

ПОЧВОВЕДЕНИЕ

С ОСНОВАМИ ГЕОЛОГИИ

учебное пособие



УДК 631.4:55(075.8)
ББК 40.3я73+26.3я73
П65

А в т о р ы:

А.И. Горбылева, доктор сельскохозяйственных наук, профессор
Д.М. Андреева, кандидат биологических наук, доцент
В.Б. Воробьев, кандидат сельскохозяйственных наук, доцент
Е.И. Петровский, кандидат сельскохозяйственных наук, доцент

Р е ц е н з е н т ы:

кафедра агрономии Белорусского аграрного технического университета;
ведущие научные сотрудники Научно-исследовательского
государственного предприятия «Институт почвоведения и агрохимии»
доктор биологических наук, профессор *Т.А. Романова*,
доктор сельскохозяйственных наук, профессор *В.В. Жилко*

**Почвоведение с основами геологии: Учеб. пособие / А.И. Гор-
П65 былева, Д.М. Андреева, В.Б. Воробьев, Е.И. Петровский; Под
ред. А.И. Горбылевой. — Мн.: Новое знание, 2002. — 480 с.,
[4] л. ил.: ил.**

ISBN 985-6516-49-8.

Подробно изложены основные понятия современного почвоведения.
Даны общие представления о генезисе, классификации и географии почв
мира. Отражены вопросы повышения плодородия почв, их качественной
оценки; описаны типы и виды эрозии и меры борьбы с ней и др.

Адресуется студентам агрономических специальностей.

УДК 631.4:55(075.8)
ББК 40.3я73+26.3я73

ISBN 985-6516-49-8

© Коллектив авторов, 2002
© Оформление. ООО «Новое знание», 2002

ОТ АВТОРОВ

Пособие написано в соответствии с учебными программами курса «Почвоведение» для студентов высших учебных заведений по специальности С 01 01 00 «Агрохимия, почвоведение и защита растений» и «Почвоведение с основами геологии» для агрономических специальностей С 01 02 00 «Агрономия», С 01 02 01 «Производство, хранение и переработка продукции растениеводства», С 01 03 00 «Плодоовощеводство», С 01 04 00 «Селекция и генетика сельскохозяйственных культур», Н 06 02 00 «Радиозэкология». Пособие включает три части: «Основы геологии», «Общее почвоведение» и «Генезис, классификация и география почв». Оно составлено с учетом того, что студентам специальности С 01 01 00 изучению почвоведения предшествует курс геологии и завершает курс географии почв, а студенты других агрономических специальностей изучают основы геологии как часть почвоведения. Этим объясняется его объем и отличие от имеющихся учебников по почвоведению, изданных в разные годы под редакцией И.С. Кауричева, В.А. Ковды и других.

Материал пособия распределен следующим образом. Первая часть «Основы геологии» написана доцентом Д.М. Андреевой; вторая часть «Общее почвоведение», главы 4–9 и 15, 16 — профессором А.И. Горбылевой, главы 10–14 — доцентом В.Б. Воробьевым; третья часть «Генезис (происхождение и развитие), классификация и география почв», главы 17, 18, 20–23, 25, 26, 28, 29 — профессором А.И. Горбылевой, главы 19, 24, 27 — профессором А.И. Горбылевой и доцентом Е.И. Петровским.

Часть

I

Основы геологии

Геология (от греч. *gē* — земля, *lógos* — слово, учение) — наука о составе, строении, истории развития земной коры и более глубоких недр Земли, а также о размещении в земной коре полезных ископаемых.

Почвоведение как естественнонаучная дисциплина тесно связана с геологией, так как почвы образуются на наружных горизонтах горных пород в результате длительного воздействия на них различных временных геологических и биохимических процессов. В почвообразовании могут участвовать подземные или минерализованные воды, которые по-разному влияют на свойства почв. Разнообразие почв в природе в значительной степени зависит от форм рельефа местности. Горные породы, рельеф, свойства и образования подземных вод — объекты изучения геологии, без знания которых невозможно глубокое понимание процессов образования почв.

Современное сельское хозяйство немыслимо без применения минеральных удобрений. Сырьем для их получения являются агрономические руды, поиски которых ведут геологи. И наконец, разведку запасов пресной воды, так необходимой в быту и сельском хозяйстве, осуществляют также геологи. Сохранить землю от разрушения водными потоками и ветром помогают геологические знания о процессах водной и ветровой эрозии. Предметом изучения геологии являются реки, озера, болота. Состояние земной поверхности зависит от того, какие процессы происходят в глубине земли, на первый взгляд незначительные и незаметные. В последние годы стала изучаться возможность ландшафтного земледелия. В этом случае рельеф оценивается не только как фактор почвообразования, но и как сельскохозяйственный объект. Геология незаменима и здесь.

В общем знание основ геологии необходимо для изучения, рационального использования и сохранения самого большого богатства на земле — почвы. Через почву геология влияет на развитие таких сельскохозяйственных наук, как земледелие, мелиорация, агрохимия и др.

Глава 1

ПРЕДМЕТ ГЕОЛОГИИ, ЕЕ ЗАДАЧИ, СОСТАВНЫЕ ЧАСТИ И МЕТОДЫ

Геология изучает вещественный состав земли, строение, историю развития, а также процессы, происходящие на поверхности земли и в ее недрах. В зависимости от того, что изучается из перечисленных факторов, выделяют несколько геологических дисциплин.

1. Науки, изучающие вещественный состав Земли, — минералогия, петрография, геохимия.

2. Науки, изучающие геологические процессы, — динамическая геология, геотектоника, геоморфология.

3. Науки, изучающие историю развития Земли, — историческая геология и палеонтология.

Минералогия — наука о минералах, т.е. о природных химических соединениях элементов, их образовании, свойствах и процессах разрушения (выветривания). Поскольку минералы являются источниками минеральных элементов питания для растений, очень важно знать, с какой скоростью идет процесс высвобождения элементов из сложных природных соединений и переход их в доступную для растений форму. Процессы превращения минералов происходят и в почве. Поэтому минералогия — очень важная дисциплина среди геологических наук для почвоведения.

Петрография (от греч. *pétros* — камень, *grd phō* — пишу; букв.: описание камней) — наука о горных породах: как и где образуются горные породы, какие формы залегания им присущи, каким процессам превращения они подвергаются, как скоро разрушаются и какие при этом новые породы образуются. Все это имеет непосредственное значение для подготовки почвообразовательного процесса, а также определяет свойства почв, на них образующихся.

Горные породы состоят из минералов (одного или нескольких). Поэтому петрография и минералогия — очень тесно связанные между собой дисциплины геологии. Многие породы яв-

ляются документами, по которым восстанавливается история развития жизни на Земле, так как содержат в себе отпечатки растений и животных далеких эпох.

Геохимия — наука о закономерностях распространения различных элементов в разных оболочках Земли (литосфере, гидросфере, атмосфере, мантии и ядре).

Динамическая геология — наука о процессах, идущих на поверхности Земли (деятельность поверхностных текучих вод, рек, ветра, озер, болот, морей, подземных вод, ледников, вечной мерзлоты).

Геотектоника изучает главным образом процессы, источником энергии которых являются внутренние силы Земли (вулканизм, землетрясения, горообразовательные движения).

Геоморфология — наука о формах земной поверхности, причинах и законах ее развития.

Историческая геология восстанавливает по геологическим документам историю развития Земли как планеты в разные геологические эпохи, измеряемые сотнями миллионов и даже миллиардов лет (соотношение суши и моря, наличие горных систем, формы жизни, полезные ископаемые). Очень близко к исторической геологии стоит **палеонтология** — наука о существующих и вымерших в далекие эпохи формах жизни; устанавливает звенья эволюционного ряда. Историческая геология использует палеонтологический метод наряду со стратиграфическим. Эти две геологические дисциплины имеют непосредственное отношение к поискам агрономических руд.

Среди геологических дисциплин есть ряд наук, которые выделяются по производственному признаку. Это гидрогеология, инженерная геология, геофизика, геология четвертичного периода, учение о полезных ископаемых и др.

Методы геологии как науки очень специфичны. Несмотря на то что геология — естественная наука, экспериментальный метод в геологии применяется в очень ограниченном масштабе. Все геологические процессы длительны по времени. Горообразовательные движения земной коры, процессы накопления осадков, процессы денудации (разрушения) гор и другие длятся тысячи и миллионы лет. Поэтому провести подобный «эксперимент» человек не может. Основным методом исследования в геологии яв-

ляется наблюдение. Давно замечено, что одни пласты пород залегают горизонтально, другие — наклонно, а третьи — вертикально. Изучая пласты пород, находящихся высоко в горах, люди обнаруживали в них такие же раковинки, какие водятся в морях, и т.д. Нужна была теория для объяснения наблюдаемых фактов. Такую теорию в XIX в. предложил Чарлз Лайель — принцип актуализма. Суть его сводится к следующему: «Настоящее есть ключ к пониманию прошедшего».

Известно, например, что в современных морях животные, скелет которых содержит углекислый кальций, обитают на глубине не более 4 км, при температуре воды не ниже 20 °С, а на большей глубине в более холодных водах живут радиолярии, скелет которых состоит из кремнезема. Следовательно, пласты известняков, находящиеся сейчас на суше, могли образоваться только в теплом неглубоком море, а пласты радиоляриевого ила — в глубоком и холодном. Второй пример, связанный с растениями. В земных пластах находятся остатки древесных растений: у одних есть годовичные кольца роста, у других — нет. Применяя принцип актуализма, можно предположить, что первые росли в умеренном климате с сезонными сменами климата (зима — лето), вторые — в условиях тропического климата, т.е. непрерывно.

Метод эксперимента применяется лишь для проверки различных гипотез образования минералов. Изучение химического состава минералов дало основание предположить, что они образуются в глубине Земли при высоких температурах и высоком давлении. Современный технический уровень позволяет создать такие условия в лабораториях. В отличие от настоящих, природных, эти минералы называются плавлеными. По составу и свойствам они ничем не отличаются от созданных природой, а иногда бывают лучше, чище, но ценятся гораздо дешевле природных. Так, кварц для технических целей (кристаллы с пьезоэлектрическим эффектом) получают исключительно в лабораторных условиях. В лабораториях ученые создали новые минералы, которых в природе нет, например на основе оксидов циркония и иттрия — фианит, увековечив авторство Физического института АН СССР (ФИАН). По тугоплавкости, твердости и другим физическим свойствам фианит не уступает алмазу, поэтому его

иногда называют искусственным бриллиантом, но по химическому составу это совсем другое соединение. Бриллиант — это ограненный алмаз, чистейший углерод.

Строение и происхождение Земли

Первое научное представление о Земле — это то, что она имеет форму шара, однако измерение полярного и экваториального радиусов Земли показало, что они неодинаковы. Пришлось изменить название формы Земли на сфероид, близкий к эллипсоиду вращения. Дальнейшее изучение нашей планеты показало, что если мысленно опустить все горные территории в морские впадины, то «не хватит» материала, чтобы получился эллипсоид вращения. Форму Земли поэтому называли геоидом. И наконец, вследствие работ полярных экспедиций установлено, что Северный полюс Земли находится как бы в небольшой глубине, а Южный — на немного вытянутой вершине, в результате получилось как бы сердечко. Эту последнюю форму Земли называли кардиоидом. Таким образом, форма Земли как планеты претерпела такую эволюцию: шар — сфероид — эллипсоид вращения — геоид — кардиоид. Но по-прежнему, говоря о форме Земли, надо помнить, что она круглая, как шар, и характеризуется следующими физическими параметрами: полярный радиус — 6356, 777 км, экваториальный — 6378, 160 км; длина по окружности — 40 000 км; площадь поверхности — 510,2 млн км²; площадь суши — 29,2%, а площадь Мирового океана — 70,8% поверхности; средняя плотность — 5518 кг/м³. Наибольшая глубина Мирового океана 11 022 м (Марианский желоб).

Земля имеет концентрическое строение. Различают внутренние и внешние оболочки Земли. Внутренние: литосфера, мантия (или промежуточная оболочка) и ядро Земли; внешние — гидросфера, атмосфера и биосфера.

Литосфера, или каменная оболочка Земли, имеет мощность 50–20 км на суше и 4–9 км под океаном. Под литосферой находится **мантия**, простирающаяся до глубины 2900 км, и глубже них находится **земное ядро**. Если всю массу Земли принять за едини-

цу, то на долю литосферы приходится 0,004, на долю мантии — 0,681 и на долю ядра — 0,315.

Изучению доступна лишь верхняя часть литосферы, так как самая глубокая скважина на суше измеряется 12 км. Литосфера делится на верхнюю гранитную оболочку и нижнюю — базальтовую. Средняя плотность гранитной оболочки 2,7–2,9, базальтовой — 3,0–3,3 г/см³. Поскольку средняя плотность Земли равна 5,5 г/см³, удалось рассчитать плотность мантии и плотность ядра. Предполагают, что плотность вещества мантии 4–6 г/см³, а ядра 10–12 г/см³.

Границы внутренних оболочек (переход литосферы в мантию и мантии в ядро) установлены с помощью сейсмического зондирования планеты — по скорости распространения волн, так как непосредственному измерению доступна лишь самая верхняя часть литосферы на глубину буровой скважины. Можно сказать, что сейчас человек знает о космосе больше, чем о том, что у него под ногами.

И тем не менее существуют теории происхождения Земли, основанные на том научном материале, который накопило человечество. Их можно разделить на две группы: теории горячего и теории холодного происхождения Земли. В первом случае наша Земля — остывающий огненный шар, будь то кусочек Солнца (Джеймс Джинс, В.М. Гольдшмидт) или раскаленная газовая туманность, захваченная Солнцем в свою орбиту вращения (Лаплас). В пользу таких теорий свидетельствуют концентрическое строение планеты, наличие легких элементов на поверхности Земли и тяжелых — на глубине. В.М. Гольдшмидт сравнивает этот процесс с плавкой металла и разделением веществ по плотности. В таком случае Земля должна быть раскаленной внутри, в любом месте земной поверхности может происходить извержение расплавленной магмы в виде вулканов. Но это не так. Извержение вулканов приурочено лишь к определенным местам на планете, и это дает определенные основания согласиться с теорией холодного происхождения Земли. Первым теорию холодного происхождения Земли предложил И. Кант. Согласно его теории, Земля, состоящая из обломков частиц, захваченных Солнцем в свою орбиту, была первоначально холодной, а разогрев ее шел за счет превращения механической энер-

гии падающих частиц в тепловую, а также за счет тепла, излучаемого Солнцем.

Последней теорией происхождения Земли является теория советских ученых О.Ю. Шмидта и В.Г. Фесенкова. Она относится к разряду «холодных» гипотез и объясняет происхождение нашей планеты, как и других планет Солнечной системы, из межзвездной пыли, захваченной Солнцем; первоначально температура ее была равна 4°C , затем происходило и происходит разогревание планеты за счет радиоактивного распада элементов. А поскольку радиоактивные элементы распределены неравномерно, то и разогревание ее идет в разных точках с различной скоростью. Отсюда наличие очагов расплавленной магмы, а не сплошная расплавленная оболочка и т.д.

Все это интересно с познавательной точки зрения, но непосредственного отношения к почвоведению не имеет. Вернемся к изучению тех свойств Земли, которые имеют значение для понимания процессов, происходящих в почве. Это температурный режим и давление. Верхние слои литосферы получают энергию от Солнца и нагреваются. Сезонным колебаниям температуры подвержена земная кора до глубины 20–25 м, т.е. на эту глубину проникает тепло Солнца. Амплитуда колебания температур достигает 100°C . Это очень важный фактор выветривания (разрушения) минералов, слагающих верхние слои литосферы. На этой глубине находится поле постоянных температур. Глубина его залегания и величина постоянной температуры несколько различаются для разных точек земной поверхности. Например, в Париже поле постоянной температуры $+11^{\circ}\text{C}$ находится на глубине 18 м, под Москвой — на глубине 25 м, постоянная температура $+3,6^{\circ}\text{C}$ и т.д. Обычно в поле постоянных температур находятся лаборатории, хранящие приборы и эталоны времени, мер и т.д.

Глубже пояса постоянных температур Земля «разогревается» со скоростью 3°C на 100 м. Величина 33 м/град называется *температурным градиентом*. Если продолжить расчеты по разогреву Земли с температурным градиентом 33 м/град, то на глубине 30 км ее температура должна быть 1000, на глубине 300 км — 10 000, на глубине 3000 км — 100 000 $^{\circ}\text{C}$ и т.д. Так ли это? Никто пока не измерял. Но то, что на глубине 50–120 км (т.е. в нижних слоях лито-

сферы) образование минералов идет при температуре выше 1000 °С, проверено экспериментально в процессе получения искусственных минералов. Для почвоведения это имеет огромное значение, так как минералы, образовавшиеся в зоне высоких температур, в почве неустойчивы. То же самое можно сказать и о давлении. На глубине 100 км давление равно 20 тыс. атмосфер, а в центре Земли — 3 млн атмосфер.

В состав литосферы входят почти все элементы, известные в химии. Химический состав литосферы вычислил американский ученый Ф.У. Кларк, поэтому процентное содержание элемента в земной коре получило название кларка-элемента (табл. 1).

Таблица 1

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

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

Почти половина массы литосферы представлена кислородом, а более чем четверть — кремнеземом. В сумме два этих элемента дают почти 75% массы литосферы; 99,79% от массы литосферы приходится всего на девять элементов таблицы Менделеева, а на долю всех остальных элементов — 0,21% от массы литосферы. В составе литосферы почти нет азота.

Гидросфера, или водная оболочка, относится к внешним оболочкам Земли. В ней есть все элементы, которые находятся в ли-

тосфере, так как с суши идет постоянный снос веществ водными потоками. Общее количество солей в морской воде — 3,5%, но состав этих солей не отличается разнообразием. Из катионов преобладают натрий, кальций, магний, калий, из анионов — хлор, сульфат-ион, фосфат и бикарбонат.

Строго говоря, гидросферой называется вся вода нашей планеты в жидком, твердом и газообразном состоянии, а не только вода морей, как иногда трактуют. Примерно 94% всей гидросферы составляют соленые воды Мирового океана, 4 — подземные соленые воды, 2 — ледники и снег, 0,4 — пресные поверхностные воды суши (озера, реки, болота, водохранилища, почвенные воды), 0,01% — атмосферные воды.

Мировой океан покрывает 70,8% поверхности нашей планеты и имеет среднюю глубину 3,88 км. В его водах растворено $5 \cdot 10^{16}$ т солей. Больше всего в составе солей — хлоридов (88,64%), затем сульфатов (10,80%) и карбонатов (0,34%). В речных водах, заполняющих океан в течение 44 000 лет, эти соли представлены в обратном порядке: хлориды — 5,2%, сульфаты — 9,9, а карбонаты — 60,1%. Несмотря на огромные размеры, Мировой океан един по своему солевому составу. Морская вода имеет слабощелочную реакцию (pH 7,5–8,5).

Атмосфера — газовая оболочка Земли, состоит из азота (78% объема), кислорода (20,95%), аргона (0,93%) и углекислого газа (0,03%). На долю остальных газов (гелий, водород и др.) приходится около 0,01% объема. Нижняя граница атмосферы — это поверхность суши и океана; верхней границы не существует. При отдалении от поверхности Земли плотность атмосферы постепенно уменьшается, и на высоте примерно 1000 км она сливается с космическим пространством.

Атмосфера делится на тропосферу (примерно 16 км), стратосферу (30–35 км) и ионосферу (80 км).

Следует обратить внимание, что первоначально, до появления жизни на Земле, весь азот находился в составе атмосферы, и только потом часть его перешла в осадочные породы и почвы под влиянием живых организмов. Роль живых организмов в жизни Земли огромна, поэтому выделяется специфическая оболочка Земли — **биосфера**. Толщина ее около 30 км (табл. 2).

Таблица 2

**Общие данные о физическом и химическом составе
оболочек Земли (по М.Дж. Брэдшоу, Б. Мейсону,
с дополнениями М.П. Толстого)**

Оболочка	Средняя мощ- ность, км	Средняя плот- ность, г/см ³	Масса		Состав, %					
			10 ²⁷ т	%	N	H	C	O	Si	ме- таллы
Биосфера	30	1,00	—	—	1	60	8	30	—	—
Атмосфе- ра	300	0,0013	0,000005	0,00009	76	2	—	21	—	—
Гидро- сфера (океаны)	3,8	1,03	1,03	0,024	66	66	—	33	—	—
Земная кора	30	2,80	0,043	0,7	3	—	—	60	20	—
Мантия	2870	4,50	4,054	67,8	—	—	—	54	14	29
Ядро	3471	10,70	1,876	31,5	—	—	—	—	—	100
Земля (вся)	6371	5,52	5,52	100,0	—	—	—	—	—	—

Термин «биосфера» появился в науке в 1875 г. Его ввел австрийский ученый Э. Зюсс. Но толкование Зюсса, что такое биосфера, сводилось к понятиям «сфера жизни» или даже «совокупность живого вещества».

Учение о биосфере в современном виде создал ученик В.В. Докучаева — В.И. Вернадский. Основные положения учения он изложил в книге «Биосфера» (1926). Почва — самая «густонаселенная» часть биосферы. Живое вещество планеты составляет 1/1000 часть массы литосферы, но литосфера не уменьшается и не увеличивается, а живое вещество обновляется с очень большой скоростью вот уже 3,8 млрд лет. В результате живыми организмами созданы пласты каменного угля, нефти, горючих сланцев, фосфоритов, железных и марганцевых руд, известняков и т.д. Можно без преувеличения сказать, что все осадочные горные породы обязаны своим рождением деятельности биосферы. Живые организмы планеты заполняют все ее оболочки — твердую, жидкую и газообразную, но говорить о четких границах биосферы трудно. Хорошо известна лишь верхняя граница биосфе-

ры — это озоновый экран атмосферы, находящийся на высоте 23–25 км от поверхности Земли. Озоновый слой препятствует поступлению на Землю ультрафиолетовых лучей, которые губят все живое. Поэтому выше озонового слоя жизни нет. Что же касается нижней границы биосферы, то в настоящее время считают, что литосфера населена живыми организмами до глубины примерно 3 км, а гидросфера — на всю глубину океана и на десятки метров в глубину от дна. С развитием науки появляются все новые данные о распространении живых организмов.

Обновление всего живого вещества Земли осуществляется в среднем за 8 лет. В Мировом океане вся его масса обновляется за 33 дня, а фитомасса каждый день. На суше этот процесс происходит примерно за 14 лет. «Виноваты» долгоживущие деревья.

Из обмена веществ организмов с окружающей средой следует, что все химические элементы земной коры были многократно использованы живыми организмами, а вода гидросферы сотни тысяч раз входила в состав живого вещества. При этом движение элементов рассматривается не само по себе, а как проявление общего биогеохимического круговорота веществ и энергии в биосфере.

Уровни организации и функционирования биосферы изучаются биогеохимией, биогеоценологией и другими науками, среди которых особое место занимает генетическое почвоведение. Создатель биогеоценологии В.Н. Сукачев указывал, что если биогеоценозы выполняют роль основных аппаратов биогеохимического преобразования веществ и энергии в биосфере, то почвы в биогеоценозах являются управляющими и следящими системами. Поэтому проблема рационального использования почв на основе взаимосвязи учения о почве со всем комплексом биосферных наук имеет жизненно важное значение.

Минералогический состав земной коры

В состав земной коры (литосферы) входят все элементы, известные в химии, кроме азота, первоначальное место которого — атмосфера. В составе литосферы все элементы представлены в виде минералов, а минералы, в свою очередь, образуют горные породы. Что такое минералы?

Минерал — это природное химическое соединение элементов, или самородный элемент, образовавшийся в определенных физико-химических условиях среды. Своим внешним видом он отражает ту обстановку, в которой образовался. Сравним, например, два минерала: апатит и фосфорит. Как природное химическое соединение они одинаковы — это соединения кальция и ортофосфорной кислоты $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$, но отличаются по внешнему виду. Апатит — камень светло-зеленого цвета, зернистой структуры, образуется при застывании магмы, богатой фосфором, причем кристаллизация апатита идет при температуре 1600°C . Фосфорит — черного или темно-серого цвета, землистый минерал, нередко с включениями или отпечатками раковин морских животных, образуется на дне морей и океанов из костей рыб и других позвоночных животных при температуре около $+20^\circ\text{C}$, т.е. этот минерал имеет биогенное происхождение.

По физическому состоянию большинство минералов являются твердыми телами. Но бывают минералы жидкие (вода при температуре выше 0°C) или газообразные (углекислый газ).

По происхождению, или точнее по условиям образования, минералы делятся на эндогенные и экзогенные. Эндогенные минералы образуются внутри земли при высоких температурах и высоком давлении; экзогенные — на поверхности земли или на небольшой глубине в условиях низких температур и давления примерно в 1 атм, т.е. в условиях, близких к земной поверхности. Эндогенные минералы называются первичными, экзогенные — вторичными, так как продукты разрушения первичных минералов являются материалом для образования вторичных. Знать происхождение минералов очень важно. В природе существует закон: «Всякое природное соединение устойчиво в тех термодинамических условиях, в которых оно образовалось. Попадая в другие условия, это соединение начинает разрушаться».

Почва — экзогенная среда для минералов. Следовательно, первичные минералы в почве будут разрушаться, выветриваться, а элементы, в них содержащиеся, перейдут в форму, доступную для растений. Все минералы являются источниками минеральной пищи для растений, и чем быстрее минерал отдает растениям свои элементы, тем лучше. Под таким углом зрения и надо рассматривать все минералы. У каждого минерала есть своя хи-

мическая формула, а химический состав минерала не зависит от размера минерала. Элементы, входящие в состав молекулы природного химического соединения, определенным образом создают кристаллическую решетку. Поэтому для каждого минерала характерна определенная форма кристалла.

Изучением форм кристаллов занимается специальная геологическая наука **кристаллография**. Для того чтобы оценить поведение того или иного минерала в почве, знание формы кристалла необязательно. Однако другие физические свойства минералов, связанные со строением кристаллической решетки, имеют большое значение. Внешние признаки минерала определяют следующие физические свойства: блеск, цвет, черту, твердость, излом, спайность, вкус, вскипание от соляной кислоты, запах жженой кости, побегалость и магнитность. Но такое свойство минерала, как твердость, имеет не только диагностическое значение. От твердости минерала зависит скорость его разложения (выветривания). Твердые минералы долго сохраняются в почве, мягкие — нет. Твердость минерала определяется по шкале твердости, или шкале Мооса. Эта 10-балльная шкала оценки твердости минералов состоит из 10 минералов-эталонов, твердость каждого оценивается в единицах.

Шкала твердости минералов

1 — тальк	6 — полевой шпат
2 — гипс	7 — кварц
3 — кальцит	8 — топаз
4 — флюорит	9 — корунд
5 — апатит	10 — алмаз

Твердостью минерала называется способность одного минерала оставлять царапину на другом, менее твердом. Определяют твердость путем сопоставления минерала с эталонной шкалой, проводя испытуемым минералом по поверхности эталонных минералов до образования царапин. Важным свойством минерала является вкус. Если минерал обладает вкусом (неважно каким — горьким, соленым или горько-соленым), это говорит о том, что такой минерал образовался в природе путем осаждения из растворов.

Все известные минералы подразделяются на классы (табл. 3). Науке известно 2800 минералов и большинство из них (99,65% от

массы литосферы) находится в составе 10 классов. Что представляют собой эти минералы с химической точки зрения?

Таблица 3

Сведения о распространении минералов в природе

Класс	От массы литосферы, %	Количество минералов	Происхождение
Всего известно, в том числе	100	2800	Разное
Алюмосиликаты	60	700	Эндогенные
Оксиды	17	200	Эндогенные и экзогенные
Простые силикаты	15	100	Эндогенные
Галоиды	3,5	100	Экзогенные
Карбонаты	1,8	80	Экзогенные
Сульфаты	1	260	Экзогенные
Фосфаты	1	200	Эндогенные и экзогенные
Сульфиды	0,25	350	Эндогенные
Самородные элементы	0,1	50	Эндогенные
Нитраты	Очень мало		Экзогенные
Итого	99,65	2040	—
Остальные	0,35	760	—

Самый распространенный класс минералов — **Алюмосиликаты**. На его долю приходится 60% от массы литосферы, он включает 700 разных природных минералов.

Все минералы класса алюмосиликатов делятся на три группы: полевые шпаты, фельдшпатицы и плагиоклазы, которые являются солями двух алюмокремниевых кислот — $\text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$ и $\text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Соли первой кислоты — полевые шпаты, соли второй — фельдшпатицы, а изоморфные смеси солей этих двух кислот — плагиоклазы. В свободном виде эти кислоты на Земле неизвестны, но, как предполагает В.И. Вернадский, на глубине Земли в условиях высоких температур и высокого давления между этими кислотами и основаниями в расплавленной магме происходили реакции замещения водорода металлами.

Группа полевых шпатов — солей алюмосиликновой кислоты $\text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$ — включает: ортоклаз — $\text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$; альбит — $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$; микроклин — $(\text{K}, \text{Na})_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$.

Группа фельдшпатов — солей алюмосиликновой кислоты $\text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — включает: нефелин — $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$; лейцит — $\text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$; анортит — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Группа плагиоклазов содержит изоморфные соединения смеси минерала альбита (Ab) и анортита (An).

К классу алюмосиликатов относится группа слюд и водных алюмосиликатов: мусковит — калиевая белая слюда; биотит — магнезиально-железистая черная слюда; флогопит — магнезиальная бурая слюда и вермикулит — продукт метаморфизма биотита и флогопита.

Минералы класса алюмосиликатов образуются главным образом при кристаллизации магмы. Когда температура остывающей магмы достигает $900-800^\circ\text{C}$, кристаллизуются плагиоклазы, нефелин и другие фельдшпаты. Причем чем больше кварца в минерале, тем ниже температура кристаллизации. При температуре магмы 700°C кристаллизуются полевые шпаты и слюды, при температуре 500°C выпадает в виде кристаллов кварц, который относится к классу оксидов.

Класс Оксиды — это соединения элементов с кислородом; в этот класс входят 200 минералов, на их долю приходится 17% от массы земной коры, причем 12% от массы литосферы занимают соединения кремнезема с кислородом или минералы группы кварца, химический состав их однороден (SiO_2), а физические свойства разнообразны в связи с тем, что по происхождению SiO_2 бывает как эндогенным, так и экзогенным. Кварц образуется при кристаллизации магмы, богатой кварцем, при температуре 500°C . Это кристаллический кварц. Аморфный кварц — халцедон $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ — образуется при выветривании алюмосиликатов и силикатов в экзогенных условиях, а если в состав аморфного кварца попадает примесь глинистых частиц, образуется минерал — кремнь. Все минералы группы кварца устойчивы к выветриванию, они не растворяются ни в воде, ни в кислотах, химически инертны. На втором месте в составе класса оксидов находятся минералы, представляющие собой оксид железа. Это магнетит и магнитный железняк $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$, гематит Fe_2O_3 .

(красный железняк), лимонит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ и охра (железная болотная руда) $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Только магнетит образуется эндогенным путем, гематит — как эндогенным, так и экзогенным, а лимонит и охра — исключительно экзогенным при окислении сульфидов (пирит и халькопирит) и других железосодержащих первичных минералов.

На третьем месте по распространению находятся оксиды алюминия — корунд Al_2O_3 , образующийся эндогенным путем, и боксит $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, образующийся экзогенным путем.

Значительное место среди минералов этого класса принадлежит оксидам марганца. Это минералы пиролюзит, вад, псиломен. Они образуются экзогенным путем при выветривании первичных минералов, содержащих марганец (например, родонит MnSiO_3 , относящийся к классу простых силикатов).

Минералов класса **Простые силикаты** немного (100), но на их долю приходится 15% от массы литосферы. Все минералы этого класса эндогенного происхождения, т.е. образуются при кристаллизации магмы при температуре 1200–800 °C и представляют собой соли двух кремниевых кислот: метакремниевой H_2SiO_3 ($\text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$) и ортокремниевой H_4SiO_4 ($\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$). В условиях земной поверхности реакция соединения кварца и воды идти не может (это все равно, что насыпать кварцевый песок в стакан с водой), а в глубине Земли, где высокие температуры и давление, т.е. в составе расплавленной магмы, такие реакции, по мнению В.И. Вернадского, протекали, и в результате образовались минералы метасиликаты и ортосиликаты. Метасиликаты — роговая обманка — $\text{CaSiO}_3 \cdot \text{MgSiO}_3 \cdot \text{FeSiO}_3$, авгит — $\text{Ca}(\text{Mg, Fe, Ti, Al})[\text{Si, Al}]_2\text{O}_6$, родонит (орлец) — MnSiO_3 . Ортосиликаты — оливин — $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$, топаз — $\text{Al}_2(\text{F, OH})_2\text{SiO}_4$, гранат — $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$. К этому классу относятся минералы серпентин и тальк, также эндогенного происхождения, но образующиеся при частичной метаморфизации (вторичном изменении) как роговой обманки, так и оливина.

Класс **Галоиды** занимает четвертое место по распространению в природе. На его долю приходится 3,5% от массы литосферы. Класс насчитывает 100 минералов. Минералы этого класса в основном соли HCl : галит — NaCl , сильвин — KCl , сильвинит — $\text{KCl} \cdot \text{NaCl}$, карналлит — $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Это сокровища умер-

ших морей, исключительно экзогенные минералы (причем водного происхождения), образуются в лагунах. Мало распространены соли HBr и HI . А соль фтористоводородной кислоты HF — минерал флюорит (или плавиковый шпат) довольно широко распространен, он образуется в результате кристаллизации магмы при температуре 1600°C , т.е. является эндогенным минералом.

Класс **Карбонаты** занимает шестое место в литосфере по распространению. На его долю приходится 1,8% от массы земной коры, насчитывает всего 80 минералов. Карбонаты — соли угольной кислоты: кальцит — CaCO_3 , магнезит — MgCO_3 , доломит — $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$ и сидерит — FeCO_3 . Все они экзогенного происхождения, причем многие из них — биогенного.

Класс **Сульфаты** насчитывает 260 минералов, на их долю приходится 1% от массы литосферы. Это соли серной кислоты: гипс — $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, ангидрит (безводный гипс) — CaSO_4 , барит (тяжелый шпат) — BaSO_4 . Минералы этого класса экзогенного происхождения, так как серная кислота в природе образуется при окислении сульфидов.

Класс **Фосфаты** — это соли ортофосфорной кислоты H_3PO_4 , апатит $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaCl}_2$ (хлорапатит) и $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2$ (фторапатит) эндогенного происхождения, образуются при кристаллизации магмы при температуре 1600°C .

Фосфорит $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ — минерал экзогенного происхождения, как химического — фосфорит пластовой, так и биогенного — фосфоритная галька; вивианит $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ — синяя болотная руда, образуется в болотах низинного типа; вместе с торфом носит название «торфовивианиты».

Класс **Сульфиды** — соли сероводородной кислоты H_2S или соединения металлов с серой. Минералов этого класса много — 350, но по массе на их долю приходится 0,25% от массы литосферы. Это пирит (серный колчедан) — FeS_2 , халькопирит (медный колчедан) — CuFeS_2 , галенит (свинцовый блеск) — PbS , сфалерит (цинковая обманка) — ZnS , молибденит (молибденовый блеск) — MoS , аргентин (серебряный блеск) — As_2S_3 и др. Все минералы этого класса являются эндогенными, но образуются не при кристаллизации магмы, а гидротермальным путем, т.е. из горячих водных растворов, в которых растворяется H_2S , сопро-

вождающих вулканические процессы. Обнаружено, что пирит, и особенно его лучистая разновидность — марказит, могут образовываться и биогенным путем в болотах верхового типа. Все минералы класса сульфидов при выветривании образуют серную кислоту и оксиды соответствующего металла.

Класс **Самородные элементы** насчитывает 50 минералов, но общее его количество невелико — 0,1% от массы литосферы. Это самородное золото — Au, серебро — Ag, ртуть — Hg, медь — Cu, графит — C, алмаз — C, сера — S и т.д. Большого значения для почвы они не имеют, кроме серы.

Класс **Нитраты** — это соли азотной кислоты HNO_3 : чилийская (NaNO_3), индийская (KNO_3) и норвежская ($\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$) селитры. Нитраты — минералы биогенного происхождения. Большинство их прошло через тело птиц; из птичьего помета (гуано) в условиях сухого климата на месте птичьих базаров образовались кристаллы желтого цвета (NaNO_3). По месту их нахождения, на западном берегу Тихого океана — в Чили, минерал был назван как чилийская селитра. Но теперь от этого крупного месторождения осталось одно название. Все месторождение минерала было перевезено на поля Европы как «камень плодородия» в XVIII—XIX вв.

Науке известно 2800 минералов, однако практически человек имеет дело с очень небольшим количеством природных химических соединений. В природе широко распространено всего 50–60 минералов. Эти минералы входят в состав горных пород и называются почвообразующими. Остальные минералы называются акцессорными или минералами-примесями. Их в природе мало. Минералы, входящие в состав горных пород, имеют очень большое значение для почвенного плодородия, так как на породах образуются почвы, а минералы являются источниками элементов пищи для растений. Но элементы пищи в составе минерала находятся в форме, недоступной для растений, и чтобы «отдать» элемент растению, минерал должен быть разрушен, причем чем больше скорость разрушения, тем лучше.

Выше было отмечено, что скорость разрушения зависит от происхождения минерала и степени его измельчения (так как химические реакции идут на поверхности), которая в свою очередь зависит от твердости минерала.

Любой минерал, попадающий в почву, является для растений источником минеральных элементов. Наиболее важные приведены в табл. 4.

Таблица 4

Минералы как источники элементов питания растений

Азот (N)	Фосфор (P)	Калий (K)	Сера (S)	Кальций (Ca)	Магний (Mg)
Чилийская селитра	Апатит	Сильвин	Пирит	Флюорит	Карналлит
Индийская селитра	Фосфорит	Сильвинит	Халькопирит	Кальцит	Магнезит
	Вивианит	Карналлит	Сера	Доломит	Доломит
		Ортоклаз	Сфалерит	Апатит	Оливин
		Микроклин	Киноварь	Фосфорит	Роговая обманка
		Мусковит	Молибденит	Гипс	Сerpентин
		Вермикулит	Аурипигмент	Ангидрит	Тальк
			Гипс	Анортит	Биотит
			Ангидрит	Лабрадор	Мусковит
			Барит		Вермикулит

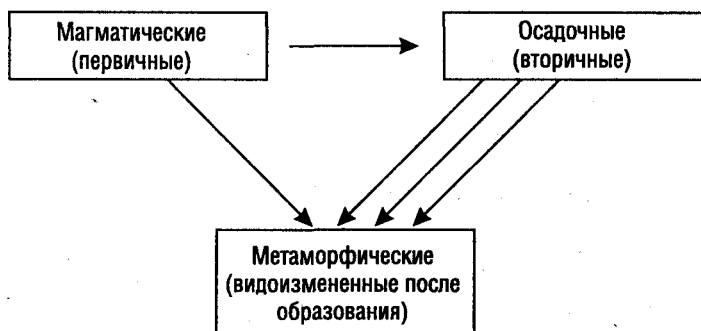
Петрографический состав литосферы (горные породы)

Горные породы — это комплекс минералов. Большинство горных пород состоит из нескольких минералов, они называются полиминеральными. Но есть горные породы, состоящие из одного минерала, они называются мономинеральными, например, гипс-минерал и гипс-порода.

Гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) называется минералом независимо от его количества, это природное химическое соединение. Чтобы назвать гипс породой, он должен занимать определенное место в пространстве и определенную форму, отражающую историю его образования.

Иными словами, горные породы — это геологические тела, слагающие литосферу, имеющие определенную форму и большие размеры, измеряемые метрами и даже километрами. Это первое отличие горной породы от минерала. Второе отличие заключается в том, что горная порода не имеет химической формулы, даже мономинеральные породы содержат в себе примеси других минералов или механические примеси, связанные с условиями образования.

Все горные породы делятся на три группы и находятся в таком взаимодействии.



Магматические горные породы. Образовались первыми на Земле за счет внутреннего тепла Земли, поэтому и называются первичными. Еще их называют эндогенными. Осадочные (экзогенные) породы вторичные по происхождению, они образуются из продуктов разрушения магматических пород на поверхности Земли (как твердых обломков, так и растворенных солей). Метаморфические породы могут образовываться как из магматических, так и из осадочных пород, но большинство метаморфических пород осадочного происхождения, что показано на схеме тремя стрелками, а не одной. Термин «метаморфические породы» означает породы, изменившие форму, но не содержание. Например, известняк CaCO_3 превращается в мрамор CaCO_3 , глина — в глинистый сланец, песчаник SiO_2 — в кварцит SiO_2 . Химический состав не изменяется, изменяется только форма (происходит метаморфоз). Поэтому при учете количества горных пород, слагающих литосферу, метаморфические породы не выделяются.

Литосфера сложена в основном магматическими породами, так как на их долю приходится 95% массы земной коры. В то же время 3/4 площади суши покрыты осадочными породами и только 1/4 ее площади занимают магматические породы. Очевидно, что осадочные породы покрывают тоненьким чехлом магматические породы, толщина этого осадочного чехла разная в различных местах и измеряется от нескольких метров до нескольких километров, что совсем немного по сравнению с толщиной литосферы (50–120 км).

Такое распределение горных пород на суше свидетельствует о том, что большинство современных почв образуется на осадочных породах, так как они выходят на земную поверхность на большей части суши (75%). Магматические породы являются почвообразующими лишь там, где они выходят на земную поверхность. Однако несмотря на то что почвообразующие породы в основном осадочные, изучение горных пород следует начать с магматических, поскольку они являются первичными, и от того, какими были магматические породы, зависит, какими будут образовавшиеся из них осадочные породы. Классификация магматических пород приведена в табл. 5, а форма их залегания показана на рис. 1.

Таблица 5

Классификация магматических пород

Способ образования	Химический состав пород			
	кислые	средние	основные	ультраосновные
	Содержание SiO ₂ (%) и цвет породы			
	> 65%, светлые	65–52%, от светло-серого до темно-серого	52–45%, темные	< 45%, черные
Глубинные (полукристаллические)	Гранит	Сиенит, диорит	Габбро	Дунит
Излившиеся (аморфные или неполнокристаллические)	Липарит	Трахит, андезит	Базальт	—

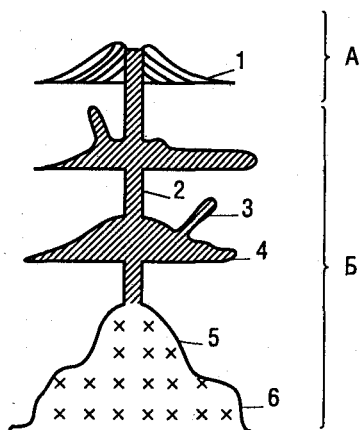


Рис. 1. Формы залегания излившихся (А) и глубинных (Б) пород:

- 1 — вулканический конус (лавы, туфы, обломки);
 2 — жилы; 3 — дайки; 4 — лакколлит; 5 — шток;
 6 — батолит кристаллической породы

Все магматические породы образуются при застывании магмы. Если магма застывает на глубине, ее охлаждение идет медленно, и все минералы, входящие в состав породы, успевают принять кристаллическую форму. Каждому минералу свойственна определенная температура кристаллизации, поэтому образуется полнокристаллическая горная порода. Если же магма застыла на поверхности земли, ее остывание шло быстро, минералы не успевали пройти стадию кристаллизации. Магма застывала в виде аморфной смеси минералов — и образовавшиеся излившиеся породы имеют аморфное строение, или неполнокристаллическое. К глубинным породам относятся гранит, сиенит, диорит, габбро и дунит, а их излившиеся аналоги — это липарит, трахит, андезит и базальт. У полнокристаллической глубинной породы дунита нет излившегося аналога, потому что ультраосновная магма очень тяжелая, густая из-за высокого содержания железа. Такая магма не достигает поверхности, она всегда застывает только на глубине.

Способ образования породы определяет ее судьбу, когда она попадает в условия земной поверхности. Глубинные полнокристаллические породы быстро разрушаются, так как входящие в их состав минералы имеют разные коэффициенты линейного и объемного расширения. Породы как бы сами себя «расшатывают», в них образуются трещины, в которые попадает вода, вода замер-

зает, превращается в лед, лед раздвигает трещинки — порода быстро разрушается. Другое дело — излившиеся породы, они аморфны, а у аморфных тел коэффициенты линейного расширения одинаковы по всем направлениям. Порода при нагревании расширяется, при охлаждении сжимается, а трещин не образуется, поэтому излившиеся породы очень устойчивы.

На скорость разрушения влияет и цвет породы, который определяется химическим составом магмы. Чем темнее порода, тем быстрее она разрушается, так как темные тела больше поглощают солнечного тепла.

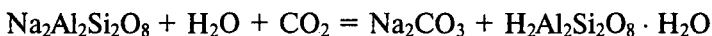
Деление магматических пород на кислые, средние, основные и ультраосновные основано на учете суммарного содержания SiO_2 — ангидрида кремниевой кислоты. Понятие «кислый» в геологии и в химии — не одно и то же. Кислотность горных пород определяется содержанием кремнезема, а кремнезем в чистом виде — кварц — белого цвета, кремнезем в составе полевых шпатов тоже придает минералам светлые оттенки (ортоклаз — розовый, альбит — белый, микроклин — желтоватый и т.д.).

Основные и ультраосновные породы не содержат свободного кварца, а кремнезем, входящий в состав простых силикатов, не может сделать породу светлой: роговая обманка черного цвета, оливин — темно-зеленого и т.д. То есть цвет породы определяется минералогическим составом породы. При разрушении кислых и основных пород образуются разные осадочные породы. При выветривании кислых пород образуются пески, при выветривании основных — глины, что зависит от реакции выветривания минералов, входящих в состав магматических пород. Самая распространенная магматическая горная порода — гранит. Он состоит из кварца, полевого шпата и черной слюды — биотита. Содержание кварца в породе достигает 30–40%, полевого шпата — 50–60% и слюды — 5–10%. Кварц SiO_2 как химически инертный минерал без изменения остается на месте выветривающегося гранита и накапливается в виде песчаных частиц, поскольку имеет большую твердость (7). Полевой шпат подвергается реакции химического выветривания под действием углекислого газа согласно следующему уравнению:



Образовавшийся поташ в результате хорошей растворимости уносится из зоны реакции водой, а на месте остаются каолин ($\text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$) и кварц (SiO_2), добавляясь к тому кварцу, который остается без выветривания. Таким образом, на месте разрушающегося гранита накапливается много кварца — минерала с твердостью 7 и очень мало каолина — минерала с твердостью 1. Поэтому при выветривании кислой породы гранита образуются осадочные породы — пески.

В основной габбро-нефелиновой породе нет свободного кварца. Породообразующий минерал — нефелин ($\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). Реакция выветривания (гидролиз) идет по уравнению



Сода (Na_2CO_3) уносится из зоны реакции водными потоками, на месте остается минерал $\text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$, который имеет твердость 1, очень похож на каолин и называется аллофоном. Кварца в основной породе не было, он не образуется при выветривании, следовательно, нет материала и для образования песков. Так, при выветривании основных пород появляется глина. Соответственно другие магматические породы при выветривании будут образовывать продукты, промежуточные от песка до глины, в зависимости от исходного содержания в них кварца. Растворимые вещества, появляющиеся при выветривании магматических пород, попадая в моря и океаны, образуют различные осадочные породы.

Осадочные горные породы. Образуются из продуктов выветривания пород, и в зависимости от того, что осаждается (обломки или растворенные вещества) и как осаждается (химическим путем или проходя через тело живых организмов), осадочные породы делятся на три группы: механические, или обломочные, породы; химические, или соли; и биогенные, или органогены.

Характерной особенностью осадочных пород является то, что все они молодые, мягкие, рыхлые и залегают в виде пластов неглубоко от поверхности земли, покрывая магматические породы (рис. 2).

Механические породы представляют собой обломки магматических пород, за исключением лёсса и глин, в состав которых наряду с обломками входят и продукты химических реакций — вторичные минералы, коллоидные вещества и т.д. (табл. 6). Они мо-



Рис. 2. Слоистость осадочных пород

гут быть как рыхлыми, так и сцементированными. Цементация пород — явление вторичное, она происходит после образования пластов пород. Цементирующий материал может быть кремнистым, известковым, железистым.

Таблица 6

Механические осадочные породы

Окатанные обломки		Размер обломков, мм	Остроугольные обломки	
рыхлые	сцементированные		рыхлые	сцементированные
Глыбовые валуны	Глыбовые конгломераты	> 1000	Глыбы	Глыбовые брекчии
Валуны	Валунные конгломераты	1000–100	Валуны	Валунные брекчии
Галька	Конгломераты	100–10	Щебень	Брекчии
Гравий	Гравийные конгломераты	10–1	Дресва	
Песок	Песчаник	1–0,05		
Лёсс		0,05–0,01		
Глина		0,01		

К группе *химических осадочных пород* относятся каменная соль (галит NaCl), сильвин (KCl), сильвинит (KCl · NaCl), карналлит

($\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), известняки (CaCO_3), фосфорит пластовый ($\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$), гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), ангидрит (CaSO_4) и другие соли. Отличительная их особенность — сравнительно хорошая растворимость в воде и слабых щелочах и то, что они являются породами мономинеральными, в которых могут быть различные примеси, связанные с условиями их образования в природных водоемах.

Органогенные (биогенные) осадочные породы обязаны своим происхождением жизнедеятельности организмов и бактерий. Твердые образования, получившиеся при участии породообразующих организмов, по химическому составу можно подразделить на четыре группы:

- карбонатные породы — различные водоросли, кораллы, корненожки, иглокожие, лешанки, плеченогие, разнообразные моллюски и т.д.;
- кремнистые отложения — радиолярии, кремнистые губки с их спикулами, диатомовые водоросли;
- фосфатные — остатки позвоночных и раковины некоторых брахиопод;
- углистые остатки различных, преимущественно растительных, организмов.

Большая масса органогенных пород возникает в морских бассейнах, причем образование их идет различными путями. В некоторых случаях сразу происходит отложение плотных масс (коралловые известняки) или же твердые скелетные части после отмирания организмов оседают на дно, где и скапливаются в больших количествах. Наиболее распространены в природе известковые (карбонатные) породы. Это известняки, мел, доломитизированные известняки, смешанные породы — мергель. Из кремнистых пород известны диатомит, трепел, опока; из фосфатных — фосфориты; из углекислых (каустобиолитов) — торф, сапропель, нефть, уголь, озокерит.

Большинство осадочных пород являются агрономическими рудами.

Метаморфические горные породы. Под термином «метаморфизм» понимают всю совокупность физико-химических процессов, ведущих к изменению породы после ее образования.

Различают два типа метаморфизма: динамометаморфизм и термометаморфизм. В первом случае изменение пород происходит

под влиянием высокого давления вышележащих слоев горных пород; образуются главным образом сланцы, состоящие из обломков различных минералов, и сильно спрессованные (слюдистые, хлоритовые, глинистые и горючие сланцы и др.). Во втором случае изменение пород может происходить под влиянием высоких температур на больших глубинах, когда слои осадочных пород рассеиваются горячей расплавленной магмой. При контакте с горячей магмой порода сильно нагревается, идет перекристаллизация вещества, например осадочная порода известняк превращается в мрамор, а песчаник — в кварцит. Химический состав породы при этом не меняется, а изменяется только ее форма, поэтому породы называются метаморфическими. Таких пород в природе немного.

Каждой метаморфической породе соответствует исходная порода, магматическая или осадочная (табл. 7). Такие породы не являются почвообразующими, мало среди них и агрономических руд. Практически только золу горючих сланцев после получения из них газа используют в сельском хозяйстве как известковое удобрение, богатое еще и фосфором. Метаморфические породы используются как поделочные, строительные и облицовочные камни.

Таблица 7

Образование метаморфических пород

Метаморфическая порода	Исходная порода, ее происхождение	Тип метаморфизма
Гнейс	Гранит, магматическое	Динамометаморфизм
Мрамор	Известняк, осадочные	Термометаморфизм
Кварцит	Песчаник, осадочные	Термометаморфизм
Кровельный сланец	Глина, осадочные	Динамометаморфизм
Горючий сланец	Сапропель, осадочные	Динамометаморфизм
Яшма	Халцедон, из вулканической пыли	Динамометаморфизм
Слюдистый сланец	Обломки слюды из магматических пород	Динамометаморфизм

Агрономические руды. К агрономическим рудам относятся горные породы и минералы, которые используются в сельском хозяйстве как минеральные удобрения или как сырье для произ-

водства минеральных удобрений. Бывают известковые, гипсовые, фосфорные, калийные, азотные, органические и агрономические руды для получения микроудобрений.

К известковым относятся мел (CaCO_3), известняки (CaCO_3), доломит ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$). Известковых агрономических руд в Беларуси много. Геологическая история их такова: территория Беларуси много раз покрывалась морем, в котором происходило образование этих карбонатных пород. Но особенно ценным является месторождение доломита, находящееся в Витебской области. Из него получают доломитовую муку — ценное известковое удобрение для кислых почв Беларуси.

Гипсовые агрономические руды — гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и частично ангидрит (CaSO_4) — используются в сельском хозяйстве для нейтрализации щелочных реакций почв. В Беларуси нет больших запасов гипса, но нет и почв со щелочной реакцией среды. Такие почвы распространены в степных, сухостепных, полупустынных и пустынных зонах.

Фосфорные агрономические руды представлены апатитом, фосфоритом и вивианитом. Апатит ($\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2 \cdot \text{CaCl}_2$) входит в состав магматической апатит-нефелиновой породы, которая подлежит переработке на суперфосфат на заводах со сложной технологией. Одним из таких заводов является Гомельский суперфосфатный завод. Месторождений апатита в Беларуси нет, гомельский завод работает на апатитовом концентрате, доставляемом с Кольского полуострова, где находится крупнейшее в мире Хибинское месторождение апатитов. Следует отметить, что в составе апатита, кроме $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$, содержится CaF_2 и CaCl_2 , поэтому различают фторапатиты и хлорапатиты, преобладают фторапатиты. При переработке апатита на суперфосфат сырье от фтора не очищается, поэтому с каждой тонной суперфосфата в почву вносится 4–6 кг фтора. Так человек вмешивается в геологический круговорот веществ в природе, и сейчас трудно сказать, является ли Беларусь провинцией с недостатком фтора или с его избытком.

Вторым минералом из группы фосфорных агрономических руд является фосфорит. Фосфориты химического происхождения $\text{Ca}(\text{PO}_4)_2$ залегают мощными пластами на месте древних морей, в которых воды были богаты фосфором. Крупнейшее в мире

месторождение фосфоритов — Каратау в Туркменистане, мощность пласта 7 м. Такие фосфориты, как и апатиты, подлежат переработке на заводах на суперфосфат (хотя и по несколько иной технологии). В Беларуси пластовых фосфоритов нет, но встречается фосфоритная галька, в частности в Могилевской области (Кричевское месторождение). Однако запасы фосфоритов так малы, что они годятся только как местное удобрение после размола в виде фосфоритной муки.

И совсем не годится в промышленную переработку такой минерал, как вивианит ($\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$). Высокое содержание воды говорит о его болотном происхождении. Встречается вивианит в слоях низинного торфа в виде тонких пластов (10–20 см) или линз. Используется как местное фосфорное удобрение вместе с торфом как торфовивианиты.

Калийные агрономические руды представлены минералами сильвин (KCl), сильвинит ($\text{KCl} \cdot \text{NaCl}$), карналлит ($\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$). В Беларуси находится одно из крупных в мире месторождений калийных агроруд, на базе которого работает Солигорский калийный комбинат. Он производит калийные удобрения как для сельского хозяйства республики, так и на экспорт. Недостатком таких калийных руд является то, что они содержат хлор и довольно много «пустой» породы NaCl , идущей в отвалы. Более ценные калийные агроруды — сульфатные формы калия: шенит ($\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$); лангбейнит ($\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{MgSO}_4$) и каинит ($\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$). Такие формы калийных агрономических руд имеются в Прикарпатском месторождении в Украине, но их добыча затруднена большой глубиной залегания (более 300 м).

Азотные агрономические руды составляют два минерала: чилийская (NaNO_3) и индийская (KNO_3) селитра. Но эти месторождения уже использованы человеком и больше природных агрономических азотных руд нет. Все минеральные азотные удобрения, сырьем для которых является азот (N_2) атмосферы, получают искусственно на заводах.

Органические агрономические руды — это торф и сапрпель, образующиеся в болотах и озерах.

Сырьем для получения микроудобрений являются в основном минералы класса сульфидов, которые содержат микроэле-

менты. Так, источником меди служит халькопирит (CuFeS_2), молибдена — молибденит (MoS), цинка — сфалерит (ZnS) и т.д. Обычно для получения микроудобрений используют отходы добывающей и металлургической промышленности.

Глава 2

ЭНДОГЕННЫЕ И ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ РОЛЬ В ЖИЗНИ ЗЕМЛИ

Все геологические процессы в зависимости от источника энергии делятся на эндогенные и экзогенные. Процессы, происходящие под влиянием внутреннего тепла Земли, называются эндогенными, т.е. внутри рожденными. Экзогенные процессы — получают энергию от Солнца (т.е. внешне рожденные). Роль эндогенных и экзогенных процессов прямо противоположна, а именно: эндогенные процессы создают неровности рельефа, экзогенные — эти неровности устраняют, разрушают.

Второе отличие заключается в характере проявления этих процессов. Эндогенные процессы действуют быстро, внезапно, резко, в виде горообразовательных процессов, извержения вулканов, землетрясений и захватывают большую толщу земной коры (от десятков метров до нескольких километров). Экзогенные процессы проявляются на поверхности Земли почти незаметно (текут реки, идет смыв, образуются болота и т.д.), медленно, но постоянно. Исследование последствий этих процессов играет большую роль в изучении истории Земли как планеты и жизни на ней. Каждый геологический процесс изучает отдельная геологическая дисциплина. Для почвоведения важно знать, как эти процессы влияют на факторы почвообразования.

Эндогенные процессы

К эндогенным процессам относятся землетрясения, проявления вулканизма, горообразовательные процессы и эпейрогенез, или вековые колебания земной коры.

Землетрясениями называются сотрясения земной коры, возникающие в результате происходящих в ней внезапных разрывов

и смещений и передающиеся на большие расстояния в виде упругих колебаний. По статистическим данным, в течение года происходит до 80 тыс. землетрясений, или в среднем по девять землетрясений в час (примерно через каждые три дня — одно разрушительное землетрясение). Землетрясение обычно возникает внезапно, молниеносно, в течение нескольких секунд, иногда — долей секунды. Предсказать его очень трудно, хотя приборы фиксируют слабые подземные толчки, предшествующие сильному землетрясению. Но люди этих толчков не ощущают, а животные, как ни странно, чувствуют приближение землетрясения и ведут себя беспокойно. Сила землетрясений измеряется по 12-балльной шкале (табл. 8).

Таблица 8

Шкала интенсивности землетрясений

Балл	Колебания	Характеристика
1	Микросейсмические	Обнаруживаются только сейсмографами
2	Очень слабые	Ощущаются только людьми, находящимися на верхних этажах зданий и пребывающими в состоянии полного покоя
3	Слабые	Ощущаются незначительным числом людей по сравнению с числом жителей района
4	Умеренные	Ощущаются большинством людей, находящихся внутри зданий. Наблюдается дрожание дверей и окон, покачивание висячих предметов
5	Чувствительные	Ощущаются всеми людьми, находящимися внутри зданий, и лишь немногими, находящимися на улице. Спящие пробуждаются. Сильно качаются висячие предметы, Открываются и закрываются двери. Останавливаются маятниковые часы.
6	Сильные	Ощущаются всеми людьми. В домах падают предметы, обваливается штукатурка, происходят мелкие повреждения небольших зданий
7	Очень сильные	Слышится звон башенных колоколов, падают дымовые трубы
8	Разрушительные	Частично разрушаются некоторые дома и значительно повреждаются остальные здания
9	Опустошительные	Полностью разрушаются некоторые здания. Они становятся непригодными для жилья. Есть смертельные случаи

Окончание табл. 8

Балл	Колебания	Характеристика
10	Необыкновенно опустошительные	Разрушаются многие здания, много человеческих жертв. Образуются трещины в земной коре, происходят обвалы в горах
11	Катастрофические	Полностью разрушаются каменные постройки, каменные опоры для мостов, плотин, дамб и пр. Возникают широкие трещины в земной коре, наблюдаются многочисленные оползни и падение скал
12	Необыкновенно катастрофические	Разрушаются все здания, даже деревянные. Образуются складчатые и разрывные дислокации в горных породах, многочисленные обвалы и другие подобные явления на больших площадях. Массовая гибель людей

Случается, что образующиеся трещины вскрывают водоносные, нефтеносные и газоносные горизонты. Тогда после землетрясения возникают новые родники подземных вод, новые газовые струи и выходы нефти. Сотрясениям подвергается и морское дно. Колебания морского дна вызывают волны высотой с десятки метров, которые называются цунами. Обрушиваясь на берега, цунами производит опустошительные наводнения.

Установлено, что землетрясения приурочены в основном к областям молодых разломов земной коры, главным образом альпийской складчатости. На платформах разломов меньше, и землетрясения на них происходят реже, причем тем реже, чем древнее платформа. В связи с тем что территория Республики Беларусь занимает часть Русской платформы, основание которой сложено докембрийскими гранитами (более 600 млн лет), землетрясений на территории республики почти не бывает. Последнее, силой в 2 балла, было в 1972 г.

Землетрясения изучает геологическая наука *сейсмология*. Она очень развита в тех странах, где землетрясения часты, т.е. в молодых геологических областях, именуемых геосинклиналиями. К сожалению, в последнее время стали наблюдаться и землетрясения, связанные с деятельностью человека. Это так называемые обвальные землетрясения, обусловленные откачкой грунтовых вод или созданием водохранилищ.

Вулкан — это выводное отверстие (круглое или в виде трещины), через которое время от времени из недр земли на поверхность извергаются горячие газы, пары, обломки горных пород, лавы.

Действующими называются вулканы, которые постоянно или периодически извергаются, а потухшими те, об извержении которых нет ни исторических данных, ни преданий. Большинство действующих и потухших вулканов представляют собой конические горы с кратером на вершине и каналом, отходящим от кратера в недра земли. В настоящее время насчитывают действующих вулканов свыше 500, а потухших — свыше 4000.

Продукты, которые извергают действующие вулканы, бывают газообразные (водород, кислород, углекислый газ, пары воды, газы, содержащие серу, хлор, фтор и др.), жидкие и твердые.

Жидкие продукты вулканических извержений называют лавами. Лава — это силикатный раствор, температура которого выше 1000 °С, а скорость течения от 5 до 30 км/ч в зависимости от химического состава расплавленной магмы и угла наклона. Твердые продукты вулканизма — это куски пород различной крупности — вулканические бомбы, песок и пепел. Чем мельче частицы, тем дальше относит их ветер от кратера вулкана. Поэтому вулканическим пеплом покрываются большие площади, находящиеся за десятки и сотни километров от места извержения. Почвы, развивающиеся на таких породах, переслоенных вулканическим пеплом, отличаются большим своеобразием и в целом высоким плодородием, так как в состав вулканического пепла входят мельчайшие обломки первичных минералов.

Наибольшую площадь занимают жидкие продукты извержения вулканов, которые застывают в виде излившихся магматических пород и имеют своеобразную форму залегания: потоки, покровы, вулканический конус. Вулканы приурочены главным образом к областям морей и океанов или к областям их побережий. На основании этого считали, что сами извержения есть результат просачивания морской воды в недра земли, где должны происходить взрывы от превращения воды в пар.

В дальнейшем от таких объяснений пришлось отказаться, так как вулканы встречаются далеко от моря. Установлено, что действующие вулканы, как и землетрясения, приурочены к молодым

разломам земной коры, главным образом альпийского возраста. В древние геологические эпохи области распространения вулканов были другие, но тоже приурочены к разломам земной коры.

В настоящее время извержение лавы идет по трещинам или через конус. Мощность лавовых потоков может достигать 700 м.

К явлениям вулканизма следует отнести также внедрение магмы в земную кору и образование глубинных магматических пород. Формы залегания этих пород отличны от излившихся — это батолиты, штоки, дайки, жилы, лакколиты и лополиты.

Территория Беларуси испытывала лишь отголоски этих бурных процессов в виде слабых колебательных движений вверх и вниз и в результате то покрывалась морем, то становилась сушей. Поэтому на этой территории шло накопление осадочных пород, главным образом морского происхождения. Такие колебания называются *эпейрогенез* или *вековые колебания суши*. Они наблюдаются и сейчас.

Основное свойство **колебательных движений** земной коры состоит в том, что в одном и том же месте поднятие может смениться опусканием, и наоборот. Знак движений меняется, движение имеет обратимый колебательный характер. В процессе колебательных движений очертания, размеры и местоположение участков поднятия и опускания непрерывно меняются, происходит постоянный волнообразный процесс.

По времени проявления колебательные движения делятся на современные (происходят на наших глазах), новейшие (происходили в ближайшие 10–12 млн лет) и древние (движения более ранних геологических эпох).

О современных колебательных движениях земной коры свидетельствуют осушенные гавани и дельты рек, висячие речные долины на берегах морей, поднятые высоко над уровнем моря коралловые рифы, с одной стороны, и затопленные города, здания и сооружения — с другой.

При подъеме суши море отступает (регрессия), при опускании суши — наступает (трансгрессия). По количеству и петрографическому составу осадочных горных пород можно судить о регрессиях и трансгрессиях моря в далекие геологические эпохи.

Колебательные движения земной коры не обязательно сопровождаются трансгрессиями и регрессиями моря, так как участ-

ки суши могут находиться вдали от моря. Например, известно, что г.Таллин поднимается в год на 2,3 мм, Вильнюс — на 3,8, Курск — на 3,6 мм и т.д. Опускаются такие города, как Витебск (на 1,4 мм/год), Москва (3,7 мм/год), Санкт-Петербург (2 мм/год). В пределах небольшой территории Беларуси наблюдаются как погружения, так и подъемы. Трансгрессий моря можно не опасаться, однако на проявления эрозионных процессов они влияют.

Колебательными движениями земной коры являются и складкообразовательные движения. Они встречаются в подвижных участках земной коры (геосинклиналиях).

Экзогенные процессы

К экзогенным процессам относятся процессы выветривания, геологическая деятельность ветра и воды, как в жидком, так и в твердом состоянии (ледники). Эти процессы имеют непосредственное значение для формирования почв, создавая почвообразующие породы и разные формы рельефа, а также в определенных условиях разрушая уже созданные почвы.

Выветривание ничего общего с деятельностью ветра не имеет, хотя и созвучно ему. Термин «выветривание» вошел в геологическую русскую литературу от неудачного применения немецкого слова «das Wetter», что означает — погода. Те изменения, которые происходят с горными породами, выходящими на земную поверхность, под влиянием погодных условий и получили название «выветривание или разрушение». Схема выветривания очень простая. При нагревании все тела расширяются, при охлаждении — сжимаются, в образующиеся трещины попадает вода, она замерзает, и лед разрывает породу на куски и т.д.

Физическое выветривание — это разрушение, дробление породы на обломки различной величины без изменения химического состава. Первопричиной физического выветривания является неодинаковость расширения различных минералов при нагревании. Так, минерал кварц имеет коэффициент расширения $V = 0,0000075$, а полевой шпат, обладающий спайностью, имеет два коэффициента расширения в зависимости от оси, $V_1 = 0,000020$ и $V_2 = 0,0000015$. Поэтому породы, содержащие

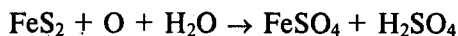
кварц и полевой шпат, при нагревании будут расширяться неравномерно, как бы тесня друг друга, а при охлаждении, сжимаясь, образуют мелкие трещинки. В трещинки попадает вода. Замерзая, она превращается в лед, а лед занимает больший объем (плотность воды $1,000 \text{ г/см}^3$, плотность льда $0,92 \text{ г/см}^3$), лед раздвигает породу, разламывает ее на куски. Так образуются обломочные породы.

Если поверхность горизонтальна, что бывает редко, все продукты физического выветривания остаются на месте, образуя рухляк (по терминологии В.Р. Вильямса). Если же имеется наклон, то водные потоки сортируют обломки породы по крупности. Самые мелкие частицы уносятся далеко от места образования и откладываются у подножия склонов, их называют пролювий или пролювиальные отложения. На склонах откладывается делювий, или делювиальные отложения, а на месте остается грубо-обломочный материал, или элювий. Таким образом, появляются почвообразующие породы — элювий, делювий и пролювий как продукты физического выветривания. Ценность этих пород, конечно, зависит от исходного материала, но в пределах такой сортировки — и от крупности частиц. Самая плохая почвообразующая порода — элювий, на ней формируются сильно каменистые почвы. Значительно лучше делювий с небольшим содержанием каменистой фракции, а самыми лучшими почвообразующими породами являются пролювиальные отложения, состоящие из мелких, хорошо отсортированных обломков. В этом же направлении действуют и формы рельефа. Элювий занимает вершины, делювий — склоны, а пролювий — равнины. Нередко все эти породы смешиваются под влиянием стихийных обстоятельств.

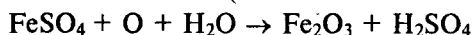
Изобилие осадков или бурное таяние снега в горах приводит к образованию селей. Селевые потоки — это грязекаменные потоки, они смывают все на своем пути: и уже образовавшиеся почвы, и сами почвообразующие породы скатываются вниз с огромной скоростью и разрушительной силой, покрывая слоем в несколько метров не только поля и пашни, но и земли крупных городов, находящихся на плодороднейших пролювиальных равнинах. Такому «нашествию» подвергался город Алма-Ата до постройки высокогорного катка Медео, бетонные стены которого стали на пути селевых потоков.

Процессы физического выветривания придают породе новое свойство — *влагоемкость*, т.е. способность удерживать воду, и тем самым создают первое условие для поселения организмов и начала почвообразования. Второе значение процессов физического выветривания заключается в том, что оно создает условия и ускоряет химическое выветривание.

Химическое выветривание — это процессы изменения химического состава пород, обусловленные различными химическими реакциями: окисления, гидратации, гидролиза. Окисление — это реакция присоединения кислорода с образованием новых химических соединений. Примером может служить окисление минералов класса сульфидов:



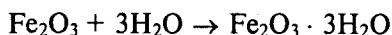
пирит



гематит

Так, из пирита под влиянием кислорода образуются новый минерал — гематит и свободная серная кислота, которая в свою очередь будет образовывать сульфаты — соли серной кислоты.

Реакция гидратации — это присоединение воды к молекуле минерала:



гематит

лимонит

Минерал гематит, присоединяя воду, превращается в лимонит. Следует заметить, что чем больше воды в составе минерала, тем меньше его твердость, а следовательно, и противостояние физическому измельчению.

Гидролиз — это реакция взаимодействия минералов с угольной кислотой. Пример — выветривание ортоклаза:



ортоклаз

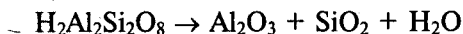
поташ

каолин

кварц

Ортоклаз превращается в каолин и поташ, а также во вторичный кварц. В умеренно влажном климате процессы химического выветривания останавливаются на стадии образования каолина,

такой процесс носит название *сиаллитизация*. Но в условиях жаркого тропического климата образовавшийся каолин неустойчив; продолжается реакция его химического выветривания до простых оксидов:

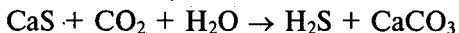
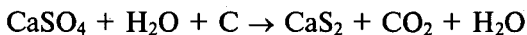


Образовавшаяся аморфная кремниевая кислота выносится за пределы реакции, в результате накапливаются оксиды алюминия в виде минерала боксита ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$). Такой процесс называется *аллитизация*. В результате формируется кора выветривания, на которой образуются специфические почвы — красноземы и латериты. В Беларуси их нет, так как умеренный климат лесной зоны доводит алюмосиликаты только до стадии сиаллитизации. В результате почвы Беларуси формируются на сиаллитной коре выветривания. Образующиеся свободные оксиды могут взаимодействовать между собой и давать начало новым минералам, так называемым вторичным силикатам (гетит, гидрогетит, бемит и др.). Они пополняют коллоидную фракцию почвообразующих пород, что очень важно для будущих почв.

Процессы химического выветривания приводят к тому, что элементы питания растений переходят из недоступной для них формы в доступную. Таким образом, создаются условия для поселения растений и почвообразования.

Биологическое выветривание — процесс разрушения горных пород под влиянием живых организмов. Оно может проявляться как физическим, так и химическим путем. Например, корни древесных растений буквально раздвигают скальные породы, превращая мелкие трещинки в более крупные. Но главное действие живых организмов на породы — биохимическое. Лишайниковые кислоты растворяют даже минералы гранита, любые кислотные выделения корней действуют на породу аналогичным образом. Микроорганизмы и корни всех растений при дыхании выделяют CO_2 и различные кислоты, участвуют в реакции гидролиза. Поэтому гидролиз можно отнести к биохимическим реакциям, а не к химическим, поскольку значительная часть CO_2 продуцируется организмами. Особенно велика в процессе биологического выветривания роль микроорганизмов. Диатомовые водоросли, до-

бывая кремнезем из полевых шпатов, разрушают его молекулу, серобактерии разрушают гипс и так далее:



В общем деление процессов на физические, химические и биологические в известной степени условно, так как все процессы между собой взаимно связаны и усиливают друг друга. Их значение для почвообразования трудно переоценить. С началом почвообразования процессы не только не прекращаются, но и усиливаются, не даром почва является, с точки зрения геологов, зоной диагенеза.

Геологическая деятельность ветра. Деятельность ветра еще называют эоловым фактором (по имени Эола — бога ветра из древней мифологии).

Ветром называют движение воздуха в горизонтальном направлении вследствие разности в атмосферном давлении, которая возникает от неравномерного нагревания воздуха.

Геологическая работа ветра состоит из разрушения, переноса и аккумуляции пород, слагающих земную поверхность. В результате образуются специфические новые породы и формы рельефа, на которых образуются почвы. Разрушительная работа ветра состоит из корразии и дефляции.

Корразия — механическое разрушение горной породы под действием мельчайших песчинок, которыми ветер «ударяет» породу, а *дефляция* — это выдувание вновь образующихся частиц-пылинок и песчинок. Корразия и дефляция взаимно связаны, а интенсивность их проявления зависит от силы ветра и твердости пород. Так, при скорости ветра 4–5 м/с приходят в движение частицы размером до 0,25 мм, при скорости 10–11 м/с перемещаются частицы диаметром 0,5–1,0 мм, а при урагане 20–30 м/с могут переноситься даже гравийные зерна диаметром 2–4 мм. Чем мельче частицы, тем на большее расстояние они относятся. Известны примеры переноса глинистых частиц на расстояние 4000 км. Поднятые в воздух частицы оседают на земную поверхность или выпадают вместе с дождем. Так ветер сортирует частицы пород, оставляя на месте крупные песчаные

и унося далеко пылевидные и глинистые. Песчаные породы, остающиеся на месте, образуют своеобразные формы рельефа — дюны и барханы. Дюны распространяются по берегам морей, рек, озер; барханы — в пустынях. Своеобразием этих форм рельефа является то, что они передвигаются. Эти движущиеся пески — настоящее бедствие, так как засыпают не только поля, дороги, но и населенные пункты. Движущиеся пески можно закрепить только растительностью, подбирая соответствующие ксерофитные растения. Попытки скрепить их органическими смолами показали, что через 2–3 года «покоя» пески снова начинают двигаться, так как органические смолы оказываются съеденными микроорганизмами, ранее неизвестными. Такого могущества микромира — была бы органическая масса, микроб найдется.

Для народного хозяйства большую ценность представляет аккумулятивная деятельность ветра. Это создание новой породы — лёсса. Сейчас лёссом покрыто примерно 10% суши. Лёсс — порода, для которой характерны пять признаков: 1) рыхлая; 2) пористая; 3) карбонатная; 4) пылеватая; 5) способная давать вертикальные откосы. В лёссах нет частиц крупнее 0,25 мм, а содержание частиц размером 0,01–0,05 мм достигает 50–70%. Цвет лёсса палево-желтый, поэтому лёссы иногда называют желтоземом. Они окаймляют крупные песчаные пустыни. Таковы пустыни Гоби и Каракумы, лёссы Китая и предгорий Тянь-Шаня и т.д. Такое расположение лёссов — одно из подтверждений гипотезы их эолового происхождения, хотя есть и другие гипотезы.

Максимальная мощность лёсса 400 м (Китай), средняя — 30–50 м (Сибирь), небольшая — 2–10 м (Украина). Если учесть, что лёсс образуется со скоростью 1 мм в год или 1 м за 1000 лет, то самый большой его слой (400 м) образовался за 400 тыс. лет, т.е. в четвертичный период, уже при жизни человека. Не исключено, что человек на первых этапах своей жизнедеятельности способствовал ветровой эрозии земной поверхности. Огромные стада животных первобытных кочевников копытами разбивали дернину, первобытные земледельцы сводили леса и т.д. Возможно, прав Шатобриан, произнесший печально знаменитую фразу: «Леса предшествовали человеку, пустыня следовала за ним». Такова история лёссовых отложений.

Кроме лесса, есть лессовидные суглинки. К ним относятся породы, очень похожие на лесс, но в них хоть один из пяти признаков отсутствует. Чаще всего таким признаком является карбонатность, или наличие песчанистых прослоек. Лессовидные суглинки занимают около 6% территории Беларуси. Их происхождение тоже связано с геологической деятельностью ветра, но этот ветер был не таким сильным, как в пустынях; это были ветры, которые в период оледенения образовывались за счет разности температур и давления над ледяными шапками и открытой поверхностью и переносили пылеватые частицы от моренных холмов к их подножию. Пример — Новогрудская возвышенность и прилегающая к ней «полумесяцем» территория Кореличского района, сложенная ценнейшей почвообразующей породой — лессовидным суглинком. Такова судьба разрушения, сортировки и переноса сравнительно легких горных пород.

Твердые горные породы подвергаются корразии на небольшой высоте от поверхности земли, образуя ниши выдувания, пещеры, желоба, карнизы и т.д. На месте остаются твердые породы останцы в виде столбов, башен, качающихся камней, грабов и т.д. Если основание скалы подтачивается долго, то скала обрушивается, т.е. ветер разрушает даже скалы. Геологическая работа ветра обуславливает ветровую эрозию почв. Защита почв от ветровой эрозии — одна из первоочередных задач земледельца.

Подземные воды

Подземными называются воды, находящиеся в горных породах земной коры. Изучением подземных вод с точки зрения их образования, движения, состава и свойств занимается гидрогеология. Ниже рассмотрим только явления, которые имеют непосредственное отношение к почвоведению.

Осадочные породы, слагающие земную кору, являются рыхлыми, пористыми, так как состоят из обломков пород и минералов. Промежутки между частицами заполняет вода. Общий объем пор в глинистых породах 45–55%, а в песчаных — 27–40%. Однако свободной воды, способной двигаться сверху вниз, в глинах практически нет, так как вся вода находится в тесной

связи с минеральными частицами; в песках же, напротив, почти вся вода, заполняющая поры, способна устремляться сверху вниз под действием силы тяжести — гравитации, отчего эта вода называется гравитационной. Способность горных пород пропускать воду называется *водопроницаемостью*. В зависимости от водопроницаемости горные породы делятся на три группы:

- водопроницаемые — галька, гравий, песок, трещиноватые горные породы;
- полупроницаемые — лесс, некоторые сильно пористые песчаники, известняки;
- водонепроницаемые, или водоупорные, — глины, суглинки, плотные нетрещиноватые породы.

Вода доходит до водоупорного слоя и задерживается над ним, заполняя поры вышележащего слоя, который называется *водоносным*. Свободная поверхность воды этого водоносного слоя определяет уровень залегания подземных вод и измеряется глубиной залегания от поверхности. Подземные воды делятся: 1) по условиям залегания — на грунтовые, межпластовые, трещинные и карстовые; 2) по гидравлическим признакам — на безнапорные и напорные (артезианские).

Грунтовые воды. Залегают на первом водоупорном горизонте, межпластовые — на втором, находясь как бы между двумя водоупорными слоями. Глубина залегания грунтовых вод различна и бывает в пределах от 1 (и даже меньше) до 30–50 м. Вода грунтовых вод способна подниматься по капиллярам вверх и даже достигать земной поверхности. Тогда грунтовые воды принимают непосредственное участие в процессах почвообразования. Так происходит заболачивание суши, если климат местности влажный, или засоление, если климат сухой, а грунтовые воды минерализованы.

Уровень грунтовых вод, увлажняемый за счет поднятия воды по капиллярам, получил название *капиллярной каймы*, а глубина залегания грунтовых вод, при которой капиллярная кайма достигает поверхности, называется *критической глубиной залегания грунтовых вод*. Для рыхлых крупнозернистых песков она равна всего 30 см. Чем тяжелее порода по гранулометрическому составу, тем больше критическая глубина. Максимальная глубина, с которой грунтовые воды могут подняться до поверхности, рав-

на 6 м даже для глинистых пород в силу того, что в очень тонких капиллярах подъему воды препятствуют «пробки» в виде сомкнувшихся слоев пленочной воды.

Разновидностью грунтовых вод является верховодка. Так называют временное скопление грунтовых вод на небольшой глубине от поверхности, которое образуется в период обильного переувлажнения (снеготаяние, ливневые дожди), когда вода не успевает опуститься до уровня грунтовых вод. О наличии верховодки свидетельствует резкий подъем уровня воды в колодцах, а в почве в связи с этим наблюдаются процессы оглеения.

Межпластовые воды. Находящиеся на большой глубине межпластовые воды непосредственно на почву не влияют, если они безнапорные. У напорных же вод повышенное гидростатическое давление, так как водоупорный горизонт имеет изогнутое строение, и вода поднимается вверх по законам сообщающихся сосудов. Достигая почвенных горизонтов, такая вода тоже влияет на почву. В качестве примера можно привести влияние подобных вод на процессы торфообразования на Полесье. Там водоупорный пласт — гранитный слой — имеет изогнутую форму (каменная чаша Припятского прогиба), и межпластовые воды, достигая уровня земной поверхности, поддерживают такой режим, что слой торфа не может в процессе нарастания «оторваться» от жестких грунтовых вод и поэтому почти не наблюдается перехода низинных торфяников в верховые. Важным показателем для подземных вод является и химический состав. По количеству растворенных солей они делятся на пресные с концентрацией солей до 1 г/л, слабосоленоватые — 1–3, сильносоленоватые — 3–10, соленые — 10–35, рассольные — более 35 г/л. Для сельского хозяйства наиболее важны воды с минерализацией до 10 г/л. Минеральными называются природные воды, содержащие какие-либо активные химические элементы — серу, железо, мышьяк, бром, иод, а также газы — сероводород, углекислый газ и другие, оказывающие бальнеологическое воздействие на организм человека. Минеральная вода по концентрации может быть пресной и солоноватой.

Для характеристики пресных вод очень важным показателем является *жесткость воды*. Жесткость выражается в градусах. За 1 градус жесткости принимается содержание в литре 10 мг CaO; оксид магния MgO также пересчитывается в CaO.

По общему содержанию CaO и MgO воду разделяют: а) на мягкую, с жесткостью менее 6° ; б) средней жесткости — $6\text{--}12^\circ$; в) жесткую — $12\text{--}30^\circ$; г) очень жесткую — более 30° .

Для питья наилучшими вкусовыми качествами обладает вода с жесткостью $12\text{--}20^\circ$, при жесткости более 40° вода для питья совершенно непригодна. При залегании ближе критической глубины грунтовые воды участвуют в процессах почвообразования, следовательно, содержащиеся в них Ca и Mg также участвуют в круговороте элементов.

Особенно велика роль жесткости грунтовых вод в процессах болотообразования, так как растения-торфообразователи делятся на кальциефильные и кальциефобные.

Подземные воды являются и непосредственным геологическим фактором. Они производят разрушительную и созидательную работу. Такие геологические явления, как карст, суффозия, оползни, исчезающие реки и грязевые вулканы, связаны с деятельностью подземных вод.

Схема действия подземных вод аналогична действию поверхностных — растворение, перенос, аккумуляция. Растворяющая способность подземных вод гораздо выше поверхностных по двум причинам: 1) температура воды повышается с глубиной на 1°C через 33 м; 2) концентрация CO_2 в надземном воздухе составляет 0,03% и в воздухе, растворенном в подземной воде, — 16%.

Пластовые воды. Постоянно находятся в движении. Они перемещаются со скоростью 0,1–1 м/сут, о чем свидетельствуют замеры красящих веществ, внесенных в скважину в одном месте и обнаруженных в других, находящихся на определенном расстоянии. Растворенные вещества, переносимые подземными водами, образуют осадки, главным образом в виде карбонатов кальция и магния, если изменяются температура и давление в местах разгрузки. Так, в результате растворения и выноса веществ в земле появляются полости, называемые пещерами. Образование пещер — это и есть *карст*. Известны очень большие пещеры в несколько этажей, точнее уровней, с десятками залов, со сталактитами и подземными озерами.

Сталактиты — это вновь образованные минералы арагонита CaCO_3 , свисающие с потолка пещеры в виде сосулек, а сталагмиты — наросты на дне пещеры, образующиеся от капель, падаю-

щих на пол. Сталактиты растут сверху вниз, сталагмиты, наоборот, снизу вверх. Иногда они смыкаются своими вершинами и образуют колонны. Цвет минерала чаще розовый, но бывает голубой, золотистый, белый. При электрическом освещении этого подземного царства создается непередаваемое чудесное явление. На Кавказе в Ново-Афонских пещерах для туристов оборудовано девять залов этого чуда природы.

Изучением пещер занимается специальная наука — *спелеология*.

В том месте, где на глубине имеется пещера, ее кровля постепенно оседает. На поверхности возникают понижения в виде воронок, а также *карстовые провалы*. В карстовых местах часто исчезают реки. Они текут под поверхностью земли в пещерах, нередко несколько десятков километров, а затем снова выходят на поверхность.

Суффозией называют пустоты в земле, образованные не путем растворения пород (соли, известняки, гипсы, доломиты), а путем вымывания глинистых и илистых частиц. Поэтому суффозию еще называют глинистым карстом. Эти провалы не менее опасны, чем карстовые.

Грязевые вулканы — это выброс на поверхность земли грунтовых вод, под слоем которых находится пласт нефти. Испаряющиеся фракции нефти и газ давят снизу на пласт воды и в тонких местах прорываются в виде фонтана высотой до 10 м.

Геологическая деятельность поверхностных текучих вод

Источником поверхностных текучих вод является неравномерность выпадения осадков и испарения над сушей и над морем. Над морем ежегодно испаряется $447\,900\text{ км}^3$ воды, а выпадает $411\,600\text{ км}^3$, остальная вода ($36\,300\text{ км}^3$) переносится ветром на сушу и выпадает в виде дождя. В течение года эта вода возвращается в океан в виде водных потоков, захватывая с собой мелкие частицы пород и вызывая эрозию земной поверхности. Подсчитано, что ежегодно водные потоки уносят в море 17 млн т взвешенного твердого вещества, что соответствует срезанию поверхности суши в среднем на 0,09 мм в год. Суша выступает над морем в среднем на 750 м. Если разделить 750 м на 0,09 мм, получим 8,3 млн лет. Следовательно, в результате геологической деятельности текучих

вод суша должна сравняться с морем за 8,3 млн лет. Но Земля существует уже 7 млрд лет, а суша с морем не сравнялась, так как экзогенному фактору — текучим водам — противостоят эндогенные факторы, о чем шла речь выше. И тем не менее роль поверхностных текучих вод в жизни Земли огромна. Ежегодное срезание земной поверхности на 0,09 мм (лезвие бритвы) незаметно на первый взгляд, но это средний показатель. На самом деле Земля «худеет» по-разному, в зависимости от климата местности, высоты гор и твердости пород. Например, Кавказские горы срезаются на 0,5 см в год, в других местах, где годами не бывает дождей, деятельность текучих вод вообще не проявляется.

Поверхностные текучие воды, как всякий экзогенный фактор, производят разрушительную работу — перенос и накопление осадочных пород, создавая определенные формы рельефа и почвообразующие породы. Текучие воды делятся на временные водные потоки и постоянные водные потоки — реки. Деятельность временных водных потоков обуславливает водную эрозию земной поверхности, которая подразделяется на плоскостную и линейную эрозию. Эти геологические процессы идут непрерывно, постоянно.

Плоскостная эрозия наносит большой вред сельскому хозяйству, так как водные потоки уносят с полей почвенные частицы, содержащие элементы питания растений.

Линейная эрозия — это размыв земной поверхности с образованием оврагов. В развитии оврагов наблюдается несколько стадий.

1. Образование рытвин или промоин на склоне. В них концентрируются потоки талых и дождевых вод, которые продолжают вести разрушительную работу.

2. Образование вершинного перепада или обрыва. Овраг растет вверх по склону за счет обвалов стенок в вершине — по закону так называемой «регрессивной эрозии». На этой стадии устье оврага отделено от дна долины, в которую он открывается, перепадом или крутым скатом. Поперечный профиль оврага имеет V-образную форму.

3. На третьей стадии развития овраг достигает базиса эрозии (уровень воды, куда впадает овраг). Он перестает расти вглубь, расширяется, и поперечный профиль приобретает U-образную форму.

4. На последней стадии глубинной эрозии нет, овраг не растет в длину, его берега осыпаются, зарастают травой. Овраг превращается в балку.

Овраги наносят огромный вред сельскому хозяйству не только тем, что исчезает земная поверхность, пригодная для посевов, но и тем, что овраги иссушают местность, понижая уровень грунтовых вод, при этом тем больше, чем глубже овраг.

Выведена формула $l = 20h$, где l — расстояние от оврага в обе стороны, где происходит понижение уровня грунтовых вод; h — глубина оврага, м. А если учесть, что глубина доходит иногда до 20 м, то можно представить, как иссушается местность. И плоскостная, и линейная эрозия идет на полях, не защищенных растительностью. Защита почв от водной эрозии — одна из самых важных задач земледельца (см. гл. 25).

Геологическая деятельность рек

Реки — это постоянные водные потоки. Их геологическая деятельность, по сути, соответствует линейной эрозии текущих вод.

Образовавшиеся овраги при обилии атмосферных или грунтовых вод, выходящих на поверхность земли в виде ключей, могут превратиться в реки. По мере движения количество воды в реках увеличивается за счет принимаемых ими новых наземных и подземных источников питания. В главную реку впадают притоки. Та площадь земной поверхности, с которой вода стекает в отдельную реку, называется водосборным бассейном реки.

Различают реки горные, характеризующиеся значительным уклоном дна, большой скоростью течения воды и узкой глубокой долиной, и равнинные, у которых уклон небольшой, скорость течения воды также невелика, а долина неглубокая и широкая.

Любая река размывает земную поверхность, образуя различные по ширине и глубине долины. Это зависит от возраста реки. В жизни всякой реки наблюдаются периоды молодости, зрелости и старости. Молодая река имеет глубокую узкую долину, как овраг, вода в ней течет быстро, размываемый материал уносится далеко и откладывается в устье. Когда уровень воды в реке сравняется с уровнем воды в водоеме, куда впадает данная река, кон-

чается молодость реки. Река достигла базиса эрозии и выработала профиль равновесия. Начинается зрелая стадия в жизни реки. Вода течет медленно, на нее действуют центробежные силы, связанные с вращением Земли, и река подмывает свои берега, расширяет долину. У реки появляется пойма, т.е. участок долины, который заливадается водой только в половодье (после таяния снега, если река снегового питания). Русло реки изгибается, обходя малейшие препятствия, река образует излучины и меандры. В пойме откладывается переносимый рекой материал, река постепенно замедляет течение, заливается — наступает старость, и река может умереть, оставив на месте русла отдельные плесы. Однако может произойти и омоложение реки. Это происходит в двух случаях: если понизился базис эрозии реки или произошел подъем местности, откуда река берет начало. В любом случае снова создается уклон. Вода течет с большей скоростью. У реки начинается вторая молодость, новый цикл глубинной эрозии. Русло реки спрямляется, излучины и меандры отделяются от реки в виде стариц и старичных озер, имеющих подковообразную форму, а река врезаются в собственные наносы речного пойменного аллювия, образуя уступы, которые называются террасами. Так река из старой превратилась в молодую, и весь эрозионный цикл повторяется до следующего постарения, а затем в зависимости от обстоятельств — и до нового омоложения. По числу террас в виде ступенек можно судить о том, сколько раз река омолаживалась. Например, у р. Неман три террасы. Следовательно, Неман за свою историю омолаживался 3 раза. Связано это с тем, что базис эрозии Немана (а это уровень воды в Балтийском море, куда впадает Неман) трижды резко менялся в связи с трехкратным оледенением, центром которого был Балтийский щит.

У р. Енисей семь террас. Значит Енисей омолаживался 7 раз. Причина омоложения — подъем Алтайских гор, где Енисей берет начало. А, как известно, Алтайские горы молодые, относятся к альпийской складчатости и тектонические процессы там идут периодически.

Реки представляют большую ценность для человека не только как водные артерии, но и как речной аллювий, который заполняет пойму реки, а после очередного омоложения реки остается на террасах, представляет собой очень ценную почвообразую-

ющую породу. Пойменные почвы будут подробнее рассмотрены в гл. 24. Сейчас лишь следует отметить, что пойма неоднородна. Она делится на приустьевую, покрытую песком и гравием, центральную, где преобладает суглинистый, наиболее ценный аллювий, и притеррасную, почти всегда заболоченную из-за того, что река разрезает землю и вскрывает грунтовые воды, которые в виде ключей поступают в пойму.

Геологическая деятельность ледников

Ледники, или вода в твердом виде, как всякий экзогенный фактор, осуществляют разрушение, перенос и аккумуляцию. При этом образуются своеобразные формы рельефа и осадочные породы, разнообразные по свойствам, как почвообразующие.

Ледником называют массу льда определенной формы и значительных размеров, которая наподобие реки движется под действием силы тяжести и пластичных свойств льда. Исходным материалом для образования ледника является снег, который постепенно уплотняется, отдельные кристаллики сплавляются в зерна, так получается зернистый снег, или фирн. Последующее уплотнение фирна приводит к образованию голубого глетчерного льда.

Для образования ледников необходимы два условия: отрицательная среднегодовая температура местности и обильное количество снега, выпадающего зимой и превышающего количество снега, стаивающего летом. Различают два типа ледников — горные и материковые. Первые образуются в горах и имеют небольшие размеры. Скорость их движения различна (0,1—7,0 м в сутки) и зависит от уклона местности и толщи ледяной горы. Двигаясь вниз, ледники попадают в более теплый климат, тают и питают реки. Материковые ледники достигают очень больших размеров. Так, ледяной панцирь Антарктиды занимает 13 млн км² при мощности 2—4 км. В Гренландии площадь ледника составляет 1,9 млн км², толщина льда 2,4 км.

Материковые ледники растекаются во все стороны, доходят до края суши и обрываются, образуя айсберги. Такие плавающие ледяные горы очень опасны для судов, так как 7/8 айсберга находится под водой.

Геологическая деятельность ледников начинается с разрушительной работы, которая называется *экзарацией* (от лат. *ex-ratio* — выпаживание). В результате экзарации образуются своеобразные формы рельефа — кары, трог с крутыми склонами, бараньи лбы, курчавые скалы. Кары и трог — это котлованы с крутыми склонами, бараньи лбы — хорошо обточенные скалы, отполированные до блеска, курчавые скалы — скопление бараньих лбов. Обломочный материал, переносимый ледниками, называется движущейся мореной. Среди движущихся морен различают поверхностные, внутренние и донные. В составе поверхностных морен иногда бывают крупные (по несколько километров) куски скал или других пород, которые переносятся без измельчения, а потом, после таяния ледника, проектируются на земную поверхность (рис. 3). Такие «обломки» называют отторженцами. В качестве примера можно привести отторженец «Меловые горы» около г. Гродно в Беларуси. Это гигантский кусок мела, принесенный ледником с севера в период Валдайского оледенения. Когда ледник в результате движения доходит до мест с положительными температурами, лед начинает таять, содержащийся в нем обломочный материал проектируется на поверхность земли, образуя гряду конечно-моренных холмов. По этим аккумулятивным формам рельефа судят о том, до какой точки доходил ледник. Например, Гродненская возвышенность, Новогрудская возвышенность, Минская возвышенность — это и есть конечно-моренные холмы Валдайского оледенения, которое было, по подсчетам геологов, всего 12 тыс. лет назад.

Вода, вытекающая из-под тающего ледника, подхватывает мелкие частицы и уносит их на различные расстояния. Когда сила водного потока ослабевает, песок оседает и образует зандровые поля, это тоже аккумулятивная форма рельефа. Пример зандровой низменности, сложенной песками Валдайского ледника, — Полесье.

Часть взвешенного материала задерживается в понижениях, занятых ледниковым озером. Взмученный материал оседает на дно озера, а после того как озеро высохнет или будет спущено рекой, на его месте остается озерно-ледниковая равнина, тоже аккумулятивная форма ледникового рельефа. Одной из пород озерно-ледниковых отложений являются ленточные глины.

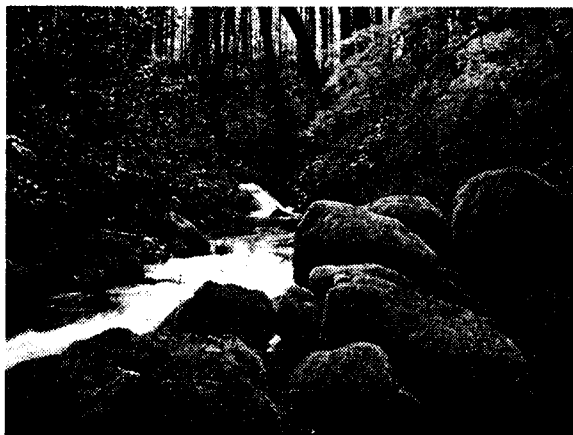


Рис. 3. Ледниковые валуны

К ледниковым формам рельефа относятся и пологие наклонные равнины, сложенные лессовидными суглинками, например Кореличское плато (см. «Геологическая деятельность ветра»).

В четвертичный период было три крупных оледенения: Московское (или лихвинское) — 300 тыс. лет назад, Днепровское (или рисское) — 90 тыс. лет назад и Валдайское (или вюрмское) — 12 тыс. лет назад. Центром этих оледенений был Балтийский щит, т.е. современный Скандинавский полуостров. Ледник двигался с северо-запада на юго-восток и доходил максимально до Киева. Таким образом, территория Беларуси дважды полностью покрывалась ледником, а после таяния — слоем моренных отложений (первое и второе оледенение), и только последний Валдайский ледник был небольшим, дошел до указанных точек (Гродно, Новогрудок, Минск) и разделил территорию Беларуси на три зоны:

- Северную — преобладают конечно-моренные холмы и гряды, где обилие озер с прозрачной ледниковой водой (Нарочь, Свитязь);
- Центральную зону с пологими равнинами лессовидных суглинков и озерно-ледниковыми равнинами;
- Южную зону (Полесье) — зандровая низменность.

Вечная мерзлота

Отрасль геологии, занимающаяся изучением мерзлых зон земной коры, называют *мерзловедением* или *геокриологией* (от греч. *gē* — земля, суша и *kryos* — холод, лед). Зона отрицательных многолетних температур охватывает 14% суши. В Беларуси пород с вечной мерзлотой нет, а в бывшем СССР они составляли 45% территории суши.

Пояс вечной мерзлоты занимает высокие широты (Гренландия, Канада, Север Сибири) и рассматривается как зональное природное явление. В этой зоне с севера на юг выделяются три провинции: 1) арктическая — сплошное распространение мерзлых пород; 2) субарктическая — мерзлые породы с участием таликов; 3) провинция островной мерзлоты — мерзлые породы залегают в виде островов, отдельных прослоев.

По температурному режиму грунтов в области вечной мерзлоты выделяют три основные толщи: деятельный слой; вечномерзлую толщу и подмерзлотную толщу.

Деятельным слоем называется верхний слой, который летом оттаивает, а зимой замерзает. В нем сосредоточивается жизнедеятельность растительных и животных организмов, идут процессы почвообразования. Толщина деятельного слоя различна — от 20 см на глинах в арктической тундре до 4 м на песчаных буграх южной экспозиции в лесной зоне. На большей части области вечной мерзлоты зимой замерзающий деятельный слой сливается с мерзлотной толщей, образуя так называемую сливающуюся мерзлоту. В некоторых местах, где вечномерзлые породы залегают глубоко, между деятельным слоем и вечномерзлым остается талый слой. Этот вид мерзлоты называется несливающимся. Мощность вечномерзлой толщи колеблется от 10 до 500 м, температура — от 0 до 8 °С. Иногда многолетне вечномерзлые породы могут переслаиваться талыми. Такой тип мерзлоты называется слоистой мерзлотой.

Важная особенность мерзлых пород — их водонепроницаемость. Они практически водоупорны, что является причиной заболачивания территории.

Подземные воды в зоне вечной мерзлоты залегают в три слоя: надмерзлотные (верховодка), межмерзлотные и подмерзлотные.

Их замерзание приводит к вспучиванию поверхности, образованию бугров и наледей, а подмерзлотные воды, если они напорные, могут бить фонтаном из-под земли даже зимой. Известен случай, когда в течение 30 мин здание двухэтажной школы превратилось в ледяной бугор. Так было в Иркутской области, когда в школе из-под пола забил фонтан подмерзлотных вод.

С вечной мерзлотой связано еще одно интересное, но опасное явление — *термокарст*. Оно вызвано наличием ископаемого льда: если он оттаивает, в земле образуется пустота. Вследствие проседания кровли появляются воронки, блюдца, западины, а затем провалы.

Кратко перечисленные особенности процессов в зоне вечной мерзлоты по своему влияют на процессы почвообразования.

Геологическая деятельность озер и болот

Озером называется водный бассейн, не соединяющийся с открытым морем. Некоторые крупные озера когда-то составляли часть Мирового океана, имеют соленую воду и называются морями (Каспийское море, Аральское море). Изучением озер занимается лимнология.

Озера занимают 1,8% поверхности суши. Геологическая деятельность озер не столь обширна, как деятельность подземных вод, рек и морей. Однако изучение ее имеет большое научное и практическое значение. Оно помогает установить климат в областях развития озер в минувшие геологические эпохи, определить характер происходивших эпейрогенетических движений и обнаружить залежи солей и других полезных ископаемых.

По происхождению озера бывают эндогенные и экзогенные. Например, озеро Байкал эндогенного происхождения, оно образовалось в тектонической впадине. Экзогенные озера подразделяются на ледниковые, речные (старицы), карстовые, плотинные. По способу питания озера бывают атмосферного питания и ключевого (от грунтовых вод), по химическому составу — пресные и соленые, по водному режиму — проточные и замкнутые. В соленых озерах возможны отложения солей, в пресных откла-

дывается пресноводный озерный аллювий. Наибольшую ценность для сельского хозяйства имеют озера с отложениями сапропеля, который используется как органическое и известковое удобрение, а в геологическом прошлом из сапропеля образовались горючие сланцы. Глубины озер колеблются в широких пределах: Байкал — до 1620 м, Каспийское море — 945, Иссык-Куль — 668, Ильмень — до 10 м. Озера речного происхождения более мелкие. Любое озеро постепенно мелеет, так как заполняется осадками. Когда слой воды становится менее 4 м, лучи солнца достигают дна, в озере поселяется гидрофитная растительность и начинается его зарастание и превращение в болото. В болотах образуется торф, состоящий из плохо разложившихся растительных остатков. Образование болот может происходить и на твердом минеральном грунте, если на водоупорной породе скапливаются атмосферные осадки.

Геологическая деятельность моря

Роль моря в жизни Земли исключительно велика: в море зародилась жизнь. Море производит разрушительную и созидательную работу. Разрушительная — это абразия — растворение и механическое разрушение морских берегов ударами волн, а также обломками горных пород, подхватываемых прибоем и играющих роль как бы метательных снарядов. Скорость разрушения морского берега зависит от твердости пород и наклона пластов. Магматические породы разрушаются со скоростью несколько миллиметров, осадочные — 15–20 м в год. Ширина пролива Ла-Манш расширяется на 2 м в год вследствие размыва берегов. Обломки пород подвергаются дальнейшему измельчению. При этом иловатые частицы приливами и отливами уносятся глубоко в море, а вблизи берегов откладываются крупные окатанные обломки.

Созидательная работа моря выражается в образовании новых геологических отложений из обломочных горных пород, химических и органогенных осадков.

Различают следующие виды морских отложений. Отложения мелкого моря, или шельфа (глубиной до 200 м), которые харак-

теризуются разнородностью состава и частой слоистостью (пески, ракушечник). Большинство животных здесь ведет прикрепленный образ жизни из-за постоянного волнения моря. Отложения материкового склона (глубиной от 200 до 2500 м) представлены минеральными илами, которые после уплотнения образуют толщи глин. Глубоководные отложения представляют собой осадки скелетных образований микроскопических растений и животных и образуют диатомовый, радиоляриевый, глобигериновый и другие илы. После уплотнения и преобразования эти илы превращаются в толщи известняков, мела, диатомита, трепела, красных глубоководных глин и др.

Вместе с минеральными частицами вода сносит в море большое количество различных химических элементов в растворенном состоянии. Одни из них выпадают в осадок в результате химического взаимодействия друг с другом, с образованием новых минералов (кальцит, доломит, фосфорит пластовый и др.). Другие выпадают в осадок вследствие повышения концентрации раствора из-за усиленного испарения воды в лагунах (каменная соль, сильвинит, гипс) или поглощаются живущими в морской воде растениями и животными. Некоторая часть солей остается в морской воде в растворенном состоянии. В составе морской воды содержится в среднем (мг/л): NaCl — 27,2; MgCl_2 — 3,8; MgSO_4 — 1,7; CaSO_4 — 1,2; K_2SO_4 — 0,9; CaCO_3 — 0,1; MgBr_2 — 0,12. Кроме того, в морской воде есть и другие элементы, включая золото, но в очень незначительных концентрациях.

Многие морские животные, а также известковые водоросли потребляют из морской воды для построения наружных и внутренних скелетов $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. После отмирания организмов на дне морей накапливаются огромные толщи известняков. О мощности морских отложений можно судить по нескольким примерам. Толщина пласта каменной соли около г. Артемовск (Украина) 464 м, в Западном Казахстане — 2200 м; общая мощность всех морских отложений в Беларуси — 2982 м.

Деятельность моря тесно связана с тектоническим режимом земной коры. При опускании суши море трансгрессирует, т.е. наступает на сушу и более интенсивно разрушает берега, при подъеме континента море регрессирует (отступает), размыв берегов

замедляется. Трансгрессии и регрессии моря сильно изменяют облик Земли.

Осадочные породы морского происхождения представляют большую ценность для человека, так как содержат агрономические руды (известняки, гипсы, фосфориты, сильвиниты и др.).

Велико значение морских осадков и для исторической геологии, т.е. для восстановления истории развития Земли. В морях породы залегают горизонтально, поскольку отложение веществ происходит под действием силы тяжести. Горизонтальное залегание пластов называется ненарушенным залеганием. Чем глубже лежит пласт, тем он древнее. Такой метод определения относительного возраста пород называется стратиграфическим (от лат. *stratum* — слой). Однако тектонические процессы, происходящие после образования этих пород, могут нарушить горизонтальное залегание слоев, сминая их в складки (синклинальные, антиклинальные, косые, наклонные и перевернутые). В таких случаях молодой пласт может оказаться глубже старого, и стратиграфический метод определения относительного возраста пород дает ошибки. Тогда на помощь приходит другое свойство осадочных морских пород: наличие в них включений в виде отпечатков и окаменелостей делает эти породы «говорящими» (в отличие от «немых» магматических). Стратиграфический метод чтения каменной летописи Земли вместе с палеонтологическим позволяют не только определить относительный возраст пород, но и восстановить физико-географические условия, в которых они образовались.

Всем этим занимается историческая геология.

Глава 3

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ

По подсчетам академика О.Ю. Шмидта, возраст планеты Земля составляет 6—7 млрд лет. Это астрономический возраст планеты. С момента появления жизни на Земле начинается отсчет ее геологического возраста. По последним данным науки, геологический возраст планеты Земля около 4 млрд лет. В табл. 9 представ-

лено деление геологического возраста Земли на определенные отрезки (читать эту таблицу надо снизу вверх). Геологический возраст нашей планеты делится на два крупных отрезка: докембрий и фанерозой. Докембрий подразделяется на две эры: архейскую и протерозойскую. Несмотря на то что возраст, а стало быть, и продолжительность этих эр очень велики, их объединяет то, что жизнь была представлена только бактериями и водорослями, после отмирания которых не сохранилось ни отпечатков, ни окаменелостей.

Фанерозой делится на три эры: палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую; каждая эра делится на периоды. Основанием для выделения эр и периодов являются такие геологические документы, как руководящие окаменелости, т.е. раковины животных, отпечатки в глинах растений и животных, характерные для каждого отрезка времени и согласованные с эволюцией растительного и животного мира. Естественно, что геологам помогают палеонтологи, изучающие древние формы жизни, причины и время их вымирания. Для каждого периода есть свои руководящие окаменелости. Например, для кембрия — трилобиты, для силура — морские лилии, для юрского периода — белемниты и т.д. Образование пластов осадочных пород шло в тот период, когда в морях и океанах жили эти животные; умирая, они откладывались в этих пластах. Напластование пород идет снизу вверх. Чем ниже залегает пласт, тем он древнее. Завершает геохронологическую таблицу четвертичный период кайнозойской эры, который иначе называется антропогеном (от греч. *anthrōpos* — человек и *genos* — рождение), иначе — период, родивший человека. Таким образом, человек появился на Земле всего 1,5 млн лет назад. Сейчас идет четвертичный период кайнозойской эры. Отложения четвертичного периода самые молодые, и, главное, они ничем не перекрыты, выходят на земную поверхность и, стало быть, являются почвообразующими породами. Вот почему знание четвертичных отложений так необходимо для познания процессов почвообразования. В пластах пород, находящихся под четвертичными отложениями, человек находит различные полезные ископаемые, в том числе агрономические руды.

