемых.

Обычно механизм формирования капиллярной воды в почве связывают с заполнением почвенных капилляров водой от грунтовых вод. Однако капиллярная вода может остаться в почве после оттекания вглубь образовавшейся естественным или искусственным путем (в результате полива) гравитационной воды, подаваемой на поверхность почвы, или же в результате заполнения капилляров водой, конденсировавшейся за счет водяных паров.

В естественных условиях в зависимости от механического состава восходящий капиллярный подъем воды оказывает влияние на развитие корней растений, если уровень грунтовых вод залегает не глубже 5 м от поверхности почвы. Залегание грунтовых вод на глубине 8 м уже почти не воздействует на увлажнение верхних горизонтов почвы даже при суглинистом или глинистом механическом составе почвогрунта.

Капиллярная вода может передвигаться в почве во всех направлениях. В каждом конкретном случае направление и интен-

сивность таких перемещений обуславливается разностью капиллярных потенциалов.

В почвенном профиле или материнской породе капиллярная вода может иметь две формы — подпертую или подвешенную.

Различают также капиллярную воду истинную и обволакивающую почвенные частицы.

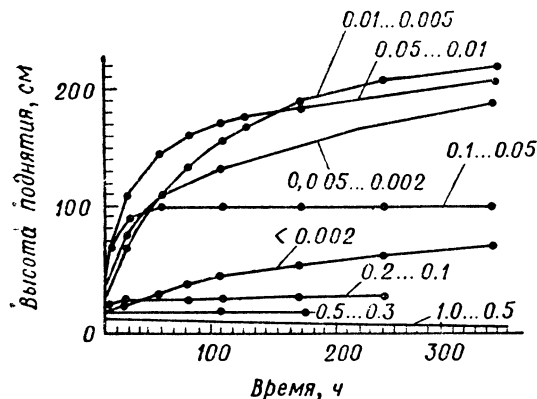


Рис. 9.8. Капиллярное поднятие в модельных монолитах, представленных частицами различных диаметров (Новак, по Ч. Свенцицкому).

фуникулярная). Обволакивающая почвенные частицы вода остается в почве после оттеkania из нее гравитационной воды, она связана с твердой фазой почвы силой, большей 1/3 атм.

В почву с выраженной мелкокомковатой (зернистой) структурой, кроме капиллярной воды, которая находится в межагрегатных пространствах, впитывается внутрь агрегатов капиллярно-подвешенная вода.

Капиллярная подвешенная вода образуется при поступлении воды сверху в нормально водопроницаемые почвы. Она заполняет мезо- и микрокапилляры и не передвигается под влиянием гравитационных сил, а перемещается от низших к высшим потенциалам до тех пор, пока не наступит состояние увлажнения почвы, называемое влажностью разрыва капилляров (ВРК), при которой подвижность почвенной влаги в процессе иссушения резко уменьшается.

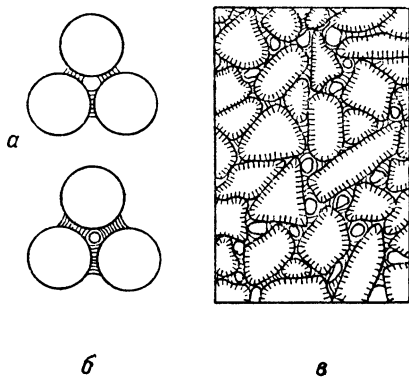


Рис. 9.9. Стыковые скопления («манжеты») влаги между шарообразными частицами (по А. А. Роде):

а — начальная стадия образования манжет; **б** — сжатие манжет; **в** — стыковая влага между песчаными частицами.

Все формы капиллярной воды в почве по подвижности и доступности для растений относятся к категориям средне- и легкоподвижной доступной почвенной влаги.

9.5.4. Свободная гравитационная вода

Свободная гравитационная вода представляет собой часть свободной воды в почве, на которую не влияют сорбционные силы. Она в наибольшей мере подвержена действию сил гравитации. Следует различать воду гравитационную просачивающуюся, выступающую при однородном механическом составе профиля почвы, и воду гравитационно подпертую, встречающуюся в почвах с водонепроницаемым горизонтом в почвенном профиле.

Медленное движение (просачивание) воды под влиянием сил гравитации происходит при разностях капиллярного потенциала 0,15...0,35 атм ($1,5 \cdot 10^4$... $3,5 \cdot 10^4$ Па). Быстрое просачивание гравитационной воды через почву осуществляется при капиллярном потенциале менее 0,15 атм ($1,5 \cdot 10^4$ Па).

С физиологической точки зрения гравитационная вода доступна и усваивается растениями, однако, заполняя почвенные поры, она может переходить в избыточную, ибо вытесняет воздух, от чего в почве создаются анаэробные условия, активизируются восстановительные процессы с образованием токсических для растений минеральных и органических соединений.

9.5.5. Грунтовые и подземные воды

Грунтовые и подземные воды имеют большое значение в почвообразовании, хозяйственной деятельности человека, водоснабжении, орошении земель и т. д.

Для аккумуляции свободной подземной воды под поверхностью земли необходимо такое сочетание геологических пластов, при котором один из них (нижний) был бы водонепроницаемым (водоупором), т. е. задерживал воду, чтобы она не просачивалась вглубь, а другой очень пористым, т. е. стал бы аккумулятором и носителем воды (водоносным горизонтом) (рис. 9.10).

По отношению к земной поверхности подземные воды разделяют на грунтовые — первый от поверхности постоянный горизонт свободной воды и подземные — второй, третий и последующий горизонты воды, в основном пластовые, которые могут быть напорными и безнапорными. Циркулируя в толще земли, подземные воды переносят растворимые вещества от одних ее участков к другим.

Безнапорные грунтовые воды после вскрытия остаются в колоде или скважине на том же уровне, на котором они были в почве (порode). Напорные (артезианские) воды, наоборот, находясь под напором, поднимаются в скважине, изливаясь подчас в виде фонтана (рис. 9.11).

Там, где водоупорный горизонт выклинивается на дневную поверхность, грунтовые воды выходят в виде ключей или родников. В долинах рек или в оврагах и балках они вызывают избыточное увлажнение расположенных в пониженных элементах рельефа почв, способствуя их заболачиванию (см. рис. 9.10).

Источник образования и пополнения подземных вод — атмосферные осадки, воды озер, просачивающиеся вглубь (при так на-

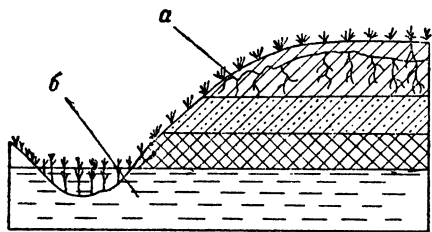


Рис. 9.10. Вода грунтовая и гравитационная подпертая (по Ч. Свенцицкому, 1960):

a — гравитационная подпертая; *б* — грунтовая

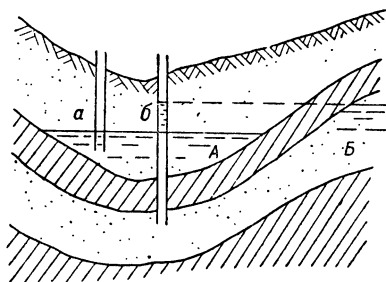


Рис. 9.11. Уровни грунтовых вод (по Ч. Свенцицкому, 1960):

a — высота зеркала УГВ при давлении *A*; *б* — высота зеркала УГВ при давлении *Б*.

зываемых карстовых явлениях в сложенных водопроницаемыми известняками районах земли), воды искусственных каналов и водоемов, фильтрующиеся из этих гидросооружений. В последнем случае после смыкания с подземными водами, залегающими уже на какой-то близкой к поверхности глубине, происходит нежелательное поднятие к поверхности почвы грунтовых вод, вызывающих ее заболачивание.

На протяжении года глубина залегания уровня грунтовых вод значительно колеблется в зависимости от степени дренированности территории, испарения поверхностью почвы, а также от интенсивности транспирации растениями. При этом древесная растительность транспирирует большее количество влаги, чем травянистая. В то же время испарение воды с поверхности почвы в лесу меньше.

По данным наблюдений за влажностью почвы под различным растительным покровом Г. Н. Высоцким сделаны следующие выводы: 1) поверхность почвы в наибольшей мере высыхает под черным паром (когда поверхность почвы рыхлая, но не занята растительностью), затем на целине и меньше — в лесу; 2) в целом почва (по всему профилю) больше всего иссушается на целине (под естественной травянистой растительностью), затем под лесом и менее всего — под черным паром; 3) подпочва теряет влагу больше всего в лесу и тем сильнее, чем старше насаждения, затем на целине и менее всего — под черным паром.

По характеру увлажнения все почвы можно разделить на две основные группы: получающие воду преимущественно из атмосферы, т. е. почвы атмосферного увлажнения по С. С. Неуструеву (автоморфные) и увлажняемые водой, поступающей из глубины под влиянием гидростатического давления (напорными водами), как

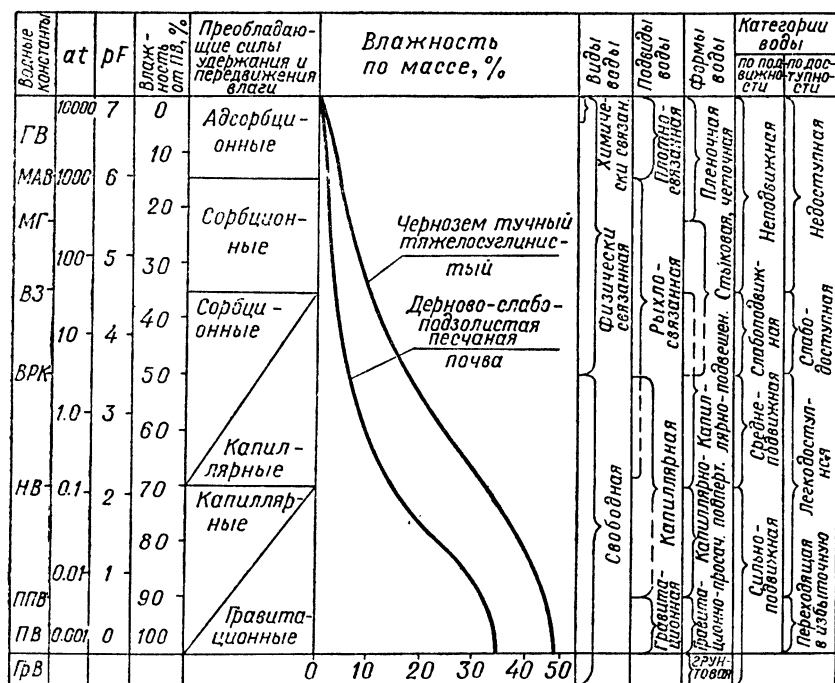


Рис. 9.12. Почвенная влага, ее классификация и характеристики (по П. К. Кузьмичу):

ГВ — гигроскопическая влага; МАВ — максимальная адсорбционная влажность; РЕК — влажность разрыва капилляров; НВ — наименьшая влагоемкость; ППВ — предельная полевая влагоемкость; ПВ — полная влагоемкость; ГрВ — грунтовая вода.

стекающей с вышележащих участков, т. е. почвы грунтового или избыточного поверхностного увлажнения — гидроморфные.

Границы значений влажности, характеризующие пределы появления различных категорий и форм воды в почве, называют почвенно-гидрологическими константами (А. А. Роде). Почвенно-гидрологические константы — точки на шкале влажности почвы, при которых количественные изменения в подвижности воды в почве переходят в качественные. Почвенно-гидрологические константы характеризуют также пределы доступности влаги для растений.

Выделяют шесть основных почвенно-гидрологических констант в процентах от объема или массы почвы:

1) максимальная адсорбционная влагоемкость (МАВ) — наибольшее количество воды, удерживаемое силами адсорбции: влага недоступна для растений;

2) максимальная гигроскопичность (МГ) — наибольшее количество влаги, которое почва может сорбировать из воздуха, почти насыщенного водяным паром. Вода недоступна для растений;

3) почвенная влажность устойчивого завядания растений (ВУЗ) — количество воды в почве, при котором растения начинают обнаруживать признаки устойчивого завядания, не исчезающие при помещении их в атмосферу, насыщенную водяными парами. Это нижний предел доступности растениям воды в почве;

4) влажность разрыва капиллярной связи (ВРК) — содержание воды в почве, при котором подвижность подвешенной воды в процессе иссушения резко уменьшается;

5) наименьшая, или полевая, влагоемкость (НВ) — максимальное количество капиллярно-подвешенной воды;

6) полная влагоемкость, или полная водовместимость (ПВ) — наибольшее количество воды, содержащееся в почве при заполнении всех ее пор.

Классификация почвенной влаги, ее почвенно-гидрологические константы и их характеристики показаны на рис. 9.12.

9.6. Водные свойства почв

Наиболее важные в практическом отношении водно-физические свойства почв, формирующиеся в результате взаимодействия их твердой и жидкой фаз, — влагоемкость, водопроницаемость, водоподъемная способность, водоотдача и водоудерживающая способность.

9.6.1. Влагоемкость почв

Под влагоемкостью почвы следует понимать ее способность к поглощению и удерживанию определенного количества воды при определенных условиях. Эта способность у различных почв неодинакова, так как она зависит от их механического состава, структуры, свойств коллоидов (их гидрофильности), минералогического состава твердой фазы почвы (наличия вторичных, способных набухать глинистых минералов), от состава обменно-поглощенных катионов, распределения этих свойств по профилю почвы, наличия в нем горизонтов различного сложения и водопроницаемости.

Степень выраженности этих свойств обуславливает тепловой и воздушный режимы почвы, характер мелиоративных и агрономических приемов, необходимых для устранения неблагоприятных по отношению к возделываемым растениям свойств почвы. По ним ведут расчеты запасов доступной (продуктивной) и недоступной (непродуктивной) по отношению к возделываемым растениям воды.

Различают следующие виды влагоемкости почвы: полную (ПВ), капиллярную (КВ), наименьшую полевую (НВ), предельно-полевую (ППВ) и максимальную адсорбционную (МАВ) (рис. 9.13).

Полная влагоемкость, или водовместимость, почвы наступает, когда все ее поры и пустоты заполняются водой. В этом случае основная масса воды в почве не может удерживаться силами взаимодействия между водой и твердой фазой почвы.

В естественных условиях почвенный профиль или его отдельные горизонты могут достичь такой степени увлажненности, когда почва расположена ниже уровня грунтовых вод (грунтовая вода выступает у поверхности почвы) и вода скапливается над труднопроницаемым горизонтом почвенного профиля.

В насыщенной до полной влагоемкости почве вода находится в сорбированной, капиллярной и гравитационной формах. ПВ выражают в процентах от объема почвы и рассчитывают по общей пористости: $PВ = P$. Однако в результате набухания почвы при ее увлажнении, а также наличия заземленного воздуха ПВ не всегда равна P .

Поэтому лучше определять содержание воды в почве при достижении ею полной влагоемкости, если цилиндр с исследуемой почвой (ненарушенного сложения) погрузить в воду. После полного насыщения почвы цилиндр закрывают под водой (нижнее отверстие), вынимают его из воды и протирают наружные стенки фильтровальной бумагой. После этого можно определить содержание воды в почве, удалив из нее воду с помощью высушивания (при t не выше 105°C), и рассчитать процентное содержание воды.

Как отмечено выше, гравитационная форма воды преобладает в почве при полной ее влагоемкости и с физиологической точки зрения доступна для растений, но присутствует она в почве за счет воздуха (кислорода), так как вода и воздух являются в почве

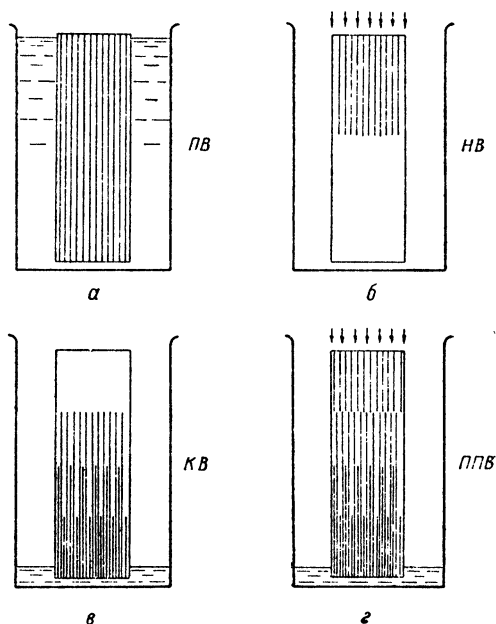


Рис. 9.13. Виды влагоемкости (по П. К. Кузьмичу):

а — полная влагоемкость (ПВ); б — наименьшая влагоемкость (НВ); в — капиллярная влагоемкость (КВ); г — предельная полевая влагоемкость (ППВ).

антагонистами и не могут одновременно занимать одно и то же пространство.

Капиллярная влагоемкость — максимальное количество воды, удерживаемое в почве в капиллярно-подпертом состоянии над уровнем грунтовых вод менисковыми (капиллярными) силами.

Если капиллярная вода в почве выступает в форме подпертой, т. е. связана и постоянно питается от грунтовой воды, то в этом случае она заполняет все капиллярные поры, а некапиллярные пространства остаются заполненными воздухом.

Капиллярная влагоемкость почвы не одинакова по высоте капиллярной каймы. В верхней части капиллярной каймы она приближается к наименьшей влагоемкости, а в нижней, примыкающей к зеркалу грунтовых вод, — к полной влагоемкости. Капиллярную влагоемкость почвы можно определить в лабораторных условиях, если помещенную в цилиндр почву поставить в сосуд с водой и насыщать ее водой снизу, не погружая цилиндра в воду.

Наименьшая полевая влагоемкость почв — это максимальное количество воды, удерживаемой в почве в равновесно-подвешенном состоянии при ее увлажнении сверху и свободном оттоке гравитационной воды.

Это — подвешенная (капиллярная) вода. Она удерживается в порах диаметром около 8,5 мкм, что соответствует водному потенциалу около 0,345 атм ($3,4 \cdot 10^4$ Па).

Состояние увлажнения почвы при наименьшей полевой влагоемкости является самым оптимальным, поскольку при нем в почве содержится в благоприятном соотношении необходимые растениям и почвенным микроорганизмам вода и воздух. Именно до наименьшей полевой влагоемкости необходимо доводить количество воды в почве, подавая ее на поверхность почвы искусственным путем — поливом. Если норма полива (количество подаваемой воды в кубических метрах на гектар за один раз) рассчитана правильно, с учетом свойств почвы удерживать воду в подвешенном состоянии, то ее увлажнение оптимально. Подача при орошении воды в количествах, превышающих эту способность почвы, будет сопровождаться непроизводительным оттеканием ее в подпочву, а следовательно, поднятием уровня грунтовых вод выше критических пределов.

Наименьшую влагоемкость можно определить только в почвах нормальной водопроницаемости, которые в своем профиле не содержат водоупорных (труднопроницаемых для воды) горизонтов. Если в почве есть такие горизонты, то над ними может быть не только подвешенная капиллярная вода, но и подпертая, граничащая с гравитационной формой воды.

Поскольку наименьшая влагоемкость почв также зависит от механического состава, структуры почвы, содержания в ней почвенных коллоидов и их характера (гумус, глина), то ее величина колеблется в пределах 40...90% общей порозности почвы.

Предельная полевая влагоемкость — это максимальное коли-

чество воды, удерживаемой в почве в относительно равновесном подвешенно-подпертом состоянии.

Увлажнение почвы до ППВ наблюдается в природных условиях после обильного увлажнения почвы сверху и при неглубоком залегании уровня грунтовых вод, т. е. когда зона промачивания смыкается с зоной капиллярной каймы. Однако предельная полевая влагоемкость не стабильна и постепенно меняется, поэтому она не является почвенно-гидрологической константой, как НВ и ПВ. В количественном выражении предельная полевая влагоемкость значительно превышает наименьшую и капиллярную, приближаясь к полной влагоемкости. Предельная полевая влагоемкость постепенно уменьшается в результате замедленной инфильтрации гравитационной воды, приближаясь к наименьшей. Время, когда прекращается инфильтрация излишней воды сверх ППВ и насыщение почвы приближается к НВ, наступает в супесчаных почвах через 20...30 ч, а в суглинистых — через 40...50 ч.

Определение предельной полевой влагоемкости необходимо для получения степени увлажненности и запасов воды в почве. По ней находят поливную и промывную нормы.

Максимальная адсорбционная влагоемкость — это максимальное количество прочносвязанной воды, находящейся в почве под влиянием молекулярных сил притяжения. Она несколько меньше максимальной гигроскопичности и не доступна для растений.

9.6.2. Водопроницаемость почв

Водопроницаемость почвы — одна из важнейших почвенно-гидрологических характеристик, влияющих не только на особенности формирования поверхностного и грунтового стока, водный режим почвы, но и на конструктивные особенности и параметры осушительных и оросительных систем.

Водопроницаемость, или водопропускная способность, — свойство почвы, как пористого тела, принимать и пропускать через себя воду. Количественно она выражается мощностью слоя воды, поступающей в почву через ее поверхность в единицу времени.

Процесс поступления воды в почву можно расчленить на три этапа: впитывание, насыщение и фильтрация.

Впитывание (или инфильтрация) — последовательное заполнение водой свободных пор почвы под влиянием сорбционных, менисковых и гравитационных сил, а также градиента напора. При впитывании происходит вертикальное и боковое растекание свободной воды под влиянием градиента напора, менисковых и сорбционных сил, т. е. происходит процесс насыщения почвы влагой.

Фильтрация (просачивание) — непрерывное движение воды в насыщенной почве под влиянием градиента напора. Значения скорости впитывания и фильтрации, а также общего расхода воды представлены на рис. 9.14, из которого видно, что уже после 50 мин фильтрация в почве установилась на уровне $\approx 0,2$ см/мин и ее интенсивность впоследствии не менялась.

Фильтрация воды через почву как ламинарное движение почвенных и грунтовых вод подчиняется закону Дарси:

$$Q = K_{\phi} \cdot FI/L,$$

где Q — количество воды, протекающее в единицу времени, см³; F — площадь поперечного сечения, см²; I — напор гидравлический; L — длина пути фильтрационного потока; K_{ϕ} — коэффициент фильтрации, см/с.

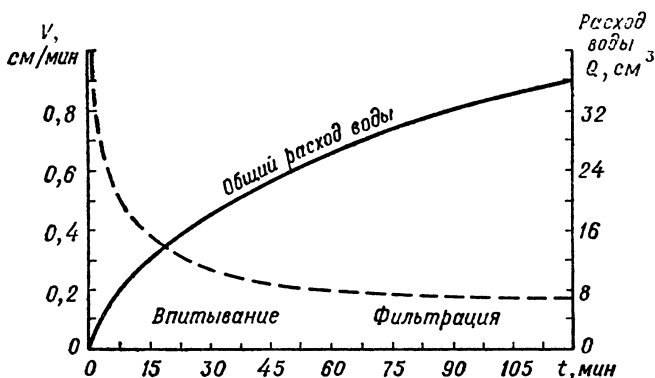


Рис. 9.14. Кривая впитывания и фильтрации (по И. И. Плюнну, 1964).

Зная Q , легко рассчитать скорость воды, фильтрующейся через почву, по формуле

$$V = \frac{Q}{Fit},$$

где V — скорость фильтрации; t — время, мин, ч, сут.

Фильтрация количественно характеризуется коэффициентом фильтрации, определяющим скорость прохождения воды через единицу площади почвы за единицу времени при градиенте напора, равном единице. Он измеряется в сантиметрах в минуту или в метрах в сутки.

Водопроницаемость почв и коэффициент фильтрации зависят от ряда факторов, а именно: механического состава, структурности, вида пористости почвы, ее сложения, содержания в ней гумуса, характера насыщения почвы различными катионами, степени увлажненности, температуры почв и др.

Установлено, что чем почва более легкого механического состава, чем выше ее структурность, чем больше в ней активная пористость, чем меньше она уплотнена и лучше взрыхлена, чем больше насыщена двухвалентными катионами (Ca, Mg), тем выше ее фильтрационные свойства, и наоборот.

Примерные значения коэффициента фильтрации для почв и пород различного механического состава и степени разложения торфа приведены в табл. 9.2.

9.2. Коэффициент фильтрации в разных по механическому составу или степени разложения почвах и породах (по Ч. Свенцицкому, 1976)

Почва и порода	Коэффициент фильтрации, см/с	Автор
Песок рыхлый	$1 \cdot 10^{-2}$	Черкасов
Песок глинистый	$5 \cdot 10^{-3} \div 3 \cdot 10^{-4}$	"
Глина	$5 \cdot 10^{-4} \div 5 \cdot 10^{-6}$	"
Лесс карбонатный	$5 \cdot 10^{-4} \div 1 \cdot 10^{-4}$	"
Лесс не карбонатный	$5 \cdot 10^{-5} \div 1 \cdot 10^{-5}$	"
Торф пушицевый		
слаборазложженный	$6 \cdot 10^{-3} \div 2 \cdot 10^{-3}$	"
Торф сильноразложженный	$2 \cdot 10^{-4} \div 1 \cdot 10^{-6}$	Костяков
Торф низинный пушицево-моховый		
по вертикали	$1,8 \cdot 10^{-3}$	Остроменский
по горизонтали	$1 \cdot 10^{-3}$	"
Торф, осевший после осушения		
по вертикали	$2,5 \cdot 10^{-4}$	
по горизонтали	$1 \cdot 10^{-4}$	
Лесс типичный	$3 \cdot 10^{-4}$	Добжанский

Из приведенных данных видно, что коэффициент фильтрации варьирует в достаточно широких пределах.

По данным Н. А. Качинского (1970), если почва пропускает за 1 ч при напоре 5 см и температуре воды 10°C более 1000 мм воды, то ее водопроницаемость является провальной; от 1000 до 500 — излишне высокой, от 500 до 100 — наилучшей; от 100 до 70 — хорошей; от 70 до 30 — удовлетворительной и менее 30 мм — неудовлетворительной.

При этом следует подчеркнуть, что водопроницаемость почвы может играть как положительную, так и отрицательную роль. При недостаточной водопроницаемости влага застаивается на поверхности почвы или стекает по уклону местности, увеличивая поверхностный сток. Вода, застаиваясь, вызывает вымочку посевов, а стекающая — смыв и размыв почвы. При высокой водопроница-

9.3. Классификация K_f почв при оценке условий работы дренажа (Эгельсман, по Ф. Р. Зайдельману)

Коэффициент	K_f , м/сут	Класс
Крайне низкий	0,01	I
Очень низкий	0,01—0,06	—
Низкий	0,06—0,15	II
Средний	0,15—0,40	III
Высокий	0,40—1,00	IV
Очень высокий	1,00—2,50	V
Крайне высокий	2,50	—

емости влага выпадающих осадков быстро фильтруется за пределы корнеобитаемого слоя и не может быть использована растениями.

Показатели коэффициента фильтрации — важные критерии для расчета параметров дренажа и осуществления агромелиоративных мероприятий, направленных на увеличение или снижение водопроницаемости. Классификация коэффициентов фильтрации по Эгельсману (1978) приведена в табл. 9.3.

По мнению ряда авторов, при значении K_f меньшем 0,06 м/сут почвы или почвенные горизонты являются водоупорными. Для повышения фильтрационных свойств на них необходимо проводить агромелиоративные мероприятия, такие, как глубокое рыхление, шелевание, пескование, обогащение органическим веществом или внесением искусственных структурообразователей.

9.6.3. Водоподъемная способность почвы

Водоподъемная способность почвы — свойство ее как пористого тела вызывать восходящее передвижение содержащейся в ней воды, происходящее с помощью капиллярных сил. Количественная характеристика этого свойства — максимальная высота подъема воды, одновременно равная мощности капиллярной каймы при равновесном состоянии в ней воды.

Капиллярная кайма, как отмечено выше, — слой почвы или грунта, расположенный непосредственно над водоносным горизонтом и содержащий капиллярную подпертую, гидравлически связанную влагу с водой водоносного горизонта.

Водоподъемная способность почвы — зависит от агрегатности механического состава и сложения почвы, обуславливающих ее пористость. Ее значение зависит от радиуса капилляров и определяется по формуле Жюрена:

$$H = \frac{2a}{rgd} = \frac{0,15}{r},$$

где H — высота капиллярного поднятия, см; a — поверхностное натяжение воды (при 20°C равно 75,2 дин/см); r — радиус капилляра, см; g — ускорение свободного падения (981 см/с²); d — плотность воды, г/см³.

Благодаря водоподъемной способности почв грунтовые воды влияют на почвообразование и формирование запасов продуктивной влаги в почве.

В грунтоведении (науке о физико-механических свойствах почв, связанных с их несущей способностью) приняты нормы опасного капиллярного подъема воды. В СССР они составляют: для песчаных грунтов 0,2...0,3, для песков пылеватых и глинистых 0,3...0,8, пылеватых грунтов 0,8...1,5, глинистых 1...2, илистых 1,5...2,0 м.

Кроме высоты капиллярного поднятия воды в почве (грунте) важное практическое значение имеет его скорость. Как и высота,

она зависит от радиуса капилляров, вязкости воды, состава обменно-поглощенных катионов. Если высота капиллярного поднятия воды в почве с уменьшением радиуса капилляров возрастает, то скорость подъема воды, наоборот, уменьшается.

9.6.4. Водоотдача почвы

Водоотдача (ВО) — стекание свободной (гравитационной) воды из водоносного горизонта и капиллярной каймы при понижении уровня грунтовых или почвенно-грунтовых вод. Величина водоот-

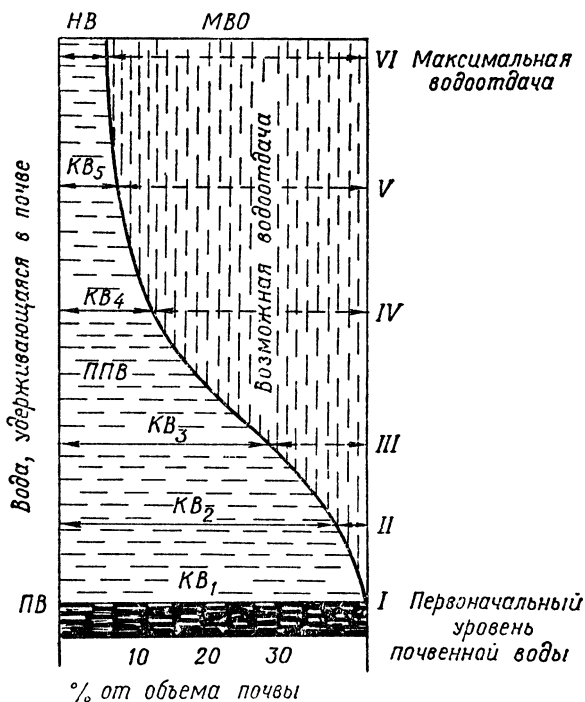


Рис. 9.15. Соотношение между полной, полевой влажностью и водоотдачей (по А. А. Роде).

дачи данного горизонта измеряется разностью запасов воды между полной влагоемкостью и соответствующей капиллярной влагоемкостью. При исходном и конечном положении уровня грунтовых вод она выражается в метрах кубических на гектар, или в миллиметрах водного слоя.

Величина водоотдачи для разных слоев капиллярной каймы и выше нее постепенно увеличивается по мере поднятия от уровня грунтовых вод. Это наглядно показано на рис. 9.15, из которого видно, что максимальная водоотдача происходит в верхней части почвенного монолита, где влажность почвы находится в пределах

наименьшей влагоемкости, а минимальная — в нижней части капиллярной каймы, примыкающей к уровню грунтовых вод.

В связи с этим различают три вида водоотдачи: максимальную, равную ПВ-НВ; минимальную, равную ПВ-КВ; удельную, равную ПВ-ППВ.

Коэффициент водоотдачи — отношение водоотдачи, выраженной в объемных процентах, к общему объему почвы, принятому за 100%. Коэффициент водоотдачи — величина безразмерная.

При осушении почвы определяют количество воды, подлежащей удалению, а при орошении по водоотдаче устанавливают возможные потери воды на фильтрацию.

Возможность дренирования (водоотдачи) почв зависит от наличия в них крупных пор, так как практически только из этих пор вода оттекает из почвы при ее осушении. Величина водоотдачи в различных грунтах варьирует в широких пределах и составляет для песков 25...30, для суглинистых 4...6, для тяжелых глинистых почв 1...3 и для торфяных 10...25%.

9.6.5. Водоудерживающая способность почвы

Водоудерживающая способность — это свойство почвы как дисперсного пористого тела удерживать определенное количество воды под влиянием различного рода сил. Вода в почве может удерживаться под влиянием сорбционных, осмотических и капиллярных сил. При этом в определенных интервалах влажности почвы эти силы действуют одновременно и разграничить их действие, изучить роль каждой из них довольно трудно. Поэтому принято рассматривать их как одну водоудерживающую силу, названную сосущей силой почвы, или капиллярным потенциалом.

Водоудерживающую, или сосущую, силу почвы выражают в сантиметрах водного столба, в атмосферах, или в единицах работы (эргах). При различной степени увлажнения почвы вода в ней может удерживаться с силой от нуля до нескольких тысяч атмосфер.

Например, при насыщении почвы до полной влагоемкости сосущая сила равна нулю, а в воздушно-сухой почве она достигает 10^4 атм, или 10^7 см водного столба. Поскольку оперировать такими большими величинами в практических целях затруднительно, то предложено обозначать сосущую силу символом pF и выражать ее логарифмом этой величины pF .

Сосущая сила в 1 атм равна 101 325 Па, или 1033 см водного столба, а ее логарифм, т. е. pF , равен 3. При абсолютно сухом состоянии почвы pF ее будет составлять 7, а в почве, насыщенной до полной влагоемкости, pF — 0.

Таким образом, при различной степени насыщения почвы влагой последняя будет удерживаться почвой с различной силой, а следовательно, характеризоваться различной степенью доступности для растений.

Установлено, что определенным водным константам соответствует определенное значение pF . Так, для максимальной гигроско-

пичности pF равен 4,8, влажности завядания — 4,2, наименьшей полевой влагоемкости — 2,7, а капиллярной влагоемкости — от 2,5 до нуля.

9.7. Значение для растений почвенной влаги

В почве в полевых условиях всегда содержится определенное количество влаги. Наличие воды в почве в данное конкретное время в том или другом слое называют влажностью почвы. Это исключительно динамичная величина, изменяющаяся не только по периодам года, но и по месяцам, дням и даже часам. Влажность почвы данного конкретного времени зависит от климатических условий (количества и равномерности выпадения осадков, температуры почвы и воздуха), гидрологических условий данного участка (глубины залегания воды), свойств почвы (механического состава, структурности), вида произрастающих растений и многих других факторов.

Влажность почвы выражают: в процентах от массы сухой почвы, называя весовой влажностью; в процентах от объема почвы — объемной влажностью и в процентах от ПВ, или НВ, т. е. относительной влажностью.

Количество воды в почве характеризует степень ее увлажнения. Так, почва может находиться в переувлажненном состоянии, т. е. влажность достигает полной влагоемкости (ПВ), в нормальном (оптимальном) увлажнении — при влажности, равной наименьшей влагоемкости (НВ), и в состоянии различной степени иссушенности, когда влажность снижается от влажности разрыва капилляров (ВРК) до гигроскопической влажности (ГВ).

По влажности почвы определяют запас воды на данный период в заданном расчетном слое почвы:

$$Q_{об} = 10h \cdot dW_b,$$

где $Q_{об}$ — общий запас воды в расчетном слое, $m^3/га$; h — мощность расчетного слоя, m ; d — объемная масса почвы, $г/см^3$; W_b — влажность по массе, %.

Однако, зная общий запас воды в почве, исчерпывающей оценки степени и продолжительности обеспечения растений влагой получить нельзя, поскольку не вся влага, находящаяся в почве, является доступной и продуктивной.

9.7.1. Доступная и недоступная для растений вода в почве

Доступная для растений вода, т. е. усвояемая ими из почвы, — это та ее часть, которая может быть усвоена (поглощена) растениями как в процессе их нормальной жизнедеятельности, так и в начале их увядания. Нижний предел содержания в почве доступной для растений воды — ее содержание, близкое к максималь-

ной гигроскопичности (наибольшему количеству парообразной влаги, поглощаемой почвой из воздуха).

Границы доступной для растений воды находятся в пределах, когда вода удерживается твердой фазой почвы силой 0,3...15 атм, что соответствует pF от 1,0 до 4,2.

Количество доступной для растений воды зависит от многих факторов: механического состава почвы, наличия в нем органического вещества, присутствия и характера коллоидов, структуры и др.

Недоступная для растений вода (неусвояемая) — это часть содержащейся в почве воды, которая не может быть усвоена (поглощена) растениями, в том числе и в процессе их увядания, так как она связана с твердой фазой почвы (удерживается ею) силами, большими, чем сосущая сила корней растений (>15 атм, или $>4,2 pF$).

Наибольшее содержание в почве недоступной для растений воды называют «мертвым» запасом, составляющим 1,5...2,0 максимальной гигроскопичности и зависящим от свойств почвы, а также от вида возделываемых на ней растений (табл. 9.4).

Недоступную влагу, «мертвый» запас, выражаемый в кубических метрах, рассчитывают по формуле

$$Q_{м.з} = 1,5 \text{ МГ} \cdot h \cdot d.$$

9.7.2. Продуктивная и непродуктивная вода для растений

Как показал Фрай (по Ч. Свенцицкому, 1976), существует зависимость между содержанием в почве воды, удерживаемой силами до 5 атм, приростом листовой поверхности растений и транспирацией. Вода, удерживаемая твердой фазой почвы силами более 5 атм, еще усваивается растениями и испаряется через листовую поверхность, однако при этом не происходит прироста листьев (рис. 9.16).

Поэтому содержание воды в почве, при поглощении которой растения не только поддерживают свою жизнедеятельность, но и синтезируют органическое вещество, считают продуктивным. Нижний продуктивный предел воды в почве — ее содержание, равное влажности устойчивого завядания растений.

В табл. 9.4 приведены максимально возможные количества продуктивной и непродуктивной влаги в различных почвах.

Содержание воды в почве, при котором она не может быть использована растениями для поддержания физиологических процессов, направленных на создание органического вещества, называют непродуктивной влагой. Верхний ее предел — влажность устойчивого завядания растений.

Зная общий и «мертвый» запасы, легко рассчитать продуктивные запасы воды в почве по формуле

$$Q_{пр} = Q_{об} - Q_{м.з}.$$

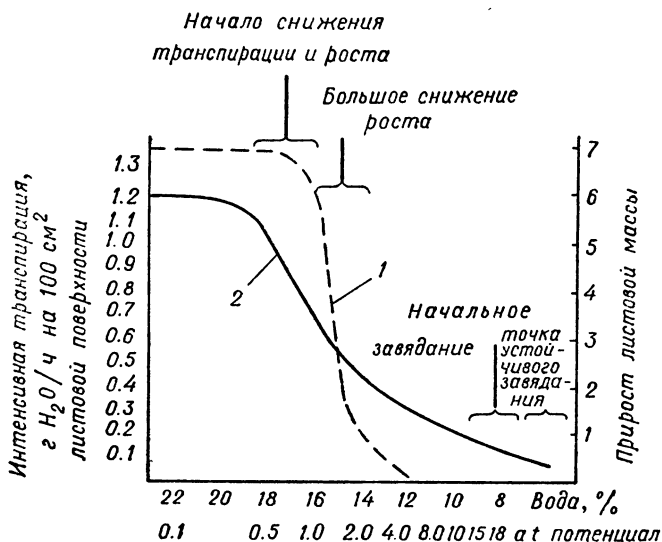


Рис. 9.16. Кривая изменения транспирации и прироста листовой поверхности подсолнечника при уменьшающемся содержании воды в глинистой почве (Фрай, по Ч. Свенцицкому):

1 — кривая роста; 2 — кривая транспирации.

Количество такой воды в почве составляет около 30% полевой влагоемкости. Точно определить ее значение можно лишь в каждом конкретном случае, поскольку оно также зависит от факторов, обуславливающих содержание продуктивной воды в почве.

9.7.3. Влажность завядания растений.

Точки завядания и устойчивого завядания

По мере расходования воды из почвы вследствие ее испарения с открытой поверхности почвы и через растения содержание воды в ней понижается настолько, что там остается недоступная для растений вода, удерживаемая почвенными частицами с силой, равной или большей осмотического давления клеточного сока в корнях растений. В результате этого растения начинают завядать от недостаточного поступления воды в клетки и уменьшения их тургора, т. е. содержание воды в почве уменьшилось до влажности завядания растений.

При потенциале, равном 10...12 атм, растения завядают, но не окончательно. Если их поместить в атмосферу, насыщенную водяными парами, то завядание прекращается, листья восстанавливают тургор. В подобном случае можно считать, что влажность почвы достигла точки завядания растений.

Точка устойчивого завядания растений наступает тогда, когда влажность почвы уменьшается настолько, что, будучи помещенными в атмосферу, насыщенную водяными парами, на 12 ч, растения

**9.4. Максимально возможные запасы непродуктивной
и продуктивной влаги в различных почвах
(в мм*) (по С. А. Вериге и Л. А. Разумовой)**

Почва	Мощность расчетного слоя, см	Количество непродуктивной влаги при		Продуктивная влага при влагоемкости	
		максимальной гигроскопич- ности	влажности устойчивого завядания	наимень- шей	полной
Дерново-подзолистая	0—20	3	5	68**	97
супесь Архангельской	0—50	10	13	166*	217
обл.	0—100	14	19	335*	409*
Дерново-подзолистый	0—20	12	16	61*	77
тяжелый суглинок на	0—50	58	78	117	135
глине Новгородской обл.	0—100	152	203	160	200
Обыкновенный средне-	0—20	10	14	43	106
суглинистый чернозем	0—50	28	40	94	237
Куйбышевской обл.	0—100	59	82	184	438
Слабовыщелоченный	0—20	25	33	43	78
глинистый чернозем	0—50	64	86	97	178
Краснодарского края	0—100	135	181	180	337
Светлый среднесугли-	0—20	18	25	43	72
нистый серозем Ташкент-	0—50	47	63	96	183
ской обл.	0—100	95	127	193	376

* — запас воды в почве, равный 1 мм, в пересчете соответствует 10 т/га;

** — при максимальной капиллярной влагоемкости

не возвращаются к жизни. Следовательно, наступила влажность устойчивого завядания, выражаемая через коэффициент завядания растений. При этом капиллярный потенциал достигает 15 атм, или $pF=4,2$.

В табл. 9.5 приведены данные полевой влагоемкости и влажности устойчивого завядания растений для минеральных и органических (торфяных) почв, полученные на кафедре почвоведения Главной школы сельского хозяйства ПНР в Варшаве (по Ч. Свенцицкому, 1976).

**9.5. Полевая влагоемкость и точки устойчивого завядания
растений (по Ч. Свенцицкому, 1976)**

Почва	Глубина, см	Плотность	Полевая влагоемкость $P=1/3$ атм		Точка устойчивого завядания $P=15$ атм		Максимальная гигроскопичность $P=50$ атм % (мас.)
			% (мас.)	% объем.	% (мас.)	% объем.	
Псевдо- подзол	10	1,23	25,5	31,4	9,1	11,2	4,5
	20	1,48	20,5	30,4	7,7	11,4	4,1
	40	1,60	19,5	31,2	8,2	13,1	4,6
Торфяник	20—25		336,7		110		54,9
Торфяник деградированный	20—25		210,4		88,0		54,2

Из данных табл. 9.5 видно, что влажность, при которой наступает устойчивое завядание растения, на органогенных (торфяных) почвах на порядок выше, чем на минеральных (88...110 и 5,7...9,1%). В то же время она не столь существенно зависит от вида растений (табл. 9.6).

По данным гидрометеостанций СССР (С. А. Вериги и Л. А. Ракумова), влажность устойчивого завядания (в процентах от массы абсолютно сухой почвы) различных типов почв характеризуется такими величинами: песок — 0,5...1,5, супесь — 1,5...1,4, суглинки легкий — 3,5...5,0, средний — 5,0...7,0, тяжелый — 8,0...12,0, глина — 12,0...20,0 и торф низинный — 40,0...50,0.

Вследствие больших различий в значениях коэффициентов завядания для оценки условий водоснабжения растений, произрастающих на разных почвах, сопоставимой можно считать лишь воду, имеющуюся в них сверх влажности устойчивого завядания.

Сила поглощения воды корнями растений в точке устойчивого завядания, зависящая от осмотического давления в клетках растений, равна силе связывания воды на поверхности почвенных частиц.

Ряд авторов провели обширные исследования для установления универсального значения точки завядания растений.

Фагелер, взяв в качестве исходного осмотического давление, предложил рассчитывать сосущую силу почвы по формуле

$$S = 50 \left(\frac{M\Gamma}{W} \right)^y,$$

где S — сосущая сила, атм; $M\Gamma$ — максимальная гигроскопичность почвы; y — эмпирический коэффициент; W — влажность почвы, мас. %.

В соответствии с этим уравнением сосущая сила при влажности $M\Gamma$ равна 50 атм. Большинство возделываемых культурных растений обладают сосущей силой от 10 до 35 атм, а в среднем около 15.

Фагелер и Альтман предложили рассчитывать количество физиологически неусвояемой воды для растений по формуле

$$H = A \cdot M\Gamma,$$

где H — физиологически неусвояемая вода; A — коэффициент; $M\Gamma$ — максимальная гигроскопичность.

9.6. Влажность почвы, при которой наступает устойчивое завядание растений
(Д. В. Федоровский, по И. С. Кауричеву, 1975)

Растение	Влажность устойчивого завядания, % массы сухой почвы	
	чернозем обыкновенный тяжелосуглинистый	подзолистая супесчаная почва
Огурцы	16,50	3,87
Лен	15,16	4,08
Пшеница	14,20	2,52
Солерос	14,13	3,98

Зная A и $MГ$ (количество недоступной для растений воды), можно определить количество доступной воды для растений на данный момент в почве

$$M = W - MГ,$$

где W — содержание воды в почве, мас. %.

Поскольку сосущая сила растений сильно колеблется (от 10... 30 атм), то точка завядания растений, выраженная через максимальную гигроскопичность, тоже меняется в широком интервале. По Секере, она равна 1,2—2,2 МГ, по Бриггс и Шанц — 1,47 МГ, (по А. А. Роде) — в среднем 1,34, а в некоторых случаях — 3 МГ.

По Н. А. Качинскому, следует различать три стадии завядания растений: 1 — начало, когда завядают только верхние листья растений; 2 — глубокое завядание, когда вянут и желтеют также и нижние листья, а растение после полива восстанавливает тургор лишь спустя несколько часов; 3 — отмирание растения. Влажность второй стадии соответствует 1,6 МГ, третьей — 0,6—0,8 МГ.

Для определения точки завядания растений используют такие методы, как нахождение влажности почвы при завядании растений, выращиваемых в сосудах; проращивание семян в образцах почвы различной степени увлажненности или же непосредственно в поле во время засухи, когда растения увядают.

9.8. Режим и баланс воды в почве.

Методы изучения и основные почвенно-гидрологические расчеты

Водным режимом почвы называют совокупность всех явлений поступления, передвижения, удержания и расхода воды из почвы. Количественное выражение водного режима почвы — ее водный баланс, учитывающий начальные и конечные запасы воды в почве за определенный расчетный период времени.

Полный водный баланс почвы за определенный период времени можно представить в виде уравнения

$$\begin{aligned} B_1 - B_0 &= (O_c + ПГВ + ППВ + ВПП_p + K) - \\ &- (И + Д + ОГВ + ПО_{тт} + ВПО_{тт}), \end{aligned}$$

где B_0 — запас влаги в почве на начало периода; B_1 — запас влаги в конце периода; O_c — сумма осадков, достигших поверхности почвы; ПГВ — приток влаги в почву из грунтовых вод; ППВ — поверхностный приток влаги; ВПП_p — внутрипочвенный приток влаги; K — количество парообразной влаги, поступающей в почву из атмосферы и конденсирующейся в почве; $И$ — физическое испарение влаги из почвы; $Д$ — десукция (транспирация) влаги из почвы растительностью; ОГВ — отток влаги из почвы в грунтовые воды; $ПО_{тт}$ — поверхностный отток воды; ВПО_{тт} — внутрипочвенный отток воды.

Изучая различные виды поступления и расхода воды в почве, можно дать им качественное выражение, составив для определенного слоя за какой-то промежуток времени уравнение водного баланса почвы.

Некоторые составляющие водного баланса при определенных условиях без большой погрешности можно исключить из приведенной выше формулы, как компенсирующие друг друга (внутрипочвенный сток, конденсация парообразной воды в почве). Это делается отчасти из-за недостаточной изученности этих явлений и отсутствия методов их измерения.

После этого получают новое упрощенное уравнение водного баланса почвы: $V_1 - V_0 = (O_c + ПГВ) - (И + Д + ОГВ)$.

Если разность $V_1 - V_0$ имеет положительный знак, то наблюдается приращение запаса воды в почве, если отрицательный — ее убыль. В первом случае почвы нуждаются в осушительных мелиорациях, а во втором — в оросительных.

Поступление воды в почву, в какую-то ее толщу, лучше определять сначала для каждого 10-сантиметрового слоя. Суммируя расход и поступление воды по этим слоям, получаем их значения для слоя любой мощности.

Зная приход и расход, уточняем, на что расходовалась вода из почвы или откуда она в нее поступила.

Явления обмена водой между почвой и подстилающим ее грунтом (породой) можно исключить, когда грунтовые воды залегают глубоко, и восходящие передвижения воды в почву считать отсутствующими. В таких случаях приход воды в почву может быть обусловлен только осадками (подачей ее на поверхность почвы при орошении), а расход — физическим испарением и десукцией (испарением через растения). Когда же грунтовые воды залегают близко от поверхности (6...8 м), возникает потребность определять отток влаги из почвенной толщи в грунтовые воды или приток ее грунтовых вод в почву.

Существует два метода, с помощью которых определяют обмен влаги между почвой и грунтовыми водами. Измеряя подъем (h , см) грунтовой воды и зная водоотдачу почвы, вычисляют количество ее, просочившееся в грунтовые воды ($h \cdot ВО$ мм). Очень приближенно отток воды из почвенной толщи в грунтовые воды находят также по разности между наличным запасом воды и запасом влаги в этой же толще при НВ.

Наиболее трудно получить значение оттока и притока воды в почву при очень близком залегании грунтовых вод. В этом случае рекомендуют прямое измерение всех величин, входящих в формулу баланса воды в почве, с помощью специальных испарителей, заряженных монолитами почвы с растительностью, а также специальных дождемеров. Преобразуя уравнение водного баланса

$$ПГВ - ОГВ = (V_1 - V_0) + (U + Д) - O_c,$$

вычисляют превышение притока воды над оттоком, или наоборот (т. е. получают его с положительным или отрицательным знаком).

Суммарное испарение из почвы, или расход воды на физическое испарение и десукцию, находят условно, исключая поступление воды из почвенно-грунтовых вод и ее отток в почвенно-грунтовые воды по методу, предложенному И. С. Васильевым и изложенному Г. С. Базыкиной и А. А. Роде (1976). Преобразовав уравнение водного баланса, получают искомую величину

$$И + Д = O_c + (ПГВ - ОГВ) - (B_1 - B_0).$$

При почвенно-гидрологических исследованиях, когда нужно охарактеризовать количественно водный режим почвы, т. е. определить ее водный баланс, все составляющие уравнения водного баланса удобно выразить в табличной форме. В качестве примера можно привести годовой водный баланс почвы, составленный на основании наблюдений на Джаныбекском стационаре АН СССР Уральской обл. (табл. 9.7).

9.7. Водный баланс (в мм) целинной почвы для слоя 0...400 мм (по Г. С. Базыкиной и А. А. Роде, 1976)

Гидрологический год (октябрь—сентябрь)	Сумма осенне-зимне- весенних осадков	Глубина промачи- вания, см	Приход влаги			Итого
			приращение запаса влаги за осенне- зимне-весен- ний период	поступление почвенно- грунтовых вод	летняя сумма осадков (апрель— сентябрь)	
1957/58	116	400	320	30	199	549
1958/59	101	100	230	30	78	338

Гидрологи- ческий год (октябрь— сентябрь)	Расход воды						Глуби- на иссу- шения, см	Осен- ний дефи- цит влаги	Влаго- оборот
	Отток в почвенно- грунтовые воды	эвакотранспирация				Итого			
		из весеннего запаса почвы	за счет поступле- ния из грунто- вых вод	за счет летних осадков (V-IX)	Итого				
1957/58	30	281	30	199	510	540	210	274	1089
1958/59	0	257	30	78	365	365	330	401	703

В большинстве случаев прогрессирующего увлажнения или иссушения почвы не наблюдается. Уравнение водного баланса в естественных условиях близко нулю: приход и расход воды приблизительно равны.