Для поиска агрономических руд надо хорошо знать геологическую историю данной местности. В известной степени этому

Геохронологическая шкала

Эон	Эра	Период	Условные обозначения на геологической карте	Возраст, млн лет, нижней границы периода	Главнейшие горные породы, образовавшиеся за этот период или эру
Фанерозойский	Кайнозойская	Четвертичный	Q	1,5	Моренные и покровные глины, суглинки, валуны, галечники, гравий, песок, лесс, торф
		Неогеновый Палеогеновый	Ng Pg	26 67	Пески, глины, песчаники, известняки, конгломераты, опоки, бурый уголь, фосфоритная галька
	Мезозойская	Меловой	Cr	137	Глины, мел, известняки, пески, песчаники, конгломераты, опоки
		Юрский	J	195	Глины, пески, песчаники, конгломераты, известняки, фосфориты
		Триасовый	T	240	Пески, песчаники, глины, мергели, гипс, известняки, конгломераты
	Палеозойская	Пермский	P	285	Красные глины и мергели, известняки, песчаники, гипс и ангидрит, каменный уголь, калийные соли
		Каменноугольный	C	340	Мощные толщи известняков, кварциты, песчаники, глина, каменный уголь, нефть
		Девонский	D	410	Известняки, глины, песчаники, нефть, каменный уголь, конгломераты, сланцы, калийные соли
		Силурийский	S	440	Известняки, песчаники, конгломераты, глины, сланцы
		Ордовикский Кембрийский	O Cm	500 570	Глины, конгломераты, песчаники, кварциты в небольшом количестве, известняки

Докембрийский

Протерозой- ская	Позднепроте- розойский (ри- фей)		1600	Кварциты, сланцы, гнейсы, мраморы, руды, графиты
	Среднепроте- розойский	Pr	1900	
	Раннепротеро- зойский		2600	
Архейская		Ar	> 3800	Гнейсы, кристаллические сланцы, руды

служат геологические карты, которые показывают возраст и состав пород, залегающих под четвертичными отложениями. А поскольку известно, что осадочные породы образуются в морях, то геологическую карту можно прочесть и так: «На геологической карте показано, когда в этом месте последний раз стояло море». Например, если взять геологическую карту Беларуси, то на ней большая часть Витебской области закрашена цветом, обозначающим девонские отложения. Значит, последний раз в этих местах море было в девонский период, т.е. 410 млн лет назад. Вот почему в Витебской области так близко к поверхности залегают доломиты, образовавшиеся в девонский период, и перекрыты они лишь слоем пород четвертичного периода. Окрестности г. Гродно на геологической карте окрашены цветом меловых отложений, следовательно, последний раз здесь стояло море 137 млн лет назад, и поэтому так близко от поверхности залегает мел — порода мелового периода и т.д. К сожалению, на вопрос, какие породы залегают под теми, что показаны на геологической карте, последняя ответа не дает. Для этого существуют геологические профили, построенные по результатам глубокого бурения, вскрывающего разные пласты пород. На них же отражается перерыв в осадконакоплении, если этот участок земли был сушей. Практически на земле нет участка, где бы вся геологическая колонка была «в сборе», так как в течение геологического времени соотношение суши и моря менялось. Это хорошо отражено на палеографических картах разных периодов. Причиной изменения площади суши и моря являются тектонические и горообразовательные процессы, трансгрессии и регрессии моря и т.д.

Особенности четвертичного периода

Продолжительность четвертичного периода исчисляется примерно 1–2 млн лет. Это наиболее короткий период в истории Земли. Он подразделяется на два неравных промежутка: ледниковый (плейстоцен) продолжительностью более 600 тыс. лет и послеледниковый (голоцен), или современную эпоху, которая продолжается в настоящее время. С момента исчезновения последнего ледника в Европе прошло около 15–20 тыс. лет.

Характерная особенность четвертичного периода — резкое изменение физико-климатических условий, выразившееся в сильном похолодании и развитии большого материкового оледенения на значительных пространствах суши. В органическом мире произошли очень важные изменения — продолжалось господство млекопитающих и цветковых растений, появились человек и злаки.

Похолодание климата вызвало консервацию огромного количества воды в ледниках, что привело к понижению уровня воды в океане на 130–150 м и соответственно к понижению базиса эрозии, усилению глубоких размывов на суше, регрессии моря, исчезновению островов, соединению материков и т.д.

Таяние ледников вызвало появление огромных потоков воды, которые переносили большое количество обломочного и песчаного материала, подъем уровня воды в океане и трансгрессию моря. Такие резкие перемены повторялись в четвертичный период не раз. Одни ученые считают, что было три оледенения, другие — что их было семь. Чередование ледниковых и межледниковых эпох сказалось не только на климате, но и на органическом мире.

Там, где не было оледенения, в четвертичный период шли экзогенные процессы, приводящие к накоплению рыхлых осадочных пород. Поэтому в целом для четвертичного периода характерно преобладание континентальных отложений. Мощность этих отложений невелика, 30–60 м, в связи с коротким периодом их накопления.

Отложения четвертичного периода покрывают чехлом всю сушу, выходят на поверхность и являются почвообразующими породами. Их перечень приведен в табл. 10.

Таблица 10

Отложения четвертичного периода

Группа	Тип	Отложения
Элювиальная	Элювиальный	Россыпи, щебень, дресва
Водная	Делювиальный	Делювиальные отложения
	Пролувиальный	Селевые потоки, отложения сухих дельт, конусы выноса, лессовидные потоки

Окончание табл. 10

Группа	Тип	Отложения
Ледниковая	Аллювиальный	Русловые, старичные, пойменные
	Аллювиально-озерный	Дельтовые
	Аллювиально-морской	
	Озерный	Отложения озер, пески, илы, ракушки
	Ледниковый	Моренные отложения
	Водно-ледниковый	Озовые, камовые, зандровые
Субазральная	Озерно-ледниковый	Ленточные глины (суглинки)
	Азрально-эоловый	Эоловые пески, эоловый лесс
Органическая	Торфяной	Низинные, переходные, верховые

Горные породы на территории Беларуси.

Осадочный чехол, его мощность и литологический состав

Территория Беларуси является частью Русской платформы и в полной мере отражает сложное двухъярусное строение этого древнейшего материка. Нижний структурный ярус — фундамент — сложен смятыми в складки перекристаллизовавшимися породами докембрийского возраста. В состав верхнего яруса — платформенного чехла — входят осадочные породы более позднего геологического времени, залегающие на фундаменте горизонтально или с небольшим наклоном (рис. 4).

Состав, строение и огромная мощность складчато-метаморфических комплексов фундамента свидетельствуют о формировании его в условиях лабильных геосинклинальных зон с активными тектоническими движениями и с бурной магматической деятельностью. В течение докембрия такие зоны большой подвижности земной коры (геосинклинали) с последующим их преобразованием в складчато-горные сооружения возникали на Земле многократно. По аналогии с Балтийским щитом возраст основания платформы в пределах Беларуси определяется в 2600 ± 100 млн лет.

Литологический состав — гнейсы, граниты, кристаллические сланцы, габбро и амфиболиты.

Докембрийский фундамент на территории Беларуси почти повсеместно перекрыт мощной толщей (до 5000 м и более) осадочных горных пород.

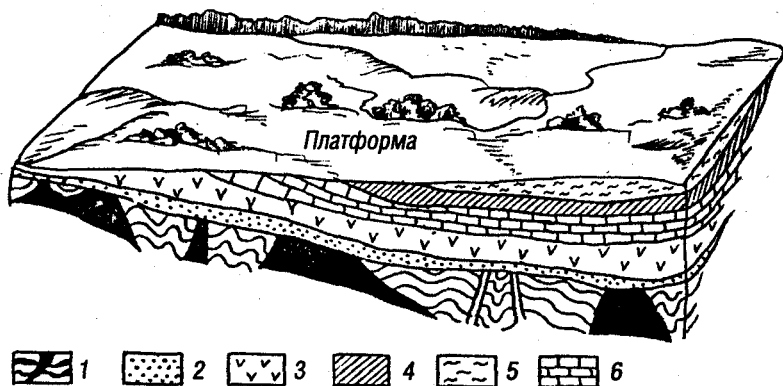


Рис. 4. Схематическое строение платформенной области. Складчатый фундамент (1) и платформенный чехол (2-6):

1 — метаморфические породы с интрузиями; 2 — песчаные отложения; 3 — эффузивно-осадочные образования; 4 — глинистые сланцы; 5 — глины; 6 — карбонатные отложения

Палеозойские отложения встречаются на всей территории Беларуси. Область их распространения, состав и строение различны. Так, отложения кембрийского и силурийского периодов установлены только в Брестской и Гродненской областях; их мощность соответственно 160–1200 м и 80–370 м. По литологическому составу преобладают песчаники и «синие глины» кембрийского возраста.

Девонские отложения распространены на всей территории республики, за исключением юго-западных районов. Представлены они песчано-глинистыми породами с прослойками мергелей, доломитов, гипсов, ангидритов. Общая мощность их сильно колеблется (100–3000 м). На севере Беларуси, недалеко от Витебска, девонские отложения залегают близко к поверхности

и представлены доломитами и доломитизированными известняками. В Припятской впадине отложения девонского периода образуют огромную толщу соленосных пород (3000—3500 м). Верхняя толща представлена сильвинитами и карналлитами. Под соленосными толщами находятся нефтегазоносные породы.

Отложения каменноугольного периода обнаружены в Припятской впадине на границе с Польшей. В литологическом отношении они представлены терригенно-карбонатными породами с прослоями каменного угля, аналогично тому, как они проявляются в Подмосковном каменноугольном бассейне. Мощность этих отложений достигает 1300—1500 м.

Пермские отложения встречаются только в Брестской области на границе с Польшей, представлены в основном красноцветными глинами с прослоями пестроокрашенных песков и песчаников. Их мощность не превышает 200 м.

Мезозойские отложения на территории Беларуси представлены неодинаково. Так, отложения триасового периода встречаются редко, как и пермские, их мощность не превышает 40 м. В литологическом отношении это красно- и пестроцветные глины с прослоями пород и обуглившихся растительных остатков. Из мезозойских отложений преобладают юрские и меловые. Юрские отложения в основном терригенные. Они представлены песчаниками с прослоями бурых углей. А отложения мелового периода в основном морского происхождения. Это белый писчий мел, известняки с прослоями фосфористой гальки. Общая мощность меловых отложений 80—200 м.

Из пород кайнозойской эры на территории Беларуси есть отложения палеогена, неогена и четвертичные. Палеогеновые и неогеновые отложения преобладают на юге республики, а четвертичные — повсеместно. В литологическом отношении палеогеновые и неогеновые отложения представлены тонкозернистыми кварцево-глауконитовыми песками, имеются фосфориты, бурый уголь, горючие сланцы. Суммарная мощность этих отложений — около 100 м.

Четвертичные отложения представлены породами ледникового происхождения. Это морены, озерно-ледниковые и водно-ледниковые отложения, лессовидные и покровные суглинки. Мощность этих отложений различна: от 1—2 до 140—180 м.

Часть



**Общее
почвоведение**

Почвоведение — фундаментальная естественная историческая наука о почвах, их происхождении (генезисе), строении, распространении, роли и функции в биосфере Земли, формировании свойств и режимов, определяющих главное свойство почв — плодородие.

ВВЕДЕНИЕ

Основоположителем научного почвоведения является русский ученый В.В. Докучаев (1846—1903), который дал первое определение почвы (1879): «Под почвой следует понимать исключительно те “дневные” или близкие к ним горизонты горных пород (все равно каких), естественно измененные совместным воздействием воды, воздуха и различного рода организмов — живых и мертвых...». Почва — глобальное образование, одевающее пластом толщиной в несколько метров материков. С почвой связано все живое на Земле: растения, животные, микроорганизмы. Почва — основа-подошва: четвертое царство природы, кроме царства минералов, животных, растений. В.В. Докучаев доказал, что почвы являются результатом сложного взаимодействия горных пород, климата, растительных и животных организмов, рельефа и возраста страны. Связь между этими факторами он выражал следующей формулой:

$$П = f(K \cdot Г \cdot О \cdot Р) T,$$

где почва представлена как функция f от климата (K) горных пород ($Г$), организмов ($О$), рельефа ($Р$), умноженная на время (T).

Почва в природе занимает особое место, в ее состав входят как минеральные, так и органические вещества. По выражению В.И. Вернадского, почва — биокосное тело природы. Располагаясь на границе соприкосновения литосферы, атмосферы и гидросферы, она формирует особую геосферу — педосферу, или почвенный покров Земли. Одновременно почва является одним из главных и сложных компонентов биосферы — области распространения жизни на Земле.

Учение о почве В.В. Докучаева обусловило концепцию о биосфере, созданную В.И. Вернадским, так как почва — тот узел, в котором сплелись сложные взаимоотношения человека с природой, и учение о биосфере становится «точкой роста» науки о почве. В результате длительного почвообразовательного процесса в почве развивается ее основное свойство — плодородие. Это способность почвы удовлетворять потребность растений в элементах питания, воде, обеспечивать их корневые системы достаточным количеством воздуха, тепла и благоприятной физико-химической средой для их нормальной жизнедеятельности, т.е. всеми необходимыми им условиями. Этими свойствами горная порода не обладает.

Почвы — основное и незаменимое средство сельскохозяйственного производства, богатство любой страны, они обеспечивают человека продуктами питания, а промышленность — сырьем. Почвы надо беречь, ибо они не только предмет труда, но и в определенной мере его продукт, поскольку человек может существенно изменить свойства почвы, сознательно направляя процесс ее развития и плодородия в нужном направлении.

Как естественнонаучная дисциплина почвоведение тесно связано с другими естественными науками и широко использует их методы и достижения. Прежде всего оно тесно связано с геологией и минералогией, ибо знание геологической истории местности позволяет правильно понять генезис почв и объяснить их вещественный состав, так как почвы наследуют свойства той горной породы, из которой они образовались. Из других наук геолого-географического цикла почвоведение находится в состоянии творческого обмена с гидрогеологией, геоботаникой, климатологией, метеорологией, биогеоценологией, петрографией, кристаллографией, физической географией, геоморфологией. Оно широко использует фундаментальные науки (физику, химию, математику), науки агробиологического цикла (биологию, микробиологию, био-

химию, агрохимию, физиологию растений, земледелие, луговое хозяйство, лесоводство), аграрно-экономические (политэкономия, землеустройство, экономику и др.).

В процессе исторического развития в почвоведении выделился ряд специализированных разделов, из которых главными являются общее почвоведение, включающее учение о формировании и развитии (генезисе) почв; географию почв; учение о плодородии и принципах его воспроизводства и регулирования. Внутри этих разделов соответственно выделяют физику, химию, биологию, минералогию, морфологию и энергетику почв; картографию, систематику, экологию, оценку и информатику почв; плодородие, мелиорацию, технологию, эрозию и охрану почв.

Прикладные разделы, или частное почвоведение, включают сельскохозяйственное или агрономическое почвоведение, мелиоративное; лесное, инженерное, санитарное и экологическое. «Принятый сейчас во многих науках так называемый экологический подход — это не что иное, как классический докучаевский подход к изучению природных явлений, сформулированных в конце XIX в. в учении о зонах и единстве почвы и факторов почвообразования» (В.А. Ковда).

Методы почвоведения включают достижения вышеперечисленных наук.

Первое место занимает профильный метод, разработанный В.В. Докучаевым, который требует изучения почвы с поверхности на всю глубину ее толщи.

Морфологический метод изучения почвенного профиля со времени В.В. Докучаева является базисным при проведении полевых исследований и составляет основу полевой диагностики почв.

Сравнительно-географический метод основан на сопоставлении почв и факторов почвообразования в пространстве, что позволяет изучать закономерности их географии.

Сравнительно-исторический метод исследует прошлое почв и почвенного покрова на основе современной ситуации, что составляет основу науки палеопочвоведение.

Метод почвенных ключей детально изучает небольшие участки, результаты которых переносятся на однотипные большие территориальные единицы.

При методе почвенных монолитов отбираются монолиты ненарушенного строения, на которых затем могут моделироваться

различные почвенные процессы (передвижение влаги, питательных растворов и т.д.).

Метод почвенных лизиметров использует разные модификации лизиметров, в которых изучается миграция вод и веществ в природных почвах.

Методом почвенно-режимных наблюдений изучаются различные составляющие водного, теплового, воздушного и питательного режимов через заданные промежутки времени. Метод лежит в основе экологического мониторинга.

Балансовый метод важен для изучения кинетики почвообразования и круговорота веществ во времени.

Метод почвенных вытяжек широко используется для изучения агрохимических свойств почвы с целью определить доступные и менее доступные для растений элементы питания и свойства почвенного поглощающего комплекса.

Радиоизотопными методами изучают поведение меченых атомов в почве и экосистемах. Например, соотношение ^{12}C и ^{14}C используется для определения возраста почв.

Аэрокосмические методы включают прямое исследование земной поверхности в целях фотографирования, а также для изучения, например, влажности гумусового состояния, плотности, засоления и т.д.

Почвенные исследования могут быть экспедиционные и стационарные. В настоящее время в почвоведении широко используются математические методы, с помощью которых формируются банки данных, обобщаются исследования разного рода.

ИСТОРИЯ ПОЧВОВЕДЕНИЯ

Современное генетическое почвоведение как самостоятельная естественноисторическая наука о почве отсчитывает свой возраст с 10 декабря 1883 г., со дня защиты В.В. Докучаевым докторской диссертации «Русский чернозем», в которой были сформулированы главные теоретические концепции о почве, получившие дальнейшее развитие в последующих работах. Однако накопление научных знаний о почве началось в глубокой древности, и многие тысячелетия практические знания о почве передавались из поколения в поколение. Отрывочные сведения

о почвах имеются в трудах ученых Древней Греции, Рима, относительно обширными знаниями о них обладали в Древнем Египте, первые попытки классификации почв были сделаны 4 тыс. лет назад в Китае. В общем, по И.А. Крупенникову, эмпирическая стадия развития почвоведения зародилась более 2–2,5 тыс. лет назад и его историю он разделил на следующие этапы.

1. Накопление разрозненных фактов о свойствах почв, их плодородии и способах обработки (неолит, бронзовый век).

2. Обособление первичной системы использования почв для орошения, появление способов борьбы с засолением почвы, примитивный кадастр земель (Египет, Месопотамия, Индостан, Китай, Мезоамерика).

3. Первичная систематизация сведений о почвах (греко-римская цивилизация IV в. до н.э.—IV в. н.э.), попытка их классификации (12 книг «О сельском хозяйстве» Колумеллы), первые примеры удобрения почв (Варрон), география почв (Геродот, Страбон).

4. Описание почв как земельных угодий для установления феодальных повинностей и привилегий; китайские кадастры, «Геопоника» в Византии, землеоценочные акты в Германии, Англии, Франции, «Писцовые книги» в России, оценка почв в Литве, Беларуси и Украине (IV–XVI вв.).

5. Знания о почве в эпоху Возрождения: агрономические трактаты Альберта Великого, Петра Кресценция; новые идеи о почвах в трудах Авиценны; о формировании почв под воздействием растений (Леонардо да Винчи); первые мысли Б. Палисси о роли самой почвы в питании растений (XV–XVII вв.).

6. Зарождение современных воззрений на плодородие почв и их связь с горными породами — Валериус в Швеции, выдвинувший теорию гумусового питания растений (1761), А. Тюрго во Франции, выступивший с законом убывающего плодородия (1766); в России с новыми идеями о формировании почв и их плодородии выступили М.В. Ломоносов (1763), А.Т. Болотов (1766), П.С. Паллас (1773) и другие. Позднее В.И. Вернадский писал, что М.В. Ломоносова надо вообще считать первым почвоведом, который в знаменитом труде «О слоях земных» изложил ряд вопросов почвоведения и геологии, показав, что почва образуется из горных пород во времени под воздействием растений, обосновал теорию происхождения черноземов.

7. Расширение и углубление исследований почв и теоретических обобщений (XIX в.): гумусовая теория А.Д. Тэера, Н.А. Кюльбея, М.Г. Павлова; начало агрономической химии в трудах Ю. Либиха, Ж.Б. Буссенго, Т. Мульдера и возникновение нового научного направления — агрокультурхимии. Второе научное направление — агрогеология — связано с именами немецких ученых К. Шпренгеля и Ф.А. Фаллу. В 1837 г. появилась монография К. Шпренгеля «Почвоведение, или наука о почвах», где впервые использовалось слово «почвоведение». Однако ни агрокультурхимики, ни агрогеологи не могли в полной мере понять и объяснить явления, от которых зависит плодородие почв и сложное взаимодействие почвы и растений. В этот период начались дискуссии о черноземе и появилось новое направление — почвенная картография. В 1806 г. польский геолог С. Сташиц создал первую геолого-геоморфологическую почвенную карту территории от Балтийского моря до Днепра, на которой выделялась растительная земля — черноземы, степи пустынные, болотные, мергелистые почвы и др. На карте А.Н. Гроссул-Толстого для территории от Прута до Ингула были нанесены четыре широтные полосы: настоящая черноземная, супесчано-черноземная, суглинистая с примесью чернозема, глинисто-известковая с незначительной примесью чернозема. В 1851 г. К.С. Веселовский составил первую почвенную карту России, позднее в 1879 г. появилась карта В.И. Чаславского для европейской части России. В картах, однако, отсутствовала руководящая идея о классификации и закономерностях распространения почв, составлялись они опросным методом, без выхода в поле и поэтому, как писал В.В. Докучаев, поражали своей беспорядочной пестротой.

8. Создание генетического почвоведения, доказательство его важнейших концепций В.В. Докучаевым в труде «Русский чернозём» (1883) и в других работах («К учению о зонах природы», 1879; «Наши степи прежде и теперь», 1892 и др.). Будучи известен как активный член Вольного экономического общества, геолог по образованию, он по заданию общества 7 лет провел в степях, обобщив результаты экспедиции в труде «Русский чернозём». До него само понятие «почва» не имело определенного понятия. В.В. Докучаев определил, что почва — самостоятельное природное тело, непрерывно меняющееся во времени и про-

странстве, установил закономерности и факторы почвообразования, выдвинул и развил идею о закономерностях пространственного распределения отдельных типов почв, на основе чего создал учение о зональности почвенного покрова. Это учение оказало большое влияние на развитие таких смежных наук, как геоботаника, физическая география, лесоводство, геохимия. Он создал первую научную схему классификации почв Северного полушария. В ней выделены бореальная, таежная, черноземная, аэральная и латеритная зоны, каждая из которых характеризуется генезисом определенных почв в связи с климатом, характером растительности, фауны, рельефа и преобладающих грунтов. В.В. Докучаев является основоположником учения о ландшафтах, из его теоретических положений вытекают методы изучения почв, основу которых составляют сравнительно-географический и профильно-морфологический, им заложены основы современной картографии почв.

Создавая науку о почве, В.В. Докучаев заботился о ее практическом применении. Главное его внимание привлекали вопросы поднятия русского сельского хозяйства путем правильного использования почв и повышения их производительности, подчеркивал, что всякое земледелие должно быть строго зональным. Он создал три опытных опорных пункта в Воронежской, Екатеринославской и Харьковской губерниях, где внедрил эффективную защиту почв от эрозии и борьбу с засухой. Придал широкий комплексный характер землеоценочным работам в Полтавской и Нижегородской губерниях и многое другое.

В.В. Докучаев был выдающимся педагогом. Из его школы вышли Н.М. Сибирцев — автор первого учебника генетического почвоведения и заведующий первой в мире кафедрой почвоведения в Ново-Александровском сельскохозяйственном институте, директором которого был В.В. Докучаев (ныне Харьковский государственный университет имени В.В. Докучаева); академики К.Д. Глинка (биогеохимик), В.И. Вернадский (основатель учения о биосфере), минеролог Т.А. Земятченский, геолог В.П. Амалицкий, петрограф Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, ботаник-географ Г.И. Танфильев, лесоводы Г.Н. Высоцкий и Т.Ф. Морозов, ботаник и почвовед А.Н. Краснов, академики Л.И. Прасолов и Б.Б. Польшов.

Формируется московская школа почвоведов под руководством А.И. Сабанина, в Казани — Р.В. Расположенского, в Лесном институте в Петербурге химию почв развивал П.С. Коссович.

Вторым сооснователем русского почвоведения был П.А. Костычев (1845–1895). Н.М. Сибирцев писал, что П.А. Костычеву и В.В. Докучаеву принадлежит каждое из первых двух мест. Как основоположник агропочвоведения П.А. Костычев видел основную задачу почвоведения в изучении свойств почв по отношению к растениям, а все приемы агротехники связывал со свойствами почв. Показал, что плодородие почвы должно определяться не только химическими, но и физическими, биологическими методами, вложил много нового в изучение проблемы гумуса, почвенной структуры, является автором первого русского учебника «Почвоведение» (1886).

В тот же период в зарубежных работах преобладал агрогеологический подход к почвоведению. Основателями почвенной школы США являлись Г.В. Гигару (1833–1916) и М. Уитни (1860–1927), организатор почвенной службы, которым, однако, были близки докучаевские идеи. Развитие почвоведения в Европе связано с именами М.Э. Вольни и Е. Раманна в Германии, Ю. Шлезинга во Франции, С. Миклашевского в Польше, И.П. Пушкарева в Болгарии и других.

9. Период развития докучаевского почвоведения между 1914 и 1941 г. характеризуется завоеванием докучаевского учения лидирующего положения в мире благодаря классическим работам К.Д. Глинки, К.К. Гедройца, Г.Н. Высоцкого, Д.Н. Прянишникова, С.П. Кравкова, Н.А. Димо, Д.Г. Виленского, В.А. Ковды, А.Н. Соколовского, В.Р. Вильямса, Я.Н. Афанасьева и других. Проведение Международных конгрессов и выставок укрепляло международные связи. Организация в 1927 г. Почвенного института имени В.В. Докучаева в Москве, факультетов и кафедр почвоведения в университетах и сельскохозяйственных вузах способствовала развитию и утверждению агрономического почвоведения.

После Великой Отечественной войны усилия советских почвоведов были сосредоточены как на дальнейшем развитии теоретических исследований, так и на усилении роли почвоведения в рациональном использовании почв по следующим направлениям:

- разработка учения о корках выветривания и геохимии ландшафта на основе биогеохимических идей В.В. Вернадского;
- развитие школы агрохимии под руководством Д.Н. Прянишникова;
- развитие генетических и почвенно-агрономических исследований на основе изучения органического вещества (И.В. Тюрин, М.М. Кононова, Л.Н. Александрова, Д.С. Орлов и др.), почвенных процессов и режимов (А.А. Роде, И.С. Кауричев, И.Н. Скрынникова, Я.В. Пейве, И.П. Гречин и др.), агрофизических свойств (Н.А. Качинский, Ф.Р. Зайдельман, В.А. Ковда и др.), физико-химических свойств (Н.Н. Горбунов, С.Н. Алешин, Е.В. Гапон, Н.Г. Зырин, И.П. Тюин и др.);
- совершенствование методов картирования, классификации, диагностики и бонитировки почв (И.П. Герасимов, Е.Н. Иванова, Н.Н. Розов, В.М. Фридланд, И.И. Карманов и др.);
- развитие учения о почвенно-биоклиматических поясах и областях мира (И.П. Герасимов, Л.И. Прасолов, Е.В. Лобова).

10. Современный период характеризуется интенсификацией изучения и охраны почвенного покрова мира под эгидой ООН, ЮНЕСКО, ФАО и др. В почвоведении выделились и развиваются самостоятельные разделы и направления: физика, химия, биология, минералогия, география почв и интенсивно развивается сельскохозяйственное почвоведение. Создан Международный почвенный музей в Амстердаме с коллекцией эталонов почв мира. В 1978 г. опубликованы последние листы почвенной карты мира в масштабе 1:5 000 000, разрабатываются международные проекты в системе ООН: карта деградации почв мира, методы оценки и картирования, опустынивания; классификация почв мира; социально-экономические аспекты потерь почв и ряд проектов оказания помощи развивающимся странам в охране и рациональном использовании почв.

Значительный вклад в развитие науки о почве внесли белорусские почвоведы. Особое место среди них занимает Я.Н. Афанасьев (1877–1938), русский ученый, основоположник белорусской школы научного почвоведения, создатель и первый заведующий кафедрой почвоведения Белорусской сельскохозяйственной академии (1921–1935), директор Института агропочвоведения и удоб-

рений АН БССР с 1931 по 1938 г. Его деятельность как ученого-почвоведа пришлась на первые десятилетия XX в. и трагически оборвалась в 1938 г. Он был прямым последователем первого поколения почвоведов-докучаевцев и принадлежал к числу тех, кто развивал и доказывал плодотворность генетического почвоведения. Его идеи и установление закономерностей при изучении почвенных процессов, общих законов генезиса и классификации почв нашли отражение в работах А.Г. Медведева, П.П. Рогового, И.С. Лупиновича, И.Ф. Гаркуши, Н.И. Смеяна, Т.А. Романовой, В.В. Жилко и других.

В настоящее время усилия почвоведов Беларуси направлены на разработку мероприятий по созданию окультуренных почв, без чего невозможно стабильное и высокопроизводительное сельскохозяйственное производство на почвах с низким естественным плодородием.

Глава 4

ОБЩАЯ СХЕМА ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНОГО ПРОЦЕССА

Почвообразование — совокупность явлений, совершающихся под влиянием солнечной энергии в поверхностном слое земной коры при взаимодействии живых организмов и продуктов их распада с минеральными соединениями воды и воздуха. Общие черты современных почв сформировались в четвертичный период. Самыми древними являются тропические почвы, исчисление которых по одним данным идет с третичного периода — около 300 млн лет, по другим — 20–30 млн лет. Один метр коры выветривания в тропиках образуется за 20–77 тыс. лет и по сравнению с другими районами Земли отличается высокой динамичностью из-за высоких среднегодовых температур и большого количества осадков. Самыми молодыми являются почвы тундры и болотные торфяные со сфагновым мхом (до 7–8 тыс. лет). Возраст почвенного покрова Русской равнины в ее северной части определяется отступлением ледника на север, а в южной — постепенной Каспийско-Черноморской регрессией и равен около 8–10 тыс. лет.

Сущность процесса почвообразования

Почвообразование начинается с момента поселения живых организмов на горных породах, движущей силой которого является взаимодействие малого биологического и большого геологического круговоротов веществ. На начальных стадиях первичный почвообразовательный процесс совпал с выветриванием. Разрушительная сила ветра, воды и разные температуры превращали массивную горную породу в рыхлую, которая приобретала порозность, влагоемкость, водо- и воздухопроницаемость, в ней появились вторичные минералы. Она уже содержит некоторое количество питательных элементов в доступной для живых организмов форме. Породы постепенно обедняются зольными элементами вследствие их вымывания и вследствие того, что они уже усваиваются живыми организмами. В ранний абиотический период геологической истории это были геохимические циклы, а с появлением жизни на Земле они трансформировались в биогеохимические, поскольку большая часть явлений протекает при участии живых организмов или продуктов их жизнедеятельности. С появлением человека они трансформировались в технобиогеохимические циклы, так как круговорот веществ в природе в настоящее время, в значительной степени определяется деятельностью человека.

По представлению А.А. Роде, почвообразовательный процесс имеет биофизико-химический характер и представляет собой совокупность явлений превращения и передвижения веществ и энергии, протекающих в почвенной толще. Основными составляющими этого процесса являются превращение минералов горной породы; накопление в почве органических остатков и их трансформация; взаимодействие органических и минеральных веществ и образование органоминеральных соединений; накопление в верхней части элементов питания; передвижение продуктов почвообразования с водой и формирование почвенного профиля.

Особенно большое значение в почвообразовании имеет малый биологический круговорот веществ, определяющий цикличность биогеохимии почвообразования. Она обусловлена цикличностью поступления на поверхность Земли солнечной энергии, что, в свою очередь, определяет продолжительность циклов развития растительных организмов, интенсивность и емкость био-

логического круговорота. Итогом биологического круговорота является: а) извлечение организмами из горной породы питательных элементов; б) синтез биомассы и включение поглощенных элементов в сложные органические соединения; в) возврат в почву этих соединений с отмирающей биомассой в виде наземного опада и корней. В результате происходит аккумуляция питательных элементов в почве, что и формирует ее плодородие. Объем биологического круговорота, или емкость потребления элемента, определяется избирательной способностью организмов и запасом его доступных соединений в среде. В зависимости от экосистемы и физико-географических условий объемы биологического круговорота между собой существенно различаются. Например, хвойные леса на единицу площади потребляют почти в 4 раза меньше калия, в 2,5 раза меньше кальция, в 3 раза меньше магния, чем широколиственные, а по потреблению азота, фосфора и серы они близки между собой (В.А. Ковда).

Наибольшее накопление органического вещества наблюдается в лесных сообществах (табл. 11). В субтропических и широколиственных лесах оно достигает 400–410 т/га, во влажных тропических — 500 т/га. В арктической тундре биомассы накапливается столько же, сколько и в пустыне, луговые степи накапливают до 25 т биомассы. Важны при этом не только количество, но и ежегодный прирост, структура биомассы, определяемая соотношением между надземной массой и корнями, и качество биомассы в зависимости от потребления элементов питания и возврата их с опадом. Наибольшая доля корней наблюдается в луговых степях (70–88%), наименьшая — в лесах (18–26%). Наименьшее потребление и возврат характерны для сосняков, арктических тундр и пустынь. Неодинакова скорость разложения органических остатков — в тропических лесах меньше, чем за год, отношение подстилки к опадку 0,5–0,7; в степях — 1,5, в тундре — 14, т.е. чем теплее и влажнее климат, тем быстрее разложение. В разложении участвуют главным образом членистоногие и дождевые черви, которые при 30 тыс. на 1 га могут переработать 1,5 т листы и смешать ее с 15 т минеральной массы. Их может быть от 200 до 500 кг/га. В общем живое вещество в почве создается, разрушается, вновь возобновляется. По В.И. Вернадскому, в ней протекают «вихри жизни».

Биологический круговорот веществ, ц/га
(Л.Е. Родин, Н.И. Базилевич)

Растительные сообщества	Органическое вещество					Зольные элементы			
	общая биомасса	в том числе биомасса корней	ежегодный прирост	ежегодный опад	запасы органических остатков в лесной подстилке или степном войлоке	в биомассе	ежегодно потребляется	ежегодно возвращается с опадом	содержится в лесной подстилке или степном войлоке
Арктические тундры	50	35	10	10	35	1,6	0,38	0,37	2,8
Сосняки южной тайги	2800	636	61	47	448	18,8	0,85	0,58	17,3
Ельники южной тайги	3300	735	85	55	350	27,0	1,55	1,20	13,0
Березняки	2200	505	120	70	300	21,0	3,80	2,90	16,0
Сфагновые болота лесные	370	40	34	25	1000	6,1	1,09	0,73	—
Дубравы	4000	960	90	65	150	58,0	3,40	2,55	8,0
Луговые степи	250	170	137	137	120	11,8	6,82	6,82	8,0
Сухие степи	100	85	42	42	15	3,5	1,61	1,61	0,7
Пустыни и полукустарниковые	43	38	12	12	—	1,85	0,59	0,59	—
Саванные сухие	268	113	73	72	—	9,78	3,19	3,12	—
Субтропические лиственные леса	4100	820	245	210	100	52,8	9,93	7,95	6,0

Стадии в развитии почв

Почвообразование — длительный процесс, зависящий от комплекса факторов, в результате чего его слагаемые на разных этапах возникновения и развития почвы имеют свои особенности. В общем каждая почва проходит ряд последовательных стадий (рис. 5).

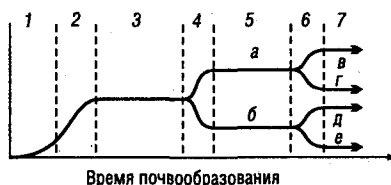


Рис. 5. Стадии почвообразования:

1 — начальное почвообразование; 2 — развитие почвы; 3 — климатическое состояние I; 4 — эволюция почвы по пути а или б; 5 — климатическое состояние II (а или б); 6 — новая эволюция почвы по пути в, г, д или е; 7 — климатическое состояние III (в, г, д или е)

1. Стадия начального, или первичного, почвообразовательного процесса. Ведет отсчет с момента заселения горной породы организмами и весьма длительна, поскольку из-за низкой продуктивности низших организмов (грибы, бактерии, мхи, водоросли, лишайники) и емкость биологического круговорота низкая. Накопление элементов почвенного плодородия происходит медленно.

Одновременно протекает множество процессов небиологической природы: растворение—осаждение, испарение—конденсация, сорбция—диффузия, гидратация—дегидратация и другие, которые могут протекать как в почвах, так и в любых природных телах. Эти элементарные акты превращения и переноса веществ, по А.А. Роде, называются *микрпроцессами*. На начальной стадии почвообразования они протекают в основном независимо друг от друга, поэтому профиль лишь в слабой степени дифференцируется на горизонте. Вместе с тем образуется новая группа процессов, которые формируют специфические почвенные признаки и в системе обнаруживаются признаки биогеохимического круговорота веществ, характерного для почв.

2. Стадия развития почвы. Она сменяет начальное почвообразование с момента, когда резко возрастает объем биологического

круговорота вследствие расширения деятельности высших растений. В результате в почве накапливается много таких соединений, каких не было в породе и которые являются доступными для последующих поколений живых организмов. При этом трансформация каждого элемента в этих соединениях специфична, в результате чего в почвах появляются доступные для растений минеральные соединения азота, фосфора, обменные катионы макро- и микроэлементов. Например, накопление органических остатков в виде азотсодержащих органических соединений гумусовой природы обуславливает наличие в почве минеральных соединений азота, при разложении фосфоритов и апатитов образуются доступные фосфаты, обменные катионы макро- и микроэлементов накапливаются при образовании вторичных минералов. Одновременно изменяются физические свойства твердой фазы почвы, появляются новообразования разного вида. На этом этапе микропроцессы объединяются в мезопроцессы (по А.А. Роде) или элементарные почвенные процессы (ЭПП) второго порядка (по И.П. Герасимову). Это горизонто- или профилеобразующие процессы, такие как гумусовая аккумуляция, оподзоливание, лессиваж, оглеение, торфообразование и др. Они формируют некоторые свойства почв. Объединение мезопроцессов в макропроцессы (по А.А. Роде) приводит к формированию определенных типов почв с системой генетических горизонтов, причем каждый генетический тип почвы (ГТП) характеризуется только одному ему свойственным сочетанием ЭПП, хотя отдельные ЭПП встречаются в разных сочетаниях в различных ГТП. Следовательно, каждому генетическому типу почвы соответствует свой тип почвообразования.

Развитие любой системы происходит на фоне уже закончившихся процессов. В.О. Таргульян и И.А. Соколов для почв предложили такие понятия, как «почва — память» и «почва — момент». Первое — это совокупность процессов и признаков в профиле почвы, которые отражают уже закончившиеся необратимые процессы. Второе — проявление современных процессов. Расчленение почвы на горизонты — это «почва — память». Каждый горизонт получает разные свойства, причем по мере дифференциации горизонтов почвообразовательный процесс все усложня-

ется. Развитие генетических горизонтов — следствие почвообразования, но в то же время это и причина дальнейшего поступательного развития процесса почвообразования в сторону усложнения.

Стадия развития почвы может продолжаться сотни, тысячи лет и более, что зависит от развития и сочетания ЭПП во времени и изменчивости факторов почвообразования. На определенном этапе процесс почвообразования замедляется, почва достигает равновесия по главным признакам (содержание гумуса, мощность горизонтов и др.) и для нее наступает третья стадия.

3. Стадия равновесия. Это климаксное состояние почвы, оно длится неопределенно долго. На данной стадии основные свойства почв относительно стабильны во времени, а биогеохимический круговорот способствует воспроизводству этих свойств. Однако при этом интенсивность отдельных процессов может быть даже значительнее, чем на начальных стадиях формирования почвы.

4. Стадия эволюции почвы. Она сменяет стадию равновесия в результате саморазвития в целом экосистемы или в результате изменения одного или нескольких факторов почвообразования. При этом образуется новая почва с новым комплексом свойств, таких, например, как формирование луговых почв из болотных при обсыхании территории или, наоборот, болотных почв при заболачивании автоморфных почв, т.е. новая почва образовалась не из породы, а из существовавшей до этого времени другой почвы.

Направление почвообразовательного процесса может изменяться многократно, что характеризует полигенетичность почвы. В связи с этим в почве обнаруживаются реликтовые признаки от предшествующих современным стадиям формирования почв. В силу этих причин в почве выделяются остаточные признаки, унаследованные от материнской породы, и рецентные, возникшие в результате современного почвообразования.

На плодородие почвы реликтовые признаки существенно не влияют, оно в основном зависит от сочетания современных свойств и режимов.

Конкретные почвообразовательные процессы

Разнообразие почв в природе обусловлено сочетанием различных почвообразовательных процессов, которые определяют типы почвообразования в разных физико-географических зонах. По мнению В.А. Ковды, понятие типа почвообразования в настоящее время связывается с наличием или доминированием того или иного профилеобразующего ЭПП, общего для ряда типов почв, т.е. тип почвообразования — это преимущественное развитие какого-то профилеобразующего ЭПП. В.Р. Вильямс рассматривал многообразие почв с точки зрения единого почвообразовательного процесса, П.С. Коссович выделил шесть, К.Д. Глинка — пять, а К.К. Гедройц — четыре типа почвообразования.

Все многообразие почв в природе — в основном результат дернового (гумусово-аккумулятивного), подзолистого, болотного (гидроморфного), латеритного (ферралитного), солонцового (галогенного) типов почвообразования.

Дерновый (гумусово-аккумулятивный) процесс — интенсивное гумусонакопление и аккумуляция биофильных элементов. Развивается под воздействием многолетней травянистой растительности в условиях умеренно влажного климата и особенно энергично при непромывном типе водного режима на рыхлых карбонатных породах (лессах) в степной зоне. Короткий цикл развития трав (1–3 года), травянистая растительность, богатая азотом и зольными элементами при значительной доле корней (от 20–25 до 85–97% от всей фитомассы), обуславливают протекание процессов гумификации непосредственно в почве. В результате формируется мощный гумусовый горизонт, обогащенный питательными элементами, постепенно переходящий к материнской породе. Взаимодействие гумусовых веществ с обменными катионами Са и Mg обеспечивает формирование в почве агрономически ценной водопрочной структуры. При таком типе почвообразования формируются типичный чернозем в лесостепи и обыкновенный чернозем в степной зоне. В таежно-лесной зоне дерновый процесс протекает наиболее интенсивно на заливных лугах речных пойм. Вне поймы он проявляется на карбонатных породах в подзоне южной тайги (в том числе на территории Беларуси).

В подзонах северной и средней тайги дерновый процесс выражен слабее и сочетается с подзолистым, в результате образуются дерново-подзолистые почвы.

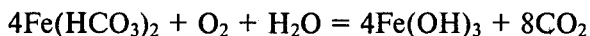
Подзолистый процесс в чистом виде развивается под пологом хвойного леса с бедной травянистой растительностью в условиях влажного климата при промывном типе водного режима на бескарбонатных породах. Древесные и растительные остатки накапливаются на поверхности почвы, они бедны азотом и кальцием, зато содержат труднорастворимые соединения, такие как лигнин, смолы, дубильные вещества. Разложение этих остатков осуществляется в основном грибной микрофлорой, что обуславливает накопление в составе гумуса фульвокислот, а в почве — низкомолекулярных органических кислот (муравьиной, уксусной, лимонной и др.), хорошо растворимых в воде. Под влиянием органических кислот, особенно фульвокислот, в верхней части профиля первичные и вторичные минералы разрушаются и продукты разрушения выносятся в нижележащие горизонты и грунтовые воды. В результате под лесной подстилкой образуется подзолистый горизонт светло-серого и белесого цвета, обогащенный кремнеземом вследствие выноса оксидов железа, алюминия, марганца, обедненный элементами питания и илистой фракцией, имеет кислую реакцию. Под ним образуется горизонт вымывания, в котором одна часть продуктов закрепляется, а другая выносится за пределы почвенного профиля. Иногда в иллювиальном горизонте накапливаются гумусовые вещества, тогда такие почвы называются подзолистыми иллювиально-гумусовыми. Типичными представителями такого типа почвообразования являются подзолистые почвы таежно-лесной зоны. Под широколиственными лесами и на карбонатных породах подзолистый процесс проявляется менее интенсивно.

Лессиваж также связан с оподзоливанием почвы. Это сложный процесс, включающий механическое проиливание, комплекс физико-химических явлений, вызывающий диспергирование илистых частиц и перемещение их с нисходящим током воды под защитой подвижных органических веществ, комплексирование и вынос железа. Процесс протекает под листовыми лесами при участии менее кислого гумуса и сопровождается передвижением илистых частиц из верхних горизонтов в нижние без разру-

шения. Развитие лессиважа усиливает слабокислая и близкая к нейтральной реакция среды.

Болотный процесс развивается под влиянием болотной растительности (моховой и осоковой) в условиях постоянного избыточного увлажнения, создаваемого грунтовыми или поверхностными водами. В таких условиях развиваются два почвообразовательных процесса — оглеение и торфообразование.

Оглеение — сложный биохимический восстановительный процесс, протекающий при переувлажнении почв в анаэробных условиях при обязательном наличии органического вещества и участии анаэробных микроорганизмов. Впервые на биохимическую природу оглеения указал Г.Н. Высоцкий, введя в 1905 г. термины «глей» и «глееобразование». Главную роль в процессе оглеения играет превращение элементов с переменной валентностью (Fe, Mn, N). Значительным превращениям подвергаются соединения фосфора, которые сопровождаются накоплением фосфатов закиси железа типа вивианита, а при смене восстановительных условий на окислительные — накоплением труднорастворимых фосфатов оксида железа. Превращение азота сопровождается его потерями в результате развития денитрификации, продуктами восстановления серы являются H_2S и FeS , а восстановление марганца сопровождается образованием его подвижных соединений. Наиболее характерная особенность процесса оглеения — восстановление оксида железа в закисную форму. При этом образуется сначала двууглекислое железо $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$, хорошо растворимое в воде, которое при смене условий на окислительные переходит в гидроксид железа:



Гидроксид железа обнаруживается в виде ржавых и охристых пятен, примазок, ортзандов и других образований, появляющихся при смене окислительно-восстановительных реакций. В условиях устойчивого анаэробно-закисного режима железные формы железа взаимодействуют с первичными и вторичными минералами, образуя вторичные алюмоферрисиликаты с сизоватой, голубоватой, грязно-зеленоватой окраской. Если последние придают характерную сплошную окраску всему горизонту, то такие горизонты и почвы называются глеевыми, если же в профиле появляются

только отдельные сизовато-голубоватые пятна, то такие горизонты и почвы называются глееватыми. При оглеении почвы обедняются железом, марганцем и алюминием и обогащаются кремнекислотой. Это обусловлено образованием активных органических веществ кислой природы, которые и вызывают миграцию Fe, Mn и Al.

При сочетании временного избыточного поверхностного увлажнения с нисходящим током воды процессы миграции усиливаются, возникает элювиально-глеевый процесс, обуславливающий формирование глееэлювиальных или псевдоглеевых горизонтов в глееподзолистых, солодах и других типах почв (Я.Н. Афанасьев, И.С. Кауричев, Ф.Р. Зайдельман, В. Кубиена и др.). На суглинистых породах процесс поверхностного оглеения сочетается с оподзоливанием и лессиважем, что способствует образованию элювиально-иллювиального профиля подзолистых почв. Совокупность этих процессов И.П. Герасимов назвал псевдооподзоливанием, а почвы — псевдоподзолистыми.

Торфообразование — накопление в условиях избыточного увлажнения на поверхности почвы полуразложившихся растительных остатков в результате замедленной их гумификации и минерализации, ведущее к образованию поверхностных горизонтов торфа различной степени разложения и мощности, которая может достигать 10 м и более. Торфообразование — биохимический процесс, в котором участвуют многочисленные группы микроорганизмов: вначале — грибы и неспороносные бактерии, затем спороносные. Их деятельность динамична, зависит от смены условий анаэробных на аэробные и наоборот, что резко тормозит разложение органических остатков и вовлечение зольных элементов и азота в биологический круговорот. Поэтому возникает относительный недостаток элементов питания для растений, который является причиной развития определенных групп болотной растительности.

Наиболее распространенными растениями из травянистых являются осоки (*Carex* L.), пушицы (*Eriophorum* L.), камыш (*Scirpus* L.), тростник (*Phragmites communis* Trin.), рогуз (*Typha* L.), хвощовые (*Equisetaceae*) и другие, среди полукустарниковых и древесных — багульник (*Ledum palustre* L.), ива (*Salix* L.), береза (*Betula* L.), ольха черная (*Alnus glutinosa* (L.) Hieb) и серая

(*A. incana* (L.) Willd) и др. Особенно большую роль в торфообразовании играют гипновые зеленые мхи (Bryales), с которых начинается заболачивание подзолистых почв на водоразделах, кукушкин лен (*Polytrichum commune* L.) и белые сфагновые мхи (Sphagnales), образующие фазу сфагнового болота.

Типичными представителями почв, сформировавшихся в результате болотного процесса на территории Республики Беларусь, являются дерновые и дерново-подзолистые заболоченные, болотно-подзолистые, торфяно-болотные низинные и верховые, аллювиальные болотные и пойменные.

Латеритный процесс (латеритизация), с одной стороны, это процесс внутрипочвенного ожелезнения материнской породы в результате накопления полутораоксидов железа и алюминия, а с другой — выщелачивание кремнезема в условиях теплого и достаточно влажного климата. В результате формируется большая группа почв от красноземов и желтоземов в субтропиках до типичных ферралитных почв влажных тропиков. При почвообразовании в зоне влажных субтропиков в кислой среде в красноземах появляются признаки оподзоливания, особенно заметные на галечниково-валунных отложениях и менее заметные на основных изверженных породах. По сравнению с красноземами желтоземы имеют большую степень оподзоленности.

Общим для почв, образовавшихся под влиянием латеритного процесса, является интенсивное развитие дернового процесса вследствие накопления большой биомассы (> 410 т/га), большого ежегодного опада (> 21 т/га) и значительного количества зольных элементов и азота (до 700 кг), поступающих ежегодно в почву в результате разложения органического вещества.

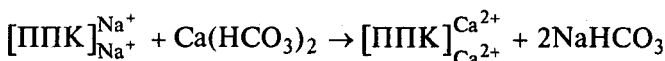
Солонцовый (галогеенный) процесс — накопление водорастворимых солей в почвенном профиле при выпотном типе водного режима в условиях минерализованных грунтовых вод и засоленных материнских пород. В результате образуются сначала солончаки, различающиеся по роду и составу солей (хлоридные, сульфатные, содовые и др.), при вымывании солей — солонцы, при дальнейшем промывании — солоди (солончаковатость — солонцеватость — осолодение, схема К.К. Гедройца).

Сезонный приток легкорастворимых солей может достигать 500–1000 т/г (В.А. Ковда, 1946). Солончаки могут образовывать-

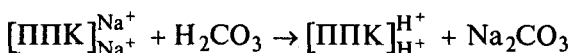
ся как в условиях близкого (гидроморфные), так и глубокого (автоморфные) залегания минерализованных грунтовых вод.

Солонцеватость — накопление в поглощающем комплексе большого количества обменного натрия и значительного количества обменного магния. Оно сопровождается диспергированием почвенных коллоидов, выщелачиванием их из верхнего горизонта. В состоянии геля почвенные коллоиды накапливаются на некоторой глубине, создавая плотный солонцовый горизонт.

Солонцовые почвы могут формироваться, минуя солончаковатость (В.А. Ковда и др.), что возможно в тех случаях, когда источником натрия является сода, которая образуется биологическим путем при разложении определенных групп растений, выветривании магматических и осадочных пород, обогащенных натрием, и в результате обменных реакций между натрием поглощающего комплекса и кальцием карбонатов или водородом угольной кислоты почвенного раствора:



или



Большое значение в формировании иллювиальных горизонтов солонцов имеют не только обменные натрий и магний, но и глинистые минералы, в частности монтмориллонит и высокогидратированные коллоиды, образовавшиеся в процессе гальмиролиза минералов (распад минералов под влиянием солевых растворов).

Цементирующее действие на почвенные частицы оказывают кремниевые соединения типа CaSiO_3 , MgSiO_3 , гидрогеля кремнезема $\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, аморфного кремнезема, вторичного кварца, вторичных алюмо- и феррисиликатов кальция и магния (В.А. Ковда, 1940).

Осолодение — процесс разрушения минеральной части почвы под воздействием щелочных растворов (щелочной гидролиз глинистых силикатов) с накоплением остаточного аморфного кремнезема и выносом из элювиального (осолоделого) горизонта

аморфных продуктов разрушения. Процесс развивается в условиях повышенного атмосферного увлажнения при отрыве почвы от грунтовых вод. В результате обменный натрий в верхних горизонтах солонцов замещается на обменный водород (К.К. Гедройц), что и приводит к гидролизу минералов почвенного поглощающего комплекса. Постепенно солонцовый горизонт и часть подсолонцового разрушаются в осолоделый горизонт.

Большая роль в осолодении принадлежит и анаэробию, развивающемуся при избыточном увлажнении. Анаэробия способствует образованию фульвокислот, низкомолекулярных кислот и подвижных форм железа и марганца, которые и выносятся из верхних горизонтов, т.е. в образовании солодей, ежегодно затапливаемых с поверхности, большая роль принадлежит элювиально-глеевому процессу, что позволяет объединять солоды с псевдоглеями (С.П. Ярков, И.С. Кауричев).

О других элементарных почвообразовательных процессах речь будет идти при описании генезиса конкретных почв.

Формирование почвенного профиля.

Морфологические признаки почв

Любая почва под влиянием конкретных почвообразовательных процессов характеризуется определенным строением и представляет собой систему генетических горизонтов, последовательно сменяющих друг друга по вертикали. По строению почвенный профиль может быть простым и сложным, отличаться набором дифференцированных и недифференцированных генетических горизонтов.

По составу горизонты бывают органогенные, гумусированные, карбонатные, железистые и другие, по свойствам — кислые, нейтральные, щелочные, насыщенные, выщелоченные, ненасыщенные и др. Сочетание этих признаков определяет общий, внешний вид почвенного профиля и различия между генетическими горизонтами. К внешним морфологическим признакам относятся строение, мощность профиля и отдельных горизонтов, окраска, гранулометрический состав, структура, сложение, новообразования, включения.

Строение почвы — общий облик почвенного профиля. Характер и последовательность генетических горизонтов специфичны для каждой почвы, что является основной диагностической характеристикой. Каждый горизонт имеет название и буквенное обозначение (индекс).

Обычно выделяют: A_0 (О — по новой системе) — лесная подстилка; A_d — дернина; A — гумусово-аккумулятивный; A_1 — гумусово-элювиальный; A_2 (Е — по новой системе) — элювиальный; В — иллювиальный, переходный от гумусового к материнской породе; G — глеевый; С — материнская, Д — подстилающая порода.

A_0 — лесная подстилка, моховой очес, подразделяется на: AL — свежий опад; AF — слой разложения с преобладанием слабо разложившихся растительных остатков, сохраняющих анатомическое строение; AH — частично гумифицированный опад, смешанный с минеральной частью почвы.

Дернина (A_d) — густо пронизанный корнями растений верхний слой почвы, формируется под луговой растительностью.

Пахотный горизонт (A_n , или A_p — по новой системе) — поверхностный гумусовый горизонт, преобразованный периодической обработкой.

Гумусово-аккумулятивный (А) горизонт формируется в верхней части профиля в результате накопления гумуса и элементов питания.

В гумусово-элювиальном горизонте (A_1) наряду с накоплением гумуса происходят разрушение минералов и частичный вынос органических и минеральных веществ.

Элювиальный горизонт (A_2 , Е — по новой системе) всегда окрашен в светлые тона в результате интенсивного разрушения и выноса продуктов разрушения в нижележащие горизонты или за пределы почвенного профиля. В подзолистых и дерново-подзолистых почвах он называется подзолистым горизонтом, в солонях — осолоделым.

Иллювиальный горизонт (В) — горизонт вмывания, в результате чего он может обогащаться гумусом (B_h), илом (B_i), карбонатами (B_k или B_{Ca}), соединениями железа (B_{Fe}), глиной (B_T). В черноземах и каштановых почвах он называется переходным от гумусово-аккумулятивного к породе, так как в этих почвах перемещение веществ сверху вниз не происходит. Имеет бурую,

красно-бурую или желто-бурую окраску. Он может подразделяться на B_1 , B_2 , B_3 и т.д.

Глеевый горизонт (G) формируется в гидроморфных почвах вследствие длительного или постоянного избыточного увлажнения.

В анаэробных условиях образуются закисные соединения железа и марганца. На фоне сизовато-серой окраски обычно присутствуют охристые пятна, черные или темно-бурые пятна железомарганцевых образований. Если глееватость обнаруживается в других горизонтах, то к их индексу добавляется буква *g*, например A_2g . Слабая выраженность оглеения отмечается символом в скобках (*g*). Грунтовое оглеение подчеркивают одной чертой снизу — $\underline{G}$, поверхностное — сверху $\overline{G}$.

Гидрогенно-аккумулятивный горизонт (S) формируется при неглубоком залегании грунтовых вод на границе зоны капиллярно-насыщенного горизонта с зоной аэрации. По вещественному составу бывает карбонатный — S_k и железистый — S_{Fe} .

Материнская порода (C) представляет собой незатронутую почвообразованием породу, в верхнюю часть которой могут вымываться соли. Их присутствие обозначается дополнительными буквами: карбонатов — C_k , гипса — C_g , сульфатов — C_s .

Подстилающая порода (D) выделяется тогда, когда почвенные горизонты образовались на породе, ниже которой расположена другая порода.

Для переходных горизонтов применяются двойные обозначения: A_2B — горизонт с признаками подзолистого (A_2) и иллювиального (B); A_1A_2 — прокрашенный гумусом, с признаками оподзоливания; B_1B_2 — отсутствует резкая граница между слоями в иллювиальном горизонте и т.д.

Для **торфяных почв** применяется следующая система индексов:

T — торфяной горизонт, подразделяющийся по степени разложения и ботаническому составу на T_1 , T_2 , T_3 и т.д.;

T_n — торфяной пахотный горизонт, измененный при обработке;

TA_n — торфяно-перегнойный, состоящий из сильно разложившихся растительных остатков, пылевато-зернистой или комковатой структуры;

$ТС_{п}$ — торфяно-минеральный, имеет порошистую или пылевато-порошистую структуру. Характерен для переосушенных торфяников;

$ТД_{п}$ — торфяной пахотный, перемешанный при вспашке с подстилающей породой;

$Т_T$ — заиленный, уплотненный, очень темный горизонт в подпахотном слое торфа.

Профили пойменных почв подразделяются как на горизонты, так и на отдельные слои аллювия и обозначаются Al_1 , Al_2 и т.д. Обозначение аллювия ставится на первое место: $A_0 — Al_1A_1 — Al_1B_0 — Al_1 — Al...$

Профиль старопойменных (палеопойменных) почв тоже надо делить на горизонты и слои, но обозначения аллювия с его порядковым номером ставятся после индекса, отражающего процесс почвообразования, поэтому индексы горизонтов палеопойменных вод имеют следующий вид: A_0 ; A_1Al_1 ; $A_1BA_1...$; $B_1C_g Al ...$; $CA_1 ...$

При накоплении в почвенных горизонтах карбонатов, вивианита, железистых новообразований их отмечают дополнительными символами: k — карбонатный (C_k , B_k , T_k); p — вивианитовый (G_p , T_p); f — железистый (B_f).

Теми же символами обозначают горизонты, полностью состоящие из известковых, железистых новообразований или вивианита (K — мергель, Fe — рудяк, P — вивианит).

Отложения сапропелей: O — сапропель органический; M — сапропель минеральный.

Реликтовые горизонты обозначают символом, взятым в скобки: (A) — реликтовый (погребенный) гумусовый; (T) — погребенный торфяной.

Антропогенно деградированные нарушенные горизонты отмечают следующими символами:

D — деградированный (A_d , T_d ; H — нарушенный (A_n , B_n , T_n) и искусственный ($A_{и}$, $B_{и}$).

Если почвенная толща нарушена, дается описание грунта, слои которого обозначаются символами C и D .

Мощность почвенного профиля — общая протяженность всех горизонтов до материнской породы. У различных почв она колеблется от 40–50 до 100–150 см.

Мощность почвенного горизонта — протяженность от верхней до нижней границы. Например, $A_0 = 0-5$ см, $A_1 = 5-25$ см и т.д., т.е. видна как мощность, так и глубина расположения горизонта.

При описании почвенного профиля указывается характер перехода между горизонтами: границы между ними могут быть ясными и резкими, ровными и извилистыми, в виде «затеков» и «карманов», постепенными, если окраска одного горизонта сменяется другой на протяжении более 5 см. Указывается форма границ, которая может быть ровной, волнистой, языковатой, «изъеденной». Сочетание горизонтов позволяет записать строение почвенного профиля в виде своеобразной формулы, например: $A_0 - A_1 - A_2 - B_1 - B_2 - BC - C$ — ^{подзолистая почва}; $A_n - A_2 - A_2B_1 - B_g - BC_g - C_g$ — дерново-подзолистая пахотная грунтово-глееватая почва.

Профиль называется нормальным, если почва имеет полный набор горизонтов в соответствии с типом почвообразования.

Окраска почвенных горизонтов зависит от сочетания гумусовых и минеральных веществ. Мощный темноокрашенный горизонт свидетельствует о больших запасах гумуса; светлый, беле-ый цвет указывает на обеднение почвы питательными веществами в результате подзолообразовательного процесса; красный обусловлен оксидами железа.

При характеристике цвета отличают основной фон, затем детали в виде «пятен», «пятнышек», примазок, изменяющих основной цвет, например «почва желто-бурого цвета с расплывчатыми сизоватыми пятнами и примазками».

Структура почвы — отдельные (агрегаты), на которые рас-членяется масса почвы, причем с агрофизической и морфологи-ческой точек зрения почвенная структура — это понятия разные. С агрономической точки зрения структурная почва должна со-держат мезоагрегаты, т.е. отдельные от 0,25 до 7 (10) мм, ос-тальные почвы именуются бесструктурными. Соответственно этому введено понятие о коэффициенте структурности почвы K : $K = a/b$, где a — количество мезоагрегатов; b — сумма микро-(< 0,25 мм) и макроагрегатов (> 7–10 мм). Кроме того, различают ложные и истинные агрегаты. Истинные имеют большую порис-тость и водопрочность, а ложные либо нестойки в воде, либо аб-солютно водостойки вследствие цементации.

С морфогенетической точки зрения различают три вида структуры (по С.А. Захарову): кубовидную, призмовидную и плитовидную.

В кубовидной структуре отдельности развиты более или менее равномерно по трем осям, в пределах этого вида выделяют глыбистую, комковатую, пылеватую, ореховатую, зернистую, конкреционную (скопление округлых конкреций, как в ортштейне) и икряную (мелкие округлые агрегаты образуют сплошную массу).

В призмовидном виде отдельности развиты по вертикальной оси, выделяются три рода этой структуры: столбчатая, призмовидная и призматическая.

В плитовидной структуре отдельности развиты по горизонтальной оси, подразделяются на плитчатую, пластинчатую, листовую, чешуйчатую.

Кубовидная структура характерна для верхних гумусовых и верхней части иллювиальных горизонтов, плитовидная — для элювиальных горизонтов, призмовидная — для иллювиальных.

Почва может быть структурной и бесструктурной (песок). В почвах Беларуси чаще встречается комковатая и зернистая структура в пахотных и гумусовых горизонтах, плитчатая и пластинчатая — в подзолистых горизонтах, ореховатая — в верхней части иллювиальных горизонтов, призмовидная — в нижней части этих же горизонтов. Чаще в природе встречаются смешанные типы структур: комковато-ореховатая, пылевато-комковатая и т.д.

Агрономически ценными видами структуры для A_n являются все виды зернистой, средне- и мелкоореховатой и среднекомковатой структуры. Важно отметить однородность и степень выраженности структуры и водопрочность (см. гл. 10).

Гранулометрический состав почвы определяется в полевых условиях «сухим растиранием», методом «зеркал», органолептически — скатыванием между пальцами, а точнее, лабораторным методом с использованием классификации Н.А. Качинского (см. гл. 6, табл. 20, 21).

Сложение почв зависит от гранулометрического состава и структуры почвы. Различают слитое (очень плотное), плотное, рыхлое и рассыпчатое сложение. Оно является агрономически ценным признаком, поскольку от него зависят водные, воздушные, общие физические и физико-механические свойства.

Новообразования — скопления разнообразных веществ химического и биологического происхождения, резко отличающиеся от массы почвы по цвету и составу. В почвах Беларуси чаще обнаруживаются новообразования из углекислой извести в виде налетов, выцветов, «сединок», «плесени»; железистые выцветы, потеки-кутаны в виде ржаво-охристых, бурых пятен, прожилок, пленок по структурным отдельностям; кремнеземнистая присыпка (скелетаны) в виде белесых зерен в горизонте A_1 , прожилок в других горизонтах; органоминеральные налеты в виде пленок, корочек, потеков по граням структурных отдельностей; глинистые натеки в виде скоплений на поверхности структурных отдельностей; конкреции — карбонатные («журавчики», «дутики», «белоглазка», «лессовые куколки»); темно-бурые ортштейновые; железистые (рудяковые зерна, бобовины); марганцовистые (пунктации), нодули (железо-марганцевые стяжения, образованные рыхлым материалом).

Прослойки: луговая известь (мергель); полутораоксиды железа в подгумусовых горизонтах дерновых, заболоченных почв в виде охры, рудяка и ячеистых пластов лимонита мощностью 5–10 см; ортзанды и псевдофибры в песчаных почвах; вивианит в торфах, гумусовых и подгумусовых горизонтах, сапрпель органический, минеральный, известковый.

В засоленных почвах встречаются легкорастворимые соли $NaCl$, $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, $MgCl_2$, $CaCl_2$, гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. К биологическим новообразованиям относятся:

- копролиты — экскременты червей и личинок, включающих почву, прошедшую через пищеварительный тракт;
- кротовины — ходы землероев в виде крупных пятен округлой, овальной или вытянутой формы. Типичны для черноземов;
- корневины — следы сгнивших крупных древесных корней в лесных почвах;
- червоточины — извилистые ходы червей (встречаются во многих почвах);
- дендриты — отпечатки мелких корешков на поверхности структурных отдельностей в виде узора, встречаются в разных почвах;

Включения — инородные тела в профиле почвы, не связанные с почвообразовательным процессом. К ним относятся камни, обломки кирпича, кусочки угля, кости, черепки и др.

Микроморфологические признаки почв

Под поляризационным микроскопом изучают почвенные шлифы, изготовленные из ненарушенных образцов почвы. Метод разработан австрийским ученым В. Кубиеней, развит в России А.Н. Ромашкевич, Г.В. Добровольским и др.

В шлифах, матрицах, по В. Кубиена, выделяют скелет и плазму. Скелет составляют обломки первичных минералов, кремневые и органические частицы почвы крупнее коллоидов (> 2 мкм). Плазма состоит из органических и минеральных коллоидов и более дисперсной массы, представлена частицами диаметром менее 2 мкм. В зависимости от состава делится на глинистую, гумусоглинистую, карбонатно-глинистую, железисто-глинистую. Состав плазмы и характер шлифов отражают направленность почвенных процессов.

Особое значение имеют исследования микрозональности сложения почв, которые используются при оценке уровня почвенного плодородия, так как связаны с процессами корневого питания. По А.Н. Ромашкевич и И.П. Герасимову (1982), выделены пять типов направления микрозональности: 1) по распределению оксидов и гидроксидов железа; 2) глинистого вещества; 3) гумуса; 4) солей; 5) обусловленная реорганизацией почвенной массы под воздействием почвообразования и особенно вмешательством человека.

Изучение морфологических признаков — начало и основа исследования почвы. Они определяют генетический тип почвы, на их основе составляются почвенные карты, которые после камеральной обработки используются в хозяйственной деятельности человека.

Глава 5

УЧЕНИЕ В.В. ДОКУЧАЕВА О ФАКТОРАХ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Под факторами почвообразования понимаются внешние по отношению к почве компоненты природной среды, под влиянием и при участии которых образуется почва.

Выше отмечалось, что начало учению о факторах почвообразования положил В.В. Докучаев, выразив функциональную зависи-

мость почвы от климата, горной породы, организмов, рельефа и времени формулой $P = f(K \cdot G \cdot O \cdot R) \cdot T$. При этом он считал все факторы равнозначными и незаменимыми, что и подтвердилось впоследствии. Вместе с тем признание получила теория В.Р. Вильямса о ведущей роли в процессах почвообразования биологического фактора, и прежде всего зеленых растений. Признается также, что на определенных стадиях или в специфических условиях в качестве ведущего может выступить какой-либо другой фактор. А.А. Роде не считал возможным деление факторов на активные и пассивные, как предлагал С.А. Захаров, но считал необходимым дополнить перечень факторов еще двумя — земным тяготением и влиянием грунтовых, почвенных и поверхностных вод.

В настоящее время к пяти докучаевским факторам добавлен шестой — антропогенный, т.е. производственная деятельность человека, которая может существенно изменить направление почвообразовательного процесса.

Важнейшая основа почвообразовательного процесса — малый биологический круговорот веществ, осуществляемый в результате жизнедеятельности трех групп организмов: зеленых растений, микроорганизмов и животных. В.И. Вернадский писал: «...на земной поверхности нет химической силы более постоянно действующей и поэтому и более могущественной по своим конечным последствиям, чем живые организмы, взятые в целом».

С поселением микроорганизмов на горной породе начинается первичный почвообразовательный процесс. Они еще не создают почву, но готовят породу для поселения высших растений. Пионерами являются водоросли, лишайники и автотрофные бактерии.

Зеленые растения

Зеленым растениям принадлежит ведущая роль в почвообразовании, они извлекают из породы зольные элементы и азот, синтезируют в процессе фотосинтеза органическое вещество, которое вместе с зольными элементами через опад и отпад попадает в почву и на почву.

В зависимости от количества и качества биомассы, участвующей в биологическом круговороте веществ (см. табл. 11) и содержащейся в ней энергии (табл. 12) (всего в биомассе суши $n \cdot 10^{19}$ кДж), зависит интенсивность процессов трансформации и минерализации растительных остатков.

Таблица 12

**Запасы энергии в гумусе и растительном веществе
(кДж/см²) в призме сечением 1 см² (по В.Р. Волобуеву)**

Ландшафтная зона и типы почв	Гумус (0–20 см)	Слой 0–100 см	Растительное вещество
Пустыня, сероземы	4 920	13 940	2 870
Сухая степь, каштановые почвы	11 890	35 260	6 150
Степь, черноземы	29 520	94 300	10 250
Южная тайга, дерново-подзолистые почвы	15 990	22 140	58 425
Широколиственные леса, буроземы	22 140	48 380	—
Субтропические леса, желтоземы, красноземы	19 270	39 770	292 125
Ксерофитные субтропические леса, коричневые почвы	26 240	62 730	—

По В.Р. Вильямсу, следует различать следующие растительные формации:

- деревянистые (таежные леса, широколиственные, влажные субтропические и тропические);
- переходные деревянисто-травянистые (ксерофитные леса, включая кустарниковые ценозы и саванны);
- травянистые (суходольные и заболоченные луга, травянистые прерии, степи умеренного пояса, субтропические кустарниковые степи);
- пустынные (суббореальная с летним циклом вегетации, субтропическая с зимним циклом вегетации и тропическая);
- лишайнико-моховые (тундра, верховые болота).

Всего на суше образуется примерно $3 \cdot 10^{19} - 1 \cdot 10^{13}$ т биомассы, в том числе в лесах $n \cdot 10^{11} - n \cdot 10^{12}$; в травах — $n \cdot 10^{10} - n \cdot 10^{11}$; животными — $n \cdot 10^9$; микроорганизмами — $n \cdot 10^8$ т (В.А. Ковда, 1973).

Роль различных видов растительности существенно отличается. Лесная растительность участвует в почвообразовании, главным образом в виде опада хвои и листьев на поверхности почвы и при промывном водном режиме. В хвойном лесу чаще развивается подзолообразовательный процесс, в результате которого формируются низкоплодородные кислые подзолистые почвы с невысоким содержанием зольных элементов и грубого гумуса.

С опадом широколиственного леса в биологический круговорот поступает биомасса, содержащая значительно больше зольных элементов и азота, чем в хвойном лесу (табл. 13). К тому же в этом лесу в гумусообразовании участвует травянистая растительность, в результате образуется более мягкий гумус гуматно-фульватного типа. В таких условиях формируются дерново-подзолистые, бурые лесные и серые лесные почвы, обладающие лучшими свойствами, чем подзолистые.

Таблица 13

Потребление (числитель) и возврат (знаменатель) элементов питания различными типами леса, кг/га (по Н.П. Ремезову)

Элементы питания	Сосняк-брусничник	Ельник зеленомошно-кисличниковый	Липняк снытево-осоковый	Дубняк осоково-снытевый
Al + Fe	2,1–9,3	3,4–16,7	4,6–6,4	4,2–7,8
	2–5	0,2–4,0	2,6–4,2	3,6–6,6
Ca	13,5–43,9	14,7–52,0	77,0–115,0	85,0–135,0
	12–23	18–24	53–95	67–80
Mg	2,5–8,3	1,8–9,8	10,0–17,0	9,0–17,0
	2–4	0,3–3,0	6–15	10–13
K	4,6–19,8	7,6–37,8	30,0–50,0	20,0–42,0
	3–6	3–8	17–36	17–26

Травянистая растительность на лугах и в степях, в отличие от лесного опада, богата зольными элементами и азотом, корневые системы ежегодно отмирающих трав превосходят по массе надземную часть, в результате интенсивно развивается дерновый процесс, сопровождающийся накоплением «мягкого», насыщенного кальцием гумуса гуматного типа. При этом процессы трансформации растительных остатков протекают непосредственно в толще почвы, создавая гумусовые горизонты различной мощности. В результате в степях образуются черноземные почвы, са-

мые плодородные из всех почв, а на лугах — луговые, лугово-дерновые и дерновые, также обладающие высоким естественным плодородием.

Для пустынь и полупустынь с эфемерным растительным покровом характерна высокая, но кратковременная биогенность почвообразовательного процесса, в результате образуются бедные гумусом серо-бурые, бурые пустынные почвы и др.

Для мохово-лишайниковой растительной формации, наоборот, из-за низкой интенсивности биологического круговорота веществ и высокой влагоемкости мхов характерно превращение растительных остатков в торф.

В общем можно заключить, что каждая растительная формация обладает своими особенностями трансформации и взаимодействия продуктов распада с минеральной частью почвы и что, влияя на направленность почвообразовательных процессов, она сама служит индикатором изменений почвенных условий. Поэтому по смене растительных ассоциаций можно установить границы почвенных ареалов, что широко используется в практике почвенного картографирования.

На пахотных почвах природный почвообразовательный процесс сменяется культурным и последствия его воздействия на почву будут зависеть от интенсивности биологического круговорота в связи с конкретными агротехническими и агромелиоративными мероприятиями (известкование, посев многолетних трав, применение органических и минеральных удобрений, мелиорация и др.).

Микроорганизмы

Микроорганизмы в почвообразовании играют исключительно важную и своеобразную роль. Им принадлежит главная роль в процессах гумификации и минерализации растительных остатков и гумуса, в разрушении и новообразовании почвенных минералов. Они оказывают большое влияние на состав почвенного воздуха, регулируя в нем соотношение между O_2 и CO_2 . Выделяя гидролитические и окислительно-восстановительные ферменты (гидролазы, оксиредуктазы, полифенолоксидазы и др.), микро-

организмы катализируют процессы расщепления белков, углеводов, лигнина, липидов, смол, дубильных веществ и других сложных органических соединений до простых, влияют на окисление и восстановление органических соединений до простых минеральных солей. При их участии в анаэробных условиях протекают процессы оглеения, торфонакопления, осолодения.

Количество, видовой состав и активность микроорганизмов зависят от плодородия почв и гидротермических условий. Для их развития наиболее благоприятны температура 25–35 °С, слабокислая или нейтральная почва при влажности около 60% от полной влагоемкости. Минимальное их количество содержится в северных широтах под хвойными лесами в подзолистых почвах, а максимальное — в черноземах и сероземах под травянистой растительностью (табл. 14); их больше в верхней части почвы около живых корешков и отмерших растительных остатков. Общая масса живых организмов составляет от 3 до 7–10 т/га, или 1–2 т/га сухого вещества (Н.А. Красильников, 1956), причем их численность и масса изменяются в течение года вследствие множества повторяющихся генераций.

Таблица 14

Количество микроорганизмов в почвах СССР (по данным метода прямого счета под микроскопом, Е.Н. Мишустин)

Почвы	Количество микроорганизмов, млн	
	на 1 г почвы	на 1 мг азота почвы
Подзолы целинные	300–600	Около 70
Дерново-подзолистые		
Целинные	600–1000	« 200
Окультуренные	1000–2000	« 250
Черноземы		
Целинные	2000–2500	« 600
Окультуренные	2500–3000	« 750
Сероземы		
Целинные	1200–1600	« 2000
Окультуренные	1800–3000	« 2400

Наиболее распространенные среди микроорганизмов — бактерии, количество которых колеблется от 300 до 3000 млн в 1 г почвы. В зависимости от способа питания они делятся на гетеротрофные и автотрофные, по способу дыхания — на аэробные и анаэробные. Гетеротрофные аэробные микроорганизмы окисляют белки, жиры, углеводы и другие соединения до NH_3 , H_2O и CO_2 . Анаэробные вызывают процессы гниения компонентов растительных клеток, брожение углеводов, денитрификацию и десульфофикацию, маслянокислое брожение. Процесс аммонификации белков вызывают как анаэробные, так и аэробные гетеротрофы по схеме белки $\rightarrow$ аминокислоты $\rightarrow$ NH_3 $\rightarrow$ органические безазотистые соединения. Автотрофные бактерии осуществляют процессы нитрификации ($\text{NH}_3 \rightarrow \text{NO}_2 \rightarrow \text{NO}_3$), сульфификации ($\text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{S}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{SO}_4$), окисление закисного железа в окисное ($\text{Fe}^{+2} \rightarrow \text{Fe}^{+3}$).

Способностью фиксировать азот атмосферы обладают свободноживущие в почве аэробы и анаэробы и клубеньковые бактерии.

Актиномицеты — лучистые грибы, могут разлагать клетчатку, лигнин, гумусовые вещества, углерод которых они используют и благодаря которому они участвуют в образовании гумуса.

Грибы, водоросли, лишайники активно участвуют в первичном почвообразовательном процессе и оказывают глубокое разрушающее действие на первичные и вторичные минералы, слагающие почву и материнскую породу.

В общем деятельность микроорганизмов в почве чрезвычайно многообразна: влияет на все процессы, проявляется в многостороннем взаимодействии между микроорганизмами и растениями по типу симбиоза, метабиоза, антагонизма и паразитизма. Симбиоз — сожительство грибов и водорослей, в результате чего образуются лишайники, или сожительство грибов с растениями, когда на корнях образуется микориза, или сожительство клубеньковых бактерий с бобовыми растениями. При метабиозе организмы создают благоприятные условия для взаимного развития. Например, целлюлозоразлагающие бактерии благоприятствуют развитию азотобактера. При антагонизме микроорганизмы угнетают друг друга в результате выделения некоторых токсинов,

а при паразитизме бактерии одного вида внедряются в клетку другого вида и пожирают ее содержимое.

Наконец, численность и активность почвенных микроорганизмов в значительной степени зависят от агротехники, так как различные виды обработки почвы, мелиорация, удобрения, изменяя питательный режим, водные, воздушные и другие свойства почвы, могут оказывать как положительное, так и отрицательное воздействие на их деятельность.

Почвенные животные

Почвенных животных можно разделить на четыре группы:

- микрофауна — организмы размером $< 0,2$ мм: нематоды, простозоа, эхинококки и другие живущие во влажной почве;
- мезофауна — организмы размером $0,2-4,0$ мм: мельчайшие насекомые, специфические черви и другие, для которых достаточно влажного воздуха;
- макрофауна — животные размером $4-80$ мм: термиты, дождевые черви, муравьи и др.;
- мегафауна — животные размером более 80 мм: кроты, грызуны, лисы, змеи, жуки и др.

Все они используют органические остатки в виде пищи, ускоряя таким образом биологический круговорот, в процессе метаболизма способствуют полной или частичной минерализации потребленного корма.

Почвенная фауна ускоряет гумификацию растительных остатков в 2 раза и более, причем гумус становится мягче, чем без нее, а в почве под ее влиянием накапливается больше биологически активных веществ.

Среди почвенных животных преобладают беспозвоночные, биомасса которых более чем в 1000 раз больше биомассы позвоночных. Особую роль играют дождевые черви, которые пропускают через себя до 600 т мелкозема в год и возвращают до 80–95% потребленных органических веществ в виде экскрементов, содержащих в 1,5 раза больше фосфора и в 2,5 раза калия, чем мелкозем. Установлено, что многие почвы на 50, иногда на 80% состоят из полуразрушенных агрегатов, созданных червями.

Землеройки в степях многократно обогащают материал гипсом, карбонатами, легкорастворимыми солями; в черноземах и каштановых почвах противостоят выщелачиванию веществ из верхних горизонтов в нижние; в солонцовых — способствуют накоплению в поверхностном слое гипса и карбонатов, которые противостоят развитию солонцового процесса; в дерново-подзолистых почвах противодействуют элювиальным процессам. Роющие животные перемешивают почву от поверхности до 6–8 м, выбросы кротов, сусликов могут покрывать 12–38% площади, создавая пестроту почвенного покрова.

В пронизанной ходами почве меняется водопроницаемость, аэрация, в результате чего может развиваться эрозия.

Климат

Климат — количественный статистический режим погоды для той или иной территории, характеризуемый средними и крайними показателями температуры, осадков, влажности воздуха и других метеорологических показателей. С климатическими условиями связана энергетика почвообразования.

Ведущим фактором «общеземного» климата является солнечная радиация, количество которой сильно различается в зависимости от удаления территории от солнца. Общий приток тепла к земной поверхности измеряется радиационным балансом R , кДж/(см² · год):

$$R = (Q + q) (I - A) - E,$$

где Q — прямая радиация; q — рассеянная радиация; A — Альбе-до (в долях единицы); E — эффективное излучение поверхности.

Радиационный баланс, или остаточная радиация, подстилающей поверхности — разность между солнечной радиацией, поглощенной земной поверхностью, и ее эффективным излучением. Он зависит от площади местности, степени увлажненности территории, характера подстилающей поверхности. В центральной части Арктики он отрицательный, при движении от полюсов к экватору нарастает и становится положительным.

В зависимости от количества тепла формируются термические пояса планеты, различающиеся по сумме активных температур (выше $+10^{\circ}\text{C}$) за вегетационный период (табл. 15). Термические пояса располагаются в виде широтных поясов и характеризуются не только температурой, но и определенными типами растительности и почв, которые варьируют в значительных пределах в зависимости от увлажнения. Поступление осадков тоже резко возрастает от полюса к экватору. Однако эта закономерность часто нарушается в силу тех или иных географических причин (равнины, горы, близость океана или моря и др.). Для оценки климата как фактора водного режима Г.Н. Высоцкий предложил коэффициент увлажнения (КУ), показывающий отношение суммы осадков (Q , мм) к испаряемости (V , мм) за тот же период, т.е. $K = Q/V$. Эти разработки дополнил Б.Г. Иванов (1948) и теперь он называется коэффициентом увлажнения Высоцкого–Иванова.

Таблица 15

Планетарные термические пояса

Пояс	Среднегодовая температура, $^{\circ}\text{C}$	Радиационный баланс, $\text{кДж}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$	Сумма активных температур, $^{\circ}\text{C}$, за год на южной (северной в Южном полушарии) границе поясов
Полярный (холодный)	$-23 \dots -15$	21–42	400–500
Бореальный (умеренно холодный)	$-4 \dots +4$	42–84	2400
Суббореальный (умеренно теплый)	+10	84–210	4000
Субтропический (теплый)	+15	210–252	6000–8000
Тропический (жаркий)	+32	252–336	8000–10 000

По обеспеченности суши водой и особенностям почвообразования территории земного шара можно разделить следующим образом (М.И. Будыко, 1968).

<i>Климатические области или группа климатов</i>	<i>Среднегодовое количество осадков, мм</i>	<i>Коэффициент увлажнения (КУ)</i>
Исключительно сухие (супераридные)	10—20	0,2—0,1
Засушливые (аридные)	50—150	0,5—0,3
Умеренно сухие (семиаридные)	200—400	0,7—0,7 ✓
Влажные (гумидные)	500—800	1,0
Избыточно влажные	1500—2000	1,2—1,5
Особенно влажные (супергумидные)	3000—5000	1,5—2,0—3,0

От термических условий зависит направление почвообразовательного процесса. Условия увлажнения определяют водный режим почв, от них зависят окислительно-восстановительные свойства, воздушный режим. Соотношения между теплом и влагой являются определяющими в годичном выходе биологической продукции: если тепла достаточно, то дополнительное увлажнение полезно, при недостатке тепла переувлажнение ведет к снижению ее выхода.

Большое значение имеют градации климата по континентальности, которые обуславливают термический режим нижних горизонтов почв в зависимости от мощности снегового покрова и глубины промерзания почв. Это учтено при выделении в каждом типе почв фациальных подтипов (жарких, холодных, промерзающих, непромерзающих и т.д.), различающихся по климатическим условиям.

Кроме общепланетарного климата, определяющего почвенно-биоклиматические пояса и области по земной поверхности, важны и местные климатические условия: распределение осадков и температуры по сезонам, высота снежного покрова, микроклимат в зависимости от форм рельефа и характера растительности, относительная влажность воздуха и сила ветра.

Климат — важный фактор, определяющий интенсивность и цикличность биологического круговорота веществ. Его составляющие обуславливают многие особенности в свойствах почв в связи с его влиянием на тепловой, воздушный, водный, окислительно-восстановительный и питательный режимы. Климат влияет также на процессы водной и ветровой эрозии.

Почвообразующие породы

Почвообразующая, или материнская, порода определяет гранулометрический, химический, минералогический состав почв, их химические, физические, физико-механические и другие свойства и режимы, формирование почвенного профиля. От нее зависят интенсивность и направленность почвообразования и условия сельскохозяйственного использования почв. (В первой части описаны магматические, метаморфические и осадочные породы, образующие твердую оболочку литосферы.)

Главными почвообразующими породами являются рыхлые осадочные. Именно на них почти повсеместно развиваются почвы.

К наиболее распространенным относятся континентальные четвертичные отложения: ледниковые, водно-ледниковые, лессы и лессовидные суглинки, элювиальные, аллювиальные, делювиальные, пролювиальные, эоловые, менее распространены озерные, морские. Они различаются по характеру сложения, влагоемкости, водопроницаемости, порозности, что определяет водно-воздушный и тепловой режимы.

Породы делятся на одночленные, однородные по составу до глубины промачивания и многочленные (дву-, трехчленные и т.д.).

Почвообразующие породы на территории Беларуси представлены в основном сложным комплексом отложений антропогенного периода. Характер распространения пород, их состав и свойства находятся в тесной зависимости от геологического строения территории, рельефа местности и протекающих на современном этапе геологических процессов. Преобладающими почвообразующими породами являются ледниковые и водно-ледниковые образования. Ледниковые образования представлены в основном моренными суглинками и встречаются главным образом в северной части республики. Отдельными массивами они встречаются также в центральной и южной частях. Характерными признаками моренных отложений являются несортированность материала, наличие валунов, неоднородный гранулометрический состав, преимущественно красно-бурая окраска. Морены бывают карбонатные и бескарбонатные.

Водно-ледниковые (флювиогляциальные) отложения наиболее широко распространены в центральной и южной частях рес-

публики. Представлены они в основном песками (20,8%), супесями (26,6%) и реже суглинками (9,2%). Характеризуются сортированностью материала, косой слоистостью, отсутствием валунов, бескарбонатны. Окраска светло-бурая и буровато-желтая.

Лессы и лессовидные суглинки занимают значительную площадь (около 9%). Характерные признаки лессов — палевая и буровато-палевая окраска, рыхлое сложение, пористость, карбонатность, преобладание в фракционном составе частиц крупной пыли (0,05–0,01 мм). Лессовидные суглинки, в отличие от лессов, имеют более темную окраску, в большинстве случаев бескарбонатны, содержат больше песчаных частиц, иногда слоисты. Наибольшее распространение лессовидные породы получили в восточной и центральной частях республики.

Аллювий представляет собой осадки, отложенные по долинам рек во время половодий. Аллювиальные образования характеризуются горизонтальной или косой слоистостью, окатанностью минеральных частиц, включением органических остатков, пестрой окраской, неоднородным гранулометрическим составом.

Делювий представляет собой наносы, отложенные на склонах дождевыми и талыми водами. Для делювия характерны слабая сортированность и хорошо выраженная слоистость. Встречаются несортированные и неслоистые наносы. По составу делювий разнообразен.

Органогенные отложения (17,7%) представлены торфом, состоящим из растительных остатков, измененных в процессе болотного почвообразования.

Почвообразующие породы часто имеют неоднородное строение, т.е. встречаются два-три, а иногда и более слоев различных пород. Такое строение почвообразующих пород отражается на формировании почв. Если подстилающими являются тяжелые водонепроницаемые породы, почвы приобретают специфический облик (наличие осветленного контактного горизонта) или в них развиваются процессы заболачивания. При подстилании легкими хорошо водопроницаемыми породами создаются условия для свободного оттока вод в глубину и в почвах ощущается недостаток влаги, влияющий на жизнедеятельность растительных организмов и почвообразование. Для территории Беларуси весьма характерно двучленное строение почвообразующих пород.

Рельеф

Значение рельефа в почвообразовании велико и разнообразно. Уже в первой генетической классификации В.В. Докучаев разделил почвы на нормальные, зональные и интразональные в связи с положением на рельефе. Н.М. Сибирцев сформулировал названия почв во взаимосвязи рельефа с конкретными ландшафтными условиями, назвав почвы водоразделов зональными, понижений — интразональными, неполноразвитые песчаные — азональными. П.С. Коссович, в свою очередь, разделив почвы на две большие группы, назвал нормальные почвы В.В. Докучаева и зональные почвы Н.М. Сибирцева генетически самостоятельными, а интразональные почвы понижений — генетически подчиненными.

Изучая прямую и косвенную роль рельефа в почвообразовании, С.С. Неуструев ввел понятие о почвах автоморфных и гидроморфных в соответствии с их положением в рельефе и по перераспределению осадков.

Автоморфные почвы формируются на ровных поверхностях и склонах в условиях свободного стока поверхностных вод, при глубоком залегании грунтовых вод (> 6 м); полугидроморфные — при кратковременном застое поверхностных вод или при залегании грунтовых вод на глубине 3–6 м (капиллярная кайма может достигать корней растений); гидроморфные — в условиях длительного поверхностного застоя вод или при залегании грунтовых вод ближе 3 м (капиллярная кайма может достигать поверхности почвы).

Различают три группы форм рельефа.

Макрорельеф — равнины, плато, горные системы, определяющие общий облик обширной территории. Его возникновение обусловлено тектоническими явлениями в земной коре.

Мезорельеф — средние формы рельефа на элементах макрорельефа: долины, лощины, холмы, овраги, балки, склоны разной крутизны. Именно под воздействием элементов мезорельефа формируется местный климат и происходит перераспределение тепла и влаги, он определяет структуру почвенного покрова в пределах конкретного ландшафта. Происхождение мезорельефа обусловлено экзогенными геологическими процессами, на кото-

рые оказывают влияние медленные поднятия и опускания отдельных участков суши.

Микрорельеф — формы рельефа от нескольких квадратных дециметров до нескольких сотен квадратных метров с колебаниями высот в пределах 1 м: бугорки, западины, блюдца, возникающие из-за просадочных явлений, склоновые формы рельефа. Он определяет пятнистость и комплексность почвенного покрова и характер микрокомбинаций.

Общая закономерность распределения почв по элементам мезо- и микрорельефа подчиняется закону аналогичных топографических рядов почв (С.А. Захаров), сущность которого заключается в том, что распределение почв во всех зонах имеет общий характер: на повышенных элементах рельефа залегают автоморфные, на пониженных — полугидроморфные и гидроморфные почвы, а на склоновых формах — переходные. Иногда эта закономерность нарушается сменой пород или других местных условий.

Возраст почв

Современные почвы — результат длительного почвообразовательного процесса, превращающего исходную горную породу в новое природное тело. Принято различать абсолютный и относительный возраст почв.

Абсолютный возраст — время от начала формирования почвы до настоящего времени. Нулевой возраст имеет поверхность суши, освобожденная от воды, или осушаемые торфяные болота, или земли в дельтах рек. Абсолютный возраст других почв исчисляется тысячами (Северное полушарие — 10 тыс. лет) и миллионами лет (плато Южной Америки, Юго-Восточной Азии — 2–30 млн. лет).

Относительный возраст характеризует степень развития данной почвы, быстроту смены стадий, поэтому об относительном возрасте можно судить по степени развития профиля почв. Более мощные и более дифференцированные почвы считаются более зрелыми. О степени зрелости почв можно судить также по степени обеднения или аккумуляции ряда соединений по сравнению с почвообразующей породой.

Производственная деятельность человека

Производственная деятельность человека в далеком прошлом и в настоящее время — мощный фактор воздействия на почву в целях повышения ее плодородия, ее окультуривания. Необходимость постоянного увеличения урожая требует глубоких знаний почвенных и экологических условий каждого хозяйства, провинции, зоны.

Любой сельскохозяйственный объект представляет собой сложный комплекс экологических условий, угодий и почв, изменчивых в пространстве и времени. Без учета этих особенностей и возникли такие виды деградаций почв, как дегумификация, переуплотнение, загрязнение пестицидами, тяжелыми металлами, углеводородами, вторичная кислотность, эрозия и т.д.

Интенсификация земледелия усложняет управление процессами плодородия почв и продуктивностью агроэкосистемы в целом, что требует от агронома необходимых знаний и опыта при выборе путей, систем и мероприятий, обеспечивающих расширенное воспроизводство почвенного плодородия.

Глава 6

СОСТАВ ПОЧВООБРАЗУЮЩИХ ПОРОД И ПОЧВ

Генезис почвообразующих пород, их минералогический, гранулометрический и химический состав определяют многие свойства и плодородие почв, их производительную способность для разных сельскохозяйственных культур и качественную оценку.

Минералогический состав

В минералогический состав почвообразующих пород и почв входят первичные и вторичные минералы.

Первичные минералы представлены в основном частицами более 0,001 мм, вторичные — менее 0,001 мм, причем первичные в большинстве почв преобладают над вторичными. Первичные минералы слагают основную массу магматических пород, средний минералогический состав которых, по Ф.У. Кларку, следующий.

<i>Минералы</i>	<i>Содержание, %</i>
Полевые шпаты	59,9
Кварц	12,0
Амфиболы (роговые обманки) и пироксены	16,8
Слюды	3,8
Прочие	7,9

В результате физического, химического и биологического выветривания образуются рыхлые породы, в составе которых присутствуют и вторичные минералы.

Устойчивость к выветриванию у первичных минералов различная и зависит от прочности кристаллической решетки, спайности минералов, размера и формы зерен, различий в химическом составе.

Большинство почвенных минералов представлено минералами с кристаллической структурой, которая определяет величину и химическую природу поверхности частицы минерала, от которой зависят растворение, осаждение, адсорбция, десорбция и обмен элементов.

Индивидуальные свойства минералов определяет расположение в минералах противоположно заряженных ионов. Взаимное расположение противоионов в кристаллической решетке обусловлено радиусами ионов.

Самый крупный ион — ион кислорода (0,132 нм). Он занимает большую часть объема минералов. Размер иона кремния таков, что он точно соответствует полости, образующейся при группировке вокруг него четырех ионов кислорода. Получается элементарная ячейка, которая называется кремнекислородным тетраэдром $(\text{SiO}_4)^{-4}$. Ион алюминия может группировать вокруг себя шесть ионов кислорода. Он образует октаэдр и элементарную ячейку $[\text{Al}(\text{OH})_6]^{-3}$ — алюмогидроксильный октаэдр.

Ион Al может замещать ион Si в тетраэдрах. Большинство кристаллических почвенных минералов представляют собой объединенные в трехмерные сетки тетраэдры кремнезема или сетки тетраэдров кремнезема в сочетании с сетками октаэдров

алюминия. Кислород тетраэдров кремнезема будет общим для прилегающих тетраэдров или октаэдров, избыток отрицательных зарядов должен быть уравновешен катионами. При этом образуются различные типы структур: островные, каркасные, ленточные, листоватые, ленточные (рис. 6). Для кварца и полевых шпатов характерна каркасная структура.

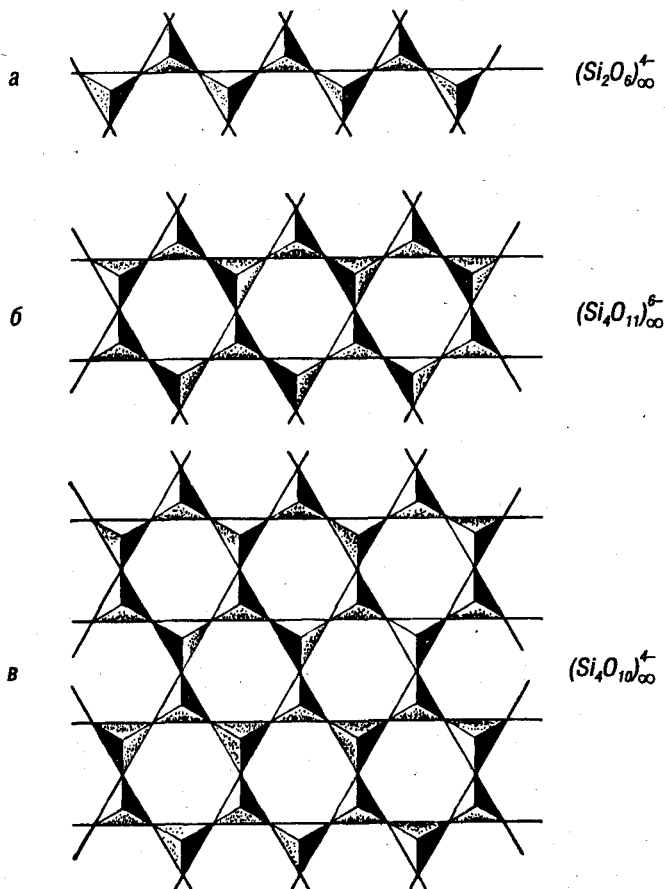


Рис. 6. Кремнекислородные радикалы:

а — цепные; б — ленточные; в — листоватые

Кварц — трехмерный минерал, состоящий из тетраэдров кремнезема, в котором Si и O находятся в таком же отношении, как в SiO_2 . Разновидности кварца (халцедон, агат, кремнь, рагвин, опал) различаются структурным расположением атомов Si и O.

Полевые шпаты — трехмерные безводные алюмосиликаты K, Na и Ca. Образованы тетраэдрами кремнезема, связанными общими атомами кислорода; отрицательные заряды сбалансированы K, Na или Ca. Ортоклаз и микроклин ($\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$) — калиевые полевые шпаты, содержащие 13,6% K. Плаггиоклаз — серия натриевых и кальциевых шпатов, состав которых варьирует от $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ до $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$.

Другие неслоистые силикаты включают амфиболы и пироксены, которые являются CaMgFe — силикатами, оливин — MgFe — силикат $(\text{MgFe})_2\text{SiO}_4$. Апатит $\text{Ca}(\text{OH})_2 \cdot 3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ и фторапатит $\text{CaF}_2 \cdot 3\text{Ca}(\text{PO}_4)_2$ — основные фосфорсодержащие минералы. Турмалин (подкласс боросиликатов) — главный борсодержащий минерал.

Слюды — слоистые минералы, у которых сетки тетраэдров кремнезема расположены с каждой стороны сетки октаэдра алюминия. Кислород тетраэдров кремнезема является общим для прилегающих тетраэдров и октаэдров, а избыток отрицательных зарядов уравнивается K, Na, Li, Ca, Mg, Fe или Zn, которые могут размещаться в кристаллической решетке. Мусковит $\text{K}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{Al}_4\text{O}_{20}(\text{OH})_4$ и биотит $\text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_8(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_6\text{O}_{20}(\text{OH})_4$ — наиболее распространенные слюды, содержащие соответственно 9,8 и 8,7% K.

Наиболее устойчивым из них является кварц, содержание которого в рыхлых породах достигает 40–60%, а в полевых шпатах, как менее устойчивых, снижается до 20 %. Из-за неустойчивости к выветриванию амфиболы, пироксены, средние и основные плаггиоклазы в рыхлых породах встречаются в небольших количествах.

Большое влияние на устойчивость минералов оказывают и внешние условия, наиболее быстро породы изменяются во влажных тропиках и субтропиках. Более быстрому протеканию процесса выветривания способствует удаление подвижных продуктов распада из пород и почвенной толщи в условиях хорошо дренированного рельефа. В зависимости от гранулометрического

состава почвообразующих пород участие первичных минералов в их формировании резко отличается: они составляют 90–98% массы мелкозема песков, 50–80% суглинков и 10–12% глин. Содержание кварца максимально во фракции $> 0,25$ мм, полевых шпатов — во фракциях от 0,25 до 0,01 мм. В то же время на фоне соответствия их состава в почвообразующих породах и почвах отмечаются различия в их содержании по горизонтам, обусловленные обеднением верхней части профиля неустойчивыми к выветриванию минералами (табл. 16).

Таблица 16

Минералогический состав мелкозема подзолистых почв на морене, покровных суглинках и флювиогляциальных песках, % на весь мелкосзем (М.М. Шукевич, 1948; Д.М. Плахина, В.М. Фридланд, 1978)

Горизонт и глубина, см	Тяжелая фракция	Кварц	Полевые шпаты	Биотит	Амфиболы	Эпидот
<i>Морена</i>						
ОЕ 0–5	6,5	81,5	9,2	0,1	4,3	0,5
В 5–15	4,9	75,1	9,4	—	3,3	0,2
ВС 15–10	8,3	46,8	36,1	0,1	6,1	0,4
С 50–60	7,9	49,1	36,4	0,8	4,9	0,5
<i>Покровные суглинки</i>						
А 5–10	2,2	75,0	6,5	0,1	0,9	0,1
ЕВ 10–15	4,7	81,3	6,0	0,3	1,6	0,2
В 20–30	3,0	63,2	18,7	0,6	0,9	0,1
С 30–40	4,7	67,4	15,3	0,7	1,6	0,2
<i>Флювиогляциальные пески</i>						
А 2–10	0,4	75,2	18,9	0,1	0,1	0,1
Е 15–25	0,5	77,3	18,2	Единичные зерна	0,2	0,1
В 50–60	0,6	73,7	20,5	0,1	0,2	0,1
ВС 70–80	1,0	76,5	17,4	Единичные зерна	0,4	0,1

Первичные минералы влияют на агрофизические свойства, являются источниками зольных элементов, от них зависит направленность почвообразования. Они являются источником для образования вторичных минералов.

Вторичные минералы представлены глинистыми минералами, минералами оксидов железа, алюминия, марганца и кремния и минералами-солями.

Глинистые минералы составляют основную часть вторичных минералов, обнаруживаются преимущественно в глинах. Их отличают слоистое строение, высокая дисперсность и поглощательная способность. Они определяют емкость поглощения и являются основным источником минеральных элементов для растений. К ним относятся минералы группы каолинита, монтмориллонита, гидрослюда, хлорита и смешанослойные минералы. Это — вторичные алюмосиликаты с общей формулой $n\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot m\text{H}_2\text{O}$ с соотношением $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ от 2 до 5.

Минералы группы каолинита (каолинит, галлуазит, диккит, накрит) имеют отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 2$ соответственно формуле $2\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Неподвижная двухслойная кристаллическая решетка состоит из одного слоя кремнекислородных тетраэдров и одного слоя алюмогидроксильных октаэдров (рис. 7). Расстояние между пакетами 7,2 Å, емкость поглощения не превышает 25 мэкв/100 г, воду в межпакетное пространство не впитывают, не набухают и поэтому имеют хорошую водопроницаемость и низкую липкость. Наиболее распространенные каолинит $\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{SiO}_4 \cdot \text{O}_{10}]$ и галлуазит $\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{SiO}_4 \cdot \text{O}_{10}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ образуются при выветривании по схеме: полевой шпат → серицит → гидрослюда → монтмориллонит → каолинит → галлуазит. Последний отличается от каолинита повышенной емкостью поглощения до 40–60 мэкв/100 г и наличием межслоевой воды. Содержание каолинита в почвах незначительно, за исключением почв субтропиков и тропиков.

Минералы группы монтмориллонита (монтмориллонит, нонтронит, бейделлит, сапонит и др.) имеют отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 4$ соответственно формуле $4\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Содержат подвижную трехслойную решетку, состоящую из двух слоев кремнекислородных тетраэдров и одного алюмогидроксильного октаэдра, заключенного между ними (рис. 8). Связь между слоя-

ми слабая, расстояние между пакетами $14,2 \text{ \AA}$. При увлажнении решетка сильно расширяется, минералы при этом набухают, с водой в межпакетное пространство свободно проникают обменные основания. При дегидратации они переходят в необменную форму (фиксированные аммоний, калий и др.).

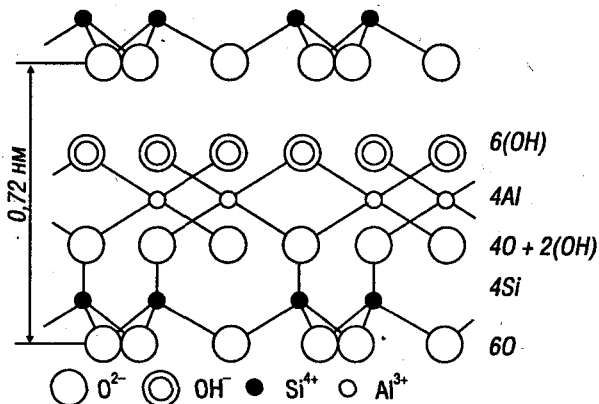


Рис. 7. Схема строения кристаллической решетки каолинита

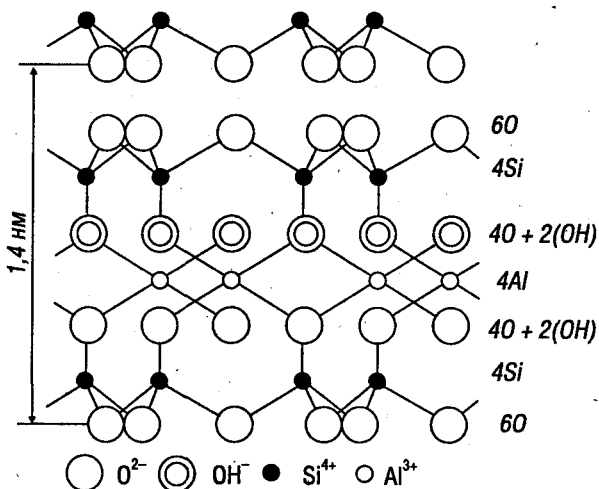


Рис. 8. Схема строения кристаллической решетки монтмориллонита

Монтмориллонит — $\text{Al}_3(\text{OH})_4 [\text{Si}_4\text{O}_8(\text{OH})_2] \cdot \text{H}_2\text{O}$ обладает высокой устойчивостью: 40–50% коллоидных частиц и до 80% частиц меньше 0,001 мм, что обуславливает емкость поглощения до 80–120 мэкв/100 г при высоком содержании кальция и магния (табл. 17). Минералы этой группы имеют неблагоприятные водно-физические свойства, они слабоводопроницаемы, обладают значительной липкостью. Эти свойства существенно улучшаются на богатых гумусом почвах, когда образуются водопрочные агрегаты, формирующие агрономически ценную структуру.

Гидрослюды — трехслойные алюмосиликаты с нерасширяющейся решеткой (гидромусковит, гидробиотит и др.). Образуются из слюд и полевых шпатов. Емкость поглощения 45–50 мэкв/100 г, содержат до 6–8% K_2O , частично усвояемого растениями. К ним близок вермикулит, по свойствам приближающийся к монтмориллониту (емкость поглощения до 100 мэкв и более, решетка расширяющаяся). Присутствуют во всех почвах, особенно часто в подзолистых и сероземах.

Смешанослойные минералы состоят из слоев индивидуальных минералов, поэтому их свойства зависят от характера переслаивания и доли индивидуальных минералов (хлорит — вермикулит, гидрослюда — монтмориллонит и др.). Наиболее распространены в почвах умеренного и холодного гумидного и арктических поясов, где глинистые минералы на 30–80% представлены этой группой (Б.П. Градусов, 1976).

Таблица 17

**Химический состав глинистых минералов,
% на сухую навеску (по Е.Т. Дегенсу)**

Минерал	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Монтмориллонит	51,14	19,76	0,83	—	3,22	1,62	0,04	0,11
Каолинит	45,44	38,52	0,80	—	0,08	0,08	0,66	0,14
Иллит	49,26	28,97	2,27	0,58	1,32	0,67	0,13	7,47
Вермикулит	35,92	0,68	10,94	0,82	22,0	0,44	—	—
Хлорит	26,68	25,20	—	8,70	26,96	0,28	—	—

Минералы оксидов и гидроксидов образуются при выветривании первичных минералов в аморфной форме в виде высокодисперсных гелей и постоянно подвергаются дегидратации и кристаллизации. Наибольшее распространение имеют кремнезем ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), гематит (Fe_2O_3), гетит ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$), гиббсит ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), бемит ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$), аллофан ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), пиролюзит (MnO_2) и др.

Кремнезем широко распространен во всех почвенных зонах, при старении теряет воду и превращается в халцедон, кварц, тридимит. Гематит и гетит более распространены в областях с умеренным и влажным климатом, гиббсита и бемита больше в условиях жаркого климата, гидроксиды марганца образуются при выветривании горных пород во влажных тропиках и субтропиках.

Минералы этой группы повышают влагоемкость, связывают подвижные фосфаты, аллофаны повышают емкость поглощения, гидрофильность, липкость, набухаемость почв, им принадлежит важная роль в структурообразовании.

Минералы-соли — примеси к глинистым минералам, главным образом в почвах аридных и экстрааридных зон. К ним относятся доломит — $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$; сода — $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$; кальцит — CaCO_3 ; магнезит — MgCO_3 ; трона — $\text{NaHCO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3$; гипс — $\text{CaSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$; ангидрит — CaSO_4 ; мирабиллит — $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$; тенардит — Na_2SO_4 ; галит — NaCl , фосфаты, нитраты, сульфиды железа и тяжелых металлов и др. Многие из этих солей растворяются, насыщая почвенный раствор, а в сухих условиях могут накапливаться, образуя различные засоленные почвы.