9.8.1. Типы водного режима почв

Численное значение годового водного баланса определяется прежде всего соотношением величины инфильтрации и количества испаряющейся из почвы влаги. В зависимости от этого соотношения водный баланс почвы складывается неодинаково в различных почвенно-климатических зонах и на отдельных участках местности.

Основоположник учения о типах водного режима почв Г. Н. Высоцкий выделял три типа водного режима почв: промывной, непромывной и выпотной.

При промывном (пермацидном) типе водного режима почв сумма годовых осадков больше величины испаряемости. Тогда поступление из грунтовых вод к поверхности почвы будет меньше количества воды, инфильтрующейся в почвенно-грунтовую толщу:

$$O_c + \text{ППВ} > И + Д + \text{ПО}_{\text{тт}}.$$

Для выровненных местностей значения поверхностного притока и оттока очень малы, т. е.

$$O_c > U + Д, \text{ или } \frac{O_c}{И + Д} > 1.$$

Отношение количества осадков к испаряемости Г. Н. Высоцкий назвал годовым коэффициентом увлажнения (КУ). Для промывного типа водного режима $KY > 1$. Почвенная толща подвергается сквозному промачиванию до грунтовых вод, так как нисходящие токи преобладают над восходящими.

Непромывной (импермацидный), или замкнутый, тип водного режима наблюдается тогда, когда влага осадков распределяется только в верхних горизонтах и не достигает грунтовых вод. Почвенная влага находится в подвешенном состоянии, и капиллярная кайма грунтовых вод не достигает почвенной толщи, увлажняемой осадками. В таком случае уравнение водного баланса можно представить в виде

$$O_c + \text{ППВ} = И + Д + \text{ПО}_{\text{тт}},$$

а для выровненных пространств, где ППВ и $\text{ПО}_{\text{тт}} = 0$, а $И + Д = O_c$,

$$\frac{O_c}{U + Д} = 1.$$

Вся влага осадков, накопленная в почве при непромывном типе водного режима, расходуется снова в атмосферу в результате физического испарения и путем транспирации.

Периодически промывной тип водного режима почвы характеризуется чередованием ограниченного и сквозного промывания почвенной толщи.

Выпотной (эксудативный) тип водного режима наблюдается тогда, когда в толще почвогрунта преобладают восходящие токи воды. В этих условиях грунтовые воды по капиллярам сообщаются с корнеобитаемым слоем и даже поверхностью почвы. Вода в почвенном профиле находится в капиллярно-подпертом состоянии. Уравнение водного баланса в этом случае будет иметь вид

$$O_c + \text{ППВ} < И + Д + \text{ПО}_{\text{тт}}.$$

А поскольку инфильтрация воды меньше, чем поступление ее из грунтовых вод, то на выровненных участках ППВ и $ПО_{тт}=0$ уравнение примет вид

$$\frac{O_c}{U+D} < 1,$$

т. е. в этом случае коэффициент увлажнения почвы меньше единицы.

Выпотной тип водного режима характерен для почв с близким залеганием грунтовых вод, где испарение превышает величину осадков, а дефицит воды в почве компенсируется поступлением ее из грунтовых вод.

А. А. Роде, развивая учение Г. Н. Высоцкого, к величине инфильтрации и количеству испаряющейся из почвы воды добавил источник увлажнения и степень увлажненности почвы. По соотношению этих четырех характеристик он предложил выделять шесть типов водного режима почв: мерзлотный (криогенный), промывной, выпотной, десуктвно-выпотной, периодически промывной и непромывной.

9.8.2. Типы водного режима основных почвенных зон СССР и характеристика отдельных районов по влагообеспеченности

Почвенный покров СССР приурочен к различным природным и географическим зонам: от тундры и до субтропиков — в широтном и от Балтийского моря до Тихого океана — в долготном направлении, где климатические, растительные и почвенные условия закономерно меняются, изменяются температурный режим и степень увлажненности территории.

Зональные почвы характеризуются определенным типом (под-типом) водного режима: тундровой зоны — мерзлотным; таежной зоны — промывным; лесостепной и степной зон — периодически промывным; полупустынь и пустынной зон — выпотным. Он же свойствен и интразональным почвам понижений. Такая приуроченность типов водного режима к почвам отдельных зон, знание ее, дает общее представление о том, как складывается режим влажности почв по зонам страны. Эта общая их характеристика по режимам влажности делает возможным выбор принципиально-го подхода к регулированию путей управления передвижением воды и увлажненностью почвы в каждом конкретном случае.

Обобщенный показатель соотношения осадков к испарению (КУ) не всегда правильно характеризует тип водного режима и увлажнение почвы. Так, коэффициент увлажненности, равный 1, можно получить и при большом количестве осадков и высоком их испарении (например, в Англии 1000 : 1000 мм/год), и при низком значении этих показателей (например, в Восточной Сибири 250 : 250 мм/год).

Поэтому для характеристики условий естественной увлажненности почв (и произрастания растений) были предложены другие методы, учитывающие температуру, дефицит влажности воздуха и др. По Г. Т. Селянинову, более точную оценку характера увлажненности можно сделать по гидротермическому коэффициенту (ГТК), представляющему собой отношение суммы осадков к сумме средних суточных температур выше 10°C за вегетацию растений:

$$K = \frac{\sum O_c}{\sum t}.$$

Он может иметь значения менее 0,5 — сухо; 0,6—1,0 — засушливо; 1,1—1,5 — влажно; 1,6—2,0 — избыточно влажно.

А. Н. Костяков предложил определять влагообеспеченность по коэффициенту водного баланса, вычисляемому по формуле

$$K = \frac{O_c i}{E},$$

где O_c — среднее годовое количество осадков, мм; E — величина испарения за год, мм; i — показатель поверхностного стока (устанавливается экспериментально).

По значению коэффициента водного баланса в европейской части СССР выделяют три зоны увлажнения: избыточного, неустойчивого и недостаточного. В первой зоне годовое поступление влаги превышает ее потери на испарение (значение коэффициента > 1); во второй — поступление и расход влаги примерно уравниваются (значение коэффициента близко к единице); в третьей — потери влаги на испарение превышают приход (коэффициент здесь ниже единицы) (табл. 9.8).

9.8. Оценка увлажнения засушливой части СССР
(по Д. В. Ярмизину)

Зона увлажнения	Увлажнение	Ландшафтная зона	Сумма осадков за год, мм	Коэффициент увлажнения
Засушливая	Ничтожное	Пустыни	80—120	0,1
	Скудное	Полупустыни	150—250	0,1—0,2
Недостаточного увлажнения	Слабое	Сухие степи	200—400	0,2—0,3
	Недостаточное	Южные степи	250—450	0,3—0,5
	Неустойчивое	Северные степи	350—550	0,5—0,7
	Умеренное	Лесостепи	450—650	0,7—0,9

Н. Н. Иванов предложил коэффициент увлажнения, учитывающий недостаток насыщения воздуха и температуру:

$$A = \frac{P}{E} = \frac{P}{0,0018 (25 + t)^2 d},$$

где P — годовые осадки; E — испаряемость; t — среднемесячные температуры; d — недостаток насыщенности воздуха, %.

Для разных зон засушливой части СССР институтом «Гипроводхоз» были установлены конкретные коэффициенты увлажнения.

На основании особенностей динамики запасов продуктивной влаги в почве отдельных районов СССР и соответствия этих особенностей потребности во влаге зерновых культур на территории СССР можно выделить четыре агрогидрологические зоны, которым согласно господствующему типу годового хода запасов продуктивной влаги присвоены такие наименования: зона обводнения, капиллярного увлажнения, полного весеннего промачивания и слабого весеннего промачивания (рис. 9.17.).

Зона обводнения охватывает Прибалтику, примыкающую к ней часть Белоруссии, северо-западные районы европейской территории СССР и таежные районы Западно-Сибирской равнины.

Зона капиллярного увлажнения охватывает территорию севернее линии Калининград—Ливны—Кудымкар—Тобольск—Кемерово.

Зона полного весеннего промачивания простирается на юг от зоны капиллярного увлажнения до линии Черновцы—Харьков—Пермь—Оренбург—Кустанай—Ишим—Мариинск.

Зона слабого весеннего промачивания охватывает районы, расположенные к югу и юго-востоку от зоны полного весеннего промачивания.

В каждой из этих зон необходимо осуществлять специальные мелиоративные и агрономические мероприятия, способствующие рациональному использованию, восстановлению и сбережению продуктивных запасов влаги для удовлетворения ею возделываемых растений.

9.8.3. Регулирование водного режима почв в соответствии с потребностями в воде возделываемых растений

Регулирование водного режима почв осуществляется комплексом приемов. Целенаправленно изменяя приходные и расходные статьи водного баланса, можно влиять на общие и полезные для растений запасы воды в почвах и способствовать этим получению высоких и устойчивых урожаев.

Чтобы обеспечить оптимальные условия роста и развития культурных растений, необходимо стремиться к поддержанию коэффициента увлажнения почвы, близкого к единице. Этого можно достичь, регулируя водный режим почв с помощью сочетания приемов их осушения и орошения. В почвах доступная для растений вода передвигается в основном под действием капиллярных сил. Они, в свою очередь, зависят от агрегатного состава почвы и ее

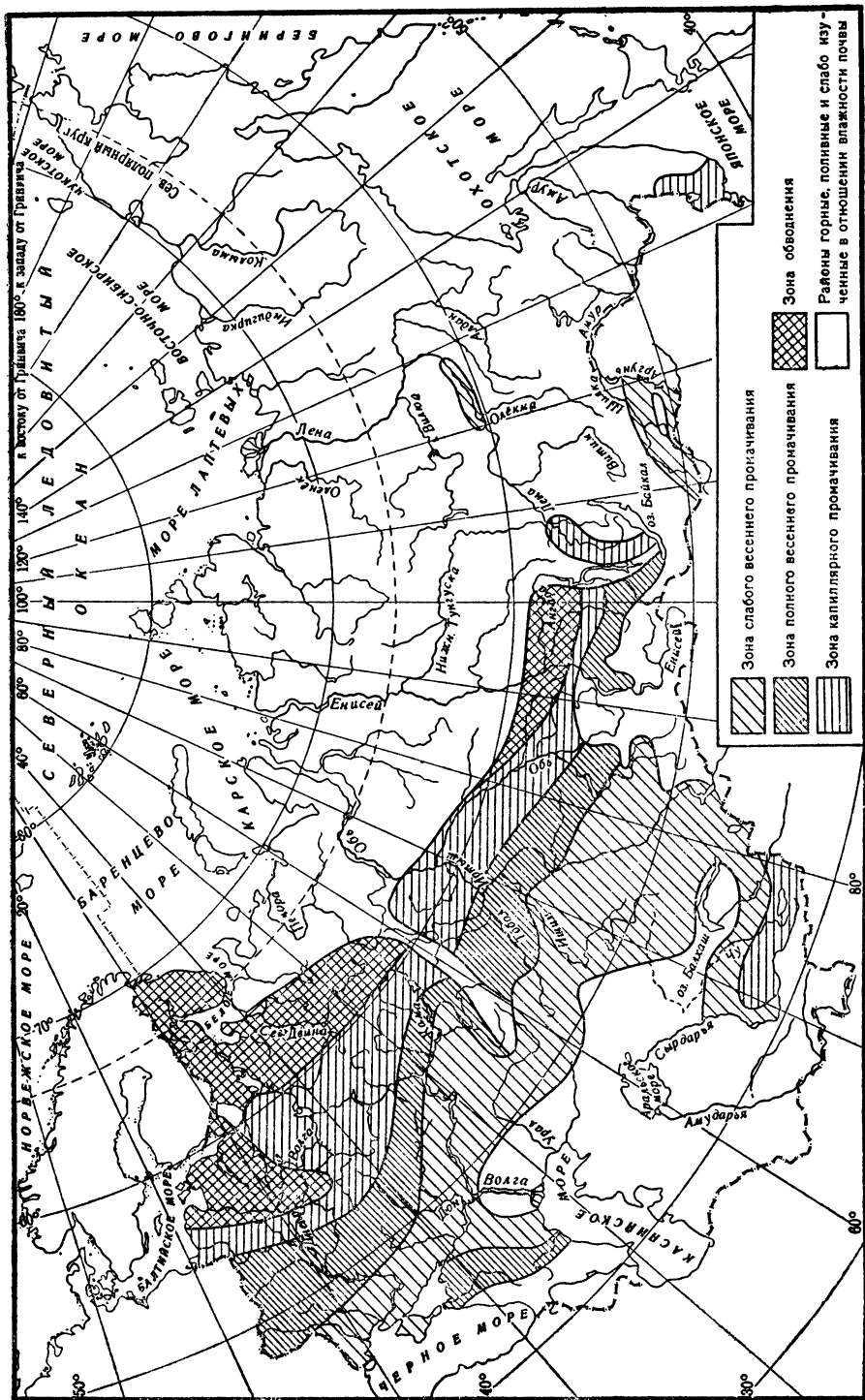


Рис. 9.17. Агрогидрологические зоны СССР (по С. А. Вериге, Л. А. Разумовой).

уплотненности. Регулируя сложение почвы, можно либо сохранять, либо увеличивать расход воды путем физического испарения. Создание структуры почвы увеличивает содержание подвешенной и подпертой, а также доступной растениям воды.

Переувлажненные почвы нуждаются в осушительных мелиорациях — устройстве закрытого дренажа для избыточной воды.

В зоне недостаточного увлажнения регулирование водного режима должно быть направлено на максимальное накопление воды в почве и рациональное ее использование. Известны следующие приемы окультуривания почвы: создание глубокого пахотного горизонта, улучшение агрегатности, увеличение общей пористости, подпахотного горизонта, планировка поверхности, нивелировка макро- и микропонижений почвы и др. Эти приемы позволяют улучшить водно-физические свойства почвы по отношению к потребностям возделываемых культур.

Эффективному использованию накопленной в почве воды способствуют агротехнические приемы: поверхностное рыхление почвы весной, боронование для «закрытия» влаги, послепосевное прикатывание, увеличение поверхности почвы созданием гребней — вот далеко не полный перечень возможностей рационального управления водным режимом почвы, в том числе на фоне ее гидротехнической мелиорации (осушения, орошения). Сочетание мелиоративных и агротехнических приемов — мощный резерв управления водным режимом почв.

Большое значение для получения высоких и устойчивых урожаев в конкретной по увлажнению и условиям зоне имеет подбор растений, приспособленных к развитию при некотором избытке или нехватке воды.

Глава 10. ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА, ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС И РЕЖИМ ПОЧВ

Температура почвы, ее тепловые свойства — важное условие протекания почвенных процессов, жизнедеятельности растений и почвенных микроорганизмов.

При онтогенезе растения зависят от комплекса почвенных процессов, выраженность которых регулируется температурой почвы.

Температурный режим почвы — существенный фактор почвообразования. Под влиянием градиентов температур происходит непрерывное движение воды в почве. При низких и чрезмерно высоких температурах почвенные процессы затухают, как и при пересыхании или переувлажнении. Только при оптимальном сочетании температуры и влажности почвы протекающие в ней процессы характеризуются наибольшей интенсивностью. Это приводит к созданию максимального естественного плодородия.

Растворимость минеральных веществ (кроме NaCl) в значительной мере зависит от температуры. Вязкость воды обратно

пропорциональна температуре, а при $+4^{\circ}\text{C}$ она достигает состояния, при котором практически прекращается поступление ее в корни растений.

Интенсивность химических реакций в почве также зависит от температуры. В частности, растворимость O_2 и CO_2 в воде, адсорбция газов поверхностью почвенных коллоидов, «дыхание» почвы, скорость газообмена между почвенным и атмосферным воздухом.

Наибольшее количество микрофлоры в почве бывает при температурах $20\ldots 30^{\circ}\text{C}$. В том же интервале температур проявляются оптимальные условия ее деятельности. Скорость разложения и синтеза органических веществ почвы, превращение белковых веществ в аммиак и нитраты также зависят от температуры (Э. Д. Рассел, 1955).

Следовательно, температура почвы — одно из важнейших условий, определяющее характер и интенсивность почвенных процессов, в том числе синтез разрушения органических и минеральных веществ, биодинамику почвы.

В литературе приводятся ориентировочные данные о крайних точках температур, необходимых для прорастания семян (И. Б. Ревут, 1972):

	Минимальные	Максимальные
Пшеница, ячмень, овес, рожь	1—5	25—31
Гречиха, свекла	3—5	25—31
Подсолнечник, картофель	5—6	31—37
Кукуруза, просо	3—10	37—44
Хлопчатник, рис, арахис	12—14	37—44
Дыня, огурец	15—18	31—37

Зная температуры, при которых начинают прорасть высеянные в почву семена, устанавливают оптимальные сроки сева возделываемых в каждой почвенно-климатической зоне культур.

Ростовые процессы в растениях протекают по-разному в зависимости от температур. При этом имеет значение также и температура воздуха, так как она совместно с температурой почвы действует на растения.

Для нормального роста, развития и формирования урожая отдельные группы растений нуждаются за вегетационный период в определенных суммах активных температур (выше 10°C). Для одних культур (гречихи, ячменя, скороспелых сортов картофеля, столовой свеклы, моркови) она составляет $1000\ldots 1300^{\circ}\text{C}$, для кукурузы — $2700\ldots 3000^{\circ}\text{C}$, хлопчатника и citrusовых — еще выше.

10.1. Тепловые характеристики почвы

К тепловым характеристикам почвы относят способность почвы поглощать тепловую энергию, теплоемкость, теплопроводность, температуропроводность и способность к тепловому лучеиспусканию.

Способность почвы отражать солнечную радиацию, выраженную отношением количества отраженной энергии A к количеству

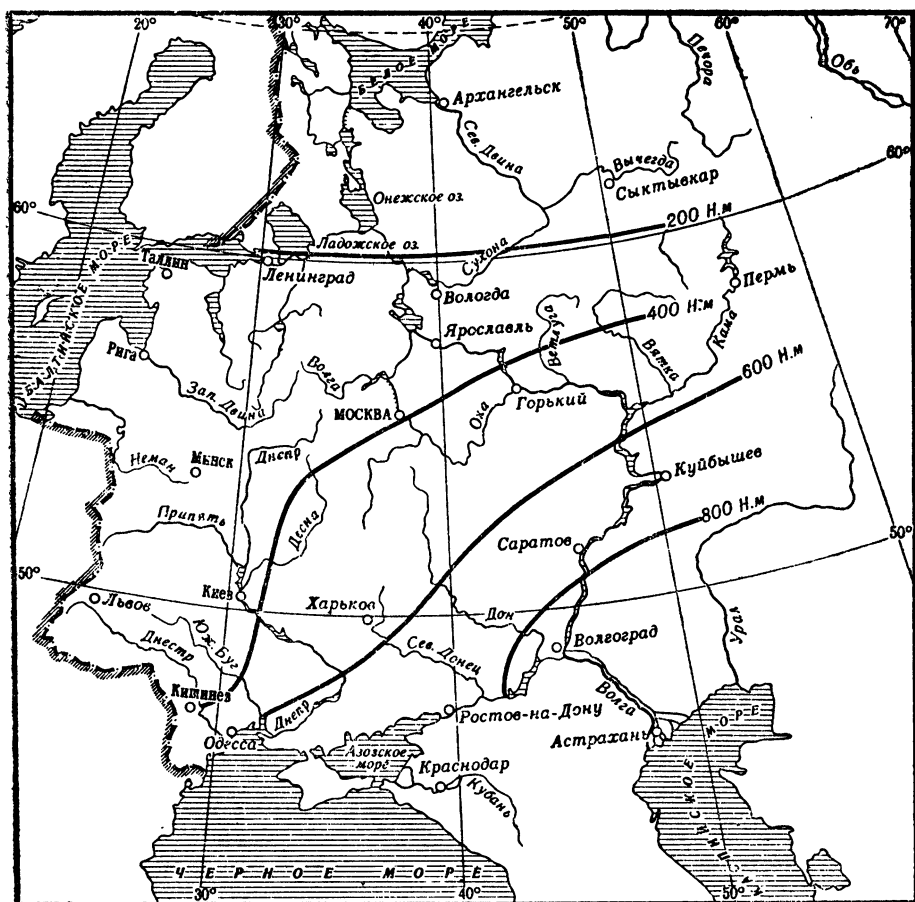


Рис. 10.1. Количество тепла, идущее на нагревание почвы в дневную часть суток за вегетационный период (по С. А. Сапожниковой).

падающей энергии E (в процентах), называют отражательной способностью, или альбедо поверхности. Количество тепла, идущее на нагревание почвы в дневную часть суток в европейской части СССР, показано на рис. 10.1.

Способность почвы поглощать солнечную радиацию, или ее нагреваемость, определяется окраской (чем темнее почва, тем больше нагреваемость), формой поверхности (чем она ближе к плоской, тем нагреваемость меньше), содержанием воды в почве (чем ее больше, тем нагреваемость меньше).

Величина альбедо для почв, различных по этим свойствам, колеблется в пределах 10...40% и более.

Теплоемкость почвы c — отношение количества теплоты (ΔQ),

подведенной к почве, к изменению ее температуры (ΔT) $T:c = \Delta Q/\Delta T$. Различают:

а) удельную массовую теплоемкость почвы — количество тепла, необходимое для нагревания или охлаждения единицы массы абсолютно сухой почвы на 1°C . Выражается она в килоджоулях на килограмм-градус.

б) объемную теплоемкость почвы — количество тепла, необходимое для нагревания или охлаждения единицы объема сухой почвы на 1°C . Она равна произведению удельной теплоемкости на объемную массу почвы и выражается в килоджоулях на кубический метр на градус;

в) эффективную теплоемкость почвы, включающую тепло фазовых переходов воды.

Для большинства почв в абсолютно сухом состоянии теплоемкость меняется в узких пределах 0,71...0,84 МДж/м³·град. В зависимости от влажности теплоемкость почвы может меняться от 0,71...4,19 МДж/м³·град. Чем больше влаги может удерживать почва, чем выше ее влагоемкость, тем более высока ее теплоемкость и тем больше тепла требуется на ее обогрев. Поэтому почвы тяжелого механического состава считают холодными, а легкого механического состава (песчаные) — теплыми, т. е. быстро и легко нагревающимися.

Теплоемкость жидкой фазы почвы (воды) равна 4,19 кДж/кг·град, газовой (воздуха) — 0,60126 кДж/кг·град, т. е. она близка к нулю. Следовательно, теплоемкость почвы в сухом состоянии совпадает с теплоемкостью твердой фазы (0,587...2,514 кДж/кг·град), во влажном — зависит от содержания в ней воды (0,419 кДж/кг·град и более). По мере увеличения влажности наиболее возрастает теплоемкость торфа, меньше — глины и еще меньше — песка. Поэтому торфяные и глинистые почвы труднопрогревающиеся холодные, а песчаные — теплые.

Важная тепловая характеристика почв — теплопроводность. Теплопроводность почвы — это ее способность проводить тепло в результате теплового взаимодействия соприкасающихся между собой твердых, жидких и газообразных фаз, а также с помощью испарения, перегонки и конденсации воды внутри почвы. Количественно теплопроводность характеризует коэффициент теплопроводности.

10.1. Теплоемкость и теплопроводность различных веществ

Вещество	Удельная теплоемкость		Вещество	Коэффициент теплопроводности, кДж/м·с·град
	массовая, кДж/кг·град	объемная, кДж/м ³ ·град		
Вода	4.19	4.19·10 ³	Вода	2.514·10 ⁻⁵
Воздух	0.00126	1.26	Воздух	5.698·10 ⁻⁶
Песок кварцевый	0.804	804	Песок кварцевый	1.131·10 ⁻⁴
Известь	0.897	897	Известь	1.006·10 ⁻⁴
Глина	0.976	976	Глина	3.436·10 ⁻³
Торф	2	2·10 ³	Торф	2.179·10 ⁻³

Коэффициент теплопроводности — количество тепла, проходящего в единицу времени через две противоположные грани единицы объема, перпендикулярные направлению теплового потока. Коэффициент теплопроводности измеряется в кДж/м·с·град.

Кроме коэффициента теплопроводности тепловой характеристикой почвы является также коэффициент температуропроводности как частное от деления значения теплопроводности почвы на ее объемную теплоемкость.

Коэффициент теплопроводности численно равен количеству теплоты, которое проходит в единицу времени через единицу изотермической поверхности при температурном градиенте, равном единице.

Теплопроводность зависит от плотности и пористости почвы, содержания в ней воды, дисперсности и минералогического состава (табл. 10.1). Чем выше теплопроводность, тем лучше теплопередача и тем быстрее прогревается и охлаждается почва.

10.2. Температурный режим и тепловой баланс почвы, пути их регулирования

Для оптимального роста и развития растений и микроорганизмов почвы важное значение имеют не только абсолютные значения ее температуры в данное время, но и колебания на протяжении суток, вегетационного периода, на протяжении года, в первую очередь в пахотном и корнеобитаемом слоях.

Растительный покров не только дает урожай биомассы в определенных температурных условиях почвы и приземного слоя воздуха, растения и растительные остатки затеняют поверхность почвы, препятствуют ее перегреву и переохлаждению. Роль растительности сказывается на уменьшении суточных и сезонных колебаний температур в верхнем слое почвы.

Изменение температуры поверхности почвы в течение суток имеет синусоидальный характер: она повышается после восхода солнца до полудня, а затем снижается до захода солнца и в течение ночи. Чем яснее погода, тем выше максимум и тем ниже минимум (рис. 10.2).

По мере углубления в почву колебания температуры в течение суток сглаживаются. Уже на глубине 20 см синусоидальный характер кривой хода температур мало заметен, а на глубине 40...50 см она становится почти прямой линией (рис. 10.2). Чем рыхлее и суше верхний слой почвы, тем слабее идет теплопередача вглубь почвы и обратно к ее поверхности и тем больше градиент температур.

Поверхность суши, обнаженную или закрытую растительностью, на которой происходит трансформация значительной части солнечной энергии в другие виды энергии, называют **деятельной поверхностью**.

Тепловой баланс деятельной поверхности почвы — совокупность прихода и расхода потоков всех видов энергии, трансформи-

руемых в энергию тепловую и обратно, на границе между деятельной поверхностью и атмосферой за определенный промежуток времени. Он выражается уравнением

$$R = LE + P + A,$$

где R — радиационный баланс, $\text{кДж/м}^2 \cdot \text{с}$; LE — затраты тепла на испарение или: выделение тепла при кон-

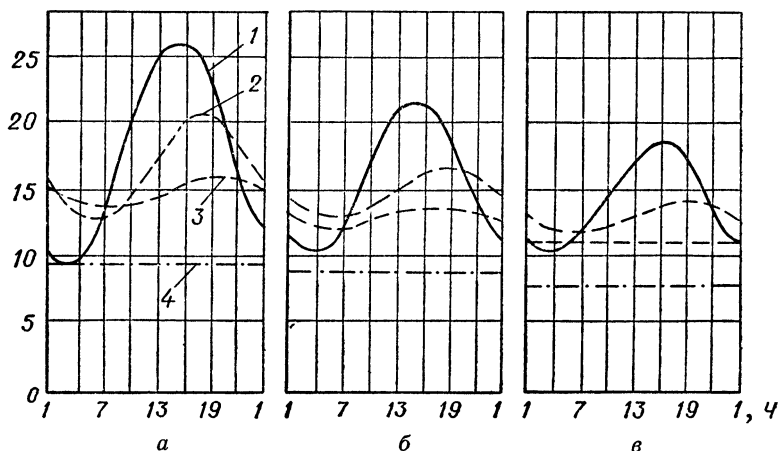


Рис. 10.2. Суточный ход температуры мерзлотной лугово-лесной почвы (по В. Н. Димо, 1972):

a — пар; b — пшеница; v — ельник; 1 — поверхность; 2 — 10 см; 3 — 20 см; 4 — 50 см.

денсации; L — скрытая теплота испарения; E — величина испарения или конденсации; P — затраты тепла на турбулентный обмен; A — теплообмен между деятельной поверхностью и нижележащими слоями.

Частный случай теплового баланса деятельной поверхности почвы — тепловой баланс почвы, который представляет собой совокупность всех видов поступления и расходования тепла в почве в их количественном выражении за определенный промежуток времени для определенной почвенной толщи.

Следует различать четыре вида теплового баланса почвы (каждый из которых, в свою очередь, состоит из нескольких составных частей):

T_b — радиационный баланс, т. е. алгебраическая сумма поступающей к поверхности почвы и оттекающей из нее солнечной энергии;

T_k — турбулентный поток тепла, связанный с механизмом теплообмена между поверхностью почвы и воздухом;

T_t — тепло, расходуемое на испарение влаги из почвы и транспирацию ее растениями;

T_p — теплообмен между слоями почвы, или тепловой поток с одних глубин почвы в другие.

Уравнение теплового баланса почвы представляет алгебраическое равенство величин различных потоков:

$$T_b + T_k + T_r + T_p = 0.$$

В зависимости от того, как складывается тепловой баланс почвы, на территории СССР различают (по В. Н. Димо, 1972): мерзлотный, длительно сезоннопромерзающий, сезоннопромерзающий и непромерзающий типы теплового (температурного) режима почв.

Знание теплового баланса и его элементов, теплового потока в почву и его элементов и тепловых свойств почвы дает возможность осуществлять мероприятия по его регулированию.

Приемы активного влияния на тепловой режим почв делят на мелиоративные (осушение—орошение), агромелиоративные (обработка, мульчирование, гребневание почвы, оставление стерни на зиму, лесомелиорация) и агрометеорологические (приемы, снижающие излучение тепла из почвы, меры по борьбе с заморозками, дымовые завесы и др.). Наиболее существенными из них являются осушение—орошение, агротехнические и агромелиоративные воздействия на почву, мульчирование.

10.3. Особенности тепловых свойств торфяных почв и пути их регулирования

Одна из отрицательных особенностей осушенных торфяников по сравнению с минеральными почвами — менее благоприятный температурный режим их и надпочвенного воздуха. Торфяным почвам свойственна высокая влагоемкость, а следовательно, большая теплоемкость и незначительная теплопроводность, поэтому весной они медленно оттаивают и прогреваются в глубину. Темная окраска этих почв способствует сильному нагреванию их поверхности днем и охлаждению ночью. Кроме того, в пониженные места, где расположены данные почвы, стекает более холодный воздух, что обуславливает возникновение на них поздневесенних и раннеосенних заморозков.

Разность температур воздуха на уровне травостоя и торфяной почвы на глубине 10 см значительно больше, чем воздуха и минеральной почвы (М. А. Гольцберг, 1955, табл. 10.2).

Существенная разница температур надпочвенного воздуха и корнеобитаемого горизонта почвы, возможно, является причиной, обуславливающей некоторую непригодность отдельных культурных растений к росту и развитию на торфяных почвах.

Если с точки зрения выбора оптимальных сроков сева отдельных культур необходим учет прогревания верхнего (0...10 см) слоя почвы, в которой помещаются семена при посеве, то с точки зрения условий почвообразования большой интерес представляют тепловые свойства и температурный режим более глубоких горизонтов почвы, всего почвенного профиля.

**10.2. Разность температур воздуха на уровне травостоя
и температуры почвы на глубине 10 см в дневные часы**

Место наблюдения	Почва	Культура	Время наблюдений	Температура воздуха выше температуры почвы	Относительная влажность воздуха в травостое
Каменная степь Воронеж- ской области Северо-запад европейской территории СССР	Чернозем	Овес	10—20.VII.51	4,2	—
		Люцерна Луг	25.V—5.VII.52	3,9	58
			10—20.VIII.50	4,0	59
Пахта-Арал	Серозем	Орошаемый хлопчатник	8 дней VII.1952	4,0	58
Западная часть европей- ской террито- рии СССР	Торф	Тимофеевка	12—22 VIII.1952	9,2	75

В целом нижние горизонты торфяных почв, как и минеральных, повторяют амплитуду среднедекадных и среднемесячных колебаний верхнего горизонта, но с большим запаздыванием и затуханием этой амплитуды с глубиной.

Промерзание торфяной почвы в зимнее время не распространяется на большую глубину, и в январе в Лесостепи УССР, например, температура почвы на глубине 50 см равна $+1,8...+0,8^{\circ}\text{C}$, в то время как немного ближе к поверхности, на глубине 30 см, она понижается до $-1,4...-1,1^{\circ}\text{C}$. Температура воздуха над почвой в это время — $10,3...-17,2^{\circ}\text{C}$. На глубине 50 см температура почвы остается всю зиму положительной ($+4...+8^{\circ}\text{C}$). Благодаря этому и в зимнее время наблюдается постоянное подтягивание воды к замерзшим верхним горизонтам, где она фиксируется до оттаивания почвы.

Перенос влаги к мерзлой зоне торфяной почвы в процессе промерзания оказывает существенное влияние на режим уровней грунтовых вод как в зимний, так и в весенний периоды.

Промерзание откосов каналов в торфяных почвах неблагоприятно сказывается на их устойчивости. Деформация мерзлой зоны проходит как вследствие поднятия поверхности (пучения), так и сжатия талого слоя (Г. И. Афанасик, 1964).

В Барабинской степи зимой за счет такого подъема засоленных грунтовых вод наблюдается зимнее засоление почвы (Н. М. Голяков, 1952). Оттаивание торфяных почв весной происходит медленно и с поверхности, и снизу, причем преобладают нисходящие токи влаги в почве, что уже способствует ее рассолению.

В летне-осенний период пересохший верхний слой почвы — это хороший теплоизолятор, защищающий нижние слои почвы от дальнейшего прогревания.

Специфические тепловые свойства торфяно-болотных почв и расположение их в пониженных элементах рельефа обуславливают возникновение на них заморозков значительно чаще, чем на минеральных почвах водораздельных пространств.

Губительного действия заморозков можно избежать путем более позднего высева или ранней уборки выращиваемых растений.

10.3. Объемная теплоемкость, коэффициент теплопроводности и коэффициент температуропроводности целинных и освоенных торфяных почв (по В. Ф. Шебеко, 1956)

Объемная влажность, %	Удельная объемная теплоемкость почв, 10^{-3} кДж м ³ ·град		Коэффициент теплопроводности почв, кал кДж/м·с·град		Коэффициент температуропроводности, 10^4 ·м ² /с	
	целинных	освоенных	целинных	освоенных	целинных	освоенных
65	3,10	3,06	3,77	5,87	12	18
70	3,27	3,27	5,03	6,28	15	19
75	3,48	3,48	6,70	7,12	19	20
80	3,64	3,69	8,38	7,96	23	21

Важное условие уменьшения вероятности заморозков на осушенных торфяных почвах — избежание переосушения верхнего горизонта почвы, особенно в весеннее и раннеосеннее время. Более влажный верхний слой торфяной почвы лучше проводит тепло, глубже прогревается в дневное время и отдает тепло приземному воздуху в ночное. Об увеличении теплопроводности торфа с ростом влажности свидетельствуют данные, приведенные в табл. 10.3. Из таблицы видно, что почвы целинного болота при определенной влажности более тепло- и температуропроводные по сравнению с освоенным болотом. Этим можно в значительной мере объяснить большую вероятность заморозков над освоенными торфяными почвами. Изменение коэффициентов тепло- и температуропроводности в связи с различной влажностью меньше на освоенных, чем на целинных болотных почвах.

Температурный режим, будучи связанным с влажностью почвы, совместно с ней влияет на интенсивность и динамику процессов образования и накопления подвижных питательных веществ в торфяной почве на протяжении вегетационного периода, что показано на рис. 10.3, где сопоставлены результаты наших наблюдений за влажностью почвы, осадками, температурой почвы и воздуха и наличием нитратов в торфяной почве стационара в пойме р. Оржица Полтавской обл.

Из рис. 10.4 видно, что кривая влажности почвы на протяжении вегетационного периода, распределение осадков и кривая уровня стояния грунтовых вод почти синхронны во времени. Максимальное же прогревание воздуха и почвы не совпадает.

Кривые влажности почвы и ее температуры имеют противоположный характер: чем выше влажность почвы, тем ниже ее температура. Влажность почвы в горизонте 0...15 см, в которую были внесены минеральные вещества — лесс — из расчета 100 ц/га, на протяжении вегетационного периода была на 4...5% ниже, чем

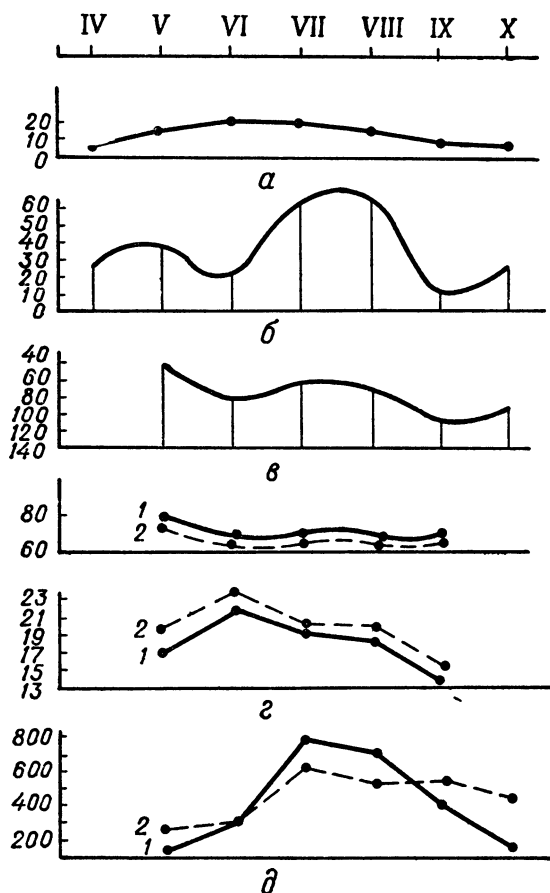


Рис. 10.3. Интенсивность нитрификации торфяной почвы в пойме р. Оржица (апрель—октябрь 1967 г.) (по С. Т. Вознюку):

1 — на контроле; 2 — при внесении в пахотный горизонт лесса 100 ц/га (а — температура воздуха, °C; б — осадки, мм; в — глубина стояния грунтовых вод, см; г — влажность почвы, %; д — температура почвы в горизонте 0—15 см, °C; е — содержание NO_3 , мг/кг почвы)

у контрольной почвы, а температура ее на 2...4°C выше, особенно ранней весной и осенью. Соответственно такому режиму влажности и температуры в почве с внесением лесса раньше началось накопление нитратов весной и продолжалось дольше осенью.

Таким образом, увеличение минеральной части твердой фазы торфяной почвы не только за счет естественной минерализации торфа, но также и внесения зольных веществ в почву со стороны — радикальный прием тепловой мелиорации торфяных почв в целом. Подобно тому, как внесение органических веществ в бедные тяжелого механического состава минеральные почвы улучшает их водные и тепловые свойства, так и обогащение органоминеральных почв минеральными веществами приводит к улучшению физических свойств этих почв в целом. Этот прием делает менее резким изменение температуры торфяной почвы по глубине, уменьшает разницу температуры почвы и воздуха в дневное время, способствует лучшему прогреванию припочвенного воздуха ночью.

Конечно, он не исключает и других приемов тепловой мелиорации торфяных почв: посадки лесных полос, уменьшающих турбулентность воздуха в понижениях; применения дыма как средства борьбы с заморозками; поверхностного полива-орошения. Увлажнение торфяной почвы накануне заморозков способствует повышению ее температуры в результате скрытой теплоты смачивания.

Глава 11. ПИТАТЕЛЬНЫЙ РЕЖИМ ПОЧВЫ И СПОСОБЫ ЕГО РЕГУЛИРОВАНИЯ

Питательным режимом почвы называют поступление, превращение (изменение доступности), передвижение и расходование основных элементов минерального питания растений.

При росте и развитии растения усваивают из почвы много химических элементов, но не в равных количествах. В зависимости от потребляемого количества элементы питания растений подразделяют на макро- (выносимые с урожаем десятками килограммов, некоторые — центнерами с гектара), микро- (килограммы) и ультрамикроэлементы (десятки и сотни грамм). К макроэлементам относят N, P, K, S, Ca, Mg, Fe, C, Na, Cl, Al; к микроэлементам — Zn, Br, Mn, Cu, Mo, J, As, B, F, Pb, Ti, V, Cr, Ni, Sr, Ag, Co, Ba; к ультрамикроэлементам — Au, Rb, Hg, Ra. Из них кислород, водород и углерод потребляются из воздуха и воды, остальные элементы — из почвы. Распределение их в разных типах почв и генетических горизонтах крайне неравномерно, и они могут содержаться как в доступных, так и недоступных растениям формах.

Потребление элементов питания происходит у растений через корневую систему, в растении они вместе с углеродом, поглощаемым листьями из воздуха, превращаются в органические вещества. Поглощение элементов питания из почвы идет избирательно, т. е. растения потребляют из почвы только те соли, которые им нужны для жизнедеятельности.

Важнейшими потребляемыми из почвы элементами питания растений являются N, P, K, Ca, Mg, S, Fe. Все они равноценны для

растений и незаменимы, однако роль их в формировании урожая не равнозначна.

Кальций и магний содержатся практически во всех почвах, а недостатка их наблюдается только в ненасыщенных основаниями сильнокислых и кислых почвах и может быть восполнена известкованием. Железо и сера также очень распространенные элементы; фактор, лимитирующий урожай сельскохозяйственных культур, — их доступность для растений, зависящая от окислительно-восстановительного потенциала почвы. Этот вопрос подробно освещен в соответствующем разделе пособия.

Таким образом, главные химические элементы, недостаток которых сильно ограничивает урожай, — азот, фосфор и калий.

Большая часть азота в биосфере представлена в газообразной форме и составляет около 70% атмосферы. Однако газообразный азот растениям недоступен. Есть научные данные, что некоторая его часть может поглощаться растениями и в газообразном виде, но в очень незначительном количестве, не имеющем практического значения. Основные запасы азота почвы хранятся в ней в виде органических соединений в гумусе и органическом веществе. Азот, входящий в состав органических соединений, также недоступен растениям. Чтобы растения могли использовать его, эти соединения должны минерализоваться. Образовавшиеся при этом соли азотной кислоты и служат главным источником азота для питания растений.

Валовое содержание азота в почве, как вытекает из сказанного выше, зависит от количества органического вещества почвы (гумус+растительные и животные остатки) и колеблется в пределах 0,01...0,03 (подзолистые почвы легкого механического состава) до 0,4...0,6 (черноземы), наибольшее его количество содержится в органогенных торфяных почвах — 3...4%.

Поскольку разложение гумуса в теплый период года — процесс непрерывный, то в почве всегда содержатся три группы соединений азота различной доступности для растений:

- минеральные соединения азота, представленные нитритами, нитратами, солями аммония и поглощенным аммонием. Эти соединения могут непосредственно усваиваться растениями и служат прямым источником азотного питания;

- легкогидролизуемые органические соединения (аминокислоты, амины кислот, некоторые белковые вещества). Эти соединения легко разлагаются и поэтому минерализуются в первую очередь, переходя в первую группу;

- негидролизуемые органические соединения, не поддающиеся разложению разбавленными растворами минеральных кислот и, следовательно, трудно поддающиеся минерализации.

Соотношение этих групп соединений в почве зависит от типа почв, характера их использования, культуры, сезона и т. п. Однако большая часть валового азота почвы представлена третьей группой, соединения же первых двух содержатся от миллиграммов до десятков миллиграммов на 1 кг сухой почвы.

Количество валового азота зависит от гумусированности почвы. В табл. 11.1 приведены данные о содержании валового азота в основных типах почв.

Как видим, запас азота в пахотном слое почвы колеблется от 1,5 до 15 т/га.

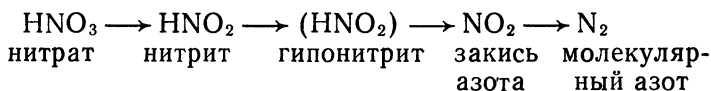
Процесс перехода соединений азота, недоступных для растений, в минеральные формы проходит по схеме: белки, гуминовые вещества → аминокислоты, амиды → аммиак → нитриты → нитраты.

Разложение органических веществ с образованием аммиака называют аммонификацией. Этот процесс может протекать в аэробных и анаэробных условиях при участии групп бактерий — аммонификаторов, грибов, актиномицетов. Образование из аммиака нитратов — нитрификация — протекает только в аэробных условиях и осуществляется специфическими нитрифицирующими бактериями. Этот процесс идет в два этапа:

- 1) $2\text{NH}_3 + 3\text{O}_2 = 2\text{HNO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ (осуществляется нитритными бактериями);
- 2) $2\text{HNO}_2 + \text{O}_2 = 2\text{HNO}_3$ (осуществляется нитратными бактериями).

Наиболее интенсивно нитрификация протекает при температуре 25...32°C, влажности почвы 60...70%, капиллярной влагоемкости и pH 6,2...8,2. Образующиеся нитраты — соединения весьма подвижные, слабо фиксируемые почвой, которые могут вымываться из нее поливными или дренажными водами. Потери нитратов происходят не только за счет вымывания, но и вследствие разрушения при развитии денитрификации, а также при использовании их почвенными микроорганизмами (иммобилизации азота почвы).

Денитрификация — процесс восстановления нитратов до газообразных форм NO , N_2O , N_2 , осуществляемый специфическими микроорганизмами-динитрификаторами. Условия, благоприятствующие этому процессу, — нехватка кислорода в почве, щелочная реакция и избыток свежих неразложившихся растительных остатков. В общем виде денитрификация протекает по схеме



Образующиеся закись азота и молекулярный азот улетучиваются в атмосферу.

Поскольку даже при оптимальной аэрации почвы внутри структурных агрегатов наблюдается определенный анаэробнозис, то процесс денитрификации идет постоянно, достигая максимума в периоды переувлажнения почвы (на рисовых чеках, во время поверхностного полива и после него, при недостаточной дренированности почвы и т. д.).

Иммобилизация — процессы, переводящие минеральный азот в органические недоступные для растений формы. Осуществляется

микроорганизмами, усваивающими минеральный азот (бактерии, актиномицеты, плесневые грибы) для синтеза белка своих тел.

Доступными для растений соединениями фосфора являются в основном соли одновалентных катионов ортофосфорной (H_3PO_4) кислоты. Эти соли легко растворимы в воде. Кроме того, важным источником фосфора для растений служат фосфаты двухвалентных катионов Са, Mg, плохо или вообще не растворяющиеся в воде, но растворимые в слабых кислотах — минеральных и органических. Очень мало доступны растениям соли трехвалентных катионов ортофосфорной кислоты и практически недоступны органические соединения этого элемента.

Валовое содержание фосфора в почвах колеблется в пределах 0,01...0,2%, он представлен органическими (нуклеиновые кислоты, фитин, фосфатиды) и минеральными соединениями (минералы, фосфорит, апатит и фосфаты — кальция, магния, полуторных окислов, калия, натрия и др.).

Фосфаты кальция и магния преобладают в щелочных и нейтральных почвах, а в кислых — фосфаты алюминия и железа. Таким образом, источником фосфора может быть материнская порода, обогащенная фосфоритом и апатитом, и органические соединения фосфора, содержащиеся в растительных остатках и гумусе. При минерализации гумуса образуются соли фосфорной кислоты, доступные растениям, однако значительного накопления таких фосфатов в почве не наблюдается, поскольку они подвержены интенсивному химическому, физико-химическому и биологическому поглощению. При химическом поглощении водорастворимые соли фосфорной кислоты реагируют с кальциевыми и магниевыми солями с образованием трехзамещенных фосфатов, которые пока находятся в аморфном состоянии, еще способны растворяться в слабых кислотах, но со временем приобретают апатитоподобную структуру и становятся недоступными для большинства растений. Такое поглощение характерно для почв, имеющих реакцию, близкую к нейтральной (слабокислых, нейтральных, слабощелочных). В кислых почвах из-за недостатка кальция и магния образуются нерастворимые фосфаты железа и алюминия.

При физико-химическом поглощении анион PO_4^- поглощается положительно заряженными коллоидами почвы, но в связи с тем что таких коллоидов мало (кроме красноземов и некоторых других почв), обменное поглощение фосфора незначительно.

11.1. Содержание азота в пахотном слое почвы (по П. М. Смирнову)

Почва	Азот общий	
	%	т/га
Дерново-подзолистая	0,05—0,20	1,5— 6,0
Серая лесная	0,20—0,35	6,0—10,5
Выщелоченный чернозем	0,30—0,45	9,0—13,5
Мощный чернозем	0,40—0,50	12,0—15,0
Обыкновенный чернозем	0,25—0,45	7,5—13,5
Каштановая	0,15—0,25	4,5— 7,5
Серозем	0,10—0,20	3,0— 6,0
Краснозем	0,20—0,30	6,0— 9,0

Кроме того, подвижность фосфатов зависит от ряда органических веществ и влажности почвы. Так, наличие гумата натрия увеличивает доступность фосфора. Органические кислоты, связывая катионы алюминия и железа, препятствуют образованию нерастворимых фосфатов этих металлов.

Периодическое высушивание и смачивание, разрушающее агрегаты почвы, также повышает подвижность фосфора.

Количество калия в земной коре достигает 2,14% (в пересчете на K_2O). Естественно, что довольно много его и в осадочных породах, на которых формируется почва. Содержание калия в минеральных почвах почти всегда выше, чем азота и фосфора вместе взятых. Поскольку калий в основном содержится в глинистых минералах, то почвы тяжелого механического состава богаче этим элементом, чем песчаные и супесчаные. Очень бедны калием торфяные почвы. Однако главное значение имеет не валовое содержание калия, поскольку большая часть его соединений нерастворима в воде и слабых кислотах, а количество доступных для растений соединений этого элемента.

Валовое содержание калия в пахотном горизонте в различных типах почв колеблется в пределах 0,5...3,0%, причем часто с глубиной его количество увеличивается. Соединения, в которые он входит, различны по своей доступности растениям. Согласно этой характеристике и соединения, и формы калия можно разделить на пять групп:

1) калий, содержащийся в минералах и в очень малой степени доступный растениям. Наибольшее количество калия содержится в полевом шпате ($K_2Al_2Si_6O_{16}$), несколько меньше в мусковите ($H_2Al_3Si_3O_{12}$), биотите $[(HK)_2(MgFe)_2(SiO_4)_3]$, нефелине $[(Na,K)_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 + nSiO_2]$ и др. Наименее доступен калий полевого шпата, несколько больше биотита, нефелина, мусковита (благодаря обменным реакциям с солями почвенного раствора);

2) калий, фиксированный почвой. Необменное поглощение калия почвой происходит благодаря внутрикристаллической адсорбции катионов глинистыми минералами монтмориллонитовой и гидрослюдной групп. Обогащение почвы гумусом и щелочная реакция усиливают необменное поглощение калия;

3) калий, поглощенный микроорганизмами почвы и переходящий в доступные формы только после их отмирания. Содержание его в дерново-подзолистой почве, по данным А. В. Петербургского (1975), около 1,3 мг на 100 г. Вопрос этот изучен еще мало. Естественно предположить, что количество этой формы калия возрастает с обогащением почвы бактериями;

4) основная форма калия, используемая растениями, — калий обменно-поглощенный коллоидами почвы. Катионы калия легко обмениваются на катионы водорода и переходят в почвенный раствор, из которого и поглощаются растениями. Чем богаче гумусом почвы и чем тяжелее их механический состав, тем больше в них обменного калия. От валового количества этого элемента обменный составляет 0,8...3% (0,1...1,5 мг-экв на 100 г почвы);

5) водорастворимый калий наиболее легко используется растениями, но количество его редко превышает 0,1 мг-экв на 100 г почвы. Водорастворимые соли калия появляются в почве благодаря гидролизному и химическому выветриванию калийсодержащих минералов.

При благоприятном сочетании в почве других факторов ее плодородия (влажности, температуры воздуха) валовое содержание элементов минерального питания в почве отражает только ее потенциальное плодородие, а эффективное, проявляющееся в урожае, зависит от наличия в ней доступных растениям форм питательных веществ, соединений азота, фосфора, калия и др.

Для определения запасов этих соединений используют вытяжки из почвы.

Минеральные соединения азота определяют с помощью водных и солевых вытяжек.

Нитраты содержатся в почве в виде анионов, поэтому они легко экстрагируются из почвы дистиллированной водой. В дальнейшем при анализе используется способность этих соединений образовывать при взаимодействии в щелочной среде с дисульфогеноловой кислотой соединения, окрашенные в желтый цвет, по интенсивности окраски определяют калориметрически количество нитратов.

Аммиачный азот представлен катионом NH_4^+ и может находиться в поглощенном состоянии. Для вытеснения обменного катиона из почвенного поглощающего комплекса пользуются 1 н раствором хлористого калия. Количество его определяется также калориметрически после добавления к вытяжке реактива Несслера, с которым NH_4 образует соединения желтого цвета.

Запасы легкогидролизуемого азота получают в вытяжке с помощью 0,5 н раствора H_2SO_4 .

Доступные соединения фосфора извлекают из почвы 0,2 н раствором соляной кислоты, при этом в вытяжку переходят фосфаты кальция и большая часть фосфатов железа и алюминия. Метод определения фосфора основан на реакции его с молибденовокислым аммонием, при которой образуются соединения голубого цвета; дальнейшее определение проводится калориметрически. Из карбонатных почв доступный фосфор извлекается 1%-ным раствором углекислого аммония.

Подвижный калий переводится в вытяжку растворами солей. Выбор соли зависит от степени насыщенности почв основаниями и карбонатности. Из почв, ненасыщенных основаниями, обменный калий вытесняют 1,0 н раствором NaCl , из насыщенных основаниями — 1,0 н раствором уксуснокислого аммония, из карбонатных 0,2 н — раствором углекислого аммония. Содержание калия в вытяжке определяется методом пламенной фотометрии. При этом измеряют интенсивность спектра данного элемента, которая пропорциональна его концентрации.

Различные сельскохозяйственные культуры выносят неодинаковое количество элементов минерального питания. Наиболее требо-

вательны к ним овощные культуры, несколько меньше — картофель и корнеплоды, менее требовательны — зерновые, травы и лен. В среднем можно считать почву обеспеченной фосфором и калием при их следующем содержании: $P_2O_5 > 10$, $K_2O > 20$; необеспеченной — при P_2O_5 меньше 2,5, K_2O меньше 14 мг на 100 г почвы.

Регулирование пищевого режима почв выполняется в основном путем внесения органических и минеральных удобрений, а также вследствие мобилизации, перевода в доступные для растений формы валовых запасов питательных веществ почвы. В значительной степени на этот режим влияют мелиоративные мероприятия, направленные на использование потенциального плодородия почвы. Так, осушение, усиливая аэрацию и улучшая тепловой режим, увеличивает мобилизацию питательных веществ. При орошении также улучшается активность почвенных процессов. Важную роль при этом играет обработка почвы.

Эффективность удобрений на мелиорированных землях, как правило, выше, чем на старопашотных немелиорированных. Это объясняется тем, что в них кроме пищевого управляемым являются также водный, воздушный и отчасти тепловой режимы почв. В аридных (сухих) почвах благодаря высоким температурам ускоряется разложение растительных остатков до минеральных солей. Последние в короткие влажные периоды вымываются из верхних горизонтов и могут скапливаться, образуя солевые горизонты.

Регулирование пищевого режима на мелиорированных почвах имеет свои особенности. В осушенных минеральных почвах содержится мало органического вещества и подвижных элементов минерального питания. Это объясняется низкой биопродуктивностью таких почв до осушения, в результате чего в них поступало мало растительных остатков, а подвижные минеральные соединения вымывались. Для повышения плодородия этих почв необходимо увеличивать содержание гумуса с помощью внесения органических удобрений (навоза, компостов и т. п.). Обогащение их органикой улучшает не только пищевой режим, но и водно-физические свойства, что обуславливает и улучшение водно-воздушного режима. В связи с усилением дренированности при осушении возрастает опасность выноса из почвы элементов минерального питания дренажными водами. Поэтому здесь предпочтительнее внесение удобрений малыми дозами и в несколько сроков. Осенью под зяблевую вспашку можно вносить калийные удобрения, калий которых переходит в почве в обменную форму и слабо вымывается, а также фосфоритную муку как малорастворимое удобрение. Азотные удобрения, содержащие нитратные формы азота (селитры), осенью вносят в малых дозах только под озимую пшеницу и многолетние травы. Остальные удобрения распределяют для внесения в ряды при посеве и подкормке в период вегетации сельскохозяйственных культур.

Специфический пищевой режим имеют осушенные торфяные почвы. Все они (кроме верховых) богаты азотом, очень обеднены калием, а часто и фосфором. После осушения нитрификация в них

может идти такими темпами, что растения не используют все нитраты, и они теряются из почвы. В первую очередь на этих почвах необходимо применять калийные и фосфорные удобрения. Азотные удобрения эффективны на слаборазложившихся торфяниках.

В орошаемых минеральных почвах в первом минимуме находится азот, затем фосфор. Потребность в калии здесь малая, а на засоленных почвах применение калийных удобрений может понижать урожайность.

На мелиорированных землях особое значение приобретают микроэлементы, нехватка их резко снижает урожай, вызывает болезни растений и уменьшает их устойчивость против вредителей.

Все почвы Нечерноземной зоны сильно обеднены бором, чрезвычайно мало его доступных форм в дерново-глеевых карбонатных почвах. Применение здесь борных удобрений в количестве 1...2 кг бора на 1 га в отдельные годы может существенно повысить урожай сельскохозяйственных культур.

В торфяниках в большинстве случаев ощущается острая нехватка меди, поэтому медные удобрения в виде пиритных огарков или сульфата меди применяют на этих почвах в первую очередь.

Железо и марганец в большинстве почв содержатся в достаточном количестве. Часто даже наблюдается угнетение растений из-за избытка подвижных соединений этих элементов. Избыток железа может наблюдаться в кислых почвах, где растворимость его соединений повышается, то же самое касается марганца. Подвижность этих элементов уменьшают с помощью известкования кислых почв. Регулируя водный режим, можно управлять подвижностью этих элементов.

В качестве микроудобрений успешно применяют железосодержащие комплексные соединения — хелаты и марганцевый шлам, а также марганизированный суперфосфат.

Недостаток молибдена в почве можно компенсировать внесением молибденового суперфосфата.

Глава 12. ПЛОДОРДИЕ ПОЧВЫ И ПУТИ ЕГО ПОВЫШЕНИЯ

Одно из основных и наиболее существенных отличий почвы от горной породы — это ее особое свойство — плодородие, т. е. способность удовлетворять потребности растений необходимыми факторами жизни — элементами зольной и азотной пищи, водой, достаточным количеством тепла и воздуха. Иными словами, под плодородием понимают способность почвы производить урожай растений. Это весьма сложное свойство, формирующееся в результате почвообразовательного процесса.

Плодородие зависит от состава и строения почвы; содержания в ней азота и зольных элементов питания; от многообразных микробиологических, химических, физических и физико-химических

процессов, происходящих в почве, а также от биологических особенностей растений и климатических условий их произрастания.

В то же время плодородие почвы — не столько количественное, сколько качественное свойство, причем достаточно динамичное. Это относительное понятие, поскольку одна и та же почва может быть высокоплодородной для одной культуры и менее плодородной для другой.

Плодородная почва должна обеспечивать растения необходимыми элементами питания, водой, воздухом, обладать благоприятной температурой и не иметь токсических веществ. Эти свойства почвы принято называть факторами и условиями плодородия почвы (рис. 12.1). Следует подчеркнуть, что не все почвы имеют одинаковое плодородие, а следовательно, одинаковую производительность.

В научной литературе различают следующие виды (категории) плодородия почвы: природное, или естественное; искусственное, или культурное; потенциальное, или возможное (скрытое); фактическое или действительное; экономическое, или социально-экономическое; относительное, или сравнительное.

Природное плодородие образуется в результате проявления природных факторов и условий почвообразования и зависит от генезиса, состава, свойств почв и почвообразующих пород. В различных природных зонах оно выражается по-разному, что особенно заметно на почвах, не подвергавшихся освоению и окультуриванию. Главные критерии, характеризующие высокое естественное плодородие, — степень гумусированности слоя, его сложение и оструктуренность, а также благоприятные водно-физические и физико-химические свойства. При освоении и окультуривании вследствие приложения труда и материальных затрат почва становится средством производства и предметом труда, а природное плодородие переходит в искусственное. Следовательно, искусственное плодородие создается производственным воздействием человека на землю. Оно проявляется не параллельно с природным, а вместе с ним. По мере увеличения срока использования земли, ее окультуривания, невозможно отделить природное плодородие от искусственного, приданного почве с помощью приложения человеческого труда и материальных затрат.

При сельскохозяйственном использовании земли искусственное плодородие повышается, что отражает научный, технический и организационно-хозяйственный уровни земледелия. К. Маркс писал об этом: «... хотя плодородие и является объективным свойством почвы, экономически оно все же постоянно подразумевает известное отношение — отношение к данному уровню развития химических и механических средств агрикультуры, а потому и изменяется вместе с этим уровнем развития» *. Искусственное плодородие

* Маркс К. Капитал. — Маркс К., Энгельс Ф. Соч. 2-е изд., т. 3, ч. 2, с. 708.

наиболее заметно при освоении песков, торфяников, рекультивации карьеров, прибрежных морских территорий, т. е. почв с низким естественным плодородием.

Вместе с тем любая почва обладает определенным уровнем потенциального (скрытого) плодородия, которое развивается вместе с почвой и характеризует ее состояние на данной стадии разви-

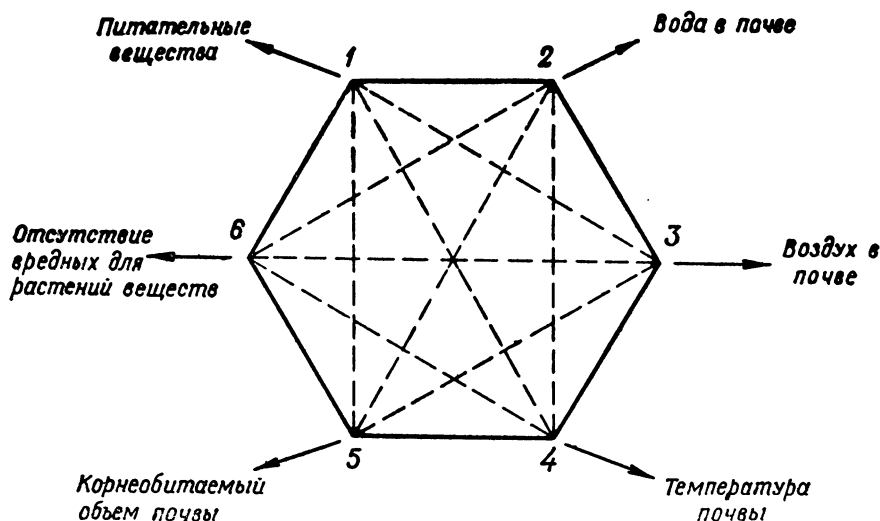


Рис. 12.1. Схема взаимозависимости факторов и условий плодородия почвы (по А. Н. Соколовскому, 1956).

тия и при конкретных гидролого-климатических условиях. Потенциальное плодородие выражает максимально возможную продуктивность почвы, не проявляющуюся при одних состояниях и условиях, но способную проявиться при других, более благоприятных. Почвы, обладающие высоким потенциальным плодородием, отличаются большими запасами необходимых питательных веществ, которые, однако, в настоящих условиях находятся в слабодоступных формах; хорошими водно-физическими и биологическими свойствами. Высоким односторонним потенциальным плодородием характеризуются низинные торфяно-болотные, лугово-болотные, пойменные и другие почвы, превращающиеся после осушения и сельскохозяйственного освоения в почвы с высоким эффективным плодородием. По уровню потенциального плодородия можно судить о мелиоративном состоянии почв и намечать систему необходимых мелиоративных и агротехнических мероприятий, направленных на их коренное улучшение.

Фактическое плодородие — это способность почвы удовлетворять потребности растений для обеспечения урожая при данном способе производства без дополнительных капитальных затрат. При окультуривании почв и использовании их под сельскохозяйственные

культуры природное плодородие, включая потенциальное, переходит в фактическое, измеряемое величиной урожая. Величина урожая — основной показатель и конкретное выражение высоты фактического плодородия. Оно зависит от уровней развития производительных сил, науки и техники данного общества и от характера производственных отношений в нем. Фактическое плодородие повышается по мере развития агрохимии, мелиорации и агротехники выращивания сельскохозяйственных культур и стремится выровняться с потенциальным.

Относительное плодородие позволяет сравнивать уровень плодородия отдельных участков земли, отведенных под культуры, и определять степень влияния на почвенное плодородие социально-экономических и природных факторов. Об относительном (сравнительном) плодородии почвы и его зависимости от научно-технических возможностей общества К. Маркс писал, что: «та почва, которая оказывается плодородной для данной ступени развития производительных сил, является неплодородной для более низкой ступени».* Относительное плодородие зависит также от возделываемых культур, т. е. данная почва может быть плодородной для картофеля, но малоплодородной для пшеницы.

Распространено мнение, что понятия фактического и экономического плодородия почвы адекватны. Однако такое их отождествление противоречит марксистско-ленинскому учению о плодородии почвы, ибо оно ослабляет значение для почвенного плодородия воздействия общественно-экономических условий. Экономическое плодородие, как ни одно другое, в наибольшей степени обусловлено влиянием социально-экономических факторов.

Рассматривая различные определения понятия почвенного плодородия, не следует забывать об их условности и относительности, поскольку четкой границы между ними установить невозможно. Так, трудно разграничить естественное и искусственное плодородие, потенциальное и фактическое. Относительность понятия плодородия почвы отнюдь не изменяет его объективного содержания, значимости, реальности и истинности в марксистско-ленинской трактовке.

Как отмечено выше, почвенное плодородие характеризуется динамичностью; в процессе эволюции, освоения и окультуривания почв оно непрерывно повышается. Повышение плодородия почвы — закономерность, проявляющаяся в наибольшей мере в условиях социализма. Прогрессивное повышение почвенного плодородия в социалистическом сельском хозяйстве отвечает основным требованиям закона, сформулированного марксистско-ленинской философией, что возрастающее плодородие есть общее, существенное, устойчивое, повторяющееся и объективно необходимое в явлениях жизни почвы.

* Маркс К. Капитал. — Маркс К., Энгельс Ф. Соч. 2-е изд., т. 3, ч. 2, с. 717.

Несмотря на объективную закономерность возрастающего плодородия почвы, подтверждаемую многочисленными статистическими данными прогрессивного роста урожайности сельскохозяйственных культур, в капиталистическом мире буржуазные философы и ученые являются приверженцами мальтузианской «теории убывающего плодородия почвы», которая органично связана с мальтузианской «теорией народонаселения». Эта теория возводится ими в ранг «закона убывающего плодородия почвы». Сущность этого лженаучного закона состоит в том, что всякое добавочное вложение труда и капитала в почву не ведет к пропорциональному увеличению прибавки урожая, а напротив, уменьшает его с каждым годом.

Основная идея реакционных теорий Мальтуса заключается в том, что будто бы численность народонаселения возрастает быстрее, чем средства существования. Поэтому бедность, нищета, алчность и агрессивность — неизбежные атрибуты человеческого общества, а следовательно, неизбежны войны, ограничивающие численность населения. Несостоятельность и антинаучность «теорий» Мальтуса были в полной мере вскрыты К. Марксом, Ф. Энгельсом, В. И. Лениным. Разоблачая мошенничество Мальтуса в науке, К. Маркс писал: «Выводы Мальтуса по научным вопросам сфабрикованы «с оглядкой» на господствующие классы вообще и на реакционные элементы этих господствующих классов в особенности; а это значит: Мальтус фальсифицирует науку в угоду интересам этих классов»*.

Опровергая одно из основных положений «закона убывающего плодородия почвы», в частности утверждения Мальтуса о невозможности прокормить растущее население с ограниченной площади нашей планеты, К. Маркс писал: «Вместо того, чтобы обратиться к рассмотрению действительных, естественных причин истощения земли, вместо этого прибегли к помощи того плоского соображения, что нельзя-де вложить любое количество капитала в пространственно ограниченный участок земли...»**. Разоблачая этот тезис мальтузианства, Ф. Энгельс писал: «Площадь обрабатываемой земли ограничена — допустим. Рабочая сила, применяемая на этой площади, возрастает с ростом населения; допустим даже, что величина урожая с увеличением затрат труда не всегда повышается в той же степени, что и труд; тогда остается еще третий элемент... наука, а ее прогресс так же бесконечен и происходит, по меньшей мере, так же быстро, как и рост населения»***.

Особо уничтожающей критике «закон убывающего плодородия» был подвергнут в ряде работ В. И. Ленина. Опровергая мальтузианский тезис об уменьшающейся эффективности последовательных

* Маркс К. Капитал. — Маркс К., Энгельс Ф. Соч. 2-е изд., т. 4, ч. 2, с. 113.

** Маркс К. Капитал. — Маркс К., Энгельс Ф. Соч. 2-е изд., т. 3, ч. 2, с. 848.

*** Энгельс Ф. Наброски к критике политической экономии. — Маркс К., Энгельс Ф. Соч. 2-е изд., т. 1, с. 568.

вложений труда и капитала в земледелие, В. И. Ленин писал: «к чему сводится «очевидность» пресловутого «закона убывающего плодородия почвы»? К тому, что если бы последующие приложения труда и капитала к земле давали не уменьшающееся, а одинаковое количество продукта, то тогда незачем было бы вообще расширять запашки, тогда добавочное количество хлеба можно было бы производить на прежнем количестве земли, как бы мало это количество не было, тогда земледелие всего земного шара можно было бы уместить на одной десятине»*.

В статье «Кадетский профессор» В. И. Ленин писал: «Известный закон падающей производительности есть старый буржуазный хлам, служащий для оправдания капитализма в руках невежд и наемных ученых буржуазии»**. А в работе «Аграрный вопрос и «критики Маркса» Ленин, критикуя «закон убывающего плодородия почвы», подчеркнул: «...что этот довод представляет из себя бессодержательную абстракцию, которая оставляет в стороне самое главное: уровень техники, состояние производительных сил»***.

С материалистических позиций к почвенному плодородию подходили революционеры-демократы Писарев, Герцен и Чернышевский, которые верили в прогрессивное повышение плодородия почвы на основе развития науки и техники и изменения общественных отношений.

Серьезной критике «закон убывающего плодородия» подвергался рядом прогрессивных отечественных ученых — Я. А. Липовским, В. В. Докучаевым, П. А. Костычевым, В. А. Милютиным и др. Заслуживает особого внимания высказывание Милютина о возможностях непрерывного повышения плодородия, где он, в частности, сказал: «Производительная сила земли может быть увеличиваема и развиваема до бесконечности вследствие постоянного увеличения в числе производителей и в количестве капиталов, вследствие, наконец, уничтожения тех причин, которые замедляют нынче успехи и развитие сельского хозяйства»****.

Прогрессивное повышение плодородия почвы — закономерность, на которой основано определение понятия о почве как о природном развивающемся теле, проходящем путь от бесплодной почвообразующей породы до почв с их богатым естественным плодородием, какими являются, например, черноземы и другие почвы. Но поскольку почвенное плодородие обуславливается как природными, так и социально-экономическими факторами, то закономерности прогрессивного повышения плодородия почвы в наибольшей степени проявляется в условиях социалистического сельскохозяйственного способа производства. Об этом красноречиво свидетельствуют данные повышения урожайности зерновых культур в евро-

* Ленин В. И. Аграрный вопрос и «критики Маркса». — Полн. собр. соч., т. 5, с. 104.

** Ленин В. И. Кадетский профессор. — Полн. собр. соч., т. 22, с. 153.

*** Ленин В. И. Аграрный вопрос и «критики Маркса». — Полн. собр. соч., т. 5, с. 101.

**** Милютин В. А. Избр. произведения. — М.: Госполитиздат, 1946, с. 135.

пейской части СССР с 5,9 ц/га в 1918 г. до 18,5 ц/га в 1980 г., а в УССР — до 27 ц/га.

Однако для постоянного повышения плодородия почв необходимо коренным образом улучшать их физические, водные, тепловые, химические и биологические свойства, добиваться оптимизации водного, воздушного, теплового и пищевого режимов. Это достигается путем применения научно обоснованных прогрессивных систем земледелия, т. е. правильных севооборотов, дифференцированных способов обработки почвы, наиболее рациональных систем удобрения, а также комплексных сельскохозяйственных мелиораций, включающих гидротехнические, химические, структурные, тепловые и лесомелиорации, осуществляемых с учетом конкретных почвенно-гидрологических и климатических условий данного региона. Комплексные сельскохозяйственные мелиорации, наряду со всесторонней механизацией и химизацией — важнейшие факторы интенсификации сельскохозяйственного производства, повышения урожайности сельскохозяйственных культур на основе постоянного прогрессивного повышения плодородия почвы.

ЧАСТЬ II. АГРОМЕЛИОРАТИВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОЧВ СССР—ОБЪЕКТОВ МЕЛИОРАЦИЙ

Глава 13. ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ И КЛАССИФИКАЦИИ ПОЧВ

На территории СССР, как и других стран и континентов, сформировалось и продолжает развиваться большое разнообразие почв. Однако, несмотря на это большинству почв присущ ряд общих черт строения, морфологии и свойств твердой, жидкой и газообразной фаз, поскольку в природе почвы, их свойства возникали, формировались и продолжают развиваться под воздействием и при определенном сочетании условий и факторов почвообразования: климата, растительности, почвообразующих пород, рельефа, биологических факторов при различной увлажненности и воздействии на почву человека. Вследствие того, что на поверхности земли описанные выше факторы и условия выступают не хаотично, а в определенном количественном сочетании по зонам, то в формировании, распространении почв — производных этих факторов и условий — также наблюдаются определенные зональные закономерности. Большое разнообразие факторов и условий, степень их выраженности и сочетание создают определенные экологические условия протекания почвообразовательного процесса и формирования почв, свойственные для данной конкретной зоны.

При этом та или иная зона, область и даже участок поверхности суши имеют свой микроклимат, водный режим, растительный и животный мир, мир микроорганизмов, а также особый тип обмена веществ и энергии, составляющие единый непрерывно развивающийся природный комплекс, именуемый биогеоценозом.

13.1. Развитие и эволюция почв в конкретных условиях сочетания условий и факторов почвообразования. Зональность почвенного покрова

Стройное диалектическое учение о возникновении и развитии почв, их генезисе в конкретных условиях основано на учете воздействия определенного сочетания факторов почвообразования.

Климат как условие почвообразования (атмосферный, почвенный, макро- и микроклимат) влияет на процесс почвообразования

в первую очередь при помощи солнечной радиации и динамических процессов в атмосфере, переносящих влагу и тепло. Солнечная радиация — главный источник энергии для биологических процессов в почве. Влага осадков, попадая в почву, поглощается растениями и возвращается в атмосферу посредством транспирации растений и через физическое испарение с поверхности почвы. Определенное сочетание температурных условий и влажности определяет темпы и характер создания и разложения органического вещества, скорость и направление процессов выветривания и почвообразования.

Рельеф всегда выступает как косвенный фактор почвообразования. Его роль сводится к перераспределению элементов климата — солнечной энергии (тепла) и влаги в почве. Уклон местности в 1...° южной экспозиции обеспечивает получение тепла данным участком более чем на 100 км южнее его действительного расположения. При одинаковом выпадении осадков на ровную местность и на склоны почва на склоне всегда суше, так как вода со склонов в виде поверхностного и подпочвенного стоков стекает в пониженные элементы рельефа. Поверхностный сток уносит также верхний, наиболее плодородный гумусовый слой почвы. При этом происходит плоскостная и глубинная эрозия, смыв и размыв почв. Уменьшение влагообеспеченности и запасов элементов питания растений — основная причина понижения урожаев возделываемых растений на смытых (эродированных) почвах.

При конкретном сочетании условий и факторов почвообразования некоторые из них в данных условиях являются ведущими, оказывают решающее влияние на характер и направление почвообразовательного процесса. Наиболее часто такое доминирующее влияние на почвообразование оказывает почвообразующая порода, поскольку именно она обуславливает наличие так называемых интразональных почв (со свойствами, не характерными для данной зоны). Это, например, черноземные почвы во Владимирской области, гумусно-карбонатные почвы («рендзины») в зоне Полесья и др. В подобных случаях при переувлажнениях образуются интразональные болотные почвы.

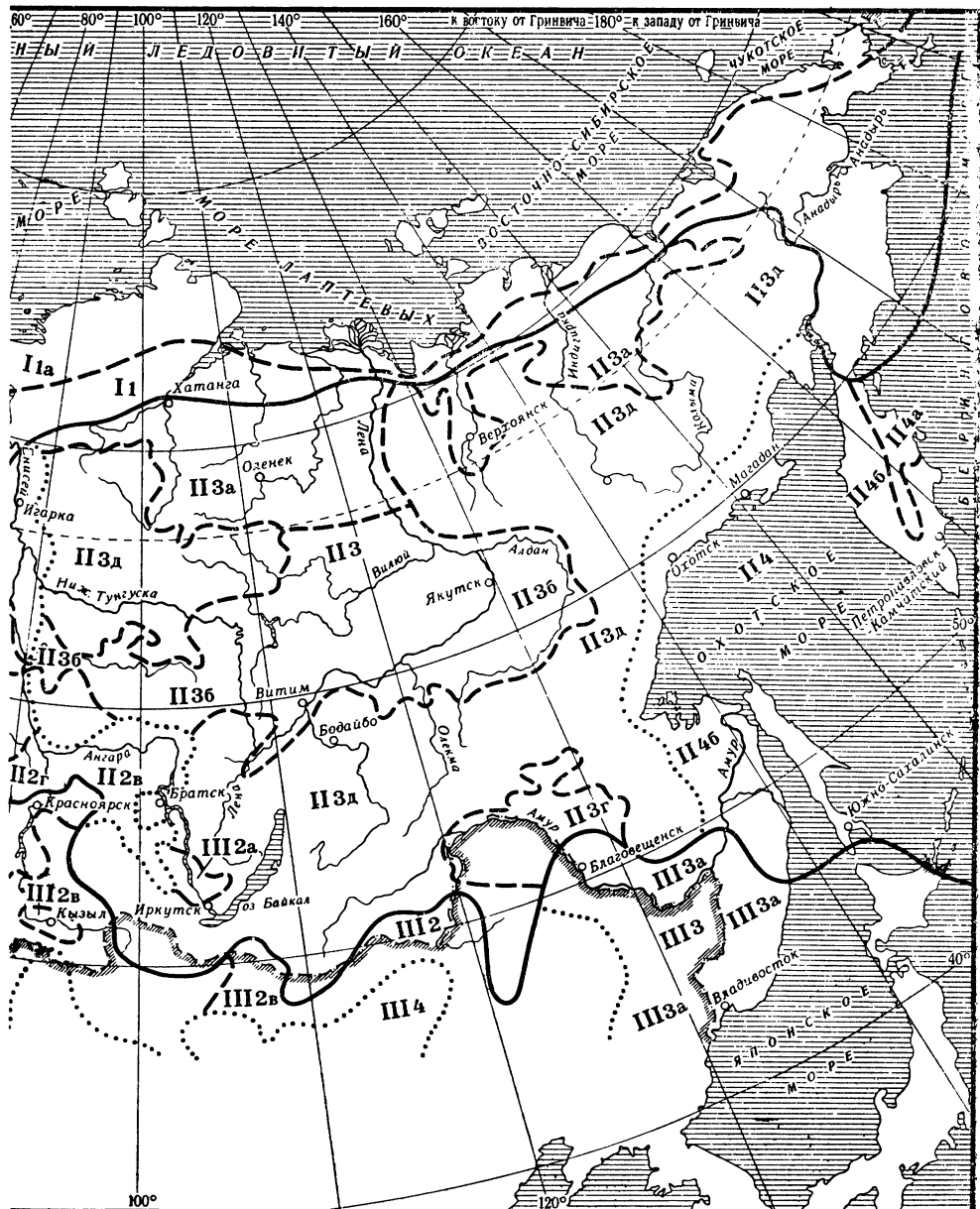
Биологический фактор объединяет влияние различных организмов (живых и мертвых — по В. В. Докучаеву) на почвообразование.

Многообразие влияния растительности и сопутствующего ей животного мира на эволюцию почв хорошо показал В. Р. Вильямс в его учении о роли растительных формаций в почвообразовании. Он подчеркивал специфику влияния на почвообразование кислых продуктов грибного разложения лесного (хвойного) опада и травянистых формаций, которые в сочетании с другими факторами (почвообразующая порода, кислые продукты разложения лесной подстилки) приводят к формированию на моренных отложениях подзолистых почв, а продуктов разложения травянистых растений на лесе — черноземов. Так как закономерности географического распространения почв определяются природными условиями, взя-



Рис. 13.1. Схема почвенно-географического районирования СССР (составлена Почвенным институтом им. В. В. Докучаева и СОПС АН СССР).

- I. Полярный (холодный) пояс: I 1 а. Арктическая зона арктических и тундровых почв. I 1 б. Субарктическая зона тундровых почв.
- II. Бореальный (умеренно холодный) пояс: II 1. Западная лугово-лесная область. II 1 а. Хвойно-широколиственно-лесная зона бурых и дерново-подзолистых почв. II 2. Центральная таежно-лесная область. II 2 а. Северо-таежная подзона глеево-подзолистых почв. II 2 б. Средне-таежная подзона подзолистых почв. II 2 в. Южно-таежная подзона дерново-подзолистых почв. II 2 г. Лиственный-лесная зона серых лесных почв. II 3. Восточно-Сибирская мерзлотно-таежная область. II 3 а. Северо-таежная подзона глеево-мерзлотно-таежных почв. II 3 б. Средне-таежная подзона мерзлотно-таежных и палевых почв. II 3 г. Южно-таежная подзона дерново-мерзлотно-таежных оподзоленных почв. II 3 в. Лиственный-лесная зона серых лесных почв. II 4. Дальневосточная таежно-лугово-лесная область. II 4 а. Лугово-лесная зона дерновых почв. II 4 б. Таежно-лесная зона подзолистых и кислых неоподзоленных почв.



III. Суббореальный (умеренный) пояс: III 1. Западная буроземно-лесная область. III 1 а. Широколиственно-лесная зона оподзоленных и типичных бурых лесных почв. III 2. Центральная лесостепная и степная область. III 2 а. Лесостепная зона оподзоленных, выщелоченных и типичных черноземов. III 2 б. Степная зона обыкновенных и южных черноземов. III 2 в. Сухостепная зона темно-каштановых и каштановых почв. III 3. Восточная буроземно-лесная область. III 3 а. Хвойно-широколиственная лесная зона бурых лесных и дерново-подзолистых почв. III 4. Пустынно-степная и пустынная область. III 4 а. Пустынно-степная зона светло-каштановых и бурых почв. III 4 б. Пустынная зона серо-бурых почв. III 4 в. Предгорно-пустынно-степная зона малокарбонатных сероземов.

III 5. Высокогорная пустынная область.
IV. Субтропический умеренно теплый пояс: IV 1. Субтропическая умеренно теплая влажно-лесная область IV 1 а. Зона влажных лесов с желтоземами и красноземами. IV 2. Субтропическая умеренно теплая ксерофитно-лесная область. IV 2 а. Зона коричневых и серо-коричневых почв. IV 3. Субтропическая умеренно теплая пустынно-степная и пустынная область. IV 3 а. Пустынная зона южных серо-бурых почв. IV 3 б. Предгорно-пустынно-степная зона сероземов.

тыми в их взаимной связи и обусловленности, то В. В. Докучаев в работе «К учению о зонах природы» писал: «Поскольку . . . все важнейшие почвообразователи распределяются на земной поверхности в виде поясов или зон, вытянутых более или менее параллельно широтам, то неизбежно, что и почвы — наши черноземы, подзолы и пр. — должны распространяться по земной поверхности зонально, в строгой зависимости от климата, растительности и пр».

Почвенно-биоклиматические пояса разделяют на почвенно-биоклиматические области, характеризующиеся определенными гидро-термическими условиями. Различают области с такими типами растительного покрова: влажные — с лесным (таежным) или тундровым; переходные — со степным, ксерофитно-лесным и саванным; сухие — с полупустынным и пустынным.

Почвенный покров почвенно-биоклиматических областей состоит из зональных и сопутствующих им интразональных почвенных типов, поэтому в каждой области выделяют еще почвенные зоны как ареал зонального почвенного типа и сопутствующих ему интразональных почв. Биоклиматические условия в пределах почвенных зон не вполне однородны, поэтому генетические почвенные типы расчленяют на подтипы, часто выделяя в пределах зон подзоны и обособляя по простиранию почвенных зон почвенные фации и провинции. Схема почвенно-географического районирования СССР показана на рис. 13.1.

В горных областях проявляется вертикальная зональность почв. Основоположником учения о ней также является В. В. Докучаев. Он отметил известную аналогию между сменой вертикальных почвенных зон при поднятии в горы и сменой горизонтальных почвенных зон, если двигаться от подошвы горы к северу.

Учение о почвенно-климатических фациях и провинциях разработано позже учения о зональности почв. Значительный вклад в его развитие внесли Л. И. Прасолов, И. П. Герасимов и др.

13.2. Почвообразовательный процесс, его типы, таксономические единицы почв

Почвообразовательный процесс — процесс образования почвы из материнской горной породы под влиянием действия на нее живых организмов и продуктов их метаболизма и распада. Он возникает на контакте литосферы и биосферы в результате их взаимодействия. Наряду с литосферой и биосферой в почвообразовательном процессе участвуют атмосфера и гидросфера. Основным источником энергии почвообразовательного процесса — солнечная энергия. Почвообразовательный процесс происходит в гравитационном поле Земли, он включает разнообразные химические, физические и биологические явления. Большое и направленное влияние на почвообразование в современную эпоху оказывает мелиорация почв.

Выделяют дерновый, подзолистый, солонцовый, болотный и латеритный типы почвообразования.

Дерновы́й тип почвообразования отличается накоплением в верхней части почвенного профиля гумуса из остатков травянистой растительности, образованием комковато-зернистой структуры. Протекает он наиболее выражено под луговой (степной) травянистой растительностью. По этому типу образуются черноземы, луговые почвы, почвы степей — каштановые, бурые и др.

Подзоли́стый тип почвообразования заключается в разрушении первичных и вторичных минералов под действием микроорганизмов, органических кислот, образующихся при разложении растительных остатков, и в выносе продуктов разрушения в нижнюю часть почвенного профиля или за его пределы. Это — один из процессов, приводящий к формированию осветленного (элювиального) горизонта почвенного профиля. Он может протекать в широком диапазоне сочетания факторов почвообразования в условиях промывного или периодически промывного водного режима. Продукты подзолообразовательного процесса почвообразования — подзолистые почвы — подзолы, «почвы из-под золы» (по цвету верхнего светлого горизонта) и близкие к ним — дерново-подзолистые, дерново-глеевые почвы таежной и лесной зон.

Подзолообразование в современном представлении — это сочетание процессов подзолистого, оглеения и лесиважа (иллимеризации) — перемещения в профиле почвы илистой фракции без ее химического разрушения.

Солонцо́вый тип — процесс образования солонцовых почв, морфологические и физико-химические свойства которых обуславливаются наличием обменного натрия в поглощающем комплексе почвы. Во влажном состоянии солонцовые почвы высокодисперсны, вязки, липки, сильно набухают, в сухом состоянии — слитые, твердые, трещиноватые, призматической, комковатой или столбчатой структуры.

Болотный тип — почвообразование характеризуется формированием почв в условиях избыточного увлажнения (поверхностного или грунтового) под специфической влаголюбивой растительностью. Профиль болотных почв сверху начинается торфяным горизонтом, который подстилается органогенной породой — торфом, представляющим собой погребенные и законсервированные почвенные горизонты.

Кроме описанных четырех основных типов почвообразования, иногда выделяют как самостоятельные также **глеевы́й** и **лате́рный** процессы.

В природных условиях перечисленные основные почвообразовательные процессы не протекают в «чистом» виде. Переменяясь во времени и в пространстве, они взаимодействуют, накладываются друг на друга, что приводит к возникновению большого числа типов почв как таксономических почвенных единиц.

Основная таксономическая единица современной классификации почв — генетический почвенный тип. Каждый почвенный тип развивается в однотипно сопряженных биологических, климатических и гидрологических условиях и характеризуется хорошо выра-

женным проявлением главного процесса почвообразования при возможном сочетании с другими.

Отличительные черты почвенного типа — однотипность таких процессов, как поступление и превращение органических веществ, разложение и синтез минеральных и органоминеральных образований, миграция и аккумуляция веществ, строение почвенного профиля, а следовательно, мероприятий по повышению плодородия почв.

Следующие таксономические единицы почв — их подтипы, роды, виды, разновидности и разряды.

Подтип почв — это группа почв, качественно отличающаяся по проявлению основного и налагающегося процессов почвообразования, представляющих собой переходные ступени между типами.

Роды почв — качественные генетические особенности их, обусловленные влиянием местных условий: составом почвообразующих пород, химизмом грунтовых вод.

Виды почв выделяют в пределах рода и отличают по степени развития почвообразовательных процессов, степени подзолистости, глубине и степени гумусированности, степени засоленности и взаимной сопряженности.

Разновидности почв определяют по механическому составу почвенных горизонтов и почвообразующих пород.

Разряд почв обуславливается генетическими свойствами почвообразующих пород (плотные, моренные, аллювиальные, покровные и т. д.).

Более полные примеры систематического разделения почвенных типов на подтипы, роды и виды приведены при описании почв по почвенным зонам.

13.3. Принципы построения классификации почв в мелиоративных целях

Классификация явлений или предметов — венец сведений о них. Для того чтобы классифицировать почвы применительно к задачам их использования и улучшения, необходимо знать их признаки и свойства в степени, дающей возможность объединить общие для них признаки и соподчинить их так, чтобы отнесенная по ним к той или иной таксономической единице почва могла быть легко «опознана» и извлечена для составления почвенных карт и проведения мероприятий, от которых данная почва (или группа почв) улучшит свои свойства по отношению к возделываемым растениям.

Содержание понятия почва, принципы и методы классификации почв изменялись в зависимости от уровня развития науки, требований, предъявляемых к вычленению признаков почвы той или иной отраслью практики, для которой они разрабатывались.

Разработка любой классификации почв, в том числе для целей их мелиорации, на современном этапе знаний о почвах должна исходить из определенных принципов: быть генетической, учитывать признаки и свойства, приобретенные почвой в результате хо-

зяйственной деятельности человека, раскрывать производственные особенности почв, быть строго научной.

В различное время разные авторы создали географо-генетические, факторно-генетические, собственно-генетические и историко-генетические почвенные классификации.

С позиций мелиорации до настоящего времени заслуживают внимания факторно-генетические классификации почв Г. Н. Высоцкого, С. А. Захарова, К. Д. Глинки, а из собственно-генетических — П. С. Коссовича, К. К. Гедройца. В этих классификациях на высших таксономических единицах самостоятельными считают почвы гидроморфные (развивающиеся при избыточном увлажнении), недостаточного, умеренного, среднего, оптимального, временного избыточного и избыточного увлажнения (К. Д. Глинка).

П. С. Коссович в классе пустынно-степных почв выделяет следующие группы почв: грунтового увлажнения сухих степей, грунтового увлажнения черноземной зоны, болотных почв подзолистой зоны и болотных почв влажных тропических и субтропических областей.

В классификации К. К. Гедройца, исходящей из характера физико-химических явлений, обусловленного составом поглощенных катионов, выделены четыре типа почв: черноземный (в поглощающий комплекс входят в основном Ca^{2+} и Mg^{2+}), солонцовый (в поглощающий комплекс кроме Ca^{2+} и Mg^{2+} входит Na^+), подзолистый и латеритный (содержат в поглощающем комплексе водородный ион).

В историко-генетических классификациях прошлого заслуживает внимания идея о рассмотрении типов почвообразования как стадий единого почвообразовательного процесса В. Р. Вильямса.

Эти взгляды тесно соприкасаются с биогеохимическими представлениями о воздействии биологических элементов природы на поверхностные минеральные горизонты суши (В. И. Вернадский) и новейшими представлениями об эволюции почвообразования на Земле по геологическим периодам (И. П. Герасимова).

Важная роль в развитии американского почвоведения принадлежит Марбуту (1935). Он воспринял идеи русского генетического почвоведения и применил их при изучении почв США. В американском почвоведении в систематику почв было введено понятие почвенные серии. Новая американская классификация почв разработана Государственной почвенной службой США. Она декларируется как генетическая, однако в последнем изложении является трудной для понимания и использования в практических целях.

Ценные сведения применительно к задачам гидротехнической мелиорации и повышения эффективного плодородия мелиорируемых почв содержатся в работах по классификации почв. Это «Классификация и диагностика почв СССР», подготовленная почвенным институтом им. В. В. Докучаева (ВАСХНИЛ), и «Полевой определитель почв», составленный Украинским научно-исследовательским институтом почвоведения и агрохимии им. А. Н. Соколовского.

13.3.1. Морфологические признаки почвы

Морфологические признаки почв — это внешние признаки, определяемые, как правило, органолептически. К ним относятся: окраска (цвет), структура, сложение, включения, новообразования и характер перехода одних горизонтов в другие. Эти признаки достаточно хорошо отражают процессы образования и развития почв.

Один из наиболее заметных морфологических признаков почвы — ее окраска, или цвет, который легко можно установить даже на значительном расстоянии (например, на цветных аэрофотоснимках) и по нему с определенной степенью достоверности судить об уровне плодородия почв. Многие почвы имеют цветовые названия (чернозем, краснозем, серозем и др.). Темный цвет почвам в основном придает гумус, реже — окислы марганца, гидрат сернистого железа или магнетит. Красный (желтый) цвет почвы зависит от различных соединений окислов железа. Беловатый обусловлен разнообразными соединениями кремнезема, особенно мелкораздробленного, углекислым кальцием, гипсом, кристаллами солей. Сочетания указанных цветов и дают всю цветовую гамму известных окрасок почв.

Переувлажненные почвы часто имеют сизые, голубые или оливковые оттенки, которые им придают восстановленные соединения закисного железа. В болотных почвах голубой или синий цвета зависят от наличия вивинита. Окраска более резко выражена во влажных почвах и блекнет при их высыхании.

По классификации С. А. Захарова, почвенные агрегаты подразделяются на типы, которые делятся на роды, а последние — на виды, структуры. В основу классификации положены форма, размер и выраженность граней и ребер у агрегатов (рис. 13.2). Различают кубовидную, призмовидную и плитовидную структуры.

Кубовидная — элементы развиты равномерно по трем измерениям. К этому типу относятся пять родов: глыбистая, комковатая, пылеватая, ореховатая, зернистая; грани и ребра хорошо выражены только у двух последних.

Призмовидная — элементы развиты в основном по вертикали. В этом типе три рода структуры: столбовидная, столбчатая и призматическая; грани и ребра плохо выражены только у первой.

Плитовидная — элементы развиты в основном по горизонтальным осям и подразделяются на два рода: плитчатая (структурные агрегаты прямые) и чешуйчатая (агрегаты изогнуты).

Каждый род делится на виды, отличающиеся по размерам агрегатов — крупные, средние и мелкие. Например, к комковатой структуре относятся: крупнокомковатая (агрегаты 3...5 см), комковатая (1...3 см) и мелкокомковатая (0,5...1 см).

I

II

III

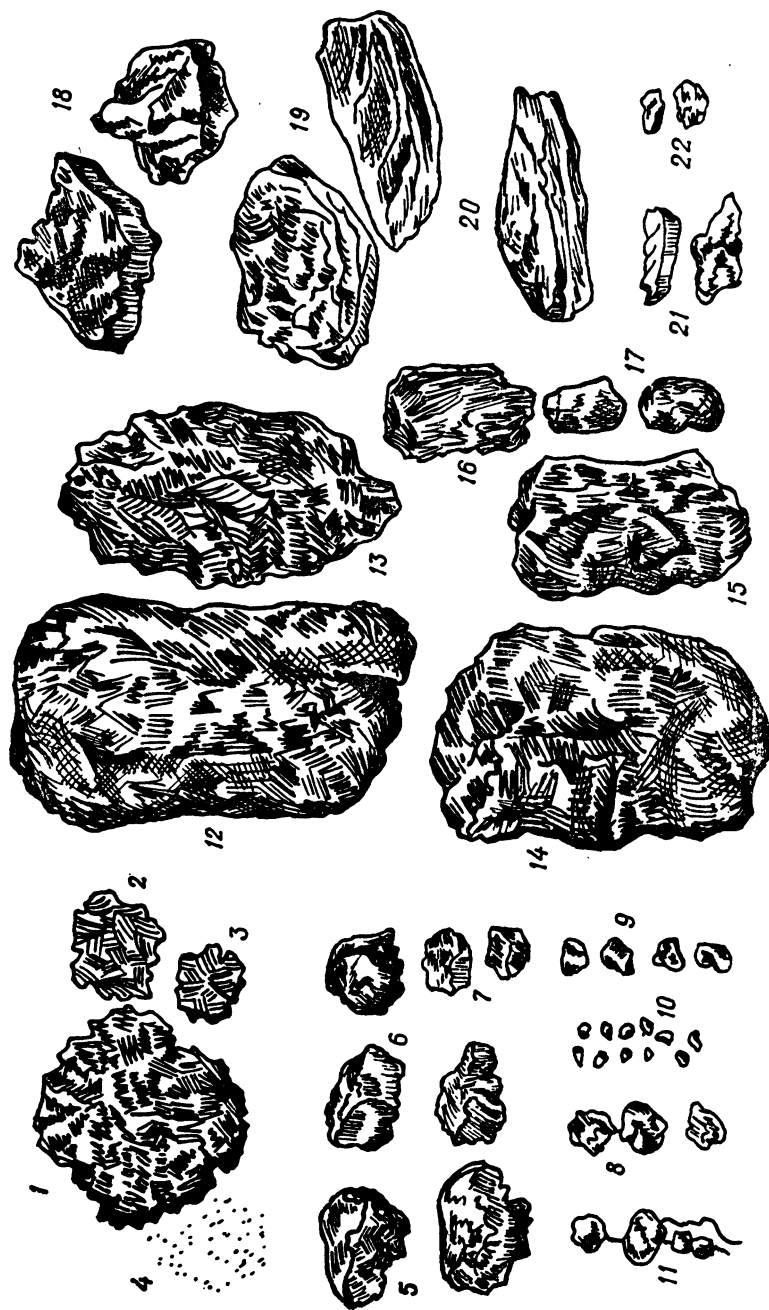


Рис. 13.2. Главнейшие виды почвенной структуры (по С. А. Захарову):

I тип (1 — крупнокомковатая; 2 — среднекомковатая; 3 — мелкокомковатая; 4 — пылеватая; 5 — крупноореховатая; 6 — ореховатая; 7 — мелкоореховатая; 8 — крупнозернистая; 9 — зернистая; 10 — порошчатая; 11 — бусы из зерен почвы); II тип (12 — столбоватая; 13 — столбовидная; 14 — крупнопризматическая; 15 — призматическая; 16 — мелкопризматическая; 17 — тонкопризматическая); III тип (18 — сланцеватая; 19 — пластинчатая; 20 — листовая; 21 — грубочешуйчатая; 22 — мелкочешуйчатая).

При мелиорации почв особое значение приобретает создание и сохранение агрономически ценной структуры почвы, так как добавляются факторы, разрушающие ее: при орошении — разрушающее действие воды; при осушении — ускоренное разложение органического вещества почвы из-за усиления аэрации верхних горизонтов. Характер упаковки части твердой фазы определяет сложение почвы. По степени плотности различают: слитое (нож и лопата не входят в грунт), плотное (инструменты входят трудно), рыхлое (между агрегатами хорошо видны поры, лопата легко входит в почву) и рассыпчатое (стенки разреза осыпаются) сложение.

Описывая сложение почв, обращают внимание на характер их трещиноватости и пористости.

Сложение почвы изменяется при увеличении или уменьшении влажности (набухание, растрескивание) под влиянием землеройных животных, корневых систем и в особенности при обработке.

В процессе выветривания и почвообразования в почве происходит распад первичных минералов на вторичные, которые, растворяясь в воде и перекладываясь в почвенной толще, образуют хорошо заметные скопления, называемые новообразованиями. Кроме новообразований химического происхождения, в почве отмечаются и биологические новообразования.

Химические новообразования состоят из легкорастворимых солей, хлоридов, сульфатов, извести, окисных и закисных соединений железа, кремнекислоты, соединений марганца, гумусовых веществ. Они могут откладываться в виде выцветов, налетов, примазок, корочек, псевдомицелия, белоглазки, конкреций, бобовин и др.

Биологические новообразования могут быть в виде кротовин (ходов роющих животных), ходов червей, корневин (пустот в местах сгнивших корней), капролитов (экскрементов дождевых червей) и др.

По новообразованиям можно судить о генезисе и свойствах почвы.

Включениями в почву называют различные предметы, находящиеся в ней, но не связанные с генезисом почвы. Они могут быть минерального (валуны, галька, хрящ и др.) и биогенного (кости, раковины и др.) происхождения.

13.3.2. Номенклатура почвенных горизонтов и почв

Проводя полевые исследования почв в бывшей Нижегородской губернии (теперь Горьковская обл.), Полтавской и других для оценки их потенциального плодородия и на этой основе — дифференциации налогообложения, сотрудники экспедиций, возглавляемых В. В. Докучаевым и другими сооснователями русского генетического почвоведения, заметили, что профиль почвы каждого типа состоит из закономерно сменяющих друг друга от поверхности вглубь горизонтов, отличающихся по цвету (окрас-

ке), плотности, механическому составу, структуре и другим признакам.

Замеченное сходство признаков отдельных генетических горизонтов почв привело к мысли о возможности их сокращенного обозначения. Систем выделения и буквенного обозначения почвенных горизонтов существует несколько, однако наиболее распространенными в СССР являются предложенная В. В. Докучаевым, а также украинская номенклатура и индексировка почвенных горизонтов.

Горизонт A_0 — состоит из растительных остатков (опада) в разной степени разложения. Это самая верхняя часть почвенного профиля, представленная лесной подстилкой, степным войлоком или незначительным оторфованием. Мощность 1...5 см.

Горизонт A — гумусовый, темноокрашенный из-за накопления гумусовых веществ. В зависимости от количества этих соединений окраска его варьирует от светло-серой до черной. Мощность колеблется от нескольких сантиметров до 1,5 м, а иногда и больше.

Когда наряду с накоплением гумуса идет разрушение и вымывание минеральных веществ, что происходит при преобладании в нем водорастворимых гумусовых кислот в сочетании с промывным водным режимом, верхние горизонты почвы обозначаются индексами A_1 и A_2 .

Горизонт A_1 — гумусово-аккумулятивный, обычно структурный, окрашен в различные оттенки серого цвета.

Горизонт A_2 — элювиальный, подзолистый или осолоделый, светлый бесструктурный или слоистый, практически лишенный гумуса и обедненный истыми частицами вследствие вымывания их вниз по профилю.

Когда описывают пахотные почвы, длительное время подвергавшиеся обработке, выделяют пахотный горизонт $A_{пах}$, или $A_{п}$.

Под элювиальным горизонтом залегает горизонт вымывания, или иллювиальный, обозначаемый буквой B .

Горизонт B — бурый, охристо-бурый или красновато-бурый благодаря присутствию окислов железа, уплотненный, обогащенный илстой фракцией и коллоидами в результате вымывания из горизонта A_2 .

В черноземных, каштановых и других почвах, где не происходит разрушение твердой фазы и перемещение гумуса и глинистых частиц, горизонт B является переходным между гумусовым и материнской породой. Часто он неоднороден и по разным признакам может подразделяться на подгоризонты B_1 , B_2 , B_3 .

Горизонт C — почвообразующая (материнская) порода, на которой сформировалась почва: в ней отсутствует аккумуляция гумуса, элювиальный или иллювиальный процессы.

В почвах с постоянным избыточным увлажнением развиваются восстановительные процессы, придающие почвенным горизонтам специфические признаки: сизую, голубую или грязно-зеленую окраску с ржавыми или охристыми пятнами, вязкость и др. Го-

ризонты, затронутые этими процессами, называют глеевыми и обозначают буквами *gl*. Оглеенность может проявиться в любом почвенном горизонте, в этом случае к основному индексу горизонта добавляют буквы *A, B, C*, например, *Agl* или *Bgl, Cgl*.