Значение вторичных минералов велико. Они определяют поглонительную способность почв, являются источником питательных элементов. Их роль в образовании водопрочной структуры определяет особенности водного, воздушного и теплового режимов. В общем, особой строгости приверженности различных минералов к определенным типам почв не обнаруживается, что объясняется влиянием на минералогический состав большого количества факторов: минералогического и химического состава почвообразующей породы, биоклиматических условий почвообразования, реакции и окислительно-восстановительного потенциала среды, условий дренажа, наличия в среде органических соединений, перемещения минералов с водными и ветровыми потоками и др.

Гранулометрический состав

Твердая фаза почвы (скелет, основа почвы) состоит из агрегатов и частиц различной формы и размеров, которые различаются по минералогическому и химическому составу и называются механическими элементами. По Н.А. Качинскому — это обособленные кусочки, куски (осколки) пород и минералов, аморфных соединений (все элементы которых находятся в химической связи). По происхождению они делятся на минеральные, органические и органоминеральные. Основная масса (95–98%) — минеральные. Элементарные частицы, близкие по свойствам и размерам, объединяются в группы, фракции, на основе чего производится классификация механических элементов. В настоящее время принята классификация В.Р. Вильямса и А.Н. Сабанина, усовершенствованная Н.А. Качинским (1965).

Фракции	Диаметр частиц, мм
1. Камни	>3
2. Гравий	1–3
3. Песок:	
крупный	1–0,5
средний	0,50–0,25
мелкий	0,25–0,05
4. Пыль:	
крупная	0,05–0,01
мелкая	0,01–0,005
5. Ил:	
грубый	0,005–0,001
тонкий	0,001–0,0005
6. Коллоиды	0,0005–0,0001

Частицы размером более 1 мм называют *почвенным скелетом* или *крупноземом*, менее 1 мм — *мелкоземом*.

Сумму всех частиц размером менее 0,01 мм называют *физической глиной*, а более 0,01 мм — *физическим песком*. Сумму частиц менее 0,001 мм называют *илистой* или *тонкодисперсной фракцией*. Фракцию крупной пыли иногда называют *лессовидной*, так как она составляет основную массу в лессах.

Камни — это обломки горных пород. Наличие их в почве затрудняет обработку и ускоряет износ сельскохозяйственной тех-

ники, что делает необходимыми мелиоративные работы по удалению камней на средне- и сильнокаменистых почвах, где содержание камней превышает 5% (табл. 18).

Таблица 18

Классификация почв по каменистости

Частицы размером 3 мм, %	Степень каменистости почвы	Тип каменистости
<0,5	Некаменистая	Устанавливается по характеру скелетной части
0,5–5	Слабокаменистая	Могут быть валунные, галечниковые, щебенчатые
5–10	Среднекаменистая	
>10	Сильнокаменистая	

На территории Беларуси часто встречается валунный тип каменистости.

Гравий (3–1 мм) состоит из обломков первичных минералов. Его содержание в почве обуславливает неблагоприятные водно-физические свойства, такие как провальная водопроницаемость при влагоемкости.

Песок (0,05–1 мм) тоже состоит из более мелких обломков первичных минералов, в основном кварца и полевого шпата, но отличается от гравия некоторой влагоемкостью. Если она достигает 10%, то такие пески пригодны для выращивания сельскохозяйственных культур, для лесных культур она должна быть не менее 3–5%.

Пыль крупная (0,05–0,01 мм) по составу и свойствам почти не отличается от мелкого песка, но уже в средней пыли, наряду с первичными, встречаются и вторичные минералы, долевое участие которых еще более увеличивается во фракции мелкой пыли. С повышением дисперсности повышаются влагоемкость, высота капиллярного поднятия воды, пластичность, но уменьшается водопроницаемость (табл. 19). Поглотительная способность фракции пыли выражена слабо, так как содержание органических веществ и вторичных минералов невелико.

Ил (< 0,001 мм) состоит преимущественно из вторичных минералов с незначительным количеством первичных в виде кварца

и полевого шпата. У частиц мельче этого размера, в особенности коллоидов, при преобладании глинистых минералов и наличии гумуса хорошо выражены поглотительная способность и способность к коагуляции с образованием водопрочных агрегатов, включающих и более крупные частицы. Структурные почвы обладают хорошими физическими свойствами. Наличие же в почве илистой фракции вне агрегатов снижает ее воздухо- и водопроницаемость и создает неблагоприятные физические и физико-механические свойства.

Таблица 19

**Водно-физические свойства механических фракций
почвообразующих пород (В.В. Охотин, В.Г. Ткачук)**

Размер механических элементов, мм	Водные свойства			Набуха- ние, % объема	Физико-механические свойства		
	макси- мальная молеку- лярная влагоем- кость	водопро- ницае- мость, см/с	высота ка- пиллярного поднятия, см		пластичность		линейная усадка, % объема
					предел текуче- сти	предел раскаты- вания в шнур	
2	0,2	0,5	0	—	Непластичные		—
2-1,5	0,7	0,2	1,5-3,0	—	«	«	—
1,5-1,0	0,8	0,12	4,5	—	«	«	—
1,0-0,5	0,9	0,072	8,7	—	«	«	—
0,5-0,25	1,0	0,056	20-27	—	«	«	—
0,25-0,10	1,1	0,030	50	5	«	«	—
0,10-0,05	2,2	0,005	91	6	«	«	—
0,05-0,01	3,1	0,0004	200	16	«	«	—
0,01-0,005	15,9	—	—	105	40	28	—
0,005-0,001	31,0	—	—	160	48	30	4, 1
< 0,001	—	—	—	405	87	34	8, 2

С уменьшением фракций изменяются и химические свойства, так как уменьшается содержание кремнезема, увеличивается количество полуторных оксидов алюминия и железа, повышается содержание гумуса и элементов зольного и азотного питания растений.

Таким образом, породы и почвы будут иметь различные свойства, зависящие от соотношений между теми или другими фракциями механических элементов.

Гранулометрическим (или механическим) составом называется относительное содержание в почве или породе фракций механических элементов.

Классификация по гранулометрическому составу проводится объединением пород и почв в несколько групп с характерными для них физическими и химическими свойствами.

Одну из первых классификаций в свое время дал Н.М. Сибирцев, разделив почвы по отношению физической глины к физическому песку (двучленная классификация, так как учтены две группы механических элементов). В настоящее время принята более совершенная классификация Н.А. Качинского (табл. 20). В табл. 21 показано определение гранулометрического состава методом раскатывания шнура.

Таблица 20

Классификация почв по гранулометрическому составу (Н.А. Качинский)

Содержание физической глины (частиц < 0,01 мм), %			Краткое название почвы по гранулометрическому составу
Почвы подзолистого типа почвообразования*	Почвы степного типа почвообразования	Солонцы и сильносолонцеватые почвы	
0-5	0-5	0-5	Песок рыхлый
5-10	5-10	5-10	Песок связный
10-20	10-20	10-15	Супесь
20-30	20-30	15-20	Суглинок легкий
30-40	30-45	20-30	Суглинок средний
40-50	45-60	30-40	Суглинок тяжелый
50-65	60-75	40-50	Глина легкая
65-80	75-85	50-65	Глина средняя
> 80	> 85	> 65	Глина тяжелая

* Для почв Беларуси супесь делится на рыхлую и связную, соответственно физической глины 10-15% и 15-20%.

Таблица 21

Определение гранулометрического состава почв полевым методом раскатывания шнура (А.Ф. Вадюнина, З.А. Корчагина)

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

Кроме классификации почв по содержанию физической глины и физического песка, Н.А. Качинский предложил и более детальную классификацию в зависимости от преобладания той или иной фракции: почва гравелистая, если преобладает фракция 3...1 мм, песчаная — 1...0,05 мм, крупнопылеватая — 0,05...0,01 мм, пылеватая — 0,01...0,001 мм и иловатая — меньше 0,001 мм. Название преобладающей фракции добавляется к основному названию почвы. Например, почва содержит физической глины 28,1%, песка — 37,0, крупной пыли — 34,9, средней и мелкой пыли — 16, ила — 12,1%. Эта почва должна называться легким крупнопылевато-песчаным суглинком, так как первая преобладающая фракция — песок, на втором месте — крупная пыль, на третьем — пыль и ил. При более кратком определении часто оттеняется только одна фракция. Так, суглинки делятся на пылеватые и песчаные, супеси — на пылеватые, песчаные и гравелистые, пески — на крупно-, средне- и мелкозернистые.

В зависимости от удельного сопротивления при обработке почв к сельскохозяйственным орудиям почвы делят на легкие (пески, супеси), средние (суглинки) и тяжелые (глины).

Гранулометрический состав почв имеет большое агрономическое значение. От него зависят все свойства и режимы: вод-

ный, тепловой, воздушный, питательный, все физические и физико-механические свойства. Песчаные и супесчаные почвы хорошо водопроницаемы, обладают благоприятным тепловым и воздушным режимом, легко обрабатываются, но бесструктурны, бедны гумусом и зольными элементами, имеют низкую поглощательную способность и буферность, плохо удерживают воду. Глинистые почвы, наоборот, медленно прогреваются, высоко влагоемкие, поэтому аэрации недостаточно, тяжелые при обработке, но богатые элементами питания, имеют высокую поглощательную способность и буферность.

В условиях Беларуси лучшими являются легкосуглинистые почвы, в черноземной зоне — тяжелосуглинистые, которые способны создавать хороший запас влаги. Из бесструктурных почв лучшими являются среднесуглинистые, так как песчаные имеют недостаток влаги, а тяжелые заплывают.

Химический состав

Материнской основой почвообразования являются горные породы, вода, воздух и населяющие почву организмы, поэтому почва по своему химическому составу отличается от исходных почвообразующих пород. Как видно из табл. 1 (см. гл. 1), основную массу горных пород составляют O, Si и Al, на долю которых приходится 84,05%. Если прибавить Fe, Ca, Na, K, Mg, то в сумме восемь элементов составляют 98,87% массы пород.

Почвы наследуют характерные для пород соотношения, но значения кларков отдельных элементов изменяются: в почвах больше, чем в литосфере, кислорода (49 вместо 47%), водорода (5 вместо 0,15%), углерода (2 вместо 0,1%), кремния (33 вместо 27,6%), азота (0,1 вместо 0,01%) за счет убыли оснований, железа, алюминия. Химический состав зависит от состава и соотношения формирующих почву минералов и тех изменений, которые они претерпевают при выветривании. О происходящих изменениях можно судить на основе расчета молярных отношений $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ или $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ в илистой фракции почвы и породы. По этим показателям предложено следующее разделение коры выветривания (С.В. Зонн, 1969).

1. Аллитные ($\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3 < 2,5$) с подразделением на аллитные (Al_2O_3 резко преобладают над Fe_2O_3), ферраллитные ($\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Fe}_2\text{O}_3$) и ферритные (Fe_2O_3 преобладают над SiO_2 и Al_2O_3 в коре в целом, а не только в илистой фракции).

2. Сиаллитные ($\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3 > 2,5$) с подразделением на сиаллитные и ферросиаллитные. Для последних характерно сужение отношения $\text{SiO}_2 : \text{Fe}_2\text{O}_3$. Отношения показывают, что накопление или убыль кремнезема, оксидов железа и алюминия обусловлены как абсолютными изменениями количества каждого из них, так и относительными за счет уменьшения или увеличения других.

Химический состав почвообразующей породы отражает и ее гранулометрический состав. Содержание SiO_2 уменьшается по мере уменьшения размеров фракций на фоне соответственного увеличения содержания Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Так, в тонкопылеватой и илистой фракции, особенно в сравнении с песком, преобладают относительно богатые алюминием и железом глинистые минералы, что и отражается на валовом химическом составе этих фракций.

Наследуют почвы и геохимические черты почвообразующих пород: на песчаных породах, богатых кварцем, почвы обогащены кремнеземом, на лессе — кальцием, на засоленных породах — солями и т.д.

При однородной почвообразующей породе валовой химический состав для различных горизонтов почвенного профиля неодинаков, что обусловлено особенностями почвообразовательных процессов: подзолообразовательный обедняет верхние горизонты основаниями, оксидами железа и алюминия и обогащает кремнеземом, а в иллювиальном горизонте наблюдается картина обратная; с дерновым процессом связано обогащение верхней части почвы азотом, углеродом, серой и др. В общем валовой химический состав почвенного профиля варьирует и в каждом конкретном случае определяется присутствием в почве отдельных элементов и их соединений.

Содержание и формы химических элементов в почвах

Для оценки почвенного плодородия, кроме оценки валовых запасов (потенциальный резерв), необходимы сведения о тех соединениях, которые могут быть использованы растениями

(ближний резерв) и которые весьма динамичны даже в течение вегетационного периода.

Содержание *кремния* определяется наличием кварца (SiO_2) и в меньшей мере — первичных и вторичных силикатов и алюмосиликатов. Может присутствовать в ряде случаев в больших количествах аморфный кремнезем (опал + халцедон). При выветривании кремнезем переходит в раствор в виде анионов орто- и метакремниевых кислот $[(\text{SiO}_3)^{2-}]$ и $(\text{SiO}_4)^{4-}]$, силикатов щелочных металлов. Частично в виде зол вымывается, а в виде геля может переходить во вторичный кварц. При взаимодействии с оксидами железа и алюминия могут образовывать вторичные силикаты. Валовое содержание SiO_2 колеблется от 40–70% в глинистых до 90–98% в песчаных почвах.

Азот очень важен для растений. Содержится в основном в составе гумуса и составляет в нем 1/10–1/20 от содержания углерода, входит в состав всех белковых веществ, фосфатидов и многих других органических соединений живой клетки.

Азот почвы можно разделить на шесть категорий: 1) азот органических веществ; 2) минеральный азот в почвенном растворе; 3) минеральный азот в обменном состоянии; 4) азот растительных остатков; 5) аммоний фиксированный в глинистых минералах; 6) газообразный азот в почвенном воздухе.

Органический азот можно разделить на легко-, трудно- и негидролизуюмую фракции, минеральный азот присутствует в форме NH_4^+ и NO_3^- и лишь иногда в форме NO_2 .

По данным БСХА, в дерново-подзолистых легкосуглинистых почвах Беларуси на долю легко- и трудногидролизуемого азота приходится 12–23%, негидролизуемого 75–80%, минерального — 1–2% от валового азота почвы (Д.Г. Кротов, 1986). Взаимоотношения между формами зависят в значительной степени от протекания процессов аммонификации, нитрификации и денитрификации. Схема процессов круговорота азота показана на рис. 9. Азот для растений находится в первом минимуме, поэтому даже на черноземах требуется внесение удобрений.

Углерод содержится в гумусе и в органических остатках, его много в составе карбонатов. Содержание в почве колеблется от долей процента до 3–5 и даже 10% в торфах и черноземах. Гумус — главный источник углерода, участвующего в процессе фо-

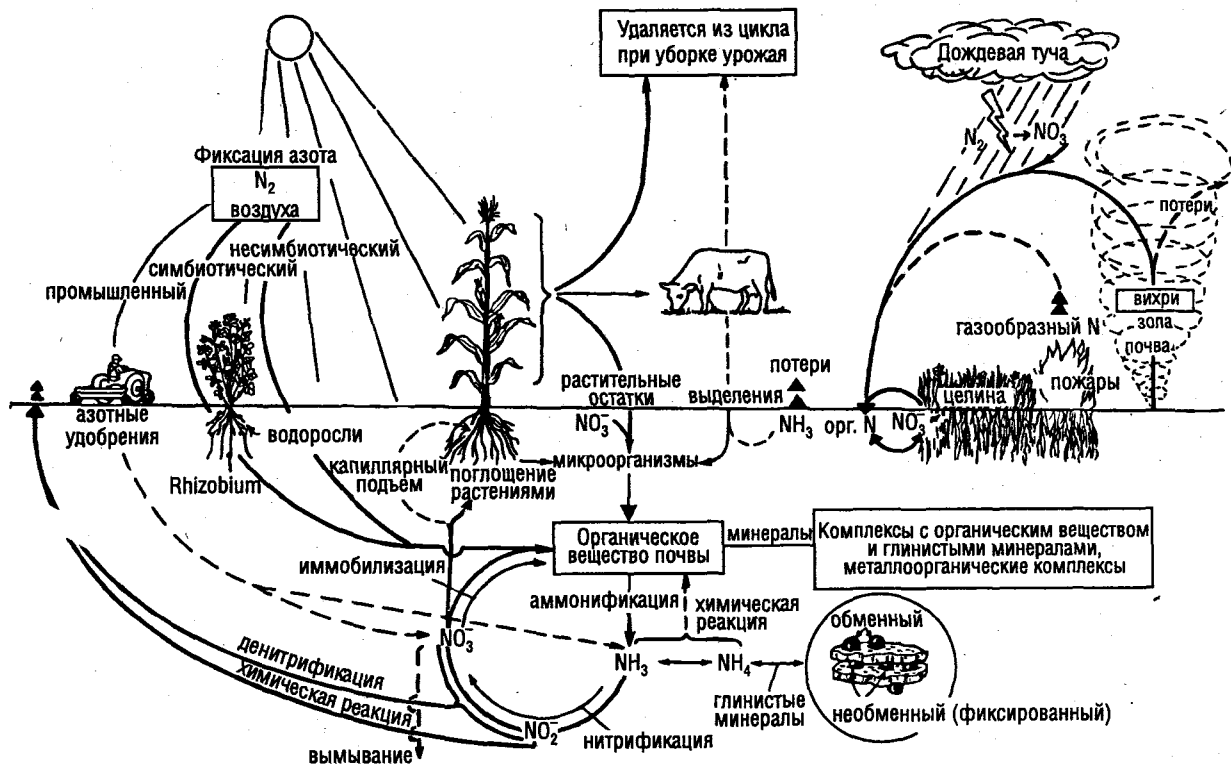


Рис. 9. Цикл азота в почве (по С.А. Барберу, 1988)

тосинтеза. Его содержание в почве пополняется внесением органических удобрений.

Валовое содержание *фосфора* P_2O_5 составляет 0,1–0,2%. Очень важный элемент в земледелии, так как многие почвы в естественном состоянии содержат мало доступных для растений фосфатов. Фосфор почвы можно разделить: 1) на фосфор, входящий в состав аморфных и кристаллических минералов (апатиты, фосфориты, вивианиты); 2) фосфор, входящий в состав органических веществ (фитины, фосфатиды, нуклеопротеиды, сахарофосфаты и др.); 3) фосфор, адсорбированный на поверхности оксидов железа и алюминия и других неорганических компонентов почвы; 4) фосфор почвенного раствора. На долю органических фосфатов в дерново-подзолистых почвах приходится до 40% валового, в черноземах — около 60%. Запасы подвижного и поэтому доступного для растений фосфора зависят от скорости превращения органического фосфора и труднодоступных минеральных соединений. Для оценки фосфатного режима почвенные фосфаты разными методами делят на фракции, воздействуя на почву разными растворителями. При этом выделяются органические фосфаты, фосфаты железа и алюминия, недоступные для растений, фосфаты кальция разной степени растворимости. Менее растворимы гидроксилапатит $Ca_{10}(OH)_2(PO_4)_6$, более растворимы трикальцийфосфат $Ca_3(PO_4)_2$, еще более — октакальцийфосфат $Ca_8H_2(PO_4)_6 \cdot 5H_2O$, монетит $CaHPO_4$, брусит $CaHPO_4 \times 2H_2O$ и $Ca(H_2PO_4)_2 \cdot H_2O$ — однозамещенный фосфат. Наиболее благоприятная реакция, при которой накапливаются доступные фосфаты, pH 6,0–6,5. В кислой и щелочной среде происходит ретроградация фосфатов, когда образуются или неподвижные фосфаты железа и алюминия, или гидроксилапатит.

Алюминий и железо входят в состав первичных и вторичных минералов, накапливаются в форме оксидов и гидроксидов, образуют с органическими веществами комплексные соединения. При выветривании формируются аморфные гели $Al_2O_3 \cdot nH_2O$ и $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$, которые при кристаллизации переходят во вторичные минералы бемит $Al_2O_3 \cdot H_2O$, гиббсит $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$, гетит $Fe_2O_3 \cdot H_2O$ и гидрогетит $Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$. В кислой среде гидроксиды алюминия (pH < 5,0) и гидроксиды железа (pH < 3) становятся подвижными, появляются ионные формы железа и алюми-

ния, которые связывают растворимые фосфаты в нерастворимые — варисцит $\text{AlPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, стренгит $\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и еще более устойчивые $\text{Al}_2(\text{OH})_3\text{PO}_4$ и $\text{Fe}_2(\text{OH})_3\text{PO}_4$. Процесс называется *ретроградацией* фосфатов, в результате которого снижается доступность фосфора растениям.

В анаэробных условиях оксид железа переходит в закисную форму с образованием растворимых соединений FeCO_3 , FeO_4 , $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$, доступных растениям. В аэробных условиях и при нейтральной реакции ($\text{pH} \sim 7, 0$) наблюдается хлороз из-за недостатка растениям железа. Повышенная подвижность железа и алюминия угнетает растения. Валовое содержание Al_2O_3 в почвах колеблется от 1–2 до 15–20%, в ферралитных почвах тропиков может достигать 40%. Валовое содержание Fe_2O_3 колеблется от 0,5–1,0 до 8–10%, а в почвах тропиков — до 20–50%.

Калий — необходимый элемент для растений. Содержание K_2O в почвах колеблется от 1 до 2–3%, больше в тяжелых, меньше — в легких почвах. Входит в состав глинистых минералов, гидрослюд, калиевых полевых шпатов, биотита, мусковита, солей и др. Калий минералов растениям недоступен. Формы калия в почве: 1) калий почвенного раствора (водорастворимый); 2) обменный; 3) труднодоступный (необменный); 4) калий почвенных минералов. Между ними существует подвижное равновесие. Если оно нарушается, то ионы калия заново перераспределяются между ними. Наиболее быстро восстанавливается равновесие между обменным и водорастворимым калием, медленнее — между необменным и обменным. Основным источником калия для растений являются калий почвенного раствора и обменный калий. Калий минералов превращается медленно, и часто в течение одного вегетационного периода он не играет существенной роли в обеспечении растений калием.

Кальций и магний — необходимые элементы для растений. Содержание CaO в бескарбонатных суглинистых почвах составляет 1–3%, содержание MgO обычно близко к CaO . Входят в состав глинистых минералов (кальцит, гипс, доломит, оливин, пироксены и др.), в почвах аридной зоны много сульфатов магния и кальция.

Формы в почве: 1) кальций и магний минералов; 2) обменные формы; 3) кальций и магний почвенного раствора (водорас-

творимые формы). Основные формы кальция и магния, способные поглощаться растениями, — водорастворимый и обменный. В большинстве почв среди обменно-поглощенных катионов $\text{Ca} > \text{Mg} > \text{K} > \text{Na}$. Соотношение между обменными одновалентными и двухвалентными катионами определяет катионную активность почвы, от которой зависит поступление катионов в растения. Для каждого вида растений эти соотношения должны быть оптимальными, что необходимо учитывать при известковании. В частности, данные БСХА (М.М. Комаров, 1995) показывают, что наиболее благоприятно отражающими условиями минерального питания растений являются следующие уровни Ca — 40–50, Mg — 10–15, K — 4–5% для озимой ржи и ячменя; Ca — 35–40, Mg — 13–17, K — 4–5% от емкости катионного обмена (ЕКО) для льна-долгунца, т.е. отношение $\text{K} : \text{Mg} : \text{Ca}$ должно иметь выражение $1 : 2,5\text{--}3 : 9\text{--}10$.

Валовое содержание *натрия* NaO около 1–3%. Входит в состав главным образом полевых шпатов, в средней зоне присутствует в виде хлоридов. Имеет значение для оптимизации катионной активности в почве. Дефицита этого элемента для растений обычно не наблюдается. Формы те же, что и для Ca и Mg : натрий минералов, обменный натрий и водорастворимый.

Содержание *серы* SO_3 колеблется от 0,01 до 2% и более, присутствует в виде растворимых сульфатов, адсорбированных на почвенных минералах, сульфидов и в составе органического вещества. Для растений доступны сульфаты почвенного раствора, адсорбированные переходят в почвенный раствор с увеличением pH. Основным источником серы, поступающей в почвенный раствор, является органическая сера. Ее обычно в 10 раз меньше, чем азота, и при минерализации органического вещества она освобождается быстрее, чем азот.

Микроэлементы в почвах

К микроэлементам относятся бор (B), марганец (Mn), кобальт (Co), медь (Cu), цинк (Zn), молибден (Mo) и др. Они содержатся в небольших количествах ($n \cdot 10^{-3}\%$, табл. 22), играют чрезвычайно важную роль в жизни растений, человека и животных, прини-

мают участие в углеводном и азотном обменах, окислительно-восстановительных процессах, входят в состав ферментов, гормонов, витаминов, повышают устойчивость живых организмов к болезням и неблагоприятным внешним условиям. Недостаток микроэлементов в почвах приводит к снижению урожайности растений и их качества, вызывает нарушение нормальной деятельности организмов человека и животных и развитие различных заболеваний. Избыток микроэлементов может вызывать токсикоз, накопление их в повышенном количестве в растениях также является причиной тяжелых заболеваний животных.

Таблица 22

Содержание микроэлементов в почвообразующих породах, мг/кг (К.В. Веригина, Ю.И. Добрицкая, Е.Г. Журавлева и др.)

Порода	Цинк	Кобальт	Медь	Молибден
Покровные суглинки	51,0	10,5	20,4	3,4
Валунные суглинки	50,4	10,3	20,0	2,9
Флювиогляциальные пески и супеси	12,3	1,5	5,6	1,1
Лессы и лессовидные суглинки	81,1	8,0	24,3	3,6
Юрские глинистые сланцы горного Крыма	138,0	18,0	37,0	3,0
Элювий юрских известняков горного Крыма	73,0	4,5	17,5	5,9
Элювий андезитобазальтовых порфиритов Кавказского побережья	98,0	7,0	56,0	5,4

Валовые запасы микроэлементов в почвах определяются главным образом их содержанием в материнской породе и в преобладающей мере связаны с содержанием в почве первичных минералов, отчасти глинистых минералов и органического вещества. Так, Ni, Co, Zn содержатся в следующих минералах: авгит, биотит, ильменит, магнетит, роговая обманка; Cu — авгит, апатит, биотит, граниты, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы; В — турмалин; Рb — авгит, апатит, биотит, мусковит, калиевые полевые шпаты и др.

В процессе почвообразования происходит их перераспределение, вследствие чего они накапливаются или вымываются из верх-

них горизонтов, их содержание может увеличиваться в результате внесения удобрений, техногенных загрязнений, вблизи вулканов и др. Поэтому выделяются территории с недостаточным или избыточным содержанием микроэлементов. Такие территории А.П. Виноградов назвал биогеохимическими провинциями. Так, территория Беларуси, особенно Полесье, характеризуется недостатком иода в водах и почвах, в результате чего наблюдается зобная болезнь, при недостатке кобальта развивается лейкемия (сухотка в Прибалтике), избыток молибдена в Северном Казахстане, Туве, Армении вызывает подагру и др.

Доступность микроэлементов для растений определяется содержанием их в почвенном растворе и в ионообменном состоянии. Она зависит от реакции среды, содержания органического вещества, окислительно-восстановительных условий, биологической активности почвы. Так, при кислой реакции увеличивается подвижность Zn, Cu, Mn, Co и уменьшается подвижность Mo; B, I, F подвижны в кислой и щелочной среде.

Гумусовые кислоты, а также муравьиная, лимонная и другие могут образовывать с микроэлементами как растворимые, так и нерастворимые соединения. Подвижные формы микроэлементов принято определять по Пейве—Риньнису в следующих растворах: В — в кипящей дистиллированной воде; Mn — в 0,1 М H_2SO_4 ; Co — в 1 М HNO_3 ; Cu и Zn — в 1 М HCl ; Mo — в щавелевой кислоте и ее аммонийной соли (рН 7,0 или 5,0).

Среднее содержание подвижных форм микроэлементов в почвах Беларуси показано в табл. 23.

Таблица 23

Среднее содержание подвижной формы микроэлементов в почвах Республики Беларусь, мг/кг (В.С. Аношко, Г.П. Дубиковский, З.С. Ковалевич и др.)

Почвы	Бор	Марганец	Кобальт	Медь	Цинк	Молибден
Дерново-подзолистые:						
на песках	0,16	33,0	0,33	0,90	0,77	0,06
суглинистые на песках	0,18	35,0	0,40	1,30	0,94	0,08
супесчаные	0,23	33,7	0,50	1,50	1,12	0,12
на моренных суглинках	0,23	75,3	0,57	1,40	—	0,09
на лессах	0,18	77,0	0,59	1,40	—	0,09

Окончание табл. 23

Почвы	Бор	Марганец	Кобальт	Медь	Цинк	Молибден
заболоченные суглинистые	0,28	85,0	0,97	1,90	1,18	0,09
Низинные торфяно-болотные	1,58	76,9	0,87	3,20	—	0,23
Дерново-болотные супесчаные и суглинистые	0,32	52,9	1,02	2,3	0,40	0,13

Радиоактивность почв

Радиоактивность почв обусловлена естественными и искусственными изотопами. Выражается количеством распадов в единицу времени: по системе СИ — беккерель (1Бк — 1 распад/с) или кюри (1Ки = $3,7 \cdot 10^{10}$ Бк).

Все естественные радиоактивные элементы являются долгоживущими, испускают α -, β - и γ -лучи. Их делят на три группы: 1) семейство урана (^{238}U), тория (^{232}Th), радия (^{226}Ra), все изотопы в этих семействах радиоактивны; 2) радиоактивные изотопы стабильных изотопов: калий (^{40}K), рубидий (^{87}Rb), кальций (^{48}Ca) и др. Особое значение в этой группе имеет ^{40}K , составляющий 0,0119% общей массы калия; 3) космогенные радиоизотопы углерод-14 (^{14}C), тритий (^3H), бериллий (^7Be , ^{10}Be).

Содержание естественно живущих изотопов незначительно: $^{232}\text{Th} - 4 \cdot 10^{-6} - 16 \cdot 10^{-4}\%$; $^{238}\text{U} - 3 \cdot 10^{-4} - 5,1 \cdot 10^{-4}\%$; $^{226}\text{Ra} - 1 \times 10^{-12} - 1,7 \cdot 10^{-10}\%$; $^{40}\text{K} - 3,9 \cdot 10^{-6} - 3,7 \cdot 10^{-5}\%$. Содержание их зависит в основном от почвообразующих пород. Естественно живущих изотопов больше в тяжелых почвах, кроме того, их больше аккумулируется в иллювиальных и глеевых горизонтах, в почвах они находятся в прочно связанной форме. Отмечается перераспределение между сопряженными ландшафтами вследствие меньшей миграционной подвижности тория и повышенной урана и радия.

Искусственная радиоактивность обусловлена загрязнением почв радиоактивными изотопами, образовавшимися в результате термоядерных и атомных взрывов. На повышение радиационно-

го фона влияют выбросы атомных электростанций, обогащательных урановых фабрик, тепловых электростанций, работающих на угле и горючих сланцах. Характерно, что при этом почти не изменяются основные свойства почвы (реакция, питательный режим и др.), но накопление радиоактивных веществ может превышать пределы биологически безопасных доз.

Особо опасными загрязнителями являются ^{90}Sr , ^{106}Ru , ^{129}I , ^{137}Cs , ^{144}Ce , ^{226}Ra , ^{238}U , которые характеризуются высокой энергией излучения, длительным периодом полураспада ($T_{1/2}$ для ^{90}Sr — 28 лет, ^{137}Cs — 33 года, ^{235}U — $4,5 \cdot 10^9$ лет). По степени подвижности они располагаются в ряд: $^{90}\text{Cs} > ^{137}\text{Cs} > ^{144}\text{Ce} > ^{129}\text{I}$. Они могут смываться поверхностными стоками, мигрировать по профилю. Содержание в подвижной или менее подвижной форме определяется емкостью поглощения, минералогическим составом, содержанием гумуса. На их поступление в растения влияют ионы элементов, являющихся аналогами радионуклидов. Так, по своим свойствам ^{90}Sr близок к кальцию, ^{137}Cs — к калию. Поэтому высокие дозы калия и кальция препятствуют накоплению в растениях повышенного количества радионуклидов.

Для Республики Беларусь, подвергшейся радиоактивному загрязнению в результате катастрофы на Чернобыльской АЭС, проблема получения продуктов питания и сельскохозяйственного сырья с содержанием радионуклидов в пределах допустимых уровней имеет особую значимость.

В табл. 24 показаны площади и плотность загрязнения сельскохозяйственных угодий стронцием-90 и цезием-137 по состоянию на 1 января 1996 г. Основные массивы загрязненных пахотных угодий сосредоточены в Гомельской (58%) и Могилевской (27%) областях. В результате исследований установлено, что на кислых малогумусных почвах подвижных радионуклидов больше, чем на высокоплодородных, и повышение в почве содержания гумуса, подвижных соединений фосфора и калия, снижение кислотности уменьшают накопление радионуклидов растениями в 1,5–3 раза, что оно выше на гидроморфных почвах по сравнению с автоморфными и что большее значение имеют биологические особенности растений. На этой основе были разработаны значения коэффициентов перехода радионуклидов из почвы в урожай в зависимости от гранулометрического состава

Таблица 24

Загрязнение сельскохозяйственных угодий Республики Беларусь цезием-137 и стронцием-90 (по состоянию на 01.01.1996 г. без учета целинных угодий за 1986–1991 гг.)

Область	Цезий-137						Стронций-90					
	пло- щадь, тыс. га	Ки/км ²					пло- щадь, тыс. га	Ки/км ²				
		из них по зонам, тыс. га						из них по зонам, тыс. га				
		1	1-5	5-15	15-40	40		0,15	0,15-0,30	0,31-1,00	1,01-2,99	3,0
По Беларуси	7768,5	1351,2	933,7	354,1	61,5	1,9	7753,0	551,5	267,1	229,8	34,9	0,8
Брестская	1176,8	79,2	73,2	—	—	—	1189,0	9,0	6,8	2,2	—	—
Витебская	1380,3	0,3	0,27	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Гомельская	1276,9	781,6	514,5	216,5	48,7	1,9	1250,7	512,2	235,0	218,6	34,9	0,8
Гродненская	1111,2	64,5	62,8	1,6	0,1	—	—	—	—	—	—	—
Минская	1559,2	65,0	61,1	3,9	—	—	1551,2	0,5	0,4	0,1	—	—
Могилевская	1264,1	360,6	221,8	126,7	12,1	—	1295,0	33,4	24,9	24,9	—	—

почв, результатов агрохимического и радиологического обследования почв.

Руководствуясь этими коэффициентами, можно определить предельно допустимые уровни загрязнения продукции и разработать мероприятия, снижающие этот уровень.

Глава 7

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ПОЧВ И ПРОЦЕССЫ ЕГО ТРАНСФОРМАЦИИ

Органическое вещество почв — это совокупность живой биомассы, органических остатков растений, микроорганизмов и животных различной степени разложения, продуктов их метаболизма и гумуса — специфических новообразованных веществ почв. В органическом веществе аккумулируются запасы элементов питания и энергии, оно является регулятором главнейших физико-химических и биологических свойств почвы и обуславливает специфику физических свойств. Все свойства почвы и режимы в любой природной зоне формируются при прямом или косвенном участии органического вещества, и поэтому его значение трудно переоценить.

Источники органических веществ в почве

Источники органической части почвы — органические остатки разной природы, поступающие в нее. В целинных почвах — это растительные остатки, микроорганизмы и почвенная фауна, являющиеся как исходным материалом для образования гумуса, так и возбудителем гумусообразования. Наибольшую биомассу и годичный прирост в наземных биоценозах имеют зеленые растения (автотрофы), способные синтезировать органические вещества из минеральных соединений. Биомасса почвенных микроорганизмов и представителей животного мира в несколько десятков, сотен и даже тысяч раз уступает биомассе зеленых растений. Новых запасов органического вещества они не вносят,

а перерабатывают растительные остатки, образуя вторичные формы органических веществ почвы. Как показывают Л.Е. Родин и Н.И. Базилевич (см. табл. 11), количество общей биомассы зеленых растений колеблется в широких пределах (в год от 0,5–2 т/га и более в тундре до 50 т/га в тропическом лесу), в то время как сезонная или годовая продуктивность микроорганизмов невелика и колеблется в пределах 1–2 т/га сухого вещества.

Химический состав органических остатков зависит от типа отмерших организмов, основную массу веществ которых составляют белки, углеводы, лигнин, липиды и липопротеиды, дубильные вещества, смолы, алкалоиды, воски и много других органических соединений (табл. 25). Содержание золы в них колеблется в пределах 1–10% (в водорослях 20–30%). В живом организме комплекс этих соединений образует сложную открытую изотермическую систему, отличающуюся высокой ферментативной активностью. При отмирании организмов эта система подвергается сложным процессам трансформации, превращаясь в новые, уже неживые формы накопления органических веществ в биосфере.

Таблица 25

**Химический состав высших и низших организмов,
% к сухому веществу (А.Е. Возбуцкая)**

Организмы	Зола	Белковые вещества	Углеводы		Лигнин	Липиды, дубильные вещества
			целлюлоза	гемицеллюлоза и прочие углеводы		
Бактерии	2–10	40–70	—	Есть	—	1–40
Водоросли	20–30	10–15	5–10	50–60	—	1–3
Лишайники (кустистые и пластинчатые)	2–6	3–5	5–10	60–80	8–10	1–3
Мхи	3–10	5–10	15–25	30–60	—	5–10
Папоротниковидные	6–7	4–5	20–30	20–30	20–30	2–10
Хвойные:						
древесина	0,1–1	0,5–1	45–50	15–25	25–30	2–12
хвоя	2–5	3–8	15–20	15–20	20–30	15–20

Окончание табл. 25

Организмы	Зола	Белковые вещества	Углеводы		Лигнин	Липиды, дубильные вещества
			целлюлоза	гемицеллюлоза и прочие углеводы		
Лиственные:						
древесина	0,1–1	0,5–1	40–50	20–30	20–25	5–15
листья	3–8	4–10	15–25	10–20	20–30	5–15
Многолетние травы:						
злаки	5–10	5–12	25–40	25–35	15–20	2–10
бобовые	5–10	10–20	25–30	15–25	15–20	2–10

При отмирании белковые вещества быстро подвергаются биохимическим превращениям. Под влиянием протеаз они расщепляются на более простые компоненты, аминокислоты, которые легко гумифицируются и минерализуются. Белки отмерших организмов — один из основных источников азота в почве. Разрушение первичных белков всегда сопровождается синтезом вторичных, образующих плазму микроорганизмов. Скорость трансформации углеводов различна и обусловлена их химическим составом. Наиболее интенсивно разлагаются моно- и олигосахариды, полисахариды разлагаются медленнее и еще медленнее — целлюлоза. Лигнин наиболее устойчив против разложения, но, имея ароматическое строение, он хорошо гумифицируется, вследствие чего многие исследователи (С. Ваксман, Г.Л. Стадников, В.Фляйг и др.) считают его основным гумусообразователем. Медленно разлагаются и липиды, причем со временем скорость их трансформации становится меньше, в результате чего происходит относительное накопление липидов. Одновременно количество липидов возрастает при нарастании биомассы грибов, участвующих в разложении опада, так как их тело содержит до 20% липидов. В группу липидов входит обширная группа жиров и жироподобных веществ, воски, липопротеиды.

Активную роль в почвообразовании играют растительные вещества вторичного происхождения: эфирные масла и смолы, ароматические соединения, органические кислоты алифатического ряда, алкалоиды, антибиотики, регуляторы роста и др.

Таким образом, с органическими остатками в почву поступает комплекс различных по молекулярной массе, химическому строению и разной степени устойчивости соединений. Среди них преобладают высокомолекулярные соединения, подвергающиеся сложным процессам превращения, главнейшие из которых — гумификация и минерализация.

Существенным источником органических веществ в пахотных почвах являются органические удобрения разного состава.

Общая схема гумусообразования. Современные представления о гумусообразовании

Гумусообразование — сложный биохимический процесс превращения органических остатков в гумус, развивающийся в почве при обязательном участии микроорганизмов.

Современные представления о гумусообразовании формировались долго. Основоположником биологического направления в теории гумусообразования является М.В. Ломоносов, который в 1761 г. писал, что «почвы произошли от согнития животных и растущих тел со временем». Такие классики естествознания XIX в., как К. Шпренгель, Я. Берцелиус и Г. Мульдер, рассматривали гумусообразование как цикл химических реакций и считали гумусовые кислоты безазотистыми соединениями. Наибольшее признание получили две гипотезы.

1. Конденсационная, или полимеризационная, теория гумификации. Ее разрабатывали С.П. Кравков, А.Г. Трусов, М.М. Кононова, В. Фляйг, Ф. Дюшофур, Г. Фидлер, Г. Ульрих и др. По А.Г. Трусову и М.М. Кононовой, гумификация протекает по следующей схеме:

- начальная стадия гумификаций растительных остатков идет при участии микроорганизмов и сопровождается гидролизом в неживых клетках и минерализацией части входящих в них компонентов до CO_2 , H_2O , NH_3 и др.;
- все компоненты растительных тканей есть первоисточники фенольных соединений в формах продуктов метаболизма, распада и ресинтеза. Эти компоненты являются структурными единицами, из которых образуются гумусовые вещества;

- конденсация ароматических соединений фенольного типа с аминокислотами и протеинами путем окисления фенолов ферментами типа фенооксидаз через семихиноны до хинонов;
- последнее звено — полимеризация или поликонденсация — процесс химический. Процессы конденсации и полимеризации трактуются по-разному, и пока недостаточно экспериментального подтверждения, что они являются основными реакциями гумификации (рис.10).



Рис. 10. Основные пути образования гумусовых веществ
(по М.М. Кононовой, 1967)

2. Теория окислительного карбоксилирования. Предложена И.В. Тюриным в 30-х годах XX в. и развита позднее Л.Н. Александровой. Суть ее заключается в следующем: гумификация — процесс био-физико-химический, но непосредственными ис-

точниками гумусовых веществ являются не мономеры, как в конденсационной теории, а высокомолекулярные продукты разложения. Совершается он длительно и в несколько этапов при непременно участии оксидаз микроорганизмов.

Первый этап — окислительное карбоксилирование высокомолекулярных продуктов разложения, в результате чего образуется сложная система азотсодержащих гумусовых кислот, очень гетерогенных по составу.

Второй этап — фракционирование системы на ряд фракций, отличающихся по составу и подвижности; менее подвижная формируется как группа гуминовых кислот, более подвижная — как группа фульвокислот.

Третий этап — дальнейшая трансформация системы с уменьшением молекулярной массы и возрастанием ароматизации молекулы вследствие отделения белковых алифатических цепей, дезаминирования и внутримолекулярной перегруппировки.

Завершает процесс трансформации гумусовых веществ стадия их минерализации. Образовавшаяся система гумусовых веществ взаимодействует с продуктами минерализации и минеральной частью почвы, образуя различные органоминеральные производные. Одновременно могут протекать сложные процессы обновления атомно-молекулярного состава гумусовых веществ по типам фрагментарного (частичного) или молекулярного обменно-сорбционного (А.Д. Фокин) (рис. 11).

Заслуживает внимания концепция В.Р. Вильямса, который объяснил направленность биохимических процессов и особенность химизма почвенного гумуса типом группировки зеленых растений и микроорганизмов: древесная растительность и связанные с нею грибы способствуют синтезу фульвокислот, луговая травянистая растительность в комплексе с аэробными бактериями обеспечивает формирование гуминовых кислот. В связи с этим он рассматривал группы гумусовых веществ лишь как энзимы микроорганизмов. Эту гипотезу одни считают ошибочной, другие экспериментально подтвердили возможность такого синтеза гумусоподобных веществ. По Д.С. Орлову, уровень накопления гумуса и его качество обусловлены сочетанием и кинетикой различных процессов, и в зависимости от действующих факторов может преобладать путь конденсационный или биохимичес-

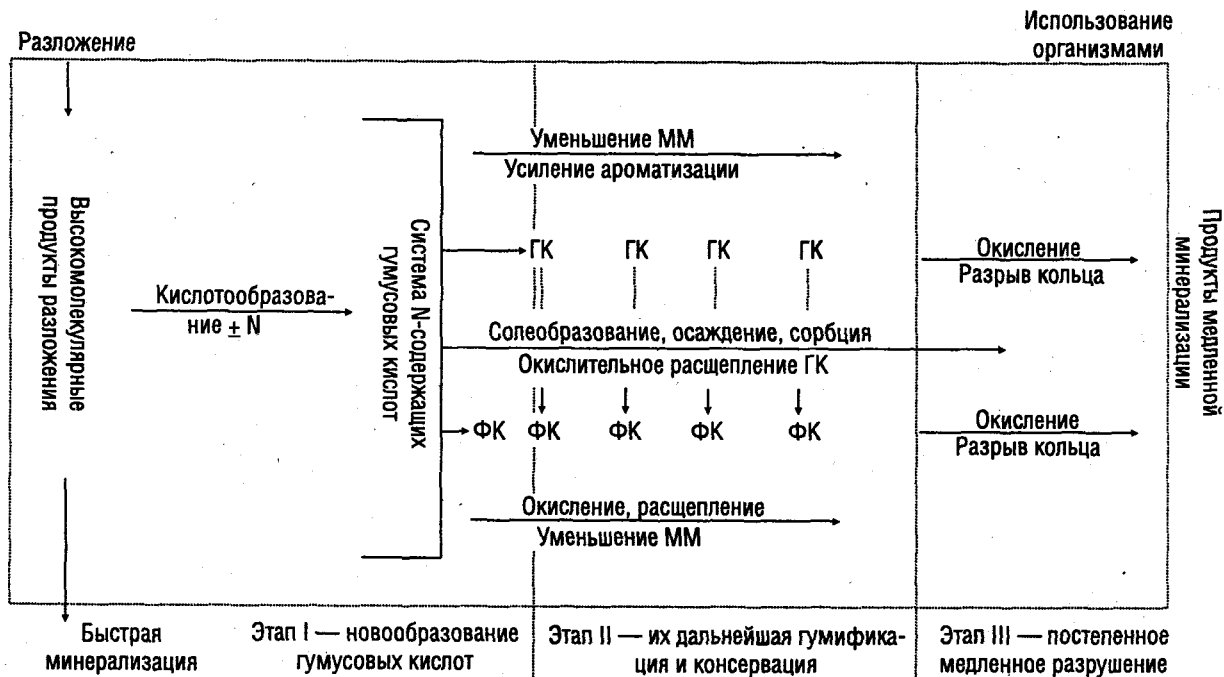


Рис. 11. Схема гумификации и дальнейшей трансформации гумусовых веществ в почве

кого окисления. Его концепция получила название *кинетической теории гумификации*. Он ввел понятие *глубины гумификации* (Н), характеризующее процесс гумификации в разных почвах:

$$H = f(Q \cdot I \cdot t),$$

где Q — общая масса ежегодно поступающих в почву растительных остатков; I — интенсивность их трансформации, пропорциональная биохимической активности почв; t — биологически активное время (близкое к длительности вегетационного периода).

Состав гумуса и строение гумусовых веществ

Гумус — сложная многокомпонентная система, включающая три группы веществ:

- органические соединения исходных органических остатков, постепенно подвергающихся трансформации (белки, лигнин, липиды и др., их состав рассмотрен выше);
- промежуточные продукты трансформации, образующиеся при разложении первой группы соединений (аминокислоты, моносахариды, уоновые, жирные и нуклеиновые кислоты, аминокислоты и др.);
- гумусовые кислоты и их производные, образующиеся в процессе гумификации органических остатков.

Эти три группы универсальны, обязательно присутствуют в любых типах скоплений органических остатков, но соотношения между ними сильно варьируют (табл. 26).

Первые две группы в составе гумуса — неспецифические органические соединения, они могут быть выделены из почвы и количественно определены. Третья группа (гумусовые вещества) — специфическая часть, на которую в составе гумуса приходится до 95%. Исключение составляют болотные почвы: на их долю приходится 25–60% от массы гумуса.

Понятия «гумус» и «органическая часть почвы» нельзя отождествлять, поскольку в состав органической части почвы входят не только гумус как главный ее компонент, но и некоторое количество неразложившихся остатков животных и растений, кото-

рые могут быть отделены от почвы механическим путем. Нельзя также отождествлять понятия «гумус» и «гумусовые вещества», так как последние являются лишь составной (хотя и наиболее значительной) частью гумуса.

Таблица 26

Соотношение основных компонентов органических веществ в различных формах их накопления в биосфере, % к массе сухого беззольного вещества (Л.Н. Александрова, 1980)

Компоненты органической части	Гумус	Подстилка (дернина)	Торф	Органические удобрения	
				ТМАУ	навоз
Вещества исходных органических остатков	5–20	65–90	35–85	30–45	55–80
Промежуточные продукты разложения	1	1–5	1–10	2–5	2–5
Гумусовые вещества	80–95	5–30	10–60	50–65	15–40

Что представляют собой гумусовые вещества? Это система высокомолекулярных азотсодержащих соединений циклического строения и кислотной природы. Их называют также гумусовыми кислотами. Это предопределяет их взаимодействие с минеральной частью почвы и возможность прочного закрепления в ней. Они гетерогенны по составу, т.е. содержат различные по стадии гумификации компоненты, поэтому их можно разделить на фракции с однородным типом строения, но различающиеся по химическому составу, размеру частиц, степени подвижности и роли в почвообразовании. Это особый класс органических соединений, основными параметрами которых являются элементный состав, обязательное наличие многообразных форм азота, ароматических и циклических группировок, кислых функциональных групп, специфичность электронного и ИК-спектров.

Номенклатура гумусовых кислот ведет начало от И.В. Тюрина. В настоящее время их делят по степени растворимости и экстрагируемости на три группы: фульвокислоты (ФК), гуминовые кислоты (ГК) и гумины. Иногда выделяют гиматомелановые кислоты как группу гумусовых веществ с промежуточными между ФК и ГК свойствами.

Гуминовые кислоты слабо растворимы в воде, нерастворимы в минеральных и органических кислотах, хорошо растворяются в щелочах, имеют темно-коричневый или черный цвет, из растворов легко осаждаются двух- и трехвалентными катионами Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} . Элементный состав ГК в среднем: С — 50–62%; Н — 2,8–6,6; О — 31–40; N — 2–6%, причем больше углерода в ГК черноземов (табл. 27). Они имеют высокую молекулярную массу, менее выраженный кислотный характер, чем фульвокислоты, емкость поглощения выше в щелочной среде.

Таблица 27

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

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

* Степень окисленности гуминовых кислот вычисляется по уравнению $\omega = (2Q_O - Q_N) / Q_C$, где Q_O , Q_N и Q_C — соответственно число молей кислорода, водорода и углерода.

Фульвокислоты хорошо растворимы в воде, минеральных кислотах и щелочах с образованием растворов соломенно-желтого и оранжевого цвета, содержат больше кислорода, чем ГК (табл. 28), имеют меньшую молекулярную массу и более выраженные кислотные свойства, емкость поглощения составляет 800–1250 мэкв/100 г ФК, что выше, чем емкость 250–500 мэкв/100 г ГК. Обладают сильной разрушающей способностью (по В.В. Пономаревой, «агрессивностью») первичных и вторичных минералов, особенно при малом количестве ГК.

Таблица 28

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

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

Продукты разрушения выносятся в нижележащие горизонты и грунтовые воды, что является существенной особенностью подзолообразовательного процесса.

Фульвокислоты преобладают в почвах подзолистых, в слабокультуренных дерново-подзолистых, красноземах, в то время как гуминовых кислот больше в черноземах, серых лесных и окультуренных дерново-подзолистых почвах.

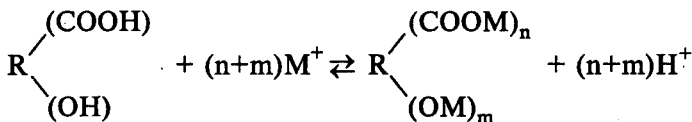
Гуминовые кислоты и фульвокислоты содержат ароматические и гетероциклические группировки, углеводные компоненты и функциональные группы, что определяет их высокую реакционную способность. В составе ГК на их долю соответственно приходится 50–60, 25–30 и 10–25%, в составе ФК углеводных компонентов и кислых функциональных групп больше, чем в ГК.

Гумины — нерастворимый остаток, представляет собой совокупность ГК и ФК, прочно связанных с минеральной частью почвы, а также полугумифицированные остатки лигнина, целлюлозы, смол, восков и других соединений.

Формы взаимодействия гумусовых веществ с минеральной частью почвы

Обладая высокой реакционной способностью, гумусовые кислоты в свободном состоянии присутствуют в малых количествах и в основном представлены в почвах тремя группами органо-минеральных соединений (Л. Н. Александрова).

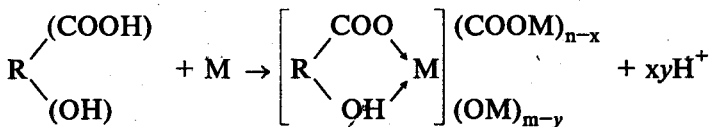
В первую группу входят простые *гетерополярные соли*, которые образуются при обменных реакциях водорода функциональных групп гумусовых кислот с катионами щелочных и щелочно-земельных металлов (М) по схеме



Реакция обратима, протекает в строго эквивалентных количествах.

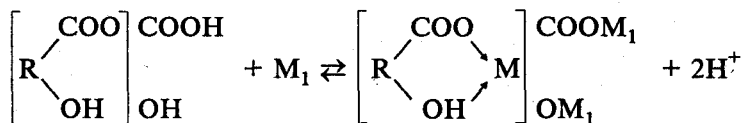
Образовавшиеся соли (фульваты и гуматы щелочных металлов и аммония и фульваты щелочноземельных металлов) хорошо растворимы в воде и в почвах не накапливаются. Гуматы кальция и магния плохо растворяются в воде, в почвах образуют водопрочные гели, цементируют почвенные частицы, образуя водопрочную структуру. Придают почвам темно-серую и черную окраску.

Во вторую группу входят *комплексно-гетерополярные соли*, образующиеся при взаимодействии неспецифических органических кислот и гумусовых кислот с поливалентными металлами по схеме



где М — $\text{Fe}(\text{OH})_2^+$, $\text{Fe}(\text{OH})^{2+}$, $\text{Al}(\text{OH})_2^+$, $\text{Al}(\text{OH})^{2+}$

По этой схеме металл входит в анионную часть молекулы и связывает часть групп COOH и OH , которые уже не могут в дальнейшем обмениваться на катионы металлов. Оставшиеся свободными группы COOH и OH способны к обменным реакциям с катионами оснований:



где M_1 — Ca, Mg, Na, K, Al.

Емкость связывания металлов в комплексе зависит от природы металлов, состава гумусовых кислот, реакции среды и других условий. Общепринято представление, что фульвокислоты связывают в комплекс больше железа и алюминия, чем гуминовые кислоты, а те и другие кислоты связывают больше железа, чем алюминия, и поэтому придают почвам бурую окраску.

Установлено, что комплексно-гетерополярные соли могут взаимодействовать не только с катионами, но и с растворимыми фосфатами, пестицидами, снижая их подвижность.

В третью группу входят адсорбционные алюмо- и железогумусовые, кремнегумусовые и глиногумусовые комплексы.

Алюмо- и железогумусовые соединения образуются в результате процессов хемосорбции на поверхности раздела твердая фаза — раствор в виде гелей при взаимодействии гумусовых кислот с гелями полуторных оксидов, а также в результате сорбции золь полуторных оксидов на гелях гумусовых кислот. Степень подвижности и их миграция разные. Более подвижны алюмо- и железофульватные комплексы, а золи гуминовых кислот могут мигрировать вниз по профилю при насыщении функциональных групп ГК щелочными металлами (например, в солонцах и солонцеватых почвах).

Предполагается, что *кремнегумусовые соединения* образуются за счет адгезионных сил в процессе дегидратации в виде пленок гумусовых кислот или их солей на поверхности аморфных или кристаллических форм кремнезема. Число таких соединений должно определяться величиной удельной поверхности частиц кремнезема.

Глиногумусовые комплексы образуются при взаимодействии гумусовых кислот или их солей с обменными катионами Ca и Mg на поверхности глинистых минералов в результате адгезии (склеивания) поверхностей при дегитратации компонентов за счет молекулярных сил. Д.С. Орлов отмечает возможность проникновения фульвокислот в межпакетное пространство монтмориллонита при сильноокислой реакции (pH 2,5). Л.Н. Александрова

признает такую возможность только для низкомолекулярных соединений (аминокислот, амидов, альдегидов и др.).

В общем комплекс органоминеральных соединений переменного состава, состоящий из высокодисперсных минералов, покрытых пленками гумусовых кислот, фульватов, гуматов, алюмо- и железогумусовых производных, является главным компонентом органоминеральных коллоидов.

Гумусовое состояние почв

Гумусовое состояние почв — совокупность морфологических признаков, общих запасов, свойств органического вещества и процессов его создания, трансформации и миграции в почвенном профиле (Л.А. Гришина, Д.С. Орлов). Важнейшими показателями его являются содержание, запасы, тип гумуса, обогащенность азотом, кальцием и уровень варьирования этих показателей. Это состояние зависит от ряда взаимосвязанных факторов, влияющих на характер и скорость гумусообразования (табл. 29).

Таблица 29

Качественные и количественные показатели состояния органического вещества основных типов почв

Показатели	Дерново-подзолистые (суглинистые)	Черноземы обыкновенные	Сероземы	Красноземы
Распределение по профилю	резко убывающее	постепенно убывающее	равномерное или постепенно убывающее	резко убывающее
Содержание гумуса в верхнем минеральном горизонте, %	1–4 (низкое и очень низкое)	7–12 (высокое и очень высокое)	1–2 (очень низкое)	4–7 (среднее и высокое)
Тип гумуса в верхнем горизонте по соотношению $C_{гк} : C_{фк}$	0,4–1,0 фульватный и гуматно-фульватный	1,3–2,3 фульватно-гуматный и гуматный	0,5–1,0 гуматно-фульватный	0,4–1,0 фульватный и гуматно-фульватный

Окончание табл. 29

Показатели	Дерново-подзолистые (суглинистые)		Черноземы обыкновенные		Сероземы		Красноземы	
Запас гумуса в слое 0–20 см, т/га	30–120 (средний, низкий и очень низкий)		200–350 (очень высокий)		30–60 (низкий и очень низкий)		120–200 (средний и высокий)	
Обогащенность ароматическими фрагментами по содержанию углерода, %	ГК 52–55 (высокая)	ФК 44–46 (низкая)	ГК 57–62 (высокая и очень высокая)	ФК 42–45 (низкая)	ГК 57–60 (высокая)	ФК 44–46 (низкая)	ГК 54–57 (высокая)	ФК 44–47 (низкая)
Обогащенность азотом по весовому соотношению C : N	12–14 (низкая)	13–15 (низкая и очень низкая)	14–16 (очень низкая)	11–13 (низкая)	12–14 (низкая)	11–13 (низкая)	12–14 (низкая)	14–16 (очень низкая)
Гидролизуемый азот, % от общего	ГК 56–74	ФК 70–78	ГК 37–57	ФК 70–78	ГК 53–69	ФК 70–78	ГК 50–70	ФК 70–78
Содержание свободных ГК, % к сумме ГК	55–65 (среднее и высокое)	—	15–20 (очень низкое)	—	18–23 (низкое)	—	27–35 (низкое)	—
Содержание ГК, связанных с Са, % к сумме ГК	5–7 (очень низкое)	—	60–70 (высокое)	—	не определяется	—	1–3 (очень низкое)	—
Содержание нерастворимого остатка, % к общему гумусу	25–35 (низкое)	—	32–40 (низкое)	—	40–50 (среднее)	—	30–45 (низкое и среднее)	—

Много гумуса не может накапливаться при постоянном и резком недостатке влаги, когда количество поступающей биомассы невелико, а процессы разложения остатков и их гумификация замедлены. Его накапливается мало и тогда, когда при оптимальных условиях увлажнения (60% от полной влагоемкости), температуры

(20–30 °C) и аэробных условиях происходит интенсивная минерализация растительных остатков. При этом собирается много минерального азота и элементов зольного питания (сероземы, субтропики). При избытке влаги и низких температурах процесс гумусообразования постепенно затухает и образуется торф.

Для накопления гумуса наиболее благоприятна смена оптимального гидротермического режима в сочетании с оптимальным воздушным на некоторое периодически повторяющееся иссушение. В этом случае происходит постепенное разложение растительных остатков, достаточно энергичная их гумификация и закрепление гумусовых веществ минеральной частью почвы. Большое значение имеет характер растительности. Травянистую растительность, богатую белками и зольными элементами, гумифицируют бактерии, она превращается в «мягкий» или «муллевый» гумус, равномерно прокрашивающий почвенный профиль на значительную глубину. При этом в составе гумуса накапливается больше гуминовых, чем фульвокислот. При разложении же грибами в кислой среде лесного опада, бедного белками и золой, но богатого восками и смолами, образуется «грубый» или «модер-гумус» («мор-гумус»), который содержит много полуразложившихся остатков и слегка прокрашивает верхнюю часть почвы. В этом гумусе больше фульвокислот, чем гуминовых кислот. Не способствует высокому накоплению гумуса как слабая, так и высокая численность микроорганизмов, в конкретных условиях, видимо, благоприятнее всего их среднее содержание.

Немаловажны для накопления гумуса гранулометрический состав и физико-химические свойства почвы. В легких почвах разложение и минерализация растительных остатков протекают быстро, конечные продукты в почве не закрепляются. В суглинках и глинах, наоборот, процессы трансформации замедлены, образующиеся гумусовые кислоты хорошо закрепляются в почвах, особенно богатых глинистыми минералами и щелочноземельными металлами. В результате содержание гумуса в почвах изменяется в широких пределах и по общему содержанию органического вещества (%) все почвы условно делятся на: безгумусовые — < 1; очень низкогумусовые — 1–2; низкогумусовые — 2–4; среднегумусовые — 4–6; высокогумусовые — 6–10; очень высокогумусовые тучные — 10–15; перегнойные — 15–30; торфяные — 30.

В разряд безгумусовых попадают подзолистые и бурые степные пустынные почвы, высокогумусовых и среднегумусовых — черноземы и тучных — дерновые и черноземы. Дерново-подзолистые почвы Беларуси низкогумусовые и очень редко среднегумусовые. Для пахотных глинистых и суглинистых почв оптимальным является содержание 2,5–3,0%, супесчаных — 2,0–2,5, песчаных — 1,8–2,2; минеральных почв сенокосов и пастбищ — 3,5–4,0% гумуса. К 1995 г. средневзвешенное содержание гумуса в пахотных почвах республики достигло 2,28%, однако при этом имелось около 20% почв с содержанием гумуса < 1,5% (данные БелНИИПА).

Важной характеристикой является тип гумуса, который по соотношению углерода гуминовых кислот к углероду фульвокислот ($C_{гк} : C_{фк}$), делится на четыре градации.

Тип гумуса	По Л.Н. Александровой	По Л.А. Гришиной и Д.С. Орлову
1. Фульватный	< 0,6	< 0,5
2. Гуматно-фульватный	0,6–0,8	0,5–1,0
3. Фульватно-гуматный	0,8–1,2	1,0–1,5
4. Гуматный	> 1,2	> 1,5

Гуматный тип характерен для гумуса черноземов. В естественном состоянии тип гумуса дерново-подзолистых почв Беларуси чаще фульватный, при длительном окультуривании он может смениться на гуматный. При этом меняются и свойства гуминовых кислот. По данным БГСХА, при длительном применении органических и минеральных удобрений они начинают отличаться более плотной конденсированной структурой, за счет фенольных гидроксидов возрастает их емкость поглощения, меняются соотношения между элементами в результате повышения содержания углерода и общего азота, в том числе азота α -аминокислот и гетероциклического азота (Д.Г. Кротов).

Доказано, что наибольшую информацию о трансформации и новообразовании гумуса при сельскохозяйственном использовании ряда почв (в том числе дерново-подзолистых) дает фракция подвижных гумусовых веществ, выделяемая растворами 0,1 и 0,2 М NaOH (М.Е. Егоров); 0,1 М $Na_4P_2O_7$ при pH 7,0

(К.В. Дьяконова) и рН 9,6 (И.И. Лактионов) и др. Эту фракцию называют подвижной, лабильной, активным гумусом. Кроме того, если увеличение содержания гумуса при окультуривании не сопровождается увеличением его подвижности, активности, то оно не сопровождается и ростом урожайности сельскохозяйственных культур (А.И. Горбылева, В.Б. Воробьев).

Общие запасы гумуса зависят от его содержания и мощности гумусово-аккумулятивного горизонта. Его профильное распределение может быть резко убывающим (тундровые почвы), бимодальным (иллювиально-железистые гумусовые подзолы с двумя гумусовыми горизонтами), резким и постепенным (почвы разноокультуренные дерново-подзолистые), постепенно убывающим (черноземы луговые и типичные).

Наконец, такие составляющие гумусового состояния, как обогащенность азотом ($C : N$), степень гумификации ($C_{гк} : C_{общ} \times 100, \%$), содержание негидролизуемого остатка, обогащенность кальцием, позволяют давать более точную агрономическую оценку различным почвам. В частности, для гумуса дерново-подзолистых почв характерны средняя степень гумификации (20–34%); средняя обогащенность азотом (8–10%); низкое в окультуренных (30%) и среднее в слабоокультуренных (46%) содержание негидролизуемого остатка; для гумуса черноземов высокая степень гумификации (46–50%), более высокая обогащенность азотом (11%) и низкое содержание негидролизуемого остатка (25–33%) (данные Л.А. Гришиной и Д.С. Орлова).

Значение гумуса в почвообразовании, плодородии и питании растений в пахотных почвах и его баланс

Гумус является универсальной системой, определяющей и регулирующей практически все факторы, влияющие на формирование почвенного профиля и рост плодородия.

1. Взаимодействуя с минеральной частью почвы, гумусовые вещества и их производные участвуют в трансформации минералов. Разрушение их фульвокислотами сопровождается миграцией растворимых продуктов, что приводит к образованию элювиальных и иллювиальных горизонтов, в то время как гумусовый

горизонт характеризуется малой мощностью. При преобладании гуминовых кислот в почвах формируется хорошо выраженный гумусовый горизонт, обладающий высоким уровнем плодородия. Одновременно в пределах каждого конкретного горизонта формируются такие свойства, как структура, влагоемкость, емкость поглощения, буферная способность и др.

2. Гумус — основной источник энергии в самых разнообразных почвенных процессах. В гумусовой оболочке земли его накапливается $5,33 \cdot 10^{19}$ кДж, а в целом в биомассе земли — $6,15 \times 10^{19}$ кДж (В.А. Ковда).

3. Гумус является аккумулятором азота, в нем содержится 80–95% почвенного азота. Этот азот имеет особое значение в решении экологических и экономических задач.

4. Гумус — источник CO_2 , который выделяется при его разложении и обогащает приземный слой воздуха, что повышает продуктивность фотосинтеза, и таких элементов питания растений, как P, K, Ca, Mg, S, микроэлементы, которые накапливаются в составе гумуса в результате взаимодействия гумусовых кислот с минеральной частью почвы и освобождаются при его минерализации. Аккумуляция погребенных форм гумуса (торфа, углей) приводит к концентрации Cu, Ni, Co, Mo и других элементов.

5. Высокогумусовые почвы характеризуются высокой биологической активностью и оптимальным, экологически сбалансированным составом микробных ассоциаций.

6. Гумус — физиологически активное вещество. Продукты гумификации играют большую роль в регулировании состава природных вод, почвенного раствора, атмосферы, являются регуляторами и стимуляторами роста и развития растений.

7. Гумус выполняет санитарно-защитные функции. Благодаря высокой биологической активности он разрушает остатки пестицидов, других токсикантов и загрязнителей, снимает негативное влияние избыточных доз минеральных удобрений. Во всех этих процессах участвуют все группы органических веществ, присутствующих в почве, в том числе исходные и промежуточные продукты разложения.

Роль гумуса возрастает с усилением интенсификации земледелия, и сущность проблемы в этих условиях сводится к обеспечению бездефицитного баланса гумуса в почвах с оптимальным

его содержанием и положительного баланса на малогумусовых почвах с целью довести содержание гумуса до пороговых значений. При интенсивных технологиях возделывания сельскохозяйственных культур дегумификация усиливается, что требует четких представлений о балансе гумуса в каждом конкретном случае. Эти задачи можно решить лишь при постоянном пополнении запасов органического вещества и создании условий, способствующих его гумификации.

Накоплению гумуса в почвах способствуют растительные остатки и органические удобрения. Количество растительных остатков зависит от структуры посевных площадей, включения промежуточных и пожнивных культур, долевого участия многолетних трав, составляющих растительных остатков в 2,5–3,0 раза больше урожая надземной массы. По данным БелНИИПА и БГСХА, в условиях Беларуси можно рассчитывать на ежегодное поступление в почву 2,5 т сухого органического вещества в виде растительных остатков, что обеспечивает ежегодное образование 0,5–0,6 т/га гумуса, но этого недостаточно для восполнения потерь от ежегодной минерализации гумуса в пределах 1–1,2 т/га.

На этом фоне для поддержания бездефицитного баланса гумуса при оптимальном его содержании потребность в органических удобрениях характеризуется следующими величинами.

<i>Почвы</i>	<i>Содержание гумуса, %</i>	<i>Нормы органических удобрений, т/га</i>
Дерново-подзолистые:		
суглинистые	2,5–3,0	10–12
супесчаные	2,0–2,5	13–15
песчаные	1,8–2,0	16–18
Дерново-карбонатные	3,0–3,5	9–10
Пойменные дерновые	3,5–4,0	7–8

Значительную роль в регулировании гумусового баланса играют минеральные удобрения, известкование, мелиорация, система обработки почвы. Каждый из этих составляющих увеличивает уро-

жайность, а значит, и количество растительных остатков, создает хорошие условия для накопления органических веществ в почве.

Для осуществления контроля за гумусовым состоянием почв необходимо создать систему гумусового мониторинга, которая должна осуществлять слежение за изменением содержания гумуса, в первую очередь в пахотных почвах. На этой основе должен разрабатываться тот или иной комплекс мероприятий в целях регулирования баланса гумуса для различных почв.

Глава 8 ПОЧВЕННЫЕ КОЛЛОИДЫ

Основоположником науки о коллоидах по праву считается К.К. Гедройц.

В состав почвенной массы входят частицы разного размера. Самые мелкие из них, раздробленные от 0,2 до 0,001 мкм, относятся к коллоидам. Образуются они путем диспергации (раздроблений) более крупных частиц или путем конденсации молекул в агрегаты молекул.

В почвах коллоиды образуют двухфазную систему, состоящую из дисперсной фазы (твердые коллоидные частицы) и дисперсионной среды (почвенный раствор). Высокодисперсные системы по величине частиц делятся на три группы:

предколлоидные системы	→ коллоидные системы	→ молекулярные растворы
диаметр частиц	диаметр частиц	диаметр частиц
1 мкм—100 нм	100—1 нм	< 1 нм

Коллоиды в почвах представлены сложной системой минеральных, органических и органоминеральных соединений. В большинстве почв преобладают минеральные коллоиды, на долю которых приходится 85—90% их общей массы (А.Ф. Тюлин).

К минеральным относятся глинистые минералы (каолинит, монтмориллонит, галлуазит, гидрослюда, иллит, вермикулит и др.); гидроксиды железа ($\text{Fe}(\text{OH})_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), алюминия ($\text{Al}(\text{OH})_3 \times n\text{H}_2\text{O}$), марганца ($\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), кремния ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) и их комплексные соли — коагели.

К *органическим* относятся аморфные гумусовые вещества, некоторые полисахариды и клетки наиболее мелких бактерий.

Органоминеральные коллоиды представлены сложными образованиями гумусовых веществ с минеральными коллоидами.

Основное свойство коллоидов — способность к поглощению веществ из растворов как в виде молекул, так и в виде ионов. Поглощенные вещества могут обмениваться на другие, находящиеся в растворе, т.е. коллоиды обуславливают поглотительную и обменную способность почв. Это свойство определяется высокой реакционной способностью, обусловленной большой суммарной и удельной поверхностью (1 см^2 или 1 м^2 в единице массы или объема), которая тем больше, чем выше дисперсность коллоидов (табл. 30). Если в почве содержится 10% коллоидных частиц, то сумма их поверхности на площади 1 га составит 70 тыс. га.

Таблица 30

Роль частиц различного размера в формировании общей поверхности среднесуглинистой почвы

Размер частиц, мм	Содержание, % к массе	Поверхность, м^2 на 1 г почвы	Доля общей поверхности, %
0,25–0,05	17	0,5	0,2
0,05–0,01	50	4,1	1,7
0,01–0,005	20	9,9	4,1
0,005–0,001	6	12,7	5,2
0,001–0,0001	3	18,8	7,8
0,0001	4	194,0	81,0
Сумма	100	240,0	100,0

С увеличением суммарной поверхности растет суммарная поверхностная энергия и возрастает химическая активность коллоидов. Удельная поверхность выше в суглинистых почвах, чем в песках и супесях, и выше в гумусовом горизонте, чем в нижележащих. Удельная поверхность коллоидов в гумусовых горизонтах суглинистых дерново-подзолистых почв составляет $29 \text{ м}^2/\text{г}$, серых лесных — 33 и черноземах — $48 \text{ м}^2/\text{г}$.

Свободная поверхностная энергия стремится к сокращению, что достигается или укрупнением частиц, или путем физической адсорбции на их поверхности молекул некоторых веществ.

Вторая характерная особенность коллоидов — наличие двойного электрического слоя ионов на границе дисперсной фазы и дисперсионной среды.

Коллоид имеет сложное строение. Внутренняя часть, состоящая из агрегатов аморфного или кристаллического вещества разного химического состава, называется *ядром* (рис.12). На его поверхности расположен слой прочно удерживаемых потенциалопределяющих ионов, которые вместе с ядром образуют *гранулу*. Вокруг гранулы двумя слоями располагаются ионы противоположного (компенсирующего) заряда. К грануле примыкает слой неподвижных противоионов, прочно удерживаемых электростатическими силами ионов потенциалопределяющего слоя, образуя вместе с гранулой *частицу*. Часть противоионов удалена

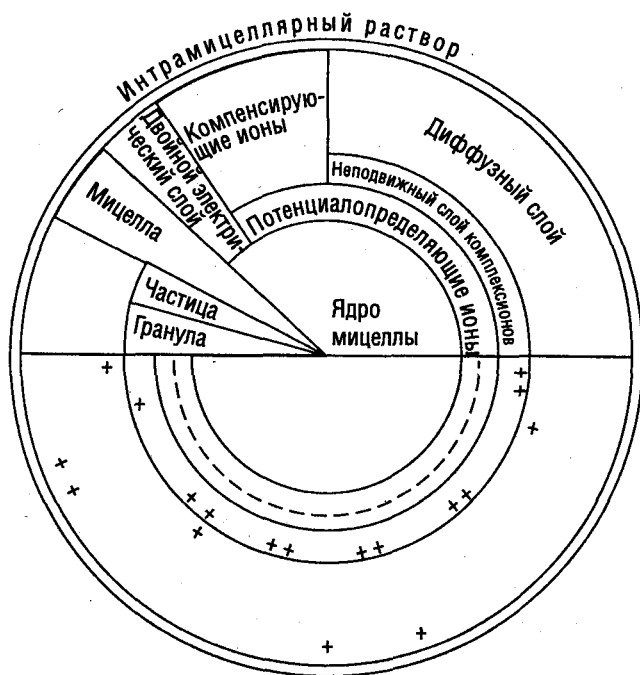


Рис. 12. Схема строения коллоидной мицеллы
(по Н. И. Горбунову)

от частицы, их связь с ней по мере удаления уменьшается. Это *диффузный слой*, ионы которого способны к эквивалентному обмену на ионы того же заряда из дисперсионной среды и вместе с частицей образуют *коллоидную мицеллу*. Свободный электрический заряд коллоидной частицы (дзета-потенциал) — разность потенциалов вследствие удаления частиц противоионов от границы компенсирующего слоя к внешней границе диффузного слоя, колеблется от 0 до 40–60 мВ. Коллоидная мицелла электронейтральна при дзета-потенциале, равном нулю, что является изоэлектрической точкой коллоида.

Заряд коллоида появляется в связи с нарушением равновесия между зарядами, расположенными на поверхности раздела твердая частица — раствор, а также в связи с изменением химического состава и структуры коллоидного вещества.

В зависимости от заряда ионов потенциалопределяющего слоя коллоиды делятся на *ацидоиды* — отрицательно заряженные, *базоиды* — положительно заряженные и *амфолитоиды*, которые в кислой среде имеют положительный заряд, в щелочной — отрицательный. К ацидоидам относятся глинистые минералы, гидроксиды кремния и марганца, гумусовые кислоты и органоминеральные коллоиды. В качестве базоидов в кислой среде выступают гидроксиды железа и алюминия, белки, тела мелких бактерий, которые в щелочной среде имеют свойства ацидоидов. В кислой среде, когда в растворе много ионов H^+ и мало ионов OH^- , молекулы гидроксидов алюминия и железа диссоциируют как основания, посылая в окружающий раствор ионы OH^- , и приобретают положительный заряд: $Al(OH)_3 \rightleftharpoons Al(OH)_2^+ + OH^-$.

При щелочной реакции, наоборот, они ведут себя как кислоты, посылая в окружающий раствор ионы H^+ , и приобретают отрицательный заряд: $Al(OH)_3 \rightleftharpoons AlO(OH)_2^- + H^+$.

Отрицательный заряд глинистых минералов возникает в результате изоморфных замещений части ионов кремния внутри кремнекислородных тетраэдров на трехвалентные ионы алюминия. В алюмогидроксильных октаэдрах часть трехвалентных ионов алюминия может быть замещена на двухвалентные ионы магния. Отрицательный заряд может вызывать и наличие свободных ионов

кислорода на краях слоя кремнекислородного тетраэдра, которые соединяются с одним ионом кремния, а вторая валентность при этом остается свободной для связи с ионом водорода или основанием. Возникающий отрицательный заряд компенсируется соответствующим количеством катионов K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , которые могут обмениваться на катионы почвенного раствора. При этом катионы, компенсирующие отрицательный заряд, могут попадать как на поверхность, так и в межпакетные пространства кристаллической решетки глинистых минералов, увеличивая тем самым поглощательную способность глинистого минерала. Последняя выше у монтмориллонита по сравнению с каолинитом, который, кстати, может приобретать положительный заряд в кислой среде.

Коллоиды в почве могут находиться в состоянии *геля* (коллоидный осадок) или *золя* (коллоидный раствор). Золь может переходить в гель, и наоборот. Первый процесс называется *коагуляцией*, второй — *пептизацией*. Переход коллоидов из одного состояния в другое обусловлен изменением электрического потенциала коллоидных частиц и зависит от степени их *гидратации*. Однако заряженные частицы, отталкиваясь друг от друга, могут долго находиться в растворе, не образуя осадка и не укрупняясь. Коагуляция вызывается действием электролитов, несущих противоположный заряд. При этом коллоиды теряют заряд и слипаются в агрегаты: ацидоиды — под действием катионов, базоиды — под действием анионов. Схематически механизм коагуляции проявляется как нейтрализация заряда коллоидных частиц и снижение их гидратации, в результате чего они могут соединяться (склеиваться) друг с другом. Коагулирующая способность электролитов зависит от массы и валентности иона: чем выше валентность и чем больше масса в пределах одной валентности, тем выше его коагулирующее действие. По К.К. Гедройцу, коагулирующая способность катионов располагается в следующий ряд: $Li^+ < Na^+ < NH_4^+ < K^+ < Mg^{2+} < Ca^{2+} < Ba^{2+} < Al^{3+} < Fe^{3+}$, а анионов в ряд $Cl^- < NO_3^- < SO_4^{2-} < PO_4^{3-}$.

Исключение составляет H^+ , который стоит между двухвалентными Mg и Ca, обладая наименьшей атомной массой (1). Это объясняется тем, что коагулирующая способность ионов зависит от степени гидратации или сольватации ионов. Каждый ион окружен диполями воды (H^+OH^-), и чем больше водная пленка, тем

меньше его коагулирующая способность, так как сильногидратированный ион не может достаточно близко подойти к частице.

Если степень гидратации иона Са принять за 100, то по относительной степени гидратации ионы других элементов расположатся в следующий ряд: Mg — 101, K — 178, N — 452, Li — 552. Ион водорода характеризуется малой степенью гидратации, присоединяет только одну молекулу воды, образуя гидроксоний (H_3O), чем и объясняются его хорошие коагулирующие свойства и энергичное поглощение. Постоянного места в ряду поглощения H^+ не имеет, так как его поглощение зависит от состава твердой фазы почвы.

При насыщении одновалентными катионами коллоиды находятся преимущественно в состоянии золя, а чем выше заряд и ниже степень гидратации, тем сильнее поглощение иона и его коагулирующее действие. Коагуляция может происходить также при встрече разнозаряженных коллоидных частиц, которые, соединяясь друг с другом, образуют *коагель*.

Пептизация — переход золя в гель. При прочих равных условиях она происходит при уменьшении концентрации солей в растворе. Коллоиды, легко переходящие из геля в золь, называются обратимыми. Обратимыми являются *гидрофильные* коллоиды, насыщенные высокогидратированными одновалентными катионами, необратимыми — *гидрофобные* коллоиды, насыщенные двух- и особенно трехвалентными катионами с низкой степенью гидратации (низкой обводненностью).

Особым видом коагуляции является *тиксотропия*: когда масса геля неотделима от золя, образуется студень, который можно превратить в состояние золя при механическом воздействии. Тиксотропия распространена в почвах, образующихся под воздействием вечной мерзлоты.

От состава и свойств коллоидов зависит поглощательная способность почвы.

Глава 9

ПОГЛОТИТЕЛЬНАЯ СПОСОБНОСТЬ ПОЧВЫ

По К.К. Гедройцу, поглощательная способность — это способность почвы задерживать соединения или части их, находящиеся в растворенном состоянии, а также коллоидально распыленные

частички минерального и органического вещества, живые микроорганизмы и грубые суспензии.

Поглощительная способность обусловлена наличием почвенного поглощающего комплекса (ППК), основную часть которого составляет совокупность минеральных, органических и органо-минеральных коллоидов.

Виды поглощительной способности

В зависимости от характера поглощения К.К. Гедройц выделил пять видов поглощительной способности: механическую, физическую, физико-химическую (обменную или коллоидно-химическую); химическую и биологическую.

Механическая поглощительная способность почвы обусловлена наличием в ней капилляров и пор, в которых задерживаются твердые частицы, крупнее, чем система пор, а благодаря строению капилляров в виде кривых и ломаных линий фильтруются суспензии. Поэтому можно не опасаться вымывания тонкоразмолотых удобрений. Свойство почвы задерживать твердые частицы используется для заиливания (кольматажа, кольматирования) дна и стенок каналов с целью уменьшить потери воды. В природных условиях этот вид поглощительной способности обуславливает накопление и сохранение ила, приносимого водными водами на заливные луга и пониженные части полей.

Физическая поглощительная способность — способность почвы поглощать из раствора целые молекулы растворенных минеральных и органических веществ и молекул воды. Она обусловлена высокой поверхностной энергией, сумма которой возрастает с увеличением площади суммарной поверхности частиц дисперсной фазы. Значительная часть этой энергии остается свободной и стремится к наибольшему сокращению. Это достигается укрупнением частиц или путем адсорбции некоторых веществ.

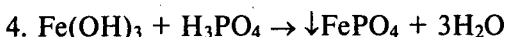
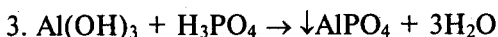
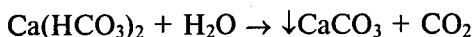
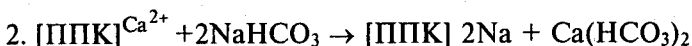
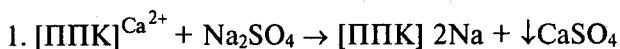
Различают положительную и отрицательную адсорбцию. *Положительная адсорбция* характерна для молекул многих органических кислот и оснований, спиртов, высокомолекулярных органических веществ, в том числе водорастворимых гумусовых кис-

лот. Молекулы этих веществ притягиваются к поверхности частиц, поэтому вблизи ее создается повышенная концентрация раствора, а на некотором удалении от нее — пониженная. Для большинства растворов минеральных солей и кислот характерна, наоборот, *отрицательная адсорбция*. При взаимодействии с частицами почвы к поверхности притягиваются молекулы воды. Вследствие этого концентрация данных веществ уменьшается у поверхности и увеличивается в удалении от нее. Например, отрицательная адсорбция наблюдается при взаимодействии с почвой хлоридов и нитратов, которые не закрепляются почвой, а передвигаются вместе с почвенной влагой вниз по профилю и могут попадать даже в грунтовые воды. Таким образом, вещества с отрицательной адсорбцией вымываются легко, а с положительной — с большим трудом, что надо учитывать при внесении удобрений и пестицидов.

Физическая поглотительная способность определяет наличие молекулярно-связанной воды в почве, которая может сорбироваться как из парообразного, так и жидкого состояния, образуя прочносвязанную (гигроскопическую) и рыхлосвязанную (плечную) влагу. Сорбция воды почвой сопровождается выделением тепла, она называется *теплотой смачивания* и характеризует гидрофильность. Максимальной теплотой смачивания обладают гумусовые вещества.

Сухая почва сорбирует газы, при этом тоже выделяется тепло. Размеры сорбции зависят от температуры и давления, при этом прочность связи имеет ряд $N_2 - O_2 - CO_2$.

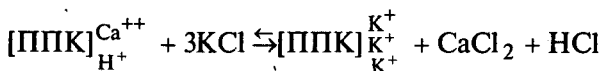
Химическая поглотительная способность (хемосорбция) в почвах связана с образованием в результате химических реакций нерастворимых или труднорастворимых соединений, выпадающих из раствора в осадок. Например:



Свежеосажденные фосфаты алюминия и железа могут усваиваться растениями, но со временем они кристаллизуются и становятся малодоступными. Ретроградация фосфатов (переход легкоусвояемых фосфатов в трудноусвояемые) в результате химического поглощения для разных почв проявляется в такой последовательности: черноземы < сероземы < дерново-подзолистые < красноземы, т.е. она проявляется прежде всего на кислых почвах. Поэтому на кислых почвах лучше вносить гранулированный суперфосфат, а порошковидный следует вносить локально, т.е. надо ограничить его взаимодействие с почвенными частицами.

К этому виду поглощения относят *адгезию* — склеивание поверхностей различного состава и строения под действием разных сил и *комплексобразовательную адсорбцию* поливалентных катионов из почвенного раствора за счет образования координационных связей при их взаимодействии с сорбированным органическим веществом. В результате образуется глиногумусовый комплекс, играющий важную роль в образовании органоминеральных коллоидов. К этому виду поглощения также относят процесс *окклюдирования* — механический захват фосфатов аморфным кремнеземом.

Физико-химическая (обменная) поглотительная способность, или *коллоидно-химическая адсорбция*, обусловлена наличием на поверхности коллоида электрического заряда. Так как в почве преобладают отрицательно заряженные коллоиды (ацидоиды), то сильнее выражена способность почвы к обменному поглощению катионов, нежели анионов. Обмен протекает по схеме



При этом виде поглощения концентрация почвенного раствора не изменяется, а меняется только его состав, в то время как при химическом поглощении изменяются и состав, и общая концентрация почвенного раствора. Основные закономерности обмена.

1. Эквивалентность обмена между катионами почвенного раствора и поглощенными, т.е. при поглощении почвой катиона

из раствора в раствор из почвы переходит такое же количество вытесняемого катиона.

2. Реакции обмена обратимы.

3. Реакции обмена подчиняются закону действующих масс (Е.Н. Гапон). Чем больше в растворе концентрация вытесняющего катиона (А) и чем меньше содержание вытесняемого (В), тем больше вытесняющего катиона поглотится почвой. Если обмениваются одновалентные катионы, то при установлении равновесия соотношения их в растворе пропорциональны их поглощенному состоянию:

$$K_{A/B} = \frac{aA_{\text{погл}} \cdot aB_{\text{раст}}}{aA_{\text{раст}} \cdot aB_{\text{погл}}} = 1,$$

где K — термодинамическая константа; aA , aB — активность катионов в почве и растворе.

При обмене катионов с разными зарядами увеличение общей концентрации раствора приводит к большему поглощению однокзарядных, а при ее уменьшении — двузарядных катионов.

4. Энергия поглощения ионов возрастает с увеличением валентности, а внутри одновалентных ионов она растет с увеличением атомной массы. В соответствии с этим имеется следующий ряд поглощения: ${}^7\text{Li} < {}^{23}\text{Na} < {}^{18}\text{NH}_4^+ < {}^{39}\text{K} < {}^{89}\text{Rb} < {}^{24}\text{Mg} < {}^{40}\text{Ca} < {}^{27}\text{Al} < {}^{56}\text{Fe}$ (NH_4^+ — исключение: имея меньшую массу OH , занимает третье место после натрия).

5. Реакции обмена протекают с большой скоростью, которая зависит от неоднородности состава почвенного поглощающего комплекса и катионов. Прочнее закрепляются и медленнее вытесняются катионы, обладающие большей энергией, т.е. двух- и трехвалентные по сравнению с одновалентными. Если насыщенность ППК тем или иным катионом выше, то он легче переходит в раствор. Труднее вытесняются катионы, поглощенные интрамицеллярно, чем экстрамицеллярно. Интрамицеллярный обмен происходит при наличии глинистых минералов с трехслойной кристаллической решеткой, которая может расширяться при увлажнении и внутрь которой вместе с водой проникают катионы (монтмориллонит, мусковит, иллит и др.). При сокращении решетки они оказываются замкнутыми внутри нее. Происходит *необменное* поглощение катионов. Оно проявляется для

всех катионов, особенно калия и аммония. Чаще необменное поглощение возрастает при поверхностной заделке аммиачных и калийных удобрений и меньше проявляется при их заделке в постоянно влажные слои почвы.

Биологическая поглощительная способность присуща корневым системам и населяющим почву низшим растениям и микроорганизмам. Все вещества, вошедшие в состав их тел и необходимые для их жизнедеятельности, тем самым уже предохраняются от выщелачивания из почвы. Она может быть как положительной, так и отрицательной. Положительным является связывание нитратов, не усвоенных растениями. На примере нитратов обнаруживается и отрицательное проявление биологического поглощения. Если внести в почву солому, то проявится азотное голодание растений, так как солома вызывает сильное размножение микробов, разлагающих клетчатку и отнимающих нитраты у высших растений. Вообще биологическая поглощительная способность характеризуется высокой избирательной способностью почвенной биоты и корневой системы растений к элементам питания.

Емкость катионного обмена и состав обменных катионов в разных почвах

Емкостью поглощения или емкостью катионного обмена (ЕКО) называется общее количество катионов, которое может быть вытеснено из почвы. ЕКО характеризует физико-химическую поглощительную способность почв и зависит от минералогического и гранулометрического состава почв, а также от содержания в них гумуса. Емкость поглощения колеблется в широких пределах: она выше в суглинистых почвах, чем в песчаных, и выше в черноземах, чем в дерново-подзолистых (табл. 31).

Органическая часть почвы обладает более высокой поглощительной способностью, чем минеральная. Поэтому несмотря на то что в составе мелкодисперсной фракции преобладают минеральные коллоиды, ЕКО тем выше, чем больше в почве гумуса, а увеличение гумусированности почвы не влияет на емкость поглощения минеральной части (табл. 32, опыт БГСХА). Емкость катионного обмена возрастает также в условиях нейтральной и щелочной реак-

ции, когда сильнее проявляется отрицательный заряд ацидоидов и может меняться в зависимости от энергии катиона вытеснителя.

Таблица 31

Емкость поглощения у разных почв и содержание гумуса (по Н.П. Ремезову)

Почва	Содержание, %			Емкость по- глощения катионов, мэкв/100 г почвы	Содержание поглощенных катионов, мэкв/100 г почвы		
	гумуса	минеральных час- тиц диаметром			Ca ⁺ + Mg ⁺	Na ⁺	H ⁺
		0,0002– 25 мм	0,00025– 0,001 м				
Дерново-под- золистая	2,5	2	—	15	8	—	7
Серая лесная	3,0	5	4	20	16	—	4
Чернозем:							
выщелочен- ный	8,0	15	5	50	40	—	10
мощный	10	5	10	65	60	—	5
обыкновен- ный	6,0	5	10	36	31	2	2
южный	4,5	5	10	30	28	2	—
Каштановая	2,5	3	5	27	25	2	—
Серозем	1,0	3	5	15	14	1	—

Таблица 32

Емкость поглощения и ее структура в дерново-подзолистой легкосуглинистой почве при разном содержании гумуса, мэкв/100 г почвы (А.И. Горбылева)

Вариант опыта	Гумус, %	Емкость поглощения		
		общая	минеральной части	органической части
Без удобрений	1,4–1,8	15,0	10,6	4,4
Навоз + NPK		16,6	11,2	5,4
Без удобрений	3,5–4,0	31,3	13,0	18,3
Навоз + NPK		34,6	11,2	23,4

Различные почвы отличаются не только по ЕКО, но и по составу поглощенных катионов. Он разнообразен: все почвы содержат в поглощенном состоянии почти все катионы, среди них больше катионов кальция, магния, калия, аммония, присутствуют микроэлементы, катионы водорода и алюминия.

Общее содержание поглощенных катионов оснований (кроме H^+ и Al^{3+}) называют *суммой обменных оснований*. На их долю в черноземах приходится до 80–90%; в дерново-подзолистых почвах и красноземах иногда 50% и более от ЕКО приходится на ионы водорода и алюминия. В солонцах и солончаках наряду с кальцием и магнием в поглощенном состоянии присутствует натрий.

Сумма обменных оснований (S), выраженная в процентах от общей емкости катионного обмена (ЕКО), называется степенью насыщенности основаниями (V), которую определяют по формуле

$$V = \frac{S}{\text{ЕКО}} \cdot 100 (\%).$$

По этому показателю почвы делятся на насыщенные ($V > 80\%$) и ненасыщенные ($V 50\text{--}70\%$) основаниями.

Наилучшие условия для растений создаются при V в пределах 80–90% от ЕКО. При этом, однако, важны уровни насыщения ППК отдельными обменными катионами, особенно кальцием, магнием и калием. Уровни определяются так же, как и степень насыщенности основаниями. Например, степень насыщенности кальцием определяется по формуле

$$Ca = \frac{Ca}{\text{ЕКО}} \cdot 100 (\%),$$

где Ca — содержание обменного кальция в ППК, мэкв/100 г почвы.

Поглощение почвой анионов

Поведение в почве анионов определяется зарядом коллоида, строением и свойствами ППК, реакцией среды, природой аниона. По способности к поглощению анионы располагаются в следующий ряд: $Cl^- < NO_3^- < SO_4^{2-} < CO_3^{2-} < PO_4^{3-} < SiO_4^{4-}$.

Азотная и соляная кислоты не образуют нерастворимых соединений ни с одним из встречающихся в почве катионов, для них характерна отрицательная физическая сорбция, что сопровождается вымыванием их из верхних в нижние слои почвы. Большой беды в удалении из почвы хлора нет, так как для некоторых ценных растений он даже вреден (гречиха, лен-долгунец, картофель), но вместе с ним вымывается сопровождающий катион, потеря которого нежелательна (кальций, калий, аммоний). Выше отмечалось, что закрепление этих анионов обязано биологической поглотительной способности почвы.

Анионы SO_4^{2-} и CO_3^{2-} со всеми встречающимися в почве катионами образуют легкорастворимые соли, кроме кальция. При их взаимодействии происходит химическое поглощение этих анионов и кальция, сопровождающееся образованием слабо-растворимых солей CaSO_4 и CaCO_3 , переходящих в твердую фазу почвы.

По Н.И. Горбунову, для поглощения фосфат-ионов можно выделить следующие виды:

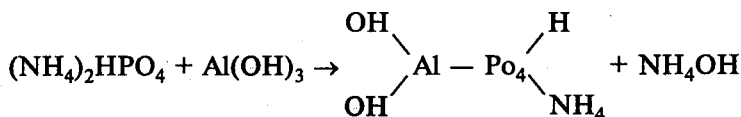
1) образование малорастворимых фосфатов при взаимодействии растворимых фосфатов с солями почвенного раствора (химическое поглощение);

2) образование слабо-растворимых фосфатов с катионами поглощающего комплекса (с кальцием, магнием);

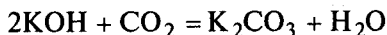
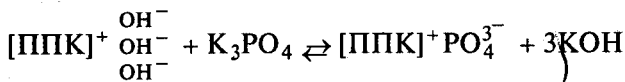
3) поглощение фосфат-ионов при взаимодействии с минералами-солями (гипсом, кальцитом, доломитом);

4) необменное поглощение фосфат-ионов глинистыми и неглинистыми алюмо- и феррисиликатами на их внешней поверхности (иногда на внутренней);

5) поглощение фосфат-ионов гидроксидами железа и алюминия по схеме



6) обменная сорбция на положительно заряженных участках коллоидной мицеллы:



7) механический захват фосфат-ионов аморфным кремнеземом — процесс окклюдирования.

Таким образом, фосфатный режим в почве характеризуется наличием соединений разной степени доступности для растений. Особенно мало доступных соединений при кислой реакции среды, малом содержании органического вещества и высоком содержании полуторных оксидов. Снижение доступности приводит к накоплению фосфора в почвах, который со временем под влиянием разных факторов (особенно биологического) может переходить снова в доступный.

Кислотность и щелочность почв

Кислотность или щелочность водного раствора, в том числе почвенного, определяется соотношением ионов H^+ и гидроксидов OH^- . Концентрацию ионов водорода принято выражать символом pH , который обозначает отрицательный логарифм концентрации ионов водорода. Связь между концентрацией ионов водорода и значением pH показана в табл. 33.

Таблица 33

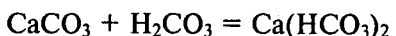
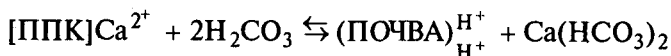
Значение pH и реакции среды

Концентрация H^+ ионов, г/л	10^{-3}	10^{-4}	10^{-5}	10^{-6}	10^{-7}	10^{-8}	10^{-9}	10^{-10}	10^{-11}
pH	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Реакция среды	кислая		слабокислая		нейтральная	слабощелочная		щелочная	

Кислотность почв. Носителем кислотности могут быть почвенный раствор и почвенные коллоиды. Кислотность обусловли-

вается наличием ионов водорода и алюминия в почвенном растворе и в поглощающем комплексе. В зависимости от места нахождения этих ионов она делится на два вида: актуальную (активную) и потенциальную (скрытую), которая, в свою очередь, подразделяется на обменную и гидролитическую.

Актуальная кислотность — кислотность почвенного раствора, обусловленная повышенной концентрацией ионов водорода по сравнению с ионами гидроксидов. Она определяется наличием в нем водорастворимых кислот — щавелевой, лимонной, фульвокислот, гидролитических кислых солей, а прежде всего угольной кислоты. Всегда образующаяся в почвенном растворе в результате биологической деятельности угольная кислота диссоциирует на ионы H^+ и HCO_3^- и раствор становится кислым из-за повышения концентрации ионов H^+ . Для большинства почв реакция почвенного раствора pH колеблется от 4 до 8. Она зависит от состава катионов поглощающего комплекса. Если почва насыщена катионами кальция и магния и в ней появляются карбонаты этих металлов, то в почве образуются растворимые бикарбонаты кальция и магния:



Реакция pH в этом случае устанавливается в пределах 7–8, т.е. близка к нейтральной или щелочной среде (табл. 34). Эта реакция характерна для обыкновенных и мощных черноземов. В почвах таежно-лесной зоны, в том числе и в почвах Беларуси, в составе поглощенных катионов значительное место занимают водород и алюминий при невысоком содержании кальция и магния. Поэтому в почве будет накапливаться свободная угольная кислота, кроме того, в почве могут быть растворимые кислоты и гидролитически кислые соли алюминия:



Реакция pH изменяется в пределах 4,7–7,0. Для большинства дерново-подзолистых, торфяно-болотных почв она колеблется в пределах 4,0–5,5.

Таблица 34

Уровни кислотности и щелочности почв

Почвы	pH	Кислотность или щелочность почв
Болотные, болотно-подзолистые, красноземы, тропические	< 4,5	Сильнокислая
Подзолистые, дерново-подзолистые, красноземы, тропические	4,6–5,0	Кислая
То же	5,1–5,5	Слабокислая
Окультуренные дерново-подзолистые и красноземы, серые лесные	5,6–6,0	Близкая к нейтральной
Серые лесные, черноземы	6,1–7,1	Нейтральная
Черноземы южные, каштановые, сероземы с признаками солонцеватости	7,2–7,5	Слабощелочная
Солонцы, солончаки	7,6–8,5	Щелочная
Содовые солонцы, солончаки	> 8,5	Сильнощелочная

Примечание. Для кислых почв — вытяжка 1М KCl, для щелочных — водная.

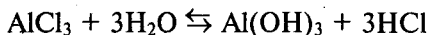
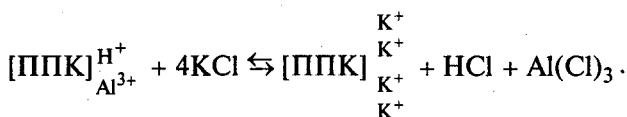
Актуальная кислотность может быть выражена символом pH (pH_{H_2O}) и в миллиэквивалентах (мэкв) на 100 г почвы.

Она имеет большое значение в жизни растений и микроорганизмов, которые испытывают на себе ее постоянное воздействие.

Для большинства культурных растений оптимум pH почвенного раствора находится в пределах 5,5–6,5–7,0, и только люпин, чайный куст предпочитают кислую реакцию. Эта кислотность легко изменяется от многих факторов и стабильность ее определяется буферными свойствами почвы. Актуальная кислотность тесно связана с потенциальной, по сравнению с которой она невелика, но более динамична.

Потенциальная кислотность — кислотность твердой фазы почвы. Она обусловлена наличием ионов водорода и алюминия в ППК в обменном состоянии.

Обменная кислотность обусловлена наличием в поглощенном состоянии ионов водорода и алюминия, способных обмениваться на катионы нейтральных солей, например хлорида калия. Эту реакцию можно представить так:



Многие исследователи считают, что соотношения между обменными ионами водорода и алюминия зависят от генезиса почв, состава ППК. В почвах, богатых органическим веществом, обменная кислотность обусловлена главным образом ионами водорода, а бедные гумусом минеральные почвы содержат преимущественно обменный алюминий. Особенно много его обнаруживается в почвах влажного субтропического и тропического климата, формирующихся на аллитной коре выветривания.

Источником обменного алюминия считают алюминий кристаллической решетки глинистых минералов и несиликатные формы гидроксидов алюминия, мобилизуемых органическими кислотами, а также внедряющихся в диффузный слой почвенных коллоидов.

Источником обменного водорода являются органические кислоты, образующиеся в процессе гумусообразования, и угольная кислота.

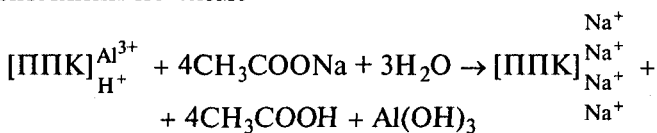
Обменная кислотность наиболее ярко выражена в подзолистых и красноземных почвах (рН 3–4). Она не проявляется или слабо проявляется в оподзоленных и выщелоченных черноземах, а в почвах с нейтральной или щелочной реакцией не обнаруживается и не определяется. Для пахотного слоя дерново-подзолистых почв рН солевой вытяжки колеблется от 4 до 6, а в хорошо окультуренных почвах повышается до 6,0–6,5.

У почв с повышенной обменной кислотностью неблагоприятные агрономические свойства, которые могут быть улучшены известкованием и внесением достаточного количества органических удобрений. Установлено, чем выше кислотность, тем больше в ней содержится подвижного алюминия, вред от которого часто больше, чем от кислотности. Подвижный алюминий появляется реже на почвах с высокой емкостью поглощения, чем на почвах с малой емкостью при одном и том же значении рН.

Обменная кислотность регулирует реакцию почвенного раствора. Она подкисляет нейтральный почвенный раствор или увеличивает актуальную кислотность благодаря взаимодействию твердой фазы почвы с катионами растворимых солей, образующихся при минерализации органических веществ, или с катионами вносимых в почву минеральных удобрений, которые вытесняют обменно поглощенные ионы водорода и алюминия в раствор. При определении обменной кислотности одновременно устанавливают и актуальную кислотность. Выражают обменную кислотность так же, как и актуальную, т.е. в миллиэквивалентах на 100 г почвы и величиной pH_{KCl} вытяжки ($pHKCl$).

Исследованиями В.А. Чернова, Н.П. Ремезова, Г. Дайкухара показано, что обменная кислотность — только часть потенциальной, так как при обработке почвы нейтральными солями вытесняются не все поглощенные ионы водорода.

Гидролитическая кислотность (Нг) определяется наличием в почве поглощенных ионов водорода и алюминия, способных обмениваться на катионы гидролитически щелочных солей. Для ее определения используют 1М раствор CH_3COONa с pH 8,2. Катионы натрия вытесняют из поглощающего комплекса водород и алюминий по схеме



Поскольку при однократной обработке раствором вся гидролитическая кислотность не извлекается, в расчеты вводят коэффициент 1,75 на неполноту вытеснения. В этом случае определяется вся кислотность почвы, как актуальная, так и потенциальная, поэтому уровень гидролитической кислотности значительно больше обменной.

Гидролитическая кислотность является первой формой кислотности, появляющейся при обеднении почвы основаниями. Собственно она (при отсутствии обменной) не вредна для растений, но важна для установления доз извести при известковании и при определении границы эффективности фосфоритной муки.

Гидролитическая кислотность имеется в большинстве черноземов (за исключением южных), в то время как обменная кислотность в них отсутствует. В дерново-подзолистых почвах ее уровень может быть значительным при сильно выраженной обменной кислотности, и в этих почвах она характеризует ненасыщенность почв основаниями. Этот показатель обязательно нужно учитывать при определении потребности почв в известковании, так как при равных значениях Нг в почве может быть разное количество оснований (табл. 35).

Таблица 35

Связь между величинами S, Нг, и V

Почвы	Сумма обменных оснований (S)	Гидролитическая кислотность (Нг)	Степень насыщенности основаниями (V)
	мэкв/100 г почвы		%
№ 1	3	3	50,0
№ 2	13	3	81,5
№ 3	10	6	62,5

Если обратить внимание только на гидролитическую кислотность, то можно сделать вывод о том, что почвы № 1 и № 2 должны получить одинаковые дозы извести. Однако величина V свидетельствует о том, что почву № 2 можно не известковать. Почва № 3 нуждается в известковании сильнее, чем № 2, но несколько слабее, чем № 1, где оснований меньше. Кроме того, при определении степени нуждаемости почв в известковании нужно учитывать обменную кислотность (pH_{KCl}) и гранулометрический состав почв (табл. 36).

Гидролитическую кислотность выражают в миллиэквивалентах на 100 г почвы и используют для определения полных доз извести.

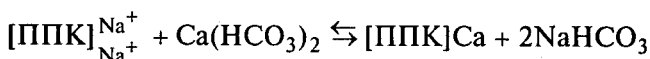
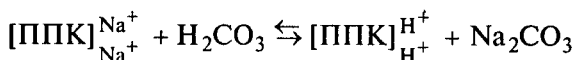
Щелочность почвы. Различают актуальную и потенциальную щелочность. *Актуальная щелочность* обусловлена наличием в почвенном растворе гидролитически щелочных солей: карбонатов и гидрокарбонатов калия и натрия, кальция и магния (Na_2CO_3 , $NaHCO_3$, $Ca(HCO_3)_2$, $Mg(HCO_3)_2$). Эти виды щелочности различаются по граничным значениям pH.

Таблица 36

Определение степени нуждаемости почв в известковании

pH солевой вытяжки	Степень насыщенности основаниями, %		Степень кислотности почв	Очередность известкования	Примечание
	легкие почвы	тяжелые почвы			
4,5	—	—	Сильная	1	Почвы известкуются при всех условиях
4,6–5,0	—	—	Средняя	2	
5,1–5,5	65	75	Средняя	2	
5,1–5,5	65	75	Слабая	3	Почвы известкуются при наличии требовательных к реакции растений
5,5	—	—	Близкая к нейтральной	4	Выборочно поддерживающее известкование

Потенциальная щелочность обусловлена наличием поглощенного натрия и проявляется при взаимодействии с угольной кислотой:



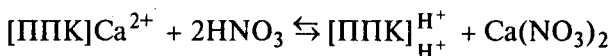
Как и кислотность, щелочность почв выражается в миллиэквивалентах на 100 г почвы и ее принято оценивать по значению актуальной кислотности, которая определяется в водной вытяжке.

Щелочная реакция неблагоприятна для большинства растений, а почвы приобретают неблагоприятные физические и химические свойства. При pH 9–10 они отличаются твердостью в сухом, вязкостью и липкостью во влажном состоянии. Щелочность почв характерна для солонцов, каштановых почв, сероземов, засоленных почв. Устраняют щелочность гипсованием, которое проводится при содержании более 10% поглощенного натрия от емкости катионного обмена.

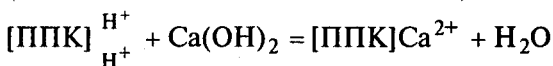
Буферность почвы

Буферностью называется способность почвы противостоять сдвигу реакции почвенного раствора под воздействием разных факторов в сторону кислого или щелочного интервала. Она определяется находящимися в почвенном растворе угольной кислотой и ее солями, органическими кислотами и их солями и в основном зависит от свойств твердой фазы. Среди этих свойств главными являются количество и состав почвенных коллоидов, состав обменных катионов и емкость поглощения.

Обменные основания не дают сдвигаться реакции в сторону кислого интервала:



Потенциальная кислотность является буфером против подщелачивания:



Буферная способность сильнее выражена в почвах, богатых органическим веществом. Очень низкой буферностью обладают дерново-подзолистые супесчаные и песчаные почвы, более высокой — суглинистые. В общем она наиболее высокая в черноземах, так как от других почв они отличаются высоким содержанием гумуса, насыщенностью основаниями при высокой емкости поглощения.

Буферность почв является одним из элементов почвенного плодородия, и это свойства необходимо учитывать при проведении химических мелиораций (известкования, гипсования), при выборе доз и сроков внесения удобрений. На почвах с низкой буферностью, отличающихся низкой емкостью поглощения, их надо вносить малыми дозами, так как может резко сдвинуться реакция, что вредно для растений.

Буферная способность дерново-подзолистых почв повышается после внесения извести, органических удобрений и при посеве бобовых культур. Комплекс этих мер нейтрализует почвен-

ную кислотность, повышает емкость поглощения и насыщенности почв основаниями, в результате чего в почвах повышается биологическая активность, улучшаются их агрофизические свойства и питательный режим.

Глава 10

СТРУКТУРА ПОЧВЫ

Механические элементы почвы могут быть как обособленными друг от друга, так и склеенными в комочки, различные по форме и размеру. Эти комочки называются структурными отдельностями или агрегатами. Способность же почвы распадаться на агрегаты называется ее структурностью, а совокупность различных агрегатов — почвенной структурой. Структура почвы — очень важный показатель, характеризующий ее плодородие. Влияя на многие свойства почвы, она во многом определяет урожайность сельскохозяйственных культур.

Способы оценки структурного состояния почвы

В почвоведении структура почвы рассматривается, с одной стороны, как ее морфологический признак, а с другой — как агрономическая характеристика. С точки зрения морфологии почвенная структура и ее классификация подробно изложены в гл. 4. С агрономической точки зрения ее роль в формировании агрофизических свойств почвы зависит от размера, формы, прочности и особенности сложения структурных отдельностей. В зависимости от размера структурные отдельности подразделяются на микро- ($< 0,25$ мм), мезо- ($0,25-10$ мм) и макроагрегаты (> 10 мм). Наиболее ценными являются мезоагрегаты, т.е. агрегаты размером $0,25-10$ мм. При этом почва считается хорошо оструктуренной, если содержание в ней мезоагрегатов превышает 55%, а сами мезоагрегаты являются устойчивыми к механическому разрушению. От последнего во многом зависит способность почвы сохранять агрофизические свойства в благоприятном для растений состоянии при ее увлажнении и многократных обработках.

Для более точной оценки структурного состояния почвы можно воспользоваться шкалой, которую предложили С.И. Долгов и П.У. Бахтин (табл. 37).

Таблица 37

Оценка структурного состояния почвы

Содержание агрегатов 0,25—10 мм, % от массы воздушно-сухой почвы		Оценка структурного состояния
сухое просеивание	мокрое просеивание	
> 80	> 70	Отличное
80–60	70–55	Хорошее
60–40	55–40	Удовлетворительное
40–20	40–20	Неудовлетворительное
< 20	< 20	Плохое

Кроме того, введено понятие коэффициента структурности почвы. Под этим коэффициентом понимают отношение процентного содержания в почве мезоагрегатов (т.е. агрегатов размером от 0,25 до 10 мм) к суммарному процентному содержанию структурных отдельностей менее 0,25 мм и более 10 мм. Чем больше коэффициент структурности, тем лучше структура почвы.

Если агрегаты почвы неустойчивы к механическому разрушению, то при интенсивных обработках, во время дождей или при поливах структурные отдельности разрушаются. Почва при этом переуплотняется, ухудшаются ее водный и воздушный режимы.

Очень важно, чтобы водопрочные агрегаты имели рыхлое сложение, хорошо впитывали воду, легко отдавали ее растениям и микроорганизмам. Если же агрегаты плотные, то микроорганизмы и корневые волоски растений проникают в них с трудом, что в конечном итоге затрудняет поступление влаги в растения, снижает биологическую активность почвы, приводит к уменьшению урожайности полевых культур.

Если в почве содержится достаточно много мезоагрегатов с рыхлой упаковкой, то создается благоприятное для растений сочетание капиллярных и некапиллярных пор. При этом некапиллярные поры располагаются главным образом между структурными отдельностями, а капиллярные — внутри них (рис. 13). Такие почвы благодаря крупным порам хорошо поглощают влагу,

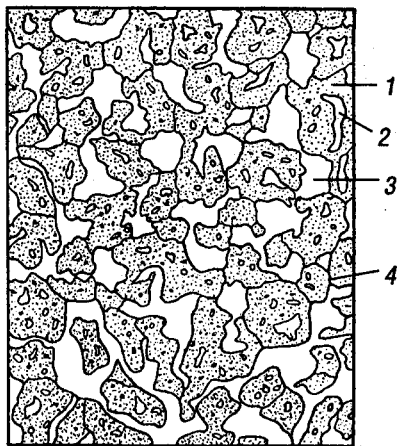


Рис. 13. Пористость культурной структурной почвы
(по Н.А. Качинскому):

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

которая не только передвигается вниз, но и впитывается в тонкие поры, находящиеся внутри агрегатов. При этом пустоты между агрегатами заполняются воздухом. Вследствие этого хорошо оструктуренные почвы отличаются благоприятными водным и воздушным режимами. Хорошая аэрация и достаточные запасы доступной для растений влаги способствуют развитию растений и высокой биологической активности почвы.

Если в бесструктурной почве элементарные частицы находятся в обособленном друг от друга состоянии (например, как песок или пыль), то она называется бесструктурной раздельно-частичной. Если же почва не распадается на агрегаты, а разламывается на более крупные бесформенные глыбы, ее считают бесструктурной массивной. При тяжелом гранулометрическом составе в бесструктурной или плохо оструктуренной почве вода из-за отсутствия крупных пор поглощается очень медленно и ее

значительная часть стекает по склонам вниз. На такой почве поверхностный сток талой воды и ливневых дождей может достигать 70–90%, что приводит к смыву мелких пылевато-илистых частиц, которые свободно переходят во взвешенное состояние и передвигаются вместе с водой. На хорошо оструктуренной почве поверхностный сток формируется значительно реже, а смыв пылевато-илистых частиц почти не наблюдается.

Кроме того, в тяжелой бесструктурной почве значительное количество влаги теряется за счет повышенного испарения. В такой почве растения могут страдать как от избытка влаги, так и от ее недостатка. Из-за отсутствия пор аэрации в ней часто начинают развиваться анаэробные процессы, в результате которых накапливаются вредные для растений закисные формы железа и марганца, создается неблагоприятный питательный режим, возникает потеря азота вследствие денитрификации. В связи с повышенной плотностью сложения подобная почва отличается высокой связностью и большим удельным сопротивлением при обработке.

Структурные почвы обычно представлены комочками различной величины. В связи с этим введено понятие их структурного состава, под которым понимают процентное содержание в почве агрегатов различного размера. Структурный состав дерново-подзолистой почвы, занятой в сельскохозяйственном производстве, приведен в табл. 38.

Таблица 38

Структурный состав (%) пахотного слоя дерново-подзолистой суглинистой почвы в посевах льна-долгунца (А.В. Калиновский и др.)

Система удобрений	Размер агрегатов, мм								
	> 10	10–7	7–5	5–3	3–1	1–0,25	0,5–0,25	< 0,25	> 0,25
Без удобрений	11,3	13,6	10,0	12,2	15,4	5,2	5,6	26,7	73,3
Минеральная	7,0	16,6	10,9	13,5	18,6	4,0	5,3	24,1	75,9
Навозно-минеральная	5,2	15,2	11,1	14,1	19,6	6,6	5,7	27,5	77,5

Факторы образования структуры почвы

Образование почвенной структуры происходит под воздействием физических, физико-химических, химических и биологических факторов.

К *физическим факторам* относятся, например, иссушение и увлажнение почвы, замерзание и оттаивание почвенной влаги, давление корней растений, рыхлящая деятельность животных, механическая обработка почвы.

Известно, что почва при увлажнении набухает, а при высыхании дает усадку и растрескивается. Кроме того, находящаяся в почве вода при низких температурах замерзает. При этом она расширяется и оказывает большое давление на стенки почвенных комков, сжимая участки с незамерзшей водой. Такое сжатие неравномерно, поэтому при оттаивании почва начинает крошиться по линиям наименьшего сопротивления. Наибольшее крошение наблюдается при влажности почвы, близкой к 90% от ее полной влагоемкости. Сухая почва при промерзании не растрескивается. Если же промерзает переувлажненная почва, то после оттаивания она часто приобретает полужидкую консистенцию и теряет свою структуру.

Механическая обработка почвы может способствовать как образованию отдельностей, так и их разрушению. В связи с этим важно, чтобы обработка почвы происходила в состоянии ее физической спелости, при которой она хорошо крошится, не рассыпается и не образует глыбистых агрегатов.

К *физико-химическим факторам* образования почвенной структуры относят коагуляцию почвенных коллоидов и их цементирующее воздействие.

Основными катионами, вызывающими необратимую коагуляцию почвенных коллоидов, являются Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} и Al^{3+} . При насыщении ими коллоидов образуются структурные отдельности, устойчивые к размывающему действию воды. Если же почвенный поглощающий комплекс насыщен катионами Na^+ , то необратимой коагуляции коллоидов не происходит. В этом случае формируются очень непрочные агрегаты.

В образовании водопрочной структуры большую роль играют и минеральные, и органические коллоиды. Тем не менее следует

отметить, что почвенные частицы особенно прочно скрепляются в структурные отдельности с помощью гумуса (органических коллоидов). Без него, только за счет минеральных коллоидов, водопрочной структуры не будет. Из минеральных коллоидов наибольшее значение в создании устойчивой структуры имеют глинистые минералы, минералы монтмориллонитовой группы, гидрооксиды железа и алюминия.

К *химическим факторам* формирования структурных отдельныхностей относится образование в почве различных соединений, которые плохо растворяются в воде и которые, попадая в поры внутри комков, цементируют их. Такие агрегаты имеют меньшую ценность, так как значительная часть их пор может быть заполнена цементирующим веществом. К химическим факторам относят, например, склеивающую роль соединений железа, которая может проявиться в почвах с временным избыточным увлажнением. Известно, что при избыточном увлажнении в почве начинают протекать восстановительные процессы, сопровождающиеся образованием большого количества соединений закисного железа. Эти соединения, будучи хорошо растворимыми, проникают с водой в почвенные комочки и пропитывают их. При устранении избыточного увлажнения в почве развиваются окислительные процессы и растворимые вещества закисного железа превращаются в нерастворимые соединения окисного железа. Именно они и цементируют почвенные агрегаты.

Биологические факторы представлены растительностью и населяющими почву живыми организмами. Среди них главную роль в оструктурировании почвы выполняют многолетние травы. Они имеют хорошую корневую систему, при гумификации которой образуются гумусовые вещества (органические коллоиды), связанные кальцием, обладающие, как уже отмечалось, большой склеивающей способностью.

Определенную роль в формировании агрономически ценной структуры выполняют дождевые черви. Они пропускают через кишечный тракт растительные остатки и частицы почвы и выделяют их в виде капролитов, обладающих большой устойчивостью к размывающему действию воды.

Способствуют образованию почвенной структуры и продукты жизнедеятельности микроорганизмов.

Все перечисленные факторы образования почвенной структуры очень динамичны, действуют в едином комплексе, и их разделение носит условный характер.

Таким образом, наиболее важными агротехническими мероприятиями, способствующими образованию почвенной структуры, являются рациональная система обработки почв с учетом их свойств и особенностей; обработка почв в состоянии их физической спелости; применение в достаточных количествах органических и минеральных удобрений; известкование кислых почв; правильное чередование культур в севообороте; посев многолетних трав; запрет бессистемного выпаса скота на пастбищных угодьях.

Глава 11

ФИЗИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВЫ

К показателям, характеризующим почву как физическое тело, относятся ее структура, общие физические и физико-механические, а также водные, воздушные и тепловые свойства.

Общие физические свойства

Основными физическими свойствами почвы являются плотность твердой фазы, плотность сложения и пористость.

Плотность твердой фазы. Почва состоит из твердой, жидкой, газообразной и живой фаз. Если условно исключить жидкую и газообразную составные части почвы, придать твердой фазе монолитное состояние и определить массу единицы ее объема, то это и будет плотность твердой фазы (удельная масса).

В лабораторных условиях плотность твердой фазы определяется пикнометрическим методом, при котором объем твердой фазы находят по массе воды, вытесненной навеской сухой почвы. При этом исходят из того, что при температуре 4°C 1 г воды занимает объем, равный 1 см^3 . Именно поэтому в практике поч-

воведения плотностью твердой фазы называют отношение массы сухой почвы к массе равного объема воды при температуре 4 °С.

Данный показатель измеряется в граммах на сантиметр кубический (г/см^3) и зависит от минералогического состава почвы и содержания в ней органического вещества. Минералы, входящие в состав почвы, отличаются различной удельной массой (от 2,1 до 5 г/см^3 и более). Соответственно, чем больше в почве тяжелых минералов, тем выше плотность ее твердой фазы. Что касается органического вещества, то его удельная масса (1,2–1,8 г/см^3) в 1,5–2 раза меньше, чем у минеральной части почвы. Поэтому почвы с большим содержанием органического вещества всегда отличаются меньшей плотностью твердой фазы.

В целом плотность твердой фазы — величина довольно стабильная и в минеральных горизонтах большинства почв находится в пределах 2,4–2,7 г/см^3 , в торфяных — 1,4–1,8 г/см^3 .

Плотность сложения почв. Сложение почвы определяется взаимным расположением ее частиц и комков. Плотностью сложения (или просто плотностью) почвы (d_s) называется масса единицы объема абсолютно сухой почвы в естественном состоянии. При ее определении учитывается не только объем твердой фазы почвы, но и объем пор. Как и плотность твердой фазы, она выражается в граммах на сантиметр кубический (г/см^3). У минеральных почв плотность колеблется от 0,9 до 1,8 г/см^3 , у торфяно-болотных — от 1,15 до 0,40 г/см^3 . Этот показатель довольно динамичен и зависит от минералогического состава почвы, размера почвенных частиц, содержания органического вещества, структурного состояния и пористости. Большое влияние на его значение оказывает обработка почвы. Как правило, наименьшую плотность почва имеет сразу же после культивации, которая способствует ее разрыхлению и увеличению объема пор. Со временем плотность увеличивается до состояния, которое называется равновесной плотностью. При таком состоянии плотность сложения почвы длительное время почти не изменяется, что в первую очередь объясняется равновесием сил, вызывающих уплотнение почвы и увеличение объема пор. Уменьшение плотности почвы может происходить в результате ее набухания при увлажнении и последующей усадки в засушливый период, замерзания и оттаивания воды в почве, развития корневой системы растений, дея-

тельности обитающих в почве животных, внесения органических удобрений.

Каждая сельскохозяйственная культура предъявляет свои требования к плотности почвы. Наиболее благоприятная для того или иного растения плотность сложения почвы называется *оптимальной*. Для большинства сельскохозяйственных культур она составляет 1,0–1,2 г/см³.

В целом для оценки плотности сложения почвы можно использовать данные, представленные в табл. 39.

Таблица 39

**Оценка плотности сложения (d_v) суглинистых
и глинистых почв (Н.А. Качинский)**

d_v , г/см ³	Оценка	d_v , г/см ³	Оценка
< 1,0	Почва вспушена или богата органи- ческим веществом	1,3–1,4	Пашня сильно уплотнена
1,0–1,1	Свежевспаханная почва	1,4–1,6	Типичные величины для подпахотных горизонтов (кроме черноземов)
1,2–1,3	Пашня уплотнена	1,6–1,8	Сильно уплотненные иллю- виальные горизонты

Плотность сложения почвы — не основной, но довольно важный показатель, характеризующий ее плодородие. От нее зависят водные, воздушные и тепловые свойства, развитие корневых систем растений, интенсивность микробиологических процессов, а в конечном итоге — урожайность сельскохозяйственных культур.

К основным агротехническим мероприятиям, направленным на достижение оптимальных параметров плотности сложения почвы, относятся ее глубокое рыхление и внесение органических удобрений.

Пористость почвы. Объем любой почвы можно разделить на две части: объем твердой фазы и объем пор, которые, в свою очередь, могут быть заполнены водой или воздухом. Суммарный объем всех почвенных пор называется пористостью (скважностью). Если бы почва не была пористой, то в ней не могли бы рас-

пространяться корни и отсутствовали вода и воздух, которые необходимы как для высших растений, так и для микроорганизмов. Пористость обычно выражают в процентах от объема почвы. Этот показатель весьма непостоянен. Он тесно связан с плотностью сложения, гранулометрическим составом и структурным состоянием почвы и находится в пределах 25–90%. Его максимальные значения (80–90%) характерны для торфяных горизонтов.

Общий объем пор (общая пористость) рассчитывают по формуле

$$P_{\text{общ}} = (1 - d_v/d) \cdot 100,$$

где d_v — плотность сложения почвы, г/см³; d — плотность твердой фазы, г/см³.

В структурных почвах поры располагаются как между агрегатами, так и внутри них, между элементарными почвенными частицами. При этом поры делятся на капиллярные и некапиллярные. Капиллярные поры — это поры, которые находятся между мельчайшими почвенными частицами и в которых вода передвигается под действием капиллярных сил. Некапиллярные поры расположены между структурными отдельностями или крупными механическими элементами. По порам вода под действием гравитационных сил может стекать в нижние горизонты и за пределы почвенного профиля, оставляя их заполненными воздухом. В связи с этим общую пористость почв принято подразделять на пористость аэрации и поры, заполненные водой. Объем пор, занятых водой (P_w), можно рассчитать по формуле

$$P_w = d_v \cdot W,$$

где d_v — плотность сложения почвы, г/см³; W — влажность почвы, %.

Пористость аэрации находят как разность между общей пористостью и объемом пор, занятых водой.

Что касается порозности отдельно взятого агрегата ($P_{\text{агр}}$, %), то ее рассчитывают по формуле

$$P_{\text{агр}} = (M_{\text{агр}}/V_{\text{агр}} \cdot d) \cdot 100,$$

где $M_{\text{агр}}$ — масса сухого агрегата, г; $V_{\text{агр}}$ — объем агрегата, см³; d — плотность твердой фазы, г/см³.

Таблица 81

**Физические свойства бурой полупустынной солонцеватой
супесчаной почвы (Л.П. Будина, В.А. Медведев)**

Глубина, см	Полевая влажность, %	Максимальная гигроскопичность, %	Плотность (d_v), г/см ³	Плотность твердой фазы (d), г/см ³	Пористость, %
0-8	1,3	2,7	1,58	2,59	39,0
20-25	2,5	6,1	1,45	2,59	44,1
40-45	2,0	2,6	1,40	2,62	46,5
70-75	2,5	3,5	1,55	2,66	41,7
100-108	1,1	2,5	1,67	2,62	36,2
150-158	1,2	4,8	1,65	2,64	37,5
200-205	1,4	4,5	1,55	2,59	40,1

Сельскохозяйственное использование бурых полупустынных почв из-за низкого естественного плодородия и дефицита влаги затруднено. Кроме того, для этой зоны, так же как и для зоны сухих степей, характерна комплексность почвенного покрова. Лучшими почвами являются лугово-бурые, но их немного. Такие почвы можно использовать для бахчевых, овощных и плодовых культур. Освоение под посев сельскохозяйственных культур требует орошения. Все другие мероприятия должны осуществляться в соответствии с зональными рекомендациями, предусматривающими предотвращение вторичного засоления, солонцевания и проявления ветровой эрозии.

Применение удобрений без полива неэффективно. Зона бурых полупустынных почв — зона пастбищного (в ряде районов — круглогодичного) животноводства, в первую очередь овцеводства.

Глава 23

СУБТРОПИЧЕСКИЙ (ТЕПЛЫЙ) ПОЯС

Субтропический пояс размещается в Северном и Южном полушариях. В пределах СНГ выделяют три области (или зоны), различающиеся по условиям увлажнения: 1) влажную область с красноземами и желтоземами влажных лесов; 2) ксерофитно-лесную

У хорошо и полностью оструктуренных почв суммарная пористость всех агрегатов ($P_{с. \text{ агр}}, \%$)

$$P_{с. \text{ агр}} = P_{\text{агр}} (100 - P_{\text{общ}}) / (100 - P_{\text{агр}}).$$

Что касается объема пор, расположенных между почвенными комками, то его рассчитывают как разность между общей порозностью и суммарной пористостью внутри агрегатов.

Если почва оструктурена не полностью и между ее агрегатами имеются не склеенные в комочки механические элементы, то при расчетах межагрегатной и внутриагрегатной пористостей необходимо делать поправку на содержание структурных отдельностей в общем объеме почвы.

Суммарная порозность, занятая водой, состоит из пор, заполненных прочносвязанной, рыхлосвязанной и капиллярной влагой, относительный объем которых можно рассчитать по следующим формулам.

Объем пор, занятых прочносвязанной водой ($P_{\text{МГВ}}, \%$):

$$P_{\text{МГВ}} = \text{МГВ} \cdot d_v / 1,5,$$

где МГВ — максимальная гигроскопическая влажность, %.

Объем пор, заполненных рыхлосвязанной водой ($P_{\text{РСВ}}, \%$):

$$P_{\text{РСВ}} = (B3 - \text{МГВ}) \cdot d_v / 1,25,$$

где B3 — влажность устойчивого завядания растений, %.

Объем пор, в которых находится капиллярная влага:

$$P_{\text{КПН}} = (HВ - B3) \cdot d_v,$$

где HВ — наименьшая влагоемкость, %.

Для оценки пористости почвы Н.А. Качинский предложил критерии, представленные в табл. 40. С агрономической точки зрения важно, чтобы почвы имели наибольшую капиллярную пористость, и при этом пористость аэрации в минеральных почвах составляла не менее 15%, а в торфяно-болотных — не менее 30% от их объема.

Как правило, в почвенном профиле более высокую пористость имеет верхний горизонт, который постоянно подвергается разрыхляющему действию корней и обитающих в почве животных. Вспашка, культивация и другие виды обработки увеличивают

Таблица 40

Оценка пористости почв (Н.А. Качинский)

Общая пористость в вегетационный период для суглинистых и глинистых почв, %	Качественная оценка пористости	Общая пористость в вегетационный период для суглинистых и глинистых почв, %	Качественная оценка пористости
> 70	Почва вспушена — избыточно пористая	50–40	Неудовлетворительная для пахотного слоя
65–55	Культурно-пахотный слой — отличная	40–25	Характерна для уплотненных иллювиальных горизонтов — чрезмерно низкая
55–50	Удовлетворительная для пахотного слоя		

пористость почвы. Однако со временем пашня под влиянием силы тяжести уплотняется и объем ее пор уменьшается. Поэтому важно, чтобы посев зерновых культур проводился после усадки почвы, в противном случае растения могут страдать от оголения узла кушения.

Физико-механические свойства

Характер и интенсивность ряда процессов, протекающих в почве, во многом зависят от ее физико-механических свойств, которые представлены пластичностью, липкостью, набуханием и усадкой, связностью, твердостью, сопротивлением при обработке. Они во многом определяют условия обработки почвы, энергетические затраты на проведение полевых работ и оптимальные сроки их выполнения.

Пластичность. Пластичностью называется способность влажной почвы под действием внешней силы изменять свою форму без образования трещин и сохранять ее после устранения механического воздействия. Пластичность характеризует степень подвижности механических элементов относительно друг друга. Она

обусловлена присутствием в почве илистых и коллоидных частиц и наличием вокруг них водных оболочек. Именно поэтому сухая почва пластичностью не обладает. С учетом влажности способность почвы изменять свою форму различна. В связи с этим в почвоведении выделяют два состояния почвы, характеризующих ее пластичность (пределы Аттерберга):

- верхний предел пластичности (предел текучести) — это абсолютная влажность почвы, при которой стандартный конус массой 76 г под действием силы тяжести погружается в почву на глубину 10 мм;
- нижний предел пластичности (предел раскатывания) — абсолютная влажность почвы, при которой ее образец можно раскатать в шнур диаметром 3 мм без образования в нем разрывов.

Разность между значениями верхнего и нижнего пределов Аттерберг предложил считать основным показателем, характеризующим способность почвы изменять свою форму, и назвал его *числом пластичности*. Оно показывает диапазон влажности, в пределах которого почва обладает пластичностью. Если влажность меньше нижнего предела, почва не пластична. Если выше верхнего, почва приобретает состояние текучести и также теряет способность изменять свою форму под действием внешних сил. Чем больше разность между верхним и нижним пределами, тем почва более пластична.

Этот показатель во многом зависит от гранулометрического состава. У глинистых почв он более 17. Суглинистые почвы характеризуются числами пластичности, которые находятся в пределах 17–7. У супесчаных почв значение данного показателя менее 7, а у песчаных равно нулю.

Основной причиной высокой пластичности тяжелых почв является не только большое содержание в них глинистых частиц, но и наличие водных оболочек вокруг почвенных частичек. Пластичность также зависит от состава поглощенных оснований, так как они во многом определяют степень гидратации почвы. По степени влияния на величину пластичности почв поглощенные катионы располагаются в такой последовательности: $\text{Na} > \text{Mg} > \text{Ca} > \text{K} > \text{NH}_4 > \text{H}$.

О степени гидрофильности глинистых частиц можно судить с помощью коэффициента гидрофильности (K_r):

$$K_r = W_e / M_c,$$

где W_e — верхний предел пластичности; M_c — содержание илистой фракции в почве, %.

На способность почвы изменять свою форму влияет и химический состав ее коллоидной части. Если в ее составе отношение $SiO_2 : R_2O_3$ меньше 2, пластичность отсутствует; с увеличением данного соотношения от 2 до 6–7 — возрастает.

Для характеристики активности коллоидных частиц почвы Ф. Скейлтон (1953) предложил показатель *коллоидной активности* (K_p):

$$K_p = W_n / M_c,$$

где W_n — нижний предел пластичности.

Пластичность почвы зависит от ее гумусового состояния. Чем больше в почве содержится гумуса, тем при более высокой влажности наступает нижний предел пластичности. Соответственно почва с более высоким содержанием гумуса в весенний период пригодна для обработки гораздо раньше, чем аналогичная малогумусированная почва.

Липкость. Это способность влажной почвы прилипать к поверхности различных тел. Она характеризуется силой, которую необходимо приложить для того, чтобы оторвать металлическую пластину от почвы. Количественно липкость почвы выражается в граммах на сантиметр квадратный ($г/см^2$).

Как и пластичность почвы, липкость зависит от ее влажности. Она обусловлена силами молекулярного сцепления, которые возникают между почвенными частицами, тонким слоем воды и поверхностью соприкасающегося предмета. Таким образом, решающая роль в проявлении липкости принадлежит тонкому слою слабосвязанной воды. Этот слой воды называется адгезионным, а сам процесс склеивания с его помощью почвенных частиц и различных предметов — *адгезией*. Чем тяжелее по гранулометрическому составу почва, тем сильнее она прилипает к твердым телам. Это объясняется тем, что более диспергированные почвы имеют большую удельную поверхность и соответст-

венно большую гидрофильность. Липкость возрастает также с увеличением содержания в почве органического вещества.

Значительное влияние на липкость почвы оказывает состав обменных катионов. Например, при насыщении почвенного поглощающего комплекса одновалентными катионами происходит диспергация коллоидных частиц и соответственно значительно увеличиваются адгезионные свойства почвы.

Н.А. Качинский предложил следующую классификацию почв в зависимости от их липкости: предельно вязкие ($> 15 \text{ г/см}^2$), сильно вязкие ($5\text{--}15 \text{ г/см}^2$), средние по вязкости ($2\text{--}5 \text{ г/см}^2$), слабо вязкие ($< 2 \text{ г/см}^2$).

С агрономической точки зрения липкость является неблагоприятным свойством, так как она значительно затрудняет обработку почвы. С этим показателем тесно связано такое состояние почвы, как физическая спелость, которая наступает, когда у почвы при ее обработке исчезает способность прилипать к почвообрабатывающим орудиям, и она начинает крошиться на комки. Влажность, при которой наступает состояние физической спелости, зависит от ее гранулометрического состава. При прочих равных условиях у песчаных и супесчаных почв состояние физической спелости наступает при более высокой влажности, чем у суглинистых и глинистых. Насыщение почвенного поглощающего комплекса катионами кальция и магния значительно снижает липкость почв, что способствует более ранней их обработке в весенний период. Состояние физической спелости наступает раньше и у высокогумусированных почв, отличающихся от почв с низким содержанием гумуса большей степенью оструктуренности.

Набухание. Это свойство почвы увеличивать при увлажнении свой объем. Оно выражается в процентах от исходного объема почвы и находится по формуле

$$V_{\text{наб}} = (V_1 - V_2) \cdot 100 / V_2,$$

где $V_{\text{наб}}$ — набухание почвы, %; V_1 — объем влажной почвы; V_2 — объем сухой почвы.

Набухание обусловлено способностью почвенных частиц сорбировать на своей поверхности влагу, а также гидратацией обменных катионов. Чем меньше размер частиц, из которых состоит почва, тем больше их суммарная поверхность и, следова-

тельно, выше их водоудерживающая способность и мощнее водная пленка, которую они могут создавать вокруг себя. Именно поэтому набухаемость зависит от содержания в почве коллоидов. При увлажнении сильно увеличивается объем тяжелых почв. При этом чем больше в почве минералов с расширяющейся решеткой, таких как монтмориллонит и вермикулит, тем больше ее набухание.

Большое влияние на способность почвы набухать оказывает состав обменных катионов. Чем больше в почвенном поглощающем комплексе содержится одновалентных катионов, особенно катионов натрия, тем сильнее набухает почва. Установлено, например, что коллоидные частицы, насыщенные натрием, могут поглощать воды в 10 раз больше, чем их объем. Именно поэтому солонцы, чей почвенный поглощающий комплекс богат этими катионами, очень сильно набухают во время дождей. Высокое давление, которое при этом возникает, приводит к выпячиванию почвенной массы и образованию своеобразного кочковатого микрорельефа.

Очень гидрофильными являются коллоиды органического происхождения. В связи с этим в почвах, плохо оструктуренных и насыщенных натрием, гумусовые вещества способствуют более высокой набухаемости. В хорошо оструктуренных почвах органические коллоиды, обволакивая почвенные комочки своеобразной пленкой, мешают проникновению в них воды и тем самым препятствуют увеличению объема минеральной части почвы.

Набухание является отрицательным свойством почвы, так как разделение почвенных частиц пленками воды может привести к разрушению структурных отдельностей и значительно ухудшить ее физические показатели.

Усадка. Это свойство влажной почвы уменьшать свой объем при высыхании. Она измеряется в процентах от исходного объема и зависит от тех же факторов, что и набухание. Большая усадка почвы — отрицательное явление, так как приводит к образованию трещин и разрыву корневой системы растений. При небольшой амплитуде набухания и усадки формируются мелкокомковатые структурные отдельности, способствующие улучшению водных и воздушных свойств почвы.

Связность почвы. Под связностью понимают способность почвы оказывать сопротивление силам, стремящимся разъединить ее частицы. Она обусловлена взаимным сцеплением механических элементов и выражается в килограммах на сантиметр квадратный (кг/см^2). Благодаря этому свойству почвенные частицы могут склеиваться в структурные отдельности. Этот показатель зависит от размера почвенных частиц, минералогического состава почвы, ее влажности, состава обменных оснований, содержания в почве органического вещества и различных клеящих компонентов. Обычно наибольшей связностью характеризуются глинистые почвы с высоким содержанием монтмориллонита. По мере уменьшения содержания в почве глинистых частиц и увеличения количества каолинита связность уменьшается.

Как правило, связность увеличивается по мере иссушения почвы и достигает максимального значения при влажности, близкой к влажности завядания.

С увеличением содержания в почве органического вещества связность у песчаных почв возрастает, у глинистых и суглинистых — снижается. Последнее объясняется в первую очередь образованием большего числа структурных отдельностей, а следовательно, снижением площади соприкосновения между почвенными частицами. Именно поэтому структурные почвы характеризуются меньшей связностью по сравнению с бесструктурными. Связность возрастает при насыщении почвы ионами натрия, который, как известно, приводит к диспергации почвенных частиц, увеличению их удельной поверхности и сил сцепления между ними.

Обычно высоко связные почвы могут хорошо противостоять проявлению водной и ветровой эрозии. Однако по мере увеличения связности почвы возрастают ее твердость и удельное сопротивление, а в конечном итоге — и затраты на ее обработку.

Твердость. Под твердостью понимают свойство почвы сопротивляться проникновению в нее твердого тела. Она обусловлена способностью почвы оказывать сопротивление силам, направленным на ее сжатие и разрыв во время расклинивания. Твердость измеряется с помощью специальных приборов — твердомеров и изменяется от 5 до $60\text{--}70 \text{ кг/см}^2$ и более. Зависит она от тех же факторов, что и связность. Ее максимальное значение ха-

рактерно для слитых почв и солонцов, находящихся в сухом состоянии.

Сопротивление при обработке. От этого показателя зависит сила тяги, необходимая для обработки почвы. Сопротивление почвы при обработке учитывается при конструировании почвообрабатывающей техники и определении норм выработок сельскохозяйственных агрегатов. Рассчитать его можно по формуле

$$C = K \cdot H \cdot B,$$

где K — удельное сопротивление почвы, кг/см^2 ; H — глубина вспашки, см; B — ширина захвата, см.

При этом удельным сопротивлением почвы называется усилие, которое затрачивается при ее вспашке на подрезание почвенного пласта, его оборот и трение о рабочую поверхность. В целом оно колеблется от 0,2 до 1,2 кг/см^2 и зависит от гранулометрического состава почвы, ее влажности, плотности сложения, твердости, состава обменных катионов, содержания органического вещества, особенностей возделываемых культур. Например, у дерново-подзолистых супесчаных почв значение данного показателя составляет около 0,18 кг/см^2 , у суглинистых — от 0,27 до 0,48 кг/см^2 и у глинистых почв — около 0,68 кг/см^2 . При этом максимальное удельное сопротивление наблюдается у почв, влажность которых близка к влажности устойчивого завядания, а минимальное — при их средней влажности. При влажности почвы в пределах 30–70% от общей влагоемкости удельное сопротивление почвы тесным образом зависит от ее твердости.

При прочих равных условиях хорошо оструктуренные почвы оказывают значительно меньше сопротивления обработке, чем их бесструктурные аналоги. Возрастает сопротивление почвы и при насыщении почвенного поглощающего комплекса катионами натрия.

У целинных почв и почв, длительное время находившихся под многолетними травами, удельное сопротивление почти в 1,5 раза выше, чем у старопахотных, а под пропашными культурами — значительно меньше, чем под культурами сплошного сева. При этом с увеличением содержания в почве гумуса значение данного показателя снижается.

С физико-механическими свойствами почвы тесно связана ее *спелость*. Различают физическую и биологическую спелость почвы. Физической спелостью называется состояние почвы, при котором она оказывает наименьшее сопротивление обрабатывающим орудиям, хорошо крошится и образует максимальное количество мезоагрегатов. Влажность физически спелой почвы колеблется от 60 до 90% от наименьшей влагоемкости. Она зависит от гранулометрического состава. У песчаных и супесчаных почв состояние физической спелости наступает при более высокой влажности, чем у суглинистых и глинистых. Насыщение почвенного поглощающего комплекса катионами кальция и магния значительно снижает липкость почв, что способствует более ранней их обработке в весенний период. Состояние физической спелости наступает раньше и у высокогумусированных почв, отличающихся от почв с низким содержанием гумуса большей степенью оструктуренности.

Под биологической спелостью понимают такое состояние почвы, при котором почвенные микроорганизмы начинают активно содействовать освобождению продуктов питания для растений.

Регулирование физических и физико-механических свойств

Многие агрофизические свойства почвы довольно динамичны и их можно регулировать с помощью агротехнического, биологического и химического воздействия. Эффективность обработок почвы во многом зависит от ее влажности. Она должна обрабатываться в состоянии физической спелости. В этом случае формируется наиболее ценная с агрономической точки зрения структура, а почва отличается невысокой плотностью и хорошей воздухообеспеченностью. Применение мощной тяжелой техники может вызвать сильное уплотнение пахотного и подпахотного горизонтов. При этом ухудшается порозность почвы и резко возрастает ее удельное сопротивление.

Наиболее комплексное влияние на агрофизические свойства почвы оказывают органические удобрения. Они увеличивают со-

держание в почве гумуса и тем самым положительно влияют как на общие физические, так и на физико-механические свойства, доводя их до оптимальных параметров. Аналогичную роль выполняет и посев многолетних трав. После их уборки благодаря мощной корневой системе и большому количеству растительных остатков в почве остается много органического вещества, из которого в дальнейшем образуется гумус.

Изменению агрофизических свойств способствует также известкование кислых и гипсование щелочных почв. Эти приемы изменяют состав поглощенных катионов и соответственно уменьшают плотность почвы, ее твердость, сопротивление при обработке, структурное состояние, улучшают практически все основные физические и физико-механические свойства. При этом химическая мелиорация почв особенно эффективна на фоне органических удобрений (табл. 41).

Таблица 41

Влияние приемов окультуривания на физические свойства дерново-подзолистой почвы (Н.С. Авдонин и др.)

Вариант опыта	Плотность, г/см ³	Пористость, %			Средняя водопроницаемость, мм/мин	Количество водопрочных агрегатов крупнее 0,5 мм, %
		общая	капиллярная	некапиллярная		
Контроль	1,38	48,4	38,5	9,9	0,89	42,7
Люпин на зеленое удобрение, известь (1 т/га)	1,28	50,5	39,0	11,5	1,18	42,9
Торфокомпост (40 т/га), известь по полной гидролитической кислотности	1,27	51,6	40,8	10,8	1,82	48,4
Навоз (40 т/га), известь по полной гидролитической кислотности	1,28	51,5	38,9	12,6	1,58	48,5

Глава 12

**ПОЧВЕННАЯ ВЛАГА, ВОДНЫЕ СВОЙСТВА
И ВОДНЫЙ РЕЖИМ ПОЧВ**

Одно из условий формирования почвы — наличие в ней воды. Воде принадлежит основная роль как в выветривании горных пород, так и в развитии почв. Новообразование минералов, образование гумусовых веществ, формирование почвенных горизонтов — все это происходит при участии воды. Благодаря воде в почве протекают многие биологические, физические и химические процессы, совершается транспортировка веществ, происходит развитие растений и микроорганизмов. Почвенная влага является терморегулирующим фактором, в значительной степени определяющим баланс тепла в почве и ее температурный режим, от ее количества зависят физико-механические свойства почв, а в конечном итоге — и их плодородие.

При этом как недостаток, так и избыток влаги отрицательно сказывается на плодородии почв, снижает окупаемость минеральных и органических удобрений, уменьшает эффективность практически всех агротехнических мероприятий.

В природных условиях в почве всегда содержится то или иное количество влаги. Если массу этой влаги выразить в процентах от массы сухой почвы, то можно рассчитать абсолютную влажность почвы:

$$W = 100 \cdot M_{\text{в}} / M_{\text{п}},$$

где W — абсолютная влажность почвы, %; $M_{\text{в}}$ — масса воды; $M_{\text{п}}$ — масса абсолютно сухой почвы.

Для характеристики степени насыщения почв водой введено понятие относительной влажности, которая рассчитывается как процент абсолютной влажности от полной влагоемкости:

$$W_{\text{отн}} = 100 \cdot W / \text{ПВ},$$

где $W_{\text{отн}}$ — относительная влажность, %; ПВ — полная влагоемкость, %.

Для большинства культурных растений оптимальная относительная влажность почвы находится в пределах 70–100% от полной влагоемкости.

Основной источник воды в почве — атмосферные осадки. Однако обеспеченность растений водой зависит не только от количества осадков, но и от водных свойств самой почвы, от способности почвы испарять, впитывать, поднимать по капиллярам влагу, удерживать и отдавать ее растениям.

При одинаковых осадках разные почвы могут содержать различное количество доступной для растений влаги, что во многом зависит от их гранулометрического и минералогического составов, структурного состояния и гумусированности. В связи с этим важно знать не только общие запасы воды в почве, но и состояния, в которых она может находиться, ее доступность растениям, законы передвижения воды в почвенном профиле, водные свойства почв и их водные режимы.

Категории и формы воды в почве

В зависимости от температуры вода в почве может находиться в трех состояниях: твердом, парообразном и жидком.

Твердая влага представлена льдом. В таком состоянии вода находится при отрицательной температуре. Замерзшая вода неподвижна и недоступна растениям. При температуре выше 0°C она становится жидкой или парообразной.

Парообразная влага находится в почве в форме водяного пара. Она занимает поры аэрации и перемещается по ним или с током почвенного воздуха, или же диффузионно — от пор с более высокой абсолютной упругостью пара к порам с меньшей упругостью. Это во многом зависит от температуры почвы. При ее увеличении возрастает давление водяного пара и пар начинает передвигаться к менее прогретым горизонтам. Именно поэтому при большой амплитуде колебания температуры воздуха в дневное и ночное время могут возникать восходящие и нисходящие потоки движения парообразной воды. По мере снижения температуры водяные пары способны конденсироваться на поверхности почвенных частиц и переходить, таким образом, в жидкое состояние.

Вода, которая находится в почве в парообразном или жидком состоянии, подвергается действию сорбционных, капиллярных,

осмотических и гравитационных сил. Эти силы могут существенно изменить свойства воды, уменьшить или увеличить ее подвижность, а соответственно и доступность растениям.

Сорбционные силы обусловлены свободной поверхностной энергией, присущей почвенным частицам и воде. Благодаря этой энергии почвенные частицы способны притягивать к себе дипольные молекулы воды. Такой процесс называется сорбционным (сорбцией), а само явление — гидратацией. Благодаря этому явлению вокруг ионов и коллоидных частиц может образоваться водная (гидратная) оболочка (рис. 14).

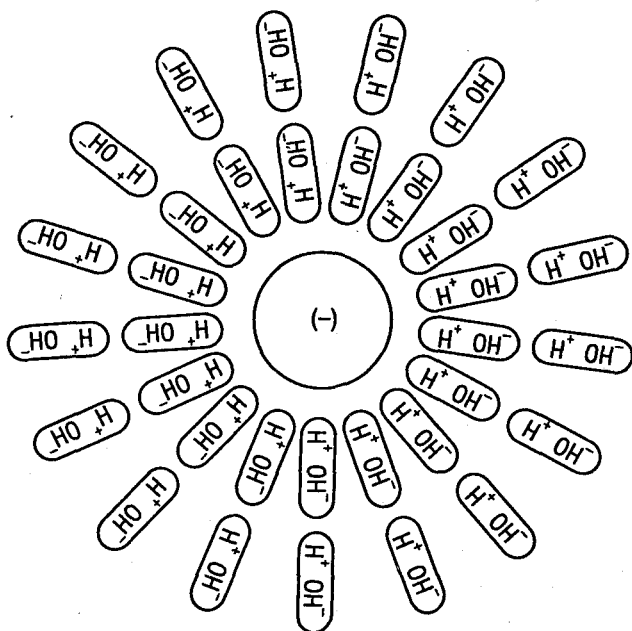


Рис. 14. Ориентированные диполи воды вокруг гидратированной частицы

Капиллярные силы, их еще называют менисковыми, обусловлены поверхностным натяжением воды и явлениями смачивания. Поверхностное натяжение объясняется тем, что молекулы воды, которые находятся в поверхностном слое, постоянно ис-

пытывают действие сил, стремящихся втянуть их внутрь жидкости. Возникновение этих сил обусловлено резким отличием условий существования молекул на поверхности жидкости и внутри нее. Внутри жидкости каждая молекула воды испытывает равномерное притяжение и отталкивание со стороны окружающих молекул. Молекулы, находящиеся снаружи, испытывают только одностороннее притяжение со стороны нижерасположенных молекул. Это и обуславливает образование на поверхности воды своеобразной пленки, обладающей поверхностным натяжением и определенным количеством свободной энергии.

Благодаря этой свободной энергии вода может смачивать поверхность большинства тел. Явление смачивания вызывает образование вогнутого мениска, т.е. искривление поверхности жидкости у стенок сосуда, в который она заключена. При этом в больших порах значительная часть поверхности воды остается плоской, а искривляется в результате смачивания только ее край. Чем меньше диаметр пор, тем больше кривизна мениска. Образование вогнутого мениска ведет к уменьшению поверхностного давления и соответственно к поднятию воды по капиллярам.

Менисковые, или капиллярные, силы начинают проявляться в порах диаметром менее 8 мм. При этом высота поднятия воды обратно пропорциональна радиусу капилляра:

$$H = 2a / rg$$

где H — высота поднятия жидкости по капиллярам; a — величина поверхностного натяжения жидкости (для воды $a = 74$ дин/см); r — радиус капилляра; g — ускорение силы тяжести.

Наибольшей капиллярной силой обладают поры размером от 100 до 3 мкм. Поры, диаметром меньше 3 мкм, как правило, заполнены связанной водой и поэтому мениски в них не образуются и капиллярного поднятия воды по ним не происходит. Гранулометрический состав почв и грунтов влияет на высоту капиллярного поднятия воды (см. табл. 43).

Благодаря воде, передвигающейся под действием капиллярных сил, в засушливые периоды года может происходить пополнение запасов влаги в пахотном горизонте почвы, а также перемещение водорастворимых солей, коллоидов, тонких суспензий из нижних горизонтов в верхние.

Влага, которая находится в почве, при взаимодействии с ее твердой и газообразной фазами, корнями растений и живыми организмами обогащается различными водорастворимыми соединениями и превращается в почвенный раствор. Этот раствор вследствие взаимного притяжения растворенного вещества и молекул воды обладает определенным осмотическим давлением. Если, например, дистиллированную воду отделить от какого-либо водного раствора перегородкой, проницаемой для воды и не проницаемой для молекул растворенного вещества, вода начнет проникать через полупроницаемую мембрану в раствор, уменьшая его концентрацию. В этом случае на стенки мембраны будет оказываться давление, которое и называется осмотическим.

В почве осмотическое давление возникает при взаимодействии воды и обменных ионов, а также в тех случаях, когда почвенный раствор имеет неодинаковую концентрацию в его различных частях. Обменные ионы, находящиеся вокруг мельчайших коллоидных частиц, притягивают к себе из почвенного раствора молекулы воды и создают вокруг себя водные оболочки, отталкивающие их от почвенных частиц. Именно такое отжимающее усилие воды рассматривается в почвоведении как проявление осмотического давления. Благодаря осмотическим силам вода в почвенной толще способна передвигаться от участков с низкой концентрацией к участкам с большей концентрацией. При этом способность раствора с большей концентрацией притягивать к себе молекулы воды из раствора с меньшей концентрацией иногда называют всасывающим давлением раствора.

Что касается гравитационных сил, то под их действием свободная влага, находящаяся в крупных порах, может передвигаться из верхних горизонтов в нижние и уходить за пределы почвенного профиля.

Для оценки совокупного действия сил, под влиянием которых вода находится в почве, введено понятие «потенциал почвенной влаги». Он характеризует энергию, с которой почва удерживает воду. Если почва полностью насыщена водой и не содержит солей, то потенциал ее влаги равен нулю. С уменьшением влажности значение данного показателя возрастает и почва приобретает способность поглощать чистую воду. Такая способность почвы называется ее сосущей силой. Величина этой силы у сухих почв может достигать 10 тыс. атм.

В связи с тем, что в почве вода подвергается воздействию различных сил и характеризуется различной подвижностью и соответственно неодинаковыми свойствами и доступностью растениям, ее принято делить на категории и формы. Выделяют следующие категории почвенной влаги.

Кристаллизационная вода. Эта вода входит в состав кристаллических решеток минералов и характеризуется полной неподвижностью.

Связанная вода. Она удерживается в почве за счет сорбции парообразной и жидкой влаги на поверхности ее твердой фазы. Подразделяется на две формы: прочносвязанную и рыхлосвязанную.

Прочносвязанная вода удерживается на поверхности почвенных частиц за счет адсорбции паров воды. Она непосредственно соприкасается с механическими элементами почвы и образует вокруг них тонкую пленку, состоящую из двух-трех слоев молекул воды. Эта влага называется гигроскопической. Являясь чрезвычайно прочно связанной с твердой фазой почвы, она неподвижна, совершенно недоступна растениям, не растворяет растворимые в свободной воде вещества, обладает более высокой плотностью и более низкой, чем свободная влага, температурой замерзания.

Рыхлосвязанная вода образуется при соприкосновении почвенных частиц с водой, находящейся в жидком состоянии. Она представляет собой дополнительную водную пленку, расположенную вокруг прочносвязанной влаги. Молекулы этой пленки удерживаются как за счет сил диполей воды, так и за счет гидратирующей способности обменных катионов. Толщина пленки достигает нескольких десятков молекул воды, которые могут передвигаться под действием сорбционных сил от одних почвенных частиц к другим.

Свободная влага. Свободной влагой называется влага, которая находится в жидком состоянии и передвигается в почве под действием капиллярных и гравитационных сил. В зависимости от интенсивности проявления этих сил свободная влага также делится на две формы: капиллярную и гравитационную.

Капиллярная влага находится в капиллярных порах и передвигается в них за счет капиллярных сил. В свою очередь, она тоже делится на капиллярно-подпертую и капиллярно-подвешенную.

Капиллярно-подпертая влага формируется при увлажнении почвы грунтовыми водами, которые снизу как бы подпирают влагу, находящуюся над ними в капиллярных порах. При этом слой почвы, заполненный капиллярной влагой и расположенный непосредственно над грунтовыми водами, называется капиллярной каймой.

Капиллярно-подвешенная влага создается из атмосферных осадков или при поливе почвы. Существует несколько ее разновидностей, среди которых наибольший интерес представляют стыковая, внутриагрегатная и сорбционно-замкнутая влага.

Стыковая капиллярно-подвешенная влага расположена в виде отдельных скоплений вокруг точек соприкосновения почвенных частиц (рис. 15). Она удерживается в почве с помощью капиллярных сил и характерна, как правило, для песчаных почв.

Внутриагрегатная капиллярно-подвешенная влага удерживается капиллярными силами в капиллярных порах, расположенных внутри почвенных комков.

Сорбционно-замкнутая влага расположена в некапиллярных порах, изолированных перемычками связанной воды. Эта разновидность капиллярно-подвешенной влаги удерживается в почве с помощью сорбционных сил.

Капиллярно-подвешенная влага доступна для растений и сохраняется в почве длительное время. Ее количество во многом зависит от гранулометрического состава почвы. Чем тяжелее почва, тем больше капиллярно-подвешенной влаги может накапливаться в ней.

Гравитационная влага. Это вода, которая находится в крупных порах. По этим порам она может передвигаться вниз под действием силы тяжести; доступна для растений и подразделяется на просачивающуюся воду и воду водоносных горизонтов. Просачивающаяся влага — это влага, которая передвигается сверху вниз под действием силы тяжести. Влага водоносных горизонтов располагается над водоупорным слоем и удерживается в пределах почвенного профиля за счет его непроницаемости. Наличие в почвенной толще избыточного количества свободной гравитационной влаги — нежелательное явление, так как способствует развитию заболачивания.

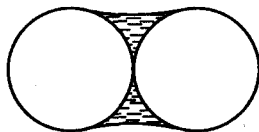


Рис. 15. Водная манжета (стыковая вода) между шарообразными частицами (по А.А. Роде)

Водные свойства почв

К основным водным свойствам почвы относят ее водопроницаемость, водоудерживающую и водоподъемную способности.

Водопроницаемость. Способность почвы впитывать и пропускать через себя воду называется водопроницаемостью. Ее можно разделить на две стадии. Первая стадия называется впитыванием. Она проявляется в более сухих почвах, когда свободные от влаги поры начинают заполняться водой. Вторая стадия представлена фильтрацией. Она, как правило, проявляется во время обильных осадков. В это время в почве, которая уже полностью насыщена водой, влага начинает передвигаться под влиянием силы тяжести и градиента напора.

Интенсивность водопроницаемости почвы зависит от размера и количества пор. Легкие песчаные и супесчаные почвы, имеющие большое количество крупных пор, всегда отличаются высокой водопроницаемостью. Даже после большого количества атмосферных осадков вода на поверхности таких почв практически не задерживается и очень быстро уходит в нижние горизонты.

В более тяжелых по гранулометрическому составу почвах уровень водопроницаемости зависит от их плотности и структурного состояния. При этом рыхлые, хорошо оструктуренные почвы всегда характеризуются более высоким значением данного показателя.

Влияет на водопроницаемость и состав поглощенных катионов. Например, почвы, насыщенные катионами Na^+ , при увлажнении сильно набухают и становятся для воды почти непроницаемыми.

Для оценки водопроницаемости почв можно воспользоваться данными табл. 42, которые были предложены Н.А. Качинским в 1970 г.

Как высокая, так и низкая водопроницаемость неблагоприятна для развития растений. При небольшом значении данного показателя во время дождей может происходить гибель сельскохозяйственных культур от вымокания. При высокой водопроницаемости в корнеобитаемом слое чрезвычайно трудно создать необходимый запас доступной для растений влаги, и во время засухи растения на таких почвах гибнут в первую очередь.

Таблица 42

Оценка водопроницаемости почв

Водопроницаемость	Количество воды (мм), пропускаемое почвой за 1 ч, при напоре 5 см и температуре 10 °C
Провальная	> 1000
Излишне высокая	1000–500
Наилучшая	500–100
Хорошая	100–70
Удовлетворительная	70–30
Неудовлетворительная	< 30

Водоудерживающая способность. Это способность почвы удерживать в своих порах воду. Для характеристики водоудерживающей способности почвы введено понятие ее влагоемкости. Влагоемкостью называют наибольшее количество воды, которое может удерживать почва с помощью тех или иных сил. Обычно она выражается в процентах от массы сухой почвы. Одним из факторов водоудерживающей способности почв является свойство почвенных частиц сорбировать на своей поверхности парообразную влагу. Такая способность почвы получила название гигроскопичности, а сама парообразная влага, удерживаемая на поверхности твердой фазы, — гигроскопической.

Величина гигроскопической влажности зависит от удельной поверхности почвы, содержания в ней гумуса, состава обменных оснований и состава минералов. Чем меньше размер почвенных частиц, тем выше их суммарная поверхность и тем большее количество парообразной влаги сорбируется ими. Гигроскопичность растет с увеличением гумусированности почвы и емкости поглощения катионов. Влияние состава минералов на поглощение водяных паров почвой наиболее сильно проявляется при относительной влажности воздуха более 95%. При этом, например, частицы почвы, состоящие из монтмориллонита, сорбируют влаги больше, чем из иллита или каолинита.

Большое влияние на содержание гигроскопической влаги оказывает относительная влажность воздуха. Чем выше влажность воздуха, тем больше гигроскопичность почвы. При значении данного показателя, близком к 100%, почва насыщается па-

рообразной влагой до состояния, которое называется *максимальной гигроскопической влажностью* (МГВ).

При относительной влажности воздуха более 80% сорбция водяных паров сопровождается конденсацией влаги на стыках между частицами почвы, что происходит из-за более низкой упругости водяного пара над вогнутой поверхностью (рис. 16). Поэтому почва, насыщенная до максимальной гигроскопической влажности, при соприкосновении с водой сохраняет способность притягивать ее новые порции. Такая влага, конденсированная на вогнутых поверхностях и удерживаемая почвой с меньшей силой, называется *рыхлосвязанной водой*. Это говорит о том, что максимальная гигроскопическая влажность характеризует не только содержание поглощенной прочносвязанной влаги, но и какое-то количество рыхлосвязанной. Наибольшее же количество прочносвязанной влаги, которая может удерживаться на поверхности почвенных частиц с помощью сорбционных сил, характеризуется *максимальной адсорбционной влагоемкостью* (МAB). Этот вид влагоемкости обычно на 30–40% меньше, чем максимальная гигроскопическая влажность.

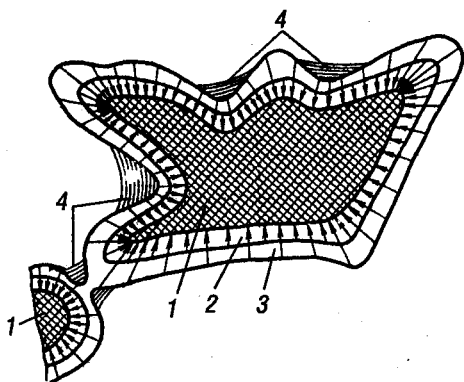


Рис. 16. Сорбция воды почвой
(по Н.А. Качинскому):

1 — почвенная частица; 2 — слой прочносвязанной, строго отрицательной воды; 3 — слой рыхлосвязанной, слабо отрицательной воды; 4 — вода капиллярной конденсации

Несмотря на некоторую условность, МГВ является очень важным показателем, так как с его помощью можно рассчитать влажность устойчивого завядания растений и соответственно запасы труднодоступной влаги в почве. У легких по гранулометрическому составу почв значение данного показателя находится в пределах 0,1–1%, у тяжелых, с большим содержанием гумуса достигает 10–15%, а в органогенных — 20–40%.

Кроме капельно-жидкой рыхлосвязанной воды, которая конденсируется из водяных паров на вогнутых поверхностях и стыках между почвенными частицами, почва, насыщенная парообразной влагой до состояния МГВ, способна также сорбировать какое-то количество жидкой воды. По сравнению с гигроскопической, эта влага удерживается с меньшей силой, и поэтому ее тоже называют рыхлосвязанной (пленочной).

Наибольшее количество рыхлосвязанной воды, которое почва может удерживать с помощью сил молекулярного притяжения, называется *максимальной молекулярной влагоемкостью* (ММВ). У песчаных почв ММВ не превышает 5–7%, а толщина пленки вокруг почвенных частиц составляет несколько десятков молекул. У глинистых почв максимальная молекулярная влагоемкость может достигать 25–30%, однако у них из-за меньшего диаметра пор пленка рыхлосвязанной воды может быть значительно тоньше.

По мере накопления в почве влаги рыхлосвязанная вода постепенно переходит в воду, не связанную с почвенными частицами. Такая вода, как уже говорилось, называется свободной. В зависимости от степени увлажнения почвы она может занимать как капиллярные, так и некапиллярные поры. Если водой полностью заполнены все поры, то считается, что почва насыщена влагой до состояния полной влагоемкости.

Полной влагоемкостью (ПВ) называется наибольшее количество воды, которое может поглотить почва при полном заполнении водой всех ее пор. В таком состоянии почва может находиться длительное время лишь в том случае, если влага в крупных некапиллярных порах подпирается снизу грунтовыми водами. Если этого не происходит, то гравитационные воды стекают под действием силы тяжести вниз. В этом случае почва переходит в состояние увлажнения, называемое наименьшей (НВ) или предельно-полевой влагоемкостью.

Наименьшая, или предельно-полевая влагоемкость, — это наибольшее количество влаги, которое может удерживать почва после стекания гравитационной воды при отсутствии слоистости почвы и глубоком залегании грунтовых вод. Она зависит от гранулометрического состава почвы, ее сложения и структурного состояния. В хорошо оструктуренных тяжелых почвах значение данного показателя составляет 30–35% от массы сухой почвы, в песчаных почвах — 10–15%.

С помощью предельно-полевой влагоемкости судят о наибольшем количестве воды, которое почва может накопить и удерживать длительное время. В почве при влажности, соответствующей ППВ, создаются условия, при которых растения наиболее хорошо обеспечены влагой и воздухом. Зная предельно-полевую влагоемкость, можно рассчитать дефицит влаги в почве, который представляет собой разницу между ППВ и фактической влажностью почвы. По мере подсыхания почвы вода, находящаяся в капиллярах, перестает быть сплошной. Влажность почвы, при которой происходит разрыв сплошной воды в капиллярах, называется *влажностью разрыва капилляров (ВРК)*. Эта влага почти неподвижна, но доступна корням растений и микроорганизмам. Влажность разрыва капилляров характеризует нижний предел оптимальной влажности почвы, поэтому ее иногда называют критической. При влажности меньше нижнего критического предела происходит замедление развития растений и соответственно снижение их продуктивности. У суглинистых и глинистых почв ВРК составляет 65–70% от полной полевой влагоемкости.

Наибольшее количество капиллярно-подпертой влаги, которое может удержать почва над уровнем грунтовых вод, называется *капиллярной влагоемкостью (КВ)*. Эта влагоемкость зависит от количества капиллярных пор и глубины залегания грунтовых вод. Чем ближе к почве располагаются грунтовые воды, тем выше ее капиллярная влагоемкость. Это объясняется тем, что при подпоре грунтовыми водами поры нижней части капиллярной каймы всегда более полно заполнены влагой, чем верхней. При этом в самой верхней части капиллярной каймы капиллярная влагоемкость почвы соответствует ее предельно-полевой влагоемкости.

Водоподъемная способность. Это свойство почвы поднимать влагу по капиллярным порам из нижних слоев в верхние. Наибо-

лее интенсивно вода передвигается за счет капиллярных сил в порах, диаметр которых находится в пределах 0,1–0,003 мм. С увеличением диаметра пор скорость поднятия воды увеличивается, однако высота ее подъема падает. Поры, размер которых менее 0,003 мм, как правило, заполнены связанной пленочной влагой, и в них высота и скорость подъема воды заметно снижаются. Вода в таких порах передвигается только как пленочная.

Тем не менее можно сказать, что чем тяжелее почва по гранулометрическому составу и чем меньше ее структурные отдельности, тем большей высотой капиллярного подъема воды она обладает (табл. 43).

Таблица 43

Водоподъемная способность почв и грунтов в зависимости от их гранулометрического состава

Гранулометрический состав	Высота поднятия воды, м
Песок крупный	0,5
Песок средний	0,5–0,8
Супесь	1,0–1,5
Супесь пылеватая	1,5–2,0
Суглинок средний	2,5–3,0
Суглинок тяжелый	3,0–3,5
Глина тяжелая	4,0–6,0
Лессы	4,0–5,0

С агрономической точки зрения водоподъемная способность почвы имеет очень важное значение. Благодаря ей влага грунтовых вод может подниматься по капиллярам к пахотному горизонту почвы и участвовать в водном питании растений. Это особенно важно в засушливые годы, когда сельскохозяйственные культуры могут страдать из-за недостатка влаги. Вместе с тем при глубоком залегании грунтовых вод капиллярно-подвешенная влага может также передвигаться к поверхности почвы и испаряться в атмосферу. Особенно интенсивно это происходит в бесструктурных почвах. Для снижения потерь воды при испарении проводят закрытие влаги, сущность которого заключается в рыхлении верхнего слоя почвы и создании в нем большого количества крупных некапиллярных пор, водоподъемная способность которых незначительная.

Определенную опасность представляет и близкое ($< 1,5$ м) залегание от поверхности почвы сильно минерализованных грунтовых вод. Несмотря на гораздо меньшую скорость капиллярного подъема, они также могут достигать верхнего слоя почвы. При этом вода, особенно в сухое время года, испаряется, а соли остаются. В таком случае может произойти быстрое засоление почвы.

Почвенно-гидрологические константы

Жизнь растительного мира, как и всего живого, без воды невозможна. Растения за время вегетации потребляют огромное количество влаги, которой больше расходуется на транспирацию и меньше — на создание биомассы. При этом расход воды растениями характеризуется коэффициентом транспирации и показателем относительной транспирации.

Коэффициент транспирации — это отношение количества воды, израсходованного растениями за единицу времени, к общему количеству сухого вещества, образованному ими за то же время. *Относительной транспирацией* называется отношение фактической транспирации растений при данной водообеспеченности к потенциальной транспирации при свободном доступе воды. Растения на создание 1 т сухого вещества биомассы расходуют от 400 до 600 т воды при ее свободном доступе. У отдельных культур значение данного показателя может превышать 1000 т. Однако не вся почвенная влага доступна растениям. Та ее часть, которая может быть усвоена растениями, называется продуктивной. Она удерживается в почве меньшими силами, чем сосущая сила корневых волосков, которая у большинства растений не превышает 15 атм (1500 кПа). Если продуктивная влага, содержащаяся в почве, полностью израсходована, то растения начинают завядать. Влажность почвы, при которой наступает устойчивое завядание растений, называется *влажностью завядания* (ВЗ). Она определяется по формуле

$$ВЗ = МГВ \cdot 1,5,$$

где МГВ — максимальная гигроскопическая влажность, %; 1,5 — коэффициент завядания.

Коэффициент завядания для разных растений различен, но в среднем принято считать, что он равен 1,5.

Влажность завядания зависит не только от вида растений, но и от свойств самой почвы. Обычно, чем тяжелее по гранулометрическому составу почва и чем больше содержится в ней органического вещества, тем выше ее влажность завядания. У песчаных почв она в среднем равна 1–3%, у супесчаных — 3–6, у суглинистых — 6–15, у торфяно-болотных почв — 50% и более.

Влажность почвы при ее насыщении до полной влагоемкости можно условно разделить на несколько интервалов, при которых могут наблюдаться различные категории почвенной влаги (прочносвязанная, рыхлосвязанная, свободная), отличающиеся своим поведением, свойствами и доступностью растениям. Эти интервалы влажности почвы называются почвенно-гидрологическими константами (рис. 17). Основными из них являются максимальная гигроскопичность (МГ), влажность завядания (ВЗ), влажность разрыва капилляров (ВРК), наименьшая влагоемкость (НВ), полная влагоемкость (ПВ). Эти константы широко используются в агрономической практике при характеристике запасов воды в почве и оценке обеспеченности растений доступной влагой.

В зависимости от степени доступности растениям вода, находящаяся в почве, может быть подразделена на пять категорий (по А.А. Роде): недоступную для растений; весьма труднодоступную; труднодоступную; среднедоступную; легкодоступную, переходящую в избыточную.

Вода, недоступная для растений. Это мертвый запас влаги, который представлен прочносвязанной водой. Он обычно равен максимальной адсорбционной влагоемкости или немного превышает ее. Недоступность этой категории влаги объясняется тем, что всасывающая сила корней растений гораздо меньше сил, которыми прочносвязанная влага удерживается на поверхности почвенных частиц.

Вода, весьма труднодоступная для растений. В ее состав входит в основном рыхлосвязанная (пленочная) вода, количество которой в почве характеризуется диапазоном влажности, находящейся в пределах от максимальной адсорбционной влагоемкости до влажности завядания. Весьма трудная ее доступность растениям обусловлена низкой подвижностью.

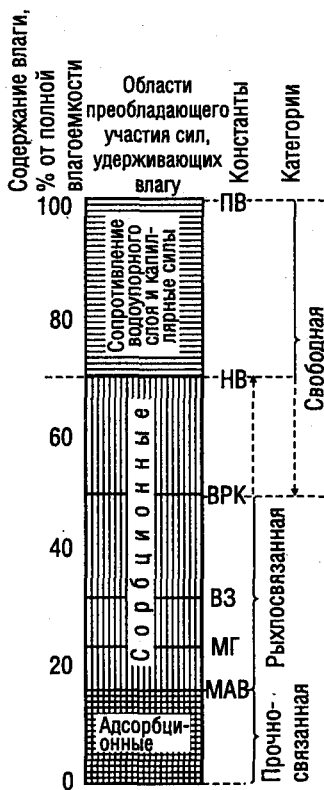


Рис. 17. Категории воды и почвенно-гидрологические константы (по А.А. Роде)

Труднодоступная вода. Интервал влажности, обусловленный этой водой, находится между влажностью завядания и влажностью разрыва капилляров. При такой влажности почвы резко снижается продуктивность растений, но они не погибают.

Среднедоступная вода. Находится в пределах от влажности разрыва капилляров до влажности почвы, соответствующей ее наименьшей влагоемкости. Эта категория влаги весьма подвижна и довольно легко потребляется растениями. Чем ближе влажность почвы к наименьшей влагоемкости, тем продуктивность растений становится все более высокой. При этом принято считать, что границы влажности почвы, обусловленной физиологически активной водой, находятся между наименьшей влагоемкостью и влажностью завядания растений.

Вода легкодоступная, переходящая в избыточную. Обуславливает влажность почвы, находящуюся в пределах от ее наименьшей до полной влагоемкости. Избыточная вода может заполнять поры аэрации, затрудняя

тем самым дыхание растений и почвенных организмов и способствуя развитию процессов заболачивания.

Водный режим

Водным режимом почвы называется совокупность происходящих в ней процессов поступления, передвижения, физического превращения, удержания и расхода воды. Количественно его выражают с помощью расчетов баланса воды. *Баланс воды* в почве —

это соотношение между количеством влаги, которое поступает в почву за определенный период времени, и количеством воды, которое расходуется из нее за то же время.

Приходная часть баланса включает в себя запасы почвенной влаги в начале наблюдения, а также количество влаги, которое поступает в почву с атмосферными осадками, грунтовыми и поверхностными водами, с внутрипочвенным боковым притоком почвенных и грунтовых вод, в результате конденсации паров воды. Расходная часть баланса представлена запасом воды в конце периода наблюдения, количеством влаги, расходуемой на испарение, транспирацию, инфильтрацию в почвенно-грунтовую толщу, поверхностный и боковой внутрипочвенный стоки.

Если баланс воды в почве рассчитывается за год и в погодных условиях не произошло существенных отклонений от средних многолетних данных, то запасы воды в начале и в конце наблюдения считаются равными и из расчетов исключаются. Приравниваются и соответственно исключаются из расчетов количества влаги, поступающей в почву и теряющейся из нее в результате бокового притока почвенных и грунтовых вод на склоновых элементах рельефа. В расчетах можно игнорировать и количество конденсирующейся в почве парообразной влаги. Обычно баланс воды в почве составляется или для всей ее толщи, или на определенную глубину, например на глубину проникновения корневой системы растений.

Очень часто во время вегетации полевые культуры испытывают недостаток влаги. Для того чтобы узнать, нуждаются растения в поливе или нет, в почве определяют запасы доступной для них воды и сравнивают их с оптимальными значениями (табл. 44). Запас воды в почве в доступной для растений форме называется полезным запасом. Его рассчитывают в миллиметрах (мм) или в миллиметрах кубических на гектар ($\text{м}^3/\text{га}$) и находят по разности между общим запасом всей воды в почве и запасом труднодоступной влаги.

Общий запас влаги

$$\text{ОЗВ} = 0,1(W_1 \cdot h_1 \cdot d_{v1}) + 0,1(W_2 \cdot h_2 \cdot d_{v2}) + \dots + 0,1(W_n \cdot h_n \cdot d_{vn}),$$

где W_1, W_2, W_n — полевая влажность почвы соответственно для 1, 2 и n-го почвенных слоев, %; h_1, h_2, h_n — мощность почвенных

Таблица 44

**Оценка запасов продуктивной влаги
(А.Ф. Вадюнина, З.А. Корчагина, 1986)**

Мощность почвенного слоя, см	Запас воды, мм	Качественная оценка запаса воды
0–20	> 40	Хороший
	40–20	Удовлетворительный
	< 20	Неудовлетворительный
1–100	> 160	Очень хороший
	160–130	Хороший
	130–90	Удовлетворительный
	90–60	Плохой
	< 60	Очень плохой

слоев, см; d_{v1} , d_{v2} , d_{vn} — плотность сложения почвы 1, 2 и n-го слоев, г/см³; 0,1 — коэффициент для пересчета запасов влаги в мм.

Запас труднодоступной влаги (ЗТВ) рассчитывается аналогично общему запасу, но при этом в формулу вместо полевой влажности подставляется влажность завядания (B_3) растений:

$$ЗТВ = 0,1 (B_3 \cdot h_1 \cdot d_{v1}) + 0,1 (B_3 \cdot h_2 \cdot d_{v2}) + \dots + 0,1 (B_3 \cdot h_n \cdot d_{vn}).$$

При этом полезный запас влаги $ПЗВ = ОЗВ - ЗТВ$. Если запасы влаги необходимо представить в м³/га, то результаты расчета умножаются на 10.

Типы водного режима и его регулирование

Основным показателем, характеризующим водный режим почв различных климатических зон, является *коэффициент увлажнения* (КУ) — отношение количества осадков, выпадающих на поверхность почвы в течение одного года, к количеству воды, испаряющейся из нее за тот же период.

Коэффициент увлажнения почв разных почвенно-климатических зон находится в пределах 0,1–3. Чем он выше, тем боль-

шими запасами влаги обладает почва. В зависимости от коэффициента увлажнения различают мерзлотный, водозастойный, периодически водозастойный, промывной, периодически промывной, непромывной, аридный, выпотной и ирригационный и другие типы водного режима почв (по А.А. Роде), которые в свою очередь могут делиться на подтипы.

Мерзлотный тип. Характерен для районов, в которых распространена многолетняя мерзлота. В таких условиях оттаивает только верхняя часть почвы, под которой находится замерзший слой почвогрунта. Этот слой не пропускает через себя воду, и поэтому оттаявшая часть почвы практически весь вегетационный период насыщена водой.

Водозастойный тип. Присущ для болотных почв атмосферного или некоторых болотных почв грунтового увлажнения. При таком типе водного режима влажность почвы в течение всего года находится в пределах полной влагоемкости и лишь в некоторые отдельные годы опускается до наименьшей влагоемкости.

Периодически водозастойный тип. Наблюдается в болотных почвах грунтового увлажнения, для которых свойственны сезонные колебания уровня грунтовых вод, при этом влажность почвы изменяется от полной до наименьшей влагоемкости. В отдельные годы влажность верхнего горизонта может опускаться ниже наименьшей влагоемкости.

Промывной тип. Распространен на территориях, где сумма годовых остатков значительно превышает количество воды, испаряющейся из почвы ($KУ > 1$). Именно в почвах этих территорий нисходящие потоки воды преобладают над восходящими (рис. 18, а). Каждую весну и осень вся толща таких почв промачивается до грунтовых вод. В условиях Беларуси это приводит к развитию подзолообразовательного процесса и выщелачиванию многих продуктов почвообразования.

При $KУ > 1$ и близком залегании грунтовых вод или плохой водопроницаемости почвенно-грунтовой толщи формируется болотный подтип водного режима. Он характерен, например, для болотных и подзолисто-болотных почв.

Периодически промывной тип. При периодически промывном водном режиме $KУ$ находится в пределах 0,8–1,2. Он, как правило, характеризуется ограниченным промачиванием почвен-

но-грунтовой толщи. Сквозное промачивание почвы избыточным количеством осадков наблюдается 1–2 раза в течение нескольких лет. Такой тип водного режима присущ влажным тропическим саваннам.

Непромывной тип. Характерен для районов, в которых осадки распределяются только в верхних горизонтах почв и не достигают грунтовых вод (рис. 18, б). Связь между влагой, поступившей в почву из атмосферы, и грунтовыми водами осуществляется в почве через слой, влажность которого близка к влажности устойчивого завядания растений ($KУ < 1$). Примером таких почв служат черноземы степной зоны, бурые полупустынные и серо-бурые пустынные почвы. Сельскохозяйственные культуры на таких почвах, особенно в полупустынной и пустынной зонах, очень часто нуждаются в дополнительном поливе. Тем не менее если почва покрыта сплошным растительным покровом, то в ее верхней части преобладают нисходящие токи воды, что объясняется расходом почвенной влаги преимущественно на транспирацию.

Аридный тип. Встречается в полупустынях и пустынях. В течение года влажность всего почвенного профиля близка к влажности завядания.

Выпотной тип. Характеризуется коэффициентом увлажнения, значительно меньшим единицы. Он проявляется в засушливых районах при близком стоянии грунтовых вод (рис. 18, в). При выпотном типе водного режима вода грунтовых вод поступает по капиллярам к поверхности почвы и испаряется. Возникает ее восходящий ток. Если при этом грунтовые воды отличаются высокой степенью минерализации, то после их испарения в верхнем горизонте почвы могут накапливаться растворимые в воде соли.

Десуктивно-выпотной тип. В отличие от выпотного типа водного режима, капиллярная кайма грунтовых вод не выходит на поверхность и испаряется не физически, а через отсос влаги корнями растений. Присутствующие в грунтовых водах соли накапливаются не на поверхности почвы, а на некоторой глубине в почвенном профиле.

Водный режим этого типа складывается из двух периодов. После снеготаяния или обильных дождей почвы промачиваются до

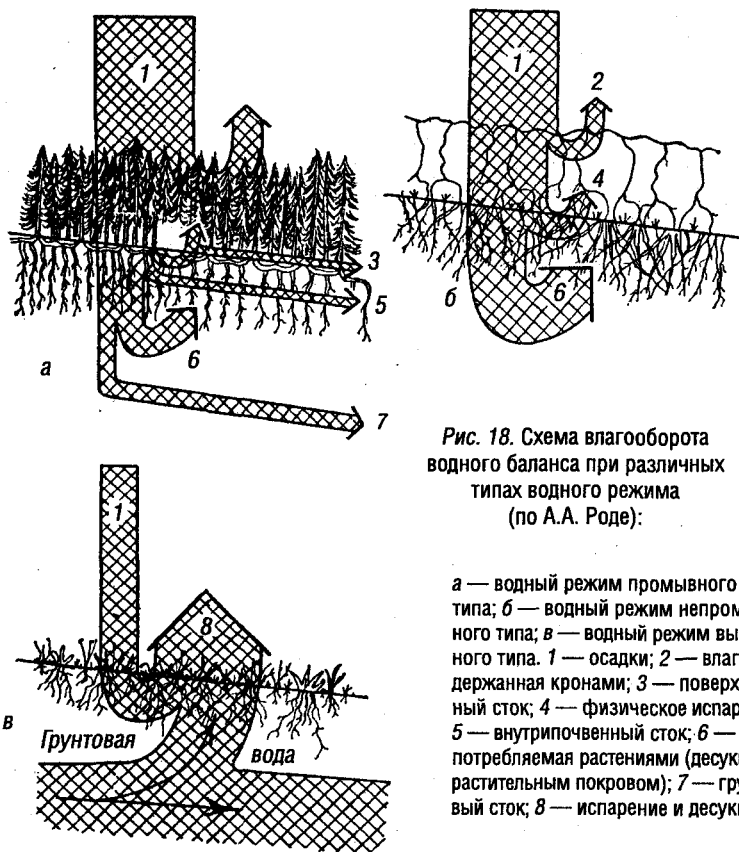


Рис. 18. Схема влагооборота водного баланса при различных типах водного режима (по А.А. Роде):

а — водный режим промывного типа; б — водный режим непромывного типа; в — водный режим выпотного типа. 1 — осадки; 2 — влага, задержанная кронами; 3 — поверхностный сток; 4 — физическое испарение; 5 — внутрипочвенный сток; 6 — влага, потребляемая растениями (десукция растительным покровом); 7 — грунтовой сток; 8 — испарение и десукция

уровня почвенно-грунтовых вод. В этот период господствует нисходящий ток воды. По мере подсыхания почвы нисходящий ток сменяется восходящим. Почвы с таким типом водного режима характеризуются высокой влажностью нижней части профиля в течение года. Верхняя часть почвенного профиля летом может иссушаться до влажности, которая меньше влажности завядания. Такой тип водного режима характерен для лугово-черноземных, лугово-каштановых и некоторых других полугидроморфных почв.

Паводковый тип. Свойствен почвам, периодически затапливаемым речными, склоновыми, дождевыми или иными водами.

Амфибиальный тип. Формируется в постоянно затопленных участках дельт рек, морских и озерных мелководий или в периодически затопляемых приливными водами манграх. Несмотря на то что поверхностные воды на некоторое время могут стекать, почвы в таких условиях находятся в постоянном переувлажнении.

Ирригационный тип. Создается человеком при поливе почв. Отличается частой сменой нисходящих и восходящих токов воды. Оптимизация водного режима почв достигается за счет искусственного изменения приходных и расходных статей баланса воды. При этом учитывается как потребность сельскохозяйственных растений в воде, так и особенности почвенных и климатических условий зоны.

Осушительный тип. Характерен для искусственно осушенных болотных и заболоченных почв. В условиях Беларуси улучшение водного режима территорий, с одной стороны, направлено на их осушение, а с другой — на дополнительное обеспечение влагой.

На слабодренированных почвах с временным избыточным увлажнением целесообразно осенью делать гребни. Они значительно повышают удельную поверхность почвы и соответственно увеличивают испарение почвенной влаги в атмосферу. Удаление избыточной влаги в полугидроморфных и гидроморфных почвах осуществляется с помощью создания дренажной системы.

В засушливые годы, когда стоит жаркая погода и выпадает очень мало дождей, регулирование водного режима сводится к максимальному сохранению накопленной влаги и ее более рациональному использованию. Это достигается с помощью поверхностного рыхления и боронования почвы весной (так называемое закрытие влаги). В результате рыхления в верхнем слое почвы разрушаются капиллярные поры, по которым влага выходит на поверхность и испаряется в атмосферу. В условиях республики весьма эффективным мероприятием по улучшению водного питания растений является допосевное и послепосевное прикатывание почвы. С помощью прикатывания увеличивается объем капиллярных пор, в которых влага может подниматься из нижних слоев к верхним. Прикатывание почвы должно сочетаться с рыхлением ее верхнего слоя, в противном случае значитель-

ная часть воды, поднимающейся по капиллярам, израсходуется на испарение в атмосферу. Особенно эффективно прикатывание почвы при посеве озимых зерновых культур.

Для сохранения влаги в овощеводстве широко используется мульчирование почвы соломой, торфокрошкой, кострой, опилками и другими материалами.

На легких по гранулометрическому составу почвах используют полив сельскохозяйственных культур с помощью дождевания.

Глава 13

ПОЧВЕННЫЙ ВОЗДУХ

Являясь антагонистом воды, воздух всегда занимает поры, свободные от почвенного раствора. Поэтому его количество в почве зависит как от размера пор, так и от влажности почвы. С увеличением влажности вода начинает вытеснять почвенный воздух и содержание воздуха в почве уменьшается. В сухих почвах содержание воздуха максимально и в зависимости от пористости может колебаться в пределах 25–90% от объема почвы. В почву поступает воздух из атмосферы, однако по своему газовому составу значительно отличается от нее. Это отличие в первую очередь объясняется тем, что корни растений, обитающие в почве животные и аэробные микроорганизмы дышат. Они используют кислород почвенного воздуха и выделяют углекислый газ. Для того чтобы это дыхание было непрерывным, количество кислорода в почвенном воздухе должно постоянно пополняться из приземных слоев атмосферы. Это происходит в результате обмена почвенного воздуха на атмосферный. Такой процесс называется *газообменом* или *аэрацией* почвы.

Воздух — это очень важная составная часть почвы. Без него, и в первую очередь без кислорода, угнетаются растения, замедляется рост корней, ухудшается потребление растениями воды и растворенных в ней питательных веществ. В почве начинают протекать восстановительные процессы, резко снижается ее плодородие, поэтому вопросам аэрации почвы должно уделяться большое внимание. При этом необходимо четко представлять

формы, в которых воздух может находиться в почве, знать особенности его газового состава, свойства и пути регулирования воздушного режима.

Формы почвенного воздуха

Воздух может находиться в почве в четырех состояниях — свободном, свободном защемленном, адсорбированном и растворенном.

Свободный почвенный воздух. Это воздух, который свободно перемещается по почвенным порам и обменивается с атмосферой. Именно за счет него происходит аэрация почвы. После стекания гравитационной воды он обычно занимает крупные некапиллярные поры, но может также находиться и в капиллярных, если в них отсутствует влага.

Свободный защемленный почвенный воздух. При увлажнении почвы часть свободного воздуха может быть изолирована с помощью водяных пробок. Такой воздух называется защемленным. Его объем зависит от гранулометрического состава почвы и может быть найден по разности между общей пористостью почвы и объемом пор, занятых водой при влажности, соответствующей ее полной влагоемкости:

$$P_{зв} = P_{общ} - d_v \cdot ПВ,$$

где $P_{зв}$ — объем пор, занятых защемленным воздухом, %; $P_{общ}$ — общая пористость, %; d_v — плотность сложения почвы, г/см³; ПВ — полная влагоемкость, %.

В среднем объем защемленного воздуха колеблется от 5 до 8%, достигая своего максимума (12%) в глинистых почвах с плотной упаковкой. Вследствие изолированности эта форма воздуха почти не участвует в аэрации почвы. При колебании температуры почвы, ее влажности и атмосферного давления изменяется давление защемленного воздуха на стенки пор, что может способствовать разрушению почвенной структуры.

Адсорбированный почвенный воздух. Эта форма воздуха представлена газами, адсорбированными на поверхности почвенных частиц. Его количество зависит от гранулометрического состава

почвы и содержания в ней органического вещества. Чем меньше размер почвенных частиц и в почве больше гумуса, тем больше адсорбированного воздуха может находиться в ней. Например, суглинистые почвы с высоким содержанием гумуса могут адсорбировать на поверхность своих частиц почти в 10 раз больше различных газов, чем малогумусовые песчаные почвы. Это объясняется тем, что почвенные частицы гораздо активнее удерживают пары воды, нежели газы. По мере увеличения гигроскопической влажности почвы количество находящегося в ней адсорбированного воздуха снижается. При влажности почвы выше максимальной гигроскопичности вода почти полностью вытесняет адсорбированные газы, вовлекая тем самым их в газообмен с атмосферой.

Растворенный почвенный воздух. Это газы, которые растворены в почвенной влаге. Они почти не участвуют в газообмене с атмосферой, так как их диффузия в водной среде происходит очень медленно. Тем не менее растворенный почвенный воздух играет важную роль как в обеспечении многих физико-химических процессов, происходящих в самой почве, так и в обеспечении физиологических потребностей растений, микроорганизмов и почвенных животных.

Газы в воде растворяются неодинаково. Хорошо растворяются аммиак, сероводород и углекислый газ, гораздо хуже — кислород. Многие растворенные газы резко увеличивают химическую активность почвенного раствора. Например, в почвенной влаге, насыщенной углекислым газом, увеличивается растворимость гипса и минералов, относящихся к классу карбонатов. Растворенный кислород, несмотря на относительно невысокую растворимость в воде, способен поддерживать окислительные свойства почвенного раствора. При этом его количество в 1 л почвенной влаги может колебаться от 0 до 14 мг. Чем выше биологическая активность почвы, тем больше расход растворенного кислорода и меньше насыщенность почвенного раствора этим газом. Наибольшая насыщенность почвенного раствора кислородом наблюдается весной, когда из-за низкой температуры биологическая активность почвы невысокая, а почва переувлажнена водой, обогащенной кислородом.

Газовый состав свободного почвенного воздуха

В отличие от атмосферы, газовый состав свободного почвенного воздуха не постоянен. Он непрерывно изменяется в связи непрекращающимся взаимодействием между твердой, жидкой, газообразной и живой фазами почвы. Сорбция и десорбция, растворение газов и дегазация почвенных растворов, дыхание растений и почвенной фауны, окисление органического вещества, изменение температуры почвы, ее влажности, атмосферного давления — вот те процессы, под влиянием которых газовый состав свободного почвенного воздуха непрерывно изменяется.

Если, например, в атмосфере с ее довольно постоянным газовым составом содержится 78,08 объемного процента азота (N_2), 20,95 — кислорода (O_2), 0,93 — аргона (Ar) и 0,03 — углекислого газа (CO_2), то в свободном почвенном воздухе концентрация кислорода иногда снижается более чем в 2 раза, а количество углекислого газа может быть выше в десятки и даже сотни раз. Именно эти газы и являются наиболее динамичными в составе почвенного воздуха. Их содержание зависит от интенсивности жизнедеятельности растений и почвенных организмов, темпов окисления органического вещества, скорости газообмена между почвенным воздухом и атмосферой. Если почва имеет большое количество крупных пор и отличается хорошей аэрацией, то содержание в ней углекислого газа в течение всего периода вегетации растений находится, как правило, в пределах 1%. При хорошем газообмене почвенного воздуха с атмосферой даже у почв с высокой биологической активностью чрезмерно высокого накопления диоксида углерода не происходит. Вместе с тем в переувлажненных почвах тяжелого гранулометрического состава, характеризующихся плохой аэрацией, содержание CO_2 может превышать 6% и более, а количество O_2 опускаться до 15% и ниже. Еще большее содержание CO_2 и меньшее содержание O_2 наблюдается в свободном почвенном воздухе заболоченных почв. В целом пределы изменения содержания O_2 и CO_2 в почвенном воздухе пахотных горизонтов различных почв характеризуются данными, представленными в табл. 45.

Таблица 45

**Пределы изменения содержания кислорода и углекислого
газа в пахотных горизонтах некоторых почв в период
активной вегетации растений**

Почва	Содержание, %	
	O ₂	CO ₂
Иловато-болотная	11,9–19,4	1,1–8,1
Торфяно-глеевая	13,5–19,5	0,8–4,5
Дерново-подзолистая	18,9–20,4	0,2–1,0
Серая лесная	19,2–21,0	0,1–0,6
Чернозем обыкновенный	19,5 – 20,8	0,3 – 0,8
Чернозем южный	19,5–20,9	0,05–0,6
Каштановая	19,8–20,9	0,05–0,5
Серозем	20,1–21,0	0,05–0,3

Что касается азота, то его содержание в почвенном воздухе мало чем отличается от содержания в атмосфере. Кроме азота, в почвенном воздухе встречаются закись (N₂O) и оксид (NO₂) азота, образующиеся в результате процессов денитрификации. Азот, кислород и диоксид углерода, содержащиеся в свободном почвенном воздухе, называются макрогазами. К микрогазам относятся закись и оксид азота, оксид углерода, предельные и непредельные углеводороды, водород, сероводород, аммиак, меркаптаны, терпены, фосфин, спирты, эфиры, пары различных органических и неорганических кислот. В свободном почвенном воздухе их очень мало, однако при ухудшении аэрации некоторые из них (например, этилен) могут накапливаться в почве в количестве, вредном для корней растений (0,001%).

Микрогазы образуются при метаболизме микроорганизмов, а также в результате разложения органического вещества, превращения в почве минеральных удобрений и средств защиты растений. Часть микрогазов поступает в почвенный воздух из атмосферы, загрязненной выбросами промышленности и транспорта.

Дыхание почвы

Выделение из почвы в приземный слой атмосферы углекислого газа называется дыханием почвы. Оно характеризуется скоростью выделения CO_2 за единицу времени с единицы поверхности и колеблется от 0,01 до 1,5 г/(м² · ч). Дыхание почвы зависит как от ее аэрации, так и от интенсивности потребления O_2 и продуцирования CO_2 .

Как уже отмечалось, кислород в почве потребляют корни растений, аэробные микроорганизмы и обитающие в ней животные. Небольшая часть его расходуется на химические реакции. При этом, например, почвы, занятые под пашню, при температуре около 20 °С поглощают за 1 ч в пересчете на 1 кг сухой массы от 0,5 до 5 мл и более O_2 . Если газообмен между почвенным воздухом и атмосферой хороший, то вместо поглощенного кислорода почва выделяет в эквивалентном количестве CO_2 . Чем хуже газообмен, тем меньше выделяется углекислого газа. В связи с этим введено понятие коэффициента дыхания, под которым понимают отношение выделившегося CO_2 к поглощенному O_2 . У хорошо аэрируемых почв он приближается к единице, а у почв с плохим газообменом — значительно выше ее. Увеличение коэффициента дыхания при затрудненной аэрации почвы объясняется образованием в ней большого количества пор, заполненных углекислым газом, накопление которого может превосходить поглощение кислорода. Количество кислорода, которое поглощается почвой, зависит не только от интенсивности газообмена между почвенным воздухом и атмосферой, но и от биологической активности почвы, особенностей произрастаемых растений, фазы их развития, погодных условий. Например, летом, во время наиболее интенсивного развития растений и более высокой температуры, почвы поглощают кислород и выделяют углекислый газ во много раз интенсивнее, чем весной или осенью.

Роль макрогазов в почвообразовании и развитии растений

К макрогазам почвенного воздуха относятся азот, кислород и углекислый газ.

Азот. Являясь в составе свободного почвенного воздуха преобладающим газом, азот считается одним из наиболее важных эле-

ментов, необходимых растениям. Он входит в состав белков, нуклеиновых кислот, ферментов, содержится в хлорофилле, алкалоидах и многих других органических веществах растений, микроорганизмов, почвенной фауны. Без него жизнь на планете невозможна. В основном азот накапливается и сохраняется в почве в составе органического вещества. Однако часть его в результате процессов минерализации и денитрификации переходит в газообразную форму и в виде молекулярного азота (N_2) и сопутствующих ему микрогазов (NO_2 , N_2O) теряется из почвы.

Кислород. Поступает в состав почвенного воздуха из атмосферы в результате диффузии. Часть кислорода может попасть в почву с водой или по растительным тканям. Он участвует в дыхании растений, микроорганизмов и почвенной фауны, без него жизнедеятельность многих почвенных организмов прекращается. При содержании в почве менее 2,5–5% кислорода начинают преобладать анаэробные процессы, которые сопровождаются образованием большого количества токсичных соединений, угнетающих развитие растений и почвенной биоты. В целом концентрация O_2 в воздушной фазе почв в зависимости от сезонов года может колебаться в пределах от нескольких десятых долей до 21%.

Углекислый газ. Основным источником накопления CO_2 в почве — дыхание растений и животных. Кроме того, его количество в почвенном воздухе может пополняться за счет десорбции из твердой и жидкой фаз почвы, превращения бикарбонатов в карбонаты во время испарения почвенной влаги, окисления органического вещества и воздействия кислот различного происхождения на карбонаты почвы. Часть CO_2 может поступать в почву вместе с грунтовыми водами. В атмосфере CO_2 содержится значительно меньше, чем в воздушной фазе почвы. Однако благодаря его диффузии из почвы происходит обогащение надпочвенного слоя атмосферы углекислым газом. Например, при нормальном воздухообмене из 1 м^3 почвы во время интенсивного развития растений в атмосферу выделяется от 2 до 10 л диоксида углерода. Это повышает количество CO_2 в приземном слое воздуха и способствует тем самым улучшению его ассимиляции растениями.

При растворении CO_2 в почвенной влаге образуется угольная кислота (H_2CO_3), которая диссоциирует на ионы H^+ и HCO_3^- и подкисляет почвенный раствор. При этом значительно усиливается растворяющее действие почвенного раствора, что способствует переводу многих минеральных соединений (фосфаты кальция, карбонаты кальция и др.) в более доступные для растений формы.

Вместе с тем высокое содержание CO_2 (более 2–3%) в почвенном воздухе, особенно при недостатке кислорода (что может наблюдаться при избыточной влажности и плохой аэрации почвы), отрицательно влияет на развитие растений и микроорганизмов.

Аэрация и воздушные свойства почв

Аэрация, т.е. обмен газами между почвенным воздухом и атмосферой, осуществляется через свободные от воды почвенные поры. Основой аэрации является диффузия, под которой понимают перемещение газов в почвенном воздухе или в атмосфере от участков с высоким парциальным давлением к участкам с более низким давлением. При хорошем контакте почвенного и атмосферного воздуха диффузия газов происходит непрерывно, что объясняется различным газовым составом воздушной фазы почвы и атмосферы. Однако диффузия газов внутри почвы протекает медленнее, чем в атмосферном воздухе. Ускоряет диффузию почвенных газов поступление влаги в почву, которая, являясь антагонистом воздуха, вытесняет его в приземные слои атмосферы. При уменьшении влажности почвы освобождающиеся от воды поры сразу же заполняются атмосферным воздухом. Свободный почвенный воздух может вытесняться и засасываться в почвенные поры при изменениях температуры почвы и атмосферного давления, однако значение данных факторов в аэрации невысокое. Еще меньше в аэрации роль ветра. Его влияние на газообмен зависит от объема крупных пор и особенностей обработки почвы. Во время ветра обмен почвенного воздуха с атмосферой наиболее интенсивно происходит на участках, лишенных растительного покрова.

Диффузия газов зависит как от скорости теплового движения молекул, так и от расстояния, которое они могут беспрепятственно пройти. Скорость теплового движения отдельно взятых молекул газов чрезвычайно высока. Например, молекула кислорода за 1 с движения может пройти расстояние в 461 м, а молекула водорода — 1838 м, но этого не происходит, так как свободный пробег газовых молекул в атмосфере небольшой. Для тех же молекул кислорода и водорода он равен $10,2 \cdot 10^{-5}$ и $17,8 \cdot 10^{-5}$ см. Незначительное расстояние свободного пробега объясняется в первую очередь очень большим количеством молекул газов в атмосфере, которые постоянно сталкиваются между собой и мешают друг другу передвигаться.

Для характеристики интенсивности диффузии газов введено понятие коэффициента диффузии. *Коэффициентом диффузии* называется объем газа в сантиметрах кубических (см^3), который может пройти в течение 1 с через 1 см^2 поверхности, при толщине слоя в 1 см и градиенте концентрации, равном 1. При одной и той же температуре коэффициент диффузии газов почвенного воздуха почти в 10 раз меньше, чем в атмосфере.

Нормальный газообмен между почвенным воздухом и атмосферой осуществляется, если объем пор аэрации не ниже 20%. Интенсивность аэрации во многом определяется воздушными свойствами почвы, среди которых наиболее важными являются воздухопроницаемость и воздухоемкость.

Воздухопроницаемость. Это способность почвы пропускать через себя воздух. Воздух проходит через почву по порам, свободным от воды. Воздухопроницаемость зависит от гранулометрического состава почвы, ее структурного состояния и сложения, а в конечном итоге от размера пор аэрации. Чем они крупнее и чем их больше, тем выше проницаемость почвы для воздуха. Воздухопроницаемость почв измеряется объемом воздуха в миллиметрах (мм), который проходит за единицу времени при определенном давлении через 1 см^2 почвы толщиной в 1 см. При увеличении влажности почвы объем пор, не занятых водой, уменьшается и соответственно снижается способность почвы пропускать через себя воздух. В естественных условиях через 1 см^2 почвы толщиной в 1 см каждую секунду проходит до 1 л

и более воздуха, при этом в структурных почвах значение данного показателя гораздо выше, чем в бесструктурных.

Воздухоемкость. Под воздухоемкостью понимают количество воздуха, которое почва может удерживать в своих порах. Как и пористость, воздухоемкость выражается в процентах от объема почвы. Она зависит от размера почвенных пор. Максимальное значение воздухоемкости характерно для сухих почв; по мере увлажнения почвы объем почвенного воздуха уменьшается.

У почв, находящихся в воздушно-сухом состоянии, величина воздухоемкости находится как разность между общей пористостью и объемом гигроскопической влаги. Воздухоемкость почвы, влажность которой соответствует наименьшей влагоемкости, равна объему некапиллярных пор. И если в этом случае объем пор, занятых воздухом, составляет менее 15%, то газообмен между почвенным воздухом и атмосферой считается неудовлетворительным. В минеральных почвах оптимальные условия для аэрации создаются при содержании воздуха на уровне 20–25%, в торфяно-болотных — на уровне 30–40% от общего объема почвы.

Воздушный режим почв

Воздушный режим почвы — совокупность происходящих в ней процессов поступления, передвижения, изменения газового состава и физического состояния почвенного воздуха при его взаимодействии с атмосферой, твердой, жидкой и живой фазами почвы. Воздушный режим почв постоянно изменяется. В его изменениях прослеживаются суточная и годовая динамики.

Суточная динамика обусловлена в основном изменениями атмосферного давления, температуры, освещенности и фотосинтеза, которые происходят в течение суток. Она охватывает лишь верхний (50 см) слой почвы. Благодаря ей состав почвенного воздуха может обновиться на 10–15%.

Годовая (сезонная) динамика воздушного режима определяется изменениями атмосферного давления, температуры, количества осадков, интенсивности жизнедеятельности растений, почвенных животных и микроорганизмов в течение года. Она соот-

ветствует биологическим ритмам и характеризуется увеличением концентрации CO_2 и уменьшением содержания O_2 во время интенсивного развития растений. По мере снижения биологической активности CO_2 покидает почву, а содержание в ней O_2 возрастает.

С точки зрения агрономии наиболее благоприятный воздушный режим наблюдается в рыхлых аморфных почвах с хорошей структурой. В верхних горизонтах этих почв содержание почвенного воздуха во время всей вегетации растений находится на уровне 20–25% от объема почвы. К сожалению, многие почвы такими условиями не обладают. Например, в тяжелых бесструктурных почвах, отличающихся большим количеством капиллярных пор и очень малым количеством крупных некапиллярных пор, даже при оптимальной влажности растения могут страдать от недостатка O_2 и избытка CO_2 . Их воздушный режим можно улучшить лишь с помощью агротехнических и мелиоративных мероприятий.

Агротехнические мероприятия должны быть направлены на улучшение сложения почвы, увеличение общего объема ее пор и пор аэрации. Это способствует усилению газообмена между почвенным воздухом и атмосферой и соответственно уменьшению содержания в почве диоксида углерода и увеличению концентрации кислорода. При этом чем лучше структурное состояние почвы, тем выше ее воздухопроницаемость. Например, по данным Н.Ф. Добрякова, через 1 ч после обильного полива хорошо оструктуренной почвы ее воздухопроницаемость составляет более 60, среднеоструктуренной — 60–40, слабооструктуренной — 40–30 и бесструктурной почвы — менее 20 мл в минуту.

Эффективность газообмена между атмосферой и почвенным воздухом можно оценивать также по содержанию в почве углекислого газа и кислорода. Считается, что концентрация диоксида углерода более 2–3%, а кислорода менее 19–18% для многих растений неблагоприятна.

Известкование кислых и гипсование щелочных почв, внесение органических и минеральных удобрений, углубление пахотного горизонта, рыхление плужной подошвы, уничтожение почвенной корки, междурядные обработки пропашных культур, посев многолетних трав — вот те агротехнические мероприятия,

которые способствуют не только окультуриванию почв, но и оптимизируют их воздушный режим.

Мелиоративные мероприятия эффективны только на заболоченных почвах. С помощью мелиорации из почвы удаляется избыток влаги и почвенные поры заполняются воздухом.

Глава 14

ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА И ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ПОЧВ

Тепловой режим почв — один из важных показателей, во многом определяющих направление и интенсивность почвообразовательных процессов. От его особенностей зависят длина вегетационного периода растений, видовой состав и продуктивность растительного покрова, водный и воздушный режимы почвы, численность обитающих в ней микроорганизмов, скорость разложения органических остатков и превращения гумусовых веществ, темпы выветривания горных пород, интенсивность химических реакций и т.д.

Источники тепла в почве — лучистая энергия солнца; радиация атмосферы, теплота, идущая изнутри земного шара; энергия, которая выделяется при разложении растительных остатков; радиоактивный распад. Главным среди них является лучистая энергия солнца, т.е. энергия, которая возникает во время ядерных реакций при температуре около 10 млн градусов. До 30% солнечной энергии рассеивается в атмосфере или отражается облаками и поверхностью земли, около 20% поглощается облаками в верхних слоях атмосферы и около 50% достигает суши или поверхности Мирового океана и поглощается ими. Лучистая энергия солнца, поглощенная почвой, превращается в тепловую энергию, которая или передается в нижние горизонты, или отдается в атмосферу. Почва отдает тепло в атмосферу лишь в том случае, если имеет более высокую температуру, чем приземные слои воздуха. При этом почва охлаждается. Если почва поглощает больше лучистой энергии, чем количество тепла, которое она отдает в атмосферу, то происходит ее нагревание, и тепло начинает распространяться

в нижележащие почвенные слои. Чем больше разность между температурой верхних и нижних слоев почвы, тем больше тепла уходит вниз. При охлаждении почвы часть тепла, аккумулированного в ее нижних слоях, передается вверх.

Количество энергии солнца, поступающей в почву, зависит от почвенно-климатической зоны, погодных условий, особенностей рельефа и экспозиции склонов, наличия растительного покрова, окраски почвы, ее физических и тепловых свойств.

Тепловые свойства

К тепловым свойствам почвы относят ее теплопоглодательную способность, теплоемкость и теплопроводность.

Теплопоглодательная (отражательная) способность. Это способность почвы поглощать лучистую энергию солнца. Поглощается не вся солнечная энергия, а только ее часть; другая часть отражается почвой. Величина отраженной коротковолновой солнечной радиации, выраженная в процентах от ее общего количества, достигшего поверхности почвы, называется *Альбедо*. Чем меньше Альбедо, тем меньше солнечной энергии отражает почва и тем сильнее она нагревается.

Значение Альбедо зависит от цвета почвы, ее удельной поверхности, влажности и особенностей растительного покрова (табл. 46). Чем темнее почва, тем меньше ее Альбедо. В связи с этим почвы, содержащие много гумуса и отличающиеся более темным цветом, всегда нагреваются сильнее, чем их более светлые малогумусовые аналоги. Альбедо снижается также при увеличении влажности почвы и ее удельной поверхности.

Таблица 46

Альбедо некоторых почв, пород и растительных покровов (А.Ф. Чудновский)

Объект	Альбедо, %
Чернозем сухой	14
Чернозем влажный	8
Серозем сухой	25–30

Окончание табл. 46

Объект	Альбедо, %
Серозем влажный	10–12
Глина сухая	23
Глина влажная	16
Песок белый и желтый	34–40
Пшеница яровая	10–25
Пшеница озимая	16–23
Травы зеленые	26
Травы высушенные	19
Хлопчатник	20–22
Рис	12
Картофель	19

Теплоемкость. Способность почвы поглощать тепло называется теплоемкостью. Она бывает удельная и объемная. Удельная теплоемкость характеризуется количеством тепла в джоулях (Дж), которое необходимо для того, чтобы нагреть 1 г абсолютно сухой почвы на 1 °С, а объемная — соответственно 1 см³.

Перерасчет удельной теплоемкости в объемную необходим при изучении особенностей перераспределения тепла в пределах почвенного профиля. Известно, например, что сложение разных генетических горизонтов различно. Одни из них имеют большую пористость, другие — меньшую, соответственно и соотношение удельной и объемной теплоемкостей будет различно. В целом их значения связаны между собой следующим уравнением:

$$T_v = T \cdot d_v,$$

где T_v , T — соответственно объемная [Дж/(см³·град)] и удельная [Дж/(г·град)] теплоемкости; d_v — плотность сложения почвы, г/см³.

Теплоемкость почвы зависит от ее гранулометрического и минералогического составов, содержания в ней органического вещества, воды, воздуха (табл. 47). Теплоемкость влажной почвы всегда выше теплоемкости сухой почвы. Это объясняется тем, что

Таблица 47

Теплоемкость некоторых почв и их составных частей

Объект	Теплоемкость, Дж/(г·град)
Песок кварцевый	0,82–0,83
Глина	0,96–0,98
Воздух	1,02
Торф	1,99–2,09
Лед	2,09
Вода связанная	2,93–4,12
Вода свободная	4,12
Чернозем	0,96
Серозем	0,91
Краснозем	1,04

для нагревания 1 г воды на 1 °С требуется тепла гораздо больше, чем для нагревания такого же количества почвенных минералов. Именно поэтому влажные почвы медленнее нагреваются, чем сухие, и более медленно охлаждаются. Медленнее нагреваются и глинистые почвы. Они считаются холодными, в то время как песчаные почвы с их невысокой теплоемкостью получили название теплых. Вместе с тем тяжелые почвы осенью гораздо медленнее охлаждаются и в холодное время имеют более высокую температуру, чем легкие.

Теплопроводность. В связи с разностью температур теплота, которая поступает на поверхность почвы, перераспределяется между ее слоями. Этот процесс называется теплообменом, а свойство почвы проводить тепло — теплопроводностью.

Теплопроводность оценивается с помощью коэффициента теплопроводности, значение которого для некоторых составных частей почвы показано в табл. 48.

Наименьшей теплопроводностью отличается почвенный воздух, наибольшей — твердая фаза почвы, особенно ее минеральная часть. В связи с этим бесструктурные и плотные почвы имеют более высокую теплопроводность, чем рыхлые, с большим количеством пор аэрации. Затрудняется передача тепла от одних

Таблица 48

**Коэффициенты теплопроводности некоторых
составных частей почвы**

Объект	Коэффициент теплопроводности, Дж/(см·с·град)
Воздух	0,000210
Торф	0,001107
Вода	0,005866
Лед	0,020950
Кварц	0,00984
Базальт	0,02132
Гранит	0,03362

слоев почвы к другим и с увеличением содержания в ней органического вещества. Именно поэтому торфяно-болотные почвы отличаются значительно меньшей теплопроводностью, чем минеральные.

Теплопроводность почв увеличивается по мере их увлажнения. В этом случае из почв вытесняется газообразная фаза и поры заполняются водой, которая способна пропускать тепло почти в 30 раз быстрее, чем воздух.

Тепловой режим

Тепловым режимом почвы называется совокупность процессов поступления, переноса, аккумуляции и отдачи тепла. Математически он характеризуется с помощью радиационного и теплового балансов.

Радиационный баланс — это соотношение между количеством солнечной радиации, поглощаемой и излучаемой почвой. Ее приходная часть представлена прямой и рассеянной солнечной коротковолновой радиацией, а также длинноволновым излучением атмосферы. В расходную часть баланса входят отраженная поверхностью почвы коротковолновая радиация и длинноволновое температурное излучение почвы. Если приходная часть радиационного баланса больше расходной, почва нагревается. В этом

случае баланс считается положительным. Для радиационного баланса характерна суточная и годовая периодичность.

Тепловой баланс складывается из показателя радиационного баланса (T_6), расхода тепла на транспирацию и физическое испарение влаги (T_T), на теплообмен между поверхностью почвы и ее более глубокими слоями (T_n), на нагревание воздуха (T_k) и имеет следующий вид:

$$T_6 = T_T + T_n + T_k.$$

Тепловой баланс зависит от особенностей географического положения и рельефа, физических свойств почвы, наличия растительного покрова, сезона года, времени суток, погодных условий и многих других факторов.

Влияние рельефа проявляется в перераспределении солнечной радиации и влаги по поверхности почвы. Например, самыми теплыми считаются южные склоны, несколько более холодными — западные и восточные и самыми холодными — северные. При этом чем круче склоны, тем больше влияние их экспозиции на температуру почв. Перераспределяя тепло и осадки по поверхности суши, рельеф оказывает большое влияние на характер и продуктивность произрастающей растительности, которая в свою очередь уменьшает поток солнечной радиации к поверхности почвы, снижая тем самым ее температуру в период летней жары.

Большое влияние на температуру почвы оказывает ее окраска. Темные почвы (например, дерново-карбонатные) отличаются более низким значением Альбедо и поэтому всегда сильнее нагреваются, чем светлые.

В течение суток наибольшие колебания температуры почвы наблюдаются на ее поверхности. Она достигает своего максимума в полдень и охлаждается в ночные часы. В зависимости от свойств почвы на глубине от 35 см до 1 м суточные колебания затухают. Здесь температура почвы остается довольно постоянной и изменяется лишь по мере смены сезонов года.

В условиях Беларуси максимальное значение среднесуточной температуры верхнего слоя почвы наблюдается в июле. Тепловой режим почвы в этот период характеризуется потоком тепла от верхних горизонтов к нижним. Минимальное значение темпера-

туры приходится на январь-февраль. Это так называемый период охлаждения почвы, когда поток тепла идет от нижних горизонтов к верхним. При этом на глубине 20 см среднегодовая температура обычно несколько выше, чем среднегодовая температура приземных слоев атмосферы.