Очень важный морфологический признак почв — это характер перехода от горизонта к горизонту. Различают следующие виды переходов: 1) резкий — один горизонт сменяется другим на протяжении 2...3 см; 2) ясный, или четкий — горизонты сменяются на протяжении 5 см; 3) постепенный, или плавный — границу пере-

хода установить трудно, смена горизонтов занимает более 5 см.

Довольно часто на почвенном профиле невозможно разделить соседние горизонты, так как переход происходит очень плавно. В таких случаях выделяют переходные горизонты, применяя двухбуквенное обозначение, например *A₁ A₂* — горизонт, содержащий гумус и имеющий черты элювиального; *A₂B* — подзолистый горизонт с признаками

13.1. Системы индексов почвенных горизонтов

Горизонт	Индексы, по В. В. Докучаеву	Индексы, по А. И. Соколовскому
Лесная или степная подстилка	<i>A₀</i>	<i>H₀ (h₀)</i>
Гумусовый	<i>A₁</i>	<i>H (h)</i>
Элювиальный	<i>A₂</i>	<i>E (e)</i>
Иллювиальный	<i>B</i>	<i>I (i)</i>
Материнская порода	<i>C</i> (измененная)	<i>P (p)</i>
Карбонаты	<i>D</i> (неизмененная, или подстилающая порода)	<i>K (k)</i>
Глеевый	—	<i>Gl (gl)</i>
Гипсованный	—	<i>G (g)</i>
Обогащенный растворимыми солями	—	<i>S (s)</i>
Торф	—	<i>T (t)</i>

иллювиального (серовато-белесый с бурыми пятнами и прослойками).

Описывая торфяники для обозначения торфяных горизонтов, используют букву *T*, которую при изменении степени разложения, цвета новообразований и включений берут с индексами *T₁, T₂, T₃* и т. д.

В СССР применяют номенклатуру и индексацию почвенных горизонтов, предложенную академиком А. Н. Соколовским. В табл. 13.1 приведена индексировка горизонтов по А. Н. Соколовскому, которая более удобна и конкретна, по сравнению с общесоюзной, отражает процессы, приведшие к образованию данного горизонта и указывает на их характер и степень выраженности.

Совокупность признаков почв, по которым их выделяют и относят к тому или другому классификационному подразделению, называют диагностической характеристикой почв, или их диагностикой.

Определив, из каких генетических горизонтов состоит почвенный профиль, и приняв во внимание породу, на которой почва образовалась, растительность, элемент рельефа, к которому она приурочена, можно дать ей конкретное наименование — отнести

ее к тому или иному классификационному (таксономическому) подразделению.

Полное название почвы записывают в таком порядке: подтип, род, вид, разновидность, разряд. Например, чернозем (тип), обыкновенный (подтип), солонцеватый (род), среднегумусный (вид), тяжелосуглинистый (разновидность) на лессовидном тяжелом суглинке (разряд). Если почва формируется на двучленной породе, то для характеристики ее мелиоративных особенностей очень важно указать оба члена, например, на тяжелом лессовидном суглинке, подстилаемом песком (с такой-то глубины).

В. В. Докучаев, положивший начало русской научной номенклатуре почв, использовал для нее народные названия, часто исходившие из естественной окраски верхних почвенных горизонтов. Так возникли наименования генетических типов: чернозем, краснозем, подзол (почва цвета «из-под золы»), серые почвы, бурые почвы, сероземы, желтоземы, каштановые и др. Некоторые названия почвенных типов обусловлены особенностями и составом данных почв (солончак, солонец, солодь, глеевая, торфяная и т. д.). Многие из этих русских (славянских) названий почв вошли в научную терминологию и употребляются теперь в других языках без перевода. С расширением знаний о почвах оказалось, что в ряде случаев окраска верхних горизонтов у различных генетических типов почв сходна. Поэтому к их наименованиям по цвету добавили характеристику условий (среды), в которых формируется данный тип. Например, бурые лесные, бурые полупустынные, серые лесные и др. Название некоторых почв стало целиком исходить из названия ландшафта или угодья: болотные почвы, луговые почвы, арктические почвы.

Глава 14. ПОЧВЫ АРКТИЧЕСКОЙ И СУБАРКТИЧЕСКОЙ ЗОН

Арктической и субарктической зонами представлена полярная почвенно-биоклиматическая область.

Арктическая зона включает острова Ледовитого океана (исключая южные острова Новой земли и острова Колгуева) и узкую полосу побережья Сибири. Они подразделяются на две подзоны — арктических пустынь и арктических тундр.

Субарктическая зона расположена южнее арктической, ее южная граница проходит по северной части Кольского полуострова, затем почти по Полярному кругу до устья р. Обь, далее граница зоны смещается севернее и проходит примерно по 70-й параллели до р. Колымы, а потом опускается на юго-восток до полуострова Камчатка. Эта зона подразделяется на две подзоны — северной и южной тундры. Общая площадь арктической и субарктической зон составляет около 180 млн. га, или 8,1% территории СССР.

14.1. Природные условия зон

Климат арктической и субарктической зон характеризуется малым количеством тепла, коротким летом (2...3 мес.). Средняя годовая температура колеблется от $-0,2^{\circ}\text{C}$ (европейская часть) до $-10...-15^{\circ}\text{C}$ (азиатская часть). Осадков в среднем за год выпадает 200...300 мм (от 400 мм на Кольском полуострове до 140...160 мм в Восточной Сибири). Низкие температуры обуславливают слабую испаряемость и высокую влажность воздуха. Континентальность климата резко нарастает при передвижении от европейской части на восток.

Рельеф европейской части территории зон равнинный с невысокими холмами или отрогами горных гряд, Сибирской — горно-каменистый. В тундре встречается много замкнутых пониженных равнин с многочисленными мелководными озерами, такие равнины чаще всего имеют хорошо выраженный бугорковый пучинный и термокарстовый микрорельеф. Местами рельеф этой части увалисто-холмистый и горный (Хибины). В азиатской части до Енисея сходен с европейским, а восточнее Енисея он преимущественно горный, перемежающийся долинами рек.

Из почвообразовательных пород в зоне тундры преобладают ледниковые отложения и осадки бореальной морской трансгрессии, встречаются выходы различных коренных пород, в том числе и кристаллических, которые в Восточной Сибири являются основными.

Растительность тундры в основном мохово-лишайниковая, довольно широко распространены кустарнички (вереск, черника, голубика), кустарники и древесные породы появляются только в южной части зоны и представлены кустарниковыми ивами, карликовой березой, а одиночные чахлые деревья — береза, ель, лиственница — встречаются в лесотундре, при переходе тундровой зоны в таежно-лесную. Во многих местах зоны довольно часто попадаются участки, вообще лишенные растительности или находящиеся в различной степени зарастания.

Грунтовые воды в тундре практически отсутствуют, так как находятся в форме льда в зоне вечной мерзлоты. Летом оттаивает лишь небольшой слой земли: до 30...40 см — в арктической зоне и до 100...150 см — в субарктической. По долинам рек и под мелководными озерами многолетняя мерзлота отступает глубже — до 2...5 м. Так как вечная мерзлота — хороший водоупор, то фильтрация в этих условиях отсутствует и летние осадки «зависают» на ней в виде «верховодки».

14.2. Основные типы почв

Особые климатические условия арктической и субарктической зон, в частности низкие температуры, высокая влажность воздуха и наличие вечной мерзлоты, определяют направленность развития почвообразовательного процесса. Бедная растительность и очень

слабый ее прирост обуславливают небольшое поступление растительных остатков в почву, причем вследствие неблагоприятного температурного режима и анаэробнозиса разлагаются они очень медленно. Поэтому в тундре идет заметное накопление неразложившихся растительных остатков в почве и на ее поверхности. Синтез гумуса очень замедлен и в его составе преобладают фульвокислоты. Все это благоприятствует интенсивному развитию восстановительных процессов в почвах: здесь в основном развивается тундрово-глеевый почвообразовательный процесс, в результате которого формируются основные зональные почвы субарктической и южной части арктической зон — тундровые глеевые, занимающие площадь около 105 млн. га.

Тундровые глеевые почвы формируются на породах глинистого и суглинистого мехсостава, относятся к автоморфно-гидроморфным почвам и отличаются своими специфическими признаками и свойствами.

Профиль этих почв укороченного типа. На поверхности залегает лишайнико-моховая торфяная подстилка (A_0) мощностью 2...3 см, под ней гумусовый горизонт (A_1), мощность которого не превышает 6...7 см, он окрашен в темно-серый или серо-бурый цвета, ниже, до мерзлоты, расположен голубовато-сизый с охристыми или ржавыми пятнами глеевый горизонт Cgl, Gl (рис. 14.1).

На дренированных породах легкого мехсостава развиваются тундровые глеевые иллювиально-гумусовые почвы. От типичных тундровых глеевых почв они отличаются более развитым профилем. Гумусовый горизонт (A_1) маломощный, прерывистый, под ним залегает темно-бурый иллювиальный горизонт (B), постепенно переходящий в породу (C), глеевый горизонт не сплошной и представлен охристыми пятнами и прослойками.

Южнее, в кустарниковой тундре и лесотундре формируются тундровые оподзоленные почвы, морфологическая особенность которых — оподзоленность глеевого горизонта, выражающаяся в виде белесоватых пятен.

По долинам рек, где вечная мерзлота отступает глубже, образовались тундрово-дерновые почвы, имеющие гумусовый горизонт (A_1) мощностью до 30 см с содержанием гумуса до 10%.

Все перечисленные почвы имеют кислую и сильнокислую реакцию (рН солевой вытяжки 4,0...4,5), они бедны гумусом, ненасыщены основаниями, в них много подвижных соединений железа.

В бессточных понижениях тундры развивается болотный почвообразовательный процесс, в результате которого образуются тундровые болотные почвы. Болотные почвы в этой зоне занимают около 18 млн. га, это преимущественно низинные торфяные почвы с малой мощностью очень слабо разложившегося тор-

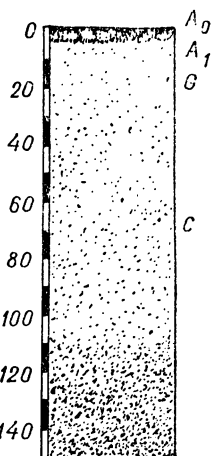


Рис. 14.1. Тундровая глеевая почва.

фа, в лесотундре встречаются и верховые (сфагновые) торфяники. Поскольку болотные почвы интразональны, полная характеристика их приведена в главе 16.

14.3. Мелиорация и сельскохозяйственное использование тундровых почв

Значение пастбищ тундры как кормовой базы для оленеводства общеизвестно. Лишайниковые тундры используют в качестве зимних пастбищ, моховые и травяно-моховые — летних. Однако общий курс на интенсификацию сельского хозяйства ставит задачи более продуманного использования тундровых почв. Выращивание овощей в закрытом грунте (парниках и теплицах) в арктической и субарктической зонах производится уже многие годы. В субарктической зоне возможно земледелие и в открытом грунте. В последнее время северное земледелие значительно расширилось. В тундре и лесотундре довольно широко выращивают в открытом грунте картофель, капусту, морковь, кормовые корнеплоды, лук, однолетние и многолетние травы.

В первую очередь подлежат освоению и использованию хорошо дренируемые почвы легкого мехсостава, которые быстрее прогреваются и оттаивают на большую глубину, чем глинистые и суглинистые.

При обработке почвы широко применяют агромелиоративные приемы—узкозагонную вспашку, гребневание, выборочное бороздование, кротование и щелевание. Из гидротехнических мелиораций используют отвод избыточной воды мелкими (до 1 м) каналами и дренажами. Большое значение здесь имеют химические мелиорации, в частности известкование. Поскольку почвы тундры отличаются низкой биологической активностью и содержат очень мало элементов минерального питания, здесь особую роль играют удобрения. Органические удобрения вносят в высоких дозах — 80...200 т на 1 га, полное минеральное удобрение — 60...120 кг действующего вещества на 1 га, очень эффективны бактериальные удобрения.

В последние годы для создания культурных пастбищ стали применять специальное мероприятие. В низинах при помощи невысоких дамб накапливают талые воды и образуются озера; благодаря высокой теплоемкости воды под озером начинается интенсивное таяние вечной мерзлоты и за три-четыре года она понижается на 2,0...3 м. После сбрасывания воды площадь быстро зарастает травами и служит пастбищем около пяти лет, пока мерзлота опять не поднимется к поверхности, затем цикл повторяют. Очень эффективно на таких местах применение специальных травосмесей.

Исследованиями последних лет установлено, что осушение торфяных почв в зоне вечной мерзлоты приводит к ухудшению их тепловых свойств, поэтому на первый план здесь должны выдвигаться тепловые мелиорации.

Глава 15. ПОЧВЫ ТАЕЖНО-ЛЕСНОЙ ЗОНЫ

Таежно-лесная зона занимает около 52% территории СССР (1150 млн. га), расположена она в умеренно-холодном климатическом поясе нашей страны. С севера граничит с субарктической зоной, с юга — с лесостепной. Ее южная граница с запада проходит по линии Луцк — Житомир — Киев — Чернигов — Тула — Рязань — Горький — Казань — устье р. Вятка — по р. Кама до устья р. Белая — севернее Бийска и Уфы, затем на юг по Уральскому хребту, а в азиатской части примерно по линии Тагил — Тюмень — Новосибирск — Томск — Нижнеудинск — Иркутск — Владивосток. Равнинная часть этой зоны охватывает около 725 млн. га, остальные 425 млн. га занимают горные районы.

15.1. Природные условия зоны

Климат зоны весьма разнообразен, в европейской части он значительно мягче, чем в азиатской. В европейской части среднегодовая температура 6...8°C (понижается с запада на восток). Продолжительность периода со среднесуточными температурами выше 5°C — 160 — 200 дней. Годовое количество осадков (500...700 мм) в 1,1—1,3 раза превышает испаряемость.

В азиатской (Сибирской) части зоны климат континентальный. Среднегодовая температура отрицательная — 3...8°C в Западной Сибири и — 7...16°C в Восточной. Продолжительность теплого периода 100—140 дней. Во многих районах Восточной Сибири осадков выпадает меньше, чем испаряется — 150...300 мм. Из-за очень слабого снежного покрова почва промерзает зимой глубоко, поэтому широко распространена многолетняя мерзлота.

На Дальнем Востоке климат носит муссонный характер. Среднегодовая температура около 0°C. Годовое количество осадков 500...700 мм, около 90% их выпадает в июле—сентябре. Зима сухая и холодная (средняя температура января — 20°C), лето влажное и теплое (средняя температура июля +20°C).

Рельеф зоны очень неоднороден. Европейская часть зоны и Западная Сибирь отличаются равнинным рельефом. В европейской части СССР это Русская и Печорская равнины, Полесско-Днепровская, Верхневолжская и Мещерская низменности, характерная особенность которых — чередование конечно-моренных гряд с плоскими моренными равнинами. Наряду с такими равнинами в этой части зоны представлены и возвышенности: Литовско-Белорусская, Валдайская, Тиманский кряж, Уральские горы, Карпаты и др.

В Западной Сибири от Уральского хребта до р. Енисей расположена Западно-Сибирская низменность, имеющая очень слабый уклон на север, поэтому речные долины здесь неглубокие, а вся низменность малодренирована.

На восток от р. Енисей преобладает горный рельеф: Енисейский кряж, Средне-Сибирское плоскогорье, система горных хреб-

тов Станового хребта и Прибайкалья, горные области Восточной Сибири и Дальнего Востока. Однако здесь довольно широко представлены и низменности, наиболее значительные из них — Центрально-Якутская с большим количеством бессточных западин, занятых озерами и болотами, и Амурская, расположенная в долине р. Амур.

Рельеф Сахалина и Курильских островов характеризуется чередованием горных хребтов и низин.

Почвообразующие породы зоны весьма разнообразны. В западной части зоны до р. Енисей преобладают ледниковые и водно-ледниковые отложения: моренные бескарбонатные и карбонатные разного механического состава с валунами кристаллических и местных осадочных пород, покровные безвалунные суглинки и глины, водно-ледниковые и древнеаллювиальные отложения в основном песчаного и супесчаного механического состава. Меньше распространены морские отложения, образованные в результате трансгрессии Балтийского и Северного морей, и современные аллювиальные отложения в долинах рек и озер.

На восток от р. Енисей основные почвообразующие породы — элювий и делювий коренных пород, а также древние и современные аллювиальные отложения.

Растительность. Уже само название зоны — таежно-лесная — свидетельствует о том, что здесь преобладают леса. С севера — хвойные, сменяющиеся к югу лиственными и широколиственными.

Европейскую и Западно-Сибирскую части зоны по составу древесной и травянистой растительности подразделяют на три подзоны: 1) северной тайги; 2) средней тайги; 3) южной тайги.

Подзона северной тайги — редколесные еловые леса со значительной примесью березы, а на востоке — сибирской лиственницы, нижний ярус лесов составляют мхи, лишайники и субарктические кустарнички. Подзона средней тайги — темнохвойные высокие густые елово-пихтовые леса с низким зеленомоховым покровом.

Травянистая растительность в этих двух подзонах практически отсутствует.

Подзона южной тайги — темнохвойные леса с примесью широколиственных пород (дуб, клен, ясень) в европейской части, лиственных — в Западной Сибири и светлохвойных лиственничных — в Восточной Сибири.

На Дальнем Востоке встречаются практически все виды лесов, характерных для данной подзоны.

Травянистая растительность подзоны представлена в основном злаками, болотная — осоками, ситником, гипновыми и сфагновыми мхами.

Грунтовые воды. Почвообразование на большей части таежно-лесной зоны идет на многолетнемерзлотных породах. В европейской части зоны они почти не встречаются, а в азиатской — охватывают практически всю Восточную Сибирь, в Западной Сибири их южная граница проходит по линии гора Народная (Урал—Сургут—Туруханск). Здесь грунтовые воды находятся в основном в виде над-

мерзлотной верховодки, находящейся в деятельном слое мерзлоты (оттаивающем весной и замерзающем осенью) и сквозных таликах. Роль водоупора выполняет поверхность многолетнемерзлых пород. Поэтому здесь наблюдается застойный водный режим, грунтовые воды слабоминерализованы, и процессы выщелачивания почв практически отсутствуют.

В Западной Сибири и европейской части зоны находится полоса избыточного увлажнения с близким залеганием грунтовых вод, а следовательно, значительным развитием болотообразования.

Основные почвообразовательные процессы. Значительные различия природно-климатических условий отдельных районов зоны обуславливают развитие многих почвообразовательных процессов. Основные из них следующие: подзолистый, дерновый и болотный, а в Восточной Сибири — мерзлотный.

Подзолистый процесс формируется преимущественно под пологом хвойного леса с моховым покровом в сочетании с промывным водным режимом.

Дерновый процесс проходит под покровом луговой травянистой растительности и осветленного леса с травянистым или травянисто-моховым покровом при условии, что материнская порода карбонатная или богатая основаниями.

Болотный процесс развивается в условиях избыточного увлажнения в пониженных элементах рельефа.

Мерзлотный процесс протекает под светлехвойными (лиственничными) лесами на многолетнемерзлых породах.

Почвы зоны могут формироваться под влиянием этих почвообразовательных процессов, действующих самостоятельно или совместно, причем в различных сочетаниях.

15.2. Основные типы почв таежно-лесной зоны, их генезис, состав и свойства

Разнообразие почвообразовательных процессов приводит к значительной пестроте почвенного покрова зоны. Однако можно выделить пять основных типов почв: подзолистые, дерновые, дерново-подзолистые, болотно-подзолистые, мерзлотно-таежные.

15.2.1. Подзолистые почвы

Подзолистые почвы занимают около 140 млн. га. Они образуются под влиянием подзолистого процесса, который протекает следующим образом.

Лесная подстилка, состоящая из отмирающей хвои, мхов и лишайников, содержит мало кальция и обладает кислой реакцией.

Грибное разложение подстилки благоприятствует образованию легкорастворимых фульвокислот, которые способствуют растворению веществ почвы, плохо растворяющихся в воде, но легко — в кислотах. В первую очередь разрушается илистая фракция, чем и объясняется обеднение илом верхних горизонтов подзолистых почв.

Значительная часть этих соединений выносятся фильтрующей водой в грунтовые воды и удаляется из почвы, а оставшаяся часть переоткладывается в нижележащем горизонте. Таким образом формируется характерный профиль подзолистых почв, состоящий из следующих горизонтов:

A_0 — лесная подстилка (неразложившаяся хвоя, мхи, лишайники, мощность 2...5 см);

A_1A_2 — темно-бурый, обогащен грубым гумусом, рыхлый (мощность 1...5 см);

A_2 — элювиальный, белесопепельный (цвета печной золы), бес-

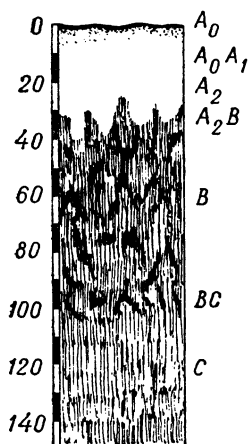


Рис. 15.1. Подзолистая почва.

Содержание фракций, %

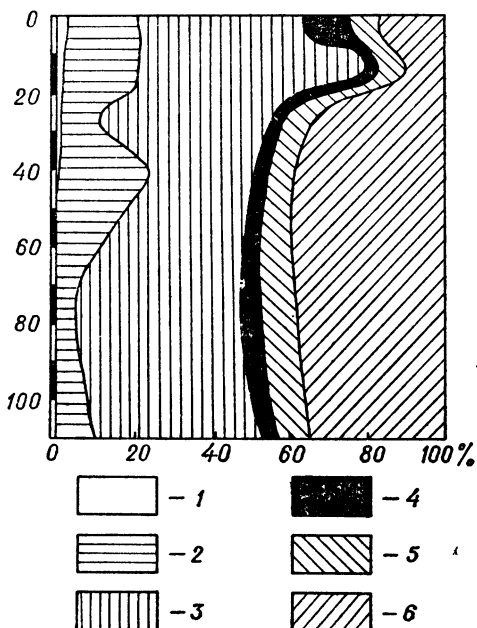


Рис. 15.2. Механический состав подзолистой суглинистой почвы (по данным И. В. Тюрина):

1 — 0,25 мм; 2 — 0,25—0,05 мм; 3 — 0,05—0,01 мм; 4 — 0,01—0,0005 мм; 5 — 0,005—0,001 мм; 6 — менее 0,001 мм.

структурный или пластинчато-листоватой структуры, мощность зависит от степени оподзоливания и составляет несколько или десятки сантиметров;

B — иллювиальный, бурый или красно-бурый уплотненный (бывает настолько уплотнен, что превращается в водоупор), сверху ореховатой, ниже призматической структуры (мощность 20...120 см);

C — материнская порода (рис. 15.1).

В зависимости от развития подзолистого процесса и изменений цвета, структуры, плотности могут выделяться подгоризонты (A_2B_1 ; B_1 ; B_2 и др.).

Подзолистые почвы зоны подразделяют по наличию или отсутствию оглеения в профиле в основном на два подтипа: глеево-подзолистые и подзолистые.

Механический состав и свойства подзолистых почв четко дифференцированы по профилю. Наиболее характерная особенность механического состава подзолистых почв — пониженное по сравнению с иллювиальным горизонтом и материнской породой (рис. 15.2) содержание илливной фракции в верхних горизонтах. Физические и водно-физические свойства обусловлены механическим составом и интенсивностью развития подзолистого процесса. Объемная масса значительно увеличивается по профилю с глубиной особенно при переходе к иллювиальному самому уплотненному горизонту. При этом пористость, находясь в обратной зависимости, существенно снижается.

Содержание гумуса, состоящего главным образом из фульвокислот, невысокое (1...3%); он сосредоточен в горизонте A_1 A_2 , мощность которого 1...5 см.

Подзолистые почвы слабонасыщены основаниями и отличаются кислой реакцией, повышенной потенциальной кислотностью и малой буферностью.

В большинстве случаев эти почвы бесструктурны. Если же они и имеют слабую структуру, то их структурные агрегаты неводопрочны.

15.2.2. Дерновые почвы

Дерновые почвы таежно-лесной зоны формируются под воздействием дернового процесса, протекающего под луговой растительностью и под травяным покровом лесов, чаще на карбонатных или породах, богатых минеральными веществами. Общая площадь этих почв около 9 млн. га, из них большая часть (около 5 млн. га) размещается в Восточной Сибири, на Дальнем Востоке и на Камчатке. В европейской части они есть в Прибалтике, Ленинградской, Архангельской, Новгородской и других областях.

Наличие луговой травянистой растительности способствует обогащению почвы гумусом. Короткий жизненный цикл травянистых растений обуславливает значительное количество ежегодного опада с высокой зольностью (до 13%), большая часть которого (в среднем 50...80%) — корневые остатки, находящиеся в тесном контакте с почвой. Эти условия благоприятствуют развитию процессов гумификации. Преимуществом является образование гуминовых труднорастворимых кислот приводит к аккумуляции их в верхних горизонтах почвы, в результате чего улучшаются водно-физические свойства почвы и создается водопрочная структура.

Накоплению и закреплению гумуса способствует наличие в почве оснований, в частности кальция и магния, нейтрализующих гумусовые вещества почвы и резко снижающих их растворимость.

Дерновые почвы отличаются меньшей дифференциацией профиля по горизонтам. В профиле этих почв выделяют три горизонта:

A_0 — подстилка, или дернина (мощность 2...7 см);
 A_1 — гумусовый горизонт, в зависимости от содержания гумуса от серого до черного цвета с комковато-зернистой структурой, переход к следующему горизонту плавный (мощность 15...25 см);
 B — переходной, светлее верхнего, имеет признаки горизонтов A_1 и C_0 — переход к материнской породе плавный (мощность 15...50 см); C — материнская порода (рис. 15.3).

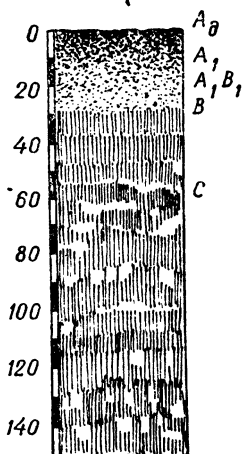


Рис. 15.3. Дерновая почва.

Среди дерновых почв выделяют три типа: дерново-карбонатные (рендзины), дерново-литогенные и дерново-глеевые. Последние развиваются в полугидроморфных условиях, первые два — в автоморфных.

Дерново-карбонатные почвы формируются на карбонатных породах (мелах, известняках, мергелях и др.). Широко распространены в Прибалтике, Ленинградской области, встречаются на западе Украины. Отличаются маломощным профилем (20...100 см), щебнистостью, богаты гумусом (5...22%), от HCl вскипают с поверхности, водный режим их неустойчив.

Эти почвы подразделяются на следующие подтипы: дерново-карбонатные типичные, мощность профиля 10...30 см, от HCl вскипают по всему профилю; дерново-карбонатные выщелоченные, мощность профиля 60...100 см, от HCl вскипают с горизонта B ; дерново-карбонатные оподзоленные, отличаются признаками оподзоленности, вскипание наблюдается в нижней части горизонта B .

Дерново-литогенные почвы образовались на породах, обогащенных силикатными соединениями кальция и магния. Больше всего таких почв в Средней Сибири. Количество гумуса в них колеблется в пределах 2...9% и резко снижается с глубиной. Реакция близка к нейтральной.

Подтипы этих почв выделяются по насыщенности основаниями, реакции и проявлению оподзоливания (дерновые насыщенные, дерновые кислые, дерновые оподзоленные).

Дерново-глеевые почвы отличаются наличием оглеения и формируются под влиянием жестких (богатых Ca и Mg) вод. В них много гумуса (10...15%), высокая насыщенность основаниями, реакция нейтральная или слабокислая. В связи с переувлажнением имеют неблагоприятный водно-воздушный режим. В зависимости от степени проявления оглеения выделяют следующие подтипы этих почв: дерново-поверхностно-глееватые, дерново-грунтово-глееватые, гумусовые поверхностно-глеевые, гумусовые грунтово-глеевые.

Все дерновые почвы подразделяются на виды по гумусированности и мощности гумусового горизонта (малогумусные <3%,

среднегумусные 3...5%, многогумусные 5...12%, гумусные >12%; маломощные <15 см, среднемощные 15...30 см, мощные >30 см).

Дерново-карбонатные почвы — наиболее плодородные в типе дерновых почв, они характеризуются следующими свойствами. Содержание гумуса в почве резко снижается с глубиной, уже в переходном горизонте его в два-три раза меньше, чем в гумусовом. Эти почвы отличаются довольно высоким валовым содержанием элементов минерального питания, из которых для растений доступны 3...5%. Количество CaCO_3 резко возрастает с глубиной и достигает 60% в материнской породе. Карбонаты кальция, содержащиеся во всех горизонтах почвы, обуславливают ее нейтральную реакцию. Распределение частиц физической глины и ила довольно равномерное.

Обогащенность органикой и карбонатами формирует отличительные физические и водно-физические свойства дерново-карбонатных почв.

Запасы продуктивной влаги в них небольшие, что связано с высокой влажностью завядания, обусловленной высокой гигроскопичностью этих почв и значительным количеством воды, химически связанной с карбонатами. Отсутствие осадков на протяжении пяти-семи дней вызывает угнетение растений. Кроме того, они сильно набухают и при подсыхании растрескиваются. Почвы эти плохо аэрированы, на долю воздуха при наименьшей влагоемкости приходится всего 28...34% объема общей пористости.

Дерновые литогенные почвы обладают несколько меньшим плодородием, чем дерновые карбонатные. Реакция их слабокислая (рН солевой 5,2—6,6), содержание гумуса 2...9%, количество его с глубиной резко снижается.

Дерново-глеевые почвы имеют довольно высокое потенциальное плодородие, гумуса в них 10...15%, насыщенность основаниями высокая, реакция нейтральная, но вследствие переувлажнения отличаются неблагоприятным водным режимом.

15.2.3. Дерново-подзолистые почвы

Развитие дерново-подзолистых почв определяется совместным или поочередным воздействием дернового и подзолистого процессов. Под пологом смешанного леса с травяным или травяно-моховым покровом эти процессы идут одновременно, дерновый процесс может сменить подзолистый в результате сведения леса и появления луговой растительности.

Широко распространены дерново-подзолистые почвы в южной части таежно-лесной зоны, площадь их занимает более 155 млн. га.

Профиль этих почв схож с профилем подзолистых почв, но отличается относительно развитым гумусово-аккумулятивным горизонтом. Имеются разные мнения о классификации дерново-подзолистых почв. Почвенный институт имени В. Докучаева относит их к подтипу подзолистых почв, И. С. Кауричев рассматривает их как самостоятельный тип. Поскольку уровень плодородия и мелнорация

дерново-подзолистых почв довольно значительно отличаются от подзолов, в мелиоративной практике удобнее классифицировать их как отдельный тип.

В подтипе дерново-подзолистых почв по наличию или отсутствию признаков оглеения выделяют дерново-подзолистые глеевые, которые имеют отчетливо выраженное оглеение в ниж-

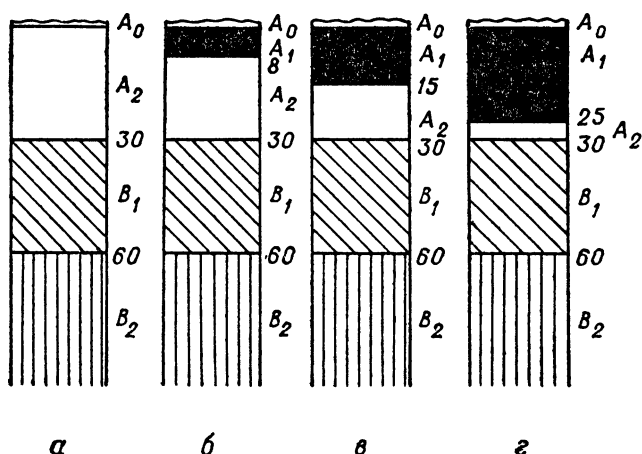


Рис. 15.4. Схема строения дерново-подзолистых почв (по Н. П. Ремезову, 1952):

а — подзол; б — слабодерновая сильноподзолистая; в — среднедерновая сильноподзолистая; г — грубокодерновая слабоподзолистая. A₀ — лесная подстилка и дернина; A₁ — дерновый горизонт; A₂ — подзолистый горизонт; B₁ — первый иллювиально-метаморфический в верхней части с признаками оподзоленности; B₂ — второй иллювиально-метаморфический част с признаками оглеения.

ней части профиля и оторфованье с поверхности. Так как климатические условия обуславливают разную мощность профиля дерново-подзолистых почв, то подтипы их выделяют и по фациям:

- теплая — мощность профиля 200...250 см;
- умеренная — мощность профиля 150...200 см;
- холодная — мощность профиля 100...150 см;
- длительно-мерзлотная — мощность профиля ≤ 100 см.

В зависимости от степени развития накладывающихся дернового и подзолистого процессов дерново-подзолистые почвы подразделяют на дерново-слабо-, средне- и сильноподзолистые. По мере увеличения степени оподзоленности снижается насыщенность основаниями, уменьшается мощность гумусового горизонта и увеличивается кислотность (рис. 15.4).

Валовой и механический составы дерново-подзолистых почв в значительной мере зависят от материнской породы и степени окультуренности их, однако здесь можно проследить и общие закономерности, характерные для данного типа почв (рис. 15.5). Их отличает обогащение железом и алюминием иллювиального гори-

зонта за счет гумусово-аккумулятивного и элювиального, такому же перемещению подвержены и фракции физической глины, значительную часть которой составляет ил. Миграция указанных соединений и ила свидетельствует, что эти почвы развивались под влиянием подзолистого процесса. При этом относительно высокое

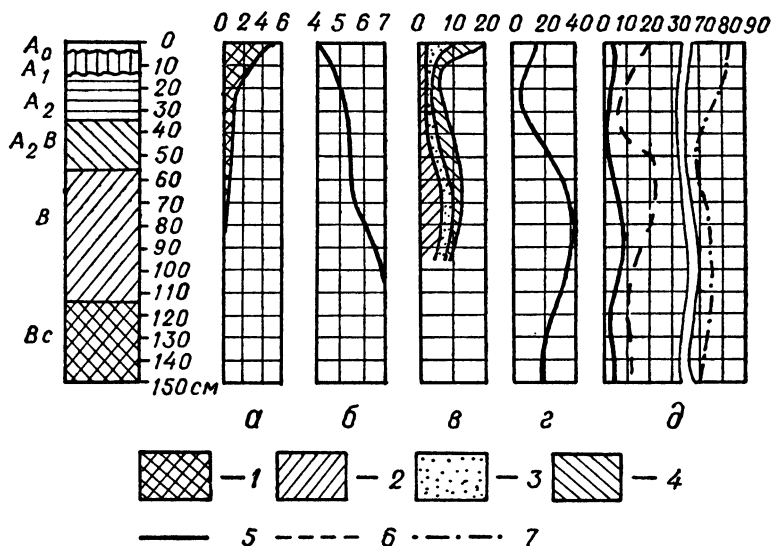


Рис. 15.5. Химическая характеристика дерново-сильнопodzолистой почвы (по И. П. Герасимову и М. А. Глазовской, 1960):

а — 1 — гумус, %; б — pH водный (5 — кислая реакция);
в — поглощенные катионы (2 — Ca., 3 — Mg., 4 — Н.), мг:экв на 100 г почвы; д — валовые (5 — Fe₂O₃, 6 — Al₂O₃, 7 — SiO₂), %.

содержание гумуса в пахотном горизонте по сравнению с нижними и его мощность характерны для дернового процесса. Вместе с тем здесь заметно и влияние окультуривания, что выражается в мощности пахотного горизонта и его обогащенности фосфором.

Водно-физические свойства дерново-подзолистой почвы приведены в табл. 15.1.

Плотность почвы в основном зависит от минералогического состава и по профилю изменяется мало. Несколько пониженная плотность пахотного горизонта объясняется наличием в нем гумуса. В этом же горизонте заметно сильное влияние обработки почвы на объемную массу, которая увеличивается с глубиной в 1,2...1,4 раза, причем соответственно этому уменьшается общая пористость.

Наименьшая влагоемкость по профилю с глубиной изменяется мало, но зато сильно увеличивается влажность завядания, существенно уменьшая количество продуктивной влаги, запасы которой в горизонте A₂B и глубже на треть меньше, чем в пахотном слое, что затрудняет капиллярное подпитывание корнеобитаемого слоя.

**15.1. Водно-физические показатели дерново-подзолистой почвы
(по данным И. С. Васильева)**

Генетический горизонт	Глубина взятия образца, см	Плотность, г/см ³	Объемная масса, г/см ³	Общая пористость, Р	Наименьшая влагемкость, НВ	Влажность завядания, ВЗ	Доступная влага при НВ	Аэрация при НВ
A _п	0-- 20	2,63	1,18	55	31	7,0	24,0	24
A ₂ B	40— 50	2,72	1,43	47	31	16,5	15,5	16
B	60— 70	2,68	1,54	43	33	16,2	16,8	10
	90—100	2,70	1,58	42	35	20,1	14,9	7
C	150—160	2,73	1,60	42	37	21,2	15,8	5
	190—200	2,69	1,66	40	37	21,3	15,7	3

Наиболее сильному изменению с глубиной подвержена пористость аэрации, в горизонте *B* она в четыре, а в горизонте *C* в шесть раз меньше, чем в пахотном, что обуславливает плохой газообмен в нижних горизонтах.

Д. Г. Виленский отмечает непрочность структуры и плохую водопроницаемость дерново-подзолистых почв, что благоприятствует образованию корки после дождей и снеготаяния.

15.2.4. Болотно-подзолистые почвы

Болотно-подзолистые почвы формируются под влиянием болотного процесса на фоне подзолистого.

Состав и свойства болотно-подзолистых почв зависят от степени развитости болотного и подзолистого процессов и родственны болотным (глава 16) и дерново-подзолистым почвам. Оглеение обуславливает преобладание в них закисных форм железа и марганца и повышенное содержание частиц.

15.2.5. Мерзлотно-таежные почвы

Мерзлотно-таежные почвы формируются под влиянием многолетней мерзлоты, которая, препятствуя развитию корневых систем в глубину, уменьшает поглощение ими элементов минерального питания. Низкие температуры снижают биологическую активность микроорганизмов, а это затрудняет разложение растительных остатков. Часто мерзлота служит водупором, вызывая зависание верховодки, что, в свою очередь, приводит к оглеению почвы.

Распространены эти почвы к востоку от Енисея и занимают площадь более 200 млн. га.

Мерзлотно-таежные почвы еще мало изучены, и систематика их разработана слабо. В настоящее время среди них выделяют почвы: 1) мерзлотно-таежные глеевые — близкие к тундрово-глеевым; 2) мерзлотно-таежные палевые — имеющие под слоем лесной подстилки гумусовый горизонт мощностью 15...20 см серовато-коричневого цвета.

15.3. Мелиорация, окультуривание и сельскохозяйственное использование почв таежно-лесной зоны

Таежно-лесные почвы — основной объект мелиорации земель Нечерноземья. Как отмечено выше, в зоне преобладают промывной и застойный водные режимы, почвы преимущественно переувлажнены. Интенсификация сельскохозяйственного производства зависит здесь в первую очередь от мелиораций: гидротехнических, химических, структурных. Действие гидротехнических мелиораций должно быть направлено преимущественно на сброс избыточной влаги, но также предусматривать возможность поливов в засушливые периоды, которые здесь довольно часты. Преобладание почв с кислой реакцией обуславливает широкое применение известкования, а слабая структурность вызывает необходимость создания прочной, благоприятной в агрономическом отношении структуры почв.

Таежно-лесная зона имеет большие потенциальные возможности для развития сельского хозяйства.

Из сельскохозяйственных угодий преобладают естественные луга и пастбища, причем много пойменных, являющихся базой для развития животноводства. Для улучшения таких угодий не требуются большие вложения, достаточно некоторых культуртехнических мероприятий (расчистка от кустарника, уборка камней и др.) и внесения минеральных удобрений, чтобы значительно повысить урожай сена и зеленой массы; для повышения содержания протеина в кормах практикуется подсев бобовых трав, например клевера белого.

Распаханность зоны незначительная: в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке она составляет 0,6%, а в среднем около 6% всей территории. Значительный резерв пашни после проведения мелиораций — болота, занимающие около 22% площади зоны, а также малопроизводительные леса, гари и вырубки.

Окультуривания почв зоны на фоне гидротехнических мелиораций можно достичь с помощью следующих мероприятий:

увеличения содержания гумуса и доступных для растений элементов минерального питания — путем введения в севообороты посевов многолетних трав, особенно бобовых, и внесением органических и минеральных удобрений;

углубления пахотного горизонта — посредством ежегодного припахивания на 1...2 см нижележащих малоплодородных горизонтов в сочетании с внесением органических и минеральных удобрений в несколько повышенных дозах;

снижения кислотности почвы — при помощи известкования и использования фосфоритной муки для удобрения.

Глава 16. БОЛОТНЫЕ ПОЧВЫ

Болотом называют избыточно увлажненный участок земной поверхности, покрытый слоем торфа глубиной не менее 30 см — в неосушенном и 20 см — в осушенном состоянии. Избыточно увлажненные участки с меньшей толщиной торфа относят к заболоченным землям, а при отсутствии торфа — к минеральным заболоченным. Болота, имеющие толщину торфа больше 50 см, называют торфяниками, или торфяными месторождениями; последний термин распространен среди торфоведов. Торфом называют природное образование, состоящее на 50% и более из органической массы различной степени разложения и гумификации.

16.1. Площадь и распространение болот

Общая площадь болот в СССР — около 100 млн. га, а всех земель, нуждающихся в осушительных мелиорациях, — около 200 млн. га. Болота — интразональные образования, однако наибольшие площади их на территории нашей страны распространены в лесной, тундровой и лесостепной зонах. Огромные болотные массивы расположены в Нечерноземье РСФСР, Западно-Сибирской низменности, на Дальнем Востоке, в Белоруссии, Прибалтийских республиках.

На Украине площадь болот и заболоченных земель составляет 5,5 млн. га. Заболоченность территории республики уменьшается с севера и северо-запада на юг и юго-восток. Наиболее заболочена и заторфована территория Полесья (6,3% общей территории зоны), затем в убывающем порядке следуют Малое Полесье, Лесостепь, Карпаты и Предкарпатье.

16.2. Генезис болотных образований

Основное и обязательное условие для возникновения и развития болот — постоянное или периодическое избыточное увлажнение. По В. Н. Сукачеву, образование болот идет двумя путями: застание водоемов и заболачивание суши.

Кроме того, болота образуются у мест выхода ключей и родников. Избыточное увлажнение может возникать благодаря выходу на поверхность или близко к поверхности почвенно-грунтовых вод или вследствие скопления на поверхности почвы атмосферных осадков. При заболачивании суши созданию избыточного увлажнения поверхности способствуют главным образом климатические условия и растительность.

Болота в основном распространены в зонах с достаточным количеством осадков, повышенной влажностью воздуха и небольшим испарением. Наибольшее торфонакопление наблюдается в областях с умеренно теплым климатом, где имеются благоприятные условия для высокого прироста органического вещества и сохранения его в виде торфа. Самые благоприятные условия для накоп-

ления торфа в зонах с коэффициентом увлажнения, немногим больше единицы.

Чаще всего болота образуются на относительно пониженных участках местности с затрудненным стоком воды. Наличие понижений и впадин способствует накоплению воды, а следовательно, заболачиванию. На равнинной местности при отсутствии хорошего стока и наличии на определенной глубине малопроницаемых для воды прослоек почвогрунтов также могут создаваться условия для развития болота.

Болота часто возникают также на водоразделах. Это объясняется способностью некоторых растений (главным образом мхов) накапливать влагу и удерживать ее в значительных количествах, что неизбежно приводит к постепенному заболачиванию территории.

Значительная часть торфяных болот образовалась в небольших понижениях местности с ровным рельефом и медленно текущими реками. Наиболее благоприятные условия для заболачивания создаются в притеррасной части поймы. Однако могут заболачиваться и центральная, и прирусловая части. В притеррасную часть поймы стекают воды с вышележащей местности — водосбора, а также выклиниваются почвенно-грунтовые и грунтовые воды из коренного берега. Притекающие воды богаты минеральными веществами, которые постепенно откладываются в торфах притеррасной части поймы. Торфяные болота, образовавшиеся здесь, обладают высоким потенциальным плодородием и представляют большую ценность для сельскохозяйственного освоения. Таким путем образовались болота Полесской, Западно-Сибирской и других низменностей.

Заболачивание суши происходит и после смены степной растительности луговой, в результате этого в почве ежегодно накапливается определенное количество органического вещества. Остатки луговой растительности, отмирающей поздней осенью, не успевают разложиться из-за пониженной температуры, избыточной влажности и недостаточного доступа кислорода воздуха. В связи с накоплением мертвого органического вещества ухудшается водный и питательный режимы почвы. Это приводит к смене рыхлокустовых злаков плотнокустовыми. У последних узел кущения расположен на поверхности почвы, что дает им возможность развиваться при недостаточном доступе кислорода и способствует дальнейшему накоплению органического вещества на поверхности. Со сменой рыхлокустовых злаков плотнокустовыми дерновый процесс переходит в болотную стадию почвообразования. Заболачивание плотнокустового луга начинается с появления в значительных количествах осок и гипновых мхов, а также древесно-кустарниковой растительности.

Заболачивание лесов происходит в результате изменения водно-воздушного режима поверхностных горизонтов почвы. Оно возникает в первую очередь на отрицательных элементах рельефа. Однако может быть результатом неправильной вырубки, уничто-

жения леса пожаром и других изменений гидрологического режима территории. При этом изменяется процесс почвообразования и подзолистый при соответствующих условиях переходит в болотный.

Заторфовывание водоемов. При образовании болот вследствие зарастания водоемов на их дне откладывается сапрпель (гнилой

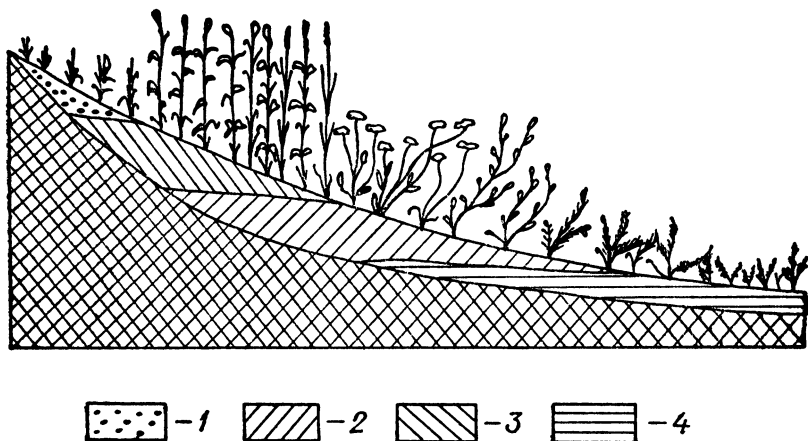


Рис. 16.1. Схема зарастания озера (по В. Н. Сукачеву):
1 — осоковый торф; 2 — сапрпелевый торф; 3 — тростниковый и камышовый торф; 4 — сапрпелит.

ил), который в зависимости от состава и свойств может быть глинистым, песчаным, известковым, тонкодетритовым, грубодетритовым и др. (рис. 16.1).

На мелющих озерах возникают сплавины. Формирование их происходит двумя путями. На озерах с хорошо минерализованными водами гипновые мхи и гидрофильные травянистые растения (трифоль, белокрыльник, сабельник) образуют на слое разжиженного торфянистого сапрпеля тонкий растительный ковер. Площадь и толщина этого ковра по мере накопления растительных остатков увеличивается. Со временем он закрывает всю водную поверхность неустойчивой болотной дерниной.

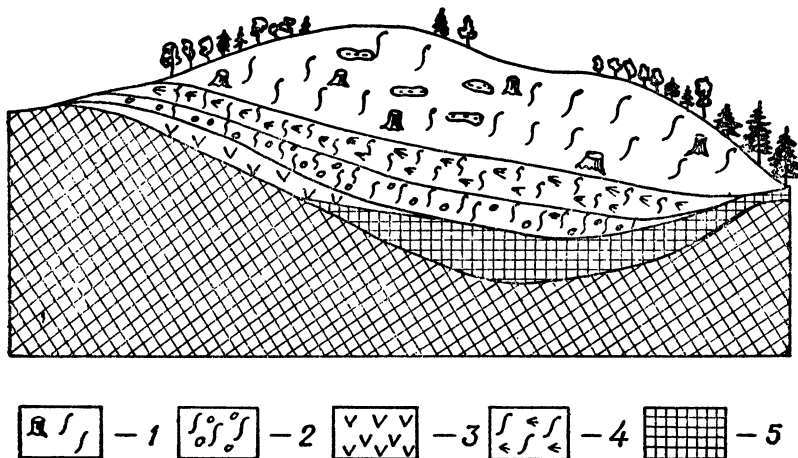
В обмелевших зарастающих озерах на сапрпеле вначале возникают подушки из сфагновых мхов. Позднее на них поселяются шейхцерия, осоки и другие растения, скрепляющие отдельные рыхлые подушки сфагновых мхов в сплавину.

Болотообразование характеризуется двумя основными процессами: торфообразованием с накоплением торфа на поверхности почвы и оглеением нижней минеральной части профиля.

Торфообразование — геологический и почвообразовательный процесс. Оно обуславливает образование новой геологической органогенной породы — торфа. При этом формирование новой болотной почвы, в которой имеются условия для развития на ней различных специфических растительных сообществ, про-

исходит на поверхности торфяной залежи. По И. Н. Скрынниковой, торфяная почва — верхний (торфогенный) слой торфяной залежи, в которой протекают сложные процессы почвообразования.

В развитии торфяной залежи различают такие стадии: 1) прирост растений — торфообразователей; 2) собственно процесс тор-



фообразования; 3) прирост торфяника в целом (увеличение мощности торфяного слоя).

Независимо от того, каким путем происходит образование торфяных болот (зарастание водоемов, заболачивание суши), конечный результат этого процесса — нарастание мощности торфяной залежи болота. И до тех пор, пока мощность торфяной залежи не превышает максимальной высоты капиллярного поднятия грунтовых вод (капиллярной каймы) и в залежь поступают грунтовые воды, болото «питается» водами, содержащими различные количества минеральных солей. Если существует связь залежи с грунтовыми водами, она находится в так называемой низинной стадии развития, а низинный торфяник сложен торфообразователями, относительно богатыми минеральной частью (зеленые мхи, осоки, тростник).

С нарастанием залежи вверх (рис. 16.2) наступает отрыв ее верхних слоев от грунтовых вод (грунтовое увлажнение) и минеральные вещества могут поступать в залежь лишь будучи привнесенными на ее поверхность с дождями и пылью. В таких условиях могут произрастать лишь сфагновые мхи и другие нетребователь-

ные к зональному питанию болотные растения (пушица, карликовая береза).

Эту стадию развития болота называют верховой. Промежуточная между верховой и низинной — переходная стадия.

Интенсивность и характер торфообразования, а значит, и свойства торфа зависят от видового состава и биологической продуктивности болотной растительности; водного режима территории, в частности от колебаний уровней грунтовых вод и связанных с ними условий аэро- и анаэробнозиса; характера водного питания болота и реакции среды; температуры и других природных причин и факторов.

16.3. Классификация болот и торфяно-болотных почв

В настоящее время наибольшее распространение получили следующие классификации болот по их генетическим и производственным особенностям.

Классификация болот по типу водного питания. А. Д. Брудасов (1955) по характеру водного питания выделяет такие типы болот.

Болота атмосферного питания расположены на водоразделах, грунтовые воды залегают глубоко. Такие болота относятся к верховым. Как почвы они малоплодородны.

Болота грунтового питания. Грунтовые воды выходят на поверхность или находятся близко к ней, заболачивание создается в результате капиллярного подъема. Минерализация высокая. Это болота низинные и переходные.

Болота грунтоводонапорного питания образуются, как правило, в притеррасной части речной долины, где выклиниваются грунтовые воды из надпойменных террас.

Болота намывного питания подразделяются на два подтипа: аллювиальные — питающиеся паводковыми водами, и делювиальные — питающиеся водами, стекающими по поверхности с вышележащих территорий и скапливающимися в пониженных элементах рельефа. По генезису, условиям образования и развития болота подразделяют на три типа: 1) низинные — травянистые, зеленомоховые (гипновые) и древесные; 2) переходные — травянисто-гипновые и гипново-сфагновые; 3) верховые сфагновые.

По мощности торфяного или дернового слоя и степени выраженности процессов торфо- и глееобразования различают: торфяники, торфяно-глеевые и дерново-глеевые почвы.

Торфяником называют почву, в которой слой торфа составляет 50 см и более. По мощности торфяного слоя торфяники делят на маломощные (слой торфа 50...100 см), среднемощные (100...200 см) и мощные, или глубокие (более 200 см).

Торфяно-глеевая почва состоит из двух горизонтов: $A_t < 50$ см и G_l — глея. Дерново-глеевые почвы не имеют торфяного гори-

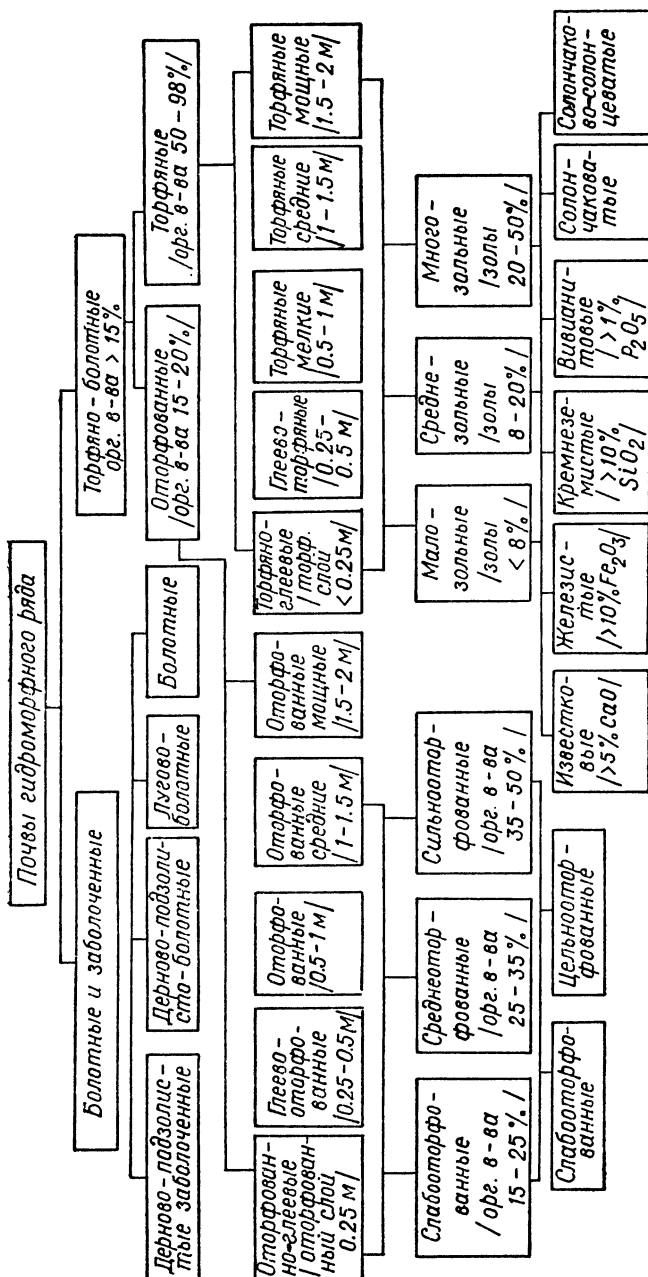


Рис. 16.3. Схема производственно-генетической классификации торфяно-болотных почв Украинской ССР (по Н. И. Серёде, 1960).

зонта, и глеевый горизонт у них залегает непосредственно под дерновым. Среди этих почв различают лугово-болотные и иловато-болотные. Последние располагаются по окраинам торфяных массивов и отличаются от лугово-болотных накоплением сильноразложившегося, мажущегося, иловато-органического вещества, иногда наличием полуторфянистого слоя и значительным оглеением нижней части профиля.

В зоне дерново-подзолистых почв значительное распространение имеют болотно-подзолистые, среди которых выделяют: дерново-подзолисто-глеевые; торфяно-подзолисто-глеевые и торфянисто-подзолисто-глеевые.

Болота Украины подразделяют в зависимости от их обеспеченности элементами минерального питания (Д. К. Зеров, 1938) следующим образом:

Эвтрофные болота — характеризуются достаточным содержанием минеральных веществ. Содержание минерального остатка в торфах значительное, но невысокое (8,0...17,1%), а содержание СаО не превышает 3,5%. Реакция почвенного раствора — от слабокислой до нейтральной (рН 5,4...7,2). Болота этой группы распространены на Полесье УССР. После осушения их используют в сельскохозяйственных целях.

Алкалитрофные болота — характеризуют большим содержанием минеральных веществ (18,1...40,7%) и значительным количеством карбонатов Са. Реакция — от нейтральной до щелочной (рН 7,0...8,1). Болота этой группы распространены в лесостепной части Украины. Образовались они главным образом на поймах рек и чаще всего в притеррасной части. После осушения очень ценны как селхозугодья.

Мезотрофные (переходные) болота — занимают промежуточное положение между эвтрофными и олиготрофными. Реакция грунтовых вод кислая (рН 0,4...6,0). Азота и зольных элементов содержит мало.

Олиготрофные (верховые) болота — встречаются в УССР на водоразделах и на песчаных речных террасах. Создались на почвах, содержащих незначительное количество элементов зольного питания растений. Почвенный раствор очень кислый (рН 3,0...4,5). Содержание минеральной части незначительное (2,7...5,3%), солей кальция мало. Торф используют в качестве топлива и подстилки для животных.

Олиго- и мезотрофные болота занимают незначительные площади (менее 5% площади болот УССР) и расположены на Полесье и в Карпатах.

Выше приведена генетико-производственная характеристика торфяно-болотных почв УССР, отображающих их генезис, свойства и позволяющая определять возможности их рационального использования в народном хозяйстве (рис. 16.3).

16.4. Морфологические признаки, состав и свойства торфяно-болотных почв

По особенностям строения почвенного профиля, составу и свойствам торфяно-болотные почвы резко отличаются от минеральных. Это обусловлено составом и свойствами двух основных горизонтов и олониферного

Профиль торфяного горизонта, как правило, неоднороден, он состоит из чередующихся слоев торфа различной степени разложения. Такое чередование — следствие различной интенсивности микробиологических процессов, происходящих в торфогенном слое. В свою очередь, эта интенсивность зависит от определенных физико-химических условий, влажности, температуры, условий минерального питания и др. С их изменением изменялся растительный покров и состав органического вещества в торфогенном слое, а также интенсивность его распада.

В качестве примера опишем профиль целинной торфяной низинной малозольной почвы на мощном тростниково-моховом торфе. Объект — Сарненская научно-исследовательская станция по освоению болот, Западное Полесье УССР.

Профилю целинной почвы свойственны следующие признаки:

T_1 — 0...25 (30) см. Торф темно-коричневого цвета, свежий, хорошо разложившийся, рыхлый, мелкокомковатой структуры, пронизан корнями растений. Переход резкий;

T_2 — 25...70 (80) см. Торф светло-бурый, влажный, слабо разложившийся, хорошо заметны остатки осок, гипновых мхов, слабоуплотненный. Переход заметный.

T_3 — 70 см и глубже до воды. Торф темновато-бурый, влажный в верхней части, книзу мокрый, состоит из хорошо сохранившихся остатков тростника, камыша, вахты, гипновых мхов.

Главные отличия торфяной почвы, определяющие ее основные свойства по сравнению с минеральной, — преобладание в составе твердой фазы органического вещества и небольшой объем (10...15%) твердой фазы в трехфазной системе (твердая, жидкая и газообразная).

Содержание золы в торфе зависит от условий его образования и химического состава растений — торфообразователей, которые сильно отличаются между собой. По процентному содержанию минеральной части торфа делят на малозольные (до 4,5%), нормальнозольные (4,5...12%) и высокозольные (выше 12%) (Н. М. Никонов, 1955).

В первую группу обычно включают верховые торфа, зола которых состоит исключительно из минеральных веществ растительных остатков и веществ, приносимых воздухом. Ко второй группе относят торфа переходного типа. Третью группу составляют низинные торфа, в которых большое влияние на содержание минеральной части оказывают аллювиальные и делювиальные воды, приносящие и отлагающие на поверхности болота илистые, пылеватые

и песчаные частицы, а также грунтовые воды с растворенными в них минеральными веществами.

Степень разложения и гумификации. Степень разложения — содержание в торфе продуктов распада растительных тканей. Сюда входят как вещества гумусовой природы, так и остатки растительности, утратившие клеточную структуру, но еще не гумифицированные. Степень гумификации характеризует содержание в торфе различных гумусовых веществ и их солей.

В процессе торфообразования, а также по мере окультуривания торфяных почв наблюдается определенный параллелизм в изменении степени разложения и степени гумифицированности торфа. Однако гумификация органического вещества — более сложный процесс, чем разложение. В результате гумификации образуются новые специфические соединения, которых не было в растениях-торфообразователях: гуминовые и фульвокислоты, их соли и др.

Физические свойства. Объемная масса и плотность торфа невысокие и составляют для низинных торфяников Украины соответственно 0,16...0,24 и 1,2...1,6 г/см³. Зачастую в значениях объемной массы и плотности наблюдается некоторая слоистость, т. е. нижние горизонты торфа имеют меньшую массу по сравнению с вышерасположенными, что объясняется слоистостью сложения торфяной залежи.

Общая порозность во всех торфяниках по сравнению с минеральными почвами очень высокая и колеблется в пределах 80...95%. Отмечены значительные колебания скважности по профилю, торфяников, что объясняется в каждом конкретном случае ботаническим составом торфа, степенью разложения и гумификации, плотностью залежи и другими показателями.

Физико-химические свойства. Решающее значение в формировании физико-химических свойств торфяных почв имеет состав их органической и минеральной части, а также поглощенных катионов в коллоидном комплексе, который, в свою очередь, образуется в основном с помощью солей почвенного раствора. Это проявляется, в первую очередь, в кислотности. По значению активной кислотности (pH) верховые торфа относят к сильноокислым (pH 3...4), переходные — к кислым (pH 4...5,5) и низинные — к слабоокислым, нейтральным, а иногда и слабощелочным, как торфяники Левобережного Приднестровья УССР. Емкость поглощения торфяных почв очень высокая (150...350 мг-экв. на 100 г почвы) и определяется главным образом органическим веществом торфа.

Агрохимические свойства. Торфяные почвы содержат большие количества азота (3% и более), однако в целинных неосушенных болотах азот малоподвижен и входит в состав сложных органических соединений. Вивианитовые торфяники имеют достаточные запасы фосфора, все торфяные почвы бедны калием и микроэлементами.

Тепловые свойства. Основные тепловые свойства торфяников — большая теплоемкость и незначительная теплопроводность. Эти

свойства определяются составом твердой фазы торфа и связанной с ней высокой влагоемкостью. Микроклимат над торфяными почвами неудовлетворительный. Он характеризуется частыми поздними весенними, ранними осенними, а иногда и летними заморозками, приводящими к значительным потерям урожая выращиваемых культур, медленным оттаиванием торфяников весной.

16.5. Особенности водно-физических свойств торфяных почв

Органические коллоиды торфяных почв гидрофильны и смачиваются водой. В этом можно убедиться, если торфяной порошок подвергнуть флотации в водно-ацетоновой смеси. После взбалтывания такой суспензии, когда между ацетоном и водой установится четкая граница, коллоиды торфа почти полностью переходят в водную среду и, будучи обезвожены, покрываются слоем адсорбированного воздуха, вследствие чего вода уже не может достичь их гидрофильной поверхности. Поэтому создается неправильное представление о гидрофобности поверхности коллоидов торфа.

Поверхность раздела в торфе — твердая фаза — вода, как и в черноземной почве, неоднородна (В. А. Олинович, 1966). В некоторых ее местах происходит накопление продуктов типа воска, смолы и т. д. Причем здесь поверхности торфяных коллоидов гидрофобны и лучше смачиваются некапиллярными жидкостями. Микроскопические исследования также подтверждают неоднородность поверхности твердой фазы торфяных почв.

Несмачиваемость коллоидов торфа выражается тем сильнее, чем выше степень его разложения. Тем не менее, если торфяная почва предварительно не была переосушена, она впитывает и задерживает в себе большое количество воды. Обычно в литературе приводят такие данные, характеризующие полную влагоемкость торфяной почвы по сравнению с минеральной.

Как видно из данных табл. 16.1, влагоемкость торфяных почв высокая, что объясняется большим содержанием в них органического вещества и наличием коллоидов, способных сильно набухать в воде и прочно удерживать ее. Влагоемкость торфяных почв, как и почв минеральных, зависит также от их скважности.

Полная влагоемкость почвы наступает при заполнении всех ее пор водой. Знание полной влагоемкости почвы позволяет судить о количестве воды, которая может поступить с осушаемой территории в дрены и каналы (о водоотдаче), а также подсчитать количество воды, которую может поглотить почва в период выпадения осадков и при орошении.

При разложении торфа и увеличении его зольности влагоемкость заметно падает в результате заметного уменьшения содержания органического вещества и общей пористости почвы.

Полная и капиллярная влагоемкость торфяных почв соответствует заполнению водой всех капилляров. В торфяных почвах, имеющих большое количество капилляров, обнаруживается много

капиллярной воды. Так, в осоково-гипновых торфах ее содержание достигает 80...90% и более полной влагоемкости почвы.

Капиллярную влагоемкость торфа необходимо знать для подсчета продуктивных запасов, используемых растениями. Мертвый запас воды в торфяных почвах достаточно высок — около 60% полной влагоемкости.

Показатели максимальных молекулярной влагоемкости и гигроскопичности находятся в определенной взаимозависимости, их используют для нахождения недоступной растениям воды.

16.1. Запасы воды в торфяных почвах при полной влагоемкости в сравнении с минеральными почвами (С. В. Астапов, 1958)

Почвенная разность	Полная влагоемкость, %		
	от массы	от объема	вода в одномо- тровом слое, м ³ /га
Торф			
низинный:			
осоково-вах- новый	580	90	9000
осоково-гип- новый	444	86	8600
березово- осоковый	395	83	8300
осоково-тра- вянистый	195	80	8000
Дерново-под- золистая лег- косуглинистая	34	48	4800

16.2. Высота капиллярного поднятия воды в различных почвогрунтах

Порода или почва	Высота ка- пиллярного поднятия, м
Грубый делювиальный песок	0,33...0,5
Глина моренная	1,0...1,50
Суглинок засоленный	1,60
Торф разложившийся	до 5
Торф слаборазложившийся	1,50
Торф низинный разложив- шийся	0,75
Торф верховой разложив- шийся	0,15
Песок, диаметр зерен 5 ...	
... 2 мм	0,035
Песок, диаметр зерен 1,0 ...	
... 0,5 мм	0,131
Песок, диаметр зерен 0,1 ...	
... 0,05 мм	0,55
Пыль, диаметр зерен 0,05 ...	
... 0,01 мм	2,00

Чтобы вырастить удовлетворительный урожай сельскохозяйственных культур на осушенных торфяных почвах, необходимо дополнительное, кроме осадков, увлажнение почвы.

Поэтому при осушении болот обязательно предусматривают не только понижение уровня грунтовых вод в них, но и двустороннее регулирование водного режима, обеспечивающее своевременный отвод избыточных вод и дополнительное увлажнение почвы в засушливые периоды.

Для обеспечения увлажненности верхнего горизонта торфяной почвы с помощью грунтовых вод при осушении необходимо их не слишком глубоко понижать, а поддерживать оптимальную норму осушения, так как высота капиллярного поднятия воды в торфяной почве не превышает 60...70 см.

Высота капиллярного поднятия воды в различных торфяниках в сравнении с почвами минеральными и песком приведена в табл. 16.2 (А. Д. Брудастов, 1955).

Из табл. 16.2 видно, что в слаборазложившихся торфах высота капиллярного поднятия небольшая. С увеличением степени

разложения она достигает 5 м. Конечно, при этом сильно меняется и скорость поднятия воды по капиллярам: чем меньше степень разложения, тем вода подымается быстрее, и наоборот. С этой точки зрения, высоту капиллярного поднятия воды в низинных торфяных почвах 75...100 см можно считать имеющей практическое значение.

Высота капиллярного поднятия (как и водопроницаемость) торфяных почв в увлажненных почвах выше, чем в сухих. Сильное влияние на замедление перемещения влаги в торфяной почве ока-

16.3. Коэффициенты фильтрации различных торфов и почвогрунтов (А. Д. Брудастов, 1955)

Почвогрунт	Порозность торфа или средний диаметр зерна	Степень разложения	Коэффициент фильтрации по вертикали, см/с
Сфагновый торф	—	Средняя	0,0002...0,0001
Осоково-гипновый торф	—	Малая	0,002...0,0002
Торф осоковый с древесными остатками	90	Средняя	0,0008...0,0002
Гипново-осоковый торф	40	Малая	0,0006...0,002
Тростниковый торф	65	—	0,0024
Глина (порода)	—	—	0,0014
Суглинок	—	—	0,0065
Супесь	—	—	0,001...0,000003
Речной песок	0,1...0,3	—	0,000
			0,01...0,002
			0,25

зывает эффект Жамена, состоящий в том, что наличие пузырьков воздуха в жидкости, находящейся в капиллярах, замедляет ее перемещение.

Проникновение воздуха внутрь капилляра может вызвать разделение влаги последнего на отдельные зоны, ограниченные замкнутыми поверхностями испарения (Н. И. Кулаков, 1947).

Знание интенсивности и высоты капиллярного поднятия воды в торфяных почвах имеет важное значение не только для дополнительного обеспечения растений влагой за счет грунтовых вод, но, в случае их засоленности, также и для оценки потенциальной возможности привноса солей в верхние горизонты почвы вместе с восходящими капиллярными токами воды, так как водный режим торфяных почв Лесостепи и Полесья Украины и после осушения остается преимущественно выпотным.

Для расчетов понижения грунтовых вод каналами, а также с определения выноса ими за пределы почвенного профиля питательных веществ из почвы необходимо знать возможную водопроницаемость торфяных почв, о которой можно судить по коэффициенту фильтрации.

Сравнительные приближенные значения коэффициентов фильтрации торфяных почв приведены в табл. 16.3.

Коэффициенты фильтрации торфов гипново-осокового, осокового и других, а также глины близки: 0,000...0,001. Отмечено, что водопроницаемость умеренно влажного торфа остается долгое время незначительной (Г. Пухнер, 1927), но если торф полностью насыщен водой, то он необыкновенно быстро пропускает ее сквозь себя.

Коэффициент фильтрации торфов под минеральным грунтом уменьшается примерно в 100 раз и более за счет сильного сжатия и выноса в торф минеральных частиц (кольматации).

16.5.1. Расчет содержания воды в торфяных почвах

Торфы отличаются друг от друга по влагоемкости в большей степени, нежели различные типы минеральных почв. Состояние влажности торфяной массы при 60% полной влагоемкости неодинаково. Данные О. Е. Фатчихиной (1955) свидетельствуют, что при изменении абсолютной влажности торфа (массовое содержание в процентах на абсолютное сухое вещество) от 1540 до 616% относительная влажность (рассчитанная на всю навеску) изменилась лишь с 94 до 86%.

Состояние увлажнения различных типов почв и видов торфов при той или иной влажности, выраженной в процентах полной влагоемкости, неодинаково. Если в торфах на 10...22% сухого вещества приходится 90...78% воды, то в минеральных почвах на 85...87% сухого вещества — 15...23% воды.

Вследствие различий торфов по степени разложения, зольности и другим показателям их увлажненность при прибавлении количеств воды, равных 60% полной влагоемкости, оказывается неодинаковой.

Чтобы избежать таких ошибок, критическую влажность лучше выражать в процентах абсолютной влажности торфа, т. е. влажности, выраженной в процентах к массе абсолютно сухого вещества, наиболее однородно характеризующей условия увлажнения различных почв.

16.5.2. Влажность завядания растений на торфяных почвах

При высокой влагоемкости запасы продуктивной влаги в торфяных почвах часто бывают ограниченными.

По мере истощения запасов доступной для растений влаги прогрессивно увеличивается прочность ее связи с частицами почвы. Поэтому падения содержания влаги до влажности завядания не следует допускать. Шлюзование (или дождевание) необходимо производить несколько ранее, когда запас доступной влаги уменьшается на $1/2$ — $2/3$.

Количество доступной для растений воды в торфяных почвах зависит от степени разложения торфяной массы, из которой состоят эти почвы. Чем выше степень разложения торфа, тем больше доступность воды для растений. В сильноразложившейся незасоленной почве нижний предел доступной для растений влаги (56,6%) намного ниже, чем в незасоленной слабогумифицированной (74,4%).

В качестве ориентировочных для торфяных почв принимают такие средние значения критической влажности (в процентах абсолютно сухой почвы): почвы сильноразложившиеся незасоленные — 56%; солончаково-солонцеватые сильноразложившиеся — 86%. Для слаборазложившихся торфяных почв в качестве критической принимают влажность, равную 76...80% массы абсолютно сухой почвы (С. Т. Вознюк и др., 1979).

16.5.3. Изменение влагоудерживающей способности торфяных почв как следствие их периодического обезвоживания—оводнения

Современный научно-технический уровень гидротехнического строительства позволяет с помощью осушительно-оросительной сети не только сбрасывать избыток поверхностных грунтовых вод, но и обводнять используемые почвы для поддержания их в состоянии оптимального увлажнения.

Такое двустороннее регулирование уровня грунтовых вод приводит к периодическому изменению влажности почвенной массы над уровнем воды. Периодическому обезвоживанию подвергаются главным образом верхние, корнеобитаемые горизонты торфяных почв, чему способствуют, наряду с почвенными, и климатические условия.

Торфяная масса богата коллоидной частью, она не индифферентна как к попеременному обезвоживанию и смачиванию при шлюзовании почв, так и к воздействию приемов обработки. Действие электролитов при внесении больших доз калийных удобрений в торфяные почвы существенно влияет на состояние их коллоидного комплекса.

Об изменениях коллоидной части торфяной почвы свидетельствуют трудность вторичного обводнения переосушенных торфяников и та трещиноватость поверхности, которая способствует впоследствии выдуванию торфяной массы, образованию пыльных бурь, иногда возникающих на осваиваемых массивах.

В связи с этим большой интерес представляет изменение влагоудерживающей способности торфяных почв при периодическом их обезвоживании — осушении. Известно, что высушенный торф уже не может поглотить такое количество воды, какое он удерживал до высушивания. Ван Беммелен (по Н. Н. Кулакову, 1947) назвал это явление для дисперсных систем сорбционным гистерезисом.

Механическая обработка также ведет к заметному уменьшению связи воды с торфом. Что же касается влияния электролитов на влагоудерживающую способность торфяной почвы, то лучшим коагулирующим действием обладает ион железа. Ион кальция по коагулирующей способности уступает ему, однако только кальций практически применяется как мелиорирующее средство. Недопущение переосушения — обязательное условие улучшения торфяных почв.

16.6. Мелиорация, окультуривание и сельскохозяйственное использование болотных почв и торфа

В настоящее время торфяно-болотные образования используют в основном для двух целей: 1) в качестве сельскохозяйственных угодий после предварительного осушения; 2) как сырье для промышленности, на удобрения, подстилку и т. п. с последующей рекультивацией выработанных площадей.

С точки зрения мелиорации, сельскохозяйственного использования и превращения торфяных болот в почвы с высоким уровнем плодородия, торфяники имеют такие положительные свойства: высокое влагосодержание; большие запасы азота — основного элемента питания, лимитирующего высоту урожая на других типах почв, а иногда фосфора и других элементов.

Однако торфяники обладают и рядом нежелательных с агрономической точки зрения свойств: избыточная увлажненность как следствие высокой влагоемкости в естественном состоянии; неблагоприятный водно-воздушный режим; высокий запас недоступной для растений влаги; неблагоприятные тепловые свойства и тепловой режим; недостаточная обеспеченность элементами минерального питания растений (калием и микроэлементами) и др. Все это относится в первую очередь к низинным торфяникам, поскольку они наиболее пригодны для использования в качестве сельскохозяйственных угодий. Чем выше зольность почв, тем выше запасы элементов минерального, в частности калийного питания. (табл. 16.4).

Главнейшие мероприятия, направленные на создание и повышение эффективного плодородия торфяно-болотных почв:

рациональное осушение с двусторонним регулированием водно-воздушного режима почвы с учетом его оптимизации на протяжении всего вегетационного периода. При этом недопущение переосушки торфа и резкого изменения гидрологического режима осушаемой и близлежащих территорий — обязательные условия правильного сельскохозяйственного использования болотных почв;

улучшение питательного режима при помощи мобилизации валовых запасов, в частности азота, и внесения калийных, фосфорных и микроудобрений;

разумная система обработки почвы, обеспечивающая нормальные условия роста сельскохозяйственных растений, но не допуска-

16.4. Зольность торфяных почв и химический состав их золы
(П. И. Пьявченко, Б. Д. Зайцев, 1964)

Группа торфа по зольности, %	Химический состав торфа, %									
	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	SO ₃	N
4,5...12	1,5	1,25	3,0	0,3	0,12	—	—	0,15	0,50	2,6
До 20	3,89	0,4	3,96	0,59	0,19	0,25	0,17	0,30	1,34	2,81
20...40	18,18	1,85	6,75	0,70	0,93	1,06	1,20	0,65	2,45	1,94

ющая избыточных потерь торфа в результате распыления и минерализации;

рациональная структура посевных площадей и севообороты обеспечивающие, с одной стороны, максимальный выход сельскохозяйственной продукции и использование естественного плодородия торфяников, а с другой — экономное расходование органического вещества торфа.

Гидротехнические мелиорации в комплексе с агротехническими мероприятиями значительно улучшают свойства торфяных почв. В результате происходят положительные изменения свойств этих почв: увеличивается содержание зольных элементов, повышается степень гумифицированности, снижаются объемная масса, плотность, пористость, влагоемкость, уменьшается мертвый запас влаги, кислотность, улучшаются водно-воздушный и питательный режимы.

К числу возможных отрицательных последствий осушительных мелиораций следует отнести: 1) переосушение территории; 2) усиление паводков, подтопление и изменение режима малых рек; 3) усиление водной и ветровой эрозии; 4) ухудшение теплового режима почвы.

Недопущение первых двух воздействий — прерогатива гидротехников-мелиораторов. Для борьбы с эрозией и непродуктивными потерями торфа в результате интенсивной минерализации, а также для улучшения теплового режима наряду с традиционными приемами (севообороты, обработка и др.) следует шире применять структурную мелиорацию. Суть ее заключается в увеличении содержания минеральной части торфа при помощи добавки минерального грунта. В качестве добавок можно использовать песок, супесь, глину, суглинок, грунт, вынимаемый при строительстве мелиоративных систем и планировке песчаных бугров, а также низкопроцентные минеральные удобрения, отходы промышленности и т. п.

Глава 17. ПОЧВЫ ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЫ

Лесостепная зона расположена между таежно-лесной и степной зонами. Она характеризуется переходными природными условиями, имеет извилистое очертание границ, а в отдельных местах (Западное Полесье УССР, Восточная Сибирь) — островное распространение в пределах других зон.

Общая площадь зоны составляет около 1,2 млн. м².

17.1. Природные условия зоны

Климат зоны несколько суше, чем таежно-лесной, но влажнее, чем в черноземных степях; при движении с запада на восток возрастает его континентальность. Годовое количество осадков на западе зоны составляет 500...550 мм, а за Уралом — 300...350 мм. На Украине количество осадков уменьшается с северо-запада на юго-восток. В среднем в Лесостепи сумма осадков равна суммарному испарению, поэтому баланс влаги (в системе осадки — испарение) здесь благоприятен для получения высоких урожаев сельскохозяйственных культур. В южной части зоны водный баланс складывается отрицательно.

Среднегодовая температура колеблется от 7°C — на Украине, до 0°C — за Уралом. Июльская изотерма примерно одинаковая в пределах всей зоны и составляет 18...20°C. Средняя температура января на Украине — 6, а в Забайкалье — 30...—32°C.

Осадки и температуры подвержены резким годовым и среднемесячным колебаниям, в связи с чем значительные колебания испытывают баланс влаги и степень увлажнения зоны.

Рельеф лесостепи неоднородный. В европейской части он эрозионно-волнистый с резко выраженным мезо- и микрорельефом и развитой гидрографической сетью.

Материнские породы. В европейской части лесостепи и в первую очередь на Украине преобладают лессы и лессовидные суглинки. С продвижением на восток они уступают место покровным суглинкам и глинам аллювиально-делювиального происхождения.

Растительность представлена чередованием лесных участков со степными. Последние в настоящее время почти полностью распашаны и используются в сельскохозяйственном производстве. Сохранившаяся естественная степная растительность (опушки лесов, заповедники, склоны балок и др.) состоит из лугово-степного и степного разнотравья. В широколиственных лесах европейской части СССР — дубравах — преобладают дуб, граб, бук, ясень, осина, липа, а в подлеске — лещина, черемуха и др. В Западной Сибири основная порода — береза, а в Забайкалье — лиственница.

Грунтовые воды. Расчлененность рельефа и развитие овражно-балочной сети в европейской части лесостепи СССР приводит к значительной дренированности территории, стеканию осадков и глубокому залеганию грунтовых вод. Грунтовые воды здесь, как правило, не участвуют в почвообразовании. Исключение составляют геоморфологические районы со слабой расчлененностью территории, где грунтовые воды залегают близко к поверхности и способствуют заболачиванию местности (например, Украинское Полесье), что описано в предыдущей главе. При этом питание жесткими грунтовыми водами приводит, как правило, к образованию болот низинного типа, а близкое залегание засоленных вод или засоленных пород способствует засолению почв.

17.2. Основные типы почв и их свойства

17.2.1. Генезис почв лесостепной зоны

Сложный и своеобразный почвенный покров лесостепи определяется ее переходным положением между лесной и степной зонами.

В науке до сих пор нет единого мнения по вопросу о том, наступает ли лес на степь или степь на лес. Противоречивые гипотезы могут быть правильными для разных отрезков времени с учетом многолетней ритмичности космических факторов и колебаний климата. Колебания климата периодически приводят к смещению границ ландшафтно-географических и почвенных зон и изменяют взаимоотношения леса и степи. В почвообразовании проявилось сочетание подзолистого и дернового процессов, причем преобладание одного из них обусловило характерные особенности почв зоны. Кроме того, производственная деятельность человека в этой древнейшей земледельческой зоне, в частности вырубка лесов, имеет определяющее влияние на характер современных почвенных процессов.

17.2.2. Классификация серых лесных почв

В лесостепи наибольшее распространение имеют серые лесные почвы, выщелоченные, оподзоленные, и типичные черноземы, а в Западной Сибири наряду с названными значительные площади занимают солончаки, солонцы, солоды и болотные почвы. Серые лесные почвы занимают промежуточное положение между дерново-подзолистыми и черноземами.

В зависимости от мощности и окраски гумусового горизонта, структурного состояния, количества кремнеземистой пыле- и других морфологических особенностей, а также свойств тип серых лесных (серых оподзоленных) почв подразделяют на три подтипа: светло-серые, серые и темно-серые лесные (оподзоленные) почвы (рис. 17.1).

Наиболее характерные морфологические признаки серых лесных почв — серая окраска

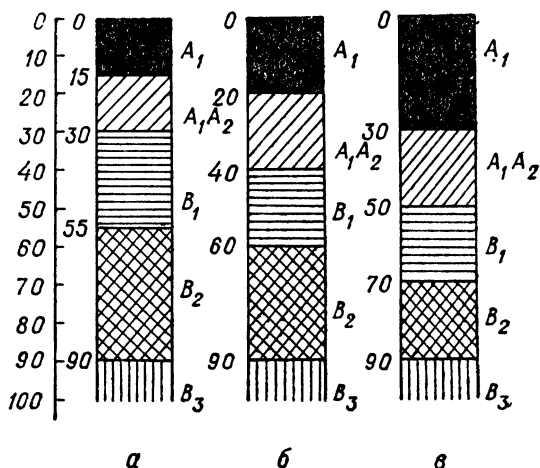


Рис. 17.1. Схема строения серых лесных почв (по Н. П. Ремезову, 1952):

а — светло-серая лесная; б — серая лесная; в — темно-серая лесная.

гумусового горизонта, ореховатая структура горизонта В и наличие присыпки SiO_2 .

В светло-серых почвах в большей степени заметны признаки, являющиеся следствием подзолообразовательного процесса: светлая окраска профиля, большая мощность подзолистого горизонта, значительные количества кремнеземистой присыпки, меньшая выветренность структуры в гумусовом горизонте и др.

Темно-серые лесные почвы наиболее распространены в южной части лесостепи, по морфологическим признакам и свойствам они близки к оподзоленным черноземам, но отличаются более темной окраской горизонта A_1 и почти полным отсутствием оподзоленного горизонта A_1A_2 . В то же время у них ясно выделяется иллювиальный горизонт с ореховатой, а книзу призматической структурой и хорошо заметной кремнеземистой присыпкой.

17.2.3. Состав и свойства серых лесных почв

Механический состав серых лесных почв различный, однако преобладает пылевато-суглинистый и глинистый. По профилю с глубиной четко прослеживается обогащение илистой фракцией. Это связано с оподзоливанием, а также элювиальным процессом и в наибольшей мере проявляется в светло-серых и в наименьшей — в темно-серых лесных почвах. Неоднородность механического состава по профилю оказывает влияние на водно-физические и агромелиоративные свойства серых лесных почв.

Физические и водные свойства. Плотность твердой фазы и объемная масса книзу увеличиваются, а общая пористость уменьшается от 55...65% в пахотном горизонте A до 40...45% в иллювиальном.

Структура серых лесных почв слабоводопрочная, они подвержены водной эрозии, а также заплывают после дождей или обильного орошения. При этом образуется поверхностная корка, которая затрудняет поступление в пахотный слой воды и воздуха, но способствует интенсивному испарению влаги. Это относится в первую очередь к подтипам светло-серых лесных почв.

Тип водного режима — периодически промывной. Самое глубокое промачивание почвы наблюдается весной, в период снеготаяния, наименьшее — в летний период. Влагоемкость серых лесных почв в верхнем, пахотном слое достаточно высокая и уменьшается вниз по профилю в соответствии с порозностью.

При естественном увлажнении (без орошения) почвы большую часть вегетационного периода недонасыщены влагой, и только весной и после обильных ливней увлажнение достигает полевой влагоемкости. Максимальная гигроскопичность с глубиной увеличивается и достигает наибольших значений в иллювиальном, обогащенном илом горизонте. Соответственно по профилю увеличивается «мертвый» запас влаги и понижается водоотдача.

Агрохимические показатели. Содержание гумуса в горизонте A_1 возрастает от светло-серых к темно-серым почвам и колеблется в

пределах от 1,5...2 до 6% и более. Количество гумуса определяет содержание валового азота. Оно сравнительно велико и колеблется в пределах 0,1...0,2%. Содержание калия в серых лесных почвах недостаточное, а валового фосфора и его подвижных форм несколько больше, чем других элементов питания.

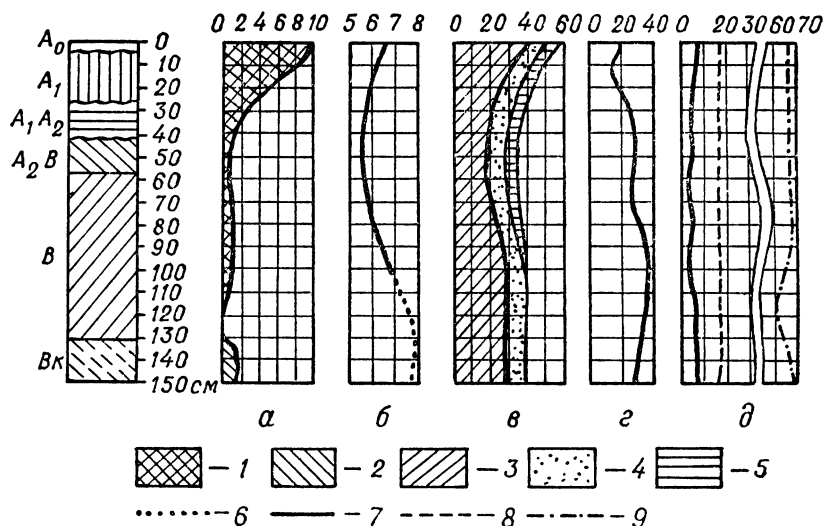


Рис. 17.2. Химическая характеристика темно-серой лесной почвы (по И. П. Герасимову и М. И. Глазговской, 1960):

a —1 — гумус, %, 2 — CO_2 (карбонатов), %; б — pH водный (6 — щелочная реакция, 7 — кислая); в — поглощенные катионы (3 — Ca, 4 — Mg, 5 — H) мг-экв на 100 г почвы; г — 7 — ил, %; д — валовые (7 — Fe_2O_3 , 8 — Al_2O_3 , 9 — SiO_2), %.

Реакция серых лесных почв слабокислая (pH 5,5—6,5), кислотность повышается от темно-серых к светло-серым подтипам. Они характеризуются небольшой емкостью поглощения и высокой степенью насыщенности основаниями. В составе поглощенных катионов преобладают Ca и Mg (рис. 17.2).

17.3. Мелиорация, окультуривание и сельскохозяйственное использование серых лесных почв

Естественное плодородие серых лесных почв значительно выше дерново-подзолистых и ниже черноземов. Они отличаются высокой распаханностью, и их территория распространения в УССР и РСФСР — зона интенсивного земледелия. На серых лесных почвах выращивают пшеницу, рожь, ячмень, горох, сахарную свеклу, картофель, кормовые культуры, многолетние травы, овощные и другие культуры. Лесостепь Украины является зоной интенсивного садоводства.

К числу мероприятий, направленных на повышение сельскохозяйственной продуктивности серых лесных почв, относят следующие:

внесение органических и минеральных удобрений на всех разностях, но в первую очередь на светло-серых почвах легкого механического состава;

известкование, для чего можно использовать дефекационную грязь сахарных заводов, молотый известняк, мергель, а также обычный карбонатный лесс. Способ применения карбонатного лесса для известкования предложен и разработан проф. М. М. Годлиным. Наряду с высокоэффективным действием этот способ выгоден экономически в связи с близостью сырья от известкуемых площадей;

обработка (по системе) с учетом конкретных почвенных условий рельефа и других факторов, а именно: с одной стороны, углубление пахотного слоя для улучшения водно-воздушного, пищевого и теплового режимов почвы, с другой — применение поверхностной безотвальной обработки почвы как важного противоэрозионного мероприятия, обеспечивающего также экономию средств и энергии;

применение для борьбы с водной эрозией почвозащитных севооборотов с многолетними травами, вспашка поперек склонов, террасирование склонов, посадка лесо- и садополос и др.;

снегозадержание, задержание талых вод, обваловывание территорий, строительство прудов и водоемов в верховьях балок, оврагов и в естественных ложбинах, специальная обработка почвы, направленная на сохранение влаги, регулирование стока, наконец, орошение, как разовое, временное мероприятие или с использованием стационарных оросительных систем. Это обусловлено тем, что серые лесные почвы находятся в зоне недостаточного увлажнения и испытывают периодический недостаток увлажнения, особенно в летний период.

Глава 18. ПОЧВЫ СТЕПНОЙ ЗОНЫ

Основные почвы зоны — черноземы. Они обладают самым высоким плодородием, имеют огромное народнохозяйственное значение. Наиболее полное и глубокое изучение происхождения, распространения и основных свойств черноземных почв было проведено В. В. Докучаевым и описано им в работе «Русский чернозем» (1885).

Черноземные почвы расположены в степной и лесостепной зонах и простираются широкой сплошной полосой от Молдавии до р. Обь и далее отдельными массивами до верхнего бассейна р. Амур. Северная граница черноземов проходит примерно по линии Житомир — Киев — Чернигов — Орел — Тула — Горький — Казань — Свердловск, а южная — вблизи берегов Черного и Азовского морей до Дона, вдоль Кавказского хребта, Камышина, Са-

ратова, Оренбурга — Семипалатинска. Общая площадь черноземных почв в СССР составляет 190 млн. га, т. е. 8,6% всей территории Советского Союза и 48,4% мировой площади черноземов.

18.1. Природные условия зоны

Климат такой огромной территории неоднородный. Северная и западная части черноземной зоны влажнее южной и восточной. Годовое количество осадков составляет 500...600 мм и более — на западе Украины, 450...350 мм — в Поволжье и 350...300 мм — в Сибири. В южной части зоны осадков значительно меньше. Большая часть осадков выпадает летом. Тип водного режима на разных территориях от непромывного до выпотного. С продвижением на восток возрастает континентальность климата, зимняя температура снижается, а лето остается жарким. Амплитуда колебаний температуры на протяжении года на западе зоны составляет около 25°C, а на востоке 40°C, поэтому морозных дней в Сибири в два раза больше, чем на Украине.

Рельеф равнинный в степной зоне и слабоволнистый в лесостепной. Из форм мезо- и микрорельефа в лесостепи преобладает овражно-балочная сеть, наиболее развитая в Волыно-Подольской, Приднепровской возвышенностях, Заволжье и других местах.

Почвообразующие породы — в основном лесс и лессовидные отложения эолового, делювиального и аллювиального происхождения, суглинистого и глинистого механического состава. Характерной особенностью этих пород является податливость водной эрозии, чем объясняется развитие оврагов и смыв почвы на склонах. Лесс и лессовидные отложения содержат большие количества карбонатов кальция и магния.

Растительный и животный мир. В настоящее время черноземные почвы распаханы и естественная растительность сохранилась в балках и в заповедных территориях. Образовались черноземы под травянистой растительностью степной формации, характеризующейся большим количеством корневых остатков и надземной массы, представляющих собой основной материал для образования гумуса. С севера на юг по мере усиления засушливости климата увеличивается содержание в травостое ксерофитных видов. В лесостепной зоне лесные массивы чередовались с луговыми степями. В степной зоне луговые степи переходили в разнотравно-ковыльные, которые, в свою очередь, в южной части зоны сменялись типчаково-ковыльными ассоциациями.

Следует отметить важную роль в образовании черноземов мезофауны (дождевые черви и др.) и животных землероев. Положительная роль животных заключается в размельчении органических остатков и перемешивании их с минеральной частью почвы, изменении химического состава почвы и улучшении ее структуры, водных и физических свойств.

Грунтовые воды из-за хорошей дренированности местности находятся на значительной глубине. В лесостепной зоне количество

осадков сравнительно выше, а испаряемость ниже, чем в степи. Поэтому в лесостепи коэффициент увлажнения близок к единице, а тип водного режима — периодически промывной. С продвижением на юг и восток количество осадков уменьшается, испаряемость увеличивается, сквозное промывание почв отсутствует, тип водного режима — непромывной.

Черноземы степной зоны имеют достаточный запас влаги, как правило, лишь в первую половину лета. В середине лета наступает почвенная засуха, которая сочетается с засушливой погодой, нередко сопровождаемой суховеями и пыльными бурями. Следовательно, эта зона требует оросительных мелиораций.

Чередование весеннего промачивания и летне-осеннего иссушения почвы оказывает влияние на мощность гумусового горизонта и процесс соленакопления. На определенной глубине в результате интенсивного испарения воды повышается концентрация почвенного раствора, карбонаты выпадают в осадок и образуют горизонт «белоглазки».

На характер увлажнения черноземов в значительной мере влияет рельеф местности. Повышенные участки сильно дренированы, уровень грунтовых вод на них низкий, а поверхностный сток и испарение — высокие. На замкнутых понижениях происходит скопление поверхностных вод, промачивание до уровня грунтовых и, возможно, выщелачивание почвы. По-другому складывается водный режим в долинах балок и нижних частях склонов, т. е. на открытых незамкнутых понижениях. Здесь периоды сквозного промачивания почвы чередуются с подпором грунтовых вод и даже кратковременным скоплением поверхностных.

18.2. Генезис черноземных почв

Сущность почвообразовательного процесса в черноземах установлена еще В. В. Докучаевым.

Почвообразовательный процесс в черноземах протекает под покровом травянистой лугово-степной растительности в условиях непромывного или периодически промывного (в северной части зоны) водного режима. Наиболее характерные черты этого процесса: накопление гумуса в значительной толще профиля с преобладанием в его составе гуминовых кислот и гуматов кальция; накопление элементов питания растений; преобладание аэробных условий для микробиологических процессов над анаэробными при недостаточном увлажнении почвы; образование карбонатного иллювиального горизонта; выветривание полевых шпатов и превращение их во вторичные глинные минералы; оструктурирование профиля с образованием прочной зернистой и мелкокомковатой структуры.

18.3. Классификация черноземов

Черноземные почвы, занимающие обширные территории с различными климатическими условиями, растительностью, почвообразующими породами, неоднородны по своему составу и свойствам. Они отличаются мощностью гумусированной части профиля, содержанием и качественным составом гумуса, механическим составом, структурой, карбонатностью, степенью смывости и другими показателями. На основании генетических особенностей в современной классификации тип черноземных почв подразделяется на следующие подтипы, занимающие определенное географическое положение: черноземы оподзоленные, выщелоченные, типичные, обыкновенные, южные (рис. 18.1).

Внутри подтипов выделяют роды черноземных почв, из которых наиболее распространены следующие: 1) обычные — признаки и свойства совпадают с таковыми подтипа; 2) глубоковскипающие — имеется разрыв между гумусовым горизонтом профиля и карбонатным слоем; 3) бескарбонатные — встречаются в оподзоленных, щелочных и типичных черноземах; 4) карбонатные — вскипают по всему профилю, выделяются во всех подтипах за исключением оподзоленных и выщелоченных; 5) солонцеватые — имеют солонцовый горизонт, выделяются среди обыкновенных и южных подтипов; 6) осолоделые — имеется белесая присыпка и другие признаки осолодения, встречаются среди типичных, обыкновенных и южных черноземов. Кроме перечисленных основных родов черноземных почв, внутри отдельных подтипов выделяют еще такие роды: остаточно-карбонатные, глубинно-глееватые, слитые, щельные, слабодифференцированные, неполноразвитые и др.

Роды черноземов делят на виды: по мощности гумусового слоя — сверхмощные (>120 см), мощные (120...80 см), среднемощные (80...40 см), маломощные (40...25 см), маломощные укороченные (менее 25 см). Такая градация принята для черноземов европейской части СССР. В сибирских черноземах гумусовый горизонт менее развит и там принято несколько иное деление, а именно: к мощным относятся черноземы, имеющие гумусовые горизонты > 50 см, к среднемощным — 50...30 см и маломощным — менее 30 см.

По содержанию гумуса различают виды: тучные (более 9%), среднегумусные (9...6%), малогумусные (6...4%) и слабогумусированные (менее 4%) черноземы.

По выраженности процессов выщелачивания, оподзоливания и солонцевания внутри соответствующих родов выделяют соответственно: слабо-, средне-, сильно- выщелоченные, оподзоленные, солонцеватые.

Морфологические признаки рассмотрим на примере типичных черноземов, при образовании которых максимально выражены процесс образования черноземов, а также свойства, присущие всем подтипам черноземных почв. Рассмотрим почвенный профиль, заложенный в Карловском районе Полтавской области К. И. Божко:

А — 0...46 см, темно-серый, гумусовый, до 20 см глубины — пахотный комковато-зернистый, с глубины 20 см — зернистый. Имеются ходы дождевых червей;

В — 46...90 см, также темно-серый с палевым оттенком (в нижней части), крупичато-комковатый, на глубине 52 см — отложения

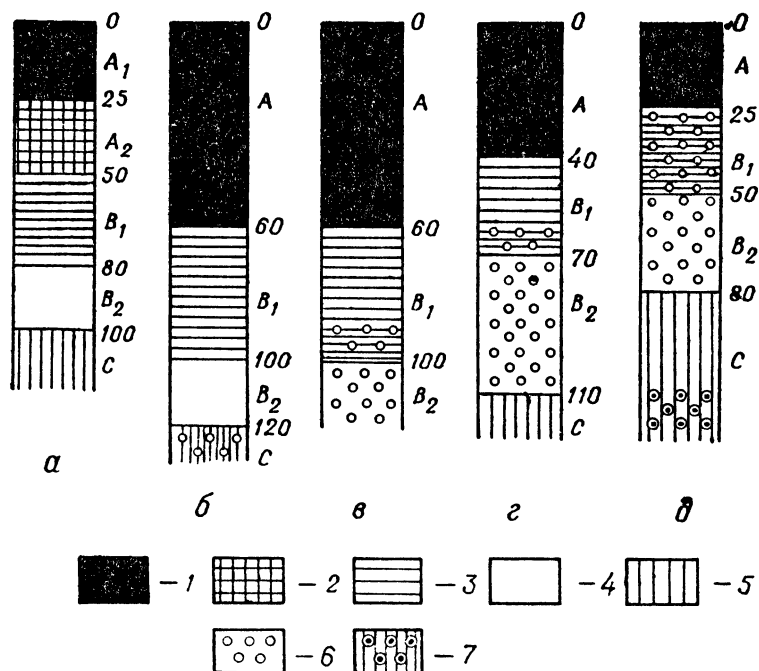


Рис. 18.1. Схема строения подтипов черноземов (по Н. П. Ремезову, 1952):

а — оподзоленный; *б* — выщелоченный; *в* — типичный; *г* — обыкновенный; *д* — южный. Почвенные горизонты: 1 — перегнойно-аккумулятивный; 2 — нижняя часть перегнойно-аккумулятивного с присыпкой SiO₂; 3 — переходный; 4 — нижняя часть переходного горизонта; 5 — начало материнской породы; 6 — выцветы CaCO₃; 7 — выцветы CaSO₄.

углесолей в форме карбонатной «плесени». Вскипание от кислоты на глубине 46 см;

С — 90...130 см, грязновато-палевый карбонатный лесс, сильно изрытый землероями, крупичато-глыбистый. Много углесолей в форме «плесени» и тонких «жилок»;

С — 130...200 см, палевый тяжелосуглинистый карбонатный лесс с редкими кротовинами.

Для профиля типичных (мощных) черноземов характерно глубокое проникновение гумусовых веществ (до 120 см и более), наличие углесолей кальция и магния в форме карбонатной «плесени» на глубине 50...100 см и большое количество кротовин.

Приведем основные морфологические особенности других подтипов черноземов, отличающие их от типичных.

Черноземы оподзоленные характеризуются наличием кремнеземистой присыпки в горизонте *AB* и иллювиальном горизонте *B*. В выщелоченных черноземах нет морфологических признаков оподзоленности, но горизонт *B* выщелочен от карбонатов.

Обыкновенные и южные черноземы отличаются выделением карбонатов в форме белоглазки в горизонте *B*. Кроме того, южные черноземы имеют укороченный гумусовый профиль и высокое положение линии вскипания.

18.4. Состав, свойства, режимы черноземных почв

Механический состав черноземов определяется особенностями материнских пород. Здесь преобладают глинистые и тяжелосуглинистые разновидности с высоким содержанием илистой фракции. Механический состав черноземов, в первую очередь типичных, однороден по профилю, что свидетельствует об устойчивом закреплении коллоидов, их малом передвижении по профилю и неподверженности разрушению.

Глинистые частицы наиболее богаты гумусом, с увеличением их содержания в почве увеличивается сумма поглощенных оснований. Благоприятным механическим составом, высоким содержанием гумуса и степенью насыщенности основаниями обуславливается хорошее агрегатное и структурное состояние, а также водопрочность агрегатов, что является одной из главнейших положительных характеристик черноземов. Зернистая и комковато-зернистая структуры черноземов обеспечивают их рыхлое сложение, хорошую водопроницаемость и высокую влагоемкость.

Плотность твердой фазы ($2,4...2,6$ г/см³) и объемная масса ($1,1...1,3$ г/см³) черноземов сравнительно невысокие. Первая обусловлена высокой гумусированностью, а вторая — хорошей структурностью профиля. Пористость высокая, она составляет 40...60% и постепенно уменьшается с глубиной (табл. 18.1).

Высокая пористость и водопрочная структура обеспечивают возможность оптимального увлажнения почвы. Дождевая и поливная вода легко поглощается, проникает на значительную глубину (2...3 м), хорошо удерживается капиллярами и экономно расходуется.