Как и в течение суток, наиболее резкие годовые колебания температуры почвы отмечаются в ее верхнем слое. Обычно почва начинает замерзать при температуре $0,1-1,5^{\circ}\text{C}$. Это объясняется тем, что почвенная влага представляет собой не дистиллированную воду, а раствор, в котором содержится какое-то количество самых разнообразных растворенных веществ, и чем больше их концентрация, тем при более низкой температуре она превращается в лед. Кроме того, связанная влага замерзает при температуре около -4°C , что также способствует снижению температуры замерзания почвы.

Глубина промерзания почвы, с одной стороны, зависит от силы мороза, теплоемкости и теплопроводности почвы, а с другой — от наличия на поверхности почвы снежного покрова, особенностей рельефа, на котором она образована, ее влажности, защищенности растениями и послеуборочными растительными остатками.

Чем мощнее и рыхлее снежный покров, тем на меньшую глубину промерзает почва. Способствуют накоплению снега растения. Там, где осенью оставлена стерня зерновых культур, посеяны и хорошо раскустились озимые, многолетние травы, имеются посадки плодово-ягодных культур, в зимний период накапливается больше снега и соответственно почва меньше промерзает.

Глубже всего промерзает почва на северных выпуклых элементах рельефа, с которых ветром сдувается снег. На более теплых южных склонах и в понижениях, где накапливается более мощный снежный покров, глубина промерзания почвы гораздо меньшая.

При прочих равных условиях более влажные почвы промерзают на меньшую глубину, чем сухие.

При характеристике теплового режима почв особый интерес представляет сумма активных температур на глубине максимального распространения корней (20 см). Активной называют температуру почвы выше 10°C . Весной, при наступлении такой температуры,

растения начинают интенсивно развиваться. Чем длиннее период с активной температурой, тем выше теплообеспеченность почв и лучше условия для развития растений (табл. 49). В условиях Беларуси теплообеспеченность почв считается, как правило, выше средней.

Таблица 49

Оценка теплообеспеченности почв (В.Н. Димо)

Сумма активных температур почвы на глубине 0,2 м	Теплообеспеченность
0–400	Низкая
400–800	Весьма слабая
800–1200	Слабая
1200–1600	Ниже средней
1600–2100	Средняя
2100–2700	Выше средней
2700–3400	Хорошая
3400–4400	Весьма хорошая
4400–5600	Высокая
5600–7200	Весьма высокая

В сельскохозяйственном производстве приток солнечного тепла к поверхности почвы регулируется с помощью ее мульчирования, затенения растительностью, специальных приемов обработки.

Мульчирование поверхности почвы получило распространение в овощеводстве. Оно осуществляется с помощью торфа, соломы, костры, опилок, бумаги и других материалов, как правило, органического происхождения. Мульча темного цвета на 10–15% снижает Альбедо и тем самым увеличивает приток солнечной радиации на ее поверхность. Светлоокрашенные мульчирующие материалы, наоборот, способствуют меньшему нагреванию почвы. Мульчирование поверхности почвы не только регулирует тепловой режим почвы, но и значительно снижает ее испаряющую способность, обеспечивая тем самым сохранение почвенной влаги.

Существенно уменьшает приток солнечной энергии к поверхности почвы растительный покров. Многолетние травы, лесные насаждения, кулисные посевы изменяют микроклимат местности, замедляют интенсивность обмена почвенного воздуха с атмо-

сферой, способствуют понижению температуры почвы днем и ее повышению ночью. На участках, занятых растительностью, в зимнее время накапливается больше снега, который предохраняет почву от глубокого промерзания.

Иногда в овощных хозяйствах Беларуси для более быстрого прогревания поверхности почвы применяют гребневые и грядковые посевы. С помощью гребней увеличивается общая поверхность почвы, в результате температура ее повышается на 3–5 °С. Вместе с тем почвы с неровной, гребнистой поверхностью ночью быстрее отдают тепло и иногда в утренние часы могут оказаться более холодными.

Рыхление почвы уменьшает ее теплопроводность и лучеиспускательную способность. Такой прием способствует снижению температуры почвы в дневные часы и сохранению тепла ночью. Прикатывание почвы, наоборот, увеличивает теплопроводность верхнего слоя почвы и способствует повышению температуры уплотненного нижележащего слоя.

Для улучшения теплового режима почв в овощеводческих хозяйствах широко применяют биотопливо, а также искусственный обогрев теплиц с помощью электричества, пара, горячей воды. В качестве биотоплива наибольшее распространение получил конский навоз, температура которого при интенсивном разложении может подняться до 70 °С.

Довольно эффективный прием снижения температуры почвы — полив. Осушение же заболоченных почв, наоборот, приводит к повышению ее температуры в дневные часы и снижению в ночное время.

Глава 15

ПОЧВЕННЫЙ РАСТВОР И ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ПОЧВАХ

Почвенный раствор — жидкая фаза почвы — служит непосредственным источником питательных веществ для растений, и поэтому их рост и развитие непосредственно зависят от его состава и концентрации. Он имеет большое значение в перемещении

продуктов почвообразования по профилю, участвует в динамике разнообразных почвенных процессов. В.И. Вернадский считал его «основным субстратом жизни», «основным элементом биосферы». Изучением почвенного раствора занимались К.К. Гедройц, А.А. Шмук, Е.И. Шилова и другие.

Методы выделения почвенного раствора затруднительны и несовершенны. Источником почвенного раствора являются атмосферные осадки, грунтовые воды. Кроме того, этот раствор включает все формы капиллярной, рыхло- и прочносвязанной влаги, поэтому количество выделяющегося почвенного раствора зависит от степени увлажнения почвы и ее водоудерживающей способности. В сравнительно неизменном виде его можно выделить: 1) давлением сжатого газа; 2) прессом; 3) замещением различными жидкостями (этиловым спиртом); 4) центробежной силой. Практически применяются второй и третий методы. Центрифугирование возможно лишь для почв с влажностью, близкой к полной влагоемкости. Это *первая группа* методов.

Вторая группа методов включает лизиметрические методы, когда собирают просачивающуюся через почву атмосферную влагу в специальном приемнике. Для этого применяют различные лизиметры: с насыпной почвой, лизиметрические воронки, лизиметры-монолиты из разного материала (металлические, бетонные и др.) и разной формы (круглые, квадратные и др.). Лизиметрические воды можно получить лишь в периоды сильного увлажнения почв, что является недостатком данного метода (Е.И. Шилова).

Третья группа включает методы выделения почвенного раствора водой. На основе водной вытяжки из почвы можно получить лишь относительное представление о содержании в ней водорастворимых веществ. Чаще применяют водные вытяжки при соотношении почва : вода = 1 : 5. Они широко используются для определения легкодоступных для растений питательных элементов и легкорастворимых токсичных солей (А.А. Шмук, В.А. Ковда).

Четвертая группа включает ионометрические методы, позволяющие определять в полевых условиях активность ионов Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , NO_3^- и других, используя селективные электроды.

Непосредственно в поле можно также определить рН раствора, его электропроводность и окислительно-восстановительный потенциал.

Химический состав, концентрация и реакция почвенного раствора

Почвенные растворы — подвижная система, состав которой меняется по сезонам года, что связано с сезонными изменениями тепла и влаги, поступлением органических остатков и процессов их трансформации. Состав почвенного раствора, его реакция и концентрация определяются всей совокупностью происходящих в почве процессов и характера поступления воды в те или иные горизонты почв, поэтому состав и концентрация почвенного раствора отличаются непостоянством, динамичностью и разнообразием. В него входят органические, минеральные и органоминеральные соединения как в состоянии истинных, так и коллоидных растворов. Органические представлены водорастворимыми солями органических кислот, фульвокислот (фульваты магния, кальция, в сильноокислых почвах — фульваты железа и алюминия, в щелочных — гуматы натрия), аминокислотами, сахарами и др.

Из минеральных веществ обычны анионы HCO_3^- , NO_3^- , CO_3^{2-} , Cl^- , SO_4^{2-} , $\text{H}_2\text{PO}_4^{2-}$; катионы H^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , NH_4^+ , Al^{3+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} ; микроэлементы; коллоидно-растворимые гидраты оксидов SiO_2 , Al_2O_3 , MnO , Fe_2O_3 .

Органоминеральные соединения представлены железо- и алюмоорганическими комплексами и другими соединениями органических веществ кислой природы с поливалентными катионами. В незасоленных почвах в составе анионов до 90% приходится на долю HCO_3^- вместе с NO_3^- . Количество HCO_3^- зависит от интенсивности процессов окисления органических веществ и выделения CO_2 при дыхании, в карбонатных почвах концентрация HCO_3^- сохраняется постоянно на высоком уровне благодаря растворению карбонатов. Количество NO_3^- определяется интенсивностью протекания процесса нитрификации. Фосфат-ионы в больших количествах не накапливаются даже при внесении высоких доз фосфора. Почвы обладают буферной способностью по

отношению к фосфатам, т.е. способностью восстанавливать концентрацию фосфат-ионов после ее изменения в процессе питания растений. Их содержание в большинстве случаев колеблется в интервале 1–2 мг/л.

Что касается количества и состава катионов, то соотношение между ними непостоянно, при поступлении в растения между ними имеют место антагонизм и синергизм, поэтому важны оптимальные соотношения между катионами не только в составе почвенного поглощающего комплекса, но и в почвенном растворе. Так, катионная активность дерново-подзолистой почвы в опытах БГСХА (отношение $K : (Ca + Mg)$) в большинстве случаев для зерновых и льна-долгунца должна находиться в диапазоне 0,020–0,030.

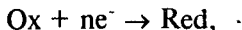
Концентрация почвенного раствора невелика: около 0,1–0,3 г/л и редко достигает 1 г/л. Наиболее низкая концентрация в растворах подзолистых и болотных почв и выщелоченных почв, влажных тропиков и субтропиков, в черноземах и солонцах достигает 1–3 г/л, а в солончаках доходит до 300–400 г/л (В.А. Ковда). Между общей концентрацией солей в растворах и соотношением отдельных ионов наблюдается такая зависимость: в слабоконцентрированных растворах преобладают двууглекислые соли кальция, а по мере повышения концентрации происходит накопление сернокислых и хлористых солей магния и натрия. Это связано с различной степенью растворимости солей: при увеличении концентрации в первую очередь выпадает осадок $CaCO_3$, затем гипс, в то время как хорошо растворимые сульфаты и хлориды магния и натрия относительно и абсолютно накапливаются.

Состав солей, соотношение между катионами и анионами определяют *реакцию* почвенного раствора (актуальную кислотность или актуальную щелочность, pH_{H_2O}) и *осмотическое давление*, от которого зависит поступление воды в растение. Если оно равно осмотическому давлению клеточного сока растений или выше его, то поступление воды в него прекращается. Сосущая сила корней большинства растений не превышает 100–120 МПа, при низких концентрациях почвенного раствора осмотическое давление составляет не больше 10 МПа. В сильно засоленных почвах оно может возрастать до 150–260 МПа, больше при хлоридном, меньше при сульфатном засолении. Такие почвы нуждаются в химиче-

ской мелиорации и промывке от солей, особенно почвы тяжелого гранулометрического состава. Большое значение в регулировании состава почвенного раствора имеют орошение и осушение, которые позволяют разбавить концентрированные растворы в первом случае и понизить концентрацию оксидных соединений железа и других токсичных элементов во втором.

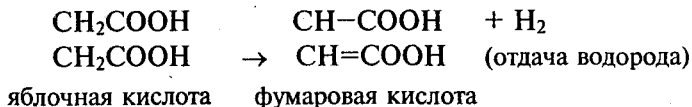
Окислительно-восстановительные процессы

В жизни почвы происходят непрерывные фазовые превращения веществ, в ней активна жизнедеятельность почвенного населения, что сопровождается одновременным протеканием окислительных и восстановительных процессов. В них участвуют окислители и восстановители, главными из которых являются кислород ($O \rightarrow O^{2-}$) и водород ($H \rightarrow H^+$). В общем виде реакцию окисления-восстановления можно представить так:



где Ox — окислитель; Red — восстановитель; e^- — электроны; n — число электронов, участвующих в реакции.

Одни вещества теряют электроны и окисляются (реакция окисления), другие приобретают электроны и восстанавливаются (реакция восстановления). Большинство реакций окисления органических веществ необратимы:



Процессы окисления ряда элементов обратимы и могут протекать с присоединением кислорода ($N^{5+} \rightarrow N^{3+}$) по схеме: $2KNO_2 \rightarrow 2KNO_3$ и без участия водорода и кислорода: $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$; $Mn^{4+} \rightarrow Mn^{2+}$. Развитие и интенсивность окислительно-восстановительных процессов зависят от аэрации, условий увлажнения, температуры, а также от таких свойств почвы, как плотность, структура, гранулометрический состав, содержание органических веществ. На развитие окислительно-восстановительных реакций влияет интенсив-

ность микробиологических процессов. В результате соединения с переменной валентностью многократно переходят из твердой фазы в жидкую, из жидкой в газовую. Так, в кислых почвах при периодическом переувлажнении происходит восстановление железа ($\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$) и марганца ($\text{Mn}^{4+} \rightarrow \text{Mn}^{2+}$), что сопровождается повышением растворимости их углекислых солей и органометаллических комплексов. Переходя в раствор, эти соединения могут перемещаться в пределах почвенного профиля. Именно за счет этих периодически восстановительных процессов образуются отбеленные глеево-элювиальные горизонты.

При смене восстановительных процессов на окислительные при участии специфических микроорганизмов происходит сегрегация гидроксидов железа и марганца и формирование различного рода конкреций и стяжений.

Реакция денитрификации и нитрификации ($\text{N}^{5+} \rightarrow \text{N}^{3+}$) сопровождается переходом при восстановлении нитритов и нитратов в газовую фазу в виде аммиака NH_3 .

В совокупности протекание процессов окисления и восстановления динамично и обуславливает определенную окислительно-восстановительную обстановку. Для количественной характеристики этой обстановки используют понятие «окислительно-восстановительный потенциал».

Окислительно-восстановительным потенциалом почвы (ОПВ) называют разность потенциалов, возникающую между почвенным раствором и электродом из инертного металла (платины), помещенным в почву. По Петерсу, его выражают уравнением

$$E_{\text{ОВ}} = E_0 + \frac{RT}{nF} \ln \frac{[\text{окисл.}]}{[\text{восст.}]}, \quad (1)$$

где R — универсальная газовая постоянная, Дж; T — абсолютная температура, К; n — число электронов, принимающих участие в окислительно-восстановительной реакции; F — число Фарадея, Кл; $[\text{окисл.}]$ и $[\text{восст.}]$ — концентрация окислителей и восстановителей данной системы; E_0 — стандартный (нормальный) потенциал данной системы, возникающий при погружении электрода в раствор, однонормальный по отношению к окислителю и восстановителю, т.е. отношение $[\text{окисл.}] : [\text{восст.}] = 1$, тогда $E_{\text{ОВ}} = E_0$.

По отношению к водороду ОВП обозначают символом E_h :

$$E_h = E_o + \frac{RT}{nF} \ln \frac{[H^+]^2}{[H_2]}. \quad (2)$$

Величина ОВП (E_h) выражается в милливольтках (мВ). Его вычисляют по отношению к водородному электроду. Потенциал стандартного водородного электрода условно считают равным нулю (электрод, насыщенный при давлении 10^5 Па газообразным водородом и находящийся в равновесии с раствором, активность водородных ионов которого равна 1). В качестве электрода сравнения чаще используют насыщенный каломельный электрод, потенциал которого по отношению к нормальному водородному электроду +250 мВ при 18 °С. По отношению к нормальному водородному электроду формула (2) после подстановки числовых значений R , T и F приобретает следующий вид (для температуры 18 °С):

$$E_h = 0,029 \lg \frac{[H^+]^2}{[H_2]} \text{ мВ}. \quad (3)$$

В почвах обычно имеется несколько окислительно-восстановительных систем (ОВ), и их нормальные потенциалы можно взять из справочника. Например, для системы $Fe^{3+} \rightleftharpoons Fe^{2+}$ потенциал равен 770 мВ, для системы $Mn^{4+} \rightleftharpoons Mn^{2+}$ — 334 мВ. Если известны компоненты этих систем, E_h можно вычислить, и его значение будет ближе к той системе, которая преобладает. Такую систему называют *потенциалопределяющей*. Чем больше E_o , тем сильнее окислительная форма и тем слабее восстановитель. Сильными окислителями являются O_2 , Cl_2 , MnO_4^- (в кислой среде), более слабыми — Fe^{3+} , NO_3^- , сильными восстановителями — Na^+ , Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Fe^{2+} .

Некоторые соединения Fe, N могут выступать как окислители либо как восстановители. Многие элементы находятся в виде комплексных соединений, поэтому их нормальные потенциалы могут отличаться от табличных значений для простых ионов.

В почвах потенциалопределяющей системой является кислород, который определяет верхний предел возможных значений E_h (+600 ... +700 мВ). Накопление восстановительных соединений,

в том числе водорода, определяет нижний предел (до +100 ... -100 мВ). Снижение E_h ниже 350–400 — показатель среды, когда окислительные условия меняются на восстановительные.

В связи с тем что многие окислительно-восстановительные реакции идут с участием водорода и интенсивность этих реакций зависит от рН среды, предложено ввести показатель $гН_2$ для получения сравнимых данных с различным значением рН. По Кларку,

$$гН_2 = \frac{E_h}{29} + 2рН.$$

Показатель $гН_2$ представляет собой отрицательный логарифм концентрации молекулярного водорода. Считают, что изменение рН почвы на единицу вызывает сдвиг ОВП при 20 °С на 58 мВ и что возрастание рН вызывает снижение потенциала. При $гН_2 > 27$ преобладают окислительные процессы, при $гН_2$ 22–25 — восстановительные, при интенсивном развитии восстановительных процессов в оглеенных почвах $гН_2$ снижается до 20. Показатель $гН_2$ теряет смысл для таких ОВ-систем, у которых изменение ОВП на единицу рН значительно отклоняется от 58 мВ. Строго определенным он является при сравнительно небольших изменениях рН, например от 6 до 8.

Кроме показателей E_h и $гН_2$, для характеристики окислительно-восстановительного состояния почв используются понятия об окислительно-восстановительной емкости и буферности. По С.П. Яркову и И.С. Кауричеву, *окислительно-восстановительная емкость почвы* — максимальное количество окислителя (восстановителя), которое может быть связано почвой. *Окислительно-восстановительная буферность* — способность почвы противостоять изменению ОВП при действии различных факторов, нарушающих ОВ-равновесие. Она обусловлена различиями в содержании гумуса, его качественном составе, в содержании несиликатных форм железа и степени их гидратации. Поэтому низкая буферность к изменению ОВП характерна для дерново-подзолистых почв, в которых при увлажнении быстрее развиваются восстановительные процессы, нежели в черноземах и каштановых почвах, которые обладают повышенной буферностью.

Типы окислительно-восстановительных режимов

Величины E_h в разных почвах в разное время года колеблются в пределах 100–750 мВ, опускаясь иногда до отрицательных значений. В летний период в дерново-подзолистых автоморфных почвах они колеблются в пределах 550–750 мВ, в черноземах — 400–600, в сероземах 350–450 мВ, в болотных почвах опускаются до 200 мВ и ниже. Эти показатели весьма динамичны и при определенном сочетании водно-воздушного, теплового и микробиологического режимов для каждой конкретной почвы характерен свой *окислительно-восстановительный режим — соотношение окислительно-восстановительных процессов в почвенном профиле в годичном цикле почвообразования*. Различают следующие типы ОВ-режима почв:

- почвы с абсолютным господством окислительной обстановки — амфотерные почвы степей, полупустынь и пустынь (черноземы, каштановые, сероземы, серо-бурые и др.) — E_h 600 мВ;
- почвы с господством окислительной обстановки при возможном проявлении восстановительных процессов в отдельные влажные годы или сезоны (автоморфные почвы таежно-лесной зоны, лесостепной и влажных субтропиков) — E_h 450–600 мВ;
- почвы с контрастным ОВ-режимом (полугидроморфные почвы различных зон) — E_h 300–450 мВ;
- почвы с устойчивым восстановительным режимом (болотные почвы и гидроморфные солончаки) — $E_h < 200$ мВ.

Наиболее динамичны ОВ-режимы в верхних горизонтах, где активна микробиологическая деятельность, где отмечается снижение ОВП при повышенных температурах (20–30 °С) и оптимальной влажности. В таких условиях происходит накопление восстановительных соединений — продуктов жизнедеятельности микроорганизмов, что сопровождается нарастанием поглощения кислорода.

Окислительно-восстановительные процессы играют большую роль в почвообразовании и оказывают большое влияние на плодородие почв. С ними связаны все процессы превращения органических остатков, темпы накопления гумуса, они влияют на фор-

мирование элювиальных горизонтов, от них зависит появление различного рода железисто-марганцевых новообразований (орштейны, примазки, конкреции, пленки и др.). От состояния ОВ-режима зависит питательный режим, который складывается неблагоприятно как при резко окислительной, так и при восстановительной обстановке. При E_h порядка 700–750 мВ, господстве аэробной (окислительной) обстановки снижается доступность растениям железа, марганца, отчасти азота. Соединения железа с марганцем выпадают в осадок, а для образования нитратного азота в процессе нитрификации оптимальными являются границы ОВ в интервале 480–340 мВ (И.П. Сердобольский).

Снижение E_h до 250 мВ обуславливает накопление восстановленных соединений железа, марганца, ртути в количествах, токсичных для растений. При этом могут накапливаться сероводород, фосфин, этилен, сода, которые также действуют на растения угнетающе. Для большинства растений даже кратковременный анаэробиз неблагоприятен, поэтому необходимо следить за ОВ-режимом, особенно на мелиорируемых землях.

Основные приемы регулирования — воздействие на оптимизацию водного, воздушного режима и структурное состояние почвы.

Глава 16

ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ

Плодородие — основное специфическое свойство почвы, отличающее ее от материнской породы. Понятия «почва» и «плодородие» неразрывны. Плодородие формируется в результате длительного развития природного почвообразовательного процесса, на который при сельскохозяйственном использовании налагается процесс окультуривания.

Понятие о почвенном плодородии

Понятие о плодородии формировалось с первых шагов земледельца древности, который умел различать почвы с низким, средним и высоким уровнем плодородия. Об этом много знали

в античной Греции и Риме, о чем сообщают в своих трудах Аристотель, Лукреций, Плиний, Колумелла и другие. Анализируя наблюдения над природными явлениями, ученые древности создавали мифы о «жире земли», о «жизненной силе растений». Со временем стали появляться догадки о минеральном питании растений, о наличии в почве перегнойных веществ, а в конце XIX в. некоторые исследователи обратили внимание на роль физических свойств почвы в плодородии и стали выяснять ее. В этот же период отмечено значение в плодородии и микробиологической деятельности в почве.

Основоположники учения о почвах — В.В. Докучаев и П.А. Костычев, отмечая зависимость урожайности растений от климатических, геоморфологических и почвенных условий, предлагали оценивать плодородие по сумме свойств почвы и урожайности. Ученик В.В. Докучаева — В.И. Вернадский в начале 20-х годов XX в. считал необходимым заявить о том, что плодородие почвы является лишь частью плодородия биосферы и поэтому надо знать «...есть ли предел количеству вещества, которое может быть захвачено живой материей и введено ею в состав составляющих ее организмов на определенной площади земли?» Он считал, что только на этой основе может быть решена частная задача получения продуктов, необходимых человеку.

Большой вклад в развитие учения о плодородии внесли В.Р. Вильямс, С.П. Кравков, А.Н. Соколовский. По В.Р. Вильямсу, под плодородием следует понимать способность почвы обеспечивать растения одновременно водой и элементами питания. Тепло и свет рассматривались им как космические факторы. В общем почва как материнский организм использует энергию солнца, вещества и элементы питания окружающей среды, трансформирует их в процессе био-физико-химических превращений и обеспечивает растения всем необходимым.

В настоящее время *плодородие — способность почвы удовлетворять потребности растений в элементах питания, воде, обеспечивать их корневые системы достаточным количеством воздуха и тепла и благоприятной физико-химической средой для нормального роста и развития*, т.е. способность почвы обеспечивать рост и воспроизводство растений всеми необходимыми им условиями.

Категории почвенного плодородия

Существует много терминов и понятий различных видов плодородия. Чаше различают три категории плодородия: естественное, или природное; искусственное, или эффективное, и экономическое. В настоящее время целесообразнее пользоваться следующими понятиями {Катер В. А. 1987}.

Естественное плодородие формируется в процессе развития почв под влиянием природных факторов почвообразования, и поэтому, например, природное плодородие дерново-подзолистых почв сильно уступает природному плодородию черноземов.

Искусственное (эффективное) плодородие — это плодородие, которым обладает почва в результате целенаправленной деятельности человека (применение удобрений, мелиорация, способы обработки и др.). Оно зависит от уровня развития науки и техники, размера материальных затрат, от возможности мобилизации природного плодородия для получения урожая культур.

Потенциальное плодородие — суммарное плодородие почвы, определяемое как ее природными свойствами, так и свойствами, созданными или измененными человеком. Благодаря этому виду плодородия имеется много примеров, когда урожайность ряда культур на дерново-подзолистых почвах уже может превосходить урожайность, получаемую на черноземах.

Эффективное плодородие — та часть потенциального плодородия, которая реализуется в виде урожая растений при конкретных условиях. Оно зависит от степени мобилизации с помощью агротехнических приемов элементов потенциального плодородия и от эффективности дополнительно привнесенных факторов роста и развития растений.

Этот показатель чрезвычайно динамичный, и любое воздействие на почву с целью повысить эффективное плодородие оказывает воздействие и на потенциальное. Наиболее заметно это проявляется в условиях орошения и систематического внесения значительных доз удобрений, например в колхозе «Оснежицкий» Пинского района Брестской области, где свои исследования проводили БелНИИПА и Почвенный институт им. В.В. Докучаева. При внесении в 1965—1980 гг. на дерново-подзолистых супесчаных и связнопесчаных почвах в среднем на 1 га по 18,6 т

органических, 226 кг NPK и 5 т извести средневзвешенная величина pH_{KCl} увеличилась с 4,6 до 5,8; содержание подвижных соединений фосфора и калия достигло соответственно 183 и 204 мг/кг, запасы гумуса выросли с 35 до 70 т/га. При этом сумма обменных кальция и магния в супесчаных почвах выросла до 18, в песчаных — до 10 мэкв/100 г, что в 2–3 раза выше, чем в аналогичных почвах соседних хозяйств. В целом весь комплекс параметров, определяющих плодородие почв в этом хозяйстве, изменился в лучшую сторону. Причем значительные улучшения отмечены не только для пахотного, но и для подпахотного горизонта. Таких примеров можно привести немало, и все они свидетельствуют о том, что с увеличением эффективного плодородия в почве одновременно существенно изменяется и потенциальное.

Относительное плодородие — плодородие почвы в отношении к определенной группе или виду растений, т.е. почва может быть плодородной для одних и бесплодной для других растений. Например, на кислых почвах нельзя надеяться на получение высоких урожаев пшеницы, в то время как биологические особенности овса и люпина позволяют высевать их на подобных участках, болотные почвы высокоплодородны к болотной растительности, но там не могут расти другие виды растений и т.д. Поэтому осуществляется агропроизводственная группировка почв, на основе которой и составляется структура посевных площадей и проектируются эколого-контурные севообороты. В этих севооборотах наиболее полно учитываются взаимосвязи и зависимости биологических растений и свойств почвы.

Экономическое плодородие — экономическая оценка земли в связи с ее потенциальным плодородием и экономическими характеристиками участка: расстояние от дорог, центров энергоснабжения, водоемов, размер и конфигурация поля, трудность механической обработки и т.д. Важнейшими показателями экономической оценки земель являются общая стоимость продукции, затраты на ее получение и чистый доход. Эти показатели сильно варьируют как в пределах одного хозяйства, так и того природно-экономического района, где это хозяйство расположено.

Наиболее точно определить успехи и недостатки в деятельности отдельных хозяйств можно на основе совместного использо-

вания показателей бонитировки (оценки почв в баллах) и экономической оценки земли, что дает возможность увязать комплекс агротехнических, организационных и других мероприятий с показателями почвенного плодородия.

Факторы и условия плодородия

Плодородие почвы — это обеспечение растений всеми необходимыми факторами жизни. К ним относится весь комплекс физических (агрофизических), биологических и химических (агрохимических) свойств почвы и их годовая динамика.

Гранулометрический состав среди агрофизических свойств почвы — главный, определяющий ряд соподчиненных свойств. Легкие песчаные и супесчаные почвы являются «теплыми» почвами, они имеют высокую водопроницаемость и аэрацию. Для них характерны малая влагоемкость, низкая поглотительная способность и буферность. Лучшими для большинства растений являются суглинистые почвы. (Подробно свойства и режимы почв разного гранулометрического состава рассматривались при изучении минеральной части почвы.)

Почвы Беларуси по гранулометрическому составу очень песчаные, среди них на долю легких приходится более половины пашни — 54,5%, глинистых и суглинистых — 31,29%, торфяных — 12,6%. Гранулометрический состав во многом определяет производительную способность почв, так как от него зависят конкретные показатели структурного состояния, от которого, в свою очередь, зависят плотность почвы и другие физические свойства и связанные с ними водный, воздушный, тепловой и пищевой режимы.

Структурность почвы обеспечивает одновременное существование в ней аэробных микрозон, соотношение между которыми колеблется от размера структурных агрегатов и их порозности. Это может усиливать или замедлять процессы мобилизации элементов питания микроорганизмами (табл. 50).

Биологические показатели определяются активностью почвенных микроорганизмов, состав которых зависит от генетических свойств почв и их сельскохозяйственного использования.

Таблица 50

Порозность и аэрация структурной почвы, сложенной агрегатами разных размеров (по А. Дояренко)

Свойства почвы	Размеры агрегатов почвы, мм		
	0,5	1-2	3-5
Порозность, %:			
общая	47-49	55-59	60-62
капиллярная	45-47	25-27	23-24
аэрации	2-3	30-32	38-39
Содержание воздуха, %	27,7	39,6	38,7
Содержание кислорода, %	0,14	5,71	7,51
Содержание кислорода, мг/кг	9,0	34,3	45,8

По данным Л.А. Корягиной, Л.М. Стефанькиной и других, весьма информативны показатели, характеризующие активность таких почвенных ферментов, как каталаза, инвертаза, полифенолоксидаза, пероксидаза, деятельность нитрифицирующих микроорганизмов и азотобактера. В ряде случаев необходим прямой учет микроорганизмов. Вышеперечисленные показатели могут быть выражены в комплексном биологическом показателе, хорошо отражающем связь урожая с уровнем плодородия почвы.

Группа *агрохимических показателей* объединяет некоторые химические и физико-химические свойства почвы. В нее входят содержание гумуса, подвижных соединений макро- и микроэлементов, реакция почвенной среды, такие свойства почвенного поглощающего комплекса, как емкость катионного обмена (ЕКО) и соотношение между катионами, прежде всего между калием, кальцием и магнием, степень насыщенности основаниями (V, %). По комплексу агрофизических, агрохимических и биологических свойств почвы можно оценить буферную способность почвы, которая, как правило, высока для почв, богатых гумусом, насыщенных основаниями, при общей высокой поглотительной способности.

Вышеперечисленные факторы воздействуют на растения в соответствии с законом минимума — оптимума — максимума.

Согласно этому закону, максимальная продуктивность возможна лишь при их сочетании, а при смещении хотя бы одного фактора к минимуму или максимуму продуктивность стремится к нулю. Например, при полной обеспеченности элементами питания может не хватать воды или, наоборот, при оптимуме воды и пищи может ощущаться недостаток или избыток тепла и др. При этом последовательное равновеликое воздействие элемента питания в интервале от минимума к оптимуму сопровождается все увеличивающейся прибавкой урожая, а в интервале от оптимального до максимального значения — нарастающим снижением урожая.

Однако не так просто достичь оптимальных значений необходимых факторов жизни растений, поскольку не все они известны. Поэтому, наряду с оптимизацией известных факторов, целесообразно решать задачи по ликвидации или минимизации лимитирующих почвенное плодородие факторов, которых часто для конкретного случая больше одного. В табл. 51 приведены перечень лимитирующих факторов и соответствующие приемы их нейтрализации.

Таблица 51

**Лимитирующие факторы и основные приемы
их ликвидации или минимизации**

Фактор	Прием
Избыточная кислотность	Известкование
Избыточная щелочность	Гипсование, кислование, внесение физиологически кислых удобрений
Избыток солей	Промывка на фоне дренажа сбросных и почвенно-грунтовых вод
Высокая глинистость	Пескование, оструктурирование, глубокое рыхление
Высокая плотность	Оструктурирование, рыхление, травосеяние
Недостаток тепла	Мульчирование поверхности, снегонакопление, лесополосы, пленочные укрытия
Недостаток воды	Орошение, агротехнические приемы накопления воды (чистый пар, минимальная обработка почвы) и защита от испарений

Окончание табл. 51

Фактор	Прием
Недостаток минерального питания	Минеральные и органические удобрения
Избыток воды — заболоченность	Дренаж осушительный
Недостаток аэрации	Дренаж, оструктурирование, щелевание
Пестрота микрорельефа	Планировка поверхности
Большой угол поверхности	Террасирование, полосно-контурная обработка, чередование культур
Малый корнеобитаемый слой, ограниченный внутрипочвенными прослоями	Постепенное углубление с применением плантажа, глубокого рыхления, взрывных мелиораций
Резко дифференцированный на горизонты профиль	Постепенное углубление, глубокая обработка
Токсикоз химический	Химические и агротехнологические мелиорации
Токсикоз биологический	Биологические и агротехнологические мелиорации, севооборот, парование

Среди факторов, определяющих эффективное плодородие, ведущую роль играет антропогенный фактор. Его уровень рассчитывают, учитывая:

- почву — ее питательный, водный, воздушный и тепловой режимы, реакцию, наличие фитотоксичных соединений, физиологически активных веществ, гормонов и др.;
- погодно-климатические условия — солнечную радиацию, количество осадков, сумму активных температур, длительность вегетационного периода, относительную влажность воздуха и ее динамику, количество CO_2 ;
- растение — сорт, репродукцию; качество посевного материала и др.;
- фитосанитарные условия — сорняки, болезни и вредителей культурных растений;
- антропогенные факторы — способы обработки почвы, севооборота, агротехнику, внесение органических и мине-

ральных удобрений и извести, пестицидов, регуляторов роста, химическую мелиорацию, гидромелиорацию, противоэрозионные мероприятия, организацию территории.

Воспроизводство плодородия

Плодородие почвы представляет собой такое ее свойство, которое способно к воспроизводству как в природных условиях, так и в условиях сельскохозяйственного использования. Оно может быть простым, расширенным и неполным.

Понятие простого, неполного и расширенного воспроизводства применимо больше к потенциальному плодородию, изменяющемуся относительно медленно.

Простое воспроизводство — это отсутствие заметных изменений в совокупности свойств почвы, влияющих на ее плодородие. Ведение земледелия происходит на фоне уравновешенной (100%) интенсивности баланса питательных веществ.

Неполное воспроизводство — это ухудшение свойств почвы, влияющих на ее плодородие, снижение способности почвы обеспечивать растения факторами, необходимыми для их роста и развития в многолетнем цикле. К сожалению, оно представляет собой широко распространенные явления на земном шаре, имеющие место и в Беларуси. В итоге для поддержания эффективного плодородия требуется все более массивное и дорогостоящее воздействие человека на почву, которое нередко приводит к дальнейшему снижению ее потенциального плодородия.

Расширенное воспроизводство плодородия — это улучшение совокупности свойств почвы, повышение способности почвы обеспечивать растения факторами, необходимыми для их роста и развития в многолетнем цикле. Оно может осуществляться как постоянно, на фоне высокой агротехники, ведения земледелия с интенсивностью баланса питательных веществ свыше 100%, оптимизации агрофизических, агрохимических и биологических свойств почвы, так и в короткие сроки при коренном изменении свойств почвы за счет мелиорации.

Обеспечение расширенного воспроизводства почвенного плодородия — важнейшая задача рационального использования почв в условиях интенсивного земледелия.

Процесс окультуривания и степень окультуренности.

Культурный почвообразовательный процесс

Воспроизводство плодородия определяется теми конкретными почвообразовательными процессами, которые развиваются в зависимости от конкретных условий. В природных фитоценозах растительное сообщество находится в состоянии динамического равновесия, приспособленного к условиям местности и почве. При сельскохозяйственном использовании почв воспроизводство плодородия определяется сочетанием природных факторов и методов воздействия человека на почву. При этом на почву начинают действовать новые факторы, сочетание которых со временем преобразует природные почвы в культурные, в которых свойства и режимы соответствуют требованиям культурных растений. Этот процесс называется *процессом окультуривания*, а совокупность процессов, протекающих под влиянием человека, — *культурным почвообразовательным процессом*. Развитие этого процесса предполагает обязательное повышение почвенного плодородия. В итоге можно оценить *степень окультуренности почв*, т.е. соответствие свойств почв и режимов требованиям со стороны культурных растений.

Под влиянием удобрений, различных видов мелиорации, способов обработки почвы и других факторов в почве изменяются агрофизические, агрохимические и биологические свойства, а также интенсивность биологического круговорота веществ, в ней возрастает количество и изменяется качество гумуса. В результате почва характеризуется мощным корнеобитаемым слоем с высоким запасом гумуса и питательных элементов, высокой емкостью поглощения и благоприятной реакцией среды для растений и микроорганизмов, в ней изменяется структурное состояние, улучшаются водный, тепловой и воздушный режимы.

В зависимости от интенсивности протекания культурного почвообразовательного процесса почвы можно разделить на слабо, средне и хорошо окультуренные. В табл. 52 показаны сравнительные диагностические признаки степени окультуренности двух типов почв.

Таблица 52

Диагностические показатели степени окультуренности почв

Показатели (в пахотном слое)	Почвы				
	дерново-подзолистые			серые лесные	
	освоенные	окультурен- ные	сильноокуль- туренные	освоенные	окультурен- ные
Гумус, %	1,5–2,5	2,5–3,5	3,0–5,0	2,5–3,0	3,0–4,0
Тип гумуса					
$C_{гк} : C_{фк}$	0,5–0,6	0,7–0,9	1,0–1,3	1,2–1,3	1,3–1,4
$pH_{КС}$	4,4–5,0	4,7–5,5	5,5–6,5	4,7–5,5	4,9–5,7
V , %	40–60	60–80	> 80	60–70	80–90
Обменный водород, % от ЕКО	10–40	10	1–5	2–10	0–1

Значительный вклад в разработку окультурирования для дерново-подзолистых почв внесли В.Е. Егоров (ТСХА), Н.П. Карпинский (ВИУА), Г.И. Григорьев (Почвенный институт им. В.В. Докучаева), Н.С. Авдонин (МГУ им. М.В. Ломоносова) и другие. Одновременно с усилением темпов интенсификации земледелия возникла потребность разработать параметры окультуренных почв, отвечающие требованиям высокопродуктивных культур, причем вложить в это понятие показатели тех свойств почвы, которые могут быть выражены количественно и в наибольшей степени влияют на урожай. Такой подход открывает возможности для оценки состояния и прогноза плодородия почв на будущее. Неоценимый вклад в этом направлении сделали белорусские ученые (И.Ф. Гаркуша, А. Г. Медведев, А.М. Брагин, Т.Н. Кулаковская и др.).

В результате обобщения большого числа опытов, проведенных сотрудниками научных учреждений (БелНИИПА) и агрохимической службы республики, установлены количественные взаимосвязи между урожайностью различных сельскохозяйственных культур с комплексом агрохимических свойств почвы.

Изменение комплекса этих свойств до некоторых значений сопровождается возрастанием продуктивности сельскохозяйст-

венных культур в 2–3 раза. Это свидетельствует о том, что направленное развитие культурного почвообразовательного процесса позволяет изменить показатели плодородия до уровней, отвечающих требованиям растений.

Оптимальные параметры почвенного плодородия

Повышение плодородия почв является составной частью более общей проблемы оптимизации использования земельных ресурсов и увеличения продуктивности агроэкосистем. Решение проблемы базируется на определении оптимальных параметров (показателей) свойств почв.

По Т.Н. Кулаковской, оптимальные параметры свойств почв — это такое сочетание количественных показателей свойств (и режимов) почв, при котором могут быть максимально использованы все жизненно важные для растений факторы, наиболее полно реализованы потенциальные возможности выращиваемых культур и обеспечен наивысший урожай при его хорошем качестве.

Оптимальные параметры этих свойств зависят от того, насколько оптимальны параметры фундаментальных свойств почв — гранулометрического состава и гумусового состояния. Ранее рассматривалось, при каких значениях можно считать оптимальными показатели водного, воздушного, питательного, окислительно-восстановительного режимов, свойств почвенного поглощающего комплекса, тепловых условий. В табл. 53 приведены интервалы оптимальных значений показателей агрохимических свойств почвы, а в табл. 55, кроме того, — некоторые показатели других свойств. Из этих данных видно, что оценка оптимальных свойств почв должна как минимум включать обобщение следующих свойств почвы:

- показатели гумусового состояния — содержание, запасы и качество гумуса;
- содержание питательных макро- и микроэлементов;
- показатели физических свойств — плотность, влагоемкость, водопроницаемость, аэрация, структурное состояние;
- показатели физико-химических свойств — реакция, емкость катионного обмена (ЕКО), состав обменных катионов и соотношение между ними, степень насыщенности основаниями (V , %).

**Градация оптимальных параметров агрохимических
свойств почв Республики Беларусь**

Гранулометрический состав почвы	pH _{KCl}	Гумус, %	Содержание макро- и микроэлементов, мг/кг почвы								
			P ₂ O ₅	K ₂ O	MgO	B	Mo	Cu	Mn	Zn	Co
Глинистые и суглинистые	6,0–6,7	2,5–3,0	250–300	200–300	150–300	0,5–0,6	0,2–0,4	3–4	50–80	50–70	1,5–2,0
Супесчаные	5,51–6,2	2,0–2,5	200–250	170–250	120–150	0,5–0,6	0,2–0,4	3–4	50–80	50–70	1,5–2,0
Песчаные	5,51–5,8	1,8–2,2	150–200	100–150	80–100	0,15–0,2	0,07–0,1	0,8–1,4	30–40	1–1,5	0,8–1,2
Торфяные	5,0–5,3	—	700–1000	600–800	450–910	1–2	0,2–0,6	5–2	50–100	2–6	7–9
Минеральные почвы сендоксов и пастбищ	5,8–6,6	1,5–4,0	120–200	90–120	—	—	—	—	—	—	—

Для почв Беларуси наиболее обоснованы с теоретической и практической точки зрения оптимальные параметры для агрохимических свойств почвы. Т.Н. Кулаковская предложила метод комплексно-обобщенной оценки этих свойств через относительный индекс окультуренности.

Из агрохимических свойств, которые отражают состояние плодородия почв, наибольший интерес представляют степень кислотности почв (pH_{KCl}), содержание гумуса, P_2O_5 , K_2O . Определить влияние каждого отдельного свойства в «чистом» виде практически невозможно, так как изменение одного сопровождается изменением и других свойств. Оценка уровня плодородия по отдельным свойствам затруднена и тем, что различные показатели находятся на разном уровне. Поэтому наиболее объективным критерием является комплексный показатель — индекс окультуренности почв, где каждое свойство выражено в относительных величинах и отражает степень соответствия почвы требованиям культурных растений.

За 1,0 принимаются средние оптимальные значения свойств почв. Предварительно рассчитывается относительный индекс ($I_{отн}$) для каждого из показателей по формуле

$$I_{отн} = \frac{X_{факт} - X_{мин}}{X_{опт} - X_{мин}},$$

где $X_{факт}$ — фактическое значение показателя свойств; $X_{мин}$ и $X_{опт}$ — соответственно минимальное и оптимальное значения показателя для почвенной группы.

Для практических расчетов установлены следующие минимальные агрохимические показатели: для pH_{KCl} — 3,5; для содержания P_2O_5 и K_2O — 2 мг на 100 г почвы; для содержания гумуса — 0,5%. Для торфяно-болотных почв минимальный показатель P_2O_5 и K_2O — 10 мг на 100 г почвы. Если фактический показатель больше оптимального, то относительный индекс для этого свойства равен 1,0 или в формулу вместо фактического значения показателя записывают его оптимальный показатель.

После определения индекса по всем показателям рассчитывают индекс окультуренности по формуле

$$I_{окульт} = \frac{I_{pH} + I_{P_2O_5} + I_{K_2O} + I_{гум}}{4}.$$

Индекс окультуренности рассчитывают с точностью до сотых долей. Для удобства в табл. 54 приведены преобразованные формулы для его расчета.

Продуктивность почв, однако, не прямо пропорциональна индексу окультуренности, а находится в определенной связи с ним, поэтому нужны поправочные коэффициенты на продуктивность почв. Анализ данных полевых опытов с удобрениями и изучение корреляционной связи урожайности зерновых культур, льна, картофеля и индекса окультуренности позволили определять формулу для расчета коэффициента окультуренности:

$$K_{\text{окульт}} = 0,36 + 0,75^1_{\text{окульт}} - 0,114^2_{\text{окульт}},$$

на основании которой выведена шкала средневзвешенных поправочных коэффициентов (по продуктивности почв в кормовых единицах) на индекс окультуренности. Этот поправочный коэффициент при оценке умножается на оценочный показатель почвы или участка.

Таблица 54

**Расчет индекса окультуренности почв
по агрохимическим показателям**

Почвы	Рабочие формулы для расчета индекса окультуренности
Дерново-подзолистые суглинистые	$И = \frac{\Gamma_{\text{ум}} - 0,5}{9,2} + \frac{pH - 3,5}{12,4} + \frac{P_2O_5 - 20}{104} + \frac{K_2O - 20}{88}$
Супесчаные	$И = \frac{\Gamma_{\text{ум}} - 0,5}{7,2} + \frac{pH - 3,5}{10,4} + \frac{P_2O_5 - 2,0}{84} + \frac{K_2O - 20}{80}$
Песчаные	$И = \frac{\Gamma_{\text{ум}} - 0,5}{5,6} + \frac{pH - 3,5}{8,8} + \frac{P_2O_5 - 2,0}{64} + \frac{K_2O - 20}{88}$
Торфяно-болотные	$И = \frac{pH - 3,5}{4,8} + \frac{P_2O_5 - 10,0}{210} + \frac{K_2O - 10}{270}$
Минеральные почвы сенокосов и пастбищ	$И = \frac{\Gamma_{\text{ум}} - 0,5}{13,2} + \frac{pH - 3,5}{10,8} + \frac{P_2O_5 - 2,0}{56} + \frac{K_2O - 20}{64}$

Наиболее точная оценка почвенного плодородия может быть сделана на основе суммы показателей. Для этого проводится бонитировка почв, в результате которой определяется балл бонитета (см. гл. 28).

Мероприятия по управлению почвенным плодородием

При разработке мероприятий по повышению почвенного плодородия надо исходить из того, что факторы жизни растений равнозначны, поэтому необходимо одновременное воздействие на комплекс этих факторов. В интенсивном земледелии воспроизводство плодородия осуществляется двумя путями: вещественным и технологическим.

Вещественный путь включает применение удобрений, пестицидов, мелиорантов, т.е. связан со значительными материальными затратами. Второй путь связан с изменением свойств почвы, например в результате изменения способов обработки почвы. Затраты невелики, но эффект кратковременный, поэтому устойчивое повышение плодородия почв обязательно связано с большими или меньшими затратами. Эти мероприятия должны отвечать следующим требованиям.

1. Они должны способствовать постепенному приближению показателей свойств почвы к их оптимальным параметрам. Ведущим и быстродействующим фактором в этом направлении являются удобрения (органические и минеральные) и мелиоранты. Их сочетание с расчетом на интенсивный баланс питательных веществ должно сопровождаться включением таких приемов и способов их внесения, которые, улучшая свойства почвы, не загрязняли бы окружающую среду и не вызывали вторичную кислотность. Большое значение имеет выбор способов обработки почвы, которые не должны ухудшать водно-физические свойства в связи с ее структурным состоянием из-за переуплотнения, а должны обеспечивать наилучшие условия аэрации и водоснабжения растений.

2. Следующим обязательным условием повышения плодородия почвы является введение плодосменных севооборотов, которые являются главным средством борьбы с токсикозом почвы и с почвоутомлением. Известно, что к почвоутомляющим культурам относятся лен, клевер, люцерна, сахарная свекла. Есть культуры самосовместимые (например, рожь, кукуруза, фасоль), которые можно выращивать на одном поле не один год. Для большинства

культур монокультура приводит к снижению урожая и ухудшению свойств почвы, связанному, как правило, с дегумификацией.

С ростом урожаев и в результате повышения микробиологической активности в биологический круговорот корнями растений вовлекается все больше элементов из нижних горизонтов почвы. Для достижения расширенного воспроизводства плодородия эффективен посев промежуточных культур, получение двух урожаев на одном поле, культуры-уплотнители и др.

3. Свойства различных почв даже в пределах одной природной зоны различны, что хорошо видно на примере условий Беларуси. Поэтому в каждом конкретном случае, кроме основных приемов, применяют специальные агротехнические приемы, способствующие улучшению водно-физических свойств. Кроме гидротехнической мелиорации с двойным регулированием водного режима, следует осуществлять различные культуртехнические работы, повышать долю бобовых культур в отдельных севооборотах и др.

Можно констатировать, что интенсификация земледелия усложняет процессы управления плодородием и продуктивностью почв вследствие ряда причин:

- резко возрастает число параметров почв, управляемых прямо или косвенно, а следовательно, и объем информации, которую надо учитывать при принятии решений;
- расширяется диапазон скоростей управляемых процессов, среди которых есть быстрые и медленные;
- многие из параметров взаимосвязаны и взаимозависимы, причем механизмы связей сложны и часто изучены недостаточно (например, свойства ППК, соотношения в нем между катионами);
- ускоряется внедрение новых технологий, часто не проверенных в конкретных условиях (новые виды пестицидов, техника, новые виды удобрений и др.).

В результате на одной и той же информационной базе получают часто противоречивые прогнозы, что диктует необходимость совершенствования систематизации исходной информации до формирования практических выводов. Решение таких задач возможно лишь на основе использования принципов и ме-

тодов информатики и кибернетики с помощью ЭВМ. Они позволяют характеризовать комплекс агрономически важных параметров для конкретной почвы в виде моделей почвенного плодородия.

Модели почвенного плодородия

Математическое моделирование в почвоведении — молодое научное направление, которое начало разрабатываться в середине 60-х годов XX в. с появлением мощных ЭВМ и системного анализа, т.е. системного подхода, который был всегда присущ русскому почвоведению начиная с В.В. Докучаева. Системные исследования связаны с переработкой большого количества информации, с анализом огромного числа вариантов, с построением математических моделей.

Что такое математическое моделирование? Понятия «система» и «модель» получили широкое распространение и имеют различные трактовки.

«Система» — это множество, состоящее из внутренних элементов. Каждая система (S) воздействует сама и испытывает воздействие со стороны множества внешних по отношению к ней систем (т.е. окружающей среды). Все это вместе составляет структуру системы. Окружающая среда, состав и структура системы во времени могут изменяться. Иначе: системой $S(t)$, функционирующей в окружающей среде $V(+) = (V_1/T_1) \dots V_k(t_k)$, называется объект $S(t) = S(V(t), x(t), z(t) F)$, образованный элементами множеств $x(t) = x_1(t) \dots x_n(t)$, которые связаны между собой и с окружающей средой определенными связями. Совокупность связей образует $[z(t)]$; состав $x(t)$ и структура $z(t)$ изменяются во времени в соответствии с функцией F .

Сущность метода моделирования состоит в том, что наряду с исследуемой системой рассматривают ее модель, в качестве которой выступает некоторая другая система (S), представляющая собой подобие оригинала — $S' - S$. Модель — упрощенный образ системы оригинала. При этом из рассмотрения сознательно исключаются некоторые элементы системы оригинала. Но моделирую-

щее изображение не должно исключать структуру системы оригинала. Вместе с тем исследование модели проще, чем оригинала, но результаты подходят и к ней. Моделирование хорошо высвечивает пробелы в знаниях об исследуемой системе и играет большую роль в планировании новых наблюдений и экспериментов.

Математические модели обычно оценивают по реалистичности, точности и общности.

Модели бывают *аналитические*, в которых получают аналитические выражения, и *имитационные*, в которых ЭВМ является принципиально новым аппаратом исследования, так как значения рассчитываются по входным начальным данным с помощью набора математических операций, записанных в виде машинной программы.

Для почвоведения наибольший интерес представляют имитационные модели или вычислительный эксперимент, поскольку аналитические для почвенных процессов получить трудно.

Модель должна быть доброкачественной, т.е. правильно отображать изучаемые процессы. Затем на ЭВМ проводят серию расчетов и на заключительном этапе анализируют результаты путем сопоставления их с данными натурных экспериментов. При этом становится ясным, удачно ли выбрана модель. При необходимости она уточняется, и цикл вычислительного эксперимента повторяется снова.

Натуральный и вычислительный эксперименты противопоставлять нельзя, модель не самоцель, а ЭВМ — лишь инструмент исследования.

Почва как объект математического моделирования — сложный объект, отличающийся:

- высокой сложностью и иерархичностью строения (чтобы понять явление на высоком уровне, надо сначала разобраться на низких уровнях);
- незамкнутостью;
- полифакторностью внешней среды;
- целостностью;
- динамичностью;
- нестационарностью;
- инерционностью;
- нелинейностью (нелинейный характер внутренних и внешних связей).

Чаще модели могут быть эмпирические, полуэмпирические, однако ни одна из моделей не в состоянии решить все вопросы, какой бы сложной она ни была. Необходимы банк или система моделей.

Цель разработки моделей — унифицировать знания о почвах, способствовать государственному контролю и мониторингу за плодородием, конкретизировать задачи хозяйственной деятельности по расширенному воспроизводству плодородия почв и оптимизации размещения сельскохозяйственных культур. Они призваны служить информационной основой целенаправленного воздействия не только лабильных, но и консервативных свойств и режимов (гумусовое состояние, агрофизические свойства, почвенный поглощающий комплекс и др.).

Модели позволяют придать более систематизированный и формализованный характер знаниям об объекте, о структурных и функциональных особенностях отдельных почв и выразить количественно взаимосвязь между их свойствами и режимами. Фактически речь идет о мобилизации всего научного потенциала почвоведения на разработку проблемы воспроизводства плодородия почв.

В настоящее время в управлении плодородием широкое распространение получил нормативный подход, когда на основе опытных и статистических данных устанавливаются соотношения между входными (дозы удобрений и т.п.) и выходными (урожайность) параметрами агроценозов.

В наиболее упрощенном виде эти соотношения представляются как коэффициенты пропорциональности (например, окупаемость удобрений). Создание нормативной базы в зональном и региональном разрезе способствует решению ряда практических задач, что обеспечивает более экономное использование средств и энергии. Пример такой модели показан в табл. 55, где представлены свойства дерново-подзолистой легкосуглинистой почвы. На фоне группы поддерживающих факторов эти свойства обеспечивают продуктивность зерновых культур на уровне 45–50 ц или 65–70 ц/га кормовых единиц (автор — Т.Н. Кулаковская).

Таблица 55

**Интегральная модель оптимальных свойств
дерново-подзолистых легкосуглинистых почв**

Показатели, характеризующие состояние плодородия	Оптимальные значения параметров	Приемы, обеспечивающие достижение оптимальных свойств почв	Нормативы затрат на изменения свойств почв
<i>Технологические свойства</i>			
Контурность	Топографический контур поля не менее 15–20 га	Мелиоративное и культурно-техническое воздействие	—
Эродированность	Отсутствует, слабо выражена	Способы сева, обработка почвы, травопольные севообороты	—
Завалуненность	Отсутствует, менее 10 м ³ /га	Культуртехнические работы, уборка камней	—
<i>Морфологические признаки</i>			
Мощность и характеристика верхних слоев почвы	Пахотный горизонт 25–30 см, темно-серый, подзолистый отсутствует	Органические удобрения, периодическое углубление пахотного слоя с известкованием	—
Водно-воздушный режим	Коэффициент использования годовых осадков 0,6–0,7; запас продуктивной влаги в слое 0–50 см к началу вегетации 130–150 мм; число дней в году с оптимальным увлажнением — 180–200. Плотность почвы 1,1–1,2 г/см ³ , порозность общая 50–55%; воздухоемкость 25–30%	Органические удобрения; рациональная система обработки почв (своевременное сохранение и накопление влаги); снижение деформирующего воздействия сельскохозяйственных машин (переуплотнение почв)	—

Продолжение табл. 55

Показатели, характеризующие состояние плодородия	Оптимальные значения параметров	Приемы, обеспечивающие достижение оптимальных свойств почв	Нормативы затрат на изменения свойств почв
Биологические свойства	Высокая активность почвенных ферментов: инвертазы (более 1 мг глюкозы), полифенолоксидазы (свыше 3 мг пурпургалина); низкая активность пероксидазы, высокая нитрификационная способность	Органические и минеральные удобрения; известкование; обработка почвы, обуславливающая благоприятный водно-воздушный режим	—
Структурность	Хорошо выражена: содержание водопрочных агрегатов размером более 0,25 мм — 70–80%	Органические удобрения, известкование, наличие в севообороте многолетних трав	—
<i>Агрохимические показатели</i>			
Гумус	2,0–2,5%; запас 60–70 т на 1 га; соотношение $C_g : C_f = 1,1–1,2$	Органические удобрения 10–14 т на 1 га севооборотной площади, многолетние травы в севообороте — 12–20%	0,025–0,036 % гумуса от 10 т навоза в зависимости от структуры посевных площадей
Содержание азота	Доступные формы азота ($NO_3 + NH_4$): содержание — 3,0–4,5 мг на 100 г почвы; запасы — 100–120 кг на 1 га; возможное потребление из почвенных ресурсов за вегетацию до 50–60 кг с 1 га	На 1 га севооборотной площади: органические удобрения — 10–14 т; минеральные азотные удобрения — 90–100 кг; бобовые культуры	—

Продолжение табл. 55

Показатели, характеризующие состояние плодородия	Оптимальные значения параметров	Приемы, обеспечивающие достижение оптимальных свойств почв	Нормативы затрат на изменения свойств почв
Запасы подвижных фосфатов	25–30 мг на 100 г почвы (по Кирсанову); 600–700 кг на 1 га; возможное потребление из почвенных ресурсов за вегетацию до 60–70 кг с 1 га	Органические, минеральные (фосфорные) удобрения с расчетом на создание положительного баланса	40–45 кг P_2O_5 в виде удобрений для смещения содержания элемента на 1 мг в 100 г
Запасы обменного калия	25–30 мг на 100 г почвы; 500–550 кг на 1 га; возможное потребление из почвенных ресурсов за вегетацию до 180–200 кг с 1 га	Органические, минеральные (калийные) удобрения с расчетом на создание положительного баланса	60–70 кг K_2O в виде удобрений для смещения содержания элемента на 1 мг в 100 г почвы
Содержание микроэлементов, мг на 1 г почвы	Медь — 3–4; кобальт — 0,8–1,2; молибден — 0,2–0,4; бор — 0,5–0,6; цинк — 6–7	Органические и микроудобрения	—
Содержание подвижного магния	10–12 мг на 100 г почвы; 200–250 кг/га	Доломитизированные известняки	—
Реакция почвенного раствора	pH_{KCl} 6,0–6,5; pH_{H_2O} 6,5–7,0; подвижный алюминий отсутствует, гидролитическая кислотность 1,5–2 мэкв на 100 г	Известкование в расчете на нейтрализацию 0,75–1,0 гидролитической кислотности один раз в 4–5 лет	От 1 т качественных известковых материалов смещение pH в первый год на 0,15–0,2 на суглинистых почвах и на 0,2–0,35 на супесчаных

Окончание табл. 55

Показатели, характеризующие состояние плодородия	Оптимальные значения параметров	Приемы, обеспечивающие достижение оптимальных свойств почв	Нормативы затрат на изменения свойств почв
Состояние почвенного поглощающего комплекса	Сумма обменных оснований 8–12 мэкв на 100 г; степень насыщенности 80 – 90%; соотношение поглощенных ионов Са и К 15–17	То же	—

Однако при пользовании такими моделями надо помнить о нелинейном характере связей между свойствами и режимами в почве, где зависимость между входными и выходными данными имеет более сложную зависимость и сложный временной ход. Надо помнить о «вызревании почв», имея в виду постепенный переход состояния почв на новый системный уровень.

Часть



**Генезис
(происхождение
и развитие),
классификация
и география почв**

Закономерности формирования и развития (генезиса) почв в результате длительного взаимодействия с окружающей средой обусловили качественные различия почв, что вызвало необходимость разработать принципы классификации почв и почвенно-географического районирования почвенного покрова Земли.

Глава 17

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОЧВ

Классификация в почвоведении — одна из сложных теоретических проблем. Задачей классификации является объединение почв в таксономические группы по строению, составу, свойствам, происхождению и плодородию.

Научной основой классификации является *систематика почв*, задачи которой — установить качественные различия и связи между существующими на земле почвами, дать их полное описание в возможной логической последовательности, представить имеющиеся знания о почве в системе, показать специфические особенности каждого вида и каждой группы почв.

Принципы классификации почв

Классификационная проблема в почвоведении — одна из наиболее дискуссионных, что объясняется необыкновенной сложностью объекта классификации — почвы как самостоятельного те-

ла природы. До сих пор нет единой общепринятой системы классификации почв мира, в разных странах эту проблему решают по-разному. При составлении первых европейских классификаций исходили из строения и состава твердой фазы верхних горизонтов. Такие классификации получили название агрогеологических, затем появились агрокультурхимические (XVI–XVIII вв.) В России начиная с работ М.В. Ломоносова и далее трудами В.В. Докучаева и Н.М. Сибирцева утвердился взгляд на почву как особое самостоятельное органоминеральное тело, развивающееся во взаимодействии с окружающей средой.

Создав учение о генетическом типе почв, В.В. Докучаев в 1886 г. предложил эколого-генетическую схему классификации, разделив почвы на три группы по способу залегания (нормальные, переходные и аномальные), шесть классов по происхождению (растительно-наземные, сухопутно-болотные, болотные, перемытые, наземно-наносные, наносные), 12 типов по климатическим особенностям и характеру почвенного гумуса и на разновидности по гранулометрическому составу (серые переходные лесные, черноземы, торфяные и др.).

В 1895 г. Н.М.Сибирцев предложил систему классификации в свете учения В.В. Докучаева о зонах природы. Он разделил все почвы на три класса по положению в системе почвенной зональности: зональные, интразональные и аazonальные (неполные), а в пределах класса выделил типы почв по комплексу показателей почвенного профиля, обусловленных зональными комплексами факторов почвообразования. Среди зональных почв он выделил такие типы: латеритные, черноземные, серые лесные, дерново- и раменно-подзолистые, тундровые, пустынно-степные, атмосферно-пылевые, среди интразональных — солонцовые, болотные. Эта классификация, существенно дополненная трудами Я.Н. Афанасьева (1922), Е.Н. Ивановой, Н.Н. Розова (1956), в какой-то мере используется и в настоящее время.

Схему классификации с учетом гидрометрического режима в 1906 г. предложил Г.Н. Высоцкий, идею которого позднее развили И.П. Герасимов и другие (1939), а К.Д. Глинка в 1908 г. разделил почвы на две группы: в образовании первой, экзодинамоморфной, ведущую роль играет климат, в образовании второй, эндодинамоморфной, главная роль принадлежит почвообразующей породе. В обеих группах были выделены классы по типам

почвообразования, а далее, в пределах классов, выделялись типы почв. Позднее он принял эволюционно-генетическую концепцию П.С. Коссовича (1903, 1906), который ввел представление о типах почвообразования во времени от начальной стадии почвообразования к кислому и их геохимической сопряженности.

Класс I — генетически самостоятельные почвы.

Подкласс А — Почвы щелочного выветривания.

Тип 1 — Пустынные.

Тип 2 — Пустынно-степные.

Тип 3 — Степные (черноземные).

Подкласс Б — Почвы щелочного выветривания.

Тип 4 — Подзолистые.

Тип 5 — Тундровые.

Тип 6 — Латеритные.

Класс II — генетически подчиненные почвы.

1. Группа типов почв сухих степей грунтового увлажнения.

2. То же черноземной полосы.

3. Болотные почвы подзолистой зоны.

4. Болотные почвы влажных тропиков и субтропиков.

К.К. Гедройц (1925) в качестве основы классификации выделенных П.С. Коссовичем типов использовал состав обменных катионов: латеритный тип — преобладание H^+ над Ca^{2+} и Mg^{2+} ; подзолистый — наличие H^+ одновременно с Ca^{2+} и Mg^{2+} ; солонцовый — наличие Na^+ наряду с Ca^{2+} и Mg^{2+} .

Историко-генетическая классификация была предложена В.Р. Вильямсом (1930). В основу этой классификации он положил свою теорию «о едином почвообразовательном процессе», по которой типы развиваются повсюду на планете однообразно как стадии единого исторического процесса взаимодействия биологических элементов природы на поверхность суши. Эти взгляды близки биогеохимическим представлениям В.И. Вернадского.

В настоящее время существует большое количество разнообразных и конкретных классификационных схем. Во всех подходах имеется стремление развить исходные докучаевские почвенно-генетические концепции. В них более полно учитываются современные процессы и режимы, влияющие на плодородие, морфологическое строение почвенного профиля, состав и свойства почв, экономические условия. Это схемы Е.Н. Ивановой,

Н.Н. Розова (1966), В.Р. Волобуева (1980, 1984), М.А. Глазовской (1966, 1972), И.П. Герасимова (1975) и других.

Результат этих разработок был обобщен в руководстве «Классификация и диагностика почв СССР» (Почвенный институт им. В.В. Докучаева, 1977). В нем описано 80 типов почв, исключая почвы Крайнего Севера и мерзлотных областей Сибири. Почвы сгруппированы по зонально-экологическим группам и рядам увлажнения. Внутри зональных групп они разделены по биофизико-химическим свойствам. В 1997 г. ученые Почвенного института им. В.В. Докучаева предложили новую генетическую классификацию почв России, в которой диагностика почв построена на качественных признаках строения профиля. Почва разделена на три ствола — постлитогенный, синлитогенный и органогенный, что позволяет отделить специфические торфяные почвы от органоминеральных и разделить последние по соотношению процессов почвообразования и литогенеза. Постлитогенный ствол объединяет почвы, образовавшиеся на различных почвообразующих породах, выступающих как постоянный фактор почвообразования. В синлитогенных почвах почвообразование проходит одновременно с литогенезом, что обнаруживается в строении почвенного профиля в виде слоев аллювия и вулканического пепла.

В пределах ствола по сходству основных ведущих процессов почвообразования и общим чертам строения профиля выделены отделы. В пределах отдела основной классификации остается почвенный тип, подтипы представляют собой звенья переходов между типами или отделами почв. Впервые в систему морфологической классификации естественных почв вошла система классификации антропогенно-преобразованных почв (АПП), которые в зависимости от размеров антропогенной трансформации выделены или в самостоятельные отделы, или как агротипы входят в общие с естественными почвами отделы. Первые стадии агрогенеза учитываются на уровне подтипа в соответствующих типах естественных почв.

Западноевропейская школа классификации почв в XX в. развивалась под большим влиянием докучаевских идей, особенно под влиянием учения о типах почв.

Так, под руководством Ф. Дюшофура и Ж. Обер французские почвоведы в 1964–1967 гг. создали школу, и выделили *12 классов*

почв на основе единства почвообразовательных процессов, а в пределах классов — в зависимости от особенностей водного, теплового режимов, степени дренированности, характера гумусированности — *подклассы*, внутри которых выделены *группы* почв, соответствующие типам почв русской школы.

Немецкие почвоведы Е. Раманн, В. Кубиена, Е. Мюккенхаузен (1960–1975) в основу классификации положили представление о почве как о специфическом продукте трансформации литосферы. При этом они учитывали: 1) направление и степень миграции растворенных и коллоидных веществ; 2) различие в строении почвенного профиля; 3) внутреннюю структуру, обусловленную материнской породой; 4) динамику почвообразования под влиянием первых трех факторов.

Почвы в немецкой классификации делятся на отделы в зависимости от миграции веществ, на классы — по сходству строения профиля, на типы — в зависимости от свойств и последовательности горизонтов (бурозем, парабурозем и палевая почва в классе буроземов). Сходные представления имеют место в классификационных системах Великобритании и других стран Европы, Новой Зеландии.

В американском почвоведении длительное время (1910) господствующим был агрогеологический подход, на основе которого страна была разделена на 13 провинций, в каждой из них выделялись почвенные серии, а по гранулометрическому составу — и типы почв. Под влиянием докучаевского почвоведения почвоведы США (К.Ф. Марбут, К. Шоу) составили новую схему, где почвы делились на категории, порядки, подпорядки и др. Однако эти схемы просуществовали недолго. В 1938 г. была официально принята зональная схема классификации, разработанная на принципах Н.М. Сибирцева, Я.Н. Афанасьева и других русских ученых, которая в 1975 г. была заменена новой системой под названием «Почвенная таксономия» (Гай Д. Смит). В ней выделяются следующие единицы: порядок, большая группа, подгруппа, семейство и серия. Подпорядки примерно отвечают типам, подгруппы — подтипам русской школы. Генетические признаки используются при делении почвы на группы и подгруппы, морфологические признаки — при делении на порядки и подпорядки.

В общем ни одну из схем мирового почвоведения нельзя считать окончательной. Выступая на I Международном конгрессе почвоведов в Вашингтоне (1927), первый заведующий кафедрой почвоведения БСХА (1921–1935) Я.Н. Афанасьев в докладе «Классификационная проблема в русском почвоведении» сказал: «Каждая классификация является своего рода философской системой почвоведения (в логических схемах и символах), отображающей как общее кредо, так и достижения своего времени». Эта точка зрения актуальна и в настоящее время. Испробовано множество возможностей для сближения точек зрения различных школ.

По инициативе и под эгидой ФАО, ЮНЕСКО, Международного общества почвоведов проводится работа по созданию Международной реферативной базы почвенной классификации. Уже предложена новая группировка почв, в которой использованы диагностика и таксономические единицы, разработанные при составлении Почвенной карты мира ФАО / ЮНЕСКО в масштабе 1:5 000 000. Во всех этих работах участвуют и белорусские почвоведы.

Принципы классификации и систематики почв Беларуси

Принципы, положенные в основу классификации почв Беларуси, в общих чертах были заложены в трудах Я.Н. Афанасьева (1926, 1933), В.П. Касаткина (1928), дальнейшее развитие они получили в работах Н.П. Булгакова, А.Г. Медведева, В.М. Пилько, П.П. Рогового, В.Н. Четверикова (1948). На основании этого был разработан номенклатурный список почв республики (1952, 1960), который совершенствовался, расширялся. В настоящее время в нем насчитывается 13 типов почв, включающих более 450 разновидностей (Н.И. Смеян, Т.Н. Пучкарева, Г.А. Ржеутская и др., 1990), и пока этот список заменяет общепризнанную классификацию. Построенный по генетическому принципу, он отражает естественное разнообразие почв, включает почвы, генетически измененные во времени в процессе сельскохозяйственного (или иного) использования территории. В отличие от ранее су-

ществовавших, этот список дополнен номенклатурой низших таксономических единиц, отражающих агропроизводственные свойства почв и включает ряд дополнительно выделенных типов почв (подзолистых, болотно-подзолистых, антропогенных). Фрагмент схемы приведен ниже.

НОМЕНКЛАТУРНЫЙ СПИСОК ПОЧВ (схема, Н.И. Смеян и др.)

ТИП 1. ДЕРНОВО-КАРБОНАТНЫЕ ПОЧВЫ

ПОДТИПЫ: 1. Дерново-карбонатные типичные
2. Дерново-карбонатные выщелоченные
3. Дерново-карбонатные оподзоленные

ТИП 2. БУРЫЕ ЛЕСНЫЕ ПОЧВЫ

ПОДТИП: 1. Бурые лесные остаточно карбонатные

ТИП 3. ПОДЗОЛИСТЫЕ ПОЧВЫ

ПОДТИП: 1. Собственно подзолистые

ТИП 4. ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫЕ ПОЧВЫ

ПОДТИПЫ: 1. Дерново-палево-подзолистые
2. Дерново-подзолистые (белесые)
3. Дерново-подзолистые эродированные
4. Дерново-подзолистые окультуренные

ТИП 5. ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫЕ ЗАБОЛОЧЕННЫЕ ПОЧВЫ

ПОДТИПЫ: 1. Дерново-подзолистые поверхностно-оглеенные
2. Дерново-подзолистые грунтово-оглеенные
3. Дерново-подзолистые поверхностно-оглеенные осушенные
4. Дерново-подзолистые грунтово-оглеенные осушенные

ТИП 6. БОЛОТНО-ПОДЗОЛИСТЫЕ ПОЧВЫ

ПОДТИПЫ: 1. Торфянисто-подзолисто-глеевые
2. Торфянисто-подзолисто-глеевые осушенные

ТИП 7. ДЕРНОВЫЕ ЗАБОЛОЧЕННЫЕ ПОЧВЫ

- ПОДТИПЫ:**
1. Дерново-поверхностно-глееватые
 2. Дерново-перегнойно-поверхностно-глеевые
 3. Дерново-грунтово-глееватые
 4. Дерново-(перегнойно)-грунтово-глеевые
 5. Дерново-поверхностно-глееватые, глеевые осушенные
 6. Дерново-грунтово-глееватые, глеевые осушенные

ТИП 8. ТОРФЯНО-БОЛОТНЫЕ НИЗИННЫЕ ПОЧВЫ

- ПОДТИПЫ:**
1. Болотные низинные торфяно-глеевые
 2. Болотные низинные торфяные
 3. Торфяно-глеевые низинные осушенные
 4. Торфяные низинные осушенные

ТИП 9. ТОРФЯНО-БОЛОТНЫЕ ВЕРХОВЫЕ ПОЧВЫ

- ПОДТИПЫ:**
1. Болотные верховые торфяно-глеевые
 2. Болотные верховые торфяные
 3. Торфяно-глеевые верховые осушенные
 4. Торфяные верховые осушенные

ТИП 10. АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ (ПОЙМЕННЫЕ) ДЕРНОВЫЕ, ДЕРНОВЫЕ ЗАБОЛОЧЕННЫЕ ПОЧВЫ

- ПОДТИПЫ:**
1. Аллювиальные неразвитые
 2. Аллювиальные дерновые оподзоленные
 3. Аллювиальные дерновые (оподзоленные) слабо-глееватые
 4. Аллювиальные дерново-глееватые
 5. Аллювиальные дерново-глеевые
 6. Аллювиальные дерново-глееватые и глеевые осушенные

ТИП 11. АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ СТАРОПОЙМЕННЫЕ (ПАЛЕОПОЙМЕННЫЕ) ДЕРНОВЫЕ, ДЕРНОВЫЕ ЗАБОЛОЧЕННЫЕ ПОЧВЫ

- ПОДТИПЫ:** 1. Аллювиальные старопойменные дерновые оподзоленные
2. Аллювиальные старопойменные дерновые (оподзоленные) слабogleеватые
3. Аллювиальные старопойменные дерново-глееватые
4. Аллювиальные старопойменные дерново-глеевые

ТИП 12. АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ БОЛОТНЫЕ ПОЧВЫ

- ПОДТИПЫ:** 1. Аллювиальные болотные иловато-перегнойно-глеевые
2. Аллювиальные болотные иловато-торфяно-глеевые
3. Аллювиальные болотные иловато-торфяные
4. Аллювиальные иловато-перегнойно-глеевые осушенные
5. Аллювиальные иловато-торфяно-глеевые осушенные
6. Аллювиальные иловато-торфяные осушенные

ТИП 13. АНТРОПОГЕННЫЕ ПОЧВЫ

- ПОДТИПЫ:** 1. Рекультивированные
2. Антропогенно-деградированные
3. Антропогенно-нарушенные
4. Антропогенно-засоленные
5. Вторично заболоченные

Система таксономических единиц

Таксономические единицы в почвоведении (таксоны) — это последовательно соподчиненные систематические категории, отражающие объективно существующие группы почв в природе. Они показывают место или ранг почвы в системе и характеризуют точность их определения (от греч. taxis — строй, порядок, лат. takso — оцениваю и nomos — закон).

Современная система таксономических единиц была принята Академией наук СССР в 1958 г. В ее основе лежит докучаевское учение о типе почвы, основной таксономической единице.

Тип почвы — группа почв, развивающихся в однотипно сопряженных биологических, климатических, гидрологических ус-

ловиях и характеризующихся ярким проявлением основного процесса почвообразования при возможном сочетании с другими процессами. Эта группа почв характеризуется однотипным строением почвенного профиля, однотипностью процессов поступления органических веществ и их трансформации, процессов разложения минеральной массы, миграции и аккумуляции веществ, однотипным характером различных почвенных режимов, что в итоге определяет сходство мероприятий по управлению плодородием. В разных странах он называется по-разному: во Франции — *groupe du sol*; США, Канаде — *great soil grup*; Германии — *bodentip*; FAO/ЮНЕСКО — *soil unit*.

Подтипы почв выделяются в пределах типа и представляют собой группы почв, качественно различающиеся по проявлению основного или налагающихся процессов, обусловленных различием в составе почвообразующих пород, гидрологическом режиме, изменением основного признака почв (дерновые типичные, дерновые оподзоленные и др.). С учетом суммы активных температур ($> 10^{\circ}\text{C}$) на глубине 20 см и продолжительности периода отрицательных температур на той же глубине выделяют фациальные подтипы: теплые, умеренные, холодные и т.д.

Роды выделяются в пределах подтипа и показывают влияние местных условий (химизма и режима грунтовых вод, состава почвообразующих пород) на качественные генетические особенности почв: карбонатность, ожелезнение, реликтовые признаки и т.д.

Виды в пределах рода характеризуют различия в свойствах и строении почв, связанные с особенностями протекания основного почвообразовательного процесса, характером антропогенного воздействия: слабоподзолистые, слабоэродированные, окультуренные.

Разновидности почв определяются по гранулометрическому составу верхних горизонтов и почвообразующих пород: суглинистые, супесчаные и др.

Разряды характеризуют генетические свойства почвообразующих пород: моренные, покровные, флювиогляциальные и другие отложения.

Единицы выше типа окончательно не установлены: это классы и подклассы, ассоциации и семейства, стадии развития почв,

т.е. по мере накопления знаний о почвах таксономические единицы, как и классификация, могут корректироваться и дополняться.

Номенклатура и диагностика почв

Номенклатура почв — наименование почв в соответствии с их свойствами и положением в систематике почв. В мировом почвоведении имеются три главных направления в номенклатуре почв, каждое из них опирается на свою систему диагностики и классификации почв.

Русская школа заложена В.В. Докучаевым, который использовал общий принцип научной терминологии, согласно которой почвам даны лаконичные, моносемичные названия с использованием народной лексики и являющиеся по существу символическими: подзол, белозем, серозем, чернозем, бурые почвы, т.е. критерием символического термина была использована цветовая окраска почв. Позднее Н.М. Сибирцев усложнил номенклатуру почв вторым словом, указывающим на особенности свойства почвы или процесса почвообразования: чернозем шоколадный, светло-серая лесная, темно-каштановая, почвы бурые лесные в отличие от бурых полупустынных и др. Широкое использование получили географические термины — чернозем северный, южный; экологические — болотные, луговые, тундровые, арктические.

Номенклатура почв в русском (белорусском) почвоведении содержит полное название почвы, в котором приведены последовательно наименования типа, подтипа, рода, вида, разновидности и разряда, т.е. из названия почвы ясны ее главные признаки. Например, дерново-подзолистая (тип), белесая (подтип), остаточ-но-карбонатная (род), слабоподзолистая (вид), легкосуглинистая (разновидность), на лессовидном суглинке (разряд).

Международная номенклатура почв ФАО содержит названия почвенных единиц либо традиционные международные, либо составленные из греческих, латинских или русских корней с добавлением «zet» или «sol»: «чернозем», «подзол», «солончак», «солонец», «каштанозем», «подзолувисоль». К ним добавляются подъединицы: богатые, бедные, карбонатные или серные флю-

висоли (Thionic fluvisols) и др. Дискуссии о номенклатуре почв продолжаются.

Диагностика почв — описание почв с целью установить совокупность признаков, по которым она может быть отнесена к тому или иному типу или иному классификационному подразделению. Главными диагностическими методами являются профильный и сравнительно-географический, на основе которых можно установить тип почвы. Все остальные методы, используемые в почвоведении, при комплексном подходе позволяют прийти до низких таксономических уровней (выделения видов, подвидов, разновидностей, разрядов).

При характеристике пахотных почв большое значение имеют показатели их агрохимических, агрофизических, биологических свойств и результаты учета урожая.

Глава 18

ПОЧВЕННО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Почвенно-географическое районирование — разделение территории на почвенно-географические районы, однородные по структуре почвенного покрова, сочетанию факторов почвообразования и характеру возможного сельскохозяйственного использования. Его основой является установление географических закономерностей распространения почв, вытекающих из распределения природных условий на земной поверхности.

Закономерности географического распределения

Почвенно-географическое районирование является основой учения В.В. Докучаева о *широотно-горизонтальной и вертикальной зональности почв*, общие закономерности которого он сформулировал в 1899 г. К формированию понятия о почвенных зонах его привело учение о факторах почвообразования.

В.В. Докучаев писал: «Раз все почвообразователи располагаются на поверхности в виде поясов или зон, вытянутых более

или менее параллельно широтам, то и почвы наши — черноземы, подзолы и др. — должны располагаться на земной поверхности зонально, в строжайшей зависимости от климата, растительности и др.».

Составленная им на этой основе первая схема почвенных зон в масштабе 1:50 000 000 всего Северного полушария демонстрировалась в 1900 г. на Всемирной выставке в Париже. На ней были выделены пять мировых зон: 1) бореальная (арктическая); 2) лесная; 3) черноземных степей; 4) аэральная с подразделением на каменистые, песчаные, лессовые и солончаковые пустыни; 5) латеритная. В лесной зоне были показаны аллювиальные равнины. Все почвенные зоны имели широтное направление.

Разные авторы позднее доказали, что на каждом континенте распределение зон имеет свои особенности, что горизонтальные зоны опоясывают земной шар не лентой, а встречаются в виде «островов» среди других почвенных зон или могут выпадать полностью. Более или менее строго учение о горизонтальной зональности соблюдается на обширных пространствах Русской равнины. Для Северного и Южного полушарий в чередовании зон наблюдается асимметрия. Например, зона тундры в Южном полушарии отсутствует на Мальдивских островах, хотя они входят в бореальный пояс. В арктическом поясе расположены рядами типичные арктические и типично гумусовые почвы, широтные подзоны тундровой зоны выделяются сочетаниями тундровых глеевых почв и торфяников.

Мысль о вертикальной зональности почв в горах была высказана В.В. Докучаевым одновременно с учением о горизонтальной зональности. Изучив расположение природных почвенных зон в горах Кавказа, он в 1899 г. писал: «Так как вместе с поднятием местности всегда закономерно изменяется климат, растительность и животный мир... также закономерно должны изменяться почвы по мере поднятия от подножия гор... к вершинам, располагаясь в виде тех же последовательных, но уже не горизонтальных, а вертикальных зон».

Позднее К.Д. Глинка, С.С. Неуструев, С.А. Захаров и другие в своих работах выявили несоответствие между этой общей схемой и действительным расположением почвенных зон в горах.

Установлено, что в горах имеется большее разнообразие биоклиматических условий и типов почв, чем на равнинах, и что каждая горная страна характеризуется определенными типами структур вертикальной зональности. Различия в типах структур определяют: положение горной страны в системе горизонтальных почвенных зон; высота горной страны; ее положение по отношению к движению воздушных масс, изолированность от морей другими горными системами; наличие температурных инверсий на разных склонах одного и того же хребта. В силу этих причин наветренные склоны получают очень много осадков, подветренные — очень мало, поэтому в первом случае преобладают влажно-лесные и горно-луговые почвы, во втором — горные пустынные, горные степные и горно-лугово-степные с резкими переходами между зонами. Поэтому имеют место интерференция — выпадение отдельных почвенных зон; инверсия, когда нижние зоны располагаются выше, чем положено по аналогии с горизонтальными; миграция, когда одна зона проникает в другую (С.А. Захаров). Эти понятия объясняют отсутствие горных черноземов между зонами каштановых и горно-луговых почв в горах Южного Закавказья, смену горно-лесных подзолистых почв не тундрой, как на равнинах, а субальпийскими и альпийскими лугами, проникновение одних почв в другие по горным долинам.

Таксонометрические единицы почвенно-географического районирования

Система таксонометрических единиц почвенно-географического районирования состоит из следующих единиц.

1. Почвенно-биоклиматический пояс.	
2. Почвенная биоклиматическая область.	
Для равнинных территорий	Для горных территорий
3. Почвенная зона	3. Горная почвенная провинция (вертикальная структура почвенных зон)
4. Почвенная провинция	4. Вертикальная почвенная зона
5. Почвенный округ	5. Горный почвенный округ
6. Почвенный район	6. Горный почвенный район

Почвенно-биоклиматический пояс — совокупность почвенных зон и вертикальных почвенных структур (горных почвенных провинций), объединенных сходством радиационных и термических условий. Их пять: полярный, бореальный, суббореальный, субтропический, тропический. Основой для их выделения является сумма среднесуточных температур выше 10°C за вегетационный период (см. гл. 5).

Почвенно-биоклиматическая область — совокупность почвенных зон и вертикальных структур, объединенных в пределах пояса сходными условиями увлажнения и континентальности и вызванных ими особенностей почвообразования, выветривания и развития растительности. Различаются области по коэффициенту увлажнения (КУ) Высоцкого—Иванова. Их шесть: очень влажные, избыточно влажные, влажные, умеренно сухие, засушливые (сухие), очень сухие (см. гл. 5). Почвенный покров области более однороден, чем в поясе, но внутри нее могут выделяться интразональные почвы.

Почвенная зона — составная часть области, ареал распространения зонального почвенного типа и сопутствующих ему интразональных почв. В каждую область входят две-три почвенные зоны.

Подзона — часть почвенной зоны, вытянутая в том же направлении, что и зональные подтипы почв.

Почвенная фация — часть зоны, отличающаяся от других частей по температурному режиму и сезонному режиму увлажнения.

Почвенная провинция — часть почвенной фации, отличающаяся теми же признаками, что и фация, но при более детальном подходе.

Почвенный округ — выделяется в пределах провинции по особенностям почвенного покрова, обусловленным характером рельефа и почвообразующих пород.

Почвенный район — часть почвенного округа, характеризующаяся однотипной структурой почвенного покрова, т.е. закономерным чередованием тех же сочетаний и комплексов почв.

Вертикальная почвенная структура — ареал распространения четко определенного рода вертикальных почвенных зон, обусловленного положением горной страны или ее части в системе биоклиматической области и главными особенностями ее общей орографии.

Горная почвенная провинция аналогична почвенной зоне на равнине. Значение остальных таксонометрических единиц одинаково для равнинных и горных территорий.

Опорными единицами почвенно-географического районирования на равнинных территориях являются почвенные зоны, а в горах — горные почвенные провинции.

Почвенно-географическое районирование территории Республики Беларусь

Территория Республики Беларусь расположена в бореальном (умеренно холодном) поясе, входит в Центральную таежно-лесную область, подзону дерново-подзолистых почв южной тайги. По схеме естественноисторического районирования, проведенного в 1947 г. И.С. Лупиновичем, в 1958 и 1962 гг. — Н.Н. Розовым, Е.Н. Ивановой и другими, была разделена на две провинции.

1. Прибалтийская провинция дерново-подзолистых слабогумусовых почв, которая охватывает часть республики, расположенную севернее линии Ошмяны — Могилев — Дубровно.

2. Белорусская провинция дерново-подзолистых слабогумусовых почв и низинных болот, которая охватывает всю территорию южнее линии Ошмяны — Могилев — Дубровно.

На основе новых сведений о почвах с 1974 г. территория Беларуси поделена на три почвенные провинции, которые резко отличаются между собой по рельефу, температурному режиму, характеру почвенного покрова (Н.И. Смеян, И.Н. Соловей):

- I. Северную (Прибалтийскую);
- II. Центральную (Белорусскую);
- III. Южную (Полесскую).

Они различаются по степени проявления эрозии и заболачивания и по ряду факторов, определяющих перспективные возможности развития различных отраслей сельского хозяйства. Каждая из них занимает обширную территорию, их границы тянутся в широтных направлениях. В свою очередь провинция делится на почвенно-климатические округа и агропочвенные районы и подрайоны (табл. 56). Наименование последних устанавливалось

по их географическому положению с указанием населенных пунктов и преобладающих почв и их сочетаний.

Таблица 56

**Схема почвенно-географического районирования
территории Республики Беларусь**

Почвенная провинция	Почвенно-климатический округ	Агропочвенный район и подрайон	Площадь	
			тыс. км ²	%
I. Северная (Прибалтийская)	I-A Северо-западный		61,6	29,7
			32,0	15,4
		1. Браславско-Глубокский	7,0	3,4
		а) Браславско-Миорский	3,0	1,3
		б) Поставско-Глубокский	4,0	1,9
		2. Шарковщинско-Верхнедвинский	3,8	1,8
		3. Полоцкий	3,8	1,8
		4. Вилейско-Докшицкий	17,4	8,4
		I-B Северо-восточный	29,6	14,3
	5. Сенненско-Россонско-Городокский	13,0	6,3	
	6. Витебско-Лиозненский	1,9	0,9	
	7. Оршанско-Горецко-Мстиславский	4,23	2,0	
	8. Шкловско-Чаусский	10,2	5,1	
II. Центральная (Белорусская)	II-A Западный		88,3	42,7
			38,4	18,5
		9. Гродненско-Волковысско-Лидский	23,9	11,5
		а) Гродненско-Волковысско-Слонимский	15,6	7,5
		б) Щучинско-Вороновско-Лидский	8,3	4,0
		10. Мостовский	6,4	3,1

Окончание табл. 56

Почвенная провинция	Почвенно-климатический округ	Агропочвенный район и подрайон	Площадь	
			тыс. км ²	%
III. Южная (Полесская)	II-Б Центральный	11. Новогрудско-Несвижско-Слуцкий	8,1	3,9
			21,1	10,2
		12. Ошмянско-Минский	9,6	4,6
	II-В Восточный	13. Узденско-Осиповичско-Червенский	11,5	5,6
			28,8	13,9
		14. Рогачевско-Славгородско-Кличевский	13,2	6,4
	III-А Юго-западный	15. Кировско-Гомельско-Хотимский	15,6	7,5
		а) Кировско-Кормянского-Гомельский	12,9	6,2
		б) Краснопольско-Хотимский	2,7	1,3
	III-Б Юго-восточный		57,7	27,6
			30,4	14,5
		16. Брестско-Дрогиченско-Ивановский	5,2	2,5
	III-В Юго-западный	17. Ганцевичско-Лунинецкий	23,8	11,4
		а) Ганцевичско-Лунинецко-Житковичский	12,7	6,1
		б) Малоритский	5,1	2,5
	III-Г Юго-восточный	в) Столинский	3,4	1,6
		г) Пинский	2,6	1,2
		18. Туровско-Давид-Городокский	1,0	0,6
	III-Д Юго-восточный		27,3	13,1
		19. Любанско-Светлогорско-Калинковичский	26,4	12,7
		а) Любанско-Светлогорско-Калинковичский	19,5	9,4
	III-Е Юго-восточный	б) Лельчицко-Ельско-Наровлянский	6,9	3,3
		20. Мозырско-Хойникско-Брагинский	0,9	0,4

Северная провинция занимает 29,7% территории, она наиболее холодная (среднегодовая температура 4,5–5,0 °С), осадков выпадает от 550 до 700 мм, длина вегетационного периода 170–140 дней. В почвенном покрове преобладают дерново-подзолистые почвы, чередующиеся с дерново-подзолистыми заболоченными. Делится на два округа и восемь агропочвенных районов.

Центральная провинция занимает 42,7% территории, неоднородна по климатическим показателям: среднегодовые температуры изменяются от 7,3 на западе до 5,0 °С на востоке, длина вегетационного периода соответственно от 200 до 192 дней, количество осадков в среднем составляет 550–600 мм. Почвенный покров сложен и многообразен как по особенностям строения почвообразующих и подстилающих пород, так и по проявлению почвообразовательных процессов. Он представлен дерновыми и дерново-подзолистыми почвами нормального увлажнения и с признаками заболачивания, а также торфяно-болотными и пойменными. Провинция разделена на три почвенных округа, включающих семь агропочвенных районов.

Южная (Полесская) провинция занимает 27,6 % территории республики. Рельеф этой провинции равнинный, с системой плоских, переходящих друг в друга речных террас и примыкающих к озерам. На рельефе провинции также отложилась работа древних и современных рек. Это наиболее теплая провинция, вегетационный период длится 195–210 дней, сумма осадков составляет 500–550 мм, среднегодовая температура 7,0–8,2 °С. Почвенный покров сложен и многообразен из-за пестроты строения почвообразующих пород и крайней изменчивости степени увлажнения. Здесь формируются подзолистые, дерново-подзолистые и дерновые почвы автоморфного и гидроморфного режимов водного питания, а также торфяные и аллювиальные почвы.

Провинция разделена на два округа и пять агропочвенных районов.

Почвенно-географическое районирование является основой для определения специализации и размещения сельскохозяйственного производства любой территории, входит в состав земельного кадастра, используется при бонитировке почв, экономической оценке земель и для решения многих других сельскохозяйственных вопросов.

Структура почвенного покрова

Горизонтальная и вертикальная зональности почвенного покрова отражают изменения термических условий на всей суше и степени увлажненности климата на территориях с уравновешенным и недостаточным увлажнением. Фациальность и провинциальность обусловлены в первую очередь изменениями континентальности климата в пределах зон и групп соседних зон. На эти общие биоклиматические закономерности накладываются изменения в зависимости от местных особенностей рельефа и почвообразующих пород, что обуславливает пестроту почвенного покрова. Зональность подчиняется *закону аналогичных топографических рядов* (С.А. Захаров), сущность которых заключается в том, что во всех зонах на повышенных элементах рельефа залегают почвы генетически самостоятельные (автоморфные), в понижениях — генетически подчиненные почвы (гидроморфные и полугидроморфные), а на склоновых элементах рельефа — переходные почвы, в которых по мере приближения к пониженной части рельефа усиливается аккумуляция подвижных веществ.

Изучение пестроты почвенного покрова показало, что она носит всеобщий характер, ее обуславливает наличие различных форм неоднородностей, между которыми имеются связи, что привело к установлению понятия «*структура почвенного покрова*» (В.М. Фридланд, 1965).

Структура почвенного покрова — определенный тип строения, т.е. состав и количественное соотношение входящих в него почв, характер образуемых им сочетаний и комплексов, степени его пестроты и контрастности.

Основой понятия является элементарный почвенный ареал (ЭПА) — пространство, занятое каким-либо одним разрядом почвы. Его характеристика включает: 1) название почвы в соответствии с классификацией; 2) характеристику морфологии ареала: его площади, формы, характер границ; 3) описание связи ЭПА с факторами почвообразования и формирования данной почвы и изменение ее под влиянием деятельности человека.

Размеры ЭПА колеблются в широких пределах: < 1 га — мелкоконтурные, 1–20 га — среднеконтурные, > 20 га — крупноконтурные. По форме могут быть вытянутые, округлые и линейные, кото-

рые определяют отношением длины по наибольшей оси к длине по наименьшей оси. Для вытянутых ЭПА она лежит в пределах 2–5; округленных — не превышает 2; для линейных — > 5.

Степень изрезанности ЭПА измеряется коэффициентом расчлененности K_p :

$$K_p = \frac{S}{3,5A},$$

где S — периметр ЭПА; A — площадь ЭПА.

В зависимости от величины K_p различают четыре группы ЭПА: нерасчлененные — < 2; слаборасчлененные — 2–4; среднерасчлененные — 4–6; сильнорасчлененные — > 6.

ЭПА как исходные единицы географии почв образуют закономерные сочленения, многократное повторение которых и образует структуру почвенного покрова. Эти сочленения объединяются в виде *микро-, мезо- и макрокомбинаций*, которые могут быть *контрастными* и *неконтрастными*. В составе микрокомбинаций можно выделить *комплексы* и *пятнистости*, в составе мезокомбинаций — *сочетания* и *вариации*, *мозаики* и *ташеты* (В.М. Фридланд. Структура почвенного покрова мира. М., 1984).

Сложность структуры почвенного покрова создает трудности в использовании почв, от нее зависят не только размеры контуров пашни, но и пригодность некоторых территорий под пашню. Так, по данным Т.А. Романовой (1983), почвенный покров Беларуси можно разделить по величине коэффициента неоднородности на уровне мезоструктуры на шесть групп: при $K_n > 30$ земли не пригодны для использования; при $K_n = 30–15$ можно использовать под многолетние травы; при $K_n < 15$ пригодны под пашню, но при $K_n = 15–10$ надо проводить локальные агротехнические и мелиоративные улучшения, а при $K_n = 10–5$ иногда следует подбирать культуры, слабо реагирующие на пестроту почвенного покрова.

По данным Н.И. Смеяна (1980), наиболее сложная мезоструктура на территории Витебской и Ошмянской возвышенностей и Полесской низменности, где размер контура пашни колеблется от 2,5 до 10 га, в то время как в областях с более простой мезоструктурой она составляет 15–25 га.

Значение неоднородности структуры почвенного покрова учитывается при бонитировке почв и кадастровой оценке земель.

Глава 19

БОРЕАЛЬНЫЙ (УМЕРЕННО ХОЛОДНЫЙ) ПОЯС

Бореальный пояс на территории Евразии занимает 11 212,5 тыс. км², почвы этого пояса покрывают значительную часть территории Северной Канады и севера США. На территории России и Беларуси он включает Западную лугово-степную, Центральную таежно-лесную, Восточно-Сибирскую мерзлотно-таежную и Дальневосточную таежно-лугово-лесную области.

ТАЕЖНО-ЛЕСНАЯ ЗОНА

Большую часть бореального пояса, 52% территории СНГ (около 1150 млн га), занимает таежно-лесная зона, которая на севере граничит с тундрой, на юге — с лесостепной зоной. Она делится на три подзоны: северной тайги с глееподзолистыми, средней тайги — с подзолистыми и южной — с дерново-подзолистыми почвами. В подзону южной тайги входит территория Беларуси.

Условия почвообразования

Природные условия зоны в разных ее частях разнообразны, что объясняется широтно-зональной изменчивостью климата, сменой почвообразующих пород и форм рельефа, определяющих характер растительного покрова и разнообразие почв.

Климат. Климат зоны умеренно холодный, отличается континентальностью в районах Западной и Восточной Сибири, муссонным характером на Дальнем Востоке. На западе зоны, в том числе на территории Беларуси, основным климатообразующим фактором является влияние Атлантического океана. Средняя годовая температура воздуха изменяется от +7,4 °С на западе Беларуси до -3,0...-7,8 °С в Западной, до -7,0...-16 °С в Восточной Сибири и до +7,5 °С на Дальнем Востоке.

Сумма активных температур (> 10 °С) колеблется от 400 до 2600 °С, продолжительность вегетационного периода составляет 76–230 дней, осадков за год выпадает 350–750 мм.

На территории Беларуси сумма активных температур колеблется от 2000 до 2700 °С, годовая сумма осадков составляет 540–700 мм, продолжительность теплого периода (температура выше 0 °С) на юго-западе — 250–260, на северо-востоке — 220–230 дней. Около 70% осадков выпадает в теплое время года, коэффициент увлажнения в зоне в целом и на Беларуси изменяется в интервале 1,1–1,33, что обеспечивает промывной тип водного режима, за исключением многих районов Восточной Сибири, которые характеризуются недостаточным увлажнением и, кроме промывного, мерзлотным водным режимом.

Почвообразующие породы. Наиболее распространены ледниковые (карбонатные и бескарбонатные моренные суглинки) и водно-ледниковые (флювиогляциальные) отложения, которые на Беларуси представлены песками, супесями и реже суглинками. Кроме них, часть ее территории занимают лессы, лессовидные суглинки и органогенные отложения в виде торфа.

В северо-западных районах зоны встречаются ленточные глины, в поймах больших и малых рек — современные аллювиальные отложения и древнеаллювиальные отложения на территории древних речных террас.

Рельеф. Европейская часть зоны расположена в пределах Русской равнины, западную часть которой занимает Беларусь. Свыше 60% ее площади составляют низменности (самая большая — Полесская), 30% приходится на возвышенные холмы и около 10% — на платообразные равнины. Средняя высота ее поверхности над уровнем моря около 160 м.

Западносибирская часть расположена в пределах Западно-Сибирской низменности, а восточнее р. Енисея располагаются Среднесибирское плоскогорье и горные системы Восточной Сибири и Дальнего Востока. Горные хребты чередуются с равнинами и низменностями, сложенными четвертичными и третичными суглинками и песчаными отложениями. На склонах обледененных гор залегают кислые плотные породы со сложным щебнистым элювием.

Растительность. Преобладающий тип растительности — леса. Подзона северной тайги содержит изреженные хвойные и хвойно-лиственные леса, под пологом которых развиваются мхи и болотная растительность. Продуктивность биоценоза — 30 ц/га в год.

В подзоне средней части преобладают темнохвойные леса, под пологом которых развивается мощный моховой покров, травянистая растительность сильно изрежена. Обширные территории заняты болотами, на песчаных породах формируются боры-беломошники. Продуктивность биоценоза — 30–50 ц/га в год.

Подзона южной тайги в европейской части (в том числе Беларуси) представлена хвойными лесами с примесью широколиственных пород (береза, осина, дуб, ясень, клен). Хорошо развит травянистый покров. В Западной Сибири она представлена лиственными лесами. На Дальнем Востоке встречаются темно- и светлохвойные и широколиственные леса. Продуктивность биоценоза — 80–100 ц/га.

Почвы. Разнообразие природных условий обуславливает пестроту почвенного покрова. Общими для почв зоны являются переувлажнение, кислая реакция, обогащенность полутораоксидами, низкое содержание гумуса. Преобладающие элементарные почвообразовательные процессы (ЭПП), влияющие на почвенный покров, — гумусообразование, оподзоливание, лессиваж, болотный, а в Восточной Сибири, кроме того, мерзлотные процессы. Общие черты этих процессов изложены в гл. 4.

Ниже рассматриваются почвы зоны на примере почв Республики Беларусь, включенных в схему «Номенклатурный список почв». Распределение наиболее распространенных из них по областям приведено в табл. 57.

Подзолистые почвы

Типичные подзолистые почвы образуются под хвойными и смешанными лесами в условиях промывного водного режима при сезонном промораживании на суглинистых моренах, покровных суглинках, суглинистых делювиальных и элювиально-делювиальных отложениях кислых пород. Для их формирования характерно периодическое переувлажнение верхней части профиля весной при снеготаянии и осенью перед установкой снежного покрова.

Генезис. Первая научная гипотеза о происхождении этих почв была высказана минералогом А. Крыловым (1873), обнару-

Таблица 57

**Распределение почв и сельскохозяйственных угодий по типам почвообразования, %
(по результатам второго тура почвенных исследований)**

Область	Угодья	Площадь угодья, тыс. га на 01.01.99 г.	Дерновые и дерново-карбонатные	Дерново-подзолистые	Дерново-подзолистые заболоченные	Дерновые и дерново-карбонатные заболоченные	Пойменные дерновые	Торфяные	Антропогенно-нарушенные
Брестская	Пашня	861,8	0,1	32,5	34,3	19,2	1,4	10,7	1,8
	С.-х. угодья	1482,5	0,1	20,1	27,4	25,8	5,2	19,0	2,4
Витебская	Пашня	1166,5	0,1	43,1	52,2	2,6	0,3	1,7	—
	С.-х. угодья	1683,4	0,1	34,4	50,2	6,7	1,7	6,4	0,5
Гомельская	Пашня	894,8	0,1	46,0	36,6	6,4	0,7	10,1	0,1
	С.-х. угодья	1455,2	0,1	27,7	31,6	12,2	11,2	16,9	0,3
Гродненская	Пашня	898,9	0,2	71,9	24,1	2,8	0,4	0,6	—
	С.-х. угодья	1291,6	0,2	52,2	22,5	12,4	3,4	9,1	0,2
Минская	Пашня	1327,7	—	53,9	32,6	3,9	0,2	8,8	0,6
	С.-х. угодья	1906,4	—	39,1	31,5	8,0	2,4	18,0	1,0
Могилевская	Пашня	1036,9	0,1	62,5	35,3	1,0	0,1	0,9	0,1
	С.-х. угодья	1488,1	0,1	45,4	35,7	4,7	6,2	7,5	0,4
По Беларуси	Пашня	6186,2	0,1	51,7	36,5	5,5	0,5	5,3	0,4
	С.-х. угодья	9307,2	0,1	36,2	33,8	11,2	5,0	12,9	0,8

жившим форменные кремнистые тельца в подзоле Могилевской губернии, которые он отнес к кремнистым породам растительного происхождения.

В дальнейшем В.В. Докучаев (1880) на примере подзолистых почв Смоленской губернии пришел к выводу, что они образовались в лесах при существенном участии болотной (моховой) растительности. Кстати, термин «подзол» был взят им из народного лексикона Смоленской губернии. Продолжением работ В.В. Докучаева являются исследования А.В. Георгиевского, доказавшего, что этот горизонт промывается растворами органических кислот, просачивающимися из растительного слоя, и что горизонты A_1A_2 формируются одновременно в тесной генетической связи.

Обстоятельный разбор биохимии подзолообразования содержится в трудах Н.М. Сибирцева (1909), обобщившего исследования П.А. Костычева, С. Козловского, Раманна, Мюллера и других, касающиеся судьбы выносимых минеральных и органических веществ. Заслуживает быть отмеченной коллоидно-химическая теория К.К. Гедройца, считавшего агентом оподзоливания воду, диссоциирующую на H^+ и OH^- и обогащенную H_2CO_3 . Она выщелачивает из почвы сначала простые соли, а потом ион H^+ вытесняет основания из гуматной и алюмосиликатной частей почвенного поглощающего комплекса. В результате ППК переходит в диспергированное состояние и разлагается на оксиды кремния, железа и алюминия, которые выносятся и осаждаются в горизонте В. Объектом оподзоливания по теории К.К. Гедройца являются почвы, насыщенные основаниями, что считается слабой стороной этой теории.

Против теории К.К. Гедройца выступил В.Р. Вильямс (1935), выдвинувший перегнойно-кислотную теорию, рассматривая подзолообразование как разрушение почвенных минералов группой специфических кислот (креновых или фульвокислот по современной терминологии), образующихся при разложении растительности в кислой среде грибной микрофлорой.

Современные представления о подзолообразовании вытекают из работ И.В. Тюрина, С.П. Яркова, А.А. Роде, И.С. Кауричева, В.В. Пономаревой и других. По В.В. Пономаревой (1964, 1980), генезис подзолистых почв под лесом связан с особыми био-

климатическими и биогеохимическими условиями. Он обусловлен: 1) обедненностью растительного опада азотом и зольными элементами; 2) пониженными температурами и промывным водным режимом; 3) особенностью биоклиматических превращений опада — замедлением микробной деятельности, преобладанием грибного кислотообразующего разложения, консервацией лесного опада в виде подстилки, продуцированием в подстилке и вымыванием водорастворимых гумусовых кислот (фульвокислот) и простых органических кислот.

При передвижении вниз по профилю растворы реагируют с первичными и вторичными минералами, разрушая их и мобилизуя имеющиеся в породе свободные полутораоксиды. Одновременно под подстилкой происходит осаждение бурых гуминовых кислот, связанных с полутораоксидами, и в очень малой степени серых гуминовых кислот, связанных с кальцием. В результате формируется гумусовый горизонт A_1 или A_1A_2 . Более низкомолекулярные фракции, включая фульвокислоты, проходят ниже и образуют горизонт A_2 . Продукты разрушения минералов выносятся глубже и осаждаются вместе с выносимыми неразрушенными илистыми частицами, образуя иллювиальный горизонт В, в том числе B_t — глинисто-иллювиальный, B_f — железисто-иллювиальный. При этом соотношения между горизонтами A_1 и A_2 зависят от количества и качества разложившейся биомассы, но в общем профиль формируется как единое целое, во всей совокупности генетических горизонтов $A_0 - A_1 - A_2 - В - С$.

Подобный механизм образования подзолистых почв характерен для однородных суглинистых почв. На песчаных породах могут образоваться подзолистые иллювиально-гумусовые почвы с горизонтом B_h и с варьированием в нем содержания гумуса, железа и алюминия.

На карбонатных породах подзолистый процесс значительно ослабевает и со временем уступает место дерновому, а на двучленных породах почвенный профиль может иметь необычное строение, если верхняя порода легкая, а нижняя — тяжелая: $A_0 - A_1 - B_1 - A_2 - B_2 - С$.

Одновременно с процессом оподзоливания и лессиважа на суглинистых почвах при избыточном увлажнении развивается *иллювиально-глеевый процесс*, формирующий горизонты глеепод-

золистых почв северной тайги. Он характеризуется контрастным водным режимом, превращением органических веществ с образованием большого количества фульвокислот, полифенолов, низкомолекулярных кислот; образованием подвижных закисных форм железа и марганца, а в кислой среде — подвижных соединений алюминия; взаимодействием агрессивных органических веществ с минеральной частью почвы с образованием водорастворимых комплексных органоминеральных соединений и их миграцией с нисходящими токами воды (И.С. Кауричев).

Оглеение усиливает оподзоливание, а гумусонакопление снижает интенсивность этого процесса. Совокупность процессов оподзоливания, лессиважа и элювиально-глеевого приводит к существенному ухудшению агрономических свойств почв.

Классификация, свойства и сельскохозяйственное использование. Характерной морфологической особенностью подзолистых почв является отсутствие четко выраженного гумусово-аккумулятивного горизонта. Их делят на два подтипа: глееподзолистые и подзолистые.

Глееподзолистые почвы имеют профиль следующего вида:

$A_0 - A_{2e} - A_2B_e - B - BC - C$.

Для них характерно наличие оглеения в виде сизовато-серых тонов, буроватых пятен и мелких конкреций. Эти почвы низкопродуктивны, окультуривание эффективно на легких породах. На территории Беларуси они почти не встречаются.

Не получили широкого распространения и *подзолистые почвы*, которые выделяются на уровне типа. Встречаются небольшими массивами в северных районах республики под хвойными лесами. Приурочены к выравненным слабодренированным участкам (надпойменные террасы, задровые равнины), сложенным рыхлыми породами. Растительный покров представлен зелеными мхами, кисличником, черничником, иногда сильно изрежен или вообще отсутствует.