Содержание гумуса в разных подтипах черноземов колеблется в значительных пределах (от 4...6% в оподзоленных и южных до 10...12% и более в типичных черноземах), однако во всех подтипах в составе гумуса преобладают гуминовые кислоты и гуматы Са и Mg (табл. 18.2), (рис. 18.2).

В соответствии с высоким содержанием гумуса находится количество азота (0,2...0,5%), а также других элементов питания, высокая емкость поглощения (40...60 мг-экв на 100 г почвы) и насыщенность поглощающего комплекса основаниями Са и Mg (90% и более). В профилях черноземов отсутствуют горизонты накопления кремнекислоты и не наблюдается перемещения полутвердых окислов.

**18.1. Физические и водно-физические свойства черноземов
Средне-Русской провинции (данные А. В. Францессона и В. М. Клычкикова)**

Почва		Горизонт и глубина взят- ия образца, см	Плот- ность, г/см ³	Плот- ность твердой фазы, г/см ³	Общая порис- тость, %	Макси- маль- ная гигро- скопич- ность	Влаж- ность завяда- ния	Поле- вая влаж- ность
						% массы почвы		
Чернозем глинистый, обл.	типичный Тамбовская	A _п 0—10	1,21	2,58	53,1	11,6	17,4	38,4
		A _п 10—21	1,30	2,57	49,4	11,6	17,4	38,9
		A 21—45	1,16	2,62	55,7	12,1	18,1	33,4
		B ₁ 45—58	1,14	2,63	56,7	11,9	17,9	30,8
		B ₁ 58—72	1,21	2,69	55,0	10,8	16,3	29,1
		BC _к 72—113	1,23	2,71	54,6	10,0	15,0	28,3
		C _к 113—150	1,52	2,72	44,1	9,4	14,1	24,3
	C _к 150—180	1,45	2,72	46,7	9,6	14,9	24,1	
Чернозем обыкновен- ный глинистый, Воронеж- ская обл.	обыкновен- ный глинистый, Воронеж- ская обл.	A ₁ 0—20	0,94	2,55	63,1	11,3	17,0	43,1
		A 20—40	1,12	2,60	52,9	12,7	19,1	38,2
		B ₁ 40—60	1,28	2,66	51,9	12,0	18,0	34,4
		B _к 60—85	1,33	2,71	50,9	10,8	16,1	29,4
		BC _к 85—105	1,57	2,72	42,3	10,1	15,2	25,3
		C _к 105—150	1,62	2,73	40,7	10,1	15,2	23,4

Реакция черноземов в большинстве случаев близка к нейтральной (рН 6,5—7,0) в верхней части профиля и слабощелочная в глубоких горизонтах (рН 7,0—8,0). Гидролитическая кислотность незначительная и составляет 0,5...2,5 мг-экв/100 г почвы.

Водный режим. Изучением водного режима черноземов в разное время занимались А. А. Измайльский, Г. Н. Высоц-

**18.2. Основные признаки подтипов черноземов
европейской части СССР**

Подтип чернозема	Содержание гумуса в горизонте А, %	Мощность горизонта А + В, см	Содержание гумуса в горизонте А + В, т/га	Запасы азота в почве, т/га
Оподзолен- ный	6—7	60—70	500	25,0
Выщелочен- ный	7—8	80	549	26,5
Типичный	10—11	110—120	687,5	34,37
Обыкновен- ный	6—8	70	426	24,0
Южный	5—6	55	312	—

кий, П. А. Костычев, А. А. Роде, С. И. Долгов и другие исследователи. Тип водного режима колеблется от периодически промывного — в лесостепной зоне до непромывного — в степной. В черноземах степей ниже слоя промачивания находится «мертвый» горизонт. В оподзоленных и выщелоченных черноземных почвах лесостепи такой горизонт, как правило, отсутствует, однако боль-

шую часть вегетационного периода черноземы недонасыщены влагой. Следует отметить сравнительно высокую гигроскопичность и влажность завядания, обусловленные тяжелым механическим составом, а также значительным содержанием гумуса. Влажность

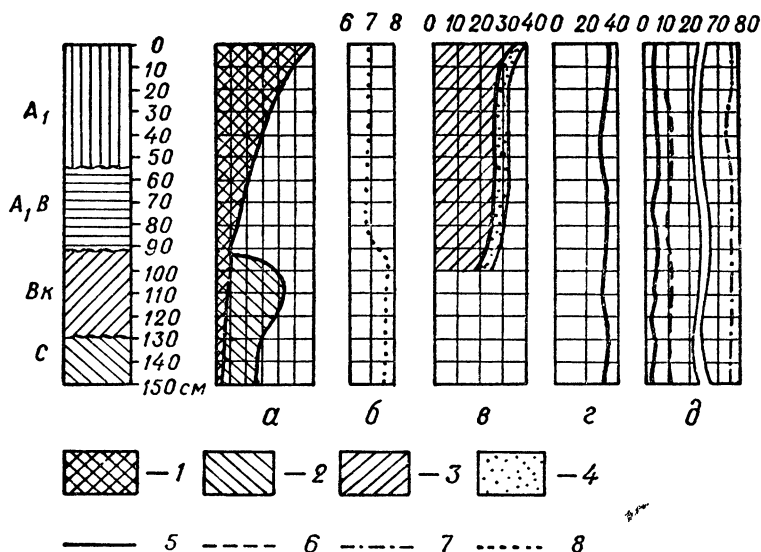


Рис. 18.2. Химическая характеристика чернозема (по И. П. Герасимову и М. А. Глазовской, 1960):

а — 1 — гумус, %, 2 — CO₂ (карбонатов), %; *б* — pH водный (8 — щелочная реакция); *в* — поглощенные катионы (3 — Ca, 4 — Mg), мг-экв на 100 г почвы; *г* — 5 — ил, %; *д* — валовые (5 — Fe₂O₃, 6 — Al₂O₃, 7 — SiO₂), %.

завядания растений составляет в черноземах до 20% и более, что уменьшает содержание продуктивной влаги.

Высокая пористость и прочная структура черноземов обеспечивают хорошую аэрацию и благоприятный воздушный режим почвы.

Питательный режим черноземов зависит от валового содержания элементов питания, а также от условий увлажнения и температуры, способствующих или препятствующих протеканию биохимических процессов. В свою очередь, эти условия оптимизируются агротехническими и мелиоративными мероприятиями. Черноземы богаты микрофлорой, количество микроорганизмов при оптимальных температурных условиях и достаточном увлажнении составляет несколько миллиардов в 1 г почвы. Они мобилизуют питательные вещества и переводят их в доступные для растений формы.

Температурный режим черноземов в целом благоприятный для возделывания большинства сельскохозяйственных культур, особенно в европейской части СССР. Определенную роль в улучшении температурного режима играют темная окраска черноземов, а также растительный покров и оросительные мелиорации.

18.5. Мелиорация, сохранение и повышение плодородия при сельскохозяйственном использовании черноземных почв

Черноземы — почвы самого высокого потенциального плодородия, на них выращивают широкий набор сельскохозяйственных культур: пшеницу, ячмень, кукурузу, гречиху, горох, сахарную свеклу, картофель, подсолнечник, кормовые и овощные культуры. В южных районах на черноземах, главным образом орошаемых, можно собирать два урожая: основной и пожнивной культуры.

Однако черноземы имеют и отрицательные свойства. Основные площади их расположены в зонах неустойчивого и недостаточного увлажнения и подвержены периодически засухам и суховеям. Вследствие высокой распаханности они подвергаются также водной, а в степных районах — ветровой эрозии. Интенсивное использование черноземов сопровождается выносом из почвы питательных элементов, некоторым уменьшением гумуса и ухудшением водно-физических свойств, появлением слитости (В. А. Ковда, А. М. Гринченко, Г. Я. Чесняк, О. А. Чесняк).

По хозяйственной значимости, генетическим особенностям, природным условиям и географическому распространению все черноземы можно разделить на две группы: 1) оподзоленные, выщелоченные и типичные; 2) обыкновенные и южные.

Первая группа находится в несколько лучших, чем вторая, условиях увлажнения.

Для всех черноземов основные мероприятия сохранения и повышения плодородия следующие:

оптимизация водного режима путем: а) строительства крупных оросительных систем; б) использования для орошения вод местного стока; в) лесонасаждений, снегозадержания, паровой обработки и других мероприятий по накоплению и сохранению влаги;

улучшение питательного режима и сохранение запасов гумуса. Это достигается правильной системой удобрений, сочетающей внесение навоза и минеральных удобрений, в первую очередь фосфорных;

сохранение и восстановление структуры.

Борьба с водной и ветровой эрозией с помощью правильной организации территории, севооборотов, лесонасаждений и правильной системы обработки. Как показывает опыт последних лет, здесь следует шире применять безотвальную и плоскорезную обработку почв.

Глава 19. ПОЧВЫ ЗОНЫ СУХИХ СТЕПЕЙ

19.1. Границы и площадь зоны

Зона сухих и полупустынных степей, расположенная в области недостаточного увлажнения почв и интенсивного испарения влаги с их поверхности, тянется узкой полосой от р. Дунай по побережью Черного и Азовского морей, захватывая степную часть Крымского полуострова, значительно расширяясь в междуречье рек Волги и Урала и затем переходя в Западную Сибирь. Северная ее граница совпадает с южной границей черноземно-степной зоны, а южная — проходит по линии северная часть Каспийского моря — Аральское море — озеро Балхаш.

В пределах Восточной Сибири зона сухих степей имеет островное распространение и представлена Минусинскими и Приаргунскими степями.

Общая площадь зоны около 107 млн. га, или 4,8% всей территории СССР.

19.2. Природные условия зоны

Климат зоны континентальный, жаркий и засушливый. В течение года осадков выпадает мало: на севере — 350...400 мм, в центральной части — 320...350 мм, на юге — 250...300 мм, причем большая их часть приходится на осенне-зимне-весенний периоды. Среднегодовая температура воздуха колеблется от +9°C на западе до +2...3°C на востоке зоны.

Продолжительность периода с температурой выше +5°C соответственно 215...225 и 150...160 дней. В летнее время часто дуют суховеи, сильно иссушающие почву.

Рельеф зоны неоднородный. Юг Украины и степная часть Крыма характеризуются равнинным рельефом с хорошо выраженными понижениями — подами. Восточнее выделяются возвышенные водораздельные плато, расчлененные оврагами и балками. Между Волгой и Уралом располагается обширная Прикаспийская низменность.

В пределах Казахского мелкосопочника и в южном Забайкалье рельеф волнистый, с сопками и увалами. Характерная особенность зоны — хорошая выраженность микрорельефа, представленного небольшими по площади, глубиной 10...40 см, блюдцеобразными западинками, чередующимися с плоскими участками и бугорками. С микрорельефом связана комплексность почвенного покрова.

Почвообразующие породы в зоне разнообразны и представлены на большей части территории южнорусскими лессами и лессовидными суглинками различного механического состава. На Приволжской возвышенности наряду с четвертичными лессовидными суглинками встречаются отложения мелового и третичного периодов. В Заволжье широко распространены сырцовые глины и суглинки, в Прикаспийской низменности — отложения арало-кас-

пийской трансгрессии, в восточных районах — различные элювиально-делювиальные породы.

Характерная особенность почвообразующих пород зоны — их высокая карбонатность, а часто и засоленность.

Грунтовые воды повсеместно залегают глубоко и на развитие почвообразовательного процесса влияния не оказывают.

Растительность зоны отличается неоднородностью, большой комплексностью и изреженностью. Проективное покрытие не превышает 50...70%. В северной части зоны растительность представлена типчаково-ковыльными степями с небольшой долей разнотравья, в средней и южной преобладают низкорослые полынно-типчаково-ковыльные и полынно-типчаковые ассоциации с участием ксерофитных растений.

Количество корневой массы, ежегодно поступающей в почву, невелико и составляет всего 3...6 т/га.

19.3. Особенности почвообразовательного процесса

В зоне сухих степей зональные почвы — каштановые.

Они, как и черноземы, развиваются под влиянием дернового почвообразовательного процесса. Однако засушливость климата, разреженность растительного покрова и, как следствие этого, меньшее поступление в почву растительных остатков и менее благоприятные условия их гумификации обуславливают ослабленное развитие здесь дернового процесса по сравнению с черноземной зоной.

Образование гумуса идет замедленным темпом, так как в засушливый период микробиологическая деятельность значительно затухает, и гумификация растительных остатков приостанавливается.

В периоды увлажнения почвы гумус активно минерализуется микроорганизмами, поэтому большого количества его в каштановых почвах не накапливается.

При увлажнении почвенного профиля атмосферными осадками происходит выщелачивание легкорастворимых соединений до глубины промачивания и накопление их на той или иной глубине. Одновременно формируется гипсоносный горизонт.

Кроме вымывания легкорастворимых солей и гипса происходит постепенное выщелачивание из верхней части профиля карбонатов кальция и образование иллювиального карбонатного горизонта. В результате перераспределения водорастворимых соединений почвенный профиль расчленяется на соленосные горизонты.

Каштановые почвы обычно встречаются в комплексе с солонцами, что большинство исследователей связывают с микрорельефом местности.

19.4. Строение почвенного профиля

Целинные каштановые почвы характеризуются следующими общими морфологическими чертами:

A_0 — слабовыраженная дернина;

A_1 — гумусовый горизонт, мощность 15...25 см, темно-каштанового, каштанового или светло-каштанового цвета, комковато-пылеватой или пылевато-пороховато-комковатой структуры;

B_1 — гумусовый переходный горизонт, мощность 25...35 см, темно-коричневой или серовато-бурой окраски, крупнокомковатой, а в солонцеватых разностях комковато-призмовидной или призмовидно-ореховатой структуры, уплотненной с буровато-коричневой лакировкой на гранях структурных отдельностей;

B_2 — нижний переходный горизонт, мощность 30...50 см, неоднородный, по окраске — коричневатопалевый с темновато-бурыми полосами гумусовых затеков, крупнокомковатой или комковато-призмовидной структуры, уплотненный;

B_k — иллювиальный карбонатный горизонт, мощность 15...25 см, буровато-желтого цвета, призмовидной или призмовидно-ореховатой структуры, часто плотного сложения. Карбонаты выделяются в виде ярко-белых пятен «белоглазки», примазок или мицелия;

C — почвообразующая порода, представленная преимущественно палево-желтыми лессовидными суглинками менее плотного сложения, с резкими пятнами карбонатов, на глубине 100...150 см имеются вкрапления гипса и легкорастворимых солей в виде друз, прожилок, мицелия.

19.5. Состав и свойства каштановых почв

Механический состав каштановых почв однороден по профилю, в несолонцеватых разностях илистые частицы распределяются равномерно по всем генетическим горизонтам.

По валовому содержанию кремнезема и полуторных окислов каштановая почва похожа на чернозем и заметного перемещения в ней этих соединений не наблюдается, кроме солонцеватых разностей, где отмечается заметное увеличение полуторных окислов в горизонте B .

Более резкое перераспределение в ходе почвообразовательного процесса претерпевают карбонаты, максимальное скопление которых отмечается на глубине 50...60 см.

Каштановые почвы содержат 0,15...0,3% азота, 0,15...0,25% фосфора и 0,5...2,0% калия. Количество гумуса составляет 2,0...5,0%, в составе гумуса гуминовые кислоты преобладают над фульвокислотами. С глубиной количество гумуса падает постепенно. Емкость поглощения в гумусовом горизонте колеблется от 15...20 до 35...40 мг-экв на 100 г почвы. В составе поглощенных оснований преобладают кальций и магний. Содержание поглощенного натрия в несолонцеватых почвах незначительное (рис. 19.1).

Реакция в верхней части профиля слабощелочная ($\text{pH } 7,2...7,3$), в средней и нижней — щелочная ($\text{pH} > 7,5$).

Непромывной водный режим приводит к аккумуляции на различной глубине карбонатов, гипса и легкорастворимых солей.

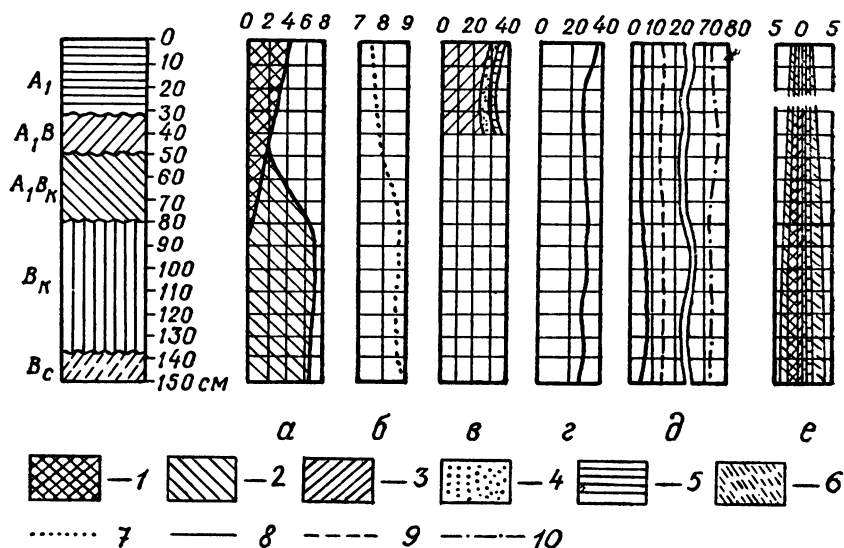


Рис. 19.1. Химическая характеристика темно-каштановой почвы (по И. П. Герасимову и М. А. Глазовской, 1960):

a — 1 — гумус, %; $a-2$ — CO_2 , %; b — pH водный (7 — щелочная реакция); c — поглощенные катионы (3 — Ca^{++} , 4 — Mg^{++} , 5 — Na^+) в мг-экв на 100 г почвы; d — ил, %; d — валовые (8 — Fe_2O_3 , 9 — Al_2O_3 , 10 — SiO_2 , %; e — водная вытяжка, анионы, катионы) 1 — SO_4^{--} , 2 — Cl^- , 3 — HCO_3^- , 4 — Ca^{++} , 5 — Mg^{++} , 6 — Na^+), мг-экв.

Каштановые несолонцеватые почвы содержат по всему профилю очень мало водорастворимых солей. Сухой остаток водной вытяжки в верхнем корнеобитаемом горизонте не превышает 0,1...0,2%. На глубине 50...60 см отчетливо выделяется карбонатный горизонт, на глубине 100...120 см — гипсовый.

Легкорастворимые соли аккумулируются на глубине 120...160 см.

Каштановые почвы характеризуются удовлетворительными физическими свойствами за исключением солонцеватых разностей с более плотным сложением профиля.

Наименьшая влагоемкость в верхних горизонтах составляет 22...36%. Почва в весенне-осенние периоды промачивается на незначительную глубину (до 1 м.). Ниже 2 м в каштановых почвах отмечается «мертвый» горизонт, где содержание влаги незначительно и постоянно в течение года. Каштановые почвы отличаются дефицитом влаги.

19.6. Классификация каштановых почв

Каштановые почвы подразделяют на три подтипа по содержанию гумуса, мощности гумусового горизонта и глубине вскипания.

Темно-каштановые почвы имеют гумусовый горизонт AB_1 в 35...50 см с содержанием гумуса 4...5% и вскипают обычно в горизонте В, т. е. на глубине 45...50 см. Гипс и легкорастворимые соли залегают на глубине около 2 м.

Каштановые почвы имеют меньшую мощность гумусового слоя — 30...40 см, а содержание гумуса снижается до 3...4%. Вскипание отмечается на глубине 40...45 см, скопление гипса — на глубине 150...170 см. Легкорастворимые соли находятся на глубине около 2 м.

Светло-каштановые почвы характеризуются наименьшим плодородием. Мощность горизонтов $A+B_1$ не превышает 25...35 см, а содержание гумуса 2...3%. Вскипание происходит в верхней части горизонта А, т. е. почти с поверхности. Гипс встречается на глубине 110...120 см.

Более высокое содержание солей в светло-каштановых почвах способствует развитию их солонцеватости. Почти все светло-каштановые почвы солонцеваты, поэтому отличаются неблагоприятными физическими и физико-химическими свойствами.

19.7. Мелиорация и сельскохозяйственное использование каштановых почв и мероприятия по повышению их плодородия

Использование каштановых почв для возделывания различных сельскохозяйственных культур ограничивается особенностями их водно-воздушного и температурного режимов. Возделывание требовательных к влаге растений здесь без орошения малоэффективно.

Успешное земледелие в этих условиях возможно только при дополнительном влагонакоплении на полях путем снегозадержания, полезащитного лесоразведения и особых приемов агротехники, включающих глубокую зяблевую вспашку, безотвальное рыхление, посев кулис из высокостебельных растений, создание постоянных снегозадерживающих полос из многолетних древесных и кустарниковых насаждений и орошения. Зона сухих степей — это область оросительных и обводнительных мелиораций. В условиях орошения передовые хозяйства получают высокие урожаи всех сельскохозяйственных культур.

В связи с вводом в действие Волго-Донского, Северо-Крымского, Большого Ставропольского и Саратовского каналов, канала Иртыш-Караганда, а также сооружений Каховской и Приволжской оросительных систем площадь орошаемых земель в зоне сухих степей с каждым годом увеличивается, поэтому необходимо особое внимание уделять отбору земель, пригодных под орошение, и уста-

новлению правильных норм полива для предотвращения возможности развития вторичного засоления.

Следует также учитывать вторичные изменения, происходящие в почвах в результате орошения, особенно при возделывании культуры затопляемого риса, вызывающей коренные изменения в направленности почвообразовательных процессов и характере гидро-геологической обстановки.

На темно-каштановых солонцеватых почвах юга Украины длительное затопление приводит к развитию элювиально-глеевого процесса, при котором ухудшаются окислительно-восстановительные условия, физические, физико-химические свойства почвы, ее пищевой режим, что приводит к появлению признаков деградированности почв и, следовательно, к снижению их эффективного плодородия и падению урожаев риса (Т. Н. Кириенко, 1981).

Понижение уровня грунтовых вод, регулирование режима орошения, глубокое рыхление почвы, внесение кислородосодержащих веществ позволяют оптимизировать почвенные процессы и сохранить плодородие почв.

В южной части зоны без полива можно использовать лугово-каштановые почвы подов и лиманов, обеспечивающиеся водой за счет поверхностного весеннего стока, а также светло-каштановые почвы легкого механического состава, характеризующиеся более благоприятными водно-физическими свойствами.

Однако последние обладают небольшим запасом питательных веществ и сильно подвержены процессам ветровой эрозии. При их освоении большое значение имеет внесение удобрений и проведение специального противоэрозионного комплекса, включающего введение почвозащитных севооборотов с полосным размещением культур, сохранение стерни на поверхности и специальные приемы обработки почвы.

На солонцеватых каштановых почвах и пятнах солонцов необходимо проводить гипсование, плантажную вспашку.

Все эти мероприятия повышают эффективное плодородие каштановых почв, на которых можно получить высокий урожай таких ценных культур, как пшеница, кукуруза, просо, подсолнечник, бахчевые и др.

Глава 20. ПОЧВЫ ПОЛУПУСТЫННЫЕ И ПУСТЫННЫЕ

20.1. Границы и площадь зоны

Почвы полупустынной (пустынно-степной) зоны распространены на северном побережье Каспийского и Аральского морей и в южной части Казахского мелкосопочника. Южнее, на обширной территории Средней Азии и Казахстана, располагаются почвы пустынной зоны. Общая площадь почв полупустынной и пустынной зон занимает 186 млн. га, что составляет 8,3% территории СССР.

20.2. Природные условия зоны

Климат полупустынной и пустынной зон жаркий, засушливый и континентальный. Если в зоне полупустынь количество осадков колеблется по годам в пределах 125...250 мм, в зоне пустынь снижается до 75...200 мм. Основная часть осадков выпадает в зимний и ранневесенний периоды. Испаряемость в четыре-шесть раз превышает количество осадков. Тип водного режима непромывной или выпотной. В южных районах почвы в отдельные годы нагреваются до 70°C. Среднегодовая температура воздуха в пустынно-степной зоне достигает 6...7, в пустынной — 15...20°C.

Рельеф характеризуется значительной неоднородностью. В пределах Прикаспийской низменности это слабоволнистая равнина с хорошо выраженными плоскими понижениями (лиманами), Подуральное плато и Тургайская возвышенность отличаются увалистым рельефом. В районе Казахского мелкосопочника отмечается чередование сопок с невысокими горными системами и долинами.

Пустынную зону по характеру рельефа делят на три района: 1) Туранская низменность; 2) плато Устюрт и Бет-Пак-Дала, представляющие собой равнину, расположенную западнее и восточнее Аральского моря и приподнятую на высоту 100...300 м; 3) предгорные равнины, расположенные в предгорьях Тянь-Шаня и Памиро-Алтая.

Почвообразующие породы в Прикаспийской низменности, в области Казахского мелкосопочника, в предгорьях Тянь-Шаня и Памиро-Алтая представлены главным образом лессами и лессовидными суглинками. В пределах Тургайской возвышенности — это плеватые, часто засоленные тяжелые суглинки, подстилаемые галечниковой толщей. В Туранской низменности распространены преимущественно древние и современные аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения. На плато Устюрт почвообразующие породы — маломощные щебнистые покровные суглинки и супеси, подстилаемые гипсоносными третичными известковыми и глинистыми отложениями. В пределах Бет-Пак-Дала пустынные почвы формируются на элювии и делювии морских палеогеновых и неогеновых осадков. Останцовые возвышенности в Кызылкумах сложены известняками, сланцами, мергелистыми глинами. Широко распространены древне-аллювиальные песчаные отложения и пески.

Грунтовые воды залегают глубоко и влияния на процессы почвообразования не оказывают.

Растительность характеризуется изреженностью, комплексностью и ксерофитностью. В полупустынной зоне почвы формируются главным образом под типчаково-полынными ассоциациями со значительной примесью эфемеров и эфемероидов.

В зоне пустынь преобладают кустарники и полукустарники с глубокой корневой системой. В травостое много эфемеров. Из кустарников наиболее распространены джужгун, или кандым, песчаная акация, черкезы, белый саксаул и др.

20.3. Особенности почвообразовательного процесса

Основной тип почв в зоне полупустынь — бурные пустынно-степные почвы. Их генетические особенности определяются специфичностью условий образования, в частности засушливостью климата и изреженностью растительного покрова. В этих условиях почвенный покров обладает тремя общими функциональными свойствами: очень слабой гумусированностью, бесструктурностью и солёностью. Опад зелёной части растений не превышает 4...5 ц/га. Основная масса опада поступает в виде корневых остатков.

Высокая температура и небольшое количество осадков обуславливают кратковременность процессов образования и разложения гумусовых веществ, что и объясняет малую гумусированность и небольшую мощность гумусовых горизонтов бурых пустынно-степных почв.

В анаэробных условиях происходит быстрая минерализация органических веществ, в результате которой в почве накапливается большое количество зольных элементов (около 200 кг на 1 га).

Накопление натриевых солей способствует развитию процессов осолонцевания почв вследствие внедрения натрия в поглощающий комплекс. Солонцеватость бурых пустынно-степных почв — их зональный признак.

В зоне пустынь основные типы почв — серо-бурые, такыры, такыровидные и пустынные песчаные.

Почвообразовательный процесс отличается прерывистостью и кратковременностью гумусирования. Растительные остатки за один сезон полностью минерализуются. В жаркий период биологические процессы в почве затухают.

Повышенная концентрация натрия приводит к увеличению щёлочности и развитию процессов осолонцевания.

Непромывной тип водного режима и слабое промачивание почвенной толщи способствует образованию карбонатности и солончаковости. Такыры встречаются на глинистых плоских понижениях пустыни и относятся к почвам гидроморфного ряда солончаково-солонцового типа почвообразования. В формировании такыров ведущая роль принадлежит процессам попеременного засоления и рассоления.

20.4. Строение почвенного профиля

Бурые пустынно-степные почвы имеют следующее строение профиля:

A — гумусово-элювиальный горизонт, мощность 10...15 см;

B₁ — гумусово-иллювиальный горизонт, мощность 20...25 см;

B_к — иллювиальный карбонатный горизонт, мощность 20...25 см;

На глубине 80...100 см горизонт скопления гипса (*C₂*), ниже которого залегает горизонт скопления легкорастворимых солей (*C_с*).

Генетическое строение серо-бурых пустынных почв характеризуется меньшей мощностью почвенного профиля. Гумусовый горизонт A_1 не превышает 5...7 см, сверху выделяется пористая корочка палево-серого цвета. Под ним залегает иллювиальный горизонт B , более темной окраски, уплотненный, призмовидно-комковатой структуры, иногда слабоожеженный и оглиненный.

Формирование уплотненного горизонта серо-бурых почв бурой окраски с красновато-железистым оттенком происходит в результате окисления, дегидратации и последующего закрепления на месте подвижных форм железа.

Для такыров характерны высокая карбонатность профиля и наличие на поверхности полигонально-трещиноватой корки, мощностью 2...3 см.

20.5. Состав и свойства почв

Механический состав бурых пустынно-степных почв преимущественно суглинистый, супесчаный и песчаный. Они отличаются скоплением илистых фракций в нижней части гумусового горизонта (B_1), что свидетельствует о развитии солонцового процесса (рис. 20.1). На это указывают и данные валового анализа, из ко-

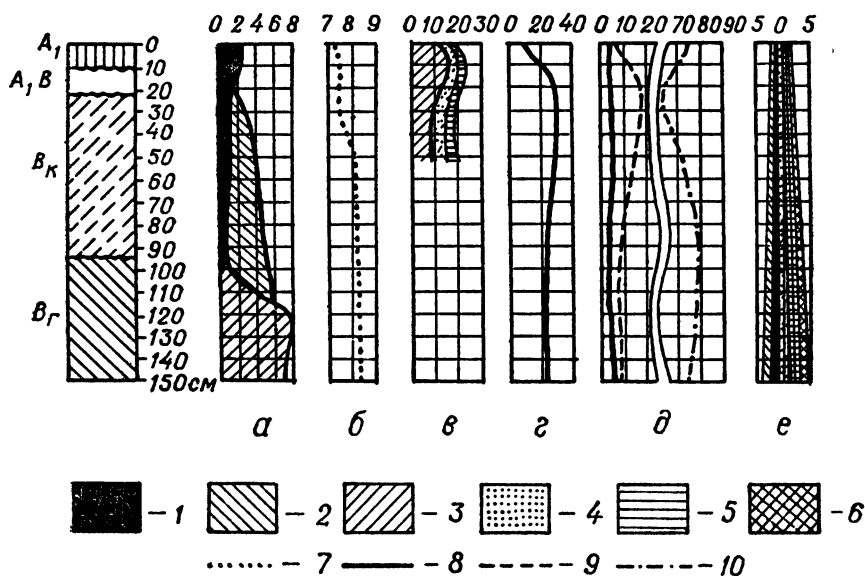


Рис. 20.1. Химическая характеристика бурой пустынно-степной почвы (по И. П. Герасимову и М. А. Глазовской, 1960):

a — 1 — гумус, %, 2 — CO_2 (карбонатов), %, 3 — SO_4 (гипса), %, 6 — pH водный (7 — щелочная реакция); b — поглощенные катионы (3 — Ca^{++} , 4 — Mg^{++} , 5 — Na^+), мг-экв на 100 г почвы; c — 8 — Al_2O_3 , 9 — SiO_2 , 10 — Na^+ ; d — водная вытяжка, анионы, катионы (1 — SO_4^{--} , 2 — Cl^- , 3 — HCO_3^- , 4 — Ca^{++} , 5 — Mg^{++} , 6 — Na^+), %.

торых видно, что окислы по почвенному профилю распределены неравномерно.

Содержание гумуса зависит от механического состава и колеблется в пределах 1,5...2,5%. Общие запасы гумуса в полуметровом слое варьируют от 30...40 до 70...100 т/га. Емкость поглощения на-

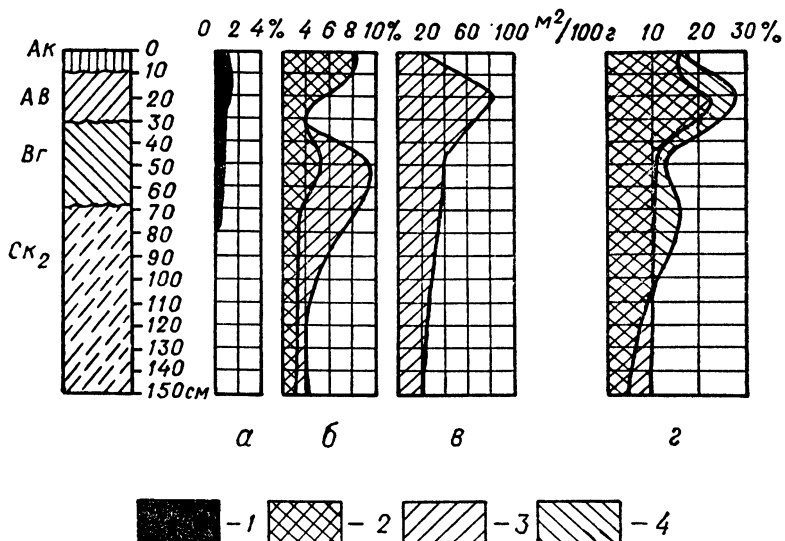


Рис. 20.2. Химическая характеристика серо-бурой почвы (по И. П. Герасимову и М. А. Глазовской, 1960):

а — 1 — гумус, %; *б* — 2 — CO_2 , 3 — гипс; *в* — 3 — подвижное железо по Кирсанову, $\text{м}^2/100 \text{ г}$; *г* — 4 — R_2O_3 валовые, %.

иболее низкая: в песчаных и супесчаных разностях — 3...10 мг-экв на 100 г почвы, в суглинистых — 15...25 мг-экв на 100 г почвы.

Реакция слабощелочная и щелочная (pH 7,5...8,5), в составе поглощенных катионов преобладают Ca, Mg, имеется небольшое количество натрия, содержание которого увеличивается в солонцовых разностях до 10...15% емкости поглощения.

Содержание водорастворимых солей в верхних горизонтах незначительное, а на глубине 120...130 см часто достигает 1,5...2%.

Бурые пустынно-степные почвы отличаются неблагоприятными свойствами: бесструктурностью, высокой плотностью иллювиальных горизонтов и низкой их водопроницаемостью.

Полевая влажность в летний период очень низкая и часто меньше максимальной гигроскопичности.

Серо-бурые почвы пустыни могут иметь различный механический состав — от песчаных до суглинистых. Опесчаненность верхнего горизонта и преобладание тонкопесчаной и крупнопылевой фракций — характерная особенность механического состава серо-бурых почв. В солонцеватых разностях отмечается увеличение илистых фракций в иллювиальном горизонте B (рис. 20.2).

Полуторные окислы по профилю распределяются равномерно. Серо-бурые почвы пустыни имеют низкое плодородие. Содержание гумуса не превышает 1%, азота 0,04...0,07%, фосфора 0,07...0,15%. В гумусовых кислотах над гуминовыми преобладают фульвокислоты. Емкость поглощения 5...10 мг-экв на 100 г почвы. В составе поглощенных оснований преобладают кальций и магний. В солонцеватых разностях встречается натрий. Реакция почв щелочная. Максимальное содержание карбонатов отмечается в верхних горизонтах, на глубине 30...40 см залегают легкорастворимые соли, среди которых больше всего содержится сульфатов кальция.

Серо-бурые пустынные почвы характеризуются слабой оструктуренностью и большой плотностью, в связи с чем их водопроницаемость довольно низкая. Они испытывают резкий дефицит влаги.

Такыры отличаются тяжелым механическим составом, слабой гумусированностью (0,3...0,8%), сильнощелочной реакцией (pH8—10), наличием большого содержания солей в подкорковом слое и неблагоприятными водно-физическими свойствами.

20.6. Классификация полупустынных и пустынных почв

Бурые пустынно-степные почвы подразделяют на три подтипа в зависимости от степени гумусированности и глубины залегания легкорастворимых солей: бурые пустынно-степные типичные, содержащие 1,5...2% гумуса и расположенные в основном в Прикаспийской низменности; бурые пустынно-степные светлые, содержащие 1...1,5% гумуса, распространены в Казахстане, и бурые пустынно-степные безгипсовые (центральноазиатские).

Серо-бурые почвы пустыни подразделяют на два подтипа: серо-бурые типичные карбонатные, которые формируются в западной части пустынной зоны Туранской низменности и на плато Устюрт, и серо-бурые мелкокарбонатные, распространенные на плато Бет-Пак-Дала и в Прибалхашье.

20.7. Мелиорация, сельскохозяйственное использование полупустынных и пустынных почв и мероприятия по повышению их плодородия

Небольшое количество осадков и низкое плодородие бурых пустынно-степных почв ограничивают использование их под посев сельскохозяйственных культур в условиях богарного земледелия, поэтому здесь преимущественно развито пастбищное животноводство и в первую очередь овцеводство.

При орошении и обводнении почв пустынно-степной зоны получают высокие урожаи многих ценных культур. Этому способствует большое количество тепла и солнечного света. Однако интенсивное испарение с поверхности может вызвать развитие вторичного засоления почв. Поэтому в этих условиях орошение наиболее эффективно на инженерных системах, где с помощью дренажа регулируется уровень грунтовых вод.

Для поддержания высокого плодородия орошаемых почв необходимо применение специальной системы агротехнических и агро-мелиоративных мероприятий, предусматривающей предотвращение вторичного засоления, осолонцевания почвы и проявления ветровой эрозии, сильно развитой в этой зоне.

При орошении очень эффективны азотные и фосфорные удобрения, внесение которых обеспечивает получение высоких урожаев сельскохозяйственных культур.

В зоне пустынь засушливость климата возрастает, а естественное плодородие почв снижается, поэтому освоение их возможно только при орошении и применении особой агротехники.

Без орошения пустынные почвы используются как пастбищные угодья, площадь которых вместе с пастбищами полупустынной зоны составляет около 50% всех пастбищных угодий нашей страны. На долю пахотных земель, включая залежи, сады и огороды, приходится всего лишь 0,4%.

Многолетний опыт показывает, что орошение и внесение органических и минеральных удобрений позволяет создать в этой зоне культурно-оазисные почвы, на которых можно возделывать хлопок, рис, кукурузу, овощи, бахчевые и плодовые культуры.

Особенно трудны в мелиоративном отношении такыры, характеризующиеся крайне неблагоприятными водными и воздушными свойствами, которые обусловлены их тяжелым механическим составом, высокой дисперсностью и наличием плотной корки.

Повысить плодородие такыров можно, применяя специальный комплекс агротехнических и агро-мелиоративных мероприятий, включающих глубокую (плантажную) вспашку с внесением гипса, промывку в осенне-зимний период, внесение органических и минеральных удобрений и посев в первые годы освоения солеустойчивых культур.

Глава 21. ЗАСОЛЕННЫЕ ПОЧВЫ

К группе засоленных почв, которые содержат в поверхностном или более глубоких горизонтах повышенное количество легкорастворимых солей, относятся солончаки, солонцы и солоди.

Образование засоленных почв обусловлено процессом накопления солей в грунтовых водах и породах и зависит от факторов, способствующих их аккумуляции в почвах.

Источниками солей, попадающих в грунтовые воды, породы и почвы, являющиеся их подземные залежи, соли — продукты выветривания, продукты физико-химических и биологических процессов, морские отложения.

На перераспределение солей по земной поверхности оказывает влияние рельеф, ветер, поверхностные и грунтовые воды.

Интенсивность перераспределения солей и накопления их в почвах зависит от климатических условий, фильтрационных свойств почв и почвообразующих пород и степени растворимости солей.

21.1. Распространение и площадь

Засоленные почвы не имеют строгой приуроченности к какой-либо определенной зоне, являясь интразональными, встречаются в различных почвенно-климатических зонах.

Больше всего эти почвы распространены в зоне сухих степей, полупустынь и пустынь. Довольно часто встречаются в черноземно-степной и лесостепной зонах (на Украине и в районах Западной Сибири). Отдельные пятна их имеются в лесолуговой зоне и тундре (рис. 21.1).

Общая площадь засоленных почв в СССР составляет около 52,3 млн. га, или 2,4% всех почв страны, а в комплексе с другими почвами — 120 млн. га, или 5,4%. На Украине засоленные почвы занимают площадь более 2 млн. га.

21.2. Солончаки и почвы различной степени засоления

Почвы, содержащие по всему профилю и особенно в верхнем почвенном горизонте избыточное количество водорастворимых солей, называют солончаками. В зависимости от химизма засоления содержание водорастворимых солей в солончаках колеблется от 0,6...0,7 до 2% и более. Почвы с меньшим содержанием солей по степени их засоленности делят на слабо-, средне- и сильнозасоленные. Степень засоления устанавливается по общему содержанию солей в водной вытяжке с учетом их химизма (табл. 21.1).

По глубине залегания солевого горизонта засоленные почвы классифицируются на солончаки и солончаковые почвы — глубина верхней границы солевого горизонта 0...30 см, высокосолончаковые — 30...50 см, глубокосолончаковые — 100...150 см, глубокозасоленные — 150...200 см.

Солончаки образуются главным образом при близком залегании минерализованных грунтовых вод в условиях выпотного водного режима. Они могут формироваться и на засоленных почвообразующих породах, например, на засоленных морских отложениях, в районах распространения засоленных озер и в приморских областях в результате переноса солей ветром. Некоторое значение в формировании засоленных почв и солончаков имеет растительность. Возникающие при минерализации растительных остатков соли в условиях аридного климата могут накапливаться в верхних слоях почвы.

Солончаки и засоленные почвы могут образовываться в результате вторичного засоления, т. е. ускоренного засоления почв в условиях орошения вследствие нарушения гидрологического режима, применения завышенных оросительных норм при плохой работе дренажа. Тогда происходит подъем минерализованных грунтовых вод к поверхности и выпадение легкорастворимых солей в верхних почвенных горизонтах.

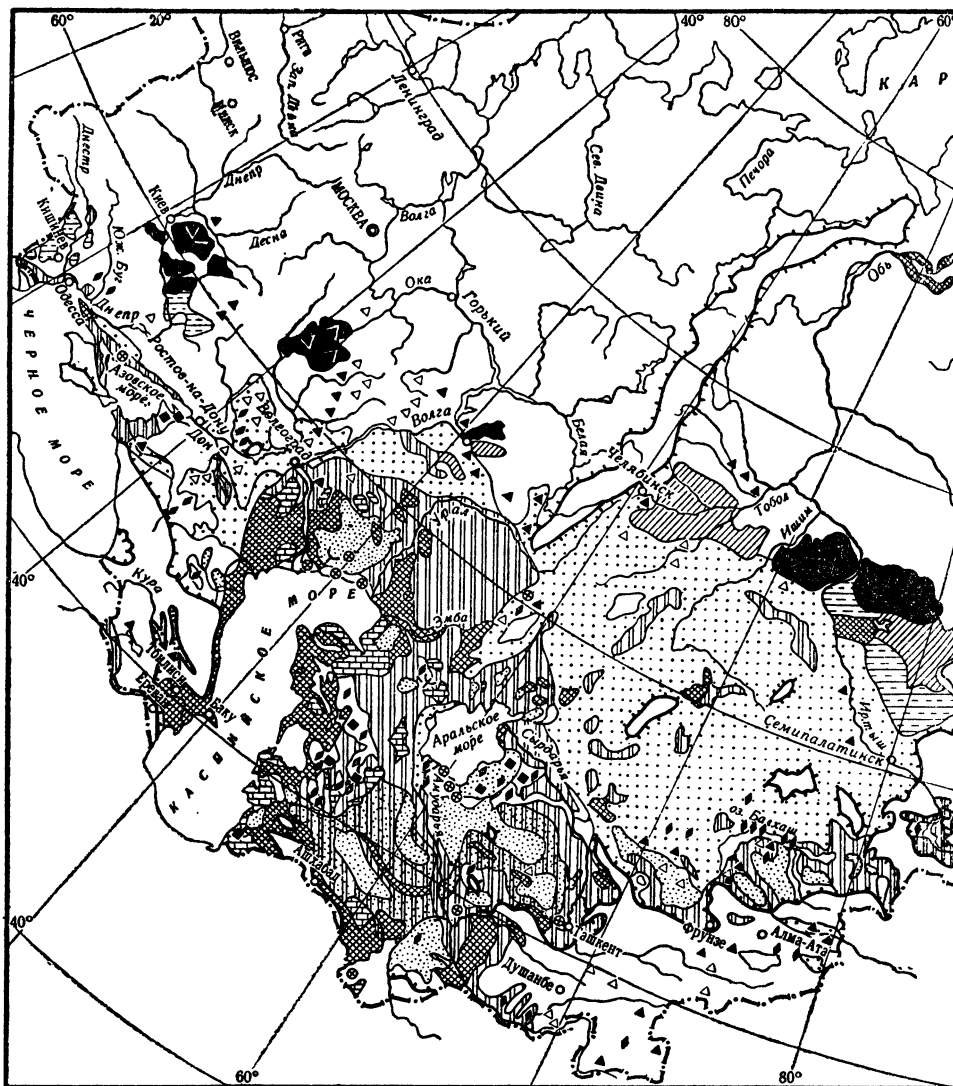
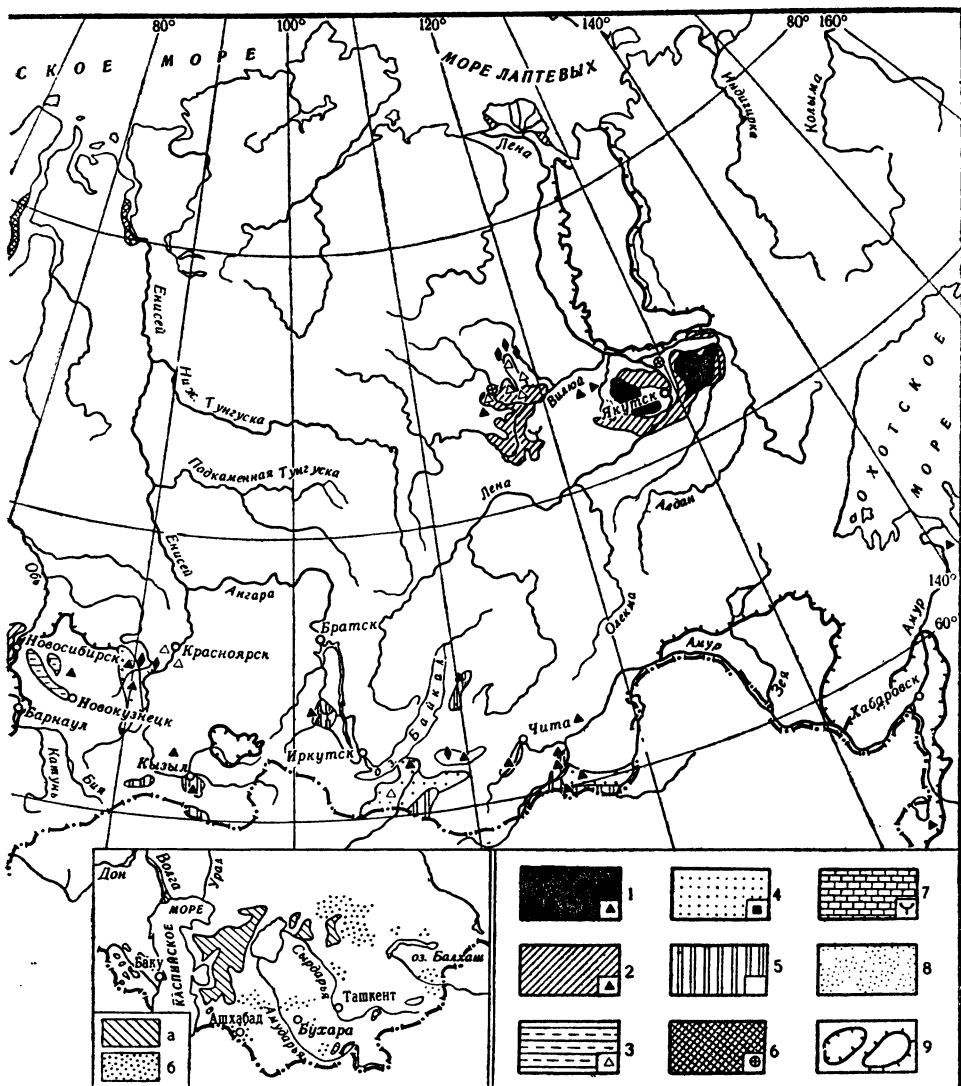


Рис. 21.1. Ареалы современных солевых аккумуляций в почвах СССР (по Н. И. Кондорской):

Вторичное засоление может развиваться и при использовании для орошения вод с повышенной их минерализацией (более 1,5 г/л).

Отмечается возникновение вторичного засоления почв и при осушении болот с минерализованной водой. В этом случае при удалении избыточной воды появляются восходящие капиллярные



1 — содовые; 2 — хлоридно-сульфатно-содовые; 3 — сульфатно-хлоридно-содовые; 4 — содово-сульфатные; 5 — содово-хлоридные; 6 — сульфатные; 7 — хлоридно-сульфатные; 8 — сульфатно-хлоридные; 9 — хлоридные.

токи с растворенными солями. Такие процессы наблюдались при осушении Барабинской низменности на Обь-Иртышском водоразделе в Западной Сибири, где осушение привело к засолению обширных территорий.

Вторичное засоление почв может развиваться и при обваловании пойм, у заградительных дамб вследствие испарения минерали-

21.1. Засоленность почв в зависимости от качественного состава солей, % (по Н. И. Базилиевич и Е. И. Панковой, 1968)

Степень засоления	Тип засоления							
	хлоридный	сульфатно-хлоридный	хлоридно-сульфатный	содово-сульфатный	хлоридно-содовый	сульфатно-содовый	сульфатно- или хлоридно-гидрокарбонатный	сульфатный с гипсом
Незасоленные	<0,05	<0,1	<0,2	—	<0,1	<0,15	<0,2	<0,1
Слабозасоленные	0,05—0,15	0,1—0,2	0,2—0,4	—	0,1—0,2	0,2—0,3	0,2—0,4	1,0—1,1
Среднезасоленные	0,15—0,3	0,2—0,4	0,4—0,6	0,3—0,4	0,2—0,3	0,3—0,4	0,4—0,5	1,1—1,4
Сильнозасоленные	0,3—0,7	0,4—0,8	0,6—0,9	0,4—0,6	0,3—0,5	0,4—0,6	—	1,4—2,0
Очень сильнозасоленные	>0,7	>0,8	>0,9	>0,6	>0,5	>0,6	—	>2,0

зованных грунтовых вод, поднимающихся под гидростатическим давлением (явление подмочки).

21.2.1. Строение профиля солончаков

Солончаки не имеют особых морфологических признаков и носят черты зональных почв. Профиль солончаков слабо дифференцирован на генетические горизонты. Обычно в нем выделяют гумусовый горизонт *A*, переходный *B* и почвообразующую породу *C*. По всему профилю солончаков заметны выцветы солей, особенно после подсыхания стенок разреза.

Иногда в нижней части почвенного профиля отмечаются признаки оглеения в виде ржаво-охристых вкраплений и сизых пятен.

21.2.2. Состав и свойства солончаков

Для солончаков характерно равномерное распределение илистых частиц, кремния и полуторных окислов по профилю почвы. Содержание гумуса в них зависит от зональных особенностей и колеблется в пределах 0,5...5,0% и более. Наиболее гумусированы солончаки лесостепной зоны. В солончаках мало азота и других элементов питания. Емкость поглощения их преимущественно низкая и составляет 10...20 мг-экв/100 г почвы. В составе обменных оснований преобладают кальций, магний, имеется натрий. Реакция слабощелочная (рН 7,3...7,5). В содовых солончаках реакция сильнощелочная и величина рН поднимается до 9 и выше. Солевой профиль солончака имеет характерное строение (рис. 21.2).

21.2.3. Классификация солончаков и засоленных почв

По происхождению солончаки подразделяют на два подтипа: гидроморфные и автоморфные. Гидроморфные солончаки сформировались под влиянием залегающих близко к поверхности мине-

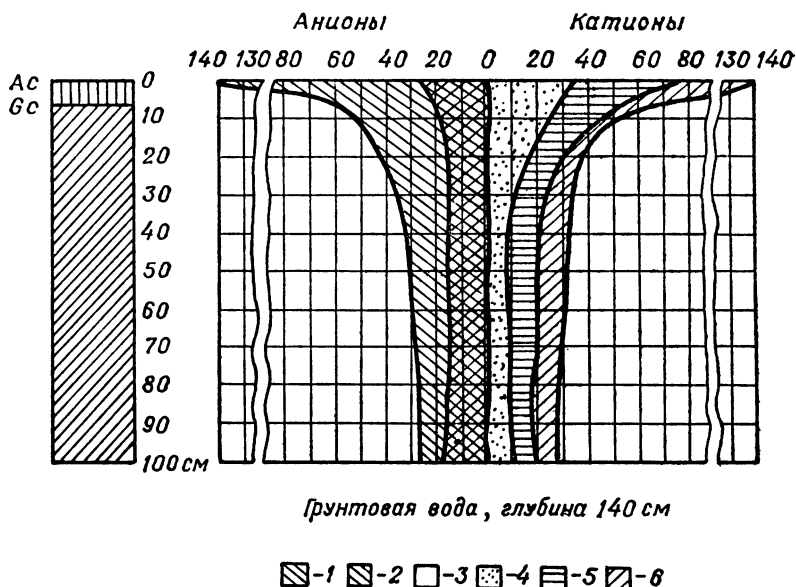


Рис. 21.2. Химическая характеристика солончака (по И. П. Герасимову и М. А. Глазовской, 1960):

1 — Cl^- ; 2 — SO_4^{2-} ; 3 — HCO_3^- ; 4 — Ca^{2+} ; 5 — Mg^{2+} ; 6 — Na^+ .

рализованных грунтов вод. Они встречаются в условиях слабого дренажа по отрицательным элементам рельефа (окраинам и днищам высохших соленых озер, периферии болотных понижений, высоким пойменным террасам рек).

Аутоморфные солончаки образовались на засоленных почвообразующих породах при глубоком залегании грунтовых вод. Они встречаются преимущественно в полупустынной и пустынной зонах.

Солончаки разделяют на роды по составу солей, которые устанавливают по соотношению анионов в водной вытяжке (табл. 21.2).

21.2. Химизм засоления почв по анионному составу (по Н. И. Базилевич)

Химизм (тип) засоления	Cl^-	HCO_3^-	HCO_3^-
	SO_4^{2-}	Cl^-	SO_4^{2-}
Хлоридный	>2,5	—	—
Сульфатно-хлоридный	2,5...1	—	—
Хлоридно-сульфатный	1...0,2	—	—
Сульфатный	<0,2	—	—
Содово-хлоридный	>1	<1	>1
Содово-сульфатный	<1	>1	<1
Хлоридно-содовый	>1	>1	>1
Сульфатно-содовый	<1	>1	>1

21.2.4. Мелиорация, сельскохозяйственное использование и окультуривание солончаков и почв различной степени засоления

По отношению к возделываемым растениям отрицательные свойства солончаков и в различной степени засоленных почв проявляются в токсичном действии повышенных концентраций солей, находящихся в почвенном растворе. Порог токсичности (наименьшая концентрация соли в растворе, при которой растение начинает угнетаться) зависит от химического состава соли и вида возделываемых растений.

Токсичность солей возрастает от сульфатного к содовому типу засоления. У культурных растений на засоленных почвах нарушаются обмен веществ и минеральное питание, задерживаются рост и развитие, ослабляются процессы дыхания, фотосинтеза и транспирации, и, как следствие, снижается урожай и его качество.

Солончаки относятся к почвам, на которых невозможно получить урожай сельскохозяйственных культур без предварительной их мелиорации и окультуривания. Борьба с засолением почв включает целый комплекс агротехнических, агромелиоративных и гидро-мелиоративных мероприятий. К таким мероприятиям относится в первую очередь удаление солей с помощью промывки, организация территории, высокая агротехника и рациональная система земледелия.

Одним из важнейших условий эффективного рассоления почв является понижение уровня грунтовых вод и предупреждение их подъема. Это достигается комплексом мелиоративных мероприятий, включающих упорядочение водопользования, дренаж, строгое соблюдение поливных и промывных норм, организацию гидромелиоративного и агрохимического контроля, упорядочение гидросети, регулирование уровня грунтовых вод.

Промывные нормы определяют в зависимости от степени и характера засоления почв, их механического состава, водно-физических свойств, глубины и минерализации грунтовых вод (табл. 21.3).

Приблизительно промывную норму можно рассчитать по формуле Л. П. Розова

$$M = P - m + nP,$$

где M — промывная норма, $\text{м}^3/\text{га}$; P — предельная полевая влагоемкость расчетного слоя почвы, $\text{м}^3/\text{га}$; m — запас воды в расчетном слое почвы перед промывкой, $\text{м}^3/\text{га}$; n — числовой коэффициент, зависящий от механического состава, степени и характера засоления почв.

Промывке должны предшествовать тщательная планировка поверхности полей; глубокая уравнильная вспашка, разрушающая трещины и ходы землероев, и прикатывание выровненного поля для равномерности промывки.

Наиболее оптимальным для промывок является осенне-зимний период, когда грунтовые воды залегают наиболее глубоко, а испарение наименьшее. Промывную норму обычно подают в три—пять

приемов с перерывами в пять-шесть дней в зависимости от степени засоления и свойств почвы, температуры воды и воздуха. Перерывы между поливами повышают эффективность промывок, увеличивая вынос солей на единицу объема воды.

При промывке засоленных почв необходимо учитывать критический уровень грунтовых вод — глубину их залегания, при кото-

21.3. Примерные нормы (в тыс. м³) промывки засоленных почв Мургабского оазиса (по данным Мальцева, Г. С. Ефимова)

Механический состав	Глубина залегания грунтовых вод перед промывкой, м	Степень засоления		
		слабо-засоленные	средне-засоленные	сильно-засоленные
Легкосуглинистые	1,5	3,8	5,7	8,3
	2,5	3,0	4,6	6,8
	3,5	2,3	3,7	5,4
Среднесуглинистые	1,5	5,8	8,5	12,3
	2,5	4,3	6,8	10,1
	3,5	3,2	5,4	7,9
Тяжелосуглинистые	1,5	8,0	11,7	17,6
	2,5	5,8	9,0	13,8
	3,5	3,9	6,9	11,0

рой вода по капиллярам достигает корнеобитаемой зоны и вызывает засоление почв. Критическая глубина грунтовых вод зависит не только от механического состава почв, их водно-физических, физико-химических и биологических свойств, но и от минерализации грунтовых вод (табл. 21.4).

Перед общей промывкой всего участка необходимо выборочно промыть солончаковые пятна, чтобы достичь последующего равномерного промывания всего поля. В ряде случаев почву промывают в течение нескольких лет. Легкие по механическому составу средnezасоленные почвы промываются в течение одного-двух лет, а сильнозасоленные и более тяжелые почвы — четырех-пяти лет и более.

21.4. Критическая глубина грунтовых вод за вегетационный период, м

Почвогрунт	Минерализация грунтовых вод, г/л			
	1...3	3...5	5...8	8...10
Лессовые (по А. Н. Костякову)	1,5—2,2	2,2—3,0	3,0—3,5	—
Ирригационные суглинки Бухарского оазиса (по Д. М. Кацу)	1,6—2,1	2,1—2,3	2,3—2,5	2,5—2,9

В районах возделывания риса (Кубань, юг УССР, Средняя Азия) промывку сильнозасоленных почв часто практикуют с одновременным возделыванием этой культуры.

Орошение риса затоплением способствует вымыванию легкорастворимых солей и улучшению солевого режима почв. Анализ и сопоставление результатов исследований, проведенных в различных рисосеющих районах нашей страны и за рубежом, свидетельствует, что культура риса на засоленных почвах возможна только при наличии глубокого дренажа, способного поддерживать уровень грунтовых вод на оптимальной глубине и обеспечивать отток промывных вод, содержащих большое количество солей.

При возделывании культуры затопляемого риса на засоленных среднесуглинистых и легкосуглинистых почвах Причерноморья УССР значительное снижение содержания солей происходит уже после первых двух лет возделывания. При этом запасы солей в полуметровом слое почвы уменьшаются с 85,4 до 32,1 т/га (Кириенко Т. Н., Кухта О. А., 1971).

21.3. Солонцы и солонцеватые почвы

Солонцами называются засоленные почвы, в которых легкорастворимые соли во вредных для растений количествах в основном находятся на глубине 20...50 см и более, а почвенно-поглощающий комплекс иллювиального горизонта насыщен обменным натрием, а иногда и магнием.

Специфическим признаком солонцовых почв в отличие от солончаков являются не соли, а резко выраженная иллювиальность коллоидов, наличие на небольшой глубине солонцового горизонта со столбчатой, глыбистой или ореховатой структурой и очень плохими физическими свойствами.

Для солонцового почвообразовательного процесса характерно проявление сильного разрушения и перемещения минеральной и органической частей почвы, протекающего в условиях щелочной реакции среды и приводящего к резкой дифференциации почвенного профиля на горизонты.

Солонцы в природных условиях могут образоваться разными путями. Согласно коллоидно-химической теории К. К. Гедройца, солонцы образовались после рассоления солончаков, засоленных нейтральными солями натрия. В этом случае создаются условия для насыщения поглощающего комплекса ионами натрия путем вытеснения из него других катионов.

Теория образования солонцов на засоленных породах в результате биогенного накопления натриевых солей была развита В. Р. Вильямсом, который считал, что источником солей натрия служит степная и полупустынная растительность — солянки, камфоросмы, полыни, кермек и др. При минерализации растительных остатков образуется большое количество солей, в том числе и соды. Обогащение почв легкорастворимыми солями также приводит

к насыщению поглощающего комплекса натрием, и постепенно несолонцеватая почва превращается в солонец.

В. А. Ковда считает, что солонцы могут возникать, минуя солончаковую стадию. Такое образование солонцов возможно в том случае, когда источником натрия является сода, которая может появляться в почвенном растворе в результате взаимодействия нейтральных солей, поднимающихся с восходящими растворами из грунтовых вод с карбонатами щелочных земель почвы, при обменных реакциях или биологическим путем, за счет биохимических процессов восстановления сульфата натрия с помощью сульфат-редуцирующих бактерий в присутствии органического вещества.

Все эти теории образования солонцов связаны с воздействием на почвы обменного натрия.

Встречаются солонцы с ярко выраженной физической солонцеватостью (наличие плотного иллювиального горизонта), содержащие незначительное количество поглощенного натрия. А. Н. Соколовский (1938), В. А. Ковда (1963), А. М. Можейко (1965) считают такие солонцы реликтовыми.

По Б. В. Андрееву (1965), обменный натрий — не причина, а следствие солонцового процесса, он появляется в том случае, когда процессу распада под действием солевых растворов (гальмиролизу) подвергаются натриевые минералы. При этом высокая гидрофильность коллоидов зависит не только от наличия обменного натрия в почвах, но и от природы самих коллоидов.

Генезис солонцовых почв и детали солонцового почвообразования еще полностью не ясны и продолжают изучаться.

21.3.1. Строение профиля солонцов

Морфологический профиль солонцов четко дифференцирован на следующие горизонты:

A — гумусово-элювиальный (надсолонцовый) горизонт, мощность 20...30 см, светло-серого цвета, пластинчатой структуры, пористый, переход в следующий горизонт резкий;

B_1 — иллювиальный, или солонцовый горизонт, мощность от 7 до 12...25 см, коричнево-бурый или бурый, очень плотный, призматической или столбчатой структуры, слитный в сухом состоянии и сильно набухающий, вязкий, водонепроницаемый при увлажнении;

B_2 — подсолонцовый горизонт, характеризуется более светлой окраской, призматической или ореховатой структурой, содержит гипс и карбонаты;

C_e — горизонт максимального скопления легкорастворимых солей.

21.3.2. Состав и свойства солонцов

Образование солонцов связано с разрушением алюмосиликатной части и перераспределением продуктов разрушения по профилю, поэтому валовой состав солонцов неоднороден: верхняя часть

профиля характеризуется повышенным содержанием кремнекислоты, а средняя — полуторных окислов (рис. 21.3).

Количество гумуса различно в зависимости от места образования солонца: в зоне сухих и полупустынных степей оно составляет обычно 1,5...3, в черноземно-степной зоне достигает 6...8%. В составе гумусовых веществ в солонцовом горизонте фульвокисло-

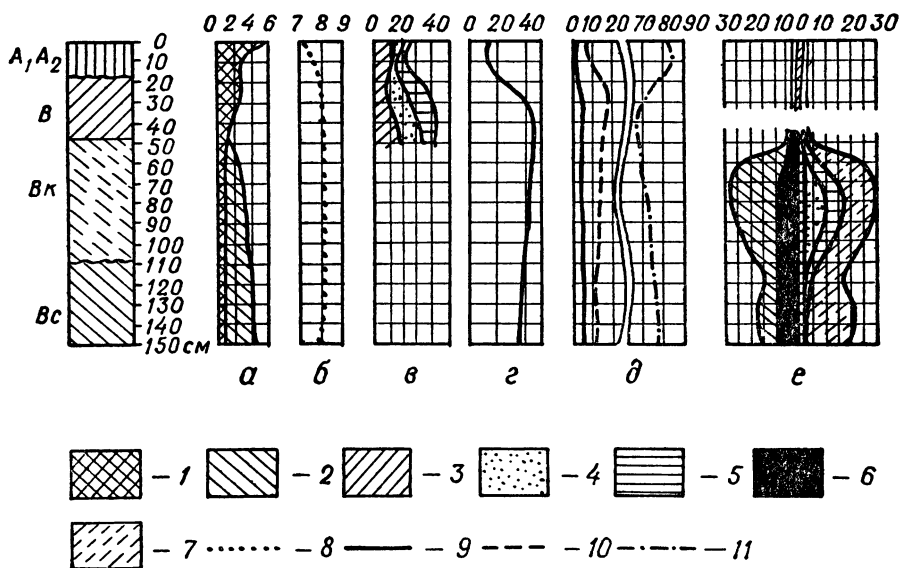


Рис. 21.3. Химическая характеристика столбчатого солонча (по И. П. Герасимову и М. А. Глазовской, 1960):

a — 1 — гумус, %; 2 — CO_2 (карбонатов), %; b — pH водный (8 — щелочная реакция); $в$ — поглощенные катионы (3 — Ca^{++} , 4 — Mg^{++} , 5 — Na^+), мг-экв на 100 г почвы; $г$ — 9 — ил, %; $д$ — валовые (9 — F_2O_3 , 10 — Al_2O_3 , 11 — SiO_2), %; $е$ — водная вытяжка, анионы, катионы (2 — SO_4^{--} , 3 — HCO_3^+ , 4 — Ca^{++} , 5 — Mg^{++} , 6 — Cl^+ , 7 — Na^+), мг-экв.

ты преобладают над гуминовыми кислотами. Содержание обменного натрия 13...20% и более от емкости поглощения. В солонцах содового типа засоления обменного натрия значительно больше, чем в хлоридно-сульфатных. В составе обменных оснований часто содержится много магния (35...45% емкости поглощения). Солонцы, имеющие соду, отличаются высокой щелочностью (pH 8—10), а солонцы, засоленные нейтральными солями, имеют слабощелочную реакцию.

По механическому составу солонцы неоднородны по профилю. Гумусово-элювиальный горизонт отличается более легким механическим составом, иллювиальный обогащен илом и поэтому всегда тяжелее. Они характеризуются плохими водно-физическими и физико-механическими свойствами.

21.3.3. Классификация солонцов

Классификация солонцов основана на трех признаках: глубине залегания грунтовых вод, мощности гумусового горизонта и глубине залегания легкорастворимых солей. По первому признаку выделяют солонцы луговые (грунтовые воды залегают выше 5 м), лугово-степные (грунтовые воды расположены на глубине 5...8 м) и степные (грунтовые воды залегают ниже 8 м). По мощности гумусово-иллювиального горизонта различают корковые солонцы ($A_1 < 7$ см), среднестолбчатые ($A_1 = 7...15$ см), глубокостолбчатые ($A_1 > 15$ см).

По глубине залегания легкорастворимых солей выделяют солонцы солончаковые — соли на глубине 0...30, солончаковатые — 30...80, глубокосолончаковатые — 80...150 и несолончаковатые (незасоленные) — соли глубже 150 см.

21.3.4. Мелиорация, окультурирование и сельскохозяйственное использование солонцов и солонцеватых почв

Солонцы отличаются низким естественным плодородием, поэтому без коренного улучшения они малопригодны к освоению.

Мелиорация солонцовых почв сводится к созданию мощного пахотного горизонта, к удалению из корнеобитаемой зоны вредных солей и поглощенного натрия, к устранению неблагоприятных физических свойств иллювиального горизонта и предупреждению вторичного засоления.

Основная причина отрицательных агрономических свойств солонцов связана с наличием в них поглощенного натрия. Следовательно, наиболее эффективным средством повышения плодородия солонцовых почв является гипсование, т. е. замена натрия почвенно-поглощающего комплекса кальцием гипса или другой кальциевой соли. По своему действию на вытеснение поглощенного натрия из солонцовых почв соли можно расположить в следующий убывающий ряд:



Однако большая роль принадлежит гипсу, как веществу более доступному и распространенному.

По результатам многочисленных опытов (А. М. Можейко, 1936; И. Н. Антипов-Каратаев, 1937; А. М. Гринченко, 1945; Г. Н. Самбур, 1953; К. П. Пак, 1957; И. Я. Половицкий, 1970), гипсование солонцовых почв в сочетании с агротехническими и агромелиоративными приемами приводит к коренному окультурированию этих почв, повышению их эффективного плодородия. Дозу гипса, как было показано в главе 7, устанавливают по содержанию обменного натрия, что обычно составляет для луговых солонцов с содовым засолением около 8...10 т/га, для лугово-степных и степных хлоридно-сульфатных солонцов — 3...5 т/га.

Дозу гипса рассчитывают также по формуле

$$D_{\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}} = 0,086 (\text{Na} - 0,05E) \cdot H \cdot d,$$

где Na — содержание поглощенного натрия, мг-экв на 100 г почвы; E — емкость поглощения, мг-экв на 100 г почвы; 0,05 — коэффициент, соответствует 5% натрия от емкости поглощения, которое может быть оставлено как невредное для свойств почвы и растений; H — глубина пахотного слоя, см; d — объемная масса солонцового горизонта, г/см³; 0,086 — значение 1 мг-экв гипса, г.

А. М. Гринченко и В. А. Пелипец (1956) показали высокую эффективность ежегодного внесения малых доз гипса на солонцовых почвах (3...5 ц/га). Кроме гипса для химической мелиорации солонцов рекомендуют также использовать известь и хлористый кальций. Известь вносят на осолоделые солонцы, в которых поглощенного натрия мало. Для улучшения солонцов применяют азотную и серную кислоты, сернокислое железо, фосфогипс, шлаки и другие отходы промышленности.

После гипсования солонцов необходимо провести влагозарядковый полив (или даже промывку), обогатить почву органическим веществом — навозом или торфом, компостами или органоминеральными смесями путем посева донника и других бобовых на зеленое удобрение.

Для окультуривания солонцов предложены и другие методы, в частности использование карбонатов кальция и гипса самой почвы с помощью глубокой (плантажной) вспашки (самомелиорация солонцов). При этом достигается снижение плотности солонцового горизонта, улучшается водопроницаемость, увеличиваются запасы продуктивной влаги (А. В. Новикова, 1953).

При небольшом распространении мелких и средних солонцов среди черноземных почв улучшать их можно «землеванием». Для этого на солонцовые пятна скрепером и другими машинами наносят плодородную почву слоем 2...3 см, повторяя этот процесс несколько раз (Н. В. Орловский, 1955).

К мероприятиям по мелиорации солонцов относят также внесение в почву искусственных структурообразователей (поликриламид или другие полимерные соединения).

21.4. Солончи

Солончи — это сильновыщелоченные и подзоловидные (белесые) почвы понижений лесостепной и степной зон. Название солончи соответствует народному названию мокрых понижений под осиново-березовыми колками.

К. К. Гедройц считал, что солончаки, солонцы и солончи связаны между собой генетически и являются отдельными звеньями одной цепи развития. В процессе рассоления солончака образуется солонец, затем происходит его рассолонцевание. Понижение уровня грунтовых вод, усиление увлажнения местности в пределах микро-

понижений, появление степной травянистой растительности и кустарников — все это способствует удалению из верхнего горизонта солонца органических веществ, вытеснению поглощенного натрия, разрушению коллоидальной части почвы, выносу полуторных окислов, распаду ее алюмосиликатов, накоплению в верхних горизонтах аморфной кремниевой кислоты и превращению солонца в содоль.

Позже было доказано, что солоды не обязательно должны проходить стадию солонцевой почвы. Они могут возникать непосредственно при многократно повторяющемся воздействии на поглощающий комплекс степных почв слабых растворов натриевых солей.

21.4.1. Строение профиля

Для солодей характерна резкая дифференциация почвенного профиля. Профиль типичной солоды имеет следующее строение: A_0 — лесная подстилка или дернина; A_1 — гумусовый горизонт, мощность 2...3 см, сероватого цвета. Переход в следующий горизонт резкий; A_2 — осолоделый, ярко белесого цвета, слоеватоплитчатой структуры с железисто-марганцовыми новообразованиями в форме конкреций и ржаво-охристых пятен. Переход резкий; B — иллювиальный горизонт коричнево-бурого цвета, ореховато или ореховато-зернистой структуры, в котором бывают ржавые пятна окисного железа и голубовато-сизые — закисного; C — почвообразующая порода желто-бурого цвета с неясно выраженной структурой, плотного сложения, часто можно встретить карбонаты в виде расплывчатых пятен и журавчиков.

21.4.2. Состав и свойства солодей

Несоднородность почвенного профиля солодей отчетливо обнаруживается по механическому составу. Верхний осолоделый горизонт A_2 обеднен илистыми частицами, а иллювиальный горизонт B обогащен ими. Данные валового анализа свидетельствуют о накоплении кремнезема в верхних горизонтах и обеднении их полуторными окислами, которые накапливаются в иллювиальном горизонте. Верхний осолоделый горизонт содержит мало гумуса и питательных веществ. В составе гумусовых веществ значительный процент приходится на фульвокислоты. Емкость поглощения в осолоделом горизонте невысокая — 10...15 мг-экв/100 г почвы, в составе поглощенных катионов имеется H^+ (рис. 21.4).

Иллювиальный горизонт более насыщен поглощенными катионами Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , емкость поглощения в нем возрастает до 30...40 мг-экв.

Реакция солевой вытяжки в горизонте A_2 кислая или слабокислая (рН 3,5...6,5), в нижних горизонтах — близка к нейтральной или слабощелочная. Водорастворимые соли встречаются глубже.

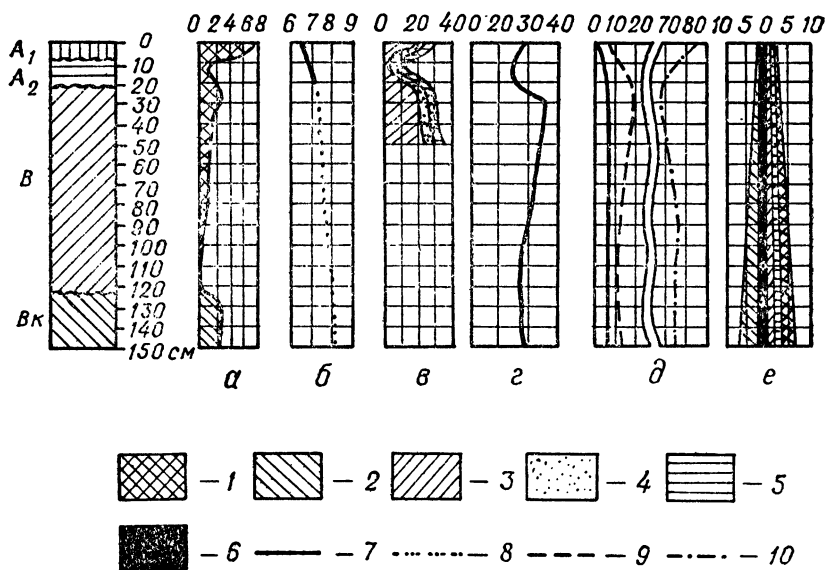


Рис. 21.4. Химическая характеристика солоды (по И. П. Герасимову и М. А. Глазовской, 1960):

a — 1 — гумус, %, 2 — CO_2 , %; *б* — pH водный (7 — кислая реакция, 8 — щелочная); *в* — поглощенные катионы (3 — Ca^{++} , 4 — Mg^{++} , 5 — Na^+), мг-экв на 100 г почвы; *г* — 7 — ил, %; *д* — валовые (7 — F_2O_3 , 9 — Al_2O_3 , 10 — SiO_2), %; *е* — водная вытяжка, анионы, катионы (1 — Na^+ , 2 — SO_4^{--} , 6 — Cl^- , 3 — HCO_3^- , 4 — Ca^{++} , 5 — Mg^{++}), %.

Типичные солоды — почвы с плохими водно-физическими свойствами и низким плодородием. При вспашке бесструктурный горизонт A_2 заплывает, образует корку и затрудняет получение нормальных всходов. Кроме того, расположение солодей в западинах способствует застаиванию на них воды, особенно в весеннее время.

21.4.3. Классификация солодей

В зависимости от условий образования тип солодей разделяют на три подтипа: 1) солоды лесные (типичные); 2) солоды луговые (дерновые); 3) солоды лугово-болотные (торфянистые). Солоды лесные развиваются под березовыми и березово-осиновыми колками и имеют хорошо выраженный осолоделый горизонт A_2 .

Солоды луговые, образующиеся под осветленными колками или в понижениях типа подов, лиманов с хорошо развитым травянистым покровом, имеют четко выраженный дерновый горизонт A_1 .

Солоды лугово-болотные формируются в понижениях под лугово-болотной растительностью при близком залегании грунтовых вод. Для них характерно наличие торфянистого горизонта и оглеения по всему профилю.

21.4.4. Мелиорация, окультуривание и сельскохозяйственное использование солодей

В связи с низким естественным плодородием солодей целесообразно их оставлять под лесом или использовать как сенокосные угодья.

Интенсивное сельскохозяйственное использование солодей и осолоделых почв возможно при обогащении их органическим веществом (навозом, компостами) и внесении минеральных удобрений.

Хорошие результаты по улучшению солодей дает землевание — покрытие поверхности почв перегнойной землей, привозимой с близлежащих участков. На больших массивах распаханых солодей следует проводить глубокое безотвальное рыхление, способствующее лучшему впитыванию влаги и более быстрому поспеванию почвы весной к обработке.

Мелиорация солодей сводится к укреплению коллоидного комплекса путем замещения водородного иона на кальций в результате внесения в почву извести совместно с навозом и другими органическими удобрениями. Хорошие результаты дает и внесение сапропелеобразных отложений (озерный и речной ил). На лугово-болотных солодах необходимо проводить регулирование водного режима путем осушения.

Необходимо отметить, что в природе практически редко встречаются «чистые» солончаки, солонцы или солоды. Как правило, такие почвы бывают одновременно засоленными, солонцеватыми и осолоделыми. Следовательно, мероприятия по окультуриванию и повышению эффективного плодородия этих почв нужно осуществлять в соответствии с их смешанным генезисом и свойствами.

21.5. Динамика, режим и баланс солей в почвах. Прогноз вторичного засоления почв при орошении

Эффективность и продолжительность сельскохозяйственного использования засоленных почв зависит от того, как будут складываться в них динамика, режим и баланс солей. В мире сотни тысяч орошаемых земель выбывают из сельскохозяйственного использования из-за вторичного их засоления.

Изучение динамики солей, сезонного изменения их количества и качества дает представление о характере движения солей в почве в целом, показывая, происходит ли в данный период и при данных обстоятельствах процесс их накопления или выщелачивания.

О направлении процессов соленакопления в почве можно судить по их распределению в почвенном профиле (рис. 21.5.). Расположение горизонтов скопления наиболее растворимых солей — хлоридов, выше, чем горизонтов менее растворимых солей — гипса и карбонатов, свидетельствует о прогрессирующем накоплении солей в почве. И наоборот, инверсия солевых горизонтов, когда

легкорастворимые соли встречаются на больших глубинах, чем труднорастворимые, свидетельствует о процессе рассоления.

Более объективное и надежное представление о характере накопления солей в почвах дают результаты наблюдений за солевым режимом и данные солевого баланса почвы.

Солевой режим почвы — изменение в межполивном, годовом или многолетнем цикле содержания солей и их качественного со-

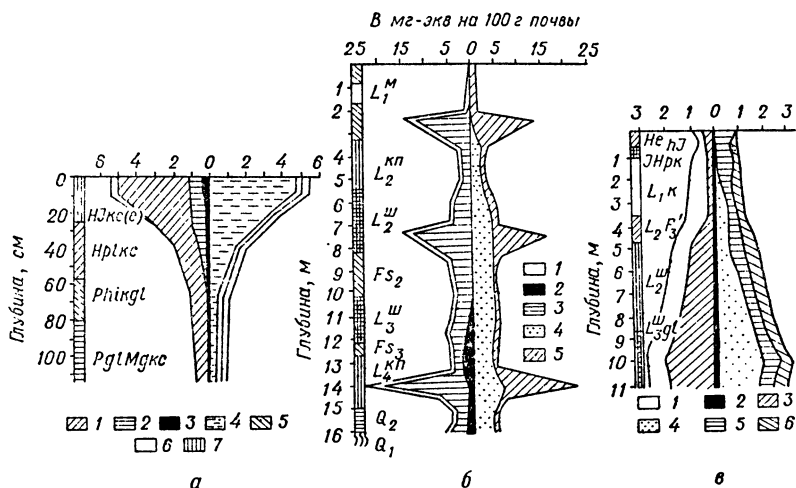


Рис. 21.5. Распределение солей по почвенным профилям (по Г. С. Гриню, 1959):

а — при засолении (1 — HCO_3 , 2 — SO_4 , 3 — Cl , 4 — Na , 5 — Ca , 6 — CO_3 , 7 — Mg); б — при смене периодов засоления периодами рассоления (1 — HCO_3 , 2 — Cl , 3 — SO_4 , 4 — Na , 5 — Ca , 6 — Mg); в — при рассолении (1 — HCO_3 , 2 — Cl , 3 — SO_4 , 4 — Na , 5 — Ca , 6 — Mg).

става в почве. Солевой режим почвы находится в тесной зависимости от поливного и естественного водного режима. Поэтому они изучаются одновременно как водно-солевой режим почвы.

Солевой режим складывается под влиянием атмосферных осадков, режима грунтовых вод, воздействия поливов (промывок). Для большинства орошаемых районов СССР он имеет сезонный характер: зимне-весеннее рассоление сменяется восстановлением засоления в периоды засух.

В пустынных районах период рассоления отсутствует. В условиях муссонного климата засоление почв происходит в основном в зимние месяцы.

Солевой баланс почвы — количественное выражение изменения запаса солей в почвенно-грунтовой толще за определенный промежуток времени в результате поступления их и расхода. Солевой баланс почвы складывается из таких элементов: 1) запас солей в начале и в конце периода времени; 2) приход солей за этот период; 3) расход солей за этот же период. Баланс солей измеряется в килограммах на квадратный метр почвы на заданную глубину

или до грунтовых вод, а также в тоннах на гектар орошаемой площади.

В наиболее общем виде солевой баланс орошаемой территории выражается следующим уравнением (Д. М. Кац, 1967):

$$S_2^0 - S_1^0 = S_3^0 + S_4^0 + S_5^0 + S_6^0 - S_7^0 - S_8^0 - S_9^0 - S_{10}^0, \text{ т/га},$$

где S_1^0 — начальный запас солей в зоне аэрации и в грунтовых водах; S_2^0 — то же, конечный запас; S_3^0 — поступление солей с атмосферными осадками; S_4^0 — поступление солей с оросительной водой; S_5^0 , S_6^0 , S_7^0 — поступление солей с подземным притоком, импультверизацией, удобрениями; S_8^0 , S_9^0 , S_{10}^0 — вынос солей с подземным оттоком, дренажными водами и урожаем.

Солевой баланс позволяет оценить условия передвижения солей, выявить факторы, действующие на увеличение или снижение запаса солей, и выразить их количественно, подобрать рациональные методы мелиорации и освоения засоленных почв. Кроме того, солевой баланс дает возможность определить влияние применяемых методов мелиорации и обсудить полученные результаты.

В условиях орошения, кроме составления солевого баланса, большое значение имеет и оценка возможного изменения мелиоративной обстановки в ходе ирригационной эксплуатации поливных массивов. В настоящее время прогноз мелиоративной обстановки считается обязательной составной частью проекта.

В разработке почвенно-мелиоративных прогнозов имеются следующие направления.

Метод сравнительных почвенно-географических и почвенно-мелиоративных аналогий основан на изучении староорошаемых массивов и экстраполяции выводов об изменении почвенно-мелиоративных условий на территорию, намеченную под орошение.

Балансовый метод основан на расчетах баланса грунтовых вод, их состава и выноса солей в корнеобитаемую часть почвы на будущем орошаемом массиве (В. А. Ковда, 1947; А. Г. Морозов, 1962; Ф. И. Козловский, 1966).

Аналитические методы состоят в математическом описании процесса передвижения солей под влиянием конвективной диффузии и растворения (Н. Н. Веригин, 1953; С. Ф. Аверьянов, 1965; Л. М. Рекс, 1968). Методы позволяют рассчитывать ожидаемое содержание солей только в первом приближении, так как не могут описать все процессы, которые совершаются при насыщении почво-грунтов грунтовыми водами.

Метод физического моделирования процессов перемещения воды и солей в почво-грунтах, разработанный А. В. Новиковой (1964, 1975), позволяет получить экспериментальные данные для расчетов возможного изменения содержания солей в почвах.

На основании метода физического моделирования А. В. Новиковой (1969, 1973) составлен прогноз вторичного засоления на орошаемых массивах юга Украины и проведено мелиоративное районирование территории данного региона.

Глава 22. ПОЧВЫ СУХИХ, ВЛАЖНЫХ СУБТРОПИКОВ И ГОРНЫХ ОБЛАСТЕЙ

22.1. Почвы сухих субтропиков

К сухим субтропикам относят зону предгорно-пустынных степей республик Средней Азии. Основные почвы зоны — сероземы. Они распространены в предгорьях Тянь-Шаня, Памиро-Алтая и Кура-Араксинской низменности в Азербайджанской ССР. Площадь сероземов вместе с лугово-сероземными и луговыми почвами составляет около 33 млн. га, или 1,5% территории СССР.

По климатическим условиям зону распространения сероземов можно отнести к сухим субтропикам. Она характеризуется продолжительным сухим и жарким летом и мягкой и теплой зимой. Годовое количество осадков от 100...200 мм на предгорных равнинах и до 450...600 мм — в низкогорьях. Испаряемость 1000...1400 мм и выше, коэффициент увлажнения 0,12...0,33. Для данной зоны характерна контрастность гидротермического режима с двумя четко обособленными фазами: кратковременной весенней — влажной и теплой, и летней — более продолжительной — сухой и жаркой.

Рельеф и почвообразующие породы неоднородны. Нижний пояс представлен низменными и бессточными равнинами, которые постепенно переходят в холмистые предгорья и низкогорья. Почвообразующие породы — лессы и лессовидные суглинки, обычно подстилаемые галечником, а в Кура-Араксинской низменности — глинистый аллювий и делювий, реже — щебенчатые образования.

Растительность предгорных пустынных степей связана с засушливостью и сезонной контрастностью климата. Она представлена в основном ксерофитами (верблюжья колючка, солянки, белая полынь, пустынная осока, прутьяк и др.) и эфемерами (пустынная осока, живородящий мятлик и др.). В долинах рек встречаются тугайные леса из тополя, ивы, лоха.

В почвообразовательном процессе различают два контрастных периода: весенний — активное проявление биологических процессов, интенсивное развитие растительных и животных организмов, значительное увлажнение и промачивание почвы, гумификация органических остатков и летний — затухание и даже прекращение биологической деятельности, сильное иссушение почвы.

В общем же в этой зоне органические остатки быстро минерализуются, поэтому в сероземах образуется мало гумуса. Характерная особенность — активное участие в почвообразовании сероземной зоны различных животных: дождевых червей, термитов, жуков-навозников, змей, черепах, ящериц, гушканчиков и др. Для почвообразования характерно также разложение первичных и образование и накопление вторичных минералов, т. е. процесс оглинивания.

Тип сероземов по мощности гумусового горизонта, содержанию гумуса и количеству карбонатов подразделяется на три подтипа: светлые, типичные (обыкновенные) и темные сероземы. Наряду

с сероземами в зоне предгорно-пустынных степей выделяют типы лугово-сероземных почв и орошаемых сероземов.

Светлые сероземы распространены на равнинах и пролювиальных склонах. Они характеризуются незначительной мощностью гумусового слоя (30...50 см) и относительно повышенной карбонатностью.

Типичные сероземы занимают область холмистых предгорий и возвышенных равнин. В них можно выделить горизонты *A+B* общей мощностью 55...80 см, под которыми расположен карбонатный горизонт с пятнами и конкрециями углекислых солей. С глубины 150...200 см в форме мелких кристаллов выделяется гипс.

Темные сероземы составляют самый верхний пояс сероземных почв. Они распространены в области высоких предгорий и низких гор в условиях повышенного увлажнения (450...600 мм) на лессах более тяжелого механического состава, чем обыкновенные и светлые сероземы. Отличаются лучшей гумусированностью профиля и комковатой структурой горизонта *A*.

Механический состав колеблется от легко- и среднесуглинистого в светлых и типичных до тяжелосуглинистого в темных сероземах. Физические свойства сероземов благоприятны: плотность небольшая, пористость высокая (50...60%), структура водопропрочная.

Высокая микроагрегатность и пористость обусловили значительную влагоемкость и высокую водопроницаемость сероземов. Максимальная гигроскопичность и коэффициент завядания растений на сероземах значительно меньше, чем у черноземов.

Содержание гумуса от 1% в светлых до 5% в темных сероземах, азота соответственно от 0,1 до 0,4%. Реакция сероземов щелочная. Емкость поглощения от 9...10 мг-экв на 100 г почвы в светлых, до 18...20 мг-экв на 100 г почвы в темных сероземах. Из поглощенных катионов до 90% составляет Ca^{2+} , затем в убывающем порядке Mg^{2+} , K^{+} , Na^{+} . Зона сероземов является районом древнейшей земледельческой культуры.

Главная культура сероземной зоны — хлопчатник. Кроме него на сероземах выращивают рис, пшеницу, сахарную свеклу, кукурузу, бахчевые и овощные культуры. Большие площади заняты под сады и виноградники.

Выше отмечалось, что длительное орошение привело к образованию особого типа орошаемых сероземных почв. Значительное влияние на их образование оказал кольматанж мелких частиц из поливных вод, что привело к ухудшению физических свойств: уплотнению профиля, повышению объемной массы и снижению водопроницаемости.

Основные мероприятия по повышению плодородия сероземов следующие: 1) орошение; 2) накопление и сохранение влаги (в богарных условиях); 3) предупреждение вторичного засоления; 4) внесение органических и минеральных удобрений; 5) дифференцированная с учетом особенностей выращиваемых культур обработка почвы.

22.2 Почвы влажных субтропиков

В нашей стране зона влажных субтропиков очень ограничена и представлена двумя районами: Колхидским, приуроченным к горным склонам, окаймляющим Колхидскую низменность от Туапсе до границы СССР с Турцией (Краснодарский край, Западная Грузия, Абхазия и Аджария), и Ленкоранским, расположенным в предгорье и на склонах Талышских гор (Восточное Закавказье, Азербайджанская ССР). Почвы влажных субтропиков представлены красноземами и желтоземами и занимают около 600 тыс. га.

Климат теплый и влажный. Увлажнение почвы преобладает над испаряемостью, что создает промывной тип водного режима на протяжении года.

Рельеф зоны расчлененный предгорный, мелкохолмистый, что оказывает большое влияние на перераспределение тепла и влаги и создает большую пестроту растительного и почвенного покровов.

Материнскими породами во влажных субтропиках являются продукты выветривания изверженных кристаллических пород, а на более низких территориях — элювий этих пород. В условиях теплого и влажного климата выветривание протекает интенсивно и распространяется на большую глубину. Растительность зоны представлена пышными субтропическими лесами. Обильный ежегодный опад в условиях теплого и влажного климата быстро минерализуется. В настоящее время лесная растительность на большей площади заменена культурными угодьями.

Почвообразовательный процесс идет по типу подзолообразования, однако имеет свои характерные особенности. Первоначально он протекает в условиях щелочной среды и приводит к выносу нисходящим током воды продуктов выветривания. При этом выносятся главным образом щелочи, щелочноземельные металлы и кремнезем. В результате происходит относительное накопление гидроокисей железа и алюминия. В дальнейшем вследствие выноса щелочей процесс сдвигается в кислую сторону, однако оподзоливание ослаблено полутораокисями, поступающими из минерализующихся растительных остатков.

Ежегодное поступление большой массы растительных остатков, несмотря на интенсивную минерализацию, приводит к образованию значительного количества гумуса.

Во влажных субтропиках наиболее распространены два типа почв: красноземы и желтоземы. Окраска красноземов обусловлена маловодными, а желтоземов — многоводными гидратами железа.

Красноземы подразделяют на два подтипа: **красноземы типичные** (неоподзоленные) и **красноземы оподзоленные**.

Механический состав красноземов глинистый или суглинистый, структура водопропрочная благодаря клеящим свойствам полутораокисей железа. Плотность высокая, объемная масса вниз по профилю увеличивается, а скважность снижается. Благодаря устойчивому агрегатному состоянию эти почвы обладают как высокой во-

допроницаемостью, так и водоудерживающей способностью, а также благоприятными водно-воздушными свойствами.

Содержание гумуса высокое (2...8%), но резко снижается с глубиной. В составе гумуса преобладают фульвокислоты. Количество азота 0,2...0,4, фосфора 0,1...0,2%, однако большая часть его находится в виде слаборастворимых фосфатов железа и алюминия. Реакция краснозема кислая (рН 4,5—5,5), наряду с водородом здесь присутствует Al, содержание Са и Mg очень незначительное, емкость поглощения 10...20 мг-экв на 100 г почвы.

Желтоземные почвы подразделяют на желтоземы типичные, подзолисто-желтоземные, желтоземно-глеевые и подзолисто-желтоземно-глеевые. В отличие от кремнеземов желтоземы формируются на желтоцветных кислых продуктах выветривания сланцев, глинистых и суглинистых отложений. Профиль их аналогичен красноземам, но отличается более светлой окраской и более мощным оподзоленным горизонтом.

Механический состав желтоземов преимущественно глинистый и суглинистый. Четкая дифференциация элювиального и более плотного иллювиального горизонтов приводит зачастую к образованию над последним слоем верховодки. По водно-физическим свойствам они уступают красноземам, причем особенно подзолисто-желтоземные и подзолисто-желтоземно-глеевые почвы. Слабая водопроницаемость, особенно нижних горизонтов, ухудшает аэрацию и приводит к избыточному увлажнению.

Содержание гумуса в верхнем горизонте 2...7, азота 0,1...0,4%; оба показателя резко уменьшаются с глубиной. Реакция почвенного раствора от кислой до слабокислой (рН 4-6), емкость поглощения незначительная, в составе поглощенных катионов преобладают Са, содержится Mg и Н. Содержание полуторных окислов в отличие от красноземов незначительное.

Несмотря на сравнительно небольшие площади, красноземы и желтоземы имеют важное сельскохозяйственное значение. На них выращивают ценные субтропические и теплолюбивые культуры: чай, цитрусовые, эфиромасличные культуры, табак, овощные и др. Основные мероприятия по повышению их эффективного плодородия: борьба с водной эрозией и устранение ее последствий путем террасирования склонов, создания буферных полос, применения специальной обработки и строительства гидротехнических сооружений для регулирования стока; внесение органических и минеральных (в первую очередь азотных и фосфорных) удобрений; известкование для ликвидации избыточной кислотности.

22.3. Почвы горных областей

Горные ландшафты занимают почти треть территории СССР. Площадь горных почв составляет около 650 млн. га. Основные массивы их находятся на Дальнем Востоке, в Восточной Сибири, на Алтае, Урале, в Средней Азии, на Кавказе, в Крыму, Карпатах. Распространение горных почв связано с законами вертикальной

зональности, открытыми В. В. Докучаевым. Под вертикальной зональностью понимают закономерную смену почвенных зон по мере поднятия от подножья горы до вершины, обусловленную сменой факторов и условий почвообразования.

Рельеф — высота гор, экспозиция и крутизна склонов, широтное расположение горного массива — влияет на климат, растительность и, таким образом, на характер почвообразовательных процессов.

От подножия гор к вершинам понижается температура (на каждые 100 м высоты в среднем на $0,4\ldots 0,6^{\circ}\text{C}$), увеличивается количество осадков, падает атмосферное давление. Разнообразный рельеф создает условия для отклонений от нормальной закономерности климата, т. е. климатические инверсии. С климатическими инверсиями связаны распространение растительности и инверсия почвенных зон.

Материнские породы горных почв — маломощная кора выветривания или непосредственно коренная горная порода. На сравнительно небольших площадях часто встречаются совершенно различные по физическим свойствам и химическому составу горные породы.

Растительность имеет поясное распространение, которое часто нарушается под влиянием климатических и рельефных инверсий. Пестрота рельефа создает условия для поселения на небольших территориях совершенно различных растительных сообществ: ксерофитных, мезофитных и даже гидрофитных. С высотой влияние рельефа на растительность уменьшается, а климата увеличивается.

Водные свойства и режим зависят от количества осадков, физических свойств горной почвообразующей породы, пестроты рельефа и характера напластований пород. При вертикальном положении пластов горная порода имеет высокую, а при горизонтальном — очень незначительную водопроницаемость.

Вертикальная зональность. От подножия гор до их вершин располагается ряд вертикальных почвенных зон, во многом сходных с горизонтальными почвенными зонами при движении с юга на север. Почвенная вертикальная зональность обусловлена зональностью биохимической. Система почвенно-растительных поясов, их последовательность зависят от широтной ландшафтной зоны расположения горной страны. Почвенные вертикальные пояса идут на смену типичным для этой зоны почвам равнин (рис. 22.1). Так, в Западном Закавказье (со стороны Колхидской низменности) первой вертикальной почвенной зоной является зона красноземов и желтоземов. На высоте 500...600 м она сменяется зоной горно-лесных буреземов, а на высоте 1200 м — горно-подзолистой. На высоте около 1700 м располагается горно-луговая зона, на высоте 2000 м — зона примитивных почв, которая на высоте 2800 м переходит в нивальную зону вечных снегов и ледников.

Для сравнения отметим, что в районе Северного Урала первую ступень вертикальной зональности составляют горноподзолистые

почвы, которые сменяются средней горно-тундровой и верхней горно-арктической зонами.

Однако все горные почвы отличаются от своих равнинных аналогов малой и изменчивой мощностью почвенного профиля, присутствием в пределах всего профиля обломочного материала в виде щебня, гальки, хряща и др. Ниже почвенного профиля расположена твердая плита или продукты ее выветривания.

Каждая горная область характеризуется своими почвенно-растительными поясами. Наибольшее распространение имеют следу-



Рис. 22.1. Схема вертикальных почвенных зон в Западном и Восточном Закавказье.

ющие горные почвы: горно-тундровые, горно-луговые, горно-подзолистые, серые горно-лесные и бурые горно-лесные.

В нижних частях склонов гор южных широт образуются горные черноземные, каштановые, сероземные и горно-пустынные почвы.

Значительные площади горных почв, в первую очередь южных районов, используют как высокопродуктивные пахотные земли, луга и пастбища. Однако дальнейшее увеличение производства сельскохозяйственной продукции на этих почвах должно осуществляться не за счет распахивания новых площадей, а повышения продуктивности земледелия и улучшения горных лугов и пастбищ.

Главное направление всех агромероприятий на горных почвах — предупреждение и устранение водной эрозии. Важную почвозащитную и гидрологическую роль играют лесные насаждения, поэтому количество вырубок необходимо свести до минимума. Для уменьшения водной эрозии следует применять полосное земледелие, загонный выпас скота, почвозащитное лесонасаждение.

На избыточно-увлажненных участках сенокосов и пастбищ следует проводить осушение и мероприятия по поверхностному улучшению: боронование, внесение удобрений, очистку от сорняков и

подсев культурных видов трав. Для введения в сельскохозяйственный оборот дерново-глеевых и дерново-подзолисто-поверхностно-оглеенных почв Прикарпатья и Закарпатья необходимо осушение и проведение агромелиоративных мероприятий.

Глава 23. ПОЧВЫ РЕЧНЫХ ПОЙМ

Часть речной долины, заливаемую паводковыми водами, называют поймой. Площадь пойменных почв в СССР 57,5 млн. га, что составляет 2,6% всей территории. Наибольшие поймы имеют такие крупные реки, как Днепр, Волга, Ока, Дон, Обь, Енисей, Лена, Амур и др.

23.1. Природные условия и особенности почвообразования в поймах

Водный режим и уровень воды в реке не являются постоянными, а изменяются под влиянием природных условий, в первую очередь климатических. Максимальный уровень воды в реках, берущих свое начало на равнинах, наблюдается весной во время таяния снегов, а в реках, вытекающих с гор, — летом во время таяния ледников. После половодья уровень воды в реках снижается: минимальный уровень определяется величиной притока грунтовых и поверхностных вод.

Продолжительность паводка и высота подъема воды в значительной мере зависят от заболоченности водораздельных пространств, распаханности и облесенности территории. Если площадь водосбора облесена, то уровень воды в реке в весеннее половодье поднимается медленно и медленно снижается после таяния снега. В реках с безлесым водосборным пространством в результате быстрого таяния снега уровень воды поднимается быстро и высоко и через короткое время резко снижается.

Паводки для почвообразования и хозяйственной деятельности могут иметь как положительное, так и отрицательное значение. К отрицательным последствиям паводка следует отнести затопление территории, невозможность использования ее продолжительное время, избыточное увлажнение и заболачивание поймы, отложение грубых наносов на плодородных слоях почвы и др. Положительным следует считать накопление ила ила и влагозарядку пойменных почв. В качестве сельскохозяйственных угодий наиболее пригодны равнинные поймы с весенними паводками.

Особенности почвообразования. В поперечном сечении поймы разделяется на три области: приустьевую, центральную и притеррасную (рис. 23.1). Они отличаются гидрогеологическим режимом, составом речных наносов и почвами.

Приустьевая область наиболее высокая, сложена из крупного материала, механический состав отдельных слоев неоднороден, поэтому ее называют слоистой. Уровень грунтовых вод в приустьевой пойме находится глубоко, она хорошо дренирована. Здесь

образуются, как правило, песчаные и супесчаные слабообразованные почвы с низким плодородием.

Центральная область занимает наибольшую площадь поймы. Движение паводковых вод здесь по мере удаления от русла замедляется, поэтому отложения характеризуются более тяжелым по сравнению с прирусловой областью механическим составом.

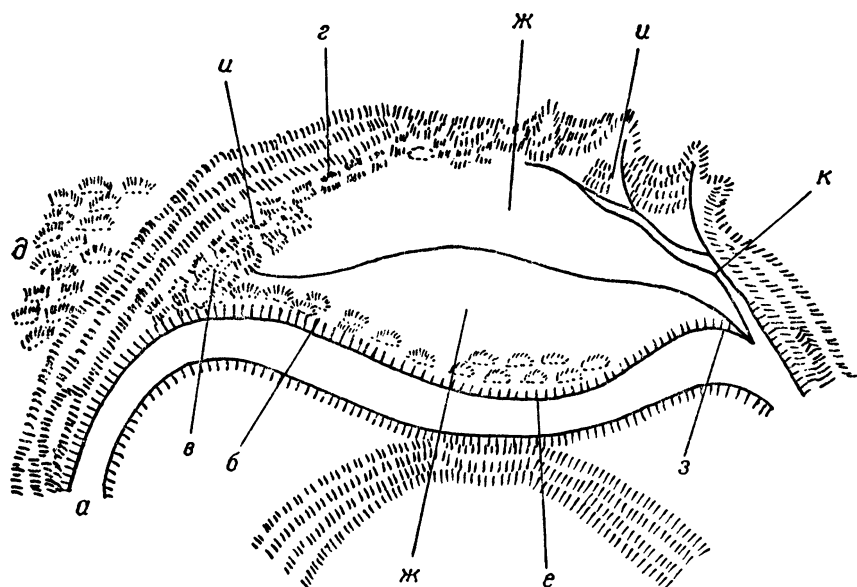


Рис. 23.1. Схема участков зернистой поймы и ее элементов (по В. Р. Вильямсу):

а — бечевник; б — прирусловые дюны; в — область наибольшего скопления песков; г — притеррасные дюны; д — притеррасные вздутые пески; е — прирусловая пойма; ж — центральная пойма; з — водоток центральной поймы; и — притеррасная пойма; к — притеррасная река.