Строение профиля выглядит следующим образом:

A_0 — лесная подстилка бурого цвета, состоит в основном из хвойного опада, остатков мха, часто оторфована, рыхлая, мощность 3–5 см;

A_1A_2 — гумусово-элювиальный горизонт, серовато-белесый с темными пятнами, ясно различимы зерна кварца, бесструктурный, мощность 5–10 см;

A_2 — подзолистый горизонт, пепельно-белесый, тонкозернистый, уплотнен, бесструктурный, мощность 10–20 см и более, в нижележащий горизонт переходит глубокими затеками;

$B_1(B_h)$ — иллювиальный горизонт, темно-желтого или буровато-желтого цвета, заметно уплотнен, бесструктурный. Возможно наличие бурых прослоек и пятен, обусловленных накоплением полуторных оксидов, гумуса, илистых частиц. Мощность 10–30 см, переход постепенный;

B_2 — иллювиальный горизонт, желтый, слабо уплотнен, встречаются ортзанды, бесструктурный, мощность 30–50 см, переход постепенный;

B_{Cg} — почвообразующая порода часто с более или менее четко выраженными признаками оглеенности. Цвет светло-желтый, с сизыми пятнами или сизовато-белесый (см. рис. 1 цв. вклейки).

В типе подзолистых почв выделяется один подтип: собственно подзолистые.

В зависимости от строения профиля и характера почвообразующих пород подзолистые почвы делятся на роды:

- неразвитые на дюнных песках (слабо дифференцированные), формируются на рыхлых песках, профиль слабо дифференцирован на генетические горизонты;
- псевдофибровые на глубоких, часто слоистых песках, характеризуются наличием тонких уплотненных прослоек ржаво-охристого цвета, насыщенных оксидами железа.

По мощности элювиальной части профиля подзолистые почвы делятся на следующие виды:

- слабоподзолистые (поверхностно-подзолистые), нижняя граница горизонта A_2 на глубине < 10 см;
- среднеподзолистые (мелкоподзолистые), нижняя граница горизонта A_2 на глубине 10–20 см;
- сильноподзолистые (неглубокоподзолистые), нижняя граница горизонта A_2 на глубине > 20 см.

Профиль подзолистых почв четко дифференцирован по гранулометрическому составу. Минимальное содержание ила и глинистых частиц приурочено к горизонту A_2 .

В естественном состоянии подзолистые почвы малопродуктивны, так как содержат 1–2% фульватного гумуса в горизонте A_1 и часто лишь следы в горизонте A_2 . Они имеют кислую реакцию (pH_{KCl} 4,0–4,5), низкую емкость поглощения (от 2,4 до 12–17 мэкв/100 г почвы), степень насыщенности основаниями меньше 50%, низкую обеспеченность элементами питания растений; неблагоприятные физические свойства, высокое содержание подвижного алюминия, повышающего обменную кислотность и вызывающего токсикоз. Элювиальные горизонты обеднены физической глиной, Fe_2O_3 , Al_2O_3 , катионами оснований, относительно обогащены SiO_2 (до 85%). При распашке из-за низкой влагоемкости они заиливаются, целинные аналоги подвергаются поверхностному оглеению (рис. 19).

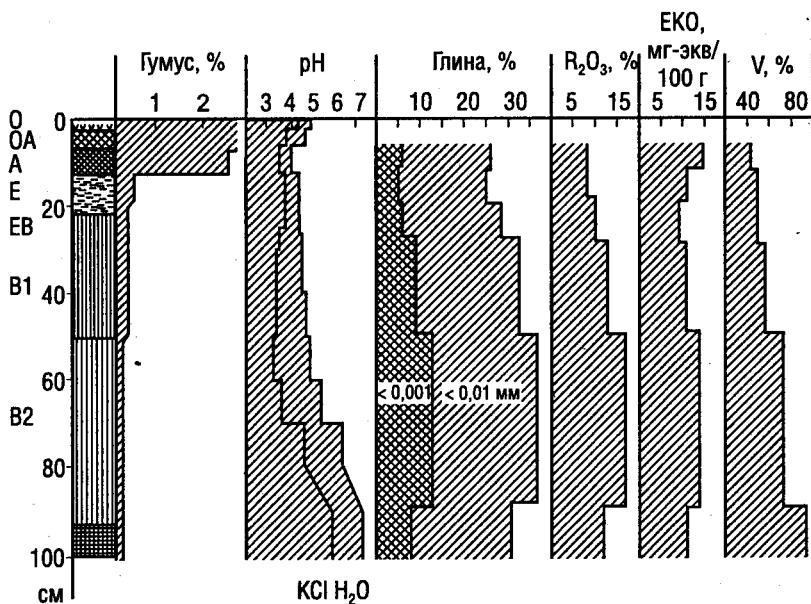


Рис. 19. Профильная характеристика подзолистой (дерново-подзолистой) почвы под лесом (по данным В.В. Пономаревой)

Окультуривание подзолистых почв связано с большими затратами на известкование, органические и минеральные удобрения,

регулирование водного режима, создание мощного пахотного слоя. Оно сопровождается не только коренными изменениями всех почвенных режимов, но и морфологических признаков, образуя культурные подзолистые почвы. В то же время под лесными насаждениями, на бывшей пашне верхняя часть пахотного слоя, расположенная непосредственно под подстилкой, превращается в подзолистый горизонт мощностью 5–7 см, т.е. происходит вторичное оподзоливание пахотного горизонта.

Дерновые почвы

Дерновые почвы образуются под широколиственными и хвойно-широколиственными лесами с развитым травянистым покровом на карбонатных породах в условиях гумидного климата при промывном типе водного режима, а также на рыхлых бескарбонатных и плотных силикатных породах.

Дерновые почвы встречаются и в других природных зонах. Они распространены на холмистых равнинах Европы, Восточной Сибири, США, Канады либо на горных склонах, в России их много на северо-западе, в Беларуси на их долю приходится 11,3% от площади сельхозугодий, в том числе 11,2% дерновых заболоченных.

Генезис. Происхождение дерновых почв связано с дерновым почвообразовательным процессом, для которого, по В.Р. Вильямсу, характерны следующие черты: интенсивное потребление травянистой растительностью биогенных элементов при ежегодном их возвращении с корневой системой в почву; ежегодное накопление большой биомассы и ежегодное ее отмирание; преобладание разветвленной подземной корневой биомассы над надземной, что обуславливает большое поступление отмершего органического вещества непосредственно в почву; преобладание бактериальных процессов разложения органических остатков и гумусообразования над грибными; гуматный характер гумусообразования.

Наиболее интенсивно процесс протекает на заливных лугах речных пойм. Чередование аэробных и анаэробных условий и колебание температуры препятствуют полной минерализации

интенсивно разлагающегося органического вещества, что и обуславливает накопление гумусовых веществ, которые нейтрализуются карбонатами и осаждаются на месте образования. В результате формируется темноокрашенный гумусово-аккумулятивный горизонт с хорошей комковато-зернистой структурой. При промывном водном режиме со временем происходит выщелачивание карбонатов из этого горизонта. При быстром растворении известняков и их выносе (особенно при боковом стоке) в верхней части профиля начинаются процессы оподзоливания.

На пониженных элементах рельефа, где неглубоко залегают жесткие грунтовые воды, на карбонатных породах в условиях избыточного поверхностного или грунтового оглеения на дерновый процесс налагается болотный, что приводит к образованию дерновых заболоченных почв.

Классификация. В зависимости от разнообразия и сочетания климатических, гидрологических условий и почвообразующих пород выделяют три типа дерновых почв: дерново-карбонатные, дерновые литогенные и дерново-глеевые (дерновые заболоченные). В Беларуси выделяются два типа этих почв: дерново-карбонатные и дерновые заболоченные.

Дерново-карбонатные почвы

Развиваются на известковых отложениях коренного залегания и в виде отторженцев; на пресноводных (вторичных) образованиях — в виде мергеля, омергелеванных пород, известковых туфов; на карбонатной морене. Коренные известковые отложения распространены в восточной части республики, отторженцы — в западной, содержание CaCO_3 в которых соответственно равно 80–96% и 55–80%. Содержание CaCO_3 в карбонатной морене достигает 35–40% (север и северо-запад республики). Дерново-карбонатные почвы делятся на три подтипа: типичные, выщелоченные, оподзоленные.

Типичные обычно формируются на элювии плотных известковых пород (мел, известняки, доломиты) или на вторичных образованиях. Имеют с поверхности дернину (А_д) или лесную под-

стилку (A_0) мощностью 2–3 см. Гумусовый горизонт (A_1) темно-серый, черный, зернистой или комковато-зернистой структуры, рыхлый, густо пронизан корнями, мощность от 10 см (на обнажениях плотных известковых пород) до 50 см.

Содержание гумуса от 3–5 до 10% и более. Вскипают от HCl с поверхности или в пределах гумусового горизонта. Иллювиальный горизонт В буровато-черного, темно-серого цвета, часто с включениями известковой щебенки; структура ореховатая, зернистая, уплотнена, корни растений. Мощность около 30 см. Переход ясный. C_k — материнская порода грязно-белого, серовато-белого цвета, плотная, трещиноватая, глыбистой структуры (рис. 2, 3 цв. вклейки).

Профиль почвы укороченный $A_d-A_1-B-C_k$ или D_k — 60–70 см. Как правило, под пашню используются почвы при мощности горизонта 30 см.

Выщелоченные почвы формируются преимущественно на рыхлых карбонатных породах (лесс, карбонатные, морены). Вскипают от HCl на глубине 30–60 см в горизонте B_1 (A_1B_1). Мощность гумусового горизонта до 40 см и более. Реакция в верхнем горизонте близка к нейтральной, с глубиной переходит в слабощелочную. Содержание гумуса в пахотных почвах достигает 4,5–5,0%. В составе гумуса преобладают гуминовые кислоты. Соотношение $C_{гк} : C_{фк} > 1,0$.

Емкость катионного обмена (ЕКО) в суглинистых почвах составляет 40–50 мэкв/100 г почвы, степень насыщенности основаниями 90% и выше (табл. 58). Мощность профиля [A_p (A_1)... C_k] около 80 см. Ниже приводится строение дерново-карбонатной выщелоченной почвы на моренных суглинках.

A_p — пахотный горизонт, темно-серый, тяжелосуглинистый, зернисто-комковатой структуры, слабо уплотнен, много корней, мощность 25–30 см, переход заметный;

B_1 — иллювиальный горизонт, темно-бурый, тяжелосуглинистый, комковато-ореховатой структуры, уплотнен, корни растений, встречаются мелкие камни, мощность 20–25 см, переход в горизонт B_2 постепенный. Содержит 1,0–1,5% гумуса, нередко оглинен, наблюдается накопление ила и минеральных оксидов;

Таблица 58

**Физико-химические свойства дерново-карбонатной
выщелоченной мощной среднегумусовой легкосуглинистой
почвы на лессах**

Гори- зонт	Гу- мус, %	$\frac{C_{гк}}{C_{фк}}$	рН в КСl	Об- мен- ный Al	Нг	S	ЕКО	V, %	P ₂ O ₅	K ₂ O	Физиче- ская гли- на, %
				мэкв/100 г почвы					мг/100 г почвы (по Кирсанову)		
A _п	4,51	1,12	6,2	0,05	1,8	42,1	43,9	97,26	12,6	16,3	26,0
A ₁	4,18	1,20	6,5	0,05	1,6	42,6	44,2	96,38	14,5	16,5	26,3
A ₂ B ₁	2,13	1,10	6,4	0,07	1,8	47,7	49,5	96,40	10,1	14,8	25,5
B ₂	0,62	1,05	6,7	—	—	—	—	—	10,7	15,4	28,8
B ₃	—	—	7,3	—	—	—	—	—	6,3	13,0	30,5
C _к	—	—	8,1	—	—	—	—	—	—	—	29,9

B₂ — иллювиальный горизонт, бурый, тяжелосуглинистый, плитчато-ореховатой структуры, плотный, изредка корни, мелкие камни, вскипает, мощность 25–30 см, переход в горизонт C заметный;

C_к — почвообразующая порода, тяжелый моренный суглинок красно-бурого цвета, глыбистой структуры, плотный, встречаются журавчики, пунктуации марганца, охристые пятна, мелкие камни, бурно вскипает.

Оподзоленные почвы развиваются под лесом на рыхлых породах (лессы, морены, лессовидные суглинки), в которых карбонаты из верхней части профиля вымыты на значительную глубину. Мощность горизонта A₁ от 15–20 до 40 см.

Ниже залегает горизонт с ясно выраженными признаками оподзоливания (A₁A₂, A₂B₁, реже A₂). Иллювиальный горизонт B часто имеет выраженные признаки оглинения в виде глянца на гранях структурных отдельностей. Профиль заметно дифференцирован по содержанию илистой фракции и полуторных оксидов. Содержание гумуса в верхнем горизонте целинных почв составляет 4–5%, на пашне — 2–3%. Реакция среды среднеслабокислая, в нижних горизонтах — слабощелочная. Вскипают оподзоленные почвы на глубине 60–90 см. Мощность профиля 100–120 см.

Выделенные подтипы дерново-карбонатных почв в зависимости от генезиса почвообразующих пород делятся на роды:

1) на коренных известковых отложениях (мел, доломиты, известняки);

2) на пресноводных вторичных известковых отложениях (пресноводные мергели, омергелеванные отложения);

3) на моренных отложениях и лессах.

Среди подродов выделяют обычные, без признаков оглеения и временно избыточно увлажняемые, которые отличаются более темной окраской горизонта A_1 .

В зависимости от мощности гумусового горизонта и содержания гумуса выделяют следующие виды. По мощности гумусового горизонта: 1) неразвитые (A_1 до 10 см); 2) маломощные (A_1 10–20 см); 3) среднемощные (A_1 20–30 см); мощные $A_1 > 30$ см). По содержанию гумуса: 1) слабогумусированные (содержание гумуса в A_1 до 1,0); 2) малогумусовые (1–3%); 3) среднегумусовые (3–5%); 4) многогумусовые (> 5%).

В России на виды по содержанию гумуса и мощности гумусового горизонта они разделяются так: перегнойные — гумуса больше 12%; многогумусовые — 5–12%; среднегумусовые — 3–5%; малогумусовые — менее 3%; маломощные — мощность A_1 меньше 15 см, среднемощные — больше 15 см.

Дерновые заболоченные почвы

Дерновые заболоченные почвы формируются в депрессиях рельефа, по окраинам низинных болот, в условиях близкого залегания от поверхности жестких грунтовых вод или накопления и застоя атмосферных. Верхние горизонты большую часть теплого периода или постоянно находятся в состоянии капиллярного насыщения влагой, что замедляет темпы минерализации растительных остатков и ослабляет миграцию продуктов почвообразования в нижележащие горизонты.

Характерные особенности этих почв — наличие хорошо выраженного гумусового горизонта мощностью до 30 см и более, высокая степень насыщенности основаниями, слабокислая или близкая к нейтральной реакция среды, содержание гумуса до 12% и более.

Подтипы дерновых заболоченных почв: 1) дерново-поверхностно-глееватые; 2) дерново-перегнойно-поверхностно-глеевые; 3) дерново-грунтово-глееватые; 4) дерново-перегнойно-грунтово-глеевые; 5) дерново-поверхностно-глееватые, дерново-поверхностно-глеевые осушенные; 6) дерново-грунтово-глееватые, дерново-грунтово-глеевые осушенные.

Дерново-поверхностно-глееватые и глеевые почвы формируются преимущественно на породах тяжелого гранулометрического состава, в нижней части склонов, в условиях дополнительного увлажнения минерализованными водами внутрипочвенного стока.

Поверхностно-глееватые почвы в естественном состоянии заняты обычно травянистой растительностью, в составе которой преобладают корневищные злаки и бобовые, изредка встречаются осоки.

Профиль почвы имеет следующее строение:

A_d — дернина мощностью до 5 см;

A_{1g} — гумусово-аккумулятивный горизонт буровато-серый или темно-бурый с признаками оглеения в виде сизоватого оттенка, ржаво-охристых пятен; структура зернистая или комковато-зернистая; слабо уплотнен; мощность до 30 см; переход в нижележащий горизонт ясный;

B_g — иллювиальный оглеенный горизонт мощностью 20–50 см, цвет красновато-бурый, буровато-желтый, с сизоватыми и голубоватыми пятнами; структура пластинчатая, плитчатая, плитчато-ореховатая; уплотнен; переход постепенный;

C_g (D_g) — почвообразующая подстилающая порода с признаками оглеения, ослабевающими с глубиной. Окраска зависит от генезиса породы и гранулометрического состава — буровато-желтая на лессовидных суглинках, красно-бурая с охристыми и голубоватыми пятнами и прожилками на моренных отложениях, структура глыбистая на тяжелых породах, на легких отсутствует.

Дерново-поверхностно-глеевые почвы по рельефу залегают ниже глееватых. В растительном покрове преобладают злаки, мелкие осоки. В отличие от глееватых, имеют, как правило, более мощную дернину. Гумусовый горизонт черного цвета, с буроватым или сизоватым оттенком.

Иллювиальный оглеенный горизонт (B_g) небольшой мощности — 10–15 см (иногда отсутствует), грязно-сизых тонов, посте-

пенно переходит в глеевый (G) сизого или голубовато-сизого цвета. Залегаєт на глубине 40—70 см от поверхности.

Дерново-грунтово-глееватые и глеевые почвы формируются в условиях близкого залегания от поверхности жестких грунтовых вод, преимущественно на породах легкого гранулометрического состава. Распространены в понижениях, по окраинам низинных болот. Чаще всего заняты луговой или лесной растительностью, среди которой преобладает ольха черная, в южных районах — дубравы.

Первичные признаки гидроморфизма, в виде ржаво-охристых пятен и прожилок, конкреций, у грунтово-глееватых почв появляются в верхнем горизонте. Нижележащий иллювиальный оглеенный горизонт имеет пеструю неоднородную окраску. Здесь наряду с желтыми и ржаво-охристыми тонами появляются белесые, белесо-сизые, голубовато-сизые пятна оглеения. Вглубь по профилю признаки оглеения усиливаются. Сплошной глеевый горизонт в пределах почвенного профиля отсутствует (рис. 4 цв.).

Ад — дернина бурого-черного цвета, часто оторфованная, мощность до 6 см (под лесом может отсутствовать);

A_{lg} — гумусовый оглеенный горизонт темно-серого или черного цвета с буроватым оттенком, мощность 30—40 см (на карбонатных породах до 50 см); структура мелкокомковатая, зернисто-комковатая; рыхлый; густо пронизан корнями; переход ясный, резкий;

B_g — иллювиальный оглеенный горизонт мощностью 10—30 см (иногда отсутствует), грязно-сизого цвета с охристыми пятнами и прожилками; глыбистой структуры, на легких породах структура отсутствует; постепенно переходит в глеевый;

G — глеевый горизонт сизого, голубовато-сизого цвета; бесструктурный; заметно уплотнен; залегает на глубине 50—70 см от поверхности. В пределах почвенного профиля обычно обнаруживаются грунтовые воды.

Дерновые заболоченные осушенные почвы, по сравнению с неосушенными, имеют более блеклые тона в иллювиальных оглеенных и глеевых горизонтах. Вместо ржаво-охристых и голубовато-сизых тонов начинает преобладать серовато-сизовато-белесый. В иллювиальных горизонтах часто наблюдается скопление крупных железисто-марганцевых конкреций.

Среди этих почв выделяются следующие роды: 1) карбонатные — вскипают в гумусовом горизонте, реакция слабощелочная; 2) ненасыщенные — вскипают под гумусовым горизонтом, реакция в гумусовом горизонте слабокислая; 3) оподзоленные — имеют признаки оподзоливания в виде белесых пятен (нижняя часть A_1) и белесой присыпки (горизонт В). Реакция в верхнем горизонте кислая или слабокислая.

Деление на виды производится по мощности гумусового горизонта и содержанию гумуса: 1) слабодерновые — $A_1 < 20$ см; 2) среднедерновые — $A_1 20-30$ см; 3) глубокодерновые — $A_1 > 30$ см; 4) малогумусовые — содержание гумуса до 3%; 5) среднегумусовые — 3–5%; 6) многогумусовые — 5–10%; 7) перегнойные — 10%.

Физико-химические свойства дерново-грунтово-глеевой почвы приведены в табл. 59.

Таблица 59

Физико-химические свойства дерново-грунтово-глеевой карбонатной глубокодерновой многогумусовой легкосуглинистой почвы на лессах

Горизонт	Гу-мус, %	$\frac{C_{гк}}{C_{фк}}$	рН в КCl	Нг	S	ЕКО	V, %	P ₂ O ₅	K ₂ O	Азот об-щий, %
				мэкв/100 г почвы				мг/100 г поч-вы		
A ₀	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
A ₁	7,7	1,87	7,4	0,60	46,9	47,5	98,7	7,9	7,5	0,55
B ₀	—	—	7,8	0,20	45,3	45,5	99,6	—	—	—
C	—	—	7,8	0,08	45,5	45,6	99,7	—	—	—

Дерновые литогенные почвы

Дерновые литогенные почвы образуются на рыхлых породах, богатых силикатными формами кальция и магния. Распространены в Западной Сибири, в Северной Скандинавии и Шотландии, есть они в Южном полушарии. По свойствам близки к дерново-карбонатным выщелоченным почвам.

При протекании дернового процесса на бедных основаниями породах образуются *кислые дерновые почвы* со степенью насы-

щенности основаниями до 50%. Для них характерна мощная лесная подстилка, или дернина, под которой залегает гумусовый горизонт, сменяемый через горизонт A_1C почвообразующей породой. Они богаты гуматным гумусом (до 6–8%) и доступными для растений элементами питания, поэтому потенциально плодороднее подзолистых и заболоченных почв, среди которых часто распространены. От них отличаются *насыщенные дерновые почвы*, которые образуются в условиях семиаридного климата, полностью насыщены основаниями и обладают нейтральной реакцией по всему профилю. Это третий тип данной группы почв, их называют часто черноземовидными.

Дерновые почвы на плотных силикатных породах — горные почвы, международный термин для этих почв «ранкер». В СНГ они известны под названиями *дерновые лесные, дерново-неоподзоленные, горно-луговые*.

Агрономическая оценка

Общая агрономическая оценка дерновых почв высокая. Наиболее плодородными из них являются дерново-карбонатные выщелоченные. По бонитировочной шкале суглинистые разновидности этих почв оцениваются в Беларуси в 70–100 баллов. При соответствующей агротехнике и внесении минеральных удобрений, прежде всего калийных, борных и марганецсодержащих, можно получать высокие урожаи самых требовательных культур.

Дерново-карбонатные оподзоленные почвы по агрохимическим и агрофизическим свойствам близки к дерново-карбонатным выщелоченным. Для коренного улучшения этих почв требуются глубокая вспашка, внесение удобрений, фосфорных и азотных в первую очередь.

Дерново-карбонатные типичные почвы из-за неблагоприятных водно-физических свойств под пашню, как правило, используются редко, на них не всегда эффективны и луговые угодья.

Дерновые заболоченные почвы обладают высоким потенциальным плодородием, однако без регулирования водно-воздушного режима малопригодны для использования под пашню. После осушения могут использоваться как автоморфные дерновые почвы для возделывания наиболее распространенных сельскохо-

зайственных культур. При этом в осушенных почвах грунтового увлажнения, сформировавшихся на легких породах, снижение уровня стояния грунтовых вод вызывает ухудшение их свойств (увеличение кислотности, снижение содержания гумуса, обменных оснований), что со временем вызывает их переход в дерновые оподзоленные и дерновые оподзоленные с иллювиально-гумусовым горизонтом — сильная степень деградации этих почв.

В профиле осушенных дерново-заболоченных поверхностно-глееватых и глеевых почв признаки заметной деградации при распашке отсутствуют, но содержание гумуса и обменных оснований по сравнению с естественными аналогами уменьшается, что необходимо учитывать при применении удобрений и известковании.

Агрономическая оценка дерновых литогенных, дерновых кислых и дерновых насыщенных почв (черноземовидных) зависит от колебаний в содержании гумуса, реакции среды и насыщенности основаниями.

Горные почвы («ранкеры») — это почвы пастбищ для сезонно-отгонного животноводства, поэтому для них важны разработки по повышению и устойчивому поддержанию их продуктивности на основе почвоохранных мероприятий.

Дерново-подзолистые почвы

Дерново-подзолистые почвы в соответствии с классификацией почв Беларуси рассматриваются как самостоятельный тип почв, в то время как на территории России они рассматриваются как подтип подзолистых почв. В Беларуси на их долю приходится 36,2% площади сельскохозяйственных угодий, в России — около 180 млн га, где они составляют основной фонд пахотных земель на территории таежно-лесной зоны. Их много в Прибалтике, на территории Канадской озерной равнины, средней и южной тайги в США.

Генезис. Происхождение дерново-подзолистых почв — результат совместного и синхронного развития подзолистого, дернового и элювиально-глеевых процессов. При этом проявлению дернового процесса противостоит подзолистый, определенное участие в обособлении подзолистого горизонта имеет процесс лессиважа.

Дерново-подзолистые почвы расположены в основном в подзоне южной тайги, отличающейся от северной части зоны лучшими гидротермическими условиями. Образуются они в условиях промывного водного режима на бескарбонатных породах различного генезиса и гранулометрического состава под травянистыми и мохово-травянистыми лесами. Развивающаяся под пологом леса травянистая растительность приводит к формированию в верхней части профиля гумусово-элювиального горизонта (A_1). Кислые продукты разложения лесной подстилки, перемещаясь с осадками по профилю, вызывают разрушение органической и минеральной части почвы и формирование под гумусовым горизонтом хорошо выраженного подзолистого (A_2). Последний сменяется иллювиальным (В), постепенно переходящим в почвообразующую породу (С).

В результате профиль почвы четко дифференцируется на верхнюю элювиальную и нижнюю иллювиальную части. При этом из верхней части профиля (горизонты A_1A_2) вымываются не только продукты почвообразования, но и илистые частицы. Наиболее четко дифференциация профиля как по гранулометрическому, так и химическому составу выражена у почв, сформировавшихся на тяжелых породах.

Классификация и свойства. Классификация и характеристика свойств этих почв приводится на примере почв Беларуси, где в зависимости от морфологического строения профиля, характера налагающихся процессов выделяют четыре подтипа дерново-подзолистых почв: 1) дерново-палево-подзолистые; 2) собственнодерново-подзолистые; 3) дерново-подзолистые эродированные; 4) дерново-подзолистые окультуренные.

Дерново-палево-подзолистые почвы формируются на породах сложного минералогического состава (лессы, лессовидные, моренные отложения), в условиях хорошего поверхностного стока. По гранулометрическому составу представлены в основном суглинками и супесями. Отличительным их признаком является палевый цвет подзолистого горизонта. На специфическую окраску этих почв впервые обратил внимание Я.Н. Афанасьев (1924), который считал их переходными между подзолистыми почвами восточных областей России и желтоземами и красноземами Западной и Южной Европы в связи с изменениями климата.

По данным Т.А. Романовой (1972), Н.И. Смеяна (1974) и других, они развиваются на лессах, лессовидных суглинках, подстилаемых моренными суглинками или песками в условиях хорошо дренированных участков водораздельного плато (например, Мстиславско-Горецкое плато). Их профиль мощностью до 3 м на лессах и лессовидных суглинках имеет строение $A_0-A_1-A_2-(A_2B_1)-B_T-B_2-BC(q)-C(q)$. Горизонт A_1 мощностью 10–20 см темновато-серый или серый с буроватым оттенком переходит в подзолистый, мощностью 8–37 см, светло- или серовато-палевой окраски, по-видимому, из-за наличия оксида железа. Иллювиальный оглиненный горизонт сильно растянут, характеризуется накоплением ила в верхней части, отношение $SiO_2: Al_2O_3$ в иле почти постоянно по профилю (3,1–3,5), что свидетельствует о лессиваже. В валовом составе доминирует SiO_2 , в составе полуторных оксидов преобладает Al_2O_3 , содержание CaO и Mg невысокое (табл. 60).

На моренных отложениях профиль укорочен до 2 м, мощность горизонта A_2 — 7–22 см.

Таблица 60

Валовой химический состав и содержание физической глины дерново-палево-подзолистой обычной слабооподзоленной слабокультуренной легкосуглинистой почвы на лессовидных суглинках

Горизонт	На прокаленную почву, %								Физическая глина 0,01 мм, % на сухую почву
	SiO_2	R_2O_3	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO	P_2O_5	K_2O	
A_n	85,47	9,38	2,03	7,35	0,97	0,74	0,09	2,16	23,2
A_2	84,43	10,15	2,42	7,73	0,95	0,74	0,08	2,06	21,5
B_1	83,63	10,79	2,75	8,04	1,00	0,75	0,06	2,21	32,5
B_2	80,77	12,98	3,64	9,34	1,08	1,00	0,06	2,20	29,4
B_3	80,65	12,39	3,56	8,83	1,06	0,89	0,08	2,14	21,2
B_4	80,01	12,62	3,45	8,81	1,11	1,27	0,07	2,10	26,6
C	79,44	9,08	2,24	6,84	5,36	2,00	0,08	2,12	28,0

Реакция почвы по всему профилю кислая (pH_{KCl} 3,6–5,5), содержание гумуса в горизонте A_1 доходит до 3%, с глубиной резко

убывает. Емкость поглощения 12–15 мэкв/100 г, степень насыщенности основаниями низкая; эти почвы слабо и средне обеспечены подвижными P_2O_5 и K_2O . Однако по сравнению с другими подзолистыми почвами они имеют самое высокое естественное плодородие, так как обладают лучшими водно-физическими свойствами, относительно богаты питательными веществами. Более удобны для сельскохозяйственного использования благодаря расположению большими массивами и выровненному рельефу.

Собственно дерново-подзолистые почвы сформировались на рыхлых почвообразующих породах водно- и озерно-ледникового, древнеаллювиального происхождения. Встречаются также на всех других бескарбонатных минеральных породах в условиях ослабленного поверхностного стока. Сформировавшиеся на тяжелых породах, они отличаются от дерново-палево-подзолистых белесой или серовато-белесой окраской подзолистого горизонта и более низким содержанием аморфных форм Al_2O_3 и Fe_2O_3 , но по плодородию близки к ним.

Наиболее широкое распространение получили почвы на водно-ледниковых отложениях, часто подстилаемые в пределах профиля моренными суглинками или другими плотными породами. В естественном состоянии имеют следующее строение: $A_0-A_1-A_2-A_2B_1-B_1-B_2D-D$ (рис. 5 цв. вклейки).

Характерная морфологическая особенность этих почв — отсутствие четкой дифференциации профиля на генетические горизонты. Подзолистый горизонт небольшой мощности, часто в чистом виде отсутствует. Реакция почвы по всему профилю кислая. Емкость поглощения и степень насыщенности основаниями низкие. Содержание гумуса в горизонте A_1 не превышает 2%. В составе гумуса преобладают фульвокислоты. Наличие в автоморфных песчаных и супесчаных почвах на небольшой глубине плотной подстилающей породы существенно улучшает и стабилизирует водный и питательный режимы этих почв.

При использовании дерново-подзолистых почв под пашню верхние горизонты A_1 и частично $A_2(A_2B_1)$ трансформируются в пахотный (A_{II}).

Дерново-подзолистые эродированные почвы образуются в результате разрушения верхней части профиля дерново-подзолистых почв поверхностными водами или ветром.

Под влиянием эрозионных процессов почвы теряют верхний плодородный слой и в пашню вовлекаются нижележащие горизонты A_2 , (A_2B), B , иногда $C(D)$. При этом изменяется не только морфология почв, но и их свойства. Эродированные почвы по сравнению с неразрушенными их аналогами обедняются гумусом, элементами питания, и в первую очередь азотом, теряют структуру, уплотняются.

В зависимости от мощности смытого слоя делятся на следующие виды:

1) слабосмытые — частично смыт пахотный горизонт ($A_{п}$). Распахивают остатки $A_{п}$ и припахивают горизонт $A_2(A_2B_1)$. Пахотный горизонт светло-серый или палево-серый (лессы, лессовидные суглинки);

2) среднесмытые — смыт полностью пахотный горизонт и частично или полностью A_2 . Распахивают остатки A_2 и припахивают $B_1(A_2B_1)$. Пахотный горизонт серовато-бурый или палево-бурый (лессы, лессовидные суглинки);

3) сильносмытые — смыты полностью горизонты $A_{п}$, A_2 , (A_2B_1), частично или полностью B . Распахивают иллювиальный горизонт (B) или почвообразующую (подстилающую) породу $C(D)$. Пахотный горизонт бурый или палево-бурый, глыбистый.

По степени подверженности ветровой эрозии выделяются:

1) слабодэфлированные — разрушено и унесено ветром не более половины пахотного горизонта. Распахивают оставшуюся часть $A_{п}$ и припахивают $A_2B_1(A_2)$ или B_1 ;

2) среднедэфлированные — разрушены полностью пахотный горизонт и частично или полностью $A_2B_1(A_2)$. Распахивают иллювиальный горизонт или оставшуюся часть $A_2B_1(A_2)+B_1$;

3) сильнодэфлированные — разрушены горизонты $A_{п}$, (A_2), A_2B_1 и частично B . Распахивают нижнюю часть B или $C(D)$.

Как следствие смытых почв в понижениях рельефа формируются намытые почвы. В зависимости от мощности намытого слоя делятся на слабонамытые — мощность намытого слоя не превышает 20 см; средненамытые — мощность намытого слоя 20–50 см; сильно намытые — мощность намытого слоя более 50 см.

Навеянные почвы по мощности нанесенного слоя подразделяются на слабонавеянные — мощность навеянного слоя до 10 см;

средненавеянные — мощность навеянного слоя 10–25 см; сильнонавеянные — мощность навеянного слоя более 25 см.

Дерново-подзолистые окультуренные почвы формируются из целинных дерново-подзолистых почв в процессе их окультуривания и использования под пашню. В результате окультуривания изменяются свойства и морфология целинных дерново-подзолистых почв; увеличиваются мощность гумусового горизонта и содержание гумуса и уменьшается подзолистый; снижается кислотность; возрастает содержание зольных элементов и азота; увеличиваются емкость катионного обмена и степень насыщенности основаниями; улучшаются водно-физические свойства. По степени окультуренности почв данного подтипа делятся на следующие виды:

1) *слабоокультуренные* — мощность пахотного горизонта 22–25 см, сформирован за счет горизонта A_1 и частично $A_2(A_2B_1)$. Цвет светло-серый, палево-серый, желтовато-серый; структура непрочная комковатая, часто отсутствует; мощность подзолистого горизонта на лессовидных отложениях 13–22 см, на моренных суглинках — 4–9 см, на рыхлых породах выделяется как A_2B_1 . Имеют следующее строение профиля: $A_{п}-A_2(A_2B_1)-B_2-B_3-C$;

2) *среднеокультуренные* — мощность пахотного горизонта 25–30 см. Цвет серый, палево-серый, горизонт A_2 хорошо выражен в почвах, сформировавшихся на лессовидных отложениях, в остальных случаях выделяется как A_2B_1 или же отсутствует; структура комковатая. Строение профиля: $A_{п}-(A_2)-A_2B_1-B_2-B_3-C$;

3) *хорошо окультуренные* — мощность пахотного горизонта 30 см и более. Цвет серый, темно-серый, в нижней части палево-серый; структура мелкокомковатая. Подзолистый горизонт в виде пятен и затеков присутствует только в почвах на лессовидных отложениях. Строение профиля: $A_{п}-(A_2B)-B_1-B_2-C$.

В пределах указанных подтипов выделяют следующие роды:

- *обычные* — почвы с наиболее четко выраженными подтиповыми признаками;
- *остаточно-карбонатные* — образуются на породах, содержащих карбонаты. Вскипают от HCl на глубине 1 м и более;
- *вторично-оподзоленные* (со вторым гумусовым горизонтом).

Под серым пахотным горизонтом залегает горизонт A_1 чер-

- ного цвета. Общая мощность $A_{\Pi} + A_1$ около 50 см. Образуются на лессах при деградации дерновых и дерново-карбонатных почв. Горизонт A_2 представлен в виде пятен и затеков;
- *вторично-насыщенные* — предположительно образовались в результате изменения водного режима временно избыточно увлажняемых почв. При поднятии уровня грунтовых вод оподзоленные горизонты вторично насыщены основаниями;
 - *псевдофибровые* — в профиле почв встречаются уплотненные прослойки ржаво-охристого цвета (ортзанды), повышающие водоудерживающую способность песчаных почв;
 - *иллювиально-гумусовые* — образуются на песчаных породах; верхняя часть иллювиального горизонта коричневого цвета вследствие накопления органических соединений;
 - *слабодифференцированные* — образуются под лесом на сухих рыхлых песках. Отсутствует четкая дифференциация профиля на генетические горизонты.

В зависимости от наличия в профиле признаков гидроморфизма выделяют четыре подрода дерново-подзолистых почв:

обычные — признаки гидроморфизма отсутствуют;

оглеенные внизу — формируются обычно на рыхлых породах с неглубоким залеганием грунтовых вод. В профиле на глубине 1,5 м и более выделяется оглеенный горизонт;

контактно-оглеенные — формируются на двучленных породах. Признаки оглеения (осветление профиля) присутствуют в нижней части рыхлой покровной породы и в верхней части плотной подстилающей породы (пятна, затеки, глея);

временно избыточно увлажняемые (слабоглееватые) — образуются в условиях ослабленного поверхностного и внутрипочвенного стока. Диагностические признаки — общее осветление профиля, наличие в отдельных горизонтах или по всему профилю ржаво-охристых пятен, пунктаций марганца, железисто-марганцевых конкреций.

На виды дерново-подзолистые почвы делятся по степени оподзоленности, эродированности, окультуренности.

По степени оподзоленности целинные дерново-подзолистые почвы делятся на *слабоподзолистые* — мощность подзолистого горизонта (A_2) не превышает 5 см или же в чистом виде отсутствует (выделяется как A_2B_1); *среднеподзолистые* — мощность под-

золистого горизонта 5–15 см; *сильноподзолистые* — мощность подзолистого горизонта 15–25 см; *глубокоподзолистые* — мощность подзолистого горизонта более 25 см или же подзолистый горизонт располагается на контакте с плотной подстилающей породой (контактно-оподзоленные). Профиль почвы имеет следующее строение: $A_0-A_1-B_1-A_2-B_2D (A_2B_2D)-B_3D(D)$.

В пахотных почвах видовым признаком является степень окультуренности.

Сельскохозяйственное использование. Агрономическая характеристика дерново-подзолистых почв обусловлена их генетическими особенностями. Для них характерна кислая реакция почвенного раствора, они имеют значительную обменную кислотность, до 80% которой может приходиться на обменный алюминий, гидролитическую кислотность от 3 до 6 мэкв/100 г, низкую емкость поглощения (5–15 мэкв) и степень насыщенности основаниями (50–70%). Поэтому большая часть этих почв нуждается в известковании.

Для дерново-подзолистых почв характерно низкое содержание фульватного гумуса в пахотном горизонте (0,5–1,0% — в легких, 2–3% — в суглинках) при резком снижении с глубиной. В суглинистых почвах содержится 0,1–0,2% азота (N), 0,07–0,12% фосфора (P_2O_5), 1,5–2,5 калия (K_2O), в легких — соответственно 0,03–0,08, 0,03–0,06 и 0,5–1,0%. Фосфор содержится преимущественно в минеральных соединениях и доступность его растениям ограничена. Содержание микроэлементов колеблется в широких пределах, возможен как недостаток некоторых из них (B, Mo, Cu и др.), так и избыток (Mn). В естественном состоянии эти почвы бедны подвижными соединениями питательных элементов, поэтому при распашке на них возможны урожаи на уровне 5–10 ц/га. При этом количество подвижных элементов питания находится в сильной зависимости от гранулометрического состава (табл. 61).

Гранулометрический состав определяет и их физические свойства. Суглинистые почвы обеспечивают лучшую водообеспеченность в силу более высоких их показателей наименьшей влагоемкости (НВ) во все периоды вегетации, чем почвы песчаные и супесчаные (И.И. Гуренков). В условиях Беларуси именно

Таблица 61

**Содержание подвижных элементов питания
в среднеокультуренных дерново-подзолистых почвах разного
гранулометрического состава, кг/га (Т.Н. Кулаковская)**

Почвы	Азот нитратный и аммонийный	P_2O_5 в 0,2 н. HCl	K_2O в 1 н. CH_3COONH_4	Сумма подвижных Cu, В, Co, Mg	Физическая глина, %
Суглинистые на моренных и лессовидных супинках	80—90	210—230	350—400	5—16	25—35
Супесчаные, подстилаемые мореной	40—50	160—200	250—300	3—6	15—20
Супесчаные на песках	40—50	130—150	220—240	2—7	10—15
Песчаные	30—40	110—120	180—200	1—5	5—10

суглинистые почвы, за небольшим исключением, хорошо поддаются окультуриванию. Супесчаные почвы характеризуются менее устойчивым водным режимом по сравнению с ними, но более доступным запасом элементов питания. В случаях близкого подстилания суглинками по свойствам приближаются к ним. Песчаные почвы отличаются от суглинков и супесей низким потенциальным плодородием, неустойчивым водным режимом из-за высокой водопроницаемости. При этом недостаток влаги чаще всего наступает в период наибольшего потребления ее растениями. Поэтому в Брестской и Гомельской областях, где много легких почв, значительно чаще проявляются неблагоприятные последствия наступления засухи.

При сельскохозяйственном использовании дерново-подзолистых почв обязательно их систематическое, планомерное окультуривание с применением всего комплекса мероприятий. Окультуривание составляют правильные севообороты с включением многолетних трав, углубление пахотного слоя, известкование, внесение органических и минеральных удобрений. Для песчаных и супесчаных почв необходима сидерация в виде посевов различных растений на зеленое удобрение.

Окультуренные почвы обладают следующими признаками: имеют мощный (20—25 см и более) темноокрашенный пахотный

горизонт с хорошо выраженной комковатой структурой; подзолистый горизонт и признаки эрозии отсутствуют; реакция среды, содержание и качество гумуса, оснований, подвижных соединений макро- и микроэлементов достигли оптимальных интервалов (И.Ф. Гаркуша, Т.Н. Кулаковская, И.М. Богдевич). Подробно оптимальные значения показателей для окультуренных дерново-подзолистых почв, приемы и нормативы затрат на их достижение приведены в гл. 16, табл. 55.

Продуктивность естественных кормовых угодий может быть повышена регулированием водно-воздушного режима, увеличением запасов питательных веществ и за счет проведения таких культуртехнических мероприятий, как ликвидация кустарников, кочек и камней.

В общем окультуривание как подзолистых, так и дерново-подзолистых почв — сложный элювиально-аккумулятивный процесс, аккумулятивная часть которого должна все время поддерживаться на высоком уровне. В противном случае усиливается развитие подзолистого процесса и происходит быстрая утрата плодородия. Об этом свидетельствуют результаты агрохимического обследования почв республики в 1996–1999 гг. и данные о снижении урожайности в эти годы, прежде всего из-за недостатка удобрений.

Дерново-подзолистые заболоченные почвы

Генезис. Дерново-подзолистые заболоченные почвы образуются в условиях длительного периодического переувлажнения застойными атмосферными или неглубоко залегающими грунтовыми водами. Более характерны для территорий, сложенных лессами, лессовидными, водно-ледниковыми и древнеаллювиальными отложениями в условиях славодреннированного рельефа.

Насыщенность отдельных горизонтов или же всего профиля влагой в течение более или менее длительного времени приводит к развитию в почве восстановительных процессов. Следствием этого являются образование ржаво-охристых пятен, пунктаций марганца, железисто-марганцевых конкреций, общее осветление профиля в зоне кратковременного анаэробнозона, образование пя-

тен и прослойки глея и сплошных глеевых горизонтов в зоне длительного или постоянного анаэробногения.

Основные массивы дерново-подзолистых заболоченных почв заняты лесами и малопродуктивными лугами. Небольшие участки, встречающиеся на фоне других почв, используются под пашней. Распространены среди подзолистых и дерново-подзолистых почв. По классификации России, дерново-подзолистые заболоченные почвы отнесены на уровне подтипа к типу болотно-подзолистых. Такое деление не отражает в должной степени свойств данных почв. Учитывая, что в Беларуси они занимают 33,8% площади сельскохозяйственных угодий и что степень проявления болотного процесса и его сочетание с подзолистым специфично для условий Беларуси (Я.Н. Афанасьев, 1926), дерново-подзолистые заболоченные почвы рассматриваются как самостоятельный тип. Это полуболотные почвы. В них имеется вся гамма переходов от дерново-подзолистой до болотной почвы.

Степень заболоченности оценивается по характеру оглеения. По Ф.Р. Зайдельману, ее можно определить по коэффициенту заболоченности (K), под которым понимается отношение Fe к Mg в почвенных ортштейнах:

дерново-подзолистая неоглеенная — < 3 ;

дерново-подзолистая глубоко оподзоленная — $3-7$;

дерново-подзолистая слабogleеватая — $7-10$;

дерново-подзолистая глееватая — $10-30$;

дерново-подзолистая глеевая — > 30 ;

торфянисто-подзолисто-глеевая — ортштейнов нет, интенсивное оглеение по всему профилю.

Классификация, свойства, сельскохозяйственное использование. В зависимости от характера увлажнения тип дерново-подзолистых заболоченных почв делится на подтипы: 1) дерново-подзолистые поверхностно-оглеенные; 2) дерново-подзолистые грунтово-оглеенные; 3) дерново-подзолистые поверхностно-оглеенные осушенные; 4) дерново-подзолистые грунтово-оглеенные осушенные.

В пределах указанных подтипов выделяют следующие роды.

1. Обычные. Формируются на породах тяжелого гранулометрического состава. Характеризуются четко выраженными подтиповыми признаками.

2. С ортштейновым горизонтом. Формируются на рыхлых породах. Оксиды железа, выпадающие в осадок из почвенно-грунтовых вод по верхней границе капиллярно-насыщенного слоя, формируют плотный горизонт ржаво-бурого цвета (Bf).

3. Вторично насыщенные. Образуются на тяжелых породах, содержащих на глубине карбонаты. При изменении водного режима (поднятие уровня грунтовых вод) происходит насыщение элювиальной части профиля карбонатами.

4. Иллювиально(железисто)-гумусовые. Формируются на рыхлых отложениях. В профиле присутствует горизонт (Bh) кофейно-коричневого цвета, в котором имеет место накопление гумуса и полуторных оксидов.

На виды дерново-подзолистые заболочиваемые почвы делятся в зависимости от степени гидроморфизма и положения в профиле оглеенных (глеевых) горизонтов: 1) поверхностно-глееватые; 2) поверхностно-глеевые; 3) грунтово-глееватые; 4) грунтово-глеевые.

По мощности гумусового горизонта делятся на слабодерновые ($A_1 < 10$ см) и среднедерновые ($A_1 > 10$ см).

Дерново-подзолистые поверхностно-оглеенные почвы формируются на породах тяжелого гранулометрического состава (глины, суглинки) или при неглубоком залегании от поверхности плотных подстилающих пород, распространены на пониженных бессточных участках водоразделов, в местах застоя атмосферных вод. Характерной особенностью таких почв является усиление признаков гидроморфизма от поверхности к средней части профиля. На глубине 1 м эти признаки ослабевают и в нижней части профиля выражены слабо или практически отсутствуют. Профиль поверхностно-глееватой почвы имеет следующее строение:

A_0 — лесная подстилка бурого цвета, состоит из разложившихся остатков древесной и травяной растительности, мощность 5–8 см;

$A_{1(g)}$ — гумусово-аккумулятивный горизонт темно-серого цвета, с сизоватым оттенком; встречаются мелкие ржаво-охристые пятна, железисто-марганцевые конкреции, охристо-бурые прожилки по ходам корней; мелкокомковатой структуры, слабо уплотнен; мощность 10–20 см; переход ясный, неровный;

A_{2g} — подзолистый оглеенный горизонт сизовато-белесого или белесо-серого цвета; встречаются ржаво-охристые пятна, конкреции; структура плитчато-листовая, пластинчатая; чаще бесструктурный; уплотнен; мощность 10–35 см; переход — затеками;

B_{1g} — иллювиальный оглеенный горизонт красно-бурого или палево-бурого цвета, с четко выраженными признаками гидроморфизма в виде сизых пятен, затеков, прослоек, охристо-бурых пятен, конкреций; плотный; структура плитчато-комковатая, плитчато-ореховатая, глыбистая; мощность 30–60 см; переход постепенный;

$B_2C_{(g)}$ — переходный горизонт красно-бурого или палево-бурого цвета, с ржаво-охристыми и редкими сизыми пятнами, изредка встречаются конкреции; структура комковато-глыбистая, глыбистая; мощность 30–50 см; переход постепенный;

C — почвообразующая порода, глубина залегания около 150 см.

Поверхностно-глеевые почвы, в отличие от глееватых, формируются в условиях более длительного застоя атмосферных вод. По сравнению с глееватыми имеют укороченный профиль. Признаки гидроморфизма сильнее выражены начиная с верхнего горизонта (сизый оттенок в горизонте A_1 , обилие конкреций). Под оглеенным подзолистым горизонтом (A_{1g}) или иллювиальным (B_{1g}) залегает глеевый (G). Признаки гидроморфизма исчезают на глубине 150 см.

Дерново-подзолистые грунтово-оглеенные почвы формируются преимущественно на легких породах в условиях близкого залегания от поверхностных грунтовых вод. Первичные признаки гидроморфизма в виде ржаво-охристых пятен, ортзандов появляются обычно в подзолистом горизонте и усиливаются с глубиной.

Профиль дерново-подзолистой грунтово-глееватой почвы состоит из следующих горизонтов:

A_0 — лесная подстилка мощностью 5–8 см, светло-бурого или бурого цвета, часто с присыпкой краснозема, среднеразложившаяся;

A_1 — гумусово-аккумулятивный горизонт серого или темно-серого цвета, иногда с белесым оттенком, структура мелкокомковатая, иногда отсутствует, мощность 5–20 см, переход ясный, неровный;

A_{2g} — подзолистый горизонт белесого или серовато-белесого цвета, бесструктурный, уплотнен, мощность 10–30 см; переход ясный;

B_{1h} (B_{1fh}) — иллювиально-гумусовый (иллювиально-гумусово-железистый) горизонт коричневого или буро-коричневого цвета, иногда структура мелкокомковатая (ореховатая); чаще бесструктурный, уплотнен, мощность 10–30 см; переход заметный;

B_{1g} — иллювиально-оглеенный горизонт темно-желтого, буровато-желтого цвета, с белесо-сизыми и ржаво-охристыми пятнами, бесструктурный, мощность 20–60 см, переход постепенный;

B_2C_g — переходный оглеенный горизонт желтовато-белесого или желтовато-сизого цвета, бесструктурный, мощность 30–50 см, переход постепенный;

C_g — оглеенная почвообразующая порода, часто на глубине около 2 м появляются грунтовые воды.

Грунтово-глеевые почвы формируются в условиях более близкого залегания от поверхности грунтовых вод — 100 см и менее. Имеют укороченный профиль. Глеевый горизонт располагается часто непосредственно под иллювиально-гумусовым (иллювиально-гумусово-железистым). Характерным признаком дерново-подзолистых грунтово-оглеенных почв является наличие в профиле иллювиально-гумусово-железистого горизонта.

Дерново-подзолистые заболоченные осушенные почвы, в отличие от не мелиорированных естественных аналогов, имеют более блеклые тона в бывших оглеенных горизонтах (вместо сизого преобладают белесые оттенки). Наряду с ржаво-охристыми пятнами и крупными конкрециями в профиле появляются горизонтальные полосы аналогичного цвета — ортзанды. В засушливые периоды весь профиль почвы и особенно иллювиальные горизонты заметно уплотняются.

В естественном состоянии дерново-подзолистые заболачиваемые почвы имеют кислую реакцию по всему профилю (pH_{KCl} 3,6–5,5), высокое содержание подвижного алюминия, низкую степень насыщенности основаниями в верхней части профиля. В поверхностно-оглеенных почвах активнее, чем в автоморфных дерново-подзолистых, происходит обеднение илом подзолистого горизонта; накопление ила отмечается в иллювиальной части профиля (табл. 62).

Таблица 62

**Физико-химические свойства дерново-подзолистой
обычной грунтово-глеевой легкосуглинистой почвы
на лессовидном суглинке**

Гори- зонт	Гумус, %	Азот об- щий, %	pH в KCl	Al	Hr	S	EKO	V, %	P ₂ O ₅	K ₂ O
				мэкв/100 г почвы					мэкв/100 г почвы	
A _n	3,6	0,31	5,6	4,5	6,1	8,2	14,3	57,3	12,8	8,3
A ₂	1,3	0,08	5,4	5,2	3,7	6,7	10,4	64,4	10,4	9,2
B ₁₀	0,2	0,02	5,5	6,3	1,4	6,7	8,1	82,7	18,6	13,1
B ₂₀	—	—	5,8	5,5	2,5	7,8	10,3	75,7	17,7	10,0
C ₁	—	—	5,6	7,1	3,6	6,6	10,2	64,7	—	—
C ₂	—	—	5,7	6,4	3,2	8,1	11,3	71,7	—	—

Содержание гумуса составляет 2,0–6,0% в глееватых и до 10% в глеевых почвах. В верхней части профиля грунтово-глеевых почв в составе гумуса преобладают комплексно-гетерополярные соли гумусовых кислот при отношении $C_{гк} : C_{фк} > 1$, в иллювиально-гумусовом горизонте преобладают фульвокислоты.

Глееватые и глеевые виды данных почв нуждаются в осушительной мелиорации. Без нее использование малопродуктивно. В отдельных случаях коренная мелиорация может быть заменена набором таких агро-мелиоративных мероприятий, как узкозагонная вспашка, бороздование, посев на гребнях и другие, которые должны сочетаться с мероприятиями, рекомендуемыми для повышения плодородия автоморфных дерново-подзолистых почв.

Болотно-подзолистые почвы

Генезис. Болотно-подзолистые почвы формируются при сочетании болотного и подзолистого процессов почвообразования на пониженных элементах рельефа, плоских бессточных равнинах, по окраинам верховых болот, т.е. в местах застоя и накопления атмосферных вод. В условиях Полесья, на рыхлых породах, формирование связано с близким залеганием от поверхности опресненных грунтовых вод. От подзолистых почв отличаются нали-

чием оглеения в элювиальном и иллювиальном горизонтах, от болотных — наличием подзолистого горизонта и меньшей степенью проявления оглеения минеральной части почвы.

Основные массы болотно-подзолистых почв в республике заняты лесами. В естественном состоянии эти почвы обладают комплексом неблагоприятных свойств, что делает их мало пригодными для использования в сельскохозяйственном производстве.

Классификация и свойства. С поверхности болотно-подзолистые почвы имеют слой лесной подстилки (A_0) мощностью около 5 см, реже моховой очес (Оч). Под слоем лесной подстилки залегает торфяной горизонт (Т) мощностью 10–30 см. Торфяной горизонт сменяется гумусовым (A_{1g}), сизо-черного цвета, мощностью 8–15 см (иногда отсутствует). Ниже расположен подзолистый (A_2) серовато-белесого цвета, мощностью 10–25 см. Подзолистый горизонт довольно резко переходит в иллювиальный (B_g) коричневого или буро-коричневого цвета, который обычно сменяется глеевым (G). На легких породах под подзолистым горизонтом обычно располагается гумусово-иллювиальный (B_h) коричневого цвета.

По характеру увлажнения болотно-подзолистые почвы Беларуси делятся на два подтипа:

- 1) торфяно-подзолистые поверхностно-оглеенные (A_0 — 20–30 см, оглеение по всему профилю);
- 2) торфяно-подзолистые грунтово-оглеенные (A_0 — 10–30 см, оглеение сильное, нижняя часть переувлажнена).

Подтипы разделяются на роды: 1) обычные — формируются на тяжелых породах; 2) иллювиально(железисто)-гумусовые. Последние характерны для почв, развивающихся на рыхлых породах.

В зависимости от мощности органического слоя выделяют почвы торфянистые — горизонт Т до 20 см и торфяные — горизонт Т 20–30 см.

Болотно-подзолистые почвы характеризуются кислой реакцией по всему профилю — pH_{KCl} в верхней части 2,4–3,7, степень насыщенности основаниями не более 40%. В иллювиальном горизонте кислотность понижается до pH_{KCl} 3,6–4,5; насыщенность основаниями достигает 50–55%.

Подзолистый горизонт обогащен кремнеземом, обеднен илом и полутораоксидами, в глеевом горизонте повышено содержание подвижных соединений железа. Эти почвы отличаются малой продуктивностью и без мелиорации вовлечение их в пашню нецелесообразно. Используются в основном под лесами.

Болотные почвы

Болотные почвы распространены на территории таежно-лесной и тундровой зон и занимают 3923,0 тыс. км² равнинных территорий почти на всех континентах. На территории России на них приходится около 1500 тыс. км², они расположены на западе и северо-западе европейской части (Ленинградская, Мурманская, Калининградская и др.), на территории Западно-Сибирской низменности, на Дальнем Востоке. В Беларуси составляют 12,9% площади сельхозугодий. Наибольшее их количество расположено в Брестской области (19%), наименьшее — в Могилевской (7,5%).

Генезис болотных почв. Типы заболачивания. Все болотные почвы относятся к ряду гидроморфных, т.е. развивающихся в условиях постоянного избыточного увлажнения, образуются под влиянием болотного процесса почвообразования, слагаемыми которого являются процессы торфообразования и оглеения. Этот процесс протекает в анаэробных условиях, когда снижается интенсивность окислительных процессов, замедляется разложение органического вещества и неразложившиеся растительные остатки накапливаются на поверхности почвы в виде торфа. Торфообразование сопровождается оглеением лежащей под торфом породы. Оба процесса протекают при обязательном участии различных грибов и бактерий, выполняющих сложные биохимические превращения органических веществ и минеральной части почвы (см. гл. 4).

В зависимости от характера увлажнения, химического состава вод, рельефа местности и почвообразующих пород различают два основных типа заболачивания (болотообразования): заболачивание суши и заторфование водоемов.

Заболачивание суши распространено преимущественно в подзонах северной и средней тайги. Оно может развиваться под влиянием

анием атмосферных вод, пресных (мягких) и жестких грунтовых вод. Поверхностное заболачивание атмосферными водами происходит на выравненных территориях, сложенных тяжелыми породами; атмосферные осадки, накапливаясь в понижениях, вызывают смену растительности, когда злаки и осоки уступают зеленым гипновым мхам, а последние — белым сфагновым. Наличие последнего обеспечивает развитие болотного процесса, в результате которого сначала образуются перегнойно-подзолистые поверхностно-глееватые и глеевые почвы с содержанием органического вещества до 15–20% (подтипы болотно-подзолистых почв). В дальнейшем формируется торфяной горизонт и образуются торфяно-подзолистые почвы, превращающиеся в верховую торфяно-болотную почву.

Заболачивание мягкими грунтовыми водами развивается на бескарбонатных, чаще легких породах, подстилаемых тяжелыми моренными суглинками или озерными отложениями. В сочетании с просачивающимися атмосферными осадками грунтовые воды вызывают постоянное переувлажнение почвенного профиля. Заболачивание начинается оглеением в нижней части профиля и образованием торфянистой подстилки в верхней части, которая затем превращается в торфяной горизонт. В результате образуются болотно-подзолистые почвы, превращающиеся в торфяно-глеевые и торфяные верхового болота. В надпочвенном покрове этих почв преобладают также сфагновые мхи.

Заболачивание жесткими грунтовыми водами происходит в понижениях водоразделов, на древнепойменных террасах с неглубоким залеганием жестких грунтовых вод. Они создают более благоприятный питательный режим для растений благодаря наличию различных минеральных соединений, в том числе $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. На таких участках хорошо развиваются травянистая растительность, береза, черная ольха, ива и др. Процессы гумификации протекают при нейтральной или слабощелочной реакции, что способствует закреплению гумусовых веществ ионом кальция и формированию хорошо выраженного дернового горизонта в верхней части на фоне протекания процесса оглеения в нижней. В этих условиях сначала образуются дерново-глеевые почвы, которые при устойчивом и длительном переувлажнении превращаются в болотную торфяную почву низинного типа. При измене-

нии водного режима и условия питания растений почвы низинных болот могут переходить в почвы верховых болот.

Заторфование водоемов — процесс заполнения торфянистыми органическими остатками озер, рек и ручьев с медленно текущей водой вследствие постепенного зарастания их растительностью. Первоначально на дне водоема откладывается ил, попавший в воду при размывании берегов. Он часто обогащен карбонатами и называется *озерным мергелем*. Но уже скоро озеро начинает заселяться планктонными организмами (водорослями, ракообразными), которые при отмирании смешиваются с илом и образуют сапропель (гниющий ил). Одновременно происходит зарастание берегов озера растительностью, прикрепленной к донным и прибрежным отложениям в виде пояса осок, камышей, водяной лилии (т.е. состав растительности меняется с глубиной). В водоеме поселяются плавающие растения — сабельник, телорез и др. Постепенно происходит заторфование водоема сверху и снизу, все окна воды закрываются, и водоем превращается в торфяное болото, мощность торфа может достигать 15 м и более. При этом на поверхности торфяной толщи может поселяться разная растительность и могут последовательно развиваться почвы низинного или верхового болота.

Классификация, свойства и агрономическая характеристика. Болотные почвы таежно-лесной зоны, в том числе Беларуси, делятся на два типа: торфяно-болотные низинные и торфяно-болотные верховые. В других зонах они наряду с общими свойствами болотных почв несут следы зональных особенностей в виде признаков карбонатности, засоления, осолодения, солонцеватости, отличаются степенью развития торфяного горизонта и др. (рис. 6, 7 цв. вклейки).

В условиях Беларуси более 78% площади торфяно-болотных почв занимают низинные торфяники. Основная их часть сосредоточена в пределах Полесской низменности, где они составляют 85% площади болотных массивов и в основном представляют заросшие неглубокие водоемы или озеровидные понижения, заполненные тростниковым торфом. В северной части республики встречаются отложения сапропелей различного состава и мощности, а также известковых сапропелитов, озерного мергеля, туфа и извести.

Наиболее крупные массивы верховых торфяников расположены в притеррасной части поймы Припяти, на водоразделах Птичи, Цны, Случи, Вити, Словечны, на пологих склонах долин, вторых и третьих надпойменных террас в северной части республики. Значительные площади верховых болот встречаются среди лесов в виде «мшар» размерами до 1 га.

Торфяно-болотные почвы низинного типа в общем виде имеют следующее строение профиля:

A_0 (A_d) — лесная подстилка (дернина) мощностью 3–8 см;

T — торфяной горизонт мощностью от 0,2 до 2 м и более. В зависимости от степени разложения торфа, ботанического состава, цвета делится на подгоризонты T_1 , T_2 , T_3 и т.д. Горизонты торфа глубже 100 см при описании даются как почвообразующая порода;

G — глеевый горизонт. Залегает под торфяным горизонтом. Часто под слоем торфа в верхней части минеральной подстилающей породы выделяется горизонт A_1 (перегнойный) черного цвета.

По белорусской классификации в типе низинных болотных почв выделяют следующие подтипы: 1) болотные торфяно-глеевые низинные, мощность торфа 20–50 см; 2) болотные торфяные низинные, мощность торфа более 50 см; 3) торфяно-глеевые низинные осушенные, мощность торфа 20–50 см; 4) торфяные низинные осушенные, мощность торфа более 50 см.

На роды торфяно-болотные низинные почвы делятся в зависимости от состава золы, отражающего характер водно-минерального питания: 1) обычные (нормально-зольные — зольность 12–59%); 2) карбонатные (содержание карбонатов кальция от 5–8 до 25–35%); 3) заиленные; 4) ожелезненные (содержание Fe_2O_3 более 6%); 5) вивианитизированные (содержание P_2O_5 более 0,7%).

Максимальная зольность низинных торфов условно принята за 50%.

На виды низинные торфяно-болотные почвы делятся:

- по мощности торфяного слоя: 1) торфянисто-глеевые, мощность торфа 20–30 см; 2) торфяно-глеевые — 30–50 см; 3) торфяные на маломощных торфах — 50–100 см; 4) торфяные на среднемощных торфах — 100–200 см; 5) торфяные на мощных торфах — > 200 см;

- по степени разложенности торфа: 1) торфяные — степень разложенности до 25%; 2) торфяно-перегнойные — 25–45%; 3) перегнойные — более 45% (табл. 63).

Таблица 63

Признаки различной степени разложенности торфа

Степень разложенности, %	Основные признаки состояния торфа
< 15 — неразложившийся	Торфяная масса не продавливается между пальцами. Поверхность торфа шероховатая. Хорошо различимы растительные остатки. Вода светлого цвета, выжимается сплошной струей
15–20 — весьма слабо разложившийся	Вода выжимается частыми каплями, почти образуя сплошную струю светло-желтого цвета
20–25 — слабо разложившийся	Вода желтого цвета отжимается в большом количестве. Растительные остатки заметны хуже
25–35 — среднеразложившийся	Масса торфа почти не продавливается в руке. Заметны остатки растительности. Вода светло-коричневого цвета, отжимается частыми каплями. Торф слабо пачкает руку
35–45 — хорошо разложившийся	Масса торфа продавливается слабо. Вода коричневого цвета. Выделяется редкими каплями
45–55 — сильно разложившийся	Масса торфа продавливается между пальцами, пачкая руку. В торфе заметны отдельные растительные остатки. Вода темно-коричневого цвета, отжимается в малом количестве
> 55 — весьма сильно разложившийся	Торф продавливается между пальцами в виде грязеподобной черной массы. Вода не отжимается. Растительные остатки совершенно не различимы

Разновидности торфяных почв выделяются в зависимости от ботанического состава торфа. У торфяно-глеевых почв указываются также гранулометрический состав и генезис минеральной (подстилающей) породы.

При полевом изучении болотных почв степень разложенности торфа, ботанический состав, цвет служат основой для выделения в торфяной толще отдельных генетических горизонтов (T_1 , T_2 , T_3 и т.д.).

По ботаническому составу торф низинных болот может быть осоковым, разнотравно-осоковым, мохово-осоковым, тростни-

ковым, древесным, древесно-тростниковым и др. Цвет торфа зависит от ботанического состава и степени разложенности. Травяной торф имеет буровато-черный или черный цвет, присутствие древесины придает торфу красновато-коричневые тона, моховой торф преимущественно желтовато-бурого, бурого, черно-бурого цвета. С увеличением степени разложенности торф приобретает более темные оттенки.

Профиль торфяно-глеевых почв имеет следующее строение:

$A_d(A_0)$ — дернина (очес, лесная подстилка) мощностью 3–5 см, бурого или буровато-черного цвета, состоит из полуразложившихся остатков травянистой растительности или лесного опада;

T_1 — торфяной горизонт мощностью 30–50 см, буровато-черного цвета, торф среднеразложившийся, встречаются остатки травянистой растительности, рыхлый, много корней, переход ясный;

A_1 — перегнойный горизонт черного цвета мощностью 15–25 см, супесчаный, бесструктурный, уплотнен, встречаются корни, переход заметный, неровный;

G — глеевый горизонт грязно-сизого цвета, с редкими ржаво-охристыми пятнами и прожилками в верхней части, супесчаный, бесструктурный, уплотнен, грунтовые воды с глубины 70 см.

Почва: торфяно-глеевая низинного типа на среднеразложившихся разнотравно-осоковых торфах, подстилаемых водно-ледниковой супесью.

Профиль болотной торфяной почвы отличается от торфяно-глеевой не только мощностью торфяного слоя, но и неодинаковой степенью разложенности торфа, а часто и различным ботаническим составом, горизонты: $A_d — T_1 — T_2 — T_3 — A_1 — G$.

Болотные верховые почвы имеют следующее строение:

Оч — моховой очес, буровато-сфагновый мох с редкими включениями остатков травянистой и древесной растительности, мощность 8–15 см;

T_1 — торфяной горизонт желто-бурого цвета, мощность 30–50 см, торф весьма слаборазложившийся, хорошо различимы остатки сфагнового мха, осок, полукустарников, рыхлый, корни растений, переход ясный;

T_2 — торфяной горизонт светло-бурого цвета, мощность 40–60 см, торф среднеразложившийся, заметны остатки мха, корневища осок, остатки древесной растительности (сосна), рыхлый, переход заметный;

T_3 — торфяной горизонт темно-бурого цвета, мощность 50–60 см, торф хорошо разложившийся, встречаются остатки полукустарников (корневища), древесины сосны, рыхлый, переход ясный;

A_1 — перегнойный горизонт черного цвета, мощность около 20 см, суглинистый, уплотнен, глыбистой структуры, переход заметный, неровный;

G — глеевый горизонт голубовато-сизого цвета с гумусовыми затеками в верхней части, суглинистый, бесструктурный, уплотнен. Вода на глубине 60 см.

Почва: болотная верховая торфяная на среднемощных слабо разложившихся осоково-сфагновых торфах.

Торфяно-болотные верховые почвы подразделяются на подтипы: 1) болотные верховые торфяно-глеевые; 2) болотные верховые торфяные; 3) торфяно-глеевые осушенные; 4) торфяные верховые осушенные.

В пределах указанных подтипов выделяются роды: 1) обычные; 2) переходные (остаточно-низинные засфагненные).

Деление на виды по мощности торфяной толщи аналогично болотным почвам низинного типа.

Химический состав и физические свойства болотных почв являются отражением специфики и характера органического вещества. В общем виде их особенности приведены в табл. 64, а в табл. 65 и 66 — различия между низинными и верховыми торфами по комплексу важнейших агрофизических и агрономических свойств. Из-за низкой степени разложения верховые почвы имеют меньшую плотность и более высокую влагоемкость, чем низинные. Зольность торфа верховых болот значительно отстает от зольности низинных почв (2–5% по сравнению с 5–10% у низкозольных до 30–50% у высокозольных). В связи с этим они имеют сильноокислую реакцию, в то время как низинные почвы кислую реакцию имеют редко. Для низинных почв характерна высокая степень насыщенности основаниями (до 100%), для верховых она изменяется от 10 до 30%. Все виды торфа бедны калием, содержат валового фосфора от 0,1–0,25% в верховых

до 0,2–0,7% в пойменных, повышенным содержанием кальция (2–4%) отличаются низинные торфа.

Таблица 64

Химические и физические свойства торфа различных типов болот (все показатели, кроме pH и плотности, даны в %, И.С. Лупинович, Т.Ф. Голуб)

Показатель	Тип болот			
	верховые	низинные		пойменные
		ольшаниковые	травянистые	
Степень разложения	5–50	40–60	25–40	30–60
Зольность	2–5	13–25	7–20	8–20
Азот общий	1,02–2,0	3,0–3,7	2,0–4,0	2,8–3,8
P ₂ O ₅	0,1–0,25	0,15–0,4	0,15–0,45	0,2–0,7
K ₂ O	0,04–0,08	0,4–0,2	0,02–0,3	0,1–0,3
CaO	0,3–0,48	4,0–4,5	2,0–3,9	3,5–4,0
Влагоемкость	600–1200	460–550	640–870	360–420
Плотность, г/см ³	0,04–0,08	0,14–0,23	0,11–0,17	0,17–0,27
pH водной вытяжки	3,2–4,2	5,9–6,2	5,5–6,0	5,5–6,0

Таблица 65

Физико-химические свойства низинной торфяной почвы

Глубина, см	Плотность, г/см³	Полная влагоемкость	Зольность	pH в KCl	Hr	S	ЕКО	V, %	Азот общий, %	P ₂ O ₅	K ₂ O
		% к сухому торфу								мэкв/100 г почвы	
0-10	0,09	602	10,39	6,2	6,76	131,51	138,27	95,1	2,60	19,24	14,39
10-20	0,21	429	12,26	5,6	11,79	187,69	199,48	94,1	2,87	10,05	18,38
20-40	0,16	673	13,81	5,7	11,87	236,38	248,25	95,2	2,20	1,83	14,75
40-60	0,17	649	14,07	5,6	16,55	243,35	259,90	93,6	—	—	13,86
60-80	0,17	633	13,86	5,6	21,58	242,46	264,04	91,8	1,99	0,24	13,64
80-100	0,15	698	13,73	5,6	19,66	260,20	279,16	93,2	1,97	0,24	8,93
100-120	0,16	664	12,38	5,5	21,49	236,87	258,36	97,7	—	—	10,97

Таблица 66

Физико-химические свойства верховой торфяной почвы

Глубина, см	Плот- ность, г/см³	Пол- ная вла- гоем- кость	Золь- ность	pH в KCl	Hr	S	ЕКО	V, %	Азот об- щий, %	P₂O₅	K₂O
		% к сухому торфу	мэкв/100 г почвы							мг/100 г почвы	
0-10	0,018	1495	2,37	2,8	96,85	29,52	126,37	23,3	1,50	16,34	7,54
10-20	0,043	1802	1,28	2,6	110,69	50,69	161,30	31,4	1,70	5,20	7,57
20-40	0,062	2117	1,29	2,3	101,03	41,73	142,76	29,2	2,58	2,41	15,31
40-60	0,061	2529	1,39	2,6	103,42	32,96	136,76	24,2	—	—	20,68
60-80	0,064	2657	1,33	2,8	88,32	33,75	122,07	27,6	2,81	2,10	15,95
80-100	0,071	2637	1,18	2,8	81,87	30,46	112,33	27,1	2,95	—	11,57
100-120	0,072	—	1,10	2,8	91,12	35,65	126,77	28,1	—	1,60	—

Основную часть торфа составляет органическое вещество в различной степени разложения и в разных почвах оно резко отличается по количеству и качеству гумуса. Низинные торфяные почвы отличаются высоким (до 42%) содержанием гумусовых веществ, среди которых преобладают гуминовые кислоты. Торф верховых болот слабогумусированный, гумусовых веществ не более 10—15%, в их составе преобладают фульвокислоты. Гумусовые вещества низинных торфов богаче углеродом и азотом и беднее кислородом, чем верховых почв. Они существенно различаются по содержанию азота, которое достигает в низинных торфах 3—4%, а в верховых изменяется от 0,5 до 2,0%. Многие торфяные почвы бедны медью, кобальтом, бором, молибденом. В формировании торфяно-болотных почв большое значение имеют микроорганизмы (И.М. Курбатов, Т.Г. Зименко).

Использование болотистых почв и торфа. Торфяно-болотные почвы в природном состоянии как переувлажненные угодья лишь частично используются как малопродуктивные сенокосы, дающие 5—10 ц/га сена.

В результате осушения низинные и верховые болотные почвы используются по-разному. В высокопродуктивные сельскохозяйственные угодья после осушения переводятся низинные болотные почвы, отличающиеся от верховых большим содержанием азота,

большей зольностью и меньшей кислотностью. Мелиорация торфяных почв должна обеспечивать двухстороннее регулирование водного режима с тем, чтобы не допустить пересыхания пахотного горизонта, когда торф этого горизонта превращается в пылеватую массу, подверженную ветровой эрозии.

Осушение резко усиливает разложение органического вещества торфа. В почве увеличивается зольность, накапливаются питательные вещества, в частности может иметь место накопление избытка минерального азота и развитие денитрификации, что вызывает потерю азота. Увеличение минеральной массы повышает плотность, снижает влагоемкость, в почвах возрастает количество SiO_2 .

При осушении изменяется водный режим, который обуславливается нормой осушения, но становится зависимым от атмосферных осадков и верховодки. Средняя норма осушения для разных культур составляет за весь период вегетации для луговых трав 0,4–0,6, сенокосов и пастбищ — 0,7–0,8, зерновых культур — 0,7–0,9, технических культур и корнеклубнеплодов — 0,8–1,0 м. Весной уровень грунтовых вод должен быть выше нормы осушения за вегетацию.

Бурые лесные почвы (буроземы)

Бурые лесные почвы широко распространены под широколиственными, хвойно-широколиственными и хвойными лесами с развитым травяным покровом в умеренно-теплых и влажных приокеанических областях суббореального пояса, в субтропиках и тропиках, на обширных равнинах и горах Европы, Северной Америки, Дальнем Востоке. На территории Беларуси они встречаются в центральной и западной частях пятнами среди дерново-подзолистых почв под лесами с примесью дуба и лещины в подлеске.

Впервые термин «бурые почвы» ввел для лесных почв Заволжья Р.В. Ризположенский, позднее (1905 г.) их выделил в Германии и назвал буроземами Е. Раманн.

В самостоятельный почвенный тип под названием *бурые лесные почвы* они выделены в 1930 г. на Втором международном

конгрессе почвоведов. На почвенной карте мира ФАО/ЮНЕСКО им присвоили термин *камбисоль*.

Генезис. Происхождение бурых лесных почв протекает при промывном типе водного режима на повышенных, хорошо дренированных участках, сложенных рыхлыми породами богатого минералогического состава. На Беларуси — это водно-ледниковые или моренные песчано-гравийные и гравийно-галечниковые отложения.

При буроземообразовании сочетается гумусово-аккумулятивный процесс с лессиважом и оглиниванием.

Оглинивание — образование вторичных глинистых минералов как в результате трансформации первичных минералов, так и в результате синтеза глин при трансформации слоистой решетки слюд (Г. Фольстер, 1963). Оглиниванию способствуют интенсивно протекающие процессы биологического круговорота веществ в условиях продолжительного периода с положительными температурами. Самые благоприятные условия для оглинивания создаются в средней части профиля, где наиболее постоянны тепловой и водный режимы, что приводит к формированию глинисто-метаморфического горизонта B_m под горизонтом A_1 . На каменисто-хрящеватых породах на горных склонах оглинивание может начинаться с поверхности. Почва получает монотонный буроокрашенный профиль вследствие преобладания в составе гумуса бурых гуминовых кислот и фульвокислот и накопления оксидов железа.

В результате поверхностного переувлажнения они могут превратиться в подзолистые почвы, а при снижении водопроницаемости — в псевдоглеи. Во влажных тропиках и субтропиках они трансформируются в красноземы. Образуют целый ряд переходных форм. В частности, в Прибалтике и на северо-западе России, Франции, Германии встречаются буроземно-подзолистые почвы, южнее — бурозем-чернозем и т.д.

Классификация, свойства и сельскохозяйственное использование. На территории России бурые лесные почвы делятся на следующие типы: 1) бурые лесные; 2) бурые лесные глеевые; 3) подзолисто-бурые лесные; 4) подзолисто-бурые лесные глеевые; 5) луговые подбелы. Среди типов выделяются подтипы глеевых

и глееватых почв, кислых и слабонасыщенных, оподзолистых и др. В систематике буроземов к настоящим буроземам можно отнести первые два типа (В.А. Ковда). В пределах Беларуси среди типа бурых лесных почв выделяется подтип бурых лесных остаточно карбонатных почв, профиль которых на генетические горизонты дифференцирован слабо и имеет однотонную бурую окраску с постепенным осветлением книзу. Строение профиля включает рыхлую лесную подстилку (A_0) мощностью 1–3 см. Ниже залегает гумусово-аккумулятивный горизонт (A_1) мощностью 7–10 см темно-серого (черного) цвета с буроватым оттенком, иногда заметны зерна кварца; далее — переходный горизонт (A_1B_m) буровато-серого цвета, пятнистый, мощностью 10–25 см; B_m — метаморфический горизонт коричнево- или желто-бурого цвета с темными затеками, мощность 25–30 см; B_3C — переходный буровато-желтого цвета, встречаются ортзанды, мощность 25–30 см, постепенно переходит в материнскую породу. Почвообразующая порода $C(C_k)$ серовато-желтая, белесая, иногда — пятна оглеения, стяжения карбонатов (рис. 8 цв. вклейки).

В пределах подтипа выделяются два рода: на моренных песчано-гравийных отложениях; на водно-ледниковых песчано-гравийных и гравийно-галечниковых отложениях.

По содержанию в горизонте A_1 гумуса эти почвы делятся на виды малогумусовые — < 3%, среднегумусовые — 3–5% и многогумусовые — > 5%.

Реакция по всему профилю кислая или слабокислая, содержание гумуса высокое, с глубиной постепенно, но быстро уменьшается, тип гумуса — фульватный, но в белорусских почвах — гуматный, гуминовые кислоты в значительной доле связаны с глинистыми минералами, а также с кальцием, железом, алюминием. В верхних горизонтах заметны аккумуляция оснований, высокое содержание подвижных несиликатных форм Fe и Al и уменьшение их с глубиной (табл. 67, рис. 20). В составе обменных оснований 70–80% приходится на долю Ca и Mg.

Бурым лесным почвам присуща высокая скважность, для них характерны высокая влагоемкость и достаточная водопроницаемость.

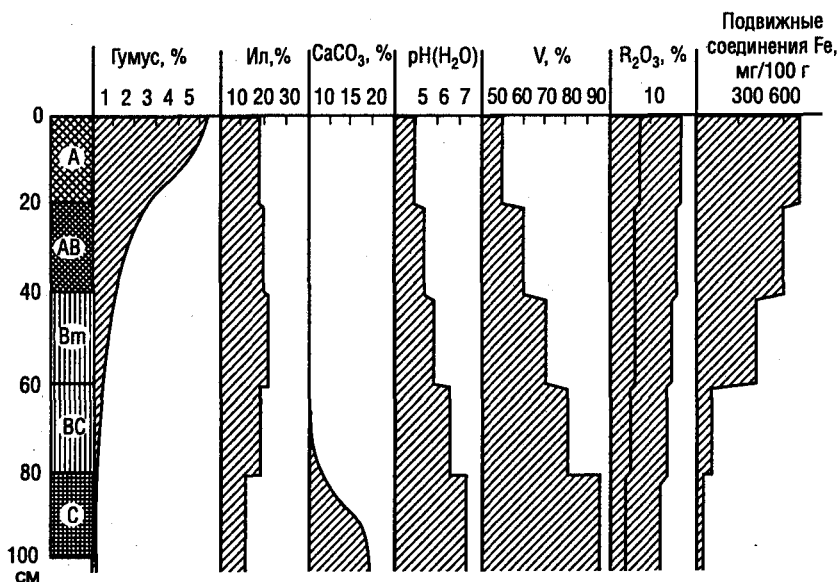


Рис. 20. Профильная характеристика бурой лесной почвы

Таблица 67

**Содержание гумуса и физико-химические свойства
связносупесчаной бурой лесной почвы
(по Т.А. Романовой и К.Н. Балахоновой)**

Гори- зонт	Глуби- на взя- тия об- разца, см	pH _{KCl}	Гу- мус, %	$\frac{C_{гк}}{C_{фк}}$	Ca ²⁺	Mg ²⁺	H _{гидр}	V, %	По Тэмму, подвижные ок- сиды, % от ва- лового	
					мЭКВ/100 г почвы				Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
A ₀	0-2	4,95	—	—	15,3	4,89	11,1	22,3	—	—
A ₁	2-7	4,50	8,23	1,48	9,46	3,07	10,8	53,7	18,1	0,78
A ₁ B ₁	10-18	4,15	3,05	2,05	2,62	1,55	8,10	34,0	21,4	5,14
B _m	22-32	4,20	0,70	1,64	1,40	0,97	4,50	34,5	18,2	6,19
B ₂	45-55	4,40	0,29	—	1,44	1,11	2,20	53,7	15,4	5,86
B ₃ C	80-90	4,65	—	—	1,74	1,64	1,07	76,0	8,52	1,94

Несмотря на промывной водный режим и вынос минеральных и органических соединений из верхней части профиля, подзолообразование в типичных лесных почвах не выражено из-за высокой аккумуляции в лесной подстилке зольных элементов, в том числе кальция, и интенсивного биологического круговорота веществ. При нарастании континентальности климата процесс разложения лесного опада замедляется и появляется оподзоленный горизонт A_2 или A_2B . В приокеанических областях и везде, где проявляется переувлажнение верхних горизонтов, им свойственно поверхностное оглеение.

Сельскохозяйственное использование бурых лесных почв многостороннее. Они используются как высокопродуктивные пахотные угодья, представляют особую ценность в лесоводстве, плодоводстве, овощеводстве, в центральной и южной части Европы широко используются под виноградники.

При распашке буроземы быстро теряют гумус, поэтому для поддержания его бездефицитного баланса необходимы внесение органических удобрений, травосеяние, иногда известкование. На склоновых формах рельефа необходимы противоэрозионные мероприятия, а там, где проявляется переувлажнение, — отвод избыточных вод, осушение и др.

ЛЕСОСТЕПНАЯ ЗОНА

Лесостепная зона характеризуется чередованием степных и лесных участков. Распахана почти на 85%. Зональными почвами лесостепи являются серые лесные почвы.

Условия почвообразования

Климат. В лесостепной зоне климат благоприятен практически для всех основных сельскохозяйственных культур, травянистой и деревянистой растительности. В связи с изменениями биоклиматических условий и характера почвообразования зона лесостепи России и Украины разделена на Украинскую, Среднерусскую, Прикамскую, Северо-Кавказскую, Западно-Сибирскую и Прибайкальскую провинции (табл. 68).

Таблица 68

Климатические показатели зоны серых лесных почв

Провинция	Температура, °С		Длина вегетационного периода, дни	Сумма температур выше 10 °С	Осадки, мм	Испаряемость, мм	Коеффициент увлажнения (КУ)
	января	июля					
Украинская	-4...-8	19,5-20	155-150	2450-2600	550-700	500-550	1,0-1,2
Среднерусская	-8...-13	18,5-19	144-150	2200-2400	500-550	500-550	1,0
Прикамская	-13...-16	18-19	110-120	1800-1900	450-500	—	—
Западно-Сибирская	-16...-19	18-18,5	116-120	1750-1850	380-420	380-420	1,0
Прибайкальская	-18...-25	17,5-18,5	95-104	1400-1600	360-450	450-470	0,77-1
Северо-Кавказская	4-2	21-23	—	3000-3500	500-700	—	—

Характер увлажнений переходный от влажного к засушливому, тип водного режима — периодически промывной. В целом климат относится к умеренно-континентальному, с прохладным влажным летом в северной и восточной части и теплым на юге.

Почвообразующие породы большинства территорий провинций представлены лессами, лессовидными и покровными суглинками, местами мореной (Среднерусская провинция), элювиально-делювиальными отложениями (Приуралье), глинами (Западно-Сибирская провинция).

Особенностью почвообразующих пород являются их карбонатность и благоприятные агрофизические свойства, что определяет высокие агрономические свойства серых лесных почв.

Растительность. Представлена сочетанием травянистых лесов с безлесными участками луговых степей. Лесные массивы приурочены к повышенным территориям, сложенным легкими породами. Это буковые, дубово-грабовые леса, березово-осиновые и сосново-березовые с примесью лиственницы. Местами леса образуют крупные массивы. Основные площади распаханы и освоенны под земледелие.

Большое значение как фактор почвообразования в лесостепи имеет животный мир: грызуны, черви, муравьи.

Серые лесные почвы

Серые лесные почвы являются зональными почвами лесостепи, в которой безлесные пространства чередуются с лесными массивами, серые почвы — с типичными северными и оподзоленными черноземами. В северной части зоны они контактируют с дерново-подзолистыми почвами, в южной — со степными черноземами. Общая площадь их на территории Евразии составляет 303,6 тыс. км². Они формируются в пределах Пермского и Уфимского плато, средней части Среднерусской, Приднепровской и Приволжской возвышенностей, в предгорьях Карпат, в подгорной полосе горного массива Стара-Планина, части Добруджского плато (Болгария) и других, на территории Северной Америки они занимают 615,2 км², в основном в Канаде.

О генезисе серых лесных почв был высказан ряд предположений, которые могут быть сведены в четыре группы.

1. Теория первичного происхождения как самостоятельного почвенного типа под широколиственными лесами (В.В. Докучаев, 1886).

2. Теория вторичного происхождения путем деградации черноземов, вследствие поселения на них лесной растительности (С.И. Коржинский, 1887).

3. Теория образования серых лесных почв из лесных дерново-подзолистых почв при развитии дернового процесса под влиянием смены древесной растительности травянистой лугово-степной (В.И. Галиев, 1904; В.Р. Вильямс, 1920).

4. Серые лесные почвы формируются под влиянием следующих процессов: гумусонакопления и связанной с ним аккумуляции зольных веществ, выщелачивания карбонатов и легкорастворимых солей, лессиважа, оглинивания, миграции гумусовых веществ и продуктов распада минералов в форме металлоорганических и оксидных соединений (Б.П. Ахтырцев, 1979).

Теория деградации черноземов под лесом со временем не подтвердилась. Установлено, что зона распространения серых лесных почв стабильна и что современное почвообразование под широколиственными лесами приводит к формированию почв, аналогичных серым лесным.

Классификация, строение, свойства и агрономическая оценка

В зависимости от мощности гумусового горизонта и содержания гумуса тип серых лесных почв делится на три подтипа: светло-серые, серые и темно-серые. Профиль серых почв состоит из горизонтов $A_0 - A_d - A_1A_2 - A_2B - B_m - BC - C$ и имеет следующее строение:

A_0 — лесная подстилка мощностью до 5 см разной степени разложения;

A_d — гумусовый горизонт от светло-серой до темно-серой окраски в зависимости от подтипа, в типичных серых — серый с коричневатым оттенком, густо пронизан корнями и имеет порошисто-зернисто-комковатую структуру;

A_1A_2 — переходный гумусово-элювиальный горизонт (в темно-серых почвах может отсутствовать), с буроватыми пятнами, структура пластинчатая или плитчато-ореховатая, характерна обильная белесая присыпка;

A_2B — переходный элювиально-иллювиальный горизонт, неоднородный, серо-бурой окраски с пятнами, структура ореховато-призматическая, обильная белесая присыпка по граням;

B_m — иллювиальный горизонт, серо-бурый или коричнево-бурый, крупная ореховатая структура, белесая присыпка и лакировка, плотный;

BC — переходный к материнской породе горизонт, возможно скопление карбонатов. Переходит в материнскую породу (C), которая обычно содержит карбонаты в виде прожилок и журавчиков.

В светло-серой почве гумусовый, переходные и оподзоленные горизонты более светлые, в темно-серой — более темной окраски с менее четкой дифференциацией по элювиально-иллювиальному типу. Горизонт A_1A_2 может отсутствовать (рис. 9 цв. вклейки).

На участках с повышенным увлажнением выделяются серые лесные глеевые почвы, в пределах которых имеются три подтипа: 1) поверхностно-глееватые; 2) грунтово-глееватые (рис. 10 цв. вклейки); 3) грунтово-глеевые. На западных ландшафтах Окско-Донской равнины встречаются серые лесные поверхностно-глеево-элювиальные и серые лесные осолодело-солонцеватые почвы.

В каждом подтипе выделяются следующие роды: обычные, остаточно-карбонатные, развитые на карбонатных породах; контактно-луговые на двухчленных наносах; пестроцветные на коренных пестроцветных породах; серые лесные со вторым гумусовым горизонтом.

Разделение на виды производится по мощности гумусового горизонта ($A_1 + A_1A_2$) — мощные (> 40 см), среднемощные (20–40 см) и маломощные (< 20 см) и по глубине вскипания — высоко вскипающие (100 см) и глубоко вскипающие (ниже 100 см).

Свойства серых лесных почв по многим показателям близки к дерново-подзолистым. В них наблюдается обеднение верхних горизонтов илистой фракцией по сравнению с породой, обогащение их SiO_2 и обеднение полутораоксидами, что обусловлено процессами оподзоливания и лессиважа. Однако содержание гумуса в них более высокое, оно изменяется от 1,5 до 12,0% (табл. 69, рис. 21).

Таблица 69

Содержание гумуса в серых лесных целинных почвах (А.И. Троцкий)

Подтип почвы	Западно- и южно-европейская (теплая) фация		Восточно-европейская фация		Западно- и среднесибирская фация		Восточно-сибирская фация	
	$A_1 + A_1A_2$, см	Гумус, %	$A_1 + A_1A_2$, см	Гумус, %	$A_1 + A_1A_2$, см	Гумус, %	$A_1 + A_1A_2$, см	Гумус, %
Светло-серые лесные	30–35	2,5–3,5	15–25	3,0–4,0	15–20	5,0–7,0	Не распространены	
Серые лесные	35–40	3,5–6,0	30–40	4,0–6,0	18–30	до 10	15–25	7,0–8,0
Темно-серые лесные	40–50	до 8,0	40–45	5,0–8,0	25–35	до 14	20–25	до 16

Особенности генезиса четко отражают их физико-химические свойства. Светло-серые лесные почвы имеют кислую реакцию, насыщенность основаниями около 70%, ЕКО в суглинистых почвах составляет около 14–16 в гумусовом горизонте и возрастает в иллювиальном до 90 мэкв/100 г почвы.

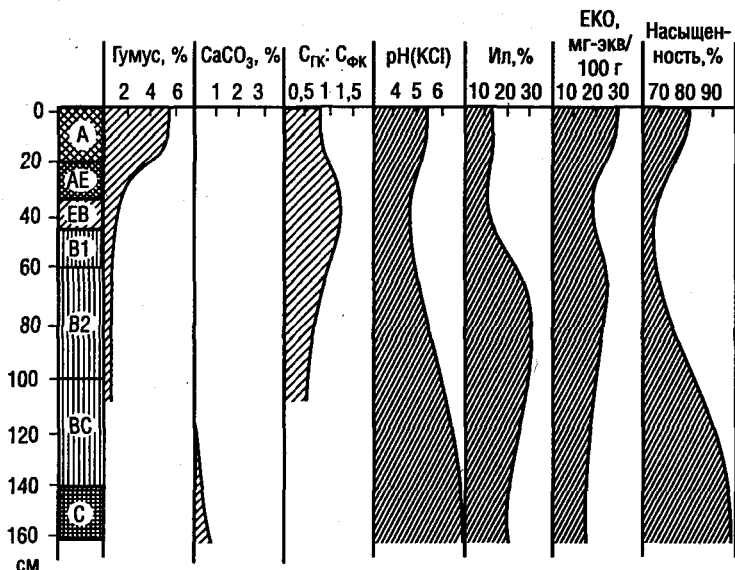


Рис. 21. Профильная характеристика серой лесной почвы

Темно-серые лесные почвы характеризуются более высоким запасом питательных элементов, слабокислой реакцией, высокой (80–90%) степенью насыщенности основаниями и емкостью катионного обмена (35–45 мэкв), т.е. по этим показателям они приближаются к черноземам оподзоленным.

Физические и физико-механические свойства зависят от степени гумусированности и гранулометрического состава. Лучшими свойствами обладают темно-серые почвы, которые отличаются от других подтипов высоким содержанием гумуса и хорошо выраженной водопрочной структурой. Они менее благоприятны у светло-серых почв, которые отличаются низкой влагоемкостью и водопроницаемостью, легко заплывают и образуют корку. При сельскохозяйственном использовании светло-серых и серых лесных почв мероприятия однотипны. Для эффективного их использования необходимы внесение органических и минеральных удобрений, известкование, посев многолетних трав. На этих почвах эффективно фосфоритование. Целесообразно постепенное

углубление пахотного слоя с одновременным внесением извести и органических удобрений. На темно-серых лесных почвах углубление можно производить в один прием, их известкование проводится в исключительных случаях.

В лесостепной зоне развита эрозия, поэтому необходимо осуществлять противоэрозионные мероприятия: почвозащитные севообороты, полосное размещение посевов, обработку поперек склонов, бороздование, лункование, создание лесных полос.

На серых лесных глеевых и осолоделых почвах необходимо рыхление уплотненного иллювиального горизонта и внесение навоза с суперфосфатом. Большое значение имеют мероприятия по сохранению и накоплению влаги (снегозадержание, способы обработки почвы).

Глава 20

СУББОРЕАЛЬНЫЙ (УМЕРЕННО ТЕПЛЫЙ) ПОЯС

Суббореальный пояс занимает 1,5 млрд га, что составляет 14,9% общей площади суши. Большая часть пояса расположена в Северном, меньшая — в Южном полушарии. Зональные типы почв этого пояса: черноземы лесостепи и степи, каштановые сухих степей, бурые полупустынные, серо-бурые пустынные. Среди них встречаются лугово-черноземные, лугово-каштановые почвы, солонцы, солончаки, солоди, в отдельных провинциях — серые и бурые лесные.

ЧЕРНОЗЕМНЫЕ ПОЧВЫ ЛЕСОСТЕПНОЙ И СТЕПНОЙ ЗОН

Черноземы занимают 1,7% суши (260 млн га), в том числе 23 млн га — горные черноземы. Более половины этой площади расположено в СНГ, где на долю черноземов приходится 8,6% всех почв (191 млн га). Значительные площади черноземов имеются в Румынии, Болгарии, Венгрии, Чехословакии, Германии,

где они не образуют четких зон. На их долю приходится 2,59% площади Североамериканского континента.

Черноземы — молодые почвы. По А.П. Виноградову (1969) они образовались в последниковый период, 10–12 тыс. лет назад, причем возраст гумуса верхних горизонтов составляет не менее 1 тыс. лет, а возраст глубоких горизонтов — не менее 7–8 тыс. лет.

Условия почвообразования

Климат. На территории СНГ черноземные почвы распространены в виде широкого пояса от низовий Дуная до Алтая и далее на восток отдельными массивами до Хингана. Такая широтная и особенно меридиональная протяженность определили неоднородность природных условий, которые обусловили выделение трех главных фаций почв. Они отличаются по степени выраженности главных процессов, строению профиля, на что оказало влияние изменение гидротермического коэффициента при движении с запада на восток. Это фации: западная — субконтинентальная; центральная — континентальная; восточная — крайне континентальная.

По мере передвижения с запада на восток увеличивается сухость климата и его континентальность, так как зимние температуры понижаются, а летние остаются на одном уровне. Более мягкий климат в лесостепи: средняя температура июля от 23–25 °С на западе до 19–21 °С на востоке, января — от –4 до –25–27 °С. Продолжительность периода с температурой выше 10 °С на западе лесостепи 150–180, на востоке — 90–120 дней, а в степной зоне соответственно 140–180 и 97–140 дней. Сумма активных температур в лесостепи от запада к востоку изменяется с 2400–3200 до 1400–1600, а в степной зоне — от 2300–3500 до 1500–2300 °С. Осадков выпадает больше в Предкавказье — 500–600, в Поволжье — 300–400, Северном Казахстане — 300–350 мм.

Коэффициент увлажнения на севере лесостепи около 1, в степной зоне — 0,5–0,6, т.е. полупромывной тип водного режима в лесостепи меняется на непромывной в степи.

Рельеф и почвообразующие породы. Рельеф в европейских провинциях меняется от равнинного к равнинно-увалистому и увалистому, в предгорных областях Алтая и Восточной Сибири равнинно-волнистый и увалистый.

Преобладающими почвообразующими породами являются лессы, лессовидные и карбонатные суглинки. Гранулометрический состав преимущественно суглинистый (табл. 70). В Западно-Сибирской, Среднерусской и Казахстанской провинциях встречаются засоленные породы.

Растительность. По характеру растительности в черноземной зоне СНГ выделяют лесостепь с луговой степью и остепненными лугами, разнотравно-дерновинно-злаковую и дерновинно-злаковую степь. Важнейшим признаком зоны является отсутствие леса и преобладание в составе растительного покрова многолетних, преимущественно плотнoderновинных злаков (ковыли, типчак, житняк и др.).

По водоразделам и речным террасам в Западной Сибири и Казахстане встречаются березовые колки, в европейской части — дубы. В настоящее время природная растительность сохранилась на небольших участках, так как основные массивы черноземных почв давно распаханы.

Таблица 70

Преобладающие формы рельефа и материнские породы в степной зоне (В.Д. Муха)

Провинция	Рельеф	Материнская порода	Гранулометрический состав
Украинская	Равнинный, равнинно-увалистый	Лесс, лессовидные суглинки, глины	Суглинистый (щебнистый)
Предкавказская	Плоскоравнинный (дельтовый) и предгорный	Лесс, лессовидные суглинки	Суглинистый
Южно-русская	Возвышенно-волнистый, равнинно-волнистый	То же	Суглинистый (щебнистый)
Заволжская	Равнинно-увалистый	Карбонатные суглинки, глина	Суглинистый

Окончание табл. 70

Провинция	Рельеф	Материнская порода	Гранулометрический состав
Казахстанская	Плоскоравнинный, увалистый	Карбонатные суглинки	Суглинистый
Западно-Пред-алтайская	Равнинный волнистый (увалистый), предгорный	То же	Суглинистый (щебнистый)
Восточно-Сибирская	Равнинно-предгорный	То же	Суглинистый

Большую роль в формировании черноземов играет мезофауна, особенно дождевые черви и землерои (суслики, сурки, полевки), число которых на пашне резко сокращается, но при этом возрастает численность микрофлоры.

Генезис черноземов

Относительно происхождения черноземов были высказаны разные гипотезы, которые можно свести в три группы:

- теория о растительно-наземном происхождении;
- гипотеза о морском происхождении;
- теория о болотном происхождении.

Основоположником первой теории был М.В. Ломоносов, который в 1763 г. писал, что чернозем «произошел от согнития животных и растительных тел со временем». Эту теорию развивали А. Болотов (1791) и Ф. Рупрехт (1866). Последний в труде «Геоботанические исследования о черноземе» писал: «Чернозем представляет вопрос ботанический». При этом он не допускал образования чернозема из лесной растительности. В теорию Ф. Рупрехта внесли свои дополнения А.П. Карпинский (1873), Г.И. Танфильев (1894), увязавшие образование чернозема с лесом.

В окончательном виде эту теорию разработал В.В. Докучаев (1883), который писал, что чернозем есть результат совокупной деятельности климата, растительности, рельефа и материнской

породы и что он образовался после разложения травянистой степной растительности.

Затем в 1886 г. П.А. Костычев выяснил, что при образовании чернозема имеют значение корни многолетних трав, и именно поэтому темная окраска почв прекращается на границе образования корней. Таким образом, корни являются основными структурообразователями черноземов.

Согласно морской гипотезе, чернозем представляет собой продукт отложения морского ила, оставшегося после отступления Черного и Каспийского морей (Даллас, 1799; Петцольд, 1851), или продукт размывания и переотложения ледниковым морем черной юрской сланцевой глины (Мурчисон, 1862). Эта гипотеза в настоящее время не имеет сторонников.

Родоначальником теории болотного происхождения был Э.И. Эйхвальд (1850). Он считал, что чернозем произошел из болот и тундр, на которых росли низкие кустарники, осоки, злаки, камыш и другие болотные растения. Остатки этих растений с потеплением климата и послужили материалом для образования чернозема.

По-новому эту теорию изложил В.Р. Вильямс, который считал, что этот процесс может идти только на кислой алюмосиликатной породе и черноземы образовались при обсыхании торфяных болот. Этот вариант болотной гипотезы оценивается как несостоятельный, но сама болотная гипотеза не отвергается полностью, а рассматривается как первый шаг к созданию гипотезы палеогидроморфного прошлого черноземов, сторонником которой является В.А. Ковда (1974).

По современным представлениям, в образовании черноземов ведущим процессом является гумусово-аккумулятивный в сочетании с миграцией гидрокарбоната кальция в профиле. Протекание этих процессов обуславливает формирование мощного гумусового горизонта, накопление в нем элементов питания и структурирование, так как в почву попадает растительная биомасса, богатая азотом (1–1,5%), зольными элементами (7–8%), причем в опад поступает 40–60% общей биомассы (100–200 ц/га), из опада 40–60% приходится на корни.

Гумус лучше всего образуется при разложении богатого опада при нейтральной или щелочной реакции, в аэробных условиях,

при сочетании с благоприятным температурным и водным режимом. Такие условия в черноземной зоне создаются весной и ранним летом. Гумификация идет в условиях избытка $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, что способствует накоплению гуматов кальция, а в составе гумуса преобладают гуминовые кислоты. В нем почти полностью отсутствуют свободные фульвокислоты, которые к тому же более сложны по составу по сравнению с подзолистыми почвами. В период летнего иссушения гумификация ослабевает, при этом снижаются темпы минерализации гуминовых кислот и усиливаются процессы усложнения их молекулы. Разложение почвенных минералов из-за отсутствия свободных гуминовых кислот затруднено. Значительную долю в составе гумуса имеют органо-минеральные соединения, что способствует образованию агрономически ценной структуры.

В результате для черноземов характерно наличие мощного гумусового горизонта с высоким содержанием гумуса, постепенно убывающего с глубиной, и карбонатно-аккумулятивного горизонта под ним, хотя встречаются и бескарбонатные черноземы.

В общем виде профиль целинного чернозема имеет следующее строение:

0 — степной войлок;

A — гумусовый горизонт темноокрашенный с зернистой структурой;

AB — гумусовый горизонт темноокрашенный с некоторым побурением, с темно-бурыми затеками, пятнами, структура ореховатая или комковато-зернистая;

B — переходный горизонт бурого цвета с затеками гумуса, в оподзоленных и выщелоченных черноземах разделяется на подгоризонты B_t в верхней части, B_{Ca} — в нижней, в других подтипах выделяется как B_{Ca} ;

C — материнская порода, обычно C_{Ca} .

Условия черноземообразования зависят от фациальных особенностей. Черноземы субконтинентальной или западной фации распространены на территории Германии, Польши, Венгрии, Молдавии, Южной Украины и Предкавказья, где развиваются в условиях короткой, теплой и влажной зимы, теплого лета и сухой осени. В результате образуется мощный гумусовый горизонт 100–200 см в типичных и 70–100 см в обыкновенных чернозе-

мах. В них содержится от 0,5% в верхней части до 4–6% карбонатов на глубине в виде налетов, в виде паутинок в верхних горизонтах, мицеллярной формы — в нижних. Черноземы этой фации называют *мицеллярно-карбонатными* или *миграционно-карбонатными*. Черноземы континентальной фации образуют широкий пояс степных почв от Волги до предгорий Алтая. По сравнению с западной фацией они более гумусны, но имеют укороченный гумусовый горизонт. Для большинства этих почв характерны легко-растворимые соли и солонцеватость. Карбонаты выделяются сверху в виде пятен, книзу — в виде журавчиков в типичных черноземах, в форме мицелия и белоглазки — в обыкновенных.

Черноземы резко континентальной фации (Восточная Сибирь и Центральная Азия) маломощные и малогумусные, засоление небольшое. Характерны надмерзлотное оглеение и мучнистая форма карбонатов. По запасам гумуса они в 2,0–2,5 раза беднее черноземов континентальной фации (200–300 т/га). Широко распространены бескарбонатные и малокарбонатные виды (рис. 22).

При распашке в черноземах сильно уменьшается содержание гумуса, ухудшается структура, что требует мероприятий по их охране от деградации.

Классификация черноземов

Современное разделение черноземов на подтипы и роды приведено в табл. 71.

Таблица 71

Классификация черноземов

Подтипы	Роды	Подтипы	Роды
Оподзоленные	Обычные, слабо дифференцированные	Типичные	Карбонатные, солонцеватые
		Обыкновенные	Осолоделые, глубинно-глееватые
Выщелоченные	Глубоковскипающие, бескарбонатные	Южные	Слитые, неполно-развитые

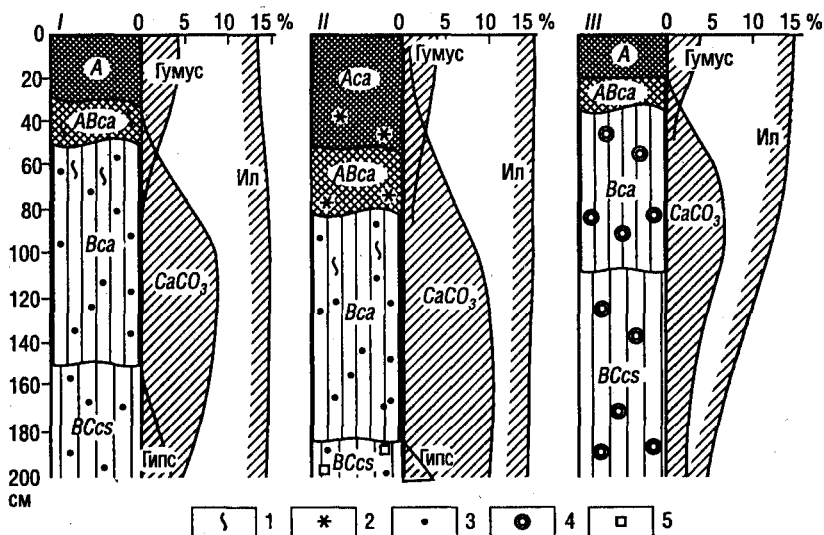


Рис. 22. Профильная характеристика обыкновенных черноземов:

I — фации теплых кратковременно промерзающих, теплых промерзающих, умеренно теплых промерзающих и умеренных промерзающих почв; II — фации очень теплых периодически промерзающих почв; III — фации умеренных длительно промерзающих почв. Карбонатные выделения в профиле: 1 — прожилки; 2 — псевдомицелий; 3 — белоглазка; 4 — мучнистые скопления; 5 — натёки на щебне

Обычные роды развиты во всех подтипах; слабодифференцированные — на супесчаных и песчаных породах, где типичные признаки черноземов выражены слабо; глубоковскипающие вскипают глубже обычных черноземов; бескарбонатные развиты на породах, бедных силикатным кальцием; карбонатные имеют карбонаты по всему профилю; солонцеватые в пределах гумусового слоя имеют уплотненный горизонт, содержащий 5% и более обменного натрия; осолоделые имеют белесую присыпку в гумусовом слое; глубинно-глееватые развиты на двухчленных слоистых породах в условиях глубинной вечной мерзлоты; слитые — на иловато-глинистых породах в теплых фациях, имеют слитость в горизонте В; неполноразвитые — слаборазвитый профиль из-за молодости либо из-за формирования на сильноскелетных или хрящевато-щебнистых почвах.

На виды черноземы делятся:

- по мощности гумусового слоя — сверхмощные (> 120 см), мощные (120–80 см), среднемощные (80–40 см), маломощные (40–25 см), очень маломощные (< 25 см);
- по содержанию гумуса — тучные ($> 9\%$), среднегумусовые (9–6%), малогумусовые (6–4%) и слабогумусированные ($< 4\%$);
- по степени выраженности сопутствующего процесса (слабо-, средне-, сильновыщелоченные; слабо-, средне-, сильносолонцеватые и др.).

Черноземы лесостепи представлены оподзоленными, выщелоченными и типичными, соответственно расположенными в северной, центральной и южной частях зоны (рис. 11, 12 цв. вклейки).

Профиль оподзоленных черноземов имеет следующее строение:

$A (A_{\text{пах}}) - A_1 - A_1B - B_T - B_K - C_K$. Главным отличительным признаком этого подтипа является белесая присыпка в гумусовом слое, цвет которого серый или темно-серый. Белесая присыпка имеется и в горизонте B , который залегает ниже 120–150 см и постепенно переходит в карбонатную породу C_K . Мощность гумусового слоя ($A_1 + A_1B$) меняется от 30 до 70 см.

Выщелоченные черноземы присыпки не имеют, мощность горизонта A_1 30–50 см, нижняя граница горизонта B_1 — на глубине 70–60 см. Для этих черноземов характерно наличие выщелоченного от карбонатов горизонта B_2 , который имеет буроватую окраску с затеками гумуса. Переход в горизонт BC или C отчетливый, на границе — скопление карбонатов в виде прожилок, известковой плесени.

Типичные черноземы ($A - AB_1 - B_{1ca} - B_{2ca} - (BC) - C_K$) имеют гумусовый профиль мощностью 90–120 см и более, карбонаты появляются на глубине 60–70 см (в нижней части горизонта AB_1 или B_1) в виде журавчиков, мицелия, трубочек.

Черноземы степной зоны представлены обыкновенными и южными черноземами.

Черноземы обыкновенные имеют темно-серый или черный горизонт A_1 с отчетливой зернистой или комковато-зернистой структурой, мощностью 30–40 см. Он постепенно переходит в буроватый горизонт B_1 такой же мощности. Ниже залегает го-

ризонт В₂ с гумусовыми затеками, переходящий в горизонт В_к, в котором карбонаты представлены в форме белоглазки. Последнее является диагностическим признаком для данного подтипа (рис. 13 цв. вклейки).

Черноземы южные распространены в южной части степи и граничат с темно-каштановыми почвами. Имеют общую мощность гумусового слоя (А+В₁) 45–60 см, в горизонте В_к — белоглазка, линия вскипания расположена на границе гумусового слоя. В нижних горизонтах на глубине 1,5–2,0 м содержат часто гипс, иногда — легкорастворимые соли. Возможна осолонцеватость при невысоком содержании обменного натрия в почвенном поглощающем комплексе. Часто вскипают с поверхности (рис. 14 цв. вклейки).

Состав и свойства черноземов

Несмотря на разнообразие черноземов по гранулометрическому составу, для них характерны и общие свойства.

1. Нет существенных изменений гранулометрического состава по профилю. В минералогическом составе преобладают первичные минералы, среди вторичных — монтмориллонит. В илистой фракции содержатся окристаллизованные полутораоксиды железа и алюминия, высокодисперсный кварц.

2. Однородность валового химического состава по профилю, иллювиальный характер распределения карбонатов.

3. Аккумуляция гумуса, азота, фосфора, серы, микроэлементов в гумусовом слое и их постоянная убыль с глубиной. В составе гумуса преобладают гуминовые кислоты ($C_{гк} : C_{фк} > 1,5$), связанные с кальцием. Максимальное содержание и запас гумуса имеют глинистые и тяжелосуглинистые черноземы.

4. Черноземы имеют благоприятные физико-химические свойства, так как характеризуются высокой емкостью поглощения (60–70 мэкв/100 г), насыщенностью основаниями до 96% и выше, в составе которых на долю кальция приходится до 85%, на долю магния — до 15–25%. Доля натрия может составлять 3–15% от ЕКО. Гидролитическая кислотность варьирует до 5–7 мэкв, она более высокая в оподзоленных и выщелоченных подтипах.

5. От других почв черноземы отличаются благоприятными физическими и физико-механическими свойствами благодаря высокой гумусированности и оструктуренности. В результате они имеют рыхлое сложение, высокую влагоемкость и теплоемкость, хорошую водопроницаемость.

6. Зона распространения черноземов — зона недостаточного увлажнения. Для черноземов лесостепи характерен периодически промывной режим, для черноземов степи — непромывной. Поэтому все агротехнические мероприятия должны быть направлены на накопление и сохранение запасов влаги.

7. Черноземы отличаются от других почв высокой биологической активностью, особенно при содержании их в виде черного пара, что может сопровождаться потерями нитратов.

Некоторые данные о валовом химическом составе и физико-химических свойствах трех подтипов чернозема приведены в табл. 72.

Среди черноземов встречаются пятна *лугово-черноземных почв*, образовавшихся в понижениях рельефа в условиях повышенного увлажнения. Их профиль близок к профилю черноземов ($A_1-(A_B)-B_1-B_2-C$), они делятся на луговато-черноземные и лугово-черноземные. Последние отличаются более интенсивной (черной) окраской верхней части гумусового слоя. Эти почвы, за исключением солонцеватых и солончаковых, высокоплодородные, в них содержится 8–10% гумуса или 600–700 т/га запасов гумуса в слое 1 м. В составе гумуса преобладают гуминовые кислоты первой группы, они имеют отношение C:N, что обуславливает их более высокое плодородие по сравнению с черноземными почвами той же подзоны.

Сельскохозяйственное использование

Черноземы земного шара — наиболее освоенные почвы. Эти почвы плодородны, на них базируется устойчивость земледелия. На этих почвах выращивают ценные зерновые культуры, в том числе твердые пшеницы, кукурузу, а также сахарную свеклу, подсолнечник, разбивают сады и виноградники.

Таблица 72

**Валовой химический состав и физико-химические свойства черноземов
Среднерусской провинции (П.Г. Адерихин, Е.П. Титова)**

Почва	Глубина взятия об- разца, см	Гумус, %	N, %	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	P ₂ O ₅	SO ₃	Ca ²⁺	Mg ²⁺	V, %	pH _{n,0}
				% на прокаленную подвеску						мэкв на 100 г почвы			
Чернозем оподзолен- ный, тяжелосуглини- стый, Орловская об- ласть, разрез 10	0-10	6,7	0,35	76,4	2,47	11,0	3,73	0,11	0,28	32,8	7,0	85	6,0
	40-50	3,5	0,20	76,0	3,32	13,2	4,54	0,1	0,16	25,6	5,1	85	6,1
	80-90	0,7	0,06	75,9	3,66	13,6	4,72	0,10	0,20	21,4	5,6	92	6,2
	140-150	0,1	—	68,9	1,76	11,7	10,43	0,1	0,13	—	—	—	—
Чернозем типичный глинистый, Тамбовская область, разрез 25	0-10	9,6	0,48	69,4	4,53	16,2	2,61	0,32	0,36	49,5	5,4	92	6,8
	40-50	7,5	0,38	68,8	4,44	15,9	2,74	0,28	0,31	49,0	5,1	94	7,0
	60-70	5,7	0,28	68,3	4,33	15,1	3,92	0,26	0,38	44,8	5,7	99	7,4
	80-90	4,2	0,21	68,1	4,29	15,3	8,49	0,24	0,37	35,2	6,1	—	8,3
	100-110	2,3	0,12	68,1	4,17	14,7	10,8	0,23	0,36	—	—	—	8,3
	120-130	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Чернозем обыкновен- ный глинистый, Воро- нежская область, раз- рез 18	0-10	8,5	0,36	71,8	5,36	13,9	2,95	0,28	0,35	41,2	6,4	94	6,9
	40-50	4,7	0,23	71,4	5,81	13,7	2,95	0,17	0,34	33,3	5,2	97	7,2
	80-90	1,5	0,08	65,7	4,81	12,8	12,1	0,15	0,40	26,3	6,0	—	7,6
	190-200	—	—	68,4	5,02	13,5	8,30	0,09	0,38	—	—	—	—

К сожалению, реализации потенциального плодородия этих почв препятствуют неустойчивый водный режим, частые засухи, эрозия. Поэтому главными мероприятиями являются методы регулирования водного режима созданием полезащитных полос, организацией территории, системой агротехнических приемов по накоплению и сохранению влаги, проведением снегозадержания и др. Для защиты от водной и ветровой эрозии необходимы почвозащитные севообороты, безотвальная и минимальная способы обработки почвы, кулисные посевы, террасирование склонов и др.

Черноземы богаты питательными элементами, но и на этих почвах необходимо вносить минеральные, прежде всего фосфорные и азотные, а также органические удобрения, без которых невозможно удержать содержание гумуса на уровне исходных значений. На черноземах лесостепи эффективно известкование, на солонцеватых — гипсование.

При сельскохозяйственном использовании черноземов необходимо знать о количественных значениях агрохимических, агрофизических и биологических показателей, определяющих уровень окультуривания.

По степени окультуренности они разделены на три вида на уровне подтипов. Низшие уровни (род, вид, разновидность) учтены при характеристике степени окультуренности. В табл. 73 приведены показатели для высокого уровня окультуренности пахотного слоя различных подтипов чернозема, при достижении которых возможна продуктивность 1 га пашни от 3,5–4,5 на южных до 5,4–7,1 т/га зерна на выщелоченных и типичных.

Более высокие урожаи могут быть получены на лугово-черноземных почвах, которые лучше, чем черноземы, обеспечены влагой.

Таблица 73

Показатели, характеризующие высокий уровень окультуренности пахотного слоя черноземов (В.Д. Муха и др.)

Показатель плодородия	Чернозем оподзоленный	Чернозем выщелоченный и типичный	Чернозем обыкновенный	Чернозем южный
Площадь поля, га	30–100	50–100	50–100	—
Контурность, км	0,5–0,3	0,6–0,8	0,6–0,8	—

Окончание табл. 73

Показатель плодородия	Чернозем оподзоленный	Чернозем выще- лоченный и ти- пичный	Чернозем обыкновенный	Чернозем южный
Эродированность	Отсутствует	Слабая или отсутствует	Слабая или отсутствует	Отсутст- вует
Содержание физиче- ской глины в пахот- ном слое, %	45-50	45-50	45-50	45-60
Запас продуктивной влаги к началу вегета- ции, мм	30	30	30	30
Общая пористость, %	55-60	55-60	55-60	55-60
Плотность сложения, г/см	1,2	1,2-1,0	1,2-1,1	1,2
Содержание водо- прочных агрегатов 0,25 мм, %	50-60	50-60	55-60	50-55
Гумус, %	4,5-6,0	5,0-7,0	5,0-7,0	5,0-5,6
$C_{тл}/C_{фк}$	1,8-2,0	—	—	1,4-1,6
Азот легкогидролизу- емый, мг/100 г почвы	8-10	8-12	7-10	4-5
P_2O_5 (подвижный), мг/100 г почвы	6-8	12-18	12-15	10
K_2O , мг/100 г почвы	15-20	20-25	20-25	25
pH_{HCl}	5,6-6,0	5,6-6,0	6,0-7,0	
$H_{гидр}$, мэкв/100 почвы	3,5	3,3	—	—
$H_{гидр}$, %	90	92	95	95
$N-NO_3/100$ г почвы	5	5-7	5-7	3-4
Продуктивность зер- новых культур, т/га	4,5-5,5	5,4-7,1	4,2-5,5	3,5-4,5

ЗОНА СУХИХ СТЕПЕЙ

Сухостепная зона расположена южнее черноземной степной и прослеживается островами в межгорных котловинах. Коэффициент увлажнения снижается до 0,3-0,5, климатические условия, как и в черноземной зоне, изменяются с запада на восток.

Каштановые почвы

Зональными почвами сухих степей бореального пояса являются каштановые почвы. Они занимают на земном шаре 262,2 млн га, распространены в основном в Северном полушарии. В Евразии располагаются южнее, а в Северной Америке — западнее черноземной зоны на более высоких абсолютных отметках (Е.В. Лобова, А.В. Хабаров, 1983). На территории СНГ они занимают 107 млн га, распространены на юго-западе и юге Украины, в Ростовской, Астраханской, Волгоградской, Саратовской областях, Западной и Средней Сибири, в Алтайском крае, Забайкалье, Казахстане.

Условия почвообразования

Климат. Для зоны характерна холодная зима с небольшим снежным покровом в теплое засушливое лето. Температура июля 20–25 °С, января от –5 до –25 °С. Среднегодовая температура в европейской части СНГ 9 °С, в азиатской — 2–3 °С. Сумма температур > 10 °С — 2200–3500 °С, ежегодное количество осадков 200–400 мм, тип водного режима — непромывной (КУ 0,25–0,45). Часты суховеи, осадки выпадают в основном в виде ливней. Запасы влаги в почве создаются за счет снеготаяния или осенних дождей, так как летние осадки полностью испаряются.

Рельеф и почвообразующие породы. Рельеф равнинный, нарушаемый депрессиями в виде палин, лиманов, западин. В них формируются солонцы, солоди, лугово-каштановые почвы, что обуславливает комплексность почвенного покрова.

Почвообразующими породами являются лессовидные суглинки, преимущественно карбонатные, засоленные морские отложения, шоколадные глины арало-каспийской трансгрессии, элювий-делювий различных коренных пород.

Растительность. В зоне сухих степей растительность неоднородная, низкорослая, изреженная, покрывает поверхность на 50–70%. В ее составе преобладают преимущественно злаки, образуя полынно-типчаковые и полынно-типчаково-ковыльные степи. Солонцеватые и засоленные каштановые почвы покрыва-

ют полыни, типчак, прутник, ромашник, лишайники и синезеленые водоросли. По днищу ложбин и балок распространены степные кустарники (таволожка, карагач) и древесная растительность (дуб, осина, степная вишня и др.). Значительная часть корней растений (45%) сосредоточена в слое 0–12 см, в слое 12–30 см количество их резко снижается и затем до нижней границы слоя А+В снижается постепенно. В общем биомасса растений составляет около 200 ц/га, ежегодный прирост зеленой массы — приблизительно 30 ц/га, прирост корней — 110 ц/га. Ежегодно в биологический круговорот вовлекается около 600 кг/га зольных элементов и около 150 кг/га азота, столько же ежегодно и потребляется. В круговороте преобладают N, Si, K (В.А. Ковда и др., 1988).

Генезис каштановых почв

Термин «каштановые почвы» ввел В.В. Докучаев в 1883 г. как особый тип почвообразования. В формировании этих почв участвуют те же процессы, что и при формировании черноземов, т.е. дерновый, а также миграция и аккумуляция карбонатов. Но эти процессы протекают в аридном климате и при участии ксерофитной растительности, поэтому гумусонакопление в каштановых почвах слабее, чем в черноземах, и для них характерна слабая выщелоченность профиля от карбонатов, гипса и легкорастворимых солей.

Профиль каштановой почвы имеет следующее строение:

А_д — дернина;

А — гумусовый горизонт каштановый с сероватым оттенком, комковато-пылеватый, в верхней части явно слоеватый, мощность 15–30 см;

В — гумусовый переходный горизонт серовато-бурый с коричневым оттенком, уплотнен, крупнокомковато-призматический с вертикальными трещинами, вскипает на глубине 35–45 см;

С (глубже 50 см) — светло-палевый или буровато-желтый, плотный, призмовидный, с обильными карбонатами в виде белоглазки, прожилок или мучнистых скоплений, в зависимости от гидротермического режима или почвообразующей породы, с глубины 120–150 см появляется гипс (рис. 15 цв. вклейки).

Классификация, свойства и сельскохозяйственное использование

Каштановые почвы делятся на три подтипа: темно-каштановые — содержат 4–5% гумуса; каштановые — 3–4% гумуса и светло-каштановые — содержат 2–3% гумуса.

Темно-каштановые и каштановые почвы в свою очередь делятся на пять фациальных подтипов: очень теплые, периодически промерзающие; теплые, кратковременно промерзающие; умеренно теплые, промерзающие; умеренно теплые, длительно промерзающие; теплые, промерзающие. Светло-каштановые почвы делятся на теплые, кратковременно промерзающие; теплые, промерзающие и умеренно теплые, длительно промерзающие. Внутри них выделяются роды: обычные, солонцеватые, солонцевато-солончаковые, солонцевато-осолоделые, карбонатные, карбонатно-солонцеватые, глубоковскипающие, неполно развитые.

На виды каштановые почвы делятся по мощности гумусового слоя (A+B), см: мощные (> 50), среднемощные (30–50), маломощные (20–30), очень маломощные (< 20).

По содержанию обменного натрия (% от ЕКО) выделяются слабосолонцеватые (3–5), среднесолонцеватые (5–10), сильно-солонцеватые (10–15).

По свойствам каштановые почвы близки к черноземам. Профиль по илу в обычных почвах не дифференцирован, в илистой фракции преобладают монтмориллонит и гидрослюды, в солонцеватых наблюдается перемещение ила в горизонт В. В связи с уплотнением профиля ухудшаются их водно-физические свойства. Особо высока плотность карбонатных горизонтов (d_v 1,5–1,7 г/см³), поэтому осенние осадки не проходят глубже 70–100 см. Ниже 2 м в суглинках формируется «мертвый» горизонт с постоянной влажностью в разные периоды года. Содержание SiO₂ немного выше в горизонте А, полутораоксидов — в горизонте В, емкость катионного обмена невысокая, заполнена кальцием и магнием на 85–97%, pH_{H_2O} — 7,1–8,1. На различной глубине имеются скопления карбонатов, гипса, легкорастворимых солей (табл. 74). Более глубокое залегание солевых горизонтов имеют темно-каштановые почвы, наименьшее — светло-каштановые. В пределах каждого подтипа глубина залегания солей уменьшается с повышением солонцеватости и утяжелением гранулометрического состава.

Таблица 74

Химический состав каштановых почв (Д.Г. Виленский)

Почва	Гори- зонт	Глубина взятия образца, см	Гумус, %	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Ca ²⁺	Mg ²⁺	N ²⁺	Сумма	pH _{H₂O}	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	SO ₄ ⁻ гипса, мэкв/ 100 г	CO ₂
				на бескарбонат- ную и безгумусную навеску, %			мэкв/100 г почвы					состав вод- ной вытяж- ки, мэкв/100 г			
Каштановая глинистая на лессовидных суглинках (Крымская об- ласть)	A	0-10	3,48	69,3	4,67	15,4	30,0	4,8	0,7	35,5	7,8	0,08	0,16	—	—
	B ₁	20-30	2,00	68,5	5,86	15,8	—	—	0,3	—	7,7	0,08	0,19	—	0,19
	C ₁	60-70	—	57,8	3,07	15,3	—	—	—	—	8,1	0,08	0,03	1,27	11,5
	C ₂	190-200	—	59,7	5,21	11,7	—	—	—	—	7,5	2,53	22,4	288,6	4,05
Светло-кашта- новая легко- суглинистая на лессовид- ном суглинке (Волгоград- ская область)	A	0-10	2,42	73,0	4,43	12,4	19,6	4,7	0,9	25,2	7,2	Нет	0,07	—	—
	B ₁	14-24	0,92	68,3	5,95	15,1	—	—	0,7	—	7,4	Нет	Нет	—	0,50
	B ₁	30-40	—	70,7	5,61	14,6	—	—	—	—	7,6	Нет	Нет	—	2,71
	C ₁	45-55	—	70,1	4,17	13,9	—	—	—	—	7,87	Нет	Нет	0,75	5,79
	C ₂	150-160	—	70,7	4,86	13,9	—	—	—	—	7,3	3,22	5,30	10,0	4,06

Среди каштановых почв в понижениях встречаются *лугово-каштановые почвы*, отличающиеся большей мощностью гумусовых горизонтов (45–55 см), повышенной емкостью поглощения (30–40 мэкв/100 г) и более высоким содержанием питательных элементов.

Каштановые почвы потенциально плодородны, из них в СНГ темно-каштановые распаханы на 53%, в подзоне каштановых почв обрабатывалось до 1990 г. 17% площади, светло-каштановых — около 4%. Их использование требует прежде всего улучшения водного режима за счет накопления влаги путем снегозадержания, ползащитных полос, кулисных посевов, способов обработки. На светло-каштановых почвах земледелие нерентабельно без орошения. На солонцеватых почвах необходимо гипсование, из минеральных удобрений эффективнее физиологически кислые формы.

Каштановые почвы подвержены водной (тяжелые) и ветровой (легкие) эрозии, поэтому необходимо осуществление комплекса противоэрозионных мероприятий.

Солонцеватые и засоленные почвы необходимо засевать солеустойчивыми культурами (люцерна, донник, житняк и т.п.).

Без полива могут эффективно использоваться лугово-каштановые почвы, отличающиеся лучшей водообеспеченностью за счет поверхностного весеннего стока.

В провинциях с сильно комплексным покровом (например, Прикаспийская низменность) особо важным является создание однородного почвенного покрова путем окультуривания каштановых солонцеватых почв и солонцов. Показатели, характеризующие уровни окультуренности каштановых и светло-каштановых почв, приведены в табл. 75, а показатели для темно-каштановых почв аналогичны южным черноземам (см. табл. 73).

Таблица 75

Показатели, характеризующие уровень окультуренности каштановых и светло-каштановых почв

Показатель	Уровень окультуренности	
	низкий	высокий
Площадь поля, га	< 30	> 100
Контурность поля, км	0,2–0,6	1,0–1,2
Эродированность	сильная, средняя, слабая	отсутствует

Окончание табл. 75

Показатель	Уровень окультуренности	
	низкий	высокий
Содержание физической глины, %	< 20 или > 60	30–45
Запас продуктивной влаги в слое 0–100 см, мм	80–120	160–200
Общая пористость, %	< 45	50–55
Плотность сложения, г/см ³	1,5–1,4	1,3–1,1
Содержание водопрочных агрегатов, > 0,25 мм в пахотном слое, %	< 20	> 30
Гумус, %	1,3–2,0	2,5–3,5
$C_{гк} : C_{фк}$	< 1,0	1,2–1,3
Азот легкогидролизуемый, мг/100 г почвы	< 3	5–10
P ₂ O ₅ подвижный, мг/100 г почвы	< 15	> 3
K ₂ O подвижный, мг/100 г почвы	10–15	20–40
pH _{КС}	> 8,5	8,0–7,5
Сумма обменных оснований, мэкв/100 г почвы	< 18	22–30
Степень насыщенности кальцием, %	< 50	> 60
Содержание обменного натрия, мэкв/100 г почвы	> 5	< 3
Содержание токсичных солей, %	> 0,2	< 0,1
Глубина залегания грунтовых вод, м	1,5–2,5	5
Продуктивность зерновых культур, т/га	< 1,0	> 4,5 (6,0)

Глава 21

СОЛОНЧАКИ, СОЛОНЦЫ, СОЛОДИ

Эта группа почв относится к интразональным почвам. Их образование связано с накоплением солей в грунтовых водах и породах и при постоянном (или на какой-то стадии) участии легкорастворимых солей, при высокой концентрации почвенного раствора.

Они широко распространены на всех континентах в зонах сухих степей, пустынь и полупустынь, встречаются в степной, лесостепной и таежно-лесной зонах. Образуются в аккумулятивных ландшафтах и на элементах рельефа, богатых легкорастворимыми солями. Среди них выделяются засоленные почвы — *солончаки*, щелочные — *солонцы*, *тамыры* и *солоди*. Большинство этих почв связано с современным гидроморфным или полугидроморфным типом водного режима, местами они приурочены к выходам сильно засоленных пород.

Солончаки

Условия образования и генезис. Солончаки образуются в результате процесса, сущностью которого является накопление солей. По Е.В. Лобовой и А.В. Хабарову (1983), их площади на земном шаре составляют более 240 млн га. К солончакам относятся засоленные почвы, содержащие в слое 0–30 см более 0,6% соды, или более 1% хлоридов, или более 2% сульфатов. Если такие же количества солей находятся глубже 30 см, почвы называются солончаковыми, а если почвы содержат меньше солей в любой части профиля — солончаковатыми. При этом они могут быть поверхностно или глубинно солончаковатыми.

Источниками солей являются: 1) разрушающиеся при выветривании горные породы; 2) соленосные горизонты горных пород разного происхождения; 3) извержения вулканов; 4) эоловый перенос солей с моря на сушу; 5) атмосферные осадки; 6) почвенно-грунтовые воды; 7) растительность аридных ландшафтов; 8) оросительные воды.

Накопление солей в почвах и их перераспределение определяются количеством осадков, испаряемостью, фильтрационными свойствами почв, почвообразующих пород и растворимостью солей. В условиях влажного климата могут накапливаться только малорастворимые соли, а накопление легкорастворимых солей зависит от сухости климата. Поэтому наибольшая концентрация солей в грунтовых водах и почвах отмечается в пустынной зоне, а наименьшая — в лесостепной и степной (табл. 76).

Таблица 76

**Накопление солей в почвах и почвенно-грунтовых
водах Евразии в различных климатических зонах
(В.А. Ковда и др., 1974)**

Ланд- шафтные зоны	Среднее количест- во осад- ков, мм	Среднегодо- вая испаряе- мость, мм	Относи- тельная влаж- ность воздуха сухого перио- да, %	Макси- мальная минера- лизация грунто- вых вод, г/л	Макси- мальное количество легкораст- воримых солей в почвах, %	Наиболее распростра- ненные соли
Пустыня	100	2000–2500	20	200–350	25–50	NaCl, KNO ₃ , NaNO ₃ , MgCl ₂ , MgSO ₄ , CaSO ₄ , CaCl ₂ , Na ₂ P ₂ O ₇
Полупус- тыня	200–300	1000–1500	20–30	100–150	5–8	NaCl, Na ₂ SO ₄ , CaSO ₄ , MgSO ₄
Степи	300–450	800–1000	35–45	50–100	2–3	Na ₂ SO ₄ , NaCl, Na ₂ CO ₃ , NaHCO ₃
Лесо- степи	350–500	500–800	40–45	1–3	0,5–1	NaHCO ₃ , Na ₂ CO ₃ , Na ₂ SO ₄ , Na ₂ SiO ₃

Как видно из табл. 76, в лесостепи и степи преобладают карбонаты и бикарбонаты натрия как менее растворимые по сравнению с сульфатами и хлоридами, при сильном засолении в аридных зонах на первое место выходят сульфаты и хлориды.

В соответствии с типом засоления на территории бывшего СССР были выделены четыре крупные провинции (В.А. Ковда, 1946):

сульфатно-содовая (Приднепровская, южные части Окско-Донской, Западно-Сибирской, Амурской и Лено-Вилуйской низменностей, часть Сыртового Заволжья);

хлоридно-сульфатная (южная часть Сыртового Заволжья, Зауралье, Фергана, дельта Амударьи, казахская складчатая страна);
сульфатно-хлоридная (Туранская и Причерноморская низменности);

хлоридная (Прикаспийская низменность).

Растительность солончаков сильно изрежена, представлена различными видами солянок (солерос, шведка, сарсазан, черный саксаул), полыни, на слабозасоленных почвах произрастают злаки, кермек, астра солончаковая, бобовые. Их корневая система в поисках воды проникает в засоленные горизонты почвы и вместе с ней извлекает легкорастворимые соли, которые концентрируются в листьях и, ежегодно опадая на поверхность почвы, вызывают ее засоление.

Солончаковая растительность содержит от 10% (злаки) до 40–55% (солянки мясистые) золы. В ней преобладают хлор, сера, натрий. Хотя количество биомассы невелико — до 200 ц/га, однако с ней в почву попадает до 690 кг/га зольных элементов, в том числе на хлор приходится 220–288 кг/га, на натрий — 125–257 кг/га (Н.И. Базилевич, 1965).

Высокое содержание солей определяет слабую дифференцированность профиля солончака на горизонты. В них выделяют А — гумусовый горизонт, В — переходный и С — почвообразующую породу. Выцветы солей видны по всему профилю, в нижней части отмечаются признаки оглеения.

Классификация. Единого типа солончаки не образуют. Их делят на *автоморфные* солончаки, образовавшиеся на засоленных породах, и на *гидроморфные*, развивающиеся в условиях близкого залегания минерализованных грунтовых вод (рис. 16 цв. вклейки). В свою очередь, гидроморфные солончаки делятся на подтипы: типичные, луговые, приморские, болотные, соровые (шоровые), грязево-вулканические и бугристые; автоморфные — на типичные и отакыренные. Такыровидные покрыты сверху трещиноватой коркой, под которой содержатся гипс, другие сульфаты и хлориды. Их поверхность покрыта полынно-солянковой растительностью. В пустынной зоне они переходят в такыры — почвы с очень плотной коркой, разбитой трещинами на правильные отдельные, покрытые синезелеными водорослями и совершенно лишенные высшей растительности.

Болотные солончаки развиваются при очень близком стоянии грунтовых вод, по всему профилю имеется оглеение, иногда оторфовывание верхнего горизонта. Луговые имеют отчетливый профиль, среди них более карбонатны и гумусированы карбонатно-кальциевые виды, на них неплохо произрастает луговая растительность. Соровые солончаки образуются при испарении воды с поверхности мелких рек и соленых озер. Они покрыты слоем солей и лишены растительности. Наиболее молодыми являются приморские и эолово-бугристые солончаки, которые имеют сильнозасоленный профиль.

На роды солончаки делятся по химизму солей (табл. 77).

Таблица 77

Разделение почв по химизму засоления
(Классификация и диагностика почв СССР, 1977)

Тип засоления	Отношение анионов, мэкв			Соотношение катионов, мэкв
	$\text{Cl}^- : \text{SO}_4^{2-}$	$\text{HCO}_3^- : \text{Cl}^-$	$\text{HCO}_3^- : \text{SO}_4^{2-}$	
Хлоридное и сульфатно-хлоридное	> 1	—	—	—
Хлоридно-сульфатное	0,2–1	—	—	—
Сульфатное	< 0,2	—	—	—
Содово-хлоридное	> 1	1	1	$\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} \text{ Mg}^{2+}$
Хлоридно-содовое	> 1	1	1	То же
Содово-сульфатное	< 1	1	1	То же
Сульфатно-содовое	< 1	1	1	То же
Сульфатно- или хлоридно-гидрокарбонатное	—	1	1	$\text{Na}^+ < \text{Ca}^{2+}$ $\text{Na}^+ < \text{Mg}^{2+}$ $\text{HCO}_3^- > \text{Na}^+$

На виды солончаки делятся:

- по морфологии верхнего горизонта — на *корковые* (преобладает хлорид натрия), *мокрые* (высокое содержание хлоридов кальция и магния), *пухлые* (доминирует сульфат натрия) и *черные* (повышено количество соды);
- по характеру распределения солей в профиле — на *поверхностные* (соли в слое 0–30 см) и *глубокопрофильные* (засолен весь профиль) (рис. 23).

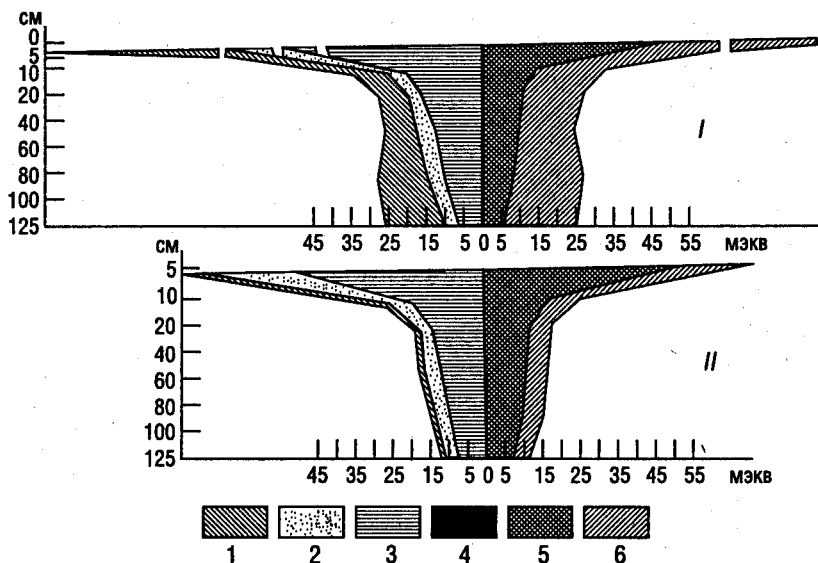


Рис. 23. Солевой профиль солончака (из работы В.А. Ковды):

I — по данным водных вытяжек; II — по данным исследования почвенных растворов:

1 — Ca^{2+} ; 2 — Mg^{2+} ; 3 — Na^{+} ; 4 — HCO_3^{-} ; 5 — Cl^{-} ; 6 — SO_4^{2-}

Свойства солончаков. Профиль солончаков не дифференцирован по содержанию SiO_2 и R_2O_3 . В большинстве солончаки малогумусные (около 1%), и только луговые солончаки содержат до 5% гумуса. В составе гумуса преобладают фульвокислоты.

Емкость поглощения, чаще по профилю, составляет 10–20 мэкв/100 г, в луговых солончаках лесостепной зоны доходит до 50–60 мэкв. В содовых солончаках преобладают магний и натрий, в других — кальций, магний.

Реакция хлоридных и сульфатных солончаков — нейтральная, содовых — щелочная, pH 9–11. Солевой профиль солончака характеризуется резким накоплением хлоридов и сульфатов натрия сверху, при небольшом количестве внизу (см. рис. 23). Засоленные нейтральными солями солончаки имеют хорошие водно-физические свойства, щелочными — плохие, из-за слитости почвы при пептизации коллоидов, когда плотность почвы доходит до 2 г/см^3 .

Для культурных растений засоление токсично, сильнее при содовом, слабее при сульфатном, особенно в условиях неблагоприятного водного и питательного режимов. Например, предельная солеустойчивость разных сельскохозяйственных культур для Голодной степи (В.Е. Кобаев) выражается следующими показателями (содержание хлора на воздушно-сухую почву, %): ячмень, просо, свекла сахарная и кормовая — 0,04; хлопчатник, пшеница, овес — 0,03; люцерна — 0,02.

Солеустойчивость бахчевых и овощных культур располагается в такой ряд: тыква, капуста, томаты — 0,02; дыни — 0,015; лук — 0,01; арбузы — 0,008; огурцы — 0,007.

Из древесных и кустарниковых пород наиболее устойчивы вяз мелколистный, смородина золотистая, наименее — тополь белый и осина.

Сельскохозяйственное использование. Использовать солончаки можно только после сложной мелиорации: сначала осуществляют глубокую вспашку, а затем промывают пресной водой. Промывку лучше проводить в осенне-зимний период, когда невелико испарение и грунтовые воды залегают глубоко. Промывные нормы на сильно засоленных тяжелосуглинистых почвах в зависимости от глубины залегания грунтовых вод достигают 11–17 тыс. м³, что требует сочетания промывки с дренажем. На промытых почвах необходимо внесение органических и минеральных удобрений и в первые годы отдавать предпочтение солеустойчивым культурам.

В условиях орошаемого земледелия возможно вторичное засоление, которое не допускается в связи с правильным установлением поливных норм, равномерным распределением воды при хорошей планировке поля и способах обработки почвы.

Неорошаемые солончаки используются как малопродуктивные пастбища или совсем не осваиваются.

Солонцы

Условия образования. Солонцы — почвы, содержащие в иллювиальном горизонте в поглощенном состоянии натрий, а иногда и магний, и характеризующиеся особым, резко выраженным

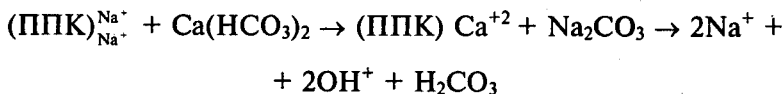
строением профиля. На земном шаре их площадь составляет 77,7 млн га (Е.В. Лобова, А.В. Хабаров, 1983), а вместе с солонцеватыми почвами — 212 млн га. Кроме того, имеются значительные площади, принадлежащие комплексам солонцов с другими почвами. Особенно широко они распространены в полупустынях и сухих степях среди бурых пустынно-степных и каштановых почв. По низинным равнинам (Приднепровская, Западно-Сибирская и др.) солонцы проникают в черноземные степи и лесостепь. В таежных областях они встречаются лишь в аридных континентальных условиях на древнеаллювиальных равнинах Центральной Якутии, Центральной Канады.

Солонцы формируются на разнообразных рыхлых мелкозернистых породах, иногда на засоленных морских породах.

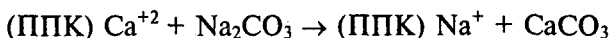
Растительность представлена специфическими видами растений как с глубокой корневой системой (полынь, кохия, ромашник), так и с поверхностной; образующих дернину (типчаки). Характерными чертами биологического круговорота являются преобладание подземной биомассы над надземной (в 20 раз и более), повышенная зольность (до 10%) и заметное участие в составе золы Na, Cl, S. Биологическая активность в них значительно ниже по сравнению с теми зональными почвами, среди которых они встречаются, зато на поверхности хорошо развиваются водоросли, с которыми связано осолодение солонцов (Н.Н. Болышев, 1972).

Мезофауна часто отсутствует, что определяется тепловым режимом разных термических поясов (от 100 до 600 мм, при коэффициенте увлажнения 0,2–0,9).

Генезис солонцов. Как особый генетический тип почвы солонцы были выделены К.Д. Глинкой в 1906 г. Об их происхождении имеется несколько теорий. Приуроченность солонцов к областям древнего и современного соленакопления позволила К.К. Гедройцу связать образование солонцов с рассолением натриевых солончаков. Согласно этой теории, атмосферные осадки промывают поглощенный натрий солончаков, который извлекается из поглощающего комплекса по схеме:

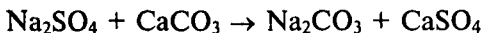


Высокая щелочность почвенного раствора пептизирует коллоиды, причем минеральные коллоиды распадаются на SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , а органическое вещество насыщается натрием и превращается в золь. Продукты разрушения мигрируют вниз по профилю и на небольшой глубине под действием электролитов превращаются в гель и образуют иллювиальный солонцовый горизонт, поглощающий комплекс которого насыщается натрием:

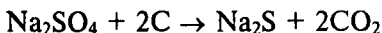


Освободившийся кремнезем остается в верхнем горизонте А и при дальнейшем развитии процесса накапливается в нем в качестве «аморфной кремнекислоты», характерной для осолоделых почв.

К.Д. Глинка (1912) считал стадию солончака необязательной, но подчеркивал, что для солонцового процесса необходимо многократное воздействие на почву растворов, содержащих натрий. Исследования В.А. Ковды с соавт. (1965) показали, что такой процесс протекает при содовом засолении. Сода появляется в результате минерализации растений и выветривания, а также при взаимодействии натриевых солей с CaCO_3 (реакция Гильгарда):



Она может появиться также при восстановлении сульфатов до сульфидов в результате деятельности микроорганизмов в присутствии органического вещества в переувлажненных почвах:



Реакция протекает в анаэробных условиях при низких значениях окислительно-восстановительного потенциала.

По данным Е.Н. Ивановой (1932), солонцы при рассолении солончаков могут образоваться лишь при значительном, более чем в 4 раза, содержании натрия по сравнению с суммой кальция и магния в составе солей солончака, что в природе встречается очень редко.

По биологической теории В.Р. Вильямса, образование солонцов обязано минерализации степной и полупустынной растительности, содержащей много солей, в том числе соды.

Общей во всех теориях причиной солонцового процесса признается обменный натрий. Вместе с тем в поглощающем комплексе некоторых солонцов содержится много обменного магния при незначительном количестве обменного натрия. А.Н. Соколовский (1938), В.А. Ковда с соавт. (1963) считают это явление реликтовым. Однако проявляется в солонцовом процессе наличие магния, так как магний, хотя и в меньшей степени, чем натрий, увеличивает гидрофильность коллоидов, в результате чего происходит разрушение минералов с образованием коллоидной кремниевой кислоты и гуматов магния, отличающихся высокой подвижностью.

По Б.В. Андрееву (1956), обменный натрий является не причиной, а следствием процесса, и его накопление в обменной форме в составе ППК обязано *гальмиролизу* — распаду натриевых минералов под действием обменного магния, появляющегося в почве при распаде магниевых минералов. При дальнейшем воздействии воды распадаются алюмосиликаты с накоплением коллоидной кремниевой кислоты, которая имеет высокую гидрофильность и которая обуславливает характерные для солонцов свойства.

В адсорбционных процессах участвуют и такие коллоидные формы кремниевых соединений, которые образуются при гидролизе силикатов. Это соединение типа CaSiO_3 и MgSiO_3 , гидрогеля $\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, аморфного кремнезема, вторичных алюмо- и феррисиликатов кальция и магния (В.А. Ковда, 1940; Н.П. Панов с соавт., 1979).

По С.П. Яркову с соавт. (1956), формированию надсолонцового осолоделого горизонта способствует элювиально-глеевый процесс, протекающий при периодическом переувлажнении, сопровождающийся образованием агрессивных фракций органического вещества. Они разрушают минералы в надсолонцеватом горизонте и способствуют выносу продуктов разрушения из этого горизонта.

Следовательно, образование солонцов происходит под влиянием комплекса процессов: 1) осолонцевания; 2) осолодения; 3) элювиально-глеевого; 4) гумусово-аккумулятивного в верхней части надсолонцеватого горизонта; 5) накопления легкорастворимых солей в подсолонцеватом горизонте как за счет выноса

солей из верхней части профиля, так и за счет подъема по капиллярам минерализованных грунтовых вод; 6) оглеения нижней части профиля гидроморфных солонцов.

Строение солонцового профиля имеет четко выраженные горизонты (рис. 17 цв. вклейки):

A_1 — гумусово-элювиальный (надсолонцовый) горизонт, комковато-пылеватый, рыхлый, облегченного гранулометрического состава. Цвет этого горизонта меняется от светло-бурого в сухих степях до темно-серого и черного в степной и лесостепной зонах;

B_1 — иллювиально-гумусовый «солонцовый» горизонт, темно-бурый или с коричневым оттенком, плотный в сухом состоянии, трещиноватый, структура столбчатая, призматическая или глыбистая. На гранях отдельностей глянцеvidная лакировка, во влажном состоянии вязкий, бесструктурный;

BC_b — мощный «подсолонцовый» горизонт более светлой окраски, менее плотный, чем солонцовый, с выделениями карбонатов, гипса и легкорастворимых солей, сменяющих друг друга по глубине; может подразделяться на подгоризонты;

BC_s или C_s — горизонт переходный к породе со скоплениями легкорастворимых солей гипса, карбонатов.

Классификация. По характеру водного режима солонцы делят на три типа: аморфные, полугидроморфные и гидроморфные, внутри которых выделяются подтипы в зависимости от их расположения в той или иной зоне (табл. 78).

Таблица 78

Подтиповое разделение солонцов

Тип	Подтип
Автоморфные солонцы (грунтовые воды глубже 6 м)	Черноземы Каштановые Полупустынные
Полугидроморфные (грунтовые воды на глубине 2–3 м)	Лугово-черноземные Лугово-каштановые Полугидроморфные мерзлотные
Гидроморфные солонцы (грунтовые воды на глубине 1–3 м)	Черноземно-луговые Каштаново-луговые Луговые мерзлотные Лугово-болотные

Свойства солонцов. Профиль солонцов четко дифференцирован по гранулометрическому и минералогическому составу. Солонцовый горизонт обогащен илистой фракцией, поэтому он тяжелее, чем несолонцовый, что обусловлено пептизацией коллоидов и их высокой подвижностью. Верхние горизонты обеднены полутораоксидами, монтмориллонитом и обогащены SiO_2 , содержание и состав различны в солонцах разных природных зон. Более гумусированы солонцы черноземной зоны, чем каштановые (табл. 79). В составе гумуса надсолонцового горизонта преобладают фульвокислоты, его отличают высокая подвижность и вымывание в иллювиальный горизонт, в подсолонцовом горизонте он гуматного состава.

Таблица 79

Физико-химические свойства солонцов (Н.П. Панов, 1989)

Почва	Горизонт и глубина взятия образца, см	Гумус, %	CO_2 карбонатов, %	SO_4 гипса, %	Емкость поглощения, мэкв/100 г почвы	Поглощенный натрий, % от емкости поглощения	$\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$
Солонец полугидроморфный каштановый мелкостолбчатый малонариевый хлоридно-сульфатный. Прикаспийская низменность	A 0,5	2,2	0,1	Нет	28,5	5	9,1
	B ₁ 5–10	1,3	0,3	Нет	29,3	6	9,2
	B ₂ 20–30	1,1	2,0	0,45	30,3	12	9,3
	B _x 40–50	0,5	5,6	2,61	26,8	28	9,4
Солонец черноземно-луговой корково-столбчатый средненатриевый сульфатно-содовый. Барабинская низменность (Н.И. Базилевич)	A 0,5	6,6	3,6	0,22	47,2	22	9,2
	B ₁ 5–15	6,0	4,3	0,64	54,1	30	9,6
	B ₂ 15–25	4,3	3,4	0,62	42,3	40	9,9
	B _x 25–40	2,4	8,1	0,67	Не определяли	Не определяли	9,6

Солонцы — почвы, засоленные на глубине. Сульфаты, хлориды, сода, карбонаты и гипс содержатся в подсолонцовом го-

ризонте и глубже. Реакция в горизонтах B_1 и B_2 щелочная, в горизонте A_1 может быть нейтральной и кислой. Они мало содержат подвижных соединений фосфора. Солонцы сильно набухают при увлажнении, твердеют при иссушении. Для них характерны низкая водопроницаемость и высокая влажность завядания.

Сельскохозяйственное использование. Солонцы можно использовать под сельское хозяйство лишь после коренного улучшения их свойств. Главным и первоочередным мероприятием на солонцах является гипсование, замена поглощенного натрия на кальций. Норма гипса для луговых солонцов с содовым засолением колеблется около 10–15 т/га и больше, для лугово-степных и степных хлоридно-сульфатных — 5–8 т/га. Дозы гипса рассчитываются по количеству поглощенного натрия. Кроме гипса, мелиорантами могут быть серная кислота, сернокислое железо и различные гипсоносные породы. Гипсование эффективно сочетать с орошением, на степных и лугово-степных солонцах эффективна *самомелиорация* — *глубокая вспашка с перемешиванием гипсоносных и карбонатных горизонтов с верхним*. При этом для одних солонцов лучше вспашка с почвоуглублением, для других — *трехъярусная или плантажная, сочетание поверхностной обработки с глубокой и др.*

Мероприятия по окультуриванию дифференцируются в зависимости от строения профиля, глубины грунтовых вод и обязательно должны включать внесение органических и минеральных удобрений. Хорошими почвоулучшителями являются травы с мощной корневой системой. Мелкие пятна солонцов среди других почв можно улучшить *землеванием*, нанося на них слоем 2–3 см плодородную почву. Большое значение для рассолонцевания и рассоления солонцов имеет накопление влаги (*снегозадержание, кулисные посевы и др.*).

Сравнительно легко окультуриваются солонцы легкого гранулометрического состава с небольшим содержанием обменного натрия. Промывка солонцов большим количеством воды опасна, так как может вызвать подъем грунтовых вод и вторичное засоление, а при близких грунтовых водах требуется дренаж.

Солоди

Условия образования. Солоди в различной степени осолоделые почвы — гидроморфные и полугидроморфные, встречаются в различных географических поясах. Они описаны близ полюса холода в Якутии, широко представлены в Западной Сибири, на Дальнем Востоке, на низменных равнинах Евразии, в Венгрии, распространены в лесостепной зоне Северной Америки, в Китае, Южной Африке и Южной Америке, Австралии. Подобно солончакам и солонцам, приурочены к слабо дренированным равнинам, впадинам, где близко от поверхности находятся грунтовые засоленные воды. В почвенном покрове таких областей наблюдается сочетание солончаков, солонцов и в той или иной мере засоленных болотных почв среди луговых черноземов, черных тропических и субтропических слитых почв.

Генезис. Соседство солодей с солончаками и солонцами послужило К.К. Гедройцу (1912) и Т.И. Попову (1914) основанием считать, что солоди — продукт рассоления солонцов, которое происходит в депрессиях рельефа, получающих дополнительную влагу при поверхностном стоке. Влага застаивается над плотным солонцовым горизонтом, насыщенные натрием органические коллоиды и коллоиды полутораоксидов диспергируются и по мере просачивания растворов вымываются в глубокие горизонты и почвы. Постепенно солонцовый горизонт и часть подсолонцового разрушаются и превращаются в осолоделый. При этом ион натрия замещается на водород, а натрий, образуя соду, тоже вымывается и вызывает осолонцевание нижней части профиля (на глубине до 100 см от поверхности).

Одни почвоведы (Н.Н. Большев с соавт., 1953) считают этот процесс биохимическим, связывая осолодение с разрушением алюмосиликатов диатомовыми и синезелеными водорослями, другие (С.П. Ярков, 1956; И.С. Кауричев, Е.М. Ноздрунова, 1958, 1966) считают главными факторами осолодения периодические восстановительные условия и образование подвижных железоорганических закисных соединений, мигрирующих вниз по профилю. Согласно этим взглядам, солоди можно отнести к щелочным *поверхностно-глеево-элювиальным почвам* в отличие от кислых оподзоленных.

По М.М. Рыбакову (1939), Н.И. Базилевичу (1947) и других, химические процессы образования солодей протекают при воздействии слабоминерализованных грунтовых вод на почвенный профиль незасоленных почв. В сухое время года профиль осолодцовывается, а при промывании во влажный период растворами, содержащими H_2CO_3 и органические кислоты, поглощенный натрий замещается водородом, т.е. становится осолоделым. При осолодении процесс оглеения во многих солодах охватывает весь профиль, и в таких почвах сизые и охристые пятна появляются в горизонте B_1 и почвообразующей породе.

В результате существенного изменения органической и минеральной части профиль солодей имеет четкую дифференциацию на горизонты A_0A_1 , A_{2g} , A_2B_{1g} , B_{cag} , $\text{Cg}(\text{G})$, где A_0 — лесная подстилка или дернина; A_{2g} — осолоделый, белый плитчатый горизонт с ржаво-охристыми пятнами и железисто-марганцевыми конкрециями; A_2B_{1g} — переходный, неоднородно окрашенный, темно-бурый, с белесыми потеками или пятнами, плитчато-ореховатой структуры, уплотнен; B_{1g} — иллювиальный, подразделяется на подгоризонты, грязно-бурый, плотный, с глинисто-гумусовыми и сизоватыми пленками на гранях структурных отделностей, присыпкой SiO_2 и черными примазками. Нижележащие горизонты более светлой окраски, характеризуются бесструктурностью, пятнистостью, обильными новообразованиями, в том числе карбонатов. Во многих солодах в нижней части карбонатного горизонта появляются гипс и легкорастворимые соли.

Классификация. Солоди по степени гидроморфизма делятся на подтипы: лугово-степные (грунтовые воды на глубине 6–7 см), луговые (грунтовые воды на глубине 1,5–3 м) и лугово-болотные (воды на глубине 1–1,5 м) или торфянистые. Первые развиваются под березовыми лесами с хорошо выраженным травянистым покровом, вторые — в понижениях под хорошо развитым травянистым покровом, третьи — в понижениях под лугово-болотной растительностью с примесью кустарников (рис. 18 вкл. вклейки). В них отчетливо выделяются дернина, торфянистый (Т), дерновый (A_1), осолоделый (A_2) и иллювиальный (B_g) горизонты с сильным оглеением по всему профилю.

На роды солоди делятся на бескарбонатные, обычные и солончаковые. На виды их делят по глубине осолодения (мощность

$A_1 + A_2$) на мелкие ($< 10-20$ см) и глубокие (> 20 см), а также по мощности гумусового горизонта — на дернинные (< 5 см), мелкодерновые (5–10 см), среднедерновые (10–20 см) и глубокодерновые (> 20 см).

Свойства солодей. Обусловлены четкой дифференциацией профиля. Верхняя часть обеднена илом, полутораоксидами железа и алюминия, обогащена кремнеземом. Содержание гумуса близко к подзолистым почвам по групповому составу, оно колеблется от 1,5 до 10% и выше (дерновые солоды степных лиманов). Емкость поглощения варьирует от 10–15 мэкв в горизонте A_2 до 30–40 мэкв/100 г почвы в горизонте В. В составе ППК преобладают кальций и магний, реакция в горизонте A_2 кислая или слабокислая, в нижних горизонтах нейтральная или слабощелочная (табл. 80).

Таблица 80

**Химический состав и физико-химические свойства
солоды (данные Н.И. Базилевич)**

Горизонт и глубина взятия об- разца, см	Гу- мус, %	$pH_{КО}$	Валовой состав, % на бескарбонатную и бесперегнойную навеску, %			Обменные катионы, мэкв/100 г почвы				Плотный остаток водной вытяж- ки, %	CO_2 карбо- натов, %
			SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	Сум- ма		
A_1 0–5	8,8	4,7	71,7	12,0	2,9	17	5	1	23	0,17	—
A_2 10–16	0,8	3,7	80,4	11,8	2,9	5	3	Сле- ды	8	0,08	—
A_2 17–20	0,8	4,0	79,6	11,8	2,8	6	3	1	10	0,09	—
В, 20–25	1,3	5,0	69,4	16,1	5,8	16	13	2	31	0,23	—
B_2 47–57	—	6,6	65,0	17,8	6,6	13	14	6	33	0,30	—
С 120–150	—	8,0	74,2	15,1	6,0	—	—	—	—	0,13	6,0

Водно-физические свойства по профилю неоднородны. В верхней части часто наблюдается переувлажнение за счет верховодки, возникающей на границе осолоделого горизонта с иллювиальным.

Сельскохозяйственное использование. Из-за низкого плодородия и неблагоприятного водного режима сельскохозяйственное использование солодей незначительно. При залегании мелкими

пятнами среди других почв их можно улучшить землеванием, на кислых почвах необходимо известкование, для всех подтипов важны регулирование водного режима и применение органических и минеральных удобрений. На некоторых из них могут быть созданы продуктивные сенокосы, в большинстве случаев лучше всего оставлять их под древесными насаждениями, выполняющими роль водоохранных угодий.

Глава 22

ПОЛУПУСТЫННАЯ ЗОНА

Зона полупустынь — переходная между степной зоной и зоной пустынь. Вместе они занимают 25,1% равнинного покрова земли. На территории СНГ простираются узкой (около 200 км) длинной полосой (3000 км) от Прикаспийской низменности к Северному Приаралью и Монголии.

БУРЫЕ ПОЛУПУСТЫННЫЕ ПОЧВЫ

Зональным типом полупустынь являются бурые полупустынные почвы. Они расположены вместе с лугово-бурыми в Евразии и Северной Америке, где занимают 146,8 млн га. Их аналогами являются бурые субаридные почвы тропического пояса полупустынь Африки и Австралии. На территории СНГ они распространены на севере Каспийского и Аральского морей и в южной части Казахского мелкосопочника.

Условия почвообразования

Климат зоны сухой, континентальный. Среднегодовая температура 6–7 °С, июля 21–27 °С, января –10...–15 °С, продолжительность безморозного периода 160–190 дней, сумма активных температур 3000–3700 °С.

Количество осадков по годам колеблется от 100 до 250 мм, испаряемость составляет 700–900 мм, что определяет недостаток влаги и непромывной тип водного режима. Лето долгое, сухое и жаркое, зима холодная и малоснежная.

Рельеф равнинный, увалистый, низкогорный.

Почвообразовательные породы разнообразны — лессовидные суглинки на морских отложениях в Прикаспийской низменности, озерные и аллювиальные отложения различного происхождения — от тяжелых до легких, часто засолены. Встречаются песчаные и глинистые отложения древнеаллювиального происхождения, в пределах Предуральяского плато — известняки и глинистые сланцы.

Бурые полупустынные почвы образуются в условиях глубокого залегания грунтовых вод, которые не принимают участия в почвообразовании.

Растительный покров зоны очень изрежен и беден по видовому составу. Проективное покрытие составляет 20–40%. На тяжелых почвах господствуют полынные, полынно-типчаковые, полынно-бюргуновые и полынно-кокпековые ассоциации. На легких почвах, как правило, менее солонцеватых и лучше обогащенных влагой, произрастает песчаная полынь, житняк пустынный, житняк Жерарда, на тех и других почвах много растений-эфемеров. Биомасса растений составляет в среднем 100 ц/га зеленой массы, 65 ц/га корней. При этом расходуется 70 кг/га азота и около 300 кг/га зольных элементов. Около 20% золы приходится на Na, Cl, S, т.е. растения засоляют почву, перемещая легкорастворимые соли из толщи профиля в верхние горизонты.

Поверхность почвы покрыта синезелеными водорослями и лишайниками.

Биологическая активность еще меньше, чем в каштановых почвах, из-за большой сухости климата и более высокой температуры почвы и воздуха.

Вследствие активной минерализации небольшой массы растительных остатков гумуса в этих почвах накапливается мало. Вынос карбонатов и легкорастворимых солей производится лишь на небольшую глубину, в результате развивается малогумусная почва с укороченным профилем.

Генезис бурых полупустынных почв

В образовании профиля взаимодействуют дерновый процесс, процессы рассоления, осолонцевания — осолодения, коркообразования.

Дерновый процесс развит слабо. Более грубые, чем в зоне каштановых почв, медленно разлагающиеся корни приводят к накоплению гумусовых кислот упрощенного строения на фоне преобладания фульвокислот. При этом накапливается большое количество зольных элементов (около 200 кг/га), в составе которых имеется и натрий. Натриевые соли из-за недостатка влаги не вымываются, а частично внедряются в ППК, обуславливая развитие солонцового профиля. В.В. Докучаев указывал, что солонцеватость — зональный признак бурых полупустынных почв. Позднее оказалось, что они солонцеваты лишь в европейской части России. А почвы впадин Восточной Сибири, Северной Америки, Центральной Азии не солонцеваты.

Согласно теории В.А. Ковды (1973), легкорастворимые соли, гипс и карбонаты накоплены в этих почвах в период гидроморфной стадии, несколько тысяч лет назад. При отрыве от грунтовых вод началось их рассоление, затем солонцевание—осоложение (по схеме К.К. Гедройца для солонцов). В результате образование карбонатного, солевого и гипсового горизонтов произошло на некоторой глубине от поверхности.

Процесс коркообразования объясняется слабым развитием корней в поверхностном горизонте, бесструктурностью, распыленностью карбонатных почв на фоне контрастного гидротермического режима. Словатость подкоркового горизонта объясняют связью с процессами зимнего промерзания, так как словатый горизонт лучше выражен в тех случаях, когда почва промерзает глубже и на более длительный срок.

Результатом сочетания процессов является четкая элювиально-иллювиальная дифференциация профиля. В отличие от степных почв, в них отчетливо выделяется гумусово-элювиальный горизонт A_1 серовато-бурого или палево-серого цвета, который подразделяется на верхнюю крупнопористую корочку мощностью 2–4 см и лежащий под нею рыхлый словатый подгоризонт мощностью 12–15 см. Ниже идет уплотненный гумусово-иллю-

виальный горизонт АВ или В₁, более темный или буровато-коричневатой окраски, трещиноватый, с крупнокомковатой или глыбистой структурой. Мощность горизонтов А₁В₁ около 30–35 см.

Ниже залегает иллювиальный карбонатный горизонт В_к, более светлый, с пятнами белоглазки, мощностью 25–40 см, плотный, глыбистой или ореховатой структуры. На глубине 80–100 см обособляется (не всегда) гипсоносный горизонт (В_с), С — материнская порода, обычно карбонатная, часто засоленная и гипсоносная.

Классификация, свойства и сельскохозяйственное использование

Бурые полупустынные почвы со времен В.В. Докучаева (1900) были объединены в один тип вместе с каштановыми — «каштановые и бурые почвы».

В последующем они были выделены в самостоятельный тип и по Классификации и диагностике почв СССР (1977) в нем выделяют три подтипа в зависимости от фациальных особенностей, степени гумусированности и выщелоченности легкорастворимых солей: бурые полупустынные, типичные теплые, кратковременно промерзающие с содержанием гумуса 1–2% (Южный Прикаспий к западу от Мугоджарских гор); бурые полупустынные, светлые, теплые, промерзающие, с 1–1,5% гумуса (казахстанские); бурые полупустынные, безгипсовые, умеренно теплые, длительно промерзающие (котловины Тувы).

Бурые полупустынные почвы на роды делятся по степени карбонатности, солончаковатости и солонцеватости. Разделение на виды производится по глубине, типу, степени засоления, солонцеватости, щебнистости и другим признакам. При делении на роды выделяют почвы:

- *обычные полупустынные или пустынно-степные* — формируются на суглинистых породах под белопольной растительностью;
- *бурые полупустынные карбонатные* — вскипают с поверхности, имеют скопление карбонатов на небольшой глубине, формируются на карбонатных породах;

- *бурые полупустынные солонцеватые* — имеют признаки солонцевания: высокую плотность нижней части горизонта B_1 , содержат 3–15% обменно-поглощенного натрия от суммы ЕКО. Структура глыбистая или комковато-призмовидная. Карбонаты и легкорастворимые соли ближе к поверхности по сравнению с бурыми несолонцеватыми. Формируются на засоленных породах под соленосными растениями;
- *бурые полупустынные остаточно солонцеватые осолоделые* — отличаются обильной кремнеземистой присыпкой, листоватой структурой, низким содержанием обменно-поглощенного натрия, понижением линии вскипания по сравнению с почвами неосолоделыми; формируются преимущественно на породах легкого гранулометрического состава;
- *бурые полупустынные гипсоносные* — развиты на породах с остаточным гипсом;
- *бурые полупустынные солончаковые* — характеризуются повышенным содержанием солей в пределах первого метра, формируются на сильнозасоленных породах;
- *бурые полупустынные безгипсовые центрально-азиатские (тувинские)* — гипса мало, не засолены, не солонцеваты, карбонатов кальция мало, имеют легкий гранулометрический состав, часто щебнистые;
- *бурые полупустынные слабодифференцированные* — развиты на легких породах, характеризуются слабой дифференциацией профиля, выщелочены;
- *бурые полупустынные малоазиатские* — выделяются мало-мощным профилем ($A_1 + B_1$ 15–20 см), щебнистостью, каменистостью. Развиты на элювии плотных горных пород.

Состав и свойства этих почв во многом определяются их гранулометрическим составом, но при этом характерно общее для всех разновидностей максимальное содержание ила, Fe_2O_3 и Al_2O_3 в нижней части гумусово-иллювиального горизонта, имеющего постоянные признаки солонцеватости. Горизонт A_1 обеднен полтораоксидами, кальцием, магнием, но имеет повышенное содержание SiO_2 и Na_2O .

Содержание гумуса в легких почвах около 1,0%, в легкосуглинистых — 1,0–1,5, в суглинистых — 1,5–2,5%. Гумус отличается

высокой подвижностью, упрощенным строением гумусовых кислот, среди которых преобладают фульвокислоты ($C_{гк}/C_{фк}$ 1,0).

Содержание валового азота 0,11–0,18, фосфора — 0,06–0,2, калия — 1,5–2,0, подвижных соединений фосфора и калия соответственно не более 10 мг и 20 мг на 100 г почвы.

В большинстве случаев на глубине около 1 м находятся водорастворимые соли, содержание которых на глубине 120–180 см достигает нередко 1,5–2,0%. Скопления карбонатов максимальны на глубине 30–80 см.

Емкость поглощения в песчаных и супесчаных почвах составляет 3–10 мэкв, в легкосуглинистых — 10–15, в суглинистых — 15–25 мэкв на 100 г почвы. Она максимальна в горизонте В₁, где больше ила. В составе обменных оснований преобладают кальций и магний, содержание натрия колеблется в пределах 1–14% от ЕКО. Реакция по всему профилю щелочная (pH_{H_2O} 7,3–8,0), в карбонатном горизонте возрастает до pH 7,5–8,5.

Водно-физические свойства бурых полупустынных почв и водный режим неблагоприятны для роста растений из-за высокой плотности и водопроницаемости (табл. 81). В результате глубина промачивания даже в более влажные годы не превышает 1 м. Острый дефицит влаги резко ухудшает их агрономические свойства. Лучшими свойствами в этой зоне обладают *лугово-бурые почвы*, которые приурочены к понижению различного рода и относятся к почвам полугидроморфного ряда. Грунтовые воды в понижениях иногда стоят на глубине 2–3 м, поэтому растительность таких западин сомкнутая и представлена полынно-злаковыми ассоциациями. Строение их профиля повторяет строение бурых почв, но в нижней части появляется оглеение. Они имеют более растянутый гумусовый горизонт А₁ (до 25 см), пониженный горизонт вскипания по сравнению с бурыми почвами. Гумуса содержат 2–3%. Поглощающий комплекс насыщен кальцием и магнием, содержание поглощенного натрия не превышает 3% от ЕКО. Они чаще носят признаки солонцеватости, солончаковатости и осолодения, чем бурые полупустынные почвы.

Тип лугово-бурых почв делят на два подтипа — луговато-бурые и лугово-бурые. Последние делят на роды: обычные, выщелоченные (на легких породах), солончаковатые и солонцеватые. Деление на виды производится по глубине залегания солей, степени засоления и солонцеватости.

Таблица 81

**Физические свойства бурой полупустынной солонцеватой
супесчаной почвы (Л.П. Будина, В.А. Медведев)**

Глубина, см	Полевая влаж- ность, %	Максимальная гигроскопич- ность, %	Плотность (d _v), г/см ³	Плотность твёрдой фазы (d), г/см ³	Пористость, %
0–8	1,3	2,7	1,58	2,59	39,0
20–25	2,5	6,1	1,45	2,59	44,1
40–45	2,0	2,6	1,40	2,62	46,5
70–75	2,5	3,5	1,55	2,66	41,7
100–108	1,1	2,5	1,67	2,62	36,2
150–158	1,2	4,8	1,65	2,64	37,5
200–205	1,4	4,5	1,55	2,59	40,1

Сельскохозяйственное использование бурых полупустынных почв из-за низкого естественного плодородия и дефицита влаги затруднено. Кроме того, для этой зоны, так же как и для зоны сухих степей, характерна комплексность почвенного покрова. Лучшими почвами являются лугово-бурые, но их немного. Такие почвы можно использовать для бахчевых, овощных и плодовых культур. Освоение под посев сельскохозяйственных культур требует орошения. Все другие мероприятия должны осуществляться в соответствии с зональными рекомендациями, предусматривающими предотвращение вторичного засоления, солонцевания и проявления ветровой эрозии.

Применение удобрений без полива неэффективно. Зона бурых полупустынных почв — зона пастбищного (в ряде районов — круглогодичного) животноводства, в первую очередь овцеводства.

Глава 23

СУБТРОПИЧЕСКИЙ (ТЕПЛЫЙ) ПОЯС

Субтропический пояс размещается в Северном и Южном полушариях. В пределах СНГ выделяют три области (или зоны), различающиеся по условиям увлажнения: 1) влажную область с красноземами и желтоземами влажных лесов; 2) ксерофитно-лесную

область с коричневыми и серо-коричневыми почвами; 3) полупустынную и пустынную области с серо-бурыми почвами субтропической пустыни и сероземами предгорных полупустынь.

СЕРОЗЕМЫ

Сероземы — зональные автоморфные почвы в пустынных (полупустынных) степях сухих субтропиков. Как почвенный тип их впервые выделил С.С. Неуструев (1909) на примере почв Сырдарьинской области.

Сероземы распространены в Евразии, Африке, Северной и Южной Америке и занимают общую площадь 205,9 млн га, кроме 52,5 млн га горных сероземов (Е.В. Лобова, А.В. Хабаров, 1983). На территории СНГ (Средняя Азия и Закавказье) они занимают 32 млн га.

Условия почвообразования

Климат зоны — сухой субтропический: сухое и жаркое лето, мягкая и теплая зима. Средние температуры января $+2...-5^{\circ}\text{C}$, июля — $26-30^{\circ}\text{C}$, продолжительность периода с температурой $> 10^{\circ}\text{C}$ составляет 170–245 дней, сумма температур за этот период 3400–5800 $^{\circ}\text{C}$. Количество осадков варьирует от 100 до 600 мм, меньше на предгорных равнинах (100–230 м) и больше в горных районах (450–600 м), причем летом дождей нет. Испаряемость 1000–1700 мм, коэффициент увлажнения 0,12–0,33. Атмосферные осадки зимой и весной промачивают почву на 1–2 м, а иссушение почвы летом понижает влажность почв до максимальной гигроскопичности.

Контрастность климата весной и летом обуславливает высокую биологическую активность в почве весной и ее затухание летом.

Рельеф зоны сложный и неоднородный, сероземы приурочены к наклонным горным равнинам, холмистым предгорьям и расчлененным речным долинам.

Почвообразующими породами являются лессы, лессовидные суглинки пролювиального происхождения, часто подстилаемые галечниками, местами встречаются сильнощебенчатые породы.

Растительный покров представлен эфемерами, которые бурно развиваются весной и образуют сплошной, очень плотный покров. Среди них преобладают мятлик живородящий, осочки, луковичный ячмень, гусиный лук и др. В летнее время растительность выгорает, за исключением одиночных кустиков солянок. На высоких предгорьях горных хребтов с высотами от 500 до 1500 м в составе растительности преобладают злаки — пырей, луковичный ячмень, девясил-карангыз и гигантские зонтичные — ферулы, весной эфемеры и луковичные (тюльпаны) и др. В межгорных долинах и поймах рек встречаются леса из тополя, ивы, лоха. Количество биомассы в момент максимального развития достигает 120–150 ц/га, из них 1,5–2,5 ц/га — надземная часть. Ежегодно синтезируется около 100 ц/га органического вещества, в биологический круговорот вовлекается 100–400 кг/га зольных элементов.

Если сравнивать с черноземами и каштановыми почвами, то количество надземной биомассы сероземов резко им уступает, но значительно превосходит по массе растительных остатков в виде корней многолетников, часто деревянистых (Д.Г. Виленский, 1934). Однако гумуса в сероземах накапливается мало. Это объясняется высокой биологической активностью весной, в результате чего интенсивный процесс гумификации растительных остатков растет под влиянием многочисленных представителей мезофауны, таких как моллюски, пауки, черви, термиты, суслики и даже птицы, которые прячутся в почве от жары.

Генезис сероземов

В настоящее время о происхождении сероземов существуют три точки зрения.

В соответствии с первой из них для сероземообразования характерна высокая, но кратковременная биогенность почвообразовательного процесса в связи с непродолжительным весенним теплым и влажным периодом активного развития биологических процессов и долгим жарким и сухим летним периодом, когда эти процессы почти полностью прекращаются (И.С. Кауричев, Н.П. Панов, 1982). При выпотном типе водного режима в сухое время года происходит передвижение к поверхности кар-

бонатов и легкорастворимых солей, зимой и весной благодаря осадкам почвенный профиль становится более пресным. Опреснение тем выше, чем меньше осадков, а содержание гумуса возрастает с количеством осадков, так как увеличивается количество биомассы и усиливается ее гумификация.

По Б.Г. Розанову (1951), сероземы являются древними почвами, которые пережили не одну фазу увлажнения, в результате чего выветривание первичных алюмосиликатов сопровождалось накоплением глинистых минералов и облессованием тонких частиц.

По В.А. Ковда (1973), сероземы прошли вначале гидроморфную, а затем полугидроморфную стадию почвообразования с интенсивным гумусонакоплением и аккумуляцией карбонатов, гипса и других веществ. В последующем они подвергались выщелачиванию и аридизации. Эта точка зрения нашла подтверждение на примере почв Средней Азии.

Классификация, свойства и сельскохозяйственное использование

Классификация. Сероземы включают три подтипа, в самостоятельные типы выделены орошаемые сероземы и лугово-сероземные почвы (табл. 82).

Таблица 82

Классификация сероземных почв

Тип	Подтип	Род
Сероземы	Светлые, типичные, темные	Обычные, остаточно-солончаковатые, галечниковые
Орошаемые сероземы	Орошаемые сероземы светлые, типичные, темные, Староорошаемые сероземы	Обычные, вторично-солончаковатые, галечниковые
Лугово-сероземные	Луговато-сероземные Лугово-сероземные	Обычные, солончаковатые, галечниковые

Светлые сероземы распространены в наиболее сухой и жаркой части сероземной зоны. Мощность $A + B_1$ этих почв колеблется

от 40 до 50 см, ниже B_1 залегает более светлый и уплотненный горизонт B_k с пятнами белоглазки, промачивается до 1 м. Глубже 1,5–1,8 м встречаются гипс и легкорастворимые соли. Содержание гумуса в горизонте A_1 около 1–1,5%.

Типичные сероземы занимают повышенные части предгорных равнин. Подтип с наиболее резко выраженными свойствами типа. В этих почвах горизонт A_1 мощностью 16–18 см серо-палевого цвета, сверху чешуйчато-пластинчатый, ниже неясно комковатый. Сильно перерывт дождевыми червями. Горизонт B_1 мощностью до 48–61 см более светлый, мелкокомковатый, сильно переработанный землероями. На глубине 40–50 см с обильно карбонатной плесенью и конкрециями.

Горизонт B_2 светлый, переходный к материнской породе; содержит известковые конкреции. Горизонт C — лессовидный суглинок, с мелкими и редкими известковыми конкрециями и большим количеством мелких кристаллов гипса. Содержание гумуса в слое 10–12 см — 1,5–2,5%, в распаханых почвах — 1–1,5%. Они лучше оструктурены, чем светлые сероземы. Солончаковые почвы встречаются редко. Среди маломощных суглинисто-щебнистых и галечниковых типичных сероземов распространены эродированные почвы (рис. 19 цв. вклейки).

Темные сероземы сформировались в области низких гор и более высоких предгорий в условиях более влажного климата. Поэтому они имеют более мощный горизонт A_1 с содержанием в целинных сероземах 2,5–4%, в распаханых — 1,5–2,0% гумуса. Они наиболее выщелочены, чем первые два подтипа, засоление не обнаруживается, гипсоносный горизонт залегает ниже 1,5–2,0 м.

Орошаемые сероземы развиваются в условиях длительного промывного ирригационного режима, который сопровождается привносом с поливными водами различных солей и мелкозернистых частиц. Отличаются от неорошаемых слабой дифференцированностью профиля на горизонты. Весь профиль перерывт землероями, часто на большую глубину (до 100–125 см); накапливается небольшое количество органического вещества. Орошаемые сероземы равномерно карбонатны, гипсовые слои отсутствуют. На свежих разрезах они представляют сплошную, как бы слитую массу, тонкопористую, нередко с включениями в виде костей, черепков, свидетельствующих об антропогенном использовании

этих почв (Н.Г. Минашина, 1974). В общем эти почвы высокого плодородия и составляют ценный земельный фонд уже в течение тысячелетий.

Лугово-сероземные почвы развиваются в условиях грунтового увлажнения при глубине грунтовых вод 2,5–5,0 м. Отличаются от автоморфных сероземов повышенным содержанием гумуса, почти все они орошаются, на них в разных областях земного шара созданы новые оазисно-культурные почвы.

Кроме перечисленных, в зоне сероземов встречаются *луговые почвы* по дельтам рек, речным долинам под луговой растительностью при уровне грунтовых вод 1,0–2,5 м. Их профиль включает горизонты $A_1-A_1B_{lg}-B_{kg}-C_g$. Они содержат до 4% гумуса и имеют выраженные признаки оглеения.

Свойства сероземов. Во многом свойства сероземов определяются разнообразием и неоднородностью гранулометрического состава. В основном он характеризуется высоким содержанием крупной пыли, некоторым обогащением верхней и средней части профиля илистой фракцией, что связано с оглиниванием; высокая микроагрегатность обусловлена сцементированными глинистыми частицами. Поэтому сероземы имеют хорошую водопроницаемость и удовлетворительную влагоемкость и в общем хорошие водно-воздушные свойства. Лучшими показателями плотности являются почвы с d_v 1,1–1,4 г/см³, худшими — с d_v 1,6 г/см³ и более.

Они характеризуются равномерностью распределения показателей валового химического состава (табл. 83). До глубины 1,5–2,0 м профиль сероземов не содержит легкорастворимых солей, засоленность профиля иногда характеризуются вторично-солончаковыми орошаемыми почвами. Содержание гумуса убывает от темных сероземов к светлым. Тип гумуса в темных сероземах — фульватно-гуматный, в светлых и типичных — фульватный.

Емкость катионного обмена невысокая: в верхних горизонтах светлых сероземов — 12–15, в темных — 18–20 мэкв/100 г почвы. До 90% обменных катионов приходится на Ca^{2+} , 10–15% на Mg^{2+} , около 2–5% емкости приходится на $Na^+ + K^+$.

Сельскохозяйственное использование. Сероземные почвы используются весьма интенсивно. Это главные районы хлопководства, на них возделывают рис, кукурузу, сахарную свеклу и другие ценные культуры.

Таблица 83

Валовой состав сероземов (Б.В.Горбунов)

Горизонт	Глубина взятия образца, см	Потеря от прокаливания, %	Процент на безгумусовую и бескарбонатную навеску								SiO ₂ R ₂ O ₃
			SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	
Светлый серозем, разрез 2											
A	0-17	5,06	66,2	5,90	13,69	1,89	2,97	1,87	2,91	0,06	6,5
B ₁	20-30	4,17	68,2	6,14	13,0	0,52	4,15	2,54	2,97	0,06	6,0
B ₂	60-70	3,92	67,9	5,76	14,5	0,75	2,87	1,72	2,66	0,06	6,4
C	130-140	4,48	68,7	5,48	13,2	1,43	3,09	1,85	2,50	0,06	7,0
Типичный (обыкновенный) серозем, разрез 3											
A	0-14	5,31	65,5	6,07	14,5	0,62	3,90	2,66	2,60	0,05	6,9
B ₁	20-30	5,49	66,1	6,37	13,5	0,62	4,38	2,18	2,68	0,05	6,4
B ₂	75-85	5,79	64,8	5,54	14,1	1,10	4,19	2,14	2,48	0,07	6,3
C	130-140	5,18	66,1	5,76	14,3	0,07	4,75	1,17	2,68	0,07	6,2
Темный серозем, разрез 5											
A	0-9	5,79	64,8	6,07	14,1	1,90	3,12	2,10	2,65	0,06	6,1
A	9-15	6,05	64,9	6,52	14,0	1,00	3,21	1,73	3,06	0,06	6,1
B ₁	45-55	5,70	63,5	6,35	15,0	1,39	2,99	1,67	3,05	0,06	5,7
C	120-130	5,22	64,7	6,63	15,9	0,04	2,98	1,57	2,82	0,17	5,5

Главная особенность зоны — орошаемое земледелие с древних времен и до наших дней. Резко снижает оценку почв их засоление и подверженность эрозии. Поэтому основными мероприятиями на фоне орошения являются создание мощного пахотного слоя, систематическое обогащение органическим веществом при помощи посева сидератов, введение люцерново-хлопковых севооборотов, борьба с эрозией и внесение органических и минеральных удобрений. Наибольший эффект достигается от внесения азотных удобрений, эффект от внесения фосфорных и калийных определяется по степени обеспеченности сероземных почв подвижными соединениями этих элементов. Положительное действие фосфорных и калийных удобрений отсутствует при содержании P_2O_5 более 60 и K_2O более 400 мг на 1 кг почвы. При наличии оглеенного горизонта в луговых почвах глубокий пахотный слой создается постепенной припашкой этого горизонта.

На темных сероземах ведется богарное (неорошаемое) земледелие, где возделываются сады, виноградники, а также зерновые и кормовые культуры.

ЗОНА СУХИХ СУБТРОПИЧЕСКИХ СТЕПЕЙ, КСЕРОФИТНЫХ ЛЕСОВ И КУСТАРНИКОВ

Основным типом почв сухого субтропического климата являются коричневые почвы. В самостоятельный тип они были выделены И.П. Герасимовым (1953—1960) в СССР, Восточном Закавказье, на востоке Южного берега Крыма и в горах Средней Азии, в Греции, Болгарии, Северной Африке, позднее — в других странах Средиземноморья, Италии, Испании, Югославии.

Серо-коричневые почвы классифицируются как переходный тип от полупустынных сероземов к коричневым. Распространены вместе с коричневыми почвами в тех же странах. Серо-коричневые почвы образовались в пределах равнин, предгорий и низкогорий, коричневые — в предгорьях и горных районах.

Условия почвообразования

Климат характеризуется длительным жарким сухим летом со средней температурой июля $+24...+27^{\circ}\text{C}$, влажной и прохладной зимой со средней температурой января $+6...+9^{\circ}\text{C}$. Количество осадков 220–600 мм, коэффициент увлажнения (КУ) 0,2–0,5.

Растительность представлена зарослями сухих колючих кустарников, ксерофитной растительностью на равнинах, в предгорьях горных районах — ксерофитными лесами из дуба, граба, ореха, плодовыми культурами.

Почвообразующие породы разнообразны, в большинстве карбонатные, в странах Средиземноморья, кроме того, встречаются вулканические (Италия) и засоленные (Венгрия) породы.

Засушливость климата обуславливает быструю минерализацию растительных остатков, особенно в районах распространения серо-коричневых почв. В районах образования коричневых почв, развивающихся при более значительном осенне-зимне-весеннем увлажнении, более обильная биомасса минерализуется в меньшей степени, поэтому они содержат гумуса больше, чем серо-коричневые почвы. Процессы гумификации растительных остатков протекают в нейтральной или слабощелочной среде, что приводит к образованию фульватно-гуматного гумуса ($C_{\text{гк}}/C_{\text{фк}} \geq 1$).

В коричневых почвах наблюдается оглинивание в средней части профиля, отсутствие признаков солонцеватости и засоления, в серо-коричневых почвах проявляются признаки засоления и солонцеватости.

Серо-коричневые почвы

Тип серо-коричневых почв подразделяется на три подтипа: темные серо-коричневые, обыкновенные и светлые.

Для профиля характерен коричнево-серый гумусовый горизонт $A_{\text{к}}+B$ мощностью около 50 см в темных, 35–45 см в обыкновенных и укороченных в светло-коричневых почвах с содержанием гумуса в верхнем горизонте соответственно 3–4,5, 2–3 и 1,5–2%. Под ним располагается горизонт метаморфического

оглинивания B_m , более тяжелый, чем горизонт A_k , ореховато-глыбистый, с выделениями карбонатов в виде прожилок и карбонатной плесени. В нем содержится 1,0–1,5% гумуса. В светло-коричневых почвах горизонт B_m выражен менее отчетливо. В отличие от темных и обыкновенных серо-коричневых почв, светлые серо-коричневые содержат легкорастворимые соли и могут иметь солонцеватость.

В зависимости от этих признаков серо-коричневые почвы в пределах подтипов делят на роды: обычные, солонцеватые, солончаковые, гипсоносные и галечниковые. Для всех разновидностей этих почв характерна слабощелочная реакция, возрастающая с глубиной, в составе ЕКО (35–40 мэкв/100 г) в основном преобладает кальций, 5–20% приходится на магний и 5–10% — на натрий.

Сельскохозяйственное использование серо-коричневых почв интенсивное. Их отличает высокое потенциальное плодородие, но обязательным условием получения высоких урожаев является орошение. На темных и обыкновенных серо-коричневых почвах развито богарное земледелие с возделыванием зерновых и бахчевых культур, на всех трех подтипах при орошении возделывают хлопчатник, виноград и другие ценные технические и плодовые культуры (инжир, гранат, айва). Как при орошении, на богаре эффективны удобрения, поскольку эти почвы бедны запасами питательных веществ в доступной для растения форме.

На карбонатных почвах эффективны калийные удобрения, микроэлементы железо и марганец, бор и молибден, наиболее сильное действие оказывают азотные и фосфорные удобрения.

Коричневые почвы

Тип коричневых почв занимает в системе вертикальной зональности переходный ряд между серо-коричневыми почвами сухих субтропических лесов и бурыми горно-лесными почвами. Общая морфологическая характеристика коричневых почв следующая: гумусовый горизонт A_k с небольшой дерниной сверху; комковатый, серо-коричневого цвета, светлеющий внизу, мощность около 30 см. Под ним расположен горизонт АВ, ясно оглинен, окра-

шен гумусом, комковато-ореховый или комковатый. Подгумусовый горизонт B_m ярко-коричневого цвета, оглинен, в нижней части содержит карбонаты. Глубже наблюдается карбонатный буро-коричневый горизонт (рис. 20 цв. вклейки).

BC (BC_K) — C_K с глазками, жилками, пятнами карбонатов. Мощность профиля в горных районах 1–1,5 м, в предгорьях — 1,5–2 м. Они имеют благоприятные физические свойства, почти полную насыщенность основаниями, высокое содержание фульватно-гуматного гумуса (4–6%), хорошую структуру.

Коричневые почвы делят на три подтипа: *коричневые выщелоченные* — вскипают на глубине 80–100 см ниже гумусового профиля A+B, развиваются на более увлажненных районах при КУ 0,75–0,9; *коричневые типичные* — вскипают в горизонте B; *коричневые карбонатные* — вскипают с поверхности, развиваются в более аридных условиях зоны при КУ 0,5–0,6.

Подтипы делят на роды: обычные, красноцветные, солонцеватые, солончаковатые, остепненные.

По содержанию гумуса в верхнем горизонте A делят на слабогумусированные (< 4% на целине, < 2,5% на пашне), малогумусовые (соответственно 4–6 и 2,5–4%) и среднегумусовые (соответственно > 6 и > 4%) виды. Кроме того, их могут делить по степени солонцеватости на слабо-, средне-, сильносолонцеватые и соответственно по каменистости.

Коричневые красноцветные почвы распространены в Албании. Они образовались на пироксенах и отличаются красным окрашиванием горизонтов AB и B. Красноцветные почвы в Италии образовались на вулканических породах.

Почвоведы Западной Европы рассматривают коричневые почвы как реликтовые красноземные почвы средиземноморских областей. Если бы вернулись римляне, они не узнали бы своих земель, так как агрономические цивилизации, сменявшиеся вокруг Средиземного моря, принесли с собой пожары средневековья, чрезмерную пастбищную нагрузку и распашку в более поздние времена.

Коричневые почвы более плодородны, чем серо-коричневые, сельскохозяйственное использование их разностороннее. На них возделывают виноград и плодовые культуры. При этом широко применяются полосное размещение культур и террасирование

склонов, эффективны вспашка с разуплотнением подпахотного горизонта и другие приемы, предотвращающие водную и ветровую эрозию. Противозерозионные мероприятия эффективно сочетаются с применением органических и минеральных удобрений, посевом многолетних трав и запашкой сидератов.

ПОЧВЫ ВЛАЖНЫХ СУБТРОПИЧЕСКИХ ЛЕСОВ

Наиболее часто встречаемыми почвами зоны влажных субтропических лесов являются красноземы, желтоземы и субтропические подзолистые или желтоземно-подзолистые. Они распространены на Черноморском побережье западной Грузии, на юго-западном побережье Азербайджана и широко — в Юго-Восточном Китае и Японии. По системе ФАО их называют *акрисолями* (acrisols). Они покрывают большие территории в Южной, Центральной и Северной Америке, на западе Экваториальной Африки, распространены в горном поясе Южной Австралии, на островах Новой Зеландии.

Условия почвообразования

Климат влажных субтропиков влажный, теплый или жаркий, при котором коэффициент увлажнения (КУ) 7–8 месяцев в году равен 1–2,0, а в остальные месяцы не опускается ниже 0,6. Температура почвы большую часть года превышает +20 °С, а в зимние месяцы не опускается ниже 8–10 °С. Так, осадков в Грузии выпадает около 2500 мм, в отдельные годы 4000 мм, наибольшее количество приходится на осень и зиму. Относительная влажность воздуха летом высокая, до 80%, среднегодовая температура 13,2–14,5 °С, июля 21–23 °С, января 5–7 °С.

Почвообразующие породы — продукты выветривания ферсраллитного или ферраллитного состава, богаты полутораоксидами, бедны основаниями; встречаются глинистые минералы каолинит-галлуазитовой группы: андезиты, базальты, третичные отложения в виде глинистых и песчано-глинистых сланцев, аллюви-

альные и делювиально-пролювиальные глинисто-песчаные и галечниково-валунные отложения.

При интенсивном выветривании почвообразующих пород происходит распад большей части первичных минералов (за исключением кварца) с образованием вторичных минералов группы каолинита и галлуазита с низким отношением $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (< 2). В условиях хорошего дренажа подвижные продукты распада первичных и вторичных минералов, Ca, Mg, K, Na и значительная часть SiO_2 выносятся. Образующиеся при выветривании гидроксиды железа и алюминия малоподвижны и накапливаются в больших количествах (60–80%) в окислительной среде, бедной органическим веществом. Гидроксиды железа накапливаются в виде гетита $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ и гематита Fe_2O_3 , равномерно окрашивающих массу каолинита, сообщая ей охристо-красный цвет. Причем красноземы образуются на коре выветривания мощностью 10–12 м, желтоземы — на менее мощных кислых породах. Для них характерно более низкое содержание железа и алюминия (25–30%) и более высокое кремнезема (55–65%), поэтому они не имеют такой яркой окраски, как красноземы.

Растительность субтропических лесов состоит из дуба, граба, клена, бука, каштана, по более влажным лесам — из ольхи. В подлеске — лианы, дикий виноград, папоротник.

Характерными почвообразовательными процессами в зоне являются интенсивный гумусово-аккумулятивный и подзолистый. При этом, несмотря на интенсивную минерализацию органического вещества и оподзоливание, содержание гумуса в красноземах и желтоземах достигает 10–12%, что объясняется высокой интенсивностью биологического круговорота. В нем участвует до 410 т/га биомассы, ежегодный большой опад (21 т/га) и значительное, до 700 кг/га, количество зольных элементов и азота, поступающих в почву при разложении растительных остатков. Степень оподзоливания может ослабляться также вследствие накопления полутораоксидов, высвобождающихся при разложении растительных остатков и в красноземах, развитых на основных изверженных породах. Наоборот, оподзоливание усиливается на галечниково-валунных отложениях и при временном переувлажнении на пониженных элементах рельефа.

Красноземы

Тип красноземных почв делится на два подтипа: типичные и оподзоленные. *Красноземные типичные почвы* имеют следующее строение:

горизонт А — 0–15 (30) см, более или менее темно-коричневый, порошисто-зернистый или ореховатый, рыхлый;

горизонт В_т — 15 (30)–60 (85) см, ярко окрашен в красный или оранжево-красный цвет, рыхлый, с ходами червей, структура выражена слабо, плотный, вязкий;

горизонт С — до коренной породы пестро окрашен, красноватый, по которому часто рассыпаны мелкие пятна и прожилки ярко-красных, охристо-желтых железистых конкреций (рис. 21 цв. вклейки).

Оподзоленные красноземы отличаются менее яркой окраской и наличием оподзоленного горизонта. Типичные красноземы занимают покатые склоны, оподзоленные — пологие. По степени оподзоленности они делятся на слабо- и среднеоподзоленные, по мощности горизонта А на слаборазвитые — мощность до 10 см, маломощные — 10–20 и обычные — > 20 см. Маломощные относятся к среднеэродированным почвам, обычные — к незэродированным. Они могут быть глеевыми или глееватыми, если образуются в понижениях.

По содержанию гумуса красноземы делятся на малогумусовые — содержание гумуса в горизонте А меньше 6%, среднегумусовые — 6–9, высокогумусовые — больше 9%.

Гранулометрический и химический состав красноземов свидетельствует, что содержание кальция и магния незначительное, в нижних горизонтах наблюдается пониженное содержание SiO_2 и повышенное Fe_2O_3 и Al_2O_3 (табл. 84). Они имеют высокую кислотность, так как до 60–75% ЕКО приходится на водород и алюминий. В составе гумуса преобладают фульвокислоты, содержание азота в горизонте А₁ 0,3–0,5%, глубже — резко падает. Подвижных фосфатов мало, так как в кислых почвах происходит их сильное закрепление.

Физические свойства красноземов благоприятны, так как они обладают высокой влагоемкостью и водопроницаемостью

Таблица 84

**Гранулометрический и химический состав глинистого
краснозема. Грузия (Н.Н. Еремин)**

Гори- зонт	Глубина взятия образца, см	Гу- мус, %	Механические элементы			Валовой состав на бескарбонат- ной навеске, %			Поглощен- ные катио- ны, мэкв/100 г почвы		рН	
			пе- сок, >0,05 мм	пыль, 0,05– 0,001	ил, < 0,001	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Ca ²⁺	Mg ²⁺	KCl	вод- ная вы- тяжка
A	0–10	4,60	7,2	40,1	50,2	43,3	13,8	28,7	1,2	0,07	4,7	5,3
A	10–16	1,78	4,1	40,3	53,0	—	—	—	1,3	0,10	4,7	5,4
B	25–35	0,90	2,8	41,1	54,5	41,5	15,7	29,2	0,9	Нет	4,7	5,5
B	60–70	0,90	10,8	40,5	47,5	36,9	16,7	31,7	—	—	4,6	5,4
C	120–130	—	30,4	40,1	17,3	35,3	17,1	32,5	—	—	4,5	5,7
C	190–200	—	31,3	54,2	16,0	34,9	16,9	32,6	—	—	4,7	5,7

при хорошо выраженной водопрочной структуре. Установлено, что водопрочная структура обусловлена пленками гидроксидов, которые склеивают механические элементы в агрегаты.

Желтоземы

Желтоземы имеют более четкий дифференцированный профиль с ясно выраженным подзолистым горизонтом: A₀–A₁–A₂–B–C. Для гумусового горизонта A₁ характерна серовато-палевая окраска, для горизонта A₂ — палевая с желтым оттенком, для горизонта B — светло-желтая, с железисто-марганцевыми пятнами, для почвообразующей породы C — желтовато-оранжевая (рис. 22 цв. вклейки).

Тип желтоземов делят на четыре подтипа: желтоземы; подзолисто-желтоземные; желтоземно-глеевые; подзолисто-желтоземно-глеевые почвы.

Желтоземы формируются в предгорной части и на склонах низких гор.

Подзолисто-желтоземные почвы развиваются на подгорной равнине и в понижениях в условиях временного переувлажне-

ния, вследствие чего у этих почв четко выражены подзолистый горизонт и поверхностное оглеение.

Желтоземно-глеевые почвы формируются у подножия гор при близком залегании грунтовых вод. Они делятся на глееватые и глеевые. Среди них встречаются остаточно-карбонатные со щелочной реакцией в нижней части профиля.

Подзолисто-желтоземно-глеевые почвы образуются при повышенном увлажнении. Чем ниже по склону расположена почва, тем она более оглеена и оподзолена.

Желтоземы отличаются высоким оглиниванием, обогащенностью верхних горизонтов кремнеземом, нижних — полутораоксидами. Илистая фракция по профилю неизменна по составу, что свидетельствует о процессе лессивирования, а не оподзоливания. Гумусированность высокая (5–6%), но уже на глубине 15–20 см убывает до 1–2%. Гумус фульватный, отношение $C_{гк}/C_{фк}$ около 0,5. Емкость катионного обмена невысокая (10–15 мэкв/100 г), в ее составе преобладает кальций (60–80%), pH_{H_2O} 5–6, pH_{KCl} 3,8. Полутораоксидов в них содержится меньше, чем в красноземах, поэтому физические свойства желтоземов менее благоприятны.

Сельскохозяйственное использование

Красноземы и желтоземы — ценнейшие почвы для чайного куста, цитрусовых, эфиромасличных культур, табака. Одним из важнейших условий правильного использования этих почв является борьба с эрозией, которая иногда полностью губит не только урожай, но и почву. Наиболее эффективно предупреждение эрозии при террасировании склонов, а также при шпалерном возделывании чайного куста и бороздовании почвы. Наилучшая обработка — послойная, которая сохраняет гумусовый горизонт на поверхности.

Большое значение имеет применение на красноземах и желтоземах органических и минеральных удобрений, возделывание сидератов. Из минеральных удобрений необходимы азотные и фосфорные (вносят в больших дозах из-за ретроградации). Калийные удобрения большого влияния на урожайность чайного

куста не имеют, но важны для других субтропических культур, так как повышают их устойчивость против болезней и заморозков и заметно влияют на их качество. На плантациях цитрусовых вносят 100–120 кг/га K_2O на фоне N — 200–250, P_2O_5 — 300–350 кг/га. На этих почвах возможно известкование, следует помнить, что чайный куст требует слабокислой реакции почвы. При этом необходима оптимизация соотношения между Al и Ca , которое для чайного куста должно быть больше единицы.

Глава 24

ПОЧВЫ ПОЙМ И ДЕЛЬТ РЕК

Почвы пойм и дельт рек образуются на отложениях пойменных террас речных долин. Практически все реки имеют поймы. Они занимают около 3% суши земного шара. На территории Беларуси на их долю приходится 5% общей площади сельскохозяйственных угодий. Наиболее широко представлены в Гомельской, Брестской и Могилевской областях, где соответственно занимают 11,2, 5,2, 6,2%. Наиболее обширные поймы расположены в долинах рек Днепра, Припяти, Березины, Сожа и их притоков.

Условия почвообразования и генезис

Характерная особенность почвообразовательного процесса в поймах — ежегодно повторяющееся весеннее, иногда и летнее затопление, сопровождающееся отложением на поверхности более или менее значительного слоя ила (наилка). Затопление территорий — это *поемный процесс*, который влияет на характер природной растительности и направленность микробиологических процессов, смягчает климат и способствует поднятию уровня грунтовых вод.

Поемные процессы сильно влияют на особенности сельскохозяйственного использования пойменных почв, которые во многом зависят от продолжительности затопления. Оценка весенней поемности имеет следующую градацию (В.И. Шраг).

1. Короткая поемность — срок стояния воды до 7 дней. Можно возделывать большинство культур, районированных в данной зоне.

2. Средняя поемность — стояние воды 7–15 дней. Исключает озимые культуры, благоприятна для естественных и сеяных трав и большинства плодовых насаждений.

3. Продолжительная поемность — от 15 до 30 дней. Исключает полевые сельскохозяйственные культуры и плодовые. Благоприятна для трав.

4. Очень продолжительная поемность — стояние воды более 30 дней. Способствует заболачиванию территории и развитию болотной растительности.

Отложение паводковыми водами взмученного материала и переотложение его в виде слоя наилка, или аллювия, называется *аллювиальным процессом*. Интенсивность поемного и аллювиального процессов зависит от характера и формы рельефа и строения речных долин, площади водосбора, быстроты снеготаяния, состава геологических отложений, где протекает река. На характер аллювиального процесса влияет положение отдельных частей поймы по отношению к руслу реки.

Обычно в поймах выделяют три зоны: прирусловую приподнятую; центральную выровненную и притеррасную наиболее низкую часть (рис. 24). Прирусловая зона имеет ширину у малых рек 20–50 м, у крупных — несколько километров. В ней в половодье создается наибольшая скорость потока воды, поэтому здесь откладывается самый грубый галечниково-песчаный аллювий, который при последующих паводках размывается, передвигается, образуя повышенные места — «гривы» и пониженные — «лога». Вследствие ежегодного обновления наносов процессы почвообразования в прирусловой пойме развиваются медленно, травостой отличается бедностью на «гривах» и богатством на «логах».

При переходе от прирусловой к центральной пойме движение воды замедляется, откладывается аллювий с более высоким содержанием пыли и ила, с богатой флорой бактерий, которые после спада воды оседают на поверхности почвы. При высыхании этот осадок расслаивается на горизонтальные слои и трескивается на комки размером 2–3 мм. Так образуется «зерни-

стая» пойма, на которой господствует богатый травостой, в котором преобладают тимофеевка, лисохвост, костер безостый, овсяница, пырей, клевер, вика и другие травы. При более бурном снеготаянии в безлесных пространствах разливы рек несут в центральную пойму более грубый бесструктурный материал в виде пыли и откладывают его на поверхности зернистой поймы. Так образуется слоистая пойма. Рельеф такой поймы бугристый, наиболе богатая растительность распространяется между буграми, наиболее бедная — на буграх и понижениях.

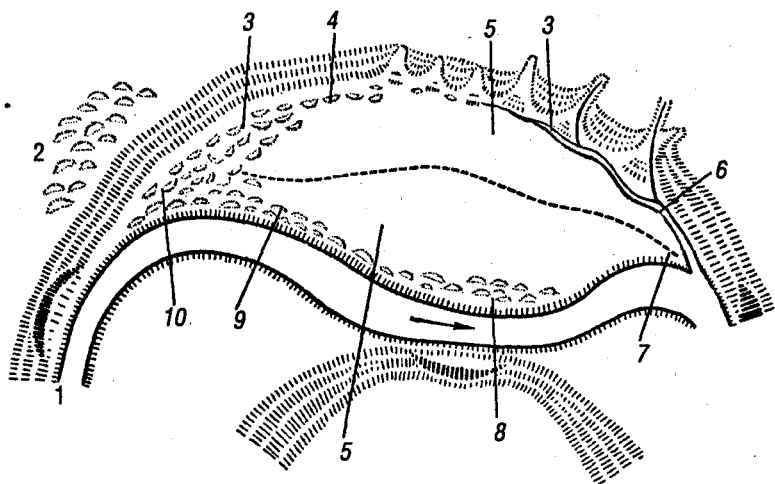


Рис. 24. Схема строения поймы (по В.Р. Вильямсу):

- 1 — бечевник; 2 — притеррасные вздутые пески; 3 — притеррасная пойма;
- 4 — притеррасные дюны; 5 — центральная пойма; 6 — притеррасная речка;
- 7 — водоток (талвег) центральной поймы; 8 — прирусовая пойма;
- 9 — прирусловые дюны; 10 — область наибольшего скопления песка

Притеррасная пойма занимает самое низкое положение, ила наносится меньше, пойма обильно питается стекающими со склонов водами и выступающими на поверхность грунтовыми водами. Поэтому почвы здесь заболочены, нередко образуются топи, в которых накапливаются богатые запасы торфа.

В поймах малых рек деление на зоны выражено слабо, иногда пойма таких рек представляет собой заторфованное понижение, вплотную примыкающее к руслу реки. В горных областях поймы представлены в основном прирусловой частью, на равнинах более развита притеррасная пойма.

Пойма каждой реки отличается составом аллювия от верхнего течения к нижнему. Так, у самой крупной реки Беларуси — Днепра — в верхнем течении, от границы с Россией до Орши, пойма практически отсутствует. Речная долина узкая и глубоко врезанная в толщу коренных пород. Местами на дневную поверхность выходят плотные доломиты верхнего девона (Кобелянские пороги у г. Орши). От Орши до Шклова пойма выражена уже довольно четко. Однако в связи с высоким ее положением период поемности здесь непродолжительный. Аллювий преимущественно суглинистого гранулометрического состава.

Южнее Шклова пойма постепенно расширяется и после впадения Березины и Друти в Днепр ширина ее достигает 10 км и более. Аллювий на этом участке неоднороден, что приводит к формированию слоистой и слоисто-зернистой поймы с преобладанием суглинистых отложений.

Начиная с Лоева долина Днепра проходит по территории Полесской низменности. Деление поймы на зоны здесь выражено очень слабо, иногда отсутствует. На фоне плоского рельефа встречается много песчаных грив, озер, стариц. Аллювий преимущественно песчаного и супесчаного гранулометрического состава.

По строению заметно отличается от других белорусских рек пойма Припяти, расположенная в центре Полесской низменности, сложенной древнеаллювиальными песками. В верхнем течении пойма неширокая, сильно заболоченная. В среднем и особенно в нижнем течении пойма широкая, без четко выраженных зон. Аллювиальные отложения представлены преимущественно песками, часто незадернованными в прирусловой зоне. Мощные паводки вызывают размыв принесенного ранее аллювия и формирование в прирусловой и центральной частях «грив» и «логов», а в центральной и притеррасной — много озер, болот, стариц.

Почвенный покров неоднороден: имеются торфяно-болотные почвы в притеррасной и понижениях центральной поймы;

неразвитые на песчанистом аллювии — в прирусловой; на повышенных участках центральной и притеррасной поймы в среднем течении — дерновые карбонатные на супесчаном и суглинистом аллювии; в нижнем течении — преимущественно дерновые на песчанистом аллювии. В целом плодородие почв поймы Припяти невысокое.

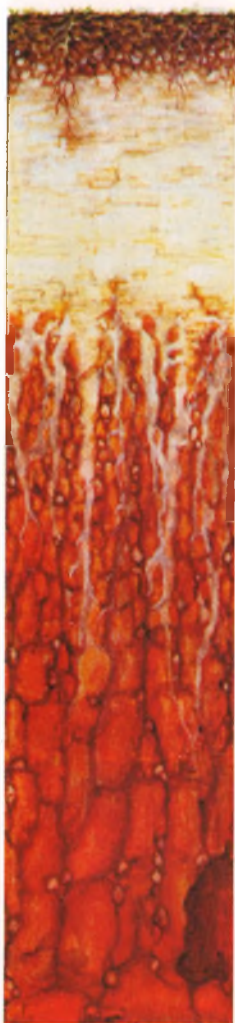
Среди крупных рек, протекающих по территории Беларуси, наиболее слабо выражена пойма Западной Двины. Во всех случаях значительная часть материала, приносимого с полыми водами, выносится к устью, формируя обширные плоские пониженные равнины с уклоном в сторону моря — дельты, на обширных территориях которых русло разветвляется на множество притоков.

В дельтах накапливаются огромные массы аллювия, которые постоянно мигрируют, перемещаясь при этом на значительные расстояния. Дельтовый аллювий представляет собой продукты разрушения почв речного бассейна, обогащен органическим веществом, элементами питания, микроорганизмами.

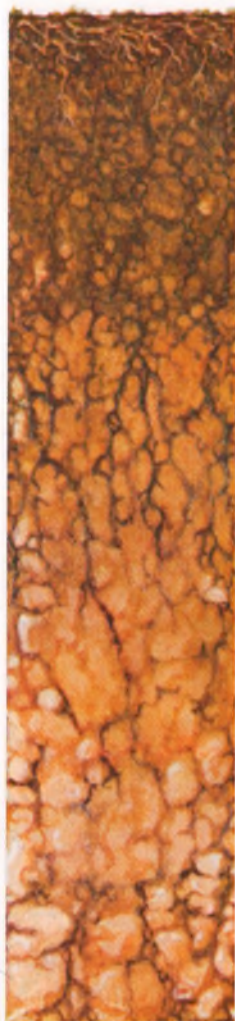
На формирование почв в дельтовых поймах, наряду с полыми водами, существенное влияние оказывают воды океана, моря, озера, в которые впадает река. В связи с этим широкое распространение здесь получили болотные (гидроморфные) засоленные почвы. Почвообразующие породы в дельтах представлены аллювиальными, органогенными, морскими, озерными отложениями.

Почвообразование в поймах и дельтах рек происходит за счет подвижных продуктов выветривания и почвообразования, поступающих со всей площади водосбора реки в пойму; за счет аккумуляции в аллювиальных наносах глинистых минералов, гумуса, химических соединений различной степени растворимости; при постоянном омолаживании почвы в результате притока свежотложенного аллювия, сопровождаемого ростом мощности почвы; при постоянном участии грунтовых вод и уравновешенном тепловом режиме за счет высокой обводненности; при преобладании окислительной обстановки и высокой биогенности среды в основной части поймы; при гидроморфизме почвообразования, при проточном водном режиме в прирусловой и центральной зонах поймы.

1



2



3



Рис. 1. Подзолистая почва

Рис. 2. Дерново-карбонатная выщелоченная почва (таежно-лесных областей)

Рис. 3. Дерново-карбонатная выщелоченная почва (буроземно-лесных областей)

4



5



6



Рис. 4. Дерново-грунтово-глеевая почва

Рис. 5. Дерново-подзолистая почва

Рис. 6. Торфяно-болотная верховая почва

7



8



9



Рис. 7. Торфяно-болотная низинная почва

Рис. 8. Бурая лесная глеевая почва (грунтового и смешанного увлажнения)

Рис. 9. Темно-серая лесная почва

10



11



12



Рис. 10. Серая лесная грунтово-глеевая почва

Рис. 11. Чернозем оподзоленный

Рис. 12. Чернозем типичный

13

14

15



Рис. 13. Чернозем обыкновенный

Рис. 14. Чернозем южный

Рис. 15. Каштановая почва

16

17

18



Рис. 16. Солончак гидроморфный

Рис. 17. Солонец черноземно-луговой

Рис. 18. Солонь лугово-болотная

19

20

21

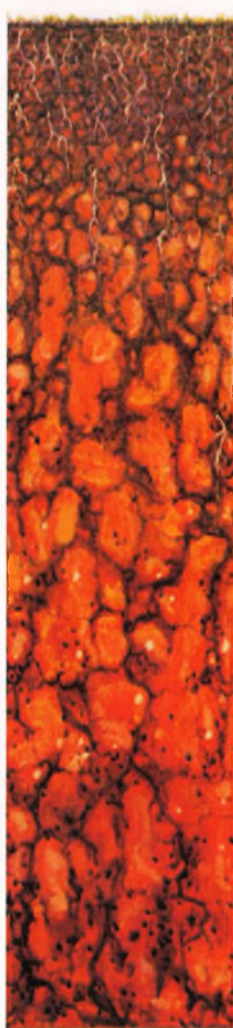


Рис. 19. Серозем

Рис. 20. Коричневая типичная почва

Рис. 21. Краснозем типичный

22



23



24



Рис. 22. Желтозем

Рис. 23. Аллювиальная дерновая кислая слоистая почва

Рис. 24. Аллювиальная иловато-торфяно-глеевая почва

В соответствии с этими особенностями и в связи с разнокачественным аллювием, различным его возрастом, миграцией разных частей поймы, разнообразием природной растительности почвенный покров речных пойм очень сложный и пестрый. Кроме того, почвенный покров отражает зональные условия почвообразования, характерные для территорий, прилегающих к поймам рек. Особенно резко зональность таких почв выражена в поймах малых рек. Так, в тундровой зоне из-за низких температур и короткого вегетационного периода в поймах под моховым покровом развиваются маломощные, а часто оторфованные аллювиально-тундрово-дерновые почвы с выраженным оглеением и фульватным типом гумуса. В поймах таежно-лесной зоны широко распространены дерново-глееватые, болотные и дерново-подзолистые почвы.

В поймах лесостепной и степной зон создаются хорошие условия для травянистой растительности, поэтому появляются аллювиальные луговые почвы с высоким содержанием гумуса, в котором преобладают гуматы кальция. Эти почвы несут черты почв лесостепи и черноземной зоны, но отличаются от них более высоким плодородием.

В полупустынных и пустынных областях возникают аллювиальные пустынно-луговые и лугово-сероземные почвы, луговые солонцы, солоди, солончаки и их разновидности.

Дельтовые почвы также имеют зональные особенности, поэтому в дельтах южных аридных областей образуются засоленные почвы, в дельтах северных рек засоленность выражена слабо или отсутствует.

Классификация, свойства и сельскохозяйственное использование

В современной классификации различаются следующие типы пойменных почв.

I подгруппа типов — аллювиальные дерновые почвы:

тип 1 — аллювиальные дерновые кислые (слоистые примитивные, слоистые типичные, оподзоленные);

тип 2 — аллювиальные дерновые карбонатные (слоистые примитивные, слоистые типичные, остепняющиеся);
тип 3 — аллювиальные дерновые карбонатные (опустынивающиеся).

II подгруппа типов — аллювиальные луговые почвы:

тип 4 — аллювиальные луговые кислые;
тип 5 — аллювиальные луговые насыщенные;
тип 6 — аллювиальные луговые карбонатные;
тип 7 — аллювиальные лугово-болотные.