Различают зернистую и слоистую поймы. Первая образуется в условиях обесенного водосбора и «спокойного» половодья, вторая — в безлесных районах в результате сильного половодья и отложения слоистого аллювия. Рельеф центральной поймы равнинный, несколько пониженный, уровень грунтовых вод устойчивый и достигает глубины корнеобитаемого слоя.

Притеррасная область поймы образуется в результате совместного действия аллювиальных паводковых вод реки, делювиальных вод, стекающих с надпойменных террас, выходящих на поверхность грунтовых вод террас или коренного берега реки. Это приводит к образованию болот и топей. Почвенный покров здесь довольно лестрый, однако преобладают торфяные болота или минеральные заболоченные земли.

На почвообразование в поймах влияют как аллювиальные процессы, так и зональные факторы. На слабозаливаемых поймах преобладают зональные факторы и образуются почвы, сходные с

водораздельными и наоборот, в условиях больших паводков мощных аллювиальных наносов зональные факторы играют подчиненную роль. Поэтому почвы пойм весьма неодинаковы как в долинах рек разных географических зон, так и в границах поймы отдельной реки. В меньшей степени подчинены закону горизонтальной зональности пойменные почвы крупных рек, в большей — почвы пойм мелких рек. В степной зоне поймы может быть представлена только притеррасной, в горной — только прирусловой частью.

23.2. Классификация и характеристика пойменных почв

Пойменные почвы есть во всех географических зонах и отличаются характерными зональными особенностями. Важное значение как объекты мелиорации и сельскохозяйственного использования имеют поймы лесной и лесостепной зон.

Здесь в различных частях поймы расположены дерновые, дерново-глеевые и болотные почвы.

Пойменные дерновые почвы образуются в прирусловой и центральной областях поймы. Среди них различают: дерновые слоистые почвы — характерны как для прирусловой, так и центральной областей, дерновые зернистые — характерны для центральной области поймы (рис. 23.2).

Дерновые слоистые почвы имеют маломощный (20...30 см) гумусовый горизонт с содержанием гумуса до 3%, непрочную зернисто-комковатую структуру и слабовыраженный переходной горизонт *B*. Главная особенность их — слоистость профиля: слои песчаного и супесчаного аллювия чередуются с суглинками, а иногда и с глинистыми слоями.

Дерновые зернистые почвы не слоисты, они отличаются сравнительно однородным суглинистым и глинистым механическим составом. Благодаря обильной травянистой растительности здесь хорошо развит дерновый процесс и связанное с ним накопление гумуса и зольных элементов питания растений. Для них характерно следующее строение профиля:

*A*₀ — землистая дернина, мощность 4...6 см;

*A*₁ — гумусовый горизонт, темно-серый или серый, структура зернистая или мелкокомковатая, ярко выраженная, мощность 30...40 см;

B — переходной горизонт небольшой мощности, признаки иллювиальных процессов отсутствуют;

C — аллювиальные отложения различного механического состава.

Дерновые зернистые почвы по уровню плодородия значительно выше дерновых слоистых. Они содержат значительное количество гумуса (4...7%), а также азота, фосфора и калия. Эти почвы имеют слабокислую реакцию и высокую степень насыщенности основаниями. Прочная зернистая структура оптимизирует водно-воздушный режим почвы и поддерживает ее в состоянии аэробногизиса.

Дерново-глеевые пойменные почвы развиваются в понижениях и межгрядных пространствах, где в результате застаивания паводковых и дождевых вод возникают процессы заболачивания. Они покрыты влажными разнотравными злаками и кустарниками. Наиболее развиты в их профиле два горизонта: мощный дерновый с содержанием гумуса 4...6% и глеевый, голубовато-сизого цвета с обилием ржавых пятен и потеков по ходам корней и трещинам.

По показателям плодородия дерново-глеевые почвы уступают дерновым зернистым. Вследствие близкого залегания грунтовых вод и переувлажнения профиля они требуют осушительных мелиораций.

Болотные почвы образуются в основном в притеррасной части поймы, а при малом уклоне местности могут распространяться и на всю пойму (Полесье, Мещера и др.). Они формируются по низинному типу болотообразования при сочетании болотного процесса почвообразования с аллювиальными процессами. Растительность богатая, представлена главным образом тростниками, осоками, хвощами и кустарниками — ивой, ольхой и др. Источники избыточного увлажнения, как уже отмечалось, — паводковые воды, воды поверхностного стока с водоразделов и подток грунтовых вод надпойменных террас.

В естественном состоянии пойменные болотные почвы представляют собой сенокосные луга. После проведения осушительных мелиораций и освоения они превращаются в высокопродуктивные сельскохозяйственные угодья.

Описанные почвы характерны в основном для лесной и лесостепной зон. В поймах рек других природных зон преобладают: в тундре — тундровые дерновые и тундровые болотные; в степи и отчасти лесостепи — аллювиальные луговые, влажно-луговые, пойменные болотные и засоленные почвы степей; в полупустыне и пустыне — пустынно-луговые, лугово-болотные; в предгорных пустынях — луговые сероземы; в субтропиках — аллювиально-луговые и лугово-болотные, пойменные и приморские дерновые и глеевые, болотные почвы.

Кроме того, в поймах рек разных зон встречаются погребенные или ископаемые почвы. Они когда-то находились на поверхности и сформировались под действием зональных факторов почвообразования. В настоящее время эти почвы перекрыты слоями аллювиальных наносов, образовавшихся в результате половодий. Иногда встречаются наносы солевого происхождения.

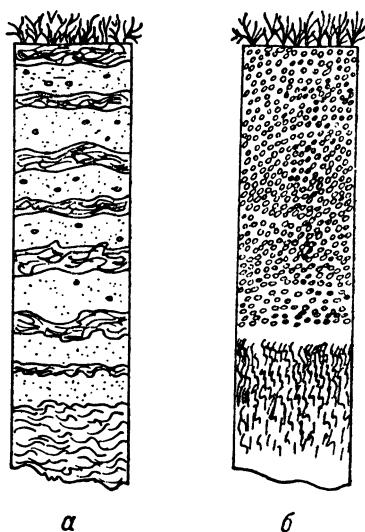


Рис. 23.2. Схема строения дерновых (аллювиальных) почв: а — слоистой; б — зернистой.

23.3. Мелиорация, окультуривание и сельскохозяйственное использование пойменных почв

Выбор способов гидротехнических мелиораций для оптимизации водно-воздушного режима пойменных почв зависит от характера водного питания, рельефа, развитости пойм и др. Подробно этот вопрос излагается в курсе сельскохозяйственных мелиораций, поэтому здесь рассматривается только необходимость таких приемов, как обвалование пойм и кольматаж.

Обвалование применяют на хорошо развитых поймах, где строительство осушительных систем технически нецелесообразно и экономически невыгодно. Обвалование территорий проводится в различных случаях: для защиты от паводковых вод, затопления водами искусственных водоемов, чтобы уменьшить площадь мелководий, от морских приливов и т. п. Наряду с положительным влиянием на ход почвообразовательных процессов обвалование может иметь и отрицательные последствия. Это, в частности, прекращение поступления на пойму плодородного осадка паводковых вод и возможное засоление почв в засушливых областях. Для предотвращения и устранения таких явлений в дамбах устраивают шлюзы, через которые в необходимые периоды производится напуск воды на обвалованные участки.

Кольматаж проводят на заболоченных поймах. Он также способствует улучшению плодородия галечниковых, песчаных и других малопродуктивных наносов. Сущность его заключается в многократном напуске на поверхность поймы богатых наносами вод реки. Кольматаж проводят на протяжении ряда лет, в результате чего поднимается уровень поверхности поймы и верхние слои почв становятся плодородными.

Пойменные почвы имеют высокую агрономическую ценность как естественные кормовые угодья и как база для выращивания кормовых, зерновых и других культур. Особую ценность представляют пойменные торфяники, которые после осушения и освоения превращаются в высокопродуктивные угодья. Дерновые зернистые и слоистые почвы центральной поймы эффективно используют как пахотные земли под картофель, овощные и другие культуры, менее плодородные почвы прирусловой части поймы используются в качестве сенокосов. Для повышения их продуктивности необходим комплекс работ по поверхностному или коренному улучшению.

Почвы центральной поймы обладают высоким плодородием. Чтобы повысить плодородие легких почв притеррасной поймы, необходимо вносить большие дозы органических и минеральных удобрений. Приемы окультуривания органогенных почв прирусловой поймы описаны в главе 16.

Глава 24. ЭРОЗИЯ ПОЧВ И МЕРЫ БОРЬБЫ С НЕЙ

Под эрозией понимают разрушение почв и почвообразующих пород водой и ветром.

В зависимости от времени проявления и степени выраженности различают древнюю, нормальную (геологическую) и ускоренную (современную) эрозию.

Задолго до появления человека, под влиянием тектонических процессов, двигавшихся льдов, стекавших по земной поверхности вод и резких колебаний температур интенсивно протекала так называемая древняя эрозия — перемещались рыхлые породы, формировались долины рек, водоразделы, русла, стоки, склоны и образовались другие элементы рельефа.

По окончании ледникового периода, когда поверхностный сток сильно уменьшился, а рыхлые породы покрылись растительностью, древняя эрозия перешла в нормальную. Нормальная (геологическая) эрозия протекает очень медленно и практически вреда не приносит. Почва в естественном состоянии защищена от эрозии растительным покровом, особенно корнями растений, а также их отмершими частями (подстилкой). Поэтому незначительные потери верхних слоев почвы от смывания и выдувания восполняются в ходе почвообразовательного процесса. Все это происходит постепенно, совершенно незаметно для человека.

Ускоренная современная эрозия — результат неправильного воздействия человека на земную поверхность. Возникает она при нерациональном хозяйственном использовании территории, уничтожении в той или иной мере древесной и травянистой растительности. Почва лишается естественной защиты, ускоряются процессы эрозии. Если при нормальной эрозии какая-то часть почвы смывается и выдувается в течение столетий, то при ускоренной — практически за год или даже за меньший срок.

В результате эрозии на планете потеряно плодородие около 600 млн. га сельскохозяйственных земель. Это приблизительно равно площади сельскохозяйственных угодий СССР.

Различают водную и ветровую эрозию, или дефляцию.

24.1. Водная эрозия

Водная эрозия происходит под действием атмосферных осадков, стекающих по поверхности почвы, и подразделяется на плоскостную, или поверхностную, и линейную, или овражную.

Плоскостная эрозия — смыл верхних горизонтов почвы, линейная — размыв почвы в глубину мощной, узкой струей воды с образованием рытвин, промоин и оврагов.

В районах орошаемого земледелия встречается ирригационная эрозия, при которой почва смывается оросительной водой так же, как и осадками. За эрозией неизменно следует аккумуляция — накопление продуктов разрушения почвы.

Интенсивность эрозии зависит от природных и производственных условий (климата, свойств почвы и почвообразующих пород, уклона поверхности, характера растительности, приемов сельскохозяйственного использования земель). Водная эрозия почв наиболее распространена на правобережье Днепра, Волги, Дона, Северного Донца, Десны, Днестра и их притоков, на Средне-Русской, Воыно-Подольской, Донецкой, Приволжской и Ставрополь-

24.1. Экономические показатели использования эродированных почв в совхозе «Пионер» Камышинского района Волгоградской обл. (по Комлеву, 1970)

Показатель	Почва			
	несмытая	слабосмытая	среднесмытая	сильносмытая
Урожай зерновых, ц/га	10,8	9,30	7,40	5,10
Затраты труда на 1 ц, чел.-дн.	0,15	0,18	0,22	0,33
Издержки производства на 1 га, руб.	32,84	34,82	36,63	39,11
Себестоимость 1 ц зерна, руб.	3,04	3,75	4,87	7,66
Стоимость продукции с 1 га, руб.	59,40	51,20	40,60	28,10
Прибыль (+) или убыток (—) на 1 га, руб.	+29,56	+16,38	+3,97	—11,01

ской возвышенностях, в Высоком Заволжье, на Общем Сырте, в приречных зонах сибирских рек, особенно Оби, Иртыша, в предгорьях и горах Крыма, Кавказа, Карпат, Урала, Средней Азии.

Эрозия почв наносит огромный ущерб нашему народному хозяйству, прежде всего сельскому.

Смыв и размыв почв, сопровождающийся аккумуляцией отложений, уничтожает пашни, сенокосы, пастбища. Эродированные почвы ежегодно теряют гумус, а с ним азот и элементы зольного питания, в количествах, превосходящих нормы вносимых в почву удобрений на неэродированных площадях. Все это приводит к снижению урожая возделываемых культур на 20...60% и более (табл. 24.1).

Овраги создают большие неудобства при проведении всех видов полевых работ, а разрастаясь, приводят к уничтожению хозяйственно используемой площади, разрушают дороги и дорожные сооружения. Продукты разрушения почвы, образующиеся при эрозии, вызывают заиление водохранилищ и русел рек, заносят оросительную сеть, каналы, пруды, жилища и приусадебные строения.

С эрозией почв в горных районах связаны разрушительные селевые потоки. Двигаясь с большой скоростью, они способны перемещать отдельные камни массой до 10 т.

Селевые потоки разрушают населенные пункты, гидротехнические сооружения, железные и шоссейные дороги, заносят ценные сельскохозяйственные угодья и представляют опасность для людей и животных.

Развитию эрозии способствует вспашка и рядовой посев вдоль склонов, а также распашка крутых склонов более 10...15°, нерегулируемый выпас скота и беспорядочная вырубка леса.

Эрозия почв, начавшаяся в дореволюционное время, в Европейской части СССР охватывает до 50 млн. га.

Каждому типу почвы соответствует свой характер эрозионного процесса. Против эрозии относительно менее устойчивы почвы степей и более устойчивы почвы влажных областей вследствие их большого задернения.

Возможность смыва в значительной степени зависит от уклона местности. Различают смывы: слабый (угол наклона меньше 3°), средний — 3...5, сильный — 5...7, очень сильный — 7...10°.

По степени смытости эродированные почвы классифицируют следующим образом: 1) слабосмытые (смыто меньше половины горизонта A_1); 2) среднесмытые (смыто более половины горизонта A_1); 3) сильносмытые (разрушен весь горизонт A_1); 4) очень сильносмытые (разрушены горизонты A_1 и B).

Чем круче и длиннее склон, тем более разрушительна работа воды. Южные и выпуклые склоны сильнее эродируются.

24.2. Ветровая эрозия

Ветровая эрозия наблюдается чаще в зонах неустойчивого увлажнения, в засушливых областях, особенно в пустынях и полупустынях. Ветровая эрозия проявляется в виде местного (повседневного) развеивания (дефляции) и пыльных (черных) бурь.

Пыльные бури наиболее распространены южнее линии Балта — Кременчуг—Полтава—Харьков—Балашов—Куйбышев—Уфа—Новотроицк—Магнитогорск—Омск. Особенно большой ущерб они причиняют в Северном Казахстане, Башкирии, в Ставропольском и Краснодарском краях, на юго-востоке Украины, в Заволжье и в степных районах Западной и Восточной Сибири.

Разрушительное механическое воздействие на почву воздушных потоков достигает больших размеров. Ветровая эрозия может происходить весной, летом, осенью и зимой даже при слабых ветрах (5 м/с) любого направления. Однако чаще всего она проявляется при сильных ветрах (15...20 м/с) весной, когда почва взрыхлена на больших площадях, а сельскохозяйственные культуры не успели еще развиться и не предохраняют почву от выдувания, и летом (преимущественно на парах и на полях, занятых пропашными культурами).

Действие ветра слабее проявляется на влажной почве, обладающей увеличенной связностью, где ускоренный рост растений способствует быстрому созданию почвозащитного покрова. Пыльные бури развиваются при очень сильных ветрах, которые подхватывают и переносят на значительные расстояния мелкие почвенные частицы. За один-два дня они сносят довольно мощные слои даже суглинистой распыленной почвы и губят посевы на больших площадях. Пыльные бури приносят большой вред сельскому хозяйству,

они повреждают посевы, местами полностью сдувают гумусный горизонт. Территория, подвергающаяся пыльным бурям, иногда простирается в длину и ширину до 1000 км и более.

Повседневная (местная) эрозия протекает без пыльных бурь; она медленно, но постоянно разрушает почву, особенно сильно проявляясь на склонах. При этом могут возникнуть так называемые смерчи и поземки.

В первом случае ветер поднимает частички почвы на большую высоту над пашней, образуя столбы пыли; во втором — частицы поднимаются на высоту до 1,5 м, передвигаясь скачкообразно или быстро перекатываясь по поверхности земли и повреждая (засекающая) на своем пути сельскохозяйственные культуры.

24.3. Меры борьбы с эрозией

Предупреждение эрозии и эффективная борьба с ней возможны только в том случае, когда противоэрозионными мероприятиями охвачена вся земельная территория — от водораздела до русла реки.

Борьба с эрозией почв должна быть направлена главным образом на устранение причин, порождающих ее, а не только против последствий этого явления. Для этого разрабатывают комплекс противоэрозионных агротехнических, лесомелиоративных и гидротехнических мероприятий на основе научно-обоснованной организации земельной территории.

Этот комплекс и система мероприятий должны состоять из защиты почв водного бассейна путем создания лесных и луговых полос, восстановления структуры почв и управления культурным микро рельефом при обработке почв, а также устройством канав, валов, террас, плотин, запруд, водоотводящих и водопоглощающих сооружений (лотков, ложбин, водосливов, кротодрен, щелей) для регулирования поверхностного стока.

Мероприятия по борьбе с эрозией делят на две группы: пассивные — профилактические и активные. Активные меры борьбы базируются главным образом на инженерных приемах предупреждения возникновения эрозии (крепление склонов и дна оврагов дерниной, камнем, бетоном, устройством перепадов, ложбин, террас, запруд, плотин и т. д.). Сюда относится также бороздование и создание искусственного микро рельефа, рыхление почвы, уничтожение почвенной корки, контурная вспашка, безотвальная вспашка, устройство оградительных канав и валиков, закрепление растительностью, дождевание, подпочвенное орошение.

Одним из эффективных и наиболее доступных видов противоэрозионной агротехники является зяблевая вспашка, культивация (кроме посевной) и рядовой посев или посадка сельскохозяйственных культур поперек склона. Борозды, гребни и сформировавшиеся рядки растений задерживают стекающую на поверхности пашни воду, уменьшая тем самым смыв и размыв почвы.

Важное противоэрозионное мероприятие — перекрестный сев,

**24.2. Противозерозийная роль различных способов посева озимой пшеницы на полях Донецкой областной сельскохозяйственной опытной станции при выпадении ливневого дождя 50 мм
(данные К. Л. Холупяка, Н. К. Шикеры)**

Расстояние от водораздела, м	Крутизна склонов, град.	Смыв почвы при различных способах посева, м ³ /га			Расстояние от водораздела, м	Крутизна склонов, град.	Смыв почвы при различных способах посева, м ³ /га		
		вдоль склона	поперек склона	перекрестный			вдоль склона	поперек склона	перекрестный
100	1,0	—	—	—	250	5,0	9,3	2,3	1,4
150	1,5	—	—	—	300	9,5	15,8	5,2	4,0
200	2,0	2,2	—	—	325	12,0	33,4	9,1	7,5

при котором достигается более равномерное развитие культурных растений и лучшая, чем при рядовом (табл. 24.2), защита почв от водной и ветровой эрозии.

Важное значение в борьбе с эрозией почв имеют органические и минеральные удобрения. Культурные растения, выросшие на удобренной почве, развивают более мощную корневую систему и более густой надземный полог, улучшают физические свойства почвы, что в совокупности способствует лучшей защите ее от эрозии.

Правильные севообороты с многолетними травами (табл. 24.3) повышают плодородие смывных почв, а также выполняют противозерозийную функцию.

**24.3. Влияние растительности на смыв черноземной почвы
(по Г. А. Черемисинову)**

Характер землепользования	Уклон, град.	Сток воды с 1 га, л	Смыв почвы с 1 га, т
Многолетние травы	5,5—7	3020	4,1
второго года жизни		3700	8,0
Озимая пшеница	5,5—7	4200	15,7
Кукуруза, посеянная поперек склона		7500	49,9
Ранний пар	5,5—7		

В борьбе с ветровой эрозией эффективны агротехнические мероприятия, направленные на увеличение и сохранение влаги в почве и обеспечение постоянной защиты ее поверхности растительным покровом от выдувания.

Надежный способ защиты почв от ветровой эрозии — плоскорезная обработка. При такой обработке на поверхности почвы остаются стерня и пожнивные остатки, которые препятствуют сдуванию снега, увеличивают запасы влаги в почве.

Из других приемов борьбы с ветровой эрозией можно отметить

сплошное и полосное оставление стерни на высоком срезе, специальные посевы длинностеблевых культур (подсолнечника, кукурузы и др.), создание шероховатой поверхности пашни при ее обработке и посеве. Важное значение имеют сжатые сроки посева яровых культур и быстрое появление всходов, обеспечивающие защиту почв от ветровой эрозии.

К предупредительным мероприятиям относятся противоэрозионная организация территории колхозов и совхозов, размещение угодий с учетом предупреждения возможной водной и ветровой эрозии, облесение оврагов и развеиваемых песков.

Большинство из рассмотренных противоэрозионных приемов применяется почти во всех почвенно-климатических зонах страны, т. е. это межзональные мероприятия. Однако есть мероприятия, которые применяют только в определенных местных условиях.

Сочетание межзональных и местных мероприятий образует комплекс противоэрозионных приемов, являющихся частью зональной системы земледелия.

Глава 25. БОНИТИРОВКА И ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ПОЧВ

Для высокоэффективного использования земельного фонда страны необходимы количественный учет земель и качественная их оценка. Качественную оценку почв по их свойствам и продуктивности называют б о н и т и р о в к о й. При бонитировке учитывают основные свойства почв, их пространственное размещение, водный режим, возможности мелиорации, а также многолетнюю среднюю урожайность сельскохозяйственных культур. На основании собранных данных вычисляют количественные показатели (баллы), по которым можно сопоставить различные почвы. По определению Ф. Я. Гаврилюка, «... бонитировка почв есть агрономическая инвентаризация почвенного плодородия в баллах».

Бонитировку почв производят по всем сельскохозяйственным угодьям (пашне, сенокосам, пастбищам и многолетним насаждениям).

Данные бонитировки используют при планировании сельскохозяйственного производства, разработке мелиоративных приемов, рекомендаций по специализации хозяйств, систем земледелия, сравнительной оценке производственной деятельности хозяйств, агропромышленных комплексов и решении многих других задач.

Методик бонитировки существует много, но они исходят из сформулированного В. В. Докучаевым положения о том, что при сравнительной оценке почв необходимо одновременно использовать данные по средней многолетней урожайности сельскохозяйственных культур (для пахотных земель) или биологической продуктивности земель (для кормовых или лесных угодий) и данные свойств почв, которые имеют корреляционную связь с их продуктивностью: гумусированность, мощность гумусового горизонта, механический состав, реакция, засоленность, емкость поглощения и др.

Однако корреляция указанных свойств с урожайностью не всегда тесная и зависит от зон и формирования основных режимов почв: водного, воздушного, теплового, питательного и условий почвообразования.

Наиболее коррелируют с урожайностью во всех зонах следующие свойства почв: запасы гумуса в пахотном и подпахотном горизонтах, содержание фракций ила и физической глины. Ряд показателей имеет важное значение в определенных зонах.

Например, в зонах достаточного увлажнения это рН солевой вытяжки, гидролитическая кислотность, степень насыщенности и сумма поглощенных оснований, грунтовое и поверхностное избыточное увлажнение; а в зонах недостаточного увлажнения — мощность гумусового горизонта, емкость поглощения, количество поглощенного натрия и легкорастворимых солей.

В большинстве случаев все показатели сравнивают с эталоном (оптимальным значением признака, принимаемым за 100 или 50 баллов). Балл каждого оценочного признака определяют по формуле

$$Б = \frac{З_{\phi} \cdot 100}{З_{\text{м}}},$$

где Б — баллы почвы; $З_{\phi}$ — фактическое значение признака; $З_{\text{м}}$ — эталонное значение признака.

По этой же формуле вычисляют баллы и по урожайности.

По существующим методикам эталон можно выбрать для зон, для агрогенетического ряда почвы, для республики, для всей страны. При этом эталоном считают самую лучшую почву и ей дают максимальное количество баллов (100), а всем другим почвам в зависимости от их качества — меньше баллов. Такую шкалу называют замкнутой. При разомкнутой шкале эталоном считают наиболее распространенную среднюю почву, которой присваивают 100 или 50 баллов, а остальные почвы по сравнению с ней будут иметь большую или меньшую оценку.

Более точная качественная оценка земель производится по хозяйствам, в ней учитывается рельеф, эродированность, климатические, гидрологические и другие условия с помощью введения соответствующих поправочных коэффициентов. Так, по Н. Ф. Тюменцеву, поправочные коэффициенты рельефа будут следующие: равнинный — 1, пересеченный — 0,94, сильнопересеченный — 0,80; для учета эродированности слабосмытых почв — 0,5, среднесмытых — 0,2; для поправки на климатические особенности рекомендуется использовать гидротермические коэффициенты и т. д.

В результате можно получить средний балл оценки земель конкретного хозяйства по формуле, рекомендованной С. Н. Тайчиновым:

$$= \frac{\delta_1 \cdot S_1 + \delta_2 \cdot S_2 + \dots + \delta_n \cdot S_n}{S} \cdot ГТК, K_{\text{рф}}, K_{\text{гд}} \text{ и т. д.},$$

где B — балл качественной оценки земли; $\delta_1, \delta_2 \dots \delta_n$ — баллы отдельных почв; $S_1, S_2 \dots S_n$ — площади, занимаемые этими почвами; S — общая площадь хозяйств; $ГТК, K_{рф}, K_{гд}$ — поправочные коэффициенты на гидротермические, рельефные, гидрологические и другие условия.

На основании бонитировки составляют бонитировочные карты, в которых окунтуривают массивы почв одинакового бонитетного балла или определенного интервала баллов (90...100, 80...90, 70—80 и т. д.), т. е. бонитетного класса.

Экономическая оценка земель — понятие более широкое, чем бонитировка. В ее задачу входит определение хозяйственной ценности почвы, ее экономического плодородия. При этой оценке учитывают бонитировочные баллы почвы, рельеф, конфигурацию полей, затраты на производство и транспортировку продукции и др. До настоящего времени нет единой методики экономической оценки земель, причем разные авторы предлагают различный подход к этой проблеме. Одни считают, что при экономической оценке земель следует брать за основу валовой доход с единицы площади, другие предлагают учитывать не только валовой, но и чистый доход с оцениваемой почвы. Существуют различные мнения и об учете дифференциальной ренты. Расчеты по такой оценке земли часто ведут в денежном выражении, существует методика Всесоюзного научно-исследовательского института сельского хозяйства по экономической оценке земли в баллах, по валовому и чистому доходу растениеводческой продукции. Баллы вычисляют так же, как и при бонитировке.

Для экономической оценки земель районов и областей должны быть выбраны эталонные, типичные для данной местности, хозяйства по уровню производства и интенсивности хозяйствования.

Все данные количественного и качественного учета почв вносят в Государственный земельный кадастр СССР и учитывают при организации использования земель, их охраны, мелиорации, химизации, планировании народного хозяйства, размещении и специализации предприятий агропромышленного комплекса, а также решении других народнохозяйственных задач.

Бонитет мелиорированных почв (осушенных, орошаемых) по сравнению с немелиорированными значительно выше, что свидетельствует о целесообразности проведения мелиоративных работ с точек зрения их экономического плодородия и кадастра.

Глава 26. КАРТИРОВАНИЕ ПОЧВ, ПОЧВЕННО-МЕЛИОРАТИВНЫЕ ИЗЫСКАНИЯ

Задача почвенно-мелиоративных изысканий — изучение природных условий и почв территорий, на которых намечается проведение мелиоративных мероприятий; мелиоративная диагностика почв; разработка прогноза возможных изменений свойств почв в результате орошения или осушения и обоснование мероприятий по повышению плодородия мелиорируемых земель.

Материалы, полученные в результате изысканий, используют при выборе участков для проведения мелиораций, разработке комплексов мелиоративных мероприятий применительно к местным почвенно-климатическим условиям и режимов эксплуатации мелиоративных систем.

Общая программа изысканий включает проведение почвенной съемки, установление причин заболачивания, засоления и других явлений, вызывающих необходимость проведения мелиораций, изучение водно-физических и химических свойств почв и подстилающих пород, обобщение имеющегося опыта мелиораций, агропроизводственную и мелиоративную группировку почв и др. На основании полученных данных составляются почвенно-мелиоративные карты, масштаб которых зависит от конкретной задачи исследований, сложности почвенного покрова, вида и стадии проектирования. Для разработки общей схемы мелиорации съемку ведут в масштабе 1 : 10 000 000 или 1 : 2 000 000, для технического проекта по строительству осушительных или оросительных систем — в масштабах от 1 : 200 до 1 : 50 000. Изыскания проводят на основе топографических карт соответствующего масштаба, определяющего и среднее количество почвенных разрезов на 100 га. Одновременно с почвенно-мелиоративными картографическими изысканиями осуществляют ботаническое и культуртехническое картирование.

Почвы изучают на основе морфологического описания почвенных разрезов глубиной 150...200 см, отбора и последующего анализа почвенных образцов. Основные разрезы закладывают в наиболее типичных, характерных местах. Для установления и уточнения границ различных почв закладывают контрольные разрезы глубиной 75...125 см (до начала материнской породы) и прикопки глубиной 25...75 см. Их обычно размещают между основными разрезами, в местах предполагаемой смены одной почвы другой.

Материнские и подстилающие породы вскрывают буром в среднем до глубины 5 м.

На торфяниках проводят послойную через 35...50 см зондировку торфа бурами Гиллера или Инстофа до минерального дна.

Водно-физические свойства почв определяют на специальных площадках, размещенных на основных разновидностях почв массива, в наиболее характерных местах.

При обследовании гидроморфных почв, подлежащих осушению, устанавливают, какие воды вызывают переувлажнение почв (атмосферные, поверхностного стока, почвенно-грунтовые, грунтовые, паводковые), определяют тип водного питания. Кроме того, особое внимание уделяют изучению новообразований (форма, цвет, плотность и др.), цветовых признаков оглеения, выражающихся в белесоватой, белесо-серой, голубовато-серой, серовато-сизой, голубовато-сизой и зеленоватой окраске, и причин заболачивания, происхождения, состава и режима грунтовых вод и др.

Образцы для анализов в минеральных почвах отбирают по генетическим горизонтам, а в торфяных — через 10...15 см до глу-

бины 0,7 м, реже в зависимости от статиграфии торфяника — глубже.

В образцах анализируют механический и агрегатный составы, активную и потенциальную кислотности, гумус, поглощенные основания, плотность, максимальную молекулярную влагоемкость, содержание кальция, железа и подвижных элементов минерального питания растений. В торфяниках, кроме того, определяют ботанический состав, зональность, состав золы.

На площадках для определения водно-физических свойств и монолитах получают объемную массу, полную, наименьшую, предельно-полевую влагоемкость, водоотдачу, скорость и высоту капиллярного поднятия и испарение с поверхности почвы.

При обследовании массивов, подлежащих орошению, обращают также внимание на динамику грунтовых вод и их минерализацию с точки зрения опасности поднятия этих вод и вторичного засоления. Для этого особенно тщательно изучают химические показатели почв (наличие солей, их состав, динамику, глубину залегания и т. п.), характер выщелачиваемости, т. е. промываемость почв от водорастворимых солей. Важно также знать емкость поглощения, количественные и качественные показатели степени и характера насыщенности основаниями. Чтобы определить способы полива, длину борозд, интенсивность дождя, поливные и промывные нормы и другие мероприятия, связанные с орошением, изучают водно-физические показатели почв: механический и агрегатный составы, пористость, полную и наименьшую влагоемкость, максимальную гигроскопичность, скорость впитывания, фильтрации воды и промачивания почвы. Исследуют и высоту капиллярной каймы пресной воды и солевых растворов, скорость их передвижения в почве, запасы продуктивной влаги и влажность завядания. Важно получить скорость испарения с поверхности почвы и транспирацию растительностью. Для предотвращения отрицательных последствий орошения составляют прогнозы возможного вторичного засоления, осолонцевания, осолодения, заболачивания, оглеения и намечают мероприятия по их предотвращению.

По результатам почвенно-мелиоративных изысканий составляют почвенно-мелиоративную карту, которая в сжатом виде представляет генезис, литологию и основные свойства почв и подстилающих пород. В легенде к карте дают рекомендации по использованию исследованных почв до и после проведения мелиорации, а также указывают способ мелиорации.

Чтобы не перегружать основную карту, наряду с ней составляют другие карты и картограммы. Например, картограммы физических показателей почв, фильтрации, засоления, кислотности, гипсования, известкования, поливных и промывных норм, содержания доступных растениям элементов минерального питания и др.

При обследовании больших территорий может проводиться также районирование их по разным признакам (видам водного питания, необходимости осушения, пригодности под орошение, эродированности или подверженности эрозии и т. п.).

Одновременно с почвенно-мелиоративными изысканиями проводят культуртехнические и ботанические обслуживания. Последние выполняют только для естественных сенокосов и пастбищ, которые намечается улучшить с помощью поверхностных мероприятий.

Оценка культуртехнического состояния осушаемой территории заключается в выявлении следующих свойств:

лес — породный состав, густота на 1 га, диаметр в сантиметрах, средняя высота;

кустарник и мелколесье (до 11 см в диаметре) — густота в процентах закустаренности; пни на поверхности и погребенные — порода, густота на 1 га, диаметр в см, давность рубки, если погребенные, указывается глубина залегания;

кочкарник — высота кочек (до 25 см, 50 см и более), тип кочек, степень закочкаренности;

каменистость — количество камней в м³/га, их диаметр, характер залегания (на поверхности, полупогребенные, полностью в земле);

наличие раскорчеванной древесины, ям, карьеров, горелых торфяников и др.

По результатам культуртехнических обследований составляют культуртехническую карту.

К почвенно-мелиоративной и культуртехнической карте прилагают отчет, в котором приводят все результаты исследований, описаний разрезов, ведомости отбора образцов, характеристика каждой таксономической почвенной разности, результаты агрохимических и физико-химических анализов, водно-физические свойства почв, анализ климатических особенностей, геоморфологию, рельеф, мелиоративную оценку почвенного покрова и рекомендуемые мероприятия.

Данные отчета, почвенно-мелиоративной карты и картограмм являются основой для разработки мелиоративных проектов.

Научно-технический прогресс расширяет возможности интенсификации прикладных исследований нашей планеты, в том числе ее почвенного покрова.

Применение аэрофотосъемки, исследование почв из космоса позволит в будущем использовать полученные результаты для обоснования и повышения качества мелиорации земель, а также для решения задач охраны и рационального использования земельных и водных ресурсов страны в целом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Материалы XXVI съезда КПСС. — М., 1981, с. 163—170.
- Продовольственная программа СССР на период до 1990 года и меры по ее реализации. Материалы Пленума ЦК КПСС 1982 года. — Советские профсоюзы, 1982, № 12(922), с. 49—51.
- Астапов С. В. Мелиоративное почвоведение (практикум). — М.: Сельхозгиз, 1958. — 368 с.
- Атлас почв СССР / Под общей ред. проф. И. С. Кауричева и И. Д. Громыко. М.: Колос, 1974. — 168 с.
- Бондаренко Н. Ф. Физические основы мелиорации почв. — Л.: Колос, 1975. — 258 с.
- Вериго С. А., Разумова Л. А. Почвенная влага. — Л.: Гидрометеиздат, 1973. — 328 с.
- Виленский Д. Г. Почвоведение. — М.: Учпедгиз, 1954. — 106 с.
- Вильямс В. Р. Почвоведение. — М.: Сельхозгиз, 1947. — 447 с.
- Владыченский С. А. Сельскохозяйственная мелиорация почв. — М.: Изд-во МГУ, 1972. — 398 с.
- Возбуцкая А. Е. Химия почв. — М.: Высшая школа, 1968. — 427 с.
- Гедройц К. К. Почвенные коллоиды и поглощательная способность почв, т. 1. — М.: Сельхозгиз, 1955. — 559 с.
- Гринченко А. М. Исследование плодородия почв Украинской ССР. — В кн.: Тр. Харьковского СХИ. М, Недра, 1966, т. 49/86.
- Кук Дж. У. Регулирование плодородия почвы. — М.: Колос, 1970. — 520 с.
- Димо В. Н., Роде А. А. Тепловой режим почв СССР. — М.: Колос, 1972. — 360 с.
- Долгов С. И. Исследование подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений. — М.: Изд-во АН СССР, 1948. — 207 с.
- Егоров В. В. Засоленные почвы и их освоение. — М.: Изд-во АН СССР, 1954. — 112 с.
- Зайдельман Ф. Р. Мелиорация заболоченных почв Нечерноземной зоны РСФСР. — М.: Колос, 1981. — 168 с.
- Кауричев И. С. Почвоведение. — М.: Колос, 1975. — 496 с.
- Качинский Н. А. Физика почвы. — М.: Высшая школа, 1965. — 158 с.
- Ковда В. А. Основы учения о почвах. — М.: Наука, 1973.
- Лактионов Н. И. Лабораторный практикум по почвоведению. Харьковский СХИ. — Харьков, 1968.
- Лупинович И. С., Голуб Т. Ф. Торфяно-болотные почвы БССР и их плодородие. — Минск: Изд-во АН БССР, 1958. — 196 с.
- Назаренко И. И. Окультурирование подзолистых оглеенных почв. — М.: Наука, 1981. — 182 с.
- Плюснин И. И. Мелиоративное почвоведение. — М.: Колос, 1971.
- Полевой определитель почв / Украинский науч.-исслед. ин-т почвоведения и агрохимии им. А. Н. Соколовского. — Киев: Урожай, 1981. — 415 с.
- Почвы УССР / Под ред. М. М. Годлина — Харьков: Госсельхозиздат УССР, 1951. — 326 с.
- Рассел Э. Почвенные условия и рост растений. — М.: Изд-во иностр. л-ры, 1955. — 624 с.

- Ревут И. Б.* Физика почв. — Л.: Колос, 1972. — 366 с.
- Роде А. А.* Основы учения о почвенной влаге. — Л.: Гидрометеониздат, 1967, т. 2. — 287 с.
- Скоропанов С. Г., Белковский В. И., Брезгунов В. С.* Беречь и умножать плодородие торфяников. — Минск: Ураджай, 1975. — 125 с.
- Скрынникова И. Н.* Почвенные процессы в окультуренных торфяных почвах. — М.: АН СССР, 1961. — 247 с.
- Смирнов П. М., Петербургский А. В.* Агрохимия. — М.: Колос, 1975. — 512 с.
- Соколовский А. Н.* Сельскохозяйственное почвоведение. — М.: Сельхозгиз, 1956. — 270 с.
- Сукачев В. Н.* Болота, их образование, развитие и свойства. — Л.: Гидрометеониздат, 1926. — 162 с.
- Фатьянов А. С., Тайчинов С. Н.* Почвоведение. — М.: Колос, 1972. — 480 с.
- Święcicki Cz.* Gleboznaw — stwo melioracyjne. — Warszawa: Państwowe wydawnictwo naukowe, 1976. — 352 s.

О Г Л А В Л Е Н И Е

От авторов	3
часть I. ПРОИСХОЖДЕНИЕ, СОСТАВ, СВОЙСТВА И РЕЖИМЫ ПОЧВ — ОБЪЕКТОВ МЕЛИОРАЦИЙ	
Глава 1. Твердая фаза почвы	7
1.1. Происхождение и состав минеральной части твердой фазы почвы	7
1.2. Выветривание горных пород	8
1.2.1. Физическое выветривание горных пород и минералов и его факторы	8
1.2.2. Химическое выветривание горных пород и их минералов	10
1.2.3. Биологическое выветривание	13
1.2.4. Первичные и вторичные (глинистые) минералы	13
1.2.5. Интенсивность и характер выветривания в различных климатических зонах	15
1.3. Почвообразующие породы	16
1.4. Происхождение и состав органической части твердой фазы почвы	19
1.4.1. Источники, условия, процессы и продукты превращения растительных остатков в почвах	20
1.4.2. Содержание гумуса в почвах и его роль в почвообразовании и формировании свойств почвы	24
1.4.3. Органоминеральные соединения твердой фазы почвы	26
Глава 2. Общие представления о почвообразовательном процессе	27
2.1. Общая схема почвообразовательного процесса	28
2.2. Факторы и условия почвообразования	29
2.3. Элементарные почвообразовательные процессы	33
Глава 3. Твердая фаза почвы — дисперсная система	34
3.1. Дисперсность — признак, определяющий свойства твердой фазы почвы	34
3.1.1. Механический состав твердой фазы почвы	35
3.1.2. Классификация почв по механическому составу	36
3.1.3. Значение механического состава почв	38
3.1.4. Принципы определения и расчета механического состава почв и почвообразующих пород	40
3.2. Почвенные коллоиды	41
3.2.1. Классификация и свойства дисперсных систем	41
3.2.2. Строение коллоидной мицеллы	42
3.2.3. Устойчивость коллоидных систем	44
3.2.4. Коагуляция почвенных коллоидов	45
3.2.5. Пептизация почвенных коллоидов	46
3.2.6. Виды почвенных коллоидов и их значение в формировании свойств почвы	46
Глава 4. Жидкая фаза почвы — почвенный раствор	47
4.1. Состав и концентрация почвенного раствора	48
4.2. Реакция почвенного раствора	49
4.3. Буферность почвенного раствора и почв	51

4.4. Окислительно-восстановительные процессы в почвах	51
4.5. Влияние реакции почвенного раствора на растения	53
4.6. Химический состав дренажных вод и вынос ими водорастворимых соединений из почвы	54
4.7. Влияние состава почвенного раствора и грунтовых вод на заупорку дренажа и потребность почв в известковании	55
Глава 5. Газовая фаза (почвенный воздух) почв	56
5.1. Состав почвенного воздуха	57
5.2. Потребность растений в почвенном воздухе	58
5.3. Воздушные свойства, воздушный режим почвы и его регулирование	60
Глава 6. Биофаза почвы	62
6.1. Растительные организмы	62
6.2. Микроорганизмы	63
6.3. Животный мир почвы	65
Глава 7. Поглотительная способность почвы и связанные с ней процессы	66
7.1. Виды поглотительной способности и их природа	67
7.2. Состав обменных катионов и емкость поглощения почв	69
7.3. Насыщенные и ненасыщенные кальцием почвы	72
7.4. Определение и расчет потребности почв в кальции для оптимизации их свойств	72
7.5. Использование ненасыщенности почв кальцием в гидротехническом строительстве и земледелии	73
Глава 8. Физические и физико-механические свойства почвы	75
8.1. Физические свойства	75
8.2. Физико-механические свойства	78
8.2.1. Пластичность почв	78
8.2.2. Липкость почв	79
8.2.3. Набухание и усадка почв	79
8.2.4. Спелость почв	80
8.3. Структура (агрегатный состав) почв и почвообразующих пород	82
8.3.1. Агромелиоративное значение зернисто-комковатой агрономически ценной структуры почвы	82
8.3.2. Условия образования агрономически ценной водопрочной структуры почвы	85
8.3.3. Разрушение и восстановление водопрочной структуры почвы	86
Глава 9. Почвенная влага. Водные свойства и водный режим почвы	88
9.1. Строение и энергетика воды	88
9.2. Явления, связанные с изменением свободной энергии воды в почве	91
9.3. Потенциал почвенной влаги	92
9.4. Состояния воды в почве	94
9.4.1. Вода в твердом состоянии в виде льда	94
9.4.2. Вода в парообразном состоянии	96
9.4.3. Вода в жидком состоянии	96
9.5. Виды, подвиды, формы и категории почвенной влаги	96
9.5.1. Химически связанная вода	97
9.5.2. Физически связанная вода	97
9.5.3. Свободная капиллярная вода	99
9.5.4. Свободная гравитационная вода	101
9.5.5. Грунтовые и подземные воды	101
9.6. Водные свойства почв	104
9.6.1. Влагоемкость почв	104
9.6.2. Водопроницаемость почв	107
9.6.3. Водоподъемная способность почвы	110

9.6.4. Водоотдача почвы	111
9.6.5. Водоудерживающая способность почвы	112
9.7. Значение для растений почвенной влаги	113
9.7.1. Доступная и недоступная для растений вода в почве	113
9.7.2. Продуктивная и непродуктивная вода для растений	114
9.7.3. Влажность завядания растений. Точки завядания и устойчивого завядания	115
9.8. Режим и баланс воды в почве. Методы изучения и основные почвенно-гидрологические расчеты	118
9.8.1. Типы водного режима почв	120
9.8.2. Типы водного режима основных почвенных зон СРСР и характеристика отдельных районов по влагообеспеченности	122
9.8.3. Регулирование водного режима почв в соответствии с потребностями в воде возделываемых растений	124
Глава 10. Тепловые свойства, тепловой баланс и режим почв	126
10.1. Тепловые характеристики почвы	127
10.2. Температурный режим и тепловой баланс почвы, пути их регулирования	131
10.3. Особенности тепловых свойств торфяных почв и пути их регулирования	132
Глава 11. Питательный режим почвы и способы его регулирования	136
Глава 12. Плодородие почвы и пути его повышения	143
ЧАСТЬ II. АГРОМЕЛИОРАТИВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОЧВ СССР — ОБЪЕКТОВ МЕЛИОРАЦИЙ	
Глава 13. Основные сведения о генезисе и классификации почв	150
13.1. Развитие и эволюция почв в конкретных условиях сочетания условий и факторов почвообразования. Зональность почвенного покрова	150
13.2. Почвообразовательный процесс, его типы, таксономические единицы почв	154
13.3. Принципы построения классификации почв в мелиоративных целях	156
13.3.1. Морфологические признаки почвы	158
13.3.2. Номенклатура почвенных горизонтов и почв	160
Глава 14. Почвы арктической и субарктической зон.	163
14.1. Природные условия зон	164
14.2. Основные типы почв	164
14.3. Мелиорация и сельскохозяйственное использование тундровых почв	166
Глава 15. Почвы таежно-лесной зоны	167
15.1. Природные условия зоны	167
15.2. Основные типы почв таежно-лесной зоны, их генезис, состав и свойства	169
15.2.1. Подзолистые почвы	169
15.2.2. Дерновые почвы	171
15.2.3. Дерново-подзолистые почвы	173
15.2.4. Болотно-подзолистые почвы	176
15.2.5. Мерзлотно-таежные почвы	176
15.3. Мелиорация, окультуривание и сельскохозяйственное использование почв таежно-лесной зоны	177
Глава 16. Болотные почвы	178
16.1. Площадь и распространение болот	178
16.2. Генезис болотных образований	178
16.3. Классификация болот и торфяно-болотных почв	182

16.4. Морфологические признаки, состав и свойства торфяно-болотных почв	185
16.5. Особенности водно-физических свойств торфяных почв	187
16.5.1. Расчет содержания воды в торфяных почвах	190
16.5.2. Влажность завядания растений на торфяных почвах	190
16.5.3. Изменение влагоудерживающей способности торфяных почв как следствие их периодического обезвоживания—оводнения	191
16.6. Мелиорация, окультурирование и сельскохозяйственное использование болотных почв и торфа	192
Глава 17. Почвы лесостепной зоны	193
17.1. Природные условия зоны	194
17.2. Основные типы почв и их свойства	195
17.2.1. Генезис почв лесостепной зоны	195
17.2.2. Классификация серых лесных почв	195
17.2.3. Состав и свойства серых лесных почв	196
17.3. Мелиорация, окультурирование и сельскохозяйственное использование серых лесных почв	197
Глава 18. Почвы степной зоны	198
18.1. Природные условия зоны	200
18.2. Генезис черноземных почв	200
18.3. Классификация черноземов	201
18.4. Состав, свойства, режимы черноземных почв	203
18.5. Мелиорация, сохранение и повышение плодородия при сельскохозяйственном использовании черноземных почв	206
Глава 19. Почвы зоны сухих степей	207
19.1. Границы и площадь зоны	207
19.2. Природные условия зоны	207
19.3. Особенности почвообразовательного процесса	208
19.4. Строение почвенного профиля	209
19.5. Состав и свойства каштановых почв	209
19.6. Классификация каштановых почв	211
19.7. Мелиорация и сельскохозяйственное использование каштановых почв и мероприятия по повышению их плодородия	211
Глава 20. Почвы полупустынные и пустынные	212
20.1. Границы и площадь зоны	212
20.2. Природные условия зоны	213
20.3. Особенности почвообразовательного процесса	214
20.4. Строение почвенного профиля	214
20.5. Состав и свойства почв	215
20.6. Классификация полупустынных и пустынных почв	217
20.7. Мелиорация, сельскохозяйственное использование полупустынных и пустынных почв и мероприятия по повышению их плодородия	217
Глава 21. Засоленные почвы	218
21.1. Распространение и площадь	219
21.2. Солончаки и почвы различной степени засоления	219
21.2.1. Строение профиля солончаков	222
21.2.2. Состав и свойства солончаков	222
21.2.3. Классификация солончаков и засоленных почв	222
21.2.4. Мелиорация, сельскохозяйственное использование и окультурирование солончаков и почв различной степени засоления	224
21.3. Солонцы и солонцеватые почвы	226
21.3.1. Строение профиля солонцов	227
21.3.2. Состав и свойства солонцов	227
21.3.3. Классификация солонцов	229
21.3.4. Мелиорация, окультурирование и сельскохозяйственное использование солонцов и солонцеватых почв	229

21.4. Солоди	230
21.4.1. Строеие профиля	231
21.4.2. Состав и свойства солодей	231
21.4.3. Классификация солодей	232
21.4.4. Мелиорация, окультуривание и сельскохозяйственное использование солодей	233
21.5. Динамика, режим и баланс солей в почвах. Прогноз вторичного засоления почв при орошении	233
Глава 22. Почвы сухих, влажных субтропиков и горных областей	236
22.1. Почвы сухих субтропиков	236
22.2. Почвы влажных субтропиков	238
22.3. Почвы горных областей	239
Глава 23. Почвы речных пойм	242
23.1. Природные условия и особенности почвообразования в поймах	242
23.2. Классификация и характеристика пойменных почв	244
23.3. Мелиорация, окультуривание и сельскохозяйственное использование пойменных почв	246
Глава 24. Эрозия почв и меры борьбы с ней	247
24.1. Водная эрозия	247
24.2. Ветровая эрозия	249
24.3. Меры борьбы с эрозией	250
Глава 25. Бонитировка и экономическая оценка почв	252
Глава 26. Картирование почв, почвенно-мелиоративные изыскания	254
Список литературы	258

Степан Тихонович Вознюк, Петр Карпович Кузьмич,
Вадим Григорьевич Крыштоф и др.

МЕЛИОРАТИВНОЕ ПОЧВОВЕДЕНИЕ с основами гидрологии

Под редакцией д-ра с.-х. наук, проф. С. Т. Вознюка
и канд. с.-х. наук, доц. П. К. Кузьмича

Допущено Министерством
высшего и среднего специального образования УССР
в качестве учебного пособия
для студентов вузов,
обучающихся по специальности «Гидромелиорация»

Редактор Л. А. Азизян
Оформление Л. Е. Струтинской
Художественный редактор Н. Н. Чишко
Технический редактор А. А. Степанюк
Корректор Е. Г. Логвиненко

Информ. бланк № 8332.

Сдано в набор 13.02.84. Подп. в печать 31.08.84.
БГ 04252. Формат 60×90/16. Бум. тип. № 1. Лит. гарн.
Выс. печать. Усл.-печ. л. 16,5. Усл.-кр.-отт. 17.
Уч.-изд. л. 18,69. Тираж 3000 экз. Изд. № 1196.
Зак. № 3150. Цена 80 к.

Издательство при Львовском государственном
университете издательского объединения «Вища
школа», 290000, Львов, ул. Университетская, 1.

Областная книжная типография, 290000, Львов,
ул. Стефаника, 11.