III подгруппа типов — аллювиальные болотные почвы:

тип 8 — аллювиальные иловато-перегнойно-глеевые;
тип 9 — аллювиальные иловато-торфяные.

Аллювиальные дерновые почвы формируются в прирусловой пойме, имеют слабо развитый профиль $A_1 - C$ с содержанием гумуса в горизонте A_1 1–3%.

Аллювиальные луговые почвы формируются в центральной пойме при атмосферно-грунтовым водоснабжением под высокопродуктивной лугово-злаковой растительностью на «зернистых» поймах. Их профиль $A_d - A_1 - C - C_g$, содержание гумуса в горизонте A_1 8–12%.

Аллювиальные болотные почвы — почвы притеррасных или старичных понижений. Они образуются при переувлажнении и их профиль типичен для болотных почв: $A(T) - G$. Пойменные болотные почвы относятся к низинному типу.

Выделяют три типа аллювиальных пойменных почв:

- 1 — аллювиальные дерновые (пойменные) и дерновые заболоченные (рис. 23 цв. вклейки);
- 2 — аллювиальные болотные почвы;
- 3 — аллювиальные старопойменные (палеопойменные) дерновые и дерново-заболоченные.

Аллювиальные дерновые (пойменные) и дерновые заболоченные почвы

Почвы этого типа распространены наиболее широко. Они занимают около 647 тыс. га, или 60,6% всех пойменных почв Беларуси. Приурочены главным образом к прирусловой и частично

к центральному зонам поймы. На суглинистом аллювии развиваются 254,5, на супесчаном — 253, на песчаном — 140,1 тыс. га. Утяжеление гранулометрического состава и повышение степени увлажнения в нормально развитой пойме идет от прирусловой поймы к притеррасной.

В зависимости от степени проявления дернового и болотного процессов они делятся на следующие подтипы: 1) аллювиальные неразвитые; 2) аллювиальные дерновые оподзоленные; 3) аллювиальные дерновые (оподзоленные) слабоглееватые; 4) аллювиальные дерново-глееватые; 5) аллювиальные дерново-глеевые; 6) аллювиальные дерново-глееватые и дерново-глеевые осушенные.

Аллювиальные неразвитые почвы формируются в прирусловой части поймы, по вершинам песчаных грив. Профиль практически не дифференцирован на генетические горизонты и имеет следующее строение: A_d — дернина мощностью 2–3 см, под ней аллювиальный слабогумусированный горизонт Al_1A_1 буровато-серого цвета мощностью 3–5 см, слабо уплотнен, бесструктурный, корни растений, переход заметный. Под гумусовым горизонтом идет слой современных аллювиальных отложений, пестро окрашен, слоистый, неоднородного гранулометрического состава. В зависимости от окраски гранулометрического состава может подразделяться на горизонты: Al_1 , $Al_{2(g)}$, $Al_{3(g)}$, Al_4 и т.д.

Аллювиальные дерновые оподзоленные почвы формируются обычно на возвышенностях в центральной пойме под сосняками мшистыми. Аллювий чаще всего однородный по гранулометрическому составу. Слоистость наиболее четко выражена в нижней части профиля. Имеют следующее морфологическое строение:

A_d — дернина мощностью до 5 см;

Al_1A_1 — гумусовый горизонт, желтовато-серый, буровато-серый, мощность 20–40 см, слабо уплотнен, комковатой (комковато-пылевой) структуры, много корней, переход ясный;

$Al_1A_2B_1$ — подзолисто-иллювиальный горизонт, серовато-желтый с белесыми пятнами, мощность 10–20 см, заметна слоистость, уплотнен, бесструктурный, корни растений, переход заметный;

Al_3B_2 — иллювиальный горизонт, пестро окрашен, преобладают светлые тона, заметна слоистость, мощность 20–30 см, бесструктурный, уплотнен, постепенно сменяется нижележащими аллювиальными горизонтами.

Аллювиальные дерновые (оподзоленные) слабogleеватые почвы приурочены к невысоким плоским грядообразным возвышенностям центральной поймы. По строению профиля существенно не отличаются от предыдущего подтипа. Характерна более пестрая окраска средней и особенно нижней части профиля. Четко различимы пятна и прослойки охристого, охристо-желтого цвета, встречаются пунктации марганца. Профиль почвы в целом заметно осветлен и характеризуется следующим строением: $A_d - Al_1A_1 - Al_1A_2B_1 - Al_3B_{2(g)} -$ и т.д.

Аллювиальные дерново-глееватые почвы формируются на выровненных участках центральной и притеррасной части поймы. В естественном состоянии находятся обычно под травянистой растительностью: злаковые, осоки, разнотравье, бобовые. Характеризуются следующим строением профиля:

A_d — дернина буровато-черного цвета, мощность 3–6 см;

Al_1A_1 — гумусово-аккумулятивный горизонт буровато-черного цвета, мощностью около 40 см, зернистый, зернисто-ореховатой структуры, уплотнен, много корней, переход заметный;

$Al_2B_{(g)}$ — иллювиальный горизонт буровато-желтого цвета с охристыми пятнами, мощность 30–40 см, уплотнен, ореховатой, ореховато-комковатой структуры, корни растений, переход заметный;

Al_3g — аллювиальный оглеенный горизонт желтовато-белесого цвета с темно-серыми и голубовато-сизыми прослойками, уплотнен, бесструктурный, глубже сменяется горизонтом A_d и т.д.

Аллювиальные дерново-глеевые почвы распространены на пониженных участках центральной и притеррасной пойм. Для этих почв характерна травянистая растительность, среди которой значительное место занимают осоки и другие влаголюбивые виды. В отличие от глееватых почв, по всему профилю имеют четко выраженные признаки оглеенности. На некоторой глубине выделяется более или менее ясно выраженный глеевый горизонт. Уровень залегания грунтовых вод около 1 м. Профиль имеет следующее строение: $A_d - Al_1A_{1(g)} - Al_2B_g - Al_3g - AlG$.

Аллювиальные дерново-глееватые и дерново-глеевые почвы отличаются высоким естественным плодородием и являются ценными сенокосными угодьями. Содержание гумуса в верхнем горизонте составляет 3–5%, pH 5,5–6,5, степень насыщенности основаниями 75% и выше.

Аллювиальные дерново-глееватые и дерново-глеевые осушенные почвы по строению профиля существенно не отличаются от естественных аналогов (неосушенных). В оглеенных горизонтах вместо сизых преобладают белесые и охристо-желтые тона.

В пределах подтипов выделяются следующие роды: 1) обычные — имеют четко выраженные подтиповые признаки; 2) карбонатные — вскипают с поверхности или в верхней части профиля. Возможны на некоторой глубине скопления карбонатов вторичного происхождения; 3) ожелезненные — в профиле имеются горизонты накопления железа (ожелезненные, рудяковые).

На виды аллювиальные почвы делятся:

- по мощности гумусового горизонта — слабодерновые ($A_1 < 20$ см), среднедерновые ($A_1 20-40$ см), глубокодерновые ($A_1 > 40$ см);
- по содержанию гумуса — малогумусовые ($< 3\%$), среднегумусовые ($3-5\%$), многогумусовые ($> 5\%$).

По данным ряда авторов (П.П. Роговой, 1957; И.А. Юшкевич, 1962), гранулометрический состав почв в пойме меняется от суглинков и глины в верхних горизонтах до песка в нижних на территории прирусловой и центральной зон поймы, а в притеррасной, наоборот, поверхностный суглинок сменяется внизу до суглинков и глин. В связи с этим меняются и агрохимические свойства (табл. 85).

Аллювиальные болотные почвы

Аллювиальные болотные почвы формируются в притеррасной, а также в депрессиях рельефа центральной поймы. В естественном состоянии обычно заняты влаголюбивой (болотной) травянистой растительностью: камыш, осоки, канареечник; стрелолист и др. Водное питание осуществляется за счет залегающих близко от поверхности жестких грунтовых вод. В связи с этим часто некоторые горизонты, а иногда и весь профиль сильно насыщены карбонатами, железом, реже вивианитом, которые могут присутствовать в виде новообразований в массе торфа или же формировать отдельные прослойки и горизонты.

Таблица 85

Данные анализа пойменных дерновых почв в пойме реки Днепр (по П.П. Роговому)

Зона поймы и рельеф	Горизонт	Глубина взятия об- разца, см	Размер частиц, мм, и количество, %				Данные химического состава					
			0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	<0,01	гумус, %	рН _{н.о.}	Н _{гидр}	S	ЕКО	V, %
Приустьевая зона Пониженная равнина	A ₁	5-15	0,20	8,0	31,2	60,6	4,34	5,90	1,85	19,96	21,81	91,5
	B ₂	40-50	—	8,7	59,1	32,2	0,79	5,60	1,50	6,05	7,75	80,1
	B ₂	90-100	0,2	3,1	22,5	74,2	1,20	5,50	1,31	9,95	11,26	88,4
	C	100-150	63,2	25,3	2,8	8,7	—	6,36	0,44	37,50	37,94	99,0
Центральная зона Пониженная	A ₁	5-15	0,4	4,9	41,8	52,9	2,80	5,00	2,38	5,15	7,52	68,4
	A ₁	20-30	0,2	8,3	62,7	28,8	—	6,00	0,73	5,51	6,24	88,3
	B ₂	50-60	2,6	44,5	33,8	19,1	—	6,50	0,39	4,19	4,58	91,3
	B ₂	110-120	2,7	88,0	26,3	13,0	—	6,40	0,29	3,37	3,66	92,1
Притеррас- ная зона	A ₁	0-10	11,1	17,5	44,3	27,1	12,5	5,31	1,09	18,48	19,57	94,4
	A ₁	10-20	10,4	13,8	31,9	43,8	8,31	5,70	4,37	14,08	23,48	81,8
	B	25-35	0,2	9,1	19,5	71,2	2,21	6,04	3,40	23,99	27,39	87,0

При описании аллювиальных болотных почв индекс аллювия (Al) используется лишь для обозначения минеральных прослоек и горизонтов.

Среди аллювиальных болотных почв выделяют следующие подтипы:

- 1) аллювиальные болотные иловато-перегнойно-глеевые;
- 2) аллювиальные болотные иловато-торфяно-глеевые;
- 3) аллювиальные болотные иловато-торфяные;
- 4) аллювиальные иловато-перегнойно-глеевые осушенные;
- 5) аллювиальные иловато-торфяно-глеевые осушенные;
- 6) аллювиальные иловато-торфяные осушенные.

Аллювиальные болотные иловато-перегнойно-глеевые почвы чаще всего встречаются на пониженных участках центральной поймы. Могут формироваться на аллювии различного гранулометрического состава. Профиль этих почв имеет следующее строение:

A_d — дернина мощностью около 5 см, часто сильно заиленная;

$A_{lg}Al_1$ — перегнойный горизонт черного, бурого, темно-серого цвета с ржавыми прожилками и сизыми пятнами; структура в зависимости от гранулометрического состава зернисто-комковатая, зернисто-ореховатая, зернистая; слабо уплотнен; густо пронизан корнями; мощность 50 см и более, переход заметный;

$A_1B_gAl_2$ — переходный горизонт (иногда отсутствует) сизо-серого, сизо-желто-серого цвета со ржавыми прожилками; комковатой, ореховатой структуры; уплотнен, переход ясный (заметный);

A_{3g} — аллювиальная оглеенная порода серовато-сизого, голубовато-сизого цвета; заметна слоистость; уплотнена; бесструктурная; грунтовые воды на глубине 80–100 см.

Почвы данного подтипа характеризуются высоким содержанием гумуса и элементов питания (рис. 24 цв. вклейки).

Аллювиальные болотные почвы распространены в основном в притеррасной части поймы, иногда встречаются в депрессиях рельефа центральной поймы. Морфологически существенно не отличаются от болотных почв низинного типа. Торф пойменных болот, по сравнению с низинным, имеет более высокую зольность и степень разложения. Иногда в толще пойменных торфов встречаются прослойки аллювия, мергеля, известковых туфов, вивианита, гидроксидов железа.

В пределах подтипов аллювиальных болотных почв выделяют следующие роды:

- обычные.
- карбонатные.
- оруденелые (ожелезненные, вивионитизированные).

На виды аллювиальные болотные почвы делятся по мощности торфяной залежи и степени разложенности торфа, так же как торфяно-болотные почвы (см. гл. 19). В естественном состоянии пойменные болотные почвы могут частично использоваться как сенокосные угодья. После осушения пригодны для возделывания высокорентабельных к почвенному плодородию культур.

Аллювиальные старопойменные дерновые и дерновые заболоченные почвы

Эти почвы формируются на первых надпойменных террасах, грибообразных возвышенностях центральной поймы, т.е. на территориях, уже длительное время не подвергающихся поемным процессам или же затапливаемым только в годы с очень высоким уровнем полых вод — раз в 20–30 лет.

В зависимости от времени выхода территории из процесса поемности, состава аллювия, глубины залегания грунтовых вод, наличия реликтовых признаков гидроморфизма, состава произраставшей растительности в период поемности и особенностей современного хозяйственного использования старопойменные почвы существенно различаются как морфологически, так и по плодородию. Следует отметить, что почвенный покров пойм, как действующих, так и вышедших из режима поемности, отличается высокой сложностью и контрастностью, и существующая их классификация и диагностика требуют дальнейшего совершенствования.

В настоящее время среди старопойменных почв выделяют следующие подтипы:

- 1) аллювиальные старопойменные дерновые оподзоленные;
- 2) аллювиальные старопойменные дерновые (оподзоленные) слабоглееватые;
- 3) аллювиальные старопойменные дерново-глееватые;

4) аллювиальные старопойменные дерново-глеевые.

Аллювиальные старопойменные дерновые оподзоленные почвы формируются на возвышенностях (бугры, гривы, гряды) с глубоким залеганием грунтовых вод. Профиль в целом слабо дифференцирован на генетические горизонты. Признаки оподзоленности выражены слабо. По гранулометрическому составу аллювий представлен преимущественно песчанисто-супесчаными отложениями. Имеет следующее морфологическое строение:

$A_d(A_0)$ — дернина (лесная подстилка) мощностью 2–3 см;

A_1A_l — гумусовый горизонт светло-серого цвета, мощность 20–40 см и более, непрочной комковатой структуры, слабо уплотнен, корни растений, переход заметный. На пашне верхняя часть профиля представлена пахотным горизонтом (A_0A_{l1}), под которым может выделяться A_1A_{l1} ;

$A_2B_1(B_{1f})A_2$ — подзолисто-иллювиальный горизонт светло-желтого, буровато-желтого цвета, иногда с ржаво-охристыми полосами (B_{1f}), уплотнен, бесструктурный, заметна слоистость, неоднородный по гранулометрическому составу, переход заметный;

$B_{2f}A_3$ — иллювиально-железистый горизонт серовато-желтого, темно-желтого цвета с бурыми прослойками (ортзандами), уплотнен, бесструктурный, слоистый, неоднородный по гранулометрическому составу. Глубже сменяется аллювиальными горизонтами различного цвета и гранулометрического состава.

В естественном состоянии эти почвы находятся под травянистой, реже лесной растительностью. Имеют кислую реакцию, низкую степень насыщенности основаниями, бедны гумусом.

Старопойменные дерновые (оподзоленные) слабogleеватые почвы встречаются на плоских грядообразных возвышенностях — первых надпойменных террасах. Увлажнение атмосферное. В естественном состоянии обычно заняты травянистой растительностью. Профиль почвы имеет следующее строение:

A_d — дернина мощностью 3–5 см;

$A_l(A_0 + A_1)A_l$ — гумусовый (пахотный + гумусовый) горизонт мощностью 50 см и более, буровато-черного, буровато-серого цвета; в зависимости от гранулометрического состава и насыщенности основаниями зернистой, зернисто-комковатой, непрочной комковатой структуры; встречаются конкреции, скопления гидрооксидов железа в виде ржаво-охристых пятен; переход заметный;

$B_{2f(g)}Al$ — иллювиальный железистый горизонт белесовато-желтого, светло-оливкового цвета, с сизыми пятнами и прослойками, пунктации марганца; заметна слоистость, обусловленная неоднородным гранулометрическим составом аллювия. Постепенно переходит в аллювиальный горизонт — Al (порода), который в зависимости от цвета и гранулометрического состава может подразделяться на ряд подгоризонтов.

Характерными морфологическими признаками почв этого подтипа являются пестрая окраска иллювиальных горизонтов с преобладанием светлых тонов, с глубиной заметное осветление профиля; хорошо выраженная слоистость, обусловленная неоднородным гранулометрическим составом аллювия; наличие, наряду с ржаво-охристыми пятнами, полос и прослоек серовато-сизого, белесо-сизого цвета. Иногда неглубоко от поверхности встречаются мергельные прослойки, что обуславливает карбонатность этих почв.

Старопойменные дерново-глееватые почвы формируются на выровненных пониженных участках первых надпойменных террас. Увлажнение осуществляется за счет неглубоко залегающих от поверхности грунтовых вод, реже застойных атмосферных. В естественном состоянии заняты высокопродуктивными сенокосами или дубравами. Характеризуются следующим строением профиля:

A_d — дернина мощностью 3–5 см;

$A_1(A_0 + A_1)Al$ — гумусовый (пахотный + гумусовый) горизонт черного, буровато-черного, темно-серого цвета с сизовато-серыми пятнами; структура зернистая, зернисто-комковатая, мощность около 40 см, переход в следующий горизонт заметный;

$B_{fg}Al$ — иллювиально-железистый оглеенный горизонт сизовато-охристого, серовато-оливкового цвета с сизоватыми оттенками, мощностью 25–35 см, структура плитчатая, ореховато-плитчатая; переход в аллювиальный горизонт Al заметный.

Аллювиальный горизонт неоднороден по гранулометрическому составу, слоистый, имеет четко выраженные признаки оглеенности. Грунтовые воды залегают на глубине 120–150 см.

Старопойменные дерново-глеевые почвы выделены на первых надпойменных террасах Западной Двины и Припяти. Приурочены к плоским днищам ложбин бывших водотоков. Водное пита-

ние осуществляется за счет грунтовых или застойных атмосферных вод. В естественном состоянии заняты травянистой растительностью. В качестве пахотных угодий могут использоваться после осушения. Имеют следующее строение профиля:

A_d — дернина мощностью 3–5 см;

$A_{1(g)}Al$ — гумусовый горизонт мощностью около 25 см, темно-серого цвета с буроватым оттенком, ржавые прожилки по трещинам и ходам корней, конкреции; структура комковатая, ореховато-комковатая; переход в следующий горизонт заметный.

Под гумусовым горизонтом может залегать оглеенный иллювиальный ($B_{1g}Al$) буровато-сизого цвета, слоистый или же элювиальный глеевый (Gal) сизовато-голубого цвета. Грунтовые воды залегают на глубине 100–120 см. На роды и виды старопойменные почвы делятся так же, как и пойменные.

Наиболее ценными в сельскохозяйственном производстве являются старопойменные почвы с признаками временного избыточного увлажнения. В целом они отличаются высоким естественным плодородием и используются как сенокосные и пахотные угодья.

Сельскохозяйственное использование пойменных почв разнообразно, зависит от потенциального плодородия, изменяющегося от почв русловой зоны к притеррасной. Лучшими являются незаболоченные и незасоленные почвы зернистой поймы, высокое плодородие которых и возможности орошения создают благоприятные условия для самых требовательных овощных культур, плодово-ягодных, сахарной свеклы, кукурузы. На них расположены овощные хозяйства (госхоз «Волма» Минской обл., совхоз «Яхрома» Московской обл. и др.).

Распашке не подлежат легкие почвы прирусловой поймы, а если она распахивается, то на этих почвах необходимо применять органические и минеральные удобрения и создавать защитные объекты против смыва почвы (обвалование, древесно-кустарниковые насаждения).

Болотные и заболоченные почвы требуют мелиорации с двухсторонним регулированием водного режима (осушением и орошением), сочетающимся с применением удобрений (см. гл. 19. Болотные почвы).

На пойменных лугах сосредоточены значительные территории сенокосов и пастбищ, продуктивность которых зависит от мелиорации, удобрений. Кроме того, в ряде случаев необходимо удалять кустарники и кочки и подсевать травы для улучшения травостоя.

Глава 25

ЭРОЗИЯ ПОЧВ И МЕРЫ БОРЬБЫ С НЕЮ

Эрозия (от лат. *erosio* — разъедание) — разрушение верхнего почвенного покрова, включающее перенос, вынос и переотложение почвенного покрова.

Типы и виды эрозии

В зависимости от главных факторов разрушения почв в естественных условиях эрозию делят на *водную* и *ветровую*. Водная эрозия в свою очередь делится на плоскостную и линейную. Кроме того, ее подразделяют в зависимости от вида вод на эрозию, вызываемую талыми, дождевыми водами, и береговую, которая проявляется на склоновых участках.

Эрозия может возникнуть при нарушениях технологии полива, при орошении. Такой вид эрозии называют *ирригационной*.

Плоскостная (поверхностная, струйчатая) эрозия — смыв верхнего слоя почвы дождевыми или талыми водами. Разрушительная сила дождя зависит от количества, интенсивности и размера капель, которые разрушают почвенные агрегаты. Образующиеся при этом мелкие частицы увеличивают плотность почвы, делают ее менее водопроницаемой, что обуславливает поверхностный сток. В результате появляются мелкие промоины, которые не мешают обработке почвы и заделываются за счет припашки подпахотного горизонта. Таким образом постепенно формируются смытые почвы.

Более интенсивный смыв почв вызывают ливневые дожди, интенсивное таяние мощного снегового покрова.

Линейная (овражная) эрозия — образование на склонах глубоких струйчатых размывов (20–25 см) и промоин (глубиной от 0,3–0,5 до 1–1,5 м), которые перерастают в овраги и уже не могут быть сглажены при обработке. Этот вид эрозии приводит к полному уничтожению почвы.

Образованию оврагов благоприятствуют узкие и вытянутые в длину водосборы, а переход плоскостной эрозии в линейную усиливается на выпуклых, крутых и длинных склонах. Эрозия ослабляется на ступенчатых склонах, где сток поверхностных вод замедляется. Степень развития овражной эрозии оценивают по суммарной протяженности оврагов на квадратный километр площади ($\text{км}/\text{км}^2$): слабая — меньше 0,25; средняя — 0,25–0,50, сильная — 0,50–0,75 и очень сильная — больше 0,75.

В горных районах возникают особые формы эрозии — *селевые потоки*, или *сели*, которые образуются после бурного снеготаяния либо после интенсивных дождей. Сели обрушивают на прилегающие к горам территории огромные массы камней, земли, что является бедствием для населения этих мест и предусматривает строительство противоселевых сооружений.

Эрозию принято также делить по темпам развития: на *геологическую (нормальную, естественную)*, которая практически вреда не приносит, так как потеря почвы в естественных условиях незначительная и восстанавливается в ходе почвообразования, и *ускоренную*, которая зависит от неправильного использования почвы в результате хозяйственной деятельности человека. Интенсивность ускоренной эрозии можно оценить по следующим градациям (М.Н. Заславский, 1983): незначительный среднегодовой смыв до 0,5 т/га; слабый смыв — 0,5–1,0; средний смыв — 1,0–5,0; сильный смыв — 5–10; очень сильный смыв почвы — > 10 т/га.

Подверженность водной эрозии больше относится к бесструктурным, маловодопроницаемым почвам с низким содержанием гумуса и повышенным содержанием пыли и ила. Лучше противостоят проявлению водной эрозии богатые гумусом структурные почвы (черноземы), а также почвы рыхлые, легкие по гранулометрическому составу.

Ветровая эрозия, или дефляция, — разрушение почвы ветром. Ее делят на *местную*, которая проявляется в виде верховой эрозии и *поземки*, когда перенос сухих частиц в виде развеивания

на небольшой территории осуществляется при малых скоростях ветра (4–8 м/с), и *пыльные бури*. Последние охватывают большие территории и способны за несколько часов развеять 100–150 т/га почвы.

Ветровая эрозия сильно проявляется в условиях сухого климата, ей способствует отсутствие растительности. Наиболее подвержены ветровой эрозии песчаные, супесчаные, торфяные и меньше легкосуглинистые почвы. Дефляция сильнее проявляется в дневные часы суток, что зависит от большей скорости ветра, чем ночью; чаще весной, когда рыхлая почва не имеет растительного покрова; летом — на чистых парах и посевах пропашных культур. Важным фактором является размер частиц. Ветровая эрозия начинается с перемещения частиц почвы диаметром 0,1–0,5 мм.

Районы распространения эрозии.

Вред, причиняемый эрозией

Эрозия широко распространена, особенно в горных районах, интенсивно увлажняемых или, наоборот, на аридных территориях. В СНГ эрозионно опасны 2/3 пахотных земель.

На территории Беларуси А.Г. Медведев и В.В. Жилко (1974) выделили по степени эродированности следующие почвенно-эрозионные районы.

1. Район проявления водной линейной и сильной плоскостной эрозии, охватывающей большую часть Минской, Новогрудской, Оршанской, Мозырской возвышенностей и Оршанско-Могилевского плато. Он занимает 6,1% территории. Для района характерны длинные склоны с дерново-подзолистыми пылевато-суглинистыми почвами на лессах и лессовидных суглинках, большое количество дождей летом и много талых вод весной.

2. Район проявления сильной плоскостной эрозии — расчлененный рельеф Невельско-Городокской, Витебской и Латгальской возвышенностей Белорусского Поозерья и Свенцянской гряды. Для района характерны короткие склоны, волнистый рельеф, пестрый гранулометрический состав, небольшой снежный покров при обилии осадков. Занимает 6,7% территории Беларуси.

3. Район средней плоскостной и слабой линейной эрозии на сглаженных слабохолмистых и волнистых частях Ошмянской,

северной части Минской, Гродненской, Волковысской возвышенностей, Копыльская гряда и часть Оршанско-Могилевского плато. Занимает 17% территории.

4. Район проявления средней плоскостной эрозии, занимает 5,6% площади Беларуси с менее расчлененным рельефом в полосе Мядель — Докшицы — Глубокое — Ушачи — Чашники — Шумилино — Сенно. Характерен холмистый рельеф с короткими склонами, супесчаными и суглинистыми почвами.

5. Район слабой водной эрозии, охватывает 28,8% территории, занимает волнистые равнины с суглинистыми песчаными и супесчаными почвами.

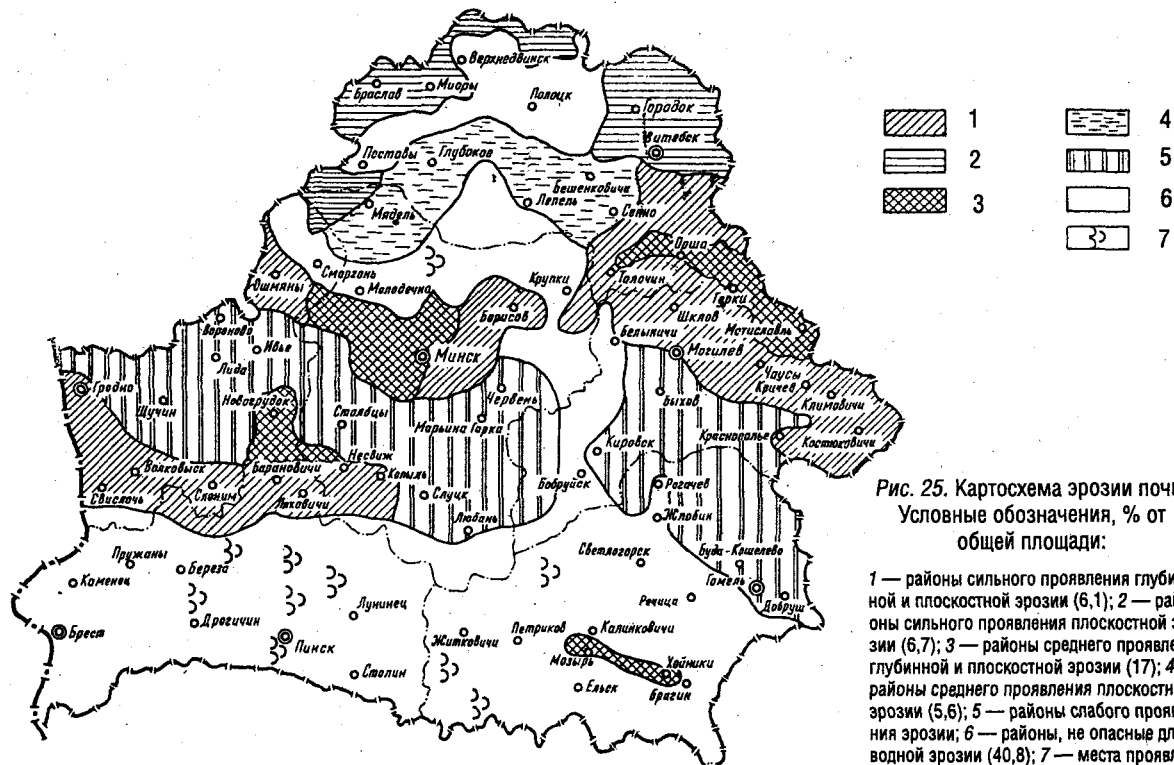
6. Район возможного проявления ветровой эрозии, занимает 40,8% территории республики (рис. 25). Кроме того, в южных районах имеет место ветровая эрозия органогенных (торфяных) почв.

В дальнейшем районы были объединены в три почвенно-эрозионные зоны: северную, центральную и южную, отличающиеся преобладанием того или иного вида эрозии. Для холмисто-моренного сильно расчлененного рельефа северной зоны характерно преобладание водной плоскостной эрозии. Помимо водной, на вершинах и верхних частях коротких крутых склонов проявляется механическая эрозия — сдвиг почвы вниз по склону во время обработки.

В центральной зоне, на территории Минской, Оршанской, Новогрудской возвышенностей и на Оршанско-Могилевском плато, на длинных склонах большой крутизны, сложенных лессовидными отложениями, кроме плоскостной, проявляется и линейная (овражная) эрозия.

В южной зоне (Полесской) расположены песчано-болотные равнины, с преобладанием песчаных и торфяных почв, подверженных ветровой эрозии.

В пределах Беларуси эрозионно опасных земель более 50% общей площади. Только в зоне Полесья около 400 тыс. га пашни подвержено ветровой эрозии, ежегодно отчуждается до 13 т/га почвенно-зоологического материала. В результате за последние 30 лет вследствие ветровой эрозии и минерализации торфа при биологической эрозии исчезло 270 тыс. га торфяников, на месте которых образовались торфяно-минеральные и минеральные почвы с содержанием менее 50% органического вещества (Л.М. Ярошевич, А.А. Лепешев).



Непосредственным результатом эрозии является снижение продуктивности полей. Водой и ветром разрушаются верхние горизонты почв, в результате происходят большие изменения в агрофизических и агрохимических свойствах. Во-первых, в эродированных почвах из-за потерь верхнего гумусового горизонта почвы обедняются азотом и другими питательными элементами. По данным БелНИИПА, в среднем в условиях республики при эрозии теряется 160–200 кг/га гумуса, что равноценно 4 т органических удобрений. Из-за вымывания илистых частиц почва облегчается по гранулометрическому составу, но так как при этом распашке подлежит иллювиальный, более плотный горизонт, то плотность пахотного горизонта по сравнению с незэродированной почвой возрастает. С увеличением смывости уменьшается полная и капиллярная влагоемкость (табл. 86).

Большие изменения претерпевает валовой химический состав. В эродированных, особенно сильносмывтых, почвах в пахотном горизонте обнаруживается более высокое содержание гидроксидов железа и алюминия и уменьшение кремнезема, больше всего калия содержится в сильносмывтых (0,89–0,90%) и намытых (1,01–1,09%) почвах. В общем пахотный горизонт эродированных почв принимает свойства нижележащих горизонтов, поэтому в большинстве случаев урожай сельскохозяйственных культур снижается на слабосмывтых почвах на 10–30, на среднесмывтых — на 30–50 и на сильносмывтых — на 50–70%. Запасы гумуса и влаги на сильносмывтых почвах составляют лишь 43% от запасов незэродированных почв (В.В. Жилко, Н.И. Смеян).

Эрозия изменяет свойства почв и на территориях, не подверженных ею непосредственно, так как вызывает заиление рек, водохранилищ, загрязнение их стекающими с полей удобрениями, пестицидами.

Комплекс противоэрозионных мероприятий на территории Беларуси

Комплекс противоэрозионных мероприятий включает организацию территории, введение почвозащитных севооборотов и почвозащитных технологий возделывания сельскохозяйственных культур, внесение дифференцированных доз удобрений, залуже-

**Агрохимические и физические свойства эродированных дерново-подзолистых
легкосуглинистых почв, развивающихся на лессах (БГСХА. Н.Я. Селуха, Г.В. Савицкая)**

Почва	Горизонт	Глубина взятия образца, см	pH _{KCl}	Гумус, %	$\frac{C_{TK}}{C_{Фк}}$	Плотность твердой фазы (d)	Плотность сложения (dv)	Порозность обшая, Р _{общ}	ПВ (полная влагоемкость)	КВ (капиллярная влагоемкость)
						г/см ³		%		
Несмытая	A _п	5-12	4,80	1,58	0,68	2,50	1,10	56,0	51	48,1
	A ₂	20-30	4,90	0,43	0,40	2,53	1,23	51,04	45,6	41,4
	B ₁	50-60	5,00	0,33	0,23	2,56	1,30	49,2	41,8	40,8
	B ₂	140-150	5,40	—	—	2,73	1,38	49,4	37,9	30,5
Слабосмытая	A _п	5-15	4,85	1,10	0,58	2,52	1,12	55,6	49,4	45,3
	A ₂ B ₁	25-35	4,20	0,40	0,37	2,56	1,35	47,1	45,0	43,2
	B ₁	50-60	4,25	0,20	0,21	2,64	1,30	50,8	39,2	34,0
	B ₂	70-80	4,20	—	—	2,59	1,40	45,9	32,5	30,1
Сильносмытая	B ₃	160-170	5,20	—	—	2,72	1,40	48,6	31,6	28,0
	A _п	5-15	5,00	0,75	0,49	2,57	1,22	52,5	42,1	37,8
	B ₂	40-50	4,75	0,50	0,28	2,61	1,29	50,2	38,2	35,9
	B ₃	80-90	5,00	0,12	—	2,62	1,35	48,1	34,5	31,2
Сильнонамытая	C	140-150	7,00	—	—	2,60	1,45	44,9	32,0	27,9
	A _п	5-15	4,80	2,30	0,81	2,53	1,14	54,8	83,8	46,6
	A _d	40-50	4,82	2,62	3,00	2,55	1,20	52,8	48,1	42,0
	A ₁	50-60	4,80	1,62	3,10	2,51	1,22	51,4	46,3	40,0
	A ₂	70-80	4,70	0,45	0,87	2,58	1,32	48,7	38,9	36,1
	B ₁	110-120	4,30	—	—	2,63	1,38	47,5	36,4	32,1

ние сильноэродированных почв, лесомелиоративные мероприятия, строительство гидротехнических сооружений. Их сочетание определяется степенью эродированности почв в связи с их классификацией, которая для дерново-подзолистых почв Беларуси приведена в гл. 19. Все земли в связи с этим разделены на следующие семь категорий (А.Г. Медведев, В.В. Жилко).

1. Земли, не подверженные эрозии.

2. Земли, подверженные слабой эрозии (сток воды с этих земель угрожает нижележащим участкам). Крутизна склонов $1-3^{\circ}$. Для этих земель (около 1 млн га) показаны достаточно глубокая вспашка с рыхлением подпахотного горизонта, вспашка и посев поперек склона.

3. Земли, подверженные средней эрозии (крутизна склонов $3-5^{\circ}$). Кроме вышеперечисленных, необходимы прерывистое бороздование и водоотводные борозды. Вспашку на этих землях целесообразно заменять безотвальной обработкой с сохранением на поверхности стерни. Таких земель около 700 тыс. га.

4. Земли, подверженные сильной эрозии. На них необходимы лесомелиоративные (перезалужение, посадки двух-, трехрядных лесных полос и др.) и гидротехнические мероприятия (устройство валов, водотоков, водоемов и т. д.). Площадь таких земель (крутизна склона более $5-8^{\circ}$) 120 тыс. га. При этом на землях второй категории дозы азотных удобрений увеличивают на 10–20%, на землях третьей — на 30–50, а на сильноэродированных почвах четвертой категории — на 50–100% по сравнению с неэродированными почвами первой категории. Дозы фосфорных и калийных удобрений возрастают соответственно на 20–30% на слабо-, на 30–60% на средне- и сильноэродированных почвах.

5. Земли, подверженные очень сильной водной или ветровой эрозии (на склонах крутизной $8-10^{\circ}$ и более). Это пастбища и сенокосы с ограниченным использованием, в которых можно выделить севооборот с 1–2 полями зерновых культур и с 5–10 полями многолетних трав.

6. Земли на очень крутых склонах (15°) непригодны для земледелия, сенокосов и пастбищ. Сюда же входят овраги. Они пригодны для лесоразведения. Запланированы сплошное облесение на площади свыше 8 тыс. га и значительные площади противодефляционных водорегулирующих, приовражных и водоохраных полос.

Использование подверженных эрозии земель, необходимость и очередность противоэрозионных мероприятий в настоящее время планируются на уровне почвенно-экологических районов, на которые разделена территория республики независимо от административного деления. При установлении их границ учитывались геоморфологические, почвенные, агротехнологические и другие условия, относительно однородные для ведения сельскохозяйственного производства. При этом особое внимание уделялось степени проявления эрозионных процессов.

В качестве первичных территориальных единиц почвенно-экологического района, адаптированных к конкретным условиям ландшафта, по величине потенциальной эрозионной опасности (смыва — при водной эрозии, дефляции — при ветровой) выделены пять технологических групп земель, к которым и разрабатываются элементы почвозащитного контурно-мелиоративного земледелия: почвозащитные севообороты, система противоэрозионных обработок почвы, система удобрения, регулирование поверхностного стока, лесо- и лугомелиоративные мероприятия и т.д. (табл. 87). Границы между группами земель проводят на длинных и пологих склонах центральной зоны по горизонталям. При этом длинные склоны делят на две-три части для полосного земледелия. На землях Белорусского Поозерья из-за мелкоконтурности угодий и сложной конфигурации рельефа это не всегда возможно, поэтому принадлежность к технологической группе устанавливается для целого контура.

Севообороты и структура посевов разрабатываются в пределах выделенных групп с учетом пригодности почв для возделывания сельскохозяйственных культур и почвозащитной роли этих культур. Самым высоким коэффициентом защищенности отличаются многолетние травы (0,92—0,98), самым низким — картофель (0,18). Поэтому пропашные культуры можно возделывать на почвах первой и второй групп. На землях третьей группы они исключаются, а вводятся севообороты с долей многолетних трав до 30—50%. На почвах четвертой группы надо размещать травяно-зерновые севообороты с насыщенностью многолетними травами до 45—80%. Если таких земель в хозяйстве немного, то их лучше отводить под залужение. Земли пятой группы отводят ли-

бо под залужение, либо под посадку лесных и плодовых насаждений. В шестую группу входят земли гидрографического фонда, включающие все необрабатываемые земли: берега и днища болот и оврагов, поймы рек и др.

Таблица 87

Характеристика технологических групп земель по величине потенциального смыва, почвы и интенсивности их использования в республике (В.В. Жилко, А.Ф. Черныш)

Группа	Потенциальный смыв почвы, т/га	Занимаемая площадь от общей площади пашни		Интенсивность сельскохозяйственных использованных земель
		тыс. га	%	
1	До 2,0	493	8,8	Нет ограничений
2	2,1–5,0	570	10,2	Слабые ограничения
3	5,1–10,0	285	5,1	Сильные ограничения
4	10,1–20,0	273	4,9	Очень сильные ограничения
5	20,0	65	1,2	Исключаются из состава обрабатываемых
Итого земель с потенциально возможным смывом	—	1686	30,2	—

На дефляционно-опасных осушенных торфяниках Белорусского Полесья предпочтительно возделывание многолетних трав, пропашные культуры исключаются, а дефляционно-опасные минеральные почвы должны использовать под сидеральные и промежуточные культуры в сочетании с высокими дозами органических удобрений.

Среди противозерозионных мероприятий для каждого севооборота особое значение имеет система обработки почвы, которая должна обеспечивать защиту почвы от эрозии при минимальных затратах энергоресурсов. В зависимости от степени развития эрозии она должна строиться на замене отвальной вспашки разноглубинной безотвальной, включать щелевание зяби,

поверхностную обработку почвы разными орудиями, мульчирование поверхности почвы пожнивными остатками. При этом технологические операции при возделывании культур должны проводиться поперек склонов, а на сложных контурах — параллельно горизонталям рельефа. На дефляционно-опасных землях важны послепосевное прикатывание кольчато-пшоровыми катками, минимальные обработки комбинированными агрегатами, вспашка поперек господствующих ветров.

На землях, непригодных для сельскохозяйственного использования, осуществляются лесомелиоративные мероприятия, среди которых основными являются создание водорегулирующих и водоохраных лесополос в малолесных районах или вокруг прудов и водоемов, сплошные лесопосадки на бросовых землях. Кроме того, в борьбе с овражной эрозией необходимы гидротехнические мероприятия в виде водоудерживающих валов, каналов, террасирование склонов.

Наибольший эффект против развития эрозии на любых землях может обеспечить только комплекс противозрозионных мероприятий и почвозащитных технологий, обеспечивающих высокую производительность эрозионных земель и базирующихся на принципах ландшафтного и контурно-мелиоративного земледелия.

Этим требованиям в полной мере удовлетворяют «Методические указания по проектированию почвозащитной системы земледелия с контурно-мелиоративной организацией территории в разных ландшафтных зонах Республики Беларусь» (общая редакция А.Ф. Черныша), разработанные научными учреждениями под эгидой Академии аграрных наук Республики Беларусь и рекомендованные для практического использования Минсельхозпродом Беларуси в 1996 г.

20.6.97

Глава 26

ДЕГРАДАЦИЯ ПОЧВ И ИХ ОХРАНА

Вся история науки о почвах свидетельствует о том, что почва выполняет важнейшие глобальные функции, ибо от нее зависит: 1) обеспечение жизни на Земле, так как почва обладает таким уникальным специфическим свойством, как плодородие; 2) обес-

печение постоянного взаимодействия большого геологического и малого биологического круговорота веществ на земной поверхности; 3) регулирование интенсивности процессов в биосфере; 4) накопление на земной поверхности гумуса и связанной с ним химической энергии; 5) регулирование состава атмосферы и гидросферы. Почва выполняет защитную роль по отношению к литосфере, предохраняя ее от всяких видов разрушения. Важность всех ее функций усугубляется еще и тем, что почва является не только важным природным ресурсом, но и главным средством сельскохозяйственного производства.

Почва — целостное развивающееся природное образование, и человечество постоянно опиралось на ее способность восстанавливать свое состояние после нарушения его человеком. Нарушения были часты изначально. Выбивались пастбища, вырубались леса, истощались почвы. Это заставляло людей кочевать с одного места на другое. Одновременно росли потребности населения, что требовало разработок зональных систем земледелия. «На каждом этапе культура поля всегда шла рука об руку с культурой человека» (К.А. Тимирязев).

Проблема рационального использования почв приобрела особо важное жизненное значение в настоящее время. Известно, что площадь потенциально пригодных для земледелия почв в мире составляет около 3,2 млрд га, по некоторым данным, предел расширения площади земледелия оценивается в 2,7 млрд га. Сейчас в обработке находится 1476,540 млн га, или около 11,3% общей площади суши земного шара.

В 1999 г. сельскохозяйственные угодья в Беларуси занимали 9307,2 тыс. га, или 45,8% общей площади земельного фонда, в том числе на долю пашни приходилось 6186,6 тыс. га, из них 1351,2 тыс. га, загрязненных радионуклидами в результате аварии на Чернобыльской АЭС.

Решение проблемы осложняется своеобразием структуры и пестроты почвенного покрова. Это обуславливает необходимость разрабатывать и реализовывать в каждой стране собственную национальную концепцию использования почв и их охраны. Игнорирование в земледелии особенностей почвенного покрова, недооценка разнородности почв и шаблонный подход к их

использованию являются причиной различных видов деградаций. Они приводят к нарушению экологического соответствия между культурными растениями и средой их обитания.

Факторы деградации почв

Факторами деградации, кроме эрозии (см. гл. 25), являются дегумификация, переуплотнение, вторичная кислотность, загрязнение тяжелыми металлами, радионуклидами, пестицидами, углеводородами, остатками удобрений и др.

Дегумификация почв происходит наиболее резко при распашке целинных земель в первые годы. Дальнейшие изменения зависят от способа использования пашни, структуры посевных площадей, применения органических и минеральных удобрений, удельного веса многолетних трав в севооборотах. Ежегодные потери гумуса при разных способах использования дерново-подзолистых почв составляют 0,5–1,5 т/га (Т.Н. Кулаковская, А.В. Калиновский и др.), черноземов 0,5–1,8 т/га (Г.Я. Чесняк).

Дегумификация сопровождается уменьшением запасов питательных элементов, энергии, в почве понижается биологическая активность почвенной биоты, почва легко поддается водной и ветровой эрозии. Ей сопутствует потеря почвенной структуры, что ухудшает водные и воздушные свойства, сокращает сроки агрономической спелости, в итоге на 30–40% снижается производительность почвы. Процесс можно остановить достижением бездефицитного баланса гумуса, внесением 8–12 т/га органических удобрений и возделыванием многолетних трав (А.М. Брагин).

Переуплотнение почв тяжелыми механизмами приводит к уменьшению порового пространства, нарушает газообмен между почвой и атмосферой и движением почвенного раствора, что вызывает засуху при обилии в почве влаги и создание анаэробнобиозиса. Основная масса корней не в состоянии преодолеть уплотненный слой, который обычно возникает на глубине 10–15–20 см, поэтому растения постоянно страдают то от избытка влаги, то от ее недостатка вследствие быстрого испарения. Разуплотнению почв способствуют внесение навоза и специальные агротехнические мероприятия. Однако главное на пути этого вида деградации —

снижение нагрузки на почву, которая не должна быть больше $0,8-1 \text{ кг/см}^2$, что зависит от вида используемой техники и технологии обработки почв.

Вторичная кислотность — следствие применения физиологически кислых форм удобрений без известкования на почвах, имеющих кислую реакцию (подзолистых, дерново-подзолистых, серых лесных, красноземах). Подкисление всех типов почв могут вызвать кислые атмосферные осадки, которые выпадают в зоне крупных комбинатов, загрязняющих атмосферу недоокисленными соединениями серы и азота. Вторичная кислотность возникает вокруг выбросов пустой породы из каменноугольных и колчеданных шахт и обогатительных фабрик. Она может появиться при осушении болот, содержащих сернистое железо. Это вынуждает применять известкование даже на почвах черноземной зоны. Отсюда вытекает необходимость строгого соблюдения воздухоохраных мер как при строительстве, так и при функционировании предприятий-загрязнителей.

Загрязнение тяжелыми металлами и токсическими элементами становится все более частым явлением. При сжигании угля и нефти с твердыми и жидкими отходами в почву поступает громадное количество химических элементов и их соединений разной природы. Тяжелые металлы поступают в почву с удобрениями и пестицидами, в основном они аккумулируются в подстилке и гумусовом горизонте. Их распределение зависит от розы ветров, ландшафта, характера и особенностей источника загрязнения. Максимальное загрязнение обычно распространяется на 10–15 км от источника, но небольшие концентрации могут переноситься на большие расстояния. Установлено, что особо токсичными являются ртуть, свинец, кадмий, мышьяк, селен, фтор, никель, сера, молибден, хром.

Главным источником загрязнения почв свинцом являются выхлопные газы автомобилей, поэтому продукция, полученная вблизи магистралей, наиболее загрязнена. Токсичные соединения фтора и кадмия присутствуют в некоторых апатитах. В почвах тяжелые металлы могут накапливаться, терять токсичность либо сохранять ее, губительно действуя на живые организмы. Ртуть, свинец и кадмий хорошо сорбируются в гумусовом горизонте и мало передвигаются за пределы почвенного профиля. Адсорбированный фтор легко перемещается в грунтовые воды, цинк и медь менее токсичны, но более подвижны, чем свинец и кадмий.

В разных типах почв уровень токсичности тяжелых металлов может отличаться значительно.

Загрязнение остатками удобрений и пестицидами существенно возросло по мере роста интенсивности химизации сельского хозяйства. С увеличением количества азотных удобрений обнаруживается накопление нитратов в воде и в сельскохозяйственной продукции, что вызывает заболевания детей метгемоглобинемией (при 40–50 мг NO_3 на 1 л питьевой воды, ПДК для нее — 10 мг/л). Нитраты расшатывают также иммунную систему и дают стойкие аллергические реакции, вызывают уродства у детей и рак желудка у взрослых. Поэтому введены ограничения доз внесения азотных удобрений под различные сельскохозяйственные культуры и строгий контроль за содержанием нитратного азота во всех видах сельскохозяйственной продукции (БелНИИПА).

Соединения фосфора в почве малоподвижны, но их поступление в водоемы в результате поверхностного смыва почвы обуславливает зарастание водоемов и как следствие заморы рыб.

Сложные последствия миграции и аккумуляции пестицидов в почвах трудно предвидеть и оценить. Многие из них длительное время могут оставаться токсичными, потенциально опасны хорошо растворимые препараты не только на месте их применения, но и на значительном удалении от него.

Углеродородное загрязнение почв ароматическими полициклическими углеводородами и бензопиреном, которые способны аккумулироваться в почвах, проходит при неполном сгорании угля и нефтепродуктов. Все они, особенно бензопирен, оказывают канцерогенное действие, поэтому загрязненные углеводородами почвы не должны использоваться для производства продовольствия.

Санитарные нормы допустимых концентраций химических веществ в почве приведены в табл. 88.

Радиационное загрязнение почв обусловлено испытаниями в атмосфере атомного и водородного оружия и в результате выбросов радиоактивных изотопов атомными станциями. Для Беларуси, значительная часть территории которой загрязнена цезием-137 и стронцием-90, эта проблема имеет особую остроту. Площади и плотность загрязнения этими радионуклидами приведены в табл. 24 (гл. 6), что позволяет проводить целенаправленные организационно-технологические мероприятия в агропромышленном комплексе.

Таблица 88

**Санитарные нормы допустимых концентраций
химических веществ в почве***

Наименование веществ	ПДК, мг/кг с учетом фона (кларка)	Лимитирующий показатель
<i>Подвижная форма</i>		
Кобальт	5,0	Общесанитарный
Фтор	2,8	Транслокационный
Хром	6,0	Общесанитарный
<i>Водорастворимая форма</i>		
Фтор	10,0	Транслокационный
<i>Валовое содержание</i>		
Бензопирен	0,02	Общесанитарный
Ксилолы (орто-, мета-, пара-)	0,3	Транслокационный
Мышьяк	2,0	Транслокационный
Ртуть	2,1	Транслокационный
Свинец	32,0	Общесанитарный
Свинец + ртуть	20,0 + 1,0	Транслокационный
Элементарная сера	100,0	Общесанитарный
Сероводород	0,4	Воздушный
Серная кислота	160,0	Общесанитарный
Стирол	0,1	Воздушный
Формальдегид	7,0	Воздушный
Хлористый калий	560	Водный
Хром +5	0,05	Общесанитарный
Ацетальдегид	10,0	Миграционно-воздушный
Изопропиленбензол + альфа-метилстирол	0,5	Миграционно-воздушный
Суперфосфат (P_2O_5)	200,0	Переход в растение
Отходы флотации угля	300,0	Водный и общесанитарный

*Справочник нормативных документов по вопросам охраны окружающей среды. Минск, 1998.

Разрушение почвенного покрова вызывает *промышленная эрозия*. Добыча полезных ископаемых открытым способом меняет рельеф, гидрографию территории, загрязняет почвы в районах нефтедобычи сырой нефтью, нефтяными и пластовыми водами. Гражданское, промышленное и дорожное строительство сопровождается непроизводительными потерями почв, восстановление которых возможно только в результате *рекультивации*. Она включает систему приемов восстановления и оптимизации ландшафтов, которые обходятся дорого, поэтому контроль за отводом земель для промышленных целей должен быть очень строгим.

Особые виды загрязнения проявляются при орошении почв. При нарушении режима использования ирригационной системы могут возникнуть *вторичное засоление, осолонцевание, слитость почв* и другие загрязнения. Эти проблемы особенно резко проявляются при поливе минерализованными водами, бездренажном орошении, когда фильтрация оросительных вод резко поднимает уровень стояния грунтовых вод. В таких условиях проводится комплекс дорогостоящих мероприятий по рассолению и мелиорации солонцов.

Почвенно-экологический мониторинг

Задачи сохранения, восстановления и улучшения почвенных ресурсов составляют важнейший раздел экологизации деятельности человека в сфере сельскохозяйственного производства. Экологические последствия загрязнения почв проявляются позже загрязнений атмосферы и гидросферы, однако они более устойчивы и долговременны. Поэтому охрана почв и охрана биосферы возможны только на основе почвенно-экологического мониторинга. *Мониторинг* — система длительных наблюдений за изменениями свойств почв. По И.П. Герасимову, выделяется мониторинг локальный, региональный, глобальный.

Локальный включает наблюдения за отдельными изменениями компонентов природной среды под влиянием факторов местного значения (влияние стройки, мелиоративной системы, загрязнения территории отдельными предприятиями).

Региональный — слежение за взаимодействием природы и человека в процессе природопользования на региональном уровне (круговорот питательных веществ на территории зоны, подзоны, особенность загрязнения различных типов почв и др.).

Глобальный (биосферный) — система наблюдений за общепланетарными изменениями, которые происходят в атмосфере и гидросфере.

В Республике Беларусь в соответствии с законом «Об охране окружающей среды» создается Национальная система мониторинга окружающей среды (НСМОС). Информационная база НСМОС объединит результаты наблюдений за состоянием окружающей среды и ее изменениями под влиянием антропогенной деятельности. Она включает 13 отдельных видов мониторинга, в том числе два комплексных: *мониторинг земель (почв)*, включающий мониторинг земельного фонда, агропочвенный мониторинг и мониторинг агротехногенно загрязненных почв, и *радиационный мониторинг*, включающий мониторинги радиоактивного загрязнения почв, атмосферного воздуха, поверхностных и подземных вод и объектов жилищно-коммунального хозяйства.

Мониторинг земельного фонда базируется на материале статистической отчетности о наличии, качественном состоянии и использовании земель. Агропочвенный мониторинг ведется на землях сельскохозяйственного использования и включает полевые опыты по изучению изменений почвенного покрова под влиянием различных природных и антропогенных факторов. Мониторинг агротехногенно загрязненных почв ведется на 36 пунктах наблюдения в зоне влияния крупных городов, на 100 реперных пунктах изучения глобального загрязнения почв, в хозяйствах 28 районов (за содержанием остаточных количеств пестицидов), на 21 геоботаническом профиле в придорожных полосах.

Мониторинг радиоактивного загрязнения почв ведется на сети, состоящей из 18 ландшафтно-геохимических полигонов и 181 реперной площадки. Мониторинг загрязнения подземных вод проводится в 85 скважинах, поверхностных вод — на пяти крупных реках (Днепр, Припять, Сож, Ипуть, Беседь) и на малых реках (18 створов и 43 водотока), мониторинг радиоактивного загрязнения атмосферного воздуха включает 6 стационаров и 72 пункта

наблюдений за уровнями радиоактивных выпадений из атмосферы и мощностью экспозиционной дозы γ -излучения.

Поэтапный ввод НСМОС планируется осуществить до 2005 г. К этому времени следует определить систему наблюдений, оценки и прогноза состояния земель для выявления изменений, предупреждения и устранения негативных процессов и их последствий во влиянии на окружающую человека среду.

Сложной задачей является установление предельно допустимых концентраций химических веществ в почве (ПДК). В настоящее время установлено около 800 ПДК для веществ, загрязняющих воду, около 300 — для загрязняющих атмосферу. Для почв ПДК установить трудно, так как почва находится в состоянии сложного взаимодействия между человеком и животным, растением и окружающей средой. Поэтому многие ПДК для разных соединений требуют уточнения в зависимости от буферной способности почв, способов и видов мелиорации, применения различного вида удобрений и др. Требуют доработки и многие методические вопросы почвенного мониторинга, не сформулирована окончательно научно обоснованная программа химического мониторинга, где было бы определено, какие показатели состояния почв подлежат контролю, каковы объекты, методы анализа и сроки периодических измерений. Все они должны быть объединены для решения общей задачи — своевременного обнаружения неблагоприятных свойств почв при их использовании.

Глава 27

ПОЧВЕННЫЕ КАРТЫ, ПРИНЦИПЫ ИХ СОСТАВЛЕНИЯ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОМ ПРОИЗВОДСТВЕ

Рациональное использование земельных ресурсов с учетом природного плодородия почв требует количественного учета и качественной оценки земельных фондов страны. Наиболее информативным методом, характеризующим почвенный покров, слагающие его компоненты и свойства, является почвенная съемка.

Результаты почвенной съемки системой условных знаков отражаются на почвенных картах и дополняющих их картографических материалах. Почвенная карта — это карта специального назначения, дающая представление о качественном составе и пространственном распространении (топографии) почв на той или иной территории.

Детальность отображения почвенного покрова зависит от масштабов съемки, сложности почвенного покрова, назначения карты.

Принципы составления

Сложность картографирования заключается в том, что даже при детальной съемке нет возможности выделить на карте все индивидуумы, причем границы разновидностей почв с поверхности невидимы и проследить их на всем протяжении практически невозможно. Эти трудности разрешимы при использовании сравнительно-географического метода В.В. Докучаева, который он положил в основу почвенной картографии. Сущность метода — установление связей между почвами и факторами почвообразования. В большинстве случаев каждому элементу рельефа соответствуют определенные почвы, каждый тип и подтип почвы формируется под определенными растительными сообществами, климатические условия определяют как общие закономерности распределения почв на территории земного шара (горизонтальная и вертикальная зональность почв), так и образование и развитие почв под влиянием микроклимата в разных элементах рельефа. Почвообразующие породы влияют на формирование различных родов, разновидностей и разрядов почв, определяют их различия в химическом и минералогическом составе. Эти различия не всегда проявляются внешне, поэтому повышается количество почвенных разрезов даже при одной и той же категории сложности. Сильное влияние на специфику картографирования оказывает хозяйственная деятельность человека, в результате которой существенно изменяются и строение почвенного профиля, и свойства почв.

Виды почвенных карт

В зависимости от масштаба почвенные карты делятся на обзорные (1:1 000 000 и мельче), мелкомасштабные (1:1 000 000 — 1:300 000), среднемасштабные (1:300 000 — 1:100 000), крупномасштабные (1:50 000 — 1:10 000), детальные (1:5000 — 1:200).

Обзорные почвенные карты составляются для обширных территорий земного шара (например, почвенная карта мира в масштабе 1:10 000 000), на которую наносят пространственное размещение зон, подзон, фаций, провинций, типы, подтипы, иногда роды и разновидности почв. Используются в научных и учебных целях.

Мелкомасштабные характеризуют почвенный покров отдельных стран, используются для государственного учета земель и сельскохозяйственного районирования.

Среднемасштабные почвенные карты составляют для административных районов, областей. Они дают более подробную информацию о свойствах почв вплоть до почвенных разновидностей.

Крупномасштабные почвенные карты составляют для отдельных конкретных хозяйств, которые используются при землеустройстве, на их основе проводится агропроизводственная группировка и бонитировка почв, определение структуры посевных площадей, особенности мелиорации, применения удобрений и др.

Детальные почвенные карты составляют для территорий опытных станций, садов, заповедников, сортоиспытательных участков, питомников ценных культур и др.

Площадь минимального контура крупномасштабных карт в масштабе 1:10 000 составляет 0,5, в масштабе 1:25 000 — 3,0 га.

При крупномасштабном почвенном картографировании в качестве картографической основы используют план внутрихозяйственного землеустройства с подробным изображением ситуации и сечения рельефа горизонталями, которые переносят с топографических карт и материалов аэрофотосъемки масштаба от 1:10 000 до 1:20 000.

При детальной почвенной съемке в качестве основы применяют топографическую карту с сечением рельефа 0,10—0,50 м.

Методика крупномасштабных почвенных исследований включает три периода: подготовительный, полевой и камеральный (лабораторный). В подготовительный период устанавливают объекты, масштабы съемки, объемы и планы работ, которые зависят от сложности объекта, комплектуют снаряжение. В зависимости от частоты смены и разнообразия почв, создающих многоструктурность карты, извилистости границ, трудности раскрытия закономерностей, частоты смены форм рельефа и почвообразующих пород принято выделять пять категорий по сложности почвенного покрова.

I категория. Степные и полупустынные территории со слабо-расчлененным рельефом, однообразными материнскими породами и почвенным покровом. Контуры почвенных комплексов занимают не более 10%.

II категория. Лесостепные, степные и полупустынные районы с расчлененным рельефом, однообразными материнскими породами и несложным почвенным покровом. Контуры почвенных комплексов занимают не более 10%.

III категория. Степные и лесостепные территории с волнистым расчлененным рельефом, разнообразными почвообразующими породами и неоднородным почвенным покровом. Она включает 20–40% территории I категории; 10–20% — II категории; районы с расчлененным рельефом с площадью заболоченных и эродированных почв не более 20%; орошаемые и осушенные земли без признаков засоления или заболачивания.

IV категория. Включает земли лесной зоны, земледельчески мало освоенные, с однородными почвообразующими породами, с площадью заболоченных почв 20–40%. В ее состав входят: районы лесной зоны освоенные, с пестрыми почвообразующими породами, с площадью эродированных и заболоченных земель до 20–40%; сильноэродированные, с сильным развитием комплексности, степные, полупустынные и пустынные территории (40–60% комплексов от площади); районы лесостепной зоны с расчлененным рельефом и пестрыми почвообразующими породами с площадью эродированных почв 20–40%, поймы, плавни, дельты рек с несложным почвенным покровом, залесенностью и закустаренностью (меньше 20% площади); расчлененные предгорные территории; тундры; орошаемые и осушенные земли

с признаками вторичного засоления или заболачивания на площади до 15%.

V категория. Включает районы лесной зоны земледельчески мало освоенные, с пестрыми почвообразующими породами и большим количеством заболоченных почв (более 40% площади). К ней относятся: степные, полупустынные и пустынные территории с комплексностью и эродированностью более 60% площади; горы и заселенные предгорья; поймы, плавни, дельты со сложным неоднородным покровом и пестрым гранулометрическим составом (засоление, заболачивание, залесенность более чем на 20% площади); орошаемые и осушенные земли с признаками засоления и заболачивания на площади более 15%.

В пределах Беларуси встречаются III, IV и V категории. Территории, относящиеся к этим категориям, характеризуются следующими признаками.

III категория:

а) крупные низины и низкие плоские водоразделы, сильно заболоченные, с признаками торфяно-болотных почв низинного типа и почв, развитых на глинистых и тяжелосуглинистых почвообразующих породах (болотные массивы Журавлевское, Ореховский мох, Полоцкая низина и др.);

б) донно-моренные равнины с почвами, развивающимися на двухчленных почвообразующих породах (Лидская, Столбцовская и др.);

в) не заболоченные или мало заболоченные водно-ледниковые равнины и гряды, сложенные рыхлыми супесями и песками или подстилаемые песками с глубины не более 0,5 м (Прибугская равнина, Волковысская возвышенность и др.).

IV категория:

а) сильно заболоченные водно-ледниковые и древнеаллювиальные равнины, сложенные рыхлыми почвообразующими породами (Припятское и Брестское Полесье и др.);

б) платообразные равнины, сложенные или перекрытые лесовидными суглинками и лессами, осложненные блюдцеобразными западинами (Оршанско-Могилевское плато и др.);

в) моренные равнины, сложенные суглинистыми почвообразующими породами (Суражская низина, Чашникская равнина);

г) осушенные болотные массивы со сроком осушения: мощные (срок осушения менее 10 лет) и маломощные (срок осушения менее 5 лет).

V категория:

а) конечно-моренные гряды и возвышенности (Свенцяньские, Браславские гряды, Невельско-Городокская возвышенность);

б) массивы низинных торфяников, осложненные островами минеральных почв, например совхоз «Днепробутский» Кобринского района Брестской области;

в) поймы на Днепре, Припяти, Немане;

г) староосушенные торфяные почвы мощные и маломощные со сроком осушения соответственно 10 и 5 лет (совхозы Любанского района Минской области).

Количество почвенных контуров соответственно категориям изменяется до 10 до 15 и более 15 на 100 га. Это влияет на количество почвенных разрезов, необходимых для составления почвенной карты (табл. 89).

Таблица 89

Количество гектаров, приходящихся на один почвенный разрез (без прикопок)

Масштаб съемки	Гектары на местности			На карте, см ²		
	III	IV	V	III	IV	V
1:5 000	4	3	2	16	12	8
1:10 000	18	15	10	18	15	10
1:25 000	50	40	25	8	6,4	4
1:50 000	110	80	50	4,4	5,2	2

Соотношения между основными разрезами, контрольными и прикопками при работе на топографической основе приняты равными 1 : 4, на материалах аэрофотосъемки — 1 : 4 : 2, однако они могут сильно изменяться в зависимости от категории сложности.

Полевой период делится на несколько этапов: изучение картографической основы и систематического списка почв, рекогносцировку местности (изучают рельеф, геоморфологию территории, наличие овражно-балочной сети и гидрографии и др.), планирование рабочих маршрутов и непосредственно почвенная съемка.

В основу полевого изучения почв положен метод почвенно-профильной диагностики. Сущность метода заключается в закладке на исследуемой территории различных типов разрезов. В зависимости от назначения разрезы бывают: основные (ямы), контрольные (полуямы), прикопки.

Основные разрезы закладываются на наиболее характерных элементах рельефа на глубину 150–200 см. Глубина разрезов может варьировать в зависимости от наличия в профиле плотных подстилающих пород, уровня грунтовых вод и др. Предназначаются для всестороннего изучения почв и почвообразующих пород.

Контрольные разрезы служат для выявления контуров распространения почв на местности. Вскрывают почвенный профиль до начала залегания материнской породы (глубина 70–150 см).

Прикопки служат для уточнения границ между почвами и установления изменений отдельных свойств, например мощности горизонтов A_1 и A_2 . Их глубина колеблется от 40 до 75 см.

Почвенные разрезы нельзя располагать вблизи дорог, на обочинах канав. Для их закладки выбирают более или менее типичное место для крупного участка, местоположение которого точно определяется и на карте, и на местности, привязывая к каким-либо ориентирам. На почвенной карте основные разрезы обозначаются квадратом, полуямы — кружком диаметром 3 мм, прикопки — равнобедренным треугольником со стороной 3 мм (вершиной вниз).

Из основных разрезов и некоторых полуям по профилю почвы из всех генетических горизонтов отбирают образцы почв для лабораторных анализов. Количество разрезов, из которых должны быть отобраны образцы почв, планируется исходя из расчета, чтобы все выделенные на карте почвенные разновидности были охарактеризованы аналитическими данными в двух-трехкратной повторности. Отбор образцов начинают из нижнего горизонта.

При работе на территории с относительно выровненным однородным рельефом почвовед двигается по маршруту, закладывает разрезы на всех основных элементах рельефа, изучает почвы, устанавливает границы между ними. Установленные на местности границы визуально переносит на картографическую основу, продлевая их в обе стороны от рабочего маршрута до пределов ясной видимости смены форм рельефа с маршрута. Продолжение

границ осуществляется при обратном движении по параллельному маршруту.

При работе на участках со сложным рельефом, развитой гидрографической сетью границы между почвами устанавливаются и наносятся на карту по ходу движения.

Все заложенные на местности разрезы регистрируются и описываются в полевых журналах установленной формы.

Выделенные на карте почвы раскрашиваются в соответствии с принятыми условными обозначениями.

Полевой период завершается составлением полевой почвенной карты.

При обследовании земель Гослесфонда в этот период составляются полевая почвенная карта, карта рационального размещения древесных пород и трансформации земельных угодий, карта кислотности.

Часто одновременно с почвенными проводятся геоботанические исследования и составляются полевые геоботанические карты. Имеется специфика в картографировании эродированных почв. В частности, для эродированных почв Беларуси характерны пятнистость и полосность, вследствие чего выделять их отдельно на картах масштаба 1:10 000 трудно. Поэтому выделяют или средневзвешенное значение эродированности почвенного покрова в контуре, или комплексы с указанием почв разной степени эродированности.

В отдельных районах Витебской, Минской и Гродненской областей имеет место каменистость почв, поэтому для таких районов необходимо картографирование каменистости (щебнистости) почв. Для съемки мелиоративных объектов масштаб съемки определяется по коэффициенту неоднородности почвенного покрова территории (K_n). При $K_n < 20$ — масштаб съемки 1:5000, при $K_n > 20$ — 1:2000.

Подробно особенности картографирования различных объектов описаны в книге «Полевое исследование и картографирование почв БССР» (Отв. ред. Н.И. Смеян. Мн.: Ураджай, 1990. С. 220).

В камеральный период выполняют лабораторные анализы почв, оформляют авторский оригинал почвенной карты (рис. 26), составляют почвенный очерк, вычисляют площади контуров разновидностей почв, оформляют карты агропроизводственной группировки почв, карты эродированных и каменистых земель,

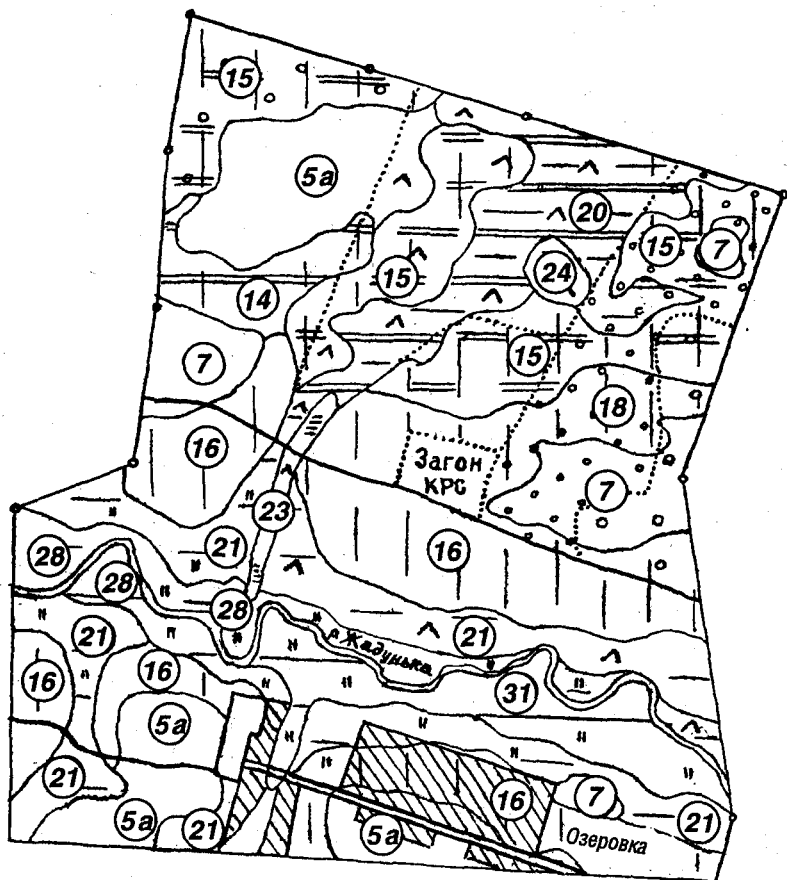


Рис. 26. Фрагмент почвенной карты

для лесхозов — рационального размещения древесных пород и др. Набор картограмм изменяется в зависимости от производственных запросов. К почвенной карте может быть приложена картограмма бонитировки почв, которую составляют по результатам бонитировки, характеризующей производительность почв в баллах, агрохимические картограммы с указанием обеспеченности

почв подвижными соединениями фосфора, калия, кислотности или щелочности; картограммы глубины залегания и минерализации грунтовых вод; солонцов и солонцеватости; засоления и др.

Использование материалов крупномасштабного картографирования в сельскохозяйственном производстве

Результаты почвенных исследований, представленных предприятиям в виде почвенной карты, почвенного очерка и различных картограмм, являются основой планирования сельскохозяйственного производства. На их основе проводится землеустройство, определяется структура посевных площадей, выбираются участки для известкования, осушения или орошения. Они необходимы для определения норм и способов внесения удобрений, способов обработки почв.

Чем сильнее в почве выражены отрицательные свойства, обусловленные их генезисом, тем труднее достижение высокой производительности, тем больше затраты для устранения этих отрицательных свойств.

Почвенный покров Беларуси в естественном состоянии отличается низким естественным плодородием, на ее территории имеются заболоченные, эродированные и каменистые почвы, поэтому и на пашне, и на лугах приходится затрачивать много усилий для перевода малоплодородных почв в хорошо окультуренные, плодородные. При разработке необходимых мероприятий настольными документами каждого агронома должны быть прежде всего почвенная карта и прилагаемые к ней документы.

Глава 28

ПРИНЦИПЫ АГРОПРОИЗВОДСТВЕННОЙ ГРУППИРОВКИ И КАЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ПОЧВ

Рациональное использование земельных ресурсов невозможно без учета качественных особенностей почвенного покрова поля, хозяйства, страны.

Материалы о качестве почв являются основой научного земледелия, они необходимы при землеустройстве, оценке производственной деятельности хозяйств, определении структуры посевных площадей, при введении земельного кадастра и др. С этой целью проводятся группировка и бонитировка почв.

Агропроизводственная группировка почв

Агропроизводственная группировка почв — объединение видов и разновидностей почв по общности агротехнических показателей, уровню плодородия, однотипности характера использования.

При объединении почв в агрогруппы учитывается близость их по генезису, гранулометрическому составу, почвообразующим и подстилающим породам, типу водного режима, сходству агрохимических и агрофизических показателей плодородия, степени эродированности и завалуненности, однородности почвенных контуров, их конфигурации и величине, однотипности агротехнических мероприятий для отдельных сельскохозяйственных культур и мероприятий по повышению плодородия.

На первом этапе делят почвы на требующие и не требующие специальной агротехники (удаление камней, эродированность и др.), затем делят на две группы по гранулометрическому составу (тяжелые и легкие), в дальнейшем учитываются зональные и видовые различия.

В Беларуси первая агропроизводственная группировка произведена А.Г. Медведевым и Н.П. Булгаковым в 1960 г. Было выделено 11 агрогрупп, составленных из 47 подгрупп. Агрогруппы выделялись по типам почв, а внутри типа — по гранулометрическому составу. Подгруппы выделялись по степени проявления оподзоливания. Накопление данных о почвах дало возможность произвести новую агропроизводственную группировку, в которую вошли 33 агропроизводственные группы (А.Г. Медведев, Н.И. Смеян, 1974). В настоящее время выделено 30 агрогрупп (Н.И. Смеян, Т.Н. Пучкарева, Г.А. Ржеутская, 1990). Относительно конкретных свойств дополнительно учтены особенности структуры почвенного покрова, рельефа, истории использования отдельных участков. Учитываются материалы последнего тура

агрохимических исследований, сведения о применении сточных вод и др.

Агропроизводственную группировку нельзя рассматривать, как что-то постоянное, неизменное. Возможны случаи перевода почв из одной группы в другую в результате мелиорации и других мероприятий по окультуриванию или когда для выделения агрогруппы нет оснований из-за малой площади отдельных почв и др.

К карте агропроизводственной группировки составляют пояснительную записку, где обосновываются рекомендуемые мероприятия по рациональному использованию почв хозяйства. На ее основе выделяют рабочие участки для эколого-контурных севооборотов, при введении которых наилучшим образом сочетаются биологические особенности растений со свойствами почвы. На ней отмечают участки для создания культурных сенокосов и пастбищ; земли, требующие осушения или орошения, почвозащитных мероприятий; земли, нуждающиеся в рекультивации, очистке от валунов и камней; земли несельскохозяйственного использования (парки, заповедники и др.); непригодные для ведения хозяйства (овраги, карьеры, балки и др.).

Агроном в своей практической работе должен уметь использовать результаты агропроизводственной группировки почв применительно не только к отдельным почвам, но и к их комбинациям на рабочих участках.

Бонитировка почв

Бонитировка почв — интегральный показатель плодородия почв, сравнительная оценка качества почв по их производительной способности, специализированная генетико-производственная классификация почв, плодородие которых выражается в баллах, а бонитет почвы — показатель ее продуктивности, доброкачественности.

Бонитировка почв — составная часть земельного кадастра, задачей которого является государственная система изучения, оценки, учета и распределения земельного фонда страны, рационального использования и охраны.

История бонитировки уходит в глубь веков. Землеоценочные работы проводились в Древнем Египте и Месопотамии, в Японии и Китае, в России впервые писцовые книги с земельным кадастром введены с XV в. В XVII в. было начато «Генеральное межевание», в 1879 г. в целях общегосударственной оценки земельных ресурсов В.И. Чаславский составил опросным методом почвенную карту. Работа проводилась кадастровыми комиссиями, в результате чего была составлена первая бонитировочная шкала оценки почв по урожайности.

Новый подход к оценке почв разработал В.В. Докучаев, который разделил оценочные работы на две части: 1) определение естественной «правоспособности» почв, т.е. их потенциальное плодородие на основе учета природных свойств почв; 2) сельскохозяйственно-экономическое обследование почв, причем первая часть играла ведущую роль.

Идеи В.В. Докучаева развил в дальнейшем Н.М. Сибирцев, дополнив эти части необходимостью зонально-регионального подхода к бонитировке почв и подчеркнув важность учета условий минерального питания растений.

Идеи В.В. Докучаева и Н.М. Сибирцева положены в основу бонитировки почв в СССР, в том числе в Беларуси, где почва рассматривается как естественноисторическое тело и как основное средство сельскохозяйственного производства с учетом агрохимических свойств, размера контура рабочего участка, закустаренности, завалуненности, заболоченности, эродированности.

Впервые бонитировка почв в республике была проведена в 1964–1969 гг., повторная, более совершенная, на основе новой шкалы баллов бонитировка — в 1974–1976 гг. В 1984–1985 гг. проведен третий тур бонитировки, в основу которой была положена новая методика.

При построении шкалы оценочных баллов во всех турах была принята 100-балльная закрытая шкала. За 100 баллов принята дерново-карбонатная, выщелоченная, легко- и среднесуглинистая, высококультуренная почва со следующими агрохимическими показателями: pH_{KCl} 5,9, подвижных соединений фосфора и калия (P_2O_5 и K_2O) соответственно более 19 и более 16 мг/100 г почвы.

При оценке почв учитывались различия на уровне типа, подтипа, рода и вида. Учитывался гранулометрический состав мате-

ринской и подстилающей пород, от которого плодородие почв зависит в значительной степени. Агрохимические свойства почв и их культуртехническое состояние учитывались с помощью поправочных коэффициентов. Совокупное влияние этих свойств выявлялось по урожайности озимой ржи, озимой пшеницы, ячменя и картофеля в полевых опытах на контрольных опытных делянках, а также на полях различных хозяйств, на разных почвах в сравнимых условиях агротехники. Первоначальные баллы по каждой сельскохозяйственной культуре определялись по формуле

$$Б = (У_{\phi} / У_{\text{м}}) \times 100,$$

где Б — оценка определенного свойства почвы по одной культуре; $У_{\phi}$ — урожайность на почве с худшим состоянием оцениваемого свойства; $У_{\text{м}}$ — урожайность на почве с оптимальным состоянием свойств, оцененным в 100 баллов.

Средневзвешенный балл определялся по данным урожая каждой из четырех культур по формуле

$$Б_{\text{с}} = (Б_1 \times У_1 + Б_2 \times У_2 + Б_3 \times У_3 + Б_4 \times У_4) / 100,$$

где $Б_{\text{с}}$ — средневзвешенный балл; $Б_1, Б_2, Б_3, Б_4$ — баллы почв по урожаям озимой ржи, пшеницы, ячменя, картофеля; $У_1, У_2, У_3, У_4$ — относительная доля каждой из культур в общей площади посева.

На основании расчетов была разработана балльность 178 почвенных разновидностей, которые в структуре почвенного покрова пашни составляют около 89% площади. Остальные, менее встречающиеся, почвы оценены расчетным путем (табл. 90).

Оценочные баллы почв естественных сенокосов и пастбищ включали 49 почвенных разновидностей.

В третьем туре оценочная шкала разработана для почв, находящихся в оптимальном состоянии для сельскохозяйственного производства. При оценке почв с худшими свойствами введены поправочные коэффициенты на климатические условия, заболоченность, эродированность, каменистость, контурность, закусаренность. Они рассчитываются так же, как и средний балл.

Для оценки агрохимических показателей плодородия в третьем туре бонитировки использован индекс агрохимической окультуренности почвы, где pH_{KCl} , гумус, P_2O_5 , K_2O выражены в относительных единицах.

**Таблица оценочных баллов почв пахотных угодий
по III туру оценки (фрагмент, Н.И. Смеян и др.)**

Тип увлажнения	Гранулометрический состав									
	Средне- и легко-суглинистые		Связносупесчаные		Рыхлосупесчаные		Связнопесчаные		Рыхлопесчаные	
	мощные	подсти-лаемые песком	подсти-лаемые суглинком	подсти-лаемые песком	подсти-лаемые суглинком	подсти-лаемые песком	подстилае-мые суг-линком	мощные	подстилае-мые суг-линком	мощные
I. Дерново-карбонатные	100	81	82	64	69	52	56	38	42	29
II. Дерново-подзолистые	71	58	69	50	53	40	45	30	34	18
III. Дерново-подзолистые заболоченные (глееватые)	48	44	48	43	40	37	36	32	27	21

Систематический учет индекса окультуренности как наиболее динамичного показателя по сравнению с другими свойствами позволяет более объективно оценить уровень плодородия почв.

Каждая сельскохозяйственная культура по-разному реагирует на комплекс свойств почвы, выраженных баллом бонитета. Отмечается наиболее тесная связь урожайности растений с гранулометрическим составом почвообразующих и подстилающих пород и степенью переувлажнения почвы.

На основании исследований все почвы республики объединены в 10 агропроизводственных групп с соответствующими баллами бонитета. Для каждой из этих групп предложен свой, наиболее рациональный набор культур (табл. 91). Этой группировке должна соответствовать структура посевных площадей в конкретном хозяйстве.

Таблица 91

Агропроизводственная группировка пахотных почв Беларуси и рекомендуемый набор культур для каждой группы

Агрогруппа	Баллы бонитировки	Рекомендуемый набор культур
Дерново-карбонатные почвы, развивающиеся на суглинистых и супесчаных породах (02, 02)	78	Озимая пшеница, ячмень, горох, люцерна, клевер, вика, кукуруза, сахарная свекла, брюква
Дерново-подзолистые глинистые и тяжелосуглинистые (04)	58	Пшеница, ячмень, горох, вика, пелюшка, клеверно-злаковые смеси, кормовые корнеплоды, лен
Дерново-подзолистые легко- и среднесуглинистые мощные и подстилаемые мореной или песком с глубины около 1 м (05, 06)	71	Озимая и яровая пшеница, ячмень, горох, вика, пелюшка, люцерна, клевер, бобово-злаковые смеси, лен, сахарная свекла, картофель
Дерново-подзолистые супесчаные, подстилаемые мореной, около 0,5 м (07)	63	Озимая рожь, пшеница, горох, кукуруза, клевер, люцерна, картофель, кормовая свекла, брюква, сахарная свекла
Дерново-подзолистые супесчаные, подстилаемые мореной с глубины около 1 м, около 0,5 м, суглинистые, подстилаемые песками с глубины до 0,5 м (08)	54	Озимая рожь, овес, люпин, кукуруза, картофель

Окончание табл. 91

Агрогруппа	Баллы бонитировки	Рекомендуемый набор культур
Дерново-подзолистые, оглеенные внизу и временно избыточно увлажненные на мощных песках и супесчаные, подстилаемые песками (09)	39	Озимая рожь, овес, люпин, кукуруза, картофель
Дерново-подзолистые, временно избыточно увлажненные на глинах и суглинках, супесчаные, подстилаемые с глубины 0,5 м мореной (06)	65	Ячмень, яровая пшеница, горох, вика, пелюшка, клевер, бобово-злаковые смеси, лен, сахарная свекла, озимые (ограниченно)
Дерново-подзолистые глееватые и глеевые на всех породах (10, 14)	38	Многолетние травы, однолетние бобово-злаковые смеси
Дерново-глеевые и торфяно-болотные с мощностью торфа менее 1 м (15, 18)	53	Многолетние травы, однолетние культуры при перезалужении
Торфяно-болотные с мощностью торфа более 1 м (19)	73	Многолетние травы, озимая рожь, ячмень, однолетние травы с подсевом райграсса однолетнего

Однако результаты третьего тура бонитировки во многом устарели из-за больших изменений в свойствах почв и трансформации земельных угодий. Кроме того, во всех турах бонитировки качество земель оценивалось на межхозяйственном уровне. В 1998 г. в НИГПИПА (Н.И. Смеян и др.) разработали методику для внутрихозяйственной оценки почв каждого рабочего участка, выраженную в баллах по отношению к возделыванию на них тринадцати сельскохозяйственных культур и их групп (озимая пшеница, озимая рожь, рапс, ячмень, яровая пшеница, овес, кормовой люпин, горох, вика, пелюшка, картофель, лен, кукуруза, корнеплоды, люцерна, клевер, злаковые травы). Авторами предложена балльность для вышеперечисленных культур на основных почвах, преобладающих в структуре почвенного покрова республики. Остальные, менее встречающиеся, почвы оценены расчетным путем.

Шкала оценочных баллов разработана для участков почв с оптимальными свойствами. На участке, где свойства отличаются от оптимальных, в средневзвешенный балл вводятся те же по-

правочные коэффициенты, которые использовались в третьем туре бонитировки (на закустаренность, завалуненность, заболоченность, эродированность, размер контура, степень окультуренности, климатические условия).

Полученные результаты оценки почв по новой методике в виде баллов могут использоваться самостоятельно в практической деятельности хозяйств, районов, областей, и, что очень важно, они могут входить составной частью в комплексную кадастровую оценку каждого рабочего участка.

Результаты бонитировки являются основой для прогноза урожая, планирования и применения удобрений. Для этого используют цену балла почв по урожайности на почве без удобрений и отдельно учитывают прибавку урожая от удобрений в соответствии с нормативами, полученными при обобщении полевых опытов, проведенных научными учреждениями республики.

Возможный урожай (Y_n , ц/га) определяется по формуле

$$Y_n = (B_n + C_6) + (D_{NPK} \times O_{NPK}) + (D_{o,y} \times O_{o,y}),$$

где B_n — балл пашни; C — цена балла, кг; D_{NPK} — доза минеральных удобрений; O_{NPK} — оплата минеральных удобрений; $D_{o,y}$ — доза органических удобрений; $O_{o,y}$ — оплата органических удобрений.

Наилучшие результаты дает совместное использование результатов бонитировки и экономической оценки земель по валовому доходу, общей величине затрат и чистому доходу. Оно выявляет достоинства и недостатки в деятельности отдельных хозяйств.

При этом учет экономических факторов проводится путем введения поправочных коэффициентов к единой по качеству пашни или тем же путем построения многофакторной корреляционной зависимости.

Глава 29 ПОЧВЫ МИРА

Каждый континент и каждая страна имеет свою специфику почвенного покрова, обусловленную комплексом факторов почвообразования на территории того или иного широтного почвенно-биоклиматического пояса и почвенно-биоклиматической области.

Количественные показатели распределения почв мира

Основные направления почвообразования в главных природных поясах Земли заключаются в дифференциации и усложнении почвенных зон под влиянием таких глобальных явлений, как оледенение, горообразование, морские трансгрессии, континентальное обводнение, опустынивание. В то же время на фоне крупнозональных общеземных процессов в образовании почвенного покрова суши имеется общая тенденция. Она заключается в том, что интенсивность выветривания и почвообразования связана с влиянием окружающей среды, что позволяет в пределах каждого биоклиматического пояса констатировать протекание главных почвообразовательных процессов.

В соответствии с этим принципом почвы группируются в *формации* — самый высокий таксономический уровень группировки почв мира.

Второй таксономический уровень группировки почв — это *фации*. Они объединяют в составе формаций типы почв, отличающиеся влиянием климата, возрастом, почвообразующими породами и общей палеогеографией страны.

Е.В. Лобова и А.В. Хабаров (1983) выделили 12 формаций и 19 фаций. Они подсчитали площади формаций для равнинных и горных территорий (табл. 92).

Таблица 92

Площади почв равнинных территорий мира по формациям

Почвенно-биоклиматические формации и дополнительные выделения	Площадь, тыс. км ²	Процент от площади	
		обитаемой суши	всей суши земного шара
1. Криогенные нейтральные и слабо- кислые насыщенные почвы арктиче- ского климата	716,1	0,53	0,48
2. Криогенные слабокислые почвы субарктического климата	3945,0	2,90	2,63
3. Кислые сильно промерзающие или мерзлотные почвы бореального хо- лодного климата	4777,4	3,52	3,19

Окончание табл. 92

Почвенно-биоклиматические формации и дополнительные выделения	Площадь, тыс. км ²	Процент от площади	
		обитаемой суши	всей суши земного шара
4. Кислые и слабокислые почвы бореального умеренно холодного климата	12703,9	9,36	8,47
5. Нейтральные и щелочные почвы суббореального умеренно теплого климата	7866,6	5,79	5,25
6. Нейтральные и слабощелочные почвы субтропического сухого кли- мата	8177,1	6,04	5,46
7. Ферриаллитные кислые, реже ней- тральные почвы влажного субтропи- ческого климата	5126,0	3,78	3,42
8. Слабокислые и нейтральные почвы сухого тропического климата	11586,2	8,52	7,74
9. Аллитные и ферраллитные кислые почвы влажного тропического климата	23741,4	17,48	15,83
10. Карбонатные засоленные пустынь- ные почвы	9316,5	6,86	6,22
11. Вулканические, относительно мо- лодые почвы	722,5	0,53	0,48
12. Засоленные и щелочные почвы, в основном аридного и полуаридного климата	2404,2	1,77	1,60
13. Древние почвы и коры разных зон	355,1	0,26	0,23
14. Щебнистые, скелетные почвы	3179,4	2,33	2,11
15. Пески разных зон	7041,5	5,20	4,71
16. Пойменные аллювиальные почвы для всех зон	37,08	2,73	2,48
<i>Всего</i>	105367,8	77,60	70,30

Например, формация кислых и слабокислых почв бореально-умеренного климата образуется при выветривании средней

интенсивности, среди почв преобладают подзолистые. В ней выделены две фации: 1) океанического и субокеанического климата с подзолистыми, дерново-подзолистыми и бурыми лесными почвами; 2) субконтинентального климата с подзолами, подзолистыми и серыми лесными почвами. Черноземы, каштановые и бурые полупустынные почвы составляют пятую формацию.

Из общей площади материков с островами (149 888 тыс. км²) на долю почв равнинных территорий приходится 70,3%, или 105 367,8 тыс. км².

Площади почв горных территорий различных зон составляют 26 718,9 тыс. км², или 17,83% суши земного шара.

Земельные ресурсы мира

Основой для учета земельных ресурсов служат почвенные карты и карты использования земель. Количество почв для мира и материков подсчитано в связи с выходом в свет почвенной карты мира в 1975 г. (табл. 93, 94). На ней доля почв равнинных территорий (без Антарктиды) составляет 72,6% общей площади материков и островов. Перспективы использования почв в разных зонах неоднозначны. Большие площади занимают полярные, субарктические и бореальные холодные области, где находятся сильно промерзающие и мерзлотные почвы и где для земледелия можно использовать дерново-подзолистые и серые лесные почвы южной тайги.

Таблица 93

Площади равнинных территорий мира
(Е.В. Лобова, А.В. Хабаров, 1983)

№ п/п	Почвы	Площадь, тыс. км ²
1	Арктические	716,1
2	Арктотундровые	959,3
3	Тундровые	2567,8
4	Таежные	3402,3
5	Подзолистые	9169,3
6	Серые лесные	1255,5
7	Бурые лесные	2503,5

Окончание табл. 93

№ п/п	Почвы	Площадь, тыс. км ²
8	Черноземы	3142,9
9	Каштановые	3687,6
10	Бурые полупустынные	1468,1
11	Бурые полупустынные субтропические	1224,0
12	Пустынные	3742,2
13	Красные средиземноморские	643,0
14	Бурые и черные тропические	4970,6
15	Черные и коричневые субтропические	3270,2
16	Сероземы	2275,6
17	Ферраллитные	14518,3
18	Желтые и красно-бурые тропические	14304,8
19	Железистые субтропические	741,0
20	Красноземы	2420,6
21	Неразвитые почвы	3494,7
22	Пески	7041,5
23	Аллювиальные	3708,9
24	Засоленные	2404,2
25	Болотные	3923,0
26	Луговые	1016,8
27	Прочие (планосоли, андосоли и др.)	6853,1

Таблица 94

Площади почв горных территорий мира по природным поясам

Почвы горных поясов	Площадь, тыс. км ²	Процент от площади	
		обитаемой суши	всей суши земного шара
Альпийские, субальпийские и таежные подзолистые	9282,3	6,84	6,20
Серые и бурые лесные	3946,0	2,91	2,64
Степные	1214,5	0,90	0,81
Пустынные	783,3	0,57	0,52

Окончание табл. 94

Почвы горных поясов	Площадь, тыс. км ²	Процент от площади	
		обитаемой суши	всей суши земного шара
Коричневые и сероземы	3152,6	2,33	2,11
Желтоземы и красноземы	1149,5	0,84	0,76
Тропические (ферраллитные)	2638,5	1,94	1,75
Высокогорные	2933,4	2,16	1,96
Неразвитые	1618,8	1,20	1,08
<i>Всего</i>	26718,9	19,69	17,83

В суббореальном поясе большинство почв уже освоено. Интенсивно используются почвы влажных субтропиков.

В аридных областях мира имеются территории, которые можно использовать при орошении. На долю аридных почв приходится 35,9% площади всех континентов, в Евразии — 34%. Из них почвы пустынь занимают соответственно 7,3% и 6,0% площади. Часть их может использоваться как пастбища, а при орошении даже для хлопчатника и других требовательных культур.

Особенности использования аридных бурых полупустынных, светло-каштановых почв в комплексе с солонцами, каштановых, южных черноземов, сероземов и других типов почв отмечены в соответствующих главах третьей части книги.

В настоящее время на долю пахотных земель приходится 1,5 млрд га, или 11,3% земельного фонда, с колебаниями по континентам от 4 до 18%. Наибольший коэффициент земледельческого использования (КЗИ) отмечен для равнинных территорий Европы (30%), которые обрабатываются в 4 раза интенсивнее, чем горные, а равнины Северной Америки в 2 раза интенсивнее, чем горные. Горные почвы Африки имеют КЗИ в 2 раза больше, чем равнинные.

Сиаллитные почвы (бурые и серые лесные дерново-подзолистые), занимающие около 10% мирового земледельческого фонда, имеют среднемировой КЗИ 14,5%; в Европе КЗИ этих почв — 24%, в Австралии — 6%.

Среднемировой КЗИ для черноземов, лугово-черноземных и черноземовидных почв около 50%, интенсивнее они используются в Северной Америке (КЗИ около 70%).

Среднемировой КЗИ для засоленных почв составляет около 5%, для Евразии — 6,2%, для сероземов Евразии — 19%. Интенсивно используются феррсиаллитные почвы, на долю которых приходится 13% земельного фонда мира. Среди них выделяются коричневые почвы (КЗИ в Евразии — 55%, в Австралии — 54, в Северной Америке — 38%) и желтоземы.

Среднемировой КЗИ для ферраллитных почв влажного тропического климата равен около 5%, в том числе для Евразии и Северной Америки КЗИ около 25%, в Африке, Южной Америке и Австралии эти почвы почти не используются. Все данные приведены по подсчетам Н.Н. Розова и М.Н. Строгановой (1979). По их оценке, а также по данным Б.Г. Розанова (1977), площадь земледелия в мире может быть доведена до 2,7–2,9 млрд га, т.е. возможен прирост пашни в 1 млрд га за счет тропических почв (400 млн га), повышения КЗИ для ферраллитных почв до 20%, красно-бурых саваннных до 30, серо-коричневых — до 40, коричневых — до 60, сероземов Африки — до 25, лугово-сероземных — до 50%. Резервами для расширения земледелия могут служить серые и бурые лесные почвы, для которых КЗИ возможно довести до 40%, и дерново-подзолистые с псевдоподзолистыми лессированными почвами (КЗИ до 25%).

Важнейшим вопросом землепользования являются пастбища, площадь которых на земном шаре составляет около 30 млн км² (Б.Г. Розанов, 1984). Около 16 млн км² их расположено на территории СНГ, Китая, США, Аргентины, Монголии и Бразилии. Почти на всех пастбищах мира наблюдается перевыпас, следствием которого является распыление, засоление, опустынивание почв. В тундрах особенно вреден зимний перевыпас, который приводит к чрезмерному таянию и оседанию почв, развитию термокарста, появлению оврагов.

Главными мероприятиями на пастбищах являются пастбищеобороты и максимальное сокращение выпаса и выбивания грунтов.

Современный уровень развития науки и техники позволяет успешно использовать уже освоенные и освоить малопригодные в настоящее время для сельскохозяйственного производства почвы, что, естественно, требует значительных капиталовложений на основе разработки рациональной, экологически и экономически обоснованной структуры землепользования обширного региона или отдельного землевладения.

Литература

К первой части

- Барголов И.Б.* Курс геологии. М.: Агропромиздат, 1989.
Толстой М.П. Геология с основами минералогии. М.: Агропромиздат, 1991.

Ко второй части

- Агропочвоведение / В.Д. Муха, Н.И. Картамышев и др.; Под ред. В.Д. Мухи. М.: Колос, 1984.
Александрова Л.Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. Л.: Наука, 1980.
Вернадский В.И. Биосфера // Избр. соч. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 5.
Виленский Д.Г. Почвоведение. М.: Учпедгиз, 1954.
Вильямс В.Р. Земледелие с основами почвоведения. М.: Сельхозгиз, 1939.
Гедройц К.К. Избранные сочинения: В 3 т. М.: Сельхозгиз, 1955.
Гришина Л.А. Гумусообразование и гумусное состояние почв. М.: МГУ, 1986. 56 с.
Докучаев В.В. Избранные сочинения: В 3 т. М.: Сельхозгиз, 1949.
Качинский Н.А. Физика почв: В 2 ч. М.: Высш. шк., 1965.
Крупеников И.А. История почвоведения. М.: Наука, 1981.
Кулаковская Т.Н. Почвенно-агрохимические основы получения высоких урожаев. Мн.: Ураджай, 1978.
Мишустин Е.Н., Емцев В.Т. Микробиология. М.: Колос, 1978.
Оптимальные параметры плодородия почв / Под ред. Т.Н. Кулаковской. М.: Колос, 1984.

Пономарева В.В. Теория почвообразовательного процесса. М.; Л.: Наука, 1964. 228 с.

Почвоведение / Л.Н. Александрова, И.Н. Антипов-Каратаев, И.Ф. Гаркуша; Под ред. К.П. Горшенина. М.: Сельхозгиз, 1958.

Почвоведение / И.С. Кауричев, Н.П. Панов, Н.Н. Розов и др.; Под ред. И.С. Кауричева. М.: Агропромиздат, 1989.

Почвоведение: В 2 ч. / Под ред. В.А. Ковды и Б.Г. Розанова. М.: Высш. шк., 1988.

Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге: В 2 т. М.: Гидрометеиздат, 1965–1969.

К третьей части

Атлас почв СССР. М.: Колос, 1974.

Афанасьев Я.Н. Генезис, проблемы классификации и плодородия почв: Избр. труды / Белорусский республиканский фонд фундаментальных исследований. Мн., 1977.

Герасимов И.П. Генетические, географические и исторические проблемы современного почвоведения. М.: Наука 1976.

Добровольский Г.В., Урусевская И.С. География почв. М.: МГУ, 1968.

Докучаев В.В. Русский чернозем // Соч. М.; Л.: АН СССР, 1949. Т. 3.

Докучаев В.В. К учению о зонах природы. Соч. М.: Л.: АН СССР, 1951. Т. 4.

Ефимов В.Н. Торфяные почвы. М.: Россельхозиздат, 1980.

Жилко В.В. Водная и ветровая эрозия. Мн.: Ураджай, 1986.

Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977.

Классификация почв России. М.: РАСХН, 1977.

Лобова Е.В., Хабаров А.В. Природа мира. Почвы. М.: Мысль, 1983.

Оценка плодородия почв Белоруссии / Под ред. Н.И. Смеяна, В.С. Зинченко, И.М. Богдевича. Мн.: Ураджай, 1989.

Петровский Е.И., Горбылева А.И., Калько Б.А. Почвы Республики Беларусь. Горки: БСХА, 1998.

Полевое исследование и картографирование почв БССР / Под ред. Н.И. Смеяна. Мн.: Ураджай, 1990.

Почвы Белорусской ССР / Под ред. Т.Н. Кулаковской, П.П. Рогового и Н.И. Смеяна. Мн.: Ураджай, 1974.

Роговой П.П. Водный режим почвогрунтов на территории Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1972.

Смеян Н.И. Почвы и структура посевных площадей. Мн.: Ураджай, 1990.

Фридланд В.М. Структура почвенного покрова мира. М.: Мысль, 1984.

Черемисинов Г.А. Эродированные почвы и их продуктивное использование. М.: Колос, 1968.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От авторов	3
ЧАСТЬ I. ОСНОВЫ ГЕОЛОГИИ	7
Глава 1	
Предмет геологии, ее задачи, составные части и методы	8
Строение и происхождение Земли	11
Минералогический состав земной коры	17
Петрографический состав литосферы (горные породы)	25
Глава 2	
Эндогенные и экзогенные процессы	
и их роль в жизни Земли	36
Эндогенные процессы	36
Экзогенные процессы	41
Подземные воды	47
Геологическая деятельность поверхностных текучих вод	51
Геологическая деятельность рек	53
Геологическая деятельность ледников	55
Вечная мерзлота	58
Геологическая деятельность озер и болот	59
Геологическая деятельность моря	60
Глава 3	
Геологическая история Земли	62
Особенности четвертичного периода	66
Горные породы на территории Беларуси. Осадочный чехол, его мощность и литологический состав	68
ЧАСТЬ II. ОБЩЕЕ ПОЧВОВЕДЕНИЕ	71
Введение	73
История почвоведения	76
Глава 4	
Общая схема почвообразовательного процесса	82
Сущность процесса почвообразования	83
Стадии в развитии почв	86

Конкретные почвообразовательные процессы	89
Формирование почвенного профиля. Морфологические признаки почв	95
Микроморфологические признаки почв	102
Глава 5	
Учение В.В. Докучаева о факторах почвообразования	102
Зеленые растения	103
Микроорганизмы	106
Почвенные животные	109
Климат	110
Почвообразующие породы	113
Рельеф	115
Возраст почв	116
Производственная деятельность человека	117
Глава 6	
Состав почвообразующих пород и почв	117
Минералогический состав	117
Гранулометрический состав	126
Химический состав	131
Содержание и формы химических элементов в почвах	132
Микроэлементы в почвах	137
Радиоактивность почв	140
Глава 7	
Органическое вещество почв и процессы его трансформации	143
Источники органических веществ в почве	143
Общая схема гумусообразования. Современные представления о гумусообразовании	146
Состав гумуса и строение гумусовых веществ	150
Формы взаимодействия гумусовых веществ с минеральной частью почвы	154
Гумусовое состояние почв	156
Значение гумуса в почвообразовании, плодородии и питании растений в пахотных почвах и его баланс	160
Глава 8	
Почвенные коллоиды	163
Глава 9	
Поглотительная способность почвы	168
Виды поглотительной способности	169
Емкость катионного обмена и состав обменных катионов в разных почвах	173

Поглощение почвой анионов	175
Кислотность и щелочность почв	177
Буферность почвы	184

Глава 10

Структура почвы	185
Способы оценки структурного состояния почвы	185
Факторы образования структуры почвы	189

Глава 11

Физические и физико-механические свойства почвы	191
Общие физические свойства	191
Физико-механические свойства	196
Регулирование физических и физико-механических свойств	203

Глава 12

Почвенная влага, водные свойства и водный режим почв	205
Категории и формы воды в почве	206
Водные свойства почв	212
Почвенно-гидрологические константы	218
Водный режим	220
Типы водного режима и его регулирование	222

Глава 13

Почвенный воздух	227
Формы почвенного воздуха	228
Газовый состав свободного почвенного воздуха	230
Дыхание почвы	232
Роль макрогазов в почвообразовании и развитии растений	232
Аэрация и воздушные свойства почв	234
Воздушный режим почв	236

Глава 14

Тепловые свойства и тепловой режим почв	238
Тепловые свойства	239
Тепловой режим	242

Глава 15

Почвенный раствор и окислительно-восстановительные процессы в почвах	246
Химический состав, концентрация и реакция почвенного раствора	248

Окислительно-восстановительные процессы	250
Типы окислительно-восстановительных режимов	254

Глава 16

Плодородие почв	255
Понятие о почвенном плодородии	255
Категории почвенного плодородия	257
Факторы и условия плодородия	259
Воспроизводство плодородия	263
Процесс окультуривания и степень окультуренности.	
Культурный почвообразовательный процесс	264
Оптимальные параметры почвенного плодородия	266
Мероприятия по управлению почвенным плодородием	270
Модели почвенного плодородия	272

ЧАСТЬ III. ГЕНЕЗИС (ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ), КЛАССИФИКАЦИЯ И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ	281

Глава 17

Классификация почв	281
Принципы классификации почв	281
Принципы классификации и систематики почв Беларуси	286
Система таксономических единиц	289
Номенклатура и диагностика почв	291

Глава 18

Почвенно-географическое районирование	292
Закономерности географического распределения	292
Таксонометрические единицы почвенно-географического районирования	294
Почвенно-географическое районирование территории Республики Беларусь	296
Структура почвенного покрова	300

Глава 19

Бореальный (умеренно холодный) пояс	302
Таежно-лесная зона	302
Условия почвообразования	302
Подзолистые почвы	304
Дерновые почвы	311
Дерново-карбонатные почвы	312
Дерновые заболоченные почвы	315

Дерновые литогенные почвы	318
Агрономическая оценка	319
Дерново-подзолистые почвы	320
Дерново-подзолистые заболоченные почвы	329
Болотно-подзолистые почвы	334
~~Болотные почвы~~ → 2.1. 21	~~336~~
Бурые лесные почвы (буроземы)	345
Лесостепная зона	349
Условия почвообразования	349
Серые лесные почвы	351
Классификация, строение, свойства и агрономическая оценка	352
Глава 20	
Суббореальный (умеренно теплый) пояс	355
Черноземные почвы лесостепной	355
и степной зон	355
Условия почвообразования	356
Генезис черноземов	358
Классификация черноземов	361
Состав и свойства черноземов	364
Сельскохозяйственное использование	365
Зона сухих степей	368
Каштановые почвы	369
Условия почвообразования	369
Генезис каштановых почв	370
Классификация, свойства и сельскохозяйственное использование	371
Глава 21	
Солончаки, солонцы, солоди	374
Солончаки	375
Солонцы	380
Солоди	387
Глава 22	
Полупустынная зона	390
Бурые полупустынные почвы	390
Условия почвообразования	390
Генезис бурых полупустынных почв	392

Классификация, свойства и сельскохозяйственное использование	393
Глава 23	
Субтропический (теплый) пояс	396
Сероземы	397
Условия почвообразования	397
Генезис сероземов	398
Классификация, свойства и сельскохозяйственное использование	399
Зона сухих субтропических степей, ксерофитных лесов	403
и кустарников	403
Условия почвообразования	404
Серо-коричневые почвы	404
Коричневые почвы	405
Почвы влажных субтропических лесов	407
Условия почвообразования	407
Красноземы	409
Желтоземы	410
Сельскохозяйственное использование	411
Глава 24	
Почвы пойм и дельт рек	412
Условия почвообразования и генезис	412
Классификация, свойства и сельскохозяйственное использование	417
Аллювиальные дерновые (пойменные) и дерновые заболоченные почвы	418
Аллювиальные болотные почвы	421
Аллювиальные старопойменные дерновые и дерновые заболоченные почвы	424
Глава 25	
Эрозия почв и меры борьбы с нею	428
Типы и виды эрозии	428
Районы распространения эрозии. Вред, причиняемый эрозией	430
Комплекс противоэрозионных мероприятий на территории Беларуси	433

Глава 26

Деградация почв и их охрана	438
Факторы деградации почв	440
Почвенно-экологический мониторинг	444

Глава 27

Почвенные карты, принципы их составления и использования в сельскохозяйственном производстве	446
Принципы составления	447
Виды почвенных карт	448
Использование материалов крупномасштабного картографирования в сельскохозяйственном производстве	455

Глава 28

Принципы агропроизводственной группировки и качественной оценки почв	455
Агропроизводственная группировка почв	456
Бонитировка почв	457

Глава 29

Почвы мира	463
Количественные показатели распределения почв мира	464
Земельные ресурсы мира	466

Литература	470

Учебное издание

**Горбылева Анна Ивановна
Андреева Дина Максимовна
Воробьев Вадим Борисович
Петровский Евгений Иванович**

ПОЧВОВЕДЕНИЕ С ОСНОВАМИ ГЕОЛОГИИ

Учебное пособие

**Редактор Л.В. Рутковская
Корректор К.А. Степанова
Художник обложки С.В. Ковалевский
Компьютерная верстка Д.М. Вербалович**

Подписано в печать с готовых диапозитивов 22.07.2002.

Формат 60×84 1/16. Бумага газетная. Гарнитура Ньютон.

Печать офсетная. Усл. печ. л. 27,9 + 0,46 вкл. Уч.-изд. л. 24,83. + 0,49.

Тираж 3010 экз. Заказ № 1620.

Общество с ограниченной ответственностью «Новое знание».

ЛВ № 310 от 14.08.2001.

Минск, ул. Академическая, д. 28, к. 112.

Почтовый адрес: 220050, Минск, а/я 79.

Телефон/факс: (10-375-17) 211-10-33, 284-03-23.

Москва, ул. Маросейка, д. 10/1.

Телефон (095) 921-67-21.

E-mail: nk@wnk.biz

<http://wnk.biz>

Республиканское унитарное предприятие

«Издательство «Белорусский Дом печати».

220013, Минск, пр. Ф. Скорины, 79.

ISBN 985-6516-49-8



9 789856 516491

<http://wnk.biz